

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1987
February,

Cilt 30
Vol.

Sayı 1
no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Çamdağ (Sakarya) - Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi

The geology of the Çamdağ (Sakarya) - Sünnicedağ (Bolu) region

Mustafa AYDIN, Hüseyin S. SERDAR, Ömer ŞAHİNTÜRK, Metin YAZMAN, Reha ÇOKUĞRAŞ,
..... Osman DEMİR, Yakup ÖZÇELİK

Muş ve Aladağ'ın fauna ve florası hakkında

On fauna and flora of Muş and Aladağ

..... Neriman Rückert - ÜLKÜMEN

Korkuteli yöresinin (KB Antalya) Üst Eosen - Alt Oligosen kalkerli nannoplankton biyostratigrafisi

Upper Eocene - Lower Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Korkuteli region (NW Antalya)

..... Vedia TOKER

Akhisar (Çıtak) çevresi kömürlerinin palinolojik incelemesi

Palynologic examination of the Akhisar (Çıtak) coal deposits

..... Funda AKGÜN, Erol AKYOL

İri bentik foraminifer (Lepidocyclina gigas Cushman'ın, Burdigaliyen) Bulanık (Muş), Kadirli (Adana) ve Andırın (K. Maraş) yörelerinde sistematik tanımı ve paleoekolojisi

The paleoecology and systematic description of the large bentic foraminifera (Lepidocyclina gigas Cushman, Burdigaliyen) in the Bulanık (Muş), Kadirli (Adana) and Andırın (K. Maraş) regions

..... Mehmet SAKINÇ

**«Yeni bir mineral, Trabzonit, $Ca_4 Si_3 O_{10} \cdot 2H_2O$ »
Trabzonite, $Ca_4 Si_3 O_{10} \cdot 2H_2O$, a new mineral**

..... Halil SARP, Georges BURRI

Karabük - Safranbolu Tersiyer havzası kuzey kenarının stratigrafisi ve niteliği

Stratigraphy and nature of the northern margin of the Karabük - Safranbolu Tertiary basin

..... Ali KOÇYİĞİT

Orta Karadeniz bölgesindeki Pliyosen yaşlı Canik volkanitlerinin minaralojik - petrografik ve jeokimyasal incelenmesi

Mineralogic - petrographic and geochemical investigation of the Pliocene Canik volcanics in Central Black Sea region (Central Pontites, Turkey)

..... M. Nuri TERZİOĞLU

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

41. Dönem (1986 - 1987)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

A. Mesut ÇETİNÇELİK (DSİ)	Başkan (President)
Ayhan KÖSEBALABAN (TKİ)	İkinci Başkan (Vice President)
Halil TÜRKMEN (MTA)	Genel Yazınan (Secretary General)
T. Kemal TÜRELİ (MTA)	Sayman (Treasurer)
R. Tekin ARIKAL (MTA)	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
İ. Aydın ARAS (MTA)	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Ekmel AKIN (TPAO)	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social Affairs)

BAŞ EDITÖR

(Editor - in - Chief)

K. Erçin KASAPOĞLU (ODTÜ)

EDITÖRLER (Editors)

Ali KOÇYİĞİT (ODTÜ) - Taner ÜNLÜ (MTA) - Gürkan YERSEL (MTA)

TEKNİK YÖNETMEN (Technical Editor)

Nihat APAYDIN (MTA)

YARDIMCI TEKNİK YÖNETMENLER

(Assistant Technical Editors)

Yunus ÜYE (MTA) - Müslüm ÖZDEN (MTA)

YAZI İNCELEME KURULU (Editorial Board)

Şakir ABDÜSSELAMOĞLU (İTÜ)	Burhan ERDOĞAN (DEÜ)	Aral OKAY (İTÜ)
Dursun AÇIKBAŞ (TPAO)	Kemal ERGUVANLI (İTÜ)	Fazlı Y. OKTAY (İTÜ)
Mehmet AKARTUNA (İÜ)	Yavuz ERKAN (AÜFF)	Necdet ÖZGÜL (İTÜ)
Azıla AKYOL (İTÜ)	Ayhan ERLER (ODTÜ)	Türker ÖZSAYAR (KÜ)
Erol AKYOL (DEÜ)	Okay EROSKAY (İÜ)	Önder ÖZTUNALI (İÜ)
Erol BAŞARIR (DEÜ)	Aziz ERTUNÇ (AÜ)	Ali ÖZTÜRK (ÇÜ)
Ergüner BİNGÖL (MTA)	İsmet GEDİK (KÜ)	Selahattin PELİN (HÜ)
Küfür BOZKURT (AÜ)	Azasever GEDİKOĞLU (AÜ)	Yılmaz SAVAŞÇIN (DEÜ)
Yılmaz BÜRKÜT (İTÜ)	Nuran GÖKÇEN (ÇÜ)	İsmail SEYHAN (MTA)
Mehmet BÜYÜK (MTA)	Sungu L. GÖKÇEN (ÇÜ)	İhsan SEYMEN (SÜ)
Nezihi CANİTEZ (İTÜ)	Naci GÖRÜR (İTÜ)	Ozan SUNGURLU (TPAO)
Baki CANIK (AÜFF)	Güner GÖYMEN (ÇÜ)	Erman ŞAMİLGİL (YÜ)
Ahmet ÇAĞATAY (MTA)	Erol İZDAR (DEÜ)	Celal ŞENGÖR (İTÜ)
Remzi DİLEK (KÜ)	Orhan KAYA (DEÜ)	Güler TANER (AÜFF)
Özcan DORA (DEÜ)	İhsan KETİN (İTÜ)	Yusuf TATAR (FÜ)
Vedat DOYURAN (ODTÜ)	Erdiç KİPMAN (İÜ)	Selçuk TOKEL (KÜ)
Gültekin ELGİN (DEÜ)	Süleyman KOCAEFE (HÜ)	Güner ÜNALAN (MTA)
Tandoğan ENGİN (MTA)	Engin MERİÇ (İTÜ)	Ali YILMAZ (MTA)
Ahmet ERCAN (İTÜ)	Eran NAKOMAN (DEÜ)	Osman YILMAZ (İÜ)
Tuncay ERCAN (MTA)	Teoman NORMAN (ODTÜ)	Yücel YILMAZ (İTÜ)
		Erdoğan YÜZER (İTÜ)

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

Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmez.

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 2000.— TL.'dan temin edilebilir.

Yazışma adresi

N.B. All Correspondence should be addressed to :

Türkiye Jeoloji Kurumu PK. 464 Kızılay - ANKARA Tlf. : 34 36 01 - 34 08 22

TÜRKİYE JEOLojİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1987
February,

Cilt 30 Sayı 1

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Çamdağ (Sakarya) - Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi

The geology of the Çamdağ (Sakarya) » Sünnicedağ (Bolu) region

Mustafa AYDIN, Hüseyin S, SERDAR, Ömer ŞA«
HİMFÜRK, Metin YAZMAN, Reha ÇÖKUĞEAŞ,
..... Osman DEMİR, Yakup ÖZÇELİK 1

Muş ve Aladağ'm fauna ve florası hakkında

On fauna and flora of Muş and Aladağ

..... Neriman Rückert - ÜLKÜMEN 15

Korkuteli yöresinin (KB Antalya) Üst Eosen - Alt Oligosen kalkerli nannoplankton biyostratigrafisi

Upper Eocene - Lower Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Korkuteli region (NW Antalya)

Vedia TÖKER 19

Akhisar (Çıtak) çevresi kömürlerinin palinolojik incelemesi

Palynologie examination of the Akhisar (Çıtak) coal deposits

..... Funda AKGÜN, Erol AKYOL 35

İri bentik foraminifer (Lepidocyelina gîgas Cushman'm, Burdigaliyen) Bulanık (Muş), Kadirli (Adana) ve Andırın (K. Maraş) yörelerinde sistematik tanımı ve paleoekolojisi

The paleoecology and systematic description of the large bentic foraminifera (Lepidocyelina gîgas Cushman, Burdigaliyen) in the Bulanık (Muş), Kadirli (Adana) and Andırın (K. Maraş) regions

..... Mehmet SAKINÇ 51

«Yeni bir mineral, Trabzonit, Ca₄ Si₃ O₁₀ • 2H₂O» Trabzonite, Ca₄ Si₃ O₁₀, 2H₂O, a new mineral

..... Halil SARP, Georges BURRI 57

Karabük - Safranbolu Tersiyer havrası kuzey kenarının stratigrafisi ve niteliği

Stratigraphy and nature of the northern margin of the Karabük - Safranbolu Tertiary basin

..... AM KOÇYİĞİT 61

Orta Karadeniz bölgesindeki Pliyosen yaşlı Ca* nik volkanitlerinin mineralojik - petrografik ve jeokimyasal incelenmesi

Mineralogie - pétrographie and geochemical investigation of the Pliocene Canik volcanics in Central Black Sea region (Central Pontites, Turkey)

..... M. Muri TERZİOÖLU 71

Çamdağ (Sakarya) Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi

The geology of the Çamdağ (Sakarya) - Sünnicedağ (Bolu) region

MUSTAFA AYDIN, TJP.Â.Q. Arama Grubu, Ankara
HÜSEYİN S. SERDAR, TJP.A*Ö, Arama Grubu, Ankara
ÖMER ŞAHİNTÜRK, TJP.A.O. Arama Grubu, Ankara
METİN YAZMAN, TJPJM). Arama Grubu, Ankara
REHA ÇOKUĞRAŞ, T.PJLÖ* Arama Grubu» Ankara
OSMAN DEMİR, T.P.A.O. Arama Grubu» Ankara
YAKUP ÖZÇELİK, T.P.A.O. Arama Grubu, Ankara

ÖZ ; Çalışma alanında, Prækambriyen'den, Senozoyik sonuna kadar bir istif gözlenmektedir. Toplam kalınlık 12*000 m* civarındadır. Metabazikler, amfibolitler ve bantlı gnayslardan kurulu Prekambriyen, Kaplancededağ ve Sünnicedağda yüzeyler. Paleozoyik birimler, iki çökeltme dönemi gösterirler. Birinci dönem Kambriyence başlar ve Silüriyen başlarında, regresyonla biter, Silüriyen'de transgresyonla başlayan ikinci evre, Karbonifer sonunda regresyonla biter. Çamdağ alanında Devoniyen, transgressif olarak Ordovisiyen-Alt Silüriyen birimlerini uyumsuzluk la üstler, Kaplancededağ-Düverdüzü kuzeylerinde, Prekambriyen kayaçları, Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen birimlerince, birincil stratigrafik dokanakla açısız uyumsuz olarak Örtülürler, Ordovisiyen, kırmızı renkli çamurtaşı, silttaşı ve konglomeralardan kuruludur. Silüriyen'e ait mavimsi siyah renkli kireçtaşları ile aralanmalı, siyah renkli şeyller, Ordovisiyen -Alt Silüriyen'e ait birimleri açısız uyumsuz olarak üstler, Silüriyen ile Devoniyen dokanağı uyumlu ve/veya geçişlidir. Zonguldak sahasında Devoniyen-Karbonifer dokanağı geçişlidir. Çalışma alanında Orta-Üst Karbonifer birimleri, Prekambriyen ve Alt Paleozoyik yükselimlerinden ötürü yüzlek vermezler. Karasal ve sığ denizel ortamlarda çökeltmiş olan Permo-Triyas birimleri, kendinden yaşlı birimler üzerine açısız uyumsuz olarak gelirler. Ereğli-Dikmentepe hattı mn doğusunda çökelen Üst Jura-Alt Kretase birimleri, paleo yükselimi aşarak, batıya devam etmezler» Ne otetis okyanusunun kuzeye olan dalma-batmasma bağlı adayayı volkanizması, Senomaniyen'de başlamış, Eosende bitmiştir. Çalışma alanında farklı fasiyeler sunan Eosen birimleri, açısız uyumsuzluklarla başlarlar, Oligo-Miyosen'de aşman alana, Pliyosen karasalları çökeltmiştir. Orhandağ ve Sünnicedağ'da yüzeylenen granitoidler ve diyabazik kayaçlar, Üst Jura'dan yaşlıdır»

ABSTRACT : The sequence ranges from Precambrian to upper-most Cainozoic in the investigated area. Their total thickness is about 12000 meters. Units of Precambrian age consist of metabasic, amphibolites and banded gneisses and they crop out on Kaplancededağ and Sünnicedağ. Paleozoic units have two depositional periods. The first period begins in Cambrian and ends at the beginning of Silurian with a regression. The second one begins in Silurian with a transgression and end in Upper Carboniferous with a regression. In Çamdağ area, rock of Devoian age begin with a transgression and overlie rocks of, Ordovician -Lower Silurian age with an angular unconformity. In Kaplancededağ-north of Düverdüzü Village, rocks of Upper Cambrian-Lower Ordovician overlie the units of Precambrian age with a primary stratigraphic contact. Ordovician units arc composed of red mudstones, silstones and conglomerates. Black shales of Silurian age interbedded with bluish black limes to nes overlie the Ordovician and Lower Silurian sediments with an angular unconformity. The contact, between Silurian and Devonian is concordant and/or transitional* Devonian-Carboniferous boundary is transitional in the Zonguldak subarea, Middle-Upper Carboniferous deposits do not crop out in the investigated area, because of Precambrian and Lower Paleozoic uplifts, Permotriassic sediments which were deposited in continental and near shore-shallow marine environments overlie older sediments with an angular unconformity. The Upper Jurassic and Lower Cretaceous rocks overlap the uplift taking place in eastern part of Ereğli-Dikmentepe Hill and do not extend westwards. Island arc volcanic activity which belongs to north dipping Neotethyan subduction

zone, started in Cenomanian and ended in Eocene, Sediments of Eocene age begin with angular unconformity and show different fades in investigation area. Continental rock units were deposited during Pliocene in the region which was eroded during Oligo-Miocene.

Gitanitoids and diabasic rocks which are older than Upper Jurassic crop out around Orhandağ and Sünnicedağ Mountains.

GİRİŞ

Sunu alam, Kdz. Ereğli-Akçakoca-Karasu-Adapazan-Düzce-Bolu-Mengü gibi yerleşme merkezleri ile çevrili, Batı Karadeniz Bölgesinin, yaklaşık 6000 km² lik bir kesimidir (Şekil 1, la, lb).

Sunu kapsamındaki Jeolojik faaliyetler 1979 yılından bu yana Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Karadeniz ekiplerince belli disiplinlerde, tümüyle 1/25.000 ölçekli harita alımları şeklinde yürütülmüştür.

