

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Şubat, Ağustos 1989 Cilt : 32 Sayı : 1 - 2
February, August 1989 Vol. No.

Geological Bulletin of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Gördes barajı ve çevresinin temel jeolojik özellikleri

Basic geological characteristics of the Gördes dam and surrounding areas, West Anatolia

.....Fuzuli YAĞMURLU, Hasan BAYKAL 1

Görmel baraj yeri ile göl alanının (Ermenek, Konya) mühendislik jeolojisi ve kayaların jeoteknik özellikleri

Engineering geology of the Görmel dam site with its reservoir area (Ermenek, Konya/Turkey) and geotechnical properties of rocks

..... Aydın ÖZSAN 9

Bolkardağ Sulucadere (Ulukışla-Niğde) kajaı içerikli çinko-kurşun cevherleşmesinin mineralojisi

Mineralogy of the tin bearing Bolkardağ Sulucadere (Ulukışla-Niğde) lead-zinc mineralisation

..... Ahmet ÇAĞATAY, Bülent ARMAN 15

Divriği bölgesi demir cevheri yataklarının nadir toprak element (REE) jeokimyası, Orta Anadolu, Türkiye.

Rare earth element (REE) geochemistry from the iron ores of the Divriği region, Central Anatolia, Turkey.

..... Taner ÜNLÜ, Henrik STENDAL 21

Boyabat (Sinop) Havzası Ekinveren Fayının petrol aramalarındaki önemi

Importance of Ekinveren fault in oil exploration in the

Boyabat (Sinop) basin

..... Nurettin SONEL, Ali SARI,
Bülent COŞKUN, Ethem TOZLU 39

İzmit Körfezi güneyindeki Geç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri

Stratigraphy of Late Pleistocene (Tyrrhenian) sediments in the south of the Gulf of Izmit and neotectonic characteristics of the region

..... Mehmet SAKINÇ, Simay BARGU 51

Batı Toroslar Kambriyen'inde Hadimopanellid biyostratigrafisi: Kambriyen'de yeni bir biyostratigrafik zonlama.

Hadimopanellid biostratigraphy in the Cambrian of the Western Taurids: A new biostratigraphic tool the subdivision of Cambrian System.

..... İsmet GEDİK 65

Alçitepe (Gelibolu Yarımadası) yöresi memeli faunalari: Perissodactyla bulguları

Mammalian fauna of Alçitepe (Gelibolu Peninsula) surroundings: Perissodactyla findings

..... Tanju KAYA 79

Ulukışla Tersiyer İstifinin Foraminifer ve Ostrakod Faunasına göre stratigrafik yorumu

Stratigraphical Interpretation of the Ulukışla Tertiary Sequences by Ostracodes and Foraminifers

.....Atike NAZİK, Nuran GÖKÇEN 89

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

TMMOB

JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI

The Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU (Executive Board)

Osman TAŞAN	Başkan (President)
Şanver ISMAİLOĞLU	İkinci Başkan (Vice President)
Namık GÜNER	Yazman (Secretary General)
Bayazıt ERDEM	Sayman (Treasurer)
Bülent BAYBURTOĞLU	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Secretary of Professional Activities)
İbrahim AKKUŞ	Yayın Üyesi (Secretary of Publications)
Serdar MADENCİ	Sosyal İlişkiler Üyesi (Secretary of Social Affairs)

YAYIM KURULU (Publication Board)

Editörler (Editors)

Yavuz OKAN (AÜFF) - Abdullah GEDİK (MTA)

Teknik Yönetmenler (Technical Editors)

Hilmi YAĞCI (MTA) - Nilüfer YAŞKAN (JMO)

Bu Sayıda Yer Alan Makaleleri İnceleyenler

Halil ARAL (HÜ) - Rifat BOZKURT (An. Ü.) - Ahmet ÇAĞATAY (MTA) - Aziz ERTUNÇ (ÇÜ)
İsmet GEDİK (KTÜ) - Atasever GEDİKOĞLU (Ak.Ü) - Ergun GÖKTEN (AÜFF) - Okay GÜRPINAR (İÜ)
Engin MERİÇ (İTÜ) - Eran NAKOMAN (DEÜ) - Ali ÖZTÜRK (CÜ) - Selahattin PELİN (HÜ)
İhsan SEYMEN (SÜ) - Vedia TOKER (AÜFF) - Güner ÜNALAN (MTA)

Türkiye Jeoloji Bülteni TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayınıdır. Sonuçta iki kez yayımlanır. Bülten de yer alacak yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Bülteni Yayın Kurallarına uyması gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmez. Bülten TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası üyelerine ücretsiz gönderilir. Bülten'in 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 5000 TL'dan sağlanabilir.

Yazışma adresi:

N.B. All Correspondence should be addressed to:
Posta Kutusu 464 - Kızılay - ANKARA / TURKEY

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Şubat, Ağustos: 1989 Cilt : 32 Sayı : 1 - 2
February, August: 1989 Vol.: No.

Geological Bulletin of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Gördes barajı ve çevresinin temel jeolojik özellikleri
Basic geological characteristics of the Gördes dam and surrounding areas, West Anatolia
.....Fuzuli YAĞMURLU, Hasan BAYKAL 1

Görme! baraj yeri ile göl alanının (Ermenek, Konya) mühendislik jeolojisi ve kayaların jeoteknik özellikleri
Engineering geology of the Görmel dam site with its reservoir area (Ermenek, Konya/Turkey) and geotechnical properties of rocks
.....Aydın ÖZSAN 9

Bolkardağ Sulucadere (Ulukışla-Niğde) kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesinin mineralojisi
Mineralogy of the tin bearing Bolkardağ Sulucadere (Ulukışla-Miğde) lead-zinc mineralisation
.....Ahmet ÇAĞATAY, Bülent ARMAN 15

Divriği bölgesi demir cevheri yataklarının nadir toprak element (REE) jeokimyası, Orta Anadolu, Türkiye.
Rare earth element (REE) geochemistry from the iron ores of the Divriği region, Central Anatolia, Turkey.
.....Taner ÜNLÜ, Henrik STENDAL 21

Boyabat (Sinop) Havzası Ekinveren Fayının petrol aramalarındaki önemi
Importance of Ekinveren fault in oil exploration in the

Boyabat (Sinop) basin
Nurettin SONEL, Ali SARI,
.....Bülent COŞKUN, Ethem TOZLU 39

İzmit Körfezi güneyindeki Geç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri
Stratigraphy of Late Pleistocene (Tyrrhenian) sediments in the south of the Gulf of Izmit and neotectonic characteristics of the region
.....Mehmet SAKINÇ, Simav BARGU 51

Batı Toroslar Kambriyeninde Hadimopanellid biyostratigrafisi: Kambriyence yeni bir biyostratigrafik zonlama.
Hadimopanellid biostratigraphy in the Cambrian of the Western Taurids: A new biostratigraphic tool the subdivision of Cambrian System.
.....İsmet GEDİK 65

Alçitepe (Gelibolu Yarımadası) yöresi memelî faunaları: Perissodactyla bulguları
Mammalian fauna of Alçitepe (Gelibolu Peninsula) surroundings: Perissodactyla findings
.....Tanju KAYA 79

Ulukışla Tersiyer istifinin Foraminifer ve Ostrakod Faunasına göre stratigrafik yorumu
Stratigraphical Interpretation of the Ulukışla Tertiary Sequences by Ostracodes and Foraminifers
.....Atike NAZİK, Nuran GÖKÇEN 89

Gördes Barajı ve çevresinin temel jeolojik özellikleri

Basic geological characteristics of the Gördes dam and surrounding areas, West Anatolia

FUZULİ YAĞMURLU AÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İsparta
HASAN BAYKAL DSİ 2. Bölge Müdürlüğü, İzmir

ÖZ: Gediz nehrinin önemli kollarından biri olan Gördes çayı üzerinde, taşkın önleme ve sulama amacı ile, bir baraj yapımı tasarlanmıştır. Bu çalışma, kurulması öngörülen baraj yeri ve yakın çevresinin ayrıntılı jeolojik özelliklerinin belirlenmesini ve meydana gelebilecek kaçak yollarının ortaya çıkarılmasını amaçlar.

Çalışma bölgesi Kretase yaşlı ofiyolit, filiş ve değişik özellikte karbonat kayalar içeren ve İzmir-Ankara zonu olarak bilinen kuşak ile Menderes masifi üzerinde yer alır. Menderes masifine ait metamorfik kayalar yörede mermer, mikaşist ve fillitler ile temsil edilir. Başlıca serpantinlerden oluşan allohton özellikteki ofiyolitik bileşenler, Kretase karbonatları ve Menderes masifi kayaları üzerine bindirmeli bir dokanakla oturur.

Yörede platform tipi karbonat kayalar ile aralanan Kretase yaşlı iki ayrı filiş birimi yer alır. Alt ve üst filiş birimleri ile karbonat kayalar arasındaki dokanaklar çoğu yerde uyumlu ve geçişlidir. Alt filiş birimi yersel olarak Menderes masifi metamorfitlerini uyumsuz olarak üstler.

Yöredeki faylar egemen olarak KD ve KB gidişli ve yüksek eğimli fay sistemleri ile temsil edilir. Bindirme fayları çalışma alanı içinde çoğunlukla K-KB yönlü gidişler gösterir. Akpınar kaynaklarının boşalmasını kontrol eden ve mermerler içinde gelişen KD uzammlı Ahmetler fayının yansıttığı karstik ve morfolojik özellikler gözönünde bulundurularak bu fayın rezervuar için önemli kaçak yollarından birini oluşturması mümkün görülmektedir.

ABSTRACT : The Gördes Dam has been planned for flood-preventing on Gördes River which is one of the important branches of Gediz River. The aim of this study is to investigate the detailed geological characteristics of the dam site and adjacent areas and discover probable water-leakages from the reservoir area.

The study region is situated in the İzmir-Ankara zone and Menderes Massif. The İzmir-Ankara zone consists of ophiolite, flysch and various carbonate rocks mainly of Cretaceous age. The metamorphic rocks of the Menderes Massif, consist of marble, mica-schist and phyllites region. The allochthonous ophiolite bodies are mainly composed of serpentine, gabbro, and basic volcanics, and overthrust on to the Cretaceous carbonates and Menderes Massif's rocks. The two different flysch units-exposed in this region, are separated carbonate rocks from each other with platform-type Cretaceous. The contact is conformable and transitional between carbonate and flysch units in all places. Locally, the lower flysch unit rests unconformably on the metamorphic rocks of the Menderes Massif.

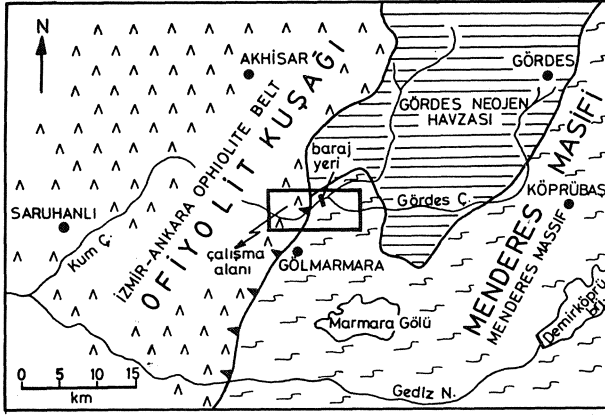
The majority of the faults roughly represent a NE-NW trend and are shown in high-dipping systems in this region. The thrust faults generally display N-NW trends in the study area. The discharges of the Akpınar springs are controlled by the NE-trending Ahmetler fault, and probably cause to the leakages from the reservoir, due to the karstic and morphological features of this fault.

GİRİŞ

Bu çalışma, Gördes çayı üzerinde taşkın önleme ve sulama amacıyla yapılması tasarlanan Gördes baraj yeri ve yakın çevresinde yer alan kaya birimlerinin stratigrafi ve tektonik özelliklerinin belirlenmesini ve baraj yapımından sonra yörede meydana gelebilecek kaçak yollarının ortaya çıkarılmasını amaçlamaktadır. Diğer taraftan yörede önemli karstik kaynaklardan olan Beşgöz ve Akpınar su kaynakları ile, oluşacak baraj gölü arasındaki ilişkilerin ortaya çıkarılması ve meydana gelebilecek değişimlerin belirlenmesi, bu çalışmanın diğer önemli amaçlarından biridir.

Çalışma alanı, Brinkmann (1966) tarafından tanımlanan Kretase yaşlı ofiyolit, filiş ve karbonat kayalar içeren

"İzmir-Ankara jeosenklinealinin" güney bölümünde ve bir bölümüyle de Menderes masifi üzerinde yer alır (Şekil 1). Gördes Neojen havzası çalışma bölgesinin kuzeydoğusunda bulunmaktadır. Kemalpaşa dağı, Spil dağı ve Çaldığı, İzmir-Ankara ofiyolit kuşağı içinde yer alan ve önceki yıllarda nispeten iyi çalışılmış yörelerdir. Gediz nehrinin en önemli kollarından birini oluşturan Gördes çayı yaklaşık D-B uzammlı olup, çalışma bölgesinin orta kesiminden geçer. Bölge güneyden Gölarmara ovası ile çevrilidir. Yörede yer alan kireçtaşı ve mermerler genel olarak morfoloji yükseltilerini, ofiyolit, filiş ve fillitlerin yaygın olduğu alanlar, alçak kesimleri karşılar. Akpınar ve Beşgöz kaynakları Gördes çayının güney bölümünde ve Gölarmara ovasının doğu kenarında yer alır.



Şekil 1: Çalışma alanının yeri ve jeolojik konumu
Figure 1: Location and geological setting of the study area

Çalışma, 1/25 000 ölçekli İzmir K19-b3 ve K20-a4 paftalarında yapılmıştır. Belirtilen alanlarda 1/25 000 ölçekli yaklaşık 180 km² genişlikte jeoloji haritası alımı yapılmış ve yörede yer alan kaya birimlerinin bağlı stratigrafi ilişkileri ortaya çıkarılmıştır.

Çalışma alanı ve yakın çevresinde ayrıntılı jeoloji çalışmaları olmamasına karşın komşu bölgelerde önceki yıllarda konu ile ilgili bazı araştırmalar yürütülmüştür. Oğuz (1966), Manisa Dağı'nda Maastrichtiyen yaşlı ve bazik volkanit içerikli filiş topluluğu ile yaklaşık 1000 metre kalınlığa ulaşan Kampaniyen yaşlı kaim katmanlı kireçtaşlarını tanımlamıştır. Oğuz (1967), Manisa-Çalıdağ yöresindeki gözlemlerinde, Kretase yaşlı filiş benzeri tortulların ve mafik volkanitlerin metamorfik temel üzerine uyumlu olarak geldiğini belirtir Kaya (1972), Tavşanlı yöresinde yer alan ofiyolitleri alışılmış ofiyolit kavramı dışında tutarak, mafik denizaltı volkanitleri, katmanlı çört rekristalize kireçtaşı, eksotik ve olistolitlerden oluşan bir stratigrafi birimine indirir. Yazar, "Ovacık grubu" olarak tanımladığı ofiyolit topluluğunun temelini ultramafitler in oluşturduğu çizgisel gidışli bir çöküntü alanı içinde depolandığını belirtir. Arısoy (1976), Gördes'in kuzeybatısındaki mafik denizaltı volkanitleri üstleyen tortul birimlerin ultramafitlerden oluşan bir temel üzerinde birikmiş olduğuna değinir. Yağmurlu (1980), Bornova güneyinde kalın bir kireçtaşı düzeyi ile aralanan ve yaşları Üst Kretase ile Paleosen arasında değişen iki ayrı filiş topluluğunun varlığını saptamıştır. Akdeniz ve diğ.(1982), İzmir ve Manisa dolaylarında Türoniyen ve Paleosen yaşlı filiş biriminin, Üst Kretase-Alt Paleosen yaşlı karbonatlar üzerine bindirmiş olarak bulunduğunu belirtirler. Diğer taraftan aynı yazarlar, Üst Triyas yaşlı dolomitli kireçtaşları ile başlayan ve Paleosen'e dek süreklilik gösteren karbonat istifinin filiş üzerine bindirmiş olduğuna değinirler. Erdoğan (1985), yer yer 1 km kalınlıkta ve 10 km.den fazla uzunlukta büyük kütleler oluşturan Kretase ve Triyas yaşlı kireçtaşlarının, Bornova filiş karmaşığı içerisine tortullaşma sırasında yerleşmiş allokton kütleler olduğu sonucuna ulaşmıştır.

STRATİGRAFI

Çalışma bölgesinde yer alan Miyosen öncesi kaya birimleri otokton ve allokton birimler şeklinde iki ana

YAS age	kalınlık m.	KAYA rock unit	SENZOZOİK SENZOZOİK	
			TERSIYER / TERTIARY	PALEOCENE
Qua.	15	alüvyon / alluvium		
MIocene	250	çakıltı- marn birimi conglomerate-marl unit		
	>500	uyumsuzluk unconformity ofiyolit topluluğu ophiolite assemblages		
	200	bindirme fayı overthrust fault		
		üst filiş birimi upper flysch unit		
MESOZOİK, MESOZOİK	450	masif kireçtaşı massive limestone	UPPER CRETACEOUS ÜST KRETASE	
	250-300	alt filiş birimi lower flysch unit		
		uyumsuzluk unconformity		
PALEOZOİK, PALEOZOİK	400-500	mermer marble	MIDDLE-UPPER PERMIAN ORTA-ÜST PERMIYEN	
	25-250	fillit-mikaşist birimi phyllite mica-schist unit		

Şekil 2: Çalışma bölgesinde yer alan kaya birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafi istifi (ölçeksiz)

Figure 2: Generalized stratigraphic section of the rock units of the study region (not to scale)

grup içinde toplanmıştır. Menderes masifine ait mermer ve fillitler ile Kretase yaşlı filiş ve masif kireçtaşları otokton birimleri; başlıca serpantin, gabro ve volkanitlerden oluşan ve otokton birimleri tektonik bir dokanla üzerleyen ofiyolit topluluğu, allokton birimi oluşturur. Çoğunlukla kaba kırıntılı bileşenlerden oluşan Miyosen tortulları, altlayan otokton ve allokton yaşlı birimleri uyumsuz olarak üstler (Şekil 2,3).

Alçak ve yüksek dereceli metamorfik kayalar içeren Menderes masifinde gnays ve migmatitlerden oluşan bir çekirdek kısmı ile, başlıca mikaşist, fillit ve mermerlerden oluşan ve çekirdeği çevreleyen örtü birimleri yer alır (Dora 1975, Izdar 1969, Başarı 1975). Çekirdek bölümünde yer alan gözlü gnaysların Alt Paleozoyik yaşında oldukları, örtü şistleri ve mermerlerin ise Orta-Üst Permiyen yaşını yansıtan mercan ve foraminifer fosilleri içerdikleri saptanmıştır (Schuiling 1962, Boray ve diğ., 1975).

OTOKTON BİRİMLER

Fillit-Mikaşist Birimi

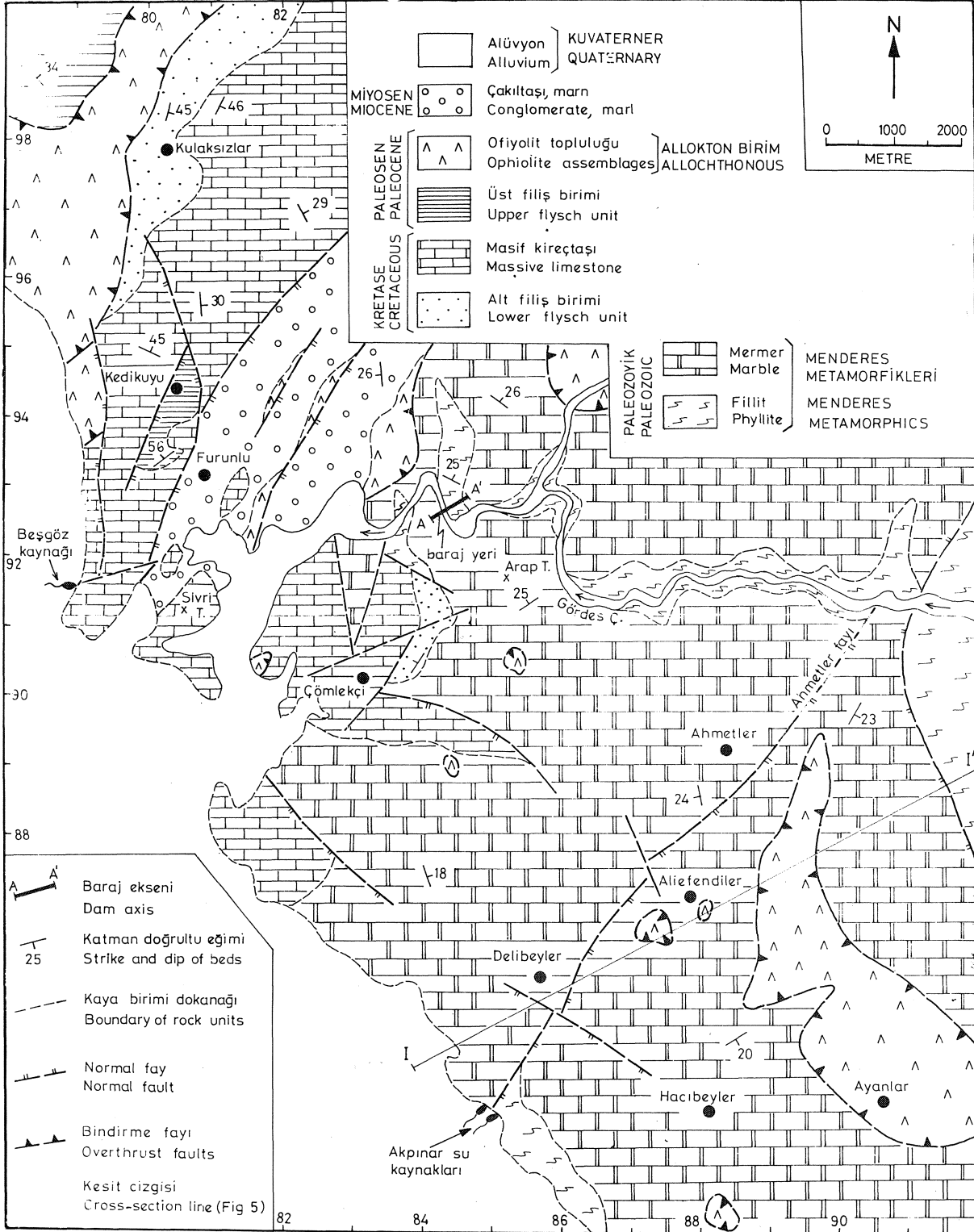
Alt sınırı belirsiz, üstten mermerler ile çevrili olan metamorfik kaya topluluğu, başlıca fillit ve mikaşist bileşenlerden ve mermer aradüzeylerinden yapıldır. Gördes çayı boyunca mermerlerin altında yüzlek veren biri-

GÖRDES BARAJI ve ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

min alt bölümleri egemen olarak mikaşist, üst bölümleri ile fillitten yapıldır. Birimin yüzeyde gözlenebilen kalınlığı 25 ile 200 m. arasında değişmektedir. Düzensiz eklem sistemlerine sahip olan fillit-mikaşist birimi, üstten geniş yayımlı mermerler ile çevrilidir. Üst Kretase yaşlı alt filiş birimi, Keneli dere mevkiinde fillit-mika-

şist birimini düşük açılı bir uyumsuzlukla örter.

Fillit-mikaşist birimi içinde herhangi bir organik kalıntı gözlenmemiştir. Ancak Kaya (1972), Tavşanlı yöresinde birime karşılık gelen İkibaşlı formasyonunu Paleozoyik olarak yaşlandırmıştır.



Şekil 3 : Çalışma bölgesinin yalınlaştırılmış jeoloji haritası
Figure 3 : A simplified geological map of the study region

Mermerler

Çalışma bölgesinin en yaygın birimi olan mermerler, genellikle sarımsı - gri, orta iri kristalli ve orta ile kaim düzenli katmanlıdır. Mermerler içindeki eklem sistemleri çoğunlukla iyi gelişmiştir. Bazı çatlak ve eklem boyunca karışmaya bağlı gelişen değişik büyüklüklerde erime boşlukları gözlenir. Özellikle çalışma alanının güneybatısında yer alan Akpınar kaynakları ve çevresinde mermerlerdeki katmanlarına ve eklem sistemleri açık bir şekilde gözlenmektedir.

Mermerlerin harita yorumuna dayanan toplam kalınlığı 400-500 m. arasında olup, altlayan fillit-mikaşist birimini uyumlu ve dereceli bir dokanakla üstler. Her iki birim arasındaki dokanak aralığı boyunca, yersel olarak kalk-şistlerden oluşan aradüzeyler yer alır. Üst Kretase yaşlı alt filiş birimine ait tortullar mermerleri düşük açılı bir uyumsuzlukla üstler (Çömlekçi doğusu).

Fillit-mikaşist birimi ile mermerler, yukarıda da belirtildiği gibi, bölgede Menderes masifinin Üst Paleozoyik yaşlı örtü birimlerini temsil etmektedir. Nitekim, Schuil-ling (1962) tarafından Söke yöresinde, çalışma bölgesindeki metamorfik birimlere karşılık gelen, örtü şistleri ve mermerler içinde Orta-Üst Permiyen yaşını yansıtan mercan ve foraminifer fosilleri bulunmuştur.

Alt Filiş Birimi

Birim başlıca düzensiz yanal süreksiz ve karmaşık katmanlanmalı şeyl-litarenit aralanmasından yapıldır. Alttan mermerler ve fillitler ile, üstten masif kireçtaşı ile çevrilidir. Birime ait tipik başvurma kesiti Katır derenin doğu yamacında yer alır.

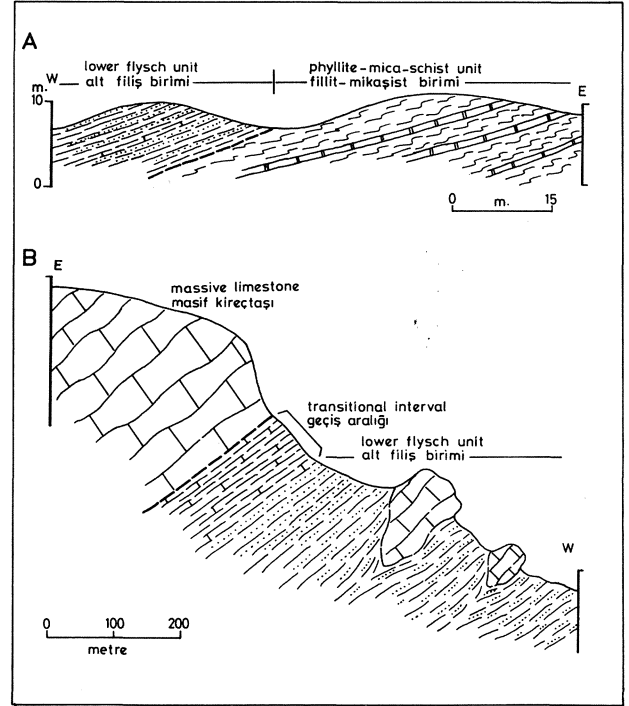
Alt filiş biriminin ana bileşenleri başlıca şeyl-litarenit karmaşığı, az olarak kalkerli şeyi ve yersel olarak değişik boyutlarda ve litolojide olistolitlerden yapıldır. Birimin büyük bölümünü oluşturan şey İler genellikle yeşilimsi gri ile koyu grimsi olup, sarımsı gri ayrışma renkli ve düzgün yarılımlıdır, yersel olarak kalkerli şeylden oluşan arakatıklar içerir.

Kumtaşları yeşilimsi gri ile koyu grimsi, yersel sarımsı gri ayrışma renklidir. Taneler orta ile iyi boylanmış, köşeli ile yarı yuvarlaklaşmıştır. Bileşenler bolluk sırasına göre, kuvars, çört, beyaz mika, feldispat, fillit, kireçtaşı ile opak minerallerden yapıldır. Bileşen taneler kil ve çok ince kıyılmış kaya kırıntısından yapıldır aramadde ile bağlanmışdır.

Birim içinde yer alan olistolitler başlıca katmanlı çört, grimsi ince taneli kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı ile yersel gözlenebilen serpantin ve diyabaz bileşenlerinden yapıldır.

Alt filiş birimi, altlayan fillitleri Keneli dere güneyinde düşük açılı bir uyumsuzlukla üstler (Şekil 4-A). Diğer taraftan birim, Gördes çayının güneyinde altlayan mermerleri açık bir uyumsuzlukla üstler. Birimin üstleyen masif kireçtaşı ile olan üst dokanak aralığı Katır deresinin doğu yamacında gözlenir (Şekil 4-B).

Bornova (İzmir) yöresinde birime karşılık gelen ve benzer stratigrafi ve litoloji özellikleri gösteren kaya birimlerine dayanılarak (Yağmurlu, 1981), çalışma bölgesindeki alt filiş birimini Üst Kretase olarak yaşlandırmak mümkündür.



Şekil 4: (A). Alt filiş birimi ile Menderes masifine ait fillitler arasındaki düşük açılı uyumsuzluk. Yer, Keneli dere güneyi. (B). Alt filiş birimi ile üstleyen masif kireçtaşları arasındaki geçişli dokanak. Yer, Kedikuyusu kuzeyi.

Figure 4: (A). The low-angled unconformity between the lower flysch unit and phyllites of the Menderes massif. Location, south of Keneli dere.

(B). The transitional contact between the lower flysch unit and the massive limestones. Location, north of Kedikuyusu.

Masif Kireçtaşı Birimi

Birim alttan ve üstten filiş toplulukları ile çevrili olup, başlıca afanitik kireçtaşı ve dolomitli kireçtaşlardan yapıldır. Masif kireçtaşları genellikle Gördes çayının kuzey bölümündeki yükselteleri oluşturur.

Kireçtaşları egemen olarak orta ile koyu grimsi, masif yersel kaim ile çok kaim katmanlı ve afanitik dokuludur. Dolomitli kireçtaşı ve killi kireçtaşından oluşan arakatıklar yersel olarak bulunur. Kuvvetli deformasyonlara bağlı breşlenmeler birim içinde yaygın olarak gözlenir. Dolomitli kireçtaşları ve dolomitler genellikle açık-orta grimsi, ince taneli, katmansız, masif, oldukça sık gelişmiş, eklemli ve kırılımlıdır.

Masif kireçtaşı biriminin altlayan filiş topluluğu ile olan dokanağı Katır deresinde açık olarak gözlenir. 50 metreye ulaşan dokanak aralığında, iki birim arasındaki derecelenmeyi yansıtan kalkerli şeyi, killi kireçtaşı ile kalkerli kumtaşından oluşan arakatmanlar gözlenir. Üst filiş birimine ait tortullar, masif kireçtaşını uyumlu olarak üstler. Masif kireçtaşı biriminin çalışma bölgesinde harita yorumuna dayanan kalınlığı 450-500 metre civarındadır. Masif kireçtaşı yaygın olarak rudist kavkı kırıntıları içerir, özellikle mikritik kireçtaşı ve killi

GÖRDES BARAJI ve ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

kireçtaşı düzeyleri içinde **Globotruncana sp.** ve **Globogerina sp.** gibi pelajik foraminiferler bulunur. Masif kireçtaşlarının içerdikleri fosil bileşenlerine göre Üst Kretase (Maastrichtiyen) yaşında olduğu kabul edilebilir. Bölgede yeralan masif kireçtaşları, litoloji özellikleri ve fosil içeriği yönünden, İzmir yöresinde Yağmurlu (1981) tarafından tanımlanan Kurudağ kireçtaşına benzerlik göstermektedir.

Üst Filiş Birimi

Birim genellikle düzenli katmanlı ve yanal yönde süreklilik gösteren şeyl-litarenit ardalanmasından yapıldır. Masif kireçtaşlarını uyumlu olarak üstleyen birime ait tipik başvuru kesiti, Kedikuyusu güneyinde yer alır.

Üst filiş biriminin egemen bileşeni olan şeyller başlıca yeşilimsi ile koyu grimsi, düzgün yarılmalı ve ince çok ince laminalıdır. Kalkerli şeylden oluşan aradüzyerler olağandır. Kumtaşları yeşilimsi ile orta grimsi ve ince tanelidir. Değişik özellikteki akıntı ve gereç izleri, kumtaşlarının tabanında sık olarak gözlenir.

Başlıca kireçtaşından oluşan olistolitler, üst filiş birimi içinde seyrek olarak bulunur. Ortama yabancı blokların azlığı düzgün katmanlanma ve şeyli bileşeninin egemen oluşu gibi veriler, üst filiş biriminin ayırtman özellikleridir.

Üst filiş biriminin çalışma alanı içindeki toplam kalınlığı 200 m'den fazla değildir. Birim altlayan masif kireçtaşını uyumlu ve ani bir dokanakla üstler. Açık olmayan dokanak ilişkileri, Kedikuyusu mahallesi güneyinde yer alır. Üst filiş birimi, yansıttığı stratigrafi özellikleri yönünden Bornova çevresindeki Paleosen yaşlı filiş birimleri ile benzer konumda bulunmaktadır. Diğer taraftan üst filiş biriminin yöredeki Maastrichtiyen yaşlı masif kireçtaşlarını üstlemesi bu birimin Paleosen yaşında olabileceğini destekleyen bir veri olarak değerlendirilebilir.

ALLOKTON BİRİMLER

Ofiyolit Topluluğu

Başlıca serpantinit, bazik denizaltı volkanitleri ve gabro daykları ile çört, silisleşmiş kireçtaşı ve meta-sedimentitlerden oluşan bloklar içeren, düzensiz ve karmaşık iç yapılı, allokton özellikteki kaya birimi, bu çalışmada ofiyolit topluluğu olarak adlandırılmıştır. Birime ait tipik görüntüler, Kulaksızlar mahallesi ve çevresi ile Yelekkam ve Semerciler mevkiinde yer alır.

Serpantinit: Birimin en yaygın bileşenini oluşturan serpantinitler başlıca açık ile koyu yeşilimsi, yersel bloğumsu, yaygın makaslama yüzeyli ve ileri derecede ezilmiş olup yersel talklaşmıştır. İnce kesitlerde çoğunlukla elek dokusu gözlenir; bastit seyrek olarak bulunur. Makaslama yüzeyleri boyunca gözlenen magnezitler, yersel olarak ağ dokusu oluştururlar.

Gabro: Serpantinit içinde yeralan gabro daykları çoğunlukla K 20 B gidişli bir dizilim gösterirler, gabrolar genellikle koyu grimsi ve siyahımsı olup, yeşilimsi-gri ayrışma renklidir. Çoğunlukla katmansız ve düzgün eklem yüzeyleri ile bölünmüştür, gabrolara ait ince kesitlerde, başlıca klinopiroksen, amfibol ve plajyoklaslar gözlenir. Klinopiroksenler genellikle jadeit ile pijonit bileşiminde olup, büyük bölümü ile uralitleşme geçirerek amfibole dönüşmüşlerdir. Uralitleşme geçiren piroksenlere ait ilksel dilinim izleri genellikle korunmuştur.

Amfiboller çoğunlukla hornblend bileşiminde olup, genellikle özbiçimsiz, az olarak özbiçimli kristallerden yapıldır. Kalıntı piroksen içeren amfiboller, büyük bölümü ile piroksenlerin dönüşüm ürünüdür. Plajyoklaslar bütünüyle sosuritleşme geçirerek ayrıışmışlardır. Ayrışan plajyoklasların yerini kuvars, serizit, kalsit, klorit ve çok yersel olarak gözlenen klinozoisit almıştır.

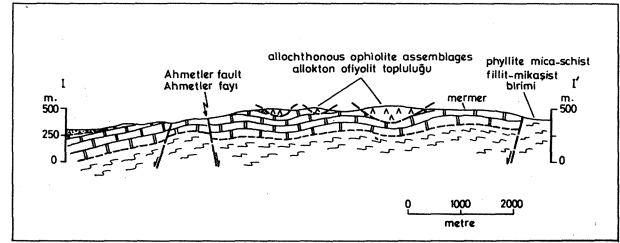
Gabrolara ait petrografik özellikler, bunların meta-gabro olarak tanımlanabileceğini ve olasılıkla alçak dereceli yeşil şist fasiyesindeki metamorfizma koşullarından etkilenmiş olduklarını gösterir.

Bazik denizaltı volkanitleri: Egemen olarak bazik lav, tüf ve aglomera şeklindeki volkanik türevler ile bunlarla arakatlı olabilen katmanlı çört, çörtlü kireçtaşı ile kırmızımsı şeyli bileşenlerinden ve çok örnek bileşenli bloklardan yapıldır. Bu asbime ait kaya toplulukları, Hayıtlı dere batısı ile Semerciler mevkiinde yaygındır.

Lavlar başlıca yeşilimsi gri, yersel morumsu, çok ince taneli, intersertial dokulu ve spilitik özelliktedir. Tüfler, çoğunlukla yeşilimsi gri, orta ile kaba taneli, orta ile kaim düzensiz katmanlı ve porfiritik dokuludur. Fenokristaller genellikle albit ve kloritleşmiş piroksenden yapıldır. Hamur maddesi içinde kloritlerden başka serizit, epidot, kuvars ve opak mineraller gözlenir. Aglomeralar yeşilimsi gri ve yersel morumsu renklere olup, kötü boylanmış tır. Bileşen taneler, diyabazik lav ve tüf tür. Dokanak ilişkileri

Ofiyolit topluluğuna ait bileşenler yöredeki Miyosen öncesi tüm birimleri bindirmeli bir dokanakla üstler. Diyabazik volkanitlerin fillit-mikaşist birimi ile olan alt dokanağı, Hayıtlı derenin batı yamacında açık olarak gözlenir. Belirtilen yerdeki bindirmeli dokanak boyunca, sarımsı, toprağimsi görünümlü milonitik oluşuklar yer alır.

Serpantini tier in mermerlerle olan bindirmeli dokanağı, Aliefendiler köyünün doğusunda açık olarak gözlenir. Gördes çayının güney bölümlerinde mermerleri tektonik dokanakla üstleyen irili ufaklı birçok serpantinit yamaları bulunmaktadır. Bu yamalar, mermerleri tektonik olarak üzerleyen allokton ofiyolit örtüsünün aşınmasından arta kalan kalıntılardır (Şekil 5).



Şekil 5: Allokton ofiyolit kitlelerinin mermerler üzerindeki tektonik konumlarını yansıtan jeoloji enine kesiti

Figure 5: The geological cross-section for showing the tectonic setting of the allocthonous ophiolite mass on the marbles

Serpantinitlerin alt filiş birimiyle olan tektonik dokanağı, Kulaksızlar mahallesinin batısında, yer alır. Bu ke-

simdeki serpantinler yüksek açılı bir ters fayla alt filiş birimini üzerler.

ÇAKILTAŞI - MARN BİRİMİ (NEOTOKTON BİRİM)

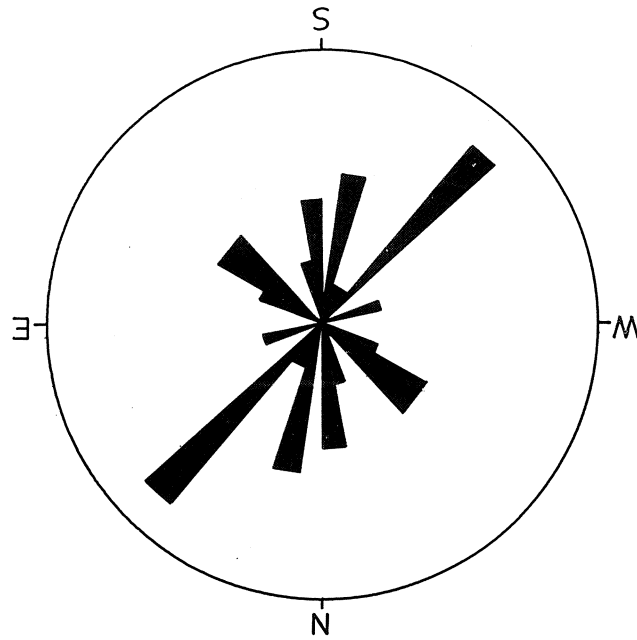
Otokton ve allokton özellikteki Neojen öncesi tüm birimleri uyumsuz olarak üstleyen birim, alttan üste doğru egemen olarak çakıltaş ve kalkerli çamurtaş (marn) bileşenlerinden yapıldır. Yağmurlu (1984), çalışma alanının kuzeyindeki Neojen tortullarının en alt bölümünde bulunan ve birime karşılık gelen çakıltaşlarını, Göcek formasyonu olarak isimlendirmiştir. Yazarlar, Göcek formasyonu üstleyen ve başlıca marn, kıltaşı ve çamurtaş bileşenlerinden oluşan görsel tortulları Küçükderbent formasyonu içinde toplamıştır. Çalışma bölgesinde yer alan çakıltaşları alt bölümlerde zayıf pekleşmiş, üste doğru karbonat çimentolu ve düzenli katmanlıdır. Bileşen taneler çakıl ile blok büyüklükte olup, mermer, afanitik kireçtaşı, kumtaşı ve bazik volkanitlerden yapıldır.

Marnlar, açık grimsi ile sarımsı, ince ile orta düzgün katmanlı ve zayıf pekleşmiştir. Killi kireçtaşı, kıltaşı ve çamurtaş arakatmanları, marn kesiti içinde yaygın olarak bulunur.

Çakıltaş-marn biriminin, Gördes'in batısında yer alan ve Yağmurlu (1984) tarafından tanımlanan benzer özellikteki formasyonlar gözönüne alındığında, Orta-Üst Miyosen yaşında olabileceği öngörülebilir.

YAPISAL JEOLOJİ

Yörede gözlenebilen fayların büyük bölümü, yüksek eğimli normal fay niteliğindedir. Ancak allokton özellikteki ofiyolit topluluğunun, çevreleyen Neojen öncesi kaya birimleriyle olan dokanakları çoğu yerde bindirme fayları ile, yersel olarak ters faylarla sınırlandırılmıştır (Şekil 3).



Şekil 6: Yörede saptanan normal fay sistemlerinin gidişlerine ait gül diyagramı.

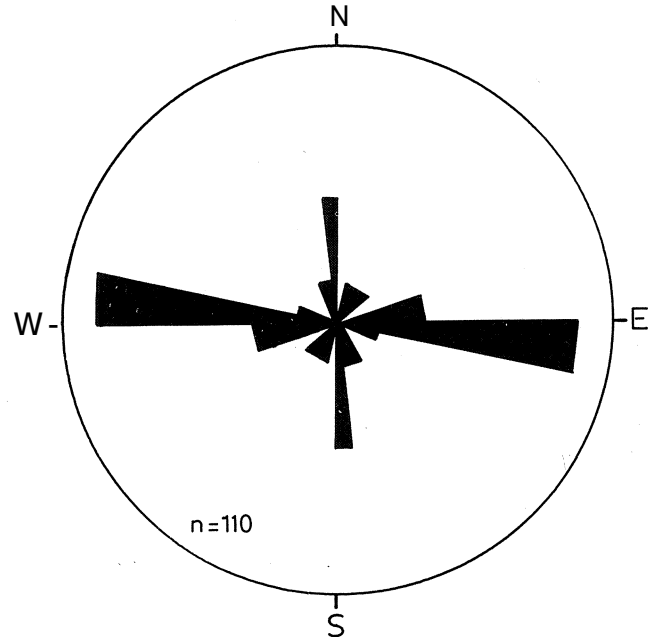
Figure 6: Rose diagram of the normal fault systems of the study region.

Kaya (1981), Batı Anadolu'da Menderes masifi üzerindeki ultramafik birimlerin allokton olduğunu, ve Menderes masifinin Paleosende izmir-Ankara ofiyolit kuşağının altına doğru itilmesiyle günümüzdeki konumlarını aldığını belirtir. Şengör ve Yılmaz (1983), ise Tetis'in kuzey kolunun Paleosende kapanması sonucu, Tetis kabuğu ile özdeşleşen okyanusal kabuk gerecinin Menderes masifi üzerine bindirmesiyle allokton ultramafik kitlelerin günümüzdeki konumlarına ulaştıklarını belirtirler. Nitekim, bu araştırma ile elde edilen jeolojik bulgular, Şengör ve Yılmaz (1983) tarafından öne sürülen bu varsayımları destekler yönde değerlendirilebilir.

Yöredeki normal faylar egemen olarak KD ve KB gidişli fay sistemleri ile temsil edilirler (Şekil 6). Her iki fay sistemi arasında yaklaşık 45 derecelik bir açı vardır. Bu yönüyle anılan faylar makaslama niteliğindeki fay sistemlerine karşılık gelmekte olup, bölgede bu fay sistemlerinin oluşumunu kararlaştıran maksimum gerilme kuvvetleri yaklaşık K-G doğrultusunda gelişmiş olmalıdır.

Bölgede geniş yayılım sunan mermerlerden ölçülen eklem sistemlerinin dağılımına ait gül diyagramı, Şekil 7'de verilmiştir. Buna göre mermerler içinde D-B ve K-G uzanımlı eklem sistemleri egemen olarak gelişmişlerdir. Eklemlerin eğim dereceleri çoğu yerde yüksektir. Eklemler boyunca yaygın gelişmiş karstlaşma görülür. Ancak D-B uzanımlı eklemlerde yer alan karstlaşma, diğerlerine oranla daha yaygındır. Karstik boşlukların genişliği 3-4 cm.den 20 cm.ye dek değişmektedir. Derinlik ise toprak dolgunun bulunması nedeniyle kesin olarak saptanamamıştır. Bazı kesimlerde değişik doğrultulu karstik mağaraların bulunuşu, yöredeki karstlaşmanın yaygın geliştiğini gösterir.

Çalışma bölgesinde yer alan ve Delibeyler ile Ahmetler köylerinin doğusundan geçen Ahmetler fayı, mermerler içinde gelişmiştir. Ahmetler fayı, Akpınar kaynakları ile Gördes çayı arasında önemli bir yapısal süreksizlik oluşturmaktadır (Şekil 3). Fay boyunca iyi gelişmiş bir



Şekil 7: Mermerlerde ölçülen eklem sistemlerinin gül diyagramı (n=110)

Figure 7: Rose diagram of the joint systems of the marbles (n=110).

GÖRDES BARAJI ve ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ

çok karstik boşluklar yer almaktadır. Mermerler içinde gelişmiş olan eklem sistemleri, Ahmetler fayını değişik noktalarda kesmektedir. Bu yapısal özellikten dolayı, Ahmetler fayı aynı zamanda eklemelere bağlı karstik boşluklar boyunca hareket eden yeraltı suyunu drene etmektedir. Nitekim, toplam debisi 2.5 m³/s olan Akpınar kaynakları, Ahmetler fayının ovaya ulaştığı güney ucundan çıkmaktadır. Diğer taraftan Gördes çayı ile Akpınar kaynakları arasındaki 100 metrelik yükseklik farkı Ahmetler fayının drenaj işlevini ve yeraltı su iletimini kolaylaştırmaktadır.

Bu durumda, Gördes çayından Akpınar kaynaklarına doğru bir su iletiminin varlığı büyük olasılıkla mevcuttur. Gördes barajının yapılması durumunda, oluşacak rezervuar alanından, Ahmetler fayına ve eklem sistemlerine bağlı gelişen karstik boşluklar boyunca, önemli su kaçaklarının meydana gelmesi kaçınılmaz olacaktır.

Diğer taraftan Furunlu köyünün batısında yer alan Beşgöz kaynakları ile oluşacak rezervuar alanı arasında, doğrudan bağlantı sağlayacak nitelikte herhangi bir yapısal süreksizlik bulunmamaktadır. Bu nedenle barajın yapılması durumunda, rezervuar alanından Beşgöz kaynaklarına doğru önemli düzeyde su kaçaklarının oluşması beklenmemektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışma sonucu yöredeki kaya birimlerinin otokton ve allohton olmak üzere iki gruba ayrılabilceği saptanmıştır. Bölgede geniş yayılım sunan Kretase yaşlı filiş ve masif kireçtaşları ile Menderes masifine ait mermer ve fillitler otokton birimleri; başlıca serpantini t, gabro ve bazik volkanitlerden oluşan ve otokton birimleri tektonik bir dokanakla üzerleyen ofiyolit topluluğu ise, allohton birimi oluşturur. Neojen yaşlı kırıntılı tortullar, allohton ve otokton konumlu tüm birimleri uyumsuz bir dokanakla üstler.

Yörede egemen olarak KB ve KD gidişleri ve makaslama niteliğinde gelişmiş iki farklı fay sistemi yer almaktadır. Bu makaslama fay sistemleri, bölgede K-G yönlü bir sıkışmanın varlığını yansıtır konumdadır. Diğer taraftan ofiyolit topluluklarının çevreleyen kayalarla olan dokanakları çoğu yerde bindirmelidir.

Yapımı tasarlanan Gördes baraj rezervuarının sağ ve sol sahillerinde büyük bölümüyle mermerler yayılım göstermektedir. Mermerler içinde yer alan faylar ve eklemeler iyi gelişmiş karstik boşluklara sahiptir. Özellikle mermerler içinde gelişen KD gidişli Ahmetler fayı, Gördes çayından Akpınar kaynaklarına doğru önemli bir iletim yolu oluşturmaktadır. Bu nedenle öngörülen barajın yapılması durumunda, Ahmetler fayı boyunca Akpınar kaynaklarına doğru önemli su kaçaklarının meydana gelmesi kaçınılmaz olacaktır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akdeniz, N.; Öztürk, Z., Konak, N., Çakır, M., Serdaroğlu, M., Armağan, F. ve Çatal, E., 1982, İzmir-Manisa dolaylarının stratigrafi ve yapısal özellikleri: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özetleri 49-50, Ankara.

- Arsoy, H., 1976, Çiçekli-Hanpaşa-Dağdere köyleri (Gördes) yöresinin jeolojisi: Yük. Lisans Tezi, E.Ü. Yerbilimleri Fak., İzmir.
- Başarı, E., 1975, Çine güneyindeki metamorfite petrografisi ve bireysel indeks minerallerin doku içerisindeki gelişmeleri: Doç. Tezi, E.Ü. Yerbilimleri Fak., İzmir.
- Brinkmann, R., 1972, Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia: Geol. Soc. America Bull., 83, 819-826.
- Boray, A. ve diğ., 1975., Menderes masifinin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri: 50. Yıl. Yerbilimleri Kong., MTA, 11-20, Ankara.
- Dora, ö., 1975, Menderes masifinde alkali feldispatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 2-29, Ankara.
- Erdoğan, B., 1985, Bornova karmaşığının bazı stratigrafik ve yapısal özellikleri: Türkiye Jeol. Kurultayı Bildiri özetleri, 14-15, Ankara.
- İzdar, E., 1969, Menderes kristalin masifi kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi ve metamorfizması hakkında: Doç. Tezi., E.Ü. Yerbilimleri Fak., İzmir.
- Kaya, O., 1972, Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., XV/1.
- , 1981, Batı Anadolu alta bindirmesi: Ultramafile birimin ve Menderes masifinin jeoloji konumu: Doğa Bilim. Derg., Atatürk özel Sayısı, 15-35
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi, levha tektoniği açısından bir yaklaşım: Türkiye Jeol. Kur. Yerbilimleri özel dizisi no, 1, Ankara.
- Schuiling, R.D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes magmatik kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: Maden Tetkik Arama Derg., 58, 71-85, Ankara.
- Oğuz, M., 1966, Manisa dağı'nın kuzey ve kuzeybatının jeolojisi: E.Ü. Fen Fak. İlm. Rap. Serisi no. 33
- , 1967, Çaldağ'da (Manisa) jeolojik bir araştırma: Maden Tetkik Arama Derg., 68, 102-106, Ankara.
- Yağmurlu, F., 1981, Bornova (İzmir) güneyi filiş topluluklarının jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23(2), 141-152, Ankara.
- , 1984, Akhisar doğusunda kömür içeren Miyosen tortullarının stratigrafisi, depolanma ortamları ve tektonik özellikleri: Türkiye Jeoloji Kurultayı 1984 Bülteni, Sayı 5, 3-20, Ankara.

Görmel baraj yeri ile göl alanının (Ermenek^Konya) mühendislik jeolojisi ve kayaların jeoteknik özellikleri

Engineering geology of the Görmel dam site with its reservoir area (Ermenek, Konya/Turkey) and geotechnical properties of rocks

AYDIN ÖZSAN

AÜFF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Bu çalışmada, Ermenek çayı üzerindeki Görmel baraj yeri ve göl alanının jeolojik ve jeoteknik özellikleri değerlendirilmiştir. Görmel formasyonu, baraj yeri ve göl alanında geniş yayımlı olup genelde geçirimsiz marnlardan oluşmuştur. Baraj yerinde yapılan sondajlarda, ilk 20-30 metreye kadar olan çatlaklı ve eklemli marn seviyeleri enjeksiyon ile geçirimsiz hale getirilebilir. Baraj yerindeki yamaçlarda mostra veren yamaç molozlarının Görmel barajının inşaatından önce kaldırılması gerekmektedir. Göl alanı içinde mostra veren Çamlıca formasyonuna ait ofiyolitik kayalar geçirimsizdir. Görmel baraj yeri ve göl alanında duraylılık ve su sızdırması yönünden önemli bir sorunla karşılaşılacağı ve sonuç olarak Görmel barajının inşaatının uygun olacağı düşünülmektedir.

ABSTRACT : In this study, geological and geotechnical properties of the Görmel dam site and its reservoir area have been evaluated. Görmel formation, widely extended at the dam site and the reservoir area, consists of mostly impervious marls. The fractured and jointed marly levels between 20 and 30 meters at the drillings of the dam site need to be grouted. The slope washes on the slopes of the dam site should be removed away before construction of the dam. Çamlıca formation's ophiolitic rocks, cropping out in the reservoir area, are impervious. Stability and watertightness problems are not common features in the dam site and the reservoir area. As a result, the Görmel dam site is a suitable place for construction of a dam.

GİRİŞ

Güney Anadolu'daki Göksu nehrini besleyen Ermenek çayı, büyük enerji potansiyeline sahiptir. Bu potansiyeli değerlendirmek amacıyla Ermenek çayı üzerindeki Görmel baraj yeri ve göl alanının su sızdırma durumu, yamaç duraylılığı jeolojik ve jeoteknik yönden ayrıntılı olarak araştırılmıştır. Bunun için baraj yeri ve dolayının 1: 25. 000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır. Baraj yerinde yapılan sondaj ve basmçlı su deneylerinin değerlendirilmesi yapılarak su sızdırma olasılığı araştırılmıştır. Yaklaşık 200 km² olan inceleme alanı, Konya'ya bağlı Ermenek ilçesini Kazancı'ya bağlayan Alaköprü'nün hemen batısındadır (Şekil 1).

Bölgede daha önce Ermenek çayını besleyen Erik dere-sinin hidroelektrik projesi ve mühendislik jeolojisi incelenmiş (Sümerman ve diğ. 1975) ve ayrıca Ermenek çayı üzerindeki bent yeri olanakları ve göl alanlarının ön jeolojik etüdü yapılmıştır (Ertunç, 1977).

Elde edilen jeolojik ve jeoteknik verilere göre, Görmel baraj yerinin kaya dolgu bir baraj için uygun olduğuna karar verilmiştir.

JEOLOJİ

İnceleme alanının içinde bulunduğu bölgede Paleozo-yik ve Mesozoyik yaşlı bloklarla Senozoyik'e ait kaya

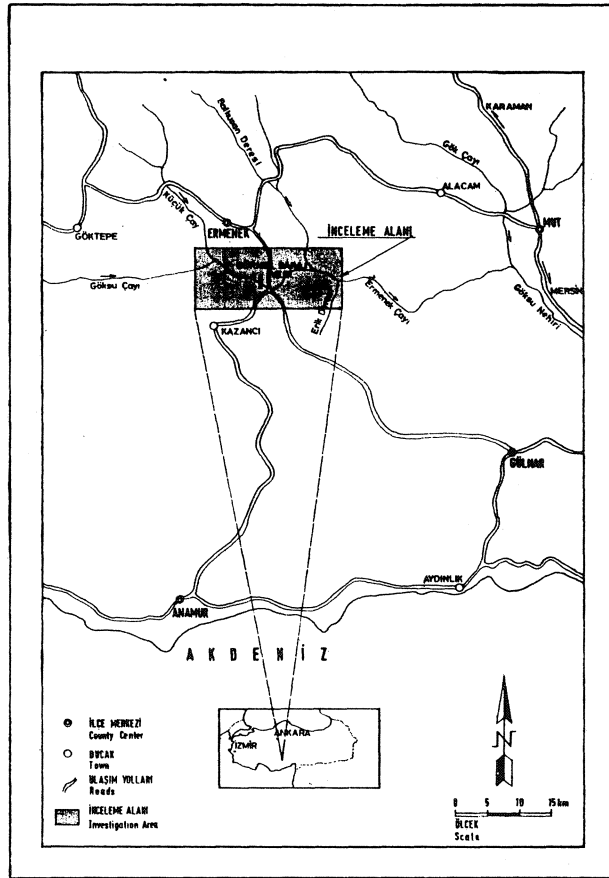
birimleri mostra vermektedir (Şekil 2). İnceleme alanında en yaşlı litoloji topluluğu allokton birimler içeren Çamlıca formasyonudur. Bu formasyon, inceleme alanının KD'sunda yer alan Karaman formasyonu ile (Koçyiğit, 1976) denestirilebilir.

Ofiyolitik melanj olan Çamlıca formasyonunun yaşlı Üst Kretasedir. Bu litolojik birim; grovak, kumtaşı, gabbro, spilit, bazalt türü kayalardan oluşan bir hamur içindeki kireçtaşı bloklarından ibarettir.

Görmel baraj yeri ve dolayında mostra veren en yaygın birim, Görmel formasyonudur. Fliş fasiyesinde olan bu formasyon baraj yeri ve dolayında marnları ile mostra vermektedir. Eosen yaşlı (Gedik ve diğ. 1979) bu formasyon üzerine açılacak uyumsuzlukla gelen Ermenek formasyonu, Ermenek vadisinin en üst kotlarına doğru mostra vermekte olup Miyosen yaşlıdır.

Karstik bir yapıda olan bu formasyon genellikle killi kireçtaşlardan oluşmuştur.

İnceleme alanında Ermenek çayı boyunca görülen eski ve yeni alüvyon, örgülü akarsu çökelleri şeklindedir. Eski alüvyon, Küçük çay ile Çavuş köyü arasında Ermenek çayının her iki sahilinde de mostra verir. Nehir kotundan 20-40 m. yükseklikte olan eski alüvyon sıkı karbonat çimento kum ve çakıldan oluşmuştur. Yeni alüvyon örgülü akarsu çökellerinden oluşmuştur ve taneler mil boyutunda



Şekil 1: Yer buldum haritası.
Figure I: Location map.

başlar 25 cm.ye kadar değişir. Yatak eğiminin fazla olduğu yerlerde ise alüvyon çok iri çakıllı ve kısmen blokludur.

Ermenek çayının sol yamacında yer alan yamaç molozu, Ermenek formasyonu kökenli olup yer yer heyelanlar oluşturmaktadır. Çamlıca formasyonuna ait kireçtaşı bloklarında ise yamaç molozlarına rastlanılmaktadır. Yamaç molozlarının oluşmasında faylar, eklemler, yamaç eğimi ve atmosferik olayların sebep olduğu bozuşma ve ayrışmanın önemi büyüktür.

MÜHENDİSLİK JEOLJİSİ

Göksu ırmağını besleyen Ermenek çayının enerji potansiyelini değerlendirmek amacıyla ön incelemelerde bulunulmuş ve topografik, jeolojik yönden elverişli görülen çeşitli baraj yerleri saptanmıştır. Bu baraj yerleri birbirlerinin seçeneği olarak düşünülmüştür (Önç, 1987).

Bu incelemede, Ermenek ilçesinin yaklaşık 20 km. GD'sunda yer alan Alaköprü civarındaki Görmel baraj yeri ve göl alanı, jeolojik ve jeoteknik yönden detaylı olarak araştırılmıştır. Baraj yeri ve dolayında yapılan temel sondajlarda Lugeon basınçlı su deneylerinden faydalanılmış (Altuğ, 1977) su kayıpları Lugeon birimi cinsinden hesaplanmıştır. Su kayıpları, karot ve RQD değerleri ile karşılaştırılmıştır.

Görmel baraj yeri, Ermenek-Görmel yolundaki Alaköprü'nün yaklaşık 500 m. B'smda Görmel formasyonu üzerindedir. Fliş fasiyesinde olan bu formasyon baraj yerinde sadece marnlar ile mostra vermektedir. Sol sahilde

Ermenek formasyonundan kopan kütlelerin oluşturduğu heyelanlar görülmektedir. Sağ sahil ise kısmen yamaç molozu ile örtülüdür. Planlanan Görmel barajının talveg yükseltisi 500 m., talvegden yüksekliği 91 m., kret uzunluğu 960 m., vadi şekli faktörü $K=13.3$ 'dür. Fransa dışındaki ülkelerde böyle bir vadide beton baraj yapımı uygun görülmemekle birlikte litolojik olarak da beton baraj yapımı uygun değildir. Geniş tabanlı vadilerde daha çok toprak ve kaya dolgu barajlar inşa edilmektedir (Erguvanlı, 1973) Bundan dolayı Görmel barajı kaya dolgu tipinde tasarlanmaktadır.

