

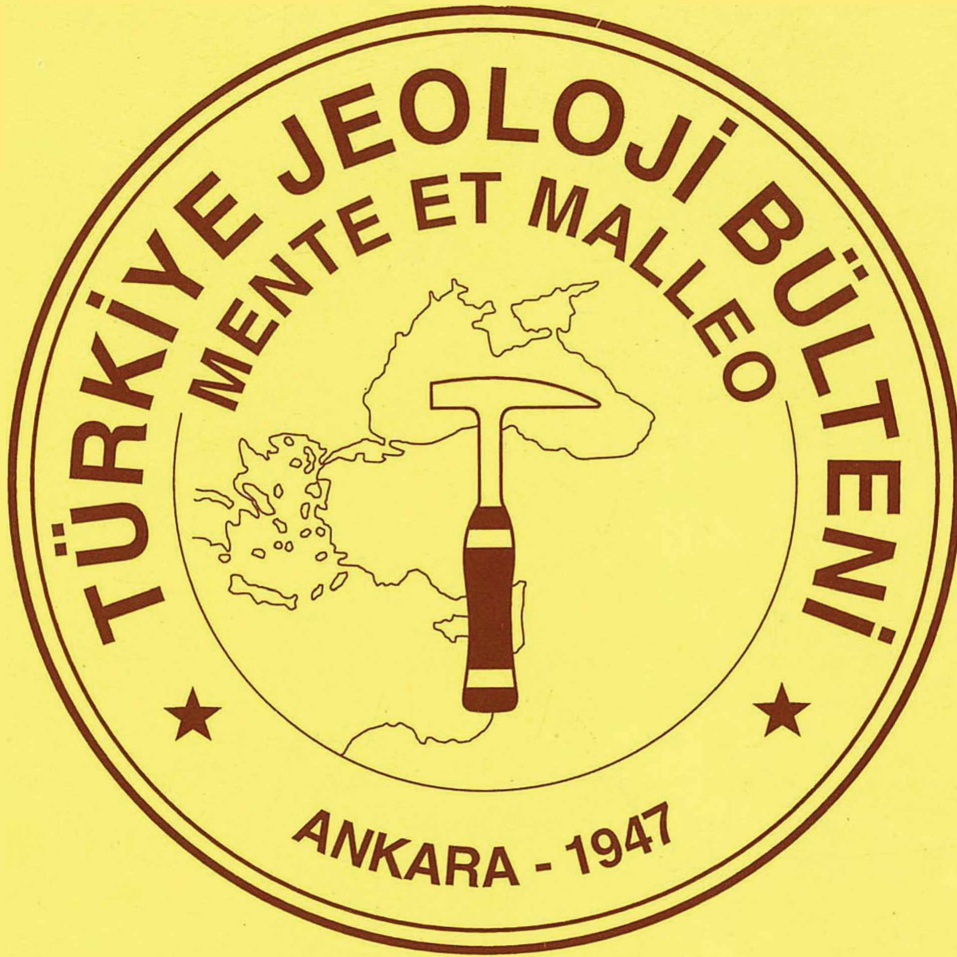
TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1996 Cilt 39 Sayı 2

August 1996 Volume 39 Number 2

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey
YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hikmet TÜMER	<i>Başkan (President)</i>
Tahir ÇEBİ	<i>İkinci Başkan (Vice President)</i>
Erçin TÜRKEL	<i>Yazman (Secretary)</i>
Aydın Bülent BAŞ	<i>Sayman (Treasurer)</i>
Bahadır ŞAHİN	<i>Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)</i>
Erdem ÇÖREKÇİOĞLU	<i>Yayın Üyesi (Member of Publication)</i>
Oğuz DEMİRKİRAN	<i>Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)</i>

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey
Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors

Sefer ÖRÇEN	<i>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi</i>	ANKARA
Atilla ÇİNER	<i>Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA

Sekreter / Secretary

Kuddusi KARAKUŞ	<i>Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
------------------------	---	---------------

Teknik Yönetmen / Technical Editor

Hilmi YAĞCI	<i>Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü, Enerji Dairesi</i>	ANKARA
--------------------	---	---------------

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

Bahattin AYRANCI	<i>Earth Science Department E.T.H., Zürich</i>	İSVİÇRE
Serdar BAYARI	<i>Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Zeki ÇAMUR	<i>Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüd Dairesi</i>	ANKARA
Kadir DIRİK	<i>Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Özcan DORA	<i>Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	İZMİR
Vedat DOYURAN	<i>Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Orhan DURAN	<i>Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Araştırma Grubu</i>	ANKARA
Mehmet EKMEKÇİ	<i>Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Yavuz ERKAN	<i>Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Ayhan ERLER	<i>Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Göksemin ESELLER	<i>Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Ergun GÖKTEN	<i>Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Kemal İNAN	<i>Dept. of Energy and Minerals, P.O.Box 2145, MDC Fitzroy, 3065</i>	AVUSTRALYA
Nurdan İNAN	<i>Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	SİVAS
Selim İNAN	<i>Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	SİVAS
Ali KOÇYİĞİT	<i>Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Engin MERİÇ	<i>İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	İSTANBUL
Atiçe NAZİK	<i>Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ADANA
Tooman NORMAN	<i>Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Doğan PAKTUNÇ	<i>CANMET-MSL 555 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A 0G1</i>	KANADA
Asaf PEKDEĞER	<i>Freie Universität Berlin, FR Rohstoff und Umweltgeologie,</i>	ALMANYA
Muharrem SATIR	<i>Universität Tübingen, Lehrstuhl f. Geochemie, Tübingen</i>	ALMANYA
İhsan SEYMEN	<i>Gümüşhane Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	GÜMÜŞHANE
Erdal ŞEKERCİOĞLU	<i>Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü</i>	ANKARA
Şakir ŞİMŞEK	<i>Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Veda TOKER	<i>Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Reşat ULUSAY	<i>Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA
Taner ÜNLÜ	<i>Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü</i>	ANKARA

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 1996 Cilt 39 Sayı 2
August 1996 Vol. 39 No 2

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Gediz Grabeni'nin tektonik evrimi
Tectonical evolution of the Gediz graben
.....T. EMRE 1
- Ananias - Akseki otoktonu güney kenarını temsil eden Pirnos Bloğu'nun stratigrafik özellikleri ve paleocoğrafik yorumu; Orta Toroslar, Türkiye
Stratigraphic properties and paleogeographic evaluation of Pirnos Block represents the south margin of the Ananias - Akseki autochthonous; Central Taurus, Turkey
.....M. ŞENEL 19
- Sultandağları'nın kuzey bölümünde yeni yaş bulguları; Deresine formasyonunun tektono - stratigrafisine yeni bir yaklaşım
A new approach to tectonostratigraphy of Deresine formation: New dating s in the north of Sultandağları
.....M.F. UĞUZ, K. ERDOĞAN, S. GÜRSU 31
- Elazığ kuzeyinde pirometazomatik oluşukları ve ilişkili Fe - Ti çevherleşmeleri
The pyrometasomatic formations and associated Fe - Ti mineralizations at the north of Elazığ
.....B. AKGÜL, A. ŞAŞMAZ 39
- Ilgın - Sarayönü (Konya) güneyinde Bozdağlar masifinin yapısal özellikleri
Structural features of the Bozdağlar massif to the south of Ilgın and Sarayönü (Konya)
.....Y. EREN 49
- Hierapolis'teki arkeosismik hasarların değerlendirilmesi
Evaluation of archeosismic damages at Hierapolis
.....E. ALTUNEL, A. BARKA 65
- Arguvan (Malatya kuzeyi) yöresinde Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkaniklerin karşılaştırmalı jeokimyasal özellikleri
Comparative geochemical features of the Upper Miocene and Pliocene volcanics in the Arguvan (N - Malatya) area
.....M. ALPASLAN, N. TERZİOĞLU 75
- Haliç (İstanbul) Holosen dip çökellerinin bentik foraminifer faunası
Benthic foraminifer fauna of Holocene sediments in Golden Horn (Istanbul)
.....A.C. ŞAMLI 87
- Sirelina orduensis Meriç ve İnan (1996)'in İlgaz (Çankırı) yöresindeki varlığı hakkında
About the occurrence of Sirelina orduensis Meriç and İnan (1996) in the İlgaz region (Çankırı)
.....N. İNAN, M. AKYAZI, N. ÖZGEN 103
- Pontid tipi masif sülfidlerde hedef saptaması için jeokimyasal yöntemler: Harşit - Köprübaşı (Tirebolu - Giresun) cevherleşmesinden bir örnek
Geochemical methods for the target definition of Pontid type massive sulphides: A example from. Harşit - Köprübaşı (Tirebolu - Giresun) mineralization
.....N. KÖPRÜBAŞI 111
- Sivas havzası batı sınırının (Ağcakışla) stratigrafik özellikleri
Basic geological features of the western boundary (Ağcakışla) of the Sivas Basin
.....K.Ş. KAVAK, S. İNAN 119

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

Yazışma adresi

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464 - Yenışehir, 06444 ANKARA
Tlf: (312) 434 36 01 Faks: (312) 434 23 88
e-mail: tmmobj-o @ servis 2. net. tr

Correspondence address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
P.O. Box 464 - Yenışehir, 06444 ANKARA
™ (90-312) 434 36 01 Fax: (90-312) 434 23 88
e-mail: tmmobj-o @ servis 2. net. tr

Gediz Graben'in tektonik evrimi *Tectonical evolution of the Gediz graben*

Tahir EMRE Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35100, Bornova - İzmir

Öz

Menderes Masifi'ne günümüzdeki şeklini kazandıran Gediz, Büyük Menderes ve Küçük Menderes grabenleri, yeni tektonik dönemde, ayrılma (detachment) faylarına bağlı olarak oluşmuştur. Günümüzde de diri olan Gediz Grabeni, BKB - DGD uzanımlı bir yarım grabendir. Grabenin en genç tortulları Salihli - Alaşehir Ovası'nı oluşturur. Gediz Grabeni'nin açınımı, yöredeki en genç ayrılma (detachment) fayı olan Karadut Fayı'nın oluşumu ile başlamıştır. Erken Miyosen yalı granodiyoritleri kesen ve düşük eğimli (12 - 20°) bir normal fay olan Karadut Fayı, grabenin kenar fayı niteliğindedir. Bu faylanma bölgesel ölçekte bir kataklastik - milonitik zon oluşturmuştur. Bu zon boyunca gelişen deformasyon ve tavan bloğunun KKD yönünde hareketi aynı kinematik olayların ürünüdür.

Karadut Fayı'nın taban bloğu, Menderes Masifi şist ve mermerleri ile, bunları kesen granodiyoritlerden yapıldır. Bu granodiyoritler, ayrılma faylarının oluşum sürecini başlatan genişlemeli tektoniğe bağlı olarak yerleşmiştir. Tavan bloğunda ise, bu faya bağlı olarak hareket etmiş Menderes Masifi kayaları (tavan bloğu temel kayaları) ve bunları örten, grabenleşme sürecinde oluşmuş tortullar ve Kula bazaltları bulunur. Karadut fay yüzeyi üzerinde, yer yer, taban bloğu ile tortul kayaların dokanağı yakınlarında, tortulların aşınmasıyla ortaya çıkan tavan bloğu temel kayalarına ait tekçe kütlelere rastlanır.

Karadut Fayı'nın oluşumuna bağlı olarak, tavan bloğunda gelişen tortul havza, ayrılma fayının oluşumundan kalıtsal blokların hareketleri yanısıra, yüksek açılı genç sentetik faylar tarafından da denetlenmiştir. Gediz Grabeni boyunca zaman zaman oluşan depremler, günümüzde de değişen hızlarla süren tektonik etkinliğin kanıtıdır.

Anahtar Sözcükler: Yeni tektonik dönem, Ayrılma fayı, Yarım graben, Taban bloğu, Tavan bloğu, Batı Anadolu.

Abstract

The Gediz, Büyük Menderes and Küçük Menderes grabens have been formed in relation to detachment faulting. The Gediz graben, which is active at the present time, is a WNW - ESE trending half graben. The youngest graben fill is the sediment of the Salihli - Alaşehir plain. The initiation of the Gediz graben has started with the activity of the Karadut fault which is the youngest detachment fault of the region. The low - angle detachment fault of the Karadut which cut the Early Miocene granodiorite has produced a cataclastic - mylonitic zone of a regional extent. The shear sense indicators along this zone were the product of the same kinematic activity and the tectonic transport has occurred along top to the north - northeast direction.

The footwall section of the Karadut fault consists of schists and marbles of the Menderes Massif. In the footwall section granodiorite stocks have been emplaced due to the activity of the fault. The hanging - wall section consists of rocks of the Menderes Massif and a Neogene sedimentary succession. Along the surface of the Karadut fault, erosion of the Neogene rocks has exposed in some places the hanging - wall slivers, which are gneisses and schists of the Menderes massif.

In the hanging - wall of the Karadut fault, detrital sedimentary successions of graben - fill were deposited and they were controlled both by blocks of the initial fault system and also by the new high - angle syntetic faults. The region is still active presently as the occurrences of earthquakes along of the graben indicate.

Key Words: Neotectonics, Detachment fault, Half graben, Upper plate, Lower plate, West Anatolia.

GİRİŞ

Son yıllarda Batı Anadolu'da yapılan çalışmaların çoğunluğu, nedeni ve başlangıç yaşı tartışmalı olan, genişlemeli yeni tektonik dönemin (Dewey ve Şengör, 1979) Menderes Masifi'nin gelişimine etkisi, oluşturduğu yapısal hatlar ve özellikle de grabenler ile ilgilidir (Arpat ve Bingöl, 1969; Eyidoğan ve Jackson, 1985; Leeder ve Gawthorp, 1987; Emre, 1990a ve b, 1992a ve b, 1995 ve 1996; Sözbilir ve Emre, 1990; Westaway 1990 ve 1994; Cohen ve diğ., 1995; Dart ve diğ., 1995; Hetzel ve diğ., 1995a ve b; Emre ve Sözbilir, 1995; Em-

re ve Sözbilir, basımda).

Batı Anadolu'da eski tektonik dönem boyunca etkili olan sıkışma tektoniğine bağlı olarak kabuğun kısalıp kalmaştığı (Şengör ve Yılmaz, 1981; Koçyiğit, 1982; Şengör ve diğ., 1984; Dora ve diğ., 1992) ve buna bağlı olarak kabuk tabanında bölümsel ergimeler başladığı bilinmektedir (İzdar, 1975; Bingöl, 1976). Eski tektonik dönemi izleyen bir "geçiş dönemi"nin (Koçyiğit, 1984) ardından, genişlemeli yeni tektonik dönem başlar (Dewey ve Şengör, 1979). Batı Anadolu, güncel görünümünü kazandığı bu son dönemde bir genişleme bölgesidir

(Papazachos ve Comninakis, 1977; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1980; Koçyiğit, 1984). Bölgede çekme gerilimleri, bazı araştırmacılara göre K - G ile KD - GB yönünde (Arpat ve Bingöl, 1969; McKenzie, 1972; Bingöl, 1976; Mercier, 1977; Patton, 1992), bazılarının göre ise, K - G, KD - GB ile KB - GD (Şengör, 1980) veya K - G, D - B, KD - GB ile KB - GD yönlerinde (Koçyiğit, 1984) gelişmiştir.

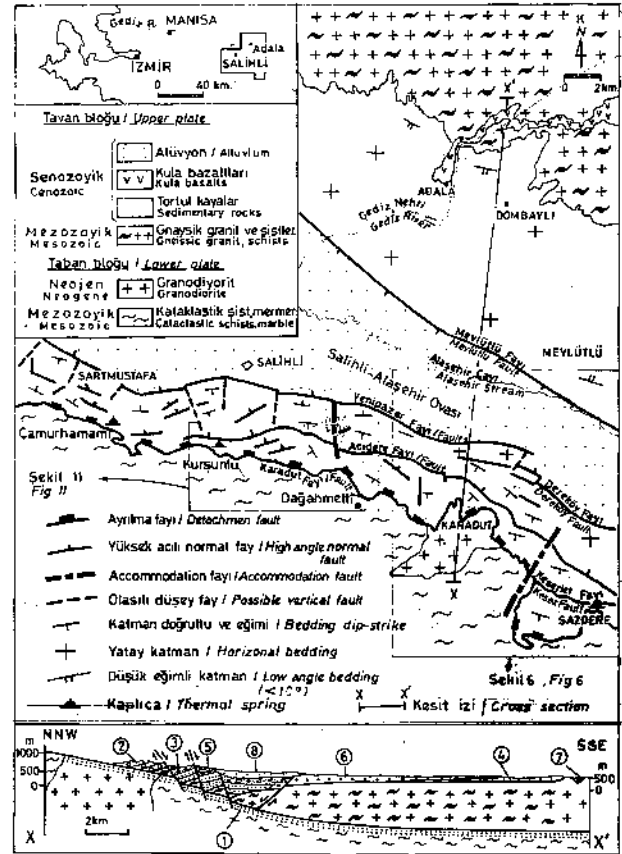
Ege bölgesindeki genişlemeli tektoniğin nedeni ve başlangıç yaşı konusundaki görüşler de farklıdır. Genleşmenin Ege - Anadolu levhasının batıya doğru hareketinden (McKenzie, 1972; Tokay, 1973; Alptekin, 1978; Şengör, 1979, 1980, 1982; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985; Kasapoğlu, 1986) veya yay ardı açılmadan (Papazachos ve Comninakis, 1977; Tapponnier, 1977; Makris, 1977; Berckhemer, 1977; Le Pichon ve Angelier, 1979, 1981; McKenzie, 1978; Kaya, 1982; Koçyiğit, 1984; Jackson ve McKenzie, 1988; Spakman ve diğ., 1988) ya da orojenik çökmeden (Seyitoğlu ve Scott, 1991; Seyitoğlu, 1996) kaynaklandığı ileri sürülmektedir. Bölgedeki grabenleşmenin, dolayısıyla genişleme tektoniğinin başlangıç yaşı konusunda; Akartuna (1965) Neojen öncesi; Ketin (1968) Geç Paleojen - Neojen arası; Kaya (1982) Erken Miyosen ya da Geç Paleojen; Seyitoğlu ve Scott (1991) Erken Miyosen; Şenol (1983) Orta Miyosen öncesi; İzdar (1975), Şengör (1980) Geç Miyosen; Koçyiğit (1984) yerel olarak Orta Oligosen, bölgesel olarak Geç Miyosen - Erken Pliyosen; Erinç (1955), Dumont ve diğ. (1979), Angelier ve diğ., (1981), Karamandere ve Yılmaz (1982) Geç Miyosen - Erken Pliyosen arası; Arpat ve Bingöl (1969) Pliyosen yaşlarını kabul ederler.

Menderes Masifi'ne günümüzdeki şeklini kazandıran grabenlerden biri olan Gediz Grabeni'nin büyük bir kesimini kapsayan çalışma alanı (Şekil 1) ile ilgili bulgular, Emre 1996'da ayrıntılı olarak verildi. Söz konusu yayında; grabenleşmenin, Karadut Fayı olarak adlandırılan ayrılma (detachment) fayının* oluşumuyla başladığı belirtilmiş, grabeni dolduran tortulların yaşlan ve çökelim ortamları, Karadut Fayı ve fay zonu, çalışma alanındaki diğer faylar ayrıntılı olarak anlatılmıştır.

Bu yayında; Karadut ayrılma fayının taban ve tavan bloklarıyla ilgil saha bulguları ve grabenin tektonik evrimi tartışılacaktır.

KAYA BİRİMLERİ

Çalışma alanında, Menderes Masifi metamorfik ve kristalin kayaları ile bunları uyumsuzlukla üstleyen tortullar ve Kula volkanitleri yüzeyler. Menderes Masifi metamorfik ve kristalin kayaları ile ilgili çok sayıda çalışmanın yapıldığı ve yapılmakta olduğu bilinmektedir. Bu araştırmalarda (İzdar, 1969; Başarır, 1975; Evirgen,

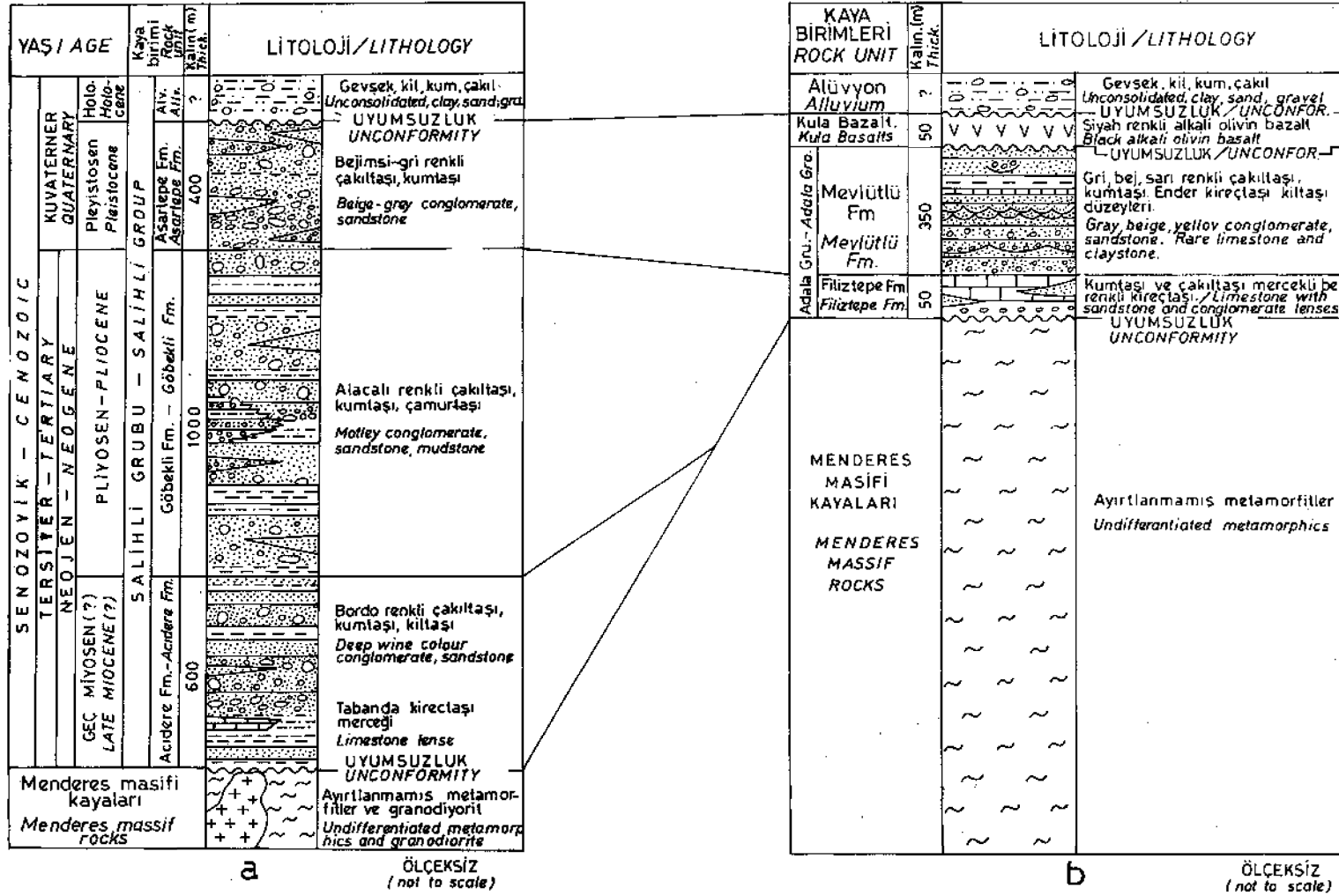


Şekil 1. Çalışma alanının yapısal haritası ve jeoloji kesiti (Kesit için; 1- Kataklastik - milonitik zon, 2- Acıdere formasyonu, 3- Göbekli formasyonu, 4- Filiztepe formasyonu, 5- Asartepe formasyonu, 6- Mevlütü formasyonu, 7- Kula bazaltları, 8- Alüvyon).

Figure 1. Structural map and geological cross-section of study area (For cross-section; 1- Cataclastic - mylonitic zone, 2- Acidere formation, 3- Göbekli formation, 4- Filiztepe formation, 5- Asartepe formation, 6- Mevlütü formation, 7- Kula basalts, 8- Alluvium).

1979; Candan, 1988) metamorfitler ve kristalin kayalar ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu kayaların litolojik ve petrografik özellikleri, bu yayının konusu dışındadır. Burada vurgulanması gerekli en önemli konu, daha önce de belirtildiği gibi (Emre, 1996), metamorfüeri kesen Erken Miyosen yaşlı (Hetzl ve diğ., 1995) granodiyoritlerin grabenin oluşumunu başlatan Karadut Fayı tarafından kesilmiş olmasıdır. Neojen - Kuvaterner yaşlı tortullar, BKB - DGD uzanımlı Salihli - Alaşehir ovasının kuzey ve güneyinde farklı fasiyestedir (Şekil 2). Güney kesimde kalınlığı 2000 m'yi bulan tortullar Salihli grubu; kuzeyde kalınlığı 400 m'yi geçmeyen tortullar ise, Adala grubu olarak adlandırılmıştır. Salihli grubu alttan üste doğru Acıdere, Göbekli ve Asartepe

*Söz konusu fay, Emre 1990(a ve b) ve 1992(a ve b)'de AUahdiyen Fayı olarak adlandırılmış ve ilk kez bu yayınlarda, Gediz Grabeni'nin kenar fayı olan bu fayın bir ayrılma fayı (detachment fault) olduğu vurgulanmıştır. Fay aynasının en iyi yüzlekleri Karadut Mah. çevresinde görüldüğü için adı Karadut Fayı olarak değiştirilmiştir (Emre, 1996).



Şekil 2. Gediz Grabeni güney (a) ve kuzey (b) kesiminin stratigrafik kolon kesiti.

Figure 2. Stratigraphic section of the southern (a) and northern (b) border of the Gediz graben.

formasyonlarından, Adala grubu da Filiztepe ve Mevlütlü formasyonlarından oluşur.

Acıdere formasyonu başlıca, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve kıltaşı - çamurtaşından yapıldır. Tabanda baskın olan ince taneli kırıntılılar, az oranda CaCO₃'lü çamurtaşı ve kireçtaşı arakatlıdır. Bu kireçtaşlarında tatlı su algleri ve bir ostrakod olan *Cyprinotus* sp. gözlenmiştir (Yrd. Doç. Dr. N. Doruk, 1990 sözlü açıklama). Üst düzeylerde ise çakıltaşı - kumtaşı araldanması baskındır. Genelde alt düzeylerdeki çakıl boyutları üst düzeylerdekinden oldukça küçüktür. Çakıltaşlarının öğeleri çokluk sırasına göre şist, fillit, metakuvarsit ve granodiyorit çakıllarından oluşur. Kısmen yavurlaklaşmış iş küt köşeli kuvarsit çakıllarının, köşeli şist çakılları ile birlikte bulunması; kuvarsit çakıllarının ikinci kez işlenmiş olduğunu belirtir. Grabenin güney kenarındaki Erken Miyosen yaşlı (United Nations, 1974; Hetzel ve diğ., 1995b) granodiyoritlerden türemiş olan çakıllar tane bileşenlerinin % 5'ini oluşturur.

Örgülü akarsu ortamında oluşan Göbekli formasyonu, başlıca, değişik renklerde çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı araldanmaları ve bunların arakatlılarından yapıldır. Çakıltaşları, şist, fillit, metakuvarsit, granodiyorit çakıllarının yanı sıra, ender olarak, kataklastik - milonitik zondan türeme köşeli çakıllar içerir. Birimin özellikle üst düzeylerinde, çamurtaşı, kıltaşı ve silttaşı arakatmanları yer alır. Dasiyen yaşına karşılık gelen, *Gyraulus arminiensis* Jekelius, *Melanopsis (Melanopsis)* cf. *bergeroni* Stefanescu, *Melanopsis (Melanopsis)* *decollata* Stoliczka, *Pyrgula dacica* Jekelius, *Theodoxus (Calvertia) quadrifasciatus* (Bielz), *Bulimus (Bulimus) croaticus* (Pilar), *Pyrgula* sp., *Pseudamnicola* sp. ve *Union* sp. türleri saptanmıştır (Prof. Dr. G. Taner, 1985, yazılı açıklama).

Asartepe formasyonu başlıca, kumtaşı arakatman ve arakatlıları içeren çakıltaşlarından yapıldır. Ortaç - kötü katmanlanmalı olan çakıltaşları, genellikle, iri çakıllı, gevşek çimento, az pekleşmiş ve az dayanımlıdır. Tane boyları, çok ince kumdan çok kaba kuma kadar değişen kumtaşı düzeylerinde, yer yer oluksal ve düzlemsel çapraz katmanlar gelişmiştir.

Grabenin kuzey kenarında yer alan Filiztepe formasyonu kireçtaşlardan yapıldır. Oldukça iyi pekleşmiş dayanımlı, orta - kalın katmanlı, yer yer bol erime boşluklu olan kireçtaşlı, yaygın olarak saz fosilleri ve yer yer gastropod fosilleri içerir. Bu gastropod fosillerinin "büyük olasılıkla Pliyosen yaşında" olduğunu belirtilmiştir (Prof. Dr. G. Taner, 1987, yazılı açıklama). Tabanda bazen ince çakıltaşı düzeyi ile başlayan kireçtaşları, çoğu kez kalınlığı 40 - 50 cm'yi aşmayan taban regoliti üzerine oturur.

Mevlütlü formasyonu, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı ve çamurtaşı araldanmasından yapıldır. Az pekleşmiş ve az dayanımlı olan bu düzeyler, ender olarak ince kireçtaşı mercikleri içerir. Tabanda baskın olan çakıltaşları, üst kesimlere doğru yerini kumtaşı ve çamurtaşlarına bırakır. Kumtaşları az dayanımlı, ince - orta ve kalın katmanlıdır. Kumtaşlarında oluksal ve düzlemsel çapraz katmanlanmalar, yük kalıpları, tane derecelenmesi, çakıltaşı kanal dolguları ve çamur topları gözlenir.

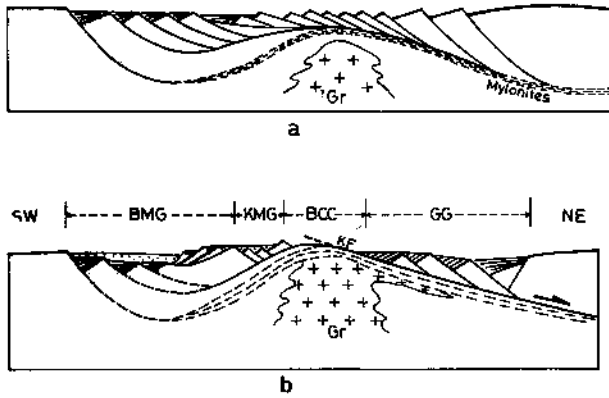
GEDİZ GRABENİNİN OLUŞUMU

Bölgesel ölçekli egemen genleşme kuvvetlerinin, düşük eğimli makaslama zonları şeklinde ayrılma faylarını oluşturduğu bilinmektedir (Davis ve Lister, 1988). Nedeni ne olursa olsun, Erken Miyosen'de başlayan (Seyitoğlu ve Scott, 1991) ve günümüzde de süren çekme tektoniği denetiminde, ayrılma faylarıyla oluşan yarım graben alanlarında (Büyük Menderes Grabeni) tortullar depolanırken, bir yandan da granitik sokulumlar, ayrılma fay zonunun yukarı doğru kavışılarak bükülmesini sonuçlar (Şekil 3a). Dünyanın birçok yerinde, bu şekilde yukarıya doğru yükselen granitik kütlelerin metamorfik çekirdek komplekslerini oluşturduğu bilinmektedir (Davis ve Coney, 1979; Wernicke, 1981; Lister ve Davis, 1989). Genleşmeli tektonik rejime bağlı olarak yerleşen (Hetzel ve diğ., 1995b). Turgutlu ve Salihli granodiyoritleri (United Nations, 1974; Evirgen, 1979) "Bozdağ çekirdek kompleksi"ni (Emre ve Sözbilir, basında) oluşturan granitik - granodiyoritik yükselimin değişik noktalarda yüzeylenmiş bir uzantısı olmalıdır. Dolayısıyla, bu granodiyoritlerin, sıkışma tektoniğine bağlı olarak sokuldukları (Candan ve diğ., 1992; Dora ve diğ., 1992) veya siller şeklinde yerleştikleri (Savaşçın, 1984) görüşleri savunulamaz. Birçok sıcak su kaynağına (Çamurhamamı, Kurşunlu ve Sazdere kaplıcaları) ısı vermeleri, bu granodiyoritlerin günümüzde de diri olduklarının kanıtıdır. Süreğiden çekme gerilmeleri ile, en genç ayrılma fayı olan Karadut Fayı oluşur (Şekil 3b). Erken Miyosen yaşlı (United Nations, 1974; Hetzel ve diğ., 1995b) granodiyoritleri kesen Karadut Fayı, büyük olasılıkla Erken Miyosen'in sonu veya Orita Miyosen'de oluşmuş olabilir. Böylece Gediz Grabeni'nin oluşum süreci başlar.

Karadut Fayı tavan bloğunda gelişen genleşmeli tortul havzada, önce, Geç Miyosen (?) yaşlı, alüvyal yelpaze ortamı ürünü Acıdere formasyonu depolanır* (Şekil 4a). Birimin, alt düzeylerinde ince taneli kırıntılıların baskın olması, düşük enerjili durgun bir ortamda çökelmeye başladığını gösterir. Bu dönemde topografyanın eğimi, taşkın ovalarının gelişmesine elverecek denli azdır ve bu az eğimli topografya da akan suyun

*Seyitoğlu ve Scott (1996) Eskişehir sporomorfllarına dayanarak Gediz Grabeni'ndeki tortulların Erken Miyosen'de oluşmaya başladıklarını kabul ederler. Ancak, yazarların verdiği örnek lokalitesi (a.g.e), Göbekli formasyonuna (Emre, 1996) karşılık gelmektedir. Göbekli formasyonundan derlenen gastropod fosilleri ise Dasiyen yaşını vermiştir (Emre, 1988, 1990a ve 1996). Ayrıca bu formasyon Erken Miyosen yaşlı (United Nations, 1974; Hetzel ve diğ., 1995b) granodiyoritlerden türeme çakıllar içeren (Emre, 1990a) Acıdere formasyonunu üzerlemektedir.

GEDİZ GRABENİNİN TEKTONİK EVRİMİ



Şekil 3. Menderes Masifinde ayrılma faylarına bağlı grabenlerin ve Bozdağ çekirdek kompleksinin oluşum modeli (Emre ve Sözbilir'den alınmıştır (basımda), açıklama metinde, ölçeksiz).

a) Erken Miyosen.

b) Orta Miyosen - Güncel.

(BCC: Bozdağ çekirdek kompleksi, BMG: Büyük Menderes Grabeni, GG: Gediz Grabeni, Gr: Granit, KF: Karadut ayrılma fayı, KMG: Küçük Menderes Grabeni.

Figure 3. Model for the development of the Gediz, Büyük and Küçük Menderes Grabens (after Emre and Sözbilir, in pres, not on scale, explanations in the text)

a) Early Miocene.

b) Middle Miocene Holocene.

(BBC: Bozdağ core complex, BMG: Büyük Menderes Graben, GG: Gediz Graben, Gr: Granite, KF: Karadut detachment fault, KMG: Küçük Menderes Graben).

enerjisi, suda asılı gerecin çökmesine elverecek denli düşüktür. Alt düzeylerin, az kavisli ırmakların kanal ve taşkın ovalarının üst üste gelen dolgularından oluştuğu söylenebilir. Tatlı su algli kireçtaşı arakatkılan, taşkın düzlüklerinin kireçtaşlarının çökeline yeterli bir süre duraylı kaldığını, bu süreçte kırıntılı gereç girdisinin çok azaldığını gösterir. Üst kesimlerde, kilitaşı ve çamurtaşlarının yok denecek kadar azalması, çakıltaşı ve çakıllı kumtaşlarının önemli oranda artması, bu dönemde topografya eğiminin ve akarsu enerjisinin arttığını göstermektedir. Çakıltaşlarının dokusal ve geometrik özelliklerine göre taşınmanın, bol yağışlı bir iklim ve yüksek eğimli bir topografyanın ürünü olan, yüksek enerjili suların denetimindeki alüvyal yelpaze ortamında geliştiği söylenebilir.

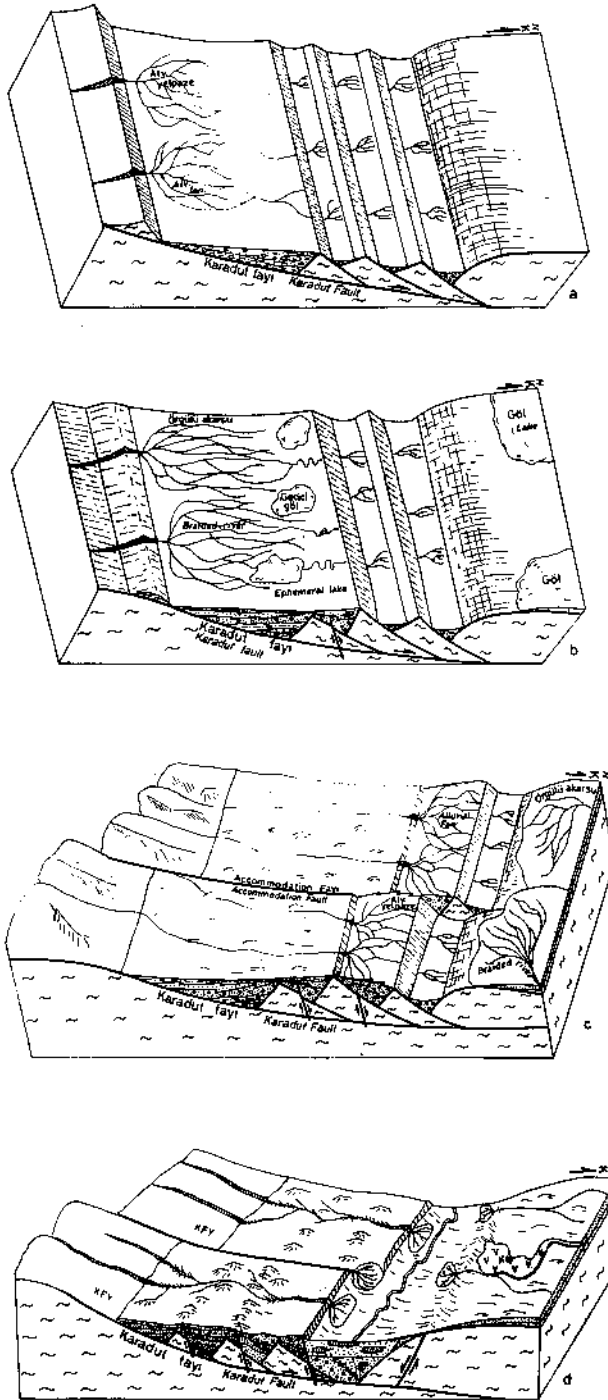
Pliyosen'de grabenin güney kenarında Göbekli formasyonu, kuzeyinde ise Filiztepe formasyonu çökler (Şekil 4b). Göbekli formasyonunun alt düzeylerini oluş-

turan tortullar, yüksek eğimli bölgelerde görülen örgülü akarsuların üst üste gelen kanal dolgularını karakterize eder. Çakıltaşlarında görülen yukarı doğru tane derecelenmesi ve kumtaşlarının dokusal ve özellikleri (Emre, 1996) akıntı enerjisinin, zaman zaman ve/veya kanalın değişik yerlerinde azalıp çoğaldığını gösterir. Bu arada, çok kısa süreçlerde açınan taşkın düzlüklerinde, çok ince killi - siltli çökeller oluşmuştur. Üst düzeylere doğru akarsuların aktığı topografyanın eğiminde bir azalma ve taşkın düzlüğü oluşuklarında bir artma olmuştur. Çamurtaşı ve silttaşı düzeyleri ve bunların içerdiği, tatlı sudan acı suya geçiş ortamını simgeleyen, gastropod ve ostrakod fosilleri bu ortamın ürünüdür. Formasyonun üst düzeylerinin az kavisli menderesli ırmak dolguları olduğu söylenebilir. Filiztepe formasyonu, tabanı az engebeli ve düşük eğimli olan gösel bir ortamda çökelmeye başlamıştır. Saha bulguları, başlangıçta çökelt ortamının alçalması ve/veya su seviyesi yükselmesinin, taban oluşuklarının taşınmasına fırsat vermeyecek denli ani geliştiğini belirtir. Kireçtaşları arasındaki kırıntılı düzeyler ve oluşuktaşı çakıltaşları, ortamın zaman zaman hareketlendiğini gösterir.

Göbekli formasyonunu üstleyen Asartepe formasyonu ve Filiztepe formasyonunu üstleyen Mevlütlü formasyonları Pleyistosen'de çöklemiştir (Şekil 4c). Asartepe formasyonu akarsu denetimli alüvyal yelpaze dolgularından yapıldır. Çakıltaşlarında kum boyutundaki kırıntılarla iri çakıllarının bir arada olması, az da olsa iri blokların bulunması, belirsiz katmanlanma, genellikle iri çakılların akıntı yönüne göre ön tarafının alt kısımlarında daha fazla küçük çakıl ve kum boyutundaki gerecin depolanması, birimin çok yüksek enerjili ve ani gereç yığılmasını yapabilecek bir akıntıyla, eğimli bir alanda depolandığının belirteci. Bazı kesimlerde tane boyunun biraz küçülmesi ve derecelenme görülmesi, zamanla akıntı hazmın düşüştüğünü belirtir. Kumtaşlarının kötü boylanmalı, derecelenmesiz, serpinti şeklinde çakıl içerikli, değişik kalınlıkta katmanlı olması ve çoğunlukla akıntıya bağlı tortul yapı olmaması, bunların, daha çok yüzeyi kaplayarak gelen yüksek enerjili suların getirdiği gereçlerle oluştuğuna işaret eder. Örgülü akarsu ortamında çökelen Mevlütlü formasyonunun taban kesiminde baskın olan çakıltaşı kanal dolguları, yüksek enerjili akıntı ürünüdür. Çakıltaşlarının yukarı doğru az da olsa derecelenmesi, akarsu hızının giderek düşüştüğünü gösterir. Üst kesimlerde çakıltaşlarının yerini alan kumtaşı ve çamurtaşları, düşük enerjili bir ortamda, az kavisli ırmak kanallarında ve taşkın düzlüklerinde çöklemiştir.

Pleyistosen sonlarında, 1.1 - 0.01 milyon yıl yaşlı (Erinç, 1970; Borsi ve diğ., 1972; Tekkaya, 1976) Kula bazaltlarının son iki evresine ait (Ercan ve Öztunalı, 1982) lav akıntıları, Gediz Nehri vadisini izleyerek, ça-

alışma alanının kuzeyinde Adala kasabasına kadar ulaşır (Şekil 1 ve 4d). Bu arada, grabenin güney kesiminde, bir yandan ayrılma fayından kalıtsal bloklar fay yüzeyi üzerinde eğim yönünde hareket ederken, diğer yandan da mezo - makro boyutta yüksek açılı normal faylar gelişir. Tortullaşma ile yaşıt veya daha sonra



oluşmuş çok sayıda sentetik ve antitetik mezoskopik fayların (Şekil 5) doğrultuları, $K74^\circ - 47^\circ B$ arasında yoğunlaşır (Emre, 1996). Havza denetiminde doğrudan rol oynayan fayların en önemlileri olan Keserler, Acidere, Dereköy ve Yenipazar fayları, grabenin uzanımına koşut olarak kilometrelerce uzanır (Şekil 1 ve 6). Arazi verilerine göre bu fayların yaşı, bazı araştırmacıların da belirttiği gibi (Koçyiğit, 1984; Dart ve diğ., 1995), havza kenarından havza ortasına doğru ilerledikçe (Salihli - Alaşehir ovasına yaklaştıkça) gençleşir. Salihli - Alaşehir ovasını sınırlayan Yenipazar - Dereköy ve Mevlütlü fayları, Pleyistosen sonrası tektonizma ürünüdür. Grabenin uzanımına dik yönde gelişen faylardan, "accommodation" fayı (Şengör, 1987) olarak nitelendirilen yüksek açılı fayların oluşumu, arazi verilerine göre, Asartepe formasyonunun çökeliminden öncedir (Şekil 6). Grabenin güney kesiminde çökelen tortulların, daha sonra GB yönünde eğimlenmeleri (Şekil 6), Karadut fay yüzeyi üzerindeki blokların hareketleriyle (Anders ve Schlische, 1994) açıklanabilir.

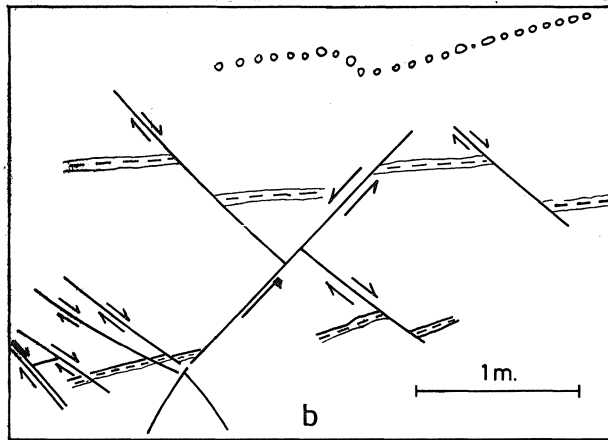
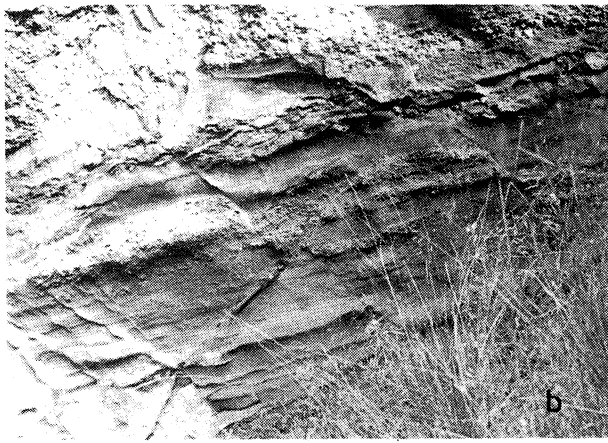
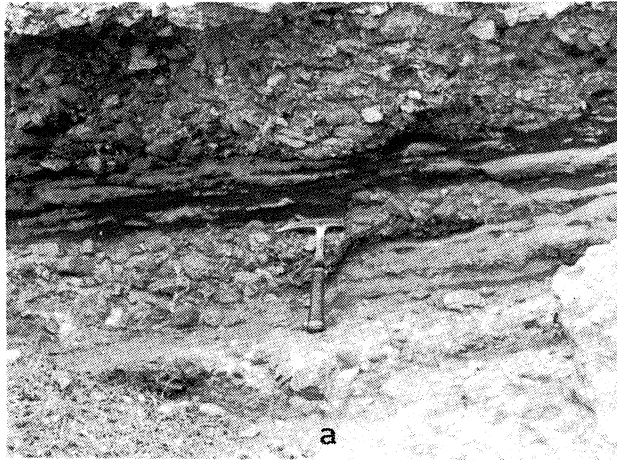
Salihli - Alaşehir Ovası'nın kuzeyinde, Filiztepe formasyonunun çökmeye başladığı andan günümüze kadar geçen sürede, Mevlütlü Fayı dışında, tortul kayaları etkileyen herhangi bir kırık hattı oluşmamıştır. Katmanlar çoğu kez yataydır veya yataya yakın konumdadır (Şekil 1). Grabenin güney kenarında ise tortul kayaların eğim açılan oldukça yüksek değerler almakta ve sık sık eğim yönleri değişmektedir (Şekil 6). Güneyde tortulların hızlı bir aşınmayı yansıtan sarp ve engebeli topografyası ve kataklastik, kristalin ve metamorfik kayaları da aşındıran genç - dar vadiler dikkati çekerken, kuzeyde engebesez veya çok az engebeli bir topografyada derin olmayan dereler ve yayvan sırtlar kendini gösterir. Bu veriler, grabenin güney kesiminde günümüzde de süren oldukça aktif bir tektonizmanın etkili olduğunu, kuzey kesimde ise kayda değer bir tektonik etkinlik olmadığını gösterir.

Şekil 4. Gediz Grabeni'nin tektonik evrim modeli (ölçeksiz, açıklama metinde)

- Geç Miyosen,
- Pliyosen,
- Pleyistosen,
- Pleyistosen sonu- Güncel (KFY: Karadut Fay Yüzeyi, Kb: Kula bazaltları).

Figure 4. Model of the structural evolution of the Gediz Graben (not on scale, explanations in the text)

- Late Miocene
- Pliocene
- Pleistocene
- End of Pleistocene - Actual (KFY: Karadut detachment surface, Kb: Kula basalts).



Şekil 5. Tortullaşmayla yaşıt (a) ve sonrası (b) mezoskopik faylar (kroki üstteki fotoğrafa aittir).

Figure 5. Syn and post sedimentary mesoscopic faults (the sketch of the fotograph above).

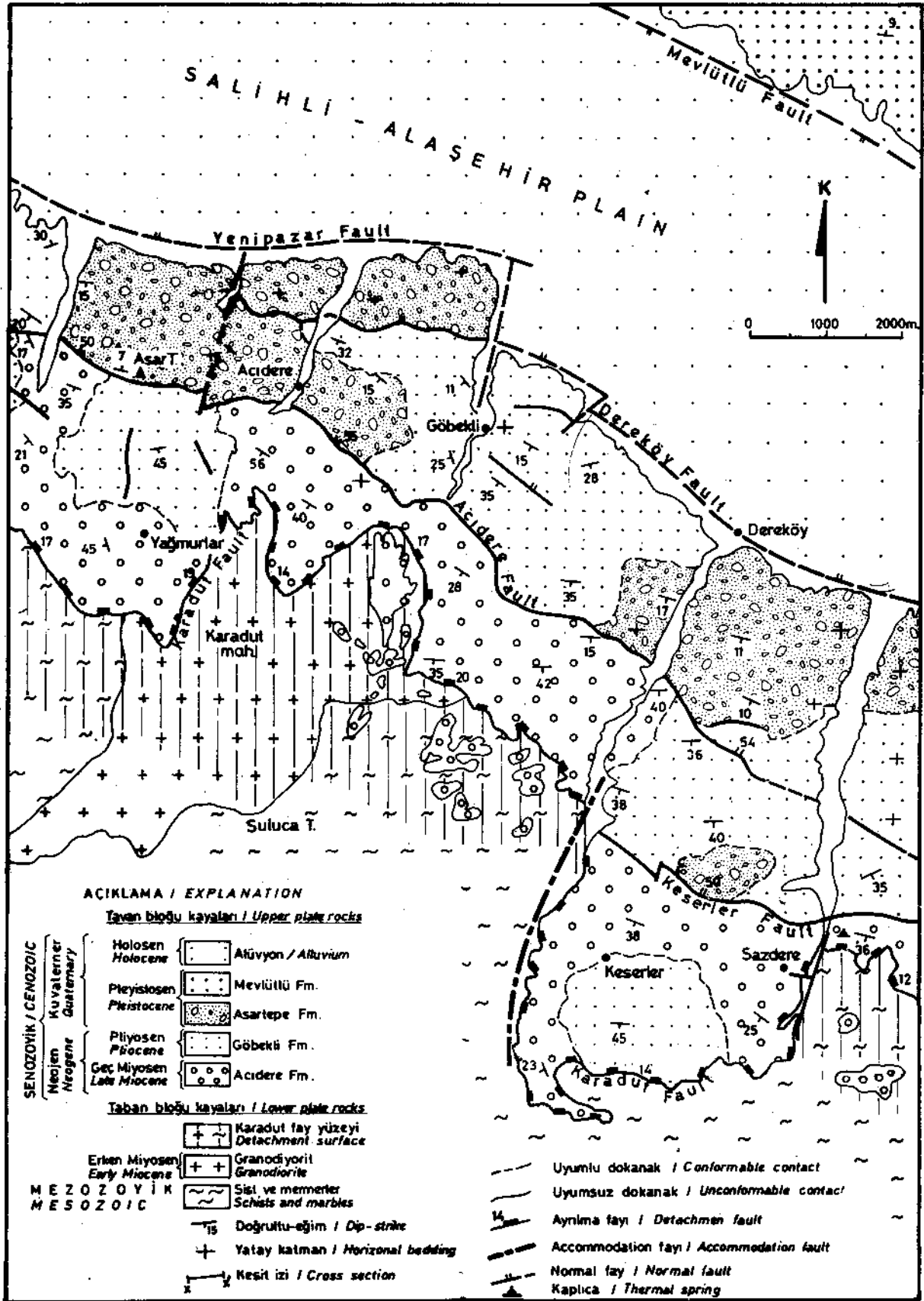
KARADUT FAYI TABAN VE TAVAN BLOĞU

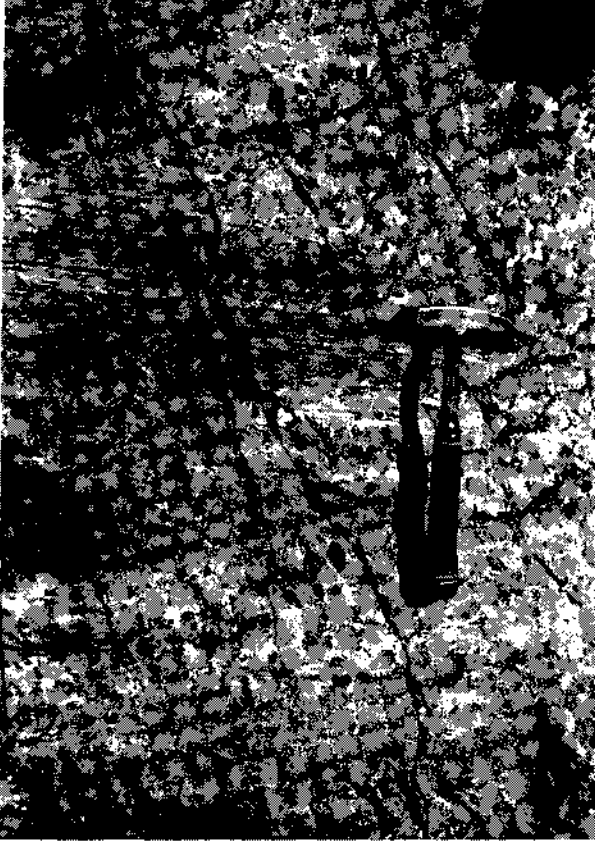
Karadut Fayı, hem Bozdağ çekirdek kompleksinin kuzey yamacına günümüzdeki şeklini kazandıran, hem de Gediz Grabeni'nin kenar fayı olan düşük eğimli (12 - 20°) bir normal faydır. Grabenin güney kenarı boyunca 80 km uzunluğundaki bir alanda (Evirgen, 1979; Emre, 1990a ve b, 1992a ve b, 1995, 1996; Hetzel ve diğ., 1995b) yüzeyler. Karadut Mahallesi çevresinde bu yüzeyin KD - GB yönünde genişliği 4 km'ye erişir (Emre, 1996). Eğim yönü K, KKD ve KKB olan fay aynasında yer yer, fay çizik ve olukları gözlenir (Şekil 7). Bu fay çizgilerine göre (Şekil 8), tavan bloğu KKD yönünde hareket etmiştir.

Ayrıma fayı ile altındaki taban bloğu ve üstündeki tavan bloğu, metamorfik çekirdek kompleksini oluşturan üç ana yapısal öge olarak tanımlanmaktadır (Coney, 1980).

Karadut Fayı'nın taban bloğunda Menderes Masifi şist, mermer ve granodiyoritleri yer alır. Taban bloğunun fay yüzeyine yakın kesimlerinde, fayın oluşumuna bağlı olarak gelişen kataklastik - milonitik bir zon bulunur (Levha I ve II). Fayın kesmiş olduğu anakayaya bağlı olarak, kataklastik milonitik kayaların makro ve mikroskopik yapısal ve dokusal özellikleri değişmektedir. Taban bloğundaki kaya şist, mermer veya granodiyorit olsun, fay aynasından derine doğru gidildikçe fay breşinden milonit ve ultramilonite, milonitik kayalardan da yavaş yavaş kataklastizmaya uğramamış granodiyorit veya metamorfite dereceli bir geçiş görülür (Emre, 1990a, 1992a ve b). Bu geçişin en iyi izlendiği kayalar granodiyoritlerdir. Grabenin güney kenarı boyunca, genişliği birkaç yüz metre ile 4 km arasında değişen ve uzunluğu 40 km'ye erişen geniş bir alanda, sabit eğimli yamaçlar şeklinde kendini gösteren fay yüzeyine (bak. jeoloji harita ve kesitleri) koşturularak kataklastik zonun kalınlığı 10 - 60 m arasında değişir (Emre, 1996). Kataklastik zonda, gevrek deformasyon ürünü, düşey veya düşeye yakın, birbirine koşturularak veya kesişen çatlak sistemleri gelişmiştir (Şekil 9). Bu çatlaklardan alınan ölçümlere göre (Şekil 10) egemen genleşme yönü K - G ile K50°D arasında değişmektedir. Bu yönler, bir önceki bölümde sözü edilen normal fayları oluşturan genleşme yönleriyle aynıdır. Kinematik göstergeleri aynı olan tüm bu plastik ve gevrek deformasyon ürünü yapılar, genleşmeli tektonik rejimde, KKD yönünde gelişmiş kayma hareketlerinin ürünleridir (Berthe ve diğ., 1979; Simpson ve Schmit, 1983; Lister ve Snoke, 1984; Blenkinsop ve Troloar, 1995).

Karadut Fayı tavan bloğu kayalarını; ayrıma fayından kalıtsal, Menderes Masifi gnaysik granit ve şistleri (tavan bloğu temel kayaları), graben alanında depolanan Salihli ve Adala grubu kayaları ve alüvyonlar ile





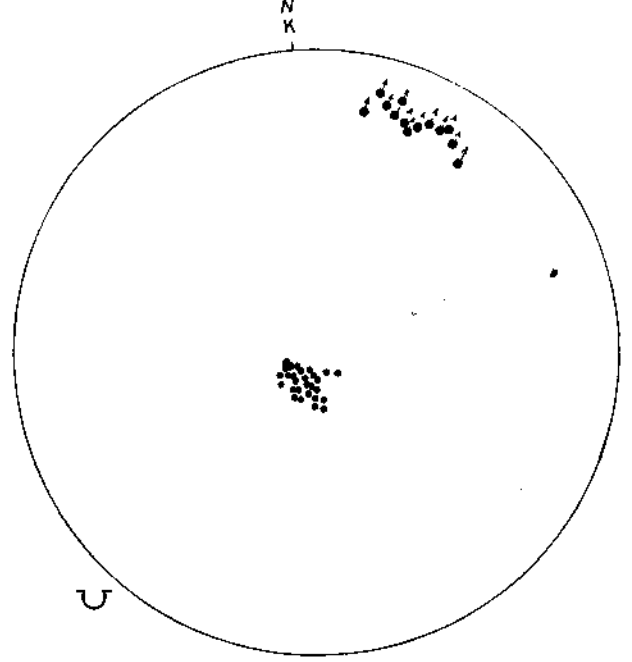
Şekil 7. Karadut fay yüzeyinde, fay çizik ve olukları (çekicinin gölgesi oluk geometrisini yansıtmaktadır).

Figure 7. Striations and grooves of Karadut detachment surface.

Kula bazaltları oluşturur (Şekil 1 ve 4). Grabenin güney kesiminde, Karadut Fayı - tortul kayalar dokanağı yakınlarında, tavan bloğuna ait gnaysik granit ve şişlerden yapılmış kütleler, üzerindeki tortul örtünün aşınması sonucu yüzeylenmiştir (Şekil 11 ve 12). Önceki çalışmalarda, Dağahmetli çevresindeki bu kütleler, "gözlü gnays küpleri" olarak haritalanmış ve ayrılma fayı üzerinde pasif kaymalarla geldikleri söylenmiştir (United Nations, 1974; Hetzel ve diğ., 1995b). Yakından bakıldığında; (a) Geç Miyosen - Pliyosen yaşlı tortullar, kütlelerin kuzeye bakan yamaçlarını uyumsuz olarak üstler, (b) kütlelerin altında yer alan Karadut fay yüzeyi gravite kaymasına uygun bir topoğrafya sunmamaktadır, (c) kütleler ile Karadut fay yüzeyi arasında belirgin bir ezik zon yoktur. Dolayısıyla bu kütleler, ayrılma fayının hareketlerine bağlı olarak yer değiştirmiş, tavan

Şekil 6. Karadut çevresi jeoloji haritası (yer bulduru için Şekil 1'e bakınız).

Figure 6. Geological map of around Karadut (for location see Fig. 1).



Şekil 8. Karadut fay yüzeyi ve fay çiziklerinin kutup noktaları (Schmidt ağı, alt yarı küre, iri noktalar fay yüzeyine, 28 ölçüm; oklu iri noktaları fay çiziklerine aittir, ok ucu hareket yönünü gösterir, 13 ölçüm).

Figure 8. Poles detachment of fault surface of Karadut and fault striaes (big points, 28 measurements) and trend and plunge of fault striae (big points with arrows, 13 measurements). (Schmidt net lower hemisphere).

bloğuna ait kütlelerdir. Kurşunlu doğusunda, tortul kayaların ortasında izole bir blok görünümünde yüzlek veren tavan bloğu temel kayası da, benzer olayların sonucu bugünkü konumunu almıştır (Şekil 13).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

1. Gediz Grabeni'nin açınımı, bölgesel ölçekte bir ayrılma fayı olan Karadut Fayı'nın oluşumu ile başlar. Erken Miyosen yaşlı (United Nations, 1974; Hetzel ve diğ., 1995b) granodiyoritleri kesen bu fayın yaşı Erken Miyosen sonu veya Orta Miyosen olmalıdır, en azından çalışılan bölgelerde (Sözbilir ve Emre, 1990; Emre, 1996), büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarındaki en yaşlı tortul birime (kömür damarları içeren Hasköy birimi*: Sözbilir ve Emre, 1990) karşılık gelecek tortullar Gediz Grabeni'nde bulunmamakta, Hasköy birimini üstleyen Gökürantepe birimi (a.g.e.) Gediz Grabeni'ndeki en yaşlı tortullara (Acıdere formasyonu) karşılık gelmektedir. Bu bulgular, Büyük Menderes Grabeni'nin Gediz Grabeni'nden önce oluştuğunu düşündürür (Emre, 1995). Tüm bunlara, sözkonusu grabenlerin tortul dolgu ve havza tabanı geometrilerinin

*Hasköy biriminin yaşını Sözbilir ve Emre (1990) Orta Miyosen, Seyitoğlu ve Scott (1992) Erken Miyosen olarak kabul ederler.

LEVHAI

PLATE I

Şekil 1. Karadut Fayı ve kataklastik - milonitik zon (Karadut çevresi).

Figure 1. Karadut detachment fault and cataclastic - mylonitic zone (around Karadut.)

Şekil 2. Kataklastik kayalar.

Figure 2. Cataclastic rocks.

Şekil 3. Kataklastik breş.

Figure 3. Crush breccia.

Şekil 4. Karadut Fayı altında gözlenen yapısal stratigrafi (CY: Kayma yüzeyi, KFY: Karadut Fayı, KK: Kataklastik kayalar, MF: Milonitik foliasyon, MG: Milonitik granodiyorit).

Figure 4. Structural stratigraphy which is observed under Karadut detachment fault. (CY: Gliding surface, KFY: Karadut detachment fault, KK: Cataclastic rocks, MF: Mylonitic foliation, MG: Mylonitic granodiorite).

Şekil 5. Milonitik granodiyoritlerde S/C ve C ilişkisi (S/C ve C'ye dik kesit, sağ yönlü kayma).

Figure 5. Relationship between S/C and C fabrics in mylonitic granodiorite (section is perpendicular to S/C and C and dextral shear sense).

LEVHA II

PLATE II

Şekil 1. Kataklastik - milonitik mermerler (Kurşunlu çevresi, kroki fotoğraftan çizilmiştir).

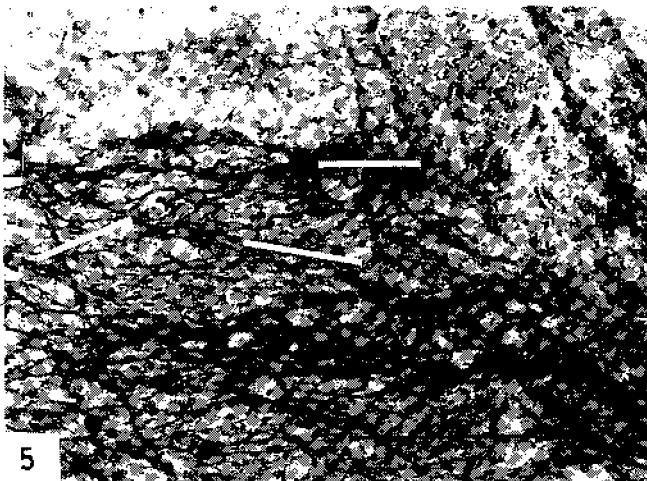
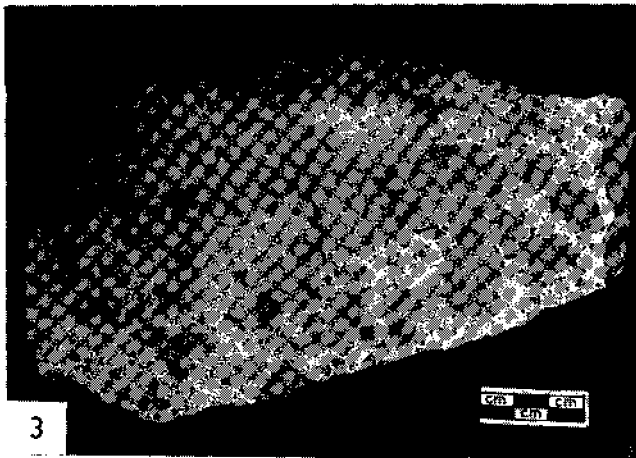
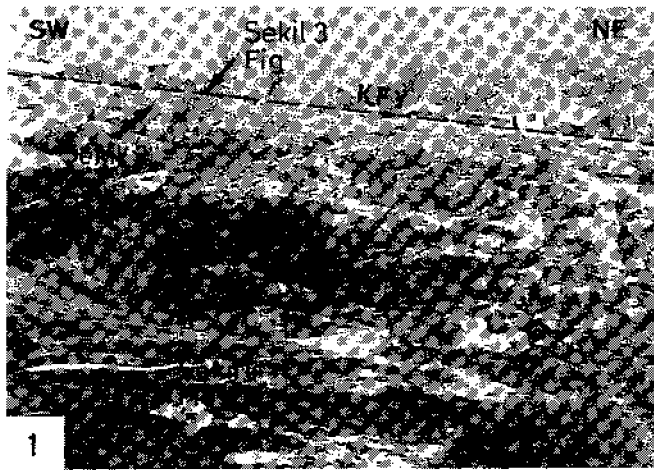
Figure 1. Cataclastic - mylonitic marbles (around Kurşunlu, the sketch of the photograph above).

Şekil 2. Dolomitik mermerlerde mezoskopik hareket yönü verileri (kroki fotoğraftan çizilmiştir).

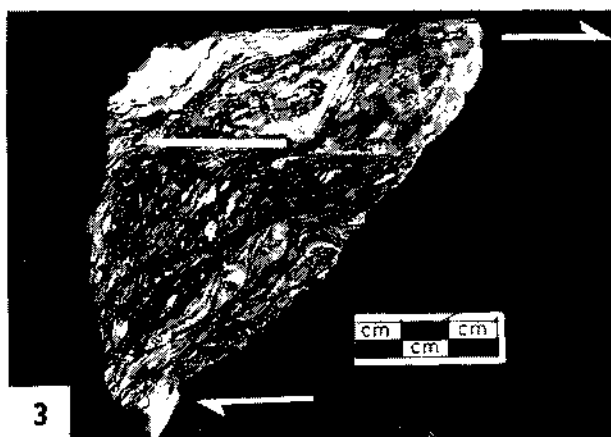
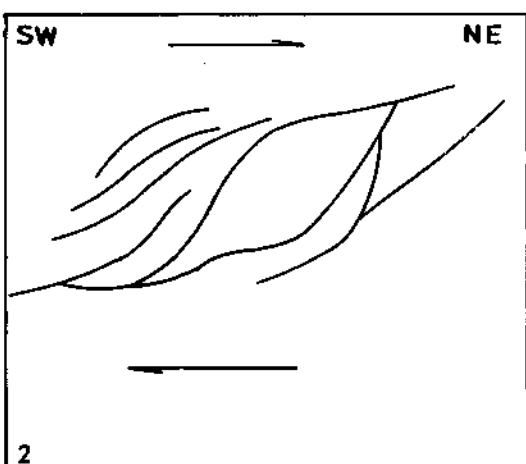
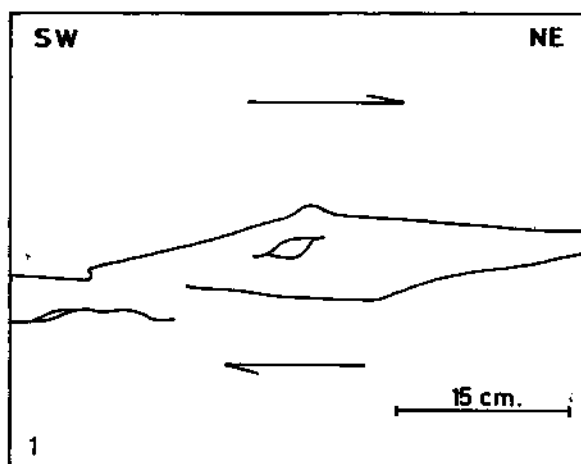
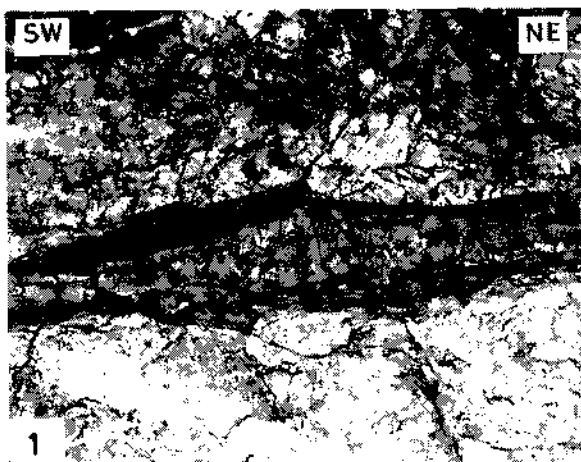
Figure 2. Mesoscopic kinematic indications at the Dolomitic marbles (the sketch of the photograph above).

Şekil 3. Milonitik mermerlerde S/C ilişkisi (S/C'ye dik kesit, sağ yönlü kayma).

Figure 3. S/C relationship at Mylonitic marbles (section is perpendicular to S/C, dextral shear sense).



LEVHA II
PLATE II





Şekil 9. Kataklastik zondaki yüksek açılı çatlaklar.

Figure 9. High angle fantes of the cataclastic zone.

birbirinden farklı olmaları (Emre ve Sözbilir, basımda) eklenince, bu grabenlerin oluşumunun simetrik olarak ve aynı anda başladığı (Hetzl ve diğ., 1995a) veya Batı Anadolu'daki tüm grabenlerin Erken Miyosen'de oluşmaya başladığı (Seyitoğlu ve Scott, 1996) düşüncelerine katılmak olanaksızdır.

2. Gediz Grabeni olarak adlandırılan yapı, Karadut Fayı'nın ilk hareketi ile oluşmaya başlayan çökelim alanının tümünü kapsar. Acidere, Göbekli, Filiztepe, Asartepe ve Mevlütlü formasyonları ile alüvyonlar bu alanda biriken tortullardır. Bu tortulların en genci olan alüvyonlar Salihli - Alaşehir ovasını oluşturur. Dolayısıyla, grabenin oluşumu, "kataklastik kayaların oluşumundan sonra, kataklastikleri kesen D - B yönlü normal düşey faylar" (Dora, 1994) ile açıklanamaz ve benzer bir yaklaşımla (Hetzl ve diğ., 1995b) sadece Salihli - Alaşehir ovası Gediz Grabeni olarak adlandırılmaz.

3. Tektonik etkinlik açısından, Salihli - Alaşehir Ovası'nın K ve G kesimleri birbirinden farklıdır. Güneyde, taban bloğunun yükselimi, grabenin kenar fayının (Karadut Fayı) oluşumundan kalıtsal blokların hareketleri, kilometrelerce uzunlukta yüksek açılı sentetik normal faylar ve "accommodation" faylarının hareketleri etkili olmuştur ve günümüzde de bu etkinlikler değişen hızlarla sürmektedir. Grabenin kuzey kesiminde ise güneydekine benzer aktif tektonizma izlerine rastlanmaz. Dolayısıyla Gediz Grabeni, kenar fayı düşük eğim açılı olan, güney kenarı aktif bir yarım grabendir.

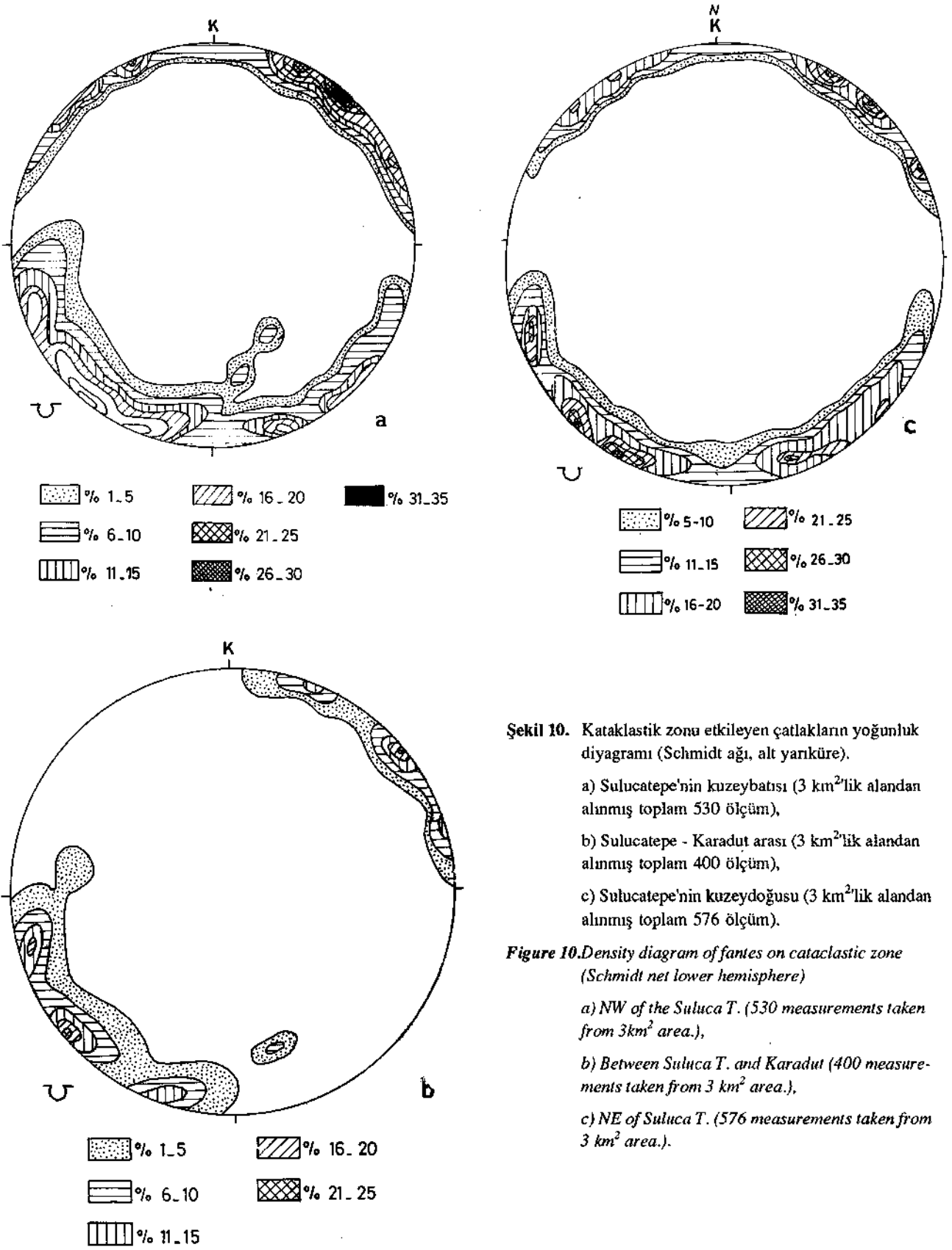
4. Karadut Fay aynası üzerinde, taban bloğu ile tortul kayalar dokanağının yakınlarında yer yer gözlenen tavan bloğu temel kayaları, düşük eğimli bu normal faya bağlı olarak hareket etmiş ve üzerindeki tortul örtünün aşınması sonucunda yüzlek vermiş kütlelerdir. Bunların "klip oldukları ve pasif kaymalarla ayrılma fayı üzerinde hareket ettikleri" (Hetzl ve diğ., 1995b) sa-

vını doğrulayan herhangi bir arazi verisi yoktur.