Eski çalışmalar Çamdağ, Sünnicedağ, Ereğli güneylerinde çok kısıtlıdır, Kaplandededağ ve Orhandağ yörelerinde ise bilinen detaylı bir çalışma tarafımızdan saptanmamıştır. Faydalandığımız eski çalışmalar tarih sırasına göre şöyledir ;

Tokay (1952), Ereğli-Alaplı-Kızıltepe bölgesindeki çalışmalarında, yöredeki şisti şeylleri «Göktepe şistleri» olarak adlandırmıştır. Baykal (1954), Ulus-Eflani yöresinin jeolojisini incelemiştir. Ketin (1967), Bolu-Genere - Mengen ve Yığılca bölgesindeki Paleozoyik oluşuklara ait jeolojik incelemelerinde, yüzeyleyen anfibolit-gnays-bazik kaya birimlerinin Prekambriyen yaşta olabileceklerini belirtmiştir, Soytürk ve Birgül (1971), İstanbul Boğazi-Kdz, Ereğlisi arasını, rekonesans içerikli çalışmalardır, Kipman (1974), doktora çalışmasında, Çamdağ'm kuzey kesimlerinin 1/25,000 ölçekli jeolojisini çalışmıştır. Kaya (1982), Kdz, Ereğli-Yığılca-Bolu kuzeyi ve Mengen alanlarının stratigrafisi ve yapı özelliklerini açıklamış, Çamdağ paleozoyik istifinin stratigrafisini vermiştir,

STRATİGRAFI

Sunu alanında, Prekambriyen'den, Seriozoyik sonuna kadar bir istif bulunmaktadır,

PREKAMBRIYEN

Yedigöller Formasyonu t

Tarafımızdan 1982 çalışmalarında adlanan birim (Serdar ve Demir, 1983), Sünnicedağ ve Kaplandededağlarda yüzeyler,

Birim, amfibolit, gnays ve metabazik kayalar oluşur. Kayalar, metamorfizma nedeni ile, çoğun, ilksel doku ve yapı özelliklerini kaybetmişlerdir. Koyu ve açık renkli mineraller bantlar oluşturmuştur, Şistozite nedeni ile yalancı bantlanmalar oluşmuştur. Ayrışma yüzeyleri arena halinde ve toprağımsı görünüşlü, taze yüzeyleri ise alacalı renkli, sert, kuvars, feldspat, amfibolit ve mika elemanlıdır, Kalınlığı hakkında birşey söylenemez.

Yedigöller Formasyonu üzerinde, en yaşlı olarak Düzce kuzeyi, Akçakoca güneyindeki Düverdüzü Köyü yakın kuzeyinde, üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen yaşlı Kocatöngel Formasyonu, açısız uyumsuzlukla net bir şekilde gelir (Şekil 1, la, lb, 2, 3), Bu yörenin

güneyinde birim, Üst Mesozoyik birimleriyle faylı dokanaktadır.

Açısız uyumsuzlukla üzerine gelen ilk birimin yaşı, kendisinin aşırı metamorfik oluşu ve üstündeki birimin metamorfik olmayışı nedeni ile birimin yaşı Prekambriyen olarak kabul edilmiştir,

PALEOZOYİK

Soğuksu Formasyonu :

Çamdağ güney kesimlerinde yüzeylenen birim, ilk defa Kaya (1982) tarafından adlandırılmıştır.

Formasyonun ana litolojisi, kırmızı-mor, açık kahve, yer yer yeşilimsi-gri, ince orta katmanlı, yer yer sleytimsi yarılmak, yanlım yüzeyleri beyaz mika pullu, klorit zenginleşmen* zonlar içerik çamurtaşlarıdır. Çamurtaşları ile ardalanmalı bulunan kumtaşları ise azınlıkta olup, yeşilimsi-gri, kahve renkli, kuvars elemanlı, ince kum boyutlu, yarı yuvarlak-yuvarlak taneli, sert, köşeli kırılmalı, silis çimentolu, ince-orta katmanlıdır. En az kalınlığı 200 m. olan birimin alt dokanak ilişkisi inceleme alanımızda görülmemiştir. Birimi üstten, geçişli olarak, Karadere Formasyonu ve burada, geçişli olarak Kocatöngel Formasyonu izlemektedir. Kocatöngel Formasyonunun, Üst Kambriyen-AH Ordovisiyen yaşlı olduğu ve alt dokanagının Yedigöller Formasyonu ile uyumsuz olduğu düşünüldüğünde, birimin yaşının Üst Kambriyenden daha yaşlı olduğu ortaya çıkmaktadır. Tarafımızdan Kambriyen olarak kabul edilmiştir.

Birim, açısız uyumsuz olarak, Permo-Iriyas, Meastriştiyen ve Neojen birimlerin Örtülmektedir,

Karadere Formasyonu s

Kaya (1982) tarafından adlanan birim, genelde kırmızı, üstlerde beyaz renkli, bol kuvars elemanlı, ufak-orta tane boylu, yarı yuvarlak-yarı köşeli taneli, sert, silis çimentolu kumtaşları içermekte olup, alt kesimlerde, bunlar kırmızı renkli çamurtaşı katmanları ile ardalanmalıdır.

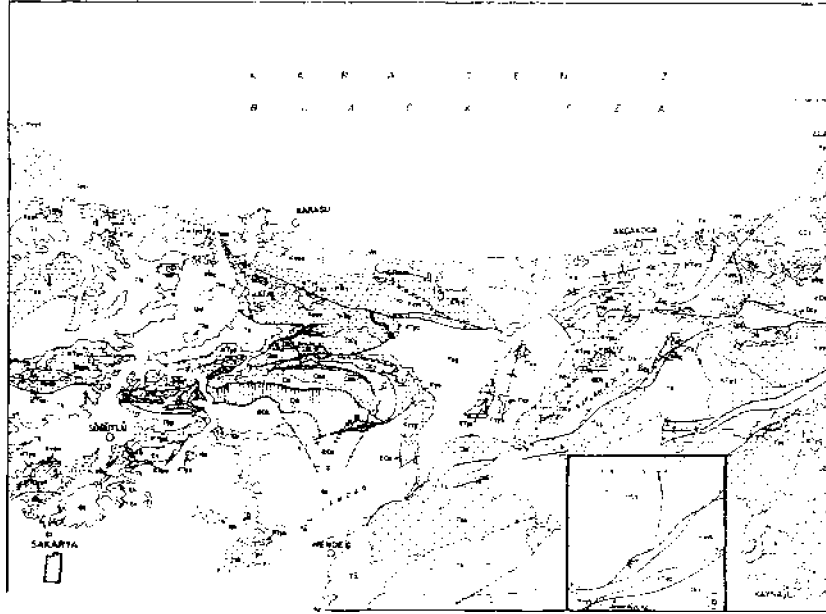
Üstten, Kocatöngel Formasyonu ile dereceli geçişli olan birimin Ölçülmüş kalınlığı 500 m. dir,

Alt ve özellikle üst dokanak ilişkilerine göre Kambriyen sonu» yaşlı olarak kabul edilmiştir,

Kocatöngel Formasyonu :

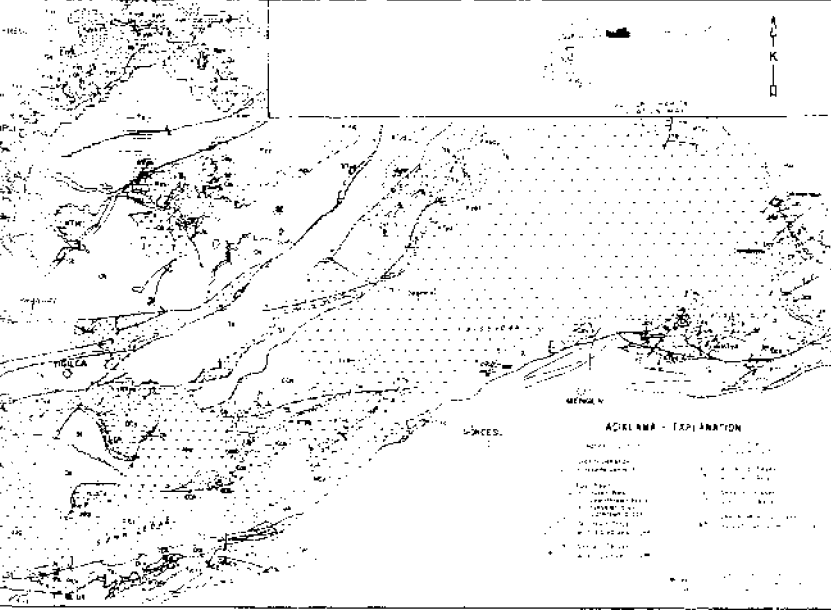
İlk defa Kaya (1982) tarafından adlanan birim, yeşilimsi gri, siyah renkli, orta-kalın katmanlanmalı, yatay laminalanmalı silisli çamurtaşı, şeyller ve az olarak, gri-yeşil renkli, orta tane boyu, silis çimentolu, İnce-orta katmanlanmalı kuvars kumtaşlardan oluşmuştur,

Birim, Düverdüzü Köyü yakın kuzeyinde, Prekambriyen yaşlı Yedigöller Formasyonunu açısız uyumsuzlukla üstler (Şekil 2, 3), (Aydın ve Şahintürk, 1984), Çok net olan bu dokanakta, metabazik-amfibo-



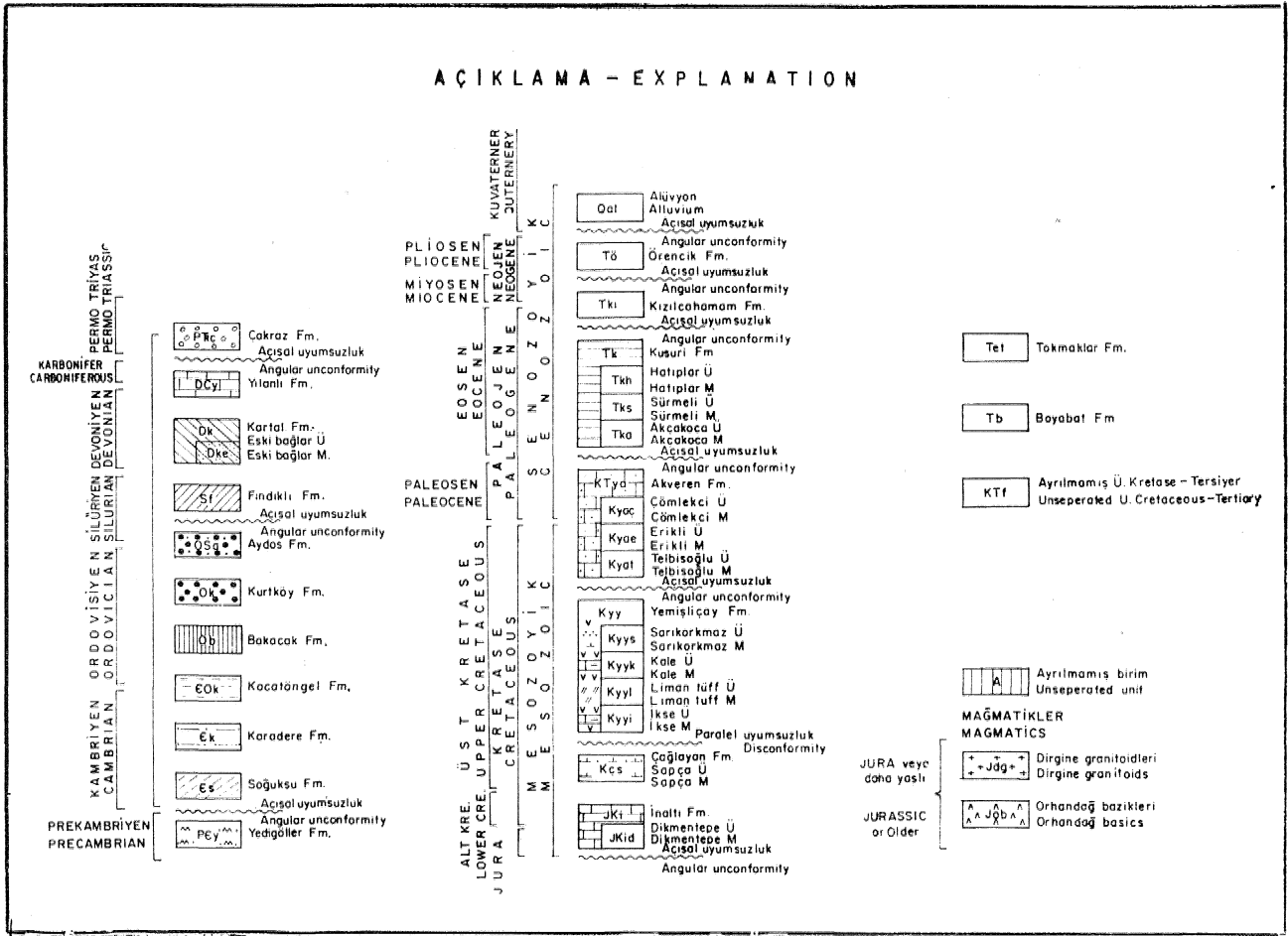
Şekil 1 : İnceleme Alanının jeoloji Haritası.

Figure 1: Geological Map of the Investigated Area.



Şekil 1b : Yedigöller ve Kocatöngel Formasyonlarının İlişkisini Gösterir 1/25.000 Jeolojik Harita

Figure 1b : 1/25.000 Scaled Geological Map Which Shows the Relationship Between Yedigöller and Kocatöngel Formation.



Şekil 1a : Jeolojik Haritaya Ait Açıklamalar
Figure 1a : Explanation of the Geological Map

litler üzerine, 63 m, kalmıklı, alttaki litolojilerin, 1-2 cm, tane boylu çakılların içerir, üste doğru tane boyu küçülen şekildeki bir taban çakıltaşı ile Kocatöngel Formasyonu başlar.

Üstten Bakacak Formasyonu ile geçişli olan birimin kalınlığı 1200 m, din

Şığ-derin denizel ortamda çökelmiş olan birimin alt düzeylerindeki çamurtaşlardaki ilksel brakypodlar Alt Ordovisiyen yaşını vermiştir. (O. Kaya, sözlü görüşme). Ayrıca, Eflani Karadere, Arpat ve diğerleri (1978), birime Kambriyen yaşım vermişlerdir. Bu yaş verilerine göre Üst Kambriyen-Alt Ordovisiyen yaşı, tarafımızdan da benimsenmiştir.

Bakacak Formasyonu t

Kaya (1982) tarafından adlanan birim, alt kesimlerde yeşilimsi gri, üstlere doğru morumsu kırmızı renkli, orta tane boylu, orta boyulanmalı, yarı yuvarlak taneli, orta-kalm katman kalmıklı arkozik kumtaşları ile kırmız-mor renkli çamurtaşı ardalammından oluşmaktadır, Kocatöngel Formasyonu ile geçişli olan alt dokanağında yeşilimsi renkli çamurtaşı katmanları vardır (Şekil 4), Kocatöngel Formasyonuna oranla daah sız bir ortamda çökelen formasyon, üstten, karasal Kurtköy Formasyonunun kumtaşı-çakıl-

taşları ile geçişlidir.

Sunu alanımızda 750 m. kalınlıkta olan birimde ofsil bulunamamıştır.

Üst dokanağında, Kurtköy arkozları ile geçişli olduğundan ve alt dokanağında fasilli Kocatöngel Formasyonu ile geçişli olduğundan Ordovisiyen yaşlı olarak kabul edilmiştir.

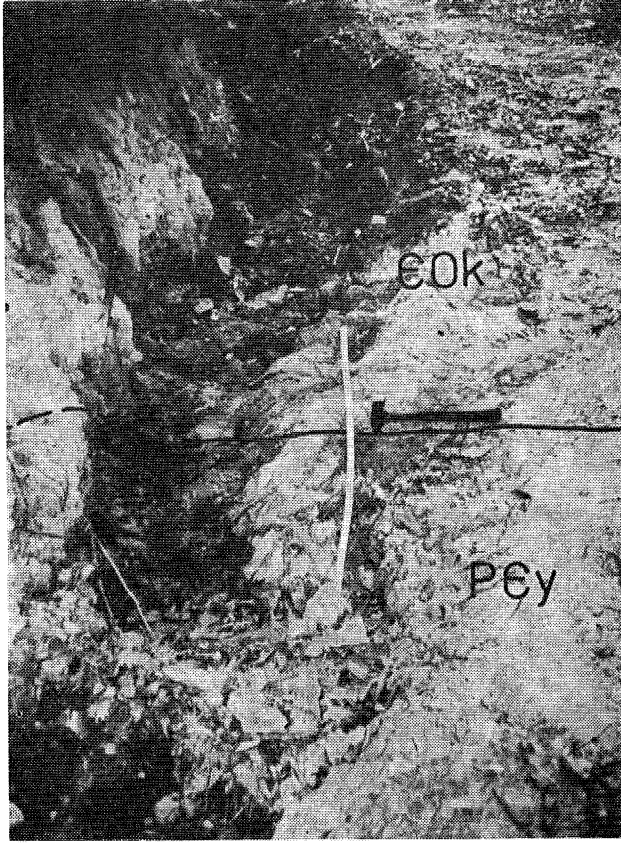
Kurtköy Formasyonu ;

«Kurtköy» adı ilk defa Haas (1968) tarafından kullanılmış ve Kaya (1978) tarafından formasyon aşamasında yeniden odlanmıştır,

Birini, soluk kırmızı-mor renkli, orta-çok kaba taneli, kötü boyulanmalı, silis çimento, kalın katmanlanmalı arkoz, sublitarenit karakterli kumtaşı-çakıl taşı katmanlarından oluşur. Üste doğru giderek artan çakıl taşları polijenik elemanlı olup, bileşenleri, kuvarsit, granitoid, şist ve kırmızı renkli çamur t aşlarıdır,

500 m, kalmıklı oları birim, karasal ortamda çökemiştir.