Planlanan Görmel barajının başlıca karakteristikleri aşağıdaki gibidir:

Baraj tipi	: Kaya dolgu
Vadi şekli faktörü (K)	: 13.3
Kret yükseltisi (m)	: 600
Kret uzunluğu (m)	: 960
Temelden yüksekliği (m)	: 91
Maksimum su kotu (m)	: 595
Toplam dolgu hacmi (m ³)	: 9.706.000
Geçirimsiz gereç hacmi (m ³)	: 1.422.880
Geçirindi gereç hacmi (m ³)	: 747.120
Kaya dolgu gereç hacmi (m ³)	: 7.536.000
Göl alanı (km ²)	: 19.9
Toplam göl hacmi (m ³)	: 720x10 ⁶
Aktif göl hacmi (m ³)	: 455x10 ⁶
Ölü göl hacmi (m ³)	: 265 x 10 ⁶

Görmel baraj yerinde sol sahil tamamen, sağ sahil ise kısmen yamaç molozu ile örtülüdür. Baraj yerinde şimdiye değin toplam 13 adet sondaj kuyusu açılmıştır. Toplam uzunluğu 1532 m. olan sondajların 4 tanesi sağ sahilde, 9 tanesi sol sahilindedir. Sondaj çalışmaları ile yapı, litoloji yeraltı suyu tablası, yamaç döküntüsü, alüvyon kalınlığı, Görmel formasyonu ile Çamlıca formasyonu arasındaki uyumsuzluk yüzeyi ayrıntılı olarak araştırılmıştır. Baraj yerindeki sondajlardan anlaşıldığı kadarıyla, Görmel formasyonu ile melanj arasındaki uyumsuzluk yüzeyi baraj yerinde oldukça düzgün olup sağ sahile ve kısmen menbaya doğru eğimlidir.

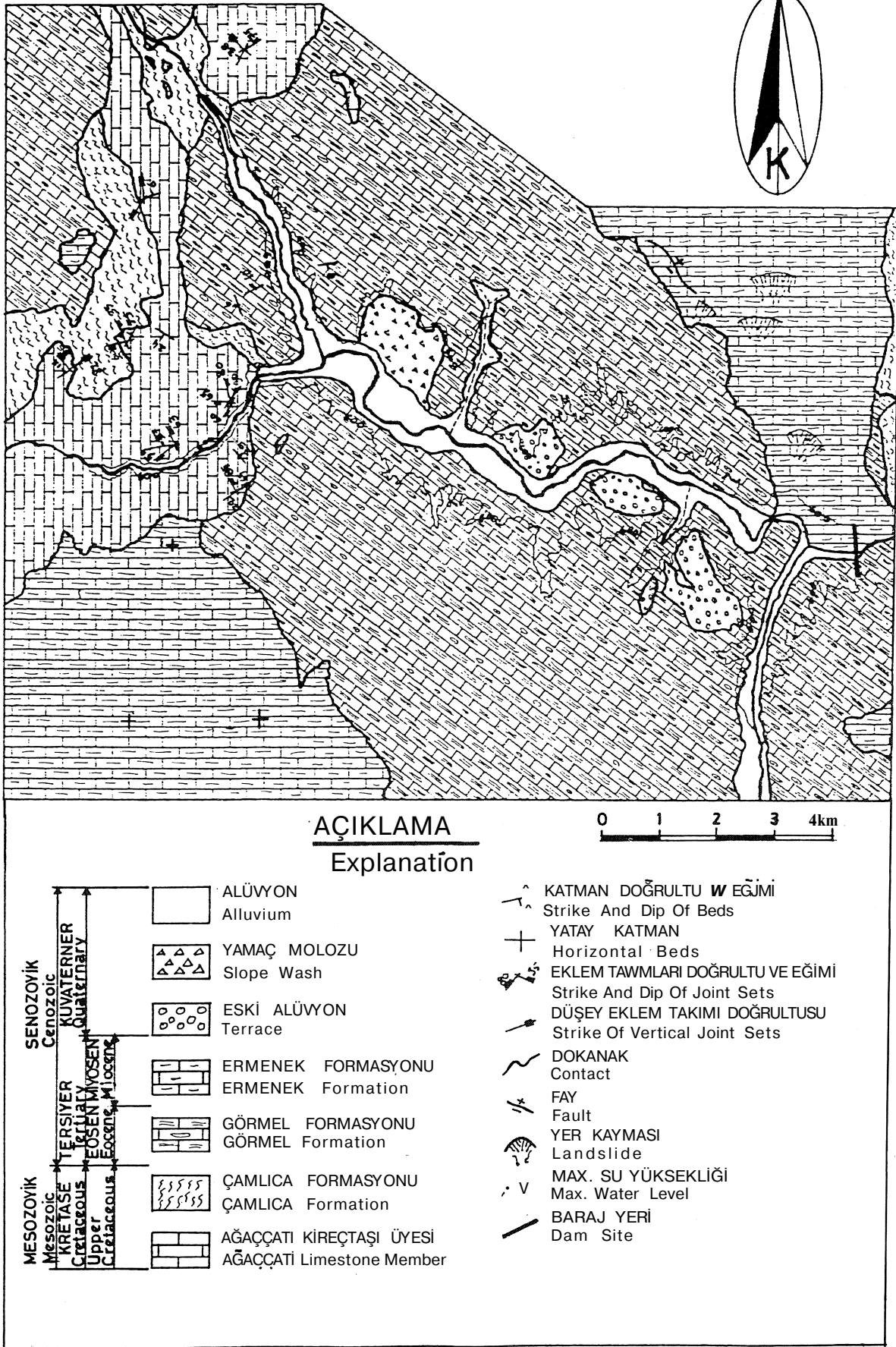
Görmel baraj yerinde sol yamaç eğimi 17°, sağ yamaç eğimi 27°'dir. Sert ve dayanımlı olan Görmel formasyonunda stabilite sorunu yoktur.

GÖL ALANININ GEÇİRİMLİLİĞİ ve DURAYLILIĞI

Görmel baraj yeri ve göl alanı, Görmel formasyonu üzerindedir. Kıltaşı, killi kireçtaşı, kuştaşı, çakıltaşı ve marnlardan oluşan bu birim göl alanında marnları ile mostra vermektedir.

Baraj yerinden akış yukarı doğru kuş uçuşu 11 km.lik uzaklığa kadar uzanan alanda Görmel formasyonu mostraları devam eder. Göl alanının içinde bulunan baraj yerinde gerekli enjeksiyon perdesi yapıldıktan sonra Görmel formasyonunda geçirimsizlik yönünde her hangi bir sorun olmayacaktır. Ayrıca göl alanı içinde mostra veren Çamlıca formasyonunun hamuruna ait ofiyolitik kayalar geçirim-

GÖRMEL BARAJ YERİ



Şekil 2: Baraj yeri ve dolayım jeoloji haritası.
Figure 2: Geological map of the dam site and its vicinity.

sizdir.

Rezervuarın, akış yukarısmdaki kuş uçuşu 3 km.lik uzaklıkta Çamlıca formasyonuna ait Ağaççatı kireçtaşı üyesi mostra vermektedir. Su kaçma olasılığı göz önünde bulundurulurak kireçtaşı içerisindeki yeraltı su seviyesinin, nehir seviyesi ile olan ilişkisi araştırılmıştır.

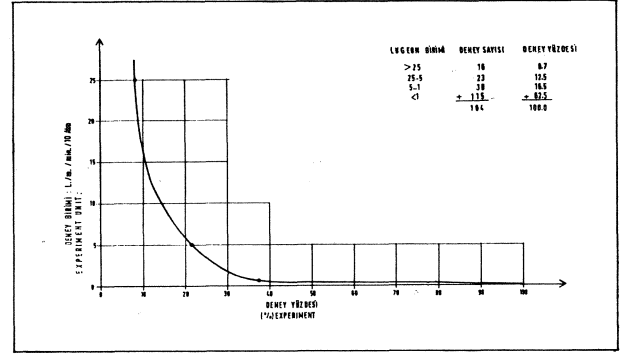
Bu amaçla açılan kuyuda, yeraltı su seviyesinin nehir kotundan 27 m. yukarıda kesilmesi ve ayrıca göl alanının dışımda akış yukarısmdaki Nadire kaynağının kotunun nehir seviyesinin üstünde olması nedeniyle bu kireçtaşmdan göl alanı dışına doğru herhangi bir su kaçak yolunun olmadığını göstermektedir. Baraj gölünün dolması nedeni ile yeraltı suyu sisteminde büyük bir değişiklik olması beklenmektedir. Göl alanındaki en yaygın yamaç hareketleri Ermenek ve Görmel formasyonlarında gelişmiştir. Ermenek vadisi boyunca üst kotlarda mostra veren Ermenek formasyonundan kopan irili ufaklı blokların oluşturduğu yamaç molozları her iki sahilde de oldukça sık görülür. Görmel formasyonu az eğimli bir topografyaya sahip olduğundan göl alanı içinde görülen yamaç molozlarının yamaç duraylılığı yönünden önemli bir sorunları bulunmamaktadır.

Göl alanındaki yamaç duraylılığı yönünden en önemli sorun, Görmel baraj yerinin sol sahilinde Çavuş köyünün kuzeyinde, Keşlik ve Ahlatkeşlik mahallelerinin doğusunda, yaklaşık 110 km²lik bir alan içinde görülen yamaç hareketleridir. Bu yamaç hareketleri; Ermenek formasyonunun kırık ve çatlaklarından süzülen yüzey sularının Görmel formasyonu ile olan dokanağımı kayganlaştırması, Görmel formasyonundaki tabaka eğimlerinin Ermenek çayma doğru oluşu ve Ermenek formasyonunda gelişen eklem takımları gibi başlıca nedenlerle kaya düşmesi, düzlemsel blok kayması ve dönel kayma şeklinde gelişmişlerdir. Bu yamaç hareketleri bugün için aktif değildir.

BARAJ YERİNİN GEÇİRİMLİLİĞİ ve DURAYLILIĞI

Görmel baraj yeri, Görmel formasyonun tamamen marndan oluşan seviyeleri üzerindedir. Baraj yerinin hemen akış yukarısında sağ sahilde, marn seviyesinin üzerinde çakıltaşı ve kumtaşı ardaşmalarını görülür. Maksimum göl alanı kotu altmda akış yönünde devamlılıkları olmayan kumtaşı ve çakıltaşı ardaşması baraj yeri ve dolayında geçirimsizlik yönünden herhangi bir sorun yaratmayacaktır.

Baraj yerinde açılan tüm kuyularda basınçlı su deneyleri yapılmış, bu deneylerin sonucunda çıkarılan Lugeon kümülatif eğrisi ile çok geçirimli, geçirimli, az geçirimli, geçirimsiz zonlar saptanmıştır. Çıkarılan kümülatif eğriden baraj yerinin çoğunlukla geçirimsiz olduğu anlaşılmıştır (Şekil 3).



Şekil 3: Görmel baraj yeri Lugeon kümülatif eğrisi.
Figure 3: Lugeon cumulative curve of the Görmel dam site.

Baraj yerinde açılan bütün kuyularda yamaç molozu ve alüvyondan sonraki (ilk 15-20 m.den sonra) su kaçaklarının çok az olduğu, Lugeon değerinin 0-1 arasında kaldığı saptanmıştır.

Görmel baraj yerinde Görmel formasyonuna ait marnlar litolojik olarak geçirimsizdir. Bu birimin, sondajlarda kesilen ilk 20 m.den sonraki seviyeleri geçirimsizdir. Basınçlı su deneylerinde fay, eklem, uyumsuzluk yüzeyi gibi süreksizlikleri kesmeyen zonlarda su kaybı yoktur. Görmel baraj yerinde ölçülen eklemelerden, enine eklem takımı K80D, 75KB, boyuna eklem takımı K31B, 90, ve rev eklem takımı K52B, 25GB konumlu olanlar su kaçaklarını kolaylaştıracaktır (Şekil 4 ve 5).

Çamlıca formasyonuna ait birimler baraj yerinde tümüyle geçirimsiz bulunmuştur.

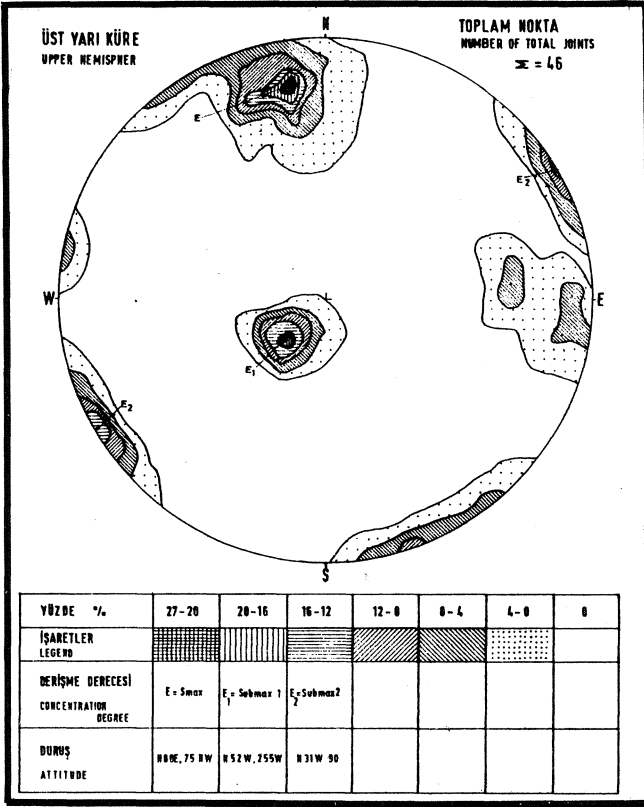
Baraj yerinde yamaçlarda ve alüvyonda yapılan sondajlarda, yamaç molozu ve alüvyon geçildikten sonra yapılan basınçlı su deneylerinde ilk 20-30 m.ler aralı az geçirimli, bu seviyeden sonra ana kaya olan marn geçirimsiz bulunmuştur. Bu durum marn içindeki eklem ve kırıkların yüzeyden itibaren 20-30 m. derinde kapandığını göstermektedir. Bu nedenle baraj yerinde ana kaya olan marnın geçirimsizliği, 20-30 m. derinliğe kadar enjeksiyon yapılmak suretiyle sağlanabilir. Baraj yerinde açılan sondajlarda alüvyon kalınlığının 2.80 -11.00 m.ler arasında değiştiği anlaşılmıştır.

Görmel baraj yerinde sol sahil tamamen, sağ sahil ise kısmen yamaç molozu ile örtülmüştür. Orta, iri boyuttaki kireçtaşı blokları ile değişik oranlarda kil ve silt karışımından oluşan yamaç döküntüsünün baraj yapımı esnasında tamamen kaldırılması gerekmektedir.

YAPI GERECİ ARAŞTIRMALARI

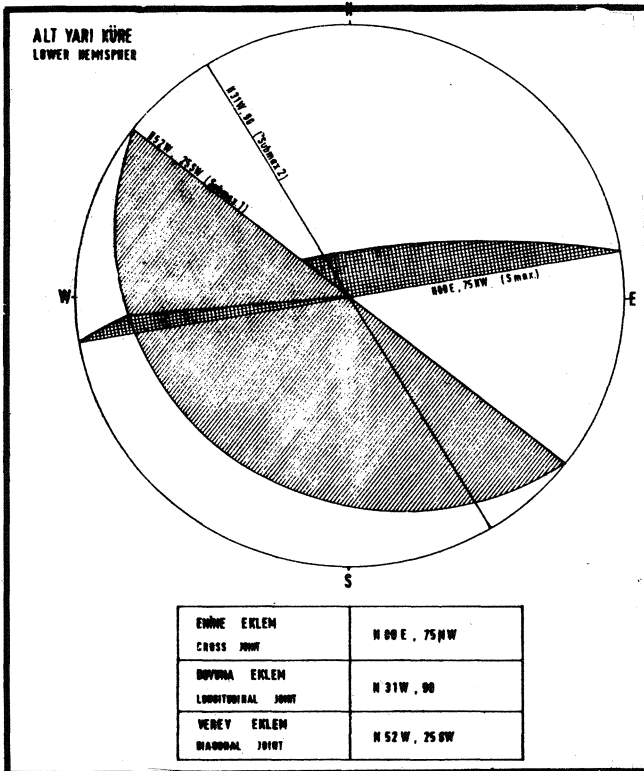
Kaya dolgu olarak planlanan Görmel barajı için 1 422 880 m³ geçirimsiz malzeme, 747 120 m³ geçirimli malzeme, 7 535 000 m³ kaya dolgu malzemesi gereklidir. Geçirimsiz gereç için bölgede çeşitli malzeme kuyuları açılmış ve alman numunelerden zemin mekaniği deneyleri

GÖRMEL BARAJ YERİ



Şekil 4: Görmel formasyonundan ölçülmüş eklemlerin eşit alan izdüşümü.

Figure 4: Equal-area projection of the measured joints in Görmel formation.



Şekil 5: Görmel formasyonundaki eklemlerin stereografik izdüşümü.

Figure 5: Stereographic projection of the joints of Görmel formation.

yapılmıştır.

Geçirimsiz çekirdek için en elverişli karışımın CL-CH olduğu sonucuna varılmıştır. Geçirimsiz malzeme, Görmel formasyonuna ait marn ve kireçtaşın ayrışma ve aşınmasından oluşmuştur. Geçirimli malzeme baraj yerinin hemen yakından, kaya dolgu gereci ise Görmel baraj yerinin 600 m. akış aşağısındaki kireçtaşından patlama ile sağlanabilir.

SONUÇLAR

Görmel baraj yerinde ana kaya olan marn yüzeyden itibaren ilk 20-30 m.den sonra geçirimsiz bulunmuştur. Bu nedenle Görmel baraj yerindeki geçirimsizlik ilk 20-30 metre derinliğe kadar yapılacak enjeksiyonla sağlanabilir. Baraj yerinde sol sahil tamamen, sağ sahil ise kısmen yamaç molozu ile örtülüdür. Sol sahildeki yamaç molozu akış aşağıya doğru kesimde tamamen killeşmiştir. Bu nedenle baraj yapımı sırasında her iki sahilde de bulunan yamaç molozunun tamamen kaldırılması gerekir. Göl alanında mostra veren ofiyolitik kayalar geçirimsizdir, göl alanının akış yukarısında mostra veren kireçtaşından su kaçma olasılığı yoktur. Göl alanı içinde en yaygın yamaç hareketleri; kaya düşmesi, düzlemsel blok kayması ve dönel kayma tipi ile bunların birbirlerine geçişleri şeklindedir. Aktif olmayan bu yamaç hareketleri baraj yeri ve göl alanı için sorun yaratmazlar.

KATKI BELİRTME

Bu yazı Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde yapılan Doktora tezinden hazırlanmıştır. Yazar, tez yöneticisi Prof.Dr. Aziz Ertunç'a, saha çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen EİE Genel Müdürlüğü elemanlarından Jeoloji Y.Müh. Seyhan Önc'e teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altuğ, S., 1977, Lugeon basınçlı su deneyi: EİE yayını, 77-76, Ankara.
- Erguvan, K., 1973, Mühendislik Jeolojisi: I.T.Ü. yayını no: 966, İstanbul.
- Ertunç, A., 1977, Göksu-Ermenek bent yeri olanakları ve göl alanları jeoloji ön raporu: EİE yayını, 77-39, Ankara.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H., Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22,1,S. 6-26, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1976, Karaman-Ermenek (Konya) bölgesinde ofiyolitik melanj ve diğer oluşuklar: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19,2, S. 103-115, Ankara.
- Önc, S., 1987, Ermenek baraj yeri jeoteknik ara raporu: EİE yayını, 87-64, Ankara.
- Sümerman, K., Kırmacıoğlu, A., Bulutlar, E., Taşlıca, A.H., 1975, Gölner-Ihsu (Erik Deresi) Hidroelektrik Projesi ve Mühendislik Jeolojisi İncelemesi: EİE yayını, 77-15, Ankara.

Bolkardağ Sulucadere (Ulukışla-Niğde) kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesinin mineralojisi

Mineralogy of the tin bearing Bolkardağ Sulucadere (Ulukışla-Niğde) lead-zinc mineralisation

AHMET ÇAĞATAY
BÜLENT ARMAN

MTA Genel Müdürlüğü, Ankara
Türkiye Şişe Cam Fabrikaları A.Ş., istanbul

ÖZ: Bolkar mermeri içinde oluşan Sulucadere kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesi, hidrotermal metazomatik kökenlidir. Hidrotermal eriyikler, Horoz granodiyoritinin kuvarsporfir damadan tarafından getirilmiştir. Birincil cevher mineralleri sfalerit, galenit, pirit, fahlerz, kalkopirit, arsenopirit, markasit, stannit, burnonit-seligmanit, pirotin, siderit, ankerit, nabit altın, idayit ve Ag-sülfotuzlardır. Bu minerallerin yüzeysel ayrışması sonucu kovelin, kalkozin, limonit, malakit, azurit, anglesit, serüsit, simitsonit, hidrozinkit, pisolomelan, skorodit gibi ikincil mineraller oluşmuştur. Başlıca gang mineralleri kalsit, dolomit, kuvars, epidot, serisit, muskovit ve klorittir. Serisit, muskovit, klorit, rutil ve anatas yan kayaç kireçtaşlarından alınmıştır.

ABSTRACT : The tin bearing Sulucadere lead-zinc mineralisation is of hydrothermal-metasomatic origin and occurs in the Bolkar marble. The hydrothermal solutions were brought about by the quartz-prophyry veins of the Horoz granodiorite. The primary ore minerals respectively are sphalerite, galena, pyrite, fahlerz, chalcopyrite, arsenopyrite, marcasite, stannite, bpumonite-seligmanite, pyrrhotite, siderite, ankerite, navite-gold, idaite and Ag-sulpho salts. Surface alteration of these minerals prouced the following secondary minerals. Covellite, chalcocite, limonite, malachite, azurite, anglesite, cerassite, smithsonite, hydrozincite, psilomelane, skorodite, etc. The major gangue minerals are calcite, dolomite, quartz, epidote, sericite, muscovite and chlorite. Sericite, muscovite, chlorite, rutile and anatase have been obtained from the limestone wall rocks.

GİRİŞ

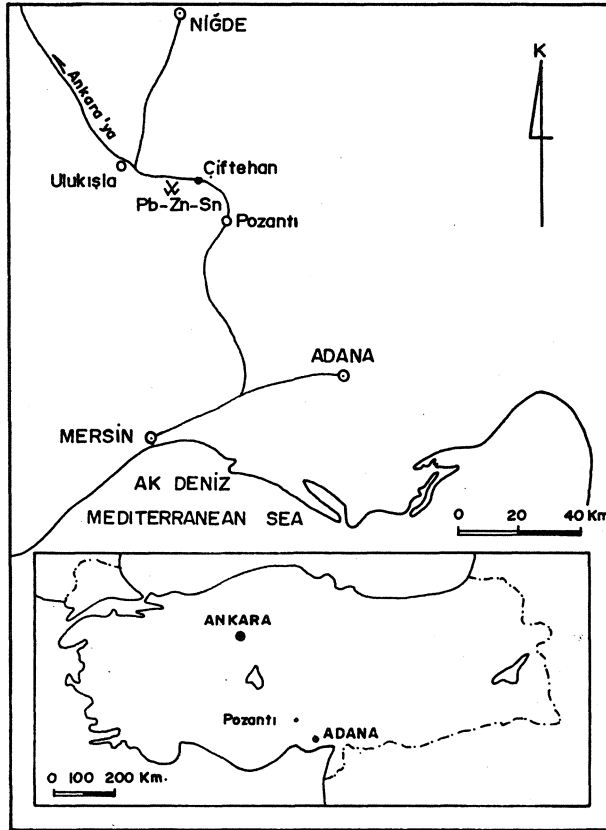
Bolkardağ Sulucadere kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesi Niğde ili, Ulukışla ilçesi, Çiftahan bucağının 9 km. güneybatısında Alihoca köyünün yaklaşık 1,5 km. güneyinde, 1740 m. kotunda bulunmaktadır (Şekil 1). Bu cevherleşme "Sulucadere polimetal cevherleşmesinin" (Yıldırım ve diğ. 1984) 500 m. güneydoğusunda, çok eskiden beri bilinen zengin Bolkardağ mağaraları kurşun-çinko yataklarının 1,5-2,5 km. güneyinde yer almaktadır.

Bolkardağ mağaralar yöresi, kurşun-çinko yatakları, çok eskiden beri bilinmekte ve işletilmektedir (Yener ve Özbal, 1986). Bu yataklar bir çok yer bilimci tarafından incelenmiştir. İlk çalışma Coulant (1884) tarafından yapılmıştır. Yatakların ayrıntılı incelemesi cumhuriyetin kuruluşundan hemen sonraya rastlamakta (Cokino, 1927; Helke, 1929; Kovenko,1929) ve M.T.A. Genel Müdürlüğünün kurulmasıyla yoğunluk kazanmaktadır (Schumacher,1937; Demirci,1938; Ducros,1938; Ladome, 1938; Ölsner,1938; Yener,1938). 1960 yılından sonra Bolkardağ yatakları yeniden incelenmiştir (Romberg ve Toktaş,1961; Petraschek, 1965; Çalapkulu, 1974, 1978; Yıldırım,1979; Şişman-Şenocak,1981; Yıldırım ve diğ., 1984). Yatakları içeren Toros bölgesinin temel jeoloji, tektonik ve stratigrafisi son çeyrek yüzyılda

çalışılmıştır (Ketin, 1966; Demirtaşlı,1973; Özgül, 1976, 1983; Oktay,1982). Tüm bu çalışmalarda, çok dar bir alanda yüzeylemeleri ve sarp bir yamaçta bulunmaları nedeni ile Sulucadere kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesine değinilmemiştir.

Sulucadere kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesinden örnekler ilk defa M.T.A arazi kılavuzlarından Aydın Duran tarafından Boğaziçi üniversitesi ile M.T.A. Genel Müdürlüğünün birlikte oluşturduğu "Eski Çağlardaki Ticaret ile ilgili Gümüş ve Altın Kaynaklarının Saptanması" adlı proje kapsamında alınmıştır (Yener ve Özbal, 1985). örneklerin kimyasal analizlerini Hadi özbal yapmış ve analizlerde 3500 ppm'e yetişen kalay değerleri bulunmuştur. Örneklerdeki kalay mineralinin "stannit" olduğu yapılan cevher mikroskopisi çalışmaları ile yazarlardan Ahmet Çağatay tarafından saptanmıştır. Stannitin mikroskop analizlerini yazarlardan Bülent Arman yapmıştır. Ahmet Çağatay, 1986 yılı yazında Boğaziçi Üniversitesi öğretim görevlilerinden Ashlan Yener, Hadi özbal; M.T.A Genel Müdürlüğü elemanlarından Er gun Kaplan ve M.Ziya Ateş ile birlikte Aydın Duran'ın rehberliğinde kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesine gitmiş ve mineralojik inceleme için çok sayıda örnek alınmıştır. Bu örneklerin incelenmesi sonucu cevherleşmenin ayrıntılı mineralojisi çıkartılmıştır.

Bu çalışmanın amacı, Sulucadere kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesinin mineralojisini vermek ve Bol-kardağ yataklarında ilk defa saptanan stannit mineralini tanıtmaktır. Sulucadere çinko-kurşun cevherleşmesi Anadolu'da saptanan stannit içeren ikinci cevherleşmedir. Daha önce Bursa-Soğukpınar Madenbelenitepe çinko-kurşun cevherleşmesinde stannit bulunmuştur (Çağatay ve diğ., 1979, 1981). Her iki cevherleşme mineral parajenezleri bakımından büyük benzerlik göstermektedir.



Şekil 1: Yer bulduru haritası
Figure 1: Location map.

JEOLOJİ

Sulucadere kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesinin yan kayacım oluşturan ve "Bolkar mermeri" olarak adlandırılan rekristalize kireçtaşları geniş bir alanda yüzeyler (Şekil 2). Bunlarla açılı uyumsuzluk gösteren melanj; serpantin, split, diyabaz, aglomera, tuf, konglomera, kumtaşı, kireçtaşı, çamurtaşından oluşmaktadır (Şişman ve Şenocak, 1981). Melanjı oluşturan birlik üzerine konglomera, kumtaşı, marn, silttaşından oluşan Lütésiyan birimleri açılı uyumsuzlukla gelir. En üstte Ku-vaterner yaşlı kayalar bulunmaktadır. Kuvarsporfir damarları, Bol-kardağ mermerini ve melanjı oluşturan birliği kesmektedir. Lütésiyan konglomeraları içinde kuvarsporfir çakılları bulunmaktadır. Burada cevherleşmenin yan kayacı kireçtaşı ve cevheri getiren kuvarsporfirde kısaca değinilecektir.

Bol-kardağ mermeri, beyaz-gri renkli, masif görünümü-lü, bol kırık ve çatlaktır. Genellikle kalsit damarları tarafından kesilmiştir. Kötü bir tabakalarına göstermektedir. Tabakalar arasında serisit, muskovit ve kloritçe

zengin ince bantlar bulunmaktadır. Ayrıca kireçtaşı içinde kömür parçacıkları içeren koyu gri renkli ve tabakalanmaya uyumlu seviyeler bulunmaktadır. Fosil içermediklerinden yaşları kesin bilinmemektedir, ölsner (1938)'e göre bu kireçtaşları Devoniyen veya Kambriyen; Demirtaşlı (1973), Şişman ve Şenocak (1981)'e göre Triyas yaşlıdır, özgül (1976) bu kireçtaşlarını altta bulunan diğer metamorfiklerle birlikte "Bol-kardağ Birliği" olarak adlandırmıştır.

Kireçtaşları tane boyutları 0,01-0,50 mm arasında değişen ve basınç izleri içeren bol kalsit; çok az dolomit, kuvars, serisit ve eser miktarda pirit, rutil, anatas, kömür tanecikleri içermektedir. Bol-kardağ mermerinde iyi gelişmiş karstlaşma izlenmektedir. Kireçtaşı üzerinde melanj kaya topluluğu bulunmaktadır.

Bol-kardağ birliği kuzeye devrik bir antiklinal oluşturmaktadır. Antiklinal eksenini KD-GB yönündedir. Ancak devrik antiklinal yapı ve kuzey yönünde gelişen gravite fayları nedeniyle Bol-kardağ mermeri yer yer melanj kayalarının üzerinde yer almaktadır (Şişman ve Şenocak, 1973). Antiklinal eksenini boyunca yükselen Horoz granodiyoriti ve buna bağlı damar kayaları Lütésiyan yaşlı örtü kayaları dışındaki kayaları kesmektedir.

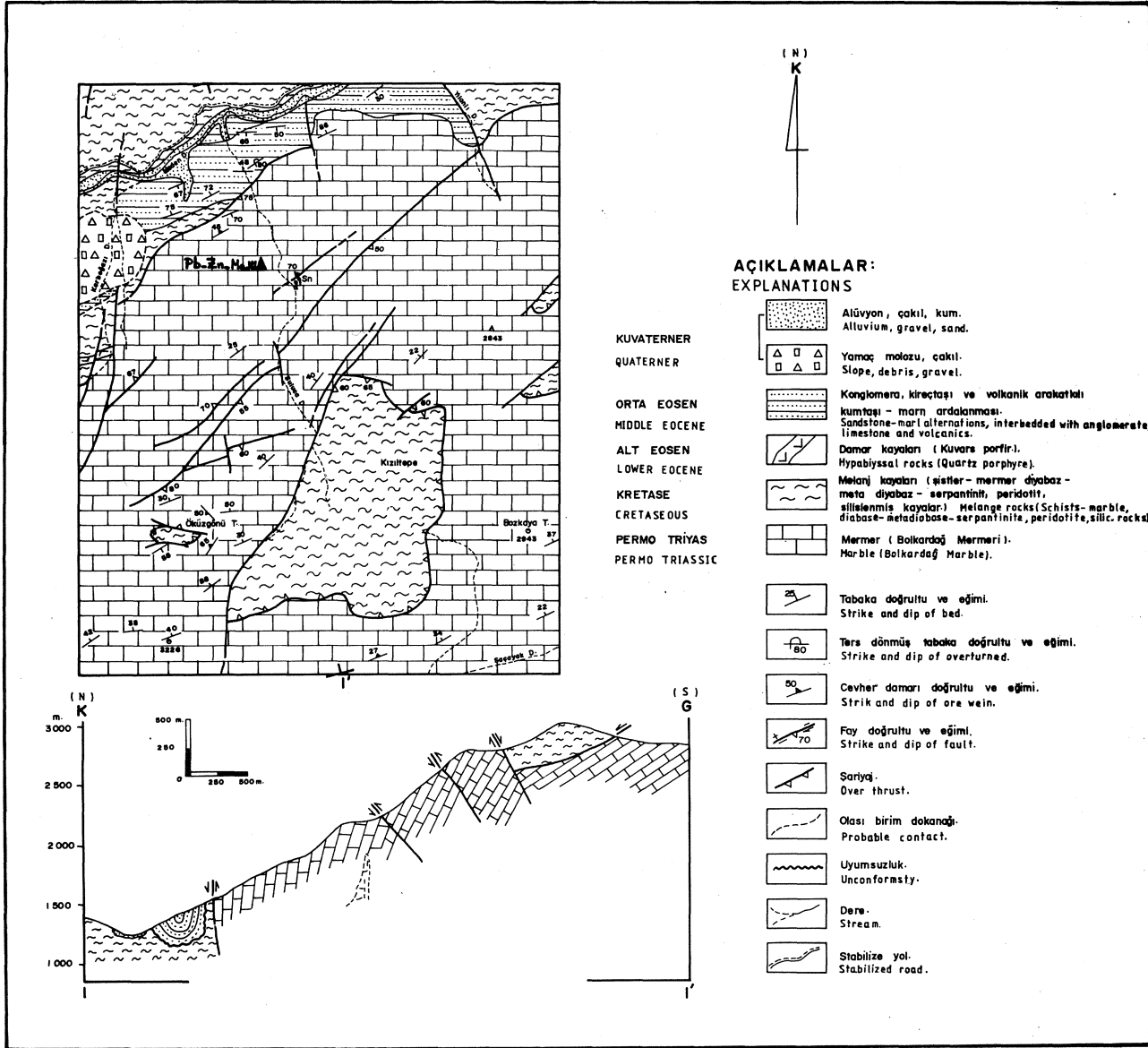
Sulucadere yöresinde izlenen kuvarsporfir damarları değişik uzunluk ve kalınlıktadır. Kuvarsporfirde kuvars ve feldspat fenokristalleri aynı minerallerden bir hamur içinde bulunurlar. Ortoklastan oluşan feldspatlar serisitlenme ve killeşme gösterirler. Kuvarslar hamur tarafından ornatılmıştır. Kuvarsporfirde daha az miktarda oligoklas, muskovit, pirit, eser miktarlarda titanit, rutil ve anatas izlenmektedir.

Cevherleşme ve Mineraloji

Sulucadere kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesi Bol-kardağ mermerinin çok dik bir yamacında iki ufak mercek şeklinde yüzeylenmektedir. Uzun eksenini tabakalanmaya uyumlu ve yatay olan merceğin boyutları 110x20 cm. kadardır. Cevher bir ucundan geçen kırık bir hat boyunca aşağıya doğru 30-40 cm. uzunlukta ince bir damar oluşturmaktadır. İkinci mercek 1740 m. kotunda, birinci merceğin 12 m. uzağında ve sağ üst tarafında bulunmaktadır. Uzun eksenini kırık bir hatta paralel ve dike yakın olan bu merceğin boyutları 60x45 cm. kadardır. Cevherler yüzeyel ayrışmadan ileri derecede etkilenmiştir. Cevherle yan kaya arasında kesin bir sınır bulunmaktadır. Cevher minerallerinin tane irilikleri, merceklerde içten dışa doğru küçülmektedir.

Sulucadere kalay içerikli çinko-kurşun cevheri mineral parajenezleri bakımından zengindir. Ana cevher mineralleri sfalerit ve galenittir. Sfalerit

En fazla izlenen mineraldir. Değişik tane iriliklerinde olan sfalerit kristalleri özbiçimsiz veya yarı özbiçimsizdirler. Sfalerit yer yer fazlaca sayıda stannit, kalkopirit ve idayit ayrılmaları içermektedir. Kataklastik yapı sfalerit kenar ve kataklastik çatlakları boyunca galenit, fahlerz ve kalkopirit tarafından kesilmektedir. Sfalerit pirit ve arsenopiriti ornatıyor. Sfalerit içinde yer yer pirit, arsenopirit, pirotin, kalkopirit, stannit, serisit, rutil kaplanımları bulunmaktadır. Sfalerit kenar, çatlak ve çok güzel gelişen dilinimleri boyunca kısmen simitsonit ve hidrozin-kite dönüşmüştür.



Şekil 2: Sulucadere civarının jeoloji haritası ve I-I' jeoloji kesiti (Şişman A.N. ve diğ., 1981'den alınmıştır).
Figure 2: Geological map and cross section I-I' of Suludere district (From Şişman, A.N., et al, 1981).

Galenit

Çok fazla miktarda ve genellikle iri kristaller şeklinde izlenmektedir. Galenit yer yer fazla sayıda ve çok ufak taneli gümüş taşıyıcı sülfö-tuzların ayrılma ve kapanımlarını içermektedir. Çok ufak olmaları nedeniyle mikroskopla tayinleri olası değildir. Bu mineraller frayberjit-prüstit-pirarjirit, polibasit-pearseit olabilir (Ramdohr, 1975). Ag-taşıyıcı sülfötuz taneçikleri çoğunlukla galenitinsfaleritlerle dokanağma yakın kesimlerinde yoğunlaşmaktadır. Galenit en genç sülfidli mineral olduğundan diğer tüm sülfidli mineralleri ornatmakta ve bu mineralleri kapanım şeklinde içermektedir. Galenit ancak yer yer çatlak ve dilinimleri boyunca çok genç bir pirit + markasit topluluğu tarafından ornatılmaktadır. Galenit kenar, dilinim ve çatlakları boyunca yüzeysel ayrışma sonucu anglesit ve serüsite dönüşmüştür. Bu mineraller içinde çok

ufak bulut şeklinde galenit artıkları bulunmaktadır. Galenitin kenarları boyunca serüsite dönüşmesi konsantrik kabuklu-böbreğimsi şekilde gelişmektedir.

Pirit

Az miktarda, değişik büyüklükte kristallerden oluşmaktadır. Çok büyük kısmı öz, yarı-öz biçimli olan piritlerin; en büyüğü 1,5 x 2,5 mm.dir. Arsenopirit dışında kalan tüm sülfidli minerallerden yaşlıdır. Diğer mineraller tarafından ornatılarak, yer yer iskelet şekli almıştır. Pirit içinde sokulum şeklinde kalkopirit, galenit, sfalerit, fahlerz taneçikleri izlenmektedir. Piritin çok az bir kısmı da konsantrik kabuklu böbreğimsi dokulu veya iskelet şeklindedir. Bu tür pirit fahlerzle birlikte oluşmuştur. Ayrıca çok az miktarda pirit, pirotinden dönüşerek oluşmuştur. Pirit kenar ve çatlakları boyunca kısmen psödomorf şeklinde limonite dönüşmüştür.

Fahlerz

Az miktarda iki ayrı türde izlenmektedir. Fahlerzin çok büyük kısmı tennantit, çok az bir kısmı da galenit içinde ufak tanecikli gümüş içeren fahlerzden (frayberjit) oluşmaktadır. Tennantit kalkopiritle içice, yanyana büyüme ve kalkopiriti çok ince damarcıklar şeklinde kesmektedir. Çok ufak kalkopirit ayrılından içeren tennantit, genellikle özbiçimsizdir. Galenit dışında kalan diğer minerallerden daha genç ve bu mineralleri ornatmaktadır. Tennantit kenarları boyunca yer yer kovelin, kalkozin ve Asokra dönüşmektedir.

Kalkopirit

Az miktarda, özbiçimsiz taneler şeklinde izlenmektedir. Çok az bir kısmı sfaleritin ayrılımları şeklindedir. Sfalerit içindeki kalkopirit ayrılım ve kapanımları sfaleritle aynı zamanda oluşmuşlardır. Sfalerit tanelerinin ara ve çatlakların dolduran kalkopirit daha gençtir. Kalkopirit kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca yüzeysel ayrışma sonucu kısmen kalkozin + kovelin + limonite dönüşmüştür.

Arsenopirit

Az miktarda, değişik boyutlarda Özbiçimli kristallerden oluşmaktadır. Kısmen çubuk kısmen de rombusal biçimlidir. Çubuk uzunluğu bazan 1,3 mm.yi bulmaktadır. En yaşlı sülfidli cevher mineralidir. Kataklastik yapı gösteren arsenopirit kenar ve çatlakları boyunca diğer sülfidler tarafından ornatılmıştır. Arsenopirit kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca yüzeysel ayrışma sonucu skorodite dönüşmüştür.

Markasit

Çok az miktarda izlenmektedir. Pirit ve pirotinin dönüşmesi ile oluşmaktadır. Bu nedenle hemen her zaman piritle içice, yanyana büyümüş şekilde izlenmektedir. Markasitin diğer bir türü tennantitle birlikte oluşan jel piritlerle birlikte izlenir. Ayrıca yüzeysel ayrışma sonucu anglesit, asokr ve kovelin gibi ikincil minerallerle birlikte oluşan markasit bulunmaktadır. Bazen çubukcu demeti oluşturan bu tür markasit galenit ve sfaleriti çatlakları boyunca ornatmaktadır.

Stannit

Çok az miktarda genellikle sfalerit içinde ayrılım ve kapanım, bazende galenit ve kalkopirit içinde çok ufak kapanımlar şeklinde izlenmektedir. Bu mineraller içinde heterojen bir dağılım gösteren stannit taneleri çoğunlukla öz ve yarı öz biçimlidirler. En iri stannit kapanımı 125 x 75 mikrondur. Bir stannit tanesinde çok ufak ve ince kalkopirit tane ve damarcıkları izlenmektedir. Sulucadere stannitinin mikroprob analiz sonuçları Çizelge, l'de verilmiştir. Bu analiz sonuçlarına göre stannitin kimyasal formülü yaklaşık $(Cu_{1,9} Zn_{0,5} Fe_{0,7} Sn_{0,9} S_4)$ bulunmuştur.

Elementler (Element)	Nokta(Point) I Analiz (Analysis)	Nokta(Point) II Analiz (Analysis)	Ortalama (Average)	Molekül ağırlığı (Molecular weight)	Atom oranları (Atomic ratio)
Cu	28.61	28.40	28.50	65.54	1.892
Zn	7.40	7.20	7.30	65.37	0.473
Fe	9.32	9.25	9.28	55.84	0.728
Sn	25.91	24.84	25.37	118.69	0.917
S	29.51	30.00	29.75	32.06	4.000
Toplam (Total)	100.75	99.69	100.20		

Çizelge 1 : Stanninin mikroprob analizi

Table 1 : Microprobe analysis of stannite.

Burnonit-Seligmanit

Eser miktarda galenit-fahlerz dokanağında veya galenit içinde çok ufak tanecikler şeklinde reaksiyon minerali olarak izlenmektedir. Bazan kovelin ve Sb-As okra dönüşmüştür.

Pirotin

Eser miktarda genellikle sfalerit, bazende pirit içinde çok ufak kapanımlar şeklinde izlenmektedir. Sfalerit içindeki kalkopirit ayrılım ve kapanımları içinde kamçı, çubuk ve yuvarlak şekilli pirotin tanecikler bulunmaktadır. Bu şekildeki pirotin ayrılımları genellikle mezo ve katatermal kurşun-çinko yataklarında gözlenir.

Siderit + Ankerit

Genellikle cevher yan kayaç dokanağında kireçtaşmm ornatılması sonucu oluşmuştur. Bu minerallere cevher içinde çok seyrek rastlanmaktadır. Siderit ve ankerit yüzeysel ayrışma sonucu limonite dönüşmüşlerdir.

NabitAltın

Galenit içinde yuvarlağımsı 5 ve 7 mikron büyüklükte iki tanecik şeklinde izlenmiştir.

Kovelin + Kalkozin

Çok az miktarlarda genellikle birlikte izlenmektedir. Kovelin, kalkozine göre çok daha fazladır. Kalkopirit ve fahlerzin kenar ve çatlakları boyunca yüzeysel ayrışması sonucu oluşmuşlardır. Bu mineraller çevresinde çok seyrek kovelin, kalkozin gözlenmektedir. Kovelin ve kalkozinin büyük kısmı anglesit, serüsit ve simitsonit içinde bu minerallere dönüşen galenit ve sfaleritlerin çevresini sarmaktadır. Ayrıca çatlak ve boşluklarda gelişen kovelin ve kalkozinde bulunmaktadır.

Limonit

Az miktarda daha çok götit modifikasyonu şeklinde izlenmektedir. Genellikle pirit, markasit, kalkopirit ve arsenopirit, siderit ve ankeritin yüzeysel ayrışma ürünüdür. Limonitin bir kısmı bu minerallerin psödomorfudur. Bir kısmı da çatlak ve boşlukları doldurmaktadır.

Malakit + Azurit

Eser miktarlarda birlikte çatlak ve boşluklarda izlenirler. Götit yer yer bu minerallere eşlik etmektedir. Malakit ve azurit bazen' çubuk şeklindedir.

Serüsit + Anglesit

Galenit kristallerinin kenar, dilinim ve çatlaklarında çok az miktarda gözlenmektedir. Galenitin dönüşmesi sonucu oluşan bu mineraller içinde çok ufak bulut şeklinde galenit artıkları bulunmaktadır.

Simitsonit + Hidrozinkit

Sfaleritin yüzeysel ayrışması sonucu oluşmuşlardır. Simitsonit genellikle sfaleriti psödomorf ornatır şekilde çevresinde, hidrozinkit çatlak ve boşlukda izlenmektedir.

Psilomelan

Eser miktarda çatlak ve boşluk dolgusu şeklinde gözlenmektedir. Siderit ve ankeritin yüzeysel ayrışma ürünüdür. Limonitle iç içe, yan yana bulunmaktadır.

Skoridit ve Sb-As Okrlar

Çok az miktarlarda izlenen ikincil minerallerdir. Skorodit arsenopiritin, Sb-As okrlar fahlerzin yüzeysel ayrışması sonucu oluşmuşlardır.

Kalsit + Dolomit

iri, özbiçimli kristallerden oluşmaktadır. Cevher mi-

SULUCADERE KALAY MİNERALİZASYONU

neralleri arasında veya onları damarcıklar şeklinde kesmektedir. Cevherin en sık rastlanan gang mineralidir. Bazen damarcıklar şeklinde yan kayacı da kesmektedir.

Kuvars

Çok az miktarda izlenmektedir. Kuvars kalsit ve cevher mineralleri ile birlikte damarcıklar oluşturmaktadır. Kuvars kristalleri değişik büyüklükte ve bazen özbiçimlidir.

Epidot

Cevher içinde eser miktarda damarcıklar şeklinde izlenmektedir.

Serisit + Muskovit ve Klorit

Cevher içinde çok az miktarlarda izlenmektedir. Bunlar yan kayaç kireçtaşından alınmıştır. Galenit ve sfalerit gibi mineraller içinde ince uzun çubukçuklar şeklinde kapanımlar oluştururlar. Yan kayaçtan alınan bu mineral bantları bazen cevher içinde damarcıklar şeklinde izlenirler.

Rutil + Anatas

Eser miktarlarda çok ufak tane ve çubukçuklar şeklinde izlenirler. En iri taneler 75 mikrondur. Bazen çok sayıda tanenin 300-400 mikronluk alanda bir topluluk oluşturduğu gözlenmektedir. Yan kayaçtan alınan bu minerallerin bulunduğu kesimlerde klorit, serisit ve muskovit miktarı artmaktadır. Detritik mineraller olarak kireçtaşı içine taşınan rutil ve anatas, kireçtaşın sığ bir ortamda oluştuğunu göstermektedir.

SONUÇ ve ÖNERİLER

Suludere kalay, içerikli çinko-kurşun cevherleşmesi de Bolkardağ bölgesinin bilinen diğer yatakları gibi Horoz granodiyoritine bağlı oluşmuştur. Horoz granodiyoritinin Sulucadere yöresinde gözlenen kuvarsporfir damarları en az dirençle karşılaştıkları zon ve hatlar içine sokulmuşlardır. Bunların getirdiği hidrotermal cevher eriyikleri de aynı yolları izlemiş ve kireçtaşların elverişli kesimlerinde metasomatik, Sulucadere kalay içerikli çinko-kurşun cevherleşmesini oluşturmuştur. Bolkardağ mermeri içinde mercerler şeklinde yüzeylenen cevher kütlelerinin derine doğru hortumlar şeklinde devam etmeleri olasıdır.

Gerek "Suludere polimetal cevherleşmesi" (Yıldırım ve diğ., 1984), gerekse "Mağaralar yöresi kurşun-çinko yatakları" (Çalapkulu, 1974; 1978) cevheri yazarlardan Ahmet Çağatay tarafından değişik tarihlerde incelenmiş ve kalay mineralleri bulunmamıştır. Üzerinde çalışılan Sulucadere cevherleşmesinde kalay minerali bulunması, cevher eriyiklerini getiren Horoz granodiyoritinin "kalay-granit" olduğunu göstermektedir. Horoz granodiyoriti kenar kesimleri dokanağı ve çevresinde başka kalay cevherleşmelerinin varlığının ortaya çıkartılması; ancak yeni çalışmalarla olasıdır. Bu nedenle bölgede yeni kalay, öncelikle de kasiterit cevherleşmelerinin aranıp bulunması için; bir projenin hazırlanmasının faydalı olacağı düşünülmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Cokino, P., 1927, Simli kurşun Bolkardağ Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Raporu No: 363, Ankara, yayınlanmamış.
- Coulant, J., 1884, Bolkardağ madeni hakkında. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü raporu No: 358, Ankara, yayınlanmamış.

- Çağatay, A., Altun, Y. ve Arman > B., 1979, Madenbelenitepe (Soğukpınar-Bursa) kalay cevherleşmesinin mineralojisi. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü dergisi, sayı, 92, s.40-48, Ankara.
- Çağatay, A., Arman, B. ve Altun, Y., 1982, Madenbelenitepe (Soğukpınar-Keles-Bursa) stannitinin incelenmesi. Jeoloji Mühendisliği dergisi, Ocak, sayı 13, s.23-26, Ankara.
- Çalapkulu, F., 1974, Bolkardağ Au-Ag-Pb-Zn sahası ön etüd raporu. Etibank Genel Müdürlüğü, Ankara, yayınlanmamış.
- Çalapkulu, F., 1978, Bolkardağ bölgesinin jeolojik evrimi. Türkiye Jeol. Kur. Bült. 32. Kurultayı bildiri özetleri,
- Demirci, A., 1938. Bolkardağ madeni Maden Tetkik Arama mecmuası, sayı 3, cilt 4, s.83-90 Ankara
- Demirtaşlı, E., 1973, Bolkardağların jeolojisi. 50. Yıl Yerbilimleri Kongresi tebliğleri.
- Ducros, M., 1938, Bolkardağ madeni hakkında umumi rapor. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü derleme raporu No: 381, Ankara, yayınlanmamış.
- Helke, A., 1929, Bolkardağ madeni. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü derleme raporu, No: 398, Ankara, yayınlanmamış diploma tezi.
- Ketin, I., 1966, Anadolunun tektonik birlikleri. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü dergisi, sayı 66, Ankara.
- Kovenko, V., 1929, Bolkardağ madenleri hakkında not: Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü raporu, No: 389, Ankara.
- Ladame, G., 1938, Le mineraiaurifere de Bolkar Maden. Maden Tetkik Arama mecmuası sayı 3, cilt 4, s.131-139
- Oktay, F.Y., 1982, Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi. Türkiye Jeol. Kur. Bült. cilt 25, sayı 1, s.15-23,
- Ölsner, O.W., 1938, Bolkardağ madeninde yapılan arama işleri hakkında rapor. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü derleme raporu, No: 661, Ankara.
- Ölsner, O.W., 1938, Die Blei-Zinck-Silber-Gold Lagerstaette Bolkar Maden Tetkik Arama mecmuası, sayı 3, cilt 4, s.105-111, Ankara.
- Özgül, N., 1976, Toroslarm bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeol. Kur. Bült. cilt 19, sayı 1, s. 65-78,
- Özgül, N., 1983, Geology of the Central Taurus. Uluslararası Toros sempozyumu gezi klavuzu.
- Petraschek, W.E., 1965, Bolkardağ ve Anamur aramada-ki kurşun-çinko cevher bölgesi hakkında etüd teklifleri. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü derleme raporu. No:3764, Ankara.
- Ramdohr, P., 1975, Die Ereminalien und ihre Verwachsungen 4. Aufl. Akademi-Verlag, Berlin.
- Romberg, H. ve Toktaş, F., 1961, Bolkardağ Sulu-mağara galerisindeki cevherleşme ve Gümüşköy cürüfları hakkında rapor. Etibank Genel Müdürlüğü raporu, Ankara, yayınlanmamış.

- Schumacher, H.,1937, Keban, Bolkaradağ, Gümüşhacıköy, Gümüşhane, Denek madenlerindeki gümüş-kurşun-çinko zuhuratlarına ait rapor ve hülâsa. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü derleme raporu, No: 402, Ankara.
- Şişman, N. ve Şenocak, H.,1981, Bolkaradağ yöresinin jeolojisi ve maden yatakları. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü derleme raporu, No: 1790, Ankara.
- Yener, H.,1938, Bolkaradağ madeni hakkında fen raporu. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü derleme raporu, No. 684, Ankara.
- Yener, K.A. ve Özbâl,H.,1986, Toros dağlarında kaley: Bolkaradağ maden bölgesi. Arkeometri ünitesi bilimsel toplantı bildirileri. TÜBİTAK yayınları, Ankara, s. 157-173.
- Yıldırım, M.,1979, Prospeksiyon jeokimyası. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü Maden Etüd Dairesi, P.Y. Tanıtma dizisi No: 1, Ankara, yayınlanmamış.
- Yıldırım, M.,Şenocak,H.,Şarman,E.,Ateş,M.Z.,Yaşar,A ve Karakaya, Y.,1984, Bolkaradağ-Sulucadere (Ulukışla-Niğde) polimetal cevherleşmesi etüd raporu. Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü derleme raporu, No:7670, Ankara.

Divriği Bölgesi Demir Cevheri Yataklarının Nadir Toprak Element (REE) Jeokimyası; Orta Anadolu, Türkiye

Rare earth element (REE) geochemistry from the iron ores of the Divriği region, Central Anatolia, Turkey

TANER ÜNLÜ MTA Genel Müdürlüğü, Ankara
HENRIK STENDAL Kopenhag Üniversitesi, Genel Jeoloji Enstitüsü, Kopenhag

ÖZ: Divriği Bölgesinde demir cevheri yataklarının oluşumunu kontrol eden faktörler, nadir toprak elementleri (REE) analizleri kullanılarak tartışılmıştır.

Masif demir cevheri ve serpantinleşmiş ultramafik kayaç numuneleri, her ikisi de, kondrit değerlerine yakın veya çok az üzerinde REE değerleri vermiştir. Hafif REE içerikleri, ağır REE içeriklerine göre nispeten yüksektir ($LREE / HREE > 1$). Negatif Ce - ve Eu anomalileri karakteristik özellikler olup demir cevheri ve serpantinit için benzer REE eğrisi verirler.

Divriği bölgesindeki granitik kayaçlar, yüksek hafif REE değerlerine ve düşük ağır REE değerlerine sahip olup nispeten dik eğimli REE eğrileri ortaya koyarlar. Granitik kayaçların intrüzyonu serpantininitin bazı kısımlarını hidrotermal alterasyona uğratmış ve stokverk tipi demir cevheri oluşumuna yol açmıştır. Granitik kayaçlar ve hidrotermal olarak altere olmuş serpantinit ile stokverk tipi demir cevheri, negatif Ce-ve Eu anomalileri içermeyen benzer eğriler sunarlar.

Masif demir cevheri ve serpantininitin REE eğrileri arasındaki paralellik, daha önce yayınlanmış bulunan jeokimya verilerinde yansıtılmış olup, demir cevheri oluşumu ile serpantinleşme arasında genetik ilişki bulunduğunu ortaya koymaktadır. Granitik intrüzyona bağlı daha sonraki bir hidrotermal safha, altere serpantininitin REE eğrisini etkilemiş olup stokverk demir cevherinin hidrotermal kökenli olduğuna işaret etmektedir.

Bu araştırma, demir oluşumunun serpantinleşme işlevi ile ilişkili olduğu demir oluşumları için bir genetik model önermektedir. Yazarlar tarafından yapılmış bulunan daha önceki çalışmalarda da serpantinleşme işlevinin granitik kayaç intrüzyonunun hidrotermal etkisinden daha önce gerçekleştiği saptanmıştır.

ABSTRACT: The factors, which control the formation of the iron ore deposits in the Divriği Region, have been discussed by the use of rare earth element (REE) analyses.

The massive iron - ore and the serpentinized ultramafic rock samples both have low REE values close to the condrite values or slightly higher. The light REE contents are relatively higher than those of the heavy REE ($LREE / HREE > 1$). Negative Ce - and Eu anomalies are characteristic features giving a similar REE pattern for the iron ore and serpentinite samples.

The granitic rocks in the Divriği area have high light REE values and low heavy REE giving fairly steep dipping REE curves. The intrusion of the granitic rocks have hydrothermally altered some parts of the serpentinite, and caused a stock-work type iron ore occurrence. The granitic rocks and the hydrothermally altered serpentinite and the stock-work type iron ore show similar patterns with no negative Ce - and Eu anomalies.

The parallelism between the REE patterns for the massive iron ore and the serpentinite, established with the previously published geochemical data, indicates the genetic relationship between the iron ore and the serpentinization. A later hydrothermal phase due to the granitic intrusion has influenced the REE pattern in the altered serpentinite, and indicates that the stock-work iron ore is hydrothermal in origin.

The present investigation proposes a genetic model for the iron ore, where the iron formation is* connected with the serpentinization process. In earlier investigations, the serpentinization process was determined to be prior to the intrusion of granitic rocks, which caused the hydrothermal activity.

GİRİŞ

Divriği Bölgesi demir cevheri yatakları günümüzde; ultra-mafik kayalar (serpantinitle), kireçtaşları ve granitik kayalardan oluşan litolojik birimler ile yakın ilişkili konumdadır. Daha önceden yapılan çalışmalarda maden yataklarına özgü klasik jenetik sınıflandırmalarda, genelde manyetit, maghemit ve hematit minerallerinden oluşan iç Anadolu Bölgesindeki demir cevherlerinin hemen tamamı "skarn tip oluşumlar" olarak değerlendirilmiştir (Klemm, 1960; Koşal, 1973). Jenez konusunda farklı bir görüş, son zamanlardaki çalışmalarda elde edilen yeni jeolojik - ve jeokimyasal veriler doğrultusunda ağırlık kazanmaktadır. Bu görüşe göre; demir cevherleri ultra-mafik kayaların serpantinleşmesinin bir sonucu olarak ortaya çıkmış, ancak daha sonraki hidrotermal değişimlerden de etkilenmiştir (Ünlü ve Stendal, 1986; Ünlü ve Stendal, 1989).

Bu yeni yorumun değerlendirilmesinde bir işaret veya bir olasılı yamıt aranması doğrultusunda, demir cevheri yataklarına özgü örneklerin nadir toprak element (REE) analizlerinden yararlanılmıştır. Demir cevherlerinin oluşumları ve nadir toprak element içerikleri ile olan ilişkileri konusunda cevher yan kayaç ilişkisi ve oluşum ortamı özellikleri göz önüne alınarak genelde aşağıdaki soru ve yanıtlar tartışılabilir:

1-) Demir cevheri oluşukları ultra-mafik kayaların serpantinleşmesinin bir ürünü olarak düşünülebilir mi? Bu durumda, serpantinitle e ve demir cevheri örneklerine özgü nadir toprak element analiz sonuçlarında uyum beklenmelidir.

2-) Demir cevheri granitik kayalar ile doğrudan ilişkili skarn tip oluşuklarıdır? Bu durumda ise, granitik kayalar ve demir cevheri örneklerine özgü nadir toprak element anajiz sonuçlarındaki uyum ağırlık kazanır.

3-) Demir cevheri denizel-sedimenter oluşumludur? Demirce zengin sedimentlere ve deniz suyuna özgü nadir toprak element analizlerindeki negatif Eu- ve Ce anomalileri belirgindir (Robertson ve Böyle, 1984).

4-) Demir cevheri, Algoma Tipi veya Lake-Superior Tipi bantlı demir cevherleri ile karşılaştırılabilir mi? Algoma Tipi cevherler, deniz suyu kimyası ile uyum içinde olmaktan çok, bir hidrotermal sistem içindeki "Su-Kayaç Reaksiyonu" kimyası ile yakın ilişkilidir (Graf, 1978; Maynard, 1983).

5-) Demir cevheri likid-magmatik Kiruna Tipi bir oluşuk mudur? Kiruna cevherlerinde pozitif Ce- ve Eu anomalileri tipiktir (Parák, 1973).

Bu çalışmaya özgü araştırmalar; özgün mineraller yerine bu minerallerden oluşan demir cevherleri, serpantin ve granitik kayaların tüm kayaç örnekleri üzerinde yoğunlaştırılmıştır. Divriği A- ve B Kafa demir cevheri yatakları ile yakın yöresine özgü jeoloji haritası Şekil 1'de, aynı sahadan toplanan nadir toprak element analizlerinin yapıldığı örneklerin yerlerini gösteren profiller ise Şekil 2'de verilmiştir. Her örnek, kayaç türü veyen Işınları Difraksiyon Analizleri Yöntemi ile saptanan mineral beraberlikleri ile birarada Çizelge la-ve lb'de sunulmaktadır. Nadir toprak element analizleri RISQ'da (Roskilde - Danimarka) yapılmış olup, analizlerde Nötron

Aktivasyon Analiz (NAA) yönteminden yararlanılmıştır (Christensen ve Damsgaard, 1985). Nadir toprak elementlerden La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu ve ayrıca diğer elementlerden Na, Sc, Cr, Fe, Co, Zn, As, Rb, Sr, Ag, Cs, Ba, Hf, Ta ve Th aynı yöntemle analiz edilmiştir, örneklerin bir bölümünde yalnızca iki veya üç adet nadir toprak element analiz değerinin aletin duyarlılık (dedeksiyon) sınırının üzerine çıkabildiği saptanmıştır. Bütün örneklerimize özgü doğrudan analiz değerleri Çizelge 2a- ve 2b'de birlikte sunulmuştur. Bu yayımda örneklerin ancak bir bölümünün analiz sonuçlarının kondrit'lere göre normalize edilmiş (chondrite-normalized) REE şekillerine ait eğrileri sunulmuştur.