5. Düşük eğimli (12 - 20°) bir normal fay olan Karadut Fayı'nın oluşturduğu kataklastik ve milonitik zondaki, plastik ve gevrek deformasyon ürünü kayma verileri, aynı kinematik olayların sonucudur. Diğer bir deyişle, fay zonundaki hareketlerle milonitik deformasyonunun oluşumuna neden olan hareketler, KKD yönünde gelişmiş kayma hareketleridir. Bu yön, aynı zamanda, Karadut Fayı tavan bloğunun hareket yönüdür. Buradan da, Menderes Masifi'ndeki son deformasyonun ayrılma fayları denetiminde geliştiği sonucuna varılır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M., 1965, Nazilli - Aydın hattı kuzeyindeki versanların jeolojisi hakkında: MTA Enst. Derg., 65, 1 - 11.
- Alptekin, Ö., 1978, Türkiye ve çevresindeki depremlerde manyitüd frekans bağıntıları ve deformasyon boşalımı: Doçentlik tezi, KTÜ, 107 s. (yayınlanmamış).
- Anders, M.H. and Schlische, R.W., 1994, Overlapping faults, intrabasin highs, and the growth of normal faults: Journal of Geology, 102, 165 - 180.
- Angelier, J., Dumont, J.F., Karamandereci, I.H., Poisson, A., Şimşek, Ş. ve Uysal, Ş., 1981, Analyses of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the late Miocene: Tectonophysics, 79, 11 - 19.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969, Ege bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler: MTA Enst. Derg., 73, 1-9.
- Başarır, E., 1975, Çin'in güneyindeki metamorfiteğin petrografisi ve bireysel indeks minerallerinin doku içerisindeki gelişimleri: Doçentlik Tezi, E.Ü. izmir, 76 s. (yayınlanmamış).
- Berckliemen, H., 1977, Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Egean region; Biju - Duval, B. and Montadert, L. (eds), Structural History of the Mediterranean basins: Editions Technip, Paris, 143 - 164.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jegouzo, P., 1979, Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: example of the South Armorican Shear Zone: Journal of Structural Geology, 1, 31 - 42.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi: MTA Ens. Derg., 86, 14-35.
- Blenkiskop, T.G. and Traloe, P.J., 1995, Geometry, classification and kinematics of S - C and δ -C fabrics in the Mushendike area. Zimbabwe: Journal of Structural Geology, 17, 3, 397 - 408.

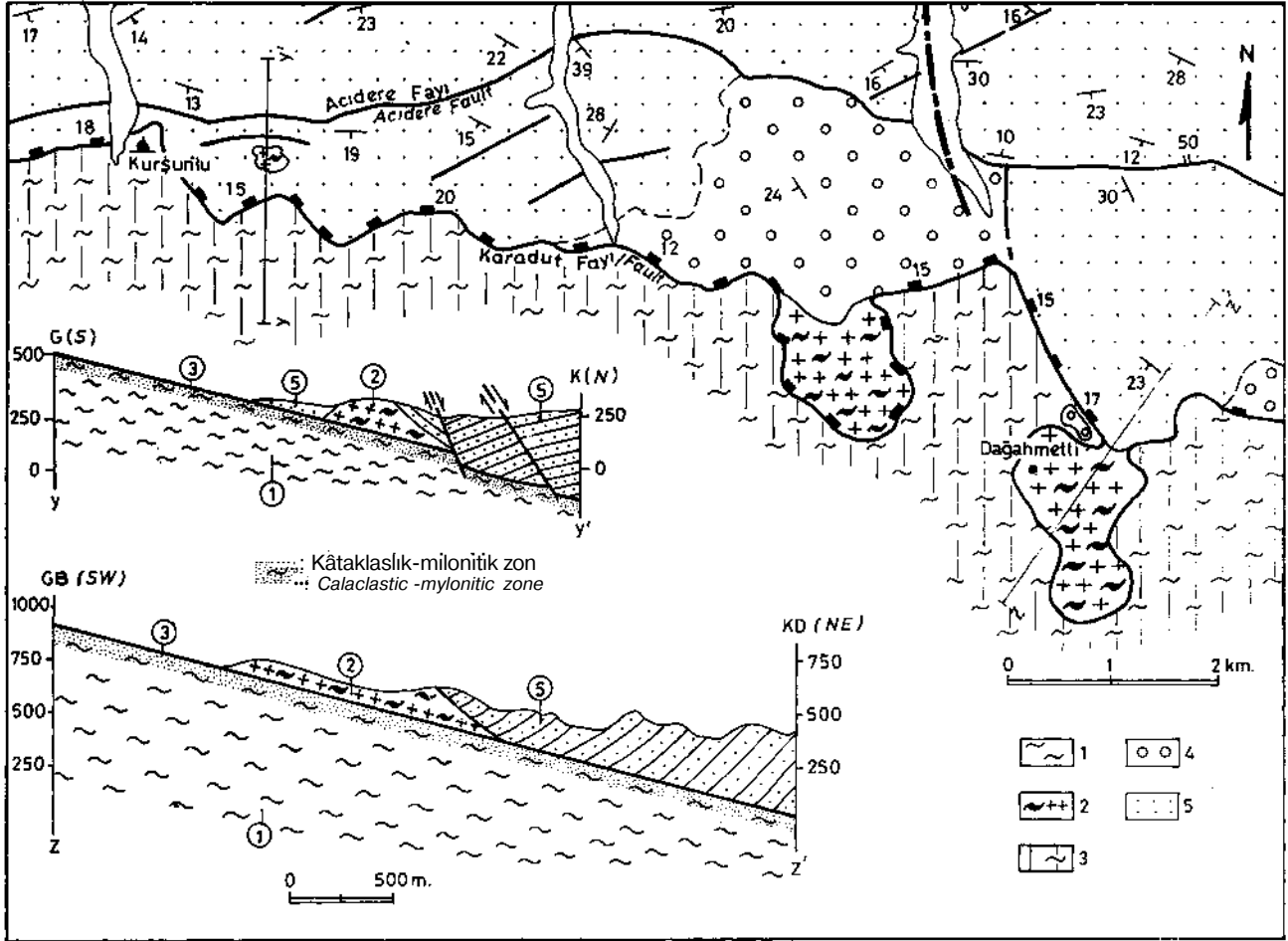


Şekil 10. Kataklastik zonu etkileyen çatlakların yoğunluk diyagramı (Schmidt ağı, alt yarıküre).

- a) Sulucatepe'nin kuzeybatısı (3 km²'lik alandan alınmış toplam 530 ölçüm),
 b) Sulucatepe - Karadut arası (3 km²'lik alandan alınmış toplam 400 ölçüm),
 c) Sulucatepe'nin kuzeydoğusu (3 km²'lik alandan alınmış toplam 576 ölçüm).

Figure 10. Density diagram of faults on cataclastic zone (Schmidt net lower hemisphere)

- a) NW of the Suluca T. (530 measurements taken from 3km² area.),
 b) Between Suluca T. and Karadut (400 measurements taken from 3 km² area.),
 c) NE of Suluca T. (576 measurements taken from 3 km² area.).



Şekil 11. Kurşunlu - Dağahmetli arasındaki jeolojik haritası ve kesitleri (yer buldum için, Şekil 1'e bakınız). 1- Şist ve mermerler, 2- Gnaysik granit ve şistler, 3- Karadut fay yüzeyi, 4- Acidere Fm, 5- Göbekli Fm, diğer simgeler için Şekil 6'ya bakınız).

Figure 11. Geologic map and cross-section of between Kurşunlu and Dağahmetli. (for location see Fig. 1.1- Schists and marbles, 2- Gneissic granit and schists, 3- Detachment surface, 4- Acidere Fm, 5- Göbekli Fm, see Fig. 6 for symbol explanations).

Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. and Mazzuoli, A., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea: Bull. Volcan. 473 - 486.

Bozkurt, E. and Park, R.G., 1994, Southern Menderese Masif: a incipient metamorphic core complex in Western Anatolia, Turkey: Journal of the Geological Society, London, 151, 213 - 216.

Candan, O., 1988, Demirci - Borlu arasında kalan yöre nin (Menderes Masifi kuzey kanadı) petrografisi, petrolojisi ve mineralojisi: Doktora Tezi, DEÜ, İzmir, 176 s. (yayınlanmamış).

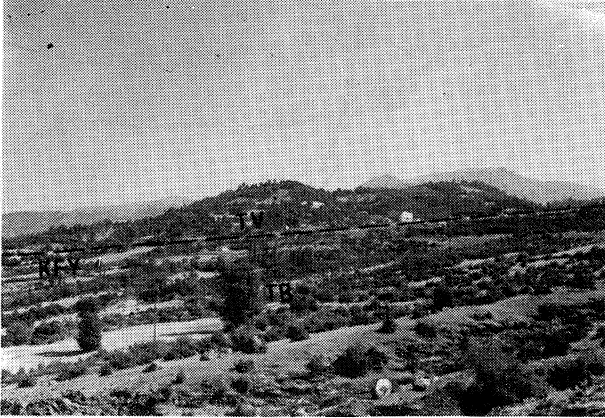
Candan, O., Dora, O.Ö., Kun, N., Akal, N. ve Koralay, E., 1992, Aydın Dağları (Menderes Masifi) güney kesimindeki allohton metamorfik birimler: Türkiye Petrol Jeologları Demeği 4, 1, 93 - 110.

Cohen, H.A., Dart, C.J., Akyüz, H.S. ve Barka, A., 1995, Syn-rift sedimentation and structural development of the Gediz and Büyük Menderes graben, western Turkey: Journal of the Geological Society, London, 152, 629 - 683.

Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes: in Crittenden, M.D., JR, Coney, P.J. and Davis, G.H., eds, Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir, 153, 7-31.

Dart, C.J., Cohen, H.A., Akyüz, H.S. and Barka, A., 1995, Basinward migration of rift - border faults: Implications for facies distribution and preservation potential: Geology, 23, 1,69-72.

Davis, G.A. and Lister, G.S., 1988, Detachment faulting in continental extension; perspectives from the south-



Şekil 12. Karadut fay yüzeyi üzerindeki tavan bloğu temci kayaları (Şekil 11'deki z-z' kesit hattının geçtiği alan, KFY: Karadut fay yüzeyi, TB: Taban bloğu, TV: Tavan bloğu).

Figure 12. Hanging - wall slices observed above the Karadut detachment fault (Same location at the section line of z-z' as in Fig. 11, KFY: Karadut detachment fault, TB: lower plate, TV: upper plate).

western U.S. Cordillera: Geological Society of America, Special Paper, 133 - 159.

Davis, G.H. and Coney, P.J., 1979, Geologic development of the Codillera metamorphic core complex: *Geology*, 7, 120-124.

Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84 - 92.

Dora, O.O., 1994, Menderes Masifi'nin metamorfik ve jeotektonik evrimi: Menderes Masifi Maden Arama Projesi Brifing ve Seminerleri -2, 18 - 19, MTA, izmir.

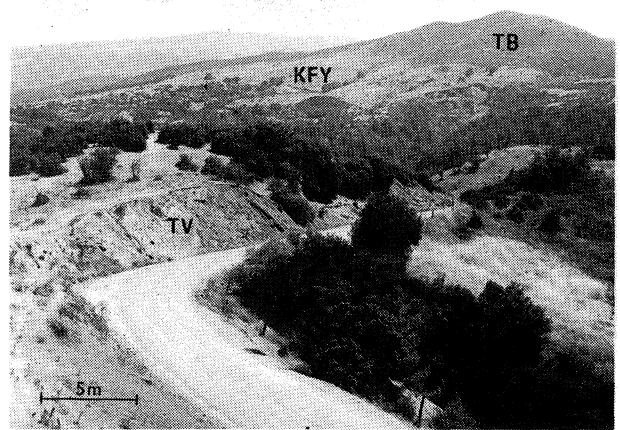
Dora, O.Ö., Kun, N. ve Candan, O., 1992, Menderes Masifi'nin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu. *Türkiye Jeol. Bült.*, 35, 1 - 14.

Dumont, J.F., Uysal, Ş. ve Karamandere, I.H., 1979, Güney batı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu: *MTA Enst. Derg.*, 92, 7 - 17.

Emre, T., 1990a, Şart Mustafa (Salihli) - Adala - Dereköy (Alaşehir) arasının jeolojisi ve Gediz Grabeni'nin yapısına bir yaklaşım: TÜBİTAK, TBAG - 732 / YBAG - 0001 nolu proje, 65 s. (yayınlanmamış).

Emre, T., 1990b, Étude géologique et structural du Graben de Gediz (W de l'Anatolie) entre Salihli et Alaşehir: *IIESCA, Izmir, Abstracts*, p. 150 - 151.

Emre, T., 1992a, Gediz Grabeni'nin (Salihli - Alaşehir arası) tektoniği: 7. Mühendislik Haftası, İsparta, Tebliğ özetleri, 33.



Şekil 13. Neojen tortulları ortasında yüzeyleyen tavan bloğu temel kayası (Kurşunlu'nun doğusu).

Figure 13. Upper plate rocks outcrops within the area of Neogene sediments (E of Kurşunlu).

Emre, T., 1992b, Gediz Grabeni'nin (Salihli - Alaşehir arası) jeolojisi: 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri özetleri, 60.

Emre, T., 1995, Gediz ve Büyük Menderes Grabenleri'nin jeotektoniği: KTÜ 30. yıl Sempozyumu, Trabzon, Bildiri özetleri, 42.

Emre, T., 1996, Gediz Grabeni'nin jeolojisi ve tektoniği: *Tr. J. of Earth Sciences*, 5, 171 - 185.

Emre, T. ve Sözbilir, H., 1995, Field evidence for metamorphic core complex detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens (West Turkey): *International Earth Sciences Colloquium on Aegean Regions, Izmir, Program and abstracts*, 15.

Emre, T. ve Sözbilir, H., Field evidence for metamorphic core complex detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens (West Turkey): *International Earth Sciences Colloquium on Aegean Regions 1995, Proceedings*, (basımda).

Ercan, T. Öztunalı, Ö., 1982, Kula volkanizmasının özellikleri ve içerdiği "Buse Surge" tabaka şekilleri: *TJK Bült.*, 25, 2, 117-125.

Erinç, S., 1955, Die morfolologischen Entwicklungsstadien der Küçükmenderes Masse: *Review Univ. Inst. Geogr. Inst.*, 2, 93 - 95.

Erinç, S., 1970, Kula ve Adala arasında gneç volkan rölyefi: *İstanbul Üniv. Coğrafya Enst. Derg.*, 9, 17, 7 - 31.

Evirgen, M.M., 1979, Menderes Masifi metamorfizmasına petroloji, petrokimya ve jenez açısından yaklaşım-

GEDİZ GRABENİ'NİN TEKTONİK EVRİMİ

- lar (Ödemiş - Tire - Bayındır - Turgutlu Yöresi):
Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara. 185 s.
(yayınlanmamış).
- Eyidoğan, H. ve Jackson, J.A., 1985, A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969 - 70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust: *Journal of Geophysical* 81, 569 - 607.
- Hetzl, R., Passchier, C.W., Ring, U. ve Dora, O.Ö., 1995a, Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes Massif (southwestern Turkey): *Geology* 23, 5, 544 - 458.
- Hetzl R., Ring, U., Akal, C. and Troesch, M.L., 1995b, Mioocene NNE - Directed extensional unroofing in the Menderes - Massif, southwestern Turkey: *Geological Society of London Journal*, 152, 639 - 654.
- Izdar, E., 1969, Menderes Masifinin kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi ve metamorfizması hakkında: Doçentlik Tezi, E.Ü., izmir 94 s. (yayınlanmamış)?
- Izdar, E., 1975, Batı Anadolu'nun jeo tektonik gelişimi ve Ege Denizi çevresine ait üniteleri ile karşılaştırılması: EÜ Müh. Bilimleri Fak. yayınları, no: 8, Bornova - İzmir.
- Jackson, J.A. and McKenzie, D., 1988, The relationship between plate motions and seismic moment tensors and rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical*, 93, 45-73.
- Karamaneri, İ.H. ve Yılmaz, S., 1982, Gediz vadisinde genç tektonik olaylar ve buna bağlı jeotermal enerji olanakları, Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildirileri özetleri 66, Ankara.
- Kasapoğlu, K.E., 1986, Batı Anadolu ve Ege'deki çekilme tektoniğinin sonuçları elemanlar yöntemiyle çözümlenmesi: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özetleri, 42, Ankara.
- Kaya, O., 1982, Tersiyer sırt yitmesi: Doğu Ege bölgeler yapısı ve magmatikliği için olası bir mekanizma: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Sayı. 39-58, Ankara.
- Ketin, L., 1968, Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler: MTA Enst. Derg., 71, 129-134.
- Koçyiğit, A., 1982, İsparta Büklümü'nde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 24, 15-23.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 27, 1-16.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area: *Tectonophysics*, 60, 1 -42.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981, The Aegean sea: *Philosophical Transactions of Royal Society, London, Ser. A*, 300, 357 - 372.
- Leeder, M.R. and Gawthorpe, R.L., 1987, Sedimentary models for extensional tilt - block / half - graben basins, in Coward, M.P., et al, eds., *Continental extensional tectonics: Geological Society of London Special Publication* 28, p. 139 - 152.
- Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984, S - C mylonites: *Journal of Structural Geology*, 6, 617 - 638.
- Lister, G.S. and Davis, G.A., 1989, The origin of metamorphic core complexes and detachment faulting formed during continental extension in the Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11, 65 -94.
- Makris, J., 1977, Geophysical investigations of the Hellenides: *Hamburger Geophysikalische Einzelschriften* 34, 124 p.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics the mediterranean region: *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 30, 109- 185.
- McKenzie, D., 1978, Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions: *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 55, 217 - 254.
- Mercier, J., 1977, L'arc égeen, une bordure déformée de la plaque eurasiatique. Reflexions sur un exemple d'étude neotectonique: *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XIX, 663 - 672.
- Papazochos, B.C. and Comninakis, P.E., 1977, Modes of lithospheric interaction in the Aegean area; Biju - Duval, B. and Montadert, L. (ens.), *Structural History of the Mediterranean basins: Editions Tecnip, Paris*, 319-332.
- Paton, S., 1992, Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey: *Journal of the Geological Society, London*, 149, 1031 - 1044.
- Savaşçın, M.Y., 1984, Yağmurlar - Çakaldoğan köyleri (Salihlili) çevresinde genç plütonizma tektonizma ilişkileri: 38. Türkiye Jeol. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri, 137, Ankara.
- Seyitoğlu, G., 1996, Ege'nin Geç Senozoyik K. - G yönlü genişlemeli tektoniği: Bölgesel tektonik ve volkanik evrim modelleri üzerine bir tartışma: 49. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri özetleri, 31 - 33.

- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1991, Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey: Geological Magazine, 128, 155 - 166.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1992, The age of the Büyük Menderes graben (West Turkey) and its tectonic implications: Geological Magazine, 129, 239 - 242.
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B.C., 1996, The age of the Alaşehir graben (west Turkey) and its tectonic implications: Geological Journal, 31, 1-11.
- Simpson, C. and Schmid, S.M., 1983, An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull, 94, 1281 - 1288.
- Sözbilir, H. ve Emre, T., 1990, Neogene stratigraphy and structure of the northern rim of the Büyük Menderes graben: International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, Proceedings, II, 314 - 322.
- Spakman, W., Wortel, M.J.R. and Vlaar, N.J., 1988, The Hellenic subduction zone: A tomographic image and its geodynamic implications. Geophysical Research Letters, 15, 60 - 63.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance: Journal of the Geological Society, London, 136, 269 - 282.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin Neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Dizisi, Ankara, 40 s.
- Şengör, A.M.C., 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Batı Anadolu'nun Geç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Ankara, sayı. 59-71.
- Şengör, A.M.C., 1987, Cross - faults and differential stretching of hanging walls in regions of low - angle normal faulting: examples from western Turkey, in Coward, M.P., Dewey, J.F., and Hancock, P., eds., Continental extensional tectonics: Geological Society, London, Special Publication, 28, 575 - 589.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şanoğlu, R., 1985, Strike - slip faulting; faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, In: Biddle, K.T. and Christie - Blich, N., eds., Strike - slip faulting and basin formation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37, 227 - 264.
- Şengör, A.M.C., Satır, M. ve Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan - African basement in Turkey: Tectonics, 3, 693 - 707.
- Şenol, M., 1983, Yeşilyar (Alaşehir - Manisa) bölgesindeki Orta Miyosen çökellerinin fasiyesi özellikleri - ortam analizleri ve uranyum içerikleri: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özetleri, sayı. 9 - 10, Ankara.
- Tapponnier, P., 1977, Evolution tectonique de System Alpin en Méditerranée: Poinçonnement et écrasement rigide - Plastique; Bull. Soc. geol. Fr., (7), XIX, 437 - 460.
- Tekkaya, L., 1976, İnsanlara ait fosil ayak izleri: Yeryuvarı ve insan, 1, 2, 8 - 10.
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay zonuunun Gerede ile Ülgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, Ankara, 12 - 29.
- United Nations, 1974, Mineral exploration in two areas: Technical report 4, DP / DN / TUR - 72 - 004 / 4, Turkey.
- Wernicke, B., 1981, Low - angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen: Nature, 291, 645 - 648.
- Westaway, R., 1990, Block rotation in western Turkey, 1. Observational evidence: Journal of Geophysical Research, 95, 19, 857 - 19, 884.
- Westaway, R., 1994, Evidence for dynamic coupling of surface processes with isostatic compensation in the lower crust during active extension of western Turkey: Journal of Geophysical Research., 99, no. B10, 20, 203 - 20, 223.

Makalenin geliş tarihi: 4.9.1995

Makalenin yayına kabul tarihi: 29.7.1996

Received September 4, 1995

Accepted July 29, 1996

Anamas - Akseki otoktonu güney kenarını temsil eden Pimos Bloğu'nun stratigrafik özellikleri ve paleocoğrafik yorumu; Orta Toroslar, Türkiye

Stratigraphic properties and paleogeographic evaluation of Pirnos Block represents the south margin of the Anamas - Akseki autochthonous; Central Taurus, Turkey.

Mustafa ŞENEL Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi, 06520, Ankara

Öz

Bu çalışmada Anamas - Akseki otoktonu (Orta Toroslar) güney kenarını oluşturan Pirnos bloğunun stratigrafik özellikleri incelenmiş ve elde edilen verilere dayanılarak paleocoğrafik yorumu yapılmıştır. Pirnos bloğunda Üst Aniziyen - Üst Noriyen, kum taşı ve şeyi (Kasımlar fm.); Resiyen, dolomit (Menteşe dolomiti) ve megalodonlu kireçtaşı (Leylek kireçtaşı); Üst Resiyen - Alt Liyas, kumtaşı, konglomera ve çamurtaşı (Üzümdere fm.); Orta - Üst Liyas, paleodasykladuslu kireçtaşı (Alıçbeleni fm.) ve dolomit (Hendos dolomiti); Dogger - Malm, oolitik kireçtaşı ile az oranda kumtaşı, kilitaşı vb. (Çamkuşığı fm.); Malm, kalsitüridit (Karlığın fm.); Berriasiyen, çörtlü kireçtaşı (Susuzkır fm.); Kampaniyen - Maastrichtiyen, çörtlü mikrit, kalsitüridit (Dumanlı fm) ve Daniyen, olistostromal (Çamlidere olistostromu) fasiyeslerle temsil edilir.

Pirnos bloğu, sırasıyla, Üst Resiyen'de regresyona, Alt Liyas sonunda transgresyona, Üst Liyas sonunda regresyona ve bunu izleyen yeni bir transgresyona sahne olmuştur. Kampaniyen öncesi tekrar yükselerek aşınmaya uğrayan blok alanı, Kampaniyen başlarında yeni bir transgresyonla (güneyden) etkilenmiş; Daniyen sonlarında ise, Antalya napları tarafından tektonik olarak örtülmüştür. Eosen sonlarında, Beyşehir - Hoyran - Hadim naplarının kuzeyden Anamas - Akseki otoktonu üzerindeki sürüklenimi sırasında yeni bir deformasyon geçirmiştir.

Pirnos bloğunda izlenen bu regresyon ve transgresyon olayları, Anamas - Akseki otoktonun, özellikle güney kenarının, Mesozoik boyunca hiç de duraylı kalmadığına işaret eder.

Pirnos bloğunun litolojik özellikleri, Dogger sonrasında, (Dogger - Berriasiyen aralığında ve Üst Senoniyen'de) blok alanının güneyinde, kuzeye oranla daha derin ortamların bulunduğunu ve bu dönemlerde güney alanın, Antalya havzası (Pamfilya havzası) diye adlandırılan havzanın kuzey kenarını temsil ettiğini gösterir.

Anahtar Sözcükler: Anamas-Akseki otoktonu, Pirnos Bloğu, Stratigrafi, Paleocoğrafya, Orta Toroslar, Türkiye

Abstract

The stratigraphic and paleogeographic properties of the Pirnos block which forms the southern part of Anamas - Akseki autochthonous (Central Taurus) is investigated. Pirnos block were represented by, from bottom to top, Upper Anisian - Upper Norian sandstone and shale (Kasımlar fm.); Rhaetian dolomite (Menteşe dolomite) and limestone with Megalodon (Leylek limestone); Upper Rhaetian - Lower Liassic sandstone, conglomerate and mudstone (Üzümdere fm.); Middle - Upper Liassic limestone with Paleodasycladus (Alıçbeleni fm.) and dolomite (Hendos dolomite); Dogger - Malm oolitic limestone (Çamkuşığı fm.); Malm calciturbidite (Karlığın fm.); Berriasian cherty limestone (Susuzkır fm.); Campanian - Maastrichtian calciturbidite and cherty limestone (Dumanlı fm.); and finally Danian olistostrome (Çamlidere olistostrome).

Pirnos block was affected by a regression at the Upper Rhaetian, a transgression at the Lower Liassic, a regression at the beginning of Lower Dogger and to be followed by a transgression immediately. Block area which was subjected to uplift ing affected by a repeated transgression at the beginning of Campanian period and was finally covered by Antalya nappes tectonically at the end of Danian. At the end of Eocene, it was affected by compression.

The repeated transgressive - regressive cycles clearly indicate that the southern edge of the Anamas - Akseki autochthonous was not tectonically stable during Mesozoic period.

Lithological properties of Pirnos block show that southern part of the block was characterized by relatively deeper water environment in comparison with northern part during the Dogger - Malm period and during the Campanian - Maastrichtian. It is thought that this deeper part of the Anamas - Akseki autochthonous might have formed the northern edge of the Antalya basin (Pamphylian Basin).

Key Words: Anamas-Akseki autochthonous, Pirnos block, Stratigraphy, Paleogeography, Central Taurus, Turkey

GİRİŞ

Antalya Körfezi kuzeyinde ve kuzeydoğusunda; 1990 - 1991 yıllarında MTA ve TPAO Genel Müdürlüklerince ortaklaşa yapılan araştırmanın (Şenel ve diğ., 1992) oldukça sınırlı bir bölümünü kapsayan bu makalenin konusu; Anamas - Akseki otoktonunun güney kenarını temsil eden Pirnos bloğunun stratigrafik,

paleocoğrafik özellikleri ve yapısal konumudur.

İnceleme alanı; Akseki'nin güneybatısında ve Manavgat'm kuzeyinde yer alır (Şekil 1). Anamas - Akseki otoktonu, Antalya napları ve Alanya napının yüzeylendiği bu bölgede, Blumenthal (1951), Erk (1968), Türkünal (1969) ve Altuğ (1971) dikkate değer ilk çalışmaları yapmışlar, Monod (1977) ve Demirtaşlı (1987)

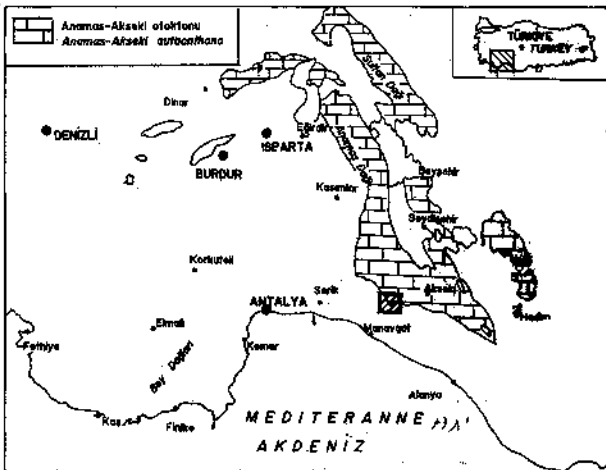
Pirnos bloğunda Üst Triyas - Senomaniyen'in kesintisiz tekdüze neritik karbonatlarla temsil edildiğini, tektonik yönden bölgenin bu dönemde tamamen duraylı nitelikte ve kuzeyindeki Tepedağ ve Yelekdağ blokları ile benzer stratigrafik özellikte olduğunu belirtmişlerdir. Bu araştırmada, Pirnos bloğunun stratigrafik özelliklerinin günümüze değin bilinenlerden ve Anamas - Akseki otoktonunun diğer bloklarından farklı olduğu, ayrıca blok alanının Mesozoyik boyunca duraylı kalmadığı ortaya konmuştur.

STRATİGRAFI

Orta Toroslar'ın otokton kaya birimlerini temsil eden Anamas - Akseki otoktonu (Şekil 1), genelde kuzeyden güneye doğru birbiri üzerine ekatlanmış, Beyşehir - Akseki, Yelekdağ, Oğuz, Tepedağ ve Pirnos bloklarından oluşur (Şekil 2). Anamas - Akseki otoktonunun güney kenarını temsil eden Pirnos bloğu, inceleme alanında, Menteşe dolomiti (Üst Noriyen - Alt Resiyen), Leylek kireçtaşı (Resiyen), Üzümdere formasyonu (Üst Resiyen - Alt Liyas), Alıçbeleni formasyonu (Orta - Üst Liyas), Hendos dolomiti (Orta - Üst Liyas), Çamkuşığı formasyonu (Dogger - Malm), Karlığın formasyonu (Malm), Susuzkır formasyonu (Berriasiyen), Dumanlı formasyonu (Kampaniyen - Maastrihtiyen) ve Çamlıdere olistostromunu (Daniyen) kapsar (Şekil 3, 4). Araştırma alanı batısında Pirnos bloğunun tabanında Karniyen - Noriyen yaşlı kumtaşı ve şeyllerden oluşan Kasımlar formasyonu bulunur (Lheureux, 1983; Demirtaşlı, 1987, Şenel ve diğ., 1992).

Menteşe dolomiti

Eğridir doğusunda Dumont ve Kerey (1975) tarafından adlandırılan birim, Kasımlar - Eğridir yolu üzerindeki Menteşe Köyü'nde tip kesit verir. Birimin başvuru keşi-



Şekil 1. Buldum haritası.

Figure 1. Location map.

ti, inceleme alanı batısında Sırtköy kuzeyindeki (Şekil 2) Çepeli mevkiinin hemen kuzeyinde gözlenir.

Masif görünümlü, kalın tabakalanmalı, gri, açık gri renkli, orta - iri taneli, sık erime boşluklu, yer yer dağılgan dolomitlerden oluşan Menteşe dolomiti, üste doğru dolomitik kireçtaşları kapsar. Kötü korunmuş megalodon, alg, gastropod, mercan vb. organizmalı ve stromatolit düzeylidir.

İnceleme alanında tabanı gözlenemeyen birim, doğu ve kuzeydoğuda tabandaki Kasımlar formasyonu ile geçişlidir (Lheureux, 1983; Şenel ve diğ., 1992). Üstten Leylek kireçtaşına geçer. Bu alandaki kalınlığı 225 metredir.

Kıt fosil bulunan Menteşe dolomitinde, megalodon izleri dışında *Aulotortus* sp., *Ophthalmidium* sp., *Amobaculites* sp., Dasycladacea, Duostominidae vb. formlarına ve stratigrafik konumuna göre birim, en Üst Noriyen-en Alt Resiyen yaşında olmalıdır. Menteşe dolomiti duraylı sığ karbonat şelfinde çökelmiştir.

Leylek kireçtaşı

Kuzeybatıda Lheureux (1983) tarafından Leylek kireçtaşı olarak adlandırılan Menteşe dolomitini ayırtlamayan Altuğ (1971) ve Demirtaşlı (1987) iki birimi Andızlı kireçtaşı adı altında inceler.

Anamas Dağı güney, Aksu kuzeyindeki Leylek Tepe'de tip kesiti yüzeyleyen Leylek kireçtaşına ait başvuru kesiti, Kara Dere güneyinde (Manavgat çayı) gözlenir.

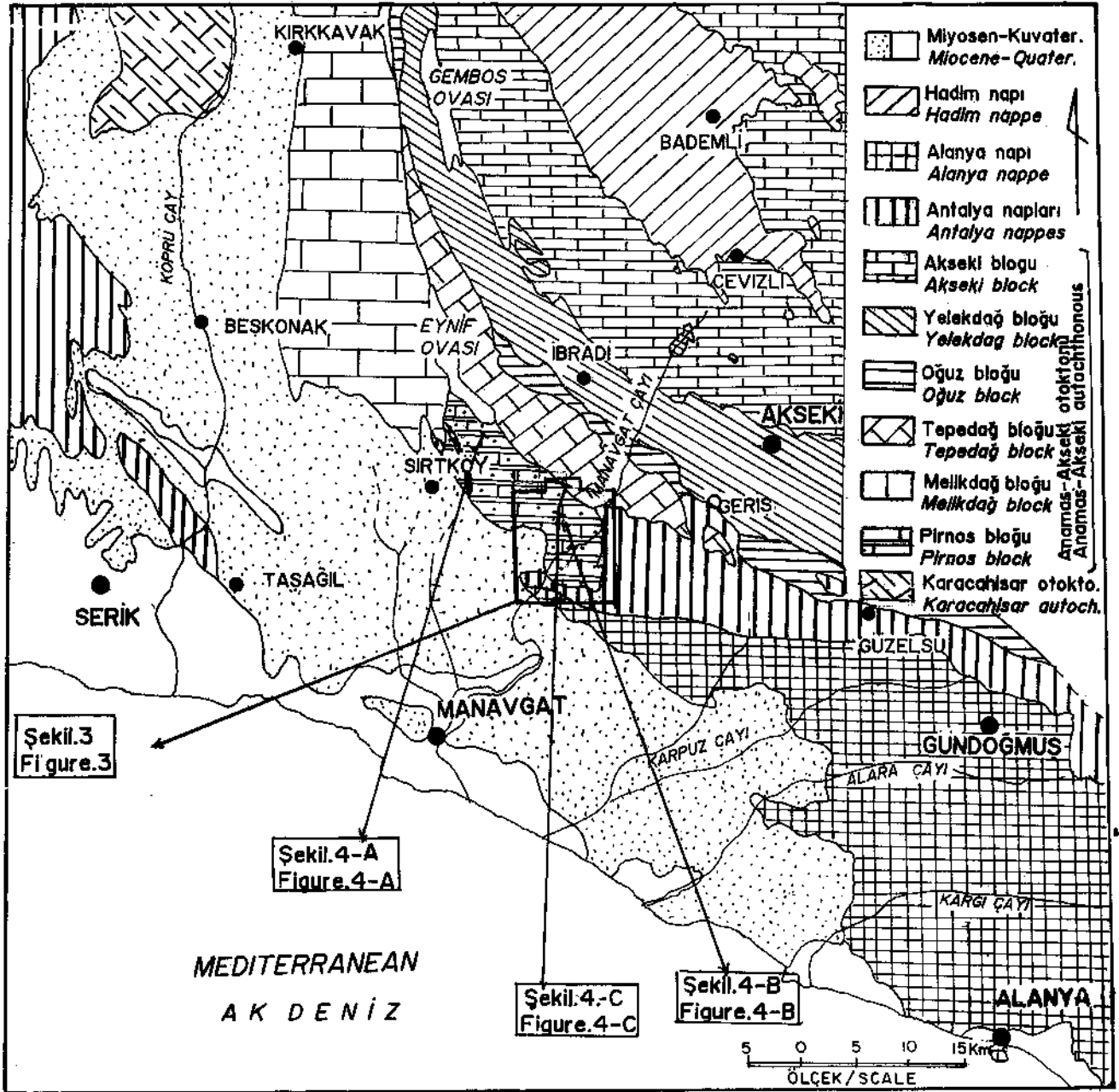
Orta - kalın tabakalı, gri, açık gri, üstte yersel kirli san ve pembe renkli, sert, sık çatlaklı, bol megalodonlu kireçtaşlarından oluşur. Tabanında dolomitik kireçtaşı, üstte killi - kumlu kireçtaşı seviyeleri kapsar. Stromatolitik ve oolitic düzeyler de içeren Leylek kireçtaşının üst seviyelerinde sıkça alg ve gastropod yığılımları bulunur.

Altın, Menteşe dolomiti; üstten Üzümdere formasyonu ile geçişli olan Leylek kireçtaşı çalışma alanında yaklaşık 250 m. kalınlığındadır.

Bol megalodon, alg, gastropod vb. organizma izleri taşıyan Leylek kireçtaşı, bulundurduğu *Auloconus* cf. *permodiscoides* (Oberhauser), *Aulotortus* sp., *Triassina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Glomospiva* sp., *Reophax* sp., Nodosaridae, Miliolidae vb. formlarına göre, Resiyen yaşındadır. Sığ karbonat şelf ortamında çökelmiş olan Leylek kireçtaşı, üstte kıyı fasiyesleri kapsar. Birim, regresif niteliktedir.

Üzümdere formasyonu

Kumtaşı, kiltası, killi - kumlu kireçtaşı ve konglomeralardan oluşan formasyon, Ziegler (1939) tarafın-



Şekil 2. Çalışma alan ve çevresinin yapısal haritası.

Figure 2. Structural map of the study area and surrounding region

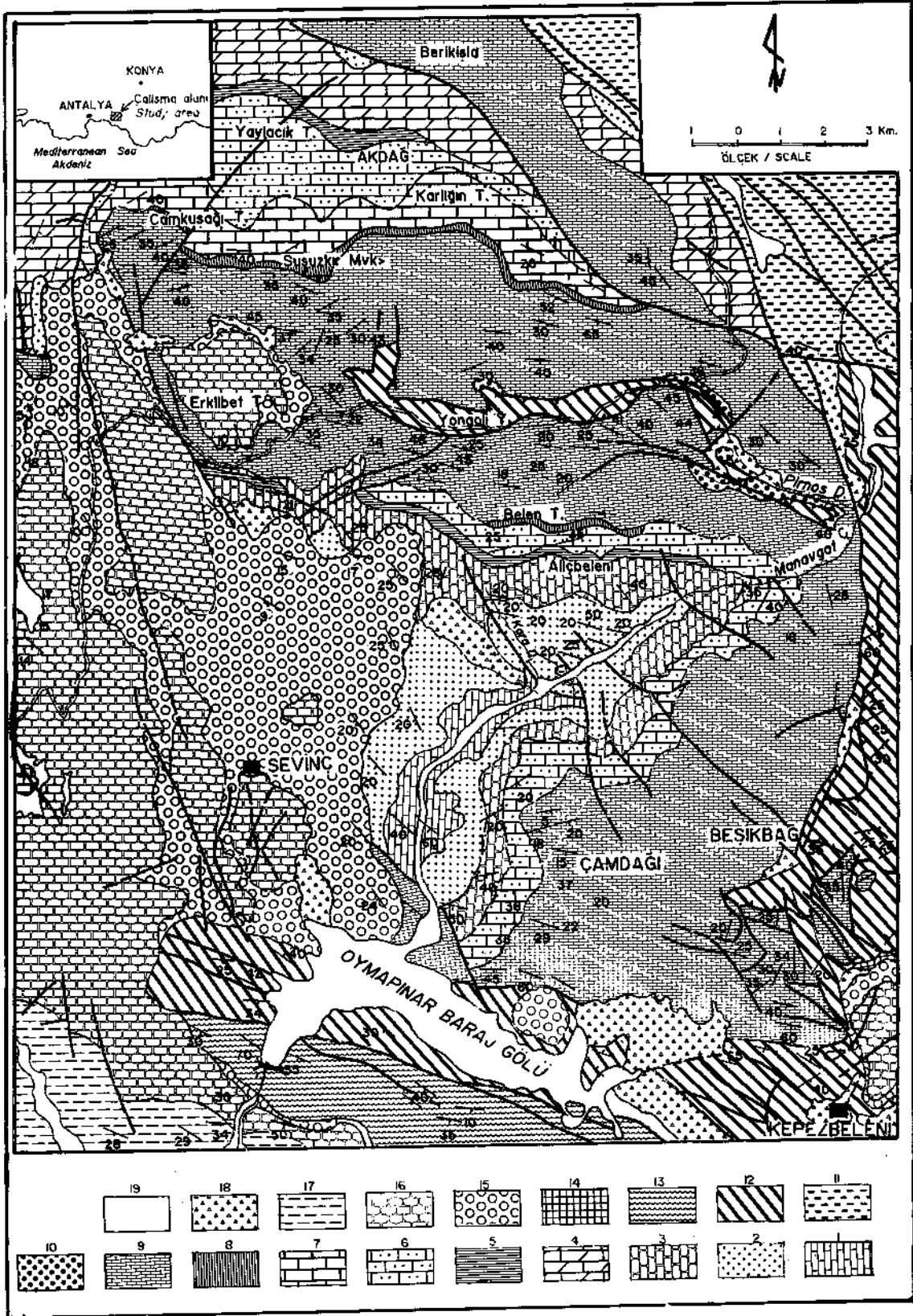
dan adlanmıştır. Altuğ (1971) ile Demirtaşlı (1987) birimi, Karadere formasyonu; Dumont (1976), Çayır detritikleri; Lheurux (1983) ise Eynifova formasyonu olarak tanımlamışlardır.

Akseki batısında tip kesit veren Üzümdere formasyonunun başvuru kesiti, Kara Dere'de izlenil*.

İnce - orta - kalın tabakalı, gri, yeşilimsi gri, kirlili sarı, kırmızı, kızıl kahve renklerde, kumtaşı, kiltası, silttaşı, konglomera, kumlu - killi kireçtaşı vb. kaya

türlerinin düzensiz aralanmasından oluşur. Tabanda megalodonlu kireçtaşı seviyeleri kapsar. Alt ve üst kesimlerinde gastropod ve alg yığımları ile mercan izleri gözlenir. Çalışma alanında, Üzümdere formasyonu içinde az oranda bulunan konglomeralar, yuvarlak, kuvars, kuvarsit daha az dolomit ve kireçtaşı çakıllı olup, orta - iyi boylanmak, yersel derecelenmelidir.

Üstte, birbiriyle yanal geçişli olan Alıçbeleni formasyonu ve Hendos dolomiti ile tedrici geçişlidir. Yak-



laşık 350 m. kalınlık gösterir. Üzümdere formasyonu tabanında megalodon izli kireçtaşı yanında *Diplopora annulata* (Schafault), *Auloconus* sp., *Aulotortus* sp., formları ve stratigrafi konumuna göre Üst Resiyen - Alt Liyas yaşlı kabul edilmiştir. Değişik karasal sistemleri girdiği kıyı ortamında çökelmiş olan birim, altta regresif, üstte trasgressif özelliktedir.

Alıçbeleni formasyonu

Genelde *Paleodasyclus* ve *Lithiotis* X1 kireçtaşlarından oluşan birim, Şenel ve diğ. (1992) tarafından adlandırılmıştır. Pinos bloğunun güneyinde yüzeyleyen Alıçbeleni formasyonu, kuzey doğru, yanal yönde Hendos dolomitine geçer. Birimi, Monod (1977) Seydişehir çevresinde Tepearası dolomitine (Dogger); Demirtaşlı (1987) ise Akseki bloğunda bulunan Hendos dolomitine (Dogger) dahil etmiştir. Alıçbeleni formasyonu, Akseki bloğundaki Hendos dolomitinin tabanında bulunan ve Üst Jura - Alt Dogger yaşlı olduğu ileri sürülen, ancak gerçekte Liyas yaşlı olan Pisarcukuru kireçtaşına (Demirtaşlı, 1987) kısmen karşılık gelir.

Şekil 3. Berikişla - Oymapınar Barajı (Manavgat) arasının Jeolojisi Haritası; 1- Leylek kireçtaşı (Resiyen), 2- Üzümdere formasyonu (Üst Resiyen - Alt Liyas), 3- Alıçbeleni formasyonu (Orta - Üst Liyas), 4- Hendos dolomiti (Orta - Üst Liyas), 5- Çamkuşağı formasyonu, kumtaşı üyesi (Alt Dogger), 6- Çamkuşağı formasyonu (Dogger - Malm), 7- Karlığın formasyonu (Malm), 8- Susuzkır formasyonu (Berriasiyen), 9- Dumanlı formasyonu (Kampaniyen - Maastrichtiyen), 10- Çamlidere olistostromu (Daniyen), 11- Tepedağ bloğu (ayrılmamış), 12- Antalya napları (ayrılmamış), 13- Alanya napı (ayrılmamış), 14- Kepez traverteni (Langiyen?), 15- Sevinç konglomerası (Langiyen?), 16- Oymapınar kireçtaşı (Langiyen), 17- Geceleme marnları (Langiyen), 18- Yamaç molozu, 19- Alüvyon.

Figure 3. Geological map of the area between Berikişla - Oymapınar Dam (Manavgat); 1- Leylek limestone (Rhaetian), 2- Üzümdere formation (Upper Rhaetian - Lower Liassic), 3- Alıçbeleni formation (Middle - Upper Liassic), 4- Hendos dolomite (Middle - Upper Liassic), 5- Çamkuşağı formation, Sandstone member (Lower Dogger), 6- Çamkuşağı formation (Dogger - Malm), 7- Karlığın formation (Malm), 8- Susuzkır formation (Berriasian), 9- Dumanlı formation (Campaniyen - Maastrichtian), 10- Çamlidere olistostrome (Danian), 11- Tepedağ block, 12- Antalya nappes, 13- Alanya nappe, 14- Kepez travertine (Langhian?), 15- Sevinç conglomerate (Langhian?), 16- Oymapınar limestone (Langhian), 17- Geceleme marl (Langhian), 18- Slope debris, 19- Alluvium.

Alıçbeleni formasyonu, Belen Tepe doğusunda Alıçbeleni mevkiindeki dik yarda tip kesit verir.

Orta - kaim tabakalı gri, koyu gri, kirli san, açık kahve, açık gri, yersel kırmızı renkli, kireçtaşlarından oluşan Alıçbeleni formasyonunda onkoidli ve pelletli - oolitli kireçtaşları belirgin seviyeler oluşturur. Bol *Lithiotis* ve *Paleodasyclus* kapsamı ile tanınan birim, yer yer dolomit ve dolomitik kireçtaşı seviyeleri de kapsar. Tabanında kumlu kireçtaşları yaygındır.

Yaklaşık 450 metre kalınlık gösteren ve yanal yönde Hendos dolomiti ile geçişli olan formasyonun üst ilişkisi ilginçtir (Şekil 5, 6). Alıçbeleni formasyonunu oluşturan kireçtaşları üzerinde Çamkuşağı formasyonunun kumtaşları ve kumlu - oolitli kireçtaşları bulunur (Şekil 5). Alıçbeleni formasyonunun kireçtaşında yer yer gözlenen aşınma ve oksidasyon yüzeyleri, ilişkinin kısmen uyumsuz olduğunu yansıtır.

Bol *Lithiotis* ve *Paleodasyclus* kapsayan birim, *Paleodasyclus mediterraneus* Pia, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, *Pseudocyclamina liassica* Hottinger, *Haurania* cf. *deserta* Henson, *Amijiella amiji* (Henson), *Orbitopsella* sp., *Siphovalvulina* sp., *Ammobaculites* sp., *Rectocyclamina* sp., *Trocholina* sp., *Lituosepta* sp., *Everticyclamina* sp., *Reophax* sp., Biokavinidae, Solenoporacea vb. formlarına göre Orta - Üst Liyas yaşlıdır ve sığ karbonat şelf ortamında çökelmiştir.

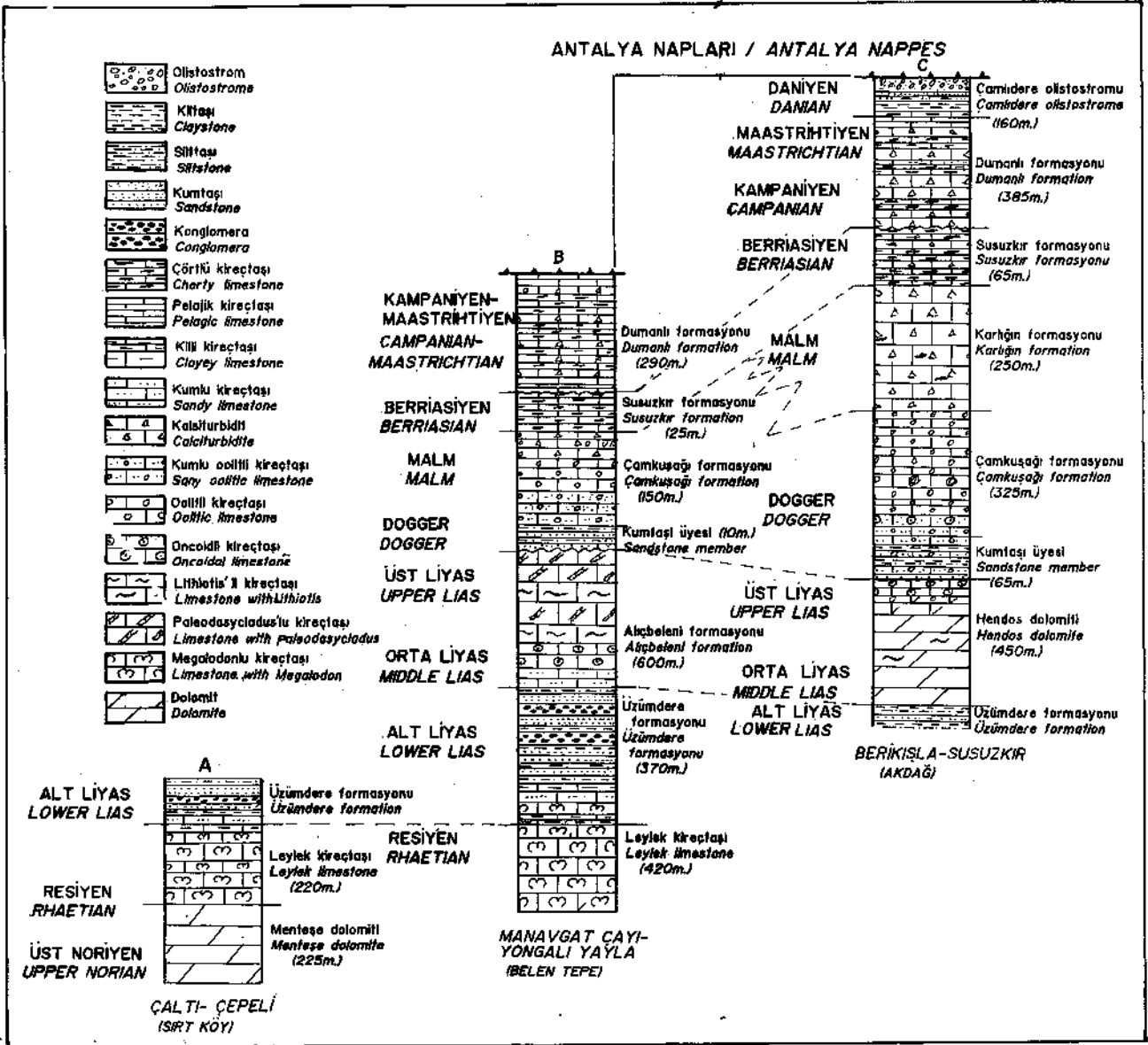
Hendos dolomiti

Genelde dolomitlerden oluşan ve Martin (1969) tarafından adlandırılan birimi, Monod (1977) Tepearası dolomitine (Dogger) dahil eder. Demirtaşlı (1987)'ya göre Hendos dolomiti, Akseki bloğunda, Üst Dogger; Pinos bloğunda Dogger yaşlıdır.

Akseki batısında Hendos mevkiinde tip kesiti bulunan Hendos dolomitinin başvuru kesiti Yaylacık Tepe kuzeyinde izlenir.

Orta - kalın tabakalı, yersel masif gri, koyu gri, kahverengimsi, gri renkli, sık erime boşluklu genelde ortaneli dolomitlerden oluşur. Dolomitik kireçtaşı düzeyleri de içerir. Yer yer silik *Paleodasyclus* ve *Lithiotis* izleri bulunduran Hendos dolomiti; üstte, yer yer orta - kalın tabakalı, kahve renkli, oolitli ve onkoidli kireçtaşları ile sonlanır.

Alıçbeleni formasyonu ile yanal geçişli olan Hendos dolomitinin üst ilişkisi (Şekil 6), Alıçbeleni formasyonunun üst ilişkisine benzer özelliktedir (Şekil 5). Genelde üstteki Çamkuşağı formasyonu ile uyumlu görülmesine karşın yer yer uyumsuzluk söz konusudur. Çamkuşağı formasyonunun tabanını temsil eden kumtaşı, kumlu - killi kireçtaşı, kumlu oolitik kireçtaşı vb.



Şekil 4. Pirnos bloğunun stratigrafik kesitleri.

Figure 4. Stratigraphic sections of the Pirnos block.

kaya türleri, Hendos dolomitinin kısmen aşınmış ve okside olmuş yüzeyleri üzerinde bulunur. Bu nedenle bu ilişki Alıçbeleni formasyonunun üst ilişkisi gibi yerel uyumsuzluğa yorumlanmaktadır. Yaklaşık 500 m. kalınlık gösterir.

Hendos dolomiti silik de olsa Liyas'ı belirleyen *Paleodasycladus* ve *Lithiotis* izleri kapsar. Ayrıca üstte yer yer izlenen ooliteli ve oncoidli kireçtaşlarında *Paleodasycladus mediterraneus* Pia, *Pseudocyclamina liassica* Hottinger, *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raine-

ri, *Haurania* sp., *Siphovalvulina* sp., *Mesoendothyra* sp., *Ammobaculites* sp., *Nuberculaha* sp., Solenopora-ceae, Dasycladaceae vb. formlar içerir (Şekil 6). Bu formlara ve stratigrafik konumuna göre Hendos dolomiti, Pirnos bloğunda Orta - Üst Liyas yaşlı kabul edilmiştir. Formasyon sığ karbonat şelf ortamında çökelmiştir.

Çamkuşuğu formasyonu

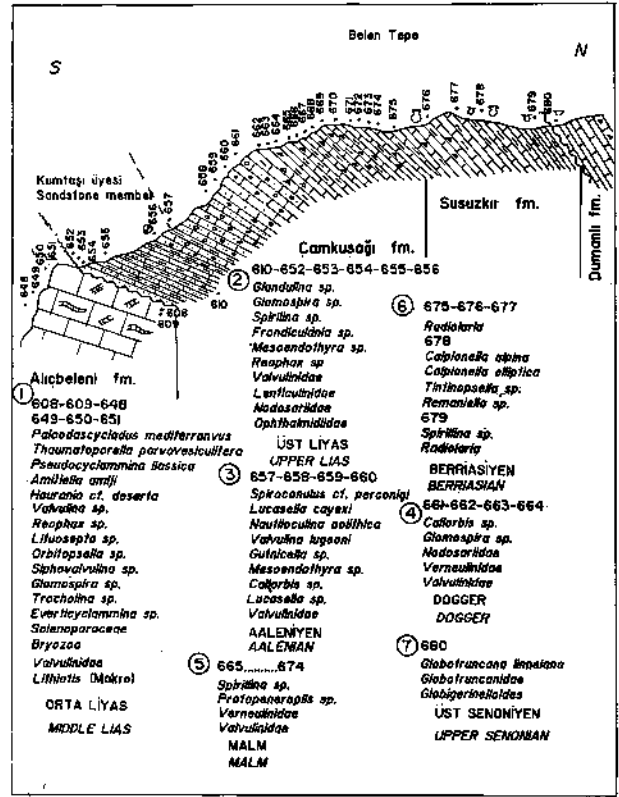
Yaygın oolitic kireçtaşı, az oranda kumtaşı, kumlu - killi kireçtaşı vb. kaya türlerinden oluşan formasyon (Şekil 4), Şenel ve diğ. (1992) tarafından adlandırılmıştır. Bölgede daha önce İynifova formasyonu (Blumenthal, 1951), Jura ritmik serisi (Türkünal, 1969), Belen kireçtaşı (Altuğ, 1971) ve Eynifova - 2 (Lheureux, 1983) adları ile birbirinden farklı kayatürlü özelliklerini ve gerçek yaş sınırını belirlememektedir. Çamkuşuğu formasyonu, Beyşehir güneybatısında Monod (1977) tarafından tanımlanan Sarakman formasyonuna kısmen benzerlik gösterir.

Formasyonun tip kesiti, Çamkuşuğu Tepe çevresinde, başvuru kesiti Belen Tepe güneyinde izlenil* (Şekil 5,6,7).

Çamkuşuğu formasyonu, yer yer kıltaşı, silttaşı, kumlu - killi kireçtaşı, onkoidli kireçtaşı, oolitic kireçtaşı, pelletli kireçtaşlanm düzensiz ardalanması, yer yer de kumtaşı, kıltaşı, silttaşı vb. kayatürlerinin egemen olduğu kırıntılılarla başlar. Kırıntılılar, egemen olduğu alanlarda "kumtaşı üyesi" olarak haritalanabilmektedir. Kumtaşlan, ince - orta - kalın tabakalı, gri, kahve, kızıl kahve, kirli sarı renklerde, kuvarsit, dolomit, kireçtaşı vb. elemanlı, orta - iyi boylanmış, yer yer derecelenmeli, bitki ve organik kırıntılıdır. Süt ve kıltaşlan, ince - orta tabakalı, kirli sarı, yeşilimsi gri, gri, yeşil, pembe renkli, yer yer yapraklanmalı, yersel lamelli, gastropod, tek tip veya koloniler halinde mercan kalıntılıdır.

Kumlu - killi kireçtaşları ve pelletli - onkoidli - oolitic kireçtaşları, ince - orta - kalın tabakalı, gri, yeşilimsi gri, kahve, kızıl kahve vb. renklidir. Genelde demir boyalı ooliticler, kızıl kahve renkli oluşları ile kolayca tanınırlar. Onkoidli kireçtaşları belirgin tabakalar oluştururlar ve onkoidlerin merkezinde organik kırıntıları bulunur. Mercan, alg, gastropod ve lamelli kırıntılılarına sıkça rastlanır.

Çamkuşuğu formasyonu üstte, orta - kalın, yersel ince tabakalı gri, yeşilimsi gri, kahve vb. renklerde ve demirle boyanmış kızıl kahve renkli oolit taneli kireçtaşlan ile temsil edilir. Bunlar arasında yer yer kuvarsit veya kuvarsit taneli oolitic kireçtaşı, pelletli kireçtaşı, bioklastik kireçtaşı ara seviyeleri bulunur. Belen Tepe'de (Şekil 5), oolit ve pellet taneleri de içeren kalsitür-



Şekil 5. Yaylacık Tepe - Susuzkır Mevkii arasındaki kesiti.

Figure 5. Cross - section of the area between Yaylacık Tepe - Susuzkır Mevkii.

bidit tabakalarına sıkça rastlanır. Yer yer gastropod, lamelli, mercan, alg ve krinoid izleri kapsar. Birimin üst seviyesinde kalkarenitler, yer yer belirgin seviyeler oluşturur.

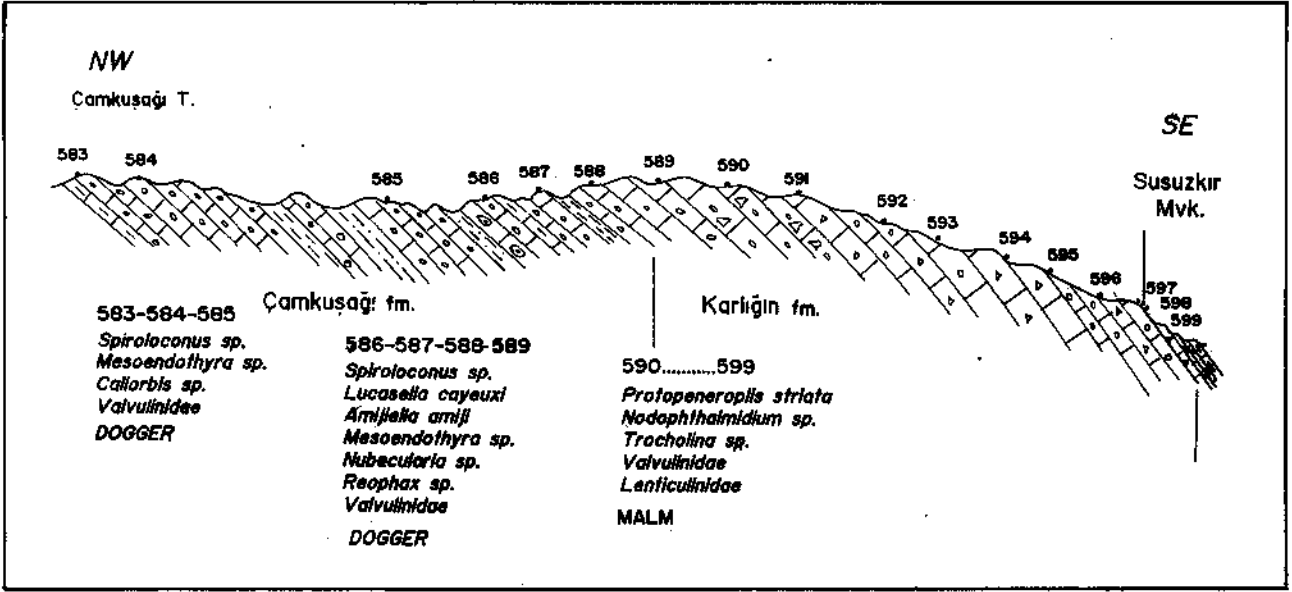
Üstten Belen Tepe kesitinde Susuzkır formasyonu ile (Şekil 5), Yaylacık Tepe kesitinde Karlığın formasyonu ile tedrici geçişlidir (Şekil 5). Belen Tepe'de 70 metre; Yaylacık Tepe'de 325 metre kalınlık ölçülmüştür.

Mercan, lamelli, gastropod, alg, krinoid gibi organik kalıntılar kapsayan formasyon, Şekil 5, 6 ve 7'deki mikro fauna topluluğuna göre Dogger - Malm yaşındadır. Birim, önce sığ şelf, daha sonra ortamın derinleşmesiyle resif önü - açık şelf ortamında çökelmiştir.

Karlığın formasyonu

Şenel ve diğ. (1992) tarafından Karlığın formasyonu adı ile tanımlanan ve genelde oolitic - pelletli kalsitürbiditlerden oluşan bilimi, Türkünal (1969), Jura ritmik serisine; Altuğ (1971) ve Demirtaşlı (1987) ise Belen kireçtaşına dahil etmiştir.

Formasyonunun tip kesiti, Karlığın Tepe ile Susuzkır mevkii arasındadır (Şekil 6).



Şekil 7. Çamkuşuğu Tepe - Susuzlar Mevkii arasındaki enine kesiti.

Figure 7. Cross - section of the area between Çamkuşuğu Tepe - Susuzkır Mevkii.

runcandk mikrit, çörtlü mikrit ve ince - orta - kalın tabakalı, krem, gri, bej, kirli beyaz renkli, bol rudist parçalı kalsitürbiditlerin düzensiz ardalanması ile temsil edilen formasyonda, kalsitürbiditlerin kalınlığı 0 - 35 metre arasında değişir. Bunlar genelde orta - kötü, yerel orta - iyi boylanmalı, az oranda çört parçalı, yer yer derecelenmelidir. Tabanlarında yer yer akıntı yapıları görülebilir. İnce araseviyeler halinde yeşil, yeşilimsi gri, sarımsı gri renklerde, kiltası, marn, killi - kumlu kireçtaşı, kumtaşı ve ender olarak da ince taneli konglomeralar bulunduran Dumanlı formasyonunun üst düzeyinde, kiltası, kumtaşı vb. kayatürleri artış gösterebilir.

Üstten Çamlıdere olistostromu ile tedrici geçişli olan Dumanlı formasyonu yanal olarak, Anamas - Akseki otoktonunun diğer bloklarında rudistli kireçtaşları ile temsil edilen, Seyrandağı kireçtaşına geçer. Kalınlığı 250 - 385 metre arasında değişir.

Bol Rudist parçalı ve *Globotruncandlı* olan formasyon, *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann), *Pithonella ovalis* (Kaufmann), *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncana linneiana* (d'Orbigny), *G. arca* (Cushman), *G. pettersi* (Gandolfi), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Globotruncanita cf. stuarti* (De Lapparent), *Rosita contusa* (Cushman), *Kasabiana cf. fasocalcarata* Kerdany - Abdulsalem; *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Siderolites calcitropoides* Lamarck, *Hellenocyclina beotica* Reichel. vb. formlara göre Kampaniyen - Maastrihtiyen yaşlıdır. Formasyon resif önü - yamaç ortamında çökeltmiştir.

Çamlıdere olistostromu:

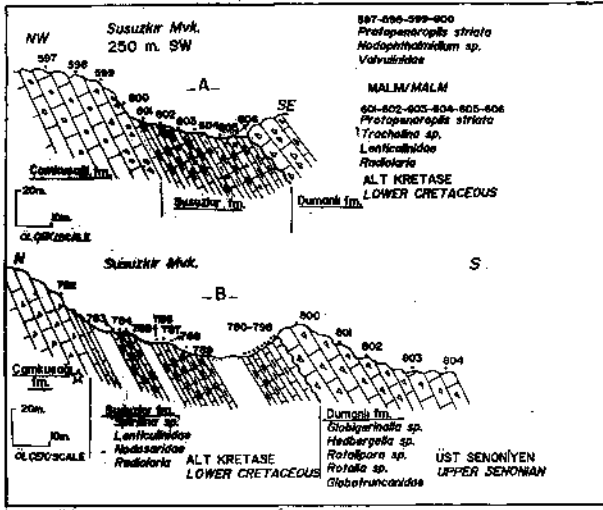
Yer yer değişik bloklar içeren kumtaşı, kiltası ve konglomeialardan oluşan formasyon, İspara güneyinde Poisson (1977) tarafından adlandırılmıştır. birimin başvuru kesiti Manavgat - Ürünlü yolu üzerinde Çataltaş Burnu güneyinde izlenir.

Formasyonun tabanında bulunan ince - orta tabakalı, gri, yeşilimsi gri, kirli sarı, krem renkli killi kireçtaşı, marn ve mikritler üste doğru killi - kumlu kireçtaşı, kumtaşı ve kiltasma geçer. Daha üstte ise olistostrom niteliğinde kiltası, silttaşı, kumtaşı ve konglomeralar egemen kayatürünü oluşturur. Antalya naplarına ait bol çakıl içeren bu konglomeralar yer yer de çört, kireçtaşı, kumtaşı olistolistleri de kapsar.

Çamlıdere olistostromu üstte Antalya napları tarafından tektonik olarak örtülür. Kalınlığı yaklaşık 70 metreye ulaşır.

Formasyonun tabanında *Morozovella cf. pseudopulchra* (Plummer), *Morozovella trinidadensis* Bolli, *Planorotalites compressa* (Plummer), *Globigerina* sp., vb. formlar bulunmuş ve Daniyen yaşında olduğu kabul edilmiştir. Formasyon, Antalya naplarının yerleşimine bağlı olarak napların ön cephesinde oldukça aktif bir havza ortamında çökeltmiştir.

Alt Paleosen'de (Daniyen) Antalya napları tarafından tektonik olarak örtülen Pirnos bloğunda, Anamas - Akseki otoktonunun diğer bloklarında gözlenen Üst Paleosen - Lütesiyen kayalarının bulunmaması Pirnos bloğunun aymcı bir özelliğidir.



Şekil 8. Susuzkır formasyonu dokanak ilişkisini gösterir enine kesitler.

Figure 8. Cross - sections showing the boundary relationship of the Susuzkır formation.

Anamas - Akseki otoktonunun güney kenarı ve bu alana yerleşmiş olan Antalya napları ile Alanya napı Orta Miyosen'de çökelmiş Kepez traverteni, Sevinç konglomerası, Oymapınar kireçtaşı. Geceleme marınları ve Karpuzçay formasyonu tarafından örtülür. Bu kayaların stratigrafik özellikleri daha önce ayrıntılı olarak araştırılmıştır (Monod, 1977; Akay ve diğ., 1985; Şenel ve diğ., 1972).

PİRNOS BLOĞUNUN PALEOĞRAFİK YORUMU

Anamas - Akseki otoktonunun güney kenarını temsil eden Pirnos Bloğu'nun paleoğrafik yorumunu daha sağlıklı yapabilmek için, Antalya bölgesindeki Beydağlar - Karacahisar otoktonu, Anamas - Akseki otoktonunun diğer blokları ile Antalya naplarının birlikte ele alınıp değerlendirilmesi gerekir. Bu kaya topluluklarının paleoğrafik yorumu ve Antalya bölgesinin tektonik evrimi, bir başka makalede ele alınacağından, burada yalnız Pirnos Bloğu'nun paleoğrafik yorumu özet olarak sunulacaktır.

Üst Triyas - Alt Paleosen arasında çökelmiş kaya birimlerini kapsayan ve Antalya napları tarafından tektonik olarak üzerlenen Pirnos bloğu Üst Noriyen - Resiyen başında duraylı karbonat şelfi (Menteşe dolomiti, Leylek kireçtaşı) niteliğindedir. Resiyen ortası veya sonuna doğru blok alanının yükselmesi (regresyon) ile başlayan karasal evre (Üzümdere formasyonu) Alt Liyas'a kadar sürmüştür; Alt Liyas döneminde tekrar çökmeye başlayan ve deniz istilasına (transgresyon) uğrayan bu alan yeniden kazandığı duraylı şelf özelliğini (Alç-

beleni fm., Hendos dolomiti) Liyas sonuna kadar korunmuştur. Anamas - Akseki otoktonunun hemen hemen tüm bloklarında da gerçekleşen (Şenel ve diğ., 1992) bu regresyon (Resiyen) ve transgresyon (Alt Liyas) sonrasında; Liyas sonu - Dogger başında yeniden yükselmeye başlayan Pirnos bloğu kısmen karasallaşmışsa da (regresyon) çok kısa süreli olan bu evreye ilişkin karasal çökeller gözlenememiştir.

Alt Dogger'de yeni bir transgresyona sahne olan Pirnos bloğu üzerinde, önce kıyı fasiyesleri ile sığ şelf fasiyesleri (Çamkuşığı formasyonunun alt seviyeleri) ve sonra (Dogger - Malm) derin şelf ve açık şelf ortamı çökelleri (Çamkuşığı fm. ve Karlıgın fm.) birikmiştir. Berriasiyen çökelleri (Susuzkır formasyonu) ise açık şelf - havza kenarı ortamının özelliklerini taşır.

Üst Dogger - Berriasiyen döneminde Pirnos bloğunun güneyinde biriken çökellerin, kuzey kesimindeki çökellerine oranla daha derin çökeltme ortamlarını yansıtmaları bu evrede güneye doğru derinleşen bir denizin varlığına işaret eder.

Berriasiyen sonu ile Kampaniyen arasındaki dönemlere ilişkin herhangi bir kaya biriminin gözlenemediği Pirnos bloğu, Kampaniyen öncesi yükselerek kara durumuna geçmiş olmalıdır ve Anamas - Akseki otoktonunun diğer bloklarında gözlenen boksit oluşumları da bu yükselmeye bağlanır.

Kampaniyen başında belki de Antalya napları ve Alanya napının yaklaşımına bağlı olarak, Pirnos bloğu (Anamas - Akseki otoktonunun güney kenarı) hızla çökmeye (transgresyon) başlamış, Kampaniyen - Maastrichtiyen'de açık şelf veya havza kenarı konumunu (Dumanlı fm.) kazanmıştır. Bu evrede de bloğun güney kesimindeki çökeltme ortamı kuzeye oranla daha derindir.

Maastrichtiyen sonu - Daniyen başında napların iyice yaklaşması sonucu dalı da derinleşen çökeltme çanağı Daniyen'de havza niteliği kazanmış ve gelişen olistostromal fasiyesleri (Çamlıdere olistostromu) üstleyen napların (Antalya napları ve Alanya napı) Daniyen'de Pirnos bloğu üzerine yerleşmeleri sonucu havza bu alanda kapanmıştır.

Pirnos bloğunun bu paleoğrafik özellikleri Anamas - Akseki otoktonunun güney kenarının Mesozoyik boyunca hiç de duraylı olmadığını gösterir*.

KATKI BELİRTME

Yazar çalışmayı maddi yönden destekleyen TPAO Genel Müdürlüğüne, paleontolojik tanımlamalarını gerçekleştiren Mualla SERDAROĞLU'na metnin çizimlerini yapan ve metni yazan Nilgün AYDAL'a, metinde gerekli düzeltmeleri yapan Dr. Necati AKDENİZ'e içten teşekkür eder.