Üst dokanağı Aydos Formasyonu ile uyumlu, Fındıklı Formasyonu ve Kartal Formasyonu ile açısız uyumsuzdur.



Şekli 2 : Büverdüzü Köyü Kuzeyi : **Yedigöller Formasyonu** ile Kocatöngel Formasyonu arasındaki Açısal Uyumsuzluk,
Figure 2 : North of **Düverdüzü** Village : Angular **Unconformity** between **Yedigöller** Formation and **Kocatöngel** Formation*

Birini sunu alanında Çamdağ kuzeyinde, Orhandağ yöresinde ve Ereğli güneyinde yüzülemektedir. İstanbul yöresinde, birimin üzerindeki şeyllerde (Büyükdere şeyi birimi; Kaya, 1978) bulunan *Conulariid* (Arıç-Sayar, 1969) ve *Asaphid* (Haas, 1968) fosillerden ve alt-üst dokanak ilişkilerinden, Ordovisiyen ortası veya altı yaşı verilmiştir,

Âydos Formasyonu :

İlk kez, Kaya (1978) tarafından adlanan birimin ana litolojisini oluşturan sub-litarenitler soluk kırmızı renkli, kötü-orta-iyi boylanmalı, orta kaba tane boyutlu, yer yer çakıl tane boylu, yarı yuvarlak taneli, silis çimentolu, çapraz laminalı, yer yer dereceli tabakalıdır. Ayrıca, kırmızı-mor renkli, çeşitli tane boylarında, kuvarsit, metamorfik kayac ve granitoid çakıltaşlarından oluşma, kötü boylanmalı, iyi yuvarlaklaşmış, som, belirsiz katmanlı çakıltaşı düzeyleri de içermektedir.

Kalınlığı genelde 1200-4500 m. olan birim, daha çok Çamdağ kuzeylerinde yüzeyler.

Alt dokanağı Kurtköy Formasyonu ile uyumlu olan birimin üst dokanağı, Fındıklı ve Kartal Formasyonları ile açısal uyumsuzdur. Bu durum, Çamdağ Kabakdere yöresinde, güzel izlenmektedir.

Sunu alanımızın dışında, Eflani-Karadere, 400 m, kalınlıkta yüzeyleyen birime, Arpat ve diğerleri (1978), buldukları *Tetraraptus* ile Alt Ordovisiyen yaşım vermişlerdir. Formasyonun, İstanbul yöresinde girik olduğu düşünülen Büyükdere şeyi **birimine**, Yalçınlar (1956) tarafından *Monograptus* ef, **rhynchophoras** Lnn.'e göre Alt Silüriyen yaşı; Arıç-Sayar (1969) tarafından *Exoeanularia istanbulensis* Sayar, **Exocanularia bohemica** Barr., *Exoeanularia cf. pyramidata* Hoening., *Archaeonularia fecunda* Barr., **Erbencit'e** göre, Haas (1968) tarafından *Asaphid* ve Taugourdeau ve Abdüsselamoğlu (1962) tarafından *Conochitina* sp. ye göre Ordovisiyen ortası-sonu yaşı verilmiştir.

Tüm bu verilere ve alt-üst dokanak ilişkilerine göre birimi, Ordovisiyen-Alt Silüriyen yaşı kabul etmekteyiz.

Kambriyede denizel olarak başlayan ortam, Ordovisiyen başlarında sığ denizel-geçiş ortamına ve ordovisiyen ortası-Silüriyen başlarında karasal-geçiş ortamına dönmüştür, Bölgemizde bu istif, «I, regresif seri» olarak adlandırılmaktadır.

Fındıklı Formasyonu :

1983'de, tarafımızdan Ereğli-Kaplıdede çalışmasında adlanan birim, grimsi-siyahımsı renkli, pa* ralel yarılımlı, yer yer çabuksal kırılmalı, çok az karbonat içerikli ve graptolitli (özellikle *Monograptus*) şeyller, grimsi-mavi renkli, sert, tıktız, belirgin ve ince orta katmanlanmalı, graptolit ve diğer bazı makro fosilleri içerik kireçtaşı, gri-şarı renkli, ufak-orta tane boylu, orta boylanmalı, sert, belirgin katmanlanmalı, az karbonat çimentolu kumtaşı litolojilerinden oluşuktur,

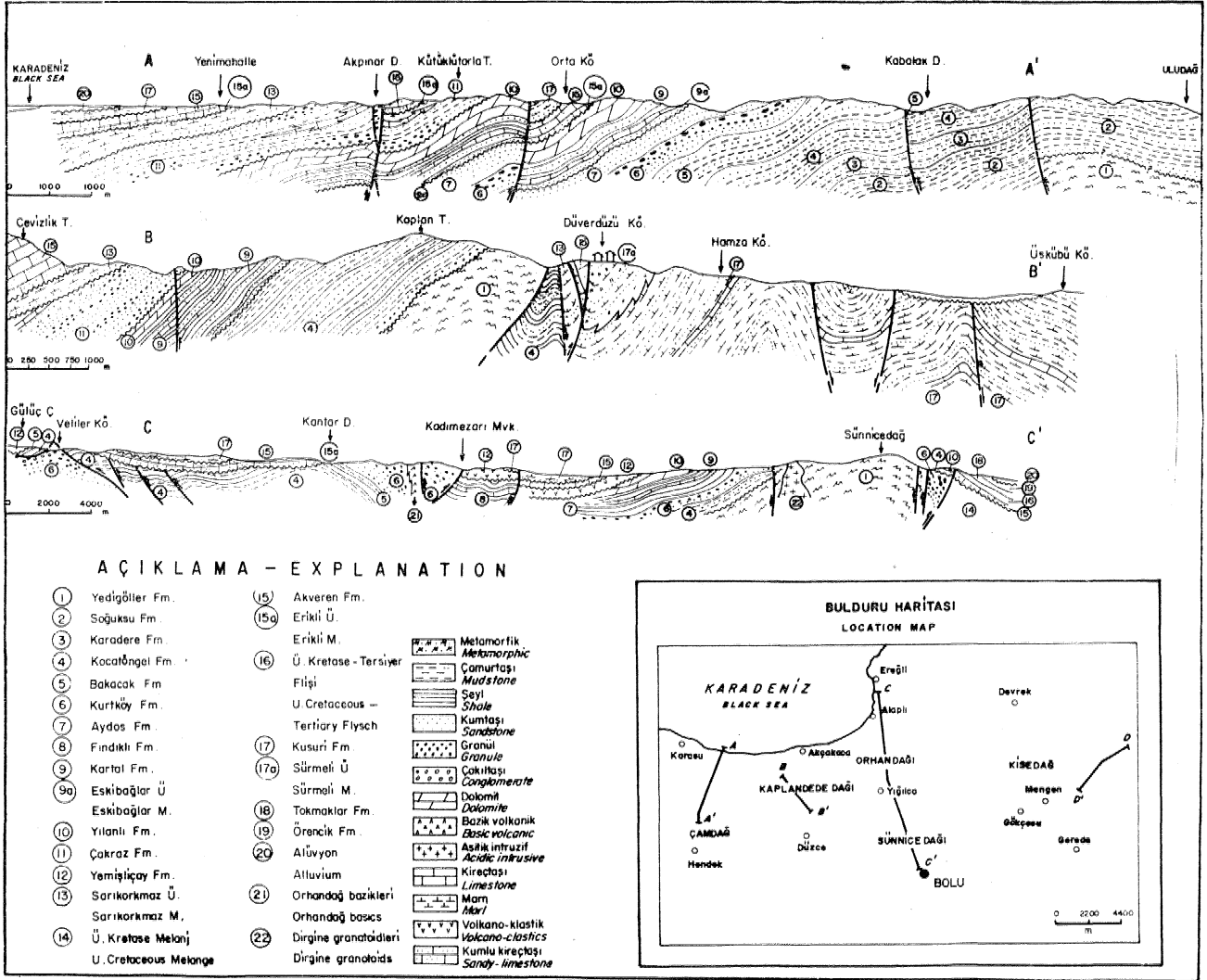
Transgresif olarak, denizel ortamda, Kurtköy ve Aydos Formasyonları üzerine, açısal-paralel uyumsuz olarak çökelmeye başlayan Fındıklı Formasyonunun üst kesimlerine doğru sığlaşma gözlenir,

1000-1200 m, kalınlık gösteren birim, Yiğilca güneyi, Ereğli güney-doğusu ve Kisedağ yörelerinde gözlenmesine karşın, Akçakoca'nın batısında gözlenmez. Bu durum kesitlerimizde, Silüriyen başlarında, belli bir topografya kazanan Kurtköy ve Aydos Formasyonları üzerine, Devoniyen birimlerinin, Silüriyen'i aşarak çökelmeleri şeklinde izah edilmiştir (Şekil 3, 5),

1983 çalışmasında, tarafımızdan, Alaplı uzak güney doğusunda, Camıyam Köyünün kuzeyinde, Şihlarkırması Mahallesi yolunda, birime ait şeyllerde, *Monograptus*lar saptanmıştır (Aydın ve Şahintürk, 1984) Ayrıca, çalışma alanında ve Eflani-Karadere'de tarafımızdan derlenen numunelerde, *D-eplandratum cf. colanna* e, *Baltisphaeridium nanum*, *Multiplicisphaeridium* sp., *Multiplicisphaeridium parvum*, *Multiplicisphaeridium cf. rochestensis*, *Monograptus dubius* SNESS, *Deunfia* sp., akritarkları bulunarak Silüriyen yaşı verilmiştir,

Kartal Formasyonu :

Kartal Formasyonu adı ilk defa Kaya (1973) tarafından, tabanda kuvars kumtaşı, egemen olarak çamurtaşı, fosilli kireçtaşı arabantlan ve üst kesim-



Şekil 3 : Jeoloji Enine Kesitleri.
Figure 3 : Geological Cross Sections.

lère doğru oolitik demir katmanlı birimler için kullanılmıştır.

Ölçülmüş stratigrafi kesitlerinde 550 m, kalınlık* larda olan Kartal Formasyonu, alttan-üste şu litolojik gelişim içindedir : Eskibağlar üyesini ani bir dokunakla izleyen yeşilimsi gri renkli, inçe-orta katmanlı, yatay laminalı, üst kesimlerinde karbonatlı, fosil içermeyen çamurtaşları ile başlar, 320 m₂ olan bu kesimi, koyu gri renkli, bol fosil boşluklu, brakyapod fosilli, orta-kalm katmanlanmalı karbonat çamurtaşları izler, Jlk brakyapodlu zondan 55 m, sonra, koyu gri renkli, sert, köşeli kırıklı, çatlakları kalsit dolgululu, bol brakyapodlu, orta katmanlı, demirsiz kireçtaşı bantları başlar. Kireçtaşı arabanth olan kesim, demirli kireç* taşı ve oolitic demir zonuna kadar, yaklaşık 200 m, kalınlıktadır. Üst kesimlere doğru, yeşilimsi gri, kırmızımsı sarı renkli silttaşı ve demirli kireçtaşı ile yaklaşık 35 m, kalınlığındaki, kılavuz düzey olarak kullanılan demirli zonu, bol mercan ve brakyapodlu,

yumru, kireçtaşı ve koyu gri-siyah renkli şeyller izler.

Kaya (1973) ve Kipman (1974)'e göre birim Alt Devoniyen yaşlıdır, Sunu alanımız dışında, Bartın-İnkum yolunda, Eflani-Karadere'de aynı özellikleri ile yüzeyleyen birimden, tarafımızdan saptanan, Sp1-rifer frigeri De VERN ve Spirifer subspe^ous De VERN türlerine görede birim Alt devoniyen yaşlıdır.

Kartal Formasyonunun tabanındaki, beyaz renkli, kuvars-çamurtaşı çakıltaşı, 19-32 m, toplam kalınlıkli kesim «Eskibağlar Üyesi» olarak ayırtlanmıştır.

Eskibağlar Üyesi Çamdağ kuzeyinde 19 m., Yığılca alanında 32 m. toplam kalınlıklı, gri-beyaz renkli, kuvars-çamurtaşı elemanlı, iri-çok iri tane boylu, kö-tü-orta boylanmalı, yarı yuvarlak-yuvarlak taneli, kaim katmanlanmalı, silis çimentolu, çok sert, yer yer glökonu içerikli, siğ denizel, olasılıkla plaj ortamı çökeli olan kuvars arenitlerdir,

Denizel-derin denizel Fındıklı Formasyonundan, Kartal Formasyonuna geçişte gözlenen bu sığ fasi* yesteki çökeller, Silüriyen sonunda, ortamda bir yük* selmenin olduğunu gösterir* Bu yükselme döneminde ortam, yer yer su düzeyi üzerine çıkarak, yersel, paralel uyumsuzluklar meydana gelmiş olabilir,

Birimin yaşı, Kartal Formasyonuna ve alt dokanak ilişkisine göre Alt Devoniyen olarak kabul edilmiştir.

Silüriyen başlarında bir topografya kazanan ortamda, batıya doğru, Kartal Formasyonu, Fındıklı Formasyonunu aşarak, doğrudan, Ay dos ve Kurtköy Formasyonları üzerine uyumsuz olarak gelir,

Kartal Formasyonu, Eskibağlar üyesine karşılık gelen yerlerde oldukça sığ bir denizel ortamı, fosilsiz çamurtaşlarının olduğu kesimlerde, biraz daha açık bir denizel ortamı, oolitik demir zonu ve mercanlı kireçtaşı kesimlerinde ise yine, sığ ve enerji indisi yüksek çalkantılı bir ortamı karakterize etmektedir.

Birim, Kipman (1974) tarafından adlanan Yayladere Formasyonu, Bıçkıdere Formasyonu, Kabalakdere Formasyonu, Çoşkuntepe demirtaşı üyesi, Manastır üyeleri ile denestirilebilir.

Yılanlı Formasyonu :

Saner ve diğerleri (1979) tarafından adlanan birimde, alt kesimlerde koyu gri-siyah, ince şeyi kat* manian ile ardalanmalı koyu gri-siyah kireçtaşı ve dolomitler baskın iken, üstlere doğru tamamen, orta-kaim katmanlanmalı, H₂S kokulu dolo-mikrit, dolo-sparit ve kireçtaşları bulunmaktadır, Çamdağ ve Yığılca güneylerinde tanımlanan bu litolojik dizilim gözlenirken, Orhandağ-Akçakoca arasında, sadece üst seviyelerine karşılık gelen, som katmanlanmalı, koyu gri-siyah renkli dolomitik kesim bulunmaktadır.