Olağan koşullarda ultra-mafik kayaların nadir toprak element içerikleri düşük değerlerde olup, kondrit değerlerinde altında olmaları ile belirgindir. Aynı zamanda bu kayalarda, ağır nadir toprak element (HREE) değerlerinin, hafif nadir toprak element (LREE) değerlerine göre relatif yüksek değerleri de belirgin olup, LREE/HREE < 1 bağıntısı bilinmektedir (Frey, 1984). Ultra-mafik kayalarda alterasyon veya metamorfizma olayları sonucunda hafif nadir toprak elementlerde hareketlenme sonucunda (mobilizasyon) zenginleşmeler gözlenir. Bu durum serpantinleşme olayı için de geçerlidir. Sıralanan bu işlevlerin sonucu olarak hafif nadir toprak elementlerden yana ultra-mafik kayalarda La/Sm>1 bağıntısı doğrultusunda değişimler gözlenir (Shih, 1972; Menzies, 1976; Ottonenlo ve diğerleri, 1979; Suen ve diğerleri, 1979).. Çoğunlukla oksit-ve sülfid mineralleri nadir toprak elementleri için iyi birer evsahibi değildir. Daha açıkçası, bu minerallere özgü örneklerde nadir toprak elementlere düşük oranlarda rastlanır (Cullers ve Graf, 1984).

JEOLojİK ÇATI

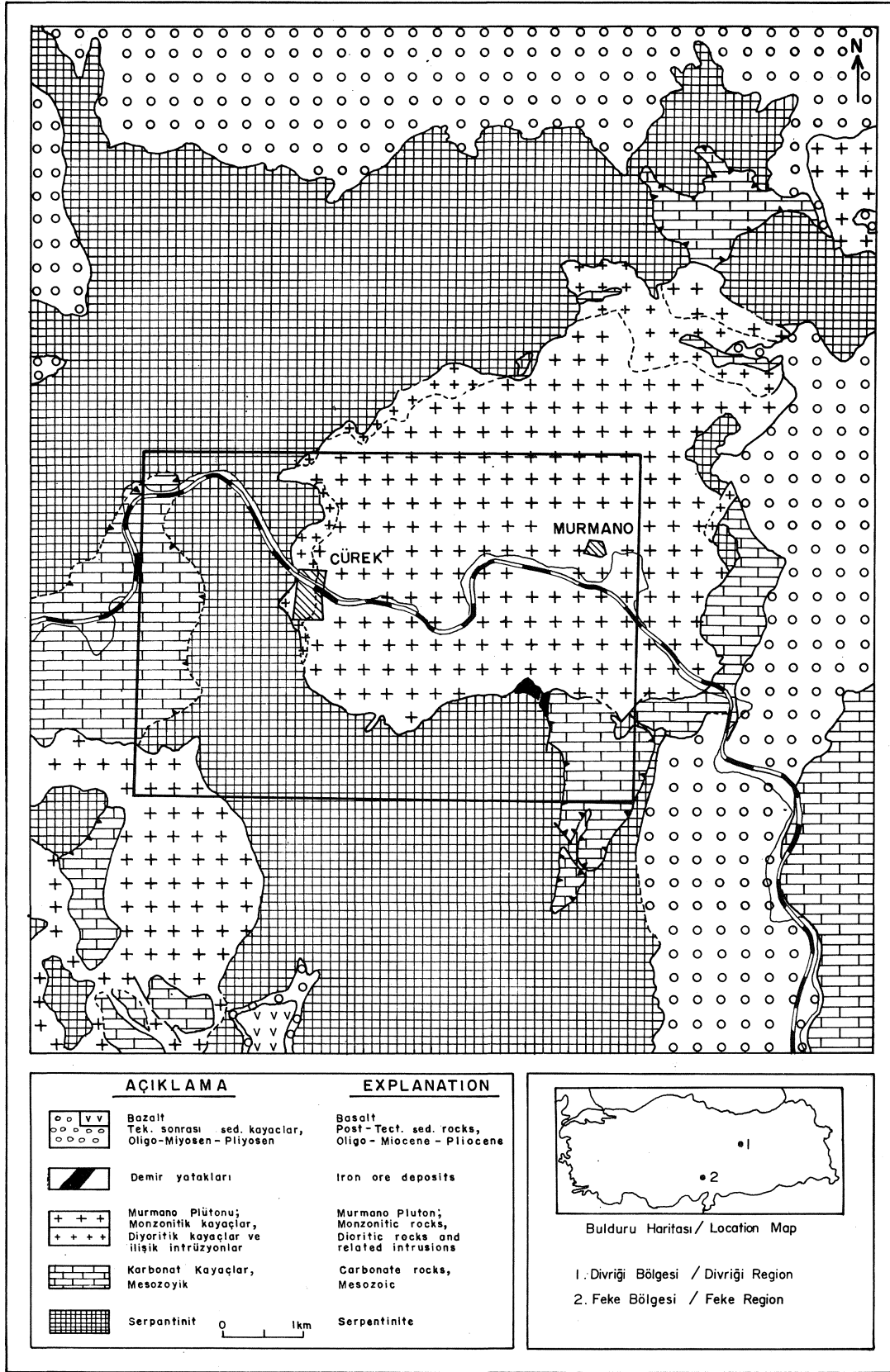
Divriği sahasında genelde serpantinleşmiş ultra-mafik kayalardan oluşan parçalanmış bir ofiyolit karmaşığı yer almaktadır. Karmaşık, monzonitten diyorite değin değişen farklı bileşimlerdeki silisik plüton ile ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşları ile dokanak oluşturmaktadır. Ayrıca sahadada daha genç; Oligo-Miyosen, Pliyosen yaşta ki kumtaşı ve konglomeralardan ve Üst Pliyosen yaşta ki volkanik kayalardan oluşan bir örtü de bulunmaktadır (Şekil 1). Granitik kayaların, ofiyolit karmaşığının 110 ± 5 milyon yıldan daha önce olduğu düşünülen üzerlemesinden sonra sokulum yaptığı düşünülmektedir (Zeck ve Ünlü, 1987; Zeck ve Ünlü, 1988a; Zeck ve Ünlü, 1988b).

Divriği A- ve B Kafa, Otlukilise, Akdağ, Karahalka, Bizmişen, Kurudere, Sultanmurat, Akuşağı ve aynı bölgede yer alan daha birçok demir yatağı "Neo-Tethyan Ofiyolit Melanj Zonu" içerisinde yer almaktadır. Bu yatakların hepsinde; cevher, granitik kayaç, kireçtaşları ve serpantin tlerin tümünün veya bu birimlerden birkaçının birbirleriyle tektonik dokanak ilişkisi bulunmaktadır (Ünlü ve Stendal, 1986).

Divriği A-Kafa

Divriği A-Kafa en büyük cevher kütlesidir. Bu kütle granitik kayaç ve serpantinitle dokanak oluşturmaktadır. Granitik kayaların yan kayaçla dokanağı kesin sınırlıdır. Granitik kayaçta tektonik etkileme sonucu

DİVRİĞİ DEMİR YATAKLARI REE JEOKİMYASI



Şekil 1 : Divriği Bölgesi A - ve B Kafa demir cevheri yatağı ve yöresine özgü jeoloji haritası (Yıldızeli ve diğerlerinden, 1987 genelleştirilmiştir).

Figure 1 : Geological map of the A - and B Kafa iron ore deposits and the vicinity at the Divriği Region (generalized from Yıldızeli et al., 1987).

yoğun biçimde çatlaklar oluşmuştur. Cevher kütesinin dokanak zonunda, parçalanma ve breşik yapı gözlenmektedir. Manyetit cevheri % 1-5 arasında değişen oranlarda saçınımdı şekilde pirit içermektedir.

Divriği B-Kafa

Divriği B-Kafa cevheri, serpantinit ve kireçtaşları ile dokanak ilişkilidir. Serpantini tier yoğun bir biçimde cm.lerce kalınlıklarda manyetit damarları içermektedir. Ayrıca cevher ve yan kayaç serpantinitlerde hidrotermal silisleşme ve karbonatlaşma izlenmektedir. Bunlar yer yer belirgin damarcıklar şeklinde cevher ve yan kayacı kesmektedir. Manyetit minerali kısmen maghemitleşmiş ve martitleşmiştir. Cevher içinde çeşitli sülfüdlü mineraller de bulunmaktadır.

Otlukilise

Otlukilise yatağında karstlaşma ile yakın ilişkili yığılım türü konglomeratik bir hematit-götüt cevheri sözkonusudur. Konglomeralar; cevher ve kireçtaşı parçalarından oluşmaktadır. Kil mineralleri ve götüt ara katkı konumundadır. Cevher bugünkü görünümü ile yan kayaç olan kireçtaşı ile tektonik dokanaklıdır. Demir cevherleşmesi bu tektonik zonda zenginleşme göstermektedir.

Akdağ

Akdağ demir zuhuru masif hematitten oluşmaktadır. Ayrıca Otlukilise'de olduğu gibi karstlaşma ile yakın ilişkili yığılım türü yuvarlağımsı hematit çakıllı, götüt, kalsit ve kil mineralleri ara katkılı konglomeratik cevherde bulunmaktadır.

Karahalka

Karahalka'da cevher kütesi kireçtaşları ve serpantinitler ile tektonik ilişkilidir. Cevher minerali genelde limonitten oluşmaktadır.

Bizmişen

Bizmişen manyetit cevheri Divriği A- ve B Kafa'da olduğu gibi, granitik kayaçlar, kireçtaşları ve/veya serpantinitler ile birarada bulunmaktadır. Divriği A-Kafa'da olduğu gibi, pirit manyetit cevheri içerisinde saçınımlar şeklindedir.

Kurudere

Kurudere masif cevheri manyetitten oluşur. Ayrıca serpantinit içinde birkaç cm. çapında manyetit nodülleri de görülmektedir. Bu nodüllerin hamurunu serpantin oluşturmakta ve bir breşik yapı görülmektedir.

Sultanmurat

Sultanmurat zuhuru saçınımlı pirit içeren manyetit cevherinden oluşmaktadır. Burada cevher, serpantinit ve granitik kayaç dokanağı tektoniktir.

Akuşağı

Akuşağı manyetit cevher zuhuru, serpantinit ve kireçtaşları ile dokanak oluşturmaktadır. Bu tektonik bir dokanaktır.

Attepe

Attepe ve Feke bölgesinin diğer yatak ve zuhurları jeotektonik konum açısından Divriği bölgesi yalaklarından farklı özelliktedir. Birincil cevher Kambriyen yaşlı kayaçlar içerisinde sedimentler özelliktedir. Cevherin

bugünkü konumu tektonik kontrollüdür. Kısmen sedimenter özellikteki, kısmen de tektonik hatlara bağlı büyük siderit, ankerit kütleleri şeklinde görülen cevher daha sonra karstlaşma ve yüzeysel ayrışma olayları sonucunda ileri derecede limonitleşmiş ve yatak bugünkü konumunu almıştır. Siderit ve ankerit zuhurları bitümlü şist ve kireçtaşları içerisinde yatakların aktadır. Buna karşılık götüt cevheri ise bitümlü şist ve metakumtaşları içerisinde yer almaktadır. Götüt cevheri ile birlikte değişik oranlarda kil mineralleri izlenmektedir. Götüt büyük olasılıkla sideritin değişmesi sonucu oluşmuştur.

Yukarıda sayılan yatak ve zuhurların coğrafik dağılımları Ünlü ve Stendal'in (1986) çalışmasında verilmiştir.

KAYAÇ KİMYASI

Serpantinit ve hidrotermal değişmeye uğramış yan kayaçlar yüksek oranda Cr içermektedir. Hidrotermal değişmeye uğramış yan kayaç serpantinit olup, bu birimin bir bölümü Klemm, 1960 ve Koşal, 1973 tarafından "skarn" olarak tanımlanmıştır (Şekil 2). Normal serpantini tier % 4.5-5 oranında Fe içerirken, hidrotermal değişmeye uğramış yan kayaç serpantinitde Fe oranı bunun 10 katma kadar çıkabilmektedir. Ayrıca hidrotermal değişmeye uğramış ve demirce zenginleşmiş yan kayaç serpantinitlerde Na ve K₂O oranları, normal serpantinite göre 1-10 kat daha yüksektir (Çizelge 2a).

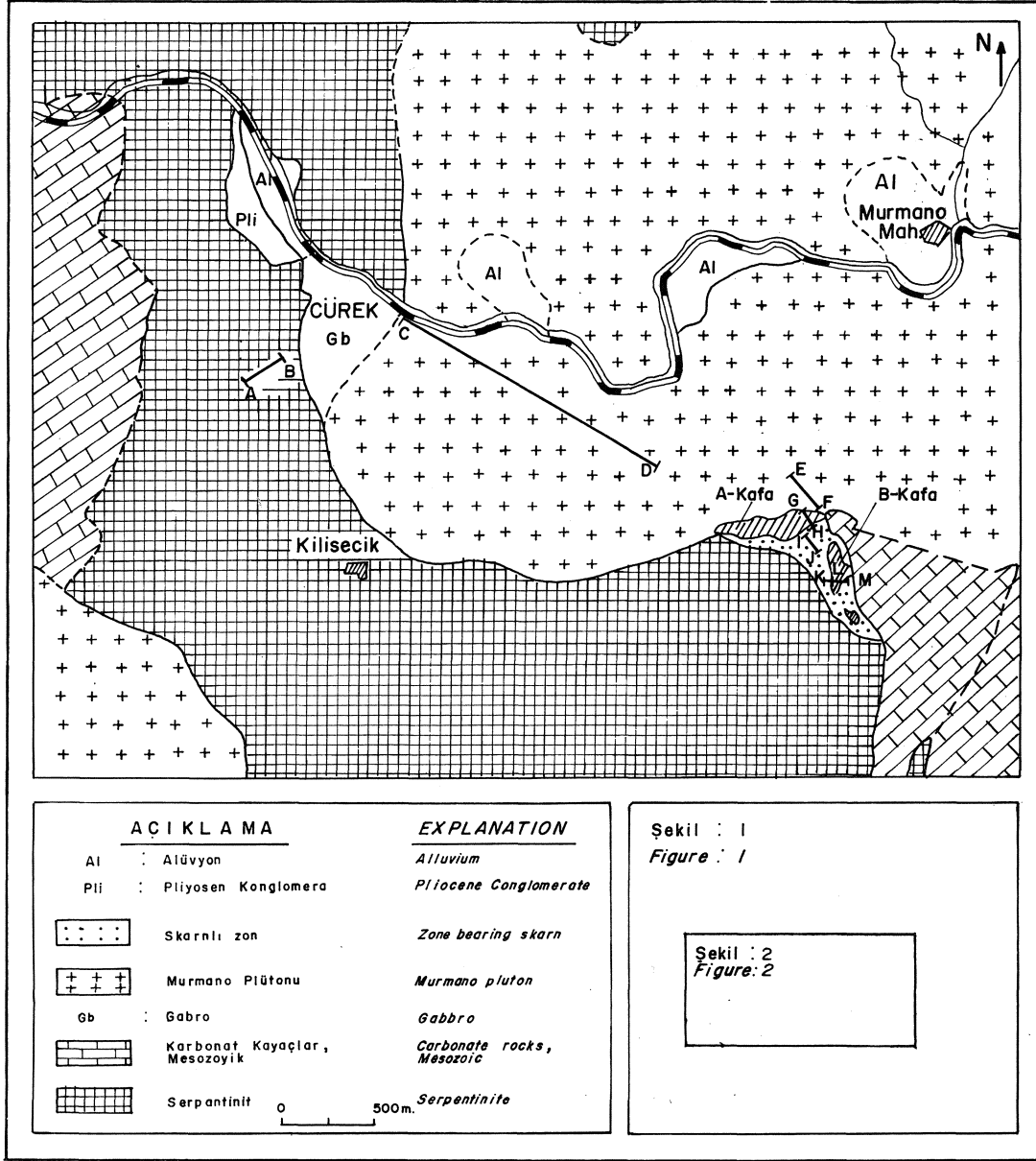
A-ve B Kafa demir cevherleri ortalama yaklaşık % 60 Fe içermektedir. Bu cevherlerin serpantinit ve hidrotermal değişmeye uğramış yan kayaç serpantinitten farkı, alkali metaller bakımından daha zengin olmasıdır. A-Kafa'da Na- ve özellikle K₂O çok daha yüksektir. B-Kafa'da ise bu oranlar hemen hemen serpantinitle eşdeğer veya biraz daha yüksektir. Ayrıca Divriği demir cevherlerindeki As değerleride dikkate değerdir (Çizelge 2a).

Magmatik kayaçlardan monzonit ve diyorit alışılagelmiş miktarlarda yüksek Ba, Rb, Sc, Sr ve Th içermektedir. İleri derecede hidrotermal değişmeye uğramış serpantinitde (AS 1-1), granitik kayaların fazlaca kapsadığı yüksek oranlardaki alkali metallere rastlanmıştır (Çizelge 2a).

Divriği A-ve B Kafa demir yatağı dışındaki diğer demir cevherleri değişik miktarlardaki elementleri içerirler. Otlukilise, Akdağ ve Attepe gibi karstlaşma ile yakın ilişkili olan yığılım türü demir cevherlerinde Na-ve K₂O oranları oldukça düşüktür. Otlukilise'de 14 ve 32 nolu örneklerde nisbeten daha yüksek Na- ve K₂O, daha düşük Fe miktarları ile birlikte rastlanmaktadır. Bu örnekler katkı maddesi olarak kil mineralleri ve kuvars taneleri içermektedir. Otlukilise cevherinde ve Attepe yatağının yan kayacmda Ba oranlarının yüksek olması, bu yatakların sedimentler kökenli olabileceğine işaret etmektedir. Buna karşılık Karahalka cevherindeki yüksek Ba içeriği ise geç hidrotermal evre saçılım ve ağsal damarları ile ilişkilidir (Çizelge 2b).

Granitik kayaçların yan kayaç serpantinit üzerindeki jeokimyasal etkilerini saptamak amacıyla bazı örneklerde 87 Rb/86 Sr ve 87 Sr/86 Sr izotop analizleri yapılmıştır. Bu analizlerin bazılarının sonuçları Çizelge 3'te

DİVRİĞİ DEMİR YATAKLARI REE JEOKİMYASI



Şekil 2 : Örnek alınan lokalitelerden geçen profiller ile birlikte Divriği demir cevheri bölgesi A - ve B Kafa çevresinin jeoloji haritası (Koşal, 1973'ten aynen alınmıştır).

Figure 2 : Geological map of the vicinity of A - and B Kafa at the Divriği iron ore region, together with the profiles tracing sample localities (after Koşal, 1973; without change).

sunulmuştur. Bu analiz sonuçları Zeck ve Ünlü'deki (1987) izokronlar ile benzer özelliktedir. Örneğin AA-10 örneği Zeck ve Ünlü'deki (1987) monzonit izokronu üzerine, CA-10 örneği Zeck ve Ünlü'deki (1987) diyorit izokronu üzerine ve AS 1-1 ve AS 3-1 numaralı 2 adet yan kay aç örneği ise aynı çalışmadaki monzonit izokronunun üzerine düşmektedir. AS 3-1 nolu serpantinitle örneğinde saptanan çok düşük $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ ve $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ oranlarına karşın, AS 1-1 nolu çok fazla hidrotermal değişmeye uğramış serpantinitle örneğinde bu oranlar çok yüksektir. Murmano plütönu genelde monzonitik bir kimyaya sahiptir.

NADİR TOPRAK ELEMENTLERİ

Divriği Bölgesi manyetit ve serpantinitle örneklerinin nadir toprak element içerikleri çoğunlukla dedeksiyon sınırlarının altında olup, oldukça düşüktür (Çizelge 2a - ve 2b). Bu nedenle REE eğrilerinin çizilmesinde güçlükler çıkmaktadır. Bu sorun bazı eğrilerin çiziminde "yaklaşımlı değer"den yararlanılmasını zorunlu kılar. Yaklaşımlı değer, analiz değerinin dedeksiyon sınırının altında olduğu koşullarda, dedeksiyon değerinin % 70'i alınarak hesaplanır. Örneğin bir analiz sonucu o elementin özgü dedeksiyon sınırı olan 2 ppm değerinin altında,

PROFİL PROFILE	ÖRNEK NR. SAMPLE NO.	TANIM DEFINITION	x-İŞINLARI DİFRAKSİYONU ANALİZLERİ İLE SAPTANAN MİNARALLER MINERALS DETERMINED BY X-RAY DIFFRACTION ANALYSIS
A	CSI-10	Serpantinleşmiş ultra-mafik kayaç <i>Serpentinized ultramafic rock</i>	Serpantin + manyetit <i>Serpentine + magnetite</i>
	CSI-15		Serpantin + manyetit <i>Serpentine + magnetite</i>
B	CSI-20		Serpantin + manyetit <i>Serpentine + magnetite</i>
C	CA-1	Biyotit-hornblend diyorit <i>Biotite-hornblend diorite</i>	Glimmer+amfibol(tremolit?) + piroksen (diopsit) <i>Mica + amphibole (tremolite?) + pyroxene (diopside)</i>
	CA-10		Glimmer + diopsit + feldispat + amfibol <i>Mica + diopside + feldspar + amphibole</i>
D	CA-20	Granodiyorit <i>Granodiorite</i>	Kuvars+feldispat+glimmer+amfibol (çok az) <i>Quartz + feldspar + mica + amphibole (rare)</i>
	CA-30		Feldispat(albit) + kuvars + glimmer + amfibol (çok az) <i>Feldspar (albite) + quartz + mica + amphibole (rare)</i>
E	AA-20	Biyotit-hornblend (kuvars) monzonit <i>Biotite-hornblend (quartz) monzonite</i>	Feldispat(albit) + kuvars+amfibol+glimmer (çok az)+ manyetit <i>Feldspar (albite) + quartz + amphibole + mica (rare) + magnetite</i>
F	AA-10		Feldispat (albit) + glimmer <i>Feldspar (albite) + mica</i>
G	AC1-1	A- Kafa cevher A- Kafa ore	Manyetit <i>Magnetite</i>
	AC1-10		Manyetit + pirit <i>Magnetite + pyrite</i>
	AC2-1		Manyetit + glimmer <i>Magnetite + mica</i>
	AC2-20		Manyetit + glimmer <i>Magnetite + mica</i>
H	AC3-10		Manyetit + pirit + glimmer <i>Magnetite + pyrite + mica</i>
I	AS1-1	Çok fazla değişmeye uğramış serpantin <i>Highly-altered serpentinite</i>	Kalsit + glimmer + serpantin <i>Calcite + mica + serpentine</i>
J	AS3-1	Serpantin <i>Serpentine</i>	Serpantin <i>Serpentine</i>
K	BT2-5	B- Kafa yankayaç- Serpantin <i>B- Kafa host-rock- Serpentine</i>	Manyetit + serpantin <i>Magnetite + serpentine</i>
L	BT1-1		Manyetit + serpantin + kuvars <i>Magnetite + serpentine + quartz</i>
L	BC2-20	B- Kafa cevher B- Kafa ore	Hematit + manyetit <i>Hematite + magnetite</i>
	BC2-10		Hematit + götit <i>Hematite + goethite</i>
	BC2-1		Hematit + götit <i>Hematite + goethite</i>
	BC1-25		Hematit + manyetit <i>Hematite + magnetite</i>
M	BC1-5		Hematit + manyetit <i>Hematite + magnetite</i>

Çizelge 1 a: Divriği A-ve B Kafa demir cevheri yatağma özgü örneklerin tanıtımı, kayaç türleri ve mineral beraberlikleri.
Table I a: Description of samples, rock species and mineral assemblages typical to the Divriği A-and B Kafa iron ore deposits.

DİVRİĞİ DEMİR YATAKLARI REE JEOKİMYASI

MEVKİ LOCATION	ÖRNEK NR. SAMPLE NO.	TANIM DEFINITION	x-İŞINLARI DİFRAKSİYONU ANALİZLERİ İLE SAPTANAN MINERALLER MINERALS DETERMINED BY X-RAY DIFFRACTION ANALYSIS
OTLUKİLİSE	4	Konglomeratik cevher <i>Conglomeratic ore</i>	Hematit+ götit <i>Hematite + goethite</i>
	20	Konglomeratik cevher <i>Conglomeratic ore</i>	Götit <i>Goethite</i>
	32	Siyah renkli, sedimenter cevher <i>Black-colored sedimentary ore</i>	Manyetit+ siderit <i>Magnetite + siderite</i>
	14	Konglomeratik cevherin çimentosu (kum benzeri) <i>Matrix of the conglomeratic ore (sandy)</i>	Kuvars + hematit + manyetit <i>Quartz + hematite + magnetite</i>
AK DAĞ	34	Konglomeratik cevherin çimentosu <i>Matrix of the conglomeratic ore</i>	Hematit+ kalsit+ götit <i>Hematite + calcite + goethite</i>
	36	Konglomeratik cevher <i>Conglomeratic ore</i>	Hematit + götit <i>Hematite + goethite</i>
	58-A	Konglomeratik cevher <i>Conglomeratic ore</i>	Hematit <i>Hematite</i>
	49	Masif cevher <i>Massive ore</i>	Hematit <i>Hematite</i>
	58-B	Konglomeratik cevherin çimentosu(58-Acevherine özgü çimento) <i>Matrix of the conglomeratic ore(matrix typical to ore 58-A)</i>	Hematit+ kalsit <i>Hematite + calcite</i>
KARAHALKA	68	Masif cevher <i>Massive ore</i>	Hematit <i>Hematite</i>
	72	Konkresyon yapılı cevher <i>Concretionary ore</i>	Manyetit + kalsit + hematit <i>Magnetite + calcite + hematite</i>
	73	Konkresyon yapılı cevher <i>Concretionary ore</i>	Manyetit + hematit + kalsit <i>Magnetite + hematite + calcite</i>
	82	Epiklastik malzeme (kum) <i>Epiklastic material (sand)</i>	Hematit+ kalsit+ glimmer (çok az) + götit <i>Hematite + calcite + mica (rare) + goethite</i>
BİZMİŞEN	133	Serpantin içinde cevher <i>Ore in the serpentinite</i>	Manyetit + (?) <i>Magnetite + (?)</i>
	106	Cevher (hidrotermal damarcıklı) <i>Ore (with hydrothermal fiberlets)</i>	Manyetit + kalsit + kuvars + kil mineral grubu <i>Magnetite + calcite + quartz + clay mineral</i>
KURUDERE	170	Manyetit cevheri <i>Magnetite ore</i>	Manyetit + hematit + götit + kuvars + pirit <i>Magnetite + hematite + goethite + quartz + pyrite</i>
	179	Yan kayaç içinde cevher <i>Ore in the host-rock</i>	Pirit+kalsit+manyetit+kuvars+kil mineral grubu (çok küçük miktarlarda amfibol ve glimmer) <i>Pyrite+calcite+magnetite+quartz+clay mineral (rare amphibole and mica)</i>
SULTANMURAT	192	Cevher <i>Ore</i>	Hematit + manyetit + kuvars <i>Hematite + magnetite + quartz</i>
AKUŞAĞI	201	Cevher <i>Ore</i>	Hematit + manyetit + kuvars <i>Hematite + magnetite + quartz</i>
ATTEPE	223	Limonitik cevher <i>Limonitic ore</i>	Götit <i>Goethite</i>
	231	Limonitik cevher <i>Limonitic ore</i>	Manyetit + götit <i>Magnetite + goethite</i>
	243	Limonitik cevher <i>Limonitic ore</i>	Götit <i>Goethite</i>
	272	Siderit cevheri <i>Siderite ore</i>	Siderit <i>Siderite</i>
	275	Siderit cevheri <i>Siderite ore</i>	Siderit <i>Siderite</i>
ATTEPE YAN KAYAÇ ATTEPE HOST ROCK	256	Meta kumtaşı <i>Meta-sandstone</i>	Glimmer + kil mineral grubu + kuvars <i>Mica + clay mineral + quartz</i>
	278	Bitümlü şist <i>Bituminous shale</i>	Kuvars + kalsit + (dolomit veya grafit ?) <i>Quartz + calcite + (dolomite or graphite ?)</i>

Çizelge 1 b: Divriği Bölgesi ve Attepe (Fekke Bölgesi) demir cevheri yataklarına özgü örneklerin tanıtımı, kayaç türleri ve mineral beraberlikleri.

Table I b: Description of samples, rock species and mineral assemblages typical to the Divriği region and Attepe (Fekke Region) iron ore deposits.

ELEMENTLER ELEMENTS		As	Ba	Co	Cr	Cs	Fe	Hf	K ₂ O *	Na	Rb	Sc	Sr	Ta	Th	Zn	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
KAYAC TURÜ ROCK TYPE	ÖRNEK NR. SAMPLE NO																							
Serpantin Serpentine	CS1-10	7		104	1091		49800		370	11	1.8 ^x	3.2	0.5 ^x		0.4	35	0.61	<2	<5	0.11	0.02	<0.1	<0.3	<0.02
	CS1-15	43		92	2593		48000		310	15	<0.5 ^x	3.1	1.1 ^x		0.4	48	0.26	<2		0.04	<0.1		<0.5	<0.02
	CS1-20	45		92	2588		44300		340	16	0.6 ^x	3.1	2.7 ^x			45	0.15	<2	<5	<0.02	0.01		<0.4	<0.02
Değişmeye uğramış yan kayaç Altered host-rock	AS3-1	8		94	2518	0.7	45100		340	45	5.0 ^x	5.6	42 ^x			22	0.09	<1	<6	<0.02	0.04		<0.4	
	BT1-1	46		145	2258	0.9	304100		1990	124	23 ^x	3.5	12 ^x			23	0.62	<2	<6	0.19	0.07	<0.1	<0.8	0.05
	BT2-5	50		100	1706	1.4	444000		3350	140	43 ^x	2.6	12 ^x			30	1.07	<2	<9	0.13	<0.1	<0.04	<0.7	0.02
A-Kafa cevher A-Kafa ore	AC1-1	22		229	15	1.6	611000		2880	300	32 ^x	0.4	22 ^x		1.6	116	1.36	<3	<10	0.10	0.04	0.05	<0.6	<0.02
	AC1-10	7		258			646000		720	231	1.4 ^x	0.4	1.3 ^x		1.7	35	0.56	<3		0.12	<0.1		<1	<0.05
	AC2-1			23	11	3.3	608000		10790	130	147	0.5	<0.5 ^x				0.35	<2	<12	<0.03	<0.06	<0.2	1.30	1.60
	AC2-20	24		77	8	2.6	599000		9120	31	124	0.4	<0.5 ^x				0.54	<2	<10	<0.03	<0.1	<0.1	0.50	0.03
	AC3-10	946		327	16	3.3	572000		7160	94	64	1.1	1.6 ^x		2.6		8.77	4.5	14	0.73	0.06	0.19	<0.9	0.07
B-Kafa cevher B-Kafa ore	BC1-5	15		283	7		606000		460	57	3.5 ^x	0.5	<0.5 ^x		2.4	19	0.89	<3		0.21	<0.03	<0.2	<0.5	<0.04
	BC1-25	5		116			646000		710	70	1.1 ^x	0.6	1.7 ^x			35	0.25	<2	<9	0.11		<0.2	<0.7	0.03
	BC2-1	378		87	26		571000		100	69	<0.5 ^x	0.2	14 ^x		0.6	33	0.43	<2	<10	0.19	<0.03		<0.2	<0.2
	BC2-10	616		79	62		594000	0.7	280	177	1.3 ^x	1.4	15 ^x		1.9	12	2.42	<3	<13	0.64	0.06		1.00	0.08
	BC2-20	7		83	11	1.0	601000		730	71	4.5 ^x	1.9	16 ^x		1.3		2.77	<2	<10	0.28	0.04	<0.1	<0.3	0.03
Gabroyik-diyoritik kayaç Gabbroic-dioritic rock	CA-1	3	461	50	278	1.4	63100	3.6	12060	12500	42	33.0	810	1.9	2.2		30.50	70.2	30	7.63	1.80	1.06	2.20	0.45
	CA-10	2	667	39	75	1.9	48400	2.5	16470	23800	76	16.2	1470	1.2	4.1		35.50	73.1	34	6.68	1.48	0.81	2.40	0.33
Granodiyorit- Monzonit Granodiorite- monzonite	CA-20		858	48	13	2.1	27000	4.9	50550	9103	169	6.2	610	1.7	19.9		26.09	75.3	21	3.44	1.00	<0.5	1.64	0.26
	CA-30	2	629	32	5	2.3	15590	3.8	46440	9720	172	3.1	438	2.2	20.2		18.32	48.3	17	2.56	0.65	<0.3	1.77	0.21
	AA-10	1	1071	23	10	3.7	21100	5.3	53750	9990	158	8.2	510	2.1	16.2		32.88	96.5	30	4.67	1.33	1.02	2.29	0.34
	AA-20		1133	30	12	3.5	34900	4.8	50790	27800	179	8.3	520	2.2	16.2		41.70	82.6	28	5.98	1.22	0.98	1.88	0.40
Hidrotermal değişim fazla uğramış kayaç Host-rock, highly altered by hydrothermal effects	AS1-1	21	822	141	76	4.5	90000	3.1	61740	1520	587	17.2	670	1.4	4.8		253.50	311.8	51	9.46	2.59	1.00	3.20	0.38

Çizelge 2 a: Divriği A - ve B Kafa demir cevheri yatağına ait örneklerin ppm mertebesinde jeokimyasal verileri. Yıldız işaretli XRF yöntemi ile yapılan analizler dışındaki tüm analizlerde NAA yönteminden yararlanılmıştır.

Table 2 a: Geochemical data of samples belonging to the Divriği A - and B Kafa iron ore deposits, in ppm range. All analyses made by NAA, except for those by XRF, marked by asterisk.

ELEMENTLER ELEMENTS		Ag	As	Ba	Co	Cr	Cs	Fe	Hf	K ₂ O*	Na	Rb	Sc	Sr	Ta	Th	Zn	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu		
MEVKİ LOCATION	ÖRNEK NR. SAMPLE NO.																										
Ottukilise	4	4.90	113	2567	9	5		585000		< 20	73	1.0 ^x	0.1	26 ^x				133	2.64	< 1		0.29	0.06	0.10	0.19	< 0.03	
	14	48.30	139	24000	12	64	845	282000	6.6	22280	7400	229	7.9	141 ^x	0.8	6.5			2630	48.5	29	4.02	0.97	0.66	1.70	0.33	
	20	4.00	121	709	14		2.7	532000		< 20	178	5.6 ^x	0.3	10 ^x					284	< 2	< 10	0.40	0.12	0.11	< 0.6	0.03	
	32	0.13	2862	610	12	22	113.4	464000	1.3	6520	4100	110	2.6	13 ^x	0.5	2.5	115		744	8.8	< 15	1.66	0.19	0.26	< 0.8	0.11	
Akdağ	34		227		162		0.6	59600		< 20	80	38 ^x	0.5	14 ^x				130	0.82	< 3		0.29	0.06	< 0.1	< 0.9	0.07	
	36		67	129	82	11	0.7	572000		130	88	6.2 ^x	1.4	14 ^x		1.0	39		1.03	< 2		0.15	0.05	< 0.2	< 0.4	0.04	
	49		170		119	9	0.7	622000		< 20	232	< 0.5 ^x	0.3	22 ^x		1.2	102		0.78	< 2	< 12	0.27			1.10	< 0.05	
	58-A		166		118		1.4	616000		< 20	292	3.0 ^x	0.4	29 ^x			83		0.67	< 2		0.14	< 0.1	< 0.3	< 0.8	< 0.02	
	58-B		104		68	28	3.5	573000		< 20	137	5.0 ^x	0.8	590		1.5	84		3.56	< 2	< 14	0.41	0.09	0.08	< 0.8	0.05	
Karahalka	68		261	517	32		0.6	582000		90	119	< 0.5 ^x	0.6	15 ^x			40	1.09	< 2		0.36	0.12		< 0.8	< 0.1		
	72		54	800	60			526000		< 20	649	1.8 ^x	1.3	25 ^x			114	3.96	< 2		0.70	0.13	< 0.1	< 0.9	0.10		
	73		43		37		3.1	549000	2.7	2360	879	11 ^x	1.3	28 ^x	1.7	4.4	30	10.46	5.9	< 9	1.32	0.35	0.05	1.20	0.18		
	82		141	1087	32	192	31.1	185800	1.0	39310	403	237	5.2	74 ^x	0.4	2.2	163	48.90	35.6	18	1.86	0.53	0.23	< 1	0.13		
Bizmişen	106		12		169	10		412000	0.4	160	468	1.3 ^x	1.1	113 ^x		3.7	231	20.95	16.0	< 7	0.94	0.25		0.40	0.06		
	133		5		181	1934		440000		1960	85	19 ^x	4.4	90		1.6	192	3.78	< 5	< 10	0.30	< 0.1		< 0.2	< 0.02		
Kurudere	170		6		302			571000		< 20		< 0.5 ^x	0.1	< 0.5 ^x			56	0.43	< 2	< 18	0.05		< 0.3	< 0.8	0.03		
	179		99		535	11	1.9	254000	0.5	120	240	20 ^x	1.7	34 ^x		3.2		3.25	< 2	< 8	0.55	0.14	0.30	1.10	0.09		
Sultanmurat	192		32		119	8		587000		< 20	90	< 0.5 ^x	0.2	24 ^x			40	2.56	< 2	< 10	0.21	0.05	0.38	< 1	< 0.02		
Akuşoğlu	201		5		274	7	0.7	581000		450	779	3.1 ^x	0.3	28 ^x			44	0.55	< 2	< 14	0.06			< 0.5	0.06		
Attepe	223				15			581000		530		6.0 ^x	0.2	< 0.5 ^x				< 1	< 1		0.39	0.41	0.34	1.30	0.09		
	231		2		130			614000		< 20	20	< 0.5 ^x	2.6	10 ^x				0.41	< 2	< 8	0.33	0.15	0.03	< 0.8	0.08		
	243		3	247	8			551000		130	21	1.1 ^x	0.3	16 ^x				1.10	< 2	< 15	1.10	1.53	0.32	< 0.7	0.08		
	272		28		8			434000		< 20	205	< 0.5 ^x	0.7	2.4 ^x			11	8.36	< 4		0.63	0.39	0.16	0.34	0.07		
	275				10			406000		20	132	1.4 ^x	1.2	1.0 ^x					< 2	< 6	0.07	0.09	< 0.2	< 0.3	0.09		
Attepe yan kayacık Attepe host-rock	256		12	2255	25	77	2.7	46400	3.7	35710	12710	160	15.8	37 ^x	1.0	11.6		21.87	46.1	22	3.82	0.60	0.32	2.30	0.34		
	278		11	791	17	53	2.0	20280	3.6	33020	1109	134	10.2	197 ^x	0.8	9.1		25.75	48.9	17	5.02	1.05	0.91	3.11	0.53		

Çizelge 2 b: Divriği Bölgesi - ve Attepe (Feka Bölgesi) demir cevheri yataklarına ait örneklerin ppm mertebesinde jeokimyasal verileri. Yıldız işaretli XRF yöntemi ile yapılan analizler dışındaki tüm analizlerde NAA yönteminden yararlanılmıştır.

Table 2 b: Geochemical data of samples belonging to the Divriği Region and Attepe (Feka Region) iron ore deposits, in ppm range. All analyses made by NAA, except for those by XRF, marked by asterisk.

(< 2 ppm) ise, bu değer % 70'ine karşılık gelen 1.4 ppm değeri ile alınabilecek ve daha sonra da 1.4 ppm değeri kondrit'lere göre normalize edilebilecektir. Ancak her örneğin çeşitli elementlerine özgü dedeksiyon sınırlarında farklılıklar olacağı açıktır. Buna karşılık, herhangi bir element analizinde hiçbir değer okunamamış ise, bu elementin değeri tüm örnekler için bu elemente özgü okunan en küçük değer gözönüne alınarak, yukarıdaki işleme devam edilerek hesaplanmıştır (Çizelge 2a-ve 2b).

Cevher ve serpantin örneklerinin bir bölümüne ait kondrit'lere göre normalize edilmiş değerler Çizelge 4'te verilmiştir. Aynı çizelgede Ce, Nd, Tb ve Yb değerlerinde yukarıda belirtilen sorun açık bir biçimde görülmektedir. Genelde Divriği Bölgesi örneklerinde La değerleri çok değişken, Sm, Eu ve Lu değerleri ise az değişken duraylı dağılımlar göstermektedir. Aynı çizelgede dedeksiyon sınırlarının altındaki analizlerin yerleri boş bırakılmıştır. Bu elementlere ilişkin kondrit değerler, yukarıda açıklanan mamematiksel yöntem ile hesaplanarak, REE eğrileri çizilmiştir.

Divriği A- ve B Kafa demir yatağına özgü serpantin (CS1-10, BT1-1), manyetit cevheri (AC1-1, AC 3-10) ve hematit cevheri (BC 2-10, BC 2-20) örnekleri Çizelge 4, Grup I'de kondrit'lere göre normalize edilmiş değerleri ile birlikte sunulmuştur. I nolu kayaç grubuna özgü örneklerin REE eğrileri ise Şekil 3'te aynı diyagram üzerinde birlikte gösterilmiştir. Şekil 3'te izlendiği gibi serpantin (CS 1-10, BT 1-1) ile demir cevheri örnekleri arasında REE eğrileri açısından büyük benzerlik bulunmaktadır. Bu benzerlik serpantinler ile demir cevherleri arasındaki jeokimyasal ilişkinin ifadesidir ve jenetik anlam taşımaktadır. Burada negatif Ce- ve Eu anomalileri ve relatif yüksek La-ve Nd değerleri genel özelliktir. Ağır nadir toprak element (HREE) değerleri, negatif Lu değerleri ile birlikte genelde kondrit değerlerin biraz üzerindedir.

Divriği Bölgesindeki A- ve B Kafa dışındaki diğer demir cevheri yataklarının bir bölümünden alınan örneklerin kondrit'lere göre normalize edilmiş REE değerleri Çizelge 4, Grup II'de verilmiştir. Bunlardan 72 ve 73 nolu örnekler Karahalka cevherinden alınmış olup, bu 2 örneğin REE eğrileri Şekil 4a'da birlikte sunulmuştur. REE eğrileri negatif Ce-ye Tb anomalileri ile birlikte Şekil 3'teki eğriler ile benzerlik içerisindedir. Bu örnekler kongresyon yapılı demir cevherlerine karşılık gelmektedir. Bu yapı cevherin oluşumundan sonraki etkilerle (geç değişme efekti) ilgilidir. Ayrıca 179 ve 192 numaralı örnekler için REE eğrileri ise Şekil 4b'de birlikte sunulmuştur. Bu eğrilerde de negatif Ce-ve Eu anomalileri izlenmektedir. Bu sonuçlar Şekil 3'deki eğrilerle karşılaştırıldığında ikisinin uyumlu olduğu gözlenmektedir. Bu örneklerden 179; Kurudere yatağındaki cevherli yan kayaca (olasılıkla serpantin) ve 192; Sultanmurat yatağındaki demir cevherine karşılık gelmektedir.

Çizelge 4, Grup III'deki örnekler ayrı bir grupta toplanmışlardır. Bu grubun cevherleri, Grup I ve II'deki örneklerden daha farklı bir jeolojik geçmişle ilişkilidir. Bunlar konglomeratik-sedimenter cevher özelliği taşımaktadırlar. Şekil 5'te görülen REE eğrileri de diğerlerinden biraz daha farklı özelliktedir. Otluklise'den alın-

nan 14, 20 ve 32 nolu örneklerde görüldüğü gibi, La elementinden ağır nadir toprak element değerlerine doğru genel bir düşüş izlenebilmektedir. Ancak tüm örneklerdeki negatif Ce-ve Eu anomalileri burada da belirgindir. Akdağ cevheri örneklerinden alınan 34 ve 58-B nolu örnekler ise konglomeratik cevherin ara katkısından alınmıştır. Bu eğrilerde de negatif Ce-ve Eu anomalileri gözlenmektedir.

Divriği, A-Kafa'ya ait çok fazla oranda hidrotermal değişmeye uğramış serpantin (AS 1-1) ve Bizmişen yatağına ait 106 nolu cevherli hidrotermal damardan alınan örnekte dik eğimli birbirlerine benzer özellikli REE eğrileri görülmektedir. Burada yüksek oranlardaki hafif nadir toprak element içerikleri belirgindir (Şekil 6a). Bu eğriler aynı zamanda granitik kayalara özgü REE eğrileri ile de (Şekil 6b) karşılaştırılabilir benzer özellikler taşımaktadır. Bu özellik hidrotermal granitik ergiyiklerin geç etkilerinin bir sonucudur. Her iki yatakta da (Divriği A-Kafa ve Bizmişen) demir cevherleri ile granitik kayalar bir arada izlenmektedir.

Divriği A-ve B Kafa demir cevheri yatağından alınan granitik kayalar örnekleri (diyorit, granodiyorit ve monzonit), bu kayalar gruplarına özgü karakterlerdeki, benzer REE eğrilerini sergilemektedirler (Şekil 6b).

Attepe yatağı örneklerinin REE eğrileri Şekil 7'de sunulmuştur. Siderit cevheri (272) ile olasılıkla siderit cevherinin değişmesi sonucu oluşmuş limonitçe zengin cevherden alınan 223 ve 243 nolu örnekler yaklaşık benzer özelliklerde REE eğrileri vermektedir (Şekil 7a). Diğer yataklara özgü cevher örnekleri ile olan benzerlik negatif Ce anomalisi, farklılık ise pozitif Eu anomalisidir. Attepe sedimentlerine özgü yan kayalar örneklerinin (256 ve 278) REE şekilleri ise Şekil 7b'de sunulmuştur. Bu örnekler için REE şekilleri 7a'da görülen REE şekillerinden farklı özellik taşımaktadır.

TARTIŞMA ve SONUÇ

Divriği Bölgesi demir cevheri yataklarının oluşumunda, bugüne dek demirin granitik plüton ile doğrudan ilişkili hidrotermal kökenli olduğu düşünülmektedir. Son zamanlarda yapılan ayrıntılı çalışmalar sonucu yatağın oluşumu değişik jeolojik evreler düşünülerek açıklanmaya çalışılmaktadır. Bu konuda demir element kökeni ile serpantinler arasındaki yakın ilişki daha önce Ünlü ve Stendal'de (1986) tartışılmıştır. Bu tip yataklarda cevherin hidrotermal değişmelere uğramış olması ve tektonik işlevler sonucunda değişmesi nedeniyle bir önceki oluşumu bile açıklayabilmek oldukça güçtür. Bu nedenle bu çalışmada nadir toprak element analizlerinden faydalanılarak, bazı sonuçlara gidilmeye çalışılmıştır. Divriği Bölgesindeki serpantin ve manyetit-hematit cevherleri REE eğrileri arasındaki benzerlik, bu birimlerin birbirleriyle yakın bağımlılıklarını göstermektedir (Şekil 3). Divriği Bölgesi B-Kafa cevherleri (BC 2-10, BC 2-20), serpantinlere benzer düşük oranlarda Na-ve K₂O içermekte, buna karşın, A-Kafa cevherleri ve değişmeye uğramış yan kayalar (AC 1-1, AC 3-10, BT 1-1) yüksek oranlarda K₂O içermektedir. Bu koşulda granitik plütonun bu kayalarındaki hidrotermal etkimesinden de söz edilebilir. Bu granitik etkimenin, cevher oluşumuna göre daha geç etkiler olduğu, Ünlü ve Stendal'in (1989) "Divriği Bölgesi cev-

DİVRİĞİ DEMİR YATAKLARI REE JEOKİMYASI

ÖRNEK NR. Sample No.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
CA-10	88	1120	0.079	0.23	0.70637
AA-10	251	623	0.403	1.17	0.70841
AS 1-1	594	469	1.27	3.67	0.71216
AS 3-1	5	42	0.12	0.35	0.70780

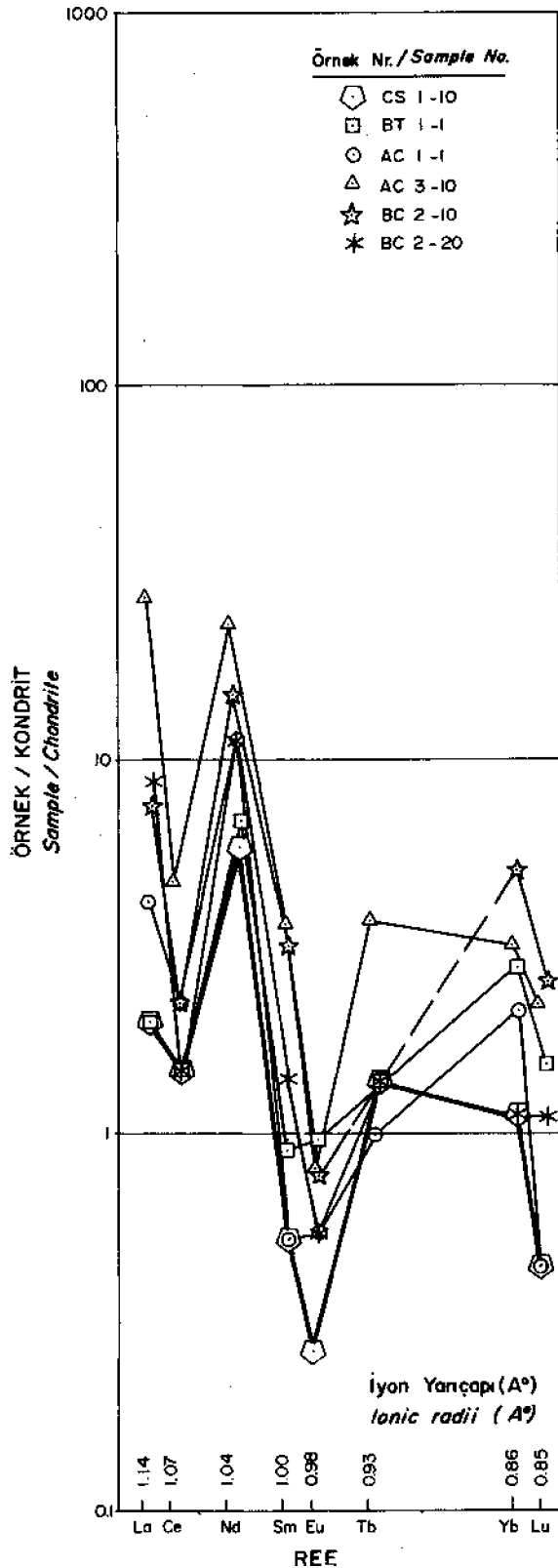
Çizelge 3: Divriği A - ve B Kafa demir cevheri yatağının bazı örneklerinin Rb - Sr izotop verileri. Rb, Sr analizlerinde XRF yönteminden yararlanılmıştır. Kütle -spektrometrik ölçümler Varian MAT TH5 katı kaynak spektrometresi yardımıyla yapılmıştır.

Table 3: Rb - Sr isotopic data for some samples belonging to the Divriği A - and B Kafa iron ore deposits. XRF method has been used for the Rb - Sr analyses. Mass -spectrometrical measurements have been made by Varian MAT TH5 solid source spectrometer.

KAYAÇ GRUPLARI Rock Groups	ÖRNEK NR. Sample No.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
I	CS 1-10	1.90	—	—	0.53	0.26	—	—	—
	BT 1-1	1.95	—	—	0.93	0.96	—	—	1.57
	AC 1-1	4.24	—	—	0.52	0.49	1.10	—	—
	AC 3-10	27.39	4.8	23	3.63	0.85	3.81	—	2.24
	BC 2-10	7.55	—	—	3.22	0.77	—	5.20	2.42
	BC 2-20	8.65	—	—	1.41	0.56	—	—	1.11
II	72	12.37	—	—	3.48	1.84	—	—	3.34
	73	32.68	6.3	—	6.60	4.84	0.98	6.40	5.93
	170	1.33	—	—	0.27	—	—	—	1.11
	179	10.15	—	—	2.77	1.98	6.04	5.50	3.04
	192	8.00	—	—	1.04	0.62	7.58	—	—
	201	1.72	—	—	0.31	—	—	—	1.96
III	14	82.30	51.6	49	20.10	13.26	13.25	9.10	10.68
	20	8.87	—	—	1.98	1.57	2.26	—	1.10
	32	23.26	9.4	—	8.32	2.55	5.16	—	3.40
	34	2.57	—	—	1.47	0.80	—	—	2.36
	58-B	11.11	—	—	2.03	1.20	1.55	—	1.50

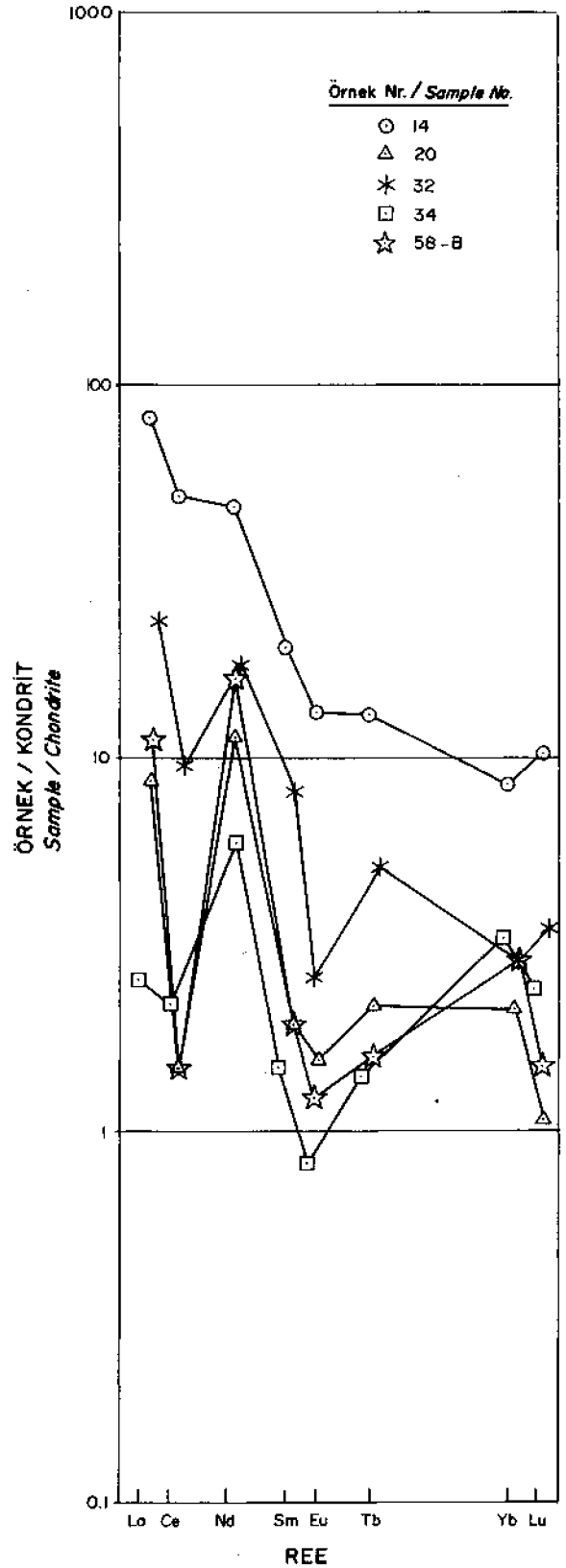
Çizelge 4: Serpantinit ve cevher ölçümlerinin kondritlere göre normalize edilmiş REE değerleri. I-Divriği A - ve B Kafa, II- Karahalka, Kurudere, Sultanmurat ve Akuşağı, IH- Otlukilise ve Akdağ; demir cevheri yatakları.

Table 4: Condrite - normalized REE values of serpentinite and ore samples. I- Divriği A - and B Kafa; II- Karahalka, Kurudere, Sultanmurat and Akuşağı; HI- Otlukilise and Akdağ iron ore deposits.



Şekil 3: Serpantinite (CS1-10), A - Kafa cevher (AC1-1, AC3-10), B-Kafa cevher (BC2-10, BC 2-20) ve B - Kafa yan kayac-serpantinite (BT 1-1) örneklerine özgü REE şekilleri (CS 1-10 nolu serpantinite örneğine özgü REE dağılımı koyu çizgi ile ayrıca belirlenmiştir).

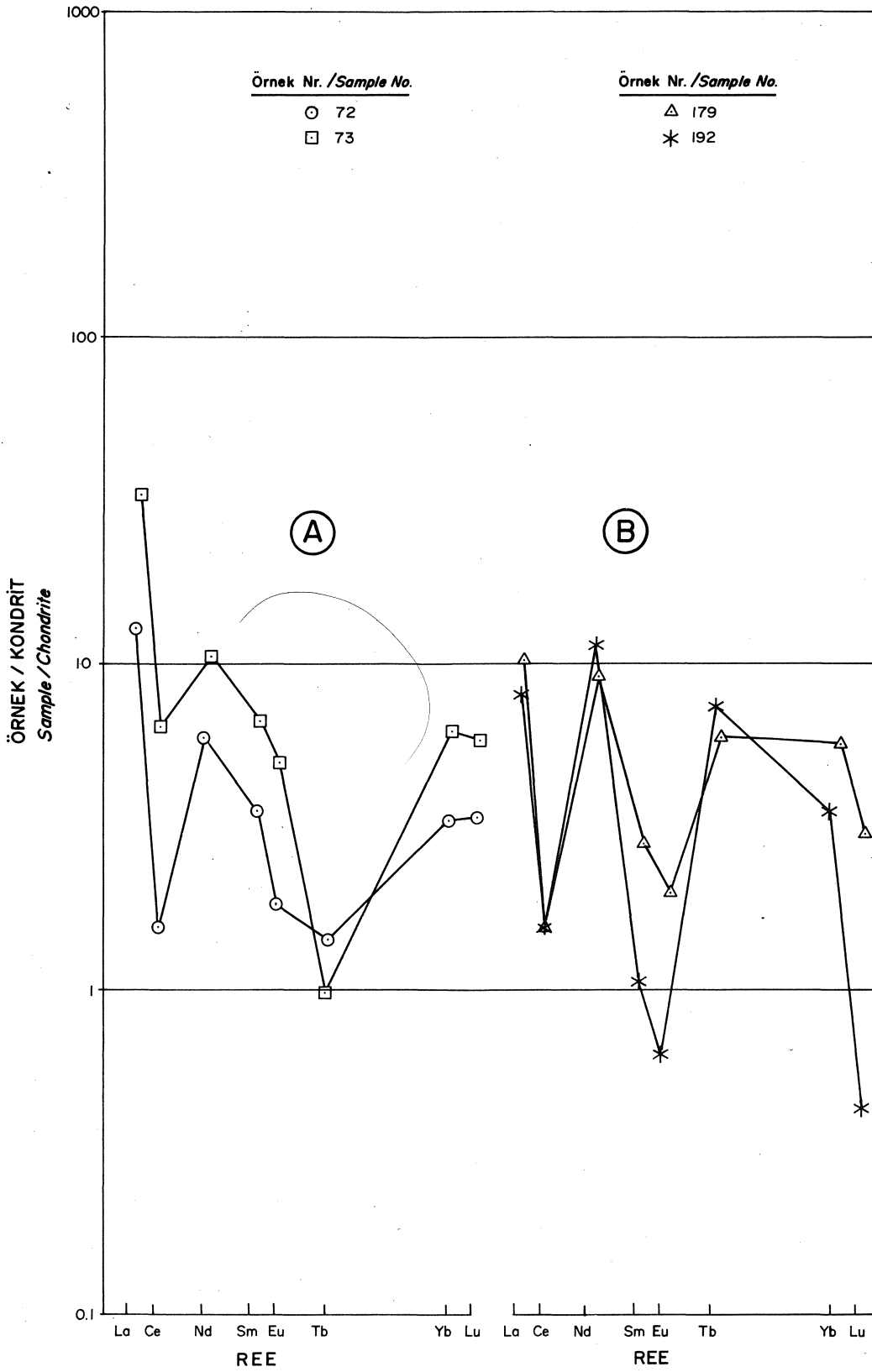
Figure 3: REE figures typical to serpentinite (CS 1-10), A - Kafa ore (AC 1-1, AC 3-10), B-Kafa ore (BC 2-10, BC 2-20) and B-Kafa host rock-serpentinite (BT 1-1) samples (REE distribution typical to CS 1-10 serpentinite sample is marked by dark line).