PİRNOS BLOĞU'NUN STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ VE PALEOCOĞRAFİK YORUMU

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akay, E., Uysal, S., Poisson, A., davette, J., Müller, C., 1985, Antalya Neojen Havzası'nın stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 28/2, 105 - 119.
- Altuğ, S., 1971, Manavgat - Oymapınar rezervuarındaki Mezozyik birimlerin stratigrafisi: EİE Rap., 71-39 (yayımlanmamış) Ankara.
- Blumenthal, M., 1951, Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans Tarrière - pays d'Alanya: Publ. MTA Ser D, No: 5, 154p., Ankara.
- Demirtaşlı, E., 1987, Batı Toroslar'da Akseki - Manavgat ve Köprülü arasında kalan bölgenin jeoloji incelemesi: MTA Rap. No. 8779 (yayımlanmamış), Ankara.
- Dumont, J.F., 1976, Etudes géologiques dans les Taurides occidentales: les formations paléozoïques et mésozoïques de la coupole de Karacahisar (province d'Isparta, Turquie). These 3 cycle, Univ. Paris - Sud (Orsay), 213p.
- Dumont, J.F., and Kerey, E., 1975, Eğirdir Gölü güneyinin temel jeolojik etüdü: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 18/2, 169 -174.
- Erk, S., 1968, Manavgat - Oymapınar Baraj ve Rezervuar yerlerinin stratigrafi etüdü raporu: EİE yayını 69 - 26, 66 s. (yayımlanmamış), Ankara.
- Lheureux, A., 1983, Les formations silico - detritiques Triasico - Liasique de la plateforme carbonatée Taurique au S.O.d'Akseki (Taurides occidentals - Turquie), These, Univ., Paris Sud, 242p., Orsay.
- Martin, C., 1969, Akseki kuzeyindeki bir kısım Toroslar'm stratigrafik ve tektonik incelenmesi: MTA Derg. 72, 258 - 175.
- Monod, O., 1977, Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie): Thése, Univ. Paris - Sud (Orsay), 442p.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentals (Turquie): Thése, Univ. Paris - Sud (Orsay), 795p.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A.Z., Uğuz, F., Korucu, M. ve Özgül, N., 1992, Eğirdir - Yenişar - Bademli - Gebiz ve Geriş - Köprülü (İsparta - Antalya) arasındaki kalan alanların jeolojisi: TPAO Rap. No. 3132, MTA Rap. No. 9390, 559s, (yayımlanmamış), Ankara.
- Türkünal, S., 1969, Toros Dağlarının kuzeyde Beyşehir ile güneyde Oymapınar (Homa) köyü enlemleri, doğuda Güzelsu Bucağı, batıda Kırkkavak Köyü boylamları arasında kalan kesiminin jeolojisi: EİE. Rap. (yayımlanmamış), Ankara.
- Ziegler, J.G.K., 1938 - 1939, Garbi Toros mıntkasında yapılmış olan maden ve jeoloji tetkikatı. I. ve II. kısım: MTA Rap. No. 768 ve 953 (yayımlanmamış), Ankara.

Makalenin geliş tarihi: 25.12.1995

Makalenin yayına kabul tarihi: 28.6.1996

Received December 25, 1995

Accepted June 28, 1996

Sultandağlan'nın kuzey bölümünde yeni yaş bulguları; Deresinek formasyonunun tektono - stratigrafisine yeni bir yaklaşım

A new approach to tectonostratigraphy of Deresinek formation: New datings in the north of Sultandağlan

M. Fuat UĞUZ Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara
Kemal ERDOĞAN Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara
Semih GÜRSU Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Analiz ve Teknolojisi Dai., 06520, Ankara

Öz

Bu çalışmada Sultandağlan'nın kuzey bölümünde yer alan ve yaşı Orta Karbonifer - Üst Permiyen aralığına konulan Deresinek formasyonundan; Anisiyen - Ladiniyen yaşını veren *Meandrospira cf. dinarica* Kochansky - Devide ve Pantic, *Glomospirella sp.*, *Planiinvoluta sp.*, *Turriplomina sp.*, *Aulotortus sp.*, *Spirorbis phlyctaena* Bronnimann - Zaninetti, Doustominidae, Hydrozoa, *Halobia sp.*, *Daonella sp.*, Üst Dogger - Malm yaşını veren *Valvulina sp.*, *Trocholina sp.*, *Textularia sp.*, *Pseudocyclammia sp.*, *Ophthalmidiidae*, *Protopennerolis striata* Weynschenk, *Conicocurnubia sp.*, *Salpingoporella sellii* (Crescent), *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Valvulina gr. lugeoni* Septfontaine, *Kurnubia cf. palastiniensis* Henson, Üst Kretase yaşını veren *Globotruncana sp.*, *Globotruncaniidae* kalıpları ile Üst Permiyen'i belirleyen *Stafellidea*, *Hemigordiopsidae*, *Mizzia sp.* gibi fosil topluluğu elde edilmiştir. Elde edilen fosiller, kaya türü özellikleri ve yapısal konumları nedeniyle Deresinek formasyonu içinde, farklı stratigrafileri olan iki tektonik dilim ayrılmıştır. Alt dilim Orta Triyas - Jura - Kretase yaşlı kayalardan oluşur ve Üst Permiyen yaşlı kayalardan oluşan üst dilim tarafından tektonik ilişkiyle üzerlenir.

Deresinek adı bu çalışmada alt tektonik dilimin alt düzeyleri için kullanılmış, alt dilimin Üst Kretase yaşlı üst düzeyine Eberdere formasyonu denilmiştir. Üst tektonik dilim içinde de Üst Permiyen yaşlı Kocatepe formasyonu ayrılmıştır.

Anahtar Sözcükler: Sultandağlan, Deresinek formasyonu, Tektono - stratigrafi, Mikropaleontoloji, Afyon (Türkiye).

Abstract

During this study, fossil assemblages like *Meandrospira cf. dinarica* Kochansky - Devide and Pantic, *Glomospirella sp.*, *Planiinvoluta sp.*, *Turriplomina sp.*, *Aulotortus sp.*, *Spirorbis phlyctaena* Bronnimann - Zaninetti, *Doustominidae*, *Hydrozoa*, *Halobiasp.*, *Daonella sp. indicating Anisien - Ladinien*; *Valvulina sp.*, *Trocholina sp.*, *Textularia sp.*, *Pseudocyclammia sp.*, *Ophthalmidiidae*, *Protopennerolis striata* Weynschenk, *Conicocurnubia sp.*, *Salpingoporella sellii* (Crescent), *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Valvulina gr. lugeoni* Septfontaine, *Kurnubia cf. palastiniensis* Henson indicating Upper Dogger - Malm; *Globotruncana sp.*, *Globotruncaniidae* molds indicating Upper Cretaceous and *Stafellidea*, *Hemigordiopsidae*, *Mizzia sp. indicating Upper Permian* were determined from the samples collected in Deresinek formation of Middle Carboniferous - Upper Permian age which is situated at the north of Sultandağlan.

Based on the determined fossils, lithological features and structural setting, two tectonic slices with different stratigraphy were identified within the Deresinek formation. Of these, the lower one comprises of Middle Triassic - Cretaceous rocks and is tectonically overlain by the another one, comprising rocks of Upper Permian.

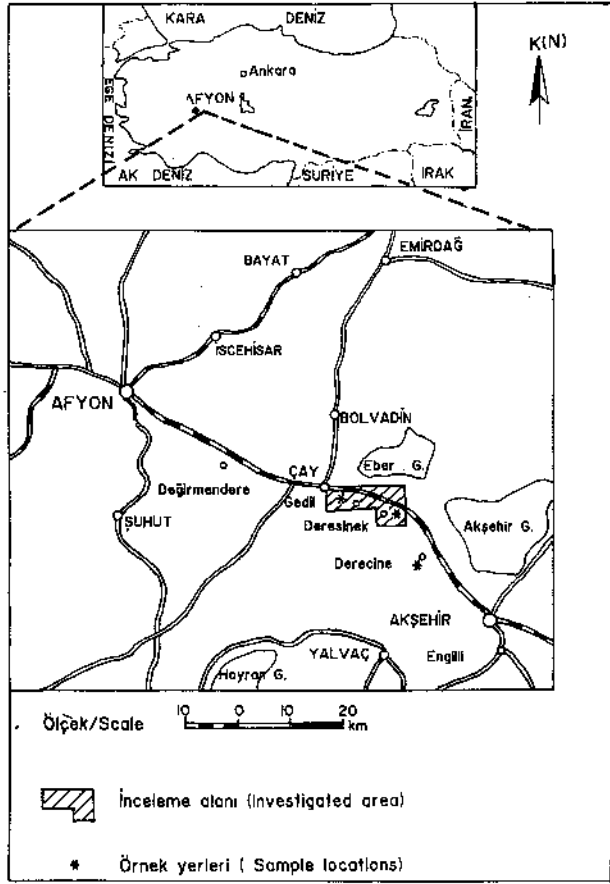
In this study, the lower slice and its upper level of Upper Cretaceous age were named as Deresinek and Eberdere formations, respectively. In the upper slice, a formation of Upper Permian age, Kocatepe, was differentiated.

Key Words: Sultandağlan, Deresinek formation, Tectono - stratigraphy, Micropaleontology, Afyon (Turkey).

GİRİŞ

İnceleme alanı Sultandağlan'nın kuzey bölümünde, Çay İlçesi'nin yakın doğusunda yer alır (Şekil 1). İnceleme alanında, 1/500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritasında Paleozoyik metamorfileri içinde mermer, kristallen kalker ve dolomit olarak gösterilen kayalar Demirkol (1977) tarafından Deresinek formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 2). Araştırmacı Deresinek formasyonundan Orta Karbonifer - Üst Permiyen aralığını belirleyen fosiller derlemiştir. Demirkol'dan önce

Haude (1969, 1972) Kenar Kalkerleri adını verdiği birimden Üst Karbonifer - Alt Permiyen aralığını belirleyen fosiller elde etmiştir. Öz tür (1987) Deresinek formasyonunun yaşının, Doğanhisar dolayındaki yüzeylemelerinden derlediği örneklerden elde ettiği fosillere göre Jura - Kretase olduğu ileri sürmüştür. Özgül ve diğ. (1991a, b) aynı birimi, allokton konumlu saydıkları Bolkardağı - Aladağ Birliği içinde, yaşı Üst Devoniyen - Üst Permiyen aralığında olan ve stratigrafik olarak birbirini izleyen iki formasyona ayırarak incelemişlerdir (Şekil 3).



Şekil 1. İnceleme alanının bulduru haritası.

Figure 1. Location map of investigated area.

Bu araştırma ile inceleme alanında Deresinek formasyonunu oluşturan kayaların aslında farklı stratigrafileri olan iki ayrı tektonik dilimden oluştuğu saptanmıştır. Alt dilim, Orta Triyas - Jura - Kretase yaşlı kayalardan oluşur ve Permian yaşlı kayalardan oluşan üst dilim tarafından tektonik ilişki ile üzerlenir (Şekil 4).

STRATİGRAFİ

Alt tektonik dili

Orta Triyas - Jura - Üst Kretase yaşlı kayalardan oluşur. Alt tektonik dilim içinde Orta Triyas - Jura - Alt Kretase yaşlı Deresinek formasyonu ile Üst Kretase yaşlı Eberdere formasyonu olmak üzere iki birim ayrılmıştır (Şekil 5).

Deresinek formasyonu: İnceleme alanını da içine alan bölgede yaptığı çalışmada Demirkol (1977), Orta Karbonifer - Üst Permian yaş aralığında değerlendirdiği kayalara Deresinek formasyonu adını vermiştir.

Deresinek adı bu çalışmada, Deresinek formasyonu-

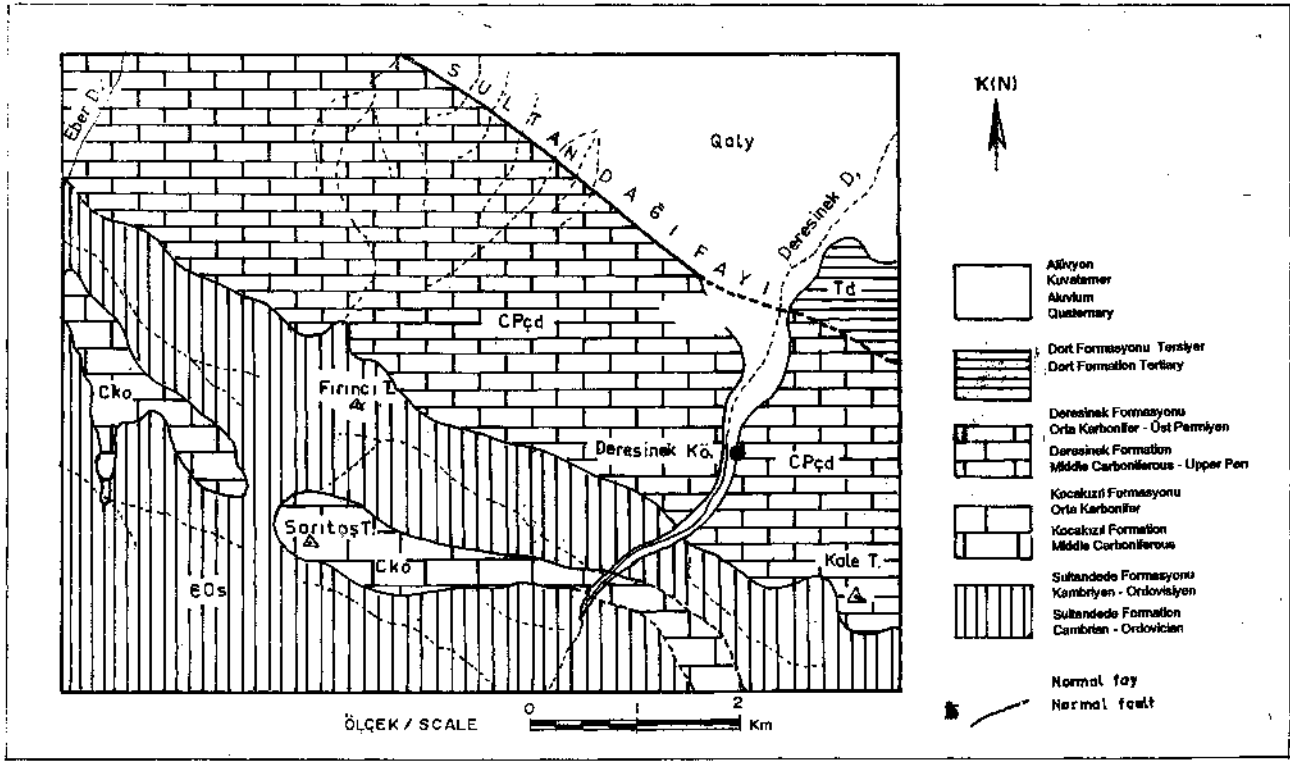
nun yalnızca alt düzeyleri için korunmuş ve yaşının da Orta Triyas - Jura - Alt Kretase olduğu fosilleriyle saptanmıştır.

Deresinek formasyonu başlıca düşük dereceli bir metamorfizmadan etkilenmiş kireçtaşı, killi kireçtaşı, şeyi araldanmasından oluşur. Formasyonun adı Çay İlçesi'nin yaklaşık 13 km. doğusunda yer alan Deresinek Köyü'nden alınmıştır. Birimin, Sultandağları'nın kuzey yamacı boyunca uzanan yüzeylemelerine rastlanılır. Deresinek Köyü'nün eski yerleşim yeri dolayında, Deresinek Deresi içinde gözlenen yüzeylemesi formasyon için başuru kesiti olarak verilebilir.

Formasyonun Deresinek Deresi içinde gözlenen en alt düzeyi ince tabakalı, pembe renkli, kristalize kireçtaşı ile gri renkli, ince - orta tabakalı kireçtaşı araldanması biçimindedir. Bu düzey üzerinde gri renkli, koyu gri renkli, orta - kalın tabakalı, bol krinoid kırıntısı ve az lamellibrans kavkı izli, kristalize kireçtaşı, killi kireçtaşı, kalkışt, şeyi araldanması yer alır ve düzey de gri renkli, koyu gri renkli ince - orta tabakalı, krinoid kırıntılı ve bol lamellibrans kavkı izli kireçtaşı, killi kireçtaşı ve az şeyi araldanmasıyla sürer. Daha üstte yer alan ve oldukça büyük kalınlıklar sunan orta - kalın tabakalı, koyu gri renkli, seyrek olarak krinoid kırıntılı kireçtaşı, killi kireçtaşı, kıltaşı, şeyi araldanmasından oluşan düzeyler, koyu gri renkli, ince - orta tabakalı, laminalı kireçtaşı, yapraklanmalı şeyi ile gri renkli, koyu gri renkli, orta - kalın tabakalı, yer yer çört yumrulu, türbidit özellikli, kırıntılı kireçtaşı araldanmasından oluşan düzeye geçer. Birimin en üst düzeyini ince tabakalı, laminalı, mavimsi gri renkli, bol ufak kıvrımcıklı, kalsit damarlı, çört yumrulu kireçtaşı, killi kireçtaşı, yapraklanmalı şeyler oluşturur. Deresinek formasyonunu oluşturan kayalar düşük dereceli bir metamorfizmanın etkisinde kalmıştır.

Deresinek formasyonu, Deresinek Deresi içinde gözlenen yüzeylemesinde kumtaşı, siltaşı, şeyi araldanmasından oluşan Üst Kambriyen - Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede formasyonu (Demirkol, 1977) ile tektonik ilişkilidir. Üstte, Üst Kretase yaşlı Eberdere formasyonu ile geçişli ilişkilidir. Birim Deresinek Deresi içindeki yüzeylemesinde yaklaşık 350 m. kalınlık sunar.

Formasyonun Deresinek Deresi içindeki yüzeylemesinden, tabanına yakın bir düzeyinden (Şekil 1 - 4, UH 391 676 noktası) Anisiyen - Ladiniyen (Orta Triyas) yaşını veren *Meandrospira cf. dinarica* Kochansky - Devide ve Pantic, *Glomospirella* sp., *Planinvoluta* sp., *Turriplomina* sp., *Aulotortus* sp., *Glomospirella cf. facilis* Ho, *Calcitornella* sp., *Ammodiscus* sp., *Spirorbis phyctaena* Brönnimann - Zaninetti, Duostominidae, Hydrozoalardan oluşan fosil topluluğu saptanmıştır.



Şekil 2. Sultandağları kuzey bölümünün jeoloji haritası (Demirkol, 1977).

Figure 2. Geologic al map of the north of Sultandağları (From Demirkol ,1977).

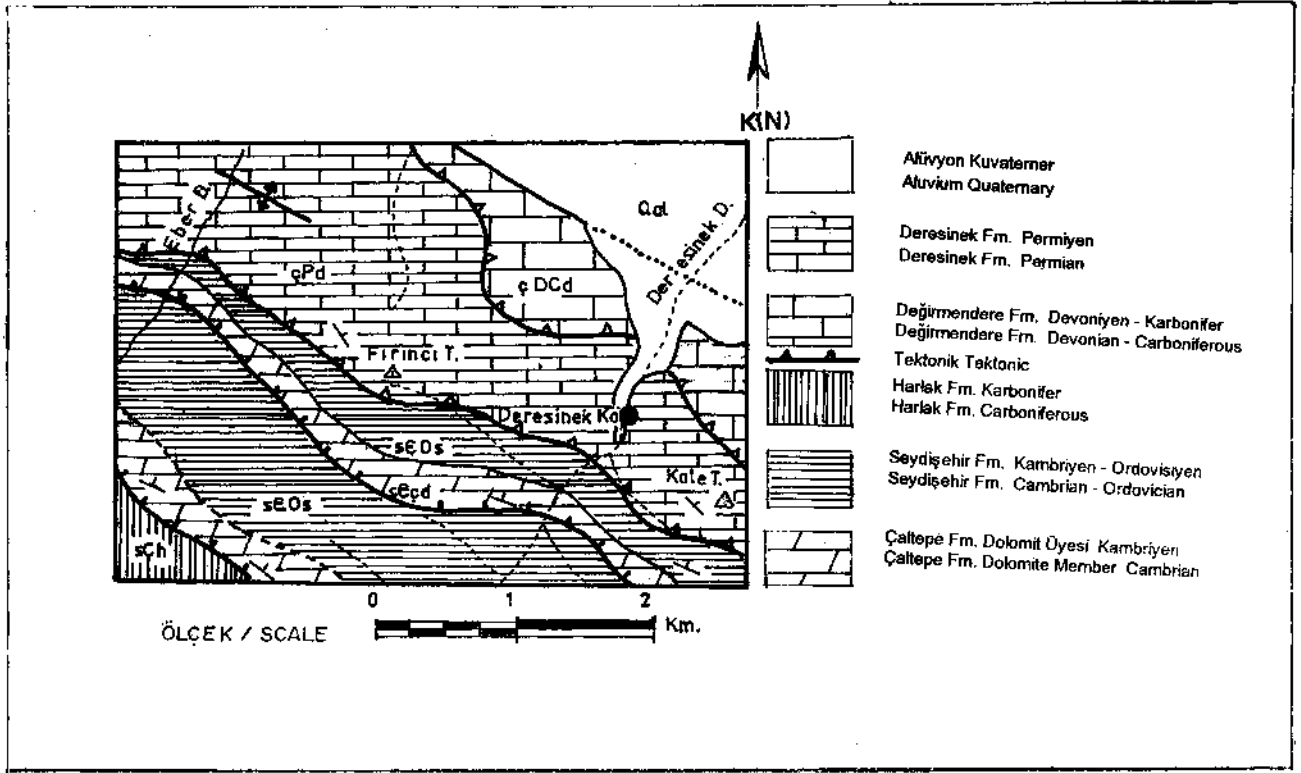
Yapılan ince kesitlerde ayrıca Ammonites sp., Ostracoda, Halobia sp., Daonella sp. ve bol lamellibrans kavkı kesitleri gözlenmiştir. Birimin üst düzeylerini oluşturan türbidit özellikli, çört yumrulu ve kırıntılı kireçtaşlarından, Derecine Köyü (Şekil 1)'nün güneyinde yer alan Şeydi Tepe'den (UH 474 563 noktasından) alınan örneklerde *Protopenneroplis striata* Weynschenk, *Pseudocyclammina* sp., *Trocholina* sp., *Valvulina* sp., *Textularia* sp., *Ophthalmidiidae*, *Textulariidae* gibi Üst Dogger - Malm yaşını veren fosillerle Gedil Köyü (Şekil 1) güneyinde yer alan Topaktaş Tepe'den (UH 313 719 noktasından) alman örneklerde de *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk, *Valvulina gr. lugeoni* Septfontaine, *Kumubia cf. palastiniensis* Henson, *Salpingoporella sellii* (Crescent), *Conicournubia* sp., *Textulaha* sp. gibi Oxfordiyen - Kimmericiyen (Üst Jura) yaşını veren fosiller elde edilmiştir. Metamorfizma ve aşın kristalleşme nedeniyle birimden fosil elde etmek oldukça güçtür. Ancak, formasyonun fosil elde edilen iki düzeyi arasında stratigrafik bir eksikliğin gözlenmeyişi ve üzerinde geçişli ilişkiyle yer alan Eberdere formasyonundan Üst Kretase yaşının elde edilmiş olması nedeniyle, fosil bulguları ve stratigrafik konumuna göre DeresineK formasyonunun yaşı Orta Triyas - Jura - Alt Kretase olarak değerlendirilmiştir.

Birimin alt düzeyleri şığ karbonat şelfi özelliklerini yansıtır. Üst düzeylerde gözlenen türbidit özellikli, yeniden çökeltmiş, kırıntılı kireçtaşları ve çört yumruları ortamın derinleşmekte olduğunun verileri olarak değerlendirilmiştir.

Eberdere formasyonu: Başlıca çörtlü ve mikritsi kireçtaşlarından oluşan formasyon, adını Çay ilçesi'nin yaklaşık 10 km. doğusunda yer alan Eber Dere'den alır.

Önceki incelemelerde (Demirkol, 1977; Eren, 1990; Özgül ve diğ., 1991) birim DeresineK formasyonu kapsamında değerlendirilmiştir. Demirkol (1977)'un radyolaralyalı sileksit arakatıkları biçiminde tanımladığı birimi Eren (1990) çörtlü - sileksitli metakarbonatlar olarak tanımlamış ve Bozkale üyesi olarak adlanmıştır. Özgül ve diğ. (1991a, b) Çakmaklı kireç taşından oluştuğunu söyledikleri aynı birime Eberdere üyesi âdını vermişlerdir. Birimi Demirkol, Orta Karbonifer - Üst Permiyen, Eren, Üst Karbonifer - Üst Permiyen, Özgül ve diğ. (1991a, b) Permiyen içinde incelemiştir. Bu çalışma ile birimin yaşının Üst Kretase olduğunu ortaya konmuş, çökeltme ortamı ve kaya türü özellikleri DeresineK formasyonundan farklı olduğu için Özgül ve diğ. (1991a, b)'nin verdiği Eberdere adı korunarak formasyon aşamasında incelenmiştir.

Formasyonun Sultandağları'nın kuzey yamacı bo-



Şekil 3. İnceleme alanı ve dolayının jeoloji haritası (Özgül ve diğ., 1991 b).

Figure 3. Geological map of the study and surroundings area (From Ozgül et al., 1991 b).

yunca uzanan dar ve birbirinden kopuk yüzeylemelerine rastlanır. Eber Deresi'nin Sultandağları'nın kuzey bölümündeki düzlüğe açıldığı yerde gözlenen yüzeylemesi formasyon için başvuru kesiti olarak verilebilir.

Çoğunlukla ince, seyrek olarak orta tabakalı, düzgün tabakalanmalı, beyaz, açık gri renkli, tabakalanmaya uygun çört ara katkılı ve çört ara tabakalı, çok ezikli, mikritik kireçtaşlarından oluşur. Alt ilişkisi Deresinek formasyonu ile geçişlidir. Üstten, üst tektonik dilim içinde incelenen Kocatepe formasyonu tarafından tektonik olarak üzerlenir (Şekil 4). Eberdere yüzeylemesinde yaklaşık 70 m. kalınlık sunar.

Gedil Köyü (Şekil 1) güneyinde yer alan Topaktaş Tepe'deki yüzeylemesinden (UH 313 719 noktasından) alman örneklerde *Globotruncana* sp. ve *Globotruncanidae* kalıplarına rastlanılmıştır. Bu bulguya göre formasyonun yaşı Üst Kretase'dir. Birimin yaşı önceden Demirkol (1977) tarafından Orta Karbonifer - Üst Permiyen, Eren (1990) tarafından Üst Karbonifer - Üst Permiyen, Özgül ve diğ. (1991a, b) tarafından da Permiyen içinde değerlendirilmiştir.

Formasyonun ince tabakalı, mikritsi, çörtlü, ve çört ara tabakalı kireçtaşlarından oluşan düzeyleri, Deresinek formasyonunun üst düzeylerinde gelişmekte olan derinleşmenin sürdüğünü gösterir. Birim şelf yamacı - havza ortamının özelliklerini yansıtan kayalardan oluşur.

Üst tektonik dilim

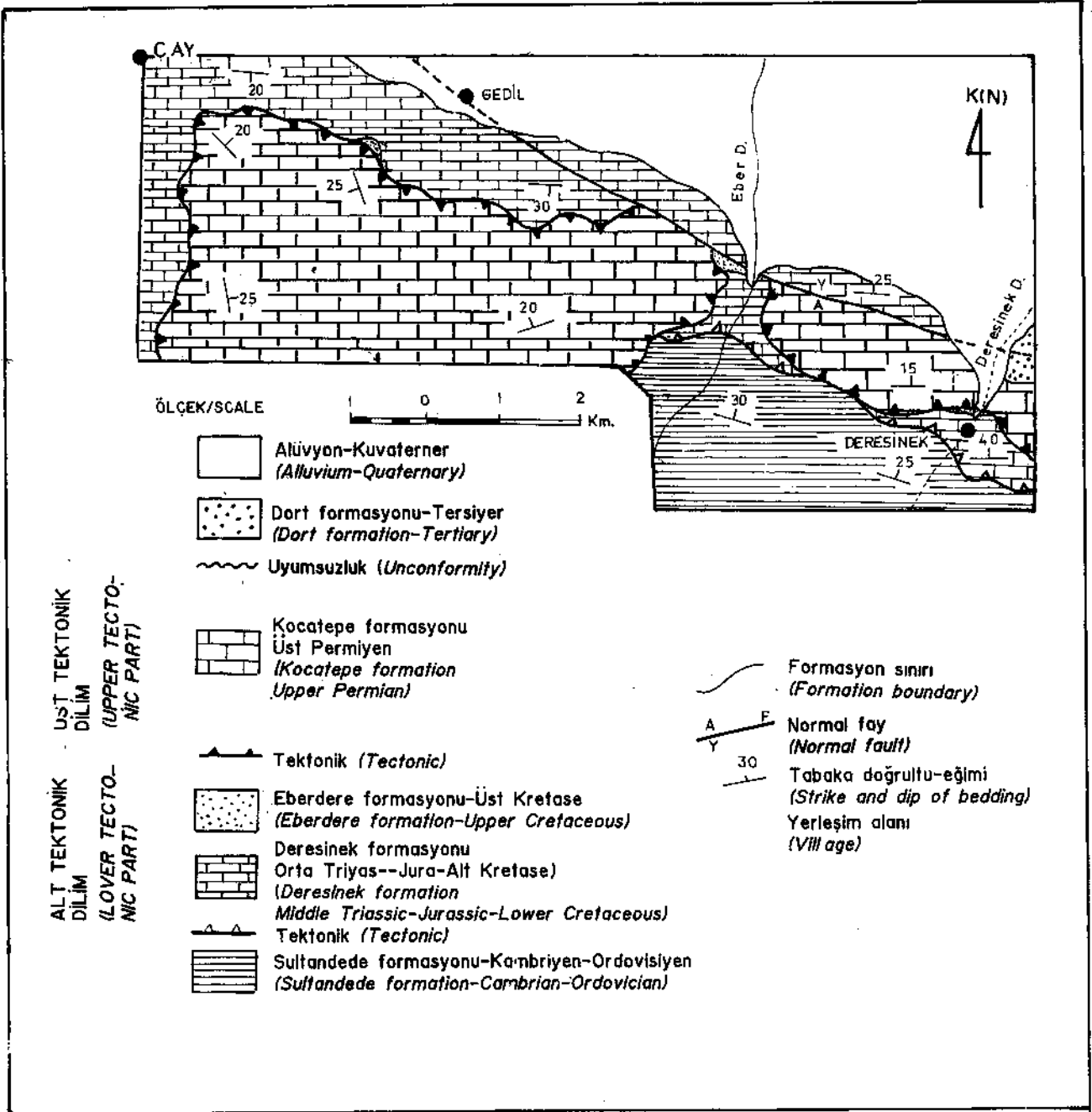
Üst tektonik dilim içinde, inceleme alanında Üst Permiyen yaşlı Kocatepe formasyonu ayrılmıştır (Şekil 6). Üst dilimin batıya uzanımında, harita alanı dışında Değirmendere Köyü (Şekil 1) dolayında, Kocatepe formasyonunun altındaki Alt Permiyen, Karbonifer ve Üst Devoniyen yaşlı kayaların da varlığı gözlenmiştir.

Kocatepe formasyonu: Başlıca şelf özellikli kireçtaşlarından oluşan formasyon adını Çay İlçesi'nin yakın doğusunda, Gedil Köyü (Şekil 1)'nin güneyinde yer alan Koca Tepe'den alır.

Sultandağları'nın kuzey yamacı boyunca geniş alanlar kaplayan yüzeylemelerine rastlanır. Kocatepe yüzeylemesi formasyon için başvuru kesiti olarak verilebilir.

Kocatepe formasyonu gri renkli, koyu gri renkli, orta - kalın tabakalı, yer yer dolomitik düzeyleri olan, *Mizzia'h* kireçtaşlarında oluşur. İnceleme alanı içinde, alt tektonik dilimin Deresinek ve Eberdere formasyonları üzerinde ilişkili olarak oturur. Formasyonun inceleme alanı içindeki kalınlığı yaklaşık 150 m. kadardır. Eber Deresi'nin doğusunda yer alan yüzeylemesinden alınan örneklerden Üst Permiyen yaşını veren *Stafellidea* ve *Hemigordiopsidae* gibi fosiller elde edilmiştir. Birim sığ karbonat şelfi ortamında çökelmiştir.

DERESİNEK FORMASYONUNUN TEKTONO - STRATİGRAFİSİ



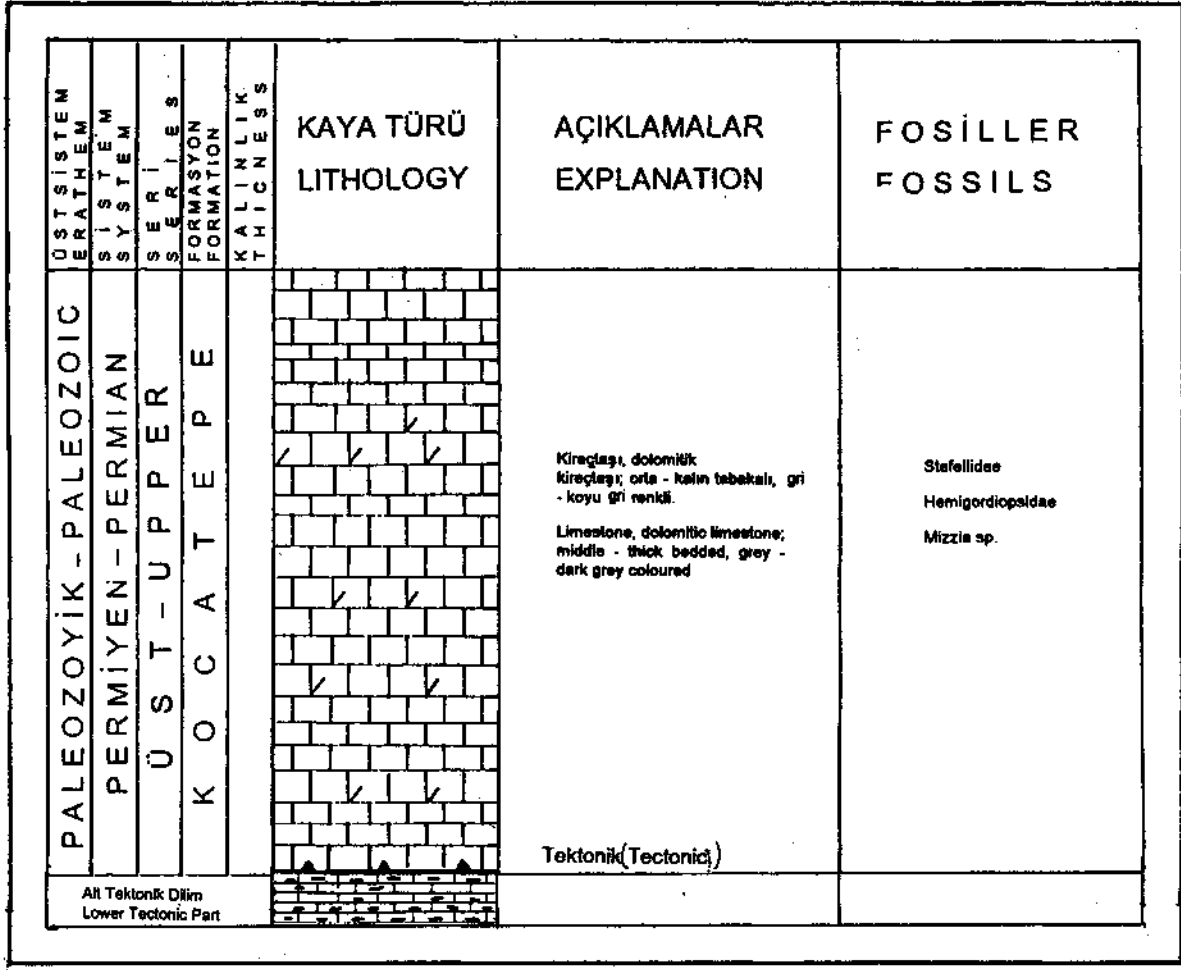
Şekil 4. inceleme alanının jeoloji haritası (Uğuz ve diğ., 1996).

Figure 4. Geological map of investigated area (Uğuz et al, 1996).

SONUÇLAR

Bu çalışma ile Deresinek formasyonunun, yaşı ve tektono - stratigrafik konumu yeniden değerlendirilmiştir. Deresinek formasyonunun farklı stratigrafileri olan iki tektonik dilimden oluştuğu, önceki çalışmalarda Orta Karbonifer - Üst Permiyen olarak değerlendirilmesine karşın; bu çalışmada alt tektonik dilim olarak değerlendirilen bölümün yaşının saptanan fosil topluluğuna göre Orta Triyas - Üst Kretase, üst tektonik dilim olarak

ayrılan bölümünün yaşının ise Üst Permiyen olduğu, altta Kambriyen - Ordovisiyen yaşlı Sultandede formasyonu ile tektonik ilişkili olan alt tektonik dilimin, üst tektonik dilim tarafından tektonik ilişki ile üzerlediği saptanmıştır. Alt tektonik dilim içinde Orta Triyas - Alt Kretase yaşlı Deresinek formasyonu ile Üst Kretase yaşlı Eberdere formasyonu, üst tektonik dilim içinde de Üst Permiyen yaşlı Kocatepe formasyonu ayrılanmıştır.



Şekil 6. Üst tektonik dilimin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 6. Generalized stratigraphic section of upper tectonic slice.

DEĞİNİLEN BELGELER

Demirkol, C., 1977, Yalvaç - Akşehir dolayının jeolojisi: Konya Selçuk Univ. Fen Fak. Yer. Bil. Böl. Doçentlik Tezi, 144 s., Konya (Yayınlanmamış).

Eren, Y., 1990, Engilli (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağları Masifi'nin tektonik özellikleri: Tür. Jeol. Bül., C. 33, 39 - 50, Ankara.

Haude, H., 1969, Das Paleozoikum - Prekambrium bis Silurium in Der Türkei: Zentbl. Geol. Paleont, Teil 1, 4, 702 - 719, Stuttgart.

Haude, H., 1969, Stratigraphie und Tektonik des südlichen Sultandağ: Z. Deutsch. Geol. Ges., 123, 411 - 421, Hannover.

Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., Öztaş, Y., Korucu, M., 1991a, Göller bölgesinin tektono - stratigrafik birlikleri: Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri, Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı, 213 - 237 s., Ankara.

Özgül, N., Bölükbaşı, S., Alkan, H., Öztaş, Y., Korucu, M., 1991b, Sultandağları - Sandıklı - Homa - Akdağ Yöresinin Jeolojisi. TPAO Arşiv Rap. No. 3028, Ankara.

Öztürk, E.M., Ergin, A., Dalkılıç H., Afsar, O.P., Dağar, Z., Çatal, E., 1987, Sultandağ kuzeydoğu kesiminde yeni yaş bulguları: Tür. Jeol. Kur. Bül. Kurultay Bildiri Özleri, s. 7, Ankara.

Makalenin geliş tarihi: 3.6.1996

Makalenin yayma kabul tarihi: 2.8.1996

Received June 3, 1996

Accepted August 2, 1996

Elazığ kuzeyinde pirometazomatik oluşuklar ve ilişkili Fe-Ti cevherleşmeleri

The pyrometasomatic formations and associated Fe-Ti mineralizations at the north of Elazığ

Bünyamin AKGÜL Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 23100, Elazığ
Ahmet ŞAŞMAZ Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 23100, Elazığ

Öz

Elazığ kuzeyinde Permo - Triyas yaşlı Keban Metamorfileri yüzelemektedir. Geç Kretase sonunda bölgeye sokulum yapan Yüksekova Karmaşığı'na ait plutonik kayalar (diyorit ve granit) mermerleri etkileyerek, kontaklarında skarnlaşma ve buna bağlı Fe-Ti cevherleşmelerine neden olmuştur.

Mermerler ile plutonik kayaların arasındaki endoskarn zonlarında piroksen (ferrosalit - hedenberjit) - granat (grossüler) skarn, piroksen (fassaite) - skapolit skarn, epidot - granat skarn görülürken, ekzoskarn zonlarında ise granat (andradit), skapolit, piroksen, epidot, sfen ve manyetit görülmektedir.

Cevherleşmeler plutonitler ile mermerlerin kontaklarında ve mermerlerin içerisine doğru gelişen cep ve kırıklarda gözlenmektedir. Kalınlıkları yer yer 1-1.5 m.'ye kadar ulaşmaktadır. Cevher mineralleri olarak manyetit, hematit, ilmenit, spekülarit, limonit, götit, pirit, pirotin, kalkopirit, kovellin - kalkozin, geikilit ve pirofanit bulunmaktadır.

Anahtar Sözcükler: Pirometazomatik oluşuklar, Fe-Ti cevherleşmesi, Elazığ.

Abstract

Permo - Triassic Keban Metamorphites outcrop at the North of Elazığ. The plutonics of Yüksekova Complex intruded in to the metamorphites during Late Cretaceous and caused formations of skarn zones and related Fe-Ti mineralizations along the contacts.

Endoskarn formations exhibit various mineral assemblages; pyroxene (ferrosalite - hedenbergite) - garnet, pyroxene (fassaite) - skapolite and epidote - garnet. Mineral assemblages of exoskarn formations are garnet (andradite), skapolite, pyroxene, epidote, sphene and magnetite.

The mineralizations occur along the metamorphites - plutonics contact, in the pockets and fractures extending towards marble. The thickness of the mineralized bodies can reach up to 1 - 1.5 m. The ore minerals are; magnetite, hematite, ilmenite, specular ite, limonite, goethite, pyrite, pyrrotite, chalcopyrite, covellite - chalcocite, geikilite and pyrophanite.

Key Words: Pyrometasomatic formations, Fe-Ti mineralization, Elazığ (Eastern Anatolian - Turkey).

GİRİŞ

Bu çalışmada Elazığ kuzey ve kuzeybatısında üç farklı bölgede bulunan Yüksekova Karmaşığı'na ait granit ve diyoritik kayalar ile kontakt oluşturan Keban mermerleri arasında gelişen, skarnlaşma ve ilişkili cevherleşmeler incelenmiştir. Çalışma alanı Elazığ'ın 35 km. KB'sında Birvan ve Aşvan köyleri çevresi ile, Elazığ 20 km. kuzeyinde bulunan Meşeli köyü yakınında yer almaktadır (Şekil 1).

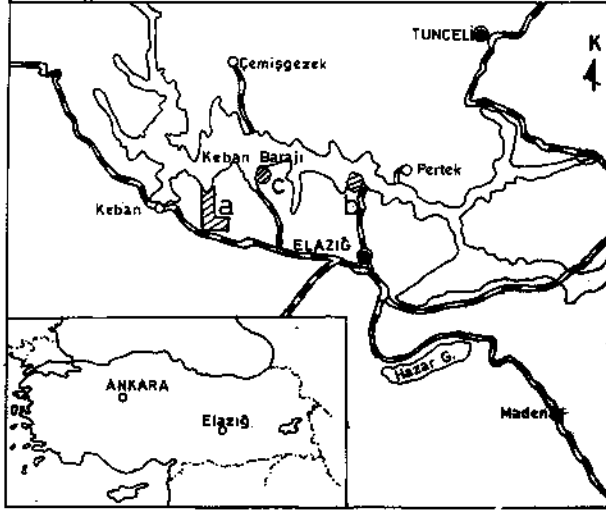
Bölgede bugüne kadar değişik amaçlı bir çok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmaları genelde üç grupta toplamak mümkündür. Bunlardan birincisi bölgenin temel jeolojik özelliklerini belirlemek amacıyla yapılan çalışmalar (Naz, 1979; Tuna, 1979; Avşar, 1983; Tatar, 1987; Inceöz, 1995), ikinci tür çalışmalar, bölgede yaygın olarak izlenen mağmatik kayaların petrolojisini ve bölgenin jeodinamik evrimini ortaya çıkarmak amacıyla yapılan çalışmalar (Bingöl, 1984; Bingöl, 1987; Yazgan, 1984; Asutay, 1985; Akgül, 1991; Akgül, 1993) ve son olarak ise metalojenik amaçlı çalışmalar (Sağiroğlu, 1986; Sağiroğlu, 1992; Şaşmaz ve Sağiroğlu, 1990) şeklindedir.

Bu çalışmanın temel amacı Elazığ yakın çevresinde yer alan ve kontakt metazomatik oluşuklar ve buna eşlik eden demir cevherleşmelerinin ayrıntılı olarak jeolojik, mineralojik ve jenetik incelenmesidir. Bunun için yörede Keban mermerleri ile Yüksekova Karmaşığı arasındaki kontakt boyunca skarnlaşma ve cevherleşmelerin dağılımı ve yan kayaç ile ilişkisi araştırılmış ve araziden çok sayıda skarn ve cevherli örnekler derlenerek mikroskopta incelenmiştir. Gerekli görülen örneklerin XRD ve XRF yöntemleri ile analizleri yapılmıştır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında yaşlıdan gence doğru aşağıdaki litolojik birimler yüzelemektedir.

1. Keban Metamorfileri,
2. Yüksekova Karmaşığı ,
3. Kırkgeçit Formasyonu,
4. Karabakır Formasyonu.



a.b.c: Çalışma alanı

Şekil 1. · Çalışma alanı yer buldum haritası.

Figure 1. Location map of the studied area.

Keban Metamorfizmaları: Birvan Köyü civarında geniş yüzeylemeler sunarken (Şekil 2a), Aşvan (Şekil 2c) ve Meşeli civarında dar bir alanda (Şekil 2b) mostra vermektedir. Birim, Birvan çevresinde mermer ve kalkfillit litolojileri ile temsil edilmekte, Aşvan ve Meşeli civarında ise mermerlerden oluşmaktadır. Yüksekova Karmaşığı ile oluşturduğu dokanakta mermerlerin daha iri tanelerden oluşmasına karşın, kontakta uzaklaştıkça daha ince taneli oldukları görülür. Keban Metamorfizmaları Geç Kretase'de Yüksekova Kararışığı'nı oluşturan yay mağmatizması etkisi ile Yeşil Şist fasiyesinden Amfibolit fasiyesine kadar değişen oranlarda metamorfizmaya uğramıştır (Akgül, 1987; Asutay, 1985).

Yüksek Karmaşığı: Elazığ çevresinde gabro, diyorit, monzonit, tonalit, granit gibi plütonik kayalar ile bunların eşdeğeri yüzey ve yarı derinlik kayalarından oluşmaktadır. Birim Birvan ve Aşvan civarında gabro - diyorit, tonalit ve bazaltlardan, Aşvan civarında gabro - diyoritten, Meşeli civarında ise granit ve diyoritlerden oluşur. Gabro, diyorit, tonalit ve bazaltların yay mağmatizması (Bingöl, 1984; Akgül, 1991; Akgül, 1993; Asutay, 1985; Yazgan, 1984) granitlerin ise çarpışma ürünü olduğu (Akgül, 1991; Bingöl, 1984) ileri sürülmüştür. Birimin yaşı Üst Kretase'dir.

Kırkgeçit Formasyonu: Birvan, Aşvan ve Meşeli civarında mostra verir ve her üç kesimde de kendinden daha yaşlı olan birimleri uyumsuzlukla örter. Tabandan tavana doğru konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kireçtaşı ve marn araldanmasından oluşur. Birimin yaşı Orta Eosen - Üst Oligosen'dir (Özkul, 1988).

Karabakır Formasyonu: Çalışma alanında sadece Meşeli civarında mostra verir. Olivinli bazalt bileşimindeki birim karasal volkanizma ürünü olup, yaşı Üst Miyosen - Pliyosen'dir.

SKARNLAŞMA

İnceleme alanında, Keban Mermerleri ile Yüksekova Karmaşığı'nın diyorit ve granit bileşimli plütonik kayaları arasındaki dokanakta metasomatik oluşumlara rastlanmıştır. Bu oluşumlar gerek bölgesel metamorfik yan kayaçta; gerekse sokulum yapan plütonik kayalarda bir takım mineralojik değişimlere neden olmuştur. Esas olarak Ca, Fe, Mg, Mn silikat ve demir oksit minerallerinin görüldüğü bu zonda oluşan kayalar skarn kayaları olarak tanımlanmıştır. Çalışma alanındaki skarnlar, intrüviz kütle ve yan kayadaki oluşumlarına göre; endoskarnlar ve ekzoskarnlar olmak üzere iki kısımda incelenmiştir.

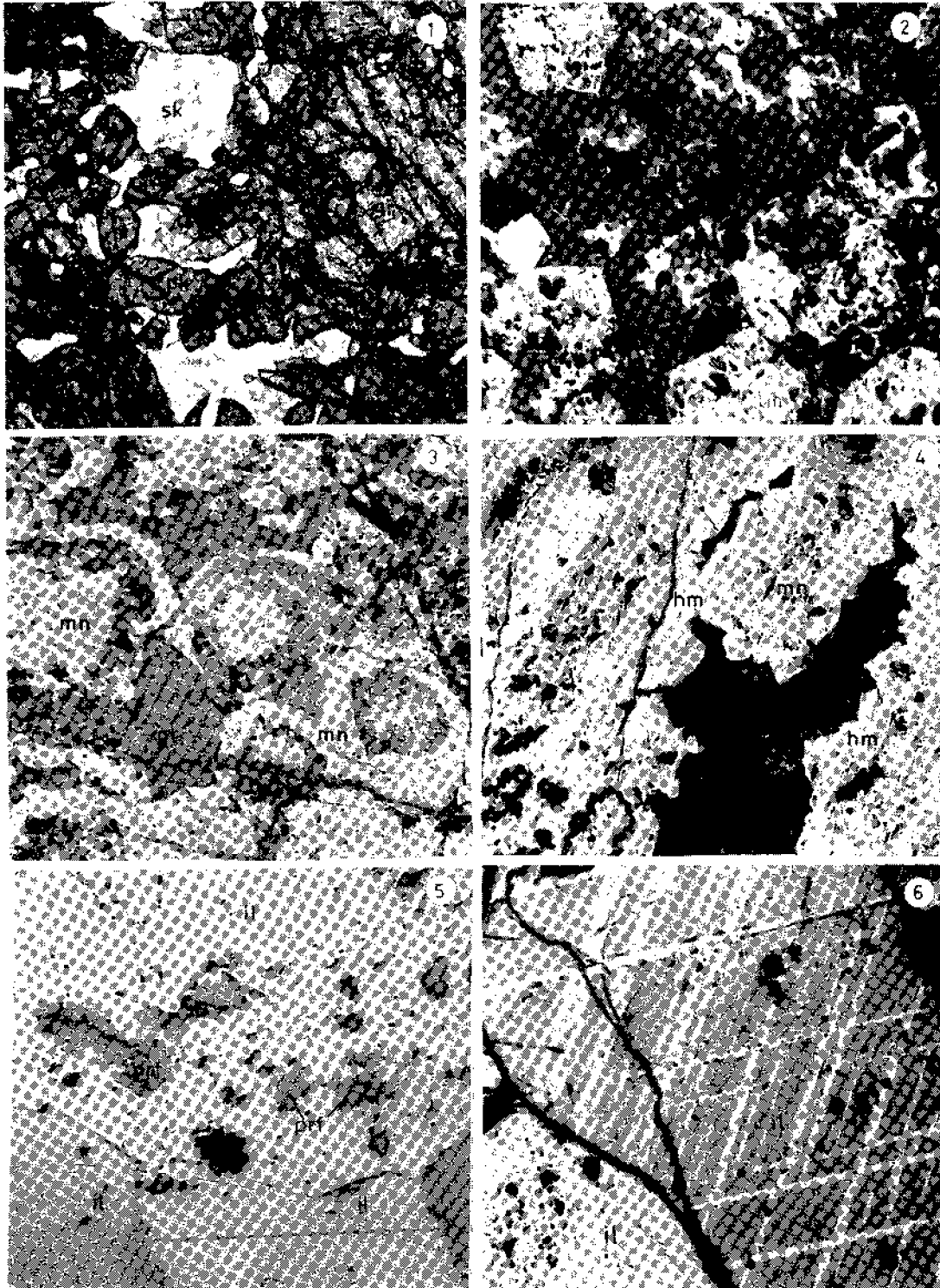
Endoskarnlar

Diyorit ve granit bileşimli plütonik kayalar ile Keban Mermerleri'nin oluşturduğu dokanak boyunca ve intrüviz kayalar içerisinde gelişmiştir. Diyorit - mermer dokanağındaki endoskarnlar Birvan, Yukarı Mişelli ve Aşvan civarında, granit - mermer dokanağındaki endoskarnlar ise Meşeli çevresinde görülür. Diyoritler esas olarak plajiyoklas, amfibol ve piroksen minerallerinden oluşmaktadır. Kalsit, klorit ve epidot mineralleri ikincil, sfen ve opak mineraller ise tali bileşenler olarak diyoritler içerisinde sıkça görülmektedir. Mermer dokanağına yakın zonlarda bu mineral parajenezine ilave olarak; granat, skapolit, olivin ve epidot minerallerine rastlanmaktadır. Endoskarn kayaların piroksen - granat skarn, piroksen - skapolit skarn ve epidot - granat skarnlardan oluşmaktadır (Levha 1, 1). Mermer - granit kontakta ve granitler içerisinde skarn minerali olarak daha çok epidot ve granat minerallerine rastlanmıştır.

Granatlar, genellikle şekilsiz ve yarı öz şekilli kristaller halinde olup, yüksek rölyefli ve izotrop olmaları ile kolayca tanınmaktadır. Gerek mikroskopik incelemeler, gerekse XRD analiz sonuçlarına göre granatların grossüler türünde olduğu belirlenmiştir (Şekil 3).

Piroksen minerali renksiz ve yeşilimsi - mavimsi renklere sahip olup, eğik sönmelidir. Farklı bileşimdeki klinopiroksenler mevcuttur. Yeşilimsi - mavimsi renkte olan klinopiroksenlerin Fe içeriği yüksek ferrosalit veya hedenberjit bileşiminde, renksiz olanların ise fassayit bileşiminde olduğu saptanmıştır. Fassayit bileşimindeki klinopiroksenlerin varlığı XRD analiz sonuçları ile kanıtlanmıştır (Şekil 3).

Skapolit grubu mineraller hem endoskarnlarda hem de ekzoskarnlarda yaygın olarak izlenmektedir (Levha 1, 1). Özşekilli, prizmatik - levhamsı kristaller halinde



izlenen skapolitler alterasyon sonucu kısmen serizite dönüşmüştür. Endoskarn örneklerinde görülen skapolit minerallerinin Ca bakımından zengin meyonit bileşiminde olduğu saptanmıştır.

Yöredeki diyoritik kayalar içerisinde olivin bulunmamasına karşın, endoskarn zonlarında yer yer serpan-tinleşmiş olivin kristalleri görülmüştür. Bu durum Mg bakımından nisbeten fakir magmanın kısmen dolomitik mermerleri özümlemesi sonucu Mg'un artması ve bu-nun sonucunda da olivinin oluştuğu şeklinde yorumlan-mıştır.

Epidot mineralleri özellikle mermer dokanağına ya-kın kısımlarda yoğunlaşmaktadır. Yukarı Mişelli Kö-yü 1 km KD'sunda intrüzif kayaç içerisinde granat ve kalsit mineralleri ile içi içe, Meşeli yöresinde ise granat ile birlikte bulunur. Mikroskppik incelemek sonucu epi-dot grubu minerallerin epidot - zoisit türünde olduğu saptanmıştır.

Kalsit, mermerler içerisine sokulum yapan diyorit grubu kayalarda sıkça görülmektedir.

LEVHAI

PLATEI

Şekil 1. Endoskarnlar içerisinde görülen granat (gr), skapolit (sk) ve piroksenin (pk) mikroskoptaki görünümü. X 32.

Figure 1. *Microscopic appearance of endoskarns; gamet (gr), skapolite (sk) and pyroxene (pk). X 32.*

Şekil 2. Ekzoskarn zonunda özşekilli granatların yüzeysel koşullarda limonit (İm) ve ikincil minerallere dönüşmesi. X 100.

Figure 2. *Alterations of euhedral garnets from exoskarn zo-nes; limonite (im). X100.*

Şekil 3. Manyetit (mn) ile granatlar (gr) beraber büyüyerek zonlanmalı dokular göstermektedir. X 100.

Figure 3. *Intergrown and zoned magnetite (mn) and garnet (gr).X100.*

Şekil 4. Manyetitlerin martitleşerek hematite (hm) dönüşme-si. X 100.

Figure 4. *Martitization of magnetites; hematite (hm). X100.*

Şekil 5. Ilmenitler (il) içerisinde ayrılım halinde bulunan piro-fanit (prf) minerallerinin mikroskopta görünümü. X 200.

Figure 5. *Microscopic appearance of pyrophanite (prf) exso-lutions in ilmenite (il). X 200.*

Şekil 6. İlmenitlerde (il) gözlenen çok yönlü basınç ikizleri. X 200.

Figure 6. *Mechanical twinning in ilmenite (il). X 200.*

Ekzoskarnlar

Ekzoskarnlar diyorit ve granit bileşimli plütonik ka-yaçların mermerler ile oluşturduğu dokanakta ve mer-merler içerisinde gelişmiştir. Mermerler esas olarak kalsit, dolomit ve az miktarda kuvars minerallerinden meydana gelmiştir. İntrüzif kayaların dokanağına ya-kın zonlarda bu minerallere ek olarak granat, skapolit, piroksen, amfibol, epidot, sfen ve manyetit bulunmaktadır. Bu ekzoskarn minerallerinin bir kısmı endoskarn zonlarında da bulunmaktadır. Bu nedenle tekrardan ka-çınmak amacıyla bu minerallerin özelliklerine değinil-meyecektir.

Ekzoskarn zonunda en yaygın olarak görülen skarn minerali granattır. Kahverengi ve balmumu sarısı renk-lerde izlenen granatların intrüzif dokanağına yakın kesim-lerde kalınlıkları 1-1.5 m'ye ulaşmaktadır. Granatlar mikroskopik olarak ise öz şekilli, anizotrop (optik anor-mal) ve zonlu bir yapı sunmaktadır. Üstten aydınlatma-lı mikroskopta incelendiklerinde bazı granatların ço-ğunlukla limonit ve diğer ikincil minerallere dönüştüğü gözlenmiştir (Levha 1, 2). Gerek mikroskobik incelemeler, gerekse XRD analiz sonuçları bu granatların andradit bileşiminde olduğunu göstermektedir (Şekil 4). Andradit bileşimli granatın oluşabilmesi için gerekl-i olan Ca, içerisinde olduğu mermerlerde bol miktarda bulunurken Fe ve bir miktar silisin sokulum yapan intrüzif kayalardan (granit ve diyorit) geldiği düşünül-mektedir. Ekzoskarnlarda sıkça görülen bir diğer mine-ral de hornblend türündeki amfibollerdir. Sfen (titanit) mermerler içerisinde görülmemekle birlikte ekzoskarn zonlarında bol miktarda ve iri kristaller halinde bulun-maktadır. Optik engebesi yüksek ve çoğunlukla özşe-killi kristaller halindedir. Sfen için gerekli olan titanın intrüzif kütleden kaynaklandığı düşünülmektedir.

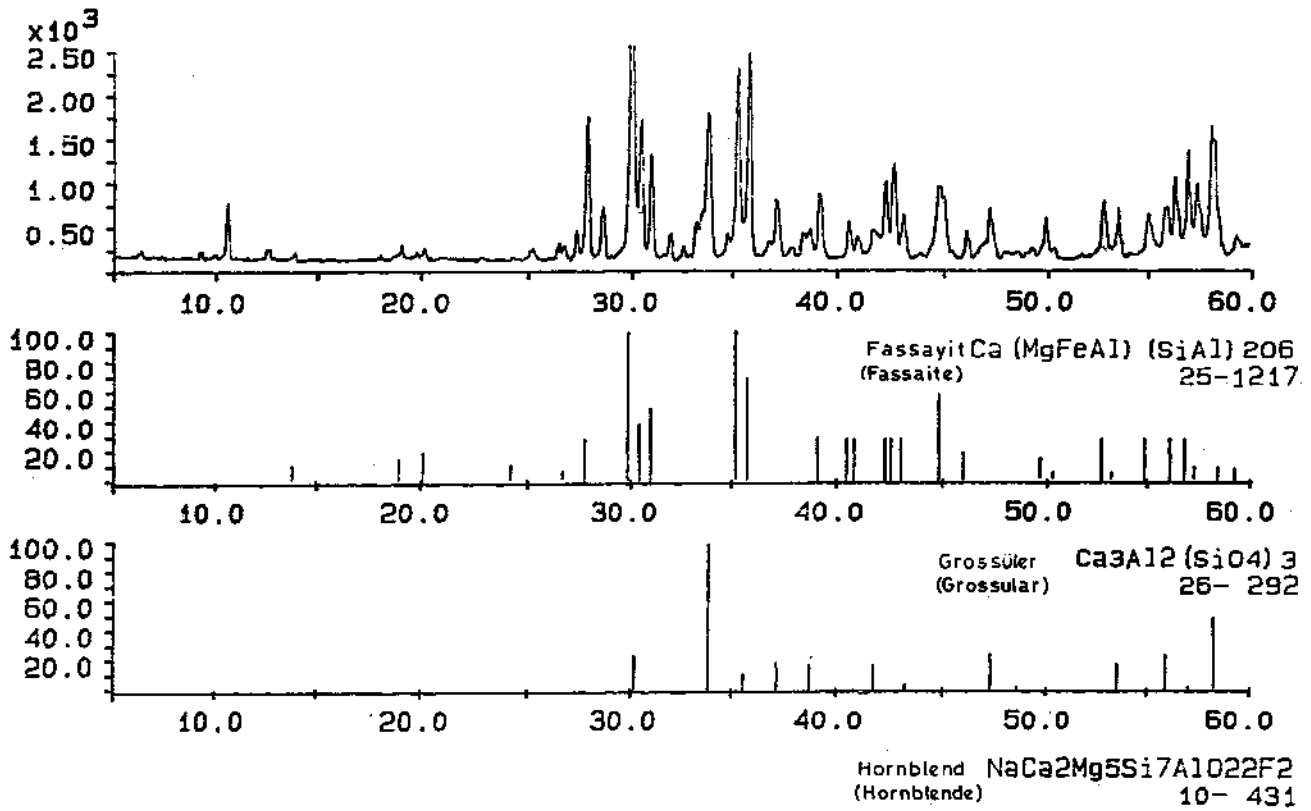
JEOKİMYA

Çalışma alanındaki skarn kayalarından 4'ü endos-karn, 1'i ekzoskarn olmak üzere 5 adet örneğin kimyasal analizleri yapılmıştır. Analiz değerleri Çizelge 1'de ve-rilmiştir.

Endoskarn örneklerin SiO₂ içeriği % 37.70 - 40.90 arasında olup, bu değer diyorit örneklerinden oldukça düşüktür (Akgül, 1993). SiO₂ içeriğinin düşük değere-lerde olması, silisin yankayaca göçünü ve yan kayaç metazomatizması sonucu artan Ca, Al ve Mg ile ilişkili olduğunu göstermektedir.

Al₂O₃ içeriği % 16.95 - 25.08 arasında bir değerde olup, 4 nolu örnekteki yüksek konsantrasyonu tamamen Al-granat ile ilişkilidir. Diğer endoskarn örnekleri %17 civarında Al₂O₃ içermektedir.

FeO* içeriği, % 6.13 - 15.10 arasında olup, bu du-rum Fe'nin bazı kısımlarda hareketlenip uzaklaşması,



Şekil 3: Ekdoskarn zonuna ait 9a nolu örneğin XRD analiz değerleri.

Figure 3: XRD profile of sample 9a.

diğer bazı kısımlarda ise birikmesi ile açıklanabilir. FeO*, skarn kayalarında ferro magnezyen mineraller (piroksen, olivin, amfibol), granat ve manyetit yapılarında yer alır.

MgO içeriği % 8,70 - 10,33 arasında bir değerde olup, metazomatizmadan etkilenmemiş veya çok az etkilenmiş diyorit örneklerinden daha yüksek değerdedir. Bu durumu diyoritik magmanın kısmen dolomitik mermerleri özümlemesi ile ilişkilidir.

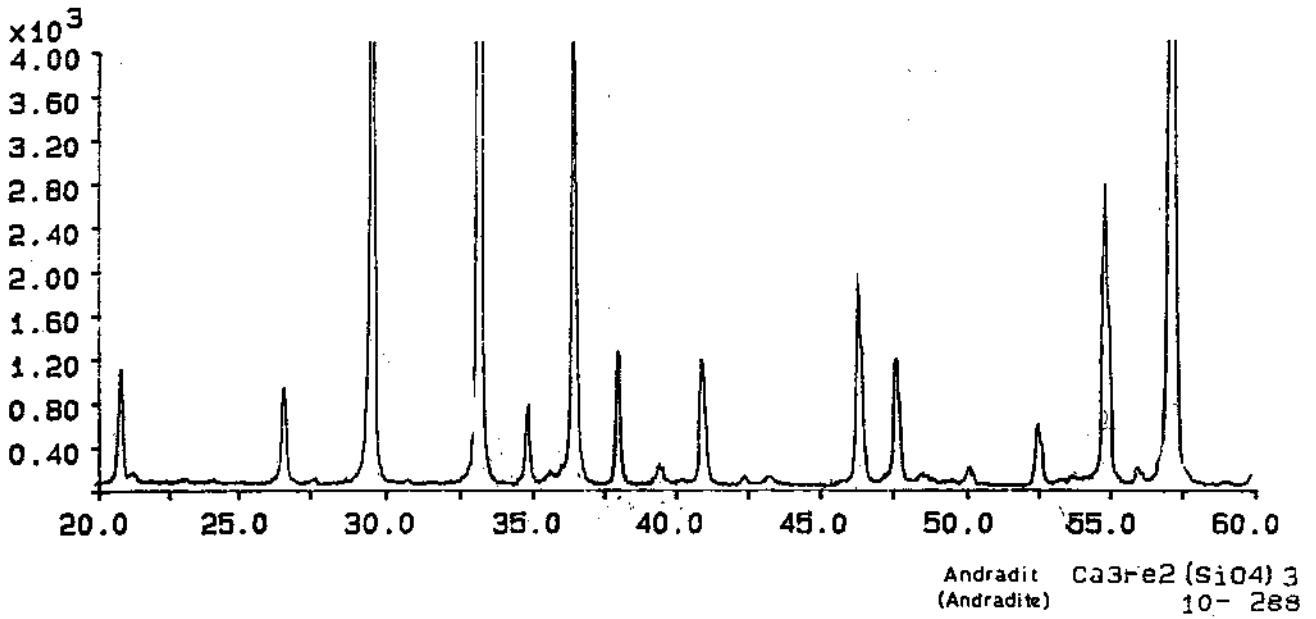
CaO içeriği % 14,16 - 23,34 arasında oldukça yüksek ve değişken değerler verir. Örneklerdeki Ca, kısmen plajiyoklaz ve skapolit minerallerinin yapısına girerken, bir kısmı granat ve kalsit oluşumunu sağlamıştır.

İnceleme alanındaki ekzoskarn kayalarını temsil eden 114 nolu örneğin ana element bileşimine bakıldığında, SiO₂, FeO* ve CaO dışında önemli sayılabilecek elementlerin olmadığı görülür. Mikroskopik incelemeler sonucunda granat, kalsit, manyetit ve kuvars saptanmıştır. Bu örnekleri (114 nolu örnek) granatların yapıları kimyasal analiz sonuçlarına göre türünün andradit olduğu saptanmıştır.

CEVHERLEŞMELER.

Yüksekova Karmaşığı bazı bölgelerde Keban Metamorfitleri tarafından tektonik olarak örtülürken, bazı yerlerde ise Keban Metamorfitlerini intrüfif olarak kesmektedir. Elazığ çevresinde skarnı tipte gözlenen cevherleşmelerin hepsi Keban Metamorfitleri ile skarn oluşturan Yüksekova Karmaşığı'nın kantağında yer almaktadır. Birvan, Aşvan ve Meşeli cevherleşmeleri bunların başlıcalarıdır. Yine aynı şekilde bu ikili birimin kantağında gelişmiş olan cevherleşmeler Keban Baraj Gölü kuzeyinde, Pertek ilçesi (Tunceli) batısında Demürek (Sağroğlu, 1992) ve Tuzbaşı - Kanatburun - Ayazpınarı köyleri (Altunbey, 1996) çevresinde de bulunmaktadır. Bu kapsamda incelenen Birvan, Aşvan ve Meşeli cevherleşmeleri Yüksekova Karmaşığı'na ait derinlik kayaları tarafından kesilen Keban Metamorfitleri kantağı boyunca, kontakt metazomatik olarak gelişmiş, cevherli skarn zonları şeklindedir. Cevherli skarn zonları Birvan ve Aşvan'da mermer - diyorit, Meşeli'de ise mermer - granit kantağında gelişmiştir.

Birvan Cevherleşmeleri: Cevherleşmeler, Pitti Tepe batısından başlamakta, kuzeye doğru yaklaşık 14 km devam etmektedir (Şekil 2a). Birvan yöresinde skarn-



Şekil 4. Ekzoskarn zonundaki 114 nolu örnekteki granatin XRD analiz değeri.

Figure 4. XRD profile of garnets from sample 114 collected from exoskarn zone.

laşmaya eşlik eden demir cevherleşmeleri, mermer - diyorit kantağı boyunca Pit Tepe güney ve batısında, Sağdıçlar ve Yukarı Mişelli köylerinin KD'sunda olmak üzere dört lokasyonda izlenmektedir. Buradaki cevherleşmeler benzer mineral parajenezi ve yan kayaç ilişkileri sunmaktadır. Skarnlaşmayla birlikte izlenen cevherleşmeler ya mermerler ile diyoritin tam sınırında, ya da mermerlerin içerisinde gelişmiş kırık ve çatlak zonlarında gözlenmektedir. Cevherli zonların kalınlıkları yer yer değişmekle birlikte genellikle bir kaç cm. ile 1 m., uzunlukları ise 80 - 120 m. arasında değişmektedir. Cevherleşmeler tüm mermer - diyorit kantağı boyunca her yerde düzenli olarak izlenmemektedir. Kantağın bazı kısımlarında skarnlaşma gözlenirken, büyük bir kesiminde skarnlaşma veya cevherleşme izine rastlanmamaktadır. Bu da cevher getirici hidrotermal eriyiklerin oldukça fakir olduğunu ve belirli bölgelerde geliştiğini göstermektedir.

Aşvan Cevherleşmeleri: Aşvan cevherleşmeleri, Elazığ ilinin yaklaşık 35 km. kuzeybatısında (Şekil 2c), Elazığ - Çemişgezek feribot iskelesinin hemen doğusunda yer almaktadır. Cevherleşmeler Keban mermerleri ile Yüksekova Karmaşığına ait diyoritik kayaçların kantağında, Kızıl ve Ağıl Tepe çevresinde bulunmaktadır. Yaklaşık KD - GB doğrultulu cevherleşmeler, Kızıl T. civarında 200 - 250 m., Ağıl T. çevresinde ise 80 - 120 m.lik görüntü uzunluğuna sahiptir. Cevherleşmeler ortalama olarak 8 - 15 m. genişlikte ve 0.5 - 2 m. kalınlıkta bir hat boyunca izlenmektedir. Mineralojik ve dokusal olarak Birvan yöresi cevherleşmeleri ile benzer

özelliklere sahip olan bu cevherleşmeler, genelde kantağın boyunca yer alan kırık ve çatlak düzlemlerinin arasını doldurur şekilde bulunmaktadır. Asıl cevher minerali olarak manyetit, hematit, limonit ve daha az miktarda da pirit, kalkopirit ve pirotin yer almaktadır. Yörede daha önce MTA tarafından yapılan sondajlı ve yarmak çalışmalarda, Koşal (1965)'a göre %60 Fe tenörlü 215.000 ton görünür, 637.000 ton görünür + muhtemel rezerv, Akyol vd., (1986)'e göre ise %54 Fe tenörlü 23.798 ton görünür, 95.192 ton görünür + muhtemel rezerv saptanmıştır.

Meşeli Cevherleşmeleri: Meşeli cevherleşmeleri Tilağası mahallesinin yaklaşık 1 km. batısında ve Keban Baraj Gölü yakınında yer almaktadır (Şekil 2b). Yöredeki cevherleşmeler Keban Metamorfitelerine ait mermer ile Yüksekova Karmaşığı'nın granitleri arasındaki 250 - 300 m.lik bir kantağın boyunca izlenmektedir. Buradaki mermerler KD - GB istikametinde derinliğe paralel olarak, ince bir şerit şeklinde uzanmaktadır. Granit kütlesi ise yörede çok sınırlı bir alanda mostrada vermektedir. Buna rağmen, bu kantağın boyunca oluşan cevherleşmeler, mermer - diyorit kantağı boyunca gelişen cevherleşmeler ile kıyaslandığında, bunların oransal olarak daha fazla geliştiği görülmektedir. Cevherli zonlar, mermerler ile granit kütlesi arasındaki skarn zonu içerisinde bulunmaktadır. Cevherleşmelerin kalınlığı skarnlaşma ile birlikte 1-1.5 m.ye kadar ulaşmaktadır. Cevherleşmelerin görünüş uzunluğu ise yaklaşık 200 m. civarındadır. Yörede skarn mineralleri olarak granat, epidot, amfibol, piroksen ve kuvars yer almaktadır.

Çizelge 1. Skarn zonu kayalarının kimyasal analiz sonuçları.

Table 1. Chemical analyses of skarn rocks.

Örnek no Sample no	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	Toplam Total
4	40.90	25.08	6.13	10.15	14.16	0.46	0.04	0.05	0.09	0.01	2.95	100.02
5	39.18	17.92	14.01	10.33	14.70	1.56	0.44	1.12	0.14	0.02	1.17	100.59
9a	38.95	16.95	9.83	8.70	23.24	0.49	0.11	0.79	0.12	0.01	1.88	101.17
9b	37.78	17.11	15.10	9.71	18.87	0.51	0.17	1.05	1.16	0.02	0.76	102.13
11a	35.48	0.57	25.97	0.26	31.30	0.11	0.02	0.01	0.10	0.02	2.95	99.76

dır. Cevher mineralleri olarak ise: manyetit, hematit, limonit, götit, ilmenit ve spekülarit yaygın olarak izlenmektedir.

Cevher Mikroskopisi

İnceleme alanında yer alan demir cevherleşmelerinin en önemli cevher mineralleri manyetit ve hematittir. Daha az oranlarda da ilmenit, spekülarit, limonit, götit, pirotin, pirit, kalkopirit, kovellin ve kalkozin yer almaktadır. Yöredeki cevherleşmelerde yer alan minerallerin birbirini kesme ve ornatma özelliklerine dayanarak, skarn ve cevher minerallerinin genelleştirilmiş oluşum sırası Şekil 5'de verilmiştir. Yöredeki cevherleşmelerde cevher mineralleri modal olarak % 45 - 50 manyetit, % 25 - 30 hematit, % 2 - 3, % 5 - 10 limonit, % 5 - 10 spekülarit + götit şeklinde bir dağılım göstermektedir. İlmenit, pirotin, pirit ve kalkopirit incelenen örneklerde % 1 ve daha az oranlarda izlenmektedir.

Manyetit, yörede skarnlaşmanın bulunduğu tüm bölgelerde bulunmaktadır. Diyorit - mermer kontakındaki manyetitler çoğunlukla masif taneler halinde hematit ve skarn mineralleri ile beraber bulunmaktadır. Özellikle granatlar içerisindeki manyetitler özşekilli ve yarı özşekilli taneler şeklindedir. Bazen de granatlar ile manyetitler birbiriyle beraber büyüdüğünü gösteren zonlu yapılar göstermektedir (Levha 1,3). Tane boyları 150 - 200 mikron ile 1 - 2 mm arasında değişmektedir. Birvan yöresi manyetitleri genellikle kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca oksidasyon sonucu yoğun olarak martitleşerek hematite dönüşmüştür (Levha 1, 4). Bu dönüşüm olayı tüm manyetit tanelerinin hemen hemen yarıya yakını etkilemiştir. Meşeli yöresindeki manyetitler genellikle sağlam taneler şeklinde olup, martitleşme izlenmemektedir. Buradaki manyetitlerin içerisinde yaygın olarak çubuksu ilmenitler izlenmektedir. Bu ilmenitler yer yer ışınal dizilimler göstermektedir. Manyetitlerin skarnlaşmayı izleyen evrenin hemen başında olduğu düşünülmektedir.