Normal olarak, alttan Kartal Formasyonu ile geçişli olan birim, Orhandağ- Akçakoca arasında, aşmalı olarak Kocatöngel Formasyonu üzerine aşıl uyumsuz olarak gelir (Şekil 6),

Sahamızdaki kalınlığı 10-600 m, arasında değişir. Zonguldak sahalarında doğru 1000 m. kalınlık gösterir.

Formasyon, İstanbul Paleozoyiğindeki, Kozyatağı kireçtaşı, içerenköy şeyi birimi, Bostancı kireçtaşı birimini, Ayineburnu üyesini ve Kartal Formasyonunu, birlikte karşılar (Kaya, 1973),

Alt Karbonifer yaşlı Trakya Formasyonunun alt kesimlerinde, çört arabant, kireçtaşı ve grovaktan oluşma flüştü çökeller vardır (Kaya, 1973), Zonguldak Paleozoyiğinde de, Örneğin, Kokaksuderede, Yılanlı Formasyonunun Alt Karbonifer'e dahil edilen üst kesimi, çört yumruları ve arabantları içererek, Namuriyen yaşlı şeyi, kireçtaşı, kumtaşı ardalanıma geçer. Gerek İstanbul, gerekse Zonguldak'taki istifte, ortak olarak, aynı seviye ve zaman aralığında çortlü kesimler mevcuttur. Benzer şekilde, bu özellikleri çalışma alanımıza taşıdığımızda, Yılanlı Formasyonunun Permo-triyas ve Mesozoyik çökelleri tarafından diskordansla Örtüldüğü yerlerde, ne İstanbul Paleozoyiğindeki gibi detritik çökeller, ne de Zonguldak Paleozoyiğindeki gibi çortlü kireçtaşları bulunmaktadır. Dolayısıyla, bu korelasyondan giderek, inceleme alanımızda, Yılanlı Formasyonunun Alt

Karbonifer kesiminin tamamen, Üst Devoniyen keşi* minin de kısmen aşındığı kesin olarak belirtebiliriz.

Birim, sunu alanımızda Permo-triyas çökellerince aşıl uyumsuzlukla örtülür.

Birime, alt ve üst dokanak ilişkilerine ve sunu alam dışındaki Bartın-Karadere çalışmalarımızdan elde ettiğimiz *Endothyra* sp., *Caleisphaera* sp., *Diplosphnerina* sp., *Parathuramina dogmarera*, *Caleisphaera* sp., *Girvanella* cf. *wetheredi*, *Radiosphaera* sp., *Hyperamnium* sp., *Âthyris concestrica*, *Glossophylum bartlni*, *Productella subaculate*, *Lithostrotion irre gulare*, fosillerine göre, Orta-Üst Devoniyen-Alt Karbonifer yaşı verilmiştir,

Yılanlı Formasyonu üste doğru, sunu alanımızda yüzlek vermeyen, ancak Zonguldak-Kokaksu-B artın çalışmalarımızda izlediğimiz Namuriyen yaşlı Alacağzı Formasyonu ile geçişlidir*

ÜST PALEOZOYİK - ALT MESOZOYİK

Çakıraz Formasyonu :

Akyol ve diğerleri (1974) tarafından Cide-Kurucaşile dolaylarında adlanmış olan birimin tabanında yeralan çakıtaşı, gri renkli, polijenik elemanlı olup, genellikle dolomit, şeyi ve kırmızı renkli kumtaşı ile retri-stalize kireçtaşı çakıllarından oluşmadır. Kırmızı renkli kumtaşı ve siltli çamurtaşı Üe ardalanmaya başladığında da kaim katmanlı olan taban çakıtaşı düzeyi, geçişli olarak, formasyonun esas litolojisini oluşturan kumtaşı-çamurtaşı ardalanıma dönüşür.

Kumtaşları kırmızı, mor, sarımsı-gri renkli, orta tane boyulu, orta-kötü boylanmalı, yarı yuvarlak-yan köşeli olup, ince-kalın katmanlanmalı, sert litikarenit tiptedirler* Bu kumtaşları ile ardalanmış bulunan çamurtaşları ise, kırmızı-kahve-mor renkli, ince katmanlanmalı, sleytimsi yarıhımlı, yanlım düzeyleri mikapulludur. Söğütü'nün yakın güneyindeki Kıyılık tepenin hemen kuzeyinde, bu çamurtaşları içerisinde bulunan kireçtaşı mercekleri tanımlanmamış lamelli-branş fosilleri içerir. Bu ince kireçtaşı merceklerinin dışında, birimde fosilli zona rastlanmamıştır.

Üst Kretase ve Neojen sırasında fazlaca aşındırılan formasyonun tam kesiti ölçülememesine karşın, Çamdağ alanında 1500 m., Akçakoca-Orhandağ yakın doğusu, Kocaman iskele güneyindeki Belenköy yörelerinde 300 m. kalınlıklar bulunmuştur. Akçakoca yöresinde birkaç tüflü seviye ve bir de 30 cm. kahlıklı kumlu kireçtaşı seviyesi saptanmıştır.

Gebze yörelerinde, Triyas'm en alt yaş konağında Kapaklı Formasyonunun olması, Çamdağ alanında buna karşın gelen kumlu- çakıllı seviyelerin çok daha kalın oluşu ve son olarak ta, Bartın-Çakraz yöresi ile korele edilince, Çakraz Formasyonunun alt kesimlerinin Üst Permiyen'e inebileceği görüşü ile birim için Permo-triyas yaş konağı benimsenmiştir.

Çalışma alanımızda, genelde, Yılanlı Formasyonu üzerinde gözlenen Çakraz Formasyonu, Orhandağ-Akçakoca arasında ve Orhandağ-Ereğli arasında, Yedi* göller Formasyonu, Kocatöngel Formasyonu ve Fındıklı Formasyonları gibi daha yaşlı Mrimler üzerine de aşıl uyumsuz olarak gelmektedir.

Birim, ayrıca, Kipman (1974'ün Çamdağ alanında ayırtladığı, Üst Devoniyen yaşlı Acialma Formasyonu ve Triyas yaşlı Paralı Formasyonu ile Kaya (1982)'nin Alt Triyas yaşlı Kırık Formasyonlarını karşılar.

MESOZOYİK

İnaltı Formasyonu •

Ketin ve Gümüş (1962) tarafından, Sinop-Ayançık çalışması ile adlanmış olan birim, ak-boz koyu gri renkli, oolitik, mikritik, intra»mikritik, sert, çatlakları kalsit dolgulu kireçtaştır.

Sığ denizel ortamda çökelmiş olan birim 150-350 m_g arası toplam kalmıktır.

Alt dokanağı, değişik yaş konağındaki birimlerle açısız uyumsuzdur, Kisedağ kuzeydoğusundaki Dik* mentepe'de, Dikmentepe üyesi ile Dirgine granitoidleri üzerinde, biraz güneyde, Yılanlı Formasyonu üzerinde açısız uyumsuz gözlenir (Şekil 4), Çalışma alanının hemen doğu dışında, Filyos vadisinde ise, Dikmentepe üyesi olmaksızın, açısız uyumsuz olarak Yılanlı Formasyonu üzerine gelir, Üst dokanağında, Ulus Formasyonu ile uyumlu ve/veya paralel uyumsuzdur (Şekil 7).

Dikmentepe'den, Ereğli'ye bir yay çizildiğinde, da* ha batıda gözlenmeyen (Şekil 5) tnalıtı Formasyonunda, çalışma alanımızda, Dascyladal algler, MiMo İidae, Ostracod sp., Bryozoa, Cayeuxia (Codiaceae Algae-Cynanophyla) Radiolaria gibi yaş vermeyen fosiller bulunmuşsa da, doğu çahşmalanımızla yaptığımız korelasyonlara göre, birime, Üst Jura-Alt Kretase (?) yaşı verilmiştir*

Dikmentepe Üyesi; İnaltı Formasyonu altında, taban çakıltası olarak yüzeyleyen birim, en güzel, Yenice güneylerinde, Mühürdaroğlu Mahallesi çok yakınındaki Dikmentepe gözlemediği için, tarafımızdan «Dikmentepe Üyesi» olarak adlanmıştır.

Birim, genellikle alacak-boz renkli, alt kesimleri derecelenmesiz, kötü boylanmak, üste doğru derecelenraeli, tane destekli, yarı köşeli-köşeli taneli, kum tane boyundan, bloka kadar tane boyu elemanlı, Devoniyen ve Silüriyen yaşlı kayalar ve granitoid çakıllı, belirsiz'çok kaim katmanlanmah, karbonat çimentoludur.

Alt dokanağı Dirgine granitoidleri ile açısız uyumsuz olan birimin kalınlığı 0-75 m. arasındadır.

Yaşı, geçişli olduğu İnaltı Formasyonuna göre Üst Jura olarak kabul edilmiştir,

Ulus Formasyonu :

Arpat ve diğerleri (1978) tarafından adlanmış olan birim, genelde, türbiditik kumtaşı ve şeyi aralanmasmdan oluşmuştur.

Şeyi ler, gri-siyah renkli, az karbonatlı yer yer l* minalı, İnce-orta katman kalmıktır, Kumtaşları, bej-açık gri renkli, kuvars, az mafik elemanlı, ufak-orta-yer yer kaba tane boyulu, yarı yuvarlak-yan köşeli taneli, zayıf-orta boylanmak, Bouma sekanslarının tümünü veya alttan kesik bir kısmını içeren, karbonat çimentolu, kaval ve yük kalıbı taban yapılan içerik Özelliktedirler.

Birim içerisinde yaygınca bulunan olistostromal özellikli çakıltaları, granit, kireçtaşı, dolomit, metamorfik, diyabaz, radyolarit elemanlı olup, granül-kaba kum hamurludur (Gümüş, 1966), Toplam kalınlığı 2000-3000 m, olan birim Dikmentepe güneyinde, Dirgine granitoidleri, Yılanlı Formasyonu, Kartal ve Fındıklı Formasyonları üzerine, açısız uyumsuz olarak gelmektedir.

Yaş konağı olarak, sahanın batı-kuzeybatısında çökelmiş olan, tnalıtı Formasyonu ile Akveren Formasyonu arasındaki formasyonları karşılayan birimden, sunu alanında ve çökeldiği diğer tüm alanlardan derlenen numunelerden elde edilen aşağıdaki fosillere göre Alt*Üst Kretase yaşı verilmiştir, Hypa* cantliaplites çff, jakobi CÖLL, Ancyloceras sp., Peshayesites sp., Chelonicerias sp., Ticinella sp., Hedber^ gella sp., Spirillina sp, (Arpat ve diğerleri, 1978) (Ap siyen - Albiyen); Giobotruncana Iapparenti, G. arca, G. fornicata, G. contusa, G* cf. buHoides, Orbitoides sp. Watzwoveria barasae, Parhabdolithus embergeri (Üst Kretase).

Çağlayan Formasyonu t

Ketin ve Gümüş (1962) tarafından adlanan birimin tip yeri, Sinop-Çangaldağı-Bürnük sahalarıdır. Burada sadece Sapça üyesinden söz edilecektir,

Sapça üyesi; Tokay, (1952) tarafından «Glokonili kumtaşı» olarak söz edilen birim, Siyako ve diğerleri (1981) tarafından «Sapça Fm.», tarafımızdan ise, «Çağlayan Formasyonunun, Sapça üyesi »olarak tanımlanmıştır.

Çalışma alanımızda, Ereğli'nin uzak güneydoğusunda yüzeyleyen birimin tip yeri, Zonguldak güney, doğusundaki Sapça Köyü yöresidir.

Birim, koyu yeşilimsi-gri renkli, çok bol -glokonili, ufak-iri taneli, üst düzeyleri killi, kötü orta boy. lanmalı, yuvarlak-yan yuvarlak taneli, bağlayıcı madde oram yüksek ve kalsit çimentolu kumtaşları ile üst düzeylerde mam arakatlıdır.

Alt dokanakta Velibey üyesi, üstte ise, Tasmaca üyesi ile geçişli olan birim sahanımızda 300 m. kalınlıktadır* Birim ayrıca Fındıklı Formasyonu üzerine açısız uyumsuz olarak gelir»

Bol glokonili içeren birim, iç self ortamında çökelmiştir.

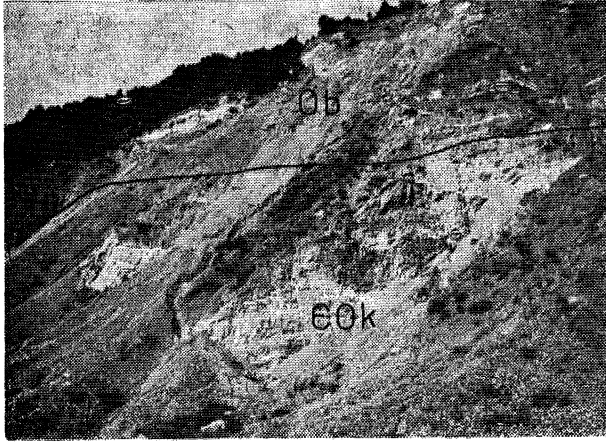
Tarafımızdan derlenen, LenticuMna sp», Textulariadae, Melobesia, Bryozoa, Tokay (1952) tarafından saptanan, Kossmatella sp*, Chabandi sp., Leymeri» «İla tardtefuracaia. Hoplites dierdatus, göre birim Albiyen yaşındadır,

Yemişçiay Grubu :

Kretase adayayı volkanizmasının başladığı zaman ile Akveren Formasyonu üstü uyumsuzluğuna kadar olan litolojileri kapsar.

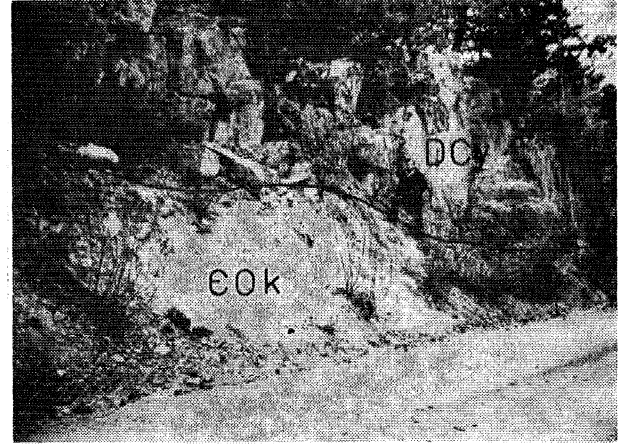
Yemişlifay Formasyonu; Birimde adayayı volkanizması ürünleri yaygındır. Ketin ve Gümüş (1962) tarafından Sinop yöresinde adlanmış olan formasyonda, 5 tane üye aşamasında birim ayırtlanmıştır.