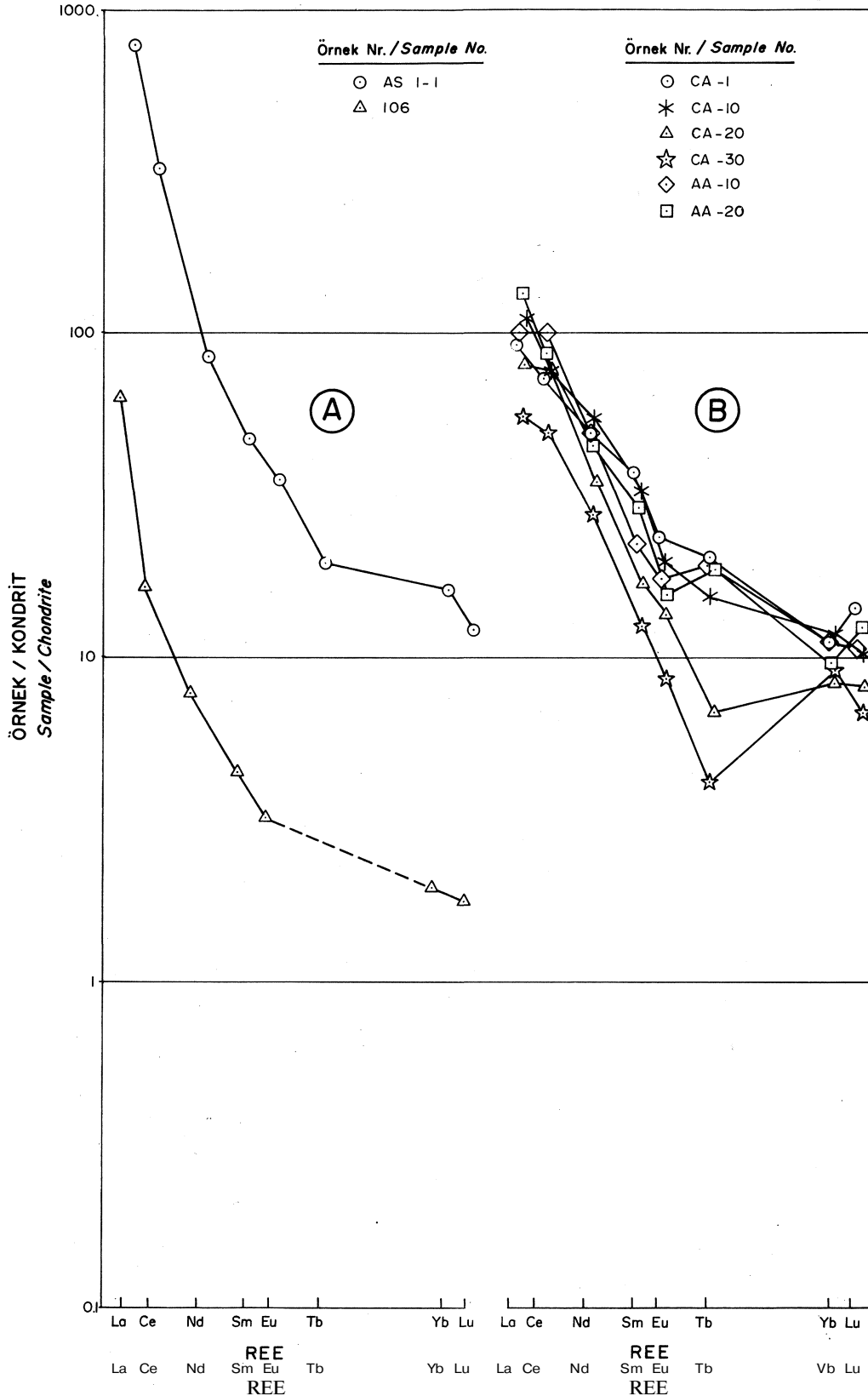
Şekil 5: Otluklise cevher (14, 20, 32) ve Akdağ cevher (34, 58-B) örneklerine özgü REE şekilleri.

Figure 5: REE figures typical to the Otluklise ore (14, 20, 32) and Akdağ ore (34, 58-B) samples.

DİVRİĞİ DEMİR YATAKLARI REE JEOKİMYASI



Şekil 4 : a) Karahalka cevher (72, 73) örneklerine özgü REE şekilleri.
b) Kurudere cevher (179) ve Sultanmurat cevher (192) örneklerine özgü REE şekilleri.
Figure 4 : a) REE figures typical to the Karahalka ore (72, 73) samples.
b) REE figures typical to the Kurudere ore (179) and Sultanmurat ore (192) samples.

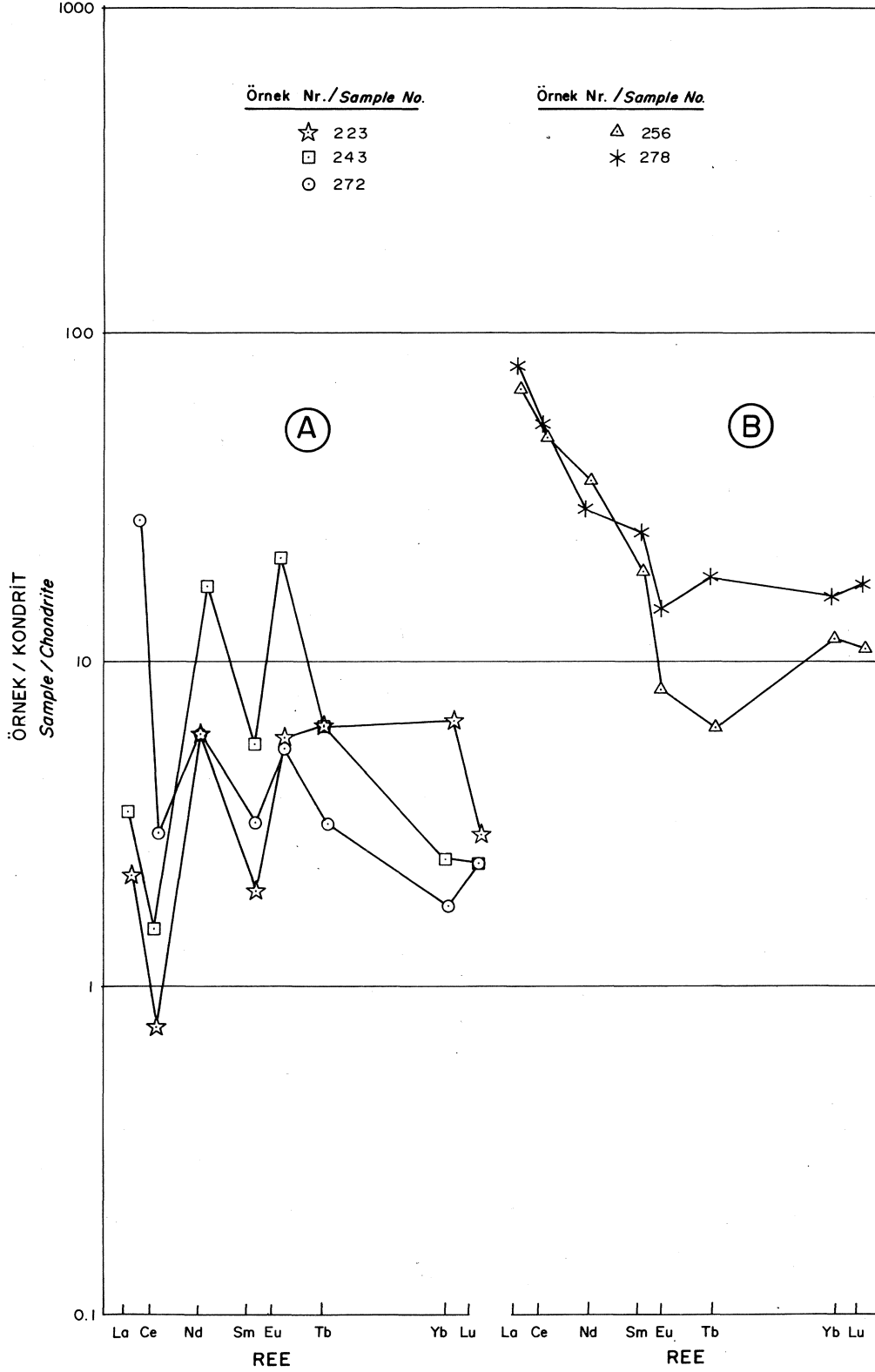


Şekil 6 : a) A - Kafa yan kayac-çok fazla hidrotermal değişmeye uğramış serpantin (AS1-1) ve Bizmişen cevher (106) örneklerine özgü REE şekilleri,

b) Diyorit (CA-1, CA-10), granodiyorit (CA-20, CA-30) ve monzonit (AA-10, AA-20) örneklerine özgü REE şekilleri.

Figure 6 : a) REE figures typical to A - Kafa host rock, hydro thermally highly altered serpentinite (AS 1-1) and Bizmişen ore (106) samples.

b) REE figures typical to diorite (CA-1, CA-10), granodiorite (CA-20, CA-30) and monzonite (AA-10, AA-20) samples.



Şekil 7 : a) Attepe (Feke) limonit (223, 243) ve siderit (272) cevher örneklerine özgü REE şekilleri.

b) Attepe (Feke) yan kayaç (256, Metakumtaşı; 278, Bitümlü şist) örneklerine özgü REE şekilleri.

Figure 7 : a) REE figures typical to Attepe (Feke) limonite (223, 243) and siderite (272) ore samples.

b) REE figures typical to Attepe (Feke) host rock (256, meta-sandstone; 278, bituminous shale) samples.

her örneklerinin jeokimyasal verilerinin çok değişkenli jeostatistik yöntemle değerlendirilmesi" konulu çalışmada da sunulmuştur. Bu çalışmada da nadir toprak element analizleri yardımıyla, cevherleşmenin serpantinleşme ile olan doğrudan ilgisinin yam sıra, granitik kayalar ve hidrotermal ergiyiklerin yakın ilişkisi de ortaya çıkartılmıştır (Şekil 6a-ve 6b).

Sonuçta, incelenen örneklerin büyük bir bölümünün nadir toprak element eğrileri yardımı ile, serpentin ve cevher örneklerinin jeokimyasal açıdan büyük benzerlik içinde oldukları ortaya konulmuştur. Ancak bazı örneklerin eğrileri, demirin bir bölümünün demir cevherinin oluşumundan daha sonra mobilize olduğuna işaret etmektedir. Ağsal ve damarlı cevherde ve yan kayada yapılan RĒE analiz sonuçları, ayrıca Rb-Sr izotop verileri, bu mobilizasyonun granitik kayaların intrüzyonu ile ilişkili olduğunu göstermektedir.

Nadir toprak element analiz sonuçları ve jeostatistik sonuçlar (Ünlü ve Stendal, 1989; Stendal ve Ünlü, baskıda) birlikte demir ve serpantin arasında yakın bir ilişkinin bulunduğu, demir oluşumları için olası bir modeli düşündürmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada sunulan Nötron Aktivasyon Analizleri (NAA), Danimarka Tabii Bilimler Araştırma Komitesi'nin desteği ile Danimarka RISQ Laboratuvarında yapılabilmektedir (SNF-Kabul Nr.: 11-5479). Yazarlar her iki kuruşa da teşekkür borçludur.

Ayrıca Taner Ünlü, saha ve 3 devre halinde Kopenhag Üniversitesi'ndeki laboratuvar çalışmalarına katılmasındaki destekten dolayı; M.T.A., TDÇİ Genel Müdürlüklerine (Ankara), Türkiye ve Danimarka Milli Eğitim Bakanlıklarına, Henrik Stendal, saha çalışmalarına (1986, 1987) katılmasındaki destekten dolayı, "The NATO Science Fellowship Programme in Denmark"a teşekkür ederler.

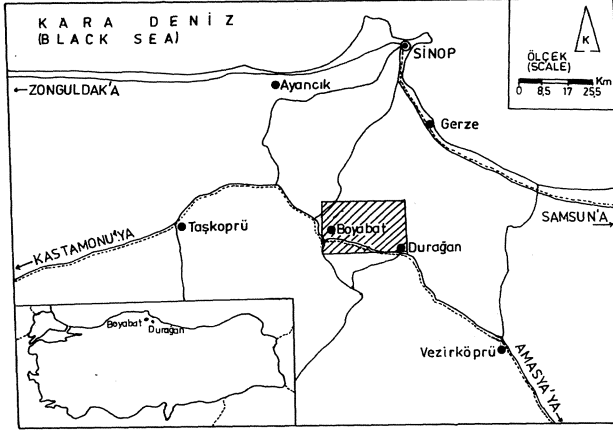
DEĞİNİLEN BELGELER

- Christensen, L. H., Damsgaard, E., 1985, Neutron Activation Analysis at the Danish Reactor DR3: International Atomic Energy Agency; Seminar on applied research and Service Activities for Research Reactor Operations, Copenhagen, Denmark, 9-13 September 1985, IAEA - SR -119/10, 15.
- Cullers, R. L., ve Graf, J. L., 1984, Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Intermediate and Silicic Rocks-Ore Petrogenesis. In: Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2 (eds., Henderson, P.), Elsevier, Amsterdam, 275-317.
- Frey, F. A., 1984, Rare Earth Element Abundances in Upper Mantle Rocks. In: Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2

- (eds., Henderson, P.), Elsevier, Amsterdam, 153-203.
- Graf, J. L. Jr., 1978, Rare earth elements, iron formations and sea water: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 1845-1850.
- Klemm, D. D., 1960, Die Eisenerzvorkommen von Divriği (Anatolien) als Beispiel tektonisch angelegter pneumatolytisch - metasomatischer Lagerstättenbildung: *N. Jahrbuch f. Min., Abh. 94 (Festband Ramdohr)*, Stuttgart, 591-607.
- Koşal, C., 1973, Divriği A-B-C Demir yataklarının jeolojisi ve oluşumu üzerinde çalışmalar: *M.T.A. Dergisi*, 81, Ankara, 1-22.
- Maynard, J. B., 1983, *Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits*: Springer-Verlag, N. Y., 305.
- Menzies, M., 1976, Rare earth geochemistry of fused ophiolitic and alpine lherzolites, I. Othris, Lanzo and Troodos: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, 645-656.
- Otonello, G., Piccardo, G. B., ve Ernst, W. G., 1979, Petrogenesis of some Ligurian peridotites, II. Rare earth element chemistry: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1273-1284.
- Parâk, T., 1973, Rare earths in the apatite iron ores of Lapland and some data about the Sr, Th and U content of these ores: *Econ. Geol.*, 62, 210-221.
- Robertson, A. H. F., ve Boyle, J. F., 1984, Tectonic setting and origin of metalliferous sediments in the Mesozoic Tethys Ocean. In: *Ocean floor hydrothermal processes* (eds., Rona, P. A. et al), NATO Advanced Research Institute Series, Plenum Press, 595-663.
- Shih, C. Y., 1972, The rare earth geochemistry of oceanic igneous rocks: Ph. D. Thesis, Columbia University, New York, N. Y.
- Stendal, H., ve Ünlü, T., baskıda, An example to the evaluation of geochemical data by multivariate geostatistical analyses: Divriği region iron deposits, Central Anatolia: *Communications, A. Ü. F. F. Dergisi*, Ankara.
- Suen, C. J., Frey, F. A., ve Malpas, J., 1979, Bay of Islands Ophiolite Suite, Newfoundland: petrologic and geochemical characteristics with emphasis on rare earth element geochemistry: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 337-348.
- Ünlü, T., ve Stendal, H., 1986, Divriği Bölgesi demir yataklarının element korelasyonu ve jeokimyası: Orta Anadolu, Türkiye (Geochemistry and element correlation of iron deposits in the Divriği Region, Central Anatolia, Turkey): *Jeol. Müh.*, 28, Ankara, 5-19, (İngilizce özet).
- Ünlü, T., ve Stendal, H., 1989, Jeokimya verilerinin çok değişkenli jeostatistik analizlerle değerlendirilmesine bir örnek: Divriği Bölgesi demir yatakları, Orta Anadolu: *M.T.A. Dergisi*, 109, Ankara, 127-140, (İngilizce özet).

DİVRİĞİ DEMİR YATAKLARI REE JEOKİMYASI

- Yıldızeli, N., Yıldırım A., Yurt, M. Z., Adı-güzel, O., Özcan H., Avcı, N. ve Çubuk, Y., 1987, Divriği A-ve B Kafa demir cevheri ve yöresinin jeoloji haritası (Ünlü, T. ve diğerleri, hazırlanmakta; Divriği (Sivas) yöresi granitik kayalık - yan kayalık ilişkilerine yönelik jeoloji raporu içinde, M.T.A., Ankara).
- Zeck, H. P., ve Ünlü T., 1987, Parallel whole rock isochrons from a composite monzonitic pluton, Alpine belt, Central Anatolia, Turkey: N. Jb. Miner. Mh., 5, Stuttgart, 193-204.
- Zeck, H. P., ve Ünlü, T., 1988a, Alpine ophiolite obduction before 110 ± 5 Ma ago, Taurus Belt, eastern central Turkey: Tectonophysics, 145, Amsterdam, 55-62.
- Zeck, H. P., ve Ünlü, T., 1988b, Murmano Plütönu'nun yaşı ve ofiyolitle olan ilişkisi (Divriği-Sivas) (Age of the Murmano pluton and its relationship with the ophiolites-Divriği, Sivas): M.T.A. Dergisi, 108, Ankara, 82 - 97, (İngilizce özet).



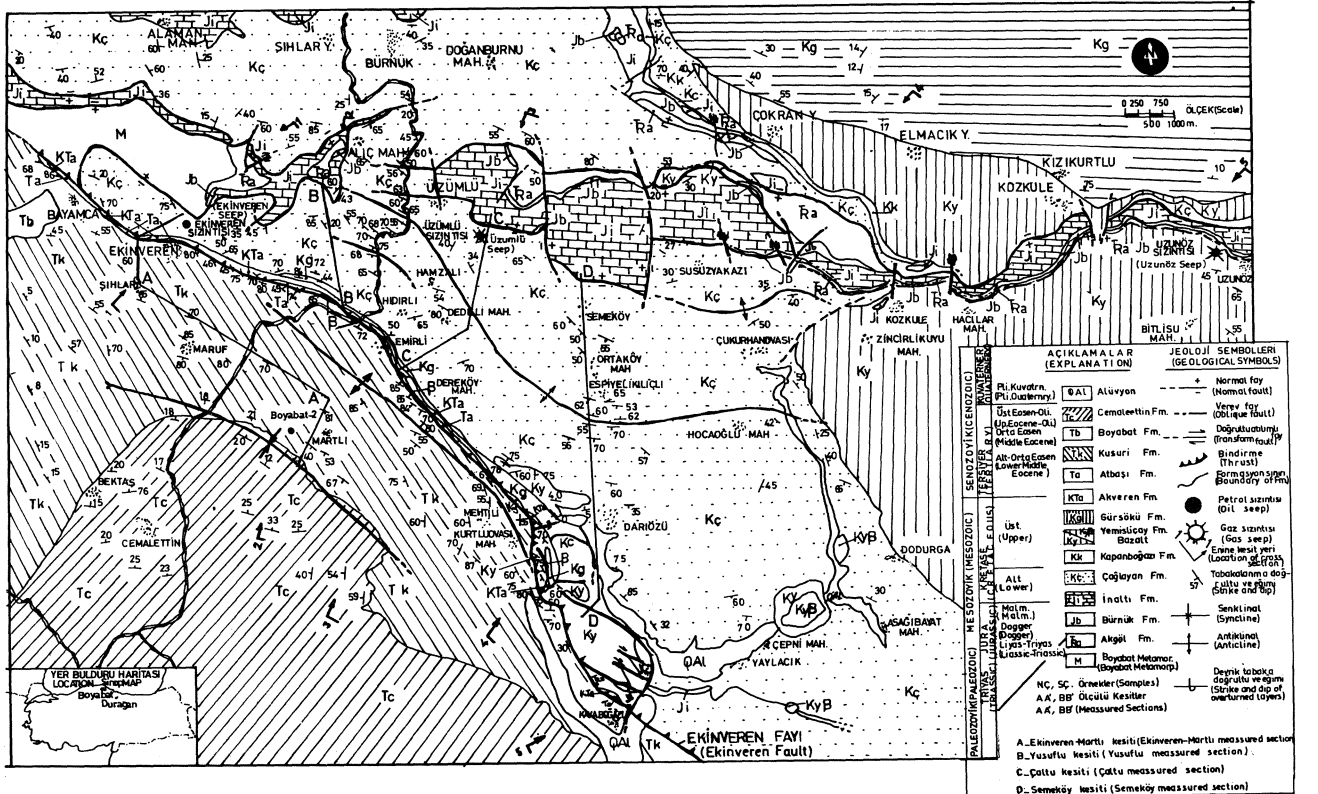
Şekil 1: Çalışma alanının yer bulduru haritası.
Figure 1: Location map of studied area.

yan, Kapanboğazi, Yemişliçay, Gürsöku, Akveren, Atbaş, Kusuri, Boyabat ve Cemalettin formasyonları yüzeyler (Şekil 2). Bilhassa Ekinveren Fayı yöresinin en büyük bindirmelerinden biri olup, petrol kapanlanmasında etkili olabilecek özelliğindedir. İnceleme alanında yapılan çalışmalar esnasında Ekinveren köyü kuzeyinde canlı petrol ve Üzümlü ile Uzunöz köyleri yakınlarında da doğal gaz çıkışları izlenmiştir.

Boyabat ve çevresinde yürütülen araştırmaların bu bölümünde özellikle yalnız Ekinveren Fayının petrol kapanlanmasındaki önemi üzerinde durulmuştur. Çalışmalarımızda Türkiye Petrolleri A.O.'mdan müsaade alarak Boyabat-2 kuyusu ve yapılan sismik kesitlerden de yararlanılmıştır.

STRATİGRAFI

Bölgede bugüne kadar yapılan çalışmaların büyük bir kısmı genel jeoloji ve litostratigrafik birimlerin aydınlatılmasına yönelik olmuştur. Bu nedenle bu makalede stratigrafi bölümüne fazla ağırlık verilmeyerek petrol aramaları bakımından önemli özelliklerin sunulmasıyla yeti-



Şekil 2: Boyabat (SINOP) kuzeydoğusunun jeoloji haritası.
Figure 2: Geological map of the northeast Boyabat (SINOP) area.

Boyabat yöresinde yürütmekte olduğumuz çalışmaların ağırlık yönü de petrol olanaklarının araştırılmasını amaçlamaktır. Havzadaki çalışmalarımız 1987 yılı yaz aylarında başlatılmıştır. Saha çalışmaları 1/25 000 ölçekli jeolojik harita alımı ve lüzumlu görülen yerlerden stratigrafik kesitlerinin ölçülmesi şeklinde sürdürülmüş olup, çalışmalara devam edilmektedir. Araştırmamızda Ekinveren Fayı zonuna ve bir kaç doğal gaz çıkışı tespit edilen bölgelere özen gösterilmiştir.

inceleme alanımızda; Akgöl, Büriük, İnaltı, Çağla-

nilecektir.

inceleme alanımızda görülen birimler yaşlıdan gence doğru aşağıdaki şekilde sıralanabilmektedir (Şekil 3).

Boyabat Metamorfileri (M)

Çok sayıda araştırmacı tarafından değişik adlarla tanımlanmıştır (Ericson, 1938; Blumenthal, 1940; Eren, 1979; Yılmaz, 1980; Gedik ve diğ., 1981 ve Gedik ve Korkmaz, 1984). Birim genelde çalışma alanının güneyinde Boyabat-Taşköprü-Durağan arası ve Ekinveren köyü lozeyinde yüzeylenmektedir.

SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIE	KAT STAGE	FORMASYON FORMATION	SİMGE SYMBOL	KALINLIK(m) THICKNESS	ANA KAYA SOURCE ROCK	HAZNE KAYA RESERVOIR	ÖRTÜ KAYA SEAL	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS		
SENOZOYİK CENOZOIC	TERSIYER TERTIARY	ORTA EÖSEN MIDDLE EOCENE	ALÜVYON	Q _{Al}	0-100					Alüvyon (Alluvion)		
			ÇEMALETTİN	T _c	300					Orta-iri taneli, yer yer bloklu kanal dolgulı, ince kumtaşı-şeyl arabantlı (Medium to coarse grained, partly blocky, channelfilling, thin shale-sandstone interbeds)		
			BOYABAT	T _b	250					Beşer-krem renkli, bol fosilli çatlaklı orta-iyi poroziteli kireçtaşı. (White-cream colored abundant fossils, medium-good porosity, fractured limestones)		
			KUSURİ	T _k	1000-1500					Kumtaşı-şeyl-marn ardalanmalı, kumtaşı hakimiyetli, yanal litofasiyes değişikliği. (Alternances of sandstone, shale and marl, dominance of sandstone, lateral facies changes).		
			ATBAŞI	T _a	5-100					Kırmızı-bordo ve gri renkli marn,şeyl ve kumtaşı ardalanması. (Red gray colored marl, shale and sandstone alternances).		
		ALT EÖSEN LOWER EOCENE	PALEÖSEN	AKVEREN	K _{Ta}	25-50					Gri-beşer renkli, bol silis içerikli kireçtaşı ve marn arakaklı. (Limestone, gray-white, highly silicified with marly intercalations).	
					GÜRSÖKÜ	K _g	2300-3200				Kumtaşı,marn, şeyl,kireçtaşı ardalanmalı, kumtaşları 2 cm-1 m arasında, ince orta taneli. Şeyller gri-koyu gri renkli. Kireçtaşları çok ince tabakalı ve mikritik. (Sandstone-marl-shale-limestone intercalations, thickness of sandstone 2 cm-1 m, fine to medium grained. Gray-dark gray shale. This beds of micritic limestone).	
					YEMİŞLİÇAY	K _y K _{yB}	1000-1500					Kumtaşı,şeyl, marn tuf, tüfit aglomera ardalanmalı ve daykalarla kesilmiş volkanosedimenter seri. (Sandstone, marl, shale, tuff, tuffite and aglomerat intercalations. Volcano-sedimentary sequence cut dykes).
					KAPAN BOĞAZI	K _k	100-200					Kırmızımsı-sarabi renkli, killi kireçtaşı, çörtlü mikritik kireçtaşı. (Red colored, clayey limestone, oherly micritic limestone).
					ÇAĞLAYAN	K _c	200-1500					Kumtaşı, şeyl, marn ardalanması. Kumtaşları gri, sarımsı renkli olup, ince-orta tanelidir. Katman kalınlıkları 10 cm-2 m arasında değişir. Taban seviyeleri 40 m. kalınlıkta ve masif görünündedir. Şeyller siyah-koyu gri renklidir. (Alterations of marl, shale, sandstone gray, yellowish and fine to medium grained sandstone. Thickness variable between 10 cm-2 m. Bottom levels are massive and 40 m thick. Black and dark shales).
M E S S O Z Z O Y İ K M E S S O Z Z O I C	J U R A S S I C J U R A S S I C	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS	İNALTI	J _i	250-800				Gri-beşer renkli, bol çatlaklı, masif görünümlü, yer yer resifal kireçtaşları. (Gray-beige coloured, very fractured massive appearance, partly reefoidal limestone).			
			BÜRNÜK	J _b	50-270				Kırmızı-sarabi renkli, polijenetik elemanlı ve tane boyu 1-20 cm olan konglomera. (Red coloured polygenic elements, grain dimensions varyerig between 1-20 cm conglomerate).			
			AKGÖL	R _a	≈300				Koyu siyah renkli, şeyl, gri renkli hafif metamorfe kumtaşı,miltap. (Dark-black coloured shale, gray and slightly metamorphised sandstone and claystone).			
PALEZOYİK PALZOIC		BOYABAT METAMORF	M						Boyabat Metamorfiti (Boyabat Metamorphics)			

Şekil 3: Boyabat (SINOP) civarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 3: Generalized stratigraphic columnar section of the Boyabat (SINOP) area.

Akgöl Formasyonu (TRa)

Formasyon Ketin ve Gümüş (1963), Gedik ve diğ., (1981) ve Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından aynı ad altında değerlendirilmiştir.

Çalışma sahasında Bürnük, Alaman ve Ekinveren-Alıçlı mahalleleri arası, Çukursökü kuzeyi ve Kozkule-Hacılar-Uzunöz mahalleleri arasında İnalıtı kireçtaşlarının altında fay zonu boyunca dar bir şerit halinde yüzeyler.

Birim kumtaşı, miltaşı, kuvarsit ve şeyi ardalanmasından oluşur. Şeyi hakimiyeti fazladır. Birimin metamorfizma geçirdiği özelliklerinden anlaşılmaktadır. Kumtaşı ve kuvarsitler çok sert, gri-koyu gri renkli, sık dokulu, ince-orta tanelidir. Katman kalınlıkları 2-20 cm. arasında değişir. Şeyiller koyu gri-siyah renkli, çok sert, laminalı, oldukça organik madde bakımından zengin ve yağlı bir görünümde olup, karbonat içeriği yok veya yok denecek kadar azdır. İnceleme alanımızda litolojik özelliklerine göre türbiditik bir oluşum olarak kabul edilebilir. Dış görünümü ile de ideal bir petrol ana kaya izlenimini vermektedir.

Akgöl formasyonu tabanda metamorfikler üzerine uyumsuz olarak gelir. Üst sınırında ise Bürnük ve İnalıtı formasyonları yine uyumsuz olarak bulunur. Bürnük kesitinde birimin kalınlığı 250 m. olarak ölçülmüştür. Akgöl formasyonunun yaşı bazı araştırmacılar tarafından Liyas olarak kabul edilir (Ketin, 1962). Bazı araştırmacılar da birimin yaşını Triyas olarak benimsemişlerdir (Blumenthal, 1940; Ketin ve Gümüş, 1963; Bailey, 1967). Bu durumda Triyas-Liyas olarak alınması uygundur.

Bürnük Formasyonu (Jb)

Birim önceki çalışmalarda da aynı ad altında incelenmiştir (Ketin ve Gümüş, 1963; Gedik ve diğ., 1981 ve Gedik ve Korkmaz, 1984).

Bu formasyon genellikle Bürnük dolaylarında görülür. Bundan başka inceleme alanında İnalıtı kireç taşları altında ince bir şerit halinde yer yer yüzeylediği yerler ise Alıçlı, Kozkule, Hacılar, Uzunöz ve Çokran köyleri dolaylarıdır. Tip yeri Bürnük köyü olup tip kesiti de burda ölçülmüştür.

Birim bir taban konglomerası görünümünde olup çakıltaşları ve kumtaşlarından oluşmaktadır. Formasyon kırmızı rengi ve tipik litolojisi ile kolaylıkla tanınabilir. Birim içinde kireçtaşı bantları da mevcuttur. Çakıllar polijenik elemanlı, kötü boyanmalı, iyi yuvarlaklaşmış ve boyları 40-50 cm ye kadar varır.

Bürnük formasyonu altındaki Akgöl formasyonu üzerine uyumsuz olarak oturur. Üst sınırı ise İnalıtı kireçtaşlarıyla normal bir ilişkidir. Birimin Bürnük kesitindeki kalınlığı 200 m.dir. Ortalama olarak 100 m. civarında bir kalınlığı vardır.

İnalıtı Formasyonu (Ji)

Daha önceki çalışmalarda Ketin ve Gümüş (1963) tarafından aynı ad altında, Gedik ve diğ. (1981) ve Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından Akkaya formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Ayrıca Badgley (1959) ve Blumenthal (1940) tarafından da değişik isimlendirmelerle incelenmiştir.

Çalışma alanımızın kuzeyinde Alaman ve Alıçlı mahallesi çevresinde, Üzümlü, Semeköy, Kozkule, Manlar ve Uzunöz köyleri çevresi ile güneyde Yaylacı civarlarında

yüzeylemektedir.

Birim, gri-bej renkli, bol çatlaklı, çatlaklar kalsit dolgulu, çok sert ve masif görünümlü kireçtaşlarından oluşur. İstifin yer yer bol fosilli olduğu izlenir. Fakat tipik resifal özelliği görülemez. Kireçtaşları mikritik ve sparitik özellikler arzederler. Genellikle pelletimsi bir yapı sunarlar. İnalıtı formasyonu altındaki Bürnük formasyonu ile uyumlu olup bu birimin bulunmadığı alanlarda ise Akgöl formasyonu ile uyumsuz bir sınırlı oluşturur. Üst sınırına gelince Çağlayan formasyonu ile uyumsuzluk arzeder. İnceleme alanında iki formasyonun dokanağı genellikle faylıdır. Formasyonun yaşı Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından Dogger-Malm olarak değerlendirilmiştir.

Litolojik özellikleri ve içerdiği fosil topluluğuna göre çekelme ortamı olarak sığ denizel bir ortam kabul edilebilir.

Çağlayan Formasyonu (Kç)

Formasyon ilk olarak 1940 ve daha sonra 1959 yıllarında Badgley (1959) tarafından koyu gri şeyi, Blumenthal (1940) Fındıklı tabakaları, Ketin ve Gümüş (1963) ve Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından Çağlayan formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu formasyon bizim çalışmalarımızda petrol ana ve hazne kaya özellikler yönüyle hedef seviye olarak seçilmiştir.

Formasyon çalışma alanımızda geniş bir yayılım gösterir. Bilhassa Ekinveren Fayı kuzey ve kuzeydoğusunda esas yayılımını izlemek mümkündür. Formasyon Durğan tarafında da çok geniş bir yayılıma sahiptir. İnceleme alanımızda çok geniş bir yayılıma sahip olan formasyonun tip yeri Semeköy-Esbiyeli arasında olup, tip kesiti de burada ölçülmüştür.

Birimin tabanı faylanmadan dolayı tam olarak görülmez. Semeköy mahallesi kuzeyinde ölçülen kesitte İnalıtı kireçtaşları üzerinde tektonik dokanakla sınırlanmış bölgede tabanda kaim, gri-koyu gri renkli 150 m. kadar kalınlıkta bir şeyi seviyesi ile başlar. Bu şeyiller üzerinde dereceli bir geçişle kaim ve masif kumtaşı-şeyi ardalanmalı seviyeler gelir. Bunlar oldukça kaim olup 50 m. kadar bir kalınlık arzeder. Bu seviye tabandan tavana doğru ardalanmalı ve dereceli bir geçişle şeyi hakimiyetli seviyelere geçerler. Genelde tabandan tavana doğru şeyi oranında artış, kumtaşı oranında ise azalma görülür. Buna paralel olarak tane boyunda da küçülme izlenir. Tabandaki kumtaşları orta-kaba taneli yer yer çakıllıdır. Bu kumtaşları tavana doğru yerlerini ince-orta taneli ve katman kalınlıkları 1-40 cm. olan kumtaşlarma bırakır. Bilhassa taban seviyelerde görülen masif ve kalın katmanlı kumtaşlarında çapraz istiflenmeler ve derecelenmelere çok rastlanır. Üst seviyelerde görülen kumtaşlarında da derecelenmeleri bol miktarda görmek mümkündür. Bu yörede ölçülen istifte genelde dört ayrı seviye izlenebilir. Aynılan dört seviye arasında dereceli bir geçiş bariz olarak izlenebilir.

Formasyonu oluşturan kumtaşları bilhassa taban seviyelerinde çok kırıklı ve daha gözeneklidir. Yapılan laboratuvar analizlerinde gözeneklilik değerleri % 10-19 arasındadır. Üst seviyelere gittikçe daha da sık dokulu olmaktadır. Birimin alt seviyelerinde görülen bu kumtaşları gri-sarımsı renkte olup, birimin tipik rengini verirler. Birimin şeyi istifleri ise gri, boz, yeşilimsi ve

BOYABAT HAVZASI PETROL ARAMALARI

bilhassa taban ve orta seviyelerinde koyu bir renk arzederler.

Formasyon altındaki İnaltı kireçtaşları üzerine açılmal bir uyumsuzlukla oturur. Birimin üst sınırı ise yine uyumsuz olarak Kapanboğazı formasyonu tarafından örtülür. Birimin Semeköy ile Esbiyeli arasında ölçülen kesitte kalınlığı 4000 m. kadardır. Formasyon fosil bakımından fakirdir. Bulunan fosillere göre birim Alt Kretase (Barremiyen-Albiyen) olarak değerlendirilmiştir (Gedik ve Korkmaz,1984).

Formasyonun litolojik ve sedimantolojik özellikleri filiş tipinde denizel- bir ortamda çökeldiğini göstermektedir. Birimi oluşturan kumlu ve şey illi istiflerin hakimiyetine göre de gittikçe derinleşen bir ortamı göstermektedir. Yine bu özelliklere göre yakınsak bir türbiditik oluşumdan distal bir oluşuma doğru geçmektedir. Ölçülen kesitte bunu izlemek mümkündür. Taban seviyelerde görülen kaim ve masif kumtaşları kanal dolguları olarak değerlendirilebilir (Walker, 1978).

Kapanboğazı Formasyonu (Kk)

Formasyon Ketin ve Gümüş (1963) tarafından ilk defa adlandırılmıştır. Gedik ve diğ. (1981) ve Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından da aynı ad altında kullanılmıştır. Bu formasyon tipik kırmızı rengi ile tanınır, inceleme alanımızda Çokran yaylası güneyi ve Bümnük civarında izlenir. Birimin hakim litolojisi, koyu kırmızı-sarı renkli mikritik kireçtaşlarıdır. Yer yer yeşilimsi renkli ve çört bantlıdır. Bu kireçtaşların tabaka kalınlıkları ince-ortadır. Üst seviyelerinde Bümnük civarında aglomeratik seviyeler mevcuttur. Bu seviyeler Yemişliçay formasyonunun alt seviyeleri de olabilir.

Kapanboğazı formasyonu altta Çağlayan formasyonu ile uyumsuz üst sınırı ise Yemişliçay formasyonu ile uyumlu olarak örtülür. İnceleme alanında Bümnük civarında formasyonun kalınlığı 40-100 m. arasındadır. Formasyona içinde bulunan fosillere göre Üst Kretase (Santoniyen-Kampaniyen) yaşı verilmiştir (Gedik ve Korkmaz, 1984).

Litolojik özellikler ve fosil topluluğuna göre birim derin denizel bir ortamda çökelmiştir.

Yemişliçay Formasyonu (Ky)

Birimin adlaması Ketin ve Gümüş (1963) tarafından yapılmıştır. Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından da aynı ad altında değerlendirilmiştir. Formasyon inceleme alanının doğusunda en yaygın olarak Dodurga, Kozkule, Manlar ve Uzunöz arasında görülür. Ayrıca Çepni mahallesi kuzeyinde dayk şeklinde izlenir. Bundan başka Mehtili, Kayaboğazı ve Darıözü arasında yer yer izlemek mümkündür. Birim Kayaboğazı köyü kuzeyi ve Yaylacık köyleri güneyinde de yayılım gösterir. Bundan başka Çokran yaylası, Kozkule yaylası ve Ahıska mahallesi arasında izlenir.

Formasyon inceleme alanımızda volkanosedimanter bir özellik göstermekte ve içinde yer yer dayklara raslanmaktadır. Volkanosedimanter seri içinde; tüf, tüfit, volkanik elemanlı kumtaşı, bol fosilli ve kumlu kireçtaşı, aglomera, volkanik katkılı ve başkalaşmış sedimanter istifler, bazalt ve dasitik dayklar yer alır. Bilhassa Dodurga-Kozkule-Uzunöz arasındaki geniş bir alanda bazaltik ve dasitik dayklar şeklinde görülür. Kumtaşlarında sedimanter yapıların varlığı da izlenmektedir. Bol fosilli ve detritik kireçtaşlarını içeren seviyeler Esbiyeli köyü ku-

zey ve kuzeybatısında görülür.

Arastırma bölgesinde Ekinveren fay zonundaki bazaltik oluşumlar ve dayklar şeklinde görülen seviyeler haritaya alınmış ve Kyf olarak gösterilmiştir. İnceleme alanında yüzeylenen formasyonun kalınlığı için ölçülmüş kesit mevcut değildir. Yaklaşık olarak 500 m. lik kalınlığa sahip olduğu söylenebilir.

Yemişliçay formasyonu alttaki Kapanboğazı formasyonu ve üstüne gelen Gürsökö formasyonu ile uyumlu bir dokanağa sahiptir. Bölgenin kuzeyinde Sinop civarında yüzeyleyen Üst Kretase yaşlı Hamsaros formasyonu ile yanal geçişli olduğu kabul edilmektedir (Gedik ve Korkmaz,1984).

Birimin sedimanter seviyeleri içinde bulunan fosillere göre yaşı Üst Kretase (Kampaniyen-Maastrichtiyen) olarak kabul edilmiştir (Gedik ve Korkmaz, 1984). Birimin litolojik özellikleri değişik derinlikteki denizel ortamlarda çökeldiğini göstermektedir. Fosil içeriğine ve sedimanter yapı özelliklerine göre de türbiditik akıntuların etkisinde sığ-derin denizel ortamları yansıtır. Formasyonun olduğu dönemde bilhassa Dodurga-Kozkule-Hacılar-Uzunöz arası ve doğu kesiminde oldukça aktif volkanik faaliyetlerin meydana geldiği mevcut büyük ve küçük dayk ardan anlaşılmaktadır. Bu oluşumun petrolün olgunlaşmasına etkili olabileceği nedeniyle çalışmalarımız devam etmektedir. Gürsökö Formasyonu (Kg)

Formasyon ilk defa Ketin ve Gümüş (1963) tarafından adlandırılmıştır. Gedik ve diğ.(1981), Gedik ve Korkmaz (1984) Cankurtaran formasyonu, Blumenthal (1940) tarafından Orta Filiş olarak değerlendirilmiştir.

Gürsökö formasyonu inceleme alanımızda Ekinveren Fay'ın geçtiği alanın hemen kuzeyinde Ekinveren-Kayaboğazı köyleri arasında yer yer kesikliklerle devam eder. Bundan başka Çokran-Kozkule yaylası-Uzunöz köyleri kuzeyinde geniş bir yayılım sunar. Formasyonun tipik litolojisi kumtaşı, şeyi ve yer yer de ince katmanlı kireçtaşı aralanmasından ibarettir. Litolojideki şeyi hakimiyeti çok barizdir. Kumtaşı katmanlarının kalınlıkları 1-2 cm.den 40 cm.ye kadar değişir. Formasyon bu görünümü ile tipik bir filiş özelliği arzeder. Kumtaşları gri renkli, sık dokulu ince-orta tanelidir. Kireçtaşları ise mikritik özelliktedir. Şeyller; gri-koyu gri, yeşilimsi renktedirler. Kumtaşların tabanında ve içinde sedimanter yapılar ve derecelenmeler izlenir. Gürsökö formasyonu alttaki Yemişliçay ve üstteki Akveren formasyonu ile derceci bir geçiş arzeder. Formasyonun inceleme alanı içinde Ekinveren Fayı kuzeyinde tektonik hat içinde ölçülen kesitlerde 100 m. kadar bir kalınlık arzeder. Formasyonun esas yayılım alanındaki kalınlığı ise çok daha fazladır.

Gürsökö formasyonu içinde belirlenen fosillere göre Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından Üst Kretase (Üst Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen) yaşı verilmiştir. Gürsökö formasyonunun tipik litolojisi, fosil içeriği ve kumtaşların sunduğu sedimanter yapılara göre filiş tipinde ve derin denizel bir ortamda çökelen sedimanter olduğunu göstermektedir (Dzulynski ve Smith, 1964; Dzulynski ve Walton, 1965).

Akveren Formasyonu (KTA)

Formasyon daha önceki' çalışmalarda, Badgley (1959), Ketin ve Gümüş (1963), Gedik ve diğ. (1981), Gedik ve

Korkmaz (1984) aynı ad altında incelenmiştir, inceleme alanımızda Ekinveren Fayı boyunca, faym hemen kuzeyinde yer yer kesikliklerle görülür. Bu olay faym etkisi ile gerçekleşmiştir. Formasyonun esas yayılım alanı çalışma sahasının dışında kuzey bölgelerde; Gerze, Tangal arasındadır.

Formasyon kireçtaşı, marn ve şeyllerden oluşur. Hakim litoloji kireçtaşlarıdır. Kireçtaşları gri-beyaz, bej renkli, çok sert, çok kırılabilir, içinde silis ve çört yumru-ları vardır, istif kalınlıkları 5 cm.-2 m. arasında değişir. Kireçtaşlarının petrografik analizlerinde mikritik, detritik, yer yer silisleşmiş ve bol fosilli olduğu izlenir, inceleme alanımızdaki Gürsökü ve üstteki Atbaşı formasyonu ile uyumlu olarak bulunur. Akveren formasyonu içinde bulunan fosil topluluğu oldukça karışıktır. Burada derin deniz fosilleri ile sığ ortamı yansıtan fosiller yan yana bulunurlar. Bunlar kabaca sığ ve derin deniz ortamları gösteren Foraminifera'lar, Kalk Algler ve koloni halinde yaşayan organizmalar olarak söylenebilir. Formasyonda bulunan fosillere göre Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından Üst Kretase-Paleosen yaşı verilmiştir. Akveren formasyonunun litolojisi ve içerisinde bulunan fosil topluluğuna göre şelf ilerisi bir ortamda çökelmiş olduğunu göstermektedir. Formasyonda bulunan ve sığ ortam şartlarını yansıtan organizma topluluğunun ise sığ ortamdaki derinlere doğru taşınmış olması veya yer yer resifal karakterde olduğu büyük ihtimal dahilindedir.

Atbaşı Formasyonu (Ta)

Formasyon Ketin ve Gümüş (1963), Gedik ve diğ. (1981), Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından aynı ad altında, Blumenthal (1940) tarafından da "Tangal" in Alacalı Filisi" olarak incelenmiştir.

Formasyon inceleme alanımızda Ekinveren Fayı boyunca yer yer Akveren formasyonu ile birlikte mostra verir. Esas yayılımı ise çalışma alanı kuzeyinde Tangal civarında izlenir. Atbaşı formasyonu inceleme alanımızda yapılan birkaç kesitte geçilmiş, fakat tipik litolojisi pek açık bir şekilde görülmemektedir.

Formasyon inceleme alanımızda kırmızımsı-yeşil, yer yer bol renkli marn-şeyl istifleri ile izlenir. Fay zonu olması dolayısıyla da düzgün bir istif görmek mümkün değildir. Formasyon alttaki Akveren formasyonu ile geçişli ve üstteki Kusuri formasyonu ile uyumsuzluk arzeder.

Formasyon, inceleme alanımızda ölçülen kesitlerde en fazla 20 m. kadar bir kalınlık arzeder. Formasyon içinde bulunan fosil topluluğuna göre Gedik ve Korkmaz (1984) tarafından Alt Eosen yaşı verilmiştir.

Formasyon'un litolojik özellikleri ve içerdiği faunaya göre derin denizel ortamda çökeldiği anlaşılmaktadır (Walker, 1978).

Kusuri Formasyonu (Tk)

ilk önce Ketin ve Gümüş (1963) tarafından Ayancık ve Kusuri formasyonu olarak incelenmiştir. Gedik ve diğ. (1981) formasyonu üye mertebesine indirerek Yenikonak formasyonu içinde Gedik ve Korkmaz (1984) ve Korkmaz (1984) birimi Gökırmak formasyonu olarak benimsemişlerdir.

Kusuri formasyonu inceleme alanımızda Ekinveren Fayı ile kuzeyden sınırlanır. Fay zonu güneyinde ve

Durağan yönünde geniş bir yayılımı vardır.

Birim litolojik özellikleri dört bölüm halinde incelenebilir:

1. Bölüm: Birim kötü boyanmalı, iyi yuvarlaklaşmış masif kumtaşları ile başlar üst seviyelere doğru ince-orta katmanlı kumtaşlara geçer. Kumtaşı seviyeleri arasında çok az milli ve şeyilli istifler mevcuttur. Kumlu ve çakıllı seviyeler gri-bej renkli, bol derecelenme ve orta-kaba taneli olup polijenik elemanlı görülür. Eleman olarak, kireçtaşı, silis, volkanik ve metamorfik kaya parçalarına rastlanmıştır.

2. Bölüm: Burada birim kumtaşı-şeyl ardalanması şeklindedir. Hakim litoloji şeylidir. Kumtaşları ince taneli katman kalınlıkları 5 cm. kadardır. Şeyilleri gri-koyu gri, yeşilimsi renkte ve çok fazla kalınlık arzeder. Kumtaşlarında derecelenme izlenir.

3. Bölüm: Bu birim de birinci bölüme benzer özellikler arzeder. Çakıllı seviyelerde eleman boyları yer yer 10 cm. ye varır. Kumlu birimlerde derecelenme ve taban yapıları izlenir.

4. Bölüm: Altındaki birim dereceli olarak üstteki bu bölüme geçer. Burada birim kumtaşı-şeyl ardalanması şeklinde devam eder. Birimde şeyilli seviyeler hakimdir. Kumtaşları daha az ve kalınlıkları 5 cm.ye kadar varır. Birimin en üst kısmında ise yine masif ve kaim katmanlı kumtaşları görülür. Bu bölümdeki kumtaşları ince ve sık dokulu olup kırıklıdır. Kumtaşları içinde boyanmalar ve taban yapıları görülür. Birimdeki şeyi ve marnlar gri-koyu gri ve kahve renklidir. Orta seviyelerde laminalı istifler ve kum mercekleri de izlenir.

Kusuri formasyonu Atbaşı formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir. Üstteki Boyabat ve Cemalettin formasyonları ile de hafif bir uyumsuzluk gözlenmektedir. Kusuri formasyonunun ölçülen kesitlerde toplam kalınlığı 2000 m. civarında bulunmuştur. Birimin yaşı fosil topluluğuna göre Orta Eosen (Lütesiyen) olarak alınmıştır (Gedik ve Korkmaz, 1984).

Kusuri formasyonunun tabanı inceleme alanımızda görülmemektedir. Birim Ekinveren Fayı ile kesilmiştir. Birimin litolojik özellikleri ve içerdiği sedimanter yapılara göre türbiditik bir oluşum olduğu kabul edilebilir (Walker, 1978). İkinci ve dördüncü bölümlerdeki şeyi hakimiyeti ve kum taşlarının özellikleri birimin iraksak bir oluşum olduğuna işaret etmektedir. Formasyon içindeki masif kumlu ve çakıllı seviyelerin litolojik özellikleri ve sunduğu sedimanter yapılar ve devamlılıklarının fazla olmaması ve yanall yöndeki bariz kalınlık azalması bu seviyelerin kanal dolguları olduğuna işaret eder.

Boyabat Formasyonu (Tb)

Formasyon ilk defa Akarsu ve Ay dm (1977) tarafından tanımlanmıştır. Birim Gedik ve Korkmaz (1984) ve Korkmaz (1984) tarafından da Pervanekaya formasyonu olarak değerlendirilerek yaşı da Üst Kretase-Paleosen olarak alınmıştır. Bay amca köyü çevresinde görülen kireçtaşları da Gedik ve Korkmaz (1984), Ilıca ve Korkmaz (1984) tarafından da Bay amca formasyonu olarak benimsenmiştir.

inceleme alanımızda ve güneyde Boyabat-Durağan arasında metamorfikler ve Kusuri formasyonu üzerinde yer yer yüzeylenmektedir.

Birim inceleme sahasında kireç taşlarından oluşur. Bu

BOYABAT HAVZASI PETROL ARAMALARI

kireçtaşları gri-açık gri beyaz renkli, sert oldukça gözenekli ve masiftir. Boyabat kalesinde yaklaşık 150 m. bir kalınlık sunar. Formasyonun yayılım alanı güneyde metamorfikler üzerinde olup sığ denizel bir ortamda gelişmiştir. Formasyon içinde bulunan fosil topluluğuna göre Akarsu ve Aydın (1977) birimin Orta-Ost Eosen yaşlı olabileceğini belirtmişlerdir. Birim alttaki Kusuri ve üstteki Cemalettin formasyonları ile de uyumsuzdur.

Cemalettin Formasyonu (Tc)

Formasyon ilk defa Akarsu ve Aydın (1977) tarafından önerilmiştir. Gedik ve Korkmaz (1984) ve Korkmaz (1984) birimi Sakızdağ formasyonu olarak benimsemişlerdir.

Birimin yayılma alanı oldukça geniştir. Cemalettin köyü ve çevresinden başlar güneyde Boyabat güneydoğuda Kayaboğazı ve Durağan yönünde gelişir.

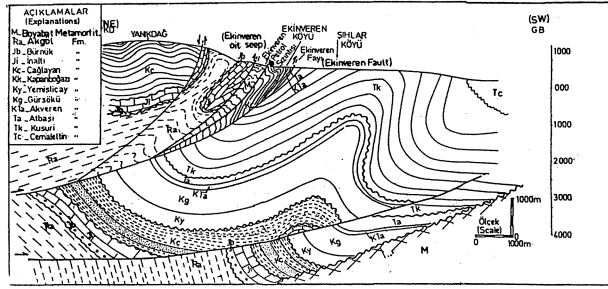
Formasyon alttaki Kusuri formasyonundan litolojik olarak tedrici geçişli, fakat belirgin bir açılma uyumsuzlukla sınırlanır. Litolojik değişiklik hemen fark edilir. Birimin litolojisi çakıltaşı-kumtaşı ve marnlardan oluşur. Litolojide çakıltaşları hakimdir. Çakıltaşları masif, kötü boylanmış, bol çapraz tabakalı, düzensiz istifli ve bir takım sıkışma yapıları sunar. Çakıltaşlarını oluşturan elemanlar polijeniktir. Formasyonun üst seviyelerinde daha fazla marn hakimiyeti görülür. Martlı ve Cemalettin köyleri arasında yapılan ölçülü stratigrafi kesitinde yukarıda belirtilen özellikler izlenmiştir.

Formasyon içindeki kömürlü seviyelerden alınan örnekler göre birimin yaşı Üst Eosen-Oligosen ? olarak kabul edilebileceği belirtilmektedir (Akarsu ve Aydın, 1977; Gedik ve Korkmaz, 1984). Formasyonun litolojik özellikleri ve kömür bantlarının bulunması karasal bir ortamda çökelmiş olduklarını gösterir.

TEKTONİK

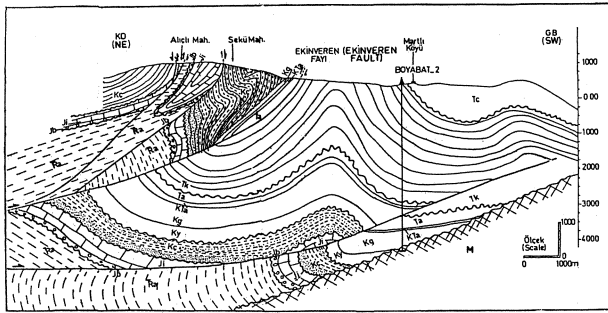
Çalışma alanı ve çevresinde Alpin Orojenik hareketleri oldukça etkili olmuştur. Üst Kretase sonu Laramiyen ve Eosen-Oligosen-Miyosen geçişlerinde ve Miyosen sonunda Preniyen, Helvesiyen ve Saviyen hareketleri yörenin bu günkü tektonik yapısını oluşturmuşlar ve volkanik faaliyetlere neden olmuşlardır. Bu hareketlerin sonucu yöre istifleri kıvrımlanmaya ve kırılmaya maruz kalmış ve birtakım yapılar meydana gelmiştir (Şekil 4,5,6,7,8). Bu hareketler Türkiye genelinde yaygın olup Anadolu ve Rus Plakalarının çarpışmalarının bir sonucu olarak kabul edilebilir (Şekil 9).

Volkanik faaliyetlerin Üst Kretase esnasında çok yaygın olduğu Yemişliçay formasyonu içindeki volkanik etkilerden anlaşılmaktadır, inceleme alanımızda N-S doğrultusunda sıkışma şeklinde kendini gösteren orojenik hareketlerin sonuçlarını açık bir şekilde izlemek mümkündür (Şekil 2). Bu hareketler sonucu yörede en büyük tektonik olaylardan biri de Ekinveren Fayıdır. Bu fay muhtemelen Üst Kretase esnasında oluşmaya başlamış ve Miyosen sonlarına kadar etkinliğini sürdürmüştür. Bu olaylar esnasında havzada çökelen istifler kuzeyden güneye doğru uzun bir sürüklenmeye maruz kalmışlardır. Ekinveren Fay zonunda yer yer görülen bazalt ve split oluşumları da bu hareketin oldukça etkili ve derinlerden geldiğini göstermektedir. Bu hareketler sonucu Boyabat Baseni Sinop Havzasından ayrılmış bir parça durumundadır. Yüze ve yeraltı verilerine göre havzanın kuzey-güney doğrultusun-



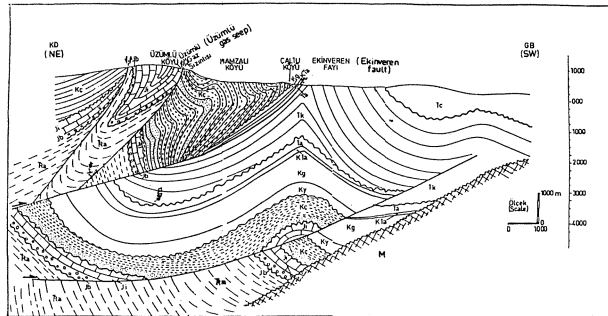
Şekil 4: 1-1 Jeoloji kesiti.

Figure 4: 1-1 Geological cross section.



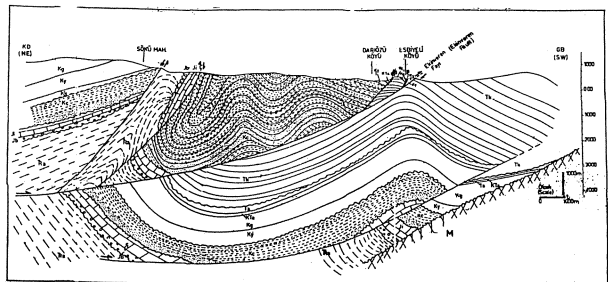
Şekil 5: 2-2 Jeoloji kesiti.

Figure 5: 2-2 Geological cross section.



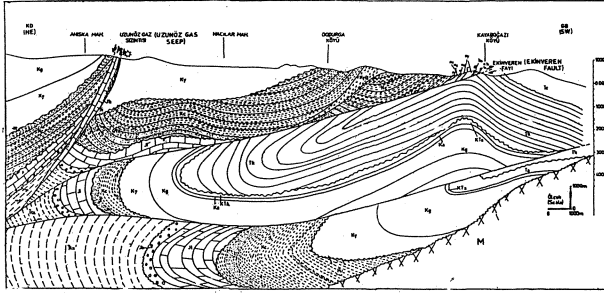
Şekil 6: 3-3 Jeoloji kesiti.

Figure 6: 3-3 Geological cross section.



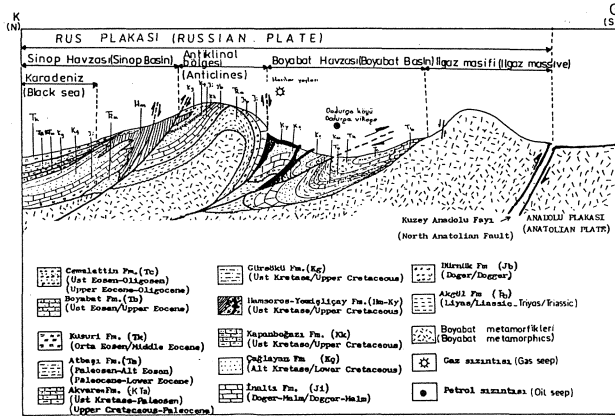
Şekil 7: 4-4 Jeoloji kesiti

Figure 7: 4-4 Geological cross section.



Şekil 8: 5-5 Jeoloji kesiti.

Figure 8: 5-5 Geological cross section.



Şekil 9: Pontidler'de K-G yönünde genelleştirilmiş yapısal kesit.

Figure 9: Generalized N-S structural cross-section.

da sıkışması esnasında Ekinveren Fayı ile eşzamanlı olarak gelişen faylarda mevcuttur (Şekil 4,5,6,7,8).

Gerek havzada ve gerekse inceleme alanında orojenik olayların etkisi ile bindirmeler, faylanmalar ve kıvrımlanmalar meydana gelmiştir. Bu olaylar sonucu inceleme alanımızda Ekinveren fay zonu altında ve güneyinde, fay zonunun kuzey-kuzeydoğusunda antiklinal ve senklinal yapıları görmek mümkündür.

Yörede, 1/25 000 ölçekli detay jeoloji harita alımı aşağıdaki özellikleri göstermiştir: Batıda Ekinveren köyü güneyinde fay zonunun ön cephesinde Atbaşı ve Akveren formasyonları izlenirken doğuya doğru istiflerin daha alt seviyeleri görülmektedir. özellikle Esbiyeli ve Kaya-boğazi köyleri dolaylarında Gürsöku formasyonundan başlayıp Çağlayan formasyonuna kadar devam eden yaşlı birimlere fay zonu raslamak mümkündür.

Bu özellikler tektonik olayların doğuya doğru Durağan istikametinde daha etkili olduğunu göstermektedir. Bu görüş Yemişliçay formasyonuna ait volkanik istiflerin geniş yayılımı olması ile desteklenmektedir. Yine bu jeolojik değerlendirmeler neticesinde Ekinveren Fayının doğuya doğru daha fazla etkili olduğu ve sürüklenme hareketlerinin boyutlarının da daha artmış olabileceğini göstermektedir.

PETROL OLANAKLARI

Pontidlerdeki sedimanter havzaların oluşumu; Anadolu, Rus ve Arap Plakalarının Paleozoyik'ten başlayıp Miyosen sonlarına kadar devam eden tektonik gelişmelerle

yakmen ilgilidir, özellikle Triyas'ta başlayan Üst Kretase'de en etkili evresine ulaşan okyanusal-kıtasal hareketler Sinop-Boyabat bölgesinde petrol olanakları oldukça yüksek 7000 m. nin üzerinde sedimanter birimlerin çukur alanlarda çökmesine neden olmuşlardır. Bu çökme havzaları tektonik hareketler esnasında oluşan ve genelde ters fay-bindirme fayı özellikli faylarla sınırlanmışlardır. Boyabat bölgesi, güneyde İlgaz masifi, kuzeyde ise Kuzey Anadolu Fayı ile ilişkili olduğunu düşündüğümüz Ekinveren Fay zonu arasında gelişmiştir. Havza derinliklerinde ve yüzeyde Ekinveren Fayı ile eşzamanlı daha birçok tektonik olaylar mevcuttur.

Havzadaki tektonik hareketler kuzeyden güneye doğru geliştiğinden, Boyabat Havzasının petrol olanakları çökme ortamındaki ortamsal gelişmelere göre farklı özellikler gösterebilir. Havzanın kuzey kısmı Üst Kretase ve Miyosen zamanındaki tektonik hareketlerle güneye nazaran daha fazla gömülmeğe uğradığından organik madde zengin petrol ana kaya özellikli birimler burada hidrokarbon oluşumunu sağlamışlardır.

Saha çalışmalarımızda, Ekinveren Fay zonunda yapılan ayrıntılı 1/25 000 ölçekli jeoloji harita alımı esnasında batıdan doğuya doğru Ekinveren Fay zonu tektoniği incelenmiş, tektonik hareketlerin doğuya doğru daha etkin olduğu yaşlı birimlerin yüzeylemesiyle anlaşılmaktadır.

Ayrıca Üst Kretase birimlerinden filiş karakterli Gürsöku formasyonunun çalışma alanımızın kuzeyinde 3000 m. civarında bir kalınlığa erişmesi alttaki petrol ana ve hazne kaya özellikli birimlerin çökme ortamları hakkında bilgi vermektedir. Havzanın derin bölgeleri olarak düşündüğümüz yerlerde özellikle petrol ana kaya özellikli istifler gelişmişlerdir. Derin bölgelerde Jura'dan başlayıp Miyosen sonuna kadar çökelen istifler altında kalan petrol ana kaya özellikleri organik jeokimyasal analizlerle belirlenen Akgöl ve Çağlayan formasyonları, Ekinveren ve Üzümlü köyleri civarı ile Uzunöz yaylasında gözlenen canlı petrol ve doğal gaz emareleri oluşturmuşlardır (Şekil 10). Bu canlı hidrokarbon emareleri, yörede petrol oluşturabilecek ve yeterli derecede olgunluk safhasına erişmiş organik maddece zengin petrol ana kayaların varlığına işaret etmektedir.