Hematit, manyetitten sonra en baskın olarak bulunan cevher mineralidir. Hematit yöredeki cevherleşmelerde üç değişik şekilde izlenmektedir. Bunlar birincil hematit, martitleşme sonucu ortaya çıkan ikincil hematit ve spekülarittir.

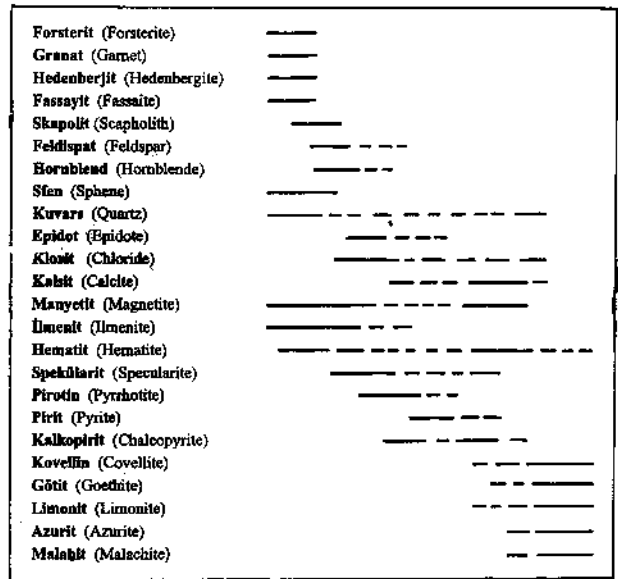
Birincil hematitler cevherleşmelerde yaygın olarak görülmektedir. Genellikle manyetit ve gang mineralleri

ile iç içe serbest taneler halinde veya çubuksu şekillerde izlenmektedir. Bunların boyları 150 - 200 mikron ile 40 - 50 mikron civarındadır. Bu hematit çubukları belirli yönlerde dizilimi göstermektedir. Bu dizilimler üzerinde yer yer eğilme ve bükülmeler görülmektedir. Serbest taneler halindeki hematitlerin içerisinde özşekilli pirit ve kalkopirit taneleri izlenmektedir. Birincil hematitler manyetitleri yer yer ornatmaktadır.

İkincil hematitler genellikle manyetitlerin martitleşmesi sonucu oluşmuştur. Bu olay daha çok manyetitlerin kenar ve çatlak düzlemleri boyunca gelişmiş (Levha 1,4) olup, oldukça yaygın olarak izlenmektedir.

Spekülarit, Meşeli yöresinde baskın olarak izlenmektedir. Genellikle 0,5 - 1 cm. uzunluğundaki masif levhamı sız bazen de çubuksu taneler şeklinde manyetit ve ilmenit tanelerinin arasını doldurmaktadır. Spekülarit taneleri gül demetlerine benzeyen çok güzel şekiller oluşturmaktadır.

Limonit, Birvan ve Meşeli cevherleşmelerinde kontakt zonu çevresinde, beraber bulunduğu minerallerin kırık ve çatlak zonları boyunca yoğun olarak bulunmaktadır. Buradaki limonitlerin iç kısımlarında yer yer ayrılmamış primer mineralleri gösteren kalıntı taneler gözlenmektedir. Bu da limonitin genellikle pirit ve kalkopirit gibi birincil minerallerin, ikincil olayları sonucunda ayrışmasıyla oluştuğunu göstermektedir. Kalkopiritler ile limonitler arasında ara bileşik olarak zaman zaman kovellin ve kalkozine de rastlanmaktadır.



Şekil 5. Çalışma alanında görülen skarn ve cevher minerallerinin paragenetik ilişkileri.

Figure 5. The paragenetic relationship between skarn and ore minerals of the studied area.

İlmenit, çalışma alanında sadece Meşeli cevherleşmelerinde manyetit, hematit ve limonitin içerisinde bulunmaktadır. İncelenen parlak kesitlerde masif ilmenit taneleri genellikle romboedrik şekillerde, 0.1 - 0.2 mm. büyüklüğüne sahip kristaller halinde izlenmektedir. Masif ilmenit tanelerinin arası içnecikler şeklinde spekülait ve limonitler tarafından doldurulmuştur. Özşekilli ilmenitler içerisinde üç yönlü ilmenite özgü basınç ikizlenmeleri gözlenmektedir. (Levha 1, 6). Basınç ikizleri Ramdohr (1980)'e göre kuvvetli tektonik deformasyona maruz kalmış ilmenitlerde gözlenmektedir. Bu ikizlenmeler düzgün, birbirine paralel çubuksu şekillerden oluşmaktadır. Bazen de bu ikizlenmeler kırık düzlemleri tarafından kesilmiştir. Ayrıca ilmenit tanelerinin içerisinde ayrılma şeklinde iki farklı mineral belirlenmiştir. Bunlardan birincisi grimsi, diğeri ise, kahverengimsi renklerde olup, her ikisi de kuvvetli anizotropi göstermektedir. Bu minerallerin yapılan mikroskopik çalışmalar sonucunda geikilit ((Mg, Fe) TiO₃) ve pirofanit (MnTiO₃) (Levha 1, 5) olduğu saptanmıştır. Ayrıca bazı ilmenit taneleri manyetit içerisinde uzun çubuklar (0.5 - 1 cm. büyüklüğünde) halinde yer almaktadır. Çalışma alanının dışında Tuzbaşı ve Kanatburun (Pertek - Tunceli) kontakt tipi demir cevherleşmelerinde ilmenitler, granat - piroksen skarnlar içerisinde, genellikle mercek ve lensler şeklinde bulunmaktadır (Altunbey, 1996).

SONUÇLAR

Yöredeki skarnlaşma ve cevherleşmeler Keban Mermerleri ile Yüksekova Karmaşığı'na ait diyorit ve granitik kayalar arasında kontakt pirometazomatik tipinde gelişmiştir. Keban Metamorfikleri ile Yüksekova Karmaşığı arasındaki kontakt genelde iki tiptedir. Bunlardan birincisi Keban Metamorfikleri Yüksekova Karmaşığı üzerine bindirmiştir. İkinci olarak ise Yüksekova Karmaşığı Keban Metamorfiklerini intrüfif olarak kesmiştir. İntrüfif kantağın bulunduğu yerler genellikle cevherlidir. Çalışma alanında mermer - diyorit kantağında çok zayıf, mermer - granit kantağında ise daha yoğun bir skarnlaşma ve cevherleşme izlenmektedir. Ancak yine de cevherleşmeler mevcut haliyle ekonomik olmaktan uzaktır.

Mermerlerin diyorit ve granit ile olan kontaklarında endo ve ekzoskarn zonları ayrılanmıştır. Endoskarnlar piroksen - granat skarn, piroksen skapolit skarn ve epidot - granat skarnlardan, ekzoskarnlar ise granat, skapolit, piroksen, amfibol, epidot, sfen ve manyetitten oluşmaktadır. XRD analiz sonuçlarından endoskarn zonundaki granatların grossüler, klinopiroksenlerin ferrosalit - hedenberjit ve fassayit, amfibolin ise hornblend, ekzoskarn zonundaki granatların ise andradit türünde olduğu saptanmıştır.

Manyetitlerde kontakt pirometazomatik yataklara özgü zonlu yapılar gözlenmektedir. Skarn ve cevher mineralleri üzerinde yapılan mikroskopik çalışmalar sonucunda manyetit ve granatların beraber büyüdüğünü gösteren zonlanmalı yapılar görülmektedir.

Yörede cevher mineralleri olarak manyetit, hematit, ilmenit, limonit, spekülait, götit, pirit, pirotin, kalkopirit, kovellin - kalkozin, geikilit ve pirofanit bulunmaktadır. İlmenit, geikilit ve pirofanit sadece Meşeli cevherleşmelerinde gözlenmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu makalenin hazırlanması esnasında her konuda yardımlarını gördüğümüz Prof. Dr. Ahmet Sağıroğlu'na teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akgül, B., 1987, Keban yöresi metamorfik kayaların petrografik incelenmesi. F.Ü. Fen Bilim. Ens., Yüksek Lisans Tezi, 60 s., (yayınlanmamış) Elazığ.
- Akgül, B., 1993, Piran (Elazığ) köyü çevresindeki mağmatik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri, F.Ü. Fen. Bilim. Ens., Doktora Tezi, 128 s. Elazığ.
- Akgül, M., 1991, Baskil graniitinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Yerbilimleri Geosound, 18, 67 - 78.
- Akyol, Z., Kadioğlu, H., Adıgüzel, O., 1986, Elazığ Aşvan demir yatağı maden jeolojisi ve rezerv raporu, MTA Malatya Bölge Kütüphanesi rap. no. 371.
- Asutay, H.J., 1985, Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve petrografik incelenmesi, A.Ü. Fen Bilim. Ens., Doktora Tezi (yayınlanmamış), Ankara.
- Altunbey, M., 1996, Tuzbaşı - Kanatburun - Ayazpınar (Pertek - Tunceli) yöresindeki demir cevherleşmelerinin jeolojisi ve kökeni, F.Ü. Fen Bil. Ens. (Doktora Tezi), 186 s. Elazığ.
- Avşar, N., 1983, Elazığ yakın kuzeybatısında stratigrafik ve mikropaleontolojik araştırmalar. Doktora Tezi, F.Ü. Fen Bil. Ens. 84 s. (yayınlanmamış) Elazığ.
- Bingöl, A.F., 1984, Elazığ - Pertek - Kovancılar (Doğu Toroslar) yöresinin jeolojisi. Toros Jeolojisi Uluslararası Sempozyumu, Tebliğler, Ankara.
- Bingöl, A.F., 1987, Petrographical and petrological features of intrusive rocks of Yüksekova Complex in the Elazığ region (Eastern Taurus - Turkey). The Jour. of Fırat Univ., Science and Technology, 3, 3.
- İnceöz, M., 1995, Harput (Elazığ) yakın kuzeyi ve doğusunun tektonik özellikleri, F.Ü. Fen Bilim. Ens., Doktora Tezi (yayınlanmamış), 112 s.

- Koşallı, C., 1965, Aşyanı demir aramaları jeolojik etüd ve sonuçları, MTA Malatya Bölge Kütüphanesi rap. no. 63.
- Naz, H., 1979, Elazığ - Palu dolayının jeolojisi. TPAO Arşivi Rap. No 1360, (yayınlanmamış).
- Özkull, M., 1988, Elazığ batısında Kırkgöçü Formasyonu üzerindeki sedimentolojik incelemeler. F.Ül. F. En. Bül. Ehs., Doktora Tezi 186 s. (yayınlanmamış).
- Ramdohr, P., 1980, The ore minerals and their intergrowths, Academic - Verlag, Berlin, 1202 p.
- Sağiroğlu, A., 1986, Kızıldağ (Elazığ) cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni, J. Geol. Müh. Bül., 29, 51- 13.
- Sağiroğlu, A., 1992, Pertekek - Demürek (Tunceli) skarn tipi manyetit ve ilişkili bakır cevherleşmeleri. TJK. Bül., 35, 63 - 70.
- Şaşmaz, A. ve Sağiroğlu, A., 1990, Bullurik Dere (Elazığ) cevherleşmelerinin özellikleri ve kökeni. MTA. Derg. 110, 45-54.
- Tatar, Y., 1987, Elazığ bölgesinin tektonik yapıları ve Landsat fotoğrafları üzerinde yapılan bazı gözlemler. Hacıettepe Üniv. Yerbil. Uyg. ve Araştırma Merkezi Bül., 14, 295- 308.
- Tuna, E., 1979, Elazığ - Palu - Pertekek bölgesinin jeolojisi, TPAO Rap. No 1362 (yayınlanmamış).
- Yazgan, E., 1984., Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. Int. Symp. the geology of the Taurus Belt. Bildiriler, 1991- 208, Ankara.

Makalenin geliş tarihi: 20.11.1995

Makalenin yayına kabul tarihi: 31.7.1996

Received 1 November 20, 1995

Accepted 1 July 31, 1996

İlgin - Sarayönü (Konya) güneyinde Bozdağlar masifinin yapısal özellikleri

Structural features of the Bozdağlar massif to the south of Ilgin and Sarayönü (Konya)

Yaşar EREN

Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 42050, Konya

Öz

Bozdağlar masifi (KB Konya), tektonostratigrafik olarak alttan üste doğru otokton, metamorfik Gökçeyurt grubu (Üst Permiyen - Mesozoyik): allokton, Çayırbağı ofiyoliti (Mesozoyik) ve Ladik metamorfitlelerinden (Silüriyen - Mesozoyik) oluşur. Üst Miyosen - Kuvaterner yaşlı tortul ve volkanik kayalar ise masifin neo - otokton örtü oluşuklarıdır.

Masifin hem otokton hem de allokton konumlu kaya birimleri, Alpin hareketlerle üç evreli deformasyona uğrayarak Tip 3 ve Tip 1 türü üstelenmiş kıvrım geometrisi kazanmıştır, ilk evre deformasyona metamorfizma eşlik etmiştir. 2. ve 3. evre deformasyonlar ise metamorfizma sonrası gelişmiştir. Geç Kretase ve sonrasında masif, naplı bir yapı kazanmıştır. Post - orojenik hareketlerle Orta - Geç Miyosen sınırında bölgede, göslel havzaların oluşumunu sağlayan blok faylanmalar ve bu blok faylanmalara bağlı olarak volkanizma faaliyeti başlamıştır. Erken Pliosen kabuk sıkışmaları ile de, masife ait kayalar örtü oluşukları üzerine bindirmiştir. Geç Pliosen ve sonrasındaki blok faylanmalarından etkilenen yörenin yüksek kesimlerinde, 600 - 850 m arasında değişen göslel yükselmeler gerçekleşmiştir.

Anahtar Sözcükler: Bozdağlar masifi, Çok evreli kıvrımlanma, Dayk kümesi, Buruşma klivajı, Kink bantları, Neo - tektonik, Blok faylanma.

Abstract

The Bozdağlar massif, (NW of Konya), tectonostratigraphically consists of from bottom to top, autochthonous U. Permian - Cretaceous Gökçeyurt group, Mesozoic Çayırbağı ophiolite, and Silurian - Mesozoic allochthonous Ladik metamorphites. U. Miocene - Quaternary rocks constitute neo - autochthonous cover.

Both the autochthonous and allochthonous metamorphites, indicates at least three phases of deformation. The first phase produced recumbent folds under high P low T metamorphic conditions. The second and the third phases represent post - metamorphic episodes and developed Type 3 and Type 1 refolded folds. The massif gained its polyphase deformational history and imbricated structures during the Late Cretaceous and following times respectively. The post - orogenic movements during M. - L. Miocene formed lacustrine basins due to block faultings accompanied with volcanism. At E. Pliocene time, rocks of the massif thrust over the cover units and finally gravity faultings occurred. All of these movements caused uplift that ranges from 600 to 850 m in the region.

Key Words: Bozdağlar massif, Superimposed folds, Dyke su>arm, Crenulation cleavage, Kink - band, Neo - tectonics, Blok-faulting.

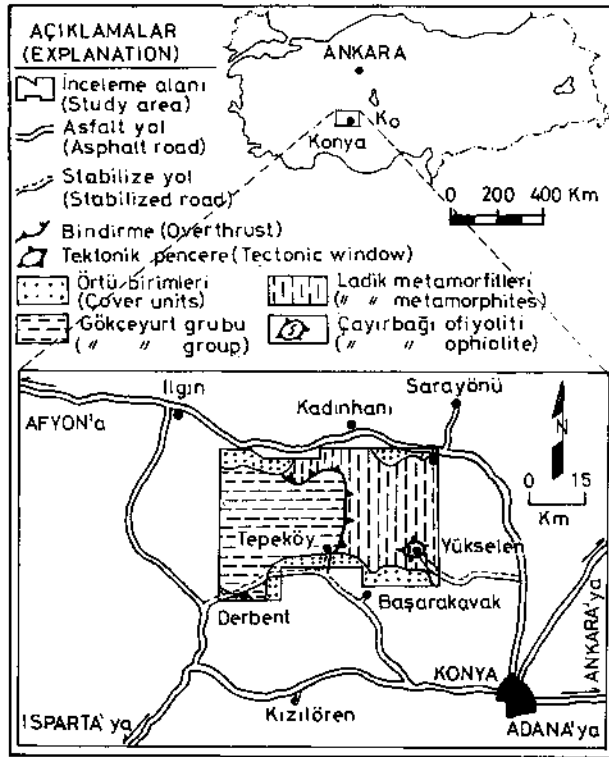
GİRİŞ

İlgin ve Sarayönü (Konya) güneyinde yer alan inceleme alanı (Şekil 1) ve çevresinde bugüne değin stratigrafik problemlerin çözümünü amaçlayan çalışmalar gerçekleştirilmiştir (Niehoff, 1961, Göger ve Kırıl, 1969, Wiesner, 1968, Doğan, 1975, Özcan ve diğ., 1988). Eren (1993a) masifin stratigrafik özelliklerini ortaya koymuş ve ilk kez mesoskopik tektonik analizlere dayalı olarak yörenin yapısal özelliklerini incelemiştir. Masifin stratigrafisi, daha önce ayrıntılı olarak anlatıldığı için (Özcan ve diğ., 1988, Eren, 1993b), bu makalede stratigrafi kısaca özetlenecek, masifin tektonik tarihçesi ayrıntılı olarak aydınlatılmaya çalışılacaktır. Masifin yapısal özelliklerini ortaya çıkartırken 1/25 000 ölçekli jeoloji ve yapısal haritalarından (Eren, 1993a) basitleştirilmiş haritalar tanıtılacaktır. Bu makaleye veri oluşturan yapısal ölçümler, Turner ve Weiss (1963), Ramsay (1967), Ramsay ve Hubert (1987)

tarafından ortaya konan geometrik analizler doğrultusunda değerlendirilmiştir.

STRATİGRAFİ

Bozdağlar masifi biri otokton (paraotokton) diğer ikisi allokton konumlu üç birliği kapsamaktadır (Şekil 2). Otokton Gökçeyurt grubu alttan üste doğru sıg denizel çökellerden oluşmuş Üst Permiyen (Murgabiyen) yaşlı Derbent; metakarbonat - metakirintılı ardalanası şeklinde Üst Permiyen - Üst Triyas yaşlı Aladağ ve tümüyle metakarbonatlardan yapılı Üst Triyas - Kretase yaşlı Lorasdağı formasyonlarından oluşmuştur. Konya çevresinde Gökçeyurt grubunu üzerleyen Mesozoyik yaşlı Çayırbağı ofiyoliti (Özcan ve diğ., 1988), inceleme alanında Ladik metamorfitleleri altında Yükselen tektonik penceresinde izlenmektedir. Yörenin allokton konumlu ikinci birliği olan Silüriyen - Mesozoyik yaşlı ve Sızma ve Ardıçlı grupları olmak üzere iki yapısal bi-



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map.

rimden oluşan Ladik metamorfiteeri ise Tepeköy - Güneypmar bindirmesi boyunca Gökçeyurt grubunu üstler. Bu birliğin Hersiniyen oluşukları şeklindeki Sızma grubu en altta resifal karmaşık niteliğindeki Silüriyen - Alt Karbonifer yaşlı Bozdağ formasyonu ile başlamakta ve üste doğru egemen olarak olistostromal fliş fasiyesindeki kayalarda oluşan Devoniyen - Alt Permiyen yaşlı Bağnkurt formasyonu ile devam etmektedir. Grubun son birimini ise, Üst Permiyen öncesindeki bir magmatik yay gelişimi ile ilişkili Karadağ metamagmatitleri oluşturmaktadır. Bu grubu açılı uyumsuzlukla örten post - orojenik Ardıçlı grubu ise, birbirleriyle gri karasal kırıntılılardan oluşmuş Üst Permiyen (?) - Mesozoik yaşlı Bahçecik ve metakarbonat - metakırıntılı aralanması şeklindeki Ertuğrul formasyonları ile temsil edilir. Masifin tortul ve volkanik örtüsünü oluşturan Üst Miyosen - Alt Pliyosen yaşlı Dilekçi grubu, alttan üste doğru birbirleriyle yanal ve düşey geçişli, alüviyal yelpaze çökellerinden yapıllı Sille; gölsel, Ulumuhsine; piroklastik, Küçükmuhsine formasyonları ile kalkalkali (Keller ve diğ., 1977) Sulutas volkanitleri ve alüviyal karmaşık özellikli Yürükler formasyonunu kapsar. Yörenin en genç oluşukları ise Topraklı formasyonu (Pli-yokuvaterler) ve Holosen yaşlı alüvyonlardır (Şekil 2, Eren, 1993a ve b).

YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanında yüzeyleyen kayalar, tektonik hareketlere bağlı olarak kıvrımlı, kırıklı ve naplı yapılar kazanmıştır (Şekil 3, 4). Yörenin stratigrafik özellikleri, metamorfizma ve magmatik etkinlikleri masifin Hersiniyen, Alpin ve genç - tektonik hareketlerden yoğun olarak etkilendiğini kanıtlamaktadır. Geç Permiyen öncesindeki fliş - wild fliş nitelikli kayalar (Bağnkurt formasyonu) ve yine Geç Permiyen öncesinde evrimini tamamlamış bir yay magmatizması ile ilişkili Karadağ metamagmatitleri büyük bir olasılıkla Hersiniyen orojenezine bağlı olarak gelişmiştir (Özcan ve diğ., 1988, Eren, 1993a). Ancak, bölgede daha sonra şiddetli ve çok evreli Alpin deformasyonları, Hersiniyen orojenezinin izlerini büyük ölçüde silmiş ve Hersiniyen orojenezine ait geometrik analizlerin yapılmasını olanaksızlaştırmıştır.

Bu bölümde yörenin stratigrafik bölümlendirilmesi uygun olarak, önce otokton Gökçeyurt grubununun, sonra alloktan Ladik metamorfiteerinin yapısal özellikleri irdelenecek, daha sonra da genç - tektonik hareketlere bağlı yapılar açıklanacaktır.

Kıvrımlar

Jeoloji ve Yapısal haritalarında (Şekil 3, 4), gerek otokton ve gerekse alloktan alanda belirlenen Alpin hareketlere ilişkin çok evreli kıvrım geometrileri farklı yönlerde gidişler sergilemektedir. Kıvrımlanma evreleri arasındaki geometrik ilişkilerin ortaya konması amacıyla, her iki alan, kıvrım gidişlerine ve deneme - sına yöntemine göre asalana ayrılmıştır (Şekil 3). Asalalarda ölçülen düzlemsel ve ikincil çizgisel yapılar ise, eşit - alan, alt yarıküre izdüşüm diyagramlarında değerlendirilmiştir.

Otokton alana ilişkin kıvrımlar

Otokton alanda belirlenen kıvrım gidişleri (F₀, F₀₂, F₀₃) Gökçeyurt grubunun en az üç evreli kıvrımlanmaya uğradığını göstermektedir (Şekil 3). Bu alan, kıvrım gidişlerinin analitik olarak değerlendirilmesi için beş asalana bölümlendirilmiştir. *Eldes asalarında* (1), tabaka (S₂) ölçümlerine ait doku diyagramı F₀₁ ve F₀₂-evreleriyle ilişkili Bo₁ ve Bo₂- gidişlerinin K24°B, 20°KB, yapraklanmalara (SJ ait doku diyagramı ise Bo₂- kıvrım eksen yöneliminin K10°B, 20°KB olduğunu göstermektedir (Şekil 5.1, 2). Buna göre, F₀₁ ve F₀₂- eksenleri 14°lik ayıklık dışında birbirine koşuttur. Asalanda F₀₃- kıvrım iziyle bükülmüş Akdağ senklinoryumunun kuzeybatı ucu ana yapıyı oluşturur. Yapının uç kesiminde sinformal antiklinal ve antiformal senklinealler yer alır (Şekil 3). Bu asalanda ölçülmüş mesoskopik tabaka eksenleri (B₀) ve arakesit lineasyonları (S₀, X SJ, F₀₁ ve F₀₂- evrelerine ilişkin yapıları, F₀₃- fa-

LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMALAR(EXPLANATION)	YAŞ(AGE)
	<i>Alüvyon (alluvium)</i>	KUVATERNER (QUATERNARY)
	<i>Topraklı formasyonu: Kgl., çamur, kalis</i> (<i>Topraklı formation: Cgl., mud, caliche</i>)	PLİYOKUVATER. (PLIO-QUATERN.)
DİLEKÇİ GRUBU(GROUP)		
	<i>Yürükler formasyonu (formation): Kgl., çamur (Cgl., mud)</i>	ÜST MİYOSEN- PLİYOSEN (U. MIOCENE- PLIOCENE)
	<i>Sulutas volkanitleri (volcanites)</i>	
	<i>Küçüknuhsine formasyonu: Tüf, tüfit, volkanik breş</i> (<i>Küçüknuhsine formation: Tuff, tuffite, volcanic breccia</i>)	
	<i>Ulumuhsine formasyonu: Kireçtaşı, marn, kgl., kumtaşı, çamurtaşı</i> (<i>Ulumuhsine formation: Limestone, marl, cgl., sandstone, mudstone</i>)	
	<i>Sille formasyonu: Çakıltaş, kumtaşı, çamurtaşı</i> (<i>Sille formation: Cgl., sandstone, mudstone</i>)	
— Açılı diskordans (Unconformity) —		
LADİK METAMORFİTLERİ (METAMORPHITES)		
ARDIÇLI GRUBU (GROUP)		
	<i>Ertuğrul formasyonu: Metakarbonat, fillit, metakumtaşı</i> (<i>Ertuğrul formation: Metacarbonate, phyllite, metasandstone</i>)	Ü. PERMİYEN(?) - MESOZOYİK (U. PERMIAN- MESOZOIC)
	<i>Bahçecik formasyonu: metakgl., metakumtaşı, fillit</i> (<i>Bahçecik formation: Metacgl., metasandstone, phyllite</i>)	
— Açılı diskordans (Unconformity) —		
SIZMA GRUBU (GROUP)		
	<i>Karadağ metamagmatitleri (metamagmatites)</i>	DEVONİYEN -ALT PERMİYEN (DEVONIAN- LOWER PERMIAN)
	<i>Bağrikurt formasyonu: Şist, fillit, metakmt., metakgl., metakuvarsit, metaçört, mermer</i> (<i>Bağrikurt formation: Schist, phyllite, metass., metacgl., metaquartzite, metachert, marble</i>)	
	<i>Bahçesaray olistolitleri (olistolithes)</i>	
	<i>Mühendıştepe üyesi (Member): Metaçört, fillit (metachert, phyllite).</i> <i>Ardıçtepe üyesi (member): Mermer, dolomit (marble, dolomite)</i>	
	<i>Bozdağ formasyonu: Mermer, dolomit, dolomitik kireçtaşı</i> (<i>Bozdağ formation: Marble, dolomite, dolomitic limestone</i>)	SİLÜRİYEN-ALT KARBONİFER (SILURIAN- L. CARBONIFER.)
— Tektonik dokanak (tectonic contact) —		
ÇAYIRBAĞI OFİYOLİTİ (OPHIOLITE)		
— Tektonik dokanak (tectonic contact) —		
GÖKÇEYURT GRUBU (GROUP)		
	<i>Lorasdağı formasyonu (formation): Kristalize kireçtaşı, dolomit, dolomitik kçt. (crystallized limestone, dolomite, dolomitic limestone)</i>	ÜST TRİYAS- KRETASE (U. TRIASSIC- CRETACEOUS)
	<i>Aladağ formasyonu (formation): Fillit, metakarbonat, metakmt., metakgl., metabazit (Phyllite, metacarbonate, metass., metacgl., meta-basite)</i>	ÜST PERMİYEN- ÜST TRİYAS (U. PERMIAN- U. TRIASSIC)
	<i>Derbeni formasyonu (formation): Kristalize kireçtaşı, grafitfillit, metakuvarsit (Crystallized limestone, graphitephyllite, metaquartzite)</i>	ÜST PERMİYEN (U. PERMIAN)

Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş tektonostratigrafik dikme kesiti.

Figure 2. Generalized tectonostratigraphic section of the study area.

BOZDAĞLAR MASİFİNİN YAPISAL ÖZELLİKLERİ

zında kayma - bükülme kıvrımlanmasıyla deforme olduğunu gösterir (Şekil 5.3). *Akdağ asalarımında* (2) ise tabaka konumlarına ait Bof kıvrım eksen gidişi K62°B, 10°GD, yapraklanmalara ait Bo₃- kıvrım eksen gidişi ise K63°D, 40°KD dur (Şekil 5.4, 5). Eldiş ve Akdağ asalanlarındaki Bof ve Bo₂- kıvrım eksenleri, Fo₃- fazına bağlı olarak 40° lik bir dönmeye uğramıştır. Asalanda ölçülen çizgisel tektonit yapılar, harita ölçeğindeki gidişlere uygunluk gösterir (Şekil 4 ve 5.6). Bu asalanda, kuzeybatı - güneydoğu yönelimli ve kuzeydoğu kanadı devrik senklinoryum ana yapıyı oluşturur. Yine aynı asalanda Fof ve Fo₃- evrelerinin üstelenmesiyle dom ve küvet yapıları oluşmuştur. Bu yapıların güneydoğu kanatları da batı kuzeybatıya devriktir (Şekil 3). *Obatepe asalarımında* (3), tabakalar Bo₁ = K40°B, 0°, yapraklanmalar ise Bo₂ = K66B, 18°GD yönelimli gidişler sergilemektedir (Şekil 5.7, 8). Bof ve Bo₂- kıvrım gidişlerinin yöndeş olduğu ve asalanda da kıvrımlar güneybatıya devrik sıkışık - izoklinal geometridir. Çizgisel yapıların yönelimi yine harita ölçeğindeki gidişlere uygundur (Şekil 5.9). *Tepeköy asalarımında* (4) S₀ ölçümlerine ait Bo₁ = K6°D, 10°KD gidişlidir (Şekil 5.10). Yeterli sayıda S₀- ölçümünün yapılamadığı bu asalanın en belirgin yapısını kuzey - güney gidişli ve batıya devrik Kocaçaldağ strüktürü oluşturur. Tektonit çizgisellikler, yine harita gidişleri yönünde yoğunlaşmakta (Şekil 5.11), ancak diğer asalanlarda olduğu gibi, çok evreli deformasyon nedeniyle geniş bir dağılım sunmaktadır. *Suçıkantepe asalarımında* (5) ise, S₀- öl-

Şekil 3. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası: 1- Sedimanter örtü kay açıları (Üst Miyosen - Pliyosen), la- Volkanik örtü kay açıları, 2- Lorasdağı formasyonu (Triyas - Kretase), 3- Aladağ formasyonu (Üst Permiyen - Triyas), 3a- Kırankaya üyesi, 3b- Mekeçal üyesi, 4- Derbent formasyonu (Üst Permiyen), 5- Ertuğrul formasyonu (Permo - Mesozoyik), 6- Bahçecik formasyonu (Permo - Mesozoyik), 7- Karadağ metamagmatitleri (Devoniyen - Alt Permiyen), 8- Bağnkurt formasyonu (Devoniyen - Alt Permiyen), 9- Bozdağ formasyonu (Silüriyen - Alt Karbonifer), 10- Çayırbağı ofiyoliti (Mesozoyik).

Figure 3. Simplified geological map of the study area: 1- Sedimentary cover rocks (Upper Miocene - Pliocene), la- Volcanic cover rocks, 2- Lorasdağı formation (Triassic - Cretaceous), 3- Aladağ formation (Upper Permian - Triassic), 3a- Kırankaya member, 3b- Mekeçal member, 4- Derbent formation (Upper Permian), 5- Ertuğrul formation (Permo - Mesozoic), 6- Bahçecik formation (Permo - Mesozoic), 7- Karadağ metamagmatites (Devonian - Lower Permian), 8- Bağnkurt formation (Devonian - Lower Permian), 9- Bozdağ formation (Silurian - Lower Carboniferous), 10- Çayırbağı ophiolite (Mesozoic).

çümleri Bo_x = K82°B, 5°GD gidişini vermektedir (Şekil 5.12). Tepeköy ve Suçıkantepe asalanlarındaki Bof kıvrım eksenini, Bo₃- iziyle 80° lik bir dönmeye uğramıştır.

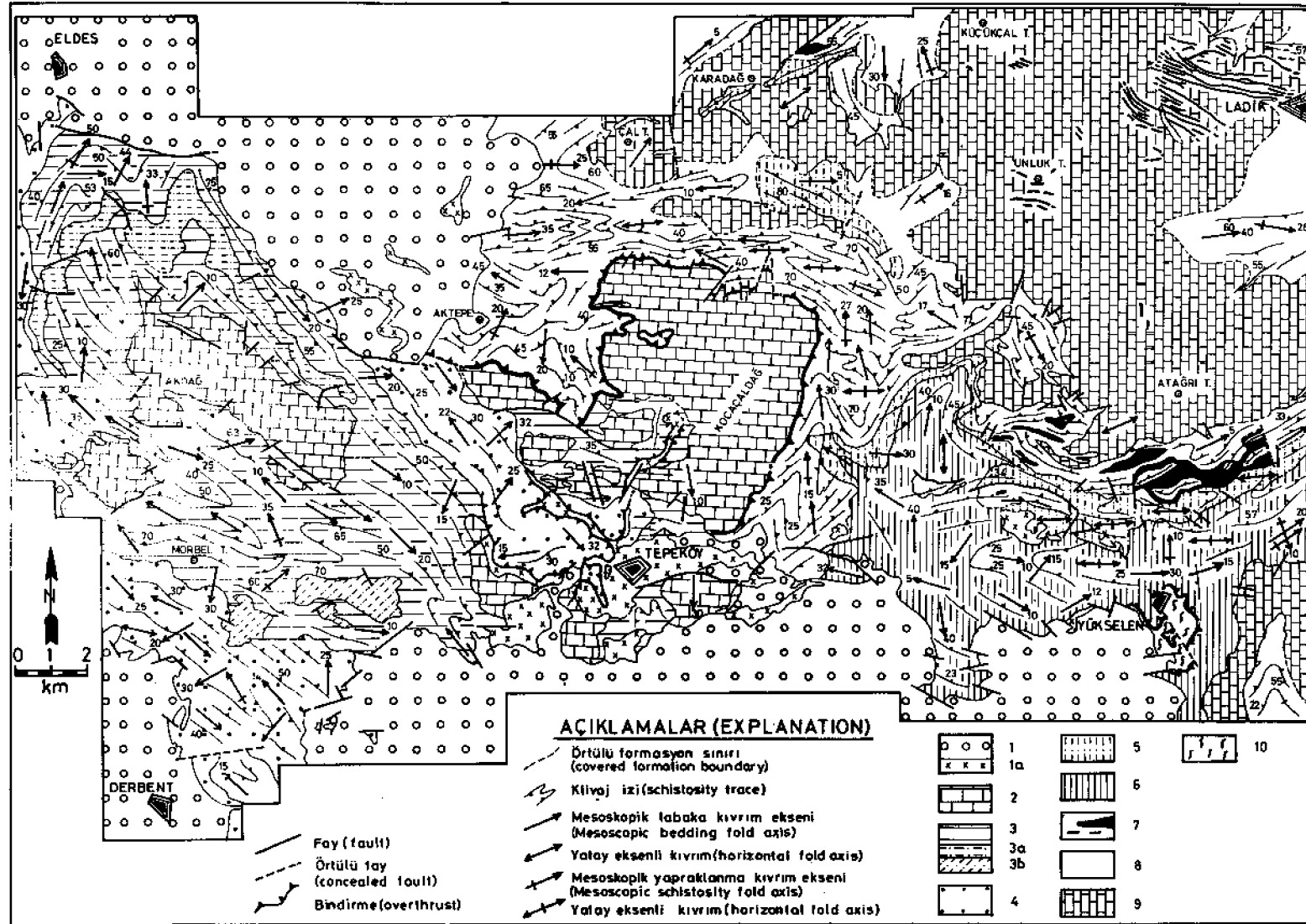
Otokton alandaki S₀ ölçümlerinin tümüne ait diyagram Fo₂- ve Fo₃- izinin gidişlerini yansıtabilecek şekilde sırasıyla K65°B, 10°GD, K60°D, 30°KD yönelimini göstermektedir (Şekil 5.13). Aynı alandaki Bo₂- evresiyle ilişkili mesoskopik S_x kıvrım eksenlerinin geometrik konumu, bu çizgiselliklerin daha sonra Fo₃- evresiyle ilişkili bükülme (fleksürel - kayma) mekanizmasıyla deforme olduğunu vurgulamaktadır (Şekil 5.14). Bu alanda ölçülen buruşma lineasyonları (L₂, L₃), Bo₂-, Bo₃- kıvrım eksen yönelimlerine uygun olarak kuzeybatı ve kuzeydoğu yönlerinde yoğunlaşmıştır (Şekil 5.15).

Sonuç olarak otokton alandaki kayalar Alpin hareketlerle ilişkili olarak Fof, Fo₂- ve Fo₃- olmak üzere üç evreli kıvrımlanma ile deforme olmuştur. Fof fazıyla kıvrımlanan kayalar metamorfizmaya uğramış ve bölgesel kayaç dilinimleri (S₀ kıvrım eksen düzlemlerine koşut gelişmiştir. Ff evresine koşut Fo₂- ve bunlara yaklaşıklıkla dik Fo₃- evresiyle de, yöredeki kayalar sırasıyla Tip 1 ve Tip 3 türü kıvrım girişim desenleri kazanmıştır. Fo₂- ve Fo₃- evreleri yapraklanmaları da deforme ederek buruşma klivajı (S₂, S₃) ve lineasyonları (L₂, L₃) geliştirmiştir. Doku diyagramları 2. ve 3. evre kıvrımlanmaların sırasıyla kayma - bükülme ve bükülme mekanizmasıyla oluştuğunu belgeler.

Allokton alana ilişkin kıvrımlar

Alpin hareketlere bağlı olarak, Ladik metamorfitlerinin gerek Hersiniyen temel oluşukları, gerekse bunların post - orojenik örtüsü olan Ardıçlı grubu, beraberce üç evreli deformasyona (Faf, Fa₂- ve Fa₃- olmak üzere) uğramış ve ilk evre deformasyonla ilişkili olarak yapraklanma kazanarak metamorfizmaya uğramışlardır (Eren, 1993a).

Allokton kesimin en batısındaki Fa₃- kıvrım izinin batısında yer alan *Karadağ asalarımında* (6), tabaka (S₀) ölçümlerine ait doku diyagramı Baf, Ba₂ = K78°D, 35°KD, yapraklanma (S₀ ölçümleri ise Ba₂ = D - B, 0° gidişli yönelimler sergilemektedir (Şekil 5.16, 17). Buna göre Baf ve Ba₂- eksenleri birbirine koşut gelişmiştir (Şekil 5.18). Aynı asalana ilişkin buruşma lineasyonları (Şekil 5.19), yapraklanma düzlemlerinin birbirine dik yönde iki kez deforme olduğunu göstermektedir. Bu asalanda doğu - batı gidişli ve güneye devrik sıkışık - izoklinal kıvrımlar ana yapıyı oluşturur (Şekil 3). *Küçükçaltepe asalarımında* (7), S₀'lara ilişkin doku diyagramı, eksen yönelimi Ba₃- kıvrım iziyle çıkacak şekilde K6°B, 48°KB, Sf ölçümleri ise Ba₃ = K12°B, 36°KB yönelimini vermektedir (Şekil 5.20, 21).



Şekil 4. İnceleme alanının basitleştirilmiş yapısal haritası (Açıklamalar Şekil 3 ile aynı).

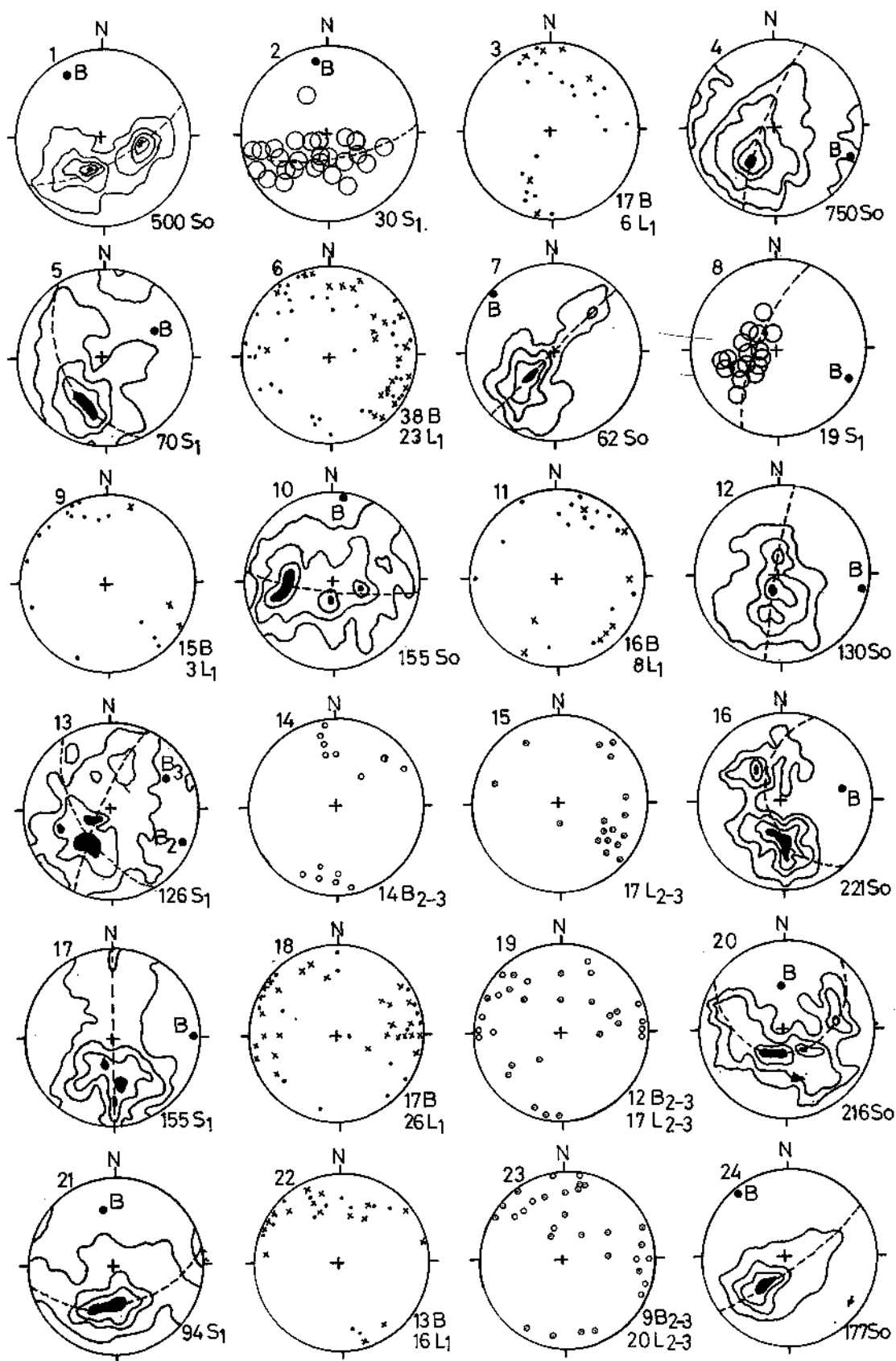
Figure 4. Simplified structural map of the study area (Symbols same as Figure 3).

BOZDAĞLAR MASİFİNİN YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Mesoskopik çizgisel yapıların dağılımı da, Baf ve Ba₂-evrelerine ilişkin çizgiselliklerin bükülme mekanizmasıyla deforme olduğunu kanıtlamaktadır (Şekil 5.22). Buruşma lineasyonlarının konumu yine Ba₂- ve Ba₃-eksenlerine yöndeş olarak doğu - batı ve kuzey - güney yönlerinde yoğunlaşmıştır. (Şekil 5.23). *Unluktepe asalanında* (8) tabaka ölçümleri Ba₁, Ba₂ = K38°B, 15°KB, yapraklanma ölçümleri ise Ba₂ = K50°B, 15°GD yönelimini vermektedir (Şekil 5.24 ve 6.1). Baf, Ba₂-eksenlerinin yaklaşıklıkla koşut olduğu bu asalandaki çizgisel yapılar geniş bir dağılım sunmakta ve buruşma lineasyonları çoğunlukla Ba₃- yönelimiyle uygun olarak kuzey - güney gidişli olarak yoğunlaşmaktadır (Şekil 6.2, 3). *Atağrıtepe asalanında* (9), S₀- ölçümleri, Ba_H B₂ = K42°D, 12°KD; S₁ ölçümleri ise Ba₂ = N57°D, 0° tektonik gidişleri sergilemektedir (Şekil 6.4, 5). Bu asalan ile Unluktepe asalanında elde edilen Baf eksen gidişlerinin karşılaştırılması, Fa₃- kıvrımlanması ile 80° lik bir dönmeye uğradıklarını belgeler. Yapraklanma düzlemleri üzerinde gelişmiş buruşma lineasyonları sırasıyla L₂ ve L₃ lineasyonları şeklinde doğ ukuzeydoğu ve kuzey - güney yönlerinde yoğunlaşmıştır (Şekil 6.6). Asalanın ana yapılarını Baf ve Ba₂- eksenlerinin girişini sonucu gelişen Tip 3 türü üstelenmiş kıvrımlar oluşturur. Buna Atağrı Tepedeki ineç durumlu antiklinal örnek olarak verilebilir. Kıvrım napına değin ilerlemiş bu kıvrımlar genelde güneye devriktiler (Eren, 1993a, Şekil 3). *Gözetetepe asalanında* (10), tabaka ölçümleri Baf, Ba₂ = K54°D, 10°KD, yapraklanma ölçümleri ise Ba₂ = K70°D, 18°KD gidişlerini belirlemektedir (Şekil 6.7, 8). 16° lik aykırılık dışında yöndeş olan Baf ve Ba₂- eksenlerine, arazide ölçülen çizgisel tektonit yapılar çoğunlukla koşuttur (Şekil 6.9). Aynı şekilde, Ba₂-, Ba₃- eksenlerine koşut olarak buruşma lineasyonları da doğu - batı ve kuzey güney yönlerinde yoğunlaşmıştır (Şekil 6.10). *Yarığın-tepe asalanında* (11), tabaka ölçümleri Ba₃ = K7°B, 30°KD tektonik eksen gidişini vermektedir (Şekil 6.11). Harita gidişleriyle uyuşan bu yönelimin ait olduğu yapı, doğuya devrik bir yukaç durumlu senklinaldır (Şekil 3, 4). *Yükselen asatanında* (12) ise, S₀'lara ait doku diyagramı Baf, Ba₂ = K85°D, 38°KD, S/lere ait diyagram ise Ba₂ = K87°B, 13°GD gidişini vermektedir (Şekil 6.12, 13). Tektonit çizgisellikler yine bu gidişlere koşuttur ve buruşma lineasyonları kuzey - güney ve batıkuzeybatı - doğugüneydoğu gidişlerini sergilemektedir (Şekil 6.14, 15). *Oğrultatepe asalanında* (13) ise, S₀ ve S_j ölçümlerine ait doku diyagramları sırasıyla Ba₃ = K9°D, 55°GB, Ba₃ = K24°B, 18°KB gidişini göstermektedir (Şekil 6.16, 17). Mesoskopik çizgisellikler de bu gidişlerde yoğunlaşmakta (Şekil 6.18) ancak, diğer tüm asalanlarda olduğu gibi, üç defomasyon evresinin mesoskopik olarak etkin olması ve/veya çizgiselliklerin bir sonraki evrelerdeki deformasyonlarla yönelimlerinin değişmesi nedeniyle geniş bir dağılım sunmaktadır.

Bu analitik değerlendirmeler, allokton Ladik metamorfiterinin de Alpin hareketlerle en az üç evreli deformasyona uğradığını kanıtlamaktadır. Buna göre Fa₁- ve Fa₂- evre deformasyonlarla yaklaşıklıkla birbirleriyle yöndeş Baf ve Ba₂- deformasyonlarıyla allokton alanda Tip 3 türü üstelenmiş kıvrımlar gelişmiş; söz konusu yapıların üzerine Fa₃- evresiyle ilişkili Ba₃- kıvrımlarının eklenmesiyle de Tip 1 türü dom ve küvet yapıları oluşmuştur. Ana yapıyı oluşturan Baf kıvrımları sıkışık ve izoklinal geometriye olup, genelde güneye devriktiler (Şekil 3, 4). Görüldüğü gibi otokton ve allokton alandaki deformasyon tarihçeleri birbirine benzerdir. Ancak harita ölçeğindeki gidişler ve doku diyagramlarından elde edilen verilerin (Şekil 3, 5 ve 6) karşılaştırılması, naplı yapılarıyla özgün Toridler'in bu kesimde tektonik taşınmanın dönmeli (rotasyonel) tarzda geliştiğini ve allokton dilimin, otokton kesime göre saat ibresinin tersi yönünde bir dönmeye uğradığını belgelemektedir.

Bu deformasyon fazlarına bağlı olarak allokton alanda zengin mesoskopik tektonit yapılar gelişmiştir. Sırasıyla Faf kıvrımlanmasıyla Ladik metamorfiteri sıklıkla (penetratif) yapraklanmış ve düşük sıcaklık / yüksek basınç metamorfizmasına uğramıştır (Bayiç, 1968, Özcan ve diğ., 1988, Eren, 1993a). Bu kıvrımlanma ile ilgili tabaka yüzeyleri genelde çok eğik - yatık izoklinal kıvrımlar kazanmıştır (Levha 1, Şekil 1). İzoklinal kıvrımlanma nedeniyle, yapraklanma kanatlarında tabakalanmaya paralel gözlenmekte, fakat eksen bölgelerinde tabakaları belirgin açılarla kesmektedir (Levha 1, Şekil 2 ve 3). Eksen bölgelerine klivaj yelpazesi ve farklı litolojilerde klivaj sapması izlenebilmektedir. Deformasyonun yüksek olduğu kesimlerde tabaka tranpozisyonu gelişmiştir. Fa₂- ve Fa₃- deformasyonlarıyla gerek tabakalar gerekse yapraklanmalar (Levha 1, Şekil 4) tekrar deforme olmuştur. Baf ve Ba₂- kıvrım eksen girişimiyle Tip 3 türü (Ba₁ // Ba₂, S₁ L S₂; Levha 1, Şekil 5 ve 6), Ba₃- eksen girişimiyle de Tip 1 türü (Ba₂ JL Ba₃, S₁ JL S₂ JL S₃) kıvrım girişim desenleri oluşmuştur. Bu deformasyon evrelerine bağlı olarak buruşma klivajları ve lineasyonları (Levha 2, Şekil 7; Levha 2, Şekil 1) ile monoklinal ve kesişen eksenli kink kıvrımları (Levha 2, Şekil 2 ve 3) gelişmiştir. Üstelenmiş deformasyon nedeniyle önceki çizgisellikler tekrar deforme olmuştur (Levha 2, Şekil 4). 2. ve 3. evre kıvrımları genelde geniş - dar kıvrımlardır. Mesoskopik ölçekte yapraklanma kıvrımlarının çoğunluğu zig - zag ve kutu kıvrım stilindedir. Buruşma klivajları tanımsal sınıflamada (Gray, 1977) gerek zonal gerekse ayrıntı (discrete; Levha 2, Şekil 5) buruşma klivajları şeklindedir. Yapraklanmaların iki kez deformasyonla ilgili buruşma lineasyonları ve kink eksenleri yaklaşıklıkla birbirine dik iki takım şeklinde (L₂ L L₃, S₂ ± S₃) gözlenmektedir



(Levha 2, Şekil 6). Bağnkurt ve Bahçecik formasyonları gibi metapelitik kayaların yaygın olduğu kesimlerde sık sık gözlenen buruşma klivajlarından yapılan ince kesitlerde, aynı örnek içinde bile buruşma klivajı sıklığı değişim sunmaktadır. Buruşma klivajlarının aralıklı olduğu kesimlerde, klivajlarla ilişkili yapraklanma kıvrımcıkları, açık kıvrım geometrisi sunarken, sık geliştiği kesimlerde ise, sıkışık izoklinal geometriler sergiler. Buruşma lineasyonlarının sık ve deformasyonun yüksek olduğu yerlerde, mika mineralleri buruşma klivajlarına paralel olacak şekilde bükülmüşlerdir. Yine bazı örneklerde asimetrik özellikli kıvrımcıkların dik eğimli kanatları koyu renkli minerallerce zenginleşmiş, bu da mikroskop altında kayaca ikincil bir bantlı doku kazandırmıştır. Ayrık buruşma klivajlarında ise klivaj düzlemlerinde opak minerallerce zenginleşme izlenmektedir. Bu kayalarda, ikinci ve üçüncü deformasyon evreleriyle ilişkin buruşma klivajlarına paralel metamorfik mineral oluşumu gözlenmemiştir. Metamorfizmanın eşlik etmediği bu deformasyonlar, dolayısıyla inceleme alanında post - metamorfik olarak nitelendirilebilecektir.

Arazi gözlemleri, allokton Ladik metamorfitlerinin otokton Gökçeyurt grubuna göre mesoskopik tektonik yapılar açısından oldukça zengin olduğunu ve dolayısıyla deformasyonu oluşturan hareketlerden daha yoğun olarak etkilendiğini belgelemektedir. Yine arazi gözlemleri, Niehoffun (1961)'da belirttiği gibi metamorfizmada güneybatıdan kuzeydoğuya veya güneyden kuzeye doğru artışı göstermektedir.

Alpin kırıklı yapılar

Damarlar

Çalışma alanındaki kayalar içinde sık kuvars ve kalsit damarları gözlenmekle beraber, yörenin en göze çarpan yapılarından biri de, alanın kuzeydoğusunda Ladik metamorfitleri içinde gözlenen özgün dayk kümesi şeklindeki metamagmatit damarlarıdır. Dayk kümesine ilişkin damar ölçümlerinin kontur diyagramı (Şekil 6.19), damarların egemen konumunun K72°B gidişli ve dik konumlu olduğunu sergilemektedir. Diğer bir deyişle, bu daykların oluşumu esnasında Sızma grubunun içinde geliştiği havzada etkin açılma tektonizmasında, en küçük asal gerilmenin K15° - 20°D yönelimli oldu-

Şekil 5. İnceleme alanında asalanlara ilişkin nokta ve kontur diyagramları: •- kıvrım ekseni, x- arakesit lineasyonu, 0- buruşma lineasyonu, o- yapraklanma kıvrım ekseni. Açıklamalar metin içinde.

Figure 5. Point and contour diagrams of the sub-areas of the investigated area: »-fold hinge, x- intersection lineation, G- wrinkle lineation, o- cleavage fold hinge. Explanation in text.

ğunu kanıtlamaktadır. Bu dayk kümesinin yerleşimine bağlı olarak, açılmanın gerçekleştiği kesimlerde %5 - %16, ortalama %10.5 oranında kabuk genişlemesi meydana gelmiştir. Söz konusu açılma, Karadağ metamagmatitlerinin Erken Karbonifer sonrası - Geç Permiyen öncesindeki magmatik yay gelişimine ait sokulumu ve püskürmesiyle ilintilidir. Diğer bir deyişle, magmatik yayın evrimleşmesindeki tansiyonel evreye ilişkindir (Eren, 1993a)'.
Bindirmeler

Bindirmeler

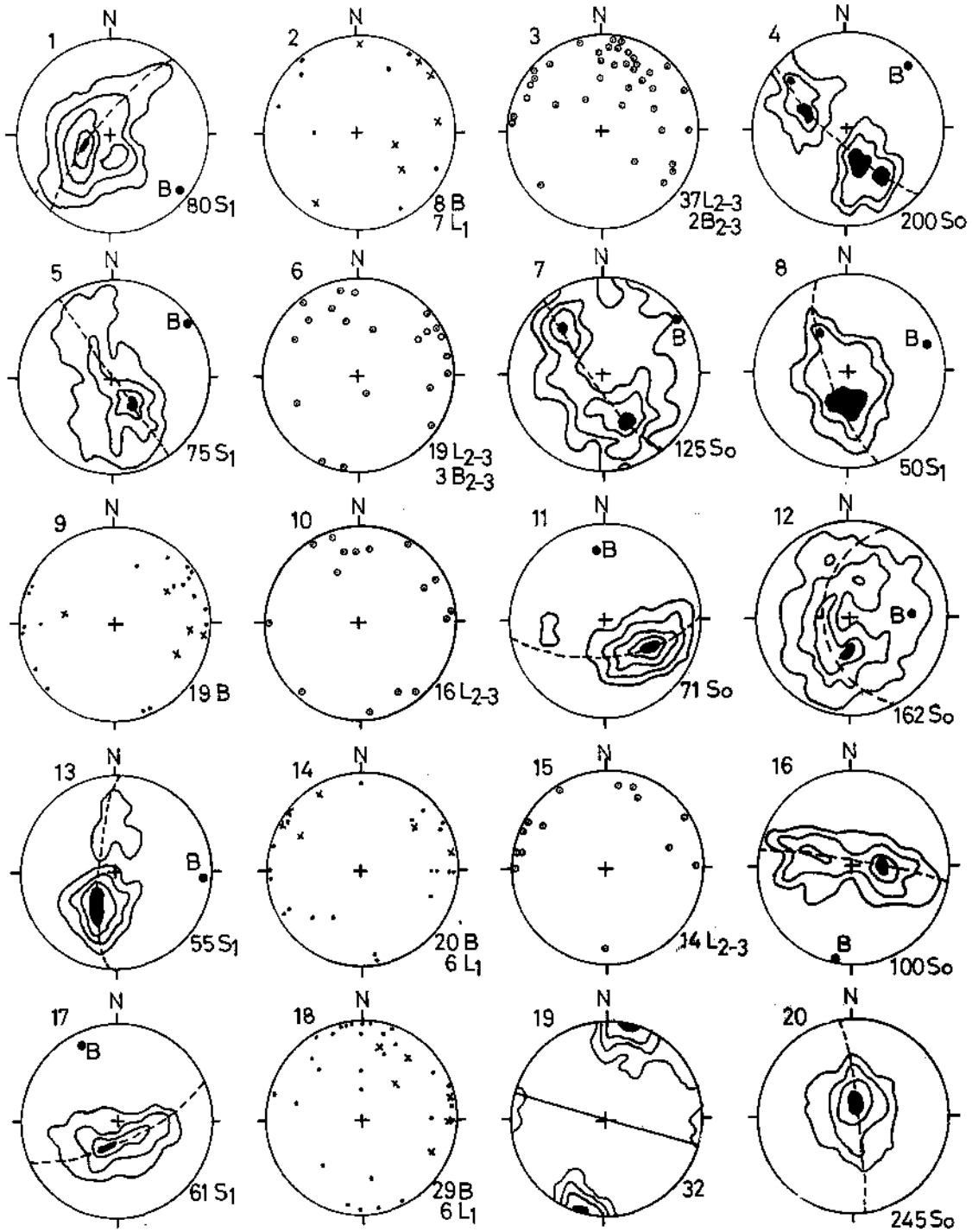
Masife ait kayalar, sünek deformasyona ve başkalaşıma uğradıktan sonra naplı ve bindirmeli yapılar kazanmışlardır. İlk kez bu çalışma ile ortaya konan ve inceleme alanının orta kesiminde, ancak neo - otokton örtü altında yüzeylendiği kadarıyla 20 km uzunluktaki Tepeköy - Güneypınar bindirmesi ile Ladik metamorfitleri, Üst Permiyen - Alt Kretase yaşlı Gökçeyurt grubu üzerine bindirmiştir (Şekil 3, 4). Kocaçaldağ kuzeyinde bu bindirme boyunca kalınlığı yer yer 5 m'ye varan hidrotermal kuvars damarları bulunmaktadır. Bindirme boyunca fay düzleminin eğimi 25° - 60° arasında değişmektedir. Aktepe civarında bindirme düzlemleri üzerinde izlenen kayma çiziklerinin konumu K30° - 50°D, 30° - 35°KD'dur. Harita ölçeğinde, Gökçeyurt grubu egemen olarak güneybatıya, allokton Ladik metamorfitleri ise genelde güneye devrik yapılar oluşturmaktadır. Bu veriler gözönüne alındığında Ladik metamorfitlerinin Gökçeyurt grubu üzerine kuzeydoğudan güneybatıya veya kuzeyden güneye doğru itildiği söylenebilir. İnceleme alanının önemli diğer bir kırıklı yapısı da, Yükselen tektonik penceresidir. Ladik metamorfitleri altındaki pencere içinde Çayırbağı ofiyoliti yüzlek vermektedir. Bu pencere KB - GD gidişli örtülü bir doğrultu atımlı faylı kesilmekte ve güney sınırı yine Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı kayalar tarafından örtülmektedir (Şekil 3,4).

İnceleme alanındaki verilere göre Erken Kretase sonrası Geç Miyosen öncesi gelişen nap hareketleri bölgesel ölçekte de Geç Kretase ve sonrası ile Oligosen öncesinde gerçekleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981, Özgül, 1984 ve Okay, 1984).

Neo - tektonik döneme ilişkin yapılar

Kıvrımlar

Sahanın kuzeybatı ve güney kesimlerinde izlenen örtü kayalarına ait birimler hafif ondüleli kıvrımlar sunmaktadır (Eren, 1993a). Bu kayalara ait tabaka ölçümleri B = K84°D, 5°GB yönelimli bir gidiş vermektedir (Şekil 6.20). Örtü oluşuklarında gözlenen kıvrımlar kısmen taban topografyasının denetiminde gelişmiş ise de, inceleme alanında görülen genç bindirme ve ters faylar (Şekil 3, 4) söz konusu kayaların, Erken Miyo-



Şekil 6. İnceleme alanında asalanlara ilişkin nokta ve kontur diyagramları: • - kıvrım eksenini, x- arakesit lineasyonu, 0- buruşma lineasyonu, o- yapraklanma kıvrım eksenini. Açıklamalar metin içinde.

Figure 6. Point and contour diagrams of the sub-areas of the investigated area: • - fold hinge, x- intersection lineation, 0- wrinkle lineation, o- cleavage fold hinge. Explanation in text.

BOZDAĞLAR MASİFİNİN YAPISAL ÖZELLİKLERİ

sen - Geç Pliyosen geçişinde yaklaşık kuzey - güney yönlü sıkışmaların etkisiyle, yer yer doğu - batı gidişli eksenleri doğuya ve batıya dalımlı ve genelde kapalı antiklinal ve senklinaller şeklinde kıvrımlı yapılar kazandıklarını belirtmektedir.

Neo - tektonik döneme ilişkin kırık yapılar

Genç - tektonik hareketlerle ilgili faylanmalar gözönüne alındığında (Eren, 1993a) inceleme alanında, 1- Orta - Üst Miyosen yaşlı normal faylar, 2- Büyük bir olasılıkla Erken Pliyosen'e değin etkinlik göstermiş bindirme ve etki fayları, 3- Erken Pliyosen sonrasındaki normal fay gelişimi olarak üç ana faylanma evresi ayırt edilebilir. Dilekçi grubunun litolojik özellikleri ve jeolojik gelişimi gözönüne alındığında (Eren, 1993b), Orta - Geç Miyosen geçişinde, alüviyal yelpaze çökelleri ile birlikte gölsel çökellerin oluşacağı kapalı havzaları oluşturan ve büyüme fayları şeklindeki blok faylanmalar gelişmiştir. Yörede yaygın olarak izlenen volkanik kayaların büyük bir çoğunluğu karasal çökellerle masife ait doğu - batı gidişli sınırlarda izlenmektedir (Şekil 3 ve 4). Bu da volkanik etkinliklerin çoğunlukla Eski Konya gölünün (Roberts, 1982) kıyısında geliştiğini kanıtlamaktadır. Tepeköy'ün kuzey ve batısında (Şekil 3 ve 4) ve Konya batısında Sille çevresinde (Eren, 1993a) izlenen bindirmeler ile masife ait kayaçlar, Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı kayaçlar üzerine bindirmiştir. İnceleme alanında doğu - batı doğrultulu olan bu bindirmelerin eğimi 20° - 40° arasında kuzeye doğrudur. Bu bindirmelerle masife ait temel oluşukları, 11 - 3 my yaşlı (Besang ve diğ., 1977) volkanik kayaçlar üzerine bindirmiştir. Bindirmelerin geçtiği kesimlerde gölsel kireçtaşı tabakaları yer yer 90°ye varan dikçe eğimler kazanmıştır. Söz konusu bindirmelerin Tepeköy güneyinde yine gölsel çökellerle örtülmesi (Eren, 1993a), bindirme hareketlerinin Dilekçi grubuna ait gölsel oluşukların çökelişiyle çağdaş olduğu ve Geç Pliyosen öncesinde geliştiği söylenebilir. Dilekçi grubunun en üst birimini oluşturan Pliyosen'den itibaren blok faylanmaların yine etkinlik kazandığını göstermektedir. Bu fay düzlemleri üzerinde izlenen ve onları örten alüviyal yelpaze çökelleri, yine yaklaşık masif ile diğer Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı kayaçların sınırında gözlenmektedir (Eren, 1993a). Böylece bu oluşukları geliştiren fayların yaklaşık Geç Miyosen'deki faylara koşut geliştiğini belgelemektedir.

Tepeköy ve Yükselen kasabası güneyinde, örtü oluşuklarına ilişkin gölsel kayaçlar 1820 m'yi aşan kotlarda izlenmektedir. Aynı çökellerin masif kenarlarında 1000 - 1050 m kotlarında izlenmesi ise, Pliyosen'den günümüze değin olan süre içinde görel olarak 600 - 850 m'ye varan yükselmelerin olduğunu göstermektedir.

Ayrıca, Konya ovasında yapılan ve 400 m derinliklere inen sondajlarda bu oluşukların tabanına inilememesi (Ö. Hamarat, 1995, sözlü görüşme), Geç Miyosen'den itibaren geçen süre içinde gelişen faylanmalarla inceleme alanının yüksek kesimlerinde olası olarak 1200 - 1300 m ye varabilen yükselmelerin olabileceğine işaret eder.

SONUÇLAR

Bu çalışmada, Ilgın - Sarayönü güneyinde Bozdağlar masifine ilişkin kayaçlar otokton ve allokton olma özelliklerine göre iki alana ve bu alanlar da asalanlara bölümlendirilerek, her bir asalanda ölçülmüş çok sayıda birincil ve ikincil düzlemsel yapılar ile çizgisel tektonit yapılar doku diyagramlarında değerlendirilmiştir. Sonuçta çalışma alanında gerek otokton Gökçeyurt grubunun, gerekse allokton Ladik metamorfitlelerinin Alpin dağoluşumu ile enaz üç evrelî deformasyona uğrayarak kıvrımlandığı ortaya konmuştur. Masife ilişkin metamorfik oluşuklar, bu evrelere bağlı gelişen kıvrımların girişimi ile Tip 1 ve Tip 3 türü üstelenmiş kıvrım geometrisi kazanmıştır. İlk evre deformasyona metamorfizma eşlik etmiştir. Fakat ikinci ve üçüncü evre deformasyonlar post - metamorfiktir. Erken Karbonifer sonrası - Geç Perm iyen öncesi Sızma grubu içine sokulmuş Karadağ metamagmatitlerine ait özgün dayk kümelerinin yer aldığı kesimlerde, yerkabuğunda, ortalama olarak %10.5 civarında bir genişleme meydana gelmiştir. İnceleme alanında Tepeköy - Güneypınar bindirmesinin ve Yükselen tektonik penceresinin varlığı ortaya konmuş, kıvrımların genelde güney ve güneybatıya devrik yapılar oluşturdukları belirlenerek, yörede tektonik taşınmanın kuzeyden güney veya kuzeydoğudan güneybatıya doğru olabileceği vurgulanmıştır. Otokton ve allokton alanlardaki kıvrım gidişlerinin karşılaştırılması ile, bu taşınmanın dönmeli (rotasyonel) tarzda ve saat ibresinin tersi yönünde gerçekleştiği belgelenmiştir.

Genç - tektonik hareketlerden de yoğun olarak etkilennmiş inceleme alanında, Orta - Geç Miyosen geçişinde blok faylanmalar yörede kapalı havzalar geliştirerek Eski Konya gölünün oluşumunu sağlamıştır. Ayrıca, bu faylanmalara yoğun volkanik faaliyetler eşlik etmiştir. İnceleme alanında genç tektonik hareketlere bağlı olarak Geç Miyosen - Erken Pliyosen arasında gelişen bindirmelerin varlığı ortaya konarak, bu bindirmeler ile masife ait kayaçların örtü oluşukları üzerine en az 5 km kuzeyden güneye doğru itildiği belirlenmiştir. Son olarak Geç Miyosen'den itibaren Genç tektonik hareketlere bağlı gelişen faylanmalarla inceleme alanının yüksek kesimlerinde 1200 - 1300 m'ye varabilen görel yükselmelerin olasılığı üzerinde durulmuştur.

LEVHA I

Şekil 1. Rekrystalize kireçtaşlarında izlenen Fal evresine ilişkin yatık izoklinal bir kıvrım (Ertuğrul formasyonu, Yükselen kasabasının 500' m batısı).

Şekil 2. Kalkfillitlerde izlenen mesoskopik Bal tabaka (So) kıvrımlarında gelişmiş Sİ eksen düzlemi klivajları (Bahçecik formasyonu, Yükselen'in 3 km kuzeydoğusu).

Şekil 3. Fillit - metakumtaşı aralanmasında izlenen Bal yatık mesoskopik bir kıvrımın eksen bölgesinde tabaka (So) ve klivaj (Sİ) ilişkisi (Ertuğrul formasyonu, Atağrı T.'nin 3 km güneydoğusu).

Şekil 4. Kalkfillitlerde Ba2 evresiyle ilişkili klivaj (Sİ) kıvrımları (Ertuğrul formasyonu, Atağrı T.'nin 3 km güneydoğusu).

Şekil 5. Bal ve Ba2 evrelerinin girişi ile oluşmuş Tip 3 türü kıvrım girişi yapısı (Bantlı mermer, Bozdağ formasyonu).

Şekil 6. Metakumtaşlarında gözlenen mesoskopik Tip 3 türü kıvrım (Ertuğrul formasyonu).

Şekil 7. Fillitlerdeki yapraklanma (Sİ) düzlemlerinin deformasyonu sonucu oluşmuş buruşma klivajı (S2) ve lineasyonları (L2), Bahçecik formasyonu, Yükselen'in 2 km kuzeybatısı.

LEVHA H

Şekil 1. Grafitfillit - metasilttaşı içinde izlenen asimetrik buruşma klivajı ve kıvrımlanmış budinajlar (Bağnkurt formasyonu, asetat negatif film).

Şekil 2. Kalk - fillitlerde izlenen monoklinal kink bantları ve zigzag kıvrımlar (Ertuğrul formasyonu, Oğrulca T.'nin 5 km kuzeydoğusu).

Şekil 3. Fillitlerde gözlenen kesişen kink kıvrımları (Bahçecik formasyonu, Yükselen'in 2.5 km kuzeybatısı).

Şekil 4. Bal evresine ilişkin deforma olmuş kıvrım eksenleri ve çizgisellikler (L1), Ertuğrul formasyonu.

Şekil 5. Fillitlerde izlenen ayrık buruşma klivajları (Bahçecik formasyonu, asetat negatif film).

Şekil 6. Metakumtaşlarında Fa2 ve Fa3 evresiyle ilişkili ve birbirine dik gelişmiş kink eksenleri (Bahçecik formasyonu, Yükselen'in 2 km kuzeybatısı).

PLATE I

Figure 1. Fal recumbent, isoclinal fold in recrystallized limestone (Ertuğrul formation, 500 m west of the Yükselen village)-

Figure 2. Mesoscopic Fal fold and axial - plane cleavage in calc - phyllite (Bahçecik formation, 3 km northeast of the Yükselen village).

Figure 3. Recumbent Fal fold and cleavage - bedding relationship in phyllite - metasandstone alternations (Ertuğrul formation, 3 km southeast of Atağrı T.).

Figure 4. Fal cleavage (SI) folds in calc - phyllite (Ertuğrul formation, 3 km southeast of the Atağrı T.).

Figure 5. Intrafolial Fal fold refolded by open Fal fold in marble (Bozdağ formation).

Figure 6. Type 3 refolded fold in metasandstone (Ertuğrul formation).

Figure 7. S2 crenulation cleavage and L2 wrinkle lineations in phyllite (Bahçecik formation, 2 km northwest of the Yükselen village).

PLATE II

Figure 1. Asymmetric crenulation cleavages and folded bounding in graphite - phyllite and metasiltstone alternations (Bağnkurt formation, acetate negative film).

Figure 2. Monoclinial kink - bands and zigzag folds in calc - phyllite (Ertuğrul formation, 5 km northeast of the Oğrulca T.).

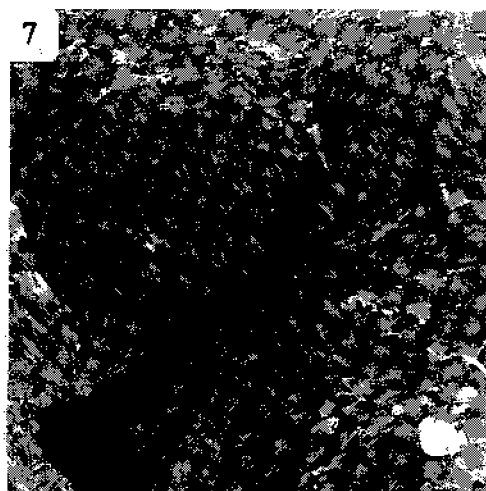
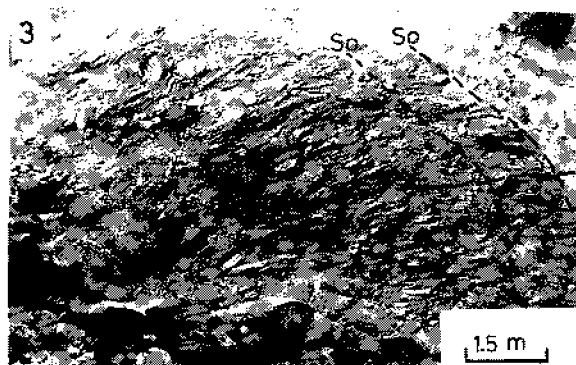
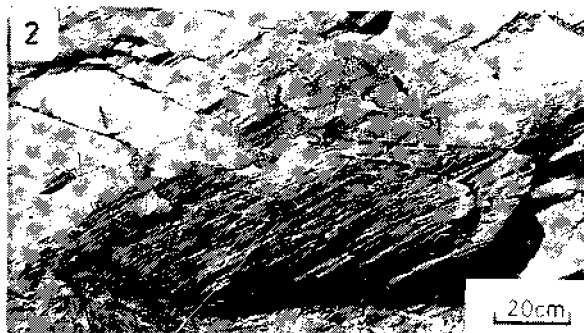
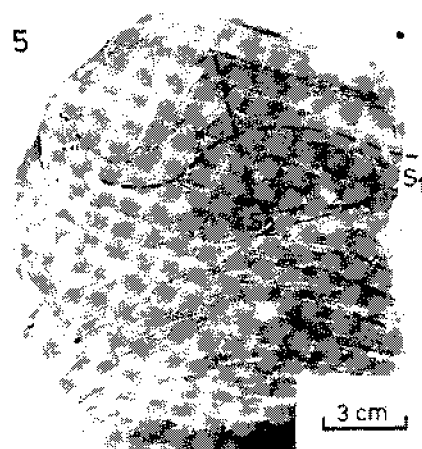
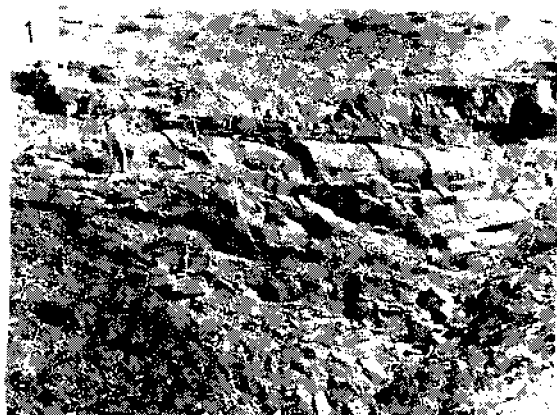
Figure 3. Conjugate kink folds in phyllite (Bahçecik formation, 2.5 km northwest of the Yükselen village).