Yemişçiay Formasyonu, genel olarak, tüfü tüffit, aglomera, çakıltası, kumtaşı, mikrit, şeyi ve volkanitlerden kuruludur*



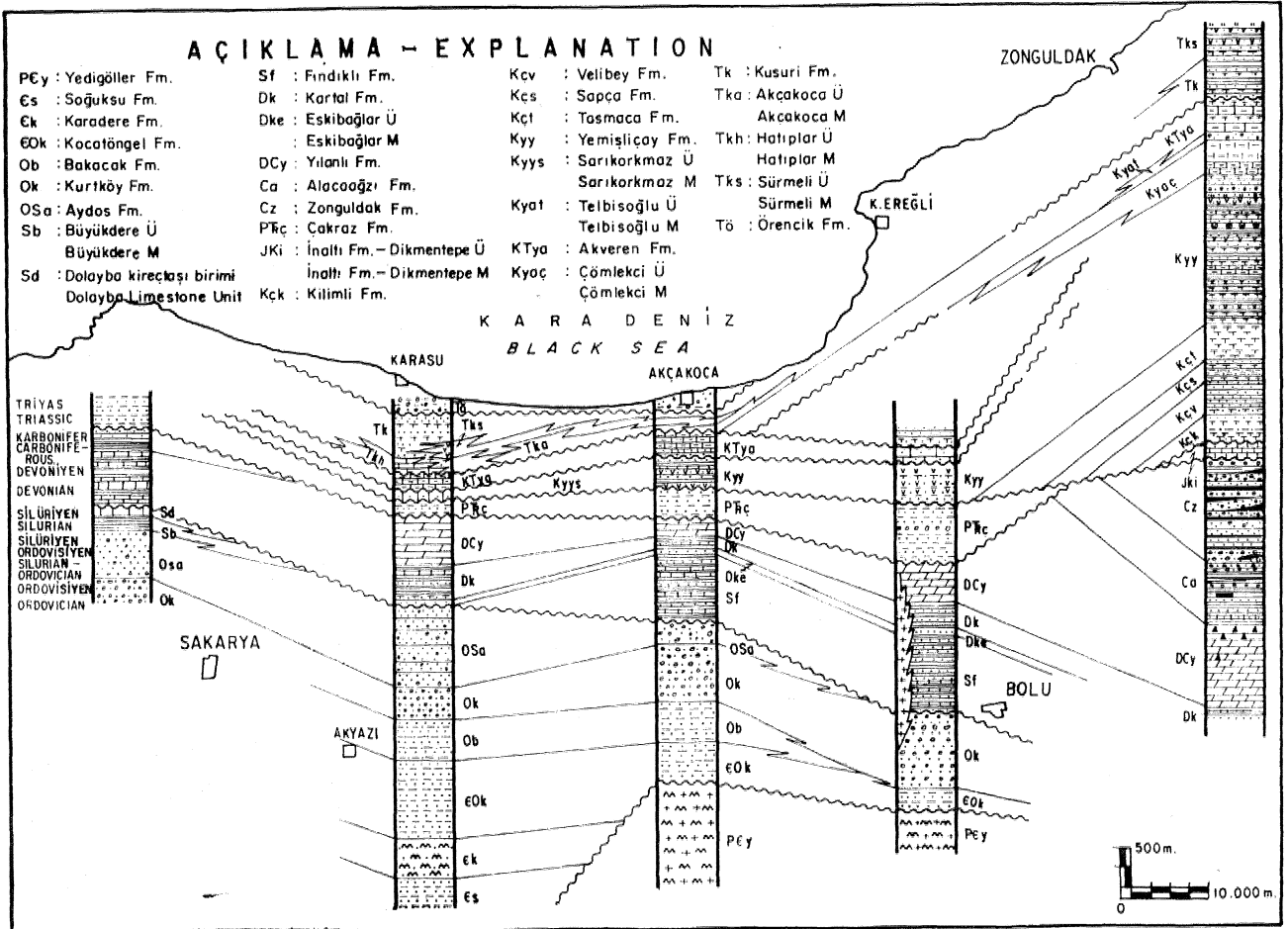
Şekil 4 : Kılışek Burnu : Kocatöngel Formasyonu ile Bakacak Formasyonu Arasındaki Geçişli Ookanak.

Figure 4 ; Kılışek Nose : Transitional Contact Between Kocatöngel Formation and Bakacak Formation.



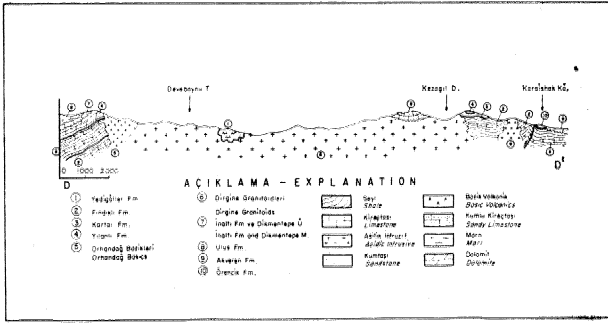
Şekil 6 : Orhandağ Kuzeybatısı : Kocatöngel Formasyonu ile Yılanlı Formasyonu Arasındaki Uyumsuz İlişki,

Figure 6 : North-west of Orhandağ Mountain : Angular Unconformity between Kocatöngel Formation and Yılanlı Formation,



Şekil 5 : Çalışma Alanının Sütun Kesit Korelasyonu.

Figure 5 : Correlation of the Columnar Sections of the Investigated Area.



Sekil 7 : D-D' Enine Kesiti.
Figure 7 : D-D' Cross Section.

Toplam kalınlığı, kuzey kesimlerde 2000 m, olan birim, güneye doğru incelmektedir.

Alt kesimlerinden derlenen Praeglobotruncana citae, Globotruncana cf. arca, Globotruncana lapparenti, Heterohelix sp., Hedbergella sp., Spheroidal foraminiferler, Lituolidae, ye göre birime Senoniya-Kampaniyen yaşı verilmiştir,

Kilisecik üyesi» Alaplı-Ereğli şosesindeki, Kilisecik Burnu yöresinden adlanmış olduğumuz birim, karbonatlı kumtaşı ve kumlu kireçtaşı olup, sarımsı-gri renkli, oldukça sert, sileksit yumrulu, piritli, som-kalm katmanlı, çok bol riakro fosillidir. Fosiller genellikle, kaim kavkılı lamellibranslardır,

40 m. kalınlık sunan sığ denizel birim, bu yörede, Bakacak Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir

Birime, Tokay (152) tarafından saptanan, Globotruncana lapparenti, G. Helvetica, Eeussella spinula* sa, Stomiosphaera sp. ye göre Turoniyen-Koniasiyen yaşı verilmiştir,

İkise Milî kireçtaşı üyesi; ilk kez, Tokay (1952) tarafından «İkise tabakaları» diye tanımlanan birim, tarafımızdan, «İkise üyesi» olarak değiştirilmiştir.

Sahada, 100-200 m, kalınlıkta olan birim, killi, alt düzeyleri ak-krem-pembe renkli, tüflerle ardalı, orta-kalm katmanlı mikritlerdir. Üstüne, tüflerin arı dalanması ile somi, andezitik lavlar gelir.

Birime, Tokay (1952) tarafından, Globotruncana lapparenti, Stomiasphaera sp., Ladosinidae ye göre Santoniyen-Koniasiyen yaşı, sunu alanı dışında, Bartın-Çakraz yöresinde saptadığımız, Globotruncana cf. imbricata, Praeglobotruncana sp., Globotruncana sp., ye göre ise Turoniyen-Koniasiyen yaşı verilmiştir.

Liman tuf üyesi; Birim, sarımsı gri renkli, ince-orta katmanlı, tuf ve tüffitlerden oluşur. Kalınlığı 60-230 m, arasındadır,

Altan volkanitlerle, üstten Kale üyesi ile geçişli olan birimin yaşı dokanak ilişkilerine göre Santoniyen olarak kabul edilmiştir,

Kale Mil kireçtaşı üyesi; Birim bordro renkli, ince-orta katmanlı, yer yer marn arakatküi, alt kesimlerinde yeşilimsi kiltaşlan ve tüffit katmanları içerik mikritlerden kuruludur.

20-200 m, toplam kalınlıklı, derin denizel birim üzerine, Sarıkorkmaz üyesi uyumlu-geçişli olarak gelir.

Birime, Tokay (1952) tarafından, Globotruncana linnei G* Stuarti» G. Lapparenti tricarinata; Epias i er gippus, a göre Kampaniyen yaşı, sunu alanı dışında, Bartın-Çakraz yöresi çalışmalarımızda derlediğimiz, Globotruncana lapparenti, G* Lapparenti tricarinata, G. cf. stuartiformis, Heterohelix sp., Hedbergella sp., ye göre ise, Kampaniyen-Alt Meastriştien yaşı verilmiştir.

Sarıkorkmaz tiyesi; Tokay (1952) tarafından «Sarıkorkmaz tabakaları» olarak adlanan birim, tarafımızca «üye» aşamasında irdelenmiştir.

Birim, gri renkli, ince-orta katman kalınlıklı, kötü boylanmış, zayıf çimentolu kumtaşları ile ardalar malı, gri renkli marnlar içerir.

40-220 m. kalınlıklı birim sığ denizel ortamda çökeltmiştir.

Birime Tokay (1952) tarafından, Peeten, Marotti, Neithca guinguccostata, Chlamys dujardinl, Ostrea vesicularis, Meraclese Siderolites, Globotruncana lin ne'i'ye göre Kampaniyen yaşı verilmiştir,

MESOZOYİK *SEMOZOYİK

Akveren Formasyonu t

İlk defa, Ketin ve Gümüş (1962) tarafından, Sinoop-Ayancık dolayında adlanmış olan birim, altta, som kumlu karbonatlar, bunları uyumlu-geçişli olarak izleyen ak-krem renkli, killi kireçtaşları, kılavuz düzey olarak kullanılan, 5-7 m, kalınlıklı, soluk kırmızı renkli, ince-kalm katmanlı kireçli çamurtaşları içerir. Bu çamurtaşlarının üzerine, formasyonun yoğun birimlerini oluşturan, killi kireçtaşı-marn ardalı gelmektedir. Bunlar, beyaz renkli, orta katman kalınlıklı, çört yumrulu ve türbiditik karakterlidirler, Alçakoca yöresinde güzel yüzlekleri bulunan bu türbiditlerde, Paleosen nummulitleride bulunmaktadır. Bunları en üstte alacalı marnlar izler,

Çamdağ alanında 350400 m. kalınlıkta iken, Ereğli-Alaplı yörelerinde 100-1000 m. kalınlıklarda değişen birim, hızlı ve ani bir transgresyonun ürünüdür, Tabanında yer alan üyeleri ile birlikte, çok sığ denizden, üste doğru, derin denize kadar değişen ortamlarda çökeltmiştir.

Saptanan, Globotruncana lapparenti, G. Globi* germoides, G. area, G. şuarüformis, G. foraicata, G. conica, G. bulloides, G. calciformis, Globorotalia pseudobulloides, Globorotalia cf. trinidadensis, Globorotalia ehrenbergi, Globorotalia angulata, Globorotalia pseudomenardli, Globigerine trilocolinoides Pit«hönella, Nodosairidae, ye göre birime Kampaniyen-Alt Paleosen yaşı verilmiştir,

Kipman (1974)ü& Bançaym Formasyonunu karıştıran Akveren Formasyonu, 4 üyeye sahiptir :

Erikli üyesi, Kaya (1982) tarafından formasyon aşamasında tanımlanan birim, tarafımızdan, bölgesel korelasyonlar sonucu üye aşamasına indirilmiştir.

Erikli üyesinin ana litolojisi çakıltaşı ve kurataşlarıdır, Çakıltaşları, gri renkli, kötü boylanmalı, yuvarlak-yarı yuvarlak taneli, bazen köşeli taneli, orta kalm-belirsiz katmanlanmalı, çakıl-blok tane boyludur. Taban çakıltaşı niteliğindeki birimde dikey tane boylanması gözlenebilmektedir. Kumtaşları ise, kirli sarı renkli, kuvars elemanlı, orta-kaba kum boyutlu, orta boylanmalı, poroz ve karbonat çimentoludur, Paleotopografyaya bağlı olarak, kendinden yaşlı birimleri açısız uyumsuz üstleyen, sığ denizel ortam çokeli olan birim, Çamdağ kuzeylerinde 40-60 m, kalınlıktadır.

Yaş verecek fosil içermeyen birimin, üst dokanak ilişkisine göre yaşı, Kampaniyen sonu-Alt Meastriştiyen olarak kabul edilmiştir.

Alaplı üyesi; Tarafımızdan 1981 yılı çalışmalarında adlanan birim, kirli sarı-gri renkli, sert, som katmanlanmalı, bol lamellibrans fosilli, kumlu kireç, taşı-karbonatlı kumtaşıarmdan kuruludur.

Alaplı yörelerinde 20-50 m., Çamdağ yörelerinde 15-30 m, kalınlıktadır, Çamdağ alanında, Erikli üyesi ile uyumlu olan birim paleotopografyaya bağlı olarak, Alaplı yöresinde Yemişliçay Formasyonu ve diğer yaşlı birimler üzerine açısız uyumsuz olarak gelir. Yanal ve düşey olarak, Akveren Formasyonu ile geçişlidir.

Bir transgresyonun tabanında yer alan birim, sığ denizel ortamda çökelmiştir,

Birime Tokay (1952) tarafından saptanan, Rhyne« honella sp, Siderolites eacitropoides, Ammonit e göre Kampaniyen-Meastriştiyen yaşı verilmiştir.

Çömlekçi andezit üyesi; Kisedağı kuzeyinde, çalışma alanı sınırında yüzlek veren birim, yer yer tuf ara katmanlarım da içeren, yeşilimsi, pembesi, gri renkli, hamur içerisinde 1 cm. ye varan feldspat ve daha küçük koyu mineralli, 5 cm. ye varan kovukları ikincil kalsit dolgululu andezitlerden kuruludur, Birim, yaklaşık 1000 m. kalınlıktadır,

Altınan Telbisoğlu üyesi, üstten Akveren Formasyonu ile uyumludur,

Denizaltı lav akıntısı şeklinde oluşan birimin yaşı, alt-üst dokanak ilişkilerine göre, Kampaniyen sonu-Meastriştiyen'dir.

Telbisoğlu üyesi; Siyako ve diğerleri (1981)'ce Devrek-Yenice çalışmalarında «Formasyon» aşamasında adlanmış olan birim, tarafımızdan «üye» aşamasında irdelenmiştir,

Birim altta çakıltaşı ile başlar, üstüne, belirsiz katmanlı, karbonatlı kumtaşı gelir, çoğun belirli, yer yer belirsiz-son katmanlanmalı, kaba kum tane boylu, marnlarla nöbetleşmeli kumtaşı ve kırmızı renkli çamurtaşı ile devam eder.

En fazla 500 m. kalınlık veren birim, sığ deniz ortamında çökelmiştir.

Altınan Ulus Formasyonu ile, üstten Akveren Formasyonu ile geçişlidir. Sahamızda, aşamalı olarak, Dirgine gramtoidieri üzerine gelebilmektedir.

Kesin yaş verecek fosiller saptanamadığımda, alt-üst dokanak ilişkilerine göre Kampaniyen-Meastriştiyen olarak kabul edilmiştir*

Kisedağı kuzeylerinde yüzeyleyen birim, Alaplı ve Çamdağ alanlarındaki Erikli ve Alaplı üyelerini karşılar.

Fındıcak Formasyonu t

Sünnicedağ güneyinde ve Mengen doğusunda yüzeyleyen birim, Kaya (1982) tarafından adlanmıştır,

Birim, olistostromal karakterli çakıltaşları ve bunu takip eden, sarımsı kahve renkli, karbonat çimentom, sert, ince4caltm katmanlı, çeşitli Bouma s* kausları içerik kumtaşları ile yeşilimsi gri renkli çamurtaşlardan oluşur. Üst kesimlerinde volkanoklastik katkılar bulunur.

Alt dokanağı Akveren Formasyonu ile geçişli olan birim, kuzeydeki Akveren Formasyonunun üst kesimlerine karşın gelir.