Bölgede, Korkmaz (1984) ve Sonel (1988 a) tarafından yapılmış olan organik jeokimyasal analizlerde, Çağlayan formasyonuna ait örneklerin toplam organik madde miktarlarının %1.80 ve katajenez safhasında, Akgöl formasyonundan alınan örneklerde ise % 0.60 ve metajenez safhasında olduğu saptanmıştır.

Havzanın kuzeyinde Ekinveren Fay zonu altında petrol ana kaya nitelikli birimler yer alırken güneyde havza kenarlarında petrol hazne kaya özellikli kırıntılı ve karbonatlı istifleri görmek mümkündür (Şekil 9). Özellikle derin zonlara doğru Çağlayan formasyonu içinde gelişen yanal litofasiyes değişimleriyle kumlu birimler şeyilli birimlere geçmektedir. Bu gelişmeler petrol göçü ve kapanlanmasma etkili önemli özelliklerdir. Hidrokarbon oluşumu ve göç yollarını gösteren modelde kuzeyde derin zonda oluşan Akgöl ve Çağlayan formasyonlarındaki hidrokarbonlar, havzanın daha yüksek zonu olan güneye doğru petrol hazne kaya özellikli Çağlayan formasyonu kumtaşı birimlerine ve İnaltı kireçtaşlarına doğru göç et-

BOYABAT HAVZASI PETROL ARAMALARI

meleri mümkündür (Şekil 10). Bu modele göre hidrokarbon göçü, inceleme alanında kuzeyden güneye doğru gelişmiş olması büyük ihtimaldir.

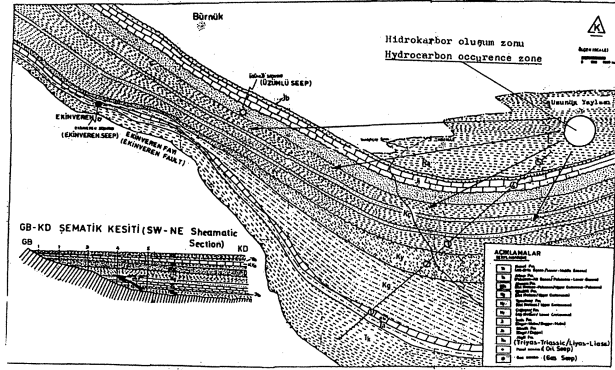
Çalışma alanında organik maddenin olgunlaşmasına etki eden faktörlerden bir diğeri de özellikle doğuda çok etkin olan ve Yemişliçay formasyonu içinde gelişen volkanik faaliyetlerdir. Kretase'de başlayıp Miyosen sonlarına kadar devam eden volkanik faaliyetlerin petrol ana kaya özellikli birimlerde hidrokarbon oluşumuna etkileri düşünülmüş ve bundan sonraki çalışmalarımız bu konu üzerinde yoğunlaştırılmıştır.

Ana Kaya Fasiyesleri

İnceleme alanında görülen birimlerden Akgöl, Çağlayan ve Gürsöku formasyonları petrol ana kayası görünümündedir (Şekil 3). Bu birimleri oluşturan ve oldukça fazla kalınlık arzeden şeyiller, gri-koyu gri yer yer siyah renklidir.

Akgöl ve Çağlayan formasyonlarından alınan şeyi örneklerinin organik jeokimyasal analizleri, birimler içinde yeterli organik madde miktarının bulunduğu ve yeterli olgunluğa eriştiğini göstermiştir.

Akgöl formasyonu içindeki organik karbon miktarının yaklaşık % 0.60 ve metajenez safhasında olduğu ve kuru gaz verebileceği görülmüştür. Çağlayan formasyonu örneklerinde ise organik madde miktarının % 1.80 civarında ve katajenez safhasında olduğunu petrol ve doğal gaz üretebileceğini göstermiştir (Korkmaz, 1984; Sonel, 1988 a). Bu verilere göre yörede gerçekten olgunluk safhasına erişmiş petrol ana kaya fasiyeslerinin varlığı kabul edilebilir.



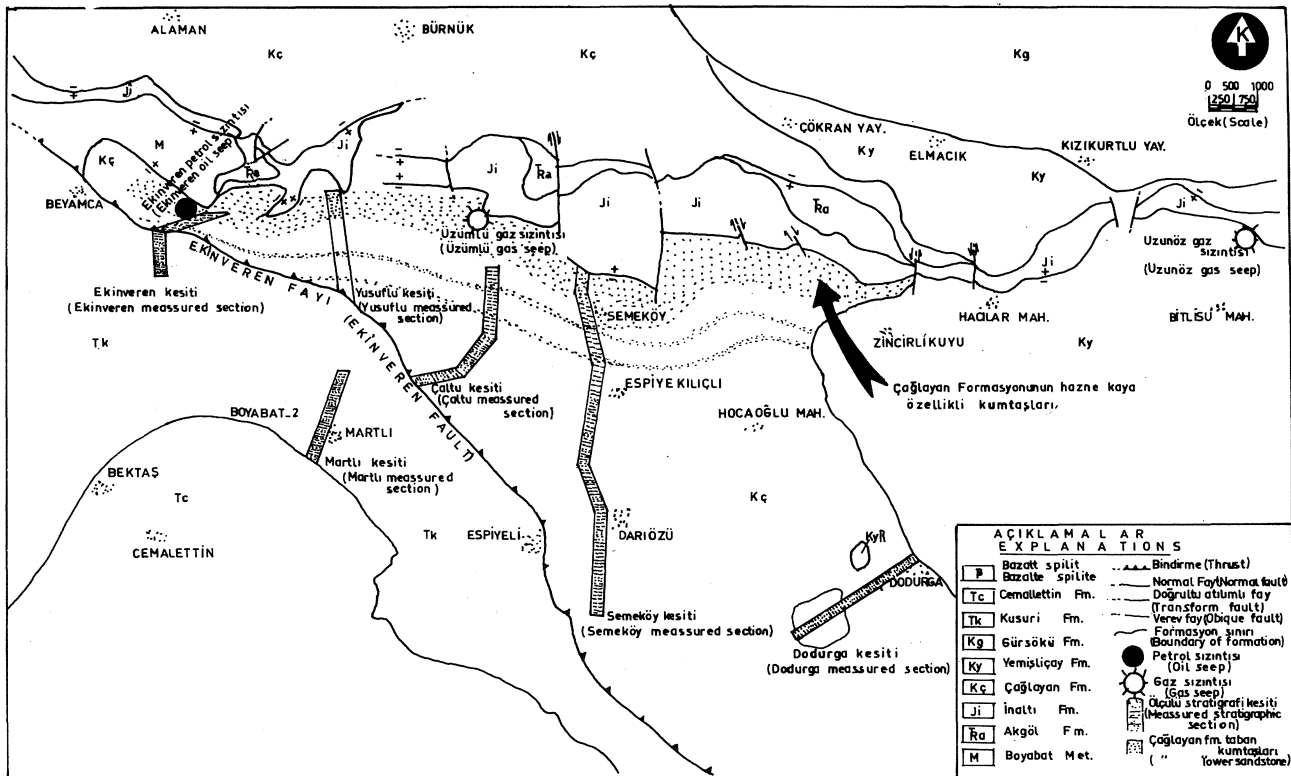
Şekil 10: Ekinveren fay zonu altındaki birimlerin muhtemel şematik durumları ile hidrokarbon oluşum zonu ve göç yolları.

Figure 10: Possible situation of the different units under the Ekinveren Fault zone hydrocarbon generation zone and migration paths.

Hazne Kaya Fasiyesleri

Havzada petrol hazne kaya özelliği taşıyan oldukça fazla birim mevcuttur. Bunlar; İnaltı, Çağlayan, Yemişliçay, Akveren, Kusuri, Boyabat ve Cemalettin formasyonlarıdır (Şekil 3). Birimleri oluşturan kireçtaşı, kumtaşı, kumlu çakıltaşı ve çakıltaşı seviyeleri hazne kaya olarak düşünülebilir.

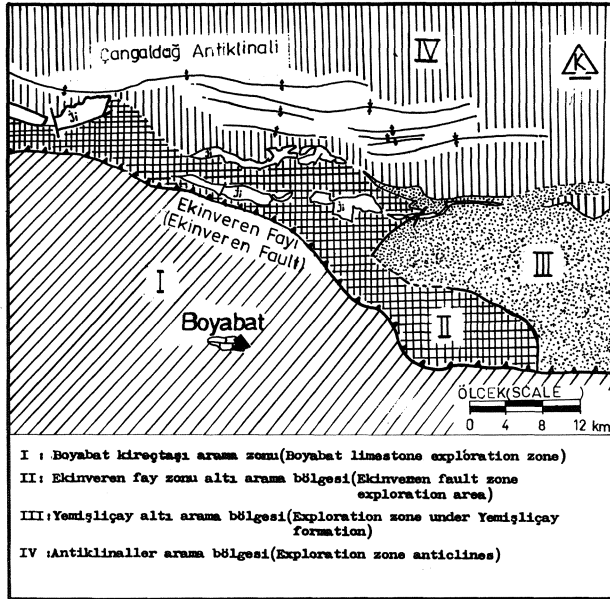
Akveren, İnaltı, Çağlayan, Kusuri, Boyabat, Yemişliçay ve Gürsöku formasyonlarının kireçtaşı, ve kumtaşı



Şekil 11: Çağlayan formasyonunun rezervuar özellikteki kaim kumtaşların yayılım alanını gösterir harita.

Figure 11: Extension area of thick sandstone showing reservoir properties of Çağlayan formation.

seviyelerinden örnekler alınarak laboratuvar analizleri gerçekleştirilmiştir (Sonel, 1988 b). Analiz sonuçlarına göre Çağlayan ve Yemişliçay formasyonları için % 2-17, İnaltı 3, Gürsöku % 2-8, Boyabat % 2-10, Kusuri % 4-12 ve Akveren % 2 oranında gözeneklilik değerleri elde edilmiştir. Bu verilere göre yalnız Çağlayan ve Yemişliçay formasyonları içinde yer yer orta derecede gözenekli seviyelerin varlığı ortaya çıkmıştır. Çağlayan formasyonunun taban seviyelerini oluşturan ve hazne kaya özellikleri arzeden birimin yayılım alanı Şekil 12'de gösterilmiştir.



Şekil 12: Boyabat havzasında muhtemel petrol arama zonları.

Figure 12: Possible oil exploration zones in the Boyabat basin.

Örtü Kaya Fasiyesleri

Bölgedeki istiflerin litolojik özellikleri dikkate alındığında Akgöl, Çağlayan, Kapanboğazı, Gürsöku, Atbaşı ve Kusuri formasyonlarının şeyilli, marnlı ve mikritik kireçtaşı seviyeleri örtü kaya özelliği sunmaktadır (Şekil 3). Petrol Kapanları

İnceleme alanımızda yapısal kapanların oldukça yaygın olduğu belirlenmiştir. Bilhassa Ekinveren Fayının güneybatısında fay zonu altında gelişen ve güneyde pek belirgin olmayan uzun ve dar bir antiklinal yapı gelişmiştir.

Bunun yanında gelişmiş diğer yapısal kapanlarında oldukça önemli olduğu görülmektedir. Bu yapıların doğruya doğru Yemişliçay formasyonu altına uzandığı ve buralarda birikmeyi sağlayabileceği düşünülmektedir. Üzümlü ve Uzunöz doğal gaz çıkışları bu yapıların önemli olduğuna işaret etmektedir.

Ayrıca havzamn çökeltme koşulları dikkate alındığında yanal litofasiyes değişimlerinin mevcut olduğu ve bu tür değişimlerin litoloji kapanlarını oluşturabileceğini de düşünmek gerekir. Buna örnek olarak Çağlayan formasyonundaki kumtaşı birimlerinin güneye yani havza kenarına doğru böyle özellikler arzettiği ve petrol kapanla-

masına müsait yerler sunabileceği ihtimal dahilindedir. Açılan Boyabat-2 kuyusu ve alınan sismik ölçümlerden elde edilen sonuçlar bu görüşümüzü desteklemektedir (Türkiye Petrolleri A.O.'dan yararlanılmıştır).

Diğer taraftan İnaltı-Çağlayan ve Çağlayan-Kapanboğazı formasyonları arasındaki uyumsuzluklarda yörede diskordans tipi kapanların varlığına işaret etmektedir. Bu bilgiler ışığında havzada prospekt alanlar olarak dört bölge düşünülmektedir (Şekil 12). Bu bölgelerin petrol arama çalışmalarında dikkate alınması halinde sonucun daha ümitli olacağı görüşündeyiz.

Bizim çalışmalarımızın ikinci amacı da hedef olarak seçilen seviyelerin petrol ana ve hazne kaya özelliklerinin belirlenmesidir. Bu nedenle laboratuvar çalışmaları devam etmektedir.

SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Yapılan bu araştırma ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır:

1. Boyabat Baseni Üst Kretase-Miyosen zaman aralığındaki Anadolu ve Rus Plakalarının hareketleri sonucu Sinop Havzasından ayrılmıştır.
2. Ekinveren Fayının ve buna paralel olarak gelişen fayların yöredeki yapısal ve stratigrafik kapanların oluşmasına önemli etkileri olmuştur.
3. Yörede, Ekinveren petrol sızıntısı, Üzümlü ve Uzunöz doğal gaz çıkışları gözlenmiştir.
4. Litostatigrafik birimlerin yanal ve düşey yöndeki litofasiyes değişiklikleri izlenmiştir.
5. Bölgede gelişen ve petrol aramalarında önem arzeden antiklinal yapıların Yemişliçay formasyonu altında devam etmesinin muhtemel olduğu kanısına varılmıştır.
6. Yörenin önemli petrol hazne kayası olarak ele alınan Çağlayan formasyonu taban seviyelerindeki kaim kumtaşların Yemişliçay formasyonu altında ümitli alanlar oluşturabileceği düşünülmektedir.
7. Ekinveren Fayının etkinliğinin çalışma alanı doğusuna doğru arttığı izlenerek bir hidrokarbon göç modeli oluşturulmuştur.

Bu bilgilerin ışığında ayırtlanan birimlerin yayılım alanlarının sıhhatli bir şekilde takibi için ayrıntılı sismik çalışmaların yapılması kaçınılmazdır.

Yine Yemişliçay formasyonu altındaki Çağlayan formasyonu taban kumtaşları jeofiziksel metodlar da kullanılarak aranması halinde daha da ümitli olacağı kanısına varılmıştır.

KATKI BELİRLEME

Bu araştırma Ankara Üniversitesi Araştırma Fonunun desteğinde bir proje dahilinde gerçekleştirilmiştir (87 25 00 16). Bu nedenle araştırma fonu müdürlüğüne katkılarında dolayı teşekkür ederiz.

Araştırmanın yürütülmesinde yardımcı olan, kuyu ve sismik verilerin kullanılmasına müsaade eden Türkiye Petrolleri A.O. Arama Grup Başkanlığına teşekkürü bir borç biliriz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akarsu, 1. ve Aydın, M., 1977, Sinop-İnebolu-Küre-Kastamonu-Taşkoprü-Boyabat-Durağan yerleşme merkezleri ile çevreli sahanın genel je-

BOYABAT HAVZASI PETROL ARAMALARI

- Jeoloji raporu, Türkiye Petrolleri A.O. arşivi, rapor No. 1183, Ankara.
- Badgley, P.C., 1959, Sinop Havzasının petrol olanakları. Petrol İşleri Genel Müdürlüğü arşivi (yayınlanmamış).
- Bailey, E.H., 1967, Geology and ore deposits of the Küre district, Kastamonu province, Turkey.
- Blumerthal, M., 1940, Gökirmak ile Karadeniz arasındaki Pontid silsilelerinin jeolojisi hakkında rapor. Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Derleme No.1067, Ankara.
- Dzulynski, S. ve Walton, E.K., 1965, Development in Sedimentology, No.7, Elsevier, Amsterdam.
- Dzulynski, S. ve Smith, A.J., 1964, Flysch facies, anneles de la societe geologique de Pologne, 34, 245-266.
- Eren, R.H., 1979, Kastamonu-Taşköprü bölgesi metamorfizmasının jeolojik ve petrografik etüdü (doktora tezi), İstanbul Teknik Üniversitesi Mühendislik Fak., İstanbul.
- Ericson, D.B., 1938, Boyabat hakkında rapor. Maden Tetkik Arama Enstitüsü rapor No.817, Ankara.
- Gedik, A., Özbudak, N., İztan, H., Korkmaz, S. ve Ağrıdağ, D.S., 1981, Sinop Havzasının jeolojisi ve petrol olanakları ile ilgili ön sonuçlar. Türkiye Jeoloji Kurultayı 35, Bil. Tek. Kurul. Bil. özetleri, s.35-36, Ankara.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1984, Sinop Havzasının jeolojisi ve petrol olanakları. TMMOB Jeoloji Müh. Yayın Organı, s. 19, 53-79, Ankara.
- Ketin, I., 1962, 1:500000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası: Sinop paftası ve izahatı, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara.
- Ketin, I. ve Gümüş, A., 1963, Sinop-Ayancık arasında III. Bölgeye dâhil sahaların jeolojisi. Türkiye Petrolleri A.O. arşiv No.288, Ankara.
- Korkmaz, S., 1984, Boyabat (Sinop) kuzeydoğusunun petrol yönünden jeolojik ve jeokimyasal incelemesi. K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü (Doktora Tezi), 193 s., Trabzon.
- Sonel, N., 1988 a, Boyabat Havzası (Sinop) Birimlerinin Petrol Ana Kaya özellikleri. S.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, cilt.3, sayı.1, Konya.
- Sonel, N., 1988 b, Boyabat (Sinop) Havzasında Petrol Hazne Kaya özelliklerinin incelenmesi. S.Ü. Mühendislik Mimarlık Fakültesi Dergisi, Cilt.3, Sayı:1, Konya.
- Walker, R.G., 1978, Deep water sandstone facies ancient submarine fans. Models for exploration for stratigraphic traps: AAPG Bull.62, 932-966.
- Yılmaz, O., 1980, Datay-Devrekani masifi kuzeydoğu kesimi litostratigrafik birimleri ve tektoniği. H.Ü. Yer Bilimleri Dergisi, cilt 5/6, s.101-135, Ankara.

İzmit Körfezi güneyindeki Geç Pleyistosen(Hreniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri

Stratigraphy of Late Pleistocene(Tyrrhenian) sediments in the south of the Gulf of İzmit and neo tectonic characteristics of the region

MEHMET S AKINÇ İÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul
SİMAV BARGU İÜMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ: Bu araştırma, Karamürsel (Kaytazdere,Subaşı ve Hersek köyleri) yöresinde gözlenen Geç Pleyistosen (Tirenien) çökellerinin stratigrafik,paleontolojik ve bölgenin neotektonik özelliklerinin açıklanmasını amaçlar.

Birim,Eosen ve yer yer Miyosen temel üzerinde transgresif başlar, regresif biter, istif, tabandaki çakıllı seviyeler üzerinde gevşek çimentolanmış ve bol fosilli, kum, siltli kum, killi kum, marn, kumlu marn seviyelerinden oluşur. Bu çökeller içinde, **Ostrea edulis** (Linne), **Venerupis(Aurea)** cf.var. **calverti** (Newton), **Thericium (Thericium) vulgatum** Bruguiere,**Pinna sp.,Ammonia beccarii** Linne ve **Lithothamnium** sp. en çoktur. Çökellerin ve fosillerin özelliklerine göre, Tirenien'deki ortam lagüner-denizeldir.

Geç Pleyistosen(Tirenien) denizel çökelere ait tabakalar, 10° ile kuzeye eğimlidir. Bugünkü deniz düzeyine göre en çok 18-20 m. veya 25-30 m. yükseltide olması gereken bu depoların 60-70 m.ye kadar olan yükseltilerde bulunuşu, bunların Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın etkisinde kalarak enaz 50 m. yükseldiğini göstermektedir.

Yörede, Miyosen'den beri aktif olan ve doğu-batı doğrultulu, 89° kuzeye eğimli KAF yanal aümlü sağ yönlüdür. Fayın güney bloku kuzey blokuna göre, batıya doğru yükselerek hareket etmiştir. Bu hareketin yaklaşık yatay hızı 0.5 cm/yıl, düşey hızı 0.5 mm/yıl olarak hesaplanmıştır.

Marmara denizi ve izmit Körfezi Hellen yitimi ile Kafkasya-Kırm yitimi arasındaki genişleyen bir bölge içindedir. Genişlemenin yönü kuzey kuzeydoğu-güney güneybatı'dır. Genişleme KAF'ın çatallandığı izmit Körfezi doğusundan batıya doğru dereceli olarak artar.

Akdeniz sularının, genişleme ile meydana gelen bu çöküntü havzasına Tirenien'de girmesiyle Marmara Denizi ve izmit Körfezi oluşmuştur. Körfezin deniz sahası, Flandriyen transgresyonu ile biraz genişlemesi dışında, Tirenien'den günümüze dek gittikçe daralmış ve körfez bugünkü şeklini almıştır.

ABSTRACT : This research aims to explain the stratigraphic, paleontologic and regional neotectonic characteristics of Late Pleistocene (Tyrrhenian) sediments observed in the Karamürsel area (Kaytazdere, Subaşı and Hersek villages).

The unit starts as transgressive on the Eocene and locally on Miocene basement and ends as regressive. The sequence consists of slightly cemented sand with fossils, silty sand, clayey sand, marl and sandy marl levels on the pebbly levels of the bottom. These sediments »contain **Ostrea edulis**(Linne), **Venerupis(Aurea)** cf.var. **calverti** (Newton), **Thericium(Thericium) vulgatum** Bruguiere, **Pinna** sp., **Ammonia beccarii** Linne and **Lithothamnium** sp. most abundantly. According to the characteristics of the sediments and fossils, the environment in the Tyrrhenian period is lagunal-marinal.

The beds belonging to the Late Pleistocene (Tyrrhenian) marinal sediments dips 10° north. The position of these sediments which vary up to 60-70 m. heights where they had to be at most 18-20 m. or 25-30 m. according to the present sea-level, show that they were under the effect of the North Anatolian Fault(NAF) and went up to 50 m. height at least.

In the area, the NAF which has east-west strike, dip of 89° north and has been active since Miocene, is a right-lateral strike-slip fault. The south blok of the fault, moves upwards towards the west in comparison to the north block. Calculated horizontal slip-rate is about 0.5 cm/year and vertical slip-rate is 0.5 mm/year.

The Sea of Marmara and the Gulf of İzmit are in an extensional region between the Hellenic Trench and Caucasian-Crimean Trench. The direction of this extension is NNE-SSW. The extension increases gradually from the east of the Gulf of İzmit where NAF branches, towards the west.

The Sea of Marmara and the Gulf of İzmit had been formed by entrance of the Mediterranean waters to the depression area formed by the extension.in the Tyrrhenian period. Beside a little widening of the sea area of the gulf due to Flandrian transgression, the present position of the gulf has been formed by gradual narrowing.

GİRİŞ

Bu araştırma, İzmit Körfezi'nin güney kıyısında Karamürsel (Kaytazdere, Subaşı ve Hersek köyleri) civarında yüzeyleyen ve Altmova formasyonu olarak adlandırılan (Bargu ve Sakmç,1984) Geç Pleyistosen (Tirenien) yaşlı denizel çökel birimin stratigrafisi, fosil topluluğunu ve neotektonik özelliklerini açıklar.

Çalışma alanının yakın çevresinde, İzmit Körfezi'nin kuzey kıyıları ile Marmara Denizi'nin kuzey ve güney kıyıları arasında bu birim ile aynı yaşta ve hemen hemen benzer fosil topluluğu içeren genç oluşuklar taraçalar şeklinde yer alır. Birçok araştırmacı, bu oluşukların özellikle jeomorfolojik, jeolojik ve kısmen de paleontolojik özelliklerine değinmiştir (Calvert ve Neumeyr, 1880; English,1904; Erguvanlı,1949; Erinç,1955; Arıç,1955; Çaput,1957; İnandık,1957 a; Ardel ve inandık, 1957; inandık, 1958; Yalçınlar, 1957; Ardel, 1959; 1968; Göney, 1964 a,b; Akartuna, 1968; Altınlı, 1968; Erol, 1968; Erol ve Nuttal, 1975; Erol ve İnal,1980, Taner, 1981; Bargu ve Sakınç, 1984). Ayrıca, Karadeniz sahillerinde, Marmara kıyılarındaki Akdeniz Tirenien'ine karşılık, Uzunlar ve Karangat'a ait ve farklı fasiyeste olan genç çökellerin varlığı da bilinmektedir (Erinç, 1954; Erinç ve inandık, 1955; İnandık,1957 b; Yalçınlar, 1958; Bilgin,1963; Ardel, 1968; Karabıyıköğlu,1984).

inceleme alanında yapılan 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası, Altmova formasyonunun yayılımını, temel birimlerle olan ilişkisini ve yapısal özelliklerini açıklar. Gerçekleştirilen ölçülü stratigrafi kesitleri de, birimin kaya özelliklerinin ve fosil faunasının açıklanmasında yardımcı olmuştur.

Ölçülü stratigrafi kesitlerine genel olarak bakıldığında, bunların birbirleriyle gerek litoloji özellikleri, gerekse fosil fauna bakımından ufak farklılıklar dışında hemen hemen benzer özelliklere sahip oldukları görülmektedir.

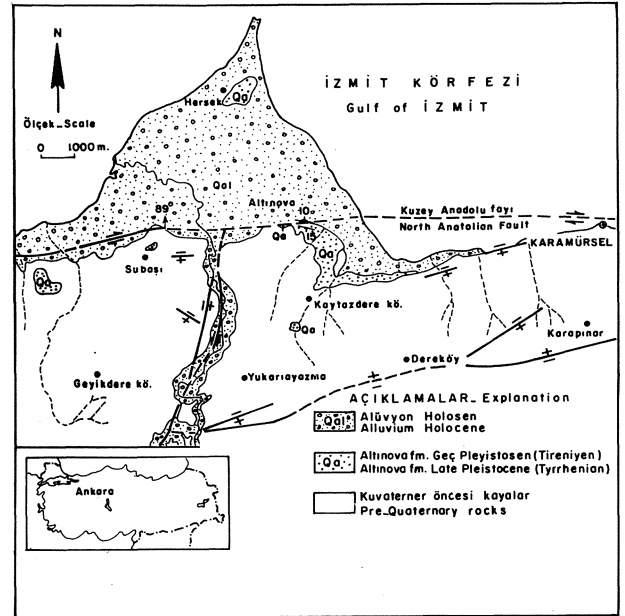
Kaytazdere(A) ve Subaşı kesitlerinde tabandaki çakıllı seviyelerin dışında tüm düzeyler, çoğunlukla gevşek tutturulmuş kum, siltli kum ve killi kum gibi fosilli kırıntılılar ile yer yer mam, kumlu mam seviyelerden oluşmuştur.

Ostrea edulis (Linne), **Cerastoderma edule** Gmelin, **Venerupis (Aurea)** cf.var. **calverti** (Newton), **Mytilus edulis** Linne, **Loripes lacteus** Linne, **Theridium(Theridium) vulgatum** Bruguiere gibi bivalvia ve gastropoda'yâ ait formlar ile **Ammonia beccari** Linne, **Elphidium crisp um** Linne gibi foraminiferler, ostrocooda, **Lithothamnium** sp.(Corallinacea), **Halimeda** sp.(Codiacea) gibi algler ölçülü kesitlerin fosilli olan seviyelerinde gözlenen egemen fosil topluluklarıdır.

Böyle bir topluluktaki fosil organizmaların, morfolojik ve ekolojik özellikleri göz önüne alındığında Tirenien ortamının lagüner-denizel karakterde olduğu söylenebilir.

inceleme alanı, tektonik bakımdan aktif bölge içinde bulunmaktadır. Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'nın İzmit Körfezi'nden geçtiği eskiden beri bilinmektedir (Risch, 1909; Penck,1918; Philippson,1918; Ketin,1966,1968; Pavoni,1961; Akartuna, 1968; Dewey ve Bird,1970; McKenzie,1970,1972; Bingöl,1974,1976; Şengör, 1979, 1980,1982; Dumont ve diğerleri, 1979; Saner,1980; Le Pichon ve Angelier,1981; Koçyiğit, 1981,1984; Şengör

ve Yılmaz,1981; Barka,1983; Yılmaz ve diğerleri, 1986). Bu nedenle bölgenin neotektoniğini kontrol eden KAF'ın Geç Pleyistosen (Tirenien) çökellerini ne ölçüde etkilediği araştırılmış ve bu çökellerin ençok 18-20 m. veya 25-30 m. yükseltide olanlarının dışında, fayın etkisinden dolayı 60-70 m.ye kadar yükseldikleri gözlenmiştir. Yanal atımlı sağ yönlü olduğu bilinen (Ketin, 1948,1949; Arpat ve Şaroğlu,1975; Gözübol,1980; Saner, 1980,1985;



Şekil 1: İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure I: Geologic map of the investigated area.

Şengör, 1980,1982; Yılmaz ve diğ. 1981,1982; Kasapoğlu,1981; Barka,1983; Koçyiğit, 1984; 1985) KAF'ın inceleme alanındaki doğrultusu doğu-batı olup, eğimi 89° kuzeydedir. Güney blokta, ana faya ve birbirine genellikle paralel olan küçük faylar, kuzey-güney doğrultudaki düşey düzlemlerde normal fay karakterinde görülmektedir. Bu görünüm gerçekte, KAF'ın ve bu küçük fayların sağ yönlü yanıl atımının düşey bileşeninden ileri gelmektedir.

inceleme yöresi, Hellen yitimi ile Kafkasya-Kırım yitimi (Shempelev,1978) arasındaki genişleme bölgesinde yer almıştır, genişlemenin kuzey kuzeydoğu-güney güneybatı yönünde olduğu ve batıya doğru dereceli olarak arttığı düşünülmektedir.

PLEYİSTOSEN STRATİGRAFİSİ

Karamürsel ile Yalova arasında, Kaytazdere, Subaşı ve Hersek köyleri civarında Geç Pleyistosen (Tirenien)'e ait denizel tortullar İzmit Körfezi'ne bakan alçak yamaçlarda ve vadiler arasında kalan kesimlerde yüzeylenmiştir (Şekil 1).

Altmova formasyonu (Qa)

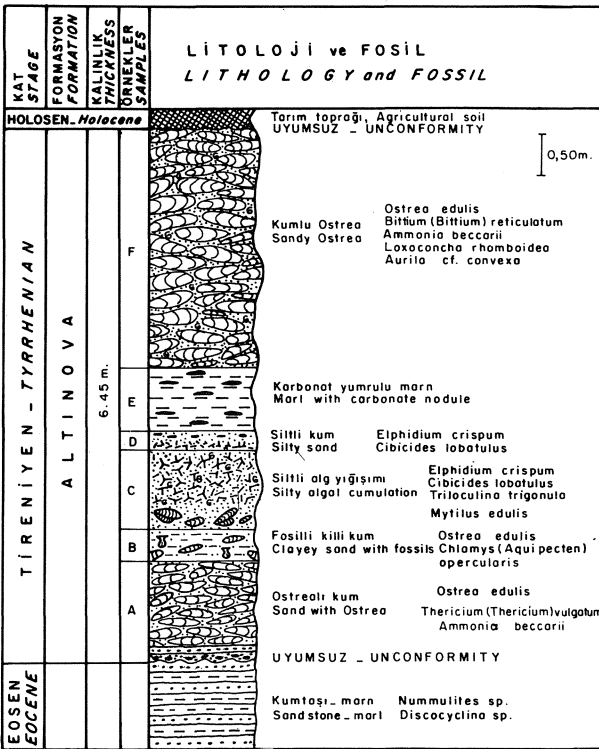
ilk kez Bargu ve Sakmç (1984) tarafından Altınova formasyonu (Qa) olarak adlandırılan birim, bazen Eosen (Kaytazdere kuzeyi), bazen de Miyosen (Subaşı köyü kuzeyi) yaşlı oluşuklar üzerinde transgresif ve açılal uyumsuzdur. Bu oluşuk, eski ve yeni alüvyonlar tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür.

Birim, bölgede taraçalar şeklinde morfolojik görünüm sunar. Bölgenin tektonik aktivitesinin yoğun oluşu, zaman içinde meydana gelen aşınmalar ve kentleşme, ölçülü

İZMİT KÖRFEZİ GÜNEYİ ÇÖKEL STRATİGRAFİSİ

stratigrafi kesitlerinde birimin gerçek kalınlığının saptanmasında engelleyici etkenler olarak rol oynamıştır. Stratigrafi kesitlerin ölçüldüğü yerlerde en fazla görünür kalınlık yaklaşık 10-12 m.dir. Bu yerde birimin üst seviyeleri deniz seviyesinden ortalama 20-25 m. yüksekliktedir. Bölgenin iç kesimlerinde, kalınlık daha da azalmakta ve yer yer (Kaytazdere vadisi yamaçlarında ve Subaşı köyü kuzeyinde) 1 m.ye düşmektedir.

Karamürsel'den Yalova'ya doğru, Kaytazdere köyü sapağından itibaren birim, yol kenarında görülen yersel kesitler yardımıyla Altınova köyü yakınlarına kadar izlenebilir. Deniz Komutanlığı karşısındaki kesit birim için tipik mevkidir (Şekil 2). Ayrıca, bu yerden batıya doğru yaklaşık 100 m. ileride (Şekil 3) ve Subaşı köyü'nün kuzeyinde ölçülü stratigrafi kesitleri yapılmıştır (Şekil 4). Yukarıda belirtilen her üç dikme kesitin alttan yukarıya doğru incelenmesi sonucunda, istifin litoloji ve fosil özellikleri aşağıda ayrıntılı olarak açıklanmıştır.



Şekil 2: Kaytazdere(A) ölçülmüş stratigrafi kesiti.
Figure 2 : Kaytazdere(A) measured stratigraphical section.

Kaytazdere(A) Ölçülü Stratigrafi Kesiti: Karbonatlı kumtaşı ve marn ardalanmasından oluşan, Nummulites sp. ile Discocyclina sp. gibi fosiller içeren Eosen temeli üzerinde; transgressif olarak başlayan Geç Pleistosen (Tireniyen) yaşlı birim, açılı uyumsuz olarak yer alır. Genelde sarı, sarı boz görünüm sunan tabakalı, çoğu düzeyleri bol fosilli, gevşek çimentolu kum, killi kum ve şiltten oluşan istif, alttan yukarıya doğru aşağıdaki dizilimi gösterir (Şekil 2).

A-Ostrea'lı kum (1.20 m): Temele yakın en alt seviyeleri, sıkı çimentolanmış volkanik kaya ve kireçtaşı çakılları kapsayan tabakalı sert taban çakıltaşı düzeyleri ile başlar. Bu seviyeler yukarıya doğru çimentosu zayıf-

layan gevşek tutturulmuş kumlu düzeylere geçer. Bu gevşek malzemenin içinde bivalvia ve gastropoda'ya ait çok iyi korunmuş fosil topluluğu yer alır. Topluluktaki egemen form **Ostrea edulis** (Linne)'dir. Ayrıca, **Ostrea edulis**(Linne) cf.var. **adriatica** Lamarck, **Ostrea edulis**(Linne) cf.var. **lamellosa**(Brocchi), **Thericium** (**Thericium**) **vulgatum** Brugiere ile foraminifera'dan **Ammonia beccarii** Linne ve ostrea kabukları üzerindeki **Balanus** sp. (Cirripedia) toplulukta bulunan diğer fosillerdir.

B-Fosilli killi kum (0.40 m): Ostrea'larm bir önceki seviyeye göre azaldığı gözlenir. **Ostrea edulis** (Linne)'in yayılımı az da olsa devam etmiştir. Ayrıca, **Chlamys** (**Aquipecten**) cf. **opercularis** Linne topluluk içinde yer almıştır. **Ammonia beccarii** Linne foraminifera'nın egemen temsilcisidir.

C-Siltli alg yığılması (1.00 m): Bu seviyenin alt düzeyleri **Mytilus edulis** Linne ve **Ostrea edulis** (Linne)'li ince kumludur. Bu düzeyler daha yukarıya doğru siltli alg yığılmasına dereceli geçerler. Bu yığılımları oluşturan Corallinaceae'ye ait **Lithothamnium** sp.dir. Yoğun dallı sert yapısı ve kütleli görünüşleriyle dikkati çeken bu alg topluluğu şimdiye kadar ilk kez bu tip genç çökeller içinde saptanmıştır. Siltli malzeme içindeki foraminifera'nın temsilcileri, bol **Elphidium crispum** Linne, **Cibicides lobatulus** (Walter ve Jacob), **Bi-locolina** sp., **Triloculina trigonula** (Lamarck), **Quinqueloculina laevigata** d'Orbigny, **Quinqueloculina seminulum**(Linne) gibi bentik formlardır.

D-Siltli kum (0.40 m): Alt kesimleri çoğunlukla parçalanmış, ufalanmış alg kırıntılarında oluşmuştur. Üst kesimlere doğru alg kırıntılarının azaldığı ve bivalvia'nın kum boyutundaki kırıntılarının arttığı gözlenir. Bu kırıntılar içinde, **Quinqueloculina seminulum**(Linne), **Quinqueloculina laevigata** d'Orbigny, **Elphidium crispum** Linne ve **Cibicides lobatulus** (Walter ve Jacob) gibi foraminiferler saptanmıştır.

E-Karbonat yumrulu marn (0.75 m): Aşınma yüzeyleri mavi-mavi yeşil, taze yüzeyleri yeşil-neftiyeşil renkli, sert görümlü fosilsiz marn içinde yer yer düzenli sıralanmalı, genellikle yuvarlağımsı, bazen uzamış elips şekilli, beyaz, sarımsı beyaz renkli, fosilsiz karbonat yumruları yer alır.

F-Kumlu ostrea (3.00 m): Kaba kavkılı ostrea'lardan oluşan bu seviye kaim tabakalanmalıdır. Kabukların kumlu malzeme ile çok gevşek tutturulmuştur. Kabukların uzun eksenleri, genellikle tabakalanmaya paraleldir. Bazende, kabukların değişik konumlarda yerleştiği görülür.

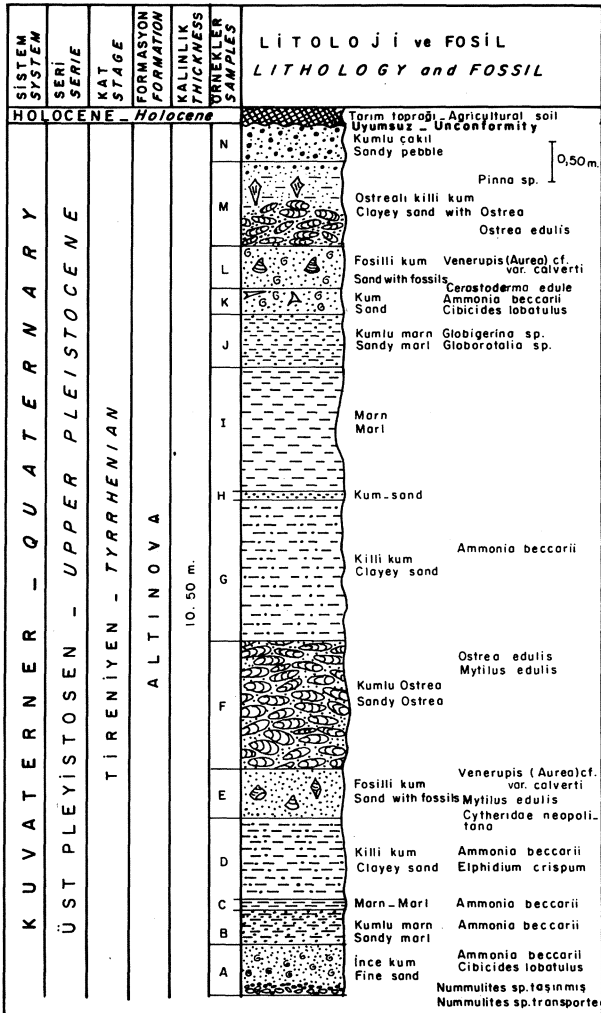
Egemen organizma topluluğu **Ostrea edulis** (Linne)'dir. Bu formun yanında, **Ostrea edulis**(Linne) cf. var. **lamellosa**(Brocchi), **Ostrea edulis**(Linne) cf. var. **adriatica** Lamarck, **Chlamys**(**Aquipecten**) **opercularis** Linne, **Thericium** (**Thericium**) **vulgatum** Brugiere, **Bittium**(**Bittium**)**reticulatum** Da Costa, **Loripes lacteus** Linne, **Nassa** sp. ile **Balanus** sp. (Cirripedia) saptanmıştır. Mikrofaunanın büyük bir bölümünü, **Ammonia beccarii** Linne, **Ammonia gaimardi** (d'Orbigny) ve **Elphidium crispum** Linne gibi foraminiferler oluşturur. Ostrocoda, **Loxoconcha rhomboidea** (Fisher) ve **Aurila** cf. **convexa**(Baird) ile temsil edilmiştir.

Kaytazdere(B) Ölçülü Stratigrafi Kesiti: Kaytaz-

dere(A) kesitinin ölçüldüğü yerden Yalova'ya doğru yaklaşık 100 m. uzaklıkta, yolun hemen kenarında açılmış kum ocağında, genelde; orta-kalm tabakalı, bazı düzeyleri yeşil, açık yeşil, yer yer mavi nüanslı kil ve marn arda lanmalı, çoğunlukla gevşek tutturulmuş boz, sarı boz renkli kum, laminalı kum ve sıvama fosilli kumlu siltli seviyelerden oluşan istif, alttan yukarıya doğru aşağıdaki dizilimi gösterir (Şekil 3).

A-İnce kum (0.40 m): Tabanda, volkanik kaya ve kireçtaşınm yuvarlak çakıllarından oluşan, yaklaşık kalınlığı 7-10 cm. olan gevşek tutturulmuş ince çakıllı seviye üste doğru dereceli olarak, ince kum boyutundaki kavkı (bivalvia) kırıntılarına geçer.

istifin temeli görünmemesine rağmen, kumlu düzeyler içinde temelden taşınmış az sayıda **Discoeyclina** sp. ve **Nummulites** sp. gibi karakteristik formların bulunması, Kaytazdere(B) ölçülü stratigrafi kesitinde Altmova formasyonunun Eosen temel üzerinde yer aldığını açıklar.



Şekil 3: Kaytazdere(B) ölçülmüş stratigrafi kesiti.
Figure 3: Kaytazdere(B) measured stratigraphical section.

B-Kumlu marn (0.40 m): Mavi, mavi yeşil renkli, aşınma yüzeyleri çatlaklı marn içinde ince kum bantları yer alır. Kumlu düzeyleri kıt fosilli olup, **Ammonia**

beccarii Linne, **Ammonia gaimardi** (d'Orbigny) gibi formlar ile temelden taşınmış **Nummulites** sp. gözlenmiştir.

C-Marn (0.10 m): özellikleri B seviyesiyle benzerdir. Ancak, kum bantları yoktur. Çok az sayıdaki **Ammonia beccarii** Linne, **Ammonia gaimardi** (d'Orbigny) ve **Elphidium crispum** Linne gibi fosiller foraminifera'nın temsilcisidir.

D-Killi kum (1.00 m): Sarı, sarı boz renkli, gevşek tutturulmuş kum boyutundaki elemanların çoğunluğu kavkı kırıntılarında oluşmuştur. Bunların içinde foraminifera, **Ammonia beccarii** Linne, **Ammonia gaimardi** (d'Orbigny) ve **Elphidium crispum** Linne çok az olarak yer almıştır.

E-Fosilli kum (0.60 m): Genelde, krem, sarımtırak beyaz renkli bazı düzeyleri sıvama fosilli, gevşek çimentolu olan bu seviyenin fosil topluluğu, **Cerastoderma edule** Gmelin, **Venerupis (Aurea)** cf. var. **colverti** (Newton), **Theridium (Theridium) vulgatum** (Bruguier), **Gibbula (Adriaria) albida** (Gmelin), **Mytilus edulis** Linne, **Mytilus galloprovincialis** Lamarck gibi iri formlar içerir. Ostrocoda, diğer seviyelere göre daha yaygındır. **Loxochoncha rhomboidea** (Fisher), **Cytheridae neopolitana** Kolman ve **Cytheratta** cf. **convexa** Baird gibi formlar ile temsil edilmiştir.

F-Kumlu ostrea (1.50 m): Kaba kavkı ostrea'lerden oluşan bu seviye kaim tabakalı olup, sıvama fosillidir. Kavkılar kumlu malzeme ile gevşek tutturulmuştur. Fosil kavkılarının uzun eksenleri tabakaların düzlemine genelde paraleldir. Kaytazdere(A) kesitindeki F (kumlu ostrea) seviyesinin batıya doğru incelenerek devam eden yanıl uzantısı olan bu seviyedeki fosil faunada egemen fosil topluluğu **Ostrea edulis** (Linne)'dir. Ayrıca, **Ostrea edulis** (Linne) c. var. **lamellosa** (Brocchi), **Ostrea edulis** (Linne) cf. var. **adriatica** Lamarck, **Mytilus edulis** Linne, **Bittium (Bittium) reticulatum** D a Costa ve **Theridium (Theridium) vulgatum** Bruguier bu topluluk içinde yer almaktadırlar. Foraminifera'nın yayılımı diğer seviyelerde olduğu gibi, **Ammonia beccarii** Linne, **Ammonia gaimardi** (d'Orbigny) ve **Elphidium crispum** Linne ile devam etmektedir.

Floranın bu seviye içindeki temsilcileri, kavkılar arasındaki kumlu matris içinde yer alan **Halimeda** sp (Codiacea) ve **Lithothamnium** sp. (Corallinacea) gibi alglerdir. Bryozoa ve vermes, iri bivalvia kavkuları üzerinde koloniler şeklinde olup, kalkerli süngerler de tetraaktin ve monoaktin spiküller ile temsil edilmektedir.

G-Killi kum (1.75 m): Kilin, kumlar arasındaki bağlayıcı rolü nedeniyle biraz daha sıkı olan bu seviyede fosilleşmiş organizma kalıntısı çok azdır. Foraminifera'dan **Ammonia beccarii** Linne, Ostrocoda'dan **Loxochoncha rhomboidea** (Fisher) ve **Aurila** cf. **convexa** (Baird) saptanabilen formlardır.

H-Kum (0.05 m): Gri, açık gri, yer yer yeşil nüanslı bu seviyede fosilleşmiş organizma yoktur.

I-Marn (1.50 m): Aşınmış yüzeyleri gri mavi ve çatlaklı, taze yüzeyleri nefli yeşil olan seviye içinde fosil form saptanamamıştır.

J-Kumlu marn (0.65 m): Gevşek tutturulmuş kumlu ince düzeyler kum boyutundaki kavkı kırıntılarında

İZMİT KÖRFEZİ GÜNEYİ ÇÖKEL STRATİGRAFİSİ

oluşmaktadır. Bu ince kum düzeyleri, gri mavi renkli, yer yer çatlaklı marn ile aralanmalı olup, Globigerinidae ve Globorotalidae'ye ait formlar içerir.

K'Kum (0.25 m): Bivalvia kavkılarının parçalanmasıyla (dalga hareketine bağlı yüksek enerji) oluşan kum boyutundaki kavkı kırıntılarının gevşek bir çimento ile tutturulması sonucunda meydana gelen bu seviye içinde foraminifera, Ammonia beccarii Linne, Ammonia gaimardi(d'Orbigny), Elphidium crispum Linne, Cibicides lobatulus(Walter ve Jacob), Nonion sp., Biloculina sp., Asterigerina sp. ve Gyroidina sp. gibi cins ve türler ile temsil edilmiştir. Bu bentik topluluğun içinde ekinid dikenleri, sünger spikülleri (monoaktin, tetraaktin), vermes ve ostrocooda göze çarpan diğer organizma kalıntılarıdır.

L'Fosilli kum (0.50 m): Bazı düzeyleri bol fosilli, gri, gri yeşil renkli, gevşek çimentolu kum içinde bivalvia; Venerupis(Aurea) cf. var. calverti (Newton), Venus(Ventricoloidea) cf. multilamella(Lamarck), Gastragana fragilis Linne, Chlamys (Aequipecten) opercularis Linne, (Cerastoderma edule (Linne), Ensis sp. ile dikkati çeken formlar olarak görülür. Gastropoda bu seviyede sayıca azdır. Gib bula (Adriaria) albida Gmelin, Thericium(Thericium) vulgatum (Bruguiere) saptanabilen formlardır. Ostrocooda'nın kıt olduğu bu seviye içinde foraminifera'nın yayılımı Ammonia beccarii Linne, Cibicides lobatulus (Walter ve Jacob) ve Elphidium crispum Linne ile devam etmiştir.

M-Ostrea'h killi kum (1.00 m); Alt seviyelerde, gevşek çimentolu kum içinde Ostrea edulis (Linne), Ostrea edulis(Linne) cf. var. lamellosa (Brocchi) ile bu formların kabukları üzerinde yer alan Balanus sp. yaygındır. Seviyenin üst kesimlerine doğru, bu fosillerin azalıp yok olduğu ve killi kumlu düzeyler içinde Pinna sp.'nin çok iyi korunmuş kabuklarıyla dikkati çeken form olarak yer aldığı görülmüştür.

N-Kumlu çakıl (0.50 m): Genellikle volkanik kaya (çoğunlukla andezit) ve kireçtaşı çakıllarından oluşan bu seviyede matriks, ince kum boyutundaki elemanlardan meydana gelmiştir. Kızıl renkli demir oksitli çimento çakıl ve kum arasında bağlayıcı rol oynar. Çimentonun zayıf olması nedeniyle, çakıl ve kum birbirinden kolaylıkla ayrılabilir. Bu seviye içinde fosilleşmiş organizma kalıntısına rastlanılmamıştır. Bu kesitte birimin kalınlığı 10.50 m. olarak saptanmıştır.

SERİ / SERIE	KAT / STAGE	FORMASYON / FORMATION	KALINLIK / THICKNESS	ÖRNEKLER / SAMPLES	LİTOLOJİ ve FOSİL / LITHOLOGY and FOSSIL
HOLOSEN - HOLOCENE					Tarım toprağı - Agricultural soil UYUMSUZ - UNCONFORMITY
Ü. PLEYİSTOSEN / UPPER PLEISTOCENE	TİRENİYEN / TYRRHENIAN	ALTİNOVA	1,00m.	A	Cerastoderma edule Sand with cerastoderma Mytilus edulis Loripes lacteus
MİYOSEN / MIOCENE					UYUMSUZ - UNCONFORMITY Kumtaşı - Çakıltaşı Sandstone - Pebble stone

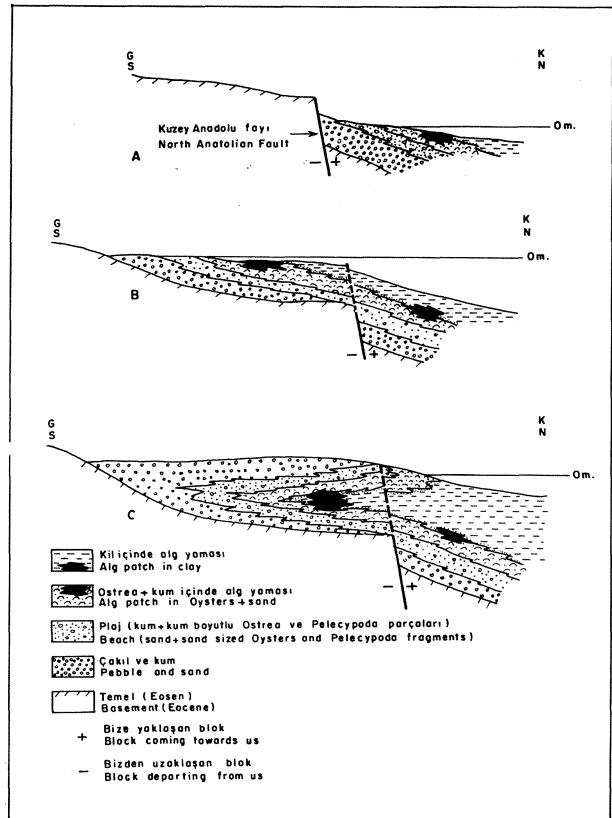
Şekil 4: Subaşı ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Figure 4: Subaşı measured stratigraphical section.

Subaşı Ölçülü Stratigrafi Kesiti Subaşı köyünün yaklaşık 500 m. kuzeybatısında yapılan ölçülü stratigrafi kesitinde, birim kum ve çakıl aralanmalı Miyosen temel üzerinde transgressif ve açılal uyumsuzdur. Birimin tek bir seviye ile temsil edildiği bu kesitte aşağıdaki özellikler açıklanmıştır.

A' Cerastoderma'U kum (1.00 m): Alt düzeyleri iri çakıllı ve kumlu olan bu seviye, bol fosilli görünümüyle dikkati çeker. Özellikle Cerastoderma edule (Linne) çok boldur ve topluluğun egemen formudur. Ayrıca topluluk içinde Venerupis(aurea) cf. var. calverti(Newton), Mytilus edulis Linne, Mytilus galloprovincialis Lamarck, Loripes lacteus Linne, Gibbula(Adriaria) albida Gmelin, Bittium(Bittium)reticulatum Da Costa, Thericium (Thericium)vulgatum Bruguiere, Ensis sp., Natica sp. gibi fosiller saptanmıştır. Kesitteki görünür kalınlık 1.00 m.dir.

Tireniyen denizi bölgede transgressif tir. özellikle



Şekil 5: Geç Pleyistosen (Tireniyen) çökeltme gelişimini gösterir enine kesitler.

A) Tireniyen başlangıcındaki transgresyon.

B) Tireniyen ortasındaki ilerleyen transgresyon.

C) Tireniyen sonundaki regresyon.

Figure 5: Cross sections showing development of Late Pleistocene(Tyrrhenian) deposition.

A) Transgression at the beginning of Tyrrhenian

B) Progressive transgression in the middle of Tyrrhenian.

C) Regression at the end of Tyrrhenian.

Kaytazdere(A) ve Subaşı ölçülü stratigrafi kesitlerinde temel üzerinde bu denize ait transgressif izler belirgindir. Ayrıca, Kaytazdere(B) kesitinde temel üzerinde transgressif düzeylerin açık olarak görülmesine rağmen, Tirenien yaşlı birimin Eosen temel üzerinde transgressif olarak yer aldığı düşünülmekte ve bu özelliğin G seviyesine kadar devam ettiği görülmektedir. Bu seviyeden sonra derinleşen deniz, J seviyesindeki planktik (Globorotalidae ve Globigerinidae) formlar ile temsil edilmiştir. Bir süre sonra geriye çekilerek regressif özellik kazanan Tirenien denizinin bu özelliği, istifin üst seviyelerine doğru, sığ deniz organizmaları içeren fosilli düzeylerin tekrar görülmesiyle belirginleşir ve en üst seviyede, kızıl renkli çimentolu kumlu çakıllı düzeylerin yer almasıyla da son bulur.

İnceleme alanında birimi oluşturan istifin kaya özellikleri ve fosil faunası, florası genel olarak düşünüldüğünde, Tirenien denizinin transgressif ve regressif durumunun Şekil 5'deki gibi gelişebileceği düşünülmektedir.

Fosil fauna ve flora ait formların yaşam biçimi, morfolojileri ve ekolojik özellikleri Tirenien ortamının lagüner-denizel olabileceğini belirtir. Faunada egemen fosil form olan ostreaların böyle bir ortamda yaşadıkları bilinmektedir (Hayasaka,1960). Ayrıca, Ammonia beccarii Linne ve Elphidium crispum Linne gibi bentik foramları fer'ler de lagüner ortamın karakteristik formlardır. Aynı ortamda yer alan Corallinacea algae (Lithothamnium sp.) denizel formlardır. Ortam lagünerden denize geçiş gösterdiğinde, bu tip organizmaların geliştiği düşünülmektedir. Çok yoğun dallı yapıları olan bu formların oldukça yüksek bir enerji ortamında bu tip özellik kazandıkları bilinmektedir (Wray,1977). Bu nedenle Tirenien fosil topluluğunu oluşturan formların büyük bir olasılıkla iklim değişikliklerinden kaynaklanan etkenlere bağlı olarak, zaman zaman lagüner, zaman zaman da denizel bir ortama uyum sağlayarak yaşadıkları düşünülmektedir.

Marmara'da olduğu gibi Karadeniz kıyılarında da Tirenien fosilleri içeren genç oluşuklara rastlanılmıştır (Erinç,1954); Erinç ve Inandık,1955; Inandık,1957; Yalçınlar,1958; Bilgin,1963; Ardel,1968; Karabıykoğlu,1984). Ayrıca, bu oluşukların benzerleri (Litoloji özellikleri, fauna ve flora) Batı İtalya'da (Bartolini ve Bosi,1983), Yunanistan'da (Peloponnes), (Mitzopoulos,1933) ve Doğu Akdeniz, İsrail'de (Izhaki ve diğerleri, 1961; Kafri ve Ecker,1964; Issar ve Kafri,1972) kıyılarda taraçalar şeklinde yer almışlardır.

BÖLGENİN NEOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Tektonik olayların egemen olduğu inceleme alanının ve içinde bulunduğu Marmara bölgesinin (Marmara Denizi, İzmit Körfezi, İstanbul ve Çanakkale Boğazı ve Saroz Körfezi) Miyosen'den günümüze dek olan süre içindeki şekillenmesinde, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) önemli bir rol oynamıştır. KAF batıdaki uzantısında oluşan Yunan makaslama zonunun yanısıra, Doğu Anadolu Fayı ve Ege hendeği neotektonik hareketleri denetleyen yapılar olarak göze çarpar.

İnceleme alanı, KAF'nın İzmit Körfezi'nin güneyindeki devamı ile kesildiği aktif bir bölge içinde yer almaktadır. Bu fay m İzmit Körfezi'nden geçtiği ve bu bölgenin sismik bakımdan aktif olduğu eskiden beri bilinmektedir

(Risch,1909; Penck,1918; Phillipson,1918; Ketin,1948; 1966;1968;1977; Pavoni,1961; Erentöz,1966; Akartuna,1968; Kalafatçıoğlu,1968; Dewey ve Bird,1970; McKenzie,1970; Shelgrove,1971; Canitez,1973; Gençoğlu,1973; Tabban ve Ay tun, 1973; Kavlakoglu ve Özakçay,1973; Yalçınlar, 1973; Bingöl,1974;1976; Şengör,1979;1980;1982; Dumont ve diğerleri,1979; Saner,1980; Le Pichon ve Anglier,1981; Henden,1981; Koçyiğit,1981;1984; Kasapoğlu,1981; Şengör ve Yılmaz,1981; Barka, 1983; Yılmaz ve diğerleri, 1986).

Geç Pleyistosen'deki denizde oluşmuş bugünkü Marmara denizi kıyılarında ve kıyıların biraz iç kesimlerinde bugünkü deniz düzeyine göre,12-15m., 18-20 m. ve 20-25 m.lik topoğrafik yükseltilerde denizel çökeller saptanmıştır (Erinç,1955; Arıç,1955; Inandık,1957 a; Yalçınlar,1957; Ardel,1968; Altımlı,1968; Ak ar tuna, 1968; Ardel ve Kurter,1973; BARGU ve Sakmç,1984).

Saptanan fosillere göre, istifin yaşı Geç Pleyistosen (Tirenien)'dir. Denizel istifin olduğu zamanda Akdeniz bölgesinde Tirenien'de, Karadeniz bölgesinde Karangat'ta deniz düzeyinin ortalama yükseltisi 18-20 m. dolayındadır (Paluska ve Degens'ten.Schrader,1978) (Şekil,6).

Bölgeyi çalışın bazı araştırmacılar depoların bugünkü topoğrafik yükseltilerine bakarak Geç Pleyistosen'deki deniz düzeyini açıklamaya çalışmışlardır. Eğer bölge, faylarla etkilenmemiş veya Marmara denizi çevresinde faysız olarak gösterilen bazı yerler gibi olsaydı, fosilli kıyı depolarının saptanan yükseltileri Geç Pleyistosen'deki deniz düzeyi hakkındaki önemli ipuçları verecekti (Richard, 1985). Halbuki, inceleme bölgemiz faylı olduğundan bugünküne göre Geç Pleyistosen deniz düzeyi hakkında kesin olarak bir şey söylemek olanaksızdır.

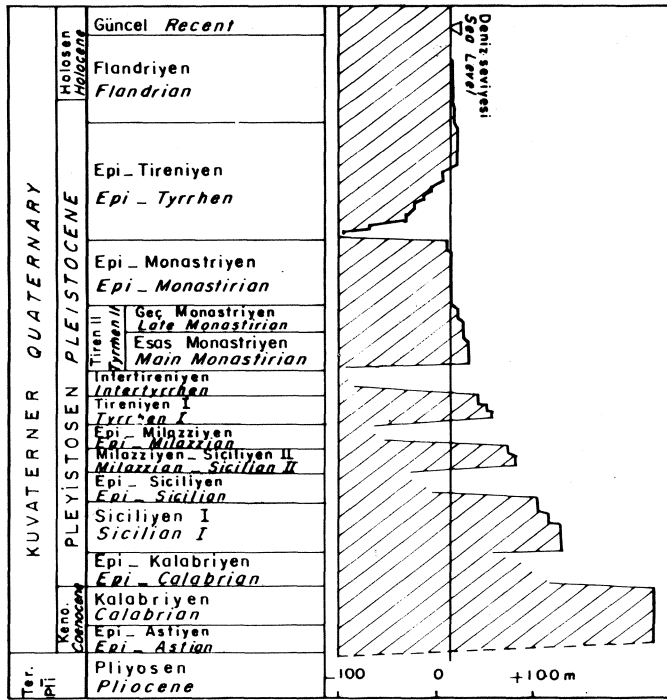
Faysız bölgelerde (Akdeniz ve Karadeniz) Geç Pleyistosen'de deniz düzeyine bağlı olarak oluşmuş denizel kıyı depolarının, östatik hareketlerin etkisi olsa bile 25-30 m.den daha yüksek yerlerde bulunmaması gerekir. Bu nedenle, inceleme alanında 60-70 m. (Göney,1964) bunların fayların etkisinde kalarak yükseldiklerini göstermektedir.