Figure 4. Deformed Fal fold axis in metasandstone, Ertuğrul formation.

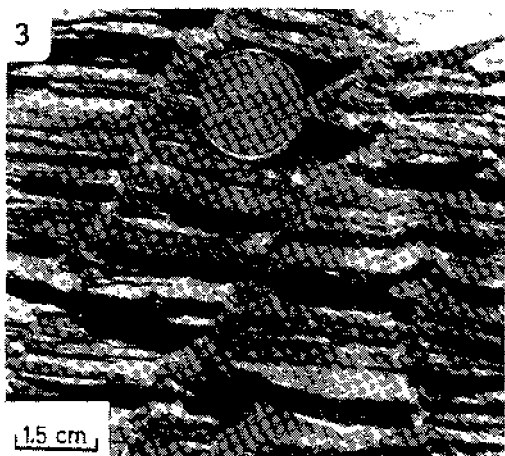
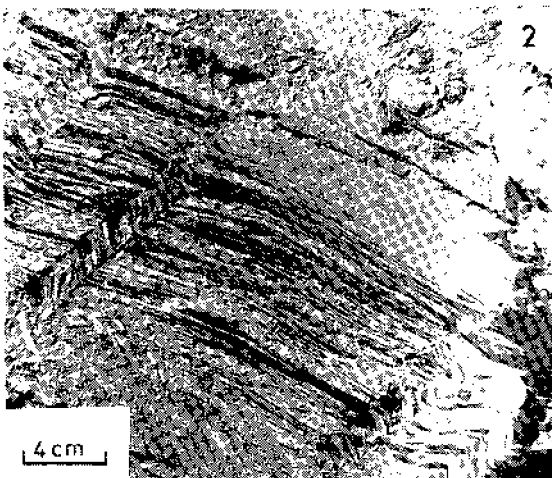
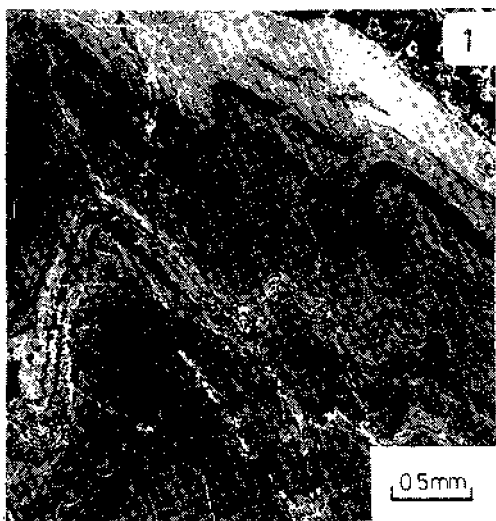
Figure 5. Asymmetric and discrete crenulation cleavages in phyllite (Bahçecik formation, acetate negative film).

Figure 6. Perpendicularly developed Fal and FaS phases related kink axes in metasandstone (Bahçecik formation, 2 km northwest of the Yükselen village).

LEVHA I
PLATE I



LEVHA II
PLATE II



BOZD AĞLAR MASİFİNİN YAPISAL ÖZELLİKLERİ

KATKI BELİRTME

Yazar, bu makalenin her aşamasında yardımlarını ve değerli görüşlerini esirgemeyen K.T.Ü. Öğretim Üyelerinden Prof. Dr. Işıhan Seymen'e en içten teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Bayıç, A., 1968, Sızma - Konya metaporfiritleri hakkında, M.T.A. Enstitüsü Dergisi, 70, 214 - 228.

Besang, C, Eckhardt, F.J., Harre, W., Kreuzer, H. and Müller, P., 1977, Radiometrische Altersbestimmungen an Neogenen eruptivgesteinen der Türkei, Geol. Jb., B25, 3 -36.

Doğan, A., 1975, Sızma - Ladik (Konya) civa sahasının jeolojisi ve maden yatakları sorunlarının incelenmesi, Yüksek Lisans Tezi, İ.Ü. Fen Fakültesi, İstanbul, 40 s. (yayınlanmamış).

Eren, Y., 1993a, Eldeş - Derbent- Tepeköy - Söğütözü (Konya) arasının jeolojisi, Doktora Tezi, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 224 s. (yayınlanmamış).

Eren, Y., 1993b, Konya kuzeybatısında Bozdağlar masifinin otokton ve örtü birimlerinin stratigrafisi, Türkiye Jeol. Bülteni, 36, 7 - 23.

Göğler, E. ve Kırıl, K., 1969, Kızılören dolayının jeolojisi, M.T.A. Rapor No: 5204 (yayınlanmamış).

Gray, D.R., 1977, Morphologic classification of crenulation cleavage, Journal of Geology, 85, 229 - 235.

Keller, J., Jung, D., Burgath, K. and Wolff, F., 1977, Geologie und petrologie des Neogene Kalkalkali - vulkanismus von Konya (Erenlerdağı - Alacadağ Massiv, Zentral - Anatolien), Geol. Jb., B25, 37 - 117.

Niehoff, W., 1961, 1/100 000 ölçekli Akşehir 90/2 paftası, Iğın 91/1, 91/3 ve 91/4 paftaları üzerine yapılan revizyon çalışmaları, M.T.A. Derleme Rap. No: 3387 (yayınlanmamış).

Okay, A.I., 1984, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan metamorfik kuşaklar, Türkiye Jeol. Kur., Ketin Simpozyumu, Ankara, 83 - 92.

Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turan, N., Uysal, Ş., Şentürk, K. ve Işık, A., 1988, Late Paleozoic evolution of the Kütahya - Bolcardağı belt, METU Journal of Pure and Appl. Sci., 21, 1/3, 211 - 220.

Özgül, N., 1984, Stratigraphy and tectonic evolution of the central Taurides, International Symposium on the Geology of the Taurus Belt., 77 - 90, Ankara.

Ramsay, J.G., 1967, Folding and fracturing of rocks, McGraw - Hill, New York, 568 s.

Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987, The techniques of modern structural geology, Vol.: 1 Folds and fractures, Academic Press, London, 307 s.

Roberts, N., 1982, Age paleoenvironments and climatic significance of Late Pliocene Konya Lake, Turkey, Quaternary Research, 19, 154 -171.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 81-241.

Turner, F.J. and Weiss, L.E., 1963, Structural analysis of metamorphic tectonites, McGraw - Hill Book Co., New York, 545 s.

Wiesner, K., 1968, Konya civa yatakları ve bunlar üzerindeki etüdüler, M.T.A. Enstitüsü Dergisi, 70, 178 - 213.

Makalenin geliş tarihi: 25.6.1995

Makalenin yayına kabul tarihi: 25.7.1996

Received June 25, 1995

Accepted July 25, 1996

Hierapolis'teki arkeosismik hasarların değerlendirilmesi

Evaluation of archaeoseismic damages at Hierapolis

Erhan ALTUNEL Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 26030, Bademlik - Eskişehir
Aykut BARKA İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34452, Ayazağa - İstanbul

Öz

Hierapolis antik kenti, Gediz grabeninin güneydoğu ucunun kuzey kenarını sınırlayan Pamukkale fayı üzerinde yer almaktadır. Hierapolis, antik çağlarda birçok depremden hasar görmüştür, ancak bunlardan en önemlisi M.S. 60 yılında meydana gelmiştir. Bu çalışmada ele alınan önemli iki noktadan birincisi, Hierapolis antik kenti içinde Roma ve Bizans dönemine ait yapıları etkileyen yüzey kırıklarının detaylı olarak incelemektir. Bu yüzey kırıkları kent içinde ve çevresinde yaklaşık 1250 m takip edilmektedir. Yüzey kırıklarının uzunlukları 10 cm ile onlarca metre arasında, genişlikleri ise birkaç milimetre ile 1 m arasında değişmektedir. Yüzey kırıkları boyunca düşey ve yanıl yerdeğiştirmeler de mevcuttur. Yüzey kırıkları incelendiğinde, kırıkların oluşumuna neden olan depremin $6.0 < M < 6.5$ büyüklüğünde olabileceği ortaya çıkmaktadır. Bu yüzey kırıklarını oluşturan depremin tarihi henüz kesin olarak belirlenememişse de bölgede meydana gelen 1354, 1702 (1703) veya 1717 depremlerinden birinin bu kırıkları oluşturduğu düşünülmektedir. Bu makalede ele alınan ikinci önemli nokta ise, bu çalışmanın da ortaya koyduğu gibi, aktif fay zonlarında yer alan antik yerleşim yerlerinin depremlerin tekrarlanma aralıkları, büyüklükleri, depremler sırasında meydana gelen yerdeğiştirme miktarları ve deprem risklerinin belirlenmesi açısından önemli ip uçları elde edilmesine yardımcı olduğunu vurgulamaktır.

Anahtar Sözcükler: Hierapolis, Arkeosismik hasar, Denizli

Abstract

The ancient city of Hierapolis is situated on the Pamukkale fault which bounds the northern margin of the Gediz graben in its south - eastern end. Hierapolis was damaged by many earthquakes in historical times but the most damaging one was in 60 AD. One of the main objective in this study is, detailed investigation of surface ruptures that damage Roman and Byzantine buildings within the ancient city of Hierapolis. Surface ruptures within and near Hierapolis can be traced along about 1250 m. Surface ruptures vary in length from 10 cm to tens of metres and they vary in width from a few millimetres to about 1 m. There are also normal and lateral displacements along them. As a result of detailed investigation, it is concluded that these surface ruptures at Hierapolis formed during an earthquake with magnitude $6.0 < M < 6.5$. Although the date of the event is not known yet, it is thought that these surface ruptures formed during one of 1354, 1702 (1703) or 1717 earthquakes. The other main objective in this study is, as this paper points out, to indicate that ancient sites which are located on active faults provide useful information for earthquake frequency, earthquake magnitude, amount of displacement during earthquake and earthquake risk in that region.

Key Words: Hierapolis, Archaeoseismic damages, Denizli (Turkey)

GİRİŞ

Hierapolis (Pamukkale)'teki sıcak sularda aktif olarak oluşumlarını sürdüren travertenler, bölgeyi turistik açıdan ilginç kılmaktadır. Hierapolis bölgesi turistik açıdan bir doğa harikası olduğu kadar aktif tektonik çalışmalar açısından da son derece ilginçtir. Bu bölgeyi jeolojik açıdan ilginç kılan en önemli iki nedenden birincisi; bölgedeki travertenlerin kırık ve çatlak zonlarına bağlı olarak oluşması ve bu genç kayaçların aktif tektonik yapılar içermesidir. İkinci neden ise, Hierapolis'in, paleosismik araştırmalar için geniş bir temel sağlamasıdır. Bölgeyi jeolojik açıdan ilginç kılan birinci neden yani bölgesel tektonik ile traverten oluşumu ve travertenlerin yapısal ve morfolojik karakteristikleri arasındaki ilişki detaylı olarak Altunel (1994), Altunel ve Hancock (1993a, b), Altunel ve diğ. (1995) tarafından ele alınmıştır. Hierapolis'teki kalıntıları etkileyen yüzey kırıklarını her ne kadar Hancock ve Altunel (baskıda) genel olarak ele almış ise de bu çalışmanın amacı, aktif faylar üzerinde yer alan ve Hierapolis gibi tarihleri

iyi bilinen antik kentlerin tarihsel devirlerde meydana gelen büyük depremlere ait yüzey kırıklarını belirlemeye yönelik araştırmalar açısından önemini vurgulamak ve geçmişte maruz kaldığı kayıt edilmiş depremler ile şehir merkezinde görülen kırıklar, çatlaklar ve hasarlar arasındaki ilişkiyi tartışmaktır.

Birçok araştırmacının belirttiği gibi (örneğin Ambroseys, 1971, 1988; Karcz ve Kafri, 1978; Vita - Finzi, 1986; Olivera ve diğ., 1991; Vogt, 1991) bir bölgenin sismik aktivitesi çalışılırken aletsel verilerin yanında tarihsel verilerden de yararlanılması son derece önemli ve faydalı bilgiler sağlamaktadır. Çünkü aletsel verilerin kapsadığı zaman periyodu çok kısadır. 20. yy in başlarından bu yana meydana gelen sismik olaylara ait bilgiler (zaman, lokasyon ve magnitüd) aletsel kayıtlardan kolaylıkla elde edilebilirken, 20. yy dan önceki dönemlerde meydana gelen depremlere ait bilgiler sadece tarihsel kaynaklarda bulunabilir. Ancak tarihsel devirlerde sadece büyük, dolayısıyla daha az sayıda depremlerin kaydedilmesi mümkündür. Küçük depremler sayı-

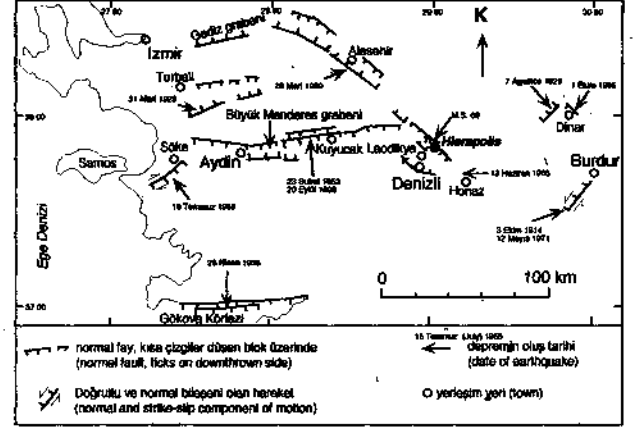
sal olarak büyük depremlerdeni daha fazla olmalarına rağmen daha az kayıt edilmişlerdir veya hiç kayıt edilmişlerdir.

Bilindiği üzere büyük depremler insanı yapımı yapı-larda önemli hasarlara ve yıkıntılara neden olurken yer-yüzünde de yüzey kırıkları oluştururlar. Günümüzdeki yıkıcı depremler sırasında oluşan hasarlar ve yüzey kırıkları genellikle depremden hemen sonra detaylı incelenip haritalanmaktadır. Fakat tarihsel dönemlerde meydana gelen depremler sırasında oluşan hasarlar ve kırıkların çok nadir olarak kayıt edildiği görülür. Eğer deprem yerleşim merkezlerinde önemli hasarlara ve yıkıntılara yol açmışsa depremin lokasyonu, büyüklüğü ve oluşan hasarlar hakkında bilgiler arkeolojik yazıtlarda bulunabilirler; ancak yerleşim merkezlerinin dışındaki yüzey kırıklarının tarihsel dönemlerde pek kayıt edilmediği görülür. Dolayısıyla günümüzde paleosismoloji çalışan bazı araştırmacılar (örneğin Karcz ve Kafri, 1978; Armijo ve diğ., 1991; Nur, 1991; Papastamatiou ve Psychairs, 1993; Mörner ve Tröften, 1993; Papanastassiou ve diğ., 1993; Meyer ve diğ., 1994; Hancock ve Altunel baskıda) jeolojik ve jeomorfolojik verilerden yararlanarak tarihleri iyi bilinen büyük tarihsel depremlere ait yüzey kırıklarını tespit etmeye çalışmaktadır. Ancak jeolojik ve jeomorfolojik veriler genellikle depremden sonra kısa sürede erozyon sonucu aşınıp veya sedimanlar ile yeniden dolduğundan yüzey kırıklarının türünü ve olayın tarihini belirlemek açısından çoğu zaman yetersiz kalırlar. Her ne kadar yapılar da görülen hasarlardan da olayın kesin tarihi ve lokasyonunu belirlemek oldukça zor ise de (Vita - Finzi, 1986), tarihleri bilinen yapılar depremlerin tarihi ve yüzey kırıkları hakkında jeolojik ve jeomorfolojik verilere oranla daha sağlıklı bilgiler verirler.

HİERAPOLİS'İN KISA TARİHÇESİ VE PALEOSİSMİK ÇALIŞMALAR AÇISINDAN ÖNEMİ

Bilindiği gibi Hierapolis bölgesi Türkiye'de ve dünyada iyi bilinen turistik bir merkezdir. Bölgeye bu özelliği kazandıran iki önemli faktörden birincisi burada yer alan sıcak sular ve bu suların günümüzde aktif oluşumlarını sürdüren beyaz renkli travertenler, ikincisi bu muhteşem görünümü travertenlerin hemen yakınındaki antik şehir Hierapolis'in yer almasıdır. Hierapolis, aktif olarak açılan D - B uzanımlı Büyük Menderes ile KB - GD uzanımlı Gediz grabenlerinin kesiştiği bölgede yer alır (Şekil 1). Bu grabenleri sınırlayan normal faylar antik dönemlerde ve yakın geçmişte büyük depremler sırasında yeniden hareket etmişlerdir (Şekil 1).

Hierapolis bölgesi sıcak sular ve aktif olarak oluşan travertenleri ile insanların dikkatini çok erken tarihlerde çekmiştir. Bölgenin ilk olarak kimler tarafından



Şekil 1. Güneybatı Türkiye'de tarihsel devirlerde ve günümüzde meydana gelen depremlere ait yüzey kırıklarını gösteren harita (Altunel, 1994'den ve yazarların gözlemleri).

Figure 1. Sketch map of surface breaks of historical earthquakes in southwestern Turkey (from Altunel 1994 and authors' observations).

bulduğu kesin olmamakla birlikte, Önen (1988) bölgenin M.Ö. 190 yılında Bergama Kralı E. Eumenes tarafından kurulduğunu ileri sürmektedir. Fakat Ritti (1987) ve McDonagh (1989)'a göre bölge ilk önce Seleucidler tarafından bulunmuş ve daha sonra M.Ö. 190 yılında Attalidler tarafından alınmıştır. Kutsal Şehir anlamında olan Hierapolis, M.Ö. 129 yılında Roma imparatorluğu'na bağlanmış ve bugün şehir merkezinde bulunan kalıntıların çoğu Roma dönemindeki yapılaşmaya aittir (Bean, 1971; Ferrero, 1987a). Şehirde 12. yy da şimdiki sahibi Türklerin eline geçmeden önce Bizanslar, Araplar, Türkmenler ve Selçuklular yaşamışlar; muhtemelen 12. yy dan sonra da çevre şehirlerdeki insanların Denizli'ye göç etmeleri sonucu Hierapolis terk edilmiştir (McDonagh, 1989).

Hierapolis ve yakın çevresi, paleosismik çalışmalar için geniş bir temel sağlamaktadır, çünkü bu bölge tarihsel devirlerde önemli bir yerleşim merkezidir. Dolayısıyla bölgede meydana gelen deprem gibi önemli olaylar hakkında bazı bilgiler burada yaşayan insanlar tarafından bir şekilde bir yerlere yazılmış veya kayıt edilmiştir. Ayrıca Hierapolis'teki tarihi binaların günümüzdeki kalıntıları, kırıklar (çatlak, yarık, fay) tarafından kesilmektedir. Bu kalıntıların çoğunda kuvvetli yer sarsıntularına bağlı olarak meydana gelen hasarlar da mevcuttur. Günümüzdeki kalıntıların yapılış tarihleri belli olduğu için hasarları ve kırıkları oluşturan sismik hareketler hakkında bilgiler ve kalıntılardan elde edilebilir. Ayrıca insan yapımı yapılar jeomorfolojik verilere oranla deformasyonun türü hakkında daha sağlıklı bilgiler verirler. Diğer önemli bir nokta da, Hancock ve

HİERAPOLİS'TEKİ ARKEOSİSMİK HASARLAR

Tablo 1. Hierapolis ve çevresinin M.Ö. 65 yılından günümüze kadar meydana gelen, magnitüdü 4 ve üzerindeki depremlerin listesi.

Table I. List of recorded earthquakes, with magnitude greater than 4, in Hierapolis and neighbouring areas between 65 B.C. and present.

No	Tarih	Zaman	Enlem	Boylam	M	Io	Kaynak
1	65 B.C.		37.45	29.10		VIII	7
2	20 B.C.					VII	7
3	60 A.D.		37.55	29.10		IX	3,6,7
4	1354						2,5
5	9.6.1651	4.00	37.50	29.20		VIII	1,7
6	25.2.1702(1703)	8.30	37.50	29.20		VIII	1(3,7)
7	19.11.1717	öğle namazı					1
8	1744						2
9	4.1886		37.45	29.05		VI	3,7
10	1.1887		37.50	29.05		VII	7
11	12.1899		37.45	29.05		VI	3,7
12	20.09.1900		37.50	29.05	6.1		3,4
13	04.1901		37.50	29.00		VI	3
14	21.06.1902		37.50	29.05	4.3		4
15	01.01.1904	11.38.24	37.50	29.05	4.8		4
16	1907		37.45	29.05		VI	3
17	04.04.1911	15.43	37.45	29.05	7		3
18	03.09.1925	9.52	38.00	29.00	4.5		4
19	24.07.1933		37.50	29.05	5.1		4
20	04.01.1940		37.45	29.05		VI	3
21	02.06.1942	22.00.10	37.50	29.05	4.6		3,4
22	21.12.1945	18.35	37.55	29.00	4.7		3,4
23	27.02.1946		37.55	28.50	5.1		4
24	21.06.1961	16.04.51	37.50	28.45	5		4
25	11.03.1963	07.27.24	37.55	29.10	5.5		3,4
26	13.06.1965	20.01.51	37.50	29.20	5.7		4
27	17.06.1965	02.58.25	37.45	29.20	4.5		4
28	29.03.1966	02.36.37	38.00	28.45	4.9		4
29	02.12.1966	06.45.55	37.45	29.25	4.6		4
30	25.17.1967	12.39.28	37.55	28.45	4.5		4
31	13.11.1967	06.50.35	37.45	28.50	4.5		4
32	19.08.1976	01.12.20	37.45	29.00	5.1		4
33	04.05.1984	21.35.02	37.55	29.15	4.7		4

Zaman: gün, ay, yıl olarak; enlem ve boylam derece ve dakika cinsinden verilmiştir; M: magnitüd; Io: şiddet, MSK: Medvedev - Sponheuer - Karnik ölçeği. Kaynaklar: 1. Ambraseys and Finkel (1995); 2. Ateş ve Bayülke (1982); 3. Ergin ve diğ. (1967); 4. Gençoğlu ve diğ. (1990); 5. Önen (1988); 6. Ronchetta (1987); 7. Soysal ve diğ. (1981).

Altunel (baskıda) in de gözlemlediği gibi, Hierapolis şehir merkezinde ve yakın çevresinde Roma dönemi öncesine ve sonrasına ait kendiliğinden oluşmuş kanal travertenler kırıklar tarafından kesilmektedirler. Duvar şeklindeki kendiliğinden oluşan kanal travertenler kırıkların türünü ve kronolojisini belirlemede sağlıklı bilgiler verirler.

HİERAPOLİS VE ÇEVRESİNDEKİ DEPREMLER

Hierapolis ve yakın çevresinde M.Ö. 65 yılından günümüze kadar meydana gelen ve kayıt edilen depremler Tablo 1'de liste halinde verilmiştir. Şehir, Roma İmparatorluğu'nun bir parçası olduktan bu yana yani yakla-

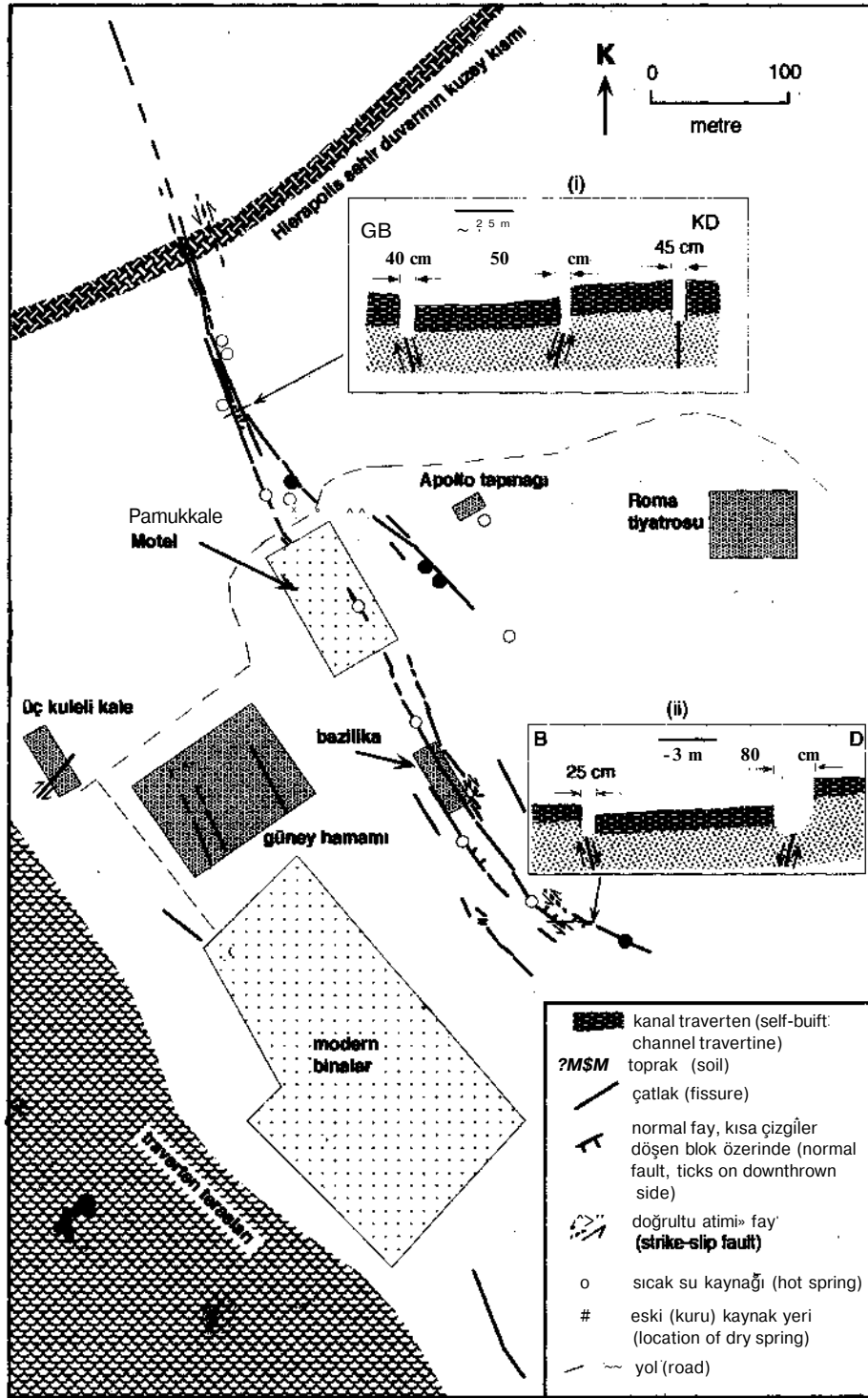
şık 2000 yıllık tarihi boyunca bölgede magnitüdü 4 ün üzerinde toplam 33 deprem kaydedilmiş, bunların 11 tanesi 20. yy dan önce meydana gelmiş 22 tanesi de 20. yy içinde meydana gelmiştir. Burada tarihsel depremlerin sayılarının azlığı dikkat çekmektedir ancak önceden de belirtildiği gibi, tarihsel depremlerin varlığı, büyüklüğü ve lokasyonu depremin yerleşim merkezinde verdiği hasar göz önünde bulundurularak tesbit edilir. Onun için tarihsel devirlerde sadece büyük ve şehir merkezine yakın depremler kayıt edilebilmiştir. Tablo 1'de de görüldüğü gibi kayıt edilen depremlerin şiddetlerinin büyük olmasına rağmen ($I_0 > VII$) sadece birkaç tanesinin geniş hasarlar verdiği bildirilmiştir (örneğin M.S. 60. 1354, 1702 (1703), 1717, 1744). Deprem kataloglarına göre (örneğin Soysal ve diğ., 1981) bölgedeki ilk deprem M.Ö. 65 yılında meydana gelmiştir, ancak Ergin ve diğ. (1967) ve Soysal ve diğ. (1981) Hierapolis bölgesindeki ilk yıkıcı depremin M.S. 60 yılındaki deprem olduğunu ileri sürmektedirler. Bu deprem Hierapolis, Laodikya (Hierapolis'in -14 km güneyi) ve çevredeki birçok yerleşim yerinde önemli hasarlara neden olmuştur. Kaynaklarda (örneğin Ergin ve diğ., 1967; Soysal ve diğ., 1981) depremin merkez üssünün Hierapolis yakınlarında ve şiddetinin (I_0) IX olduğu ileri sürülmektedir, bu da Richter ölçeğine göre yaklaşık magnitüt 7'ye eşittir. Deprem Dinar'a (Hierapolis'in yaklaşık 90 km doğusu) kadar büyük ölçüde hasarlara neden olmuştur ancak batı bölgelerden herhangi bir hasar kayıtlarda yer almamaktadır. Bean (1971) ve Ronchetti (1987)ya göre bugün Hierapolis şehir merkezinde gördüğümüz kalıntılar bu depremden sonraki yapılaşmaya aittir. M.S. 60 yılındaki depremden sonra birçok deprem bölgede can kayıplarına ve hasarlara neden olmuştur. Örneğin, Ambraseys ve Finkel (1995) 1651'deki depremde Honaz ve Laodikya da 700 kişinin, 1702 (1703) depreminde Denizli ve çevresinde 12 000 kişinin, 1717 depreminde 6 000 kişinin öldüğünü ileri sürmektedirler. Ayrıca bu araştırmacılara göre, 1702 (1703) veya bir önceki depremde Denizli'nin yaklaşık 5 km kuzeyinden akan ve Menderes nehrinin bir kolu olan Gümüş Çayı yön değiştirmiştir. Ateş ve Bayülke (1982) Hierapolis'in 1354 ve 1744 yıllarındaki depremlerde tamamen yıkıldığını belirtmektedirler. Bu araştırmacılar hasarlara ait herhangi bir veri belirtmemelerine rağmen bölgede yaşayanların 1354 depreminden sonra diğer şehirlere göç ettiklerini ve 1744 depremi sırasında 15 000 canlının* öldüğünü ileri sürmektedirler. Bölgede magnitüdü 4'ün üzerinde kayıt edilen en son deprem 4 Mayıs 1984 tarihli depremdir ($M = 4.7$). Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü kayıtlarına göre 1990 yılından bu yana bu bölgede magnitüdü 4'ün üzerinde deprem meydana gelmemiştir.

HIERAPOLİSTE HASARLAR VE YÜZEY KIRIKLARI

Hierapolis kenti içindeki yüzey kırıkları KB - GD doğrultusunda bir zon içinde yoğunlaşmaktadır (Şekil 2). Yaklaşık 1250 m uzunluğunda ve 100 m genişliğindeki bu zon Hancock ve Altunel (baskıda) tarafından Hierapolis Kırık Zonu olarak adlandırılmıştır. Genellikle büyük deprem sonucunda ana faylar üzerinde oluşan bu tür çatlak ve kırıkların Hierapolis çevresinde uzunlukları 10 cm ile onlarca metre arasında, genişlikleri birkaç milimetre ile 1 metre arasında değişmektedir. Yüzey kırıkları gevşek zeminleri kestiği yerlerde yer yer sedimanlar ile dolmuştur.

Hierapolis Kırık Zonu kuzeyde Roma dönemine ait kuzey hamamından başlar, kuzey hamamının duvarlarında çatlaklar, eğilmeler ve blokların rotasyona uğradığı görülmektedir (Şekil 3). Yüzeydeki ilk kırıklar, şehrin kuzey giriş kapısının (kuzeydeki üç kemerli giriş kapısı) kuzeydoğusunda başlamaktadır. Kendiliğinden oluşan traverten kanallarını kesin $K150^\circ$ doğrultulu bu çatlaklar güneydoğuya doğru aynı doğrultuda birbirine paralel devam ederek Hierapolis şehir duvarını kesmektedirler (Şekil 2). Kırık zonu güneydoğuya doğru Pamukkale Motel'in yaklaşık 100 m kuzeybatısına kadar birbirine paralel çatlaklar halinde devam etmektedir (Şekil 2). Kırık zonunun bu kısmında birçok aktif sıcak su kaynağı ve kurumuş kaynak yerleri mevcuttur.

Pamukkale Motel'in yaklaşık 100 m kuzeybatısında kırık zonu iki kola ayrılmaktadır (Şekil 2) $K145^\circ$ doğrultulu doğudaki kol sola doğru basamaklar halinde devam eder ve Apollo tapınağının yaklaşık 100 m güneyinde sona erer. Bu zon üzerinde de birçok aktif ve kurumuş kaynak mevcuttur. Kırık zonunun $K162^\circ$ doğrultulu batı kolu güneydoğuya doğru devam eder ve Pamukkale Motel'in içine girer (Şekil 2). Yaklaşık 1 m genişliğindeki bu çatlak Pamukkale Moteli güneydoğuya doğru $K130^\circ$ doğrultu ile terk eder ve kendiliğinden oluşmuş kanal travertenleri kestikten sonra Bizans dönemine ait KB - GD uzanlı bazilikayı karşıdan karşıya keser (Şekil 2). Bu kol üzerinde ana çatlağa paralel birçok küçük çatlak da mevcuttur. Bazilikanın duvarları çatlamış ve bloklar rotasyona uğramıştır. Birbirine paralel çatlaklar, birçok kanal travertenleri keserek güneydoğuya doğru devam eder ve bazilikanın yaklaşık 200 m güneydoğusunda sona ererler (Şekil 2). Pamukkale Motel içindeki Kutsal Havuz'un da içinde bulunduğu birçok aktif ve kurumuş sıcak su kaynağı bu kol üzerinde yer alır. Kırık zonunun güneybatısındaki Roma dönemine ait güney hamamının duvarlarında da kırık zonuna paralel çatlaklar yer alır, hatta kemerlerden biri blok kenarları boyunca fay üzerinde aşağıya doğru asılmıştır (Şekil 4).



Şekil 2. Hierapolis' şehir merkezindeki aktif çatlak ve fayları gösteren detaylı harita, (i) ve (ii) ok ile gösterilen yerlerdeki kesitleri (Altunel, 1994'den).

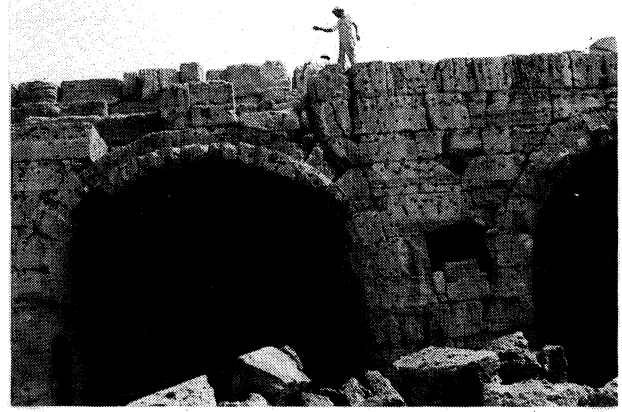
Figure 2. Detailed map of active fissures and faults at Hierapolis. (i) and (ii) are cross - sections (from Altunel, 1994).



Şekil 3. Kuzey hamamı. Binanın duvarları eğilmiş ve çatlamış, duvarlardaki bloklar rotasyon yapmış.

Figure 3. Northern Roman bath damage! by fissures and cracks. Note that the walls are tilted and distorted.

Hierapolis Kmk Zonu içinde çok sayıda doğrultu, normal ve oblik atımlı faylar da görülmektedir ve bu faylar Hancock ve Altunel (baskıda) in de belirttiği gibi Roma dönemi ve sonrasına ait insan yapımı ve kendiliğinden oluşmuş kanal travertenleri kesmektedir. Örneğin, şehrin kuzey kapısının yaklaşık 50 m güneydoğusunda Hierapolis şehir duvarı yaklaşık 10 cm sol - yanal ötelenmektedir. Pamukkale Motel'in yaklaşık 100 m kuzeybatısında normal faylarla kesilen kendiliğinden oluşmuş kanal travertenlerde 50 cm ye varan normal atımlar mevcuttur. Bu lokasyondaki yüzey kırıklarında ayrıca 30 cm'ye varan açılmalar görülür (Şekil 2i). Kırık zonunun güneydoğu sonuna yakın (bazilikanın yaklaşık 100 m güneydoğusunda) sol - yanal ve normal bileşeni olan oblik atımlı fay kendiliğinden oluşmuş kanal travertenleri yaklaşık 35 cm ötelemektedir (Şekil 5). Bu lokasyonda kuzey blok düşmüş ve düşey sol - yanal atımın yanında ayrıca yaklaşık 256 cm'lik bir açılma da mevcuttur (Şekil 2ii). Bu kırığın yaklaşık 10 m doğusunda normal fayla kesilen traverten kanallarında güney blok yaklaşık 50 cm düşmüştür, dolayısıyla burada mini bir graben oluşmuştur (Şekil 2ii). Bu lokasyonun yaklaşık 20 m kuzeyinde sol - yanal ve normal bileşeni olan başka bir oblik fay, kendiliğinden oluşmuş kanal travertenlerini kesmektedir. Bu fay üzerinde yaklaşık 10 cm sol yönlü yanal atım ve yaklaşık 15 cm düşey atım (güney blok düşmüş) mevcuttur. Mini grabeni sınırlayan faylar üzerinde aktif ve kurumuş sıcak su kaynakları yer almaktadır. Tusan Motel'in güneydoğusunda yer alan Bizans dönemine ait üç kuleli kalenin güneydeki kulesi K40° doğrultulu sağ yönü kırık ile kesilmektedir. Bu kırık üzerinde sağ yönlü doğrultu atımın yanında 10 cm'lik açılma da mevcuttur (Şekil 6).



Şekil 4. Güney hamamı. Sol kenardaki kemerin sol üst köşesinde faylanma ve buna bağlı olarak duvarda gelişen çatlaklar (Bu fotoğraf çekildikten sonra bu binada restorasyon yapıldı, dolayısıyla bu fay bugün görülmeyebilir).

Figure 4. A 'down faulted' arch (left side of the arch) in the southern Roman bath together with associated cracks and fissures in the walls (This building was restored, thus this fault may not be seen today).

DEPREM TARİHLERİNİN GÜVENİLİRLİKLERİ

Günümüzde Hierapolis'te mevcut olan tarihi kalıntılarda deprem hasarlarına ait belirtiler vardır, ancak depremlerin varlığının ve tarihlerinin güvenilirliğini tartışmadan önce dikkat çek iki noktayı vurgulamakta yarar vardır. Bunlardan birincisi, M.S. 60 yılındaki depremde şehir yerle bir olmasına rağmen (şehrin yeniden inşa edilmesi hasarın büyük olduğunu göstermektedir) 14. yy ile 18. yy arasında meydana gelen ve binlerce insanın ölümüne neden olan depremlerden sonra bugün Hierapolis şehir merkezinde ziyaret edilen tarihi binaların ayakta kalması bu depremlerin M.S. 60 yılındaki depremden daha küçük olduklarını göstermektedir. İkinci önemli nokta ise, Tablo 1'de de görüldüğü gibi M.S. 60 yılındaki deprem ile 1354 yılındaki deprem arasında bölgede uzun bir dönem için (yaklaşık 1300 yıl) deprem kaydı yok iken, 1354 ile günümüz arasındaki yaklaşık 1300 yıl gibi uzun bir süre suskun kalması ya bu dönemde kayıt edilmeyen küçük depremlerin varlığı veya bu dönemi ait yeterli kaynaklara henüz ulaşılamadığı şeklinde açıklanabilir.

Depremin katalogları, tarihsel kaynaklar ve Hierapolis şehir merkezinde yapılan çalışmalar bölgede büyük depremlerin meydana geldiğini göstermektedir (Tablo 1). Ancak bu depremlerin tarihlerinin güvenilirliğini tartışmada yarar vardır, çünkü Ambraseys (1988) ve Bellettati ve diğ. (1993) nin de belirttiği gibi tarihsel depremlere ait ikinci veya üçüncü elden kaynaklardan elde



Şekil 5. Kendiliğinden oluşmuş kanal travertenleri kesen sol yönlü oblik atımlı fay (Bazilikanın yaklaşık 150 m güneydoğusu).

Figure 5. A left lateral oblique fault cuts self-built channel travertines (About 150 m southeast of Basilica).

edilen bilgilerde depremlerin tarihlerinde önemli hatalar olabilmektedir. Örneğin, Ambraseys ve Finkel (1995)'e göre 1700li yılların başında meydana gelen ve 12 000 kişinin ölümüne neden olan depreme ait Sakız adasından bir tanığın ifadesi ile Osmanlı kaynakları birbirini tutmamaktadır; Sakız adasındaki tanık depremin 1702 yılında olduğunu ifade ederken, Osmanlı kaynaklarına göre deprem 1703 yılında meydana gelmiştir. Benzer şekilde Ateş ve Bayülke (1982) 1744 yılında 15 000 canlının ölümüne neden olan bir depremden bahsederken, bu deprem Ambraseys ve Finkel (1995) de yer almamaktadır. Ambraseys ve Finkel (1995)'e göre, 1702 (1703) depreminde veya daha önceki bir depremden, Denizli'nin 5 km kuzeyinden akan ve Menderes nehrinin bir kolu olan Gümüş Çayı yatağını değiştirmiştir. Bu yer değiştirme 1700lü yılların başındaki bir depremi ve ondan önceki bir depremin varlığını desteklemektedir; muhtemelen 1354 depremi olabilir çünkü bu depremden birkaç değişik kaynaktan bahsedilmektedir (örneğin Ateş ve Bayülke, 1982; Önen, 1988; Hancock ve Altunel baskıda). Ayrıca Ambraseys ve Finkel (1995) orijinal kaynaklardan yararlandıkları için (daha fazla ayrıntı için bakınız Ambraseys ve Finkel (1995)) tarihsel olayların varlıkları ve oluş zamanları hakkında daha güvenilir bilgiler sağlamaktadırlar. Dolayısıyla M.S. 60 yılındaki depremden sonra bu bölgede meydana gelen büyük depremler 1354, 1702 (1703) ve 1717 yıllarındaki depremler olarak ele alınabilir.

TARTIŞMA VE SONUÇ

Hierapolis'te arkeosismik hasarları belirlemede yardımcı olan belirtiler, çatlamış ve hasar görmüş duvarlar, binalar ve kendiliğinden oluşmuş kanal traverten-



Şekil 6. Bizans dönemine ait üç kuleli kalenin kapı eşiğini kesen sağ yönlü doğrultu atımlı fay. Fay zeminde de görülmektedir (Tusan Motel'in güneydoğusu).

Figure 6. A right-lateral strike-slip fault cuts door sill of the Byzantine fort. Fault can be recognized in the ground (Southeast of Tusan Motel).

lerdir. Deprem sonucu oluşan hasarları, zayıf yapılaşma ve elverişli olmayan jeoteknik şartlara bağlı olarak oluşan hasarlardan ayırt etmek zordur çünkü benzer hasarlar herhangi bir sismik etkiye bağlı kalmaksızın zayıf yapılaşma ve elverişli olmayan jeoteknik etkilerden de kaynaklanabilir. Ancak, detaylı arazi gözlemleri sonucunda haritalanan yüzey kırıkları, Hierapolis'teki hasarların bu şehri kesen bir fay üzerinde meydana gelen büyük bir deprem ($M = \sim 6$) sonucunda oluşmuş olduğunu açıkça ortaya koymaktadır. Bu yüzey kırıkları, doğrultulan üzerinde yer alan binaları ve kanal travertenleri kesmektedirler. Hierapolis'teki yüzey kırıkları içinde doğrultusu KB - GD olanlarda sol - yanal ve KD - GB olanlarda ise sağ - yanal bileşenler hakimdir (Şekil 2). Hierapolis'teki kırık zonu içinde yer alan bu oblik hareketlerin yönleri bölgeyi etkileyen KG ve KD - GB yönlü (Altunel ve Hancock, 1993a) çekme kuvvetleri ile uyumluluk göstermektedir. Hierapolis antik kenti içinde belirlenen bu yüzey kırıkları boyunca ölçülen ötelenmeler, bu kırığı meydana getiren depremin büyüklüğünün $6 < M < 6.5$ olduğunu göstermektedir. Benzer ve güncel bir örnek olarak $M = 6.1$ Dinar depremi sırasında da yaklaşık 10 km uzunluğunda bir yüzey kırığı boyunca 15 - 30 cm normal atımlar meydana gelmiştir.

M.S. 60 yılındaki deprem bölgedeki en şiddetli depremdir (Ergin ve diğ., 1967; Soysal ve diğ., 1981) ve bu depremden sonra Hierapolis şehir merkezi biraz güneye kaydırılarak (Bean, 1971) yeniden inşa edilmiştir (Bean, 1971, Ronchetta 1987). Bu deprem, şehri tamamen yerle bir ettiğine göre bu büyüklükteki bir deprem sırasında yüzey kırıklarının oluşması beklenebilir. Şekil 2'de görülen kırık zonu ve fayların bu deprem sırasında

Tablo 2. Hierapolis'te yüzey kırıklarının kestiği binaların yapılış tarihleri ve hasarların türü.

Table 2. Dates of man - made buildings that are damaged by surface breaks at Hierapolis.

Yapının adı	Yapılış tarihi	Kaynak	Hasarın türü
Şehir duvarı (kuzey kısım)	IV. yy sonu	1	K150° doğrultulu birbirine paralel onlarca metre uzunluğunda iki çatlak duvarı kesiyor. Bunların yaklaşık 50 m doğusunda çatlaklara paralel sol yönlü doğrultu atımlı bir fay duvarı 10 cm ötelemektedir.
Kuzey hamamı	II. - II. yy., V. yy da Bizans kilisesine dönüştürülmüş	1, 2	Binanın duvarları eğilmiş ve çatlamış, bloklar rotasyon yapmış, duvarlardaki bloklar kırılmış.
Güney hamamı	II. yy	1	Binanın duvarları çatlamış, duvarlardaki bloklar kırılmış, kemerlerdeki bloklarda birbirlerine göre kaymalar mevcut.
Bazilika	VI. yy	3	K130° doğrultulu yaklaşık 1 m genişliğinde bir çatlak binayı boydan boya kesmektedir. Duvarlarda çatlaklar ve bloklarda rotasyonlar görülür.
Üç kuleli kale (Tusan Motel'in güneydoğusu)	XII. yy sonu, XIII. yy başı	4	K40° doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı fay binanın duvarını, tabanını ve bina kapısının eşiğini kesmektedir. Fay üzerinde 10 cm açıklık ve 15 cm sağ yönlü atım mevcuttur.

1. Ronchetta (1987), 2. McDonagh (1989), 3. Ferrero (1987b), 4. (Hierapolis'te çalışmalarını sürdüren İtalyan kazı ekibinden Dr. Paul Arthur ile 1994 yılında sözlü görüşme).

oluşmuş olması mümkün olamaz çünkü ustaların yüzeyde açıkça görülen kırık veya çatlakların üzerine inşa etmesi düşünülemez, hele ki Romalılar gibi inşaat konusunda çok iyi olan ustaların bu durumu göz ardı etmeleri mümkün değildir. Hancock ve Altunel (baskıda) Hierapolis'in yaklaşık 2 km kuzeyindeki taze görünümü yaklaşık 500 m uzunluğundaki normal fayın M.S. 60 yılındaki deprem sırasında oluşmuş kırıklardan biri olabileceğini ileri sürmektedirler. Şehir merkezinin M.S. 60 yılındaki depremden sonra güney kaydırılarak inşa edilmesi (Bean, 1971) bu araştırmacıların gözlemlerini desteklemektedir, çünkü kırıklar ve çatlaklar deprem sırasında oluşan ana kırığın (fayın) yakınında yoğunlaşırlar ve ana kırıktan uzaklaştıkça diğer çatlak ve kırıkların da azaldığı ve yok olduğu görülür. Onun için M.S. 60 yılındaki depreme ait yüzey kırıkları muhtemelen bugünkü Hierapolis'in kuzey kesiminde yer almaktadırlar ve eski şehir merkezindeki binaların çoğu M.S. 60 yılındaki deprem sırasında meydana gelen şiddetli sarsıntı sonucu yıkılmıştır.

Şekil 2'de görülen kırık zonu ve faylar M.S. 60 yılından sonra bölgede meydana gelen başka bir büyük

depreme aittir. Ancak, Hierapolis farklı zamanlarda farklı uygarlıklar tarafından işgal edildiği için (örneğin Roma öncesi, Romalılar, Bizanslılar, Osmanlılar) deformasyon belirtisi olan hasarların ve kırıkların oluşum zamanlarının henüz kesin açıklamasını yapmak zordur. Fakat insan yapımı yapıların yapılış tarihleri belli olduğu için binalar, kırıkların oluşum yaşları hakkında yaklaşık bilgiler verirler. Tablo 2 Hierapolis'teki binaların yapılış tarihlerini ve hasarların türünü özetlemektedir.

Sonuç olarak, M.S. 60 yılındaki depremden sonra yeniden inşa edilen Hierapolis kenti içinde görülen yüzey kırıkları ve bunlara bağlı hasarlar Pamukkale fayı üzerinde M.S. 60 depreminden sonra da başka bir depremin meydana geldiğini göstermektedir. Hierapolis'te Romalılardan sonra Bizanslılar ve Osmanlıların yaşamış olmaları bu binaların bu devirlerde kullanılmış olduklarını gösterir dolayısıyla binaların tahrip eden bu yüzey kırıklarının muhtemelen 1354, 1702 (1703) ve 1717 depremlerinin biri sırasında meydana geldiği düşünülmektedir. Hierapolis'teki yüzey kırıklarını oluşturan depremin tarihini belirlemeye yönelik çalışmalar de-

HİERAPOLİS'TEKİ ARKEOSİSMİK HASARLAR

vam etmektedir ancak bu çalışmanın ortaya koyduğu önemli sonuçlardan biri aktif faylar üzerinde yeralan antik kentlerde yapılan detay çalışmalarının deprem aktivitesinin belirlenmesinde ne kadar önemli rol oynadığıdır.

KATKI BELİRTME

Hierapolis'teki yüzey kırıkları E. Altunel'in doktora çalışması sırasında farkedilmiş, doktora çalışması burs niteliğinde Milli Eğitim Bakanlığı tarafından desteklenmiştir. Değerli kriter ve yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Paul L. Hancock'a (Bristol Üniversitesi) teşekkürler. Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü 1990 yılından bugüne Denizli ve yakın çevresinde meydana gelen depremlerin listesini sağlamıştır. Arazi çalışmalarının bir kısmı TÜBİTAK tarafından desteklenen Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı (Koordinatör Naci Görür) kapsamında 237/G projesi tarafından desteklenmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altunel, E., 1994, Active tectonics and the evolution of Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey. Ph. D. tezi (yayımlanmamış), 236 sayfa.
- Altunel, E. and Hancock, P.L., 1993a, Active fissuring faulting in Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey. In: Neotectonics and Active Faulting (edited by Stewart, I.S., Vita - Finzi, C. and Owen, L.A.) Zeitschrift Geomorphologie Supplementary Volume, 94, 285 - 302.
- Altunel, E. and Hancock, P.L., 1993b, Morphological features and tectonic setting of Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey. Geol. J., 28, 335 - 346.
- Altunel, E., Hancock, P.L. and Smart, P., 1995, Formation of fissure - ridge travertines and their neotectonic significance. Abstract, IAESCA, Güllük, Türkiye.
- Ambraseys, N.N., 1971, Value of historical records of earthquakes. Nature, 232, 375 - 379.
- Ambraseys, N.N., 1988, Engineering seismology. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 17, 1 - 105.
- Ambraseys, N.N. and Finkel, C.F., 1995, The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas: A Historical Review 1500 - 1800. Eren Yayıncılık, İstanbul.
- Armijo, R., Lyon - Caen, H. and Papanastassiou, D., 1991, A possible normal fault rupture for the 464 B.C. Sparta earthquake. Nature, 351, 137 - 139.
- Ateş, R.C. and Bayülke, N., 1982, The 19 August 1976 Denizli, Turkey, earthquake: Evaluation of the strong motion accelerograph record. Bull. of the Seis. Soc. Am., 72, 5, 1635-1649.
- Bean, G., 1971, Turkey Beyond the Maeander. Ernest Benn, London, 267 pp.
- Bellettati, D., Camass, R. and Molin, D., 1993, Fake quakes in Italy through parametric catalogues and seismological compilations: case histories typologies. Terra Nova, 5, 488 - 495.
- Ergin, K., Güçlü, U. and Uz, Z., 1967, A catalog of Earthquake for Turkey and Surrounding Area (11 A.D. to 1964 A.D.). ITU Faculty of Mining Engineering, İstanbul, Turkey.
- Ferrero, D.D., 1987a, Travellers. In: Hierapolis Di Frigia 1957 -1987. Fabri, Turin, 21 -26.
- Ferrero, D.D., 1987b, The martyrion of saint Philip and churches, In: Hierapolis Di Frigia 1957 - 1987. Fabri, Turin, 121 -132.
- Gencoğlu, S., İnan, E. ve Güler, H., 1990, Türkiye'nin Deprem Tehlikesi. Türkiye Jeofizik Mühendisleri Odası, Ankara.
- Hancock, P.L. and Altunel, E. (baskıda), Faulted archaeological relics at Hierapolis, Turkey. Journal of Geodynamics.
- Karcz., I. and Kafri, U., 1978, Evaluation of supposed archaeological damage in Israel. Jour. Archaeological Science, 5, 237 - 253.
- McDonagh, B., 1989, Turkey: The Aegean and Mediterranean Coasts. A and C Black, London, 597 p.
- Meyer, B., Lacassin, R., Brulhet, J. and Mouroux, B., 1994, The Basel 1356 earthquake: which fault produced it?. Terra Nova, 6, 54-63.
- Mörner, N.A. and Tröften, P.E., 1993, Palaeoseismotectonics in glaciated cratonal Sweden. In: Neotectonics and Active Faulting (edited by Stewart, I.S., Vita - Finzi, C. and Owen, L.A.) Zeitschrift Geomorphologie Supplementary Volume, 94, 107 - 117.
- Nur, A., 1991, Earthquakes in the Bible. New Scientist, 6 July, No: 1776, 45-48.
- Olivera, C., Banda, E. and Roca, A., 1991, An outline of historical seismicity studies in Catalonia. Tectonophysics, 193, 231-235.
- Önen, C., 1988, Denizli, Denizli Belediyesi.
- Papanastassiou, D., Maroukian, H. and Papanastassiou, K.G., 1993, Morphotectonic and archaeological observations in the eastern Argive Plain (eastern Peloponnese, Greece) and their palaeoseismological implications. In: Neotectonics and Active Faulting (edited by Stewart, I.S., Vita - Finzi, C. and Owen, L.A.) Zeitschrift Geomorphologie Supplementary Volume, 94, 95 - 105.

Papastamatiou, D. and Psycharis, L., 1993, Seismic response of classical monuments - a numerical perspective developed at the Temple of Apollo in Bassae, Greece, *Terra Nova*, **5**, 591 - 601.

Kitti, T., 1987, History of Hierapohs. In: *Hierapolis Di Frigia 1957 - 1987*. Fabri, Turin, 27 - 30.
 Ronchetta, D., 1987, The city plan of Hierapolis. In: *Hierapolis Di Frigia 1957 - 1987*. Fabri, Turin, 31-38.

Makalenin geliş tarihi: 14.12.1995

Makalenin yayma kabul tarihi: 19.7.1996

Received December 14, 1995

Accepted July 19, 1996

Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D. ve Altınok, Y., 1981, Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Kataloğu (MÖ 2100 - MS 1900) TÜBİTAK yayınları.

Vita - Finzi, C., 1986, *Recent Earth Movement*. Academic Press, London, 226 pp.

Vogt, J., 1991, Some glimpses at historical seismology. *Tectonophysics*, 193, 1 - 7.

Arguvan (Malatya kuzeyi) yöresinde Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkaniklerin karşılaştırmalı jeokimyasal özellikleri

Comparative geochemical features of the Upper Miocene and Pliocene volcanics in the Arguvan (N - Malatya) area.

Musa ALPASLAN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Nuri TERZİOĞLU Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Araştırma Grubu, 06520 Ankara

Öz

Bu çalışmada, Sivas - Malatya arasında yer alan Yamadağı'nın güney kesiminde, Arguvan yöresinde yüzeyleyen Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkaniklerin jeokimyasal özellikleri karşılaştırmalı olarak incelenerek petrojenez mekanizmaları tartışılmıştır.

Ana element verileri, Üst Miyosen yaşlı volkaniklerin geçiş ve subalkalin karakterde, Pliyosen yaşlı volkaniklerin geçiş ve alkanin karakterde olduğunu göstermektedir, iz element verilerine dayalı değerlendirmeler, Üst Miyosen yaşlı volkaniklerin geçiş karakterinde, Pliyosen yaşlı volkaniklerin ise alkanin karakterde olduğunu işaret etmektedir.

Büyük iyon yarıçaplı (LIL) (Ba, Rb, Sr, K, Th) ve kalıcılığı yüksek (HFS) elementlerde (Nb, Zr, Ti) gözlenen zenginleşme, volkaniklerin oluşumunda bu elementlerce zenginleşmiş bir manto kökenini veya kabuksal bulaşmayı belirtmektedir. K/Rb - Rb ve Y - Rb değişim diyagramları, Üst Miyosen volkaniklerinin evriminde kabuksal bulaşma - fraksiyonel kristalleşme (AFC) sürecinin etkin olduğunu tanımlarken, Pliyosen volkaniklerinde fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkin olduğunu belirtmektedir.

Ana ve iz element jeokimyası verileri ile Doğu Anadolu'nun çarpışma sonrası tektonik evrimi birlikte değerlendirildiğinde; Üst Miyosen yaşlı volkaniklerin manto kökenli eriyiğin kalınlaşan kıtasal kabuk tarafından kontaminasyon uğratıldığı, Pliyosen volkaniklerin ise kabuksal bulaşmaya az veya hiç uğramadan yüzeye çıktığı söylenebilmektedir.

Anahtar Sözcükler: Volkanik, Üst Miyosen, Pliyosen, Jeokimya, Arguvan (Malatya kuzeyi).

Abstract

The main purpose of this study is to determine the comparative geochemical features of the Upper Miocene and Pliocene volcanics outcropping in the southern part of the Yamadağı Region located between Sivas and Malatya, and Pliocene volcanics are transitional - calcalkaline, and transitional - alkaline in characters, respectively. The determinations based on the trace element data also indicate that Upper Miocene and Pliocene volcanics are transitional and alkaline characters, respectively.

Large ion lithophile element (LIL) and high field strength (HFS) element enrichments imply that the volcanics were generated from the enriched mantle source or they may have undergone the crustal contamination. K/Rb - Rb and Y - Rb variation diagrams may indicate the crustal assimilation - fractional crystallization processes in the Upper Miocene volcanics, and the fractional crystallization process in the Pliocene volcanics.

When the major and trace element characteristics are considered together with the post - collisional tectonic evolution of the Eastern Anatolia; Upper Miocene volcanics have been generated by the crustal contamination of melt derived from mantle by the thickened crust, and Pliocene volcanics reveal little or no crustal contamination.

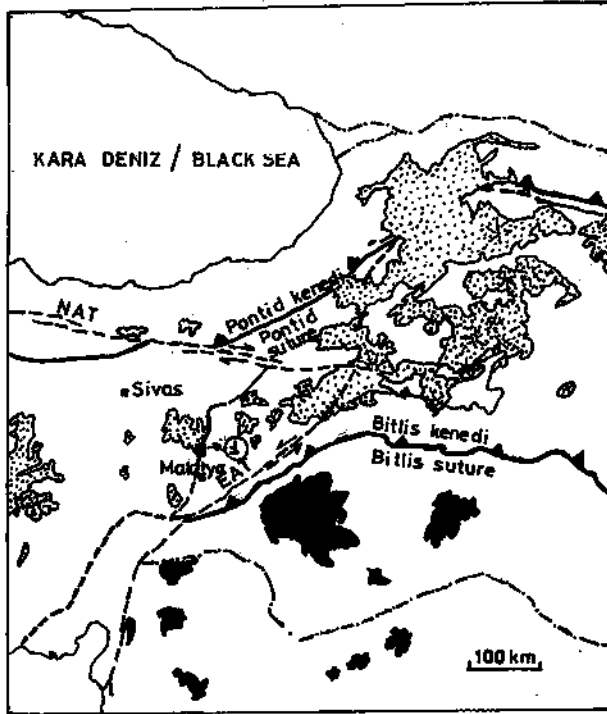
Key Words: Volcanics, Upper Miocene, Pliocene, Geochemistry, Arguvan (IV. Malatya).

GİRİŞ

Doğu Anadolu'da Sivas - Malatya yöresinden başlayıp, doğu ve kuzeydoğuya doğru genişleyerek uzanan Neojen yaşlı volkanik kuşak yer almaktadır (Şekil 1). Bu kuşak, Pearce ve diğ. (1990) tarafından Doğu Anadolu Çarpışma Zonu olarak tanımlanmaktadır. Kuzeyde Pontid Kuşağı (Pecerrillo ve Taylor, 1976; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1981), güneyde Bitlis Kenet Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz, 1993) tarafından sınırlanan volkanik kuşakta, kalkalkalen ve alkanin karakterli volkaniklerin egemen olarak yüzeyledikleri bilinmektedir (Şengör ve Kidd, 1979; Innocenti ve diğ., 1976; Lambert ve diğ., 1974; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984; Pearce ve diğ., 1990; Yalçın ve diğ., 1994; Keskin ve Pearce, 1994). Yılmaz ve diğ. (1987), volkanizmanın Orta - Geç Miyosen'de, Innocenti ve diğ.

(1976) Erken Miyosen'de, Pearce ve diğ. (1990) ise 8 - 6 milyon yıl (K - Ar yaşlan) önce başladığını ileri sürmektedir.

Bu çalışmada ise, yukarıda tanımlanan volkanik kuşağın en batı ucunda yer alan volkanitler incelenmiştir (Şekil 1). Yöredeki volkanitler; Üst Miyosen yaşlı Kuşu volkaniti ve Pliyosen yaşlı Arguvan bazaltı olmak üzere iki birime ayrılmış ve bunların petrografik ve jeokimyasal özellikleri karşılaştırmalı olarak incelenerek petrojenez mekanizmaları tartışılmıştır. Bu amaca yönelik olarak bölgenin 1/ 25 000 ölçeğinde haritalaması ilk kez yapılmış, çalışmalar sırasında toplam olarak 31 örneğin ana ve eser element içerikleri Cumhuriyet Üniversitesi Mineralojik - Petrografik ve Jeokimyasal Araştırma Laboratuvarında (MİPJAL) X-ışın Floresans Spektrometresi yöntemiyle (XRF) belirlenmiştir.



Şekil 1. Çalışma alanının yer buldum haritası. 1- Çalışma alanı (Pearce ve diğ. (1990)'dan sadeleştirilerek alınmıştır).

Figure 1. Location map of the studied area. 1- Studied area (simplified from Pearce et al. (1990))

STRATİGRAFİ

Çalışma alanında, Alt Miyosen (Akitaniyen) - Pliyosen yaş aralığında oluşmuş dört litolojik birim tanımlanmıştır. Bunlar, yaşlıdan gence doğru, Akkaya Tepe kireçtaşı, Karacaören çökelleri, Kuşu volkaniti ve Yeniköy çökelleri olarak sıralanmaktadır (Şekil 2 - 3).

Harita alanı içerisinde temeli Alt Miyosen yaşlı Akkaya Tepe kireçtaşı oluşmaktadır. Birim; açık sarı renkli, kalın tabakalı (50 - 70 cm) fosilli, sığ denizel ortamda çökelmiş kireçtaşı ve killi kireçtaşı ardalanmasıyla temsil edilmektedir. Çalışma alanındaki toplam kalınlığı 60 metre olan bu birimin üzerine grimsi beyaz - beyaz renkli, fosilsiz, yer yer tebeşirimsi gölsel kireçtaşı - tüfit ardalanmasıyla temsil edilen Karacaören çökelleri uyumsuzlukla gelmektedir. Bu birimin çalışma alanında gözlenebilen kalınlığı yaklaşık 50 metredir. Yukarıdaki birimlerin üzerinde ise bu çalışmanın ana amacını oluşturan Kuşu volkaniti uyumsuzlukla yer almaktadır. Yaklaşık 600 metre toplam kalınlığa sahip olan Kuşu volkaniti sert topografyalar oluşturmaması ile ayırtılabilmektedir. Birim, gri - koyu, gri - siyah renkli, bazaltik ve andezitik bileşimli lav akıntıları ile bunların piroklastik eşdeğerlerinden oluşmaktadır. Ku-

şu volkaniti, tabanda bazaltik bileşimli lav akıntıları ile başlamakta, üste doğru piroklastikler ve bazaltik ve andezitik lav akıntıları ardalanması şeklinde devam etmekte ve afanitik dokulu piroksen andezit bileşimli lav akıntıları ile son bulmaktadır. Kuşu volkanitinin üzerine ise çalışma alanında gözlenen en genç birim olan Yeniköy çökelleri uyumsuzlukla gelmektedir. Fosil verilerine göre (Yoldaş, 1972; Alpaslan, 1987) Pliyosen yaşlı olan Yeniköy çökelleri, sarımsı - kahverengimsi renkli, konglomera - kumtaşı - kıltaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Toplam kalınlığı 250 metre olan birim içerisinde; Arguvan bazaltı olarak isimlendirilen yeşilimsi siyah renkli, bazaltik bileşimli lav akıntıları gözlenmektedir.

PETROGRAFI

Arazi çalışmaları sırasında derlenen volkanik kayalar örneklerinden hazırlanan ince kesitler, polarizan mikroskopta incelenerek mineralojik - petrografik özellikleri belirlenmiş ve adlandırılmışlardır.

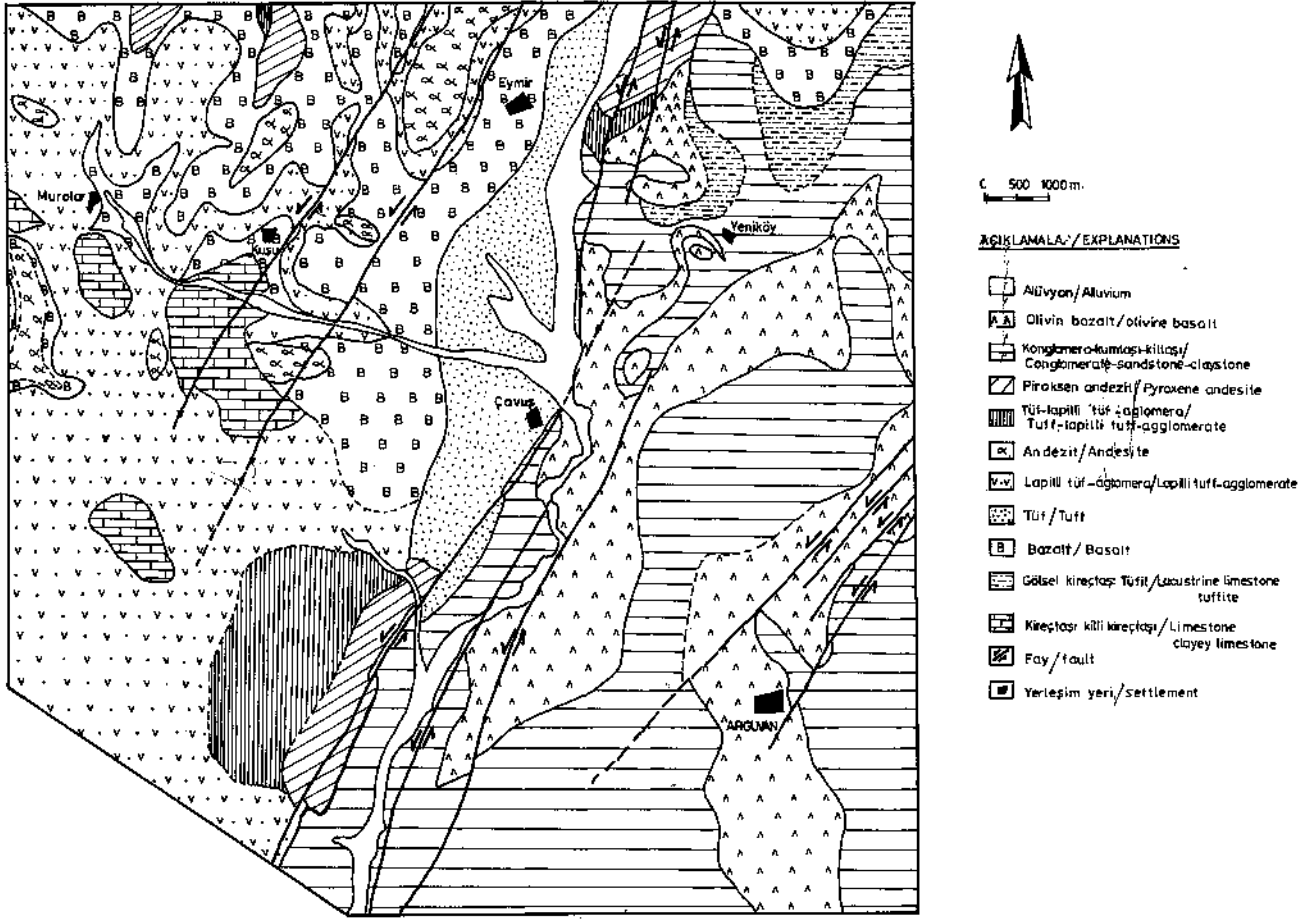
Kuşu volkaniti

Mikroskopik incelemelerde bu birime ait lav akıntıları bazalt, andezit ve piroksen andezit olarak isimlendirilmiştir. Bu kayaların mineralojik - petrografik özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

Bazalt: Makroskopik olarak gri - siyahımsı gri renkte olup, alterasyona uğramış kısımları pembemsi kahverengi bir renge sahiptir. Yer yer gaz boşlukludur. Genelde porfirik dokuludurlar. İki evrede oluşmuşlardır. Birinci evre iri plajiyoklaz ve olivin fenokristalli bazaltlarla temsil edilirken, ikinci evre iri plajiyoklaz, olivin ve piroksen fenokristalli bazaltlarla karakterize olmaktadır. Mikroskopik olarak; hipokristalen porfirik - vitrofirik porfirik - pilotaksitik dokuludurlar. Fenokristal halindeki plajiyoklaz, piroksen ve olivin mineralleri; küçük olivin fenokristalleri ile plajiyoklaz, piroksen, opak mineral mikrolitleri ve kısmen palagoniüleşmiş volkanik camdan oluşan bir hamur maddesi içinde bulunmaktadır. Plajiyoklaz - olivin fenokristallilerde hipokristalen porfirik - pilotaksitik doku gözlenirken, plajiyoklaz - piroksen - olivin fenokristallilerde hipokristalen porfirik - vitrofirik porfirik - pilotaksitik doku gözlenmektedir.

Plajiyoklazlar; fenokristal (1 - 3 mm), küçük fenokristal (0.2 - 0.5 mm) ve mikrolitler halindedir. Plajiyoklaz - olivin fenokristallilerde labrador ($An_{32}-An_{36}$); plajiyoklaz - piroksen - olivin fenokristallilerde ise andezin - labrador ($An_{38}-An_{52}$) bileşimlidirler. Olivinler, özşekli ve yarı özşekli olup iri fenokristal (0.8 - 1.2 mm), küçük fenokristal (0.4 - 0.5 mm) halinde ve ayrıca hamur içerisinde gözlenmektedirler. Plajiyoklaz - olivin fenokristallilerde kenarlarından itibaren iddingsitliştikleri, iç

ARGUVAN YÖRESİ ÜST MİYOSEN VE PLİYOSEN VOLKANİKLERİ



Şekil 2. inceleme alanının jeolojik haritası.

Figure 2. Geological map of the studied area.

kısımlarının ise pilitleştikleri (grunerit ?) izlenmektedir. Bazı kesitlerde yer yer ortopiroksene dönüşmüşlerdir. Klinopiroksenler; özşekli ve yan - özşekilli olarak gözlenmektedir. Plajiyoklaz - olivin fenokristallerde küçük fenokristaller ve mikrolitler halinde; plajiyoklaz - piroksen - olivin fenokristallerde iri fenokristal (1-3 mm) ve küçük fenokristal olarak bulunmaktadır. Genellikle renksiz, nadir olarak kahverengimsi san - leylak şeklinde bir pleokroizma gösterirler. Ojit (NgAc: 40° - 47°) ve titanojit (NgAc: 45° - 52°) bileşimlidirler. Ortopiroksen, olivin içermeyen ve/veya çok az içeren örneklerde küçük fenokristal (0.3 - 0.5 mm) halinde bulunmaktadır. Bronzit bileşimindedir.

Andezit: Makroskopik olarak yeşilimsi - pembemsi gri renkte olup porfirik dokuludurlar. Orta kalınlıkta levhamsı ve kalın lav akıntılan halinde yüzeylenmektedir.

Mikroskopik olarak hipokristalin porfirik - vitrofirik profirik - trakitik dokuludurlar. İri fenokristal olarak ortopiroksen, plajiyoklaz, klinopiroksen mineralleri; kü-

çük fenokristal olarak piroksen, plajiyoklaz ve olivin mineralleri içermektedir. Hamur; plajiyoklaz, apatit, opak mineral mikrolitleri ve volkanik camdan oluşmuştur.

Plajiyoklazlar; özşekilli ve yan - özşekilli iri fenokristal (0.6 - 3.0 mm) ve küçük fenokristal (0.3 - 0.5 mm) halinde bulunmaktadır. Andezin (An₄₀ - An₅₀) bileşimlidirler. Ortopiroksenler; özşekilli ve yan - özşekilli iri fenokristal (1.0 - 2.0 mm) ve küçük fenokristal (0.3 - 0.5 mm) halindedir. Genellikle kahverengimsi san - soluk yeşil renkli pleokroizmaya sahip olup hipersten bileşimlidirler. Bazıları ise renksiz olup bronzit bileşimlidir. Kenarlarından itibaren serpantinleşme (bastit) gelişmiştir. Klinopiroksenler; genellikle küçük fenokristal (0.1 - 0.3 mm), nadiren de iri fenokristal (1.3 mm) halindedir. Kahverengimsi san - leylak şeklinde pleokroizmaya sahiptirler. Titanojit (NgAc: 45° - 55°) bileşimlidirler. Olivinler; özşekilli ve yan - özşekilli küçük fenokristaller (0.2 - 0.4 mm) halindedir. Kenarlarından itibaren serpantinleşmişlerdir. Apatitler küçük mikrolitler halinde gözlenmektedir.

YAŞ / AGE	Formasyon adı / Formation name	AÇIKLAMALAR/ EXPLANATIONS	
KUVAT. DAT. / STRAT. UNIT		LİTOLOJİ / LITHOLOGY	KAYAÇ TANIMI / Rock description
PLİYOSEN / Pliocene	Yenişehir Çök. Arguvan / Yenişehir Sed. Arguvan / Sed. Arguvan		alüvyon / alluvium uyumsuzluk / unconformity olivin basalt / olivine basalt
			konglomera - kumtaşı - kiltaş / conglomerate - sandstone - claystone
MİYOSEN / MIOCENE ÜST / UPPER	Kuşu Volkanitleri / Kuşu Volcanites		uyumsuzluk / unconformity piroksen andezit / pyroxene andesite
			tüf - tapilli tüf - aglomera / tuff - lapilli tuff - agglomerate
			andezit / andesite
			lapilli tüf - aglomera / lapilli tuff - agglomerate
			bazalt / basalt
			tüf - lapilli tüf / tuff - lapilli tuff
			bazalt / basalt
ALT / LOWER	Akıncı T. Kireçtaşı / Akıncı T. Limestone / Karadağören Çök. / Karadağören Sed.		uyumsuzluk / unconformity gölsel kireçtaşı - tüfit / lacustrine limestone - tuffite
			kireçtaşı - killi kireçtaşı / limestone - clayey limestone

Şekil 3. Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Figure 3. Generalized stratigraphical columnar section of the studied area.