Tarafımızdan derlenen, Globotruncana contusa, Globotruncana stuarti, Psedotextularia sp., Hecemi* gumbelina sp., Globorotalia sp., Globogherina ya göre birim Üst Kretase-Paleosen yaşlıdır,

SEMOZOYİK

Kusuri Formasyonu ;

Ketin ve Gümüş (1962) tarafından Sinop-Ayancık dolayında adlanan formasyon, kumtaşı, marn, çamurtaşı, siltaşı, tuf, tüffit, kireçtaşı litolojilerinden kurulu bir fliş fasiyesidir. Formasyon 3 üyeye ayrılmıştır,

Akçakoca üyesi; Kusuri Formasyonunun alt kesimlerini oluşturan birim, Akveren Formasyonu ile açısız uyumsuzdur.

Sarımsı gri renkli, kuvars ve rnakik elemanlı, ufak-orta tane boylu, orta-iyi boylanmalı, yarı yuvarlak taneli, gevşek karbonat çimentolu, orta kaim katmanlanmalı, paralel laminasyonlu, alev yapı kumtaşları ile, az olarak, yeşilimsi gri renkli, ince katmanlanmalı çamurtaşı-marn aralanımdan oluşuktur.

Güzel kesitlerin Akçakoca civarında gözleendiği, yaklaşık 8004000 m, kalınlıklı birim, denizaltı türbidit yelpazesinin orta kesimlerinde çökelmiştir.

Sürmeli üyesij Tarafımızdan Bafar yöresi çalışmalarında adlanan birim (Aydm ve Serdar, 1979), koyu gri renkli, bol miktarda volkanik kırıntılı, az kuvars elemanlı, ufak-kaba tane boylu, köşeli-yarı köşeli taneli, kötü boylanmalı, orta-kalm katmanlanmalı, küresel ayrışmalı, türbiditik karakterli piroklastik kumtaşları ile gri siyah renkli, som katmanlanmalı aglomeralardan oluşmaktadır. İnce marn bantları olağandır.

Sunu alanımızın daha çok orta ve güney kesimlerinde yüzeyleyen birimin kalınlığı 750-1000 m, dir.

Hatıplar üyesi; Çalışma alanımızın en batı kenarında yüzeyleyen birim, sarımsı, krem renkli, yer yer kumlu, orta-kalm katman kalınlıklı, bol nummüllü kireçtaşı ve krem renkli çamurtaşlardan oluşmaktadır (Yazman ve Çokuğraş, 1983).

Marn, çamurtaşı ve türbiditik kumtaşları ile gri renkli olan birim, Kusuri Formasyonunun sığ kesimlerini oluşturur,

Kusuri Formasyonu içerdiği, *Globorotalia mx*, *Globorotalia cf. aragonensis*, *Globigerina sp.*, *Globigerina tinloculinoidea*, *Globigerina soldadoensis*, *Nummulites* e göre Paleosen-Eosen yaşı verilmiştir.

Boyabat Formasyonu t

Boyabat-Durağan çalışmalarında adlanmış olduğumuz birim (Akarsu ve Aydın, 1977), Mengenin uzak kuzeydoğusunda, Fındıklı Formasyonu ve ayrılmış birimin üzerinde aşıl uyumsuzdur.

Sarımsı gri-beyaz renkli, biyoklastik, yersel olarak kumlu, ince-orta katmanlı, nummulitik kireçtaşı, sarımsı gri renkli bol kuvar, taneli, zayıf-orta boyolanmak, bol canlı izli, karbonat çimentolu kum taşı ve ufak-kaba taneli, kötü boylanmalı, kalm-som katmanlı, karbonat çimentolu çakıltaşlardan kurulu, sığ denizel olan birimin kalınlığı 70-100 m. kadardır.

Birim, *Nununuhtes crassatus*, *Boubee*, *Nummu*, *Mtes mlUcaupt*, *Boubee*, *NuMimuMies aturicus joly*, *Assilina exponensis* e göre Orta Eosen yaşlıdır.

Tokmaklar Formasyonu :

Sünnice Dağının güneyinde yüzeyleyen Eosen çökeltileri tarafımızdan «Tokmaklar Formasyonu» adı altında incelenmiştir.

Birim, grimsii sarı renkli- ince-kalm katmanlanmalı, ufak-kaba biyoklastik biyoklastik kireçtaşları, sarımsı gri renkli kumlu marınlar, sarımsı gri-kırmızı renkli, orta-kalm katmanlanmalı, orta-iri tane boyulu, yuvarlak, yanı yuvarlak taneli, orta4yü boylanmalı kumtaşlarından oluşmaktadır. Bu litolojiler arasında, çeşitli düzeylerde, kalm-som katmanlanmalı nummulit kokonitleri bulunmaktadır.

Alt dokanağı, Fındıklı Formasyonu ile uyumsuz olan birime, nummulitlere göre Eosen yaşı verilmiştir.

Kızılcahamam Formasyonu :

Sahamızda, Sünnice Dağı güney eteklerindeki, genç fay zonlarında gözlenen birim, altta beyaz renkli, ince-orta katmanlı kalmıklı, volkan bombalı türlerle başlar. Üzerine aglomeralar gelir. Orta ve üst kesimlerindeki, bazalt-andezit lav akıntılı ve blokları, sunu alanımızın güney dışında geniş alanlara yayılmıştır.

Volkanik merkezden gereç yayılması sırasında, göl ortamında, altta çakıltaşı ile başlayan, kumtaşı ve çakıllı kireçtaşı ile devam eden ve fosilli, yıkanmış intrasparitik kireçtaşı ile sona eren sedimanter bir üst çökeltidir. Kötü boylanmış, çakıltaşları, genellikle Sakarya Kıtacığına ait birimlerini çakıllarını içerir.

Kalınlığı 0-1000 m. arasında değişen birim kendinden yaşlı birimler üzerine uyumsuz gelebildiği gibi, Kuzey Anadolu Fayı nedeni ile diğer bütün formasyonlarda faylı dokanaklarda gözlenebilir.

Birime alt-üst dokanak ilişkilerine dayanarak Orta Üst Miyosen yaşı verilmiştir.

Örencik Formasyonu s

Karasu-Mengen ve Sünnice Dağı güneylerinde yüzeyleyen birim, sarımsı kızıl renkli, yuvarlak-yanı yuvarlak taneli, kötü boylanmalı, tuz tutturulmuş çakıllardan ve kum-siltten oluşmuştur.

Kipman (1974)'ün Kırmacıdere Formasyonunu, Kaya (1982) nin Baykanlı Formasyonunu karşılayan birimin kalınlığı 100-200 m. arasındadır.

Birimin yaşı olasılıkla Pliyosen'dir.

Ayrılmış Birim :

Kisedağ güney ve doğusunda yüzeyleyen, orta kesimlerde Akveren Formasyonu, doğuda İnaltı Formasyonu, ve Ulus Formasyonu ile aşıl uyumsuz örtülen, karmaşık bir seridir (Şekil 1).

Birim, Dirgine granitoidleri ve Orhandağ bazikleri tarafından kesilmiş, Kurtköy, Fm., Fındıklı Fm., Kartal Fm., Yılanlı Fm., ve belkide Yedigöller Fm. ile Kocatöngel Formasyonlarını içerir. Çok örtülü olan alanda, magmatiklerin ve Kuzey Anadolu Fayzonunun etkisi ile bu birimler, tam ayrılanamaz; konumda olduklarından, «Ayrılmış birim» olarak bırakılmışlardır. Gökçesu kuzeyinde, magmatiklerce mermerleştirilmiş, Yılanlı Formasyonu ayırtedilebilmektedir. Ayrıca, yine Gökçesu kuzeyinde, magmatikler içinde, Yedigöller Formasyonuna ait, çok iri anklavlar olarak yorumladığımız, gabro-amfibolit gibi litolojiler yaygındır.

MAGMATİKLER

ORHANDAĞ BAZİKLERİ

Orhandağ yöresinden adladığımız birim, yoğun olarak, grimsii yeşil renkli diyabazlardan oluşmaktadır.

Orhandağ ve Sünnice Dağı kuzeydoğusunda, genellikle Kocatöngel Formasyonu ve Kurtköy Formasyonlarını kesen birim, sunu alanımızın en doğusunda, Fındıklı ve Kartal Formasyonlarını kesmektedir. Bu kesimde, İnaltı Formasyonu ve Ulus Formasyonu ile aşıl uyumsuz örtülen birim, batıda Akveren Formasyonu tarafından aşıl uyumsuz örtülür.

Dirgine granitoidleri ile birbirlerini keser konumdadırlar.

Birimin, Üst Jura'dan yaşlı olduğu söylenebilir.

DİRGİNE GRANİTOİDLERİ

Mengen batı-kuzeybatısındaki Dirgine Köyü yöresinden adlanmış olduğumuz birim genellikle, granit, diorit, grano=diyorit kuvarsmonzonit, diorit gibi magmatiklerden oluşmaz. Çok değişik renkler gösteren granitik kayalar orta-iri kristalli olup, feldspat, kuvars, biyotit, hornblend gibi mineraller içerir.

Komşu kayalarla dokanağı keskin olup, soğuk dokanak yapmış, kontakt zonlarında mineralleşme yapmamıştır. Yılanlı Formasyonu ile ilişkili olduğu dokanaklarda, çoğun mermerleşme gelişmiştir. Komşu kayalarda dayk sisteminin fõrõlmeysi, kontakt metamorfizmanın etkili olması, yerleşme sırasında granitik magmanın cephe kesiminin hemen hemen

katı veya yarı katı bir kristal yığılı halinde olduğunu gösterir.

Birim Üst Jura'dan yaşlıdır, Çünkü, sunu alanımız dışında olmasına rağmen, Yenice ilçesi güneylerinde, Mühürdaroğlu Mahallesi yakın doğusunda, İnalı Formasyonu tarafından, taban çakıltaşları ile açılal uyumsuz olarak örtülür, Orta-Üst Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı Yılanlı Formasyonunu kestiğini sahada gördüğümüz bu mağmatikler, en azından, Karbonifer sonuna kadar olan kayaçları da kesiyor olmalıdırlar. Çünkü, tüm bölgede, Orta Devoniyen'den, Karbonifer sonuna kadar kesiksiz bir istif vardır. Yani, birimin yaş konağı kesinlikle, Karbonifer sonu ile Üst Jura öncesi arasındadır,

Dirgine granitoidleri, çalışma alanımız dışında, Cide güneyinde, Çakraz Formasyonunu kesen Hamitli riyo-dasiti ile, Araç kuzeyinde Akgöl ve Kurtköy Formasyonunu kesen asitik İnrüziflerle, Çatalzeytin güneyinde, Küre yöresinde Akgöl Formasyonu kesen granit-granodiyoritlerle eşdeğer kabul edilmişlerdir,

YAPISAL JEOLJİ VE PALEOCOĞRAFYA

Çalışma alanımızda, Prekambriyen yaşlı Yedigöller Formasyonu üzerine Üst Kambriyen-Alt ordovisiyen yaşlı Kocatöngel ve Kurtköy Formasyonlarının, Kaplancededağ ve Sünnicedağ'da açılal uyumsuz olarak gelmeleri (Şekil 1, 3, 5), buna karşın, arada Kambriyen yaşlı Şoğuksu ve Karadere Formasyonlarının bulunmayışı, yörede Kambriyen Öncesi bir Paleotopografik yükselimin oluştuğunu göstermektedir. Sünnicedağ ve Kaplancededağ yörelerindeki Paleotopografik yükseklik, «Baykaliyen orojenik faz» dönemine karşın gelmektedir, Kambriyen'den, Silüriyen başlarına kadar kesiksiz olan istif ortamsal gelişimi bakımından 1. regresif dönem olarak nitelendirilmektedir. Regresyon, Üst Ordovisiyen-Alt Silüriyende sona ermiş ve rejyonal olarak transgresyon başlamıştır, Kurtköy ve Fındıklı Formasyonları arasındaki uyumsuzluk, karasal ortam (Kurtköy Fm.) üzerine, doğrudan denizel ortamın (Fındıklı Fm.) gelişmesi şeklinde gelişen, az açılı, kısa hayatlı bir uyumsuzluk olarak yorumlanmaktadır. Ancak, bu uyumsuzluk döneminde de, batıda, Çamdağ alanında bir yükselme oluşmuştur* Çünkü bu yörelerde Fındıklı Formasyonu olmaksızın, Kartal Formasyonu doğrudan, Aydos ve Kurtköy Formasyonları üzerine, açılal uyumsuzluklarla çökelebilmştir (Şekil 5), Bu paleotopografyanın oluşumu, Takoniyen orojenik as katma karşılık gelmektedir.

Yılanlı Formasyonunun, Kaplancededağ ve doğusunda, doğrudan Yedigöller ve Kocatöngel Formasyonları üzerine açılal uyumsuz çökmesi ise, hem Kambriyen öncesi topografyaya, hem de Alt Silüriyen dönemindeki topografyaya bağlıdır. Bilindiği üzere, Yılanlı Formasyonundan, Zonguldak Formasyonunun en üstüne kadar kesiksiz bir istif vardır, Yani, Orta-Üst Karbonifer birimlerinin gözlenmiyor olması, bu yörelerin o dönemde pozitif alanlar olduğunu göstermektedir.

Fındıklı Formasyonundan, Zonguldak Formasyonu üstüne kadar olan kesiksiz istif, bölgede trans-

gresyonla başlayıp, regresyonla son bulan II. istiftir. Karbonifer sonlarında yüksek olan ortamda, Permo-triyasta, karasal, batıya doğru geçiş ortamlarında Çakraz Formasyonu çökelmiştir» Kaplancededağ kuzeydoğusunda, Orhandağ kuzeybatısında çoğun Yılanlı Formasyonunun çakıllarını içeren Çakraz Formasyonu, bu yörelerde, Yılanlı Formasyonu üzerine gelebildiği gibi doğrudan, Yedigöller ve Kocatöngel Formasyonları üzerine de gelebilmektedir. Bu yörelerde, karasal ortam çökeli olan birim, Çamdağ alanında, kireçtaşı katmanları ile sığ denizel katkılar içerir. Daha batıda, Gebze'de Triyas istifi yoğun denizel ortam çökellerinden kuruludur. Doğuda, Bartm-Çakraz yörelerinde ise karasal ortam hakimdir. Yani, Permo-triyasta, batıya doğru bir derinleşmenin olduğu açıkça gözlenmektedir,

Çamdağ, Kaplancededağ, Orhandağ, Sünnicedağ, Kişedağ yörelerinin, Alt Karbonifer'den, Üst Jura'ya kadar sürekli olarak pozitif alan olarak kalmaları ve bu döneme kadar, ortamın yavaş yavaş yükseldiğini gösteren II, regresif istifin oluşu, belkide gerçekten Şengör ve diğerleri (1980) in söylediği gibi, Paleotetis'in yakınsaması ile Karbonifer'den beri güneye olan bir dalma-batmayı kanıtlamaktadır. Keza, Üst Karbonifer ve Permo-Triyas birimleri içindeki tuffitli seviyelerse bu dalma-batmaya ait adayaymm ilk ürünleri olabilir. Son olarak ise, Üst Jura'dan yaşlı olan Orhandağ bazikleri ve Dirgine granitoidleri de, bu dalma-batmanın son ürünleri olarak yorumlanabilirler. Yani Paleotetis'in yakınsaması ile güneye olan dalma-batma Karbonifer'de başlamış olmalıdır.

Bölgede, Mengen doğusundan, Dikmentepe'den geçen, Ereğli'ye doğru bir yay çizildiğinde, bu hattın batısında. Üst Jura ve Alt Kretase çökelleri gözlenmektedir. Yani, Üst Jura öncesi bu yörelerde kazanılan paleotopografik yükselimi, kuzeyden olan Alt Kretase transgresyonu tarafından, Senomaniyen'e kadar aşılammıştır. Bu yükselimi ise geç Kimmer fazında kazanılmıştır.