Çanakkale boğazı kuzeyinde 50 m. hatta 70-80 m. yükseltide Tirenien depolarının bulunuşu, Pleyistosen içinde görelî blok hareketlerinin hafif de olsa devam ettiğini gösterir (Erol, 1982 a,b).

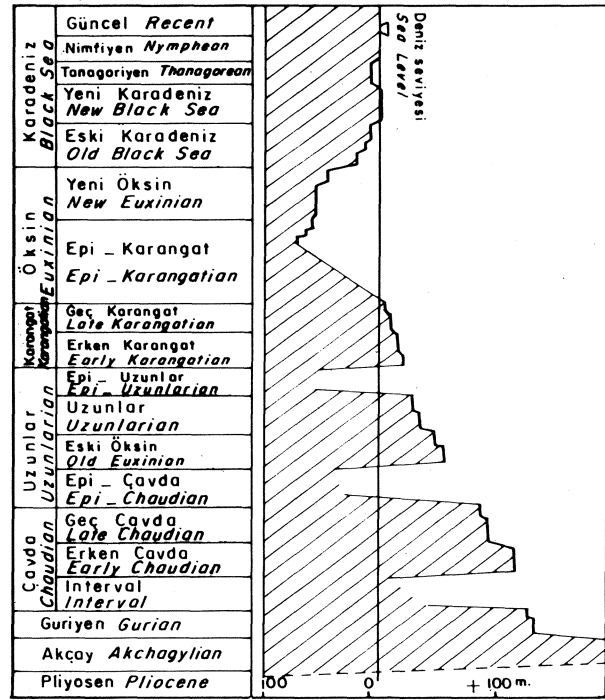
Tabakalar, genellikle 10° ile kuzeye, yani körfeze doğru eğimlidir ve bunlar daha çok topoğrafyanın güneye doğru yükselen kısımlarında görülür. Tabaka eğimleri, Karamürsel-Yalova yolu kenarında bu depoları kesen KAF'nın levha II'deki şekil 4'de görüldüğü gibi, kuzeyindeki blokta 10°-15° ile kuzeye, güneyindeki blokta 15°-20° ile güneye doğru; güney kesimlere yani topoğrafyanın yükseldiği yere doğru gidildiğinde önce yatay ve yataya yakın, sonra da kuzeye doğrudur (Şekil 7A).

İnceleme sahası içinde, fay düzlemi yaklaşık doğu-batı doğrultu ve 89° kuzeye eğimli olan KAF'nın hemen güneyinde bu faya ve az çok birbirine paralel ve haritaya geçirilemeyecek kadar küçük (20-30 m.) uzunluktaki faylar bulunur. Bunlar arazide kuzey-güney doğrultusundaki düşey düzlemlerde normal fay gibi gözüktür. Bu görünüm, gerçekte KAF'nın ve küçük fayların sağ yönlü yanal atımmmm düşey bileşeninden ileri gelmektedir.Fayların güney blokları kuzey bloklarına göre batıya doğru yükselerek yanal olarak hareket etmiştir (Şekil 7B).

İZMİT KÖRFEZİ GÜNEYİ ÇÖKEL STRATİGRAFİSİ
AKDENİZ *Mediterranean*



KARADENİZ *Black Sea*



Şekil 6: Akdeniz ile Karadeniz Kuvaterner stratigrafik biriminin alt bölümleri ve deniz seviyelerinin karşılaştırılması (Paluska ve Degens'ten. Schrader, 1978).

Figure 6: Subdivisions of Quaternary stratigraphic unit and correlation of sea levels in Mediterranean and Black Sea (Form Paluska and Degens. Schrader, 1978).

Doğrultu atımlı sağ yönlü olduğu, çoğu araştırmacılar tarafından açıklanan KAF (Ketin,1948;1949;1968;1969;1977; Tokay,1973; Seymen ve Aydın,1972; Arpat ve Şaroğlu,1972; Seymen, 1975; Şengör,1979;Bargu,1982; Barka,1983; Sipahioğlu ve Matsuda,1986) ve kollarının, güncel hareketler de dikkate alınarak yanal atımlı sağ yönlü olduğu belirtilmiştir (Arpat ve Şaroğlu,1975; Gözübol, 1980; Saner,1980;1985; Şengör,1980-1982; Yılmaz ve diğerleri,1981;1982; Barka,1983; Koçyiğit,1984; 1985). Odak mekanizması çözümlmelerine göre, izmit Körfezi'nin hemen doğusunda doğrultu atımlı sağ yönlü bir hareket görülür (Alptekin, 1973; Şengör,1980;1982).

Pleyistosen oluşuklarının 70 m. yükseltide bulunuşu KAF'nın en az 50 m.lik bir düşey atımı olduğunu gösterir. Yapılan hesaplara göre, düşey hareket hızı 0.5mm / yıl olarak saptanmıştır.

KAF boyunca görece olarak yatay hareket hızı, Geç Pleyistosen oluşuklarının doğrultu boyunca olan yaklaşık 500 m.lik yatay atımına göre hesaplanmış ve 0.5cm/yıl olarak bulunmuştur. Daha önceki araştırmacılar bu hareket hızını 0.5-2cm/yıl olarak belirtmişlerdir (Ambreaseys, 1970; Aytun,1973; Seymen,1975; Koçyiğit,1984).

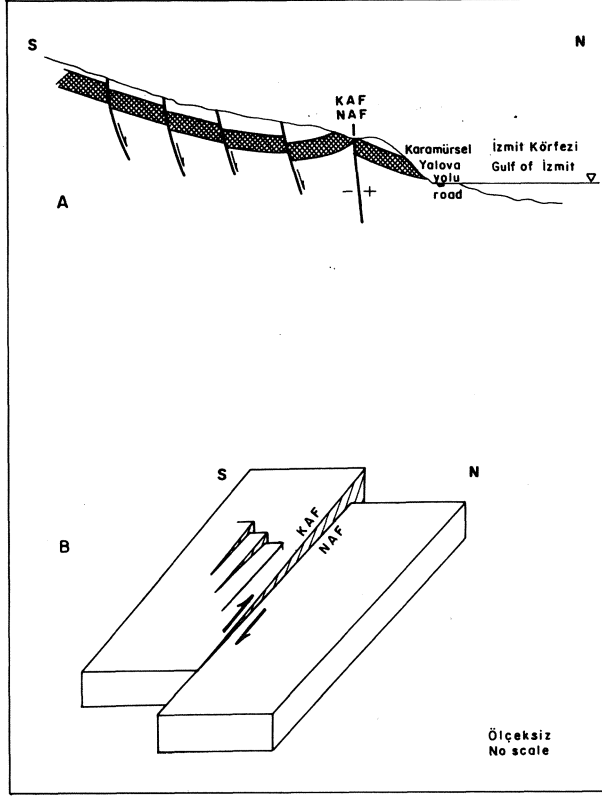
Bir graben olduğu öne sürülen izmit Körfezi (Risch, 1909; Penck,1918; Phillipson,1918; Akartuna,1968; Ketin,1968; 1977; Şengör,1980; 1982; Yılmaz ve diğerleri, 1986) sıkışma rejimlerine sahip Hellen yitim zonu ile Kafkasya-Kırım yitim zonu (Shempelev,1978) arasındaki yerde bulunur. Karadeniz levhasının kuzeybatı yönünde; Ege-Anadolu levhasının Anadolu'da batı, Ege'de güneybatı yönünde hareket etmesiyle (McKenzie,1972; Alptekin, 1973; Şengör,1980;1982; Koçyiğit,1984), Türkiye'nin kuzeydoğu ve güneybatısında oluşan sıkışma

bölgeleri arasında yer alan Marmara denizi ve izmit Körfezi civarında, kuzey kuzeydoğu - güney güneybatı yönünde bir genişlemenin olduğu düşünülmektedir. Bu genişleme KAF'm çatallandığı (Yalçınlar,1973; Şengör,1980; 1982; Bargu, 1982; Barka,1983; Koçyiğit,1984) izmit Körfezi doğusundan batıya doğru dereceli olarak artarak gelişmiştir.

Eğer inceleme bölgesi faysız olsaydı, 60-70 m. yükseltideki depoların Siciliyen'e ait olması gerekirdi. Bölge faylı olduğu için, bu yükseltideki çökellerin Siciliyen'e ait olmayacağı açıktır. Üstelik çökellerde yer alan fosiller Siciliyen'deki soğuk deniz canlılarının kalıntıları değil, sıcak denizi belirten Tirenien fosilleridir. Ayrıca, Marmara denizi çevresinde bugüne kadar Siciliyen'e ait denizel bir oluşuk saptanamamış ve bu da bize Akdeniz'in Siciliyen'de bugünkü Marmara denizinin bulunduğu bölgeye girmedikini göstermektedir. Çanakkale'de nehir taraçalarının varlığı (Erol ve İnal, 1980) bu devirde aşınmanın egemen olduğunu açıklar.

Bu verilerin ışığı altında, aktif bir bölgede yer alan izmit Körfezi'ne ve Marmara Denizi'ne, Akdeniz'in Siciliyen'de girmedikini, Tirenien'den önce izmit Körfezi'nin bulunduğu yerde KAF'm ve buna paralel diğer küçük fayların yanal atımlı sağ yönlü hareketinden dolayı bir graben havzası olarak oluştuğu ve bu çöküntü havzasına Akdeniz'in Tirenien'de girdiği ve bu devrede egemen olduğu, suyun istilasıyla körfezin oluştuğu ve körfezin bugünkünden daha geniş olduğu, Tirenien'den günümüze dek körfezin, körfezin güney kesimindeki blokun aşırı yükselmesi, güneydeki dağlardan gelen alüvyon malzemelerin denizi delta şeklinde doldurması veya denizin gerilemesiyle ve Flandriyen transgresyonundan dolayı denizin

biraz genişlemesi dışında, deniz sahasının gittikçe daraldığı ve bugünkü şeklini aldığı sonucuna varılmıştır.



Şekil 7: İzmit körfezi güneyinden geçen ve geç Pleyistosen depolarını kesen Kuzey Anadolu Fayı'nda(KAF) ve buna paralel olan küçük faylarda görülen hareket mekanizması. A) Enine kesit: (+) bize yaklaşan bloku, (-) bizden uzaklaşan bloku, oklar yanıl hareketin düşey bileşenini gösterir. B) Blok diyagramı: Oklar, yanıl hareketin yatay bileşenini, çizgiler yanıl hareketin doğrultusunu gösterir.

Figure 7: The mechanism of movement observed in the North Anatolian Fault(NAF) and the small faults parallel to it which cut the Late Pleistocene deposits and pass through the south of the Gulf of İzmit

A) Cross section: (+) shows the block coming towards us, (-) shows the block departing from us, arrows show the vertical component of the lateral movement.

B) Block diagram: Arrows show horizontal component of the lateral movement, lines show the strike of the lateral movement.

SONUÇLAR

İzmit Körfezi güney kıyılarında {Karamürsel yöresi) yapılan stratigrafik, paleontolojik ve neotektonik çalışmalarda aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

1-Geç Pleyistosen (Tireniyen) çökellerinin yer aldığı bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış ve Altınova Formasyonu olarak adlandırılan bu birimden ölçülü stratigrafi kesitleri yapılarak birimin, litolojik özellikleri,

fosil fauna ve florası açıklanmıştır.

2- Bölgedeki Tireniyen'in transgresyon-regresyon evreleri ilk kez saptanmış ve deniz düzeyi ile deniz hareketinin oransal durumu Tireniyen başında, ortasında ve sonunda olmak üzere açıklanmıştır.

3- İzmit Körfezi kıyılarında yer alan taraçalar şeklindeki Geç Pleyistosen çökellerinin bugünkü topografik yükseltilerine bakarak bu zamandaki deniz düzeyinin yükseltilisini belirtmenin bölgenin faylı olması nedeniyle olanaksız olduğu anlaşılmıştır.

4- Akdeniz'in bugünkü Marmara Denizi'nin bulunduğu bölgeye Tireniyen'de girdiği ve bu zaman içinde sahil çizgisinin çoğu yerinin genellikle faylı olduğu sonucuna varılmıştır.

5- özellikle Ostrea'larm Tireniyen'de banklar oluşturabilecek kadar fazla geliştikleri, ölçülü kesitlerdeki yoğun ostrea kavklarından oluşan seviyelerin varlığından anlaşılmış ve ayrıca, bölgede gözlenen Lithothamnium'lu düzeylerin varlığı ilk kez ortaya çıkartılmıştır.

6- İnceleme alanında yer alan bu genç çökellerin Marmara ve Karadeniz kıyıları ile Doğu Akdeniz ve Batı Akdeniz kıyılarında, genelde taraçalar şeklinde görünüm sunduğu ve hemen hemen aynı litolojik özelliklere sahip olduğu, ayrıca benzer fosil fauna ve flora içerdiği, bu bölgelerin birbirleriyle karşılaştırılması sonucunda anlaşılmıştır.

7- Birçok araştırmacı tarafından sağ yanıl olduğu açıklanan KAF'ın bu özelliği, bu araştırmada bir kez daha doğrulanmıştır.

8- KAF'm güneyindeki blokun, bölgede batıya doğru yükselerek hareket ettiği; Geç Pleyistosen'den beri yatay hareket hızının 0.5 cm/yıl ve düşey hareket hızının da 0.5 mm/yıl olduğu saptanmıştır.

9- Marmara Bölgesi ve İzmir Körfezi'nin bir genişleme bölgesi içinde bulunduğu, genişlemenin, KAF'm çatallandığı İzmit Körfezi'nin hemen doğusundan batıya doğru gidildikçe dereceli olarak arttığı ve kuzey kuzeydoğu-güney güneybatı doğrultusunda geliştiği anlaşılmıştır.

10-İzmit Körfezi ve Marmara Denizi'nin bir çöküntü havzası olduğu ve Geç Pleyistosen'den beri, deniz sahasının Flandriyen transgresyonu ile genişlemesi dışında, daraldığı sonucuna varılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu araştırma için, bivalvia ve gastropoda'ya ait formların bir kısmını tanımlayan A.İnal ve ostrocooda'yı tanımlayan N.Solok'a teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M., 1968, Armutlu Yarımadasının Jeolojisi: 1st. Üniv. Fen Fak. Monog., 20, 105 s.
- Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanism of earthquakes in western Turkey and their tectonic implications: New Mexico Mining and Technology Inst., Doktora tezi, Socorro, New Mexico, A.B.D., 189 p. (Yayınlanmamış)
- Ambraseys, N.N.,1970, Some characteristic features of the Anatolian fault zone: Tectonophysics, 9, 143-165.
- Ardel, A., 1959, izmit körfezinden İzmit gölüne: 1st. Üniv. Coğrafya Enst. Derg., 10, 145-151.

İZMİT KÖRFEZİ GÜNEYİ ÇÖKEL STRATİGRAFİSİ

- Ardel, A., 1968 Türkiye kıyılarının teşekkül ve tekamülüne toplu bakış: *Türk Coğrafya Derg.*, 24-25, 1-6.
- Ardel, A. ve inandık, H., 1957, Marmara denizinin teşekkül ve tekamülü: *Türk Coğrafya Derg.*, 17, 1-14.
- Ardel, A. ve Kurter, A., 1973, Marmara Denizi: *Ist. Üniv. Coğrafya Enst. derg.*, 18-19, 57-75.
- Arıç, C., 1955, Haliç-Küçükçekmece gölü bölgesinin jeolojisi: *Ist. Tek. Univ., İstanbul*, 48 s.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972, Doğu Anadolu fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler: *Maden Tetkik Arama Enst. Derg.*, 78, 44-50
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975 Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 18, 91-101.
- Aytun, A., 1973, İsmetpaşa İstasyonu civarında kırık ölçümleri: *Maden Tetkik Arama Enst. Kuzey Anadolu fayı ve deprem kuşağı sempozyumu*. Ankara, 114-121.
- Bargu, S., 1982, İznik-Yenişehir(Bursa)-Orhaneli (Bilecik) yöresinin jeolojisi: *İstanbul Yer Bilimleri*, 3, 191-233.
- Bargu, S. ve Sakıncı, M., 1984, Armutlu yarımadasında Karamürsel ile İznik gölü arasındaki kesimin doğal agrega potansiyelinin araştırılması ve değerlendirilmesi: *Tübitak, TBAG-587*, Ankara, 206 s.
- Barka, A., 1983, Büyük magnitudlü depremlerin episantir alanlarını önceden belirleyebilecek bazı jeolojik veriler: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 26, 21-30.
- Bartolini, C. ve Bossi, C., 1983, The Tyrrhenian transgression in the Tarquinia area (Northern Latium, Italy): *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 6, 131-136.
- Bilgin, T., 1963, Ünye batısında Akçay Pleystosen taraçaları: *Ist. Üniv. Coğrafya Enst. Derg.*, 13, 159-163.
- Bingöl, E., 1974, 1:2 500 000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerinde tartışmalar: *Maden Tetkik Arama Enst. Derg.*, 83, 178-284.
- Bingöl, E., 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi: *Maden Tetkik Arama Enst. Derg.*, 86, 14-34.
- Calvert, E. ve Neumayr, M., 1880, Die Jungen Ablagerungen am Hellespont. *Denkschr., d. K. Ak. d. Wiss., Math.-Nat. Klasse., Wien*, 11, 357 s.
- Canitez, N., 1973, Yeni kabuk hareketlerine ilişkin çalışmalar ve Kuzey Anadolu fayı problemi: *Maden Tetkik Arama Enst., Derg.*, Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Sempozyumu, Ankara, 35-58.
- Chaput, G., 1957, Etudes sur les terrasses marines du littoral de la mer de Marmara, I. les terrasses de Yalova. *Travaux du laboratoire de Geologie de la Faculté des Sciences de Dijon*, 18, 129-136.
- Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1970, Mountain belts and the new global tectonics: *Jour. Geophys. Res.*, 75, 2625-2647.
- Dumont, J.F., Uysal, S., Şimşek, Ş., Karamandereci, İ.H. ve Letoyezcy, J., 1979, Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu: *Maden Tetkik Arama Enst. Derg.*, 92, 7-17.
- English, T., 1904, Eocene and Later Formations Surrounding the Dardanelles: *The Quarterly Jour. of the Geol. Soc. London*, 60, 243-296.
- Er en ...töz, C., 1966, Türkiye stratigrafisinde yeni bilgiler: *Maden Tetkik Arama Enst. Derg.*, 66, 1-19.
- Erguvanlı, K., 1949, Hereke pudingleri ile Gebze taşlarının inşaat bakımından etüdü ve civarlarının jeolojisi: *İstanbul Teknik Üniv., İstanbul*, 88 s.
- Erinç, S., 1954, Karadeniz ve çevresinin morfolojik tekamülü ile Pleystosen iklim tehavülleri arasındaki münasebetler: *Ist. Üniv. Coğrafya Derg.*, 5-6, 46-89.
- Erinç, S., 1955, Yalova Bahri Pleystosen depoları ve taraçaları: *Türk Coğrafya Derg.*, 15-16, 188-190.
- Erinç, S. ve inandık, H., 1955, Les dépôts Pleistocènes observés sur la côte nord de la Turquie: *Ist. Üniv. Coğrafya Enst. Derg.*, 2, 85-92.
- Erol, O., 1968, Çanakkale Boğazı çevresinin jeomorfolojisi hakkında ön not: *Coğrafya Araştırmaları Derg.*, 2, 53-62.
- Erol, O., 1982 a, Türkiye'de Orta Pleystosen genç tektonik hareketlerin önemini vurgulayan yeni gözlemler: *Türkiye Jeol. Kurultayı Bildiri özetleri*, Ankara, 114.
- Erol, O., 1982 b, Batı Anadolu genç tektoniğinin jeomorfolojik sonuçları: *Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli*, Türkiye Jeol. Kurultayı, Ankara, 15-21.
- Erol, O. ve Nuttal, P.C., 1975, Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları: *Coğrafya Araştırma Derg.*, 5-6, 27-58.
- Erol, O. ve inal, A., 1980, Çanakkale yöresi Karacaviran köyü çevresindeki Kuvaterner depoları ve denizel fosilleri: *9*, 1-35.
- Gençoğlu, S., 1973, Kuzey Anadolu fay hattının sismisitesi ve bu zon üzerinde sismik risk çalışmaları: *Maden Tetkik Arama Enst., Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Sempozyumu*, Ankara, 68-78.
- Göney, S., 1964 a, Karamürsel civarında Pleystosen ait bazı eski kıyı izleri: *Ist. Üniv. Coğrafya Enst. Derg.*, 14, 200-208.
- Göney, S., 1964 b, İzmit Körfezi ve kuzey kıyılarının jeomorfolojisi: *Türk Coğrafya Derg.*, 22-23, 189-199.
- Gözübol, A.M., 1980, Geological investigation of the Mudurnu-Dokurcun-Abant area (Bolu Province) and the structural behavior of the North Anatolian transform fault: *Ist. Üniv.*

- Fen. Fak. mec, 45, 18-22.
- Hayasaka, S., 1960, Large-sized oysters from the Japanese Pliocene and their paleoecological implications: Science Reports of the Tohoku University, GeoL, 4, 356-370.
- Henden, İ., 1981, Uzay görüntülerinden Türkiye çizgisellik haritası ve maden aramaları için hedef sahalarm seçilmesi, bölgesel çizgiselliklerin deprem ve sıcak su kaynakları ile ilişkisi: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 95-96, 68-76.
- İnandık, H., 1957 a, Türkiye kıyılarının başlıca morfolojik meseleleri: İst. Üniv. Coğrafya Enst. Derg. 8, 67-77.
- inandık, H., 1957 b, Sinop-Terme arasındaki kıyıların morfolojik etüdü: Türk Coğrafya Derg., 17, 51-68
- İnandık, H. 1958, Türkiye kıyılarına genel bakış: İst. Üniv. Coğrafya Enst. Derg., 9, 50-72.
- Issar, A. and Kafri, U., 1972, Neogene and Pliocene geology of the western galilee coastal plain: Geol Survey of Israel, Bull, 53, 1-14.
- Itzhaki, Y. Reiss, Z. and Issar, A., 1961, Contributions to the study of the Pleistocene in the coastal plain of Israel, Geol. Survey of Israel, Bull, 32, 1-9.
- Kafri, U. and Ecker, A., 1964, Neogene and Quaternary subsurface geology and hydrogeology of the zevulun plain: Geol. Survey of Israel, Bull, 37, 1-13
- Kalafatcođlu, A., 1963, Ezine civarının ve Bozcaadanın jeolojisi, kalker ve serpantinlerinin yaşı: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 60, 60-69.
- Kalafatcođlu, A., 1968, 1967 yılı Sakarya depremine ait kısa not: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 70, 129-136.
- Karabykođlu, M., 1984, Sinop yarımadası Geç Pleistosen çökellerinin çökme ortamları: regresif ve transgresif kıyı çizgisi ve kumulu istif: Jeomorfoloji Derg. 12, 1-21.
- Kasapoğlu, K.E., 1981, Kuzey Anadolu fayı için önerilen çok fazlı faylanma mekanizması ve ilgili depremlerin öngörülmesi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 51-56.
- Kavlakocođlu, S., ve özakçay, R., 1973, Marmara denizi bölgesi manyeto tektonik hatları ve bu bölge ile Kuzey Anadolu fay zonu tektoniklerinin karakterleri: Maden Tetkik Arama Enst., Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşaağı Simpozyumu, Ankara 152-162.
- Ketin, I., 1948, Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen den graben Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums: Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau, Band XXXVI, 77-83.
- Ketin, I., 1949, Son on yılda Türkiye'de vukua gelen büyük depremlerin tektonik ve mekanik neticeleri hakkında: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 2, 1-13.
- Ketin, I., 1966, Anadolunun tektonik birlikleri: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 66, 20-34.
- Ketin, I., 1968 Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 71, 129-134.
- Ketin, I., 1969, Kuzey Anadolu fayı hakkında: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 72, 1-27.
- Ketin, I., 1977, Türkiye'nin başlıca orojenik olayları ve paleocoğrafik evrimi: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 88, 1-4.
- Koçyiğit, A., 1981, İsparta bükümünde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 15-23.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 27, 1-16.
- Koçyiğit, A., 1985, Karayazı fayı: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 28, 67-71.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981, The Aegean Sea Phil. Trans. Roy. Soc, London, A 300, 357-372.
- Mc Kenzie, D.P., 1970, Plate tectonics of the Mediterranean region, Nature, 226, 239-243.
- Mc Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. Royal astronomical soc. geophys. Jour., 30, 109-185.
- Mitzopoulos, M.K., 1933, Le Quaternaire marin (Tyrrhénien) dans la Presqu'île péraçhora. Extrait des praktika de l'Academie d'Athènes, 8, 286, 292.
- Pavoni, N., 1961, Die nordanatolische horizontal - verschiebung. Geol. Rdsch., Stuttgart,* 51, 122-139.
- Penck, W., 1918, Die tektonische Grundzüge Westkleinasiens: J. Engelhorn's Nachf., Stuttgart, 120 p.
- Phillippson, A., 1918, Kleinasien: Handbuch der regionalen Geologie, Heft, 22. Bd.5, Abt. 2, Heidelberg, 183 p.
- Richard, G.W., 1985, Fossil Mediterranean molluscs as sea level indicators, Geol. Mag., 122(4), 373-381.
- Risch, C., 1909, Der Sabandjasoe und seine Umgebung, Pettermanns Mitteilungen, 55 Band, 10-17.
- Saner, S., 1980, Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kurasıyla açıklanması, Kuzeybatı Türkiye: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 93-94, 1-19.
- Schrader, H.J., 1978, Quaternary through Neogene History of the Black Sea, deduced from the paleoecology of diatoms, silicoflagellates, ebridians and chrysonomads: Initial reports of the deep sea drilling project, XLII, 788-902.
- Seymen, I., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu fay zonu'nun tektonik özelliği: istanbul Teknik Üniv. Maden Fak., istanbul, 192 s.

İZMİT KÖRFEZİ GÜNEYİ ÇÖKEL STRATİGRAFİSİ

- Shempelev, A.G., 1978, Deep expression of the main Caucasian overthrust: geotectonics. 12, 437-443.
- Sipahioğlu, S. and Matsuda, T., 1986, Geology and Quaternary fault in the Iznik-Mekece area: Electric and magnetic research on active faults in the North Anatolian Fault zone, Tokyo, 25-41.
- Snelgrove, A.K., 1971, Metalojeni ve yeni küresel tektonik: Maden Tetkik Arama Enst. derg., 76, 135-153.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian Transform fault; its age, offset, and tectonic significance: Jour. Geol. Soc, London, 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiyenin neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeol. Kur. Konferanslar dizisi, 2, 40 s.
- Şengör, A.M.C., 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler: Türkiye Jeoloji Kurultayı., Batı Anadolunun genç tektoniği ve volkanizması paneli, Ankara, 59-71.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tabban, A. ve Aytun, A., 1973, Kuzey Anadolu fay zonu boyunca depremlerin şiddet tekrerr kümelenmeleri ve bunun yer kabuğu deформasyonlarıyla muhtemel ilişkisi: Maden Tetkik Arama Enst., Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, Ankara, 59-67.
- Taner, G., 1981, Gelibolu Yarımadasının denizel Kuvaterner molluskaları: Jeomorfoloji Derg., 10, 71-117.
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu fay zonuunun Georede ile ligaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: Maden Tetkik Arama Enst. Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, Ankara, 12-29.
- Wray, J.L., 1977, Calcareous algae: Elsevier Scientific Publishing Comp., Amsterdam, 184 p.
- Yalçınlar, I., 1957, Tuzlada bulunan fosilli kıyı depoları (Kocaeli): İst.Üniv.Coğrafya Enst. Derg., 8, 100-101.
- Yalçınlar, L., 1958, Samsun bölgesinin Neojen ve Kuvaterner kıyı depoları: İst.Üniv.Coğrafya Enst.Derg., 9, 11-21.
- Yalçınlar, L., 1973, Kuzey Anadolu fay zonuunun jeolojik ve jeomorfolojik karakterleri: Maden Tetkik Arama Enst., Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, Ankara, 167-168.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M. ve Yiğitbaş, E., 1981, Abant(Bolu) - Dokurcun(Sakarya) arasında Kuzey Anadolu fay zonuunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi: İstanbul Yerbilimleri. 2, 239-261.
- Yılmaz, Y., Gözübol, A.M. and Tüysüz, O., 1982, Geology of an area in and around the Northern Anatolian Transform fault zone between Bolu and Akyazı: Multidisciplinary approach to earthquake prediction. Eds. A. Mete Işıkara and Andreas Vogel. Friedr. Vieweg and Shon. Braunschweig/Wiesbaden, 45-65.
- Yılmaz, Y., Şaraoğlu, F. Ve Güner, Y., 1986, Initiation of the neomagmatism in East Anatolia, Tectonophysics, 134, 177-199.

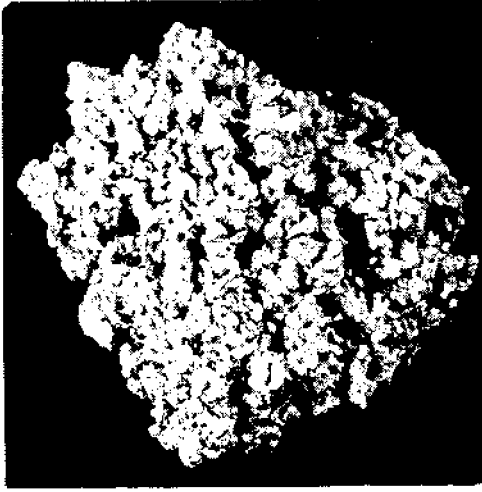
LEVHA I
PLATE I

- Şekil 1:** *Lithothamnium* sp. Genel görünüm. X 1
Figure 1: *Lithothamnium* sp. General view. X 1
Şekil 2: *Cerastoderma edule* Gmelin. iç ve dış görünüm. X 1
Figure 2: *Cerastoderma edule* Gmelin. Internal and external view. X 1
Şekil 3: *Venerupis aurea* (Gmelin) cf.var. *calverti* (Newton) iç ve dış görünüm. X 1
Figure 3: *Venerupis aurea* (Gmelin) cf.var. *calverti* (Newton). Internal and external view. X 1
Şekil 4: *Pinna* sp. X 0.6
Figure 4: *Pinna* sp. X 0.6
Şekil 5: *Theridium(Theridium) vulgatum* Brugiere X 2
Figure 5: *Theridium(Theridium) vulgatum* Brugiere X 2
Şekil 6: *Ammonia beccari* Linne. Ombilikal taraf X 100
Figure 6: *Ammonia beccari* Linne. Umbilical side X 100

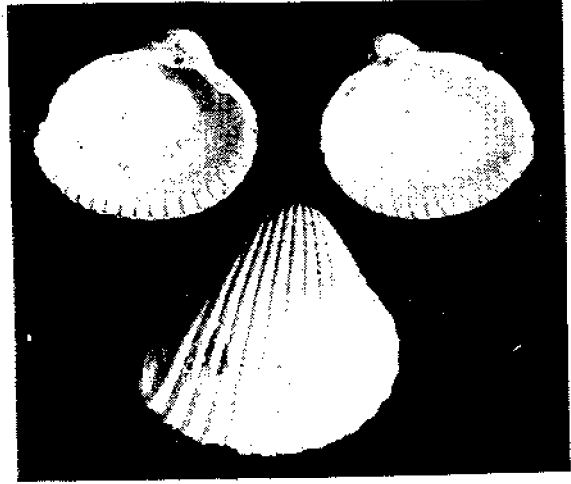
LEVHA II
PLATE II

- Şekil 1:** Kaytazdere (A) ölçülmüş stratigrafi kesitinde *Ostrea* yığılması.
Figure 1: The *Ostrea* accumulation in the Kaytazdere (A) measured stratigraphical section.
Şekil 2: *Ostrea edulis* (Linne) X 1
Figure 2: *Ostrea edulis* (Linne) X 1
Şekil 3: Eosen (E) ve Miyosen (M) arasındaki açısal diskordans ile üstte açısal diskordanslı Geç Pleyistosen (Tireniyen) yaşlı Altmova Formasyonu (Qa).
Figure 3: Angular unconformity between Eocene (E) and Miocene (M), and Late Pleistocene (Tyrrhenian) aged Altinova Formation (Qa) with angular unconformity on the top.
Şekil 4: Geç Pleyistosen (Tireniyen) yaşlı Altmova Formasyonunu (Qa) kesen Kuzey Anadolu Fayı (KAF). (+) bize yaklaşan blok.(-) bizden uzaklaşan blok.
Figure 4: North Anatolian Fault (NAF) cutting Late Pleistocene (Tyrrhenian) aged Altinova Formation (Qa) (+) block coming towards us.(-) block departing from us.

LEVHA-I PLATE-I



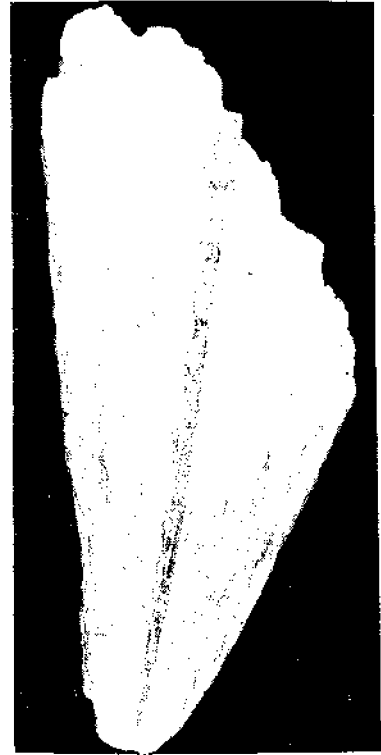
1



2



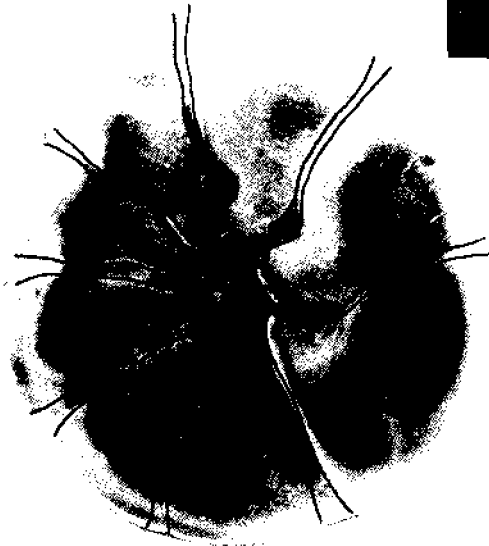
3



4



5



6

LEVHA-II
PLATE-II

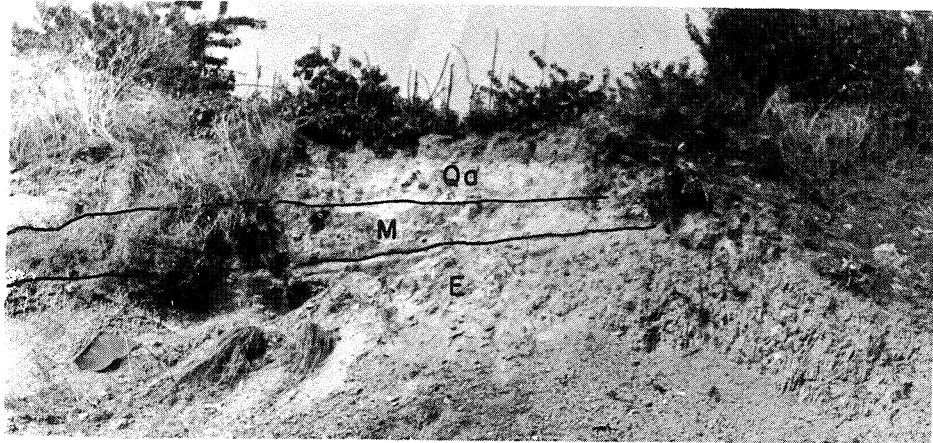
SAKINÇ - BARGU



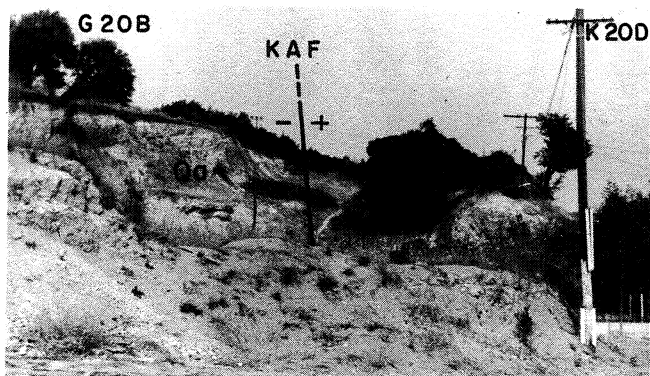
1



2



3



4

Batı Toroslar Kambriyeninde Hadimopanellid biyostratigrafisi: Kambriyen'de yeni bir biyostratigrafik zonlama

Hadimopanellid biostratigraphy in the Cambrian of the Western Taurids: A new biostratigraphic tool in the subdivision of Cambrian System

İSMET GEDİK KTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

ÖZ: Batı Toroslar Kambriyen'inde, *Hadimopanella* özgülü haricinde, *Hadimopanella ataseveri* n.sp., *H. inurselae* n.sp., *H. oskayi* n.sp., *H. saki* n.sp., *H. türkseni* n.sp. türleri bulunmuş ve bunların stratigrafik dağılımları saptanmıştır. Bu stratigrafik dağılımlar Kambriyen'de *Hadimopanella* türleriyle biyozon ayırmanın mümkün olduğunu göstermiş ve 6 yeni biyozon ortaya konmuştur. Alttan üste doğru, bunlar, *Hadimopanella ataseveri* Ara-zonu, *H. ataseveri/H. oskayi* Ortakmenzil-zonu, *H. oskayi* Ara-zonu, *H. türkseni* Ara-zonu, *H. saiti/H. özgülü* Topluluk-zonu, *H. inurselae* Bolluk-zonu olarak belirlenmişlerdir.

Bunların haricinde iki yeni cins ve tür bulunup, tanımlanmaları yapılmıştır: *Humboldtochaeta anatoliensis* n.gen. n. sp. ve *Konyasphaerulda celali* n. gen. n. sp.. Bunlardan sonuncusu oldukça sınırlı bir stratigrafik dağılım sunmakta ve bolca bulunmaktadır.

ABSTRACT: In the Cambrian of the Western Taurids six species of *Hadimopanella* has been found, five of them are new. These taxa, *Hadimopanella özgülü*, *H. ataseveri* n.sp., *H. inurselae* n. sp., *H. oskayi* n. sp., *H. saiti* n. sp. and *H. türkseni* n. sp. are described and their stratigraphic range determined. According to the stratigraphic distribution of these taxa 6 new *Hadimopanella* biozones has been established in the Cambrian System: From bottom to the top, these are: *Hadimopanella ataseveri* Interval-zone, *H. ataseveri/H. oskayi* Concurrent range-zone, *H. oskayi* Interval - zone, *H. türkseni* Interval-zone, *H. saiti/H. özgülü* Assemblage-zone and *H. inurselae* Acme-zone.

In addition, two new genera and species are named and described: *Humboldtochaeta anatoliensis* n. gen. n. sp. and *Konyasphaerulda celali* n. gen. n. sp.. The later one has a restricted stratigraphic range and is to be found in abundance in the Middle Cambrian strata.

GİRİŞ

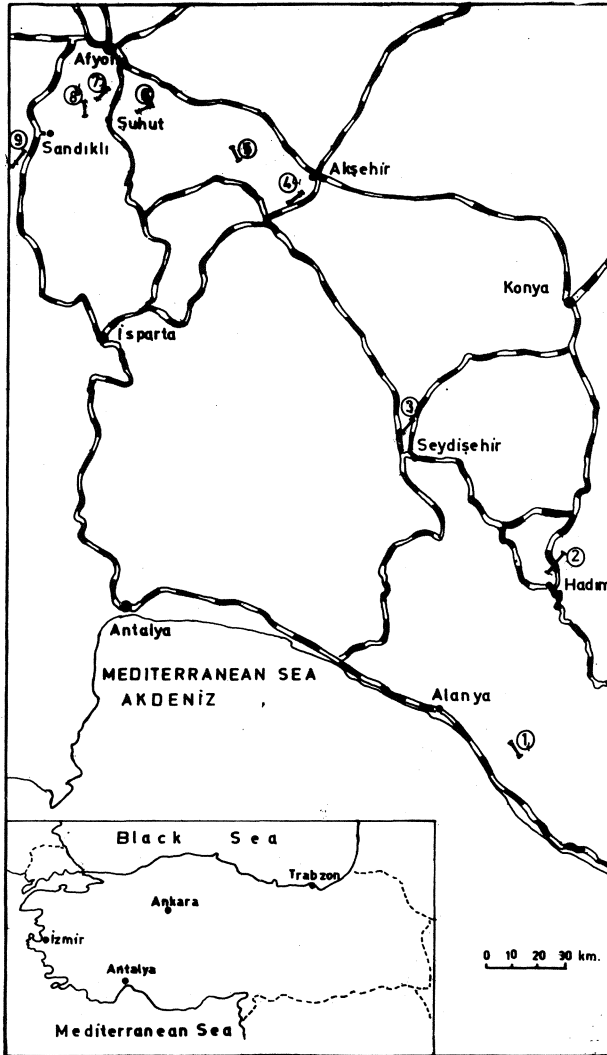
Kambriyen, Fanerozoik devirlerin başlangıcıdır. Yeryüzünde ilk kabuklu, sert kısımlı organizmalar Kambriyen'de ortaya çıkmışlardır. Çok hücreli yaşam günümüzdeki çeşitliliğine ilk adımını yine bu devirde atmıştır. Kambriyen devrine ait araştırmalar, yeryüzünde hayatın saçımlı gelişiminin ilk izlerini belgelediklerinden, ayrı bir anlam taşırlar.

Diğer taraftan, organik yaşamda çeşitliliğin artması ve buna bağlı olarak evrimsel gelişim dallanmalarının yaygınlaşması, Kambriyen sonrası devirlerde çeşitli makro ve mikro fosil gurupları yardımıyla biyostratigrafi yapmayı mümkün kılmakta ve jeolojik üstiflerin birbirle-

riyle denestirilmesi kolay olmaktadır. Halbuki Kambriyen'de şimdilik, trilobitler, archaeocyatlar gibi, son derece az bir kaç makrofosil gurubu ile üstiflerin denestirilmesi yapılabilmektedir. Bu ise elbette bir kısıtlılık ortaya koymaktadır. Çünkü, sondaj karotları gibi, az miktarda bir örnekten makrofosil elde etmek pek mümkün olmadığı gibi, mikrofosiller kadar bol olmadıklarından, normal koşullarda bile, bulunmaları daha çok şansa kalmaktadır. Bu açıdan da bakıldığında, bir mikrofosil çeşiti olan ve bazan birkaç gramlık bir örnekten bile, çok kolay bir yöntemle, elde edilebilen *Hadimopanellid*lerin biyostratigrafik zonlama amacıyla kullanılabilirliğini göstermenin, Kambriyen stratigrafisindeki önemi ortadadır.

Bu düşünceden hareketle, *Hadimopanella* Gedik,

1977'nin stratigrafik dağılımını incelemek için, fosil içeriği açısından en elverişli görülen Batı Toroslar'daki Kambriyen mostralarından (Şekil 1) ölçekli kesitler ve örnekler alınmıştır. Son 10-12 yılda bini aşkın, yaklaşık birer kilogramlık, kireçtaşı örneği % 15'lik asetik veya formik asitte çözünerek, kalıntıları incelenmiş ve değerlendirilmiştir. Şimdiye kadar elde edilen veriler, Kambriyen'de Hadimopanellidlerle, şimdilik en az 6 biyozon ayırtılmasının mümkün olduğunu, daha fazla örneklemeyle bu sunulan biyostratigrafik zonlama modelinin daha da ayrıntılı bir şekle dönüştürülebileceğini göstermektedir.



Şekil 1: Bazı Kambriyen kesitlerinin yer buldum haritası.

Figure I: Location map of some Cambrian sections.

KAMBRİYEN'DE LİTOSTRATİGRAFİK GELİŞİM

Şekil 2'de yöredeki litostratigrafik gelişimi yansıtan genelleştirilmiş bir dikme kesit verilmiştir. Birimlerin litolojik özelliklerine ait öz bilgiler yine aynı şekil üzerinde sunulmuştur. Şekil 3'de ise, fosilli Kambriyen'in en önemli temsilcisi Çaltepe Formasyonu'nun tip kesiti ve litolojik özellikleri verilmiştir.

Litostratigrafik adlandırmalar Dean ve Monod, 1970 ve Öztaş, 1989'dan aktarılmıştır.

Çaltepe Formasyonu'nun altında yer alan Hüdayi Formasyonu, desimetre ölçeğinde çapraz katmanlaşmaları, yer yer kırmızımsı renkleri ve fosilsizliği ile, daha çok karasal ortam koşulları altındaki kıyı kumluğu ortamını yansıtmaktadır.

Çaltepe Formasyonu genelde karbonatlı fasiyesde gelişmiştir. Aşırı diyajenetik değişimler ve hafif metamorfizma etkisi ile kayaların ilksel dokularında büyük değişikliklerin oluşmuş olması, bunların mikrofasiyel yorumlanmalarını güçleştirmektedir. Buna rağmen aşağıdaki ortamsal yorumlamalar yapılabilir. Formasyonun tabanındaki dolomitik seviyeler gel-git üstü ile gel-git içi ortam koşullarını yansıtmaktadır. Dolomitleri üzerleyen fosilsiz ilk kireçtaşı seviyeleri yine gel-git içi ortam ürünleri olabilirler. Bu orta-kalm katmanlı kireçtaşlarının üst seviyelere doğru biyoklast içermeye başlamaları ortamın gel-git altına geçiş gösterdiği şeklinde yorumlanabilir. Daha sonra gelen orta-ince katmanlı bitümlü kireçtaşı seviyesi, kısıtlı sirkülasyonlu, kapalı redüktif bir ortamı (lagün?) yansıtmaktadır, içindeki bazı fosiller piritleşmiştir. Üstteki kaim katmanlı, bol ve çok çeşitli fosilli kireçtaşları gel-git altı ortamdaki bir karbonat platformu (Wilson, 1975) ortamında gelişmiş olabilirler.

Killi arakatlı, yumrulu, morumsu kireçtaşları, ortamın, hem tektonik olaylar (faylanma?) sonucu destabilize olmaya başladığı, hem de şelf düzlüğünden kurtulup, yamaçlı bir ortama dönüşmüş olabileceği şeklinde yorumlanabilir. Nitekim üste doğru kireç oranının giderek azalması ve killi-siltli seviyelerin giderek artması ile, yer-yer türbiditik özellikler gösteren Seydişehir Formasyonu'na geçilmesi, böyle bir ortamsal yorumlamayı haklı göstermektedir.

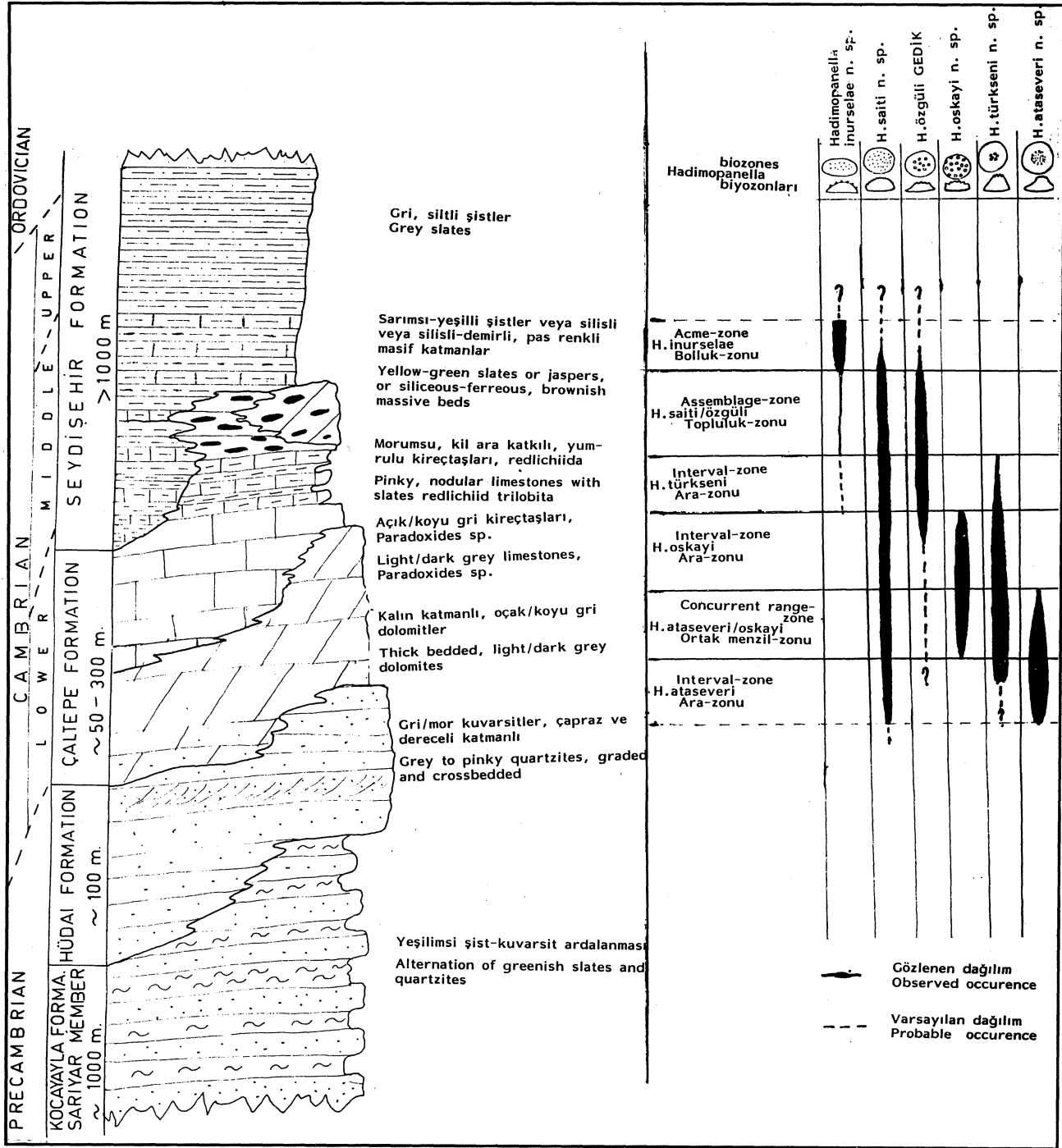
Birimlerden elde edilen faunaların biyostratigrafik değerlendirmesi dikkate alındığında, gerek Çaltepe Formasyonu'nun değişik fasiyeslerinin, gerekse Seydişehir Formasyonu'nun aşırı diyakronik oldukları gözlenmektedir. Saha gözlemleri de bu bulguyu doğrular durumdadır (Şekil 2).

HADİMOPANELLA NEDİR?

Gedik, Şubat 1977'de Toroslar Kambriyen'inde, fosfatlı bileşimli, yaklaşık 100 mikron büyüklüğünde ve yarım küresel şekilli bir mikrofosit cinsi bularak, bunu, ilk bulunduğu yerin (Hadım-Konya) adma ve somun ekmeğine benzer şekline atfen, **Hadimopanella** olarak isimlendirmiş ve tipik türü olarak da **Hadimopanella özgüli** türünü tanımlamıştır.

Sistematik konumu henüz belirlenemeyen bu cins, daha sonra başka araştırmacılar tarafından başka yörelerde de bulunmaya ve değişik türleri ortaya konmaya başlanmıştır. Bengtson Aralık 1977'de Sibirya Alt Kambriyen'inde **H. knappologicum**; Gedik, 1981'de Seydişehir Orta Kambriyen'inde **H. özgüli**; Wrona, 1982'de Spitsbergen Alt Kambriyen'inde **H. apicata**; van den Boogaard, 1983'de İspanya Orta Kambriyen'inde **H. özgüli**; Peel ve Larsen, 1984'de Grönland Alt Kambriyen'inde **H. apicata**; Berg-Madsen, 1985'de Baltık-Baltıkya Orta Kambriyen'inde **H. sp.**; Wrona, 1987

BATI TOROSLAR KAMBRIYENİNDE HADİMOPANELLİD BİYOSTRATİGRAFİSİ



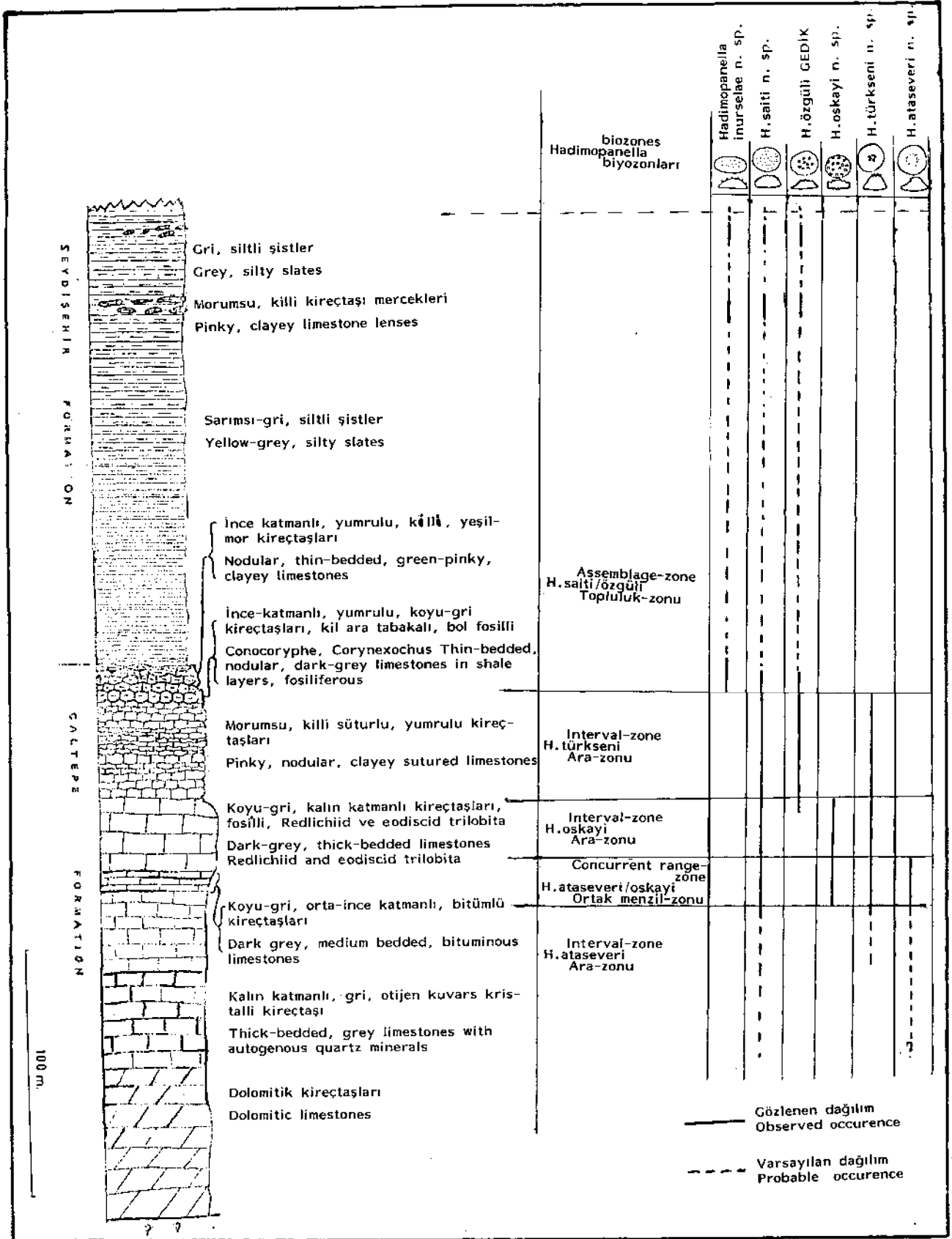
Şekil 2 : Batı Toroslar'da Hadimopanella türlerinin stratigrafik dağılımı ve bunlara dayalı bir biostratigrafik zonlama.

Figure 2 : The stratigraphic distribution of the Hadimopanella species in the western Taurids and a biostratigraphic zonation based on these taxa.

de Antarktika'da buzul çakıllarında Alt Kambriyen'e ait *H. antarctica*; Hinz, 1987'de İngiltere Alt Kambriyen'inde *H. apicata*; Marss, 1988'de Kırgızistan Orta Kambriyen'inde *H. özgüli*, Estonya Kambriyen-Ordovisiyen geçiş serisinde *H. collaris* ile *Hadimopanella*'ya çok benzeyen yeni bir cins *Kaimenella* bulurlar. Marss 1988'de, ayrıca, *Hadimopanella* ve *Kaimenella* cinsleri *Hadimopanellidae* ailesi altında toplanır. Bendix

- Ahngreen ve Peel 1988'de ise yine Grönland Alt Kambriyen'inden *H. apicata* tanımlanarak, *Hadimopanella*'nın sistematik konumu tartışılıp, bunların, Chordatların Urochordata sınıfının en erken Paleozoyik'deki temsilcileri olabilecekları ileri sürülür.

Toroslar'dan derlenen yeni malzemelerde, bazı öğelerde, farklı renkli yabancı parçacıkların içerilmiş olarak gözlenmeleri, *Hadimopanella*'ların tümüyle bir doku



Şekil 3: Tip kesit yerinde, Çaltepe Formasyonu'nda Hadimopanella türlerinin stratigrafik dağılımları ve bunlara dayalı biyostratigrafik zonlama

Figure 3: The stratigraphic distribution of the Hadimopanella species at the type locality of Çaltepe Formation and a biostratigraphic zonation based on these taxa.

BATI TOROSLAR KAMBRİYENİNDE HADİMOPANELLİD BİYOSTRATİGRAFİSİ

tarafından kaplanmadıklarına bir delil olarak kabul edilebilir. Ayrıca, bazı ögelerde, yüzeydeki kabarcıkların uçlarında ipliksi uzantılar bulunabileceğine ilişkin, elektron mikroskopik inceleme olanağı olmadığından henüz kesinleşmeyen bazı gözlemler, bunların suda askıda durmaya yönelik uzantılar şeklinde yorumlanabileceğinden, bu fosil gurubunun sistematik konumunun saptanmasında, yönlendirici kriter olarak kullanılabilirler.

BATI TOROSLAR'DA YENİ HADİMOPANELLA TÜRLERİ

Eldeki verilerin yapılabilen değerlendirmelerinde, Batı Toroslar malzemesinde, şimdilik, 6 türün varlığı saptanmıştır. Bunlardan H. özgüli Gedik, 1977 daha önce tanımlanmış olup, diğer beş tanesi ise yeni türlerdir.

Sistematik

Filum, Sınıf ve Ordo: incertae sedis
Aile: Hadimopanellidae Mârss, 1988
Cins: Hadimopanella Gedik, 1977
Hadimopanella özgüli Gedik, 1977
Levha 1, Şekil 1, 2

Ayırtman Tanım

Üst yüzeyi iri kabarcıklı (kabarcıklar 10 mikron dan büyük) olup, kabarcıklı alanın çapı, ögenin çapının yaklaşık yarısı kadardır, dolayısıyla kenar şeridi diye adlandıracağımız kabarcıksız bölge oldukça geniştir. Kabarcıklı alan hafif dışbükey kavisi olup, en dış sırayı oluşturan kabarcıkların daha belirgin şekilde gelişmiş olmaları nedeniyle, yandan bakışta düzmüş gibi görünür. Kabarcıklar, oldukça düzenli, dairesel bir çerçeve içinde yerleşik olup, çoğunlukla tek, düzenli bir dış sıra ve onun içinde az sayıda bir-kaç düğümde oluşurlar. Yüksekliğin çapa oram yaklaşık 1:3 civarındadır.

Benzerlik ve Farklar

Diğer türlerde belirtilmiştir.

Materyal

Binden çok

Hadimopanella ataseveri n. sp.
Levha 2, Şekil 3a, 3b, 4

Adın Kökeni

Prof. Dr. Atasever Gedikoğlu'na atfen, saha çalışmalarını kolaylaştırması nedeniyle.

Tür Örneği

Levha 2, Şekil 3'de gösterilen öge.

Tip Yeri

Seydişehir kuzeybatısındaki Çal Tepe'nin doğu yamacı.

Tip Katmanı

Çaltepe Formasyonu'nun bitümlü, koyu renkli,

orta-ince katmanlı seviyesi

Ayırtman Tanım

Üst yüzeyi küçük kabarcıklı (kabarcıklar 10 mikron dan küçük) olup, kabarcıklı alanın çapı, ögenin çapının yaklaşık yarısı kadardır. Kenar şeridi geniştir. Kabarcıklı alan çok hafif dışbükeydir, veya düze yakındır. Yüksekliğin çapa oram yaklaşık 1:2 civarındadır.

Tanımlama

Şekillerde görüldüğü üzere, oldukça iri boyutludur, ortalama boyları 120 mikron dan fazladır.

Benzerlik ve Farklar

Kabarcıklarının küçük olmasıyla H. özgüli ve H. türkseni n. sp. den, kenar şeridinin genişliğiyle H. oskayi n. sp. ve H. saiti n. sp.'den ayırt edilir. H. knappologicum'dan farkı ise, üst yüzeyinin tam düz değil, hafif konveksliği ve dışdaki düğüm sırasının H. knappologicum'daki gibi belirgin ve düzgün olmayışıdır.

Materyal

Bir kaç yüz adet.

Hadimopanella inurselae n. sp.