Piroksen andezit: Makroskopik olarak gri - grimsi siyah renkte, afanitik dokuludurlar. Levhamsı, ince - orta kalınlıkta tabakalı lav akıntıları halindedirler. Mikroskopik olarak; hipokristalen porfirik - traktitik doku göstermektedir. Küçük fenokristal halinde piroksen ve plajiyoklaz mineralleri içerirler. Hamur; plajiyoklaz, klinopiroksen, biyotit ve opak mineral mikrolitleri ile çok az miktarda volkanik camdan oluşmaktadır.

Plajiyoklaz, özşekilli küçük fenokristaller (0.1 - 0.3 mm) ve mikrolitler halindedir. Andezin ($An^{\wedge} - Al^{\wedge}2$) bileşimlidirler. Klinopiroksenler, genellikle mikrolitler, nadiren de küçük fenokristaller (0.1 mm) halindedir. Genellikle renksiz olup ojit ($NgAc: 40^{\circ} - 45^{\circ}$); nadiren de soluk kahverengimsi pleokroizma gösteren titanojit ($NgAc: 40^{\circ} - 52^{\circ}$) bileşimlidirler. Bazı kesitlerde amfibole dönüşmüş durumdadır. Ortopiroksenler; özşekilli küçük fenokristaller (0.1 - 0.3 mm) halindedir. Genel-

likle renksiz olup bronzit bileşimlidirler. Bazen soluk yeşil - soluk kahverengi pleokroizmaya sahip olup hipersten bileşimlidirler.

Arguvan bazaltı

Makroskopik olarak; yeşilimsi siyah renkli, simli görünümlü olup afanitik dokulu kalın lav akıntıları halindedir. Yer yer gözeneklidirler. Mikroskopik olarak holokristalen porfirik - intergranuler dokuludur. Fenokristal olarak olivin ve klinopiroksen mineralleri izlenmektedir. Hamur; plajiyoklaz mikrolitleri, bu mikrolitlerin arasını doldurur durumda gelişmiş klinopiroksen ve opak minerallerden oluşmaktadır. Kayaç içerisindeki boşluklar kalsit ve zeolit mineralleri tarafından doldurulmuştur. Olivinler; iri fenokristal (0.6 - 2 mm) ve küçük fenokristal (0.2 - 0.5 mm) halindedir. Serpantinleşmişlerdir. Klinopiroksenler, genellikle plajiyoklaz mikrolitlerinin arasını doldurmuş yarı - özşekilli mineraller halindedir. Afanitik kayaçlarda mikrolitler, porfirik kayaçlarda ise küçük fenokristal (0.3 - 0.5 mm) ve nadiren iri fenokristal (1.5 mm) olarak bulunur. Soluk kahverengimsi - leylak şeklinde pleokroizma gösterirler. Titanojit ($NgAc: 46^{\circ} - 53^{\circ}$) bileşimlidirler. Plajiyoklazlar, afanitik kayaçlarda mikrolitler, porfirik kayaçlarda ise iri mikrolitler (0.3 - 0.8 mm) olarak gözlenmektedir. Labrador ($An_{52} - An_{62}$) bileşimlidirler.

KUŞU VOLKANİTİ VE ARGUVAN BAZALTININ KARŞILAŞTIRMALI JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Kuşu volkaniti ve Arguvan bazaltından alınan kayaç örneklerinin karakteristik olanlarından 31 tanesinin tüm kayaç ana ve eser element analizleri C.Ü. Mineralojik - Petrografik ve Jeokimyasal Araştırma Laboratuvarında (MİPJAL) X - Işınlı Floresans Spektrometresi yöntemiyle (Çizelge 1) belirlenmiştir. Elde edilen bu jeokimyasal veriler (Çizelge 2), her iki kayaç grubu için ana ve eser element bakımından karşılaştırmalı olarak incelenmiştir.

Ana element jeokimyası

Ana element verilerinden toplam alkali ($Na_2O + K_2O$) - SiO_2 isimlendirme diyagramında (Şekil 4), Arguvan bazaltı kayaç örnekleri bazalt alanına düşerken, Kuşu volkanitine ait örnekler bazalt, bazaltik andezit, andezit ve dasit alanlarında yer almaktadır. Kuşu volkanitinden üç örnek alkalın yönelim içerisinde yer alan bazaltik trakiandezit, bir örnek de trakiandezit alanında yer almaktadır. Volkanik kayaçların normatif renk indisi - normatif plajiyoklaz bileşimi diyagramında (Şekil 5), Arguvan bazaltı kayaç örnekleri bazalt alanına düşerken, Kuşu volkaniti genellikle andezit alanında bulunmaktadır. Volkanitlerin jeokimyasal karakterini belirlemeye yönelik olarak hazırlanan toplam alkali - silis

ARGUVAN YÖRESİ ÜST MİYOSEN VE PLİYOSEN VOLKANİKLERİ

Çizelge 1. Standart olarak kullanılan örneklerin jeokimyasal analiz sonuçları ve yayınlanan değerler.

Table 1. The geochemical analyses results and published values of samples which are used as standards.

Örnek No Sample No		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Rb	Ba	Sr	Zr	Nb	Y	Th	Cr
CRPG	BR	38.20	10.20	2.60	12.88	0.20	13.28	13.80	3.05	1.40	1.04	47	1050	1320	250	98	30	11	380
Mipjal		36.77	9.89	2.45	10.22	0.16	10.41	13.41	3.24	1.57	1.23	42	854	873	211	63	14	5	312
CRPG	DRN	52.85	17.52	1.09	9.70	0.22	4.40	7.05	2.99	1.70	0.25	73	385	400	125	8	28	5	42
Mipjal		52.87	17.06	1.10	9.36	0.20	4.41	6.65	2.91	1.75	0.24	65	382	313	111	6	18	2	65
CRPG	GSN	65.80	14.67	0.68	3.75	0.05	2.30	2.50	3.77	4.63	0.28	185	1400	570	235	21	19	42	55
Mipjal		68.96	15.51	0.63	3.58	0.05	2.54	2.23	4.06	4.56	0.31	172	1484	585	236	25	31	41	39
USGS	RGM	73.45	13.72	0.26	1.86	0.03	0.27	1.15	4.07	4.30	0.04	149	807	108	219	8.9	25	15	3.7
Mipjal	-1	72.93	13.54	0.25	1.91	0.04	0.51	1.10	3.79	3.97	0.05	161	800	122	244	11	36	16	13.7
USGS	AGV	58.79	17.14	1.05	6.76	0.09	1.53	4.96	4.26	2.91	0.49	67	1226	662	227	15	20	6.5	10.1
Mirjal	-1	59.31	16.26	1.05	6.50	0.09	1.27	4.46	3.91	2.88	0.44	66	1207	582	221	134	16	5	10

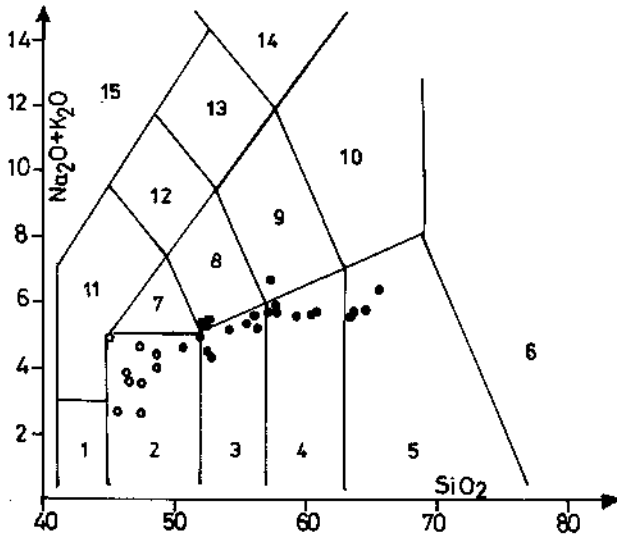
Çizelge 2. Kuşu volkaniti ve Arguvan bazaltı kayaç örneklerinin jeokimyasal analiz sonuçları (tFe₂O₃ = FeO + Fe₂O₃, major oksitler %, iz elementler ppm cinsindedir).

Table 2. The geochemical analyses results of the rock samples of the Kuşu volcanics and Arguvan basalt (tFe₂O₃ = FeO + Fe₂O₃; the major oxides and minor elements as per cent and ppm, respectively).

Örnek Sample Kuşu Volkan.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	tFe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂	A.K. LOI	Toplam Total	Rb	Ba	Sr	Zr	Nb	Y	Th	Cr
G-17	52.20	17.21	10.46	2.87	6.89	3.83	1.10	0.14	0.21	1.57	1.78	98.26	58	230	110	87	22	23	6	304
G-21	60.94	16.48	7.09	1.21	5.23	4.07	1.31	0.09	0.17	1.04	0.55	98.38	63	449	345	181	23	24	11	27
G-38	55.93	6.63	7.95	2.66	6.03	3.82	1.48	0.10	0.15	1.09	2.26	98.10	62	326	337	161	21	19	7	97
G-41	56.08	17.61	8.80	1.88	5.82	4.24	1.20	0.09	0.19	1.24	1.43	98.58	34	304	371	171	22	22	8	23
G-55	52.66	17.46	9.40	3.50	7.28	4.31	1.13	0.12	0.24	1.48	0.44	98.02	64	258	345	161	21	23	7	11
G-61	65.63	17.73	3.13	1.02	2.21	3.70	2.61	0.008	0.23	0.73	2.19	99.18	74	482	281	318	32	34	14	5
G-64	64.78	16.21	6.39	1.13	4.58	4.09	1.64	0.08	0.15	0.85	0.15	100.04	39	437	329	131	22	27	11	25
G-67	51.29	16.29	10.62	3.08	7.41	3.62	1.05	0.13	0.20	1.52	2.81	98.02	60	284	371	182	22	24	3	94
G-71	56.27	16.80	9.79	2.21	6.52	4.19	0.99	0.11	0.18	1.25	0.41	98.22	36	328	354	148	21	21	150	89
G-75	57.27	16.25	8.38	1.28	4.90	4.89	1.72	0.09	0.37	1.34	1.35	98.34	46	341	407	261	30	30	150	150
G-78	53.20	16.07	11.68	1.70	6.88	3.48	0.83	0.15	0.30	1.96	1.78	98.03	44	334	380	168	21	25	4	12
M-15	52.83	16.87	9.85	1.59	7.24	4.17	1.10	0.14	0.25	1.61	1.40	98.05	36	291	357	189	23	23	5	55
M-19	52.72	16.78	11.87	1.28	6.66	3.51	0.85	0.12	0.25	2.16	1.96	98.16	25	294	389	174	22	25	5	24
M-25	59.44	16.88	7.31	2.02	5.36	4.02	1.56	0.09	0.20	1.08	0.82	98.76	64	358	370	185	24	24	3	175
A-3	60.51	16.68	7.43	1.27	5.53	4.07	1.49	0.07	0.20	1.14	0.57	98.96	61	393	316	176	22	25	6	10
B-1	54.35	16.85	9.03	2.98	6.24	4.18	0.92	0.10	0.24	1.33	2.55	98.77	48	310	409	158	21	19	4	26
176	63.76	16.57	6.50	1.10	5.02	3.99	1.57	0.07	0.19	0.95	0.75	100.27	61	445	339	188	23	24	7	26
179	57.89	16.91	8.50	1.89	6.04	4.28	1.31	0.10	0.20	1.20	0.70	98.72	41	400	308	156	22	22	8	55
180	63.55	16.00	5.97	1.00	4.48	3.90	1.64	0.07	0.14	0.84	0.42	98.01	67	445	332	194	23	32	6	24
181	53.12	16.91	9.19	3.37	7.13	4.21	1.13	0.11	0.24	1.31	1.73	98.45	67	295	351	159	21	21	8	16
182	57.78	16.89	9.05	1.56	5.68	4.64	1.25	0.10	0.20	1.45	0.49	99.09	55	311	332	179	21	24	8	10
183	57.18	16.67	9.05	1.52	5.67	4.57	1.25	0.10	0.20	1.44	0.54	98.19	42	309	336	179	22	22	6	13
Arguvan Bazaltı																				
M-1	47.26	16.15	12.05	5.64	8.33	3.94	0.84	0.15	0.25	1.68	2.19	98.47	14	228	383	107	23	12	3	291
M-4	46.39	14.73	13.38	7.65	8.85	2.92	0.71	0.18	0.26	1.86	1.12	98.05	34	229	464	113	33	13	2	332
M-5	46.41	13.59	12.95	9.55	8.15	2.62	0.78	0.16	0.27	1.79	2.43	98.70	37	219	454	117	24	13	3	304
M-7	46.51	14.81	12.40	6.95	9.00	2.58	0.95	0.17	0.27	1.73	2.77	98.04	56	211	593	125	23	14	5	265
G-11	46.37	15.14	12.96	7.89	8.72	1.76	0.79	0.15	0.22	1.30	3.11	98.41	17	206	799	128	22	12	9	316
G-19	45.18	14.95	13.27	8.32	6.28	4.62	0.36	0.15	0.22	1.58	3.28	98.21	36	230	110	81	22	12	6	304
G-51	48.91	16.11	12.36	5.73	8.52	3.49	0.53	0.14	0.15	1.72	1.14	98.80	52	217	193	94	18	17	nd	205
177	48.48	15.92	12.27	6.39	8.85	3.63	0.82	0.16	0.24	1.76	0.70	99.22	29	244	293	104	23	13	4	340
178	45.70	14.06	12.37	8.66	7.82	1.92	0.76	0.15	0.24	1.41	5.20	98.29	22	230	1037	148	23	12	1	301

diyagramında (Şekil 6), Arguvan bazaltı geçiş ve alkali alanda yer alırken, Kuşu volkaniti geçiş ve subalkali alanda konumlanmaktadır. AFM diyagramında (Şekil 7) ise Kuşu volkaniti genellikle toleyitik alanda yer alırken, Arguvan bazaltı toleyitik ve kalkalkali alanda gözlenmektedir. Subalkali kayaçların toleyitik - kalkalkali alt gruplarını belirlemeye yönelik Al₂ - O₃ - normatif plajiyoklaz bileşimi diyagramında (Şekil

8); Kuşu volkaniti kalkalkali alana düşmektedir. Ana oksitlerin SiO₂'ye göre değişimi diyagramında (Şekil 9); tFe₂O₃ ve MgO'in SiO₂ artışı ile azaldığı gözlenmektedir. Bu, olivin ve/veya piroksen kristalizasyonunu belirtebilmektedir. CaO içeriği Arguvan bazaltında olivin kristalleşmesine bağlı olarak SiO₂ artışı ile birlikte artarken, Kuşu volkanitinde piroksen kristalleşmesine bağlı olarak azalmaktadır. Na₂O'in SiO₂'ye göre değişimi



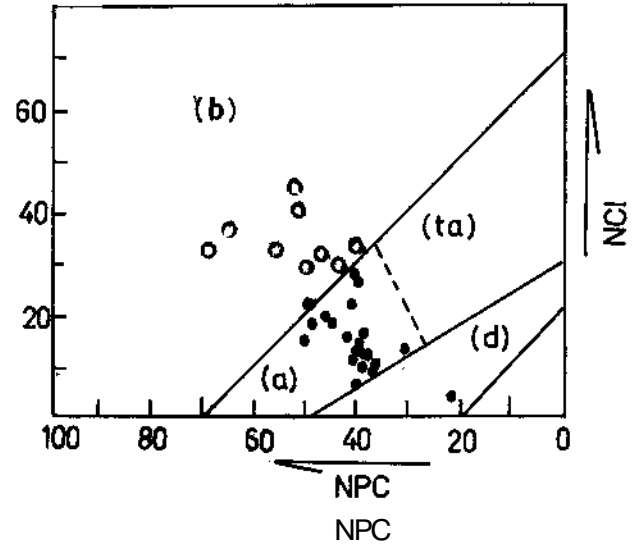
Şekil 4. Kuşu volkaniti (siyah daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin toplam alkali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)-silis (SiO_2) isimlendirme diyagramındaki konumları (Le Bas ve diğ., 1986). 1- pikrobazalt, 2- bazalt, 3- bazaltik - andezit, 4- andezit, 5- dasit, 6- riyolit, 7- trakibazalt, 8- bazaltik trakiandezit, 9- trakiandezit, 10- trakit / trakidasit, 11- tefrit / basanit, 12- fonotefrit, 13- tefrifonolit, 14- fonolit, 15- foidit.

Figure 4. The positions of the rock samples of the Kuşu volcanics (black circles) and Arguvan basalt (open circles) in the total alkali - silica ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$) diagram (Le Bas et al., 1986). 1- picrobasalt, 2- basalt, 3- basaltic - andesite, 4- andesite, 5- dacite, 6- rhyolite, 7- trachybasalt, 8- basaltic - trachyandesite, 9- trachyandesite, 10- trachyite / trachydacite, 11- tephrite / basanite, 12- phonotephrite, 13- tephriphonolite, 14- phonolite, 15- foidite.

mine bakıldığında; Arguvan bazaltında artan SiO_2 ile birlikte hızlı bir şekilde artmaktadır. Bu, Ca'ea zengin plajiyoklaz kristalleşmesine bağlanabilmektedir. Kuşu volkanitinde ise, Na_2O artışı çok az olmakta veya sabit kalmaktadır. K_2O değişimi ise; Arguvan bazaltında yaklaşık sabit değerde iken, Kuşu volkanitinde SiO_2 artışı ile birlikte artmaktadır.

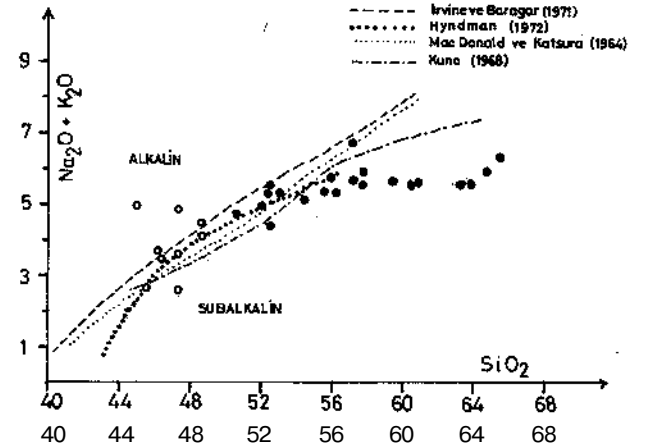
Eser element jeokimyası

Arguvan bazaltı ve Kuşu volkanitinin eser element içerikleri MORB'a ve kondrite göre normalize diyagramlara aktarılmıştır (Şekil 10a-b). Şekil 10a'da, Arguvan bazaltı ve Kuşu volkaniti, K, Rb, B, Th ve Nb açısından MORB'a göre önemli zenginleşmeler göstermektedir. Sr, P ve Zr değerleri MORB'a yakın değerler alırken Ti, Y ve Cr içerikleri açısından tüketilmiş oldukları izlenmektedir. Kondrite göre normalize diyagramda (Şekil 10b) ise, Kuşu volkanitinin Ba, Rb,



Şekil 5. Kuşu volkaniti (siyah daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin normatif renk indisi (NCI) - normatif plajiyoklaz bileşimi diyagramındaki konumları (Irvine ve Baragar, 1971). (b: bazalt, a: andezit, ta: toleyitik andezit, d: dasit).

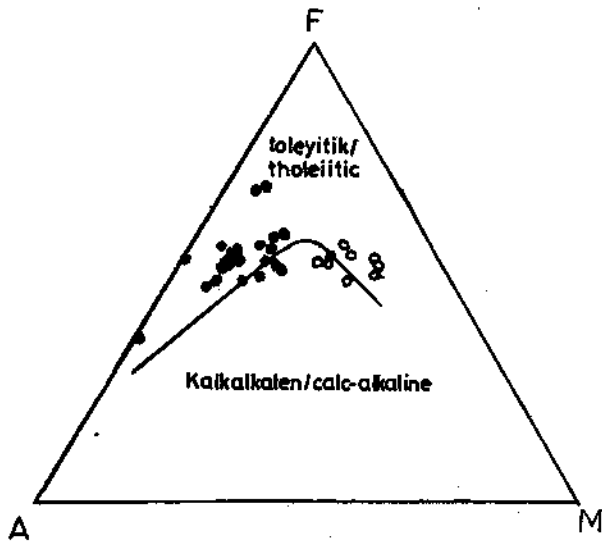
Figure 5. The positions of the rock samples of the Kuşu volcanics (black circle) and Arguvan basalt (open circles) in the normative color index (NCI) - normative plagioclase composition (NPC) diagram (Irvine and Baragar, 1971) (b: basalt, a: andesite, ta: tholeiitic andesite, d: dacite).



Şekil 6. Kuşu volkaniti (siyah daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin toplam alkali - silis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$) diyagramındaki konumları (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 6. The positions of the rock samples of the Kuşu volcanics (black circles) and Arguvan basalt (open circles) in the total alkali - silica ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$) diagram (Irvine and Baragar, 1971).

Th, K, Nb, P, Zr ve Y açısından Arguvan bazaltından daha fazla zenginleştikleri, yalnızca Ti açısından daha az zenginleştikleri görülmektedir. Multi - element di-

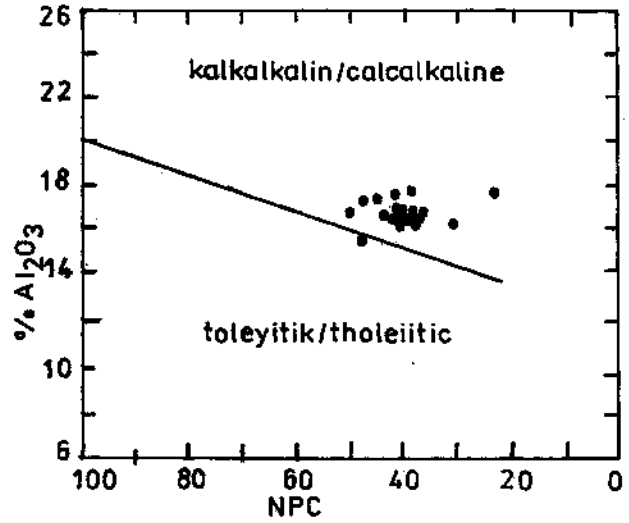


Şekil 7. Kuşu volkaniti (siyah daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin AFM diyagramındaki konumları. 1- toleyitik (üst) ve kalkalkalen (alt) kay açlar arasındaki sınır (Irvine ve Baragar, 1971).

Figure 7. The positions of the rock samples of the Kuşu volcanics (black circles) and Arguvan basalt (open circles) in the AFM diagram. 1- dividing line for the tholeiitic (overside) and calc - alkaline (underside) rocks (Irvine and Baragar, 1971).

yagramlarında gözlenen bu farklılıklar, eser elementlerin SiO_2^f ye göre değişimini gösteren log - normal diyagramlarda da (Şekil 11 a-h) görülmektedir. Kuşu volkanitinin Rb, Ba, Th, Zr ve Y içerikleri SiO_2 artışıyla belirgin bir şekilde artmaktadır. Arguvan bazaltında ise Rb ve Th dağınık değerler gösterirken, Y ve Ba içerikleri sabit kalmakta, Zr içeriğinde ise azalma gözlenmektedir. Sr içerikleri, Arguvan bazaltında artan SiO_2 ile azalırken, Kuşu volkanitinde belirgin bir değişim görülmemektedir (Şekil 11e). Nb içerikleri Arguvan Bazaltında değişmemekte, Kuşu volkanitinde ise belirgin olmayan bir artış gözlenmektedir. Cr içerikleri, Arguvan bazaltında yaklaşık 250 ppm üzerinde değerler alırken, Kuşu volkanitinde genellikle 100 ppm in altında dağınık değerler sunmaktadır.

K/Rb - Rb değişim diyagramında (Şekil 12), Arguvan bazaltında K/Rb oranı Rb artışı ile düzenli bir şekilde azalırken, Kuşu volkanitinde dağınık değerler göstermektedir. Y - Rb değişim diyagramında (Şekil 13) ise Kuşu volkanitinde Y'un Rb artışıyla birlikte artarak konveks bir yönelim oluştururken, Arguvan bazaltında doğrusal bir yönelim gözlenmektedir. Toplam alkali - silis (TAS) diyagramında Üst Miyosen yaşlı Kuşu volkaniti çoğunlukla subalkalin, bir kısmı ise alkalin - subalkalin geçişinde gözlenmektedir. Arguvan bazaltı ise daha çok alkalin - subalkalin geçiş bölgesin-



Şekil 8. Kuşu volkaniti (siyah daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin Al_2O_3 - normatif plajiyoklaz bileşimi diyagramındaki konumları. 1- kalkalkalen (üst) ve toleyitik (alt) kayaçlar arasındaki sınır (Irvine ve Baragar, 1971).

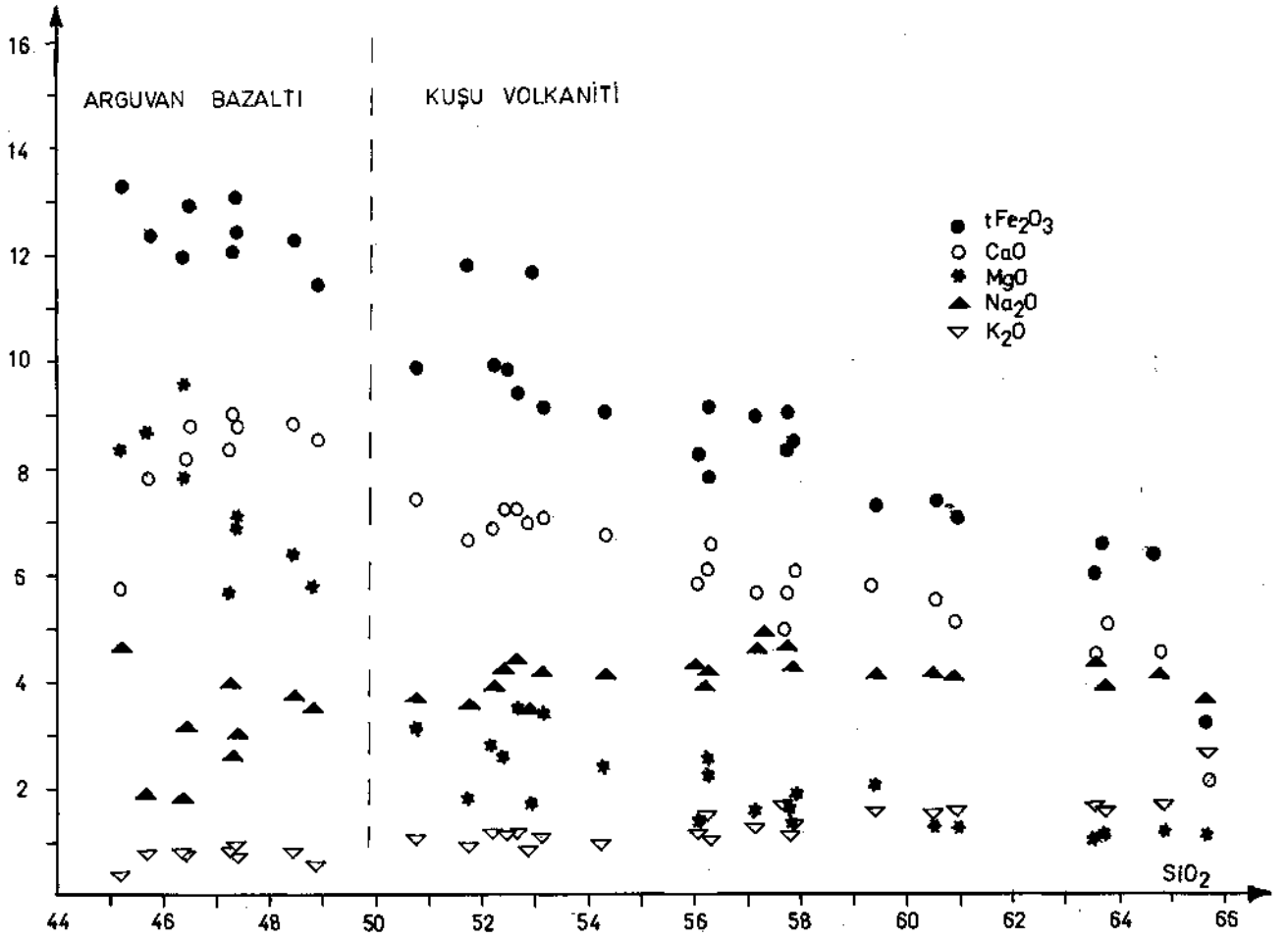
Figure 8. The positions of the rock samples of the Kuşu volcanics (black circles) and Arguvan basalt (open circles) in the Al_2O_3 - normative plagioclase composition diagram. 1- dividing line for calc - alkaline (overside) and tholeiitic (underside) rocks (Irvine and Baragar, 1971).

de, bazı örnekler ise alkalin alanda yer almaktadır. Mineralojik çalışmalarda olivinın iddingsitleşmesinden dolayı sisteme ilave edilebileceği düşünülen K_2O nedeniyle bu örneklerin diyagramın alkalin bölümüne doğru kaymış olup olmadığını kontrol etmek için, ayrı örnekler Winchester ve Floyd (1977) tarafından önerilen ve immobil elementlere dayalı diyagramlar üzerinde de aktarılmıştır. Winchester ve Floyd (1977) tarafından önerilen ve volkanik kayalarda alkalinite indeksi olarak kullanılabilen Nb/Y oranlarının SiO_2 ve Zr/ TiO_2 'ye göre değişimi diyagramlarında (Şekil 14 ve Şekil 15); Kuşu volkaniti geçiş karakterli volkaniklere benzerlik gösterirken, Arguvan bazaltı alkalin gidişe yakın bir şekilde konumlanmaktadır.

Volkanitlerin jeotektonik konumlarını belirlemeye yönelik Ti - Zr ayırtman diyagramında (Şekil 16); Arguvan Bazaltı plaka içi ve MORB alanında yer almaktadır.

KUŞU VOLKANİTİ VE ARGUVAN BAZALTININ PETROJENEZİ

Ana ve eser element jeokimyası verileri ile volkaniklerin jeolojik konumları birlikte değerlendirilerek Kuşu volkaniti ve Arguvan bazaltının petrojenez mekanizmalarına yaklaşımda bulunulacaktır.



Şekil 9. Kuşu volkaniti ve Arguvan bazaltı kayaç örneklerinin ana oksit - SiO₂ değişim diyagramı.

Figure 9. The major oxide - SiO₂ variation diagram for the Kuşu volcanites and Arguvan basalt.

Ana element verilerine göre geçiş ve subalkalen (Şekil 6) alanda yer alan Kuşu volkaniti Al₂O₃ - NPC diyagramında (Şekil 8) kalkalkalen alanda yer almaktadır. Arguvan bazaltı ile geçiş ve alkalin alana düşmektedir (Şekil 6). İz element verilerine dayalı diyagramlarda (Şekil 14 ve Şekil 15) ise Kuşu volkaniti geçiş karakterli volkanitlere benzerlik gösterirken, Arguvan bazaltı alkalin gidişe yakın konumda gözlenmektedir.

Büyük iyon yarıçaplı elementlerde (Rb, Ba, K, Sr, Th) gözlenen zenginleşme (Şekil 10), yitim bileşeni tarafından zenginleştirilmiş manto kökenini (Pearce ve diğ., 1990) veya kabuksal bulaşmayı (Gill, 1981; Pearce ve diğ., 1990) belirtmektedir. Nb ve Zr zenginleşmesi ise (Şekil 10), küçük hacimli astenosferik eriyikle zenginleşme gösteren manto kökeni ve önemsiz yitim bileşeni veya kabuksal bulaşma olarak (Pearce ve diğ., 1990) yorumlanmaktadır. Ayrıca, Ba, Th ve Nb'da gözlenen zenginleşmenin (Şekil 10), geçiş ve subalkalen kayaçlarda manto heterojenitesinden kaynaklanabileceği belirtilmektedir (Wood ve diğ., 1979; Tarney ve diğ.,

1979; White ve Schilling, 1978; Pearce, 1982). K/Rb - Rb değişim diyagramında (Şekil 12), Arguvan bazaltında gözlenen düzenli değişim, fraksiyonel kristalleşmeyi (Jakes ve White, 1972) tanımlarken, Kuşu volkanitinde gözlenen dağınık değerler kabuksal bulaşmayı (Jakes ve White, 1972) belirtmektedir. Ayrıca, Y - Rb değişim diyagramında (Şekil 13), Kuşu Volkanitinde gözlenen konveks yönelim, kabuksal bulaşma - fraksiyonel kristalleşme süreçlerinin birlikte etkin olduğunu (Gül, 1981; Pearce ve diğ., 1990) ileri sürerken, Arguvan bazaltında gözlenen doğrusal yönelim fraksiyonel kristalleşme sürecini (Pearce ve diğ., 1990) tanımlamaktadır.

Ti - Zr jeotektonik ayırtım diyagramında (Şekil 6), Arguvan bazaltı, plaka içi alanda yer almaktadır. Volkanitlerin yöredeki jeolojik konumu düşünüldüğünde, bu durum, çarpışma sonrası magmatizma ile açıklanabilmektedir. Çarpışma sonrası magmatizma tek bir manto veya kabuk kökeniyle açıklanamamakta; çarpışmayı iz-

leyen evrede termal serbestleşmeye bağlı olarak alt kabuğun ergimesinden ve çarpışma sonrası yükselme ve erozyonla ilişkili adyabatik dekompresyona bağlı olarak üst mantonun ergimesinden (plaka içi veya yay bileşimi) kaynaklanabilmektedir (Pearce ve diğ., 1984).

Doğu Anadolu bölgesinde yapılan çalışmalarda, Üst Miyosen - Alt Pliyosen'de gözlenen kalkalkalen karakterli volkaniklerin orojenik kalkalkalen karakterde oldu-

ğu, Pliyo - Kuvaterner yaşlı olan alkalen karakterli volkaniklerin ise plaka ortası bazalt karakterinde olduğu belirtilmektedir (Buket, 1989).

Bütün bu verilerin ışığında; Kuşu volkanitinin manto kökenli eriyiğin kalınlaşmış kıtasal kabuktan geçerken kabuksal bulaşmaya uğrayarak yüzeye çıktığı; Arguvan Bazaltının ise manto kökenli eriyiklerin, üst mantoya kadar inen kırıklardan kabuksal bulaşmaya az veya hiç uğramadan yüzüye çıktıkları söylenebilmektedir.

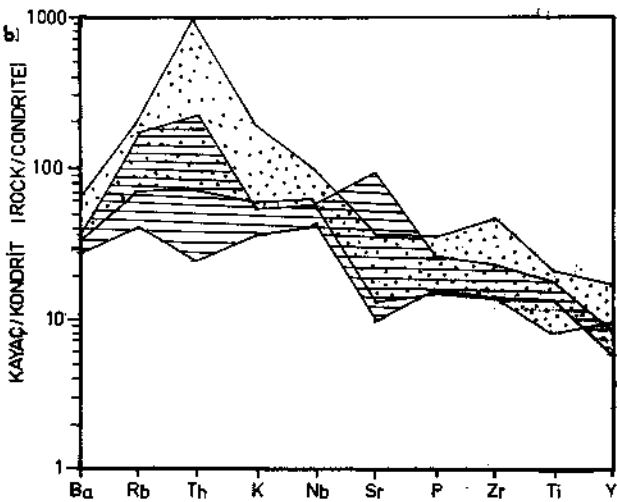
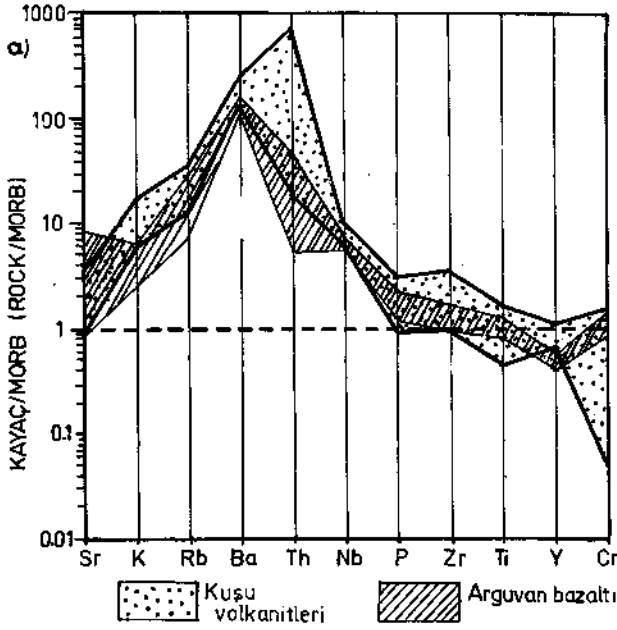
SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Sivas - Malatya arasında yer alan Yamadağ'ın güney kesiminde (Arguvan yöresinde) Üst Miyosen yaşlı Kuşu volkaniti ve Pliyosen yaşlı Arguvan bazaltının mineralojik - petrografik özellikleri belirlenerek jeokimyasal özellikleri karşılaştırmalı olarak incelenmiştir.

Ana element verilerinden; Kuşu volkanitinin geçiş ve subalkalen karakterde, Arguvan bazaltının ise alkalen karakterde olduğu saptanmıştır. Bu özellikler eser element verileriyle de uyum içerisindedir.

K/Rb ve Y - Rb değişim diyagramları Kuşu volkanitinin evriminde fraksiyonel kristalleşme - asimilasyon süreçlerinin; Arguvan bazaltında ise fraksiyonel kristalleşme sürecinin etkin olduğunu belirtmektedir.

Ti - Zr ayırtman diyagramında Arguvan bazaltı plaka içi lavlar arasında yer almaktadır. Bütün bu veriler, volkanik kayaların bölgesel jeolojik konumları ile birlikte değerlendirildiğinde Kuşu volkaniti ve Arguvan bazaltının çarpışma sonrası volkanik ürünleri olduğu; Üst Miyosen yaşlı Kuşu volkanitinin manto kökenli eriyiğin kalınlaşmış kıtasal kabuktan geçerken kabuksal bulaşmaya uğramasıyla yüzeye çıktığı; Arguvan bazaltının ise manto kökenli eriyiğin üst mantoya kadar inen kırıklardan kabuksal bulaşmaya az veya hiç uğramadan yüzeye çıktığı söylenebilmektedir.

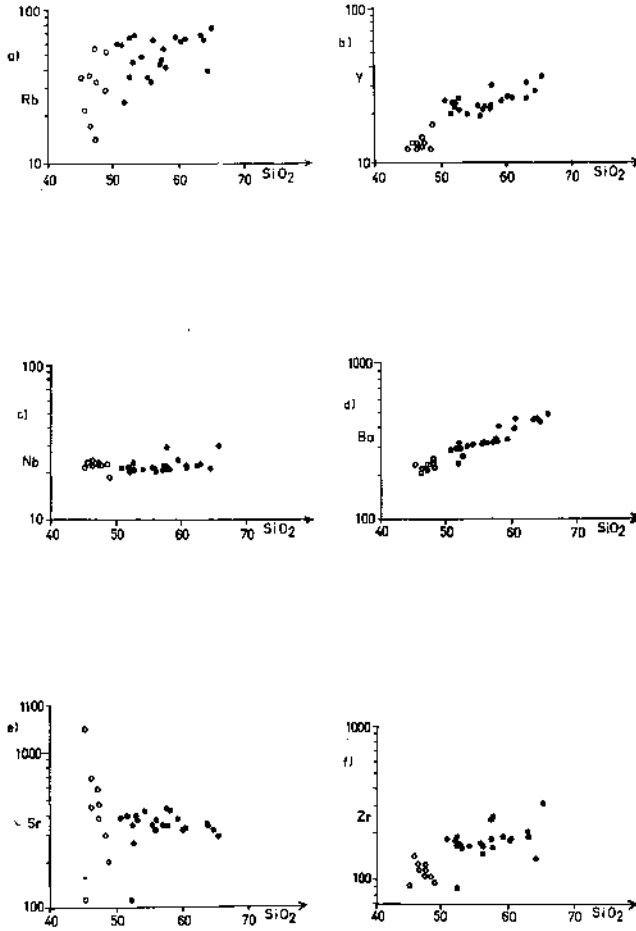


Şekil 10. a: Kuşu volkaniti (noktalı alan) ve Arguvan bazaltı (taralı alan) kayaç örneklerinin kayaç / MORB diyagramı (Normalizing değerler Pearce (1982)'de alınmıştır).

b: Kuşu volkanitleri (noktalı alan) ve Arguvan bazaltı (taralı alan) kayaç örneklerinin kayaç / kondrit diyagramı (Normalizing değerler Wilson (1989)'dan alınmıştır).

Figure 10.a: The rock / MORB diagram for the Kuşu volcanics (dotted area) and Arguvan basalt (shaded area) (Normalizing values from Pearce (1982)).

b: The rock / condrite diagram for the Kuşu volcanics (dotted area) and Arguvan basalt (shaded area) (Normalizing values from Wilson (1989)).



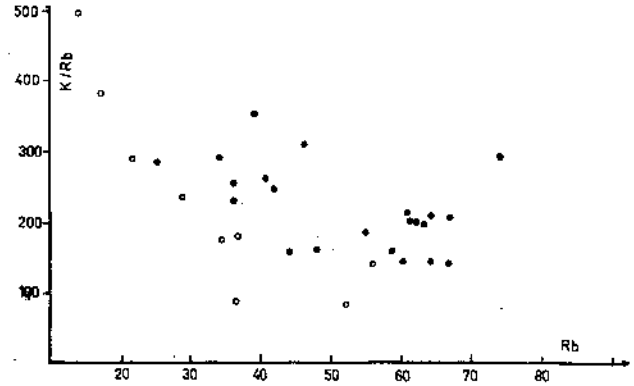
Şekil 11. Kuşu volkaniti (siyah daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin iz element - SiO_2 log - normal değişim diyagramları.

Figure 11. Log - normal plots of trace elements against SiO_2 of the rock samples of the Kuşu volcanics (black circles) and Arguvan basalt (open circles).

Bölgede yapılacak olan çalışmalarda ana ve iz element verilerinin yanısıra volkanitlerde radyojenik ve/veya duraylı izotop çalışmalarının yapılması önerilmektedir.

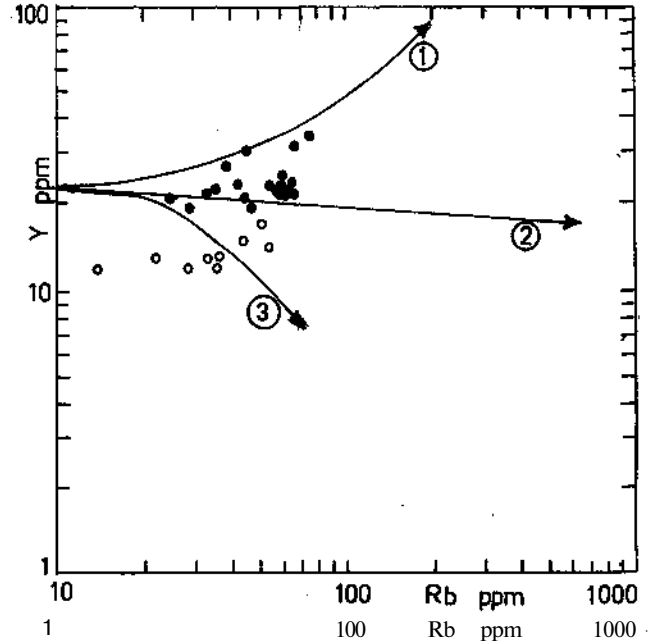
KATKI BELİRTME

Bu çalışma kısmen C.Ü. Araştırma Fonunca desteklenmiştir. Desteklerinden dolayı C.Ü. Araştırma Fonu'na teşekkür ederim. Ayrıca, makalenin hazırlanması sırasında tartışma ve önerileriyle katkıda bulunan Sayın Prof. Dr. Selim İNAN (C.Ü.) ve Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ (C.Ü.)'ye teşekkür ederiz.



Şekil 12. Kuşu volkaniti (siyah daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin $K/Rb - Rb$ değişim diyagramı.

Figure 12. $K/Rb - Rb$ variation diagram for the rock samples of the Kuşu volcanics (black circles) and Arguvan basalt (open circles).



Şekil 13. Kuşu volkaniti (siyah daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin $Y - Rb$ değişim diyagramı. 1- Nemrut - Muş - Tendürek yönelimi, 2- Ağrı (yüksek Y) yönelimi, 3- Ağrı Düşük Y yönelimi (Yönelimler Pearce ve dig. (1990)'dan alınmıştır.).

Figure 13. $Y - Rb$ variation diagram for the rock samples of the Kuşu volcanics (black circles) and Arguvan basalt (open circles). 1- Nemrut - Muş - Tendürek trend, 2- Ağrı (high Y) trend, 3- Ağrı (low Y) trend (Trends from Pearce et. al., 1990).

DEĞİNİLEN BELGELER

Alpaslan, M., 1987, Arguvan (Malatya) kuzeybatısında yer alan volkanitlerin mineralojik - petrografik incelen-

mesi, C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Yüksek Lisans Tezi, 57 s. (yayımlanmamış).

Buket, E., 1989, Petrography and major element geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics from Varto region, Eastern Turkey, METU Journal of Pure and Applied Science, 22, 3, 69 - 89.

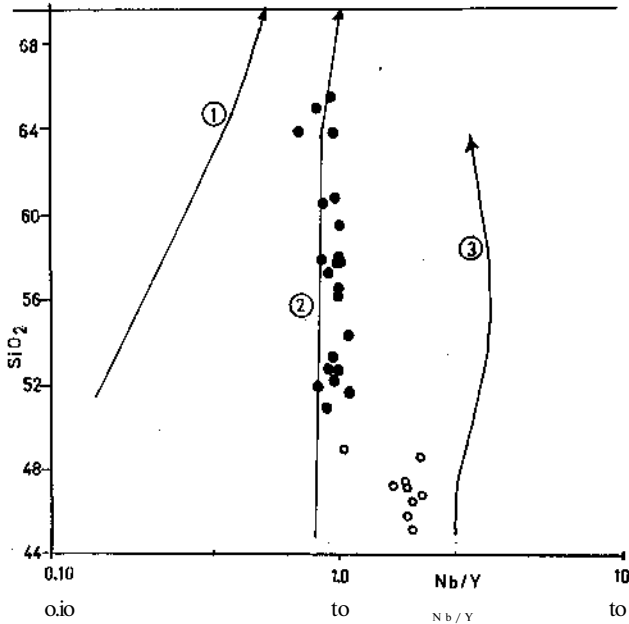
Gill, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics, Springer, Berlin, 300 pp.

Hyndman, D.W., 1972, Petrology of igneous and metamorphic rocks, McGraw Hill, New York, 530 pp.

Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radication di Brozolo F. and Villary, L., 1976, Evolution of volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey), J., Volcanol. Geotherm. Res., 1, 103 -112.

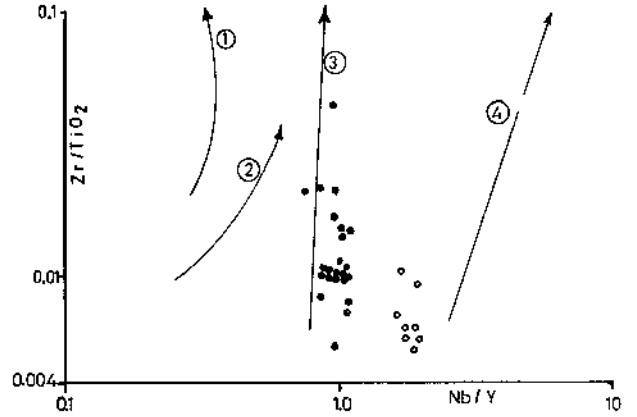
Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci., 8, 523 - 548.

Jakes, P. and White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas, Geol. Soc. Am. Bull., 83, 29 - 40.



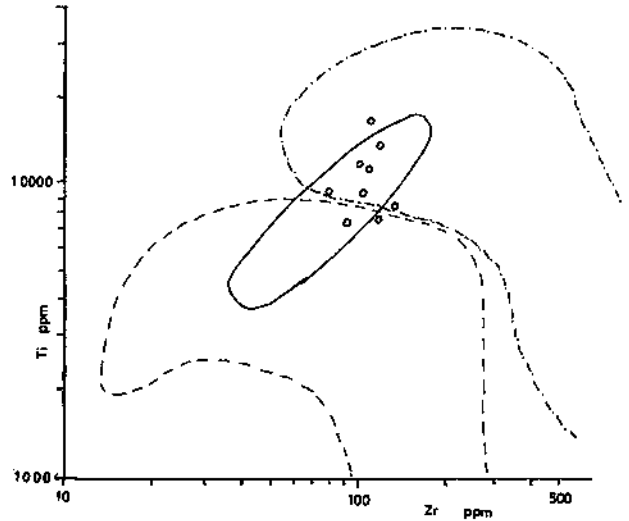
Şekil 14. Kuşu volkaniti (siyah daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin SiO_2 - Nb/Y diyagramındaki konumları. 1- Ağrı yönelimi, 2- Easter Island yönelimi, 3- Dunedin volkanı yönelimi (yönelimler Winchester ve Floyd (1977)'de alınmıştır).

Figure 14. The positions of the rock samples of the Kuşu volcanics (black circles) and Arguvan basalt (open circles) in the SiO_2 - Nb/Y diagram. 1- Ağrı trend, 2- Easter Island trend, 3- Dunedin Volcano trend (Trends from Winchester and Floyd (1977)).



Şekil 15. Kuşu volkaniti (siyah daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) ve Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin Zr/TiO_2 - Nb/Y diyagramındaki konumları 1- Ağrı (yüksek Y) yönelimi, 2- Ağrı (düşük Y) yönelimi, 3- Easter Island yönelimi, 4- Dunedin volkanı yönelimi (yönelimler Winchester ve Floyd (1977)'den alınmıştır).

Figure 15. The positions of the rock samples of the Kuşu volcanics (black circles) and Arguvan basalt (open circles) in the Zr/TiO_2 - Nb/Y diagram. 1- Ağrı (high Y) trend, 2- Ağrı (low Y) trend, 3- Easter Island trend, 4- Dunedin Volcano trend (Trends from Winchester and Floyd (1977)).



Şekil 16. Arguvan bazaltı (boş daire) kayaç örneklerinin Ti - Zr jeotektonik konum diyagramındaki (Pearce, 1982) konumları. (A: plaka içi, B: MORB, C: volkanik yay).

Figure 16. The positions of the rock samples of Arguvan basalt (open circles) in the Ti - Zr geotectonic environment diagram (Pearce, 1982). (A: within plate, B: MORB, C: volcanic arc).

- Keskin, M. and Pearce, J.A., 1994, Trace element systematics of collision - related volcanism of the Erzurum - Kars plateau, NE - Turkey, IAVGEI, Int. Vole. Vong., Abs., P. 5.
- Kuno, H., 1968, Differentiation of the basaltic magma. In: Hess, H.H. and Poldervaart, A. (eds), Basalts 2, Interscience publ., New York, 623 - 688.
- Lambert, R.S.J., Holland, J.G. and Owen, P.F., 1974, Chemical petrology of a suite of calcalkaline lavas from Mt. Ararat, Turkey, J. Geol., 82, 419 - 438.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram. J. Petrol., 27, 745 - 750.
- MacDonald, G.A. and Katsure, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian Lavas, J. Petrol., 5, 82 - 133.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of laval from destructive plate margins, In: R.S. Thorpe (ed): Andesites: Orogenic andesites and related rocks, Wiley, New York, 525 - 548.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, J. Petrol., 25, 956 - 983.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güney, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J.G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, In: P.LeFort, J.A. Pearce and A. Pecher (eds); Collision Magmatism, J. Volcanol. Geotherm. Res., 44, 184 - 229.
- Pecerillo, A. and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc - alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey, Contrib. Mineral Petrol., 58, 63-91.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1984, Doğu Anadolu'nun neo - tektoniği ve ilgili magmatizması, Ketin Sempozyumu, T.J.K. yay., s. 149 - 163.
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979, Post - collisional tectonics of the Turkish - Iranian plateau and a comparison with Tibet, Tectonophysics, 53, 361 - 376.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tarney, J., Wood, D.A., Saunders, A.D., Cann, J.R. and Varet, J., 1979, Nature of mantle heterogeneity in the North Atlantic: evidence from deep - sea drilling, Phil. Trans. R. Soc., A 297, 179 - 202.
- White, W.M. and Schilling, J.G., 1978, Nature and origin of geochemical variation in Mid - Atlantic Ridge basalts from Central - North Atlantic, Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 1501 - 1516.
- Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis: a global tectonic approach, Unwin, Hyman, London, 446 p.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chem. Geol., 20, 325 - 343.
- Wood, D.A., 1979, A variably veined cuboceanic upper mantle - genetic significance for Mid - Oceanic Ridge Basalts from geochemical evidence, Geology, 7, 499 - 503.
- Yalçın, H., Gündoğdu, N., Gourgau, A., Vidal, P. and Uçurum, A., 1994, Preliminary geochemical results from Yamadağı volcanism, Malatya, Eastern Turkey, IAVCEI, Int. Vole. Cong., Ankara, abs., p. 9.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. and Güner, Y., 1987, Initiation of the neomagmatism in East Anatolia, Tectonophysics, 134, 177 - 199.
- Yılmaz, Y., 1993, New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen., Geol. Soc. Am. Bull., 105, 251 - 271.
- Yoldaş, R., 1972, Malatya kuzeyinin jeolojisi ve petrol olanakları, MTA derleme raporu.

Makalenin geliş tarihi: 25.4.1995

Makalenin yayına kabul tarihi: 31.5.1996

Received April 25, 1995

Accepted May 31, 1996

Haliç (İstanbul) Holosen dip çökellerinin bentik foraminifer faunası

Benthic foraminifer fauna of Holocene sediments in Golden Horn (İstanbul)

Ahmed Cüneyd ŞAMLI İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar - İstanbul

Öz

Bu çalışmada, Haliç'te Yeni Galata Köprüsü inşaatı nedeni ile Eminönü ve Karaköy arasında yapılan iki adet deniz sondajından sağlanan 36 adet tortul örneği incelenmiş, bunun sonucunda, 31 familyaya ait 55 cins ile 88 tür ayırtlanmış ve adlandırılmıştır. Belirlenen egemen (dominant) cins ve türlere göre, her düzey için ortamsal yorumlamalara gidilmiş ve bölgenin Holosen'deki jeolojik evriminin açıklanmasına çalışılmıştır.

İncelemede, Haliç çökelleri, ortamsal açıdan ve tabandan tavana doğru akarsu, deniz, acı su ve deniz olmak üzere dört seviyeye ayrılmıştır. Bunların yaşları, bulunan mollusk kavkılarının ESR (Electron Spin Resonance) yöntemi ile tarihlendirilmesi sonucunda belirlenebilmiştir.

Elde edilen tüm bulgularla, yaklaşık 8.000 yıl önce akarsu durumunda olan Haliç'in tahminen 7.400 yıl önce Akdeniz sularının etkisine girdiği, bundan 1.400 yıl sonra ortamsal koşulların değişimi sebebi ile acı su ortamına ve en sonunda da (ortalama 5.700 yıl önce) bugünkü durumuna eriştiğini göstermektedir.

Anahtar Sözcükler: Haliç, Bentik foraminiferler, Akdeniz, Holosen.

Abstract

Thirty - six sediment samples were gathered from two off - shore drills in the Golden Horn between Eminönü and Karaköy owing to the construction of a bridge 55 genera and 88 species belonging to 31 families were discriminated and named. Each sediment sample was environmentally interpreted according to dominant species, and the geological evolution of the area is explained during Holocene.

Sediments of the Golden Horn, were divided into four main levels, according to environmental conditions, as of fluvial, marine, brackish water and again marine. The ages of these levels were found by dating of mollusc shells using the ESR (Electron Spin Resonance) technique.

Evidence suggests the Golden Horn was a river 8.000 years ago, then it was invaded by the Mediterranean water about 7.400 years ago. About 1.400 years later it become brackish due to regional regression. About 5.700 years ago, it gained the present condition.

Key Words: Golden Horn, Benthic foraminifer a, Mediterranean Sea, Holocene.

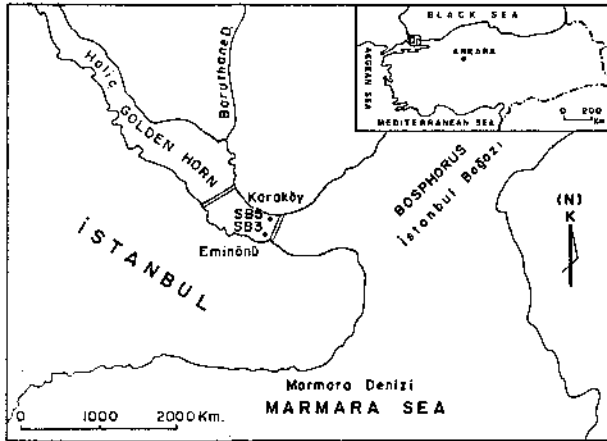
GİRİŞ

Açık denizle bağlantılı sakin bir barınak oluşturmaları nedeniyle, tarih boyunca insanlık açısından önemli bir yerleşim yeri haline gelen Haliçler, karmaşık su ve coğrafik yapılarından dolayı bilimsel açıdan da çekici bölgelerdir. En basit şekilde; açık deniz ile serbest bağlantısı olan yan kapalı denizel alanların, karasal alanlardan beslenen akarsular tarafından tuzluluk açısından seyreltilmesi sonucu oluşan fiziksel, kimyasal ve biyolojik özellikleriyle karmaşık bir yapı sunan su kütleleri olarak tanımlanırlar.

Haliçler; gelgit etkisindeki nehir ağızlarında oluşanlar ve Holosen'deki deniz yükselimi sonucu su altında kalan akarsu yataklarında ve buzul vadilerinde gelişenler olmak üzere iki grupta incelenmektedir (Hakyemez ve diğ., 1980).

Haliçlerde etkin gel-git hareketlerinin olmadığı durumlarda tatlı su, daha yoğun olan tuzlu suyun üzerinde bir örtü şeklinde kalmaktadır. Ayrıca, aşağıda kamalanan tuzlu su ile tatlı su arasında bir karışım tabakası da oluşmaktadır. Bu durum, havzada özel bir çökeltim ve biyolojik gelişime neden olmuştur. Bu nedenle, haliçlerdeki ortamsal koşulların saptanmasında bentik faunaların incelenmesi büyük katkı sağlamaktadır. Sunulan çalışmada, İstanbul haliçi güncel çökellerindeki bentik foraminifer faunasının incelenmesi yolu ile bölgenin Holosen'deki jeolojik evriminin açıklanmasına çalışılmıştır.

Haliç'te Yeni Galata Köprüsü inşaatı nedeni ile Eminönü ve Karaköy arasında yapılan iki adet deniz sondajından sağlanan 36 adet tortul örneği (Şekil 1), tartılı olarak (50 gr) %10 oranında seyreltilmiş HO kulla-



Şekil 1. Sondaj yerleri buldum haritası.
Figure 1. Location map of drillings.

nılarak 0.063 mm'lik elekte yıkanmış ve binoküler mikroskop altında incelenmiştir.

Yapılan araştırma sonucu; çakıl, kum, çamur ve kil düzeylerinden oluşan tortul istifte (Derman, 1990; Meriç ve diğ., 1988) yapılan mikropaleontolojik inceleme sonucunda, 31 familyaya ait 55 cins ile 88 tür ayrılanmıştır ve adlandırılmıştır.

SİSTEMATİK PALEONTOLOJİ

FİLUM: PROTOZOA

SINIF: RHIZOPODA

ALT SINIF: FORAMINIFERA

Ordo: Foraminiferida Eichwald, 1830

Üst familya: Rzehakinacea Cushman, 1933

Familya: Rzehakinidae Cushman, 1933

Cins: *Miliammina* Heron - Allen ve Earland, 1930

Tür: *Miliammina fusea* (Brady)

Alt ordo: Textuariina Delage ve Hérourard, 1896

Üst familya: Spiroplectamminacea Cushman, 1927

Familya: Spiroplectamminidae Cushman, 1927

Alt familya: Spiroplectammininae Cushman, 1927

Cins: *Spiroplectinella* Âişelman, 1972

Tür: *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny): L. 1, Ş. 1.

Üst familya: Textulariaceae Ehrenberg, 1838

Familya: Textulariidae Ehrenberg, 1838

Alt familya: Textulariinae Ehrenberg, 1838

Cins: *Textularia* DeFrance, 1824

Tür: *Textularia bocki* Höglund: L. 1, Ş. 3.

Tür: *Textularia, conica* d'Orbigny: L. 1, Ş. 2.

Tür: *Textularia truncata* Höglund

Tür: *Textularia* spp.

Alt familya: Siphotextulariinae Loeblich ve Tappan, 1985

Cins: *Siphotextularia* Finlay, 1939

Tür: *Siphotextularia concava* (Karrer)

Alt ordo: Spirillinina Hohenegger ve Piller, 1975

Familya: Spirillinidae Reuss ve Fritsch, 1861

Cins: *Spirillina* Ehrenberg, 1843

Tür: *Spirillina vivipara* Ehrenberg: L. 1, Ş. 4.

Familya: Patellinidae Rhumbler, 1906

Alt familya: Patellininae Rhumbler, 1906

Cins: *Patellina* Williamson, 1858

Tür: *Patellina corrugata* Williamson

Alt ordo: Miliolina Delage ve Hérourard, 1896

Üst familya: Miliolacea Ehrenberg, 1839

Familya: Spiroloculinidae Wiesner, 1920

Cins: *Adelosina* d'Orbigny, 1826

Tür: *Adelosina duthiersi* Schlumberger

Tür: *Adelosina elegans* (Williamson)

Tür: *Adelosina mediterraneensis* (Le Calvez, J. ve Y.): L. 1, Ş. 5.

Tür: *Adelosina* sp.

Cins: *Spiroloculina* d'Orbigny, 1826

Tür: *Spiroloculina angulosa* Terquem

Tür: *Spiroloculina excavata* d'Orbigny

Tür: *Spiroloculina ornata* d'Orbigny: L. 1, Ş. 6.

Tür: *Spiroloculina* sp.

Familya: Hauerinidae Schwager, 1876

Alt familya: Siphonapertinae Saidova, 1975

Cins: *Siphonaperta* Vella, 1957

Tür: *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny)

Alt familya: Hauerininae Schwager, 1876

Cins: *Cycloforina* Luczkovska, 1972

Tür: *Cycloforina colomi* (Le Calvez, J. ve Y.)

Tür: *Cycloforina contorta* (d'Orbigny)

HALIÇ HOLOSEN BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI

Tür: *Cycloforina juleana* (d'Orbigny)

Tür: *Cycloforina mgosa* (d'Orbigny)

Tür: *Cycloforina* sp.

Cins: *Lachlanella* Vella, 1957

Tür: *Lachlanella undulata* (d'Orbigny)

Cins: *Massilina* Schlumberger, 1893

Tür: *Massilina gualtierina* (d'Orbigny)

Tür: *Massilina secans* (d'Orbigny)

Cins: *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826

Tür: *Quinqueloculina* cf. *annectens* (Schlumberger)

Tür: *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny

Tür: *Quinqueloculina bidentata* d'Orbigny

Tür: *Quinqueloculina* cf. *bidentata* d'Orbigny

Tür: *Quinqueloculina boschiana* d'Orbigny

Tür: *Quinqueloculina cf. jugosa* Cushman

Tür: *Quinqueloculina laevigata* d'Orbigny

Tür: *Quinqueloculina lata* Terquem

Tür: *Quinqueloculina polygona* d'Orbigny

Tür: *Quinqueloculina* cf. *pseudobuchiana* Luczkowska

Tür: *Quinqueloculina seminula* (Linné)

Tür: *Quinqueloculina* cf. *stelligera* Schlumberger

Tür: *Quinqueloculina* cf. *undosa* Karrer: L. 1, Ş. 9.

Tür: *Quinqueloculina ungeriana* d'Orbigny: L. 1, Ş. 7.

Tür: *Quinqueloculina* spp.

Alt familya: Miliolinellinae Vella, 1957

Cins: *Affinetrina* Luczkowska, 1972

Tür: *Affinetrina* sp.: L. 1, Ş. 8.

Cins: *Miliolinella* Wiesner, 1931

Tür: *Miliolinella dilatata* (d'Orbigny)

Tür: *Miliolinella elongata* Kruit

Tür: *Miliolinella labiosa* (d'Orbigny): L. 1, Ş. 10.

Tür: *Miliolinella subrotunda* (Montagu)

Tür: *Miliolinella* cf. *subrotunda* (Montagu)

Cins: *Pyrgo* DeFrance, 1824

Tür: *Pyrgo elongata* (d'Orbigny)

Tür: *Pyrgo* sp.

Cins: *Triloculina* d'Orbigny, 1826

Tür: *Triloculina marioni* Schlumberger

Tür: *Triloculina tricarinata* d'Orbigny

Tür: *Triloculina* cf. *tricarinata* d'Orbigny

Tür: *Triloculina* sp.

Cins: *Welmanellinella* Cherif, 1970

Tür: *Welmanellinella striata* (Sidebottom)

Alt familya: Tubineilinae Rhumbler, 1906

Cins: *Parrina* Cushman, 1931

Tür: *Parrina* aff. *bradyi* Millet

Alt ordo: Lagenina Delage ve Herouard, 1896

Üst familya: Nodosariacea Ehrenberg, 1838

Familya: Nodosariidae Ehrenberg, 1838

Cins: *Laevidentalina* Loeblich ve Tappn, 1986

Tür: *Laevidentalina inflexa* (Reuss)

Familya: Yaginulfinidae Reuss, 1860

Alt familya: Lenticulininae Chapman, Parr ve Collins, 1934

Cins: *Lenticulina* Lamarck, 1804

Tür: *Lenticulina vortex* (Fichtel ve Moll)

Tür: *Lenticulina* sp.

Familya: Lageitidae Reuss, 1862

Cins: *Lagena* Walker ve Jacob, 1798

Tür: *Lagena melo* (d'Orbigny)

Tür: *Lagena* cf. *striata* (d'Orbigny)

Tür: *Lagena* sp.: L. 1, Ş. 11.

Familya: Ellipsolagenidae A. Silvestri, 1923

Alt familya: Oolininae Loeblich ve Tappan, 1961

Cins: *Favulina* Patterson ve Richardson, 1987

Tür: *Favulina hexagona* (Montagu)

Familya: Polymorpfainidae d'Orbigny, 1839

Alt familya: Polymorphininae d'Orbigny, 1839

Cins: *Polymorphina* d'Orbigny, 1826

Tür: *Polymorphina* sp.: L. 1, Ş. 17.

Alt ordo: Globigerinina Delage ve Herouard, 1896

Üst familya: Globorotallacea Cushman, 1927

Familya: Globigerinidae Carpenter, Parker ve Jones, 1862

Alt familia: Globigerininae Carpenter, Parker ve Jones, 1862
 Cins: *Globigerina* d'Orbigny, 1826
 Tür: *Globigerina* sp.
 Alt ordo: **Rotaliina** Delage ve Herouard, 1896
 Üst familia: Bolivinacea Glaessner, 1937
 Familia: **Bolivinidae** Glaessner, 1937
 Cins: *Bolivina* d'Orbigny, 1839
 Tür: *Bolivina* sp.
 Cins: *Brizalina* O.G. Costa, 1856
 Tür: *Brizalina alata* (Seguenza)
 Tür: *Brizalina difformis* (Williamson)
 Tür: *Brizalina dilatata* (Reuss)
 Tür: *Brizalina spathulata* (Williamson)
 Tür: *Brizalina* cf. *spathulata* (Williamson)
 Üst familia: **Cassidulinacea** d'Orbigny, 1839
 Familia: **Cassidulinidae** d'Orbigny, 1839
 Alt familia: **Cassidulininae** d'Orbigny, 1839
 Cins: *Cassidulina* d'Orbigny, 1826
 Tür: *Cassidulina carinata* Silvestri
 Tür: *Cassidulina* sp.: L. 2, Ş. 5.
 Familia: **Siphogenerinoididae** Saidova, 1981
 Cins: *Rectuvigerina* Mathews, 1945
 Tür: *Rectuvigerina phlegeri* Le Calvez
 Üst familia: **Buliminacea** Jones, 1875
 Familia: **Buliminidae** Jones, 1975
 Cins: *Bulimina* d'Orbigny, 1826
 Tür: *Bulimina aculeata* d'Orbigny
 Tür: *Bulimina* cf. *alazanensis* Cushman: L. 1, Ş. 13.
 Tür: *Bulimina elongata* d'Orbigny: L. 1, Ş. 14.
 Tür: *Bulimina marginata* d'Orbigny: L. 1, Ş. 15.
 Tür: *Bulimina* sp.
 Üst familia: **Disorbacea** Ehrenberg, 1838
 Familia: **Bagginidae** Cushman, 1927
 Alt familia: **Baggininae** Cushman, 1927
 Cins: *Valvulineria* Cushman, 1926
 Tür: *Valvulineria bradyana* (Fornasini)
 Familia: **Eponididae** Hofker, 1951

Alt familia: Eponidinae Hofker, 1951
 Cins: *Eponides* de Montfort, 1808
 Tür: *Eponides repandus* (Fichtel ve Moll)
 Familia: Missisipinidae Saidova, 1981
 Alt familia: **Stomatorbininae** Saidova, 1981
 Cins: *Stomatorbina* Doreen, 1948
 Tür: *Stomatorbina* sp.
 Familia: **Discorbidae** Ehrenberg, 1838
 Cins: *Disconorbis* Sellier ve Civrieux, 1977
 Tür: *Disconorbis bulbosus* (Parker)
 Familia: **Rosalinidae** Reiss, 1963
 Cins: *Gavelinopsis* Hofker, 1951
 Tür: *Gavelinopsis praegeri* (Heron - Allen ve Earland)
 Cins: *Neoconorbina* Hofker, 1951
 Tür: *Neoconorbina orbicularis* Terquem
 Cins: *Rosalina* d'Orbigny, 1826
 Tür: *Rosalina bradyi* Cushman
 Tür: *Rosalina* sp.
 Familia: **Discorbinellidae** Sigal, 1952
 Cins: *Discorbinella* Cushman ve Martin, 1935
 Tür: *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny)
 Üst familia: **Planorbulinacea** Schwager, 1877
 Familia: **Planulinidae** Bermudez, 1952
 Cins: *Hyalinea* Hofker, 1951
 Tür: *Hyalinea balthica* (Schröter)
 Familia: **Cibicididae** Cushman, 1927
 Alt familia: **Cibicidinae** Cushman, 1927
 Cins: *Cibicides* de Montfort, 1808
 Tür: *Cibicides floridanus* (Cushman): L. 2, Ş. 1.
 Tür: *Cibicides refolegens* Montfort
 Tür: *Cibicides* sp.
 Cins: *Cibicidina* Bandy, 1949
 Tür: *Cibicidina walli* Bandy
 Cins: *Lobatula* Fleming, 1828
 Tür: *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob)
 Familia: **Planorbulinidae** Schwager, 1877
 Alt familia: **Planorbulininae** Schwager, 1877

HALIÇ HOLOSEN BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI

Cins: *Planorbulina* d'Orbigny, 1826
Tür: *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny: L. 2, Ş.3.
Cins: *Cibicidella* Cushman, 1927
Tür: *Cibicidella variabilis* (d'Orbigny): L. 2, Ş. 2.
Üst familya: **Asterigerinacea** d'Orbigny, 1839
Familya: **Asterigerinidae** Reiss, 1963
Cins: *Asterigerinata* Bermudez, 1949
Tür: *Asterigerinata mamilla* (Williamson, 1858): L. 2, Ş.4.
Üst familya: **Nonionacea** Schultze, 1854
Familya: **Nonionidae** Schultze, 1854
Alt familya: **Nonioninae** Schultze, 1854
Cins: *Haynesina* Bunner ve Culver, 1978
Tür: *Haynesina depressula* (Walker ve Jacob): L. 2, Ş.6.
Tür: *Haynesina* spp.
Cins: *Porosonion* Putrya, 1958
Tür: *Porosonion* spp.
Cins: *Nonionella* Voloshinova, 1958
Tür: *Nonionella turgida* (Williamson): L. 2, Ş. 9.
Alt familya: **Astrononioninae** Saidova, 1981
Cins: *Astrononion* Cushman ve Edwards, 1937
Tür: *Astrononion stelligerum* (d'Orbigny)
Alt familya: **Pulleninae** Schwager, 1877
Cins: *Melonis* de Montfort, 1808
Tür: *Melonis pompilioides* (Fichtel ve Moll): L. 2, Ş. 8.
Familya: **Gavelinellidae** Hofker, 1956
Alt familya: **Gyroidinoidinae** Saidova, 1942
Cins: *Gyroidinoides* Brotzen, 1942
Tür: *Gyroidinoides* sp.
Familya: **Trichohyalidae** Saidova, 1981
Cins: *Aubignyna* Margerel, 1970
Tür: *Aubignyna perlucida* (Heron - Allen ve Earland): L. 2, Ş. 7.
Üst familya: **Rotaliacea** Ehrenberg, 1839
Familya: **Rotaliidae** Ehrenberg, 1839
Alt familya: **Ammoniinae** Saidova, 1981

Cins: *Ammonia* Brännich, 1772
Tür: *Ammonia ammoniformis* Colom
Tür: *Ammonia* cf. *ammoniformis* Colom
Tür: *Ammonia compacta* (Hofter)
Tür: *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny)
Tür: *Ammonia* cf. *parkinsoniana* (d'Orbigny)
Tür: *Ammonia tepida* (Cushman)
Tür: *Ammonia* spp.
Familya: **Elphidiidae** Galloway, 1933
Alt familya: **Elphidiinae** Galloway, 1933
Cins: *Criboelphidium* Cushman ve Bronnimann, 1948
Tür: *Criboelphidium longipontis* (Shchedrina)
Tür: *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny)
Tür: *Criboelphidium* spp.
Cins: *Elphidium* de Montfort, 1808
Tür: *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny): L. 2, Ş. 12.
Tür: *Elphidium advenum* (Cushman)
Tür: *Elphidium* cf. *advenum* (Cushman)
Tür: *Elphidium complanatum* (d'Orbigny)
Tür: *Elphidium crispum* (Linné): L. 2, Ş. 10.
Tür: *Elphidium gerthi* van Voorthuysen
Tür: *Elphidium macellum* (Fichtel ve Moll)
Tür: *Elphidium* spp.