Neotetis okyanusunun yakınsaması ile kuzeye olan dalma-batma ve buna bağlı olan adayayı volkanizması, çalışma alanımızda, Senomaniyende başlamıştır. Volkanizma ve volkanoklastik çökeli, Paleosen'e kadar kesiksiz devam etmektedir.

Ulus Formasyonu ile kuzeybatıda, buna karşın gelen diğer birimlerin fasiyesi olarak benzer olmaları ise bunların, aynı basende fakat, birbirlerinden uzak kesimlerde çökeli, tektonik olaylarla yakınlaştıkları gösterir. Aslında, haritada (Şekil 1) böyle 3'aklaşmaları sağlayan yatay olaylar gözlenmemekle beraber, Yığılca'da kuzeydoğuya uzanan, dar Tersiyer koridorunun altında yatay Üst Kretase hareketleri olabilir. Çünkü, Bartm-Antdere v© daha doğuda gözlenen Aydos ve Pelitovası şaryajları ters fayları gibi kuzeye doğru itimil hareketler, Bartın güneyinde Tersiyer ile örtülmektedir. Orta Alp'in fazının sonlarına doğru, kıta-kıta çarpışması tamamlanarak, Miyosen başlarında, sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fay'ı oluşmuştur.

KATKI BELİRTME

Çalışmalarımıza yön veren, saha denetimleri şeklinde çalışmalarımıza katılan sayın Ozan Sungurlu'ya, Kemal Saka'ya, Çamdağ stratigrafisini tanımamızda yardımcı olan sayın Prof. Dr. Orhan Kaya'ya, fosil tayinlerinde emeği geçen Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Araştırma Grubu'ndan, sayın Murat Koy« lüoğlu'na ve Palinolojik-Paleontolojik tayinleri yapan Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Araştırma Merkezi'ndeki ilgili tüm elemanlara içten teşekkürü borç biliriz*

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akarsu, t. ve Aydm, M., 1977, Durağan, Boyabat, Taşköprü ve Çatalzeytin İlçeleri civarının Ön jeoloji raporu : Türkiye Petrolleri A. O., Arama Grubu, rap, no : 1183 (yayımlanmamış),
- Akyol, Z., Arpat, E., Erdoğan, B., Göger, E., Güner» Y., Şaroğlu, F., Şentürk, I., Tütüncü K, ve Uysal, Ş., 1974, Cide, Kurucaşile dolaylarının 1/50,000 jeoloji haritası : MTA Enstitüsü, Ankara,
- Anç-Sayar, C, 1969, Boğaziçi arazisinde Ordovisiyen Cönularia'lan : TJK Bült, 12, 140-159,
- Arpat, E., Tütüncü, K., Uysal, Ş, ve Göger E., 1978, Safranbolu yöresinde Kambriyen-Devoniyen istifi : Türkiye Jeoloji Kurumu 32, Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özetleri Kitabı, 67 s.
- Aydm, M. ve Serdar, H. S., 1979, Gerze, Alaçam, Bafra, Vezirköprü, Durağan sınırlı sahanın jeolojisi ve petrol olanakları : Türkiye Petrol« leri A. O., Arama Grubu, rap, no : 1448 (Yayımlanmamış),
- Aydm, M, ve Şahintürk, Ö., 1984, Akçakoca doğusu, Ereğli -batısındaki (Kaplandededag-Orhandağ) Paleozoyik yaşlı birimlerin jeolojisi ve hidrokarbon olanakları : Türkiye Petrolleri A. O., Arama Grubu, rap, no : 1947 (yayımlanmamış),
- Baykal, F., 1954, Ulus-Eflani arasındaki mıntıka hakkında jeolojik rapor : Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, rap., no : 2125 (yayımlanmamış).
- Gümüş, Ö., 1966, II, Bölge Ulus sahalarının jeolojisi hakkında rapor : Türkiye Petrolleri A. O., Arama Grubu, rap, no : 378 (yayımlanmamış).
- Haas, W., 1968, Das Alt-Paläozoikum von Bithynien : N., Jb., Gel, Paläont., Abh., 131 178-242,
- Kaya, O., 1973, The Devonian and Lower Carboniferous stratigraphy of the Istinye, Bostancı and Büyükkada subareas : Ege Üni, Fen, Fak., Kitaplar Serisi, sa., 40,143 sa.
- Kaya, O., 1978, İstanbul Ordovisiyen ve Silüriyeni ' Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Yayın Organı, cilt 4, sa., 1-2, ss.4-22.

- Kaya, O., 1982, Ereğli, Yığılca, Bolu kuzey, Mengen alanlarının stratigrafisi ve yapı özellikleri : Türkiye Petrolleri A. Ö., Arama Grubu, rap., no : 1639 (yayımlanmamış).
- Ketin, L ve Gümüş, Ö-, 1962, Sinop, Ayancık ve güneyinde III. Bölgeye dahil sahaların jeolojisi hakkında rapor: I-IL Türkiye Petrolleri. A* O., Arama Grubu, rap., no : 213-288 (yayımlanmamış),
- Ketin, î., 1967, Bolu, Gerece, Mengen ve Yığılca bölgesindeki Paleozoyik teşekküllere ait jeolojik rapor : Türkiye Petrolleri A. O., Arama Grubu, rap., no : 379 (yayımlanmamış).
- Kipman, E., 1974, Sakarya, Çamdağ alanının jeolojisi : İstanbul Üniversitesi, Fen Fak., doktora tezi (yayımlanmamış),
- Saner, S., Taner, I., Aksoy, Z., Siyako, M, ve Burkan, K. A*, 1979, Karabük, Safranbolu yöresinin jeolojisi : Türkiye Petrolleri A. O., Arama Grubu, rap., no : 1322 (yayımlanmamış).
- Serdar, H, S* ve Demir, O., 1983, Bolu, Mengen, Devrek, dolayının jeolojisi ve petrol olanakları : Türkiye Petrolleri A. O., Arama Grubu, rap, no : 1781 (yayımlanmamış),
- Siyako, M., Aksoy, Z., Burkan, K. A. ve Demir, O., 1981, Zonguldak dolayının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları : Türkiye Petrolleri A. O., Arama Grubu, rap*, no : 1536,
- Soytürk, N, ve Birgül, A., 1971, İstanbul Boğazi, Karadeniz Ereğlisi arasının jeoloji incelemesi : Türkiye Petrolleri A, O», Arama Grubu, rap., no : 534 (yayımlanmamış).
- iŞengör, A, M. C, Yılmaz, Y. ve Ketin, L, 1980, Remnants of Pre-Late Jurassic Ocean in Northern Turkey : Geological Society of American Bulletin, Part I, V. 91, p. 559409, 8 figs,
- Taugourdeau, P. ve Abdüsselamoğlu, S., 1962, Presence de Chitinosoaries dans le Siluro-Dévonien turc des environs d'Istanbul : Extrait du C.R.S.S. de la Soc, Géol de France du Novembre, 238,
- Tokay, M., 1952, Karadeniz Ereğlisi, Alaph, Kızıltepe, Alacaağzı bölgesi jeolojisi : Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü dergisi, sa., 4243, 1-35 s.
- Yalçınlar, î., 1956, istanbul'da bulunan graptolitli Silür şistleri hakkında not : İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Enstitüsü Dergisi. 4 : 157=160.
- Yazman, M. ve Çokuğraş İL, 1983, Adapazarı, Kandıra, Düzce, Akçakoca yerleşme merkezleri ile sınırlı alanın jeolojisi ve hidrokarbon olanakları : Türkiye Petrolleri A. O., Arama Grubu, Rap, no : 1747 (yayımlanmamış) »

Yazının geliş tarihi : İ6.3.İ985

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 13.1,1986

Yayıma verildiği tarih : 3.1,1987

Muş ve Aladağ'ın fauna ve florası hakkında

Ön fauna and flora of Muş and Aladağ

NERİMAN RÜCKERT - ÜLKÜMEN, Bayerische Staatssammlung für paläontologie und historische Geologie, München - Batı Almanya

ÖZ : Doğu Anadolu'nun Muş ve Aladağ bölgelerinin hafif acı su tabakalarındaki fosiller incelenmiştir. Esas olarak Leuciscus (Palaeoleuciscus) oeningensis AG. ele alınmıştır. Bunun yanısıra azami binde üç tuz ihtiva eden tatlı suların molluskları Planorbarius, Gyraulus ve Congeria g^nusiarı, ostracod Cyprideis torosa (JONES 1850) ve dört yaprak fosili bulunmuştun Bu fosiller Üst Milyosen'den Pliyosen'e kadar yaşamıştır.

ABSTRACT : The fossils of brackish beds of Muş and Aladağ regions of Eastern Anatolia was investigated : It was mainly dealt with Leuciscus (Palaeoleuciscus) oeningensis AG. Furthermore, mollusca of limnic waters which contain maximum 0,3 % Salt Such as genuses of planorbarius, Gyraulus and Congeria; Ostracoda Cyprideis torosa (JONES, 1850) and four leaf fossils were found. Those fossils had lived from Upper Miocene to Pliocene.

GİRİŞ

Burada incelenen Doğu Anadolu'nun Muş ve Aladağ bölgelerinden alınmış materyal MTA Genel Müdürlüğü araştırmacılarından Dr. Fuat Şaroğlu tarafından 1980 yılında bana gönderilmiştir, Balık fosillerinin incelenmesi ve tayini tarafımdan yapılmıştır,

Münih Paleontoloji Enstitüsünde yaptığım bu çalışmanın kapsamı içine giren yaprak fosillerini aynı enstitüden Prof. Dr. W. Jung, molluskları Dr. A. Müller ve G. Falkner tayin etmişlerdir, Ostracodlar ise Dr. H. Hagn vasıtasıyla Frankfurt Senckenberg araştırma enstitüsünde Dr. H. Malz tarafından incelenmiştir,

SİSTEMATİK ÇALIŞMA

B A L I K L A R

Sınıf : TELEOSTOMI
Altsınıf : ACTINOPTERYGII
Takım : CYPRINIFORMES
Alttakım : CYPRINOIDEI
Familya : CYPRINIDAE

Genus Leuciscus CUVIER 1817
Altgenus Palaeoleuciscus OBRHELOVA 1969
Yenicins Leuciscus (Palaeoleuciscus) socolovicensis OBRHELOVA 1969

Leuciscus (Palaeoleuciscus) oeningensis AGASSIZ 1832
Leuciscus oeningensis AGASSIZ, - AGASSIZ, L., : jb. Minen etc, 1832, p. 132

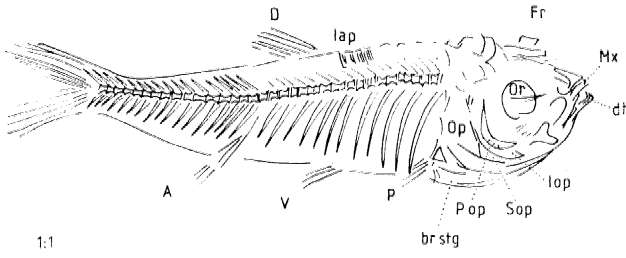
Karakterleri

Burada çalışılan 4 balık numunesinin hepsi bir

cinsi temsil eder, Levha i, Şekil 1 de balığın kuyruk bölgesi ve Levha 1, Şekil 2 de kuyruk kısmı kopmuş balık fosili Leuciscus (P-) oeningensis AG. izlenir. Her iki şekilde de görüldüğü gibi Dorsal yüzgeç Şua bayılan ve yapılan aynıdır. Bu durumlar göz önüne alınarak daha sonra her iki parça birleştirilerek tam bir balık resmi çizilmiştir (Şekil 1)

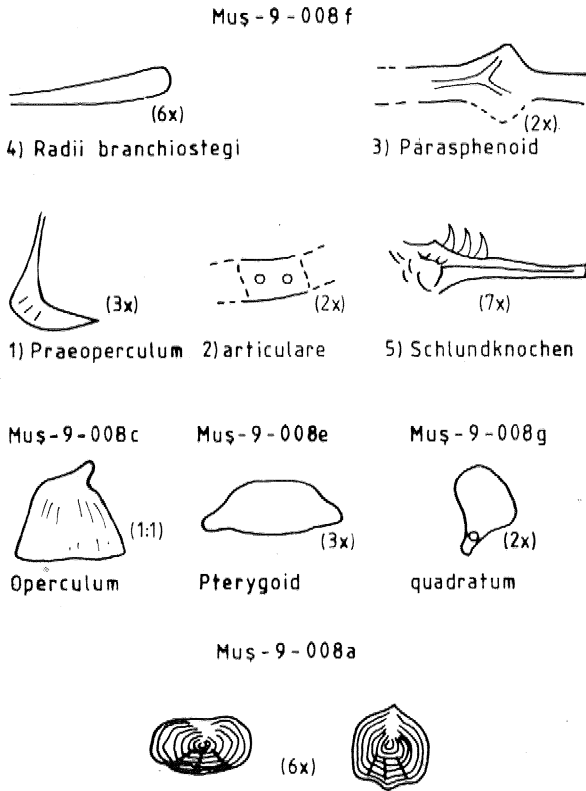
Vücut uzunluğu ağzın ucundan kuyruğun sonuna kadar 82 mm. vücut yüksekliği başın arkasında 28 mm, ve Dorsal yüzgeçlerin önünde 26 mm, dir. Başın yüksekliği 30 mm, ve uzunluğu 40 mm, dir. Orbita başın orta hizasının biraz Önünde 5 mm. çapında ve ince bir Parasphenoid ile bariz olarak görülür, Ağız yukarı dönük ve kısmen sağlam yapılı Maxiliare ve Dentale ile temsil olur. Kafa kemiklerinin parçalanmasına rağmen, hudutları bariz olarak görülür, Muş ve Aladağ'da bulunan cins Leuciscus (P). oeningensis AGASSIZ dir,

Tek parçalar halinde bulunan kafa kemikleri ve pullar Şekil 2'de çizilmiş ve isimleri altına yazılmıştır, Operculum da ince bir eklem var üst kısım alt kısma nazaran daha dar bir trapez şeklindedir. Buna karşılık Praeoperculum dik açılı çok ince ve bariz olarak görülen divergierende çizgilerle kaplıdır. Başın altında bulunan Branchiostegiler ince uzun ve çok sayıdadır. Oval olan Pterygoid in geniş eklem başlarına nazaran Quadratum un eklemi dar ve dorsal kısmı oldukça yuvarlaktır, tki sıralı yutak kemikleri üzerinde birinci sıradaki dişler gayet küçük, ikinci sıradaki dişlerin yalnız kok kısmının çukurları görülmektedir.



A=Analis, V=Ventralis, P=Pectoralis, D=Dorsalis, Fr=Frontalis, Mx=Maxille, dt=Dentale, lap=Interoperculum, Sop=Suboperculum, Pop=Praeoperculum, brstg=branchiostegi, Or=Orbita, Op=Operculum, lap=Interapophysen

Şekil 1 - Leuciscus (P.) oeningensis AG. (Figure 1)



Cycloid-Schuppın

Şekil 2 - Leuciscus (Palaeoleociscus) oeningensis AGASSIZ'e ait baş kemikleri m pullar.

(Figure 2) - Cranium bones and opercles of Leuciscus (Palaeoleociscus) oeningensis AGASSIZ

Dorsal yüzgeç Ventral yüzgecin başlangıcının biraz arkasındadır, 10 Sualidir, bunların en büyük olan Ön iki şuası dallanmamış ve 15 mm, uzunluğundadır. Dorsal yüzgecin Interapophysleri bariz olarak görülür, fakat tam sayılarını vermek imkansızdır.

Başın arka hizasında yer alan Pectoralisin ince şuaları sayılabilir.