Levha 2, Şekil 5, 6

Adın Kökeni

Tatil günlerinde araştırmalarını sabır ve hoşgörüyle karşılayan eşim Işıl Nursel'e atfen.

Tür Örneği

Levha 2, Şekil 5'de gösterilen öge.

Tip Yeri

Sandıklı (Afyon) ilçesinin güneybatısında, örenkaya Köyü'nün 4 km. kuzeydoğusundaki Çiloğlantarla Tepe - Maymunkayası Tepe arası.

Tip Katmanı

Çaltepe Formasyonu'nun yumrulu, morumsu kireçtaşları seviyesi.

Ayırtman Tanım

Genel görünüşü, diğer yaygın Hadimopanella türleri gibi, yarı küresel değil, yarı elipsoidaldir. Maksimum çap: minimum çap oram yaklaşık 1,5'dir. Üst yüzeyi çok belirsiz kabarcıklıdır. Alt yüzeyi çok hafif konveks olup, pürüzsüzdür. Maksimum çapın yüksekliğe oranı yaklaşık 2'dir.

Tanımlama

Bazı ögelerin yüzeyi, normal mikroskopik gözlemlere göre, tamamen pürüzsüz görünmektedir (bak: Levha 2, şekil 6). Alt yüzey çok hafif dışbükey kavisi veya düz olabilir.

Sandıklı yöresi malzemesinde, alt seviyelerdeki hadimopanellidler normal bir korunma durumu ve renk gösterirlerken, üst seviyelerdekiler kloritleşmiş - serisitlenmiş olarak görünmektedirler. Bu yeni türün örnekleri de bu profilde kloritleşmiş şekilde görülmektedirler.

Benzerlik ve Farklar

Elipsoid görünüşü ile tüm diğer türlerden kolayca

ayrılır. Mârss (1988)'in *Kaimenella* cinsine geçiş göstermesi beklenebilir.

Materyal

Birkaç yüz tane.

Hadimopanella oskayi n. sp.

Levha 1, Şekil 3, 4

Adım Kökeni

Araştırma gereçlerimizin geliştirilmesinde ve çalıştırılmasında sürekli katkıları olan Saym Doç. Dr. Taner Oskay'a atfen.

Tür Örneği

Levha 1, Şekil 3'de gösterilen öge.

Tip Yeri

Seydişehir kuzeybatısındaki Çaltepe'nin doğu yamacı.

Tip Katmanı

Çaltepe Formasyonunun bitümlü, koyu renkli, orta-ince katmanlı seviyesi.

Ayırtman Tanım

Üst yüzeyi iri kabarcıklı olup, kabarcıklı alan, ögenin hemen hemen tüm üst yüzeyini kaplar. Bu nedenle bir kenar şeridi ya çok dar olarak görünür, veya hiç gelişmemiştir. Üst yüzey oldukça yassılaştırmış, çok hafif dışbükeydir. Kabarcıkların dizilişi gelişigüzedir. Çapm yüksekliğe oranı 2,5 civarındadır. Yandan bakışta oldukça küt kenarlı görülür.

Tanımlama

Alt yüzeyi genelde hafif konveks ve pürüzsüz görünüşlüdür. Kabarcıklar homojen şekilde gelişmeyebilirler. Aynı topluluktaki diğer türlere oranla biraz daha küçük boyutludurlar.

Benzerlik ve Farklar

Kenar şeridinin darlığı veya hiç gelişmemiş olmasıyla *H. özgüli* ve *H. türkseni* n. sp.'den, üzerindeki kabarcıkların iri olmasıyla *H. saiti* n. sp. ve *H. ataşeri* n. sp.'den ayrılır.

Materyal

Birkaç yüz tane.

Hadimopanella saiti n. sp.

Levha 2, Şekil 1, 2

Adım Kökeni

Saha çalışmaları koşullarındaki sağladığı kolaylıklar nedeniyle, TPAO Arama Gurubundan Jeol. Yük. Müh. Sait Bölükbaşı'na atfen.

Tür Örneği

Levha 2, Şekil 1'de görülen öge.

Tip Yeri

Seydişehir kuzeybatısındaki Çaltepe'nin doğu yamacı.

Tip Katman

Çaltepe Formasyonu'nun bitümlü, koyu renkli,

orta-ince katmanlı seviyesi.

Ayırtman Tanım

Üst yüzey hemen hemen tümüyle küçük kabarcıklarla kaplı. Kenar şeridi çok dar (kabarcıklı olan çap: tüm çap = 9:12). Üst yüzey oldukça dışbükey kavisi.

Tanımlama

öge yüksekliği stratigrafik konuma göre değişiklik göstermektedir. Genelde alt seviyelerdeki ögeler daha şiş-kin, üst seviyelerdekiler daha yassı görünürler. Bu kriter de stratigrafik amaçlı olarak kullanılabilir.

Kabarcıklar küçük boyutlu ve de çoğunlukla biraz korrode olduğundan, normal mikroskoplarla yapılan gözlemlerde, belirsiz rölyefli görünürler.

Benzerlik ve Farklar

Kenar şeridinin darlığı ile *H. ataşeri* n. sp.'den, kabarcıklarının küçüklüğü ile de diğer türlerden ayrılır.

Materyal

Binlerce tane.

Hadimopanella türkseni n. sp.

Levha 1, Şekil 5, 6

Adım Kökeni

Saha çalışmalarında sağladığı olanaklar nedeniyle, TPAO Arama Gurubu Danışmanı, Saym Jeol. Yük. Müh. Türksen Erdoğan'a atfen.

Tür örneği

Levha 1, Şekil 6'da gösterilen öge.

Tip Yeri

Seydişehir kuzeybatısındaki Çaltepe'nin doğu yamacı.

Tip Katmanı

Çaltepe Formasyonu'nun bitümlü, koyu renkli, orta-ince katmanlı seviyesi.

Ayırtman Tanım

Üst yüzeyinde, ortada, çok az sayıda (genelde 5-10) iri kabarcık bulunur. Bu nedenle kenar şeridi çok geniştir. Tüm çapm kabarcıklı alan çapına oranı 3'dür. yandan bakışta oldukça dik kenarlı bir kesik koni gibi görünür.

Tanımlama

Alt yüzeyi hafif konveks ve pürüzsüz görünüşlüdür. Üst yüzeyle alt yüzeyin yaptığı açı 45 derece civarındadır.

öge yüksekliği stratigrafik konuma göre değişiklik göstermektedir. Alt seviyelerdekiler daha yüksek, üst seviyelerdekiler daha basık konik görünürler. Stratigrafik amaçlı kullanılabilir bir özellik olarak göze çarpıyor.

Benzerlik ve Farklar

Üzerindeki kabarcıkların iri olması ile, *H. ataşeri* n. sp.'den, kenar şeridinin daha geniş olması ile *H. özgüli*'den ayırt edilir.

Materyal

Binden fazla.

HADİMOPANELLA BİYOZONLARI

Şimdiye dek saptanan Hadimopanella türlerinin stratigrafik dağılımları Şekil 2 ve 3 de görülmektedir. Bu dağılımlara göre alttan üste doğru aşağıdaki biyozonlar ayırtlanabilir.

Hadimopanella ataseveri Ara-zonu

Alt sınırı H. ataseveri'nin ilk ortaya çıktığı, üst sınırı H. oskayi'nin ilk ortaya çıktığı biyohorizon olarak tanımlanır. H. saiti ve H. türkseni de bulunabilirler.

Hadimopanella ataseveri- H. Oskayi Ortakmenzil-Zonu

Alt sınırı H. oskayi'nin ilk ortaya çıktığı, üst sınırı H. ataseveri'nin yok olduğu biyohorizon olarak tanımlanır. Bunlar haricinde, bol olarak, H. saiti ve H. türkseni bulunur.

Hadimopanella oskayi Ara-zonu

Alt sınırı H. ataseveri'nin yok olduğu, üst sınırı H. oskayi'nin yok olduğu biyohorizon olarak tanımlanır. H. saiti, H. türkseni ve H. özgüli diğer bol bulunan türlerdir.

Hadimopanella türkseni Ara-zonu

Alt sınırı H. oskayi'nin yok olduğu, üst sınırı H. türkseni'nin yok olduğu biyohorizon olarak tanımlanır. H. özgüli ve H. saiti diğer bol bulunan türlerdir.

Hadimopanella saiti - H. özgüli Topluluk - Zonu

Alt sınırı H. türkseni'nin yok olduğu, üst sınırı H. murselae'nin bol olarak görünmeye başladığı biyohorizon olarak tanımlanır. H. saiti, H. özgüli ve az oranda H. murselae bulunur.

Hadimopanella murselae Bolluk-Zonu

Alt sınırı H. murselae'nin bol olarak ortaya çıktığı, üst sınırı yine H. murselae'nin azaldığı biyohorizon olarak tanımlanır. Az oranda H. saiti ve H. özgüli bulunur.

DİĞER KAMBRİYEN FAUNASI

Makrofosil olarak bazı seviyelerde trilobitler bulunmuştur (Şekil 2 ve 3). Bunların determinasyonları yapılarak, stratigrafik seviyeleri saptandıktan sonra, Hadimopanella zonları ile bir korelasyon yapılmasına çalışılmaktadır.

Diğer mikrofauna olarak:

echinoidlerden cystoid sapları
molusklardan Scenella sp., Peñagiella sp.
brachiopodlardan acrotretidler
paraconodontlardan Amphigeisina danica
Furnishina spp.
Prooneotodus spp.
hyolithlerden Microcornus sp., Hyolithes sp.
sünger spikülleri
sistematik konumu bilinmeyenlerden

Cowiella reticulata

Chancelloria sp.

Konyasphaerulida celali n. gen. n. sp.

ve annelidlerden Humboldtochaeta anatoliensis n. gen. n. sp.

bulunmuştur. Aşağıda bu iki yeni taxonun tanımlanmaları yapılacaktır.

Filum, Sınıf, Ordo, Aile: belirsiz

Cins Konyasphaerulida n. gen.

Cins örneği Konyasphaerulida celali n. gen. n. sp.

Adın Kökeni

Konya ili sınırları içinde bulunması ve küresel şekli nedeniyle.

Ayırtman Tanım

içi boş, yaklaşık 10-15 mikron kalınlığında bir dış duvarı vardır. Hemen hemen tam bir küresel şekilde görünür. Ortalama boyutu 100-150 mikrondur.

Tanımlama ve Kıyaslama

Hafif asitlerde çözünmeden korunabildiğine göre, kavkı yapısı fosfatlı veya kitinli bileşimli olmalıdır. Normal mikroskoplarla yapılabilen gözlemlerde kavkıda dikkati çekecek bir özellik saptanamamıştır.

Şekil ve boyut olarak Calcisphaerulidlere benzer. Ancak bunların Devoniyen'den itibaren bulunmaları ve kavkı bileşiminin CaCO₃ olması direkt bir ilişki kurulmasını engellemektedir. Diğer taraftan Kambriyen'de bir çok organizma gurubunun kavkı yapılarının fosfatlı veya kitinli olduğu dikkate alınır, bu yeni cinsin Calcisphaerulid'lerin ilk temsilcisi olabileceği düşünülebilir.

Yaşı

Sadece Orta Kambriyen katmanlarında gözlenmektedirler.

Konyasphaerulida celali n. gen. n. sp.

Levha 1, Şekil 7

Adın Kökeni

Doç. Dr. A. M. Celal Şengör'e atfen, ülkemiz ve çevremiz jeolojisine önemli teorik katkılarından dolayı.

Tür Örneği

Levha 1, Şekil 7'de görülen öge.

Tip Yeri

Hadim kuzeyindeki Bağbaşı Köyü'nün kuzey tarafındaki Göksu vadisinde yüzeyleyen morumsu, yumrulu kireçtaşı katmanları.

Tip Katmanı

Çaltepe Formasyonu'nun morumsu, yumrulu kireçtaşı seviyesi.

Ayırtman Tanım - Tanımlama - Benzerlik ve Farklar

Cins monotipik olarak kaldığı sürece tüm özellikleri tür özellikleri olarak da geçerlidir.

Materyal

Birkaç yüz tane.

Filum Annelida Lamarck 1809

Sınıf Polychaetia Grube 1850

Ordo Sedentarida Lamarck 1818

Aile: belirsiz

Cins ffumboldtochaeta n. gen.

Cins örneği *Humboldtochaeta anatoliensis*
n. gen. n. sp.

Adın Kökeni

Meşhur doğa bilimci Alexander von Humboldt'a atfen.

Tanımlama

Yaklaşık 500 mikron boyunda, 100 mikron eninde, oluklu yapı, fosfatlı bir kavkaları vardır. Oluk şeklinde kıvrılmış olan kavkm kalınlığı yaklaşık 10 mikron kadardır. Bu oluk şeklindeki zırhın, yumuşak gövde tarafından koruyucu olarak taşındığı anlaşılmaktadır.

Kavkm her iki yanında, hemen hemen simetrik şekilde, parapodları andıran, 15-20 mikron kalınlığında, düzenli diziliimli, dikenimsi uzantılar bulunur. Sayıları 10-15 civarındadır.

Kavki, hem üstten, hem yandan bakışta, hafifçe kıvrılmıştır.

Yaşı

Seydişehir'de Çaltepe Formasyonu'nun bitümlü, koyu renkli, orta-ince katmanlı seviyesinde bulunmaktadır. Alt Kambriyen'in üst seviyesi olabilir.

Humboldtochaeta anatoliensis n. gen. n. sp.

Levha 1, Şekil 8

Adın Kökeni

Anadolu'da bulunmasında dolayı.

Tür Örneği

Levha 1, Şekil 8'de görülen öge.

Tip Yeri

Seydişehir kuzeybatı çıkışındaki Çaltepe'nin doğu yamacı.

Tip Katmanı

Çaltepe Formasyonu'nun bitümlü, koyu renkli, orta-ince katmanlı seviyesi.

Tanımlama ve Yaş

Cins monotipik olarak kaldığı sürece cins özellikleri tür özelliği olarak da geçerlidir.

Materyal

6 adet.

SONUÇLAR

Elde edilen faunanın değerlendirilmesi sonucu

1- Beş yeni *Hadimopanella* türü saptanıp, tanımlanmaları yapılmıştır.

2- iki yeni cins ve tür ortaya konmuştur.

3- *Hadimopanella* türlerinin stratigrafik dağılım-

lan saptanarak, Kambriyen'de litostratigrafik birimlerin aşırı diyakronik birimler olduğu belirlenmiştir.

4- Kambriyen'deki litostratigrafik birimlerin aşırı diyakronik birimler olduğu belirlenmiştir.

DESCRIPTION OF TAXA

Two new genus six *Hadimopanella* species from the Cambrian of western Taurids are described below.

Phylum Annelida Lamarck 1809

Class Polychaetia Grube 1850

Order Sedentarida Lamarck 1818

Family uncertain

Genus *Humboldtochaeta* n. gen.

Type species *Humboldtochaeta anatoliensis* n. gen. n. sp.

Derivation of Name

In memory of famous scientist Alexander von Humboldt.

Description

A phosphatic armour-plate, about 10 micron thick, 100 micron wide and 500 micron long, in the form of a gutter. On both sides there are 10-15, spike-like appendages with a diameter of about 20 micron, being ordered nearly symmetrically and in regular intervals.

The units are bent slightly both in lateral and upper view. Inside there are not any remarkable features.

Occurrence

At the type locality of the Çaltepe Formation in Seydişehir, at the bottom of the thin-bedded, dark colored, bituminous level. A Lower Cambrian age probable.

Humboldtochaeta anatoliensis n. gen. n. sp.

Plate 1, Figure 8

Derivation of Name

For its finding first in Anatolien

Holotype

The specimen shown on plate 1, fig. 8.

Type Locality

East flank of the Çaltepe, 8 km north-west of Seydişehir.

Type Horizon

The dark colored, thin-bedded, bituminous level of the Çaltepe Formation.

Description

As long as the genus stays monotypical, all characteristics of the genus are also valid for the species.

Material

6 specimens.

Phylum, Class, Order and Family: uncertain

Genus *Konyasphaerulida* n. gen.

Type species: *Konyasphaerulida celali* n. gen. n. sp.

Derivation of Name:

After its occurrence in Provinz Konya and its spheric shape.

Description:

A hollow sphere with a wall thickness of about 10-15 micron and a diameter of about 100-150 micron.

Because of its resistance to weak acids, e. g. formic acid, its wall should have phosphatic or chitinous components. On the spherical surface there are not any remarkable features visible with light microscopes.

Their shape and size show resemblance to Calcisphaerulida. But the calcisphaerulids are widespread since the Devonian and their wall consists of CaCO₃. On the other hand, considering the fact that during Cambrian many organisms group have phosphatic constituents in their hard parts, this new taxon could be accepted, as well, as the early representative of the calcisphaerulids.

Occurrence:

They are recorded in abundance from Middle Cambrian beds.

Konyasphaerulida celali n. gen. n. sp.

Plate 1, figure 7

Derivation of Name:

In honour of A. M. Celal Şengör, Istanbul-technical University.

Holotype:

Specimen shown on plate 1, figure 7.

Type Locality:

Göksu Valley, north of Bağbaşı Köyü - Hadim/Konya.

Type Horizon:

The nodular limestone level of the Çaltepe Formation.

Description:

As long as the genus stays monotypical, all characteristic of the genus are also valid for the species.

Material:

A few hundred.

Phylum, Class and Order: uncertain
Family Hadimopanellidae Marss, 1988
Genus Hadimopanella Gedik, 1977

Hadimopanella özgülü Gedik, 1977
Plate 1, Figure 1, 2

Revised Diagnosis:

The tubercles are coarse, i. e. greater than 10 micron and regularly distributed. Most tubercles are on an outer circular row and a few ones on the central part. The ratio of the diameters from tuberculated area to whole area is about 1:2. The non-tuberculated marginal area,

called marginal brim, is broad. The height/diameter ratio is about 1:3.

Material:

Many thousands.

Hadimopanella ataseveri n. sp.

Plate 2, Figure 3, 4

Derivation of Name:

In honour of Atasever-Gedikoğlu, İsparta - Faculty of Engineering.

Holotype:

Specimen shown on plate 2, figure 3.

Type Locality:

East flank of Çaltepe, 8 km north-west of Seydişehir.

Type Horizon:

Dark colored, medium bedded, bituminous limestone layer of the Çaltepe Formation.

Diagnosis:

Tubercles are fine, i. e. smaller than 10 micron and concentrated in the central part of the surface. Marginal brim is broad. The tuberculated area is slightly convex to plane. The ratio of the height to the diameter is about 1:2.

Remarks:

The fine tubercles distinguish this species from *H. özgülü* and *H. türkşeni* n. sp. The broad marginal brim is the distinguishing feature from *H. oskayı* n. sp. and *H. saiti* n. sp. The slight convexity of the tuberculated area is the distinction from *H. knappologicum*. Furthermore, the outer tubercle row of *H. knappologicum* is very regularly ordered and the tubercles are slightly coarser.

Material:

A few hundred.

Hadimopanella mursesae n. sp.

Plate 2, Figure 5, 6

Derivation of Name:

After my wife Işıl Nursel for her tolerance during my researches also on holidays.

Holotype:

Specimen shown on plate 2, fig. 5.

Type Locality:

East flank of the Çiloğlantarla Tepe, 4 km north-east of Örenkaya Köyü, Sandıklı / Afyon.

Type Horizon:

The nodular limestone level of the Çaltepe Formation.

Diagnosis:

This species has an elongated outline. The ratio of max. diameter to min. diameter is about 1.5. Tubercula-

tion at the surface is not distinct.

Remarks

The specimens at higher levels in Sandıklı section are chloritised, whereas the older ones are not. An indication of compositional change?

Material

A few hundreded.

Hadimopanella oskayi n. sp.
Plate 1, Figure 3, 4

Derivation of Name

In honour of Taner Oskay, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.

Holotype

Specimen shown on plate 1, fig. 3.

Type Locality

East flank of Çaltepe, 8 km north-west of Seydişehir.

Type Horizon

Dark colored, medium bedded, bituminous limestone layer of the Çaltepe Formation.

Diagnosis

Nearly the whole surface is covered with coarse tubercles. A marginal brim is either not developed, or very narrow. Tubercles without any order. Upper surface flat convex, blunt edged.

Remarks

The absence or narrowness of marginal brim is the distinction from **H. özgüli** and **H. türkseni** n. sp. The coarse tuberculation distinguish it from **H. saiti** n. sp. and **H. ataseveri** n. sp.

Material

A few hundreded.

Hadimopanella saiti n. sp.
Plate 2, Figure 1, 2

Derivation of Name

In honour of Sait Bölükbaşı, Türkiye Petrolleri A.O., Ankara

Holotype

Specimen shown on plate 2, fig. 1.

Type Locality

East flank of Çaltepe, 8 km north-west of Seydişehir.

Type Horizon

Dark colored, medium bedded, bituminous limestone layer of the Çaltepe Formation.

Diagnosis

Nearly the whole surface is covered with fine tubercles. Marginal brim is very narrow.

Remarks

The height of the specimens vary according to their stratigraphic level; at lower levels they are higher, at upper levels they are lower. It is another tool for stratigraphic correlation.

The narrowness of the marginal brim is the difference from **H. ataseveri** n. sp. and the fine tubercles from other species.

Material

A few thousands.

Hadimopanella türkseni n. sp.
Plate 1, Figure 5, 6

Derivation of Name

In honour of Türksen Erdoğan, Türkiye Petrolleri A. O., Ankara.

Holotype

Specimen shown on plate 1, fig. 6.

Type Locality

East flank of Çaltepe, 8 km north-west of Seydişehir.

Type Horizon

Dark colored, medium bedded, bituminous limestone layer of the Çaltepe Formation.

Diagnosis

On the surface a few coarse tubercles (about 5-10) at the very center. Therefore marginal brim is very broad. At the side view they look like conic section with high flaks.

Remarks

The height of the specimens vary according to their stratigraphic levels, the older ones being higher than the younger ones.

The coarse tuberculation is the difference from **H. ataseveri** n. sp.; the broader marginal brim distinguish it from **H. özgüli**. The amount of the tubercles is the distinction from **H. apicata**.

Material

More than thousand.

DEĞİNİLEN BELGELER

Bendix-Almgreen, S. E. & Peel, J. S., 1988, Hadimopanella from the Lower Cambrian of North Greenland: structure and affinities. Bull. geol. Soc. Denmark, 37, 83-103

Bengtson, S., 1977, Early Cambrian button-shaped phosphatic microfossils from the Siberian Platform. Palaeontology 20, 751-762.

Berg-Madsen, V., 1985, Middle Cambrian biostratigraphy, fauna and facies in southern Baltoscandia. Acta Univ. Upsala Abstr. Upps. Disert. Fac. Sci. 781, 1-37.

BATI TOROSLAR KAMBRIYENİNDE HADİMOPANELLİD BİYOSTRATİGRAFİSİ

- van den Boogaard, M., 1983, The occurrence of Hadimopanella oezgueli Gedik in the Lancara Formation in NW Spain. Proc. K. ned. Akad. Wet. B 86, 331-341.
- Dean, W. T. & Monod, O., 1970, The Lower Paleozoic stratigraphy and fauna of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey. I. Stratigraphy. Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. 19/8, 411-426.
- Gedik, I., 1977, Orta Toroslar'da konodont biyostratigrafisi. Türkiye Jeol. Kur. Bül., 20, 35-48.
- Gedik, I., 1981, Hadimopanella Gedik, 1977'nin stratigrafik dağılımı ve mikroyapısı konusunda bazı gözlemler. K.T.Ü. Yer Bil. Derg., Jeol. 1/2, 159-163.
- Hinz, I. 1987, The Lower Cambrian microfauna of Comley and Rushton, Shropshire/England. Palaeontographica A, 198, 41-100.
- Mârss, T., 1988, Early Palaeozoic hadimopanellids of Estonia and Kirgizia (USSR). Toimetised Eesti NSV Tead. Akad. Geol. 37, 10-17.
- Özgül, N. & Gedik, I., 1973, Orta Toroslar'da Alt paleozoik yaşta Çaltepe Kireçtaşı ve Seydişehir Formasyonunun stratigrafisi ve conodont faunası hakkında yeni bilgiler. Türkiye Jeol. Kur. Bül., 16-2, 39-52.
- Öztaş, Y., 1989, Homa-Akdağ Yöresi, Sandıklı, Şuhut kuzeylerinin jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Rapor 2584, 81 p. (Yaymlanmamış).
- Peel, J. S. & Larsen, N. H., 1984, Hadimopanella apicata from the Lower Cambrian of western North Greenland. Rapp. Grönlands geol. Unders. 121, 89-96.
- Wilson, J. L., 1975, Carbonate facies in geologic history. Springer - Verlag, 471 p.
- Wrona, R., 1982, Early Cambrian phosphatic microfossils from southern Spitsbergen (Hornsund region). Palaeont. Polon. 43, 9-16.
- Wrona, R., 1987, Cambrian microfossil Hadimopanella from glacial erratics in West Antarctica. Palaeont. Polon. 49, 37-48.

LEVHA 1

- Şekil 1, 2 : Hadimopanella özgülü Gedik
Üstten görünüşleri, BÇ-16
- Şekil 3, 4 : Hadimopanella oskayi n. sp.
3 : Tür örneği, üstten görünüşü, BÇ-7
4 : Paratip bir örneğin yan görünüşü, BÇ-7
- Şekil 5, 6 : Hadimopanella türkseni n. sp.
5 : Tür örneği, üst görünümü, EG-25
6 : Aynı öge, yandan görünüş.
- Şekil 7 : Konyasphaerulida celali n. gen.
n. sp.
Tür örneği, EG-A
- Şekil 8 : Humboldtochaeta anatoliensis
n. gen. n. sp.
Tür örneği, SŞ-17

PLATE 1

- Figure 1, 2 : Hadimopanella özgülü Gedik
Upper surface, BÇ-16
- Figure 3, 4 : Hadimopanella oskayi n. sp.
3 : Type species, upper surface, BÇ-7
4 : Paratype, side view, BÇ-7
- Figure 5, 6 : Hadimopanella tuerkseni n. sp.
5 : Type species, upper surface, EG-25
6 : The same unit, side view.
- Figure 7 : Konyasphaerulida celali n. gen.
n. sp.
Type species, EG-A
- Figure 8 : Humboldtochaeta anatoliensis n.
gen. n. sp.
Type speis, SŞ-32

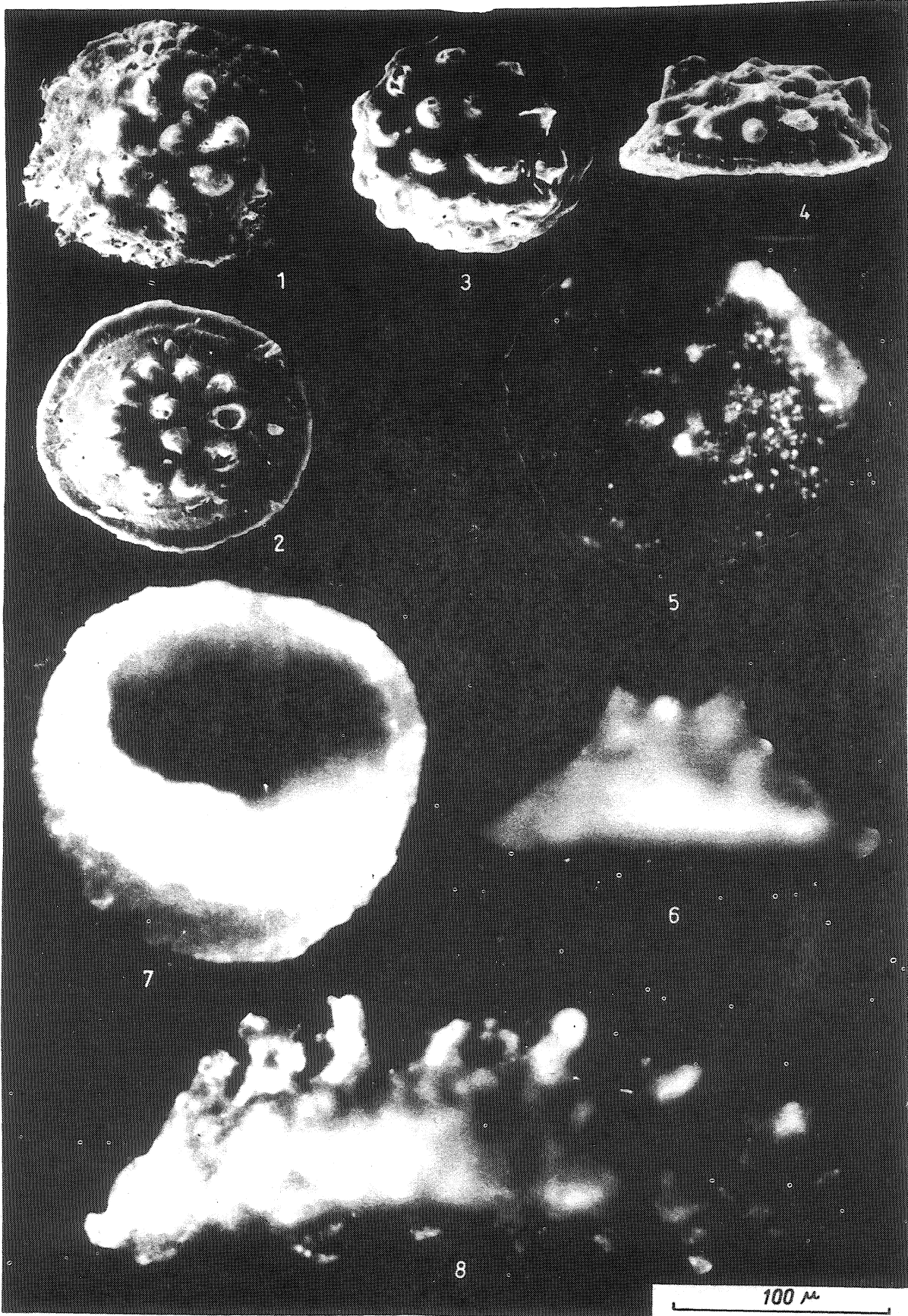
LEVHA 2

- Şekil 1, 2 : Hadimopanella saiti n. sp.
1 : Tür örneği, üst görünüş, BÇ-7
2 : Paratip bir örnek, üst görünüş, BÇ-7
- Şekil 3, 4 : Hadimopanella ataseveri n. sp.
3a, b : Tür örneği, üst ve yan görünüş, BÇ-7
4 : Paratip bir örnek, üst görünüş, BÇ-7
- Şekil 5, 6 : Hadimopanella inürselae n. sp.
5 : Tür örneği, üst görünüş, SN-13
6 : Paratip bir örnek, üst görünüş, SŞ-7

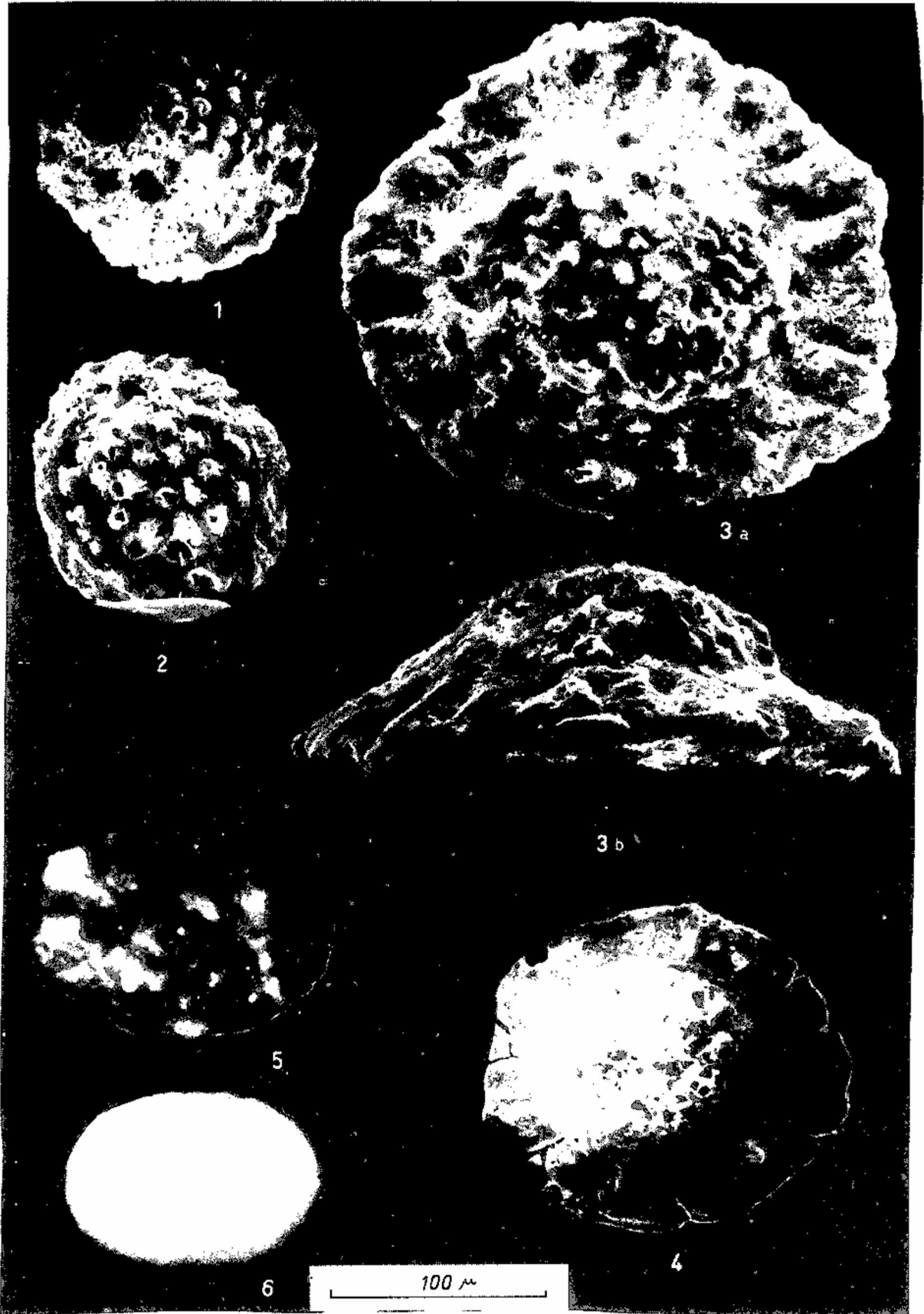
PLATE 2

- Figure 1, 2 : Hadimopanella saiti n. sp.
1 : Type species, upper view, BÇ-7
2 : Paratype, upper view, BÇ-7
- Figure 3, 4 : Hadimopanella ataseveri n. sp.
3a, b : Type species, upper and side view, BÇ-7
4 : Paratype, upper view, BÇ-7
- Figure 5, 6 : Hadimopanella inürselae n. sp.
5 : Type species, upper view, SN-13
6 : Paratype, upper view, SŞ-7

LEVHA-I
PLATE-I



LEVHA-II
PLATE-II



Alçıtepe (Gelibolu Yarımadası) yöresi memeli faunaları: Perissodactyla bulguları

Mammalian fauna of Alçıtepe (Gelibolu Peninsula) surroundings : Perissodactyla findings

TANJU KAYA

EÜFF Doğa Tarihi Enstitüsü, İzmir

ÖZ: Alçıtepe köyü (Gelibolu Yarımadası) çevresinde Nebisuyu'nda **Anchitherium** sp., Sığındere'de **Hipparion primigenium** Meyer, **Chilotherium habereri** (Schlosser), **Diceros pachygnathus** (Wagner) ve Değirmendere'de **Hipparion mediterraneum** Hensel memeli fosillerinin varlığı saptanmıştır. Değirmendere faunası ilk olarak bu çalışmada tanımlanmıştır. Bu fosillerin Avrasya ve Afrika'da bulunan aynı formlarla karşılaştırılması sonucu, Nebisuyu faunası için Orta Miyosen sonu, Sığındere faunası için Geç Miyosen başı, Değirmendere faunası için Geç Miyosen ortası yaşları önerilmiştir. Fauna elemanlarının yansıttıkları odontolojik özellikler, Nebisuyu yöresinin savan, Sığındere yöresinin orman-savan, Değirmendere yöresinin step ortamları olabileceğini gösterir.

ABSTRACT : The vertebrate fossils of the Alçıtepe surroundings (Gelibolu Peninsula) include **Anchitherium** sp. from Nebisuyu, **Hipparion primigenium** Meyer, **Chilotherium habereri** (Schlosser) and **Diceros pachygnathus** (Wagner) from Sığındere, and **Hipparion mediterraneum** Hensel from Değirmendere. The Değirmendere fauna has been recognized first in this study, on the basis of correlations with the Eurasian and African fauna, a late Middle Miocene age for the Nebisuyu fauna, an early Late Miocene age for the Sığındere fauna and a middle Late Miocene age for the Değirmendere fauna can be established. The paleoecologic characteristics of the faunal assemblages are suggestive of a savannah environment for the Nebisuyu fauna, a forest-savannah for the Sığındere fauna and a steppe for the Değirmendere fauna.

GİRİŞ

Çalışmanın amacı Alçıtepe köyü'nün 5 km. güneybatısında Nebisuyu, 1 km. güneybatısında Sığındere ve 1 km. kuzeydoğusunda Değirmendere yöresindeki (Şekil 1) memeli faunalarına ait Perissodactyla takımının incelenmesidir.

Nebisuyu ve Sığındere faunaları MTA Genel Müdürlüğü Omurgalılar Paleontolojisi Servisi paleontologları tarafından çalışılmıştır.

Alçıtepe yöresinin stratigrafisi (Önem, 1974; Saner, 1985) ve paleontolojisi (Ünay ve Bruijn, 1984; Wessels ve diğ., 1987) çalışmaları oldukça yaygındır.

Çalışmada geçen deyimler ve tanımlar Gromova (1952), Forsteh (1978) ve Heissig'den (1972), zaman ölçeği Rögl ve Steininger'den (1983) alınmıştır.

Kullanılan kısaltmalar şunlardır: Çanakkale-Eceabat-Nebisuyu (ÇEN), Çanakkale-Eceabat-Sığındere (ÇES), Çanakkale-Eceabat-Değirmendere (ÇED).

STRATİGRAFİ

Alçıtepe köyü yöresinde yaşlıdan gence üç karasal birim yer alır: Nebisuyu, Sığındere ve Değirmendere birimleri (Şekil 2).

Nebisuyu Birimi

Nebisuyu birimi, bolluk sırasına göre, sarımsı ve yeşilimsi kumtaşı ve yeşilimsi kıltaşmdan oluşur. Kumtaşları az pekleşmiş, yersel ince çakıllı ve çamurtaşı ile kıltaşı arakatlıdır. Kıltaşları az pekleşmiştir. Birimin tabanındaki kumtaşları **Anchitherium** sp. içerir. Birim 28.3 m kalınlığındadır. Fauna Orta Miyosen sonu (Astarsiyen) yaştaadır.

Sığındere Birimi

Sığındere birimi, bolluk sırasına göre, sarımsı kumtaşı, yeşilimsi kıltaşı ve kırmızımsı çakıltaşmdan oluşur. Kumtaşları az pekleşmiş, kaba ile orta taneli ve çakıllıdır. Kıltaşları orta derecede pekleşmiş ve ince çakıllıdır. Çakıltaşları çok pekleşmiş ve kaba tanelidir. Birimin üst kısmındaki kumtaşları **Hipparion primigenium** Meyer, **Diceros pachygnathus** (Wagner), **Chilotherium habereri** (Schlosser) kapsar. Birim 17.5 m. kalınlığındadır. Fauna Geç Miyosen başı (Valesiyen) yaştaadır.

Değirmendere Birimi

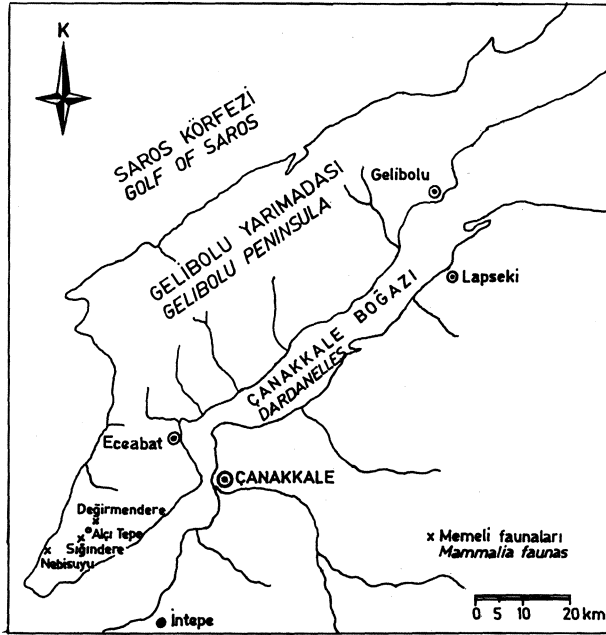
Değirmendere birimi, açık gri kalkerli kumtaşlarından

oluşur. Kumtaşları çok pekleşmiş ve ince çakıllıdır. Kumtaşları içinde **Hipparion mediterraneum** Hensel bulunur. Birim 20 m kalınlığındadır. Fauna Geç Miyosen ortası (Turoliyen) yaşadadır.

PALEONTOLOJİ

Sistematiği çalışmada Equidae için Viret (1958), Rhinocerotidae için Viret (1958) ve Heissig'den (1972) yararlanılmıştır.

Takım	: Perissodactyla Owen, 1848
Alt takım	: Hippomorpha Wood, 1937
Üst aile	: Equoidea Hay, 1902
Aile	: Equidae Gray, 1821
Alt aile	: Anchitheriinae Osborn, 1910
Cins	: Anchitherium Meyer, 1844
	Anchitherium sp.
	levha 1, şekil 1



Şekil 1: Yer bulduru haritası
Figure 1: Location map.

MIYÖSEN MIDDLE ORTA	GEÇ LATE TUROLİYEN Turolian	DEĞİRMENDERE BİRİMİ / Unit	20 m	<i>Hipparion mediterraneum</i>
	VALESİYEN Vallesian	SİĞİNDERE BİRİMİ / Unit	17 m	<i>Hipparion primigenium</i> <i>Diceros pachynathus</i> <i>Chitotherium habereri</i>
	ASTARASİYEN Astaracian	NEBİSUYU BİRİMİ / Unit	28 m	<i>Anchitherium</i> sp.

Şekil 2: Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti
Figure 2: Generalized stratigraphic section of the study area

Gereç

SoIP²(ÇEN-1)

Buluntu Yeri

Nebisuyu

Tanımlama

Dişin protocone bölgesi protocone bölgesinden daha küçüktür. Protocone'un protoconüle'e bağlantısı sığdır. Hypocone gelişmiştir. Paracone'un tepesinden dişin tabanına doğru gittikçe kalınlaşan bir kret uzanır. Metaconüle ve protoconüle az gelişmiştir. Protocone bölgesinden daha küçüktür ve dişin ön-arka doğrultudaki orta eksenini geçer. Metaloph'un ectoloph'a bağlantısı yoktur; ancak ectoloph'un iç kısmından metaloph'a doğru bir kret uzanır. Parastyle oluk sığdır. En gelişmiş style mesostyle'dir. Hypostyle belirgindir ve dişin arka kısmına doğru metaloph ile kesilmiştir. İç cingulum yoktur. Dış cingulum parastyle-paracone arasında geniş, paracone-mesostyle ve mesostyle-metastyle arasında dardır. Anterior cingulum kuvvetlidir ve protocone'un eteklerinde yer alır. Posterior cingulum az gelişmiştir ve hypostyle'in arkasındadır.

Benzerlik ve Ayrıcalıklar

Türkiye'de Anchitherium bulguları Aragoniyen yaşlı Paşalar (Bursa), Sofça (Kütahya), Yeni-Eskihisar (Muğla), Tüney (Ankara), Sarıçay (Muğla), Tire (İzmir), Çatakbağyaka (Muğla), inönü I (Ankara), Çandır (Ankara), Sarpdere (Çanakkale) ve Valesiyen yaşlı Eşme-Akçaköy (Uşak) faunalarına ilişkindir (Ozansoy, 1969, 1973; Becker-Platen ve diğ., 1975; Sondaar ve Staesche, 1975; Gürbüz, 1981; Atalay, 1981; Kaya, 1987).

Nebisuyu formu, protocone bölgesinin küçük, hypocone'un gelişmiş, hypostyle oluşunun dişin orta kısmına doğru kapalı ve protocone'un protoconüle'e bağlantısının sığ olmasıyla, Çandır (Atalay, 1981), Fransa'da S ansan, La Grive ve Almanya'da Steinheim faunalarında yer alan (Viret, 1961) **Anchitherium aurelianense** Cuvier ile benzerdir. Bunun yanısıra, anılan dört faunadaki form, iç cingulum'un varlığı, mesostyle'in az gelişmiş ve metaloph'un ectoloph'a bağlantısının olması nedeniyle Nebisuyu örneğinden ayrılır. Nebisuyu bulgusu, iç cingulum'un yokluğu ile Fransa'da La Romaine faunasındaki **Anchitherium aurelianense**'ye benzer.

Nebisuyu P²'sinin biyometrisi La Grive ve Çandır'dan **A. aurelianense**, Kafkasya'dan **Parachitherium karpenskii** Borissiak ve Tun Gur'dan (Moğolistan) **A. gobiense** Colbert ile karşılaştırılınca daha büyük boyut gösterir (Çizelge 1).

Werhli'ye (1938) göre, protocone bölgesinin büyüklüğü, güçlü iç cingulum'un varlığı, hypostyle çukurluğunun açık olması ve protoconüle'ün kısa ve belirgin olması ilkel karakterlerdir. Nebisuyu örneği değinilen karakterleri taşımaması ile daha gelişmiş bir formu yansıtır. Sondaar'a (1971 b) göre **Anchitherium**'da Stampiyenden Valesiyene doğru boyca bir artış vardır. Nebisuyu formunun büyük boyutlu olması Astarasiyende yaşamış olabileceğini yansıtır.

Alt aile : Equinae Steinmann ve Döderlein, 1890

Cins : **Hipparion** de Christol, 1832

Hipparion primigenium Meyer, 1929
levha 1, şekil 2,3,4,5,6

ALÇITEPE MEMELİ FAUNALARI

- 1956 **Hipparion eatalamicum** Pirlot,
levha 4,6
1959 **Hipparion africanum** Arambourg,
sayfa 75-83
1961 **Hipparion koenigswaldi** Sondaar,
sayfa 48, levha 6
1965 **Hipparion galaticum** Ozansoy,
sayfa 48, levha 6
1968 **Hipparion primigenium** Forsten,
sayfa 14

Gereç

2 sağ P³⁺⁴ (ÇES-2, ÇES-3), sol M¹⁺² (ÇES-4), sol P₃₊₄ (ÇES-5), sol metacarpus ffl'ün I phalanx'i (ÇES-6).

Buluntu Yeri

Sığımdere

Hypoconal oluk derindir. Fossette çeperlerindeki pli sayısı 19'dur. Parastyle metastyle'den alçaktır. Dişte seman tabakası ve mine incedir.

M¹⁺² : Protocone yassıdır. Plihypostyle ve pliproto-
loph gelişmiştir. Hypostyle küçük bir kıvrım oluşturur.

p3-4: Protoconid boyuna uzun, enine dardır. Metaconid ve metastylid yassı ve birbirinden uzaktır. Entoconid öne doğru sivridir. Anterior ve posterior fossetula'nın çeperleri plilidir. Plihyoconid çok gelişmiştir. Protostylid ve ectostylid belirgindir. Dış çukurluk sığdır.

Metacarpus III'ün I phalanx'i: Phalanx Fin proximal eklem yüzeyi yarım daire biçimindedir ve metacarpus II'ün arka ucundaki makaraya uyan iki içbükey yüzey ve arasında sagittal keel'e uyan derin bir oluktan oluşur. Oluk dereceli olarak biter ve dorsal görünüşte bir çukur oluşturur. Proximal ucun arka görünüşündeki 'V' izi az be-

	A. aurelianense		P.karpenskii Kafkasya	A. gobiense Tun Gur	A. sp. ÇEN-1
	La Grive	Çandır			
Uzunluk	17.0	24.4	17.0	22.0	30.5
Genişlik	16.0	21.9	17.0	15.0	28.4
Taç indisi	94.1	89.7	100.0	68.1	93.1
Kuvvet değeri	272.0	534.3	289.0	330.0	866.2

Çizelge 1: **Anchitherium** türlerine ait P² lerin biyometrilere.

Table 1: Biometric values of P² of **Anchitherium** species.

	Eppelsheim	Esselborn	Gau Weinheim	Bermersheim	ÇES-2	ÇES-3
p3-4						
Uzunluk	20.3	20.0	21.2	20.3	19.3	19.6
Genişlik	22.2	23.1	23.2	26.0	22.3	25.4
Taç indisi	109.3	115.5	109.4	128.0	115.5	129.5
M ¹⁻²					ÇES-4	
Uzunluk	18.8	18.9	18.3	20.0	18.4	
Genişlik	21.9	21.4	22.4	22.0	21.6	
Taç indisi	116.4	113.2	122.4	110.0	117.3	
P ₃₋₄					ÇES-5	
Uzunluk	19.8	20.6	21.0	21.9	20.9	
Genişlik	13.4	13.0	13.8	14.8	13.1	
Taç indisi	67.6	63.1	65.7	67.5	62.6	

Çizelge 2: **Hipparion primigenium** Meyer'e ait izole dişlerin biyometrilere.

Table 2: Biometric values of isolated teeth of **Hipparion primigenium** Meyer.

Coğrafik ve Stratigrafik Dağılım

Hipparion primigenium Valesiyen yaşlı faunalar-
da bulunur, örneğin, Fransa'da Montredon; Almanya'da
Howenegg, Esselborn, Eppelsheim, Bermersheim, Gau
Weinheim; Bulgaristan'da Kalimantsi; Avusturya'da Gai-
selberg; İspanya'da Nombrevilla, Valles-Penedes; Cezayir'de
Qued el Hamman; Ankara'da inönü II.

Tanımlama

P³⁺⁴: Protocone orta derecede aşınmış ÇES-2'de yassı
ve protoconüle'e bağlı değildir. Protocone, çok aşınmış
ÇES-3'de, taç yüksekliğinin 7.5 mm.sinde protoconüle'e
bağlıdır. Hypocone arka ve iç kenarda çok belirgindir.

lirgindir ve phalanx'm tüm uzunluğunun üçde birini kap-
lar. Diaphysis'in kesiti yarı daireseldir. Arka görünüşteki
'orta izler' gelişmiştir.

Benzerlik ve Ayrıcılıklar

Sığımdere faunasındaki H.primigenium, protocone'un yassı ve aşınmanın geç bir evresinde protoconüle'e
bağlanması nedeniyle, Eppelsheim'den H. primigeni-
um, Nombrevilla'dan H. koenigswaldi, Valles-
Penedes'den H.catalaunicum (Sondaar, 1961; Pirlot,
1956); ectostylid ve protostylid belirginliği ile Essel-
born, Gau Weinheim, Bermersheim'den H.primigeni-
um; kıvrımlı fossetula yapısıyla da inönü II'den H. ga-

laticum ile benzerlik taşır (Forsten, 1978; Ozansoy, 1965).

Sığmdere formu, phalanx Tin 'V' izinin az gelişmiş ve phalanx uzunluğunun üçde birini kapsamaması ile Eppel sheim'den H. primigenium ve Nagri'den (Hindistan) H. nagriensis Hussain'e benzerlik; 'V' izi gelişmiş phalanx uzunluğunun yarışım kaplayan Pikermi ve Halmypotomas'dan (Yunanistan) H. mediterranean! Hensel'den ayrıcalık gösterir (Forsten, 1968; Hussain, 1971; Melentis, 1970).

Sığmdere'de bulunan Hipparion primigenium'a ait dişlerin biyometrisi Eppelsheim, Esselborn, Gau Weinheim ve Bermersheim'den H. primigenium'a, phalanx Fin biyometrisi, Kalimantisi'den H. primigenium'a (Forsten, 1978) yaklaşır (Çizelge 2,3).

	Eppelsheim Kalimantisi		ÇES-6
Toplam uzunluk (a)	64.3	55.5	50.1
Orta genişlik (b)	30.2	30.5	23.2
(b).100 (a)	46.1	54.9	44.1

Çizelge 3: Hipparion primigenium Meyer'e ait phalanx ilerin biyometrisi.

Table 3 : Biometric values of phalanx I of Hipparion primigenium Meyer.

	C. habereri		C. gracile	C. wimani	C. w. mongolicum
	ÇES-7	Shansi	Shansi	Shansi	Altan Teli
Uzunluk	33.9	33.0	30.0	33.0	28
Genişlik	41.2	41.0	40.0	53.0	-
Taç indisi	121.5	124.2	133.3	160.6	-
Kuvvet değeri	1396.6	1353.0	1200.0	1749.0	-

Çizelge 4: Chiiotherium habereri (Schlosser)'e ait P³ lerin biyometrisi.

Table 4: Biometric values of P³ of Chiiotherium habereri (Schlosser).

- Alt takım : Ceratomorpha Wood, 1937
 Üst aile : Rhinoceroidea Gill, 1872
 Aile : Rhinocerotidae Owen, 1845
 Alt aile : Aceratherinae Dollo, 1885
 Cins : Chiiotherium Ringström, 1924
 Chiiotherium habereri (Schlosser), 1903
 levha 1, şekil 7
 1903 Rhinoceros habereri Schlosser, levha 5
 1924 Chiiotherium habereri Ringström, sayfa 39, levha 4
 1924 Chiiotherium gracile Ringström, sayfa 46, levha 6, şekil 3
 1924 Chiiotherium wimani Ringström, sayfa 49, levha 7, şekil 2
 1969 Chiiotherium wimani mongolicum Borsuk-Bialynicka, sayfa 75

1975 Chiiotherium (Chiiotherium)habereri Heissig, sayfa 147

Gereç

Sol P³ (ÇES-7)

Buluntu Yeri

Sığmdere

Coğrafik ve Stratigrafik Dağılım

Chiiotherium habereri, Valesiyen yaşlı Shansi (Çin), Altan Teli (Moğolistan), Eşme-Akçaköy (Uşak) ve Turoliyen yaşlı Kavakdere, Başbereket (Ankara), Akın (Afyon) ve Küçükçekmece (İstanbul) faunalarda yer alır.

Tanımlama

Dişin protocone'u boğumlu yapıdadır ve diğer teberküllerden alçaktır. Paracone metacone'a göre daha dışta yer alır ve daha yüksektir. Protoloph ectoloph'a oranla ön-arka olarak dar ve enine geniştir. Protoloph meta-
 loph'a aşınmanın ileri bir evresinde birleşir. Parastyle dişin occlusal yüzeyinde kuvvetlidir, taçm tabanına doğru zayıflar. Ectoloph'un dış çeperi çok az dışbükeydir. Parastyle oluk derindir ve taçın tabanına doğru düzleşir. Crista küçük bir kıvrım oluşturur ve crochet'in hemen üstünde yer alır. Postfossette aşınmadan dolayı mine ile kaplı bir ada oluşturur. Anterior cingulum protocone'un ön kenarında, iç cingulum protocone-hypocone arasında yer alır. Diş brachyodont yapıdadır ve minesi üzerinde hafif pürüzler bulunur.

Benzerlik ve Ayrıcalıklar

Sığmdere formu, protocone'un boğumlu yapısı, ectoloph'un dış yüzeyinin dışbükey olması ve parastyle'in gelişmişliği ile Shansi'den C.habereri, Altan Teli C. wimani mongolicum ve Alt Siwalik'den (Hindistan) C. intermedium Falconer ve Cautley (Colbert, 1935) ile benzerlik taşır. Ayrıca, bu form, medifossette'nin yokluğu ve protoloph'un ectoloph'a aşınmanın ileri bir evresinde bağlanmasıyla, Shansi'den C. ancierssoni Ringström ile karşılaştırılabilir. Sığmdere formu protocone'u çok belirgin boğumlu yapı ve parastyle'i az gelişmiş olan Alt Siwalik'den C. blandfordi Matthew ile de ayrıcalık gösterir.

Sığmdere'deki C. habereri'nin biyometrisi Shansi'den C. habereri, C. gracile, C. wimani ve Altan Teli'den C. wimani mongolicum ile karşılaştırıldığında (Borsuk-Bialynicka, 1969) C. habereri'ye yakın olduğu görülür (Çizelge 4).

ALÇITEPE MEMELİ FAUNALARI

- Alt aile** : Dicerinae Guerin, 1966
Cins : *Diceros* Gray, 1821
Diceros pachygnathus (Wagner), 1848
 levha 1, şekil 8
- 1848 *Rhinoceros pachygnathus* Wagner,
 levha 2, şekil 3,4
- 1862 *Rhinoceros pachygnathus* Gaudry,
 sayfa 177, levha 26,28
- 1862 *Rhinoceros schleiermacheri* Gaudry,
 sayfa 202, levha 32
- 1904 *Rhinoceros pachygnathus* Weber,
 sayfa 479, levha 16
- 1904 *Rhinoceros schleiermacheri* Weber,
 sayfa 491, levha 16
- 1924 *Dicerorhinus orientalis* Ringström,
 sayfa 4
- 1929 *Rhinoceros pachygnathus* Arambourg ve
 Piveteau, sayfa 22
- 1970 *Dicerorhinus orientalis* Melentis,
 sayfa 332

Gereç

Sol dP³ (ÇES-8)

Buluntu Yeri

Sığmdere

Coğrafik ve Stratigrafik Dağılım

Diceros pachygnathus Valesiyen yaşlı (Çin'de Shansi; Almanya'da Eppelsheim; Uşak'da Eşme-Akçaköy) ve Turoliyen yaşlı (Yunanistan'da Pikerimi, Sisam Adası, Kauflache, Selanik, Halmyropotamos; İran'da Maragha; Afganistan'da Molayan; Afyon'da Akm; Aydın'da Amasya; Nevşehir'de Karain; Denizli'de Mahmutgazi; İstanbul'da Küçükçekmece; Uşak'da Balçıklıdere; Muğla'da Eski Bayırköy) faunalarda yer alır.

Tanımlama

Protocone yüksektir ve arka kenara yakındır. Protocone alanı hypocone alanından daha geniştir. Hypocone dişin arka-içinde yer alır. Parastyle alçaktır ve tacın dış yüzeyinde tabana doğru kalınlaşır. Mesostyle parastyle'e yakındır ve tacın dış yüzeyinde tabana doğru kalınlaşır.

Parastyle oluk sığdır. Ectoloph'un 'W' yapısı belirgin değildir. Protoloph metaloph'dan daha uzundur ve geniştir. Crista çok az belirgindir. Crochet dişin orta kısmında ve orta vadi ile medifossette arasındadır. Medifossette açıktır. Postfossette derindir. Anterior cingulum çok gelişmiştir ve parastyle'den protocone'un ön-içine kadar uzanır. Posterior cingulum postfossette'in arka kısmındadır. İç cingulum yoktur. Dış brachyodont yapıda ve küçük boyutludur; ayrıca minesini üzerinde ince çizgiler bulunur.

Benzerlik ve Ayrıcalıklar

Sığmdere'de bulunan dP³, iç cingulum'un yokluğu ve crista'nın varlığı ile, Shansi ve Halmyropotamos'dan *Dicerorhinus orientalis*'e (Ringström, 1924; Melentis, 1970) ve Pikerimi'den *Rhinoceros pachygnathus*'a benzer (Gaudry, 1862).

Sığmdere'de bulunan *Diceros pachygnathus*'un biyometrisi, Pikerimi'den *Rhinoceros pachygnathus*, Sisam Adası'ndan *Rhinoceros schleiermacheri* ve Shansi'den *Dicerorhinus orientalis*'e göre (Çizelge 5) daha küçük boyutu gösterir.

Hipparion mediterraneum Hensel, 1860

levha 1, şekil 9

1860 *Hipparion mediterraneum* Hensel,

levha 3, şekil 1

1941 *Hemihipparion mediterraneum* Werhli,

levha 17, şekil 4

1952 *Hipparion dietrichi* Gromova,

sayfa 238

1968 *Hipparion mediterraneum* Forsten,

sayfa 45

1970 *Hipparion mediterraneum* Melentis,

sayfa 230, levha 2,3

1971a *Hipparion dietrichi* Sondaar,

sayfa 427, levha 2, şekil a,b

1978 *Hipparion dietrichi* Bernor,

sayfa 50, 52

1982 *Hipparion mediterraneum*, Kaya,

sayfa 130, levha 1, şekil 8

	D. pachygnathus ÇES-8	R. pachygnathus Pikerimi	R. schleiermacheri Sisam Adası	D. Orientalis Shansi
Uzunluk	31.9	43	39	40
Genişlik	33.3	38	41	35
Taç indisi	104.2	88	105	87
Kuvvet değeri	1062	1634	1599	1400
				1800 2208

Çizelge 5: *Diceros pachygnathus* (Wagner)'e ait dP³ lerin biyometrisi.

Table 5: Biometric values of dP³ *Diceros pachygnathus* (Wagner).

	Pikerimi	Selanik	Maragha	Sisam A.	Gülpınar	ÇED-9
P ₂ -P ₄ uzunluğu	73.0	69.3	74.4	70.1	-	69.2
M ₁ -M ₃ uzunluğu	66.9	65.3	69.0	69.2	68.5	67.1
P ₂ -M ₃ uzunluğu	144.0	125.0	147.0	137.0	-	136.3

Çizelge 6 : *Hipparion mediterraneum* Hensel'e ait dişlerin biyometrisi.

Table 6 : Biometric values of lower teeth of *Hipparion mediterraneum* Hensel.

Gereç

Sol alt çene parçası, P₂ -M₃ insitu (ÇED-9)

Buluntu Yeri

Değirmendere

Coğrafik ve Stratigrafik Dağılım

Hipparion mediterraneum Turoliyen yaşlı faunalarda yer alır. örneğin, Yunanistan'da Pikermi, Kauflache, Halmyropotamos, Alifaka, Selanik, Sisam Adası, Tanagra; Ukrayna'da Novo-Elisabetovka, Sevastopol; Romanya'da Taraklia, Grebeniki, Malusteni, Tudorovense; Fransa'da Aubinas, Mont-Leberon; İran'da Maragha; Nevşehir'de Taşkınpaşa, Karain; Uşak'da Balçıklidere; Çanakkale'de Gülpmar.