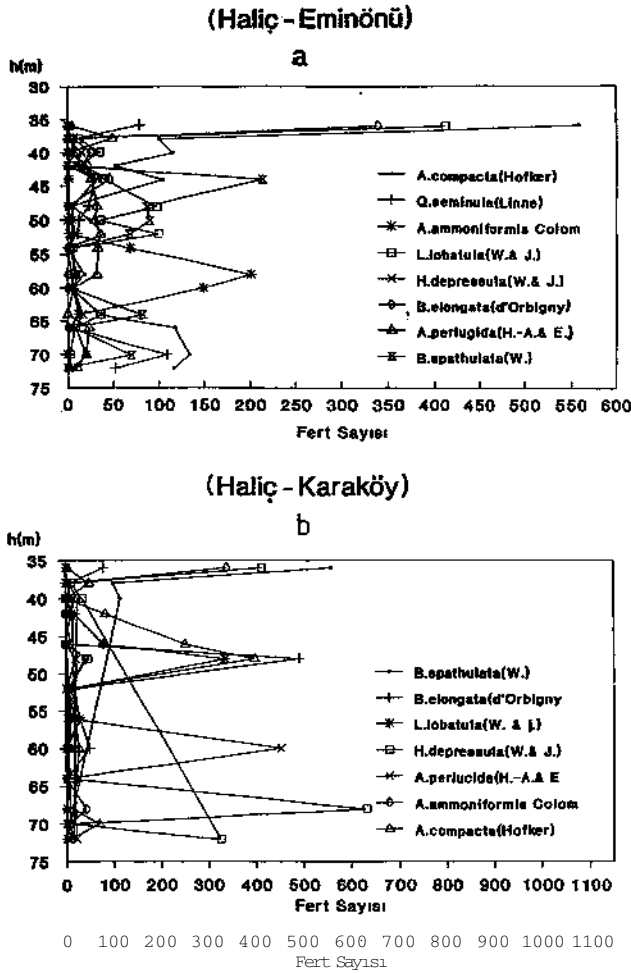
Yukarıda sistematığı verilmiş olan bentik faunayı oluşturan foraminiferler; Murray, 1970; Murray, 1971; Sen Gupta, 1971; Brooks, 1973; Sen Gupta ve Schafer, 1973; Anderson, 1975; Poagund ve Tressler, 1981; Reiss ve Hottinger, 1984; Ross ve Kenneth, 1983 - 1984; Meriç ve Sakıncı, 1990; Şamlı, 1995'den yararlanılarak tanımlanmıştır (Şekil 2 ve 3).

BİYOSTRATİGRAFİK YORUM

Tanımlanan bentik foraminiferlerin yaşları, birlikte buldukları mollusk kavkılarının ESR (Elektron Spin Rezonance) yöntemi ile belirlenmiştir (Göksu ve diğ., 1990).

Bentik foraminifer faunasının incelenmesi sonucunda, şeyi - grovak aralanmasından oluşan Karbonifer yaşlı Trakya Formasyonu (Kaya, 1969), üzerinde uyumsuz olarak yer alan Haliç güncel çökelleri dört ana bölüme ayrılmıştır. En altta, temelin hemen üzerinde, - 72.00 m seviyesinden itibaren *Quinqueloculina seminula* (Linne), *Brizalina spathulata* (Williamson), *Bulimina*

SİSTEM - System		LİTOLOJİ		ORTAM - Habits		FERT SAKISI		Fertilizasyon	
SERİ - Series		Lithology		FERT SAKISI		Fertilizasyon		Fertilizasyon	
FORMASYON - Formation		KALINLIK - Thickness (m)		ORTAM - Habits		FERT SAKISI		Fertilizasyon	
KALINLIK - Thickness (m)		LİTOLOJİ		ORTAM - Habits		FERT SAKISI		Fertilizasyon	
34.5	Kumlu kumtaşın	Sand with shell fragments	2047						
36	Kumlu kumtaşın	Mud with shell fragments	347						
38	Comur	Mud	335						
40	Kumlu kumtaşın	Mud with shell fragments	282						
42	Kumlu kumtaşın	Mud with shell fragments	1748						
44	Kumlu kumtaşın	Mud with shell fragments	487						
46	Kil	Clay	332						
48	Comur	Mud	439						
50	Vermeçli kumtaşın	Mud with shell fragments	178						
52	Vermeçli kumtaşın	Mud with shell fragments	386						
54	Vermeçli kumtaşın	Mud with shell fragments	254						
56	Kil	Clay	376						
58	Comur	Mud	222						
60	Kil	Clay	490						
62	Comur	Mud	278						
64	Kil	Clay	0						
66	Kil	Clay	0						
68	Comur	Mud	0						
70	Comur	Mud	0						
72	Comur	Mud	0						
74	Kil	Clay	0						
76	Kumlu kumtaşın	Muddy pebbles	0						
78	Comur	Mud	0						
80	Comur	Mud	0						
82	Comur	Mud	0						
84	Comur	Mud	0						
86	Comur	Mud	0						
88	Comur	Mud	0						
90	Comur	Mud	0						
92	Comur	Mud	0						
94	Comur	Mud	0						
96	Comur	Mud	0						
98	Comur	Mud	0						
100	Comur	Mud	0						



Şekil 4. a, SB-3 ve b, SB-5 sondajlarında bulunan egemen türlerin stratigrafik - sayısal dağılımları.

Figure 4. Stratigraphic - quantitative distributions of dominant species at a, SB-3 and b, SB-5 drillings.

elongata d'Orbigny, *Haynesina depressula* (Walker ve Jacob), *Ammonia compacta* (Hofker) ve *A. tepida* (Cushman) gibi türlerin egemen (dominant) olarak belirlendiği kavkılı kil ve çamurlar gözlenmiştir. (Şekil 2, 3 ve 4). Hemen hemen her ortamda yaşayabilen *Ammonia tepida* (Cushman) (Yanko, 1993) dışında, bu türlerin hepsi Akdeniz ve Atlantik kökenlidir (Murray, 1970 ve 1971; Meriç ve Sakıncı, 1990; Meriç ve diğ., 1991; Sgarella ve Moncharmont - Zei, 1993). Yaklaşık 10 - 12 m kalınlığında olan bu düzeyin üzerinde, *Aubignyna perlucida* (Heron - Allen ve Earland ve *Ammonia ammoniformis* Colom gibi acı su (delta önü) ortamlarında yaşayan türlerin (Yanko, 1993) egemen olduğu killi katmanlar bulunur (Şekil 2, 3 ve 4). Bu seviyede ikincil olarak egemenlik gösteren *Bulimina elongata* d'Orbigny, *Nonionella turgida* (Williamson) ve *Ammonia compacta* (Hofker) gibi türler ise denizel ortamın zayıf da olsa bölgedeki etkinliğini belirtmektedir (Şamli, 1995).

Miliolinella subrotunda (Montagu), *Brizalina spatulata* (Williamson), *Cassidulina carinata* Silverstri, *Bulimina elongata* d'Orbigny, *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob), *Asterigerinata mamilla* (Williamson), *Ammonia compacta* (Hofker), *E. iphi di um aculeatum* (d'Orbigny), *E. complanatum* (d'Orbigny), *E. crispum* (Linne), *E. gerthi* van Voorthuysen ve *E. macellum* (Fichtel ve Moll) gibi Akdeniz ve Atlantik (Murray, 1970 ve 1971; Meriç ve Sakıncı, 1990; Meriç ve diğ., 1991; Sgarella ve Moncharmont - Zei, 1993) kökenli ve genellikle kıta sahanlığında yaşayan türlerin egemen (dominant) olarak bulunduğu en üst düzey, denizel ortamın ikinci ve son defa havzaya yerleştiğini göstermektedir (Şamli, 1995) (Şekil 2, 3 ve 4). Ortamda, nisbeten azınlık (resesif) olarak görülen *Quinqueloculina seminuda* (Linne), *Ammonia ammoniformis* Colom ve *A. tepida* (Cushman) gibi tuzluluğun ani değişimlerine ve acı suya uyum sağlayabilen türlerin (Yanko, 1993) varlığı ise, Haliç çevresindeki akarsuların etkisine bağlanabilir (Şamli, 1995).

SONUÇLAR

Haliç tabanında çökelmiş olan tortullar, tabandan tavana doğru incelendiğinde, dip yüzeyinden itibaren, yaklaşık 10 m derinlikte (SB-3: 42.00 - 44.00 m ve SB-5: 48.00 m) tür sayısında son derece büyük bir artış görülmüştür. Bu düzeyin üzerinde ise gerek tür ve gerek fert sayısında ani ve önemli bir azalma gözlenir (Şekil 2 ve 3). Bu durum Haliç'teki kimyasal kirlenmenin tarihsel gelişiminden kaynaklanıyor olmalıdır (Şamli, 1995). Zira, aynı çökel katmanlarında üste doğru, bakır, çinko ve kurşun içeriğindeki aşırı artış, canlı gelişimini engeleyecek boyuttadır (Kıratlı, 1992; Kıratlı ve Algan, 1994). Bunun dışında, SB-5 sondajında, en üst düzeyde yer alan bol kömür kırıntılı ve cürüflü örnekte sadece 17 foraminifer bulunması (Şamli, 1995), bu duruma çarpıcı bir örnek oluşturmaktadır (Şekil 3). Buna neden olabilecek diğer bir unsur ise, dubalı köprülerin ve (özellikle geçmiş yıllarda) Haliç'in içine demirlemiş olan gemilerin yüzey akıntısını engellemesi sonucunda, İstanbul Boğazı'na taşınamayan asılı maddelerin yoğun tuzlu su katmanı üzerinde bir örtü oluşturacak kadar artması (Ergin ve diğ., 1990) ve dolayısı ile oluşan karanlık ortamda, foraminiferlerin ana besin kaynağını oluşturan alglerin havzada çoğalamamasıdır (Artüz ve Korkmaz, 1977). Bundan dolayı, SB-3 sondajında, en üst düzeyde (34.5 - 36.00 m) görülen ve son derece yüksek sayıda foraminifer içeren kavkılı kumun varlığı (Şekil 2), bölgenin doğal oluşumu ile bağlantılı görülmektedir (Şamli, 1995).

Yaşlandırılmaları bentik topluluk içinde yer alan mollusk kavkılarının ESR (Elektron Spin Rezonance) yöntemi ile yapılmış olan foraminifer faunasının geli-

HALIÇ HOLOSEN BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI

simine göre bir yorum yapmak gerekirse, yaklaşık 7.400 yıl öncesine kadar karasal ortamın hüküm sürdüğü ve K - G uzanımlı bir tatlı veya acı su ortamı durumdaki İstanbul Boğazı'nı besleyen akarsulardan birini oluşturan Halic'in, bu tarihten sonra Akdeniz suyunun istilasına uğradığı, tahminen 1.400 yıl sonra yine acı su (delta) ortamına geçtiği ve en sonunda da ikinci ve son defa (günümüzden ortalama 5.700 yıl önce) deniz etkisine girdiği söylenebilir (Şamlı, 1995).

KATKI BELİRTME

Yazar, bu araştırmayı yönlendiren ve değerli yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Engin Meriç'e teşekkürü bir borç bilir. Ayrıca, foraminifer örneklerinin elektron mikroskopunda fotoğraflanmaları için gösterdikleri yakın ilgiden dolayı, Prof. Dr. Adnan Tekin ile tekniyen Tayfun Gür'e (İ.T.Ü. Kimya - Metallürji Fak.), tüm fotoğrafları hazırlayan Alaettin Şentürk'e (İ.Ü. Fen Fak., Biyoloji Böl.), tortul örneklerini sağlayan S.T.F.A. Temel Araştırma A.Ş. ilgililerine, bilgisayar grafiklerinin hazırlanmasında gösterdiği yardımlardan ötürü Yrd. Doç. Dr. Fethi Ahmet Yüksel'e (İ.Ü. Mühendislik Fak., Jeoloji Müh. Böl.) içtenlikle teşekkür eder. *

DEĞİNİLEN BELGELER

- Anderson, J.B., 1975, Ecology and distribution of foraminifera in the Weddel Sea of Antarctica. *Micropaleontology*, 21/1, 69 -96, 1-11.
- Artüz, M. I. ve Korkmaz, K., 1977, Halic'in kirlenmesinde su hareketlerinin rolü. *Haliç Sorunları ve Çözüm Yolları Ulusal Sempozyumu Tebliğleri*, 75 - 96.
- Brooks, W.W., 1973, Distribution of recent foraminifera from the southern coast of Puerto Rico, *Micropaleontology*, 19/4, 385-416.
- Cimerman, F. ve Langer, M.R., 1991, Mediterranean foraminifera, 1 -119, 1-93.
- Corliss, B.H., 1991, Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from northwest Atlantic Ocean, *Marine Micropaleontology*, 17, 195 - 236.
- Denne, R.A. ve Sen Gupta, B.K., 1991, Association of bathyal foraminifers with water masses in the northwestern Gulf of Mexico, *Marine Micropal.* 17, 173 - 193.
- Derman, A.S., 1990, Genç çökellerin (Holosen) sedimentolojik özellikleri ve ortamsal yorumu, İstanbul Boğazı Güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner Dip Tortulları, 5 -11 (Ed. Meriç).
- Ergin, M., Ediger, V., Bodur, M.N., Okyar, M., 1990, İstanbul halicinin güncel çökellerine genel bir bakış, *TJ.K. Bülteni*, 6, 20 - 25.
- Göksu, H.Y., Özer, A.M., Çetin, O., 1990, Mollusk kavklarının elektron spin rezonans (ESR) yöntemi ile tarih-

lendirilmesi., İstanbul Boğazı güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip Tortulları, 99 - 105 (Ed. Meriç).

- Hakyemez, Y., Karabıyıkoglu, M. ve Okşan, I., 1980, Kıvrımlı sığ deniz (kıyı lagün, gelgit düzlüğü ve kıta düzü) çökelleri, çökeltme ortamları jeomorfolojisi. *Çeviri - derleme, Jeomorfoloji Derg.*, -özel sayı =/ bilimsel yayınlar dizisi-1., Ankara.
- Hottinger, L. Halicz, E. and Reiss, Z., 1993, Recent foraminifera from the Gulf of Aqaba Red Sea. *Slovenska Akademija Znanosti In Umetnosti Akademia Scient Et Artium Slovenica*, 33, Ljubljana, 1 - 79, 1 - 230.
- Inoue, Y., 1989, Northwest Pacific foraminifera as paleoenvironmental indicators, *Sci. Rep., Ins. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, 10, 57 -162, 18 - 33.
- Kıratlı, N., 1992, Haliç (Geç Holosen) ve Karadeniz güncel çökellerine iki jeokimyasal yaklaşım. *Doktora tezi, I.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, İstanbul*, 113-145.
- Kıratlı, N. ve Algan, O., 1994, The interaction between organic carbon and dissolved oxygen in the Sea of Marmara as an indication of environmental pollution. *Int. Spec. Conference on Marine Disposal System*, 9 - 11, 311 - 318, İstanbul Turkey.
- Loeblich, A.R. and Tappan, H., 1988, Foraminiferal genera and their classification, 2 vols. 1 - 970, pis, 1 - 847 Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- Meriç, E. Sakınc, M. ve Eroskay, O., 1988, İstanbul Boğazı, ve Haliç çökellerinin evrim modeli. *Mühendislik Jeolojisi Bült.*, 10, 10 - 14.
- Meriç, E. ve Sakınc, M., 1990, Foraminifera, İstanbul Boğazı Güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner (Holosen) Dip Tortulları, 13-41 (Ed. Meriç).
- Meriç, E., Oktay, F.Y., Sakınc, M., Gülen, D., Ediger, V.Ş., Meriç, N. ve Özdoğan, M., 1991, Kuşdili (Kadıköy - İstanbul) Kuvaterner'inin sedimenter jeolojisi ve paleoekolojisi. *C.Ü. Müh. Fak. Derg., A, Yerbilimleri*, 8, 83-91.
- Murray, J.W., 1970, Foraminifers of the western approaches to the English Channel. *Micropal.*, 16/4, 471 - 485.
- Murray, J.W., 1971, An atlas of British recent foraminiferids. 1 - 244, 1 :95, Heineman Educatinal Books, London.
- Poagund, C.W. ve Tressler, R.C., 1981, Living foraminifers of West Flower Garden Bank, northernmost coral reef in the Gulf of Mexico. *Micropal.*, 27/1, 31-70.
- Reiss, Z. and Hottinger, L., 1984, The Gulf of Aqada - ecological micropaleontology. *Ecological Studies*, 50. Springer Verlag, 1 - 354, Berlin, Heidelberg.

- Ross, C.R. and Kenneth, J.P., 1983 - 1984, Late Quaternary paleoceanography as recorded by benthonic foraminifera in strait of Sicily sediments sequence. *Marine Micropal.*, 8, 315 - 336.
- Sen Gupta, B.K., 1971, The benthonic foraminifera of the Tail of the Grand Bank. *Micropal.*, 17/1, 69 - 98.
- Sen Gupta, B.K., 1994, Taxonomy and bathymetric distribution of Holocene deep - sea benthic foraminifera in the Indian Ocean and Red Sea. *Micropal.*, 40 (4), 351-367, 1-6.
- Sen Gupta, B.K. and Schafer, C.T., 1973, Holocene benthic foraminifera in leeward bays of St. Lucia, West Indies *Micropal.*, 19/3, 341 - 365.
- Sgarella, F. and Moncharmont - Zei, M., 1993, Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): Systematics and autoecology. *Bolletino Della Societa Paleontologica Italiana*, 32/2, 145 - 264, 1 - 26.
- Şamlı, A.C., 1995, Haliç güncel çökellerinin mikropaleontolojik incelemesi. Yük. lisans tezi, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, 1 - 69.
- Yanko, V. and Troitskaya, T., 1987, Late Quaternary foraminifers of the Black Sea. Academy of Science of the USSR, Institute of Geology and Geophysics, 1 - 103, 1 - 24.
- Yanko, V., 1993, Stratigraphy and paleostratigraphy of the marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR. *Mem. Soc. Geol. Inst.*, 44, 167-187.

Makalenin geliş tarihi: 8.7.1995

Makalenin yayına kabul tarihi: 30.5.1996

Received July 8, 1995

Accepted May 30, 1996

HALIÇ HOLOSEN BENTİK FORAMİNİFER FAUNASI

LEVHAI

- 1- *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny). Dış görünüm, x150, SB-3,72.00m.
- 2- *Textularia conica* d'Orbigny. Dış görünüm, x200, SB-3, 42.00 - 44.00 m.
- 3- *Textularia bocki* Höglund. Dış görünüm, x150, SB-3, 72.00 m.
- 4- *Spirillina vivipara* Ehrenberg. Dış görünüm, x150, SB-3, 42.00 - 44.00 m.
- 5- *Adelosina mediterraneensis* (Le Calvez, J. ve Y.), x200, SB-3,42.00 - 44.00 m. a, olgun fert ve b, genç fertten görünümmler.
- 6- *Spiroloculina ornata* d'Orbigny. Dış görünüm, x350, SB-3, 42.00-44.00 m.
- 7- *Quinqueloculina ungeriana* d'Orbigny. Dış görünüm, x200, SB-3,46.00 - 48.00 m.
- 8- *Affinetrina* sp., a, dış görünüm, x150 m; b, dip taraftaki çıkıntının ayrıntılı görünümü, x750, SB-3, 42.00 - 44.00 m.
- 9- *Quinqueloculina* cf. *undosa* Karrer. Dış görünüm, x200, SB-3,50.00 - 52.00 m.
- 10- *Miliolinella labiosa* (d'Orbigny). Dış görünüm, x350, SB-3, 70.00 m.
- 11- *Lagena* sp. Dış görünüm, x350, SB-5, 48.00 m.
- 12- *Favulina hexagona* (Montagu). Dış görünüm, x350, SB-5,48.00 m.
- 13- *Bulimina* cf. *alazanensis* Cushman. Dış görünüm, x350, SB-3,42.00-44.00 m.
- 14- *Bulimina elongata* d'Orbigny. Dış görünüm, x200, SB-3, 46.00-48.00 m.
- 15- *Bulimina marginata* d'Orbigny. Dış görünüm, x350, SB-3, 50.00 - 52.00 m.
- 16- *Rectuvigerina phlegeri* Le Calvez, J. ve Y. Dış görünüm, x200, SB-3,42.00 - 44.00 m.
- 17- *Polymorphina* sp. Dış görünüm, x200, SB-3, 42.00 - 44.00 m.

PLATE I

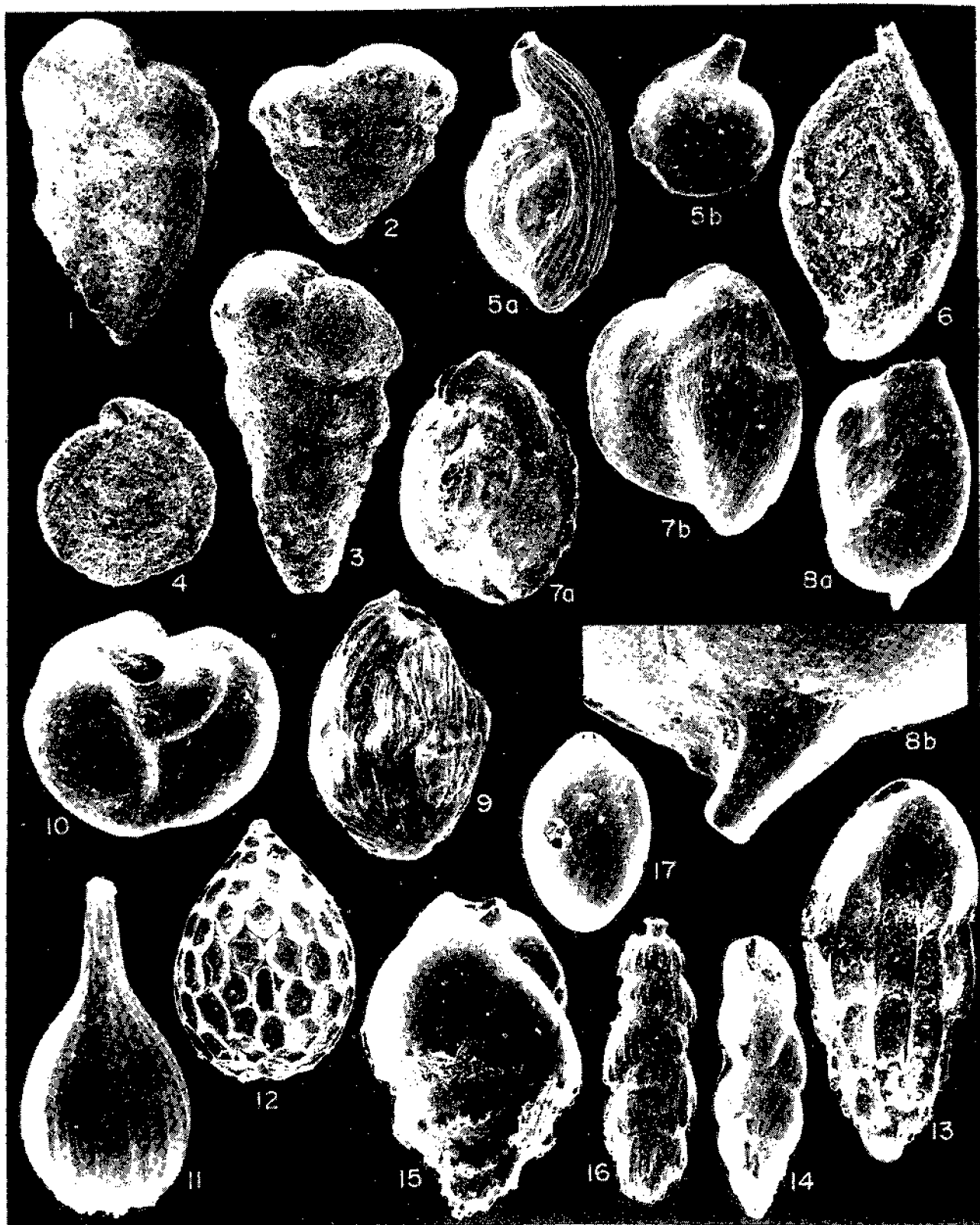
- 1- *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny). External view, x150, SB-3, 72.00m.
- 2- *Textularia conica* d'Orbigny. External view, x200, SB-3, 42.00-44.00 m.
- 3- *Textularia bocki* Höglund. External view, x150, SB-3, 72.00 m.
- 4- *Spirillina vivipara* Ehrenberg. External view, x150, SB-3, 42.00-44.00 m.
- 5- *Adelosina mediterraneensis* (Le Calvez, J. ve Y.), a, adult specimen, b, young specimen, x200, SB-3,42.00 - 44.00 m.
- 6- *Spiroloculina ornata* d'Orbigny. External view, x350, SB-3, 42.00-44.00 m.
- 7- *Quinqueloculina ungeriana* d'Orbigny. External view, x200, SB-3,46.00-48.00m.
- 8- *Affinetrina* sp., a, external view, x150 m; b, enlargement of the lowest part, x750, SB-3,42.00 - 44.00 m.
- 9- *Quinqueloculina* cf. *undosa* Karrer. External view, x200, SB-3,50.00-52.00 m.
- 10- *Miliolinella labiosa* (d'Orbigny). External view, x350, SB-3, 70.00 m.
- 11- *Lagena* sp. External view, x350, SB-5,48.00 m.
- 12- *Favulina hexagona* (Montagu). External view, x350, SB-5, 48.00 m.
- 13- *Bulimina* cf. *alazanensis* Cushman. External view, x350, SB-3,42.00- 44.00 m.
- 14- *Bulimina elongata* d'Orbigny. External view, x200, SB-3, 46.00-48.00 m.
- 15- *Bulimina marginata* d'Orbigny. External view, x350, SB-3, 50.00-52.00 m.
- 16- *Rectuvigerina phlegeri* Le Calvez, J. ve Y. External view, x200, SB-3,42.00- 44.00 m.
- 17- *Polymorphina* sp. External view, x200, SB-3, 42.00 44.00 m.

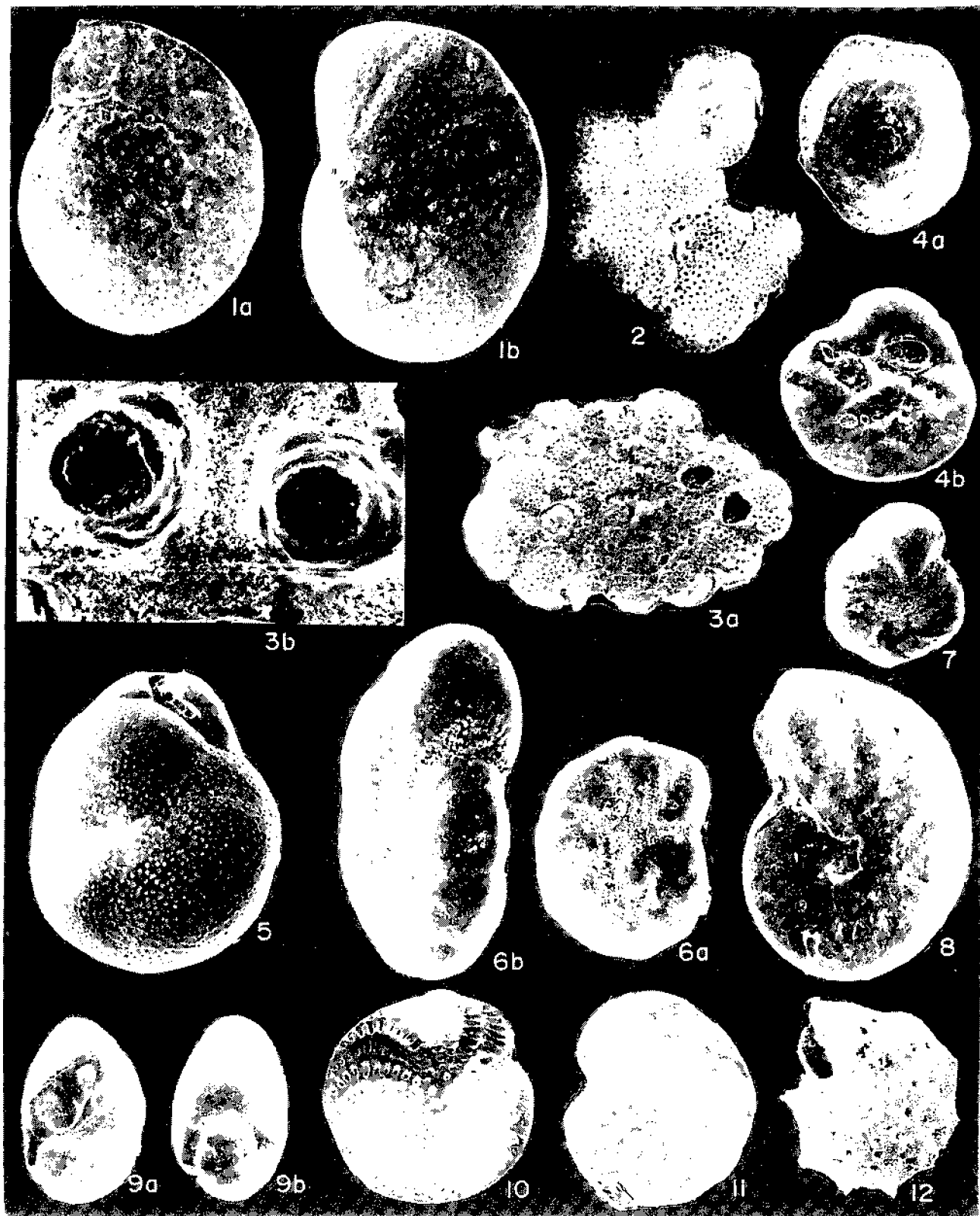
LEVHA 2

- 1 - *Cibicides floridanus* (Cushman). Dış görünüm, a, spiral, x200; b, ombilikal yüzeyler, x100; SB-3, 38.00 - 40.00 m.
- 2- *Cibicidella variabilis* (d'Orbigny). Ombilikal taraf, x150; SB-3,46.00 - 48.00 m.
- 3- *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny. a, serbest yüzey, x200; b, kavkı yüzeyinin ayrıntılı görünümü, x2.000; SB-3, 42.00 - 44.00 m.
- 4- *Asterigerinata mamilla* (Williamson), a, spiral taraf; b, ombilikal taraf, x200; SB-3,42.00 - 44.00 m.
- 5- *Cassidulina* sp. Dış görünüm, x200; SB-5, 48.00 m.
- 6- *Haynesina dpressula* (Walker and Jacob), a, spiral taraf, X200; b, yan görünüm, X350; SB-3, 70.00 m.
- 7- *Aubignyna perlucida* (Heron - Allen and Earland). Ombilikal taraf, x150; SB-3; 60.00 m.
- 8- *Melonis pompilioides* (Fichtel and Moll) Dış görünüm, X350; SB-3,42.00 - 44.00 m.
- 9- *Noninella turgida* Williamson, a, yan görünüm; b, ağız görünümü, x200; SB-3, 60.00 m.
- 10- *Elphidium crispum* (Linne). Dış görünüm, x100; SB-3, 34.5 - 36.00 m.
- 11- *Elphidium* sp. Dış görünüm, x150, SB-3, 60.00 m.
- 12- *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny). Dış görünüm, x150; SB-3,42.00 - 44.00 m.

PLATE 2

- 1- *Cibicides floridanus* (Cushman). External view, a, spiral side, x200; b, umbilical side, x100; SB-3,38.00 - 40.00 m.
- 2- *Cibicidella variabilis* (d'Orbigny). Umbilical side, x150; SB-3,46.00- 48.00 m.
- 3- *Planorbulina mediterraneensis* d'Orbigny. a, unattached side, x200; b, enlargement of shell surface, x2.000; SB-3, 42.00 .44,00 m.
- 4- *Asterigerinata mamilla* (Williamson), a, spiral side; b, umbilical side, x200; SB-3,42.00 - 44.00 m.
- 5- *Cassidulina* sp. External view, x200; SB-5, 48.00 m.
- 6- *Haynesina dpressula* (Walker and Jacob), a, side view, X200; b, apertural view, X350; SB-3, 70.00 m.
- 7- *Aubignyna perlucida* (Heron - Allen and Earland). Umbilical side, x150; SB-3; 60.00m.
- 8- *Melonis pompilioides* (Fichtel and Moll) External view, X350; SB-3,42.00- 44.00 m.
- 9- *Noninella turgida* Williamson, a, side view; b, apertural view, x200; SB-3, 60.00m.
- 10- *Elphidium crispum* (Linne). External view, x100; SB-3, 34.5 -36.00 m.
- 11- *Elphidium* sp. External view, x150, SB-3, 60.00m.
- 12- *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny). External view, x150; SB-3,42.00- 44.00 m.





Sirelina orduensis Meriç ve İnan (1996)'in İlgaz (Çankırı) yöresindeki varlığı hakkında

About the occurrence of Sirelina orduensis Meriç and İnan (1996) in the İlgaz region (Çankırı)

Nurdan İNAN
Mehmet AKYAZI
Nazire ÖZGEN

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

Öz.

Bu çalışmada, ilk kez Gölköy formasyonunun (Ordu) Orta - Üst Maastrichtiyen yaşlı seviyelerinde tanımlanan *Sirelina orduensis* Meriç ve İnan'ın İlgaz yöresinin (Çankırı) değişik yüzleklerindeki varlığı ortaya konulmuştur.

Sirelina orduensis Meriç ve İnan, mikrogranüler kavkı yapısı, gelişme devrelerine göre farklı sarmalı ve lateral orbitoidal localarıyla benzediği diğer foraminiferlerden kolaylıkla ayırdedilebilir.

Bu tür, İlgaz (Çankırı) dolayında yüzeyleyen Üst Maastrichtiyen yaşlı, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kireçtaşı ve kilttaşlarından oluşan Ödemiş formasyonunun (Pehlivan ve diğerleri, 1987) kumlu kireçtaşı seviyelerinde bol olarak saptanmıştır.

Anahtar Sözcükler: Maastrichtiyen, Foraminifer, *Sirelina orduensis* Meriç ve İnan.

Abstract

In this study, the occurrence of Sirelina orduensis Meriç and İnan (1996) in Upper Maastrichtian levels in the different outcrops of İlgaz (Çankırı) region was discovered. Sirelina orduensis was described first time by Meriç and İnan (1996) in Gölköy formation (Ordu).

Sirelina orduensis Meriç and İnan different from other foraminifera by their microgranular test structure, different coil according their development stages and lateral orbitoidal chambers.

This species was discovered abundantly in Upper Maastrichtian aged sandy limestone levels of Ödemiş formation (Pehlivan et al, 1987) crop out at İlgaz (Çankırı) region which was represented by sandstone, sandy limestone, limestone and claystone.

Key Words: Maastrichtian, Foraminifera, *Sirelina orduensis* Meriç and İnan.

GİRİŞ

Sirelina cinsi, ilk kez, Doğu Pontid'lerde yüzeyleyen Gölköy formasyonu'nda (Ordu) tanımlanmış ve tip türü *Sirelina orduensis* olarak gösterilmiştir (Meriç ve İnan, 1994,1996).

Bu çalışmada, İlgaz Dağları'nın güney eteklerinde (Şekil 1A) yaklaşık D - B doğrultusunda uzanan Üst Maastrichtiyen yaşlı Ödemiş Formasyonu'nda (Pehlivan ve diğerleri, 1987) bol olarak *Sirelina orduensis* Meriç ve İnan 1996'in varlığı saptanmıştır.

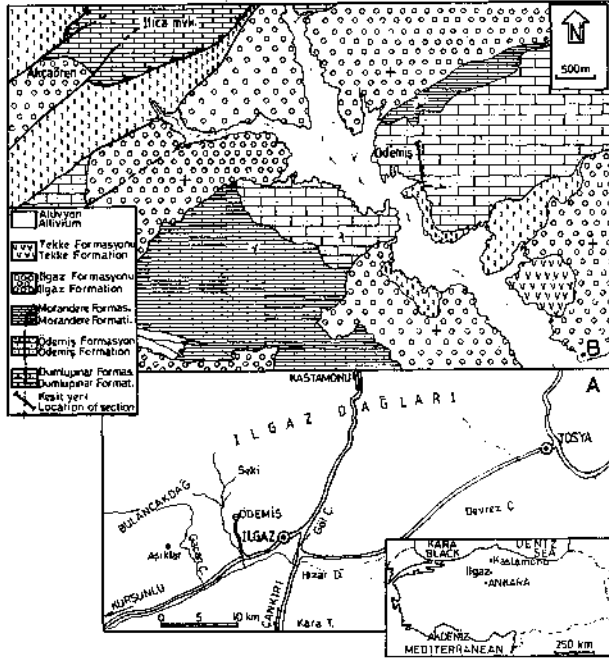
İnceleme alanından yapılan ölçülü stratigrafik kesitte, Turoniyen yaşlı Ahlat ofiyolitli melanji (Pehlivan ve diğerleri, 1987) üzerinde uyumsuz olarak yer alan Üst Maastrichtiyen yaşlı Ödemiş formasyonu; sarımsı renkli kumtaşı, gri renkli, sert dokulu resifal kumlu kireçtaşı ve sarımsı - kahverengi renkli kiltası litolojilerinden oluşur (Şekil 1B). Birimin kumlu kireçtaşı düzeyleri oldukça bol bentik foraminifer içerir. Ödemiş Formasyonu'na ait yüzlekler, batıda Yozgat Köyü'nden, doğuda Dumlupınar Köyü'ne; daha doğuda ise, Ödemiş Köyü'nden Aşağıbozan Köyü'nün doğusuna kadar geniş

bir alanda gözlenir. Birim, en iyi gözlendiği yer olan Ödemiş köyü dolayında Orta - Üst Miyosen yaşlı Morandere formasyonu (Pehlivan ve diğerleri, 1987)'na ait kumtaşları tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

Bu yörede, Ödemiş köyünün 600 m GD'sundan başlayarak, GD - KB doğrultusunda yaklaşık 500 m. gidişli olarak alınan ölçülü kesitte toplam 27 örnek derlenmiş ve 207 m. kalınlık ölçülmüştür (Şekil 2). Bu kesitten ve Yozgat köyü, Çırdak köyü (Çankırı) dolayından derlenen çok sayıda nokta örneklerde bol olarak *Sirelina orduensis* Meriç ve İnan bireyi saptanmıştır.

SİSTEMATİK TANIMLAMA

Filum	PROTOZOA Goldfuss 1817
Sınıf	RHIZOPODEA Von Siebold 1845
Takım	FORAMINIFERIDA Eichwald 1830
Üst Familya	MILIOLACEA Ehrenberg 1839
Familya	NEZZAZATIDAE Hamamoui ve Saint - Marc 1970
Cins	<i>Sirelina</i> Meriç ve İnan 1996



Şekil 1. A. Çalışma alanının yer bulduru haritası.
B. Çalışma alanının jeolojik haritası.

Figure 1. A. Location map of the study area.

B. Geological map of the study area.

Sirelina ordüensis Meriç ve İnan, 1996

(Levha 1, Şekil 1- 14)

1996 *Sirelina ordüensis* Meriç ve İnan, Pl. I, Fig. 1, PL II, Fig. 1,

Tanımlama:

Dış Özellikleri: Kavkılı, mikrogranüler kalker yapısı sunar. Kavkılı yüzeyi, şevron (V şekilli) kanal sistemlerinin izleri, hegzagonal şeklindeki delikler ve ağimsü süslemeleri taşır (Levha 1, Şekil 5; 13). Hegzagonal deliklerini genişliği 25 - 37.5 mikron, yüksekliği ise 25 - 62.5 mikron arasında değişir. Lentiküler şeklindeki kavkının karın tarafı, sırt tarafına göre daha fazla dış bükeydir (Levha 1, Şekil 6-11).

İç Özellikler: Localar ilk evrelerde bir tür miliolin (Levha 1, Şekil 1), gençlik döneminde trokospiral (Levha 1, Şekil 1 - 2; 6-12) ve olgun dönemde uniserial sarılımlı gösterirler (Levha 1, Şekil 2), 17 ferd üzerinde yapılan ölçümlere göre; ekvatoriyal çapı 0.16 - 1.125 mm arasında değişir (Levha 1, Şekil 1, 2).

Şerik şekilli ilk localanın çapı, 50 - 75 mikrondur. Tur sayısı 1.5 - 2.5 olup; turların yüksekliği, birinci turda 100 - 150 mikron, ikinci turda 150 - 325 mikrona ulaşarak artar. Localar sayısı, birinci turda 6 - 9, ikinci

turda 9 - 11'dir. Dikdörtgenimsi şekilli olan locaların septalan, kavkılı merkezine doğru eğimlidir. Locaların genişliği, birinci turda 37.5 - 75 mikron; yüksekliği 75 - 125 mikron; ikinci turda ise, genişliği 100 - 150 mikron, yüksekliği 125 - 325 mikrondur (Levha 1, Şekil 1, 2). Taban tabakasının kalınlığı ortalama 25 mikrondur (Levha 1, Şekil 1, 2). Septum üzerinde şevron kanal sistemleri (Levha 1, Şekil 5, 13) ve lateral orbitoidal localar (Levha 1, Şekil 1) gözlenir. Gençlik devresinde trokospiral sanlım gösteren kavkılıda, ombilikal dolgu ve bu dolgudaki vertikal (düşey) kanallar belirgindir (Levha 1, Şekil 6-11). Localar, olgun dönemde uniserial sarılımlıdır (Levha 1, Şekil 2). Ekvatoriyal kesitlerde kalbur delikli ağız açıklığı belirgindir (Levha 1, Şekil 1, 2). 24 ekstenel kesitten alınan ölçümlere göre;

	Minimum	Maksimum	Ortalama
Eksenel Çap (mm)	0.77	1.27	1.02
Kalınlık (mm)	0.35	0.7	0.525

Stratigrafik seviye: Üst Maastrichtiyen...

Fosil topluluğu: *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann, *Laffitteina bibensis* Marie, *Laffitteina boluensis* Dizer, *Laffitteina aff. marsicana* Farinacci, *Smoutina aff. cruyssi* Drooger, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Selimiina spinalis* İnan, *Praestorsella* sp., *Dargenioella* sp., Miliolidae.

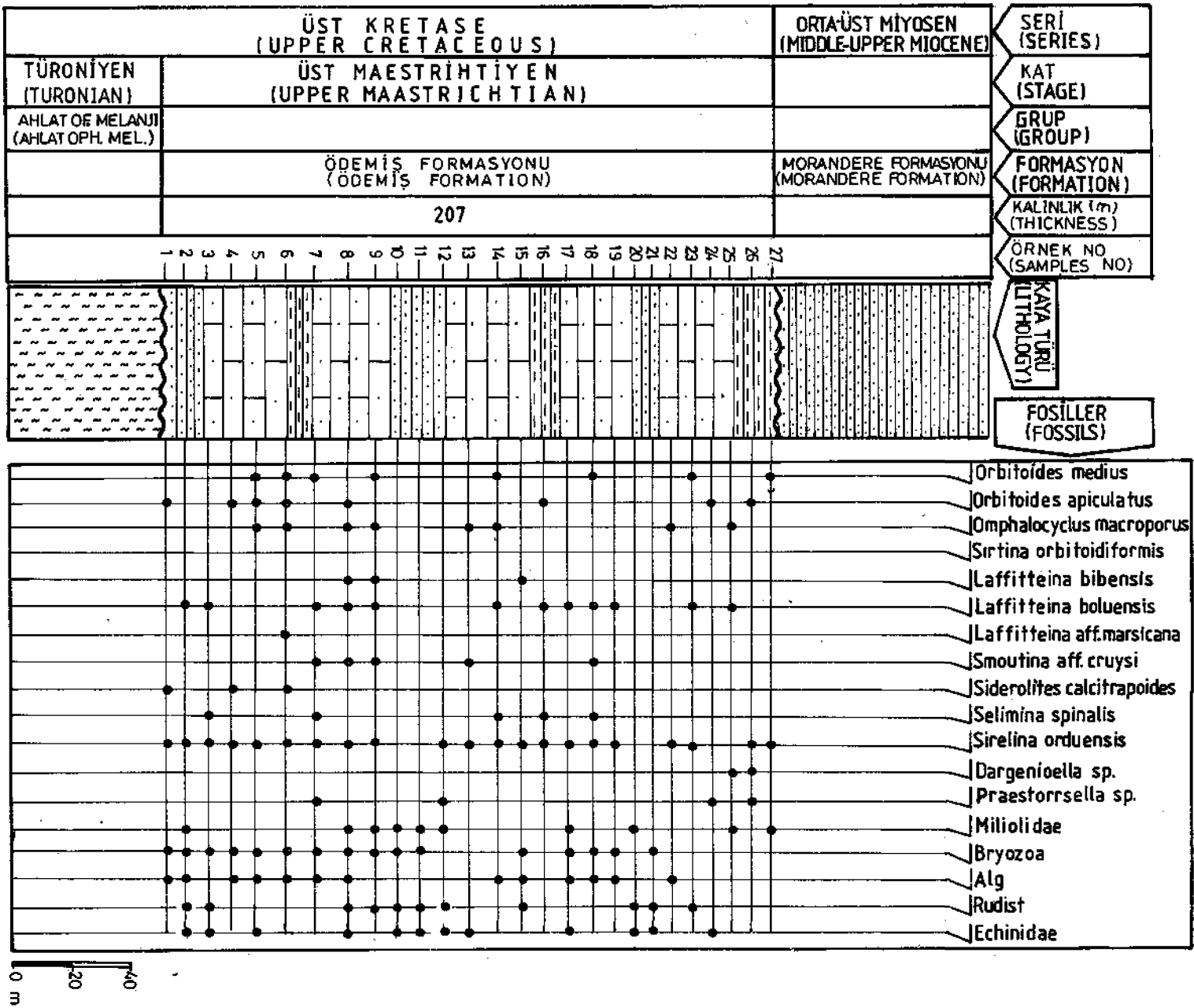
TARTIŞMA. VE. SONUÇ

Sirelina ordüensis Meriç ve İnan tip tanımında; mikrogranüler kavkılı yapısı, kavkılı yüzeyindeki şevron (V şekilli) kanal sistemleri, erken evrede miliolin, gençlik döneminde trokospiral ve olgun döneminde uniserial sarılımlı ve lateral orbitoidal locaları ile karakteristiktir (Meriç ve İnan, 1996). Bu çalışmada İlğaz yöresinde varlığı saptanan bu tür; tip türü ait tüm karakteristik özellikleri göstermektedir. Ölçümsel değerlere bakıldığında ise; ekvatoriyal çapı ve merkezi kalınlık dışında tüm ölçümler tip türüyle benzerdir. Ancak, İlğaz yöresinde tesbit edilen türün ekvatoriyal çapı (0.16 - 1.12 mm), tip türden (0.52 - 1.3 mm) daha fazla; merkezi kalınlığı (0.35 - 0.7 mm) ise; tip türden (0.4 - 0.97 mm) daha azdır.

Sirelina ordüensis Meriç ve İnan, Gököy (Orda) yöresinde Orta - Üst Maastrichtiyen yaşında gösterilmiştir. İlğaz (Çankırı) yöresindeki bu çalışmada ise; Gököy (Ordu)dekine benzer fosil topluluğunda ve Üst Maastrichtiyen yaşlı seviyelerde tesbit edilmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER:

Meriç, E., İnan, N., 1994, Yeni Paleontolojik Bulgular - Gököy (Ordu) Üst Maastrichtiyen'inde yeni bir cins



Şekil 2. Ödemiş ölçütlü stratigrafik kesiminde benlik foraminiferlerin dağılımı.

Figure 2. Distribution of benitic foraminifera in Ödemiş measured stratigraphic section.

(Foraminifer) ve türü: *Sirelina orduensis* Malatya Üst Maastrichtiyen'inde yeni bir tür (Foraminifer): Si-vasella goeckeni: 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı 1994, Bildiri özleri, 9, Ankara.

Meriç, E., İnan, N., 1996, *Sirelina orduensis* (Foramini-fera) a new genus and species from the Maastrichti-

an of North - East Anatolia (Gölköy - Ordu): Micro-paleontology, (Baskıda).

Pehlivan, Ş., Barkurt, M.Y., Bilginer, E., Can, B., Dağ-ger, Z., Örcen, S., 1987, İlgaz Kuzeydoğusu - Boyalı - Kuşunlu Dolayının Jeolojisi: M.T.A. Raporu, Derleme no: 8171, (yayımlanmamış), Ankara.

Makalenin geliş tarihi: 9.7.1995

Makalenin yayma kabul tarihi: 17.5.1996

Received July 9, 1995

Accepted May 17, 1996

LEVHAI

Sirelina orduensis Meriç ve İnan, 1996

Şekil 1,2. Ekvatoriyal kesitler, (S7, S6), X25.8, X24.7

1-Gençlik devresi

11- Olgun devre

A- Kalbur delikli ağız açıklığı

S- Taban tabakası

LI- Lateral orbitoidal localar

Şekil 3,4. Eğik ekvatoriyal kesitler, (S5, S3), X22.1, X24.

Şekil 5. Oblik eğik kesit, (S4), X23.8

O- Ağımsı süsler

C- Şevron (V şekilli) kanal sistemleri.

Şekil 6 - 11. Eksenel kesitler, (S3, S17, S4, S2, S7, S9), X24, X24.7, X24.6, X24.8, X24.1, X26.

M- Miliolin devre

V- Düşey kanallar

Şekil 12. Ekvatoriyale yakın eksenel kesit, (S23), X24.7.

Şekil 13. Kabuğa yakın geçmiş oblik tanjansiyel kesit, (S 18), X24.

Şekil 14. Eksenele paralel kesit, (S 15), X24.6.

PLATE I

Sirelina orduensis Meriç ve İnan, 1996

Figure 1,2. Equatorial sections, (S7, S6), X25.8, X24.7

I- Juvenile stage

II- Adult stage

A- Cribrate aperture

S- Base layer

LI- Lateral orbitoidal chambers

Figure 3,4. Inclined equatorial sections, (S5, S3), X22.1, X24.

Figure 5. Oblique tangential section, (S4), X23.8

O- Reticulate ornaments

C- Chevron canal systems.

Figure 6 - 11. Axial sections, (S3, S17, S4, S2, S7, S9), X24, X24.7, X24.6, X24.8, X24.1, X26.

M- Miliolin stage

V' Vertical canals

Figure 12. Axial section, nearly towards equatorial (S23), X24.7.

Figure 13. Oblique tangential section passed nearly to test, (S18), X24.

Figure 14. Subaxial section, (S15), X24.6.

LEVHAH

Şekil 1. *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, Ekvatoryal kesit, (S1), X24.

Şekil 2. *Laffitteina bibensis* Marie, Eksenel kesit, (S22), X64.9.

Şekil 3. *Laffitteina boluensis* Dizer, Eksenel kesit, (S 13), X25.7.

Şekil 4. *Laffitteina* aff. *marsicana* Farinacci, Eksenel kesit, (S6), X63.6.

Şekil 5. *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), Eksenel kesit, (S19), X25.3.

Şekil 6. *Orbitoides medius* (d'Archiac), Eksenel kesit, (S4), X25.

Şekil 7, 8. *Selimina spinalis* İnan, Eksenel kesitler, (S3, S7), X24.5, X25.7.

Şekil 9. *Dargenioella* sp., Boyuna kesit, (S4), X25.4.

Şekil 10. *Praestorrsella* sp., Eksenel kesit, (S6), X24.

Şekil 11. *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann, Eksenel kesit, (S16), X25.6.

Şekil 12. *Smoutina* aff. *cruysi* Drooger, Eksenel kesit, (S 12), X25.3.

PLATE H

Figure 1. *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, Equatorial section, (S1), X24.

Figure 2. *Laffitteina bibensis* Marie, Axial section, (S22), X64.9.

Figure 3. *Laffitteina boluensis* Dizer, Axial section, (S13), X25.7.

Figure 4. *Laffitteina* aff. *marsicana* Farinacci, Axial section, (S6), X63.6.

Figure 5. *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), Axial section, (S19), X25.3.

Figure 6. *Orbitoides medius* (d'Archiac), Axial section, (S4), X25.

Figure 7, 8. *Selimina spinalis* İnan, Axial section, (S3, S7), X24.5, X25.7.

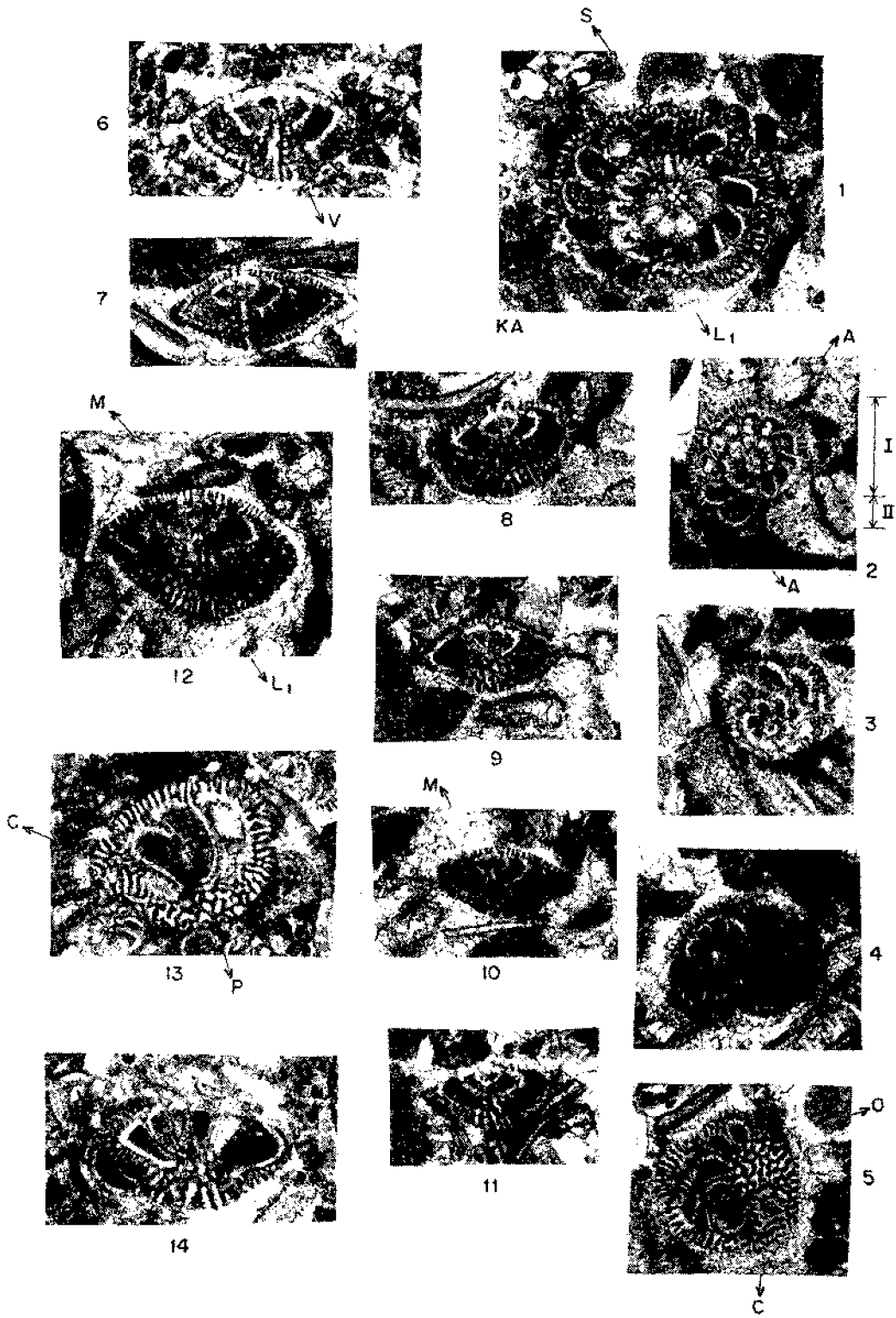
Figure 9. *Dargenioella* sp., Vertical section, (S4), X25.4.

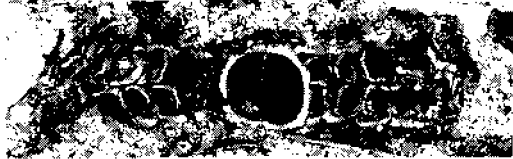
Figure 10. *Praestorrsella* sp., Axial section, (S6), X24.

Figure 11. *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann, Axial section, (S16), X25.6.

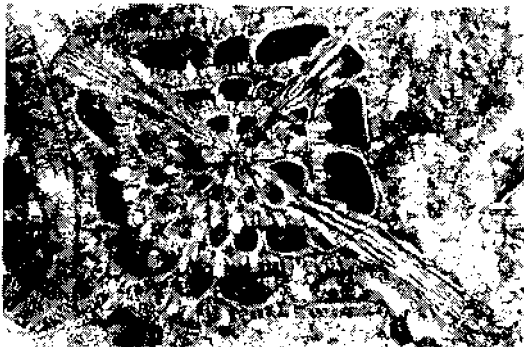
Figure 12. *Smoutina* aff. *cruysi* Drooger, Axial section, (S12), X25.3.

LEVHA I
PLATE I





5



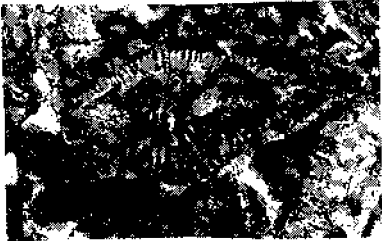
1



6



2



7



8



3



9



10



4



11



12

Pontid tipi masif sülfidlerde hedef saptaması için jeokimyasal yöntemler: Harşit - Köprübaşı (Tirebolu-Giresun) cevherleşmesinden bir örnek

Geochemical methods for the target definition of Pontid type massive sulphides: An example from Harşit - Köprübaşı (Tirebolu-Giresun) mineralization

Nezihi KÖPRÜBAŞI Kocaeli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 41200, İzmit

Öz

Harşit - Köprübaşı (Tirebolu) volkanik eşikli cevher birikimi, Pontid kuşağında bulunan ve kendine özgü özellikleri olan polimetallik masif sülfid cevherleşmesidir.

Bilinen bu cevherleşme üzerinde toprak jeokimyası yapılarak Cu, Zn - Pb elementlerine ait temel ve eşik değerler ile birlikte anomalilerin karakteristik şekilleri ortaya konmuş ve varlığı bilinen masif merceklerle ilişkileri incelenmiştir."

Elde edilen bu modellemenin Pontid'lerdeki hidrotermal ayrışma gösteren potansiyel olabilecek bölgelere uygulanabilirliği ve hedef saptama olarak kullanılabilirliği araştırılmıştır.

Anahtar Sözcükler: Pontid tipi masif sülfidler, Jeokimya, Harşit-Köprübaşı cevherleşmesi.

Abstract

Harşit - Köprübaşı (Tirebolu) volcanic associated ore deposit which situated in the Pontid belt, is a polymetallic massive sulphide deposition having its own characteristics.

By the geochemical method regional background, threshold and anomaly values of Cu, Zn, Pb elements were determined and relation between the existing anomalies and known ore lenses are examined.

The resulted modelling can be used as target definition for the similar but unexplored Pontid type deposits.

Key Words: Pontid type massive sulphides, Geochemistry, Harşit - Köprübaşı mineralization.

GİRİŞ

İnceleme alanı Giresun ili sınırları içinde Tirebolu - Doğan kent (Harşit) karayolu ile Giresun - Trabzon devlet karayolunun kesişme yeri yakınında olup, yaklaşık 1 km²lik bir alan kaplamaktadır (Şekil 1).

Bu çalışmada amaçlanan hedef, Harşit - Köprübaşı cevheri gibi kalın bir toprak ve sık bir bitki örtüsüyle kaplı Pontid tipi masif sülfid birikimlerinde sondaj için hedef saptayabilecek etkin bir jeokimyasal yöntemin araştırılmasıdır.

Bu amaçla 1/2000 ölçekli çalışılan Harşit - Köprübaşı polimetallik cevherleşmesini de içine alan 1 km²lik alandan 209 adet toprak örneği alınmıştır. Ayrıca bölgesel temel değeri saptayabilmek için de çalışma alanının yakın yörelerinden sistematik olarak 48 adet toprak örneği alınmıştır. Toplam 257 adet olan bu örnekler üzerinde total Cu - Pb - Zn analizleri yapılmıştır.

Harşit - Köprübaşı polimetallik cevherleşmesi yeraltı işletmesi şeklinde işletilmektedir. Topografyanın uygunluğu nedeniyle çevre pek kirletilmemiştir. Cevherleşme oldukça kalın (3 - 5 m), yerinde oluşmuş bir toprak örtüsüyle örtülüdür. Bu nedenle gömülü mineralizasyonun toprak örtü üzerinde klastik ve hidromorfik bir yayılım (dispersiyon) halesi oluşturacağı kesindir.

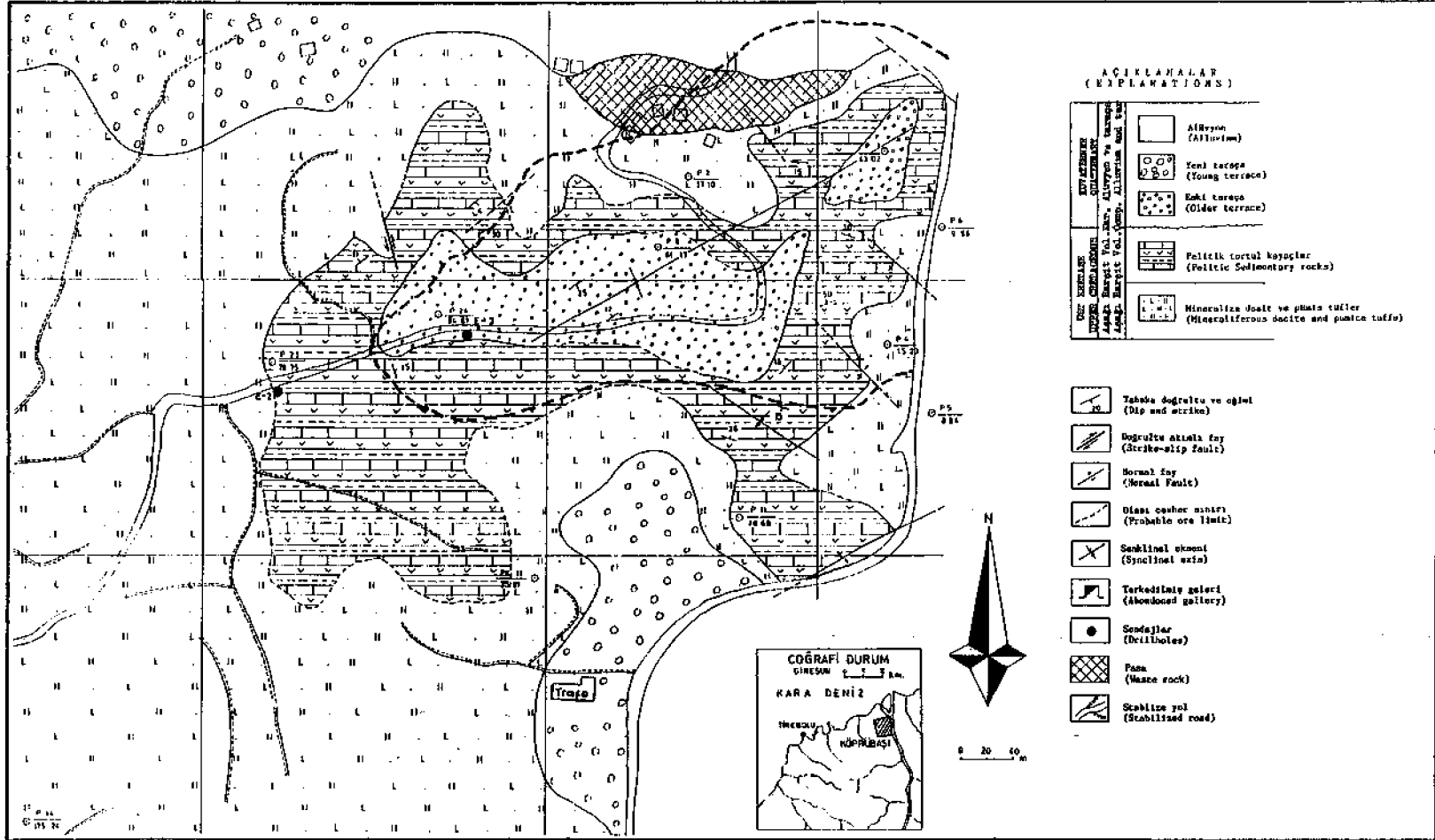
Ana elementlerin sfalerit - galen - tetraedrit oluşu, Zn - Cu - Pb nin iz bulucu element olarak kullanılmasını gerektirmektedir.

Toprağın sülfid mineralizasyonu üzerinde olması asidik ve okside ortam sağlamaktadır. Bu durumda ancak Zn ve Cu akıcı (Levinson, 1980). Bunun yanında Pb hiçbir ortamda akıcı değildir. Dolayısıyla bu çalışma sonunda Zn - Cu ve Pb anomalileri yorumlanarak sonuçta gidilmeye çalışılmıştır.

Jeokimyasal prospeksiyon, cevherleşme çevresinin araştırılmasında sondaj yöntemiyle karşılaşıldığı zaman çok düşük bir maliyet göstermektedir. Ancak bu yöntemin başarısı örnekleme, analiz ve yorumlamadan oluşan ve birbirini izleyen üç aşamanın iyi seçilmiş ve hatasız olmasına bağlıdır (Thomson, 1986). Eğer bu çalışmanın sonunda Harşit cevherleşmesi için saptanan hedefler daha önce varlığı bilinen cevher mercekleri üzerinde konumlanırsa bu prospeksiyon modeli bölgedeki benzer zuhurlar üzerinde de uygulanabilir.

ÖRNEK ALIMI VE HAZIRLANMASI

Örnekleme yönteminde öncelikle hedefin boyutu ve şekli gözönüne alınmaktadır. Süperjen anomaliler için en uygun örnekleme karelej yöntemidir. Karelej yöntemi hem çalışma sahasına yayılış için, hem de grafiklemeye için tercih edilmektedir. Karelej boyutları öyle seçil-



Şekil 1. Çalışılan bölgenin jeoloji haritası.

Figure 1. Geological map of the study area.

PONTİD TİPİ MASİF SÜLFİTLERDE HEDEF SAPTAMASI

melidir ki, beklenen en küçük anomali limitleri içine en az dört örnek düşmelidir (Rose ve diğ., 1981). Bu çalışmalarda 40 m. aralıklı kareyaj bu şartları sağlamış ve uygulanmıştır.

Çalışmalar sırasında örnekler toprağın B zonundan alınmıştır. Analitik işlemler sırasında yaklaşık 20 - 50 gr. elenmiş ve kurumuş örnek yeterli olmaktadır. Bu miktarı elde etmek için araziden yaklaşık 200 - 250 gr. örnek almak gerekmektedir (Rose ve diğ., 1981). Örnek alım derinliğini saptamak için iki ayrı yerden toprak profili çıkarılmıştır. San renkli, killi, B zonu 25 cm. derinlikten başlamakta ve 1.5 m. derinliğe kadar devam etmektedir. Zn, Cu ve Pb dağılımı B zonu boyunca uniform bulunmuştur. Kutlular (Sürmene) cevherleşmesi civarında da benzer sonuçlar bulunmuştur (Kolaylı, 1987). Bu nedenle örnek alınan yerlerde 40 - 60 cm. derinliğinde B zonuna ulaşılmacaya kadar çukur kazılmış ve örnekleme yapılmıştır. Kareyaj çizgileri kuzey - güney ve doğu - batı yönlerinde seçildiğinden örnekleme sırasında ilerlenirken pusuladan yararlanılmıştır. Kareyaj çizgilerinin kesim noktaları numaralandırılmış ve aynı numaralar örnek poşetlerine de verilerek herhangi bir karışıklık olması önlenmiştir.

Çalışma alanının genişletilmesinde çeşitli faktörler sınırlı olmuştur. Merkez olarak daha önce işletme yapılan zuhur alınmıştır. Bu merkezin kuzeyinde Giresun - Trabzon devlet karayolu yerleşim alanı bulunmaktadır (Şekil 1). Ancak örneklemeye uygun olan merkezin güney bölgesi çalışılmıştır. Örnekleme yapılırken bölgeyi temsil edebilecek bir temel değer elde edilebilmeye özen gösterilmiş ve oldukça sık bir örnekleme yapılmıştır.

Zn, Cu ve Pb değerleri ile çalışılması durumunda, bunların toprak minerallerinde kil boyutu tanelere absorpsiyon ile bağlandığı bilindiğinden örnekler 80 mesh boyutunda elenmiştir. 80 mesh (177 mikron) tane boyutu yapılan deneylere göre en ideal olarak bulunmuş ve toprak analizlerinde universal olarak kabul edilmiştir (Thomson, 1986; Rose ve diğ., 1981).

110°C de etüvde kurutulan örnekler Zn, Cu ve Pb değerlerinin etkilenmemesi için paslanmaz çelik bir elekten geçirilmişlerdir. Kurutulan ve elekten geçirilen bu örnekler araştırmanın diğer aşamalarında kullanılmak üzere nem almamaları için desikatörde korunmuşlardır. Daha sonra tablet yapımı için her örnekten 2 gr. alınıp, 4 gr. toz borik asit ile için pres altında 300 kg/cm² basınç uygulanmıştır.

ANALİTİK YÖNTEMLER

Analiz işlemleri, K.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarında Jeol - SX2 X-ışınları floresans spektrografi ve Perkin Elmer 403 atomik absorpsiyon spektrofotometresi kullanılarak yapılmıştır.

X-ışınları floresans yöntemiyle yapılan analizlerde Zn, Cu ve Pb için ayrı ayrı total metal miktarları ölçülmüştür. Aslında bulunması istenen değer hidromorfik yayılım ile toprağa geçen Zn, Cu ve Pb miktarıdır. Toprak içinde arta kalmış silikat minerallerinin kafes yapısına girmiş Zn, Cu ve Pb gibi metaller ihmal edilebilir konsantrasyonda olduklarından çalışmalarda total analizleri kullanmak daha güvenilirdir (Thomson, 1986).

Analizler sırasında kullanılan standartlar, örneklerin kendi içinden seçilmiştir. Standart olarak kullanılacak örnekler değişik konsantrasyonlu olup, her birinden dört analiz yapılarak ortalamaları alınmıştır.

Analiz için bu örneklerden 2.5 gr. teflon kab içerisine alınmış ve 10 ml. (1+1) HNO₃ ile reaksiyona sokulmuştur (Tokel, 1985). 110°C ye ayarlanmış etüvde 2 saat bekletilen örnekler süzülerek 100 ml. lik balon jöjeye konmuş ve hacim saf su ile tamamlanmıştır. Daha sonra da her bir elementin ölçümleri ayrı ayrı atomik absorpsiyon ile yapılmıştır.

X - RF de analiz için, preslenmiş toz örnek kullanılmıştır. Atomik absorpsiyon ile ölçümleri yapılan ve standart olarak kullanılan örnekler de dahil olmak üzere tüm toprak örneklerinden tabletler hazırlanmıştır.

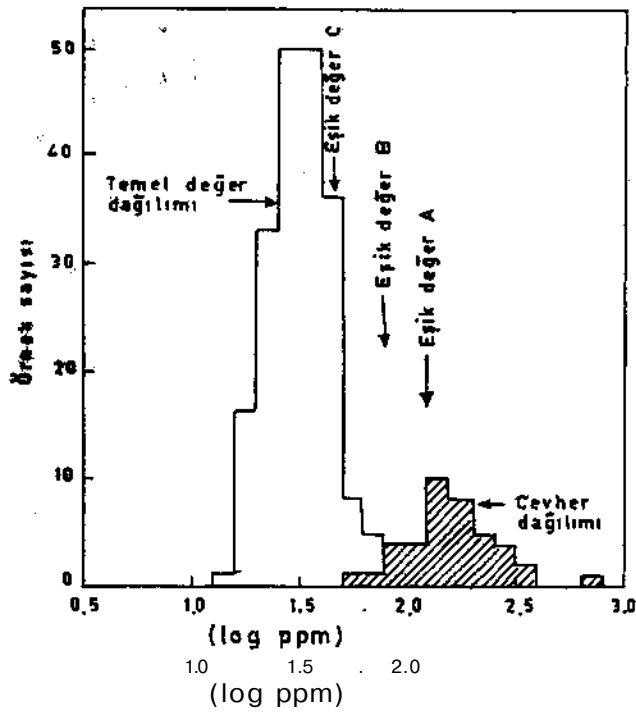
Standart ve örnekler aynı tip malzemeden yapılmış olduklarından kütle absorpsiyon ve girişim düzeltmelerine tabi tutulmuşlardır. Ölçümler Rh (Rodyum) tüpü emisyonu altında LİF 200 kristali ile yapılmıştır. Doğruluğu saptamak amacıyla, standart örnekleri atomik absorpsiyon ile tekrar analiz edilmiş, sonuçta ± %3 farklılık tesbit edilmiştir.

TEMEL VE EŞİK DEĞERLENDİRMESİ

Mineralize olmamış toprak (geniş anlamda yeryüzü) maddelerindeki bir elementin normal bolluğu genellikle doğal temel değer (background) olarak belirtilir. Topraktaki temel değer toprağın çeşidine ve çevresine bağlı olarak değişebilir. Eşik değer ise en basit anlamıyla normal temel değer kümelenmelerinin üst limitidir. Yani bu değerlerden daha düşük değerler temel değer, yüksek olan değerler ise anomali olarak kabul edilir. Daha kompleks durumlarda iki veya daha fazla eşit değer kabul edilebilir.

Eşik değerinin isabetli ve doğru seçilmesi çok önemlidir. Şayet eşik çok yüksek tutulursa (Şekil 2, Eşik değer A) bazı yataklar gözardı edilmiş olacaktır. Eğer eşik düşük tutulursa (Şekil 2, Eşik değer C) zaman ve para belirgin olmayan anomalileri izlemede harcanmış olacaktır.

Temel değerden eşik ve anomali örneklerini ayırmak için, veri miktanna, araştırmanın amacına, araştırılan alan hakkındaki bilgiye ve seçimin ekonomik so-



Şekil 2. Temel, eşik ve anomali değerlerinin dağılımı (Rose ve diğ., 1981).

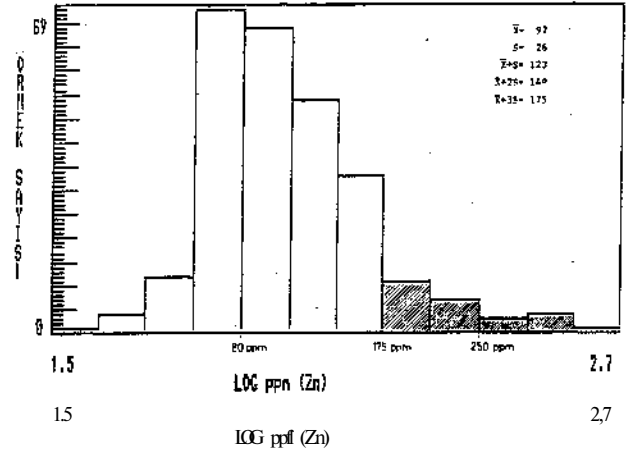
Figure 2. Distribution of the background, threshold and anomaly values (Rose et al., 1981).

nucuna bağlı olarak bir takım yöntemler kullanılabilir (Rose ve diğ., 1981):

- 1) Bulunan değerlerin literatürden elde edilen bilgilerle karşılaştırılması,
- 2) Bir veri histogramı üzerinde toprak örnekleri sayısının grafiksel ayrımı,
- 3) Aritmetik ortalamaya standart sapmanın katlarının eklenmesi (2, 3 veya daha fazla katı),
- 4) Olasılık kağıdı üzerinde birikimli frekansların çizilmesi ve anomali - temel değer dağılımına bölüştürülmesi,
- 5) Veriler bir harita üzerinde gösterildiğinde anormal örnek (eşik değerden minimuma ve maksimuma doğru sapan örnekler) kümelerinin tanınması,
- 6) Bir oryantasyon araştırması sonuçlarıyla karşılaştırmalı bir eşik seçme yöntemi kullanılabilir.