Ventralis Pectoralis ile Analis arasındadır. Muhtemelen 6 şua ihtiva eder, şualar birbiri üzerine yerleşmiştir,

Kuyruk yüzgecinin şualarının formülü şöyledir:
C = 7.1.9 + 8.1.7

Omurlar büyük kuvvetli dikenli Apophyslerle desteklenir buna karşılık 12 çift ince uzun Kaburgalar karın çizgisine kadar uzanır. Omurların sayısı Abdominalde 18 ve Caudalde 16 dır (W ≈ 18 + 16),

Cycloid pullar (Şek. 2) Konsantrik daireler şeklinde çizikli ve Anal yüzgecin üst kısmında bariz olarak görülürler,

Karşılaştırma :

Vücut şekli ve yüzgeçlerin oranları bakımından Leuciscus (P.) oeningensis AG. ve Leuciscus (P.) gibbus MEYER (Palaeontogr. vol II, fig. 2) benzerliğine rağmen burada incelenen 4 numunenin Omur sayısı (18 + 16) dir, Leuciscus (P*) gibbus MEYER de (20 + 18) dir. bununla beraber bizim numunelerin Kaburga sayıları, yüzgeç şualarının sayıları Leuciscus (P.) oeningensis AG. ile aynıdır. Bundan başka bu numuneler Oehningen de bulunmuş olan ve Bayer. Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie München (BSP 1982 I 56) bulunan Leuciscus (P.) oeningensis AG. ile mukayese edilmiş ve aynı oldukları görülmüştür*

M a t e r y e l :

Dört numuneden bir tanesi burada gösterilmemiştir. Bu numuneler M.T.A. Enstitüsü Ankara-Türkiye'ye aittir, Örnekler Doğu Türkiyenin Muş ve Aladağ bölgesinin Üst Miosen-Pliosen tabakalarından alınmıştır,

B u l u n d u | u y e r l e r :

Avrupada Oehningen de Viyana civarında Baden'in Üst Miosen'in de bulunmuştur, Orta Anadolu da Ankara civarında Kızılcahamamın Üst Mioseniv de ve Doğu Anadolu bölgesi Muş ve Aladağların Üst Miosen-Pliosen bölgelerinde mevcuttur.

SONUÇLAR

Doğu Anadolu Van Gölünün Batısında Muş ve Aladağ bölgelerinden toplanmış olan bu Materyeller şu neticeleri vermiştir:

Leuciscus (P.) oeningensis AGASSIZ bu güne kadar bulunduğu yerlerde Üst Mioseni temsil etmiştir. Lev. I, Şek. 1 a, b, c, de gösterilen Planorbidae Familyasından Planorbarius sp. ve Gyraulus sp. tatlısu Gastropodlarıdır. Bunların yaşadığı sulardaki tuz miktarı binde 3 nispetini geçmez ve aynı şekilde Tersiyer tabakalarında bol miktarda bulunurlar. Bunların yanı sıra bol sayıdaki Ostracodlar Autochthon fertlerin Populationlarıdır ve çok sayıdaki Cyprideis torosa (JONES 1850) ile temsil olur, bu güne kadar yaşarlar. Aynı zamanda bunlarda hafif acısu fasiyesini gösterirler. Bunlardan başka Congeria kabuk ve

parçaları veya kabuklarda mevcuttur, fakat tayinlerini yapmak imkansızdır. Bunlarda bize hafif acısu ortamının olduğunu gösterir,

Aladağdan toplanmış yaprak fosilleri *Salix* iavateri HERR, *Acer jurenaki* STUR, *Populus latior* AJBR., *Myrica lignitum* (UNG.) SAPÖRTA ve *Betulaeae* gen. indet. bataklık şeklindeki göllerde bulunurlar ve Üst Miosende yaygındır, *Acer jurenaki* STUR hatta Pliosen e kadar gelir.

Elimizde bulunan bu Fauna ve Floranın bize gösterdiğine göre ortamın çok hafif acısu olduğunu, Üst Miosen-Plioseni temsil ettiğini ispat etmiştir.

KATKI BELİRTME

Bana bu çalışma fırsatım verdikleri için fosilleri gönderen M.T.A. Genel Müdürlüğü araştırmacılarından Dr. Fuat Şaroğlu'na, M/T.A. Genel Müdürlüğü Müze İcra Heyeti Başkam Dr. Ülker Özderair'e burada teşekkürü bir borç bilirim.

Levhaların çizilmesinde Münih Paleontoloji Enstitüsü ressamlarından K. Dossow yardımcı olmuştur. Fotoğraflar Münih Zooloji Müzesi Direktörünün mü-

sadesi ile Marianne Müller tarafından çekilmiştir, Kendilerine bütün kalbimle teşekkür ederim,

DEĞİMİLEM BELGELER

Agassiz, L., 1832, Untersuchungen über die fossilen Süßwasser-Fische der tertiären Formationen: Neues Jahrb., p. 132; Heidelberg.

, Agassiz, L., 1835/4839, Recherches Sur Les Poissons Fossiles, 5, pt. II, p. 24, pi. 57, fig. 4,5; pi. 58; Neuchâtel.

Meyer, H.V., 1851, Fossile Fische aus dem Tertiärthon von Unter-Kirchberg an der Hier: Palaeontographica, 2, p. 9\$, pL I, fig. 2; Cassel.

Rücket - Ülkümen, N., 1980, Fossile Fische und Frösche aus dem höheren Miozän von Zentral-Anatolien: Scientific Reports of the Faculty of Science, Ege University No: 249. s. 3, Taf. I, fig. 1; Izmir,

Yazının geliş tarihi : 11*5.1985

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi t 12.10.1985

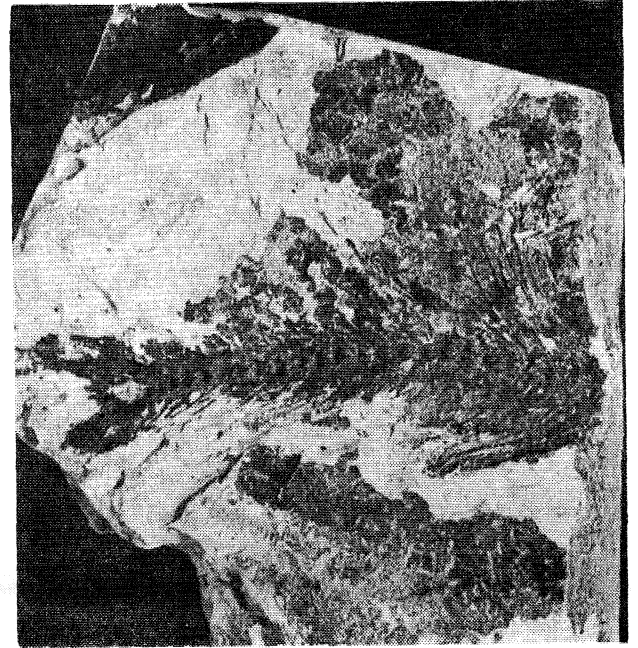
Yayma veriliş tarihi : 3.1.1987

LEVHA : I

PLATE : I



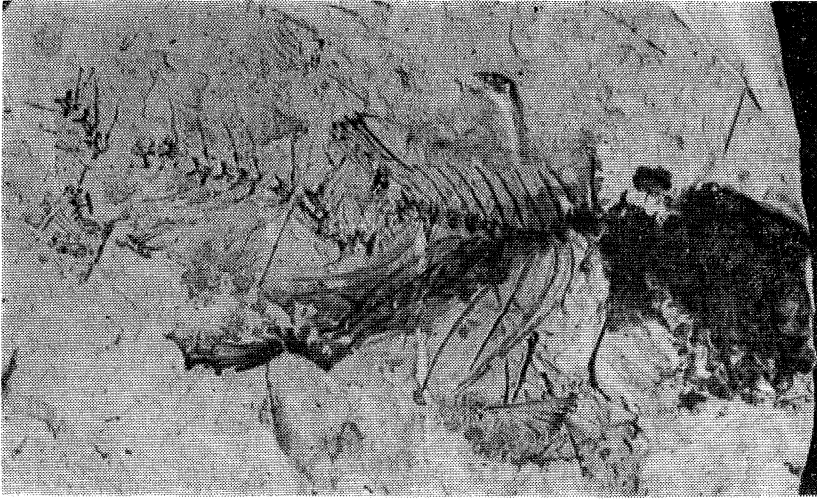
1



2

LEVHA I (Plate I)

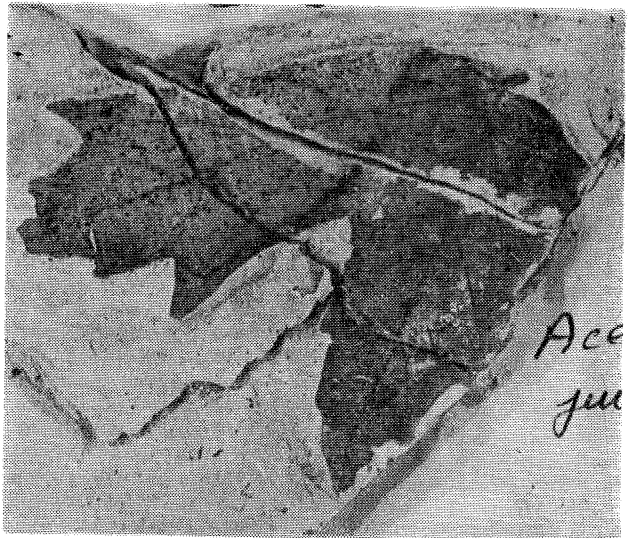
Şekil 1 ve 2 - *Leuciscus* (P.) *ocuingensis* AG.
(Figure 1 and 2)



1



2



3

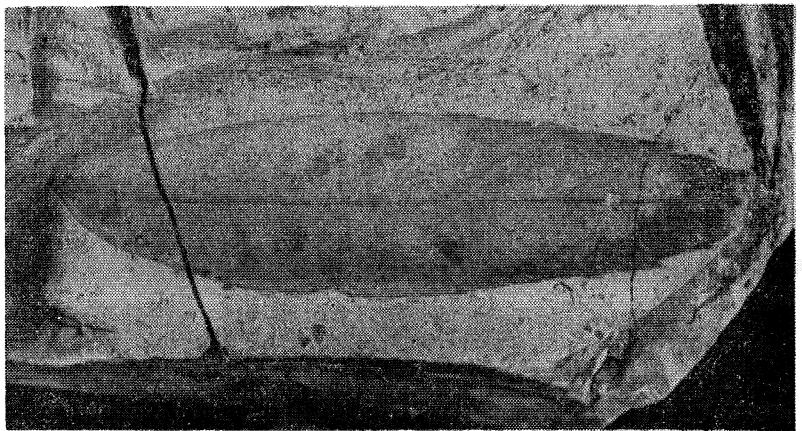
LEVHA II (Plate II)

Şekil 1 - *Leuciscus (P.) oeningensis* AG,
(Figure 1)

Şekil 2 - *Populus îatiör* ABE,
(Figure 2)

Şekil 3 - *Acer jurenakf* STUE.
(Figure 3)

Şekil 4 - *Dicotylophylluîi* sp, (Fagaceae)
(Figure 4)



4

Korkuteli yöresinin (KB Antalya) Üst Eosen-Alt Oligosen kalkerli nannoplankton biyostratigrafisi

Upper Eocene - Lower Oligocene calcareous nannoplankton biostratigraphy of the Korkuteli region (NW Antalya)

VEDİA TOKER, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Bu çalışmada, Korkuteli yöresinde, marn, kireçtaşı, kumtaşı ardalanmasından oluşan Üst Eosen - Alt Oligosen sedimanlarındaki kalkerli nannoplanktonlar ilk kez incelenmiştir. Bu istiftte 48 nannoplankton türü tanımlanmış ve aşağıdaki 6 nannoplankton zonu ayrılmıştır.

Üst Eosen: *Sphenolithus pseudoradians* zonu, *Isthmolithus recurvus* zonu, *Chiasmolithus oamaruensis* zonu, *Discoaster saipanensis* zonu, Alt Oligosen: *Helicopontosphaera reticulata* zonu, *Ericsonia subdisticha* zonu,

Eosen/Oligosen sınırı *Discoaster barbadiensis* ve *Discoaster saipanensis* türlerinin son görünümü ile çizilir.

Nannoplankton zonları, dünya üzerinde aynı düzeylerde yapılmış çalışmalarla korele edilmiştir. Bu çalışma ile tanımlanan nannoplankton topluluğunun, tropik kuşaktan çok, ılıman kuşağa ait olduğu görülmüştür.

Aynı örneklerdeki planktonik foraminiferalarda çalışılmış ve Üst Eosen'de *Globigerinatheka semiinvoluta* zonu, *Globorotalia cerroazulensis* zonu ile Alt Oligosen'de *Cassigerella chipolensis*/*Pseudohastigerina micra* zonu tanımlanarak nannoplanktonlarla korelasyonu yapılmıştır.

ABSTRACT: The present study is a research on calcareous nannoplankton from the Upper Eocene - Lower Oligocene sediments of the Korkuteli Region which are represented by alternating marl, limestone and sandstone. Forty-eight nannoplankton species have been defined in this sequence and the following six nannoplankton zones have been distinguished:

Upper Eocene: *Sphenolithus pseudoradians* zone, *Isthmolithus recurvus* zone, *Chiasmolithus oamaruensis* zone, *Discoaster saipanensis* zone, Lower Oligocene: *Helicopontosphaera reticulata* zone, *Ericsonia subdisticha* zone.

The Eocene/Oligocene boundary can be defined by the last occurrence of *Discoaster barbadiensis* and *Discoaster saipanensis*. Also, results were correlated with the other studies for the same stratigraphic level of the world. The study showed that nannoplankton association belongs to the temperate rather than tropic region.

Globigerinatheka semiinvoluta zone, *Globorotalia cerroazulensis* zone in the Upper Eocene and *Cassigerella chipolensis*/*Pseudohastigerina micra* zone in the Lower Oligocene sediments were determined. These planktonic foraminifera zones were also correlated with the nannoplankton zones.

GİRİŞ

Korkuteli yöresi Antalya ilinin kuzeybatısındadır (Şekil 1). Bu alan 1/25 000 ölçekli haritada Antalya 024 a₁, Antalya 024 a₂, Isparta N24 c₁, Isparta N24 d₁ paftalarında yer alır.

Toros kuşağının, halen aydınlatılmaya gerek duyulan, bir çok jeolojik ve stratigrafik sorunu vardır. Bu amaca yönelik olarak, Korkuteli yöresinde nannoplanktonlarla, ayrıntılı bir biyostratigrafi çalışması yapılmıştır. Bu makalede, incelemenin yalnız Üst Eosen-Alt Oligosen sedimanlarına ilişkin bölümü sunulmaktadır.

İnceleme alanı ve çevresi, bilimsel ve ekonomik amaçlı bir çok çalışmaya konu olmuştur. Graciansky (1968), Brunn ve diğ. (1971), Özgül (1971), Kalafatçıoğlu (1973), Özgül ve Arpat (1973), Bizon ve diğ.

(1974), Poisson ve Poignant (1974), Brunn ve diğ. (1975), Özgül (1976), Poisson (1977), Poisson vd. (1983), Koçyiğit (1984) bunlardan birkaçıdır.

Bu incelemeye konu olan nannoplanktonlar, örneklerden çok az miktarda kazanarak elde edilen tozların, kanada balzamu ile lam lamel arasına yerleştirilmesiyle hazırlanan preparatların, polarizan mikroskopta incelenmesiyle tanımlanmışlardır.

Fosil formların bolluklarının saptanmasında Hay (1970) skalası esas alınmıştır. 1000 X büyütmede her