Tanımlama

P₂: Protoconid ve hypoconid boyuna uzun, enine dardır. Metaconid ve metastylid yuvarlağımsı ve büyüktür. Entoconid dörtgen biçimindedir. Anterior ve posterior fossetula küçük ve sade yapıdadır. Preparastylid öne doğru sivridir. Plicaballinid öne eğimlidir. Dış çukurluk sığdır. Tüm dişlerde seman tabakası ve mine kalındır.

P_{3,4}: Protoconid ve hypoconid enine gelişmiştir. Metaconid ve metastylid yuvarlağımsı ve büyüktür. Protostylid protoconid'in ön kısmında küçük bir halka oluşturur.

Mj₂: Entoconid ve entoconülid yuvarlağımsı ve küçüktür. Dış ve iç çukurluklar birbirine değımlidir.

M₃: Tüm tüberküller küçük ve enine basıktır. Hypoconid'in arkasında hypoconülid yer alır. Fossetula'lar sadedir.

Benzerlik ve Ayrıcalıklar

Değirmendere formu, fossetula'larm sade yapısı ve metaconid ile metastylid'in yuvarlağımsı biçimi ile, Sisam Adası ve Maragha'dan **H. dietrichi**, Pikermi, Selanik, Halmyropotamos ve Gülpmar'dan **H. mediterraneum** ile benzerdir (Sondaar, 1971 a; Bernor, 1978; Gaudry, 1862; Kaya, 1982).

Değirmendere'deki **H. mediterraneum'un** biyometrisi, Pikermi, Selanik, Maragha, Sisam Adası ve Gülpmar formları ile karşılaştırıldığında, Sisam Adası formuna yakın olduğu görülür (Çizelge 6).

PALEOEKOLOJİ

Nebisuyu, Sığmdere ve Değirmendere formlarının yansıttıkları odontolojik özellikler paleoekolojik yorumlara olanak sağlar.

Viret'e (1958) göre **Anchitherium'un** Erken ve Orta Miyosen başı yaşlı formları brachyodont yapıda ve orman formlarıdır. **Anchitherium'un** taç yüksekliğinin artması ve molerlerde dış çukurluğun derin olması, yaşam* ortamında yeni koşullara uyum sağlamış olabileceğini yansıtır. Bu demektir ki, **Anchitherium'un** Orta Miyosen sonu ve Geç Miyosen başı formlarının paleoekolojisi ormandan çok savan ortamıdır. Nebisuyu faunasında yer alan **Anchitherium**, taç yüksekliğinin fazla olması nedeniyle (13.6 mm), savan ortamını yansıtır.

Taç yüksekliğinin artması yumuşak otlarla beslenen orman formlarından sert otlarla beslenen step formlarına geçişi yansıtır (Stirton, 1947; Hussain, 1971'den). Sığmdere faunasında bulunan **H. primigenium** taç yüksekliğinin alçak (28 mm) olmasıyla orman formlarını, De-

ğirmendere faunasında yer alan **H. mediterraneum** ise taç yüksekliğinin yüksek olmasıyla (42 mm) step formlarını yansıtır.

Forsten'e (1968) göre hypsodonti indisi orman formlarından step formlarına doğru artar. Hypsodonti indisi alçak olan (205) Sığmdere faunasındaki **H. primigenium** orman, yüksek olan (240) Değirmendere faunasındaki **H. mediterraneum** step ortamını belirtir.

Dış çukurluğun molerlerde derin, premolerlerde sığ olması sert step otlarını yeme ve artan kuraklığa adaptasyon sonucu olmuştur (Gromova, 1952). Sığmdere formu, dış çukurluğun konumu ile, yumuşak bitkilerle beslenmeyi; Değirmendere formu sert bitkilerle beslenmeyi yansıtır.

Protostylid ve ectostylid orman formlarında step formlarına göre daha boldur (Forsten, 1968). Bu özelliği ile de Sığmdere formu orman, Değirmendere formu step ortamını sunar.

Mädler ve Steffens (1979) Çanakkale, Manisa, Kütahya, Muğla, Uşak, Balıkesir, Aydın ve Afyon yörelerindeki Orta Miyosen yaşlı yaprak fosillerine göre (**Ulmus**, **Quercus**, **Persea**, **Myrica**) iklimin subtropikal; Lütig ve Steffens (1976) ise Trakya ve Batı Anadolu'daki Erken ve Orta Miyosen yaşlı yaprak fosillerine göre (**Acer**, **Castanae**, **Quercus**, **Salix**, **Cinnamomun**) orman ortamının varlığına değinir.

Sonuç olarak, Nebisuyu yöresi için Orta Miyosen sonu (Astarasiyen) savan, Sığmdere yöresi için Geç Miyosen başı (Valesiyen) orman-savan ve Değirmendere yöresi için Geç Miyosen ortası (Turoliyen) step alanları öngörülebilir.

SONUÇLAR

Alçitepe yöresinde üç farklı yaşda memeli faunası yer alır:

1. Nebisuyu faunası içerdiği **Anchitherium** sp.'ye göre Orta Miyosen sonu (Astarasiyen) yaşlıdır. Bu form, bazı morfolojik özellikleri ile Çandır, La Grive ve Sansan faunalarmdaki **Anchitherium aurelianense'**ye benzenmesine karşın, biyometrik olarak çok büyük olmasıyla **A. aurelianense'**den ayrılmaktadır.

2. Sığmdere faunası içerdiği **Hipparion primigenium**, **Chilotherium habereri** ve **Diceros pachygnathus'a** göre geç Miyosen başı yaşlıdır. **H. primigenium'un** morfolojik ve biyometrik özellikleri, Eppelsheim, Nombrevilla, Qued el Hamman, Valles-Penedes, Esselborn, Bermersheim ve İnönü II formlarına çok benzer. **Chilotherium habereri'nin** morfolojik ve biyometrik özellikleri Shansi ve Altan Teli formlarına; **Diceros pachygnathus'un** morfolojik özellikleri Pikermi, Sisam Adası ve Shansi formlarına çok benzenmesine karşın, biyometrik olarak daha küçük olmasıyla bu formlardan ayrılır.

3. Değirmendere faunası içerdiği **Hipparion mediterraneum'a** göre Geç Miyosen ortası yaşlıdır. Bu form, morfolojik özellikleri ile Pikermi, Sisam Adası, Maragha, Halmyropotamos, Selanik ve Gülpmar formlarına, biyometrik özelliği ile de Sisam Adası formuna yaklaşıp.

Fauna elemanlarını yansıttıkları odontolojik özelliklere göre, Nebisuyu yöresi için savan, Sığmdere yöresi için orman-savan, Değirmendere yöresi için step alanları önerilebilir.

ALÇITEPE MEMELİ FAUNALARI

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arambourg, C., 1959, Vertebres continentaux du Mioce-ne superieur de l'Afrique du Nord: Mem. Serv. Carte, geol. Algeria, N.S.,Paleont., 4,161.
- Arambourg, C. ve Pivetaeau, J., 1929, Les Vertebres du Pontien de Salonique: Ann. Paleont., t. XVIII, 57-140.
- Atalay, Z., 1981, Çankırı (Ankara) orta Miyoseninde "**Anchitherium aurelianense** Cuvier" in bulunması hakkında: Türkiye Jeol. Kur. Bült., C.24, 75-77.
- Becker - Platen, J.D., Sickenberg, O. ve Tobien, H., 1975, Die Gliederung der Känozoischen sedimente der Türkei nach Vertebraten-Faunengruppen: in, Sickenberg, O. Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie: Geol. Jb., B 15, 19-100.
- Bernor, R.L., 1978, The mammalian systematics biostratigraphy and biochronology of Maragha and its importance for understanding Late Miocene Hominoid zoogeography and evolution: Ph.D. Univ. of California, 314 s.
- Borsuk - Bialynicka, M., 1969, Lower Pliocene Rhinocerotids from Altan Teli, Western Mongolia: Pal. Polonica, 21, 73-92.
- Colbert, E.H., 1935, Siwalik mammals in the American Museum of Natural History: Trans. Amer. Phil. Soc, XXVI, 1-401
- Forsten, A.M., 1968, Revision of the Palearctic **Hipparion**: Acta Zool. Fennica 119, 1-134.
- Forsten, A.M., 1978, **Hipparion** primigenium (v.Meyer, 1829) an early three-toed horse: Ann. Zool. Fennici, 15, 298-313.
- Gaudry, A., 1862, Animaux fossil es et geologie de l'Attique: F. Savy, LXXV,476s.
- Gromova, V., 1952, Les Hipparion: Edit. Akad. Sci. U.R.S.S., Moscou, Transl., from Russian by S.T.Aubin, Bur. Rech. Min. Geol, 1-288.
- Gürbüz, M., 1981, inönü (KB Ankara) Orta Miyosenindeki **Hemiteyon sansaniensis** (Ursidae) türünün tanımlanması ve stratigrafik yayılımı, Türkiye Jeol. Kur. Bült., C. 24, 85-90.
- Heissig, K., 1972, Päläontologische und geologische Untersuchungen im Tertiär von Pakistan: Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. N.F., Heft 152,1-112.
- Heissig, K., 1975, Rhinocerotidae aus dem Jungtertiär Anatoliens: Geol.Jb. B 15, 145-151.
- Hensel, R., 1860, Ueber **Hipparion mediterraneum**: Abh. K. Preuss. Akad. Wiss. 27-121,
- Hussain, S.T., 1971, Revision of **Hipparion** (Equidae, Mammalia) from the Siwalik Hills of Pakistan and India; Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. N.F. Heft, 147,1-68.
- Kaya, T., 1982, Gülpmar (Çanakkale) hipparionlarmm odontolojik özellikleri:Türkiye Jeol. Kur. Bült., C 25, 127-135.
- Kaya, T., 1987, Middle Miocene **Anchitherium** and **Aceratherium** found in Tire (izmir): Jour. of Facult of Sci. Ege Univ., Series B, V. 9,11-16.
- Lüttig, G. ve Steffens, P., 1976, Explanatory Notes for the paleogeographic atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene: 66 s.
- Madler, K. ve Steffens, P., 1979, Neue Blattfloren aus dem Oligozän, Neogen und Pleistozän der Türkei. Geol. Jb., B 33, 3-33.
- Ozansoy, F., 1969, Ege fosil omurgalı faunaları ve Hipparion'lu faunaların dikey dağılımı: Maden Tetkik Arama Enst. Ankara, s.72, 189-193.
- Ozansoy, F., 1973, Les caracteristiques du Neogene des Dardanelles: Ankara Üniv. Dil Tarih Coğr. Fak., Antropoloji, s. 6, 171-180.
- önem, Y., 1974, Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale dolayının jeolojisi: TPAO Rap., 877.
- Pirlot, P.Y., 1956, Les formes europeennes du genre **Hipparion**: Mem. Y.Com. Inst. Geol. Dip. Prov. n.XIV, 1-121.
- Ringström, T., 1924, Nashorner der Hipparion-Fauna Nord-Chinas: Pal. Sinica, S.C., v.1,1-156.
- Rögl, F. ve Steininger, F.F., 1983, Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys: Ann. Nat. Hist. Mus. 85/a, 135-163.
- Saner, S., 1985, Saros Körfezi dolayının çökeltme istifleri ve tektonik yerleşimi, Kuzeydoğu Ege denizi, Türkiye: Jeol. Kur. Bült., C.28,1-10.
- Schlosser, M., 1903, Die fossilen Cavicornier von Samos: Beitr. Pal. Geol. österr. Ungarn. 17, IV-XII, 28-118.
- Sondaar, P.Y., 1961, Les Hipparion de l'Aragon meridional: Estudios Geol., 17,209-305.
- Sondaar, P.Y., 1971 a, The Samos Hipparion: Proc. Kon. Nedcr. Akad. Wetensch., Af d. Natuurk. Erste. Reeks-Deel, XXI, n.1,1-76.
- Sondaar, P.Y., 1971 b, An Anchitherium from the Vallesian of Soblay (Ain, France): V° Congres du Neogene Mediterranee, Memoire du B.R.G.M.,78.
- Sondaar, P.Y. ve Staesche, U., 1975, Anchitherium in der Türkei: Geol.Jb., B 15, 137-198.
- Ünay, E. ve Bruijn, H. De, 1984, On some Neogene rodent assemblages from both sides of the Dardanelles, Turkey: Newsl. Stratigr., 13(3), 119-132.
- Viret, J., 1958, Perissodactyla: Traite de Paleontologie, VI, 2, 368-492.
- Viret, J., 1961, Catalogue critique de la fauna des mammiferes Miocenes de la Grive-Saint-Alban (Iseere). Nouv. Archives, Mus., VI.
- Wagner, A., 1848, Urweltliche Säugethier-Ueberreste aus Griechenland: Abh. Math. Phys. Kl. Bd. V.2,335-378.
- Weber, M., 1904, Über Tertiäre Rhinocerotiden von der Insel Samos II: Bull. Soc. Imperiale, Nat.Moscou, XVIII, 477-500.
- Werhli, H., 1941, Beitrag zur Kenntniss der Hipparionen von Samos: Pal. Zeitschr. Bd., 22, 321-386.

- Wessels, W., Ünay, E. ve Tobien, H., 1987, Correlation of some Miocene faunas from Northern Africa, Turkey and Pakistan by means of Myrocricetodontidae: Proc. Kon. Ned. Akad. van Wetensch., B, 90,1,65-82.

LEVHA I: (Anchitherium sp.)

PLATE I: (Anchitherium sp)



Şekil 1: Sol P² (ÇEN-1) (x1/1)

Hipparion primigenium Meyer

Şekil 2: Sağ P³⁻⁴ (ÇES-2) (x1/1)

Şekil 3: Sağ P³⁻⁴ (ÇES-3) (x1/1)

Şekil 4: Sağ P¹⁻² (ÇES-4) (x1/1)

Şekil 5: Sağ P¹⁻² (ÇES-5) (x1/1)

Şekil 6: Sol metacarpus III'ün I phalanx'ı
(ÇES-6) (x1.5)

Chilotherium habereri (Schlosser)

Şekil 7: Sol P³ (ÇES-7) (x1/1)

Diceros pachygnathus (Wagner)

Şekil 8: Sol dP³ (ÇES-8) (x1/1)

Hipparion mediterraneum Hensel

Şekil 9: Sol alt çene parçası, P₂-M₃ in situ
(ÇED-9) (x1/1)

Figure 1: Left P² (ÇEN-1) (x1/1)

Hipparion primigenium Meyer

Figure 2: Right P³⁻⁴ (ÇES-2) (x1/1)

Figure 3: Right P³⁻⁴ (ÇES-3) (x1/1)

Figure 4: Left P¹⁻² (ÇES-4) (x1/1)

Figure 5: Left P¹⁻² (ÇES-5) (x1/1)

Figure 6: Left first phalanx of metacarpus III
(ÇES-6) (x1.5)

Chilotherium habereri (Schlosser)

Figure 7: Left P³ (ÇES-7) (x1/1)

Diceros pachygnathus (Wagner)

Figure 8: Left dP³ (ÇES-8) (x1/1)

Hipparion mediterraneum Hensel

Figure 9: Left lower jaw, P₂-M₃ in situ
(ÇED-9) (x1/1)

Ulukışla Tersiyer İstifinin Foraminifer ve Ostrakod Faunasına göre stratigrafik yorumu

Stratigraphical Interpretation of the Ulukışla Tertiary Sequences by Ostracodes and Foraminifers

ATİKE NAZİK
NURAN GÖKÇEN

ÇÜMMF Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana
DEÜ Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir

ÖZ: Tuzgölü havzasının güneydoğusunda yer alan Ulukışla ve yöresinin Tersiyeri doğuda Ecemiş Fayı, kuzeydoğuda Niğde masifi, güneyde ise Bolkar Dağları ile jeolojik olarak sınırlanır. Permian-Üst Kretase yaşlı Bolkar Grubu üzerinde tektonik dokanla yerleşmiş bulunan ofiyolitik karışığın yaşlı Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen olarak bilinmektedir. Oluşumunun ofiyolitik karışığın yerleşimini izlediği kabul edilmiş Sansartepe formasyonu volkanik ve sıg sokulum kayaların, alanın kuzey ve güneyinde değişik epokları yansıtmakta olduğu anlaşılmaktadır. Ayrıca bölgenin kireçtaşlanca (Başmakçı ve Karatepe) örtülmesi nedeniyle de gelişiminin kuzeyde Paleosen, güneyde İpresiyen sonuna kadar devam ettiği saptanmıştır. Kuzeyin Başmakçı kireçtaşı Alt İpresiyen, güneyin Karatepe kireçtaşı ise Alt Lütisyan yaşlıdır. Sansartepe formasyonu çakılları ile yastık lav arakatlarından oluşan Sereyenkaya formasyonu bu kireçtaşlarının yanıl eşdeğeridir. Daha üstte yer alan türbiditik Güney formasyonu alttaki birimlerle uyumlu olup kuzeyde Üst İpresiyen, güneyde Üst Lütisyan-Bartoniyen yaş konağına aittir. Bölgede Eosen'de oluşmuş karasal evre, Oligosen jipslerinin çökelmeye başlamasıyla son bulmuştur. Bu yeni döneme ait Zeyvegediği jips ve anhidritlerinin üzerinde, aynı olarak bol ostrakod fosilli Kabaktepe üyesi yer alır. Üste doğru kireçtaşlarının hakim olduğu Akitanien yaşlı Kurtulmuştepe ve daha da üstte kumtaşılarından oluşmuş Kızılöz formasyonları gelir. Alt Miyosen'den sonra yeni bir tektonik fazın geliştiği bölgede yerel olarak gözlenen travertenlerin de (Kızıltepe) bu arada çökeldiği saptanmıştır, istifin Üst Miyosen sedimanları ise ard arda gelen Kızılbaş ve Katrandetepe formasyonlarıdır. Pliyosen'de kuzeyde çökelmis Beştepe formasyonu güneyde ise taraçalar ve Kuvaterner alüvyonları ile istif son bulur.

ABSTRACT : Ulukışla Tertiary sequences are located in the southeastern part of the Tuzgölü Basin and geologically bounded to the northeast by the Niğde massive, to the east by the Ecemiş Fault, to the south by the Bolkar Mountains. The basement of the Tertiary sequences is the Campanian-Lower Maastrichtian aged ophiolitic melange which is tectonically located on the Permian to Upper Cretaceous rocks of the Bolkar Group. The oldest unit of the sequence is the Sansartepe formation consisting of volcanics, dikes and sills. The activity seems Ypresian aged in the south and Paleocene in the north. The Sansartepe unit is covered by the Başmakçı limestone of Lower Ypresian in the north, and by Karatepe limestone of Lower Lutetian in the south. The detritics of the following Sereyenkaya formation is the lateral extinction of the same limestones. These units, which are conformably overlain by the turbiditic Güney formation, are observed to indicate Ypresian in the north and Lutetian-Bartonian in the south. Zeyvegediği gypsum and anhydrites and the laterally located Kabaktepe member of the area are deposited in an evaporitic basin following the continental period of Upper Eocene. The sequence is overlain conformably by marls and limestones of Kurtulmuştepe formation and sandstones of Kızılöz formation of Lower Miocene. Middle and Upper Miocene are represented by Kızıltepe, Kızılbaş and Katrandetepe formations. Beştepe formation in the north, alluvial terraces in the south are the Pliocene sediments of the area studied.

The sequence is terminated by the Quaternary alluviums in the studied area.

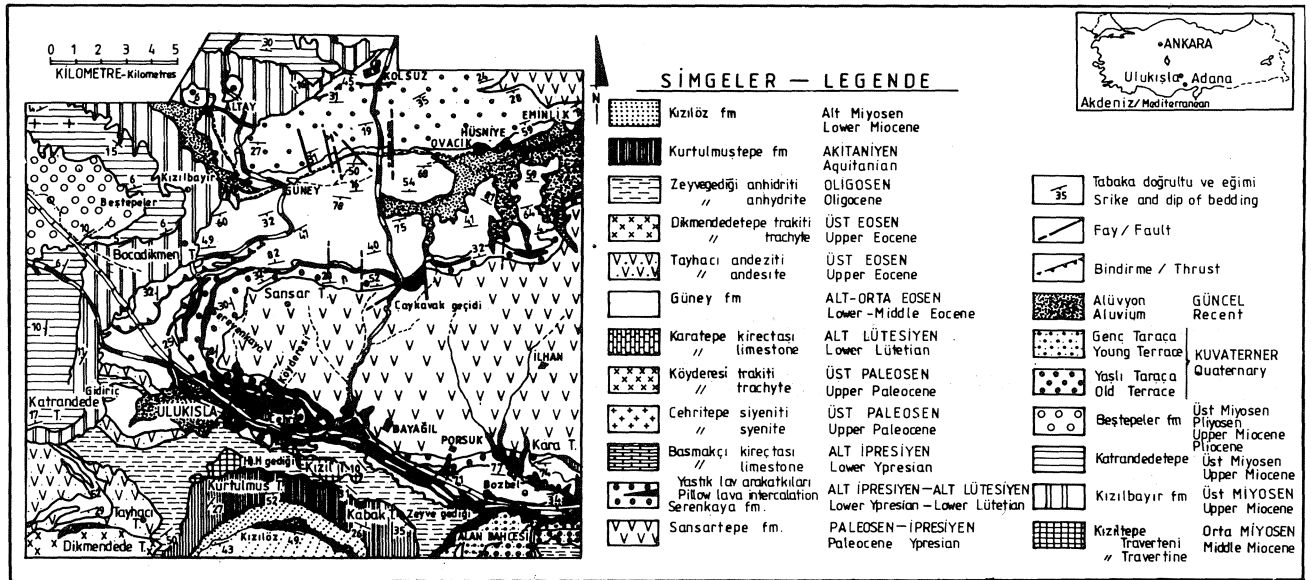
GİRİŞ

Ulukışla Bölgesi Tersiyer istifinin ostrakod ve foraminifer içeriğinin saptanarak paleontolojik yaşının verilmesi ve oluşun ortamının belirlenmesi araştırmanın bu bölümünün yöneldiği ana konulardır.

Tuzgölü Havzasının güneydoğusunda yer alan Ulukışla yöresinin Tersiyeri (Şekil 1) doğuda Ecemiş fayı, kuzeydoğuda Niğde masifi, güneyde ise Bolkar Dağları ile jeolojik olarak sınırlanır.

Bölgede 30 yıl öncesinden bu yana gerçekleştirilmiş jeolojik çalışmalar bilim alanları ve stratigrafik düzeyleri

ile birlikte (Şekil 2)*de verilmiştir. Bunlardan genel jeoloji konusunda Blumenthal (1956) ve Demirtaşlı ve diğ. (1973, 1984), petrol jeolojisinde Akarsu ve Ketin (1965), litofasiyesi ve bölge tektoniği/plaka tektoniği belirlenmesinde Oktay(1982) bilinmekte olup, Blumenthal, Bolkar dağın kuzey kenarı bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi; Akarsu ve Ketin, Tersiyer havzalarının jeolojik etüdü; Demirtaşlı ve diğerleri Bolkar dağlarının jeolojisini, Oktay ise Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve tektonik evrimi çalışmalarını bu amaçla gerçekleştirmişlerdir.



Şekil 1: Ulukışla ve çevresinin jeoloji ve yer buldurular haritası (Oktay, 1982'den kısmen değiştirilerek)

Figure 1: Location and geological maps of Ulukışla and its surroundings (From Oktay, 1982 with slight modification)

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR Previous Works	BLUMENTHAL 1956	AKARSU-KETİN 1965	DEMİRTAŞLI vd. 1973	OKTAY 1982	DEMİRTAŞLI vd. 1984
STRATİGRAFİK DÜZEY Stratigraphic Level					
KUVATERNER / Quaternary					
PLİYOSEN / Pliocene					
MİYOSEN / Miocene					
OLİGOSEN / Oligocene	GENEL JEOLJİ General Geology	PETROL JEOLJİSİ Petroleum Geology	GENEL JEOLJİ General Geology	STRATİGRAFİ ve PLAKA TEKTONİĞİ Stratigraphy and Plate Tectonics	GENEL JEOLJİ General Geology
EOSEN / Eocene					
PALEOSEN / Paleocene					

Şekil 2: Bölgede tamamlanmış önceki çalışmalar.
Figure 2: Previous geological studies in the area.

STRATİGRAFİ

Bölge stratigrafisinin bu araştırmada saptanmış ve önceki stratigrafi çalışmalarında verilmiş litolojik birimleri, kronostratigrafik dağılımları ile birlikte (Şekil 3)'de denetlenmiştir. Burada Paleosen'den Kuvaterner'e kadar uzanan ve pek az stratigrafik boşluk içeren bir istif ortaya çıkmaktadır. İncelenen istifin temelini oluşturan ve Permiyen-Üst Kretase yaşlı Bolkar Grubu üzerinde tektonik dokanakla gelmiş ofiyolitik karışığın yaşı Kampaniyen-Alt Maastrichtiyen olarak Ketin ve Akarsu (1965) ve Demirtaşlı ve diğ. (1973 ve 1984)'nin çalışmalarından bilinmektedir. Bölgede ölçtüğümüz stratigrafik kesitler birer bütünlük oluşturdukları kuzey ve güney kesimler için (Şekil 4)'de ayrı ayrı denetlenmiş, (Şekil 5 ve 6)'da ise kuzey ve güney bölgeler için genelleştirilmiş stratigrafi kesitleri hazırlanmıştır. Bölge litostratigrafik birimleri alttan başlayarak Sansartepe formasyonu, kuzeyde Başmakçı kireçtaşı yanıl devamı Şereyenkaya formasyonu, güneyde Karatepe kireçtaşı yanıl devamı Şereyenkaya for-

masyonu, bunları uyumlu olarak örten Güney formasyonu, Üst Eosen'de bir stratigrafik boşluk, Oligosen'de Zeyvedeği ve üst düzeylerinde yer alan Kabaktepe üyesi, Alt Miyosen'e ait Kurtulmuştepe ve Kızılöz formasyonları, Orta Miyosen'de karasal evre ve yer yer Kızıltepe travertenleri, Üst Miyosen'de Kızılbaş ve Katrandedepte formasyonları, Pliosen'de Beştepeler formasyonudur. Kuvaterner ise alüvyon örtüdür. Bu birimlerin stratigrafik özellikleri şu şekilde belirlenmiştir.

Sansartepe Formasyonu

En altta yer alan ve oluşumunun ofiyolitik karmaşığın yerleşimini izlediği kabul edilmiş (Ketin ve Akarsu (1965) Demirtaşlı ve diğ. (1973)) bu birim Oktay (1982) tarafından adlandırılmış olup, cinsi başlıca trakianandezit bileşimli yastık lavlar ve monzonitik - siyenit siğ. soku hamlardır. Alanın kuzey ve güneyinde değişik epokları yansıtmakta olduğu, birimi uyumlu olarak örten farklı yaştaki kireç taşlarından saptanmıştır. Bunlardan kuzeydeki bölümün yerleşimi (örtüsü olan Alt İpresiyen Başmakçı kireçtaşı'na göre) Paleosen sonuna, güneyin ise üste yer alan Alt Lütisyen yaşlı Karatepe kireçtaşına göre İpresiyen sonuna kadar devam etmiş olmalıdır. Bölgenin altta yer alan Sansartepe formasyonu dışındaki diğer magmatik birimler olan Cehritepe siyeniti, Köyderesi trakiti, Tayhacı andeziti ve Dikmendedepte trakitinin ise bu çalışma için ölçülmüş kesitler ile doğrudan ilişkisi bulunmamaktadır.

Sereyenkaya Formasyonu

Birim Oktay (1982) tarafından adlandırılmıştır. Sansartepe formasyonundan türemiş çakıltaşları ve yastık lav arakatıklarından oluşmuştur. Tip kesit yeri Ulukışla kuzeyindeki Sereyenkaya mevkiidir. Tabanda sarımsı renkli blok boyunda parçalar içeren ve çapraz ile dereceli tabakalanma gösteren çakıltaşları daha üstteki sarımsı-kahve renkli kumtaşları, pelajik düzeylerle özellikle bölge güneyinde görülen yastık lav arakatıklarından oluşmuştur. Tip kesit yeri dışında Ulukışla doğusunda Porsuk köyünde,

ULUKIŞLA TERSİYER İSTİFİ

ARAŞTIRMALAR Researches	BLUMENTHAL 1956	KETİN-AKARSU 1965	DEMİRTAŞLI vd 1973	OKTAY 1982	DEMİRTAŞLI vd. 1984	BU ARAŞTIRMA Present work		
STRATİGRAFİK DÜZEY Stratigraphical Level				ALÜVYON / Alluvium GENÇ TARACA/Young terrace YAŞLI TARACA/Old terrace				
KUVATERNER Quaternary	ALÜVYON Alluvium	ALÜVYON Alluvium	ALÜVYON Alluvium		ALÜVYON Alluvium	ALÜVYON Alluvium		
PLİYÖSEN Pliocene				BEŞTEPELER FM.		BEŞTEPELER FM.		
MİYOSEN Miocene	ÜST Upper	OLASILI MİYOSEN TORTULLARI Probable Miocene Deposits	KARASAL NEOJEN KAYA BİRİMİ Continental Neogene rock units	KATRANDEDETEPE FM.	KARASAL NEOJEN Continental Neogene	KATRANDEDETEPE FM.		
	ORTA Middle			KIZILBAYIR FM.		KIZILBAYIR FM.		
	ALT Lower			KIZILÖZ FM.		KIZILÖZ FM.		
OLİGOSEN Oligocene	JİPSLİ SERİ Gypsiferous series	KIZILOZ FM.	KURTULMUSTEPE FM. EMİRLER FM. YALÇINDERE FM.	KURTULMUSTEPE FM.	KURTULMUSTEPE FM.	KURTULMUSTEPE FM.		
EÖSEN Eocene	ÜST Upper	ULUKIŞLA-ACIĞEYHAN/ANDEZİT KOMPLEKSİ Ulukışla-Çifrehan-Andesite Complex BİLEKÇİ KIREÇTAŞI Limestone	KOC AK FM.	HASANGAZİ FM.	HASANGAZİ FM.	KABAKTEPE ÜYESİ Kabaktepe Member		
	ORTA Middle			TABAKLI FM.		ULUKIŞLA FM.	BOZBELTEPE ÜYESİ Bozbeltepe Member	GÜNEY FM.
	ALT Lower			DARBOĞAZ FM.		ULUKIŞLA FM.	GÜMÜŞ ÜYESİ Gümüş Member	KARATEPE KİL-SEREYENKAYA " Limestone FM.
PALEOSEN Paleocene	ÜST Upper	ULUKIŞLA-ACIĞEYHAN/ANDEZİT KOMPLEKSİ Ulukışla-Çifrehan-Andesite Complex BİLEKÇİ KIREÇTAŞI Limestone	HALKAPINAR FM.	HALKAPINAR FM.	HALKAPINAR FM.	VOLKANİK ÜYE Volcanic Member		
	ALT Lower			GÜNEYDAĞI FM.		GÜNEYDAĞI FM.	KALESARAY OLİSTOLİT Triassic Olistolith	SANSARTEPE FM.

Şekil 3: Bölge stratigrafisinin önceki araştırmalarla karşılaştırılması.
Figure 3: Comparison of the stratigraphy of the region with the previous works.

Ulukışla-Niğde arasındaki Çaykavak geçidinde, kuzeyde Güney, Eminlik köyleri arasında saptanmıştır. Tip kesiti 763 m. olarak ölçülmüştür. Ulukışla çevresinde maksimum 1450 m., doğuda Porsuk köyünde 90 m. olan kalınlık dağılımı ile formasyonun doğuya doğru incelmeye gösterdiği saptanmıştır (Oktay, 1982). *Globorotalia* lensiformis Subbotina, *G. marginodentata* Subbotina, *G. Formosa* gracilis içeren ve Sansartepe formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen birim ayrıca kuzeyde Başmakçı kireçtaşı, güneyde ise Karatepe kireçtaşı ile yanal geçişlidir. Formasyonun yaşı İpresiyen olarak saptanmıştır.

Başmakçı Kireçtaşı

Bu birim ilk kez Blumenthal (1956) tarafından adlandırılmış olup havzanın kuzeyinde Sereyenkaya formasyonu içinde arakatki olarak gözlenir ve batıya doğru Sereyenkaya formasyonu ile yer değiştirir. En iyi şekilde Başmakçı köyü yakınında izlenmektedir. Burada kalınlığı 250 m. olup bol foraminifer, alg, bryozoer ve mercan kavkaları içermektedir. Saptanmış fosillerden *Discocyclina scalaris* (Schlumberger), *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Distichoplax biserialis* Dietrich, *Lithothamnium* sp. (Kırmızı alg) ve Tersiyer nummülitlerine göre birimin yaşı Alt İpresiyen'dir. özel-

likle batıda üstteki Güney formasyonu ile uyumlu olduğu gözlenmiştir.

Karatepe Kireçtaşı

inceleme alanında ilk kez Oktay (1982) tarafından adlandırılan bu birim krem ve beyaz renkli kireçtaşlardan oluşmaktadır. Hasangazi köyünün güneyindeki tip kesiti 50 m. kalınlıkta ölçülmüştür. Bol miktarda foraminifer, pelesipod kavkaları ile mercan içermekte ve Oktay (1982) tarafından iyi tabakalı oluşu, allokem içeriği ile resif önü-bank olarak tanımlanmaktadır. Birim Sereyenkaya formasyonunun güneydeki yanal eşdeğeri olup kapsadığı *Nummulites gizehensis* Forskal, *N. atacicus* Leymerie, *Discocyclina sella* (d'Archiac), *Rotalia* cf. *trochidioformis* Lamarck, *Alveolina* sp., *Operculina* sp., *Orbitolites* sp., *Gypsina* sp., *Lockhartia* sp. gibi foraminifer faunasına göre Alt Lütisiyen yaşlıdır.

Güney Formasyonu

Oktay, 1982'de tanımlanmış ve inceleme alanında çok yaygın olarak gözlenen bu birimin de oluşum zamanı kuzeyden güneye farklılık gösterir. Sereyenkaya formasyonu, Başmakçı ve Karatepe kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelir. Genellikle ince taneli, tabaka kalınlıkları değişken (5 cm.-1 m.), canlı izleri, çapraz ve paralel la-

H.tuberculata ile Akitanıyen yaşı verilmiştir.

Kızılöz Formasyonu

Havzanın sadece güneyinde görülen bu birim Ketin ve Akarsu (1965) tarafından adlandırılmıştır. Tip yeri olan Kızılöz mevkiinde 1500 m. kalınlıktadır. Kırmızı, yeşil renkli çapraz tabakalı, iri taneli kumtaşı ve çakıltaşmdan oluşmuştur. İçinde fosil bulunamamış olup diğer formasyonlarla ilişkisine göre Alt Miyosen-Akitanıyen'den sonra çökeldiği anlaşılmaktadır.

Kızıltepe Travertenleri

Oktay (1982) tarafından ayırtılan bu birim kendinden yaşlı birimler üzerinde örtü şeklinde ve kırmızı, kahve renkli karbonat çökeli niteliğinde gözlenir. Alt Miyosen'den sonra bir tektonik fazın geliştiği bölgede yer alan Kızıltepe travertenleri bu stratigrafik ilişkiye göre Orta Miyosen yaşlı olmalıdır.

Kızılbayır Formasyonu

Havzanın hem güneyinde hem de kuzeyinde görülen ve Oktay (1982) tarafından adlandırılmış bu birim genelde kırmızı-yeşil renkli, kaba taneli, büyük ölçekli çapraz tabakalı kumtaşlardan oluşmuştur. Tip kesiti Kızılbayır mevkiinde 375 m. kalınlıktadır. Tabanda Güney formasyonu ile uyumsuz, üstte Katrandedetepe formasyonu ile uyumlu olduğundan yaşı Katrandedetepe formasyonuna göre Orta-Üst Miyosen olarak değerlendirilmiştir.

Katrandedetepe Formasyonu

Oktay (1982) tarafından ayırtılan bu genç Miyosen birim yeşilimsi-sarımsı marn ve beyaz renkli kireçtaşlardan oluşmuştur. Tip lokalitesinde kalınlığı 162 m. ölçülmüştür, özellikle kireçtaşı düzeyleri bol gastropod içermektedir. Birimden derlediğimiz örneklerde Candona (Candona) parallela pannonica Zalanyi, Candona (Candona) decima Freels, Candona (Typhlocypris) illustris (Snejder), Candona neglecta Sars, Heterocypris salinus Brady, Uyocypris gibba Ramdohr, Uyocypris bradyi Sars, Darwinula stensoni Brady ve Robertson, Cheikella sp., Limnocythere sp. gibi ostrakodlar Ponsiyen yaşının verilmesine yeterli bulunmuştur (Freels, 1980).

Beştepeler Formasyonu

Havzanın kuzeyinde gözlenen en genç birimdir. İnce marnlı düzeyler içeren gevşek çimentolu, kırmızı-yeşil renkli kumtaşı ve çakıltaşmdan oluşmuştur. Tip kesit yeri Beştepeler mevkiinde olup kalınlık 180 m.dir. Tabanda Katrandedetepe formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmektedir, ince marnlı düzeylerinin içerdiği ostrakodlardan Eucypris dulcifons Diebel ve Pietrzenuik ve gastropodlardan Hydrobia ventrosa Monfort, Valvata (Cincinnati) sp. ile Pliyosen yaşta olmalıdır. Havzanın bazı bölümlerinde bu formasyonu uyumsuz olarak örten Kuva-terner yaşlı alüvyon ve taraçalarla istif tamamlanmaktadır.

Birimlerde saptanmış başlıca ostrakodlar Levha 1 ve II'de verilmiştir.

ORTAMSAL YORUM ve SONUÇ

Araştırma alanımızda oluşum zamanı açısından farklılık gösteren kuzey ve güney stratigrafi istifleri için genelleştirme Şekil 5 ve 6 ile ayrı ayrı hazırlanmıştır. Formasyonların yanıl değişimleri, taban-tavan ilişkileri, ortalama kalınlıkları ve kronostratigrafik konumları burada

belirlenmektedir. Stratigrafi bölümünde açıklamaya çalıştığımız sedimanter istifin en altını oluşturan Başmakçı, Karatepe kireçtaşları kuzeyde Alt İpresiyen'de güneyde ise Alt Lütseyen'de ve sığ denizel bir ortamda çökelmiştir. Bu kireçtaşları ile eş zamanlı olan Sereyenkaya formasyonu volkanik ürünlerin denizel ortam çökeltileri olarak ortaya çıkmaktadır. Güney formasyonu kuzeyde Üst İpresiyen, güneyde Üst Lütseyen'de oluşmuş pelajik fauna içeren türbiditlerdir. Yalnız güneyde daha üstte bilinen Zeyvegediği jips ve anhidritleri ile Kabaktepe üyesi karasal bir evreden sonra çökelmiş oluşuklardır. Faunası bol Akitanıyen'in Kurtulmuştepe formasyonu yine yalnız güneyde yer almakta ve tatlısu geçiş ortamını belirlemektedir. Çalışma alanımızın güneyinde Kızılöz kaba detritikleri ile Kızıltepe travertenleri belirgin karasal tortullardır. Her iki bölgede de saptanmış olan Kızılbayır formasyonu ise yine karasal detritiklerden oluşmaktadır. Katrandedetepe formasyonu yeşilimsi-sarımsı marn ve beyaz renkli kireçtaşmdan oluşan bir gösel ortam ürünüdür. Bu dört birimde Kurtulmuştepe formasyonundan sonra yine Miyosen'de çökelmiştir. En üstteki kırıntılılar Beştepeler formasyonu da karasal bir birim olup Pliyosen yaşlıdır. Kuva-terner taraça ve alüvyonları ile istif son bulmaktadır.

Çalışma, bölgenin kuzey ve güneyi için zamansal ve litolojik farklılık gösteren stratigrafik istiflerinin belirlenip, denestirilmesinin yanısıra mikrofosil (ostrakod ve foraminifer) kapsamının saptanarak paleontolojik yaşının verilmesi ve paleobiyolojik ortamının değerlendirilmesi yeniliklerini getirmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu araştırmanın başlatılıp yönlendirilmesine emeği geçen Prof.Dr. Sungu L.Gökçen'e (DEÜ); Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanlığına ve arazi çalışmalarında sağladığı olanaklar için MTA Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğü'ne teşekkürü borç biliriz. Karofitler Dr.J.Riveline (Paris VI Üniv.) tarafından tayin edilmiştir; kendisine ve foraminiferlerin tayininde yardımlarını esirgemeyen Doç.Dr.Vedia Toker (AÜFF) ve Dr. Sefer Ölçer'e (MTA) yazarlar içten teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Blumenthal, M., 1956. Yüksek Bolkardağın kuzey kenarını bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi. Maden Tetkik Arama Enst. Seri D, No: 7, 153 s., Ankara.
- Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-nielsen, K., 1985, Plankton stratigraphy. Cambridge University Press, 327 p.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Erenler, F., Işıklar, S., Şanlı, D.Y., Selim, M. ve Turhan, N., 1973, Bolkardağlarının jeolojisi. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler. Maden Tetkik Arama Enst., 608 s., Ankara.
- Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A.Z. and Selim, M., 1984, Geology of Bolkar Mountains. Geology of the Taurus Belt International Symposium. 26-29 September 1983, Ankara.
- Freels, D., 1980, Limnische Ostrakoden aus Jungtertiär und Quartär der Türkei. Geologisches Jahrbuch Reihe B., Heft 39, 171, p., Hannover.

ULUKIŞLA TERSİYER İSTIFI

- Keen, M.C., 1972, The Sannoisian and some other Upper Paleogene Ostracoda from north-west Europe. Reprinted from Paleontology, Volume 15, Part 2, London.
- Ketin, İ. ve Akarsu, I., 1965, Ulukışla Tersiyer havzasının jeolojik etüdü hakkında rapor. TPAO, No: 339.
- Oktay, F.Y., 1982, Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25:1, 15-24
- Pomerol, Ch. and Premoli-Silva, I., 1986, Terminal Eocene Events, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, Printed in the Netherlands.

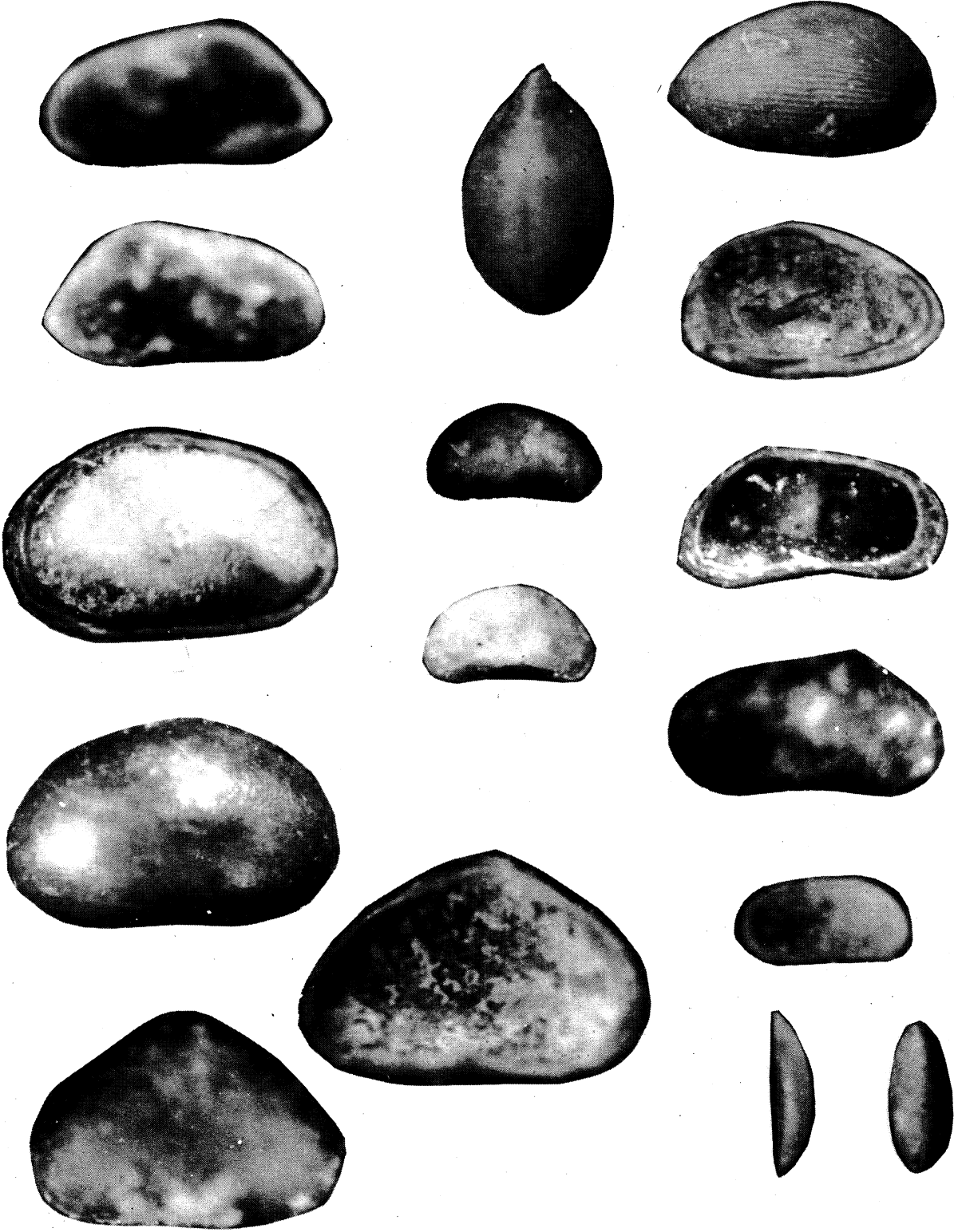
LEVHA I
(X 50)

- Şekil 1-3: *Zonocypris* sp.,
Kurtulmuştepe, AKT8624, Akitanien
1. Sağ kapak, dıştan görünüm
2. Sağ kapak, içten görünüm
3. Kabuk, sırttan görünüm
- Şekil 4-5: *Candona* (*Candona*) *decimal* Freels
Katrandetepe, AGK8630, Ponsiyen
4. Kabuk, sol görünüm
5. Kabuk, sağ görünüm
- Şekil 6-7: *Candona neglecta* Sars
Katrandetepe, AGK8629, Ponsiyen.
6. Sağ kapak, içten görünüm
7. Sağ kapak, dıştan görünüm
- Şekil 8-9: *Candona* (*Typhlocypris*) *illustris*
Snejder
Katrandetepe, AGK8624, Ponsiyen
8. Kabuk, sağ görünüm
9. Kabuk, sol görünüm
- Şekil 10-12: ***Candona*** (*Candona*) ***paralela***
pannonica Zalanyi
Katrandetepe, AGK8624, Ponsiyen
10. Sol kapak, dış görünüm
11. Kabuk, sırttan görünüm
12. Sol kapak, sırttan görünüm
- Şekil 13-14: ***Heterocypris salinus*** Brady
Katrandetepe, AGK9630, Ponsiyen
13. Sağ kapak, içten görünüm
14. Sağ kapak, dıştan görünüm
- Şekil 15-16: ***Cheikella*** sp.
Katrandetepe, AGK8729, Ponsiyen
15. Sol kapak, içten görünüm
16. Sol kapak, dıştan görünüm

PLATE I
(X 50)

- Figure 1-3: *Zonocypris* sp.,
Kurtulmuştepe, AKT8624, Aquitanian
1. Right valve, external view
2. Right valve, internal view
3. Carapace, dorsal view
- Figure 4-5: *Candona* (*Candona*) *decimal* Freells
Katrandetepe, AGK8630, Pontian
4. Carapace, left view
5. Carapace, right view
- Figure 6-7: *Candona neglecta* Sars
Katrandetepe, AGK8629, Pontian
6. Right valve, external view
7. Right valve, internal view
- Figure 8-9: *Candona* (*Typhlocypris*) *illustris*
Snejder
Katrandetepe, AGK8624, Pontian.
8. Carapace, right view
9. Carapace, left view
- Figure 10-12: ***Candona*** (*Candona*) ***paralela***
pannonica Zalanyi
Katrandetepe, AGK8624, Pontian
10. Left valve, external view
11. Carapace, dorsal view
12. Left valve, dorsal view
- Figure 13-14: ***Heterocypris salinus*** Brady
Katrandetepe, AGK8630, Pontian
13. Right valve, internal view
14. Right valve, external view
- Figure 15-16: ***Cheikella*** sp.
Katrandetepe, AGK8729, Pontian
15. Left valve, internal view
16. Left valve, external view

LEVHA - I
PLATE - I



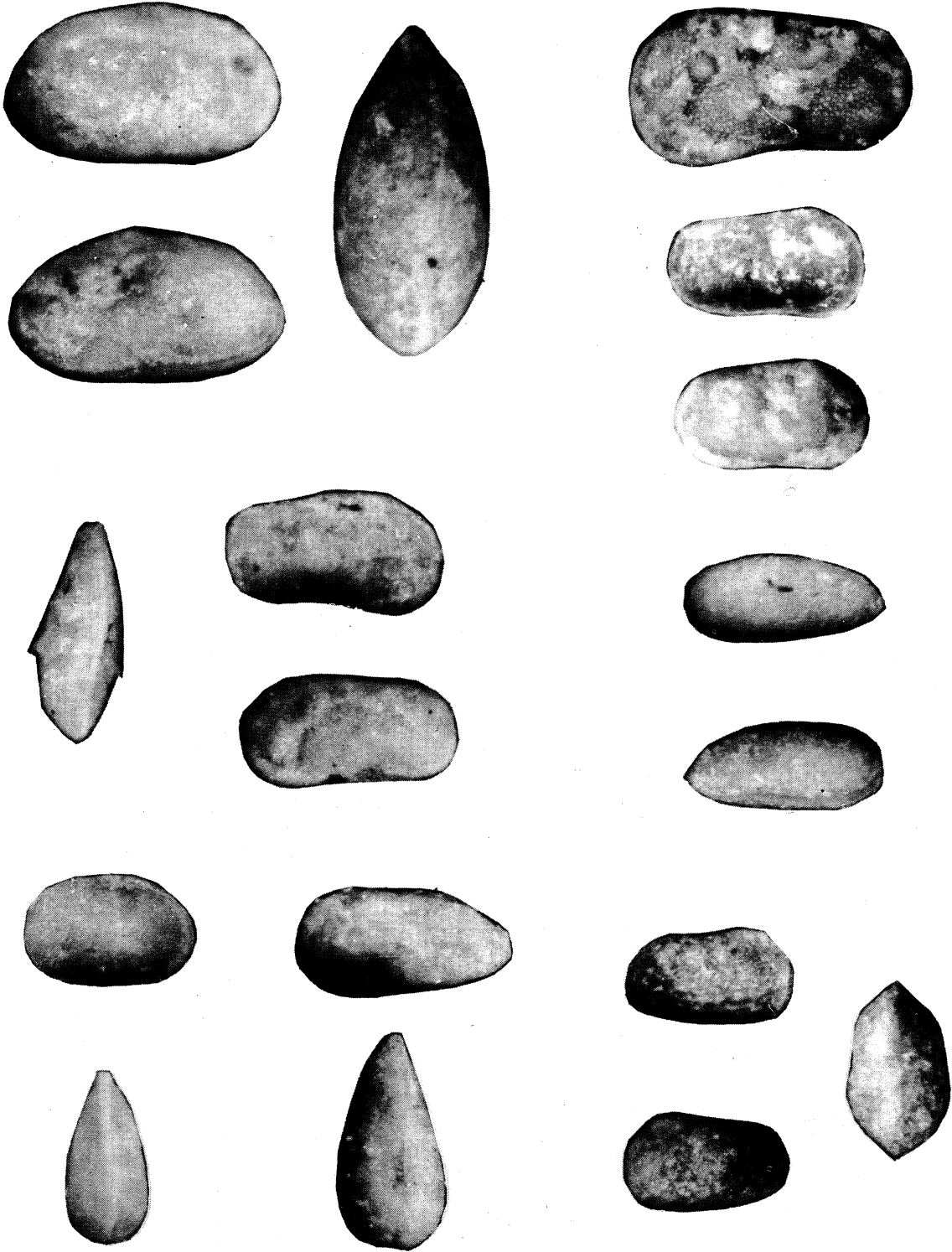
LEVHA II
(X 50)

- Şekil 1-3: *Heterocypris salinus* Brady
Katrandedetepe, AGK8624, Ponsiyen
1. Kabuk, sağ görünüm
2. Kabuk, sol görünüm
3. Kabuk, sırttan görünüm
- Şekil 4: *Ilyocypris gibba* Ramdohr
Katrandedetepe, AGK8624, Ponsiyen
4. Sol kapak, dıştan görünüm.
- Şekil 5-6: *Ilyocypris bradyi* Sars
Katrandedetepe, AGK8628, Ponsiyen
5-6. Kabuk, sağ görünüm
- Şekil 7-8: *Darwinula stevensoni* Brady ve
Robertson
Katrandedetepe, AGK8624, Ponsiyen
7. Kabuk, sağ görünüm
8. Kabuk, sol görünüm
- Şekil 9-10: *Neocyprideis williamsoniana*
(Bosquet)
Kabaktepe, AKT865, Oligosen
9. Kabuk, sağ görünüm
10. Kabuk, sırttan görünüm
- Şekil 11-12: *Kollmanella* sp.
Kabaktepe, AKT865, Oligosen
11. Kabuk, sağ görünüm
12. Kabuk, sol görünüm
- Şekil 13-15: *Limnocythere* sp.
Katrandedetepe, AGK8626, Ponsiyen
13. Kabuk, sırttan görünüm
14. Kabuk, sol görünüm
15. Kabuk, sağ görünüm
- Şekil 16-18: *Cladarocythere hantonensis* Keen
Kabaktepe, AKT865, Oligosen
16. Kabuk, sol görünüm
17. Kabuk, sağ görünüm
18. Kabuk, sırttan görünüm

PLATE II
(X 50)

- Figure 1-3: *Heterocypris salinus* Brady
Katrandedetepe, AGK8624, Pontian
1. Carapace, right view
2. Carapace, left view
3. Carapace, dorsal view
- Figure 4: *Ilyocypris gibba* Ramdohr
Katrandedetepe, AGK8624, Pontian
4. Left valve, external view
- Figure 5-6: *Ilyocypris bradyi* Sars
Katrandedetepe, AGK8628, Pontian
5-6. Carapace, right view
- Figure 7-8: *Darwinula stevensoni* Brady ve
Robertson
Katrandedetepe, AGK8624, Pontian
7. Carapace, right view
8. Carapace, left view
- Figure 9-10: *Neocyprideis williamsoniana*
(Bosquet)
Kabaktepe, AKT865, Oligocene
9. Carapace, right view
10. Carapace, dorsal view
- Figure 11-12: *Kollmanella* sp.
Kabaktepe, AKT865, Oligocene
11. Carapace, right view
12. Carapace, left view
- Figure 13-15: *Limnocythere* sp.
Katrandedetepe, AGK8626, Pontian
13. Carapace, dorsal view
14. Carapace, left view
15. Carapace, right view
- Figure 16-18: *Cladarocythere hantonensis* Keen
Kabaktepe, AKT865, Oligocene
16. Carapace, left view
17. Carapace, right view
18. Carapace, dorsal view

LEVHA - II
PLATE - II



DÜZELTME

Ağustos 1988, Cilt 31, Sayı: 2'de yayınlanmış olan Fikret İŞLER'in «Çiftehane (Niğde) volkanitlerinin mineralojik - petrografik ve jeokimyasal incelemesi» adlı makalesinde, «piroklastik» bölümünün son paragrafı dizilmiştir. Düzeltir özür dileriz.

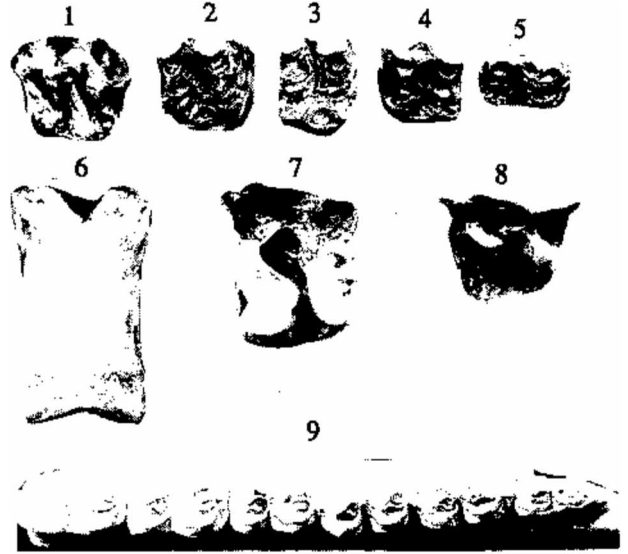
«Tüllerde yapılan mikroskopik incelemelerde bol sayıda lav parçacıkları ve volkanik kaya parçacıkları dikkati çeker. Bu parçalar genelde akıntı strüktürü gösteren bir hamurla çimentolanmışlardır. Hamurda, volkanik kaya ve lav parçacıklarında ayrışma çok yaygın olarak görülür, genelde plajyoklaslar albitleşmişlerdir, bademsi görünümüne boşluklar klorit ve kalsit tarafından doldurulmuştur, daha az olanlarda zeolit ve epidot görülür, hamurun büyük bir kısmı da kloritleşmiş ve kalsitleşmiş olarak izlenir.»

DÜZELTMELER

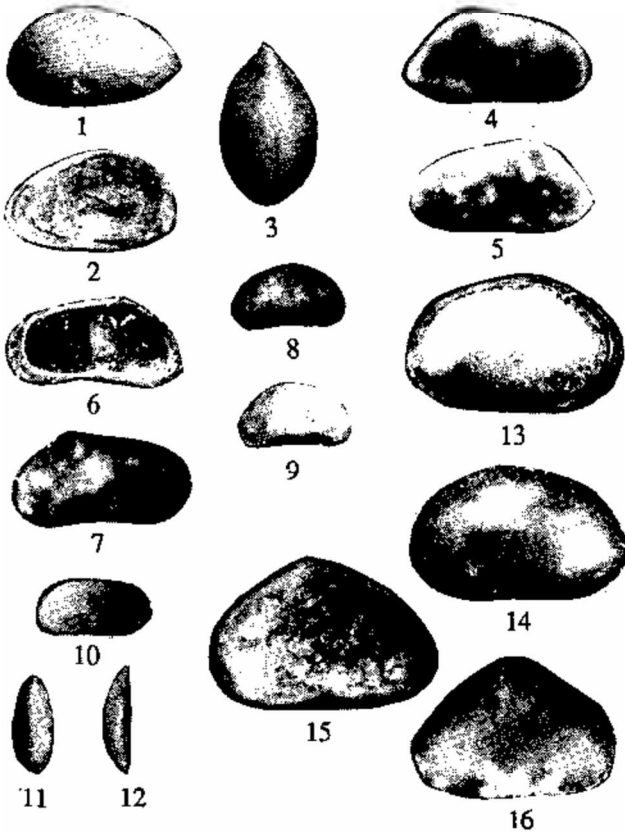
Ağustos 1988, Cilt 31, Sayı: 2'de yayımlanmış olan Fikret İŞLER'in «Çiftelhan (Niğde) volkanitlerinin mineralojik - petrografik ve jeokimyasal incelemesi» adlı makalesinde, «piroklastik» bölümünün son paragrafı dizilmiştir.

«Tüllerde yapılan mikroskopik incelemelerde bol sayıda lav parçacıkları ve volkanik kaya parçacıkları dikkati çeker. Bu parçalar genelde akıntı strüktürü gösteren bir hamurla çimentolanmışlardır. Hamurda, volkanik kaya ve lav parçacıklarında ayrışma çok görülür, genelde plajyoklaslar albitleşmişlerdir, bademsi görümlü boşluklar klorit ve kalsit tarafından doldurulmuştur, daha az olarak zeolit ve epidot görülür, hamurun büyük bir kısmı da kloritleşmiş ve kalsitleşmiş olarak izlenir.»

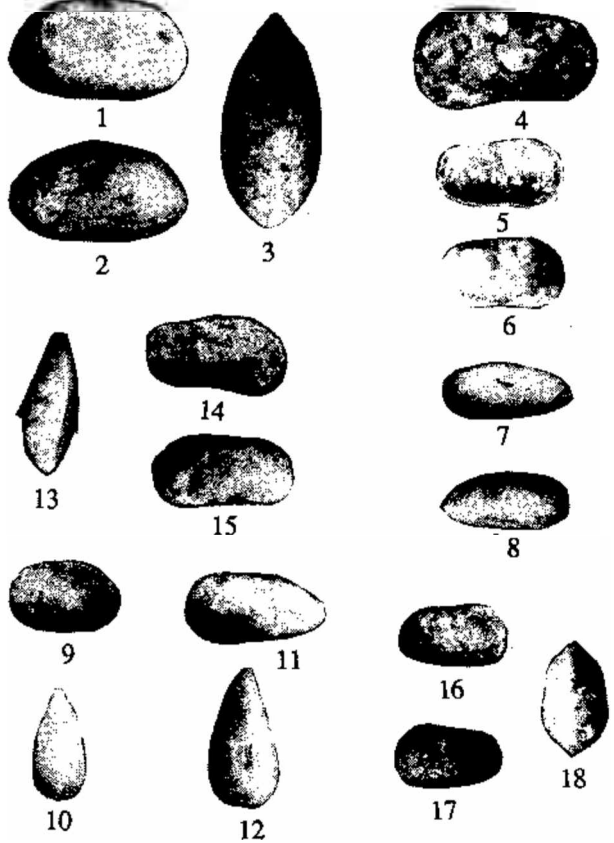
Sy: 87'deki Levha aşağıdaki gibi olacaktır.



Sy:97'deki Levha aşağıdaki gibi olacaktır.



Sy:99'daki Levha aşağıdaki gibi olacaktır.



Düzeltilir özür dileriz.