Temel değer ve eşik değer sapmalarında yukarıda belirtilen yöntemlerin hemen hepsinden yararlanılmış ve sonuçların en doğru olmasına özen gösterilmiştir.

Elementlerin dağılım sıklığını çalışırken logaritmik konsantrasyon genellikle en uygun yol olduğundan (Shaw, 1961) bu çalışmada da toprak örneklerinde bulunan iz elementlerin (Zn - Cu - Pb) değerlendirilmesinde aynı yöntem seçilmiştir. Jeokimyasal çalışmalarda konsantrasyonların log - normal dağılımlarında anomali



Şekil 3. Toprak örneklerinin Zn içeriği histogramı.

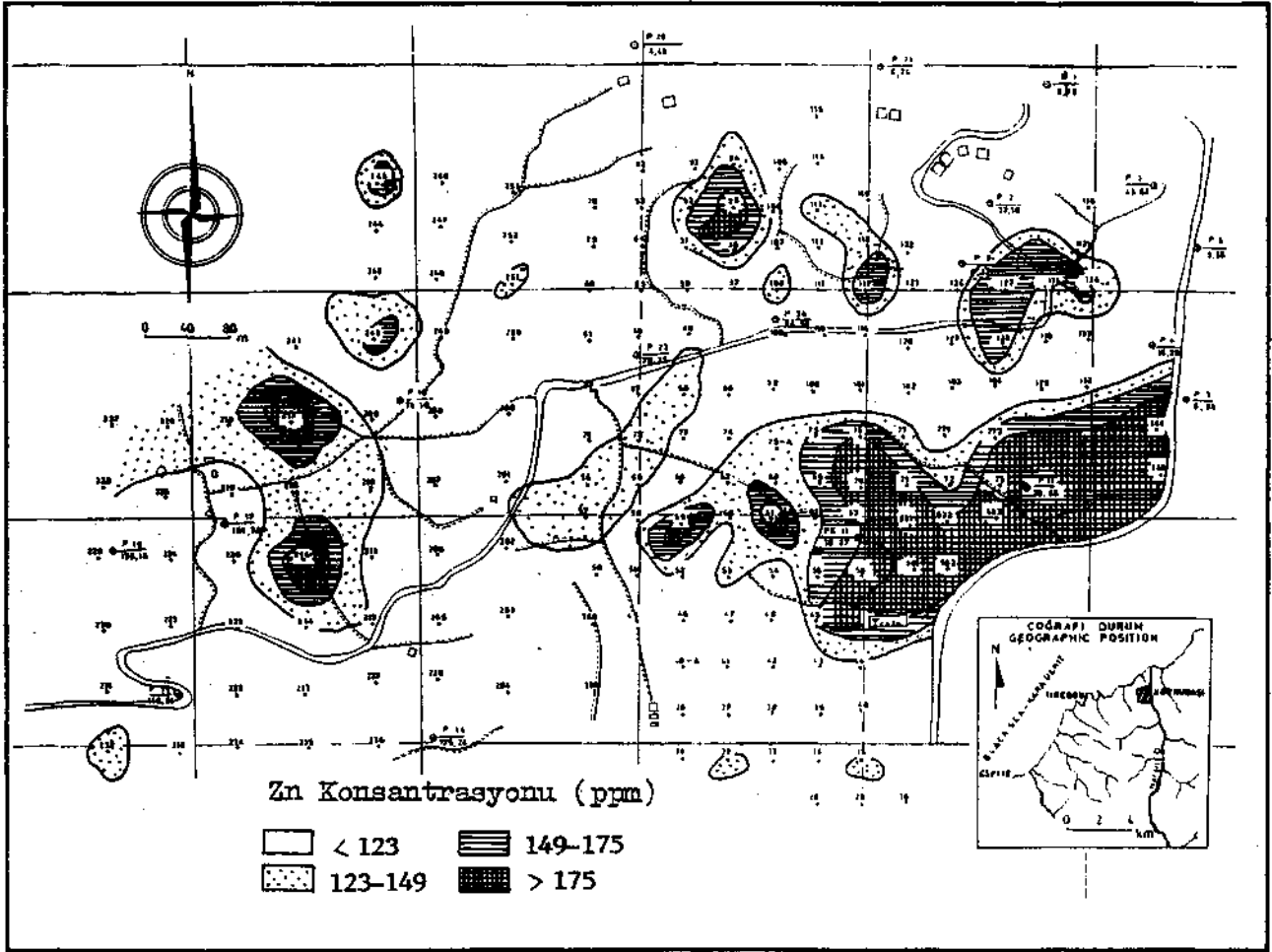
Figure 3. Histogram for Zn content of soil samples.

değerlerinin temel değerlerden ayrılması ve eşik değerlerin saptanması şekil 2'de açıklanmıştır. Şekilde görüldüğü gibi temel değer toplulukları cevher topluluklarıyla ayrı pikler vermektedir. Bu piklerin kesiştiği noktaların bölgesel eşik değeri vermesi gerekmektedir. Çalışma alanında cevherden uzaklaşarak temel değer tesbiti için örnekler alınmış, fakat yine de dünya ortalamalarının oldukça üzerinde değerler bulunmuştur. Aslında bu özellik önemli bir bulgudur: Çünkü dünya ortalamalarında toprakta Zn: 36 ppm, Cu: 15 ppm Pb: 17 ppm dir (Rose ve diğ., 1981). Çalışmalarda bulunan bölgesel temel değerler ise Zn: 80 ppm (dünya ortalamasının 2 katı), Cu: 28 ppm (dünya ortalamasının 2 katı), Pb: 158 ppm (dünya ortalamasının 8 katı) dir. Toprak örneklerinin tamamının mineralize dasit ve onun üzerine gelen pelitik kayaç birimlerinden alındığı düşünülürse bu durumun olağan olduğu kanısına varılır.

Zn konsantrasyonlarının log - normal dağılımları Şekil 3 de gösterilmiştir. Bu dağılım üzerinde bölgesel temel değer 80 ppm dir. Aritmetik ortalama $\bar{x} = 97$, standart sapma $s = 26$ dir. Bu değerlere bağlı yersel eşik değerler ($\bar{x}+s = 123$, $\bar{x}+2s = 149$, $\bar{x}+3s = 175$) olarak alınmıştır (Şekil 4).

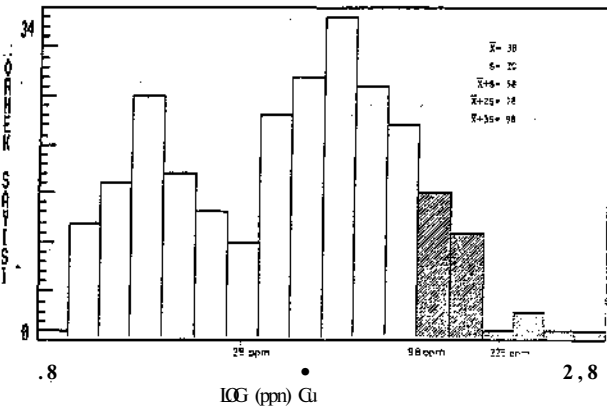
Cu elementi için bölgesel temel değer 28 ppm dir. $\bar{x} = 38$, $s = 20$ dir (Şekil 5). Yersel eşik değerler ise, standart sapmanın katları ($\bar{x}+s = 58$, $\bar{x}+2s = 78$, $\bar{x}+3s = 98$) olarak alınmıştır (Şekil 6).

Pb elementi için durum biraz daha farklıdır. Çevrenin aşırı derecede killeşmiş olması (kilin absorpsiyon yeteneğinin çok fazla oluşu) ve kurşunun immobil oluşu, bu mineralin çevrede daha çok derişinin artmasına neden olmuştur. Dolayısıyla anomali değeri $\bar{x} = 5s$ olarak tesbit edilmiştir. Diğer bir deyişle $\bar{x} = 173$, $s = 33$ olarak bulunmuştur (Şekil 7). Bölgesel eşik değerler ($\bar{x}+s = 206$, $\bar{x}+2s = 239$, $\bar{x}+3s = 272$, $\bar{x}+4s = 305$, $\bar{x}+5s = 338$) olarak saptanmıştır (Şekil 8). Bölgesel temel değer ise 158 ppm dir.



Şekil 4. Cevherleşme üzerinde gelişmiş toprak örtüde Zn dağılımı.

Figure 4. Zn distribution in residue/soil over the mineralization.



Şekil 5. Toprak örneklerinin Cu içeriği histogramı.

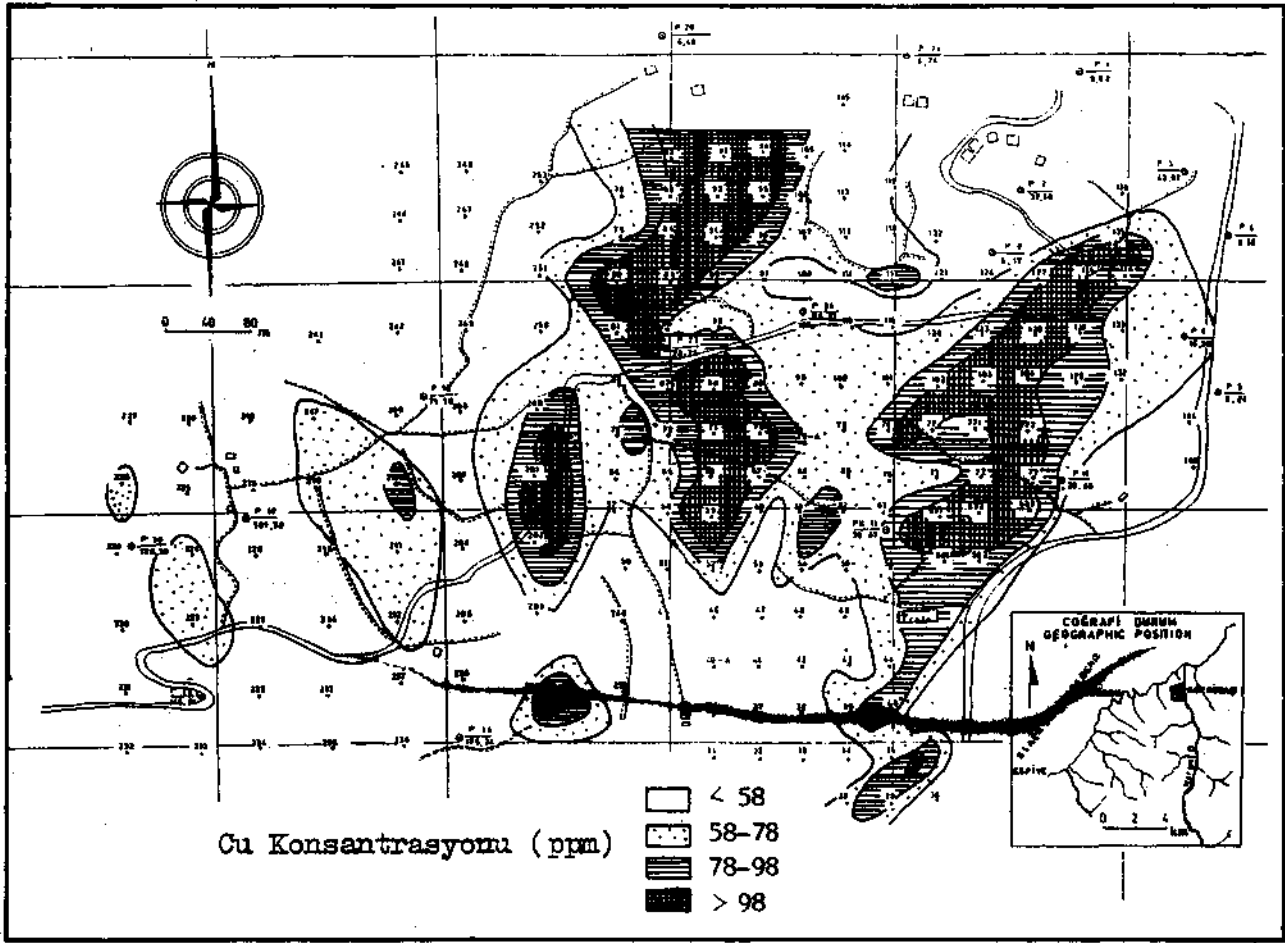
Figure 5. Histogram for Cu content of soil samples.

ANOMALİLERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Çinko dağılımı incelendiğinde (Şekil 4), anomalilerin, trafo merkezi ve civarında oldukça geniş bir alanda,

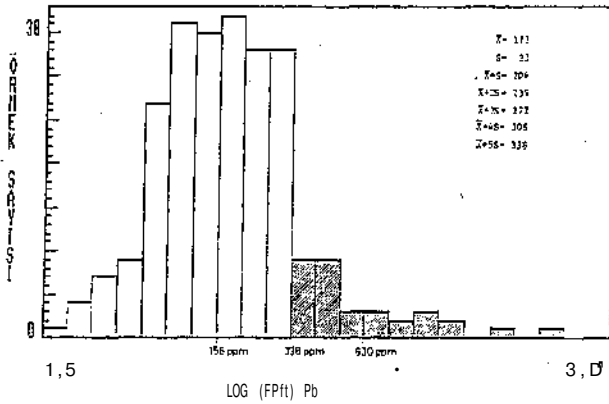
ayrıca inceleme alanının batı kısmında iki ayrı lokalitede yer aldığı görülmektedir. Primer cevherin yoğunlaştığı bu bölgede ortalama Zn tenörü %4 ve yan kayada temel Zn değeri ise 80 ppm dir. Bu durumda primer cevherde Zn kontrastı (%4: 80 ppm = 500) dür. Üzerindeki toprakta oluşan anomalideki ortalama değer 250 ppm dir. Bölgesel temel değer ise 80 ppm dir. Bu durumda topraktaki Zn kontrastı (250 ppm: 80 ppm = 3) olmaktadır. Bu iki konsantrasyonun oranı ise (3 : 500 = 1 : 166) olmaktadır. Trafo civarındaki anomali ise çalışma sırasında ortaya çıkan en büyük anomali dir.

Çinko elementinin asitli ortamlarda (pH 5.5) akıcılığının yüksek olduğu (Levinson, 1980) gözönüne alınarak, toprak anomalilerinin şiddet ve kontrastının primer cevherde görülen tenor dağılımlarından çok daha düşük olacağı, dolayısıyla jeokimyasal toprak anomali profilinin alçak ve geniş olacağı (Şekil 3'de görüldüğü gibi taralı alan) açıktır.



Şekil 6. Cevherleşme üzerinde gelişmiş toprak örtüde Cu dağılımı.

Figure 6. Cu distribution in residue/soil over the mineralization.



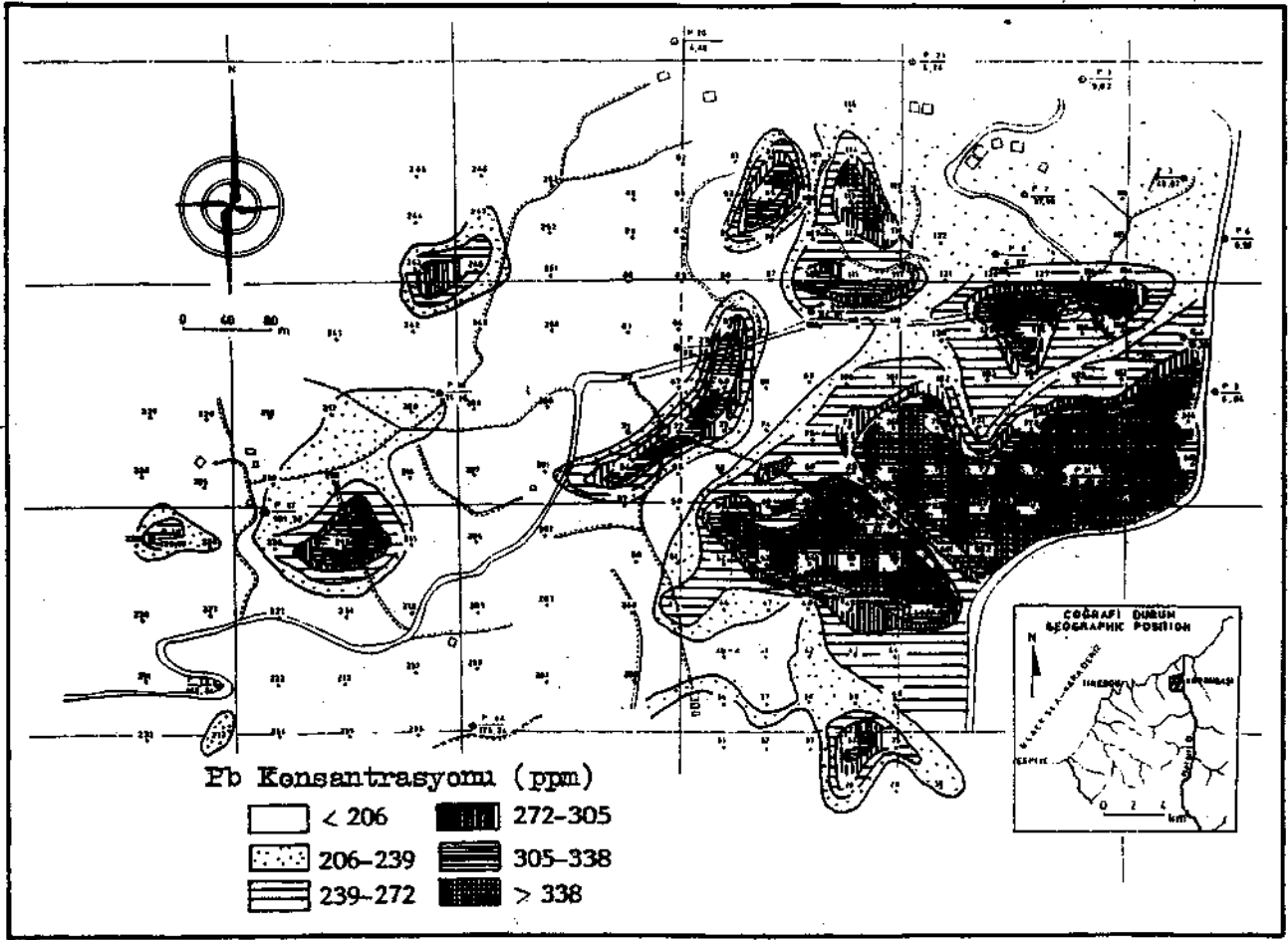
Şekil 7. Toprak örneklerinin Pb içeriği histogramı.

Figure 7. Histogram for Pb content of soil samples

Bakirli dağılımı incelendiğinde (Şekil 6), anomalilerin yine trafo merkezi çevresinde yer aldığı görülmektedir. Ayrıca daha sonra çalışılan bu bölgenin yaklaşık

1 km güneyinde de bir anomali tesbit edilmiştir. Primer cevherin yoğunlaştığı bu bölgede ortalama Cu tenörü %0.5 dir ve yan kayada Cu temel değeri ise 45 ppm dir. Buna göre primer cevherdeki Cu kontrastı (%0.5:50 ppm = 100) dir. Üzerindeki toprakta oluşan anomalideki ortalama değer 225 ppm olup, temel değer ise 28 ppm dir. Cu kontrastı (225 ppm : 28 ppm = 8) dir. bu iki kontrastın oranı ise (8 : 100 = 1/13) dir.

Kurşun dağılımı incelendiğinde ise (Şekil 8), trafo merkezi civarında birbirine çok yakın iki anomali tesbit edilmiştir. Daha öncede bahsedildiği gibi Pb için ancak aritmetik ortalamaya standart sapmanın 5 katı eklenerek anomali değeri bulunmuştur. Primer cevherin yoğunlaştığı bölgede ortalama Pb tenörü %4 ve yan kayada Pb temel değeri 50 ppm dir. Buna göre primer cevherdeki Pb kontrastı (%4 : 50 ppm = 800) dür. Üzerindeki toprakta oluşan anomalideki ortalama değer 630 ppm olup, temel değer ise 158 ppm dir. Pb kontrastı (630 ppm : 158 ppm = 4) dür. Bu iki kontrastın oranı ise (4 : 800 = 1/200) dir.



Şekil 8. Cevherleşme üzerinde gelişmiş toprak örtüde Pb dağılımı.

Figure 8. Pb distribution in residue I soil over the mineralization.

Her iki kontrastın oranının çinkoda 1/166 çıkması bu elementin akıcılığı ile ilgilidir. Fakat bakır ve kurşundaki oranların biraz sapma göstermesi tenor, ortamın pH derecesi v.s. gibi tamamıyla yersel koşullara bağlıdır.

SONUÇLAR

Harşit - Köprübaşı cevherleşmesi üzerinde yapılan jeokimyasal prospeksiyon çalışmaları sonunda bulunan Cu, Zn, Pb elementleri için temel değerler dünya toprak ortalama değerleriyle karşılaştırıldığında yüksek değerler vermektedir. Örneğin; temel değerler ortalama olarak Pb: 158 ppm, Zn: 80 ppm, Cu: 28 ppm dir. Yersel eşik değerler Pb: 206 - 338 ppm, Zn: 149 - 175 ppm, Cu: 58 - 98 ppm olarak saptanmıştır.

Çalışma alanında bulunan yersel eşik değerler hedef olarak kabul edilen masif cevhere oldukça yakın mesafededir.

İstatistiksel hesaplamalar sonucu Zn, Cu ve Pb için ayrı ayrı saptanıp haritalanan anomali bölgelerinin ko-

numu bilinen masif cevher kütleleri ile çakışmış olması, yöntemin doğruluğu ve güvenilirliği açısından önemli bir bulgudur.

Harşit - Köprübaşı cevherleşmesi için bulunan temel, yersel eşik ve anomali değerlerinin, bölgede yer alan ve potansiyel alan olarak tesbit edilen diğer mineralizasyonlar üzerinde uygulanabilirliği ve özellikle sondaj yerinin belirlenmesi için jeokimyasal hedef saptama çalışmalarında bir model olarak kullanılabilirliği araştırılmıştır.

KATKI BELİRTME

Çalışmalarım sırasında bana yardımcı olan Sayın Prof. Dr. Selçuk TOKEL'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Kolaylı, H., 1987, Kutular cevherleşmesi bölgesinde ekstrakte edilebilir bakır katyonunun topraktaki temel değeri, kişisel çalışma raporu (yayınlanmamış), KTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

Lewinson, A.A., 1980, Introduction to exploration geochemistry, Second edition, Applied publishing.

Rose, A.W., Hawkes, H.E., Webb, J.S., 1981, Geochemistry in mineral exploration, Second edition, Newyork.

Shaw, D.M., 1961, Element distribution laws in geochemistry, Geochim. Cosmochim., Açta 23 (116 -134).

Thomson, I., 1986, Exploration geochemistry: Desing and interpretation of soil surveys, Reviews in Economic Geology, Chapter 1, Vol 3 (1 - 18).

Tokel, S., 1985, Silikat ve itlerin teflon basınçlı kabında çabuk çözündürülmeleri ile atomik absorpsiyon spektrometresinde analizleri, KTÜ dergisi, Sayı 4 (87 _ 93), Trabzon.

Makalenin geliş tarihi: 16.12.1995

Makalenin yayma kabul tarihi: 26.7.1996

Received December 16, 1995

Accepted July 26, 1996

Sivas havzası batı sınırının (Ağcakışla) stratigrafik özellikleri *Basic stratigraphical features of the western boundary (Ağcakışla) of the Sivas Basin*

Kaan Şevki KAVAK Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Selim İNAN Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

Öz

İnceleme alanının temelini Paleozoyik yaşlı Akdağ metamorfileri oluşturmaktadır. Bu temel tabanda kırmızı renkli çakıltaşıyla başlayıp, kumtaşı, kıltaşı ve Nummulites'li kireçtaşlarıyla devam eden tavanda ise kireçtaşı ve marnlarla sona eren Tanesiyen - Lütseyen yaşlı Belkaya formasyonu tarafından açılı uyumsuz olarak üstlenir. Bu birimlerin üzerine karasal ortamda çökelmiş gri - sarı renkli marn ve jips merceklerinden oluşan Oligosen yaşlı Cevzicik formasyonu uyumsuzlukla gelir. Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı, çakıltaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşan İncesu formasyonu ise alta bulunan diğer birimleri uyumsuzlukla üstler. Bölgedeki tüm birimler ise Pliyo - Kuvaterner yaşlı Sekikaşı bazaltı tarafından örtülürler.

Bu çalışmanın sonucunda, inceleme alanında yapılan daha önceki çalışmaların aksine temeli oluşturan Paleozoyik yaşlı Akdağ Metamorfileri'nin üzerine açılı uyumsuzlukla gelen birimlerin yaşının Üst Paleosen'e kadar indikleri saptanmıştır.

Çalışma alanının Kırşehir Masifine dahil olan bu bölümündeki tektonik yapılarından olan doğrultu atımlı fayların genellikle sağ yönlü olduğu ve yer yer Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı birimleri kestiği gözlenmiştir. Ayrıca Tanesiyen - Lütseyen yaşlı çökeltilerin hem kendi içinde hem de Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı birimlerin dokanağında bindirme faylarıyla betimlendiği, bölgedeki bindirme yönünün ise kuzeydoğudan güneybatıya doğru geliştiği ortaya çıkarılmıştır.

Anahtar Sözcükler: Sivas havzası, Ağcakışla, Belkaya formasyonu, Stratigrafi, Tektonik

Abstract

The basement in the study area is represented by the Palaeozoic Akdağ metamorphics. These metamorphics are unconformably overlain by basal red conglomerates of the Thanetian - Lutetian Belkaya formation. This formation consists of red sandstone, marl, Nummulitic limestone, limestone - marl alternation and pebbly sandstone. Oligocene Cevzicik formation which is composed of continental grey - yellow marl and gypsum lenses rests unconformably on the Belkaya formation. The alternation of Upper Miocene - Pliocene conglomerates and sandstones of the İncesu formation overlies the older units with an angular unconformity. All units crop out in the region are covered by the Plio - Quaternary Sekikaşı basalts.

The fossil assemblage of the Belkaya formation suggests that the age of oldest unconformable rocks above the Akdağ metamorphics is Late Paleocene, not Lutetian as previously believed.

It has been observed that strike - slip faults in this part of the Kırşehir massive are generally right lateral and deform the Upper Miocene - Pliocene rock units. In addition, thrust faults develop within the Thanetian - Lutetian Belkaya formation itself and along its boundary with the Upper Miocene - Pliocene deposits. General trend of these thrust faults suggest a transport direction from northeast to southwest.

Key Words: Sivas basin, Ağcakışla, Belkaya formation, Stratigraphy, Tectonics

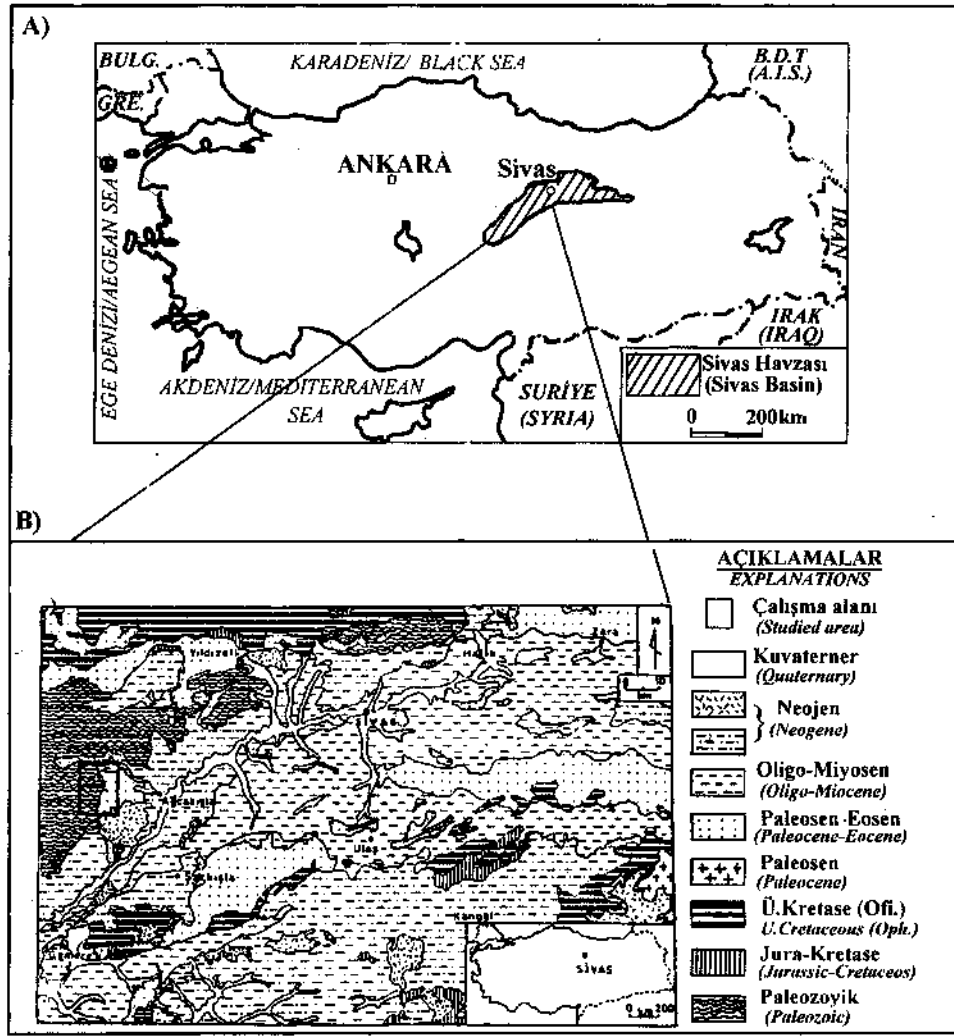
GİRİŞ

Orta Anadolu'nun önemli Tersiyer havzalarından birisi olan Sivas Havzası; kuzeyde Pontid ve Anadolu'da arasında yer alan ve Neotetis'in kuzey kolunun önceki yerine ait izleri taşıyan Erzincan Sütür Zonu içerisinde (Cater ve diğ., 1991), güneyde ise Toridler doğu ucunu oluşturan Üst Triyas - Üst Kretase yaşlı platform karbonatları ile sınırlanır (Özgül ve Turşucu, 1983; Yılmaz, 1985) (Şekü İA).

Sivas ilinin 80 km güneybatısında yer alan inceleme alanı, havzanın batısına düşmekte olup bölgede Paleozoyik yaşlı Kırşehir masifine ait metamorfik kayalar

temeli oluşturmaktadır. Bu temel üzerinde ise Tersiyer yaşlı birimler çökelmiştir (Şekü IB).

İnceleme alanı ve yakın çevresinde, en eski çalışmalar Ketin (1955, 1959) ve Altınlı (1961) tarafından 1/100.000 ölçekli jeolojik harita alımı şeklinde yürütülmüştür. Daha sonra Yıldızeli kuzeyinde Tatar (1977), Şarkışla ve Yıldızeli yörelerinde Gökten (1983; 1993) ve Ağcakışla yakın yöresinde ise Yalçın ve diğ. (1994) ve Yılmaz (1994) temel jeolojik amaçlı çalışmalar yapmıştır. Bunun dışında Saltık ve Saka (1971) ve Soytürk ve Birgül (1972)'ün bölgenin petrol potansiyelini ortaya çıkarmayı amaçlayan çalışmaları ile Tülümen



Şekil 1. A: Sivas Havzası'nın genel konumu (Yılmaz ve Sungurlu, 1991)

B: İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. A: Location map of the Sivas Basin (Yılmaz and Sungurlu, 1991).

B: Location map of the investigated area.

(1980) ve Alpaslan (1993)'ün bölgede yüzeleyen metamorfik kayalar ile ilgili çalışmaları sayılabilir. Cater ve diğ. (1991)'nin de Sivas Havzası'nın Tersiyer evrimine ait bir çalışması bulunmaktadır.

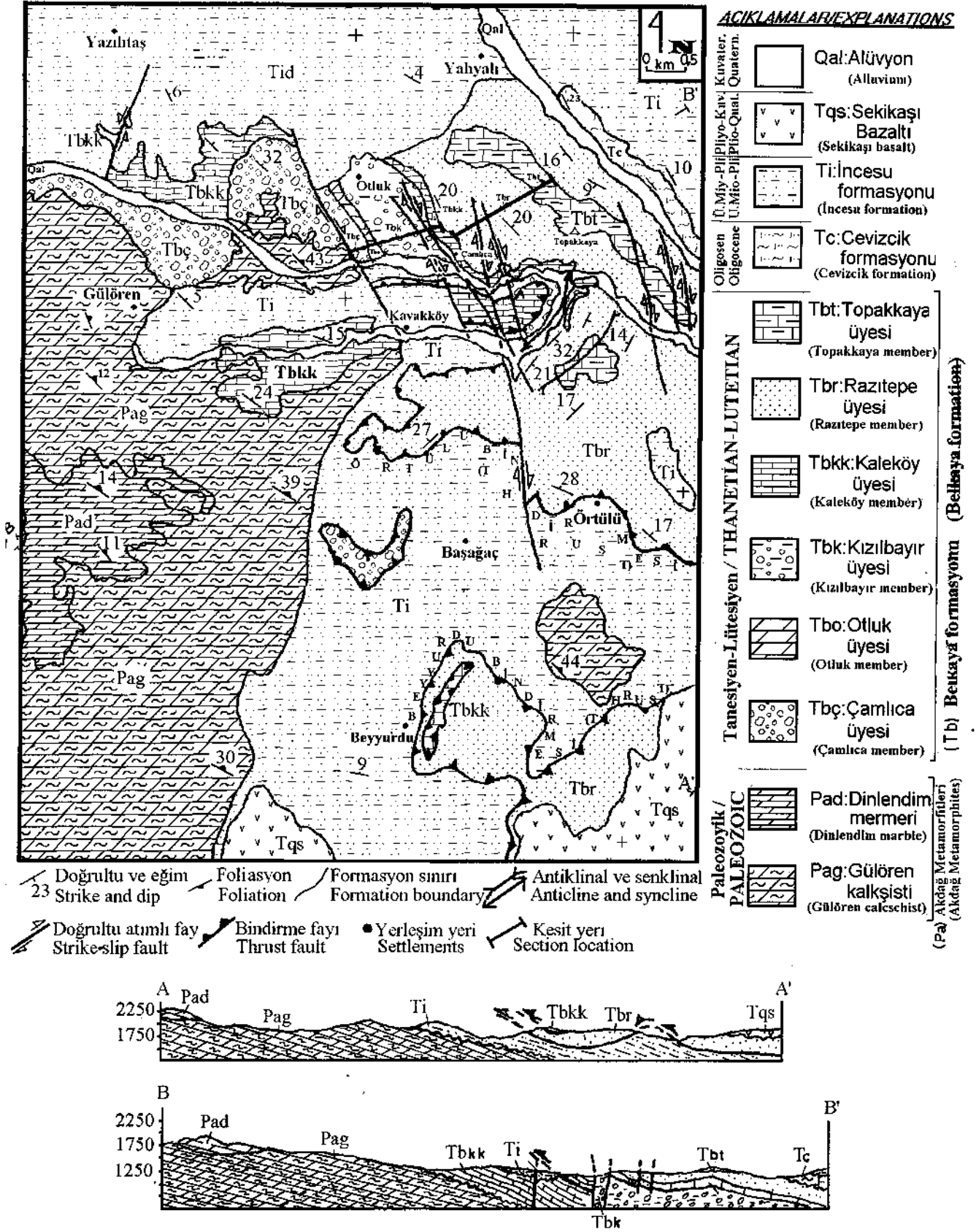
Yukarıda özetlenen çalışmalar çoğunlukla bölgesel ölçektir. İlk kez bu çalışma ile Ağcakışla yakın yöresindeki kaya birimlerinin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası ortaya çıkarılmış, stratigrafik ve tektonik özellikleri detaylı bir şekilde ortaya konulmaya çalışılmıştır. Özellikle inceleme alanında temel olarak bulunan Akdağ metamorfikleri üzerine gelen ve önceki çalışmalarda Eosen ve sonrası yaşta belirtilen Tersiyer birimlerinin yaşının bu çalışmayla Tanesiyen'e kadar indiği saptanmış olup ayrıntılı formasyon ve üye tanımlamaları yapılmıştır (Şekil 2).

STRATİGRAFİ

İnceleme alanının temelini Paleozoyik yaşlı Akdağ metamorfikleri oluşturur. Bu temel üzerine Tanesiyen - Lütesiyen yaşlı Belkaya formasyonu açılı uyumsuzlukla gelir. Bu birimi Oligosen yaşlı Cevizcik formasyonu uyumsuzlukla üstler. Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı İncesu formasyonu ve Pliyo - Kuvaterner yaşlı Sekikaşı bazaltı diğer tüm birimleri uyumsuzlukla örter (Şekil 3)

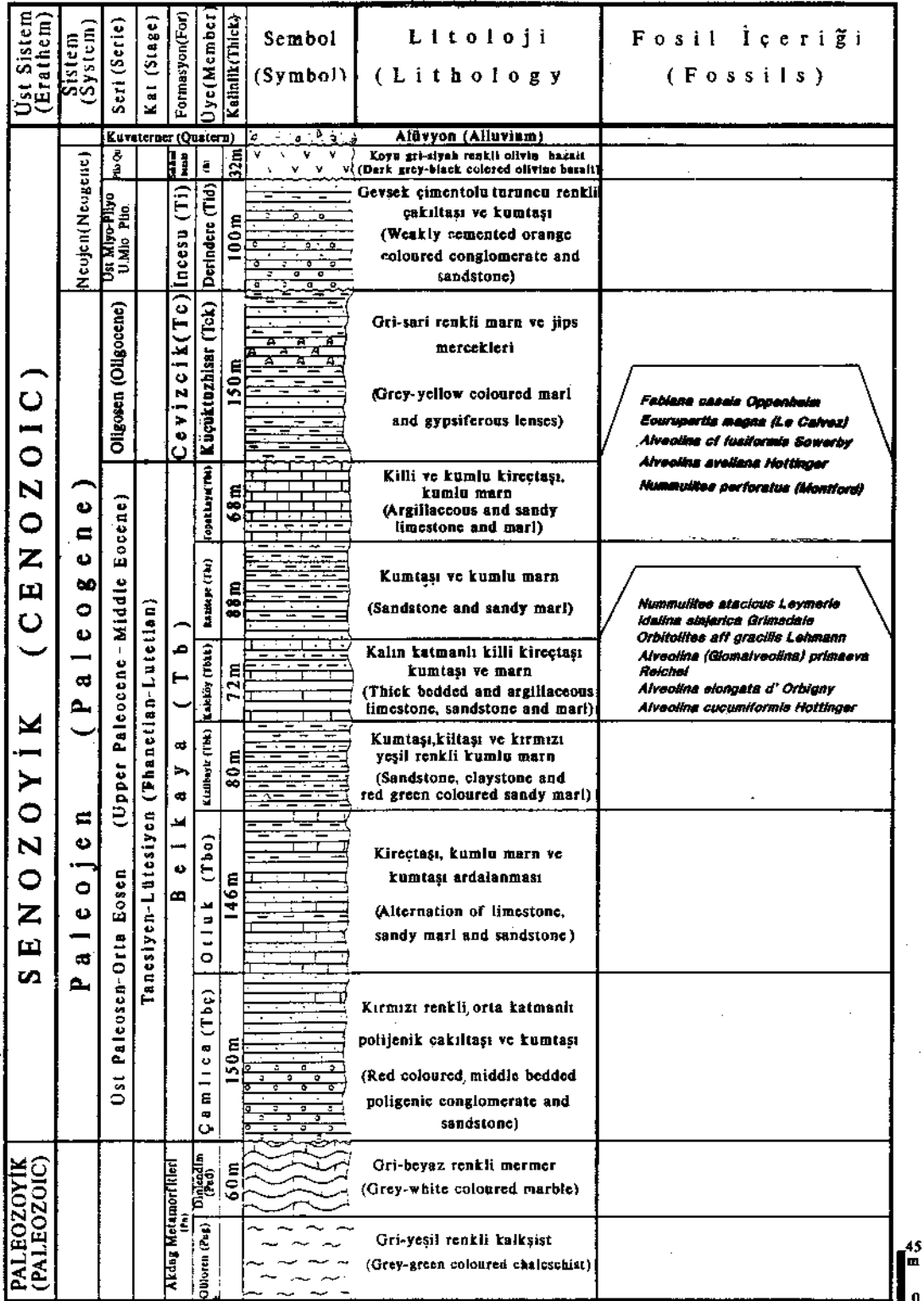
Akdağ metamorfikleri (Pa)

Çalışma alanının temelini oluşturan metamorfik kökenli kayalar ilk kez Tatar (1971) tarafından Akdağ Metamorfikleri olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada da aynı adlama kullanılmış ve birim aşağıdaki litolojilerden meydana gelmiştir.



Şekil 2. inceleme alanının jeoloji haritası ve jeolojik enine kesitleri.

Figure 2. Geological map and the cross sections of the investigated area.



Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3. Generalized stratigraphic columnar section of the investigated area.

SİVAS HAVZASI BATI SINIRI STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Gülören kalkıştı (Pag): Bölgenin temelini oluşturan bu kalkıştıler uyumlu olarak daha üstte Dinlendim mermerine geçmektedir (Şekil 3). Granoblastik ve lepidogranoblastik doku gösteren birimin egemen litolojisini gri - yeşil renkli, sık çatlaklı, çatlakları kalsit dolgulu kalkıştıler oluşturur. Birimin inceleme alanındaki toplam görünür kalınlığı 1500 m kadardır.

Dinlendim mermeri (Pad): Birim, Tanesiyen - Lütesiyen yaşlı Belkaya formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üstlenmektedir (Şekil 3). Gri - beyaz renkli, sık çatlaklı, yer yer masif özellikteki mermerler ile temsil edilen mermerlerden alınan örneklerin incelemesinde, granoblastik ve lepidogranoblastik dokuda oldukları ve muskovit mermer ile kuvars mermer bileşimi gösterdikleri saptanmıştır.

Akdağ metamorfitlelerinin Janesiyen - Lütesiyen yaşlı Belkaya formasyonunun altında yer alması nedeniyle Tanesiyen öncesi bir yaşa sahip olduğu söylenebilir.

Belkaya formasyonu (Tb)

Genel Tanım: Sivas Havzası'nda Tersiyer yaşlı birimlerin alt seviyeleri havzanın kuzey - kuzeydoğusunda Tokuş formasyonu (Yılmaz, 1980); batı kesimde (Yıldızeli yöresi) Çağlayan formasyonu; inceleme alanının kuzeyinde Santekke formasyonu olmak üzere tanımlanmış ve bu formasyonların Eosen (Lütesiyen) yaşlı oldukları belirtilmiştir.

Bu çalışmada, yukarıdaki araştırmacıların bulgularından farklı olarak Akdağ metamorfitleleri üzerine açılı uyumsuzlukla gelen birimlerin yaşlarının Tanesiyen'e kadar indiği ve ayrıntılı ölçülü kesitler yardımıyla da altı üyeye ayrıldığı saptandığından, ilk kez Belkaya formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Tip Yeri: Birim, coğrafi adını almış olduğu inceleme alanının orta kesimlerinde ve eteğinde Çamlıca köyünün de yer aldığı Belkaya tepesinin tamamında yüzeylemektedir. 1/25.000 ölçekli Sivas İ 36-d3 paftası kapsamında olan birim güneyde Beyyurdu, batıda Gülören ve Kavakköy kuzeyde ise Yahyalı köyleriyle sınırlanmıştır.

Tip Kesit: Birimin Tanesiyen - Lütesiyen yaş aralığını veren en iyi kesiti Otluk köyünün güneybatısından kuzeydoğudaki Topakkaya tepeye kadar yapılan kesitte görülmektedir (Şekil 2, 4). Bu kesitin, 1/25.000 ölçekli Sivas İ 36-d3 paftasında başlangıç koordinatı 39° 35' 17" enlem ve 36° 10' 55" boylamında, bitiş koordinatı ise 39° 35' 51" enlem ve 36° 14' 12" boylamındadır.

Alt ve Üst Sınırlar: Birim tabanda Akdağ metamorfitleleri üzerine Çamlıca üyesiyle açılı uyumsuz gelmekte olup tavanda ise Cevizcik formasyonu tafafından açılı uyumsuz olarak üstlenmektedir.

Formasyon tabandan tavana doğru kırmızı renkli çakıltaşı ve kumtaşından oluşan Çamlıca üyesi; kireçtaşı - kumlu marn ve kumtaşı araldanmasından oluşan Otluk üyesi; kumtaşı ve kıltaşı arakatlı, kırmızı - yeşil renkli kumlu marnlardan oluşan Kızılbayır üyesi; alt kesimleri fosilli kireçtaşı orta kesimleri ise kumlu marn ve kumtaşı aratabakalı kireçtaşları, üstte doğru ise kumlu marn aratabakalı kumlu kireçtaşlarından oluşan Kaleköy üyesi; kumtaşı ve kumlu marn araldanmasından oluşan Razitepe üyesi ve son olarak da alt kesimleri killi, kumlu kireçtaşı ve marn, üst kesimleri ise tamamen fosilli kireçtaşından oluşan Topakkaya üyesinden oluşmaktadır (Şekil 4). Birimin tüm üyelerini içeren tip kesiti ise çalışma alanının kuzeyinde görülmektedir (Şekil 2).

Çamlıca üyesi (Tbç): İnceleme alanında Belkaya formasyonunun tabanını Çamlıca üyesi oluşturur. Üyenin tip yeri Otluk köyünün güneybatısındadır. Birim, Paleozoyik yaşlı Akdağ metamorfitleleri üzerine açılı uyumsuzlukla gelmekte olup üzerindeki Otluk üyesi ile dereceli geçişlidir (Şekil 3,4).

Orta katmanlı, kötü boylanmak ve köşeli olup kırmızı renkli çakıltaşı ve kumtaşı ile karakterize olan üyede çakılların tümü mermer, kalkıştı, serpantinit ve kuvarsitten meydana gelmiştir. Çakıltaşını oluşturan bileşenlerin boyutları 0.5-10 cm arasında değişmekte olup tane boyu ve köşeliliği üst seviyelere doğru kısmen azalmakta ve en üstte gritik kumtaşlarına geçmektedir. Birimin en üst seviyelerinde bulunan karbonat çimentolu kumtaşları bol miktarda kuvars, kayaç parçaları (kuvarsit, şist, mermer) ve mika (muskovit, biyotit) içermekte olduğu ve Folk'un (1968) sınıflamasına göre litarenit bileşiminde olduğu saptanmıştır. Birimin matriksini kırmızı renkli silt ve kum oluşturup kalınlığı yaklaşık 150 m olarak ölçülmüştür (Şekil 3, 4).

Üyeye ait herhangi bir fosil bulunamamıştır. Fakat bu üyenin üzerinde, Üst Paleosen - Eosen yaşlı Otluk ve Kaleköy üyelerinin bulunması, üyenin olasılıkla en az Üst Paleosen yaşlı olduğunu gösterir.

Otluk üyesi (Tbo): Üyenin tip yeri çalışma alanının orta kesiminde bulunan Otluk köyünün güneyindedir (Şekil 2). Kireçtaşı - kumlu kireçtaşı - kumlu marn ve kumtaşı araldanmasından oluşan 146 m kalınlığındaki birimin en üst seviyelerinde konkoidal kırılmalı beyaz renkli dolomit ve dolomitik kireçtaşları (5m) ortaya çıkmaktadır. Kireçtaşları sarımsı renkli, midye kabuğu kırılmalı ve ince - orta tabakalı; kumlu kireçtaşları siyahımsı gri, kumlu marn ve kumtaşları genellikle kırmızı kısmen de yeşil - gri renklidir (Şekil 4). Karbonat kayaçları, dokusal açıdan (Folk, 1968) genellikle onkolitli sparit ve lito -veya- litoklastlı sparit olarak tanımlanmıştır.

SİVAS HAVZASI BATI SINIRI STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

lanmıştır. En üst seviyelerde kalkarenit, dolosparit ve fosilli sparite de yer yer rastlanmış olup ana bileşenlerini kalsit (%50 - 100, ortalama %85) ile birkaç örnekte ortaya çıkan dolomit (%10 - 95, ortalama %30) oluşturmaktadır.

Genellikle karbonat ve çok az miktarda demir çimentolu olan litarenit türü kumtaşları ana bileşen olarak mono ve polikristalin kuvars ve değişik oranlarda kayaç parçacıkları (şist, kuvarsit ve mermer) içerir.

Kızılbaş üyesi (Tbk): 80 m kalınlığındaki kumtaşı ve kıltaşı arakatlı, kırmızı - yeşil renkli kumlu marnlardan oluşan birimin tip yeri inceleme alanının orta kesimlerinde bulunan Otluk köyünün güneydoğusundadır (Şekil 2, 4). Bağlayıcı malzemesinin genellikle karbonat çimento (kalsit ve/veya daha az dolomit) ve bazı örneklerde de kil matriksin oluşturduğu kumtaşları mono ve polikristalin kuvars, feldispat, mika ve kayaç parçacıkları (kireçtaşı, mermer, kuvarsit, şist, yer yer derinlik ve volkanik) içermekte olup feldispatik litarenit olarak adlandırılmıştır. Tali bileşenler ise opak mineral ve granattır.

Belirlenen minerallerden kalsit %5 -50 (ortalama %25), dolomit %6 - 28 (ortalama %15), kuvars %8 - 62 (ortalama %28), feldispat %6 - 73 (ortalama %23) ve kil mineralleri %12 - 81 (ortalama %29) arasında değişen bolluklara sahiptir. Dolomit kumlu marnlarda ortaya çıkmakta, klastik minerallerin miktarı kum yüzdesine bağlı olarak artmaktadır.

Kaleköy üyesi (Tbkk): Üyenin tip yeri çalışma alanının orta kesiminde bulunan Çamlıca köyünün hemen doğusudur (Şekil 2). Birim tabanda kireçtaşları (fosilli mikrit) ile başlayıp, orta kesimlerinde kumlu marn ve kumtaşı aratabakalı kireçtaşları (litosparit) bulunmaktadır (Şekil 4). Kalınlığı 72 m olarak ölçülmüştür. Yapılan XRD sonuçlarına göre kalsit en yaygın olarak bulunan mineraldir (%17 - 95, ortalama %55). Dolomite bir örnekte rastlanılmıştır. Kuvars, feldispat ve kil minerallerinin miktarı karbonat kayaçlarının dışında kısmen artmaktadır.

Üye içerisinde, alttan üste doğru alınan sistematik örneklerde, *Alveolina cucumiformis* Hottinger, *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel, *Orbitolites* aff. *gracilis* Lehmann, *Idalina sinjarica* Grimsdale, *Chrysalidina* aff. *furidana* (Cole), *Nummulites atacicus* Leymerie, *Operculina* sp; ayrıca birim içerisinde çeşitli yerlerden alınan nokta örneklerde ise *Alveolina ellipsoidalis* Schwager, *Alveolina avellana* Hottinger, *Alveolina fusiformis* Sowerby, *Alveolina (Glomalveolina) aff. telemetensis* Hottinger, *Alveolina (Glomalveolina) levis* Hottinger, *Rotalia trochidiformis* Lamarck, *Lockhartia* aff. *diversa* Smout, *Missisippina binkhorsti* (Reus), *Idalina* sp., *Periloculina* sp., *Assüina* sp., *Eponides* sp.,

Sphaerogypsina sp., *Anomalina* sp., *Chrysalidina* sp., *Solenomersis* sp., fosilleri saptanmış olup birime Üst Paleosen - Alt Eosen (İlerdiyen) yaşı verilmiştir.

Razıtepe üyesi (Tbr): Kumtaşı ve kumlu marn ardalardan oluşan üyenin kalınlığı 88 m olup tip yeri Çamlıca köyünün kuzeydoğusuna düşmektedir (Şekil 2, 4). Feldispatik litarenit olarak adlandırılan kumtaşlarının ana bileşenleri kuvars, feldispat, mika, kayaç parçacıkları ve kalsit çimentodur. Belirlenen eser mineraller opal, turmalin ve zirkondur. XRD'de saptanan kalsit miktarının fazlalığı (%16 - 59, ortalama %32) mermer türü kayaç parçacıklarında ileri gelmektedir. Kuvars miktarı %11 - 67 (ortalama %30) arasında değişmektedir. Örneklerin önemli bir kısmında gözlenen feldispatlar %10 - 60 arasında değişmekte olup, ortalaması kuvars ve kalsite göre düşüktür (%21). Kumtaşlarında eser miktarda bulunan kil minerallerinin miktarı kumlu marnlarda ortalama %30'dur.

Dolomitlere sadece kumlu marnlarda rastlanılmıştır.

Topakkaya üyesi (Tbt): Üyenin tip yeri çalışma alanının kuzeydoğusunda bulunan Yahyalı köyünün güneyindeki Topakkaya tepesidir (Şekil 2). Birim, Razıtepe üyesi üzerinde uyumlu olarak yer alır ve Oligosen yaşlı Cevizcik formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üstlenir (Şekil 3).

İstifteki ikinci karbonatlı birimi temsil eden bu üyenin kalınlığı 68 m olarak ölçülmüştür. Alt kesimleri killi kireçtaşı, kumlu kireçtaşı (**litoklastlı** biyosparit) ve kumlu marn arakatlıları içeren birimin orta - üst kesimleri bütünüyle fosilli kireçtaşlarından (biyosparit) meydana gelmiştir (Şekil 4). Karbonat kayaçlarının kalsit içeriği %70 - 100 arasında değişmektedir. Dolomit bir örnekte gözlenmiştir. Kuvars, feldispat ve kil minerallerinin miktarı ise düşük olup, killi kumlu seviyelerde artmaktadır.

Topakkaya üyesinden alınan örneklerden yapılan ince kesitlerin incelenmesi sonucunda alttan üste doğru, *Nummulites aturicus* Joly ve Leymerie, *Nummulites petforatus* (Montfort), *Alveolina avellana* Hottinger, *Eorupertia magna* Le Calvez, *Fabiana cassis* Oppenheim, *Rotalia trochidiformis* Lamarck *Discocyclina* sp.; ayrıca üyenin çeşitli noktalarından alınan örneklerde ise, *Alveolina cucumiformis* Hottinger, *Alveolina cf. fusiformis* Sowerby, *Alveolina (Glomalveolina) lepidula* Schwager, *Missisippina binkhorsti* (Reuss), *Praerhapydionina huberi* Henson, *Orbitolites* sp., *Alveolina* sp., *Rotalia* sp., *Nummulites* sp., *Eponides* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Gypsina* sp., *Fabiana* sp., *Eorupertia* sp., fosilleri saptanmış ve birime Lütésiyan yaşı verilmiştir.

Kalınlık: Epiklastik ve karbonat kayaçların ardalardan oluşan Belkaya formasyonundan yapılan ölç-

çülü stratigrafik dikme kesit sonucunda birimin yaklaşık olarak 600 m kalınlığında olduğu saptanmıştır (Şekil 3,4).

Ortamsal yorum: Formasyonun alt seviyeleri kırıntılı sedimantasyon ürünü olan litolojileri (çakıltaşı ve kumtaşı), orta - üst seviyeleri ise kumtaşı, marn ve kilttaşlarının yanı sıra kimyasal sedimantasyon ürünü litolojileri de (kireçtaşı ve dolomit) içermekte olup en üst seviyelerde ise hemen hemen tümüyle kimyasal sedimantasyon ürünü olan kireçtaşlarına geçilmektedir. Bu durum ise formasyonun sığ denizelden kısmen daha derin denizel bir ortama doğru tedrici bir geçiş gösterdiğini, diğer bir ifadeyle transgresif bir nitelik taşıdığını yansıtır. Neritik ortamı karakterize eden fosilleri içeren kireçtaşlarının alt seviyelerinde sparitik, üst seviyelerde ise mikritik dokulu olması formasyonun çalkantılı bir ortamdan daha sakin bir ortama değiştiği fikrini desteklemektedir.

Cevizcik formasyonu (Tc)

Şarkışla ve yakın yöresinde çalışan Gökten (1983) tarafından yapılan tanımlamada formasyonun mercer şeklindeki jips kütlelerinden oluşan Küçüktuzhisar ve yer yer linyit damarları içeren kırmızı marn - kireçtaşı, ince çakıltaşı, jips ve kumtaşı ar dalanmasından oluşan Dökmetaş üyelerinden oluştuğu ortaya çıkarılmıştır.

İnceleme alanında bu formasyonun sadece Küçüktuzhisar üyesine karşılık gelen kısmı yüzeylenmektedir.

Küçüktuzhisar üyesi (Tek): Üye inceleme, alanının kuzeydoğusunda dar bir alanda yüzeylenmektedir. Belkaya formasyonunu uyumsuzlukla üstleyen birim, Pliyosen yaşlı İnceu formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2, 3). Üye tabanda yaklaşık 50 - 60 m kalınlığa sahip, sarı renkli kumtaşı ve marnlarla başlamaktadır. Bunların üzerine yanlara doğru incelen, 15 r 20 m kalınlığa sahip, hafif kıvrımlanma gösteren jips mercekleri gelir. Litoloji üyenin tavanına doğru marn ve kumtaşı ar dalanmasına geçmektedir.

Birim tabanda yer alan Belkaya formasyonunun Lütesiyen yaşlı Topakkaya üyesi üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Üzerinde ise yine uyumsuzlukla İncesu formasyonu yer alır. Bu ilişkiye göre birimin Lütesiyen sonrası Pliyosen öncesi bir yaşa sahip olduğu söylenebilir.

Gökten (1983), yaptığı çalışmada Küçüktuzhisar üyesini tabanındaki Lütesiyen yaşlı bilimlerin üzerinde uyumsuz olduğunu, tavanda ise Pliyosen yaşlı birimler tarafından yine uyumsuz olarak örtüldüğünü söylemiştir.

Üyeyi oluşturan ve denizel Eosen çökelleri üzerine gelen açık sarı renkli marnlar, kilttaşları ile bunlara üzerine gelen jips mercekleri en azından lagüner bir ortamı yansıtmaktadır.

İncesu Formasyonu (Ti)

Formasyon ilk kez Yılmaz (1980) tarafından Derindere çakıltaşı ve Porsuk kireçtaşı üyesi olmak üzere ayrılarak incelenmiştir. Akarsu ve gölsel çökellerden oluşan bu formasyona ait sadece Derindere üyesi inceleme alanında yüzeylenmektedir.

Derindere üyesi (Tid): Tabanında Oligosen yaşlı Küçüktuzhisar üyesini açılı uyumsuzlukla örten birim tavanda Sekikaşı bazaltı tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 3).

Egemen litolojisini yer yer kumtaşı arakatkılan içeren gri - turuncu renkli, kalın katmanlı çakıltaşları oluşturur. Bileşenleri şist, mermer, kristalize kireçtaşı, radyolarit, çört ve Nummulitesli kireçtaşlarından meydana gelir. Üyenin kalınlığı yaklaşık olarak 105 m olarak ölçülmüştür.

Birim, içerisinde Nummulitesli kireçtaşı çakıllarının bulunması nedeniyle Tanesiyen - Lütesiyen yaşlı Belkaya formasyonu ve onun üzerinde bulunan lagüner ortam ürünü Küçüktuzhisar üyesinden daha gençtir, üzerinde bulunan Pliyo - Kuvaterner yaşlı Sekikaşı Bazaltı gözönüne alındığında birimin yaşı Üst Miyosen - Pliyosen'dir.

Bu birim üzerine uyumlu olarak gelen gölsel nitelikli Porsuk kireçtaşlarından alınan örneklerde karasal ortam ürünü olan Charaların varlığı birimin gölsel ortamda çökeldiğine işaret etmektedir (Yılmaz, 1980).

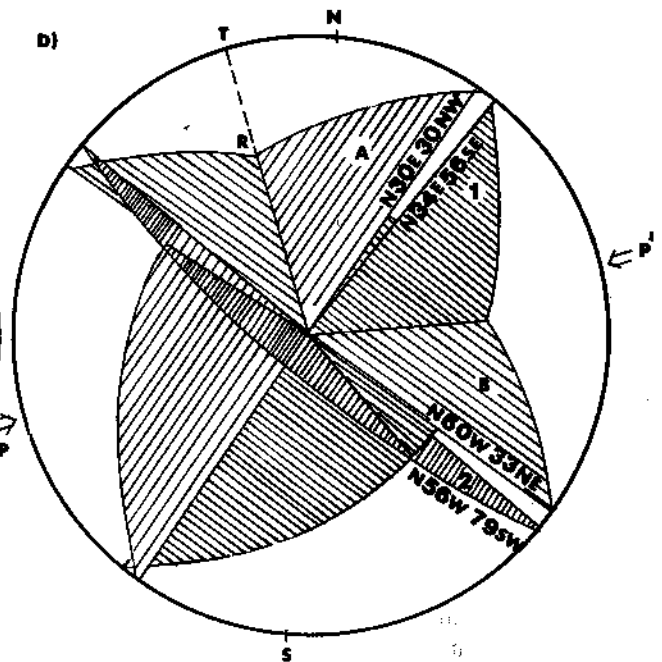
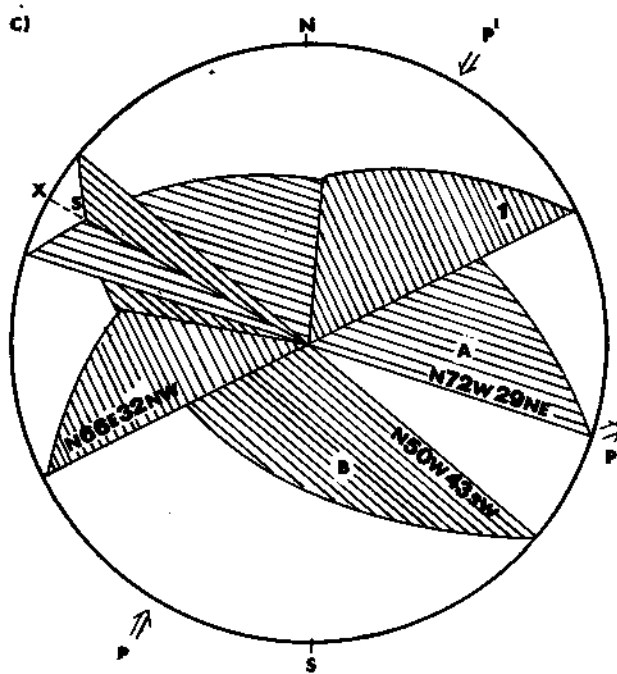
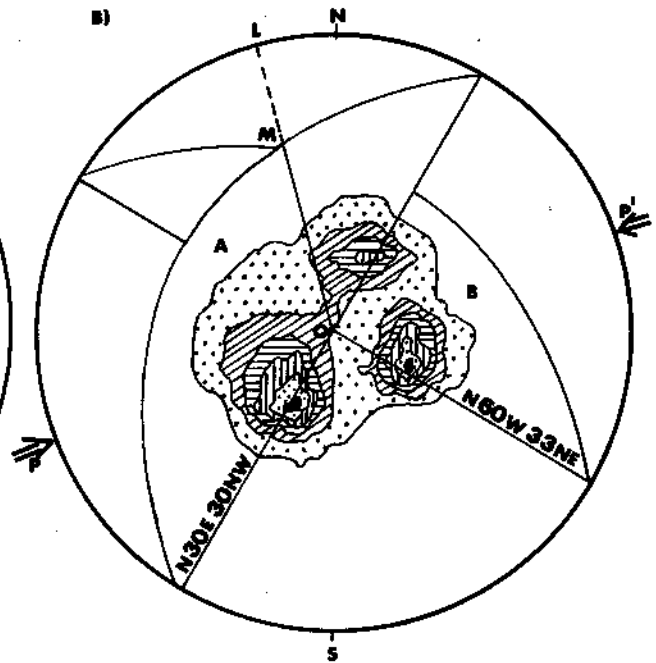
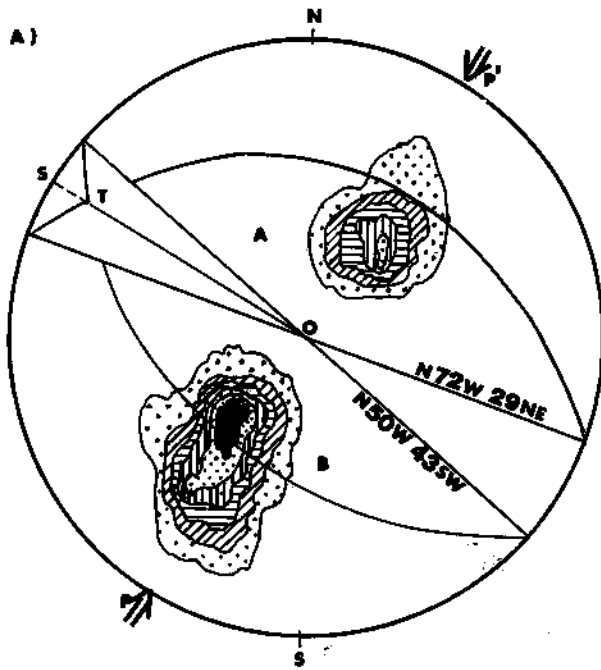
Sekikaşı Bazaltı (Tqs)

Çalışma alanının güneydoğu ucunda bulunan Pliyo - Kuvaterner yaşlı volkanizma ürünü olan Sekikaşı Bazaltı ilk kez Özcan ve diğ. (1980) tarafından tanımlanmıştır. Koyu gri - siyah renkli bazaltlardan oluşan birimin, hamurunun plajiyoklas ve ojit mikrolitlerinden oluşan olivin bazalt olduğu anlaşılmıştır. Birim altında bulunan İncesu formasyonunu uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 3). Kalınlığı ise 32 m olarak ölçülmüştür.

Birim, inceleme alanında yaşını belirleyecek kesin bir veri olmamakla beraber stratigrafik konumuna göre olasılıkla Pliyo - Kuvaterner yaşındadır.

YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanı Kırşehir masifi veya Orta Kızılırmak masifinin (Erkan, 1981) doğu ucu ile onları örten Tersiyer çökellerinden oluşmuştur. Belkaya formasyonunun da yer aldığı bölgedeki Tersiyer çökelleri Alpin orojenezinden etkilenerek, kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanmıştır. Bu dönem içerisinde bölgede KKB - GGD gidişli sağ yanal doğrultu atımlı faylar, KB - GD doğrultulu eksene sahip kıvrımlar ile KD - GB yönlü bindirmeler gelişmiştir.



SONUÇLAR

Bu çalışma ile bölgenin 1/25.000 ölçekli jeolojik haritalaması yapılarak, bölgede yüzeyleyen kaya grupları, formasyon ve üye düzeyinde ayrırtlanarak aşağıdaki sonuçlara varılmıştır:

1- İnceleme alanının yakın çevresinde yapılan daha önceki çalışmalarda metamorfik temel üzerinde Lütesiyen'den daha yaşlı olan birim saptanamamıştır. Bunlardan Yılmaz (1980)'in tanımladığı Tokuş formasyonu, Gökten (1984)'in tanımladığı Malak formasyonu ve Sümmengen ve diğ. (1987)'nin tanımladığı Malakköy formasyonlarının yaşı Lütesiyen'in tabanına kadar ancak inebilmektedir. Ancak gerçekleştirilen bu çalışmada ise metamorfik temel üzerinde bulunan ve yaşı Üst Paleosen'e kadar inen birimlerin varlığı ortaya çıkarılmıştır. Akdağ Metamorfitleri üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Belkaya formasyonuna ait Kaleköy üyesinden alınan kireçtaşı seviyelerinde Üst Paleosen - Alt Eosen'i (İlerdiyen) karakterize eden "Alveolina cucumiformis Hottinger, Alveolina (Glomalveolina) levis Hottinger" foraminiferleri tesbit edilmiştir. Buna göre Akdağ Metamorfitleri üzerine gelen en yaşlı birimlerin bölgede İlerdiyen yaşını verdiklerini söylemek mümkündür.

2- İnceleme alanında yer alan Akdağ Metamorfitleri (Pa) ile Belkaya formasyonundan (Tb) alınan katman ölçülerinden hazırlanan kontur diyagramlarından ortaya çıkarılan egemen sıkıştırmanın KD - GB yönlerinde etkin olduğu anlaşılmıştır. Bu sıkıştırmaya bağlı olarak çalışma alanında gözlenen bindirme faylarının (Örtülü ve Beyyurdu bindirmeleri) kuzeydoğudan güneybatıya

Şekil 5. A: Akdağ metamorfitlerinde egemen olan şistozite düzlemlerini gösteren stereografik izdüşüm.

B: Tanesiyen - Lütesiyen yaşlı Belkaya formasyonunda egemen olan katman durumlarını gösteren stereografik izdüşüm.

C: Akdağ metamorfitlerinde egemen olan şistozite ve eklem durumlarını gösteren stereografik izdüşüm.

D: Tanesiyen - Lütesiyen yaşlı Belkaya formasyonunda egemen olan katman ve eklem durumlarını gösteren stereografik izdüşüm.

Figure 5. A: *Stereographic projection of foliation planes of the Akdağ metamorphics.*

B: *Stereographic projection of bedding planes of the Belkaya formation of Thanetian - Lutetian age.*

C: *Stereographic projection of foliation and joint planes of the Akdağ metamorphics.*

D: *Stereographic projection of bedding and joint planes of the Belkaya formation of Thanetian - Lutetian age.*

doğru itildikleri ve bölgedeki doğrultu atımlı fayların genellikle sağ yanal atımlı olduğu ve yaklaşık K10° - 20°B doğrultusunda geliştiği ortaya çıkarılmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, öncelikle bu araştırmanın yürütülmesindeki maddi katkılarından dolayı Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonu'na, paleontolojik tayinleri yapan Doç. Dr. Nurdan İNAN'a, petrografik tayinleri gerçekleştiren Yrd. Doç. Dr. Ömer BOZKAYA'ya ve katkılarda bulunan Yrd. Doç. Dr. Haluk TEMİZ ve Yrd. Doç. Dr. Orhan TATAR'a teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alpaslan, M., 1993, Yıldızeli Yöresi Metamorfitlerinin Petrolojisi: C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Doktora Tezi, 359s, Sivas (yayımlanmamış).
- Altınlı, E., 1961, Kayadibi - Şarkışla Bölgesinin Jeolojisi: İ.Ü.F.F., Mec, Seri B, C. 26, 162 -199.
- Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C. and Turner, P., 1991, Tertiary Evolution of the Sivas Basin, Central Turkey, Tectonophysics, 195, 29 - 46.
- Erkan, Y., 1981, Orta Anadolu'nun Metamorfizması Üzerinde Yapılmış Çalışmalarda Varılan Sonuçlar: iç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, Türkiye Jeol. Kur. Yay., 9 - 12.
- Erkan, Y. ve Ataman, G., 1981, Orta Anadolu Masifi (Kırşehir yöresi) Metamorfizma Yaşı Üzerine K - Ar Yöntemi ile Bir inceleme, Yerbilimleri, 8, 27 - 30.
- Folk, R.L., 1968, Petrology of sedimentary rocks: Austin Texas, Hemphills, 170p.
- Gökten, E., 1983, Şarkışla (Sivas) Güney - Güneydoğusunun Stratigrafisi ve Jeolojik Evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 2, 167 -176.
- Gökten, E., 1984, Şarkışla Yöresinin Tektoniği: Jeoloji Müh. Derg., Sayı: 20, 3 - 9.
- Gökten, E., 1993, Ulaş (Sivas) Doğusunda Sivas Havzası Güney Kenarının Jeolojisi: iç Toros Okyanusunun Kapanımıyla ilgili Tektonik Gelişim, TPJD Bült. C. 5-1, 35-55.
- İnan, S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H., 1993, Ulaş - Sincan (Sivas) Yöresinin Stratigrafisi, Doğa - Türk Yerbilimleri Derg., Sayı: 2, 1 - 15.
- Kavak, K.Ş., 1992, Ağcakışla (Sivas GB'sı) Yöresinin Jeolojik Özellikleri: C.Ü. Fen Bilimleri Enst. Yüksek Lisans Tezi, 81 s, (yayımlanmamış).
- Ketin, I., 1955, Yozgat Bölgesinin Jeolojisi ve Orta Anadolu Masifi'nin Tektonik Durumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., Cilt VI, Sayı 1, 1-40.
- Ketin, I., 1959, Akdağmadeni civarının jeolojisi ve maden yatakları, I.T.Ü. Maden Fakültesi, Maden Mecmuası, Sayı 5, 7- 11.

- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M., Tekeli, O., 1980, Kuzey Anadolu Fayı - Kırşehir Masifi Arasının Temel Jeolojisi: M.T.A. Rap. No: 6722, Ankara, 139s (yayımlanmamış).
- Özgül, N. ve Tuşucu, A., 1983, Stratigraphy of the Mesozoic Carbonate Sequence of the Munzur Mountains (Eastern Taurus). Int. Symposium on the Geology of the Taurus Belt, 173- 181s.
- Saltık, O. ve Saka, K., 1971, Şarkışla - Ağcakışla Civarının Jeolojik İncelenmesi: T.P.A.O. Rap. No: 531 (yayımlanmamış).
- Soytürk, N. ve Birgül, A., 1972, Şarkışla - Kaynar - Kaleköy Arasının Jeolojik İncelenmesi: T.P.A.O. Rap. No: 703 (yayımlanmamış).
- Sümengen, M., Terlemez, L., Tayfun, B., Gürbüz, M., Ünay, E., Ozaner, S., Tüfekçi, K., 1987, Şarkışla - Gemerek Dolayının Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Jeomorfolojisi, M.T.A. Derleme Raporu No: 8118, Ankara, 241s, (yayımlanmamış).
- Tatar, Y., 1971, Ofiyolitli Çamhbel Dolaylarında Jeolojik ve Petrografik Araştırmalar, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi, 162s, (yayımlanmamış).
- Tatar, Y., 1977, Ofiyolitli Çamhbel (Yıldızeli) Bölgesinin Stratigrafisi ve Petrografisi., MTADerg. 88, 56 - 72.
- Tülümen, E., 1980, Akdağmadeni (Yozgat) Yöresinde Petrografik ve Metallojenik İncelemeler: K.T.Ü. Yerbilimleri Fakültesi, Doktora Tezi, 157s, (yayımlanmamış).
- Yalçın, H., Kavak, K.Ş., Bozkaya, Ö., Poisson, A. ve İnan, S., 1994, Ağcakışla Altbaseninin (Sivas Baseni) Litolojik ve Mineralojik Karakteristikleri, C.Ü. Müh. Fak. Seri A-Yerbilimleri Cilt. 11, Sayı 1, 87 - 95.
- Yılmaz, A., 1980, Tokat ile Sivas Arasındaki Bölgede Ofiyolitlerin Kökeni, İç Yapısı ve Diğer Birimlerle İlişkisi: A.Ü. Fen Fak. Jeoloji Kürsüsü Doktora Tezi, 136s, (yayımlanmamış).
- Yılmaz, A., 1985, Yukarı Kelkit Çayı ile Munzur Dağları Arasının Temel Jeolojik Özellikleri ve Yapısal Evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 28, 79 - 92.
- Yılmaz, A., 1994, Çarpışma Sonrası Bir Çanak Örneği: Sivas Havzası, Türkiye, Türkiye 10. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, 21 33.
- Yılmaz, P.O. ve Sungurlu, O., 1991, Turkish Sedimentary Basins: Tectonic Framework & Hydrocarbon Potential, Ozan Sungurlu Symposium Proceedings Book, p. 2946.

Makalenin geliş tarihi: 17.6.1994

Makalenin yayına kabul tarihi: 1.7.1996

Received June 17,1994

Accepted July 1,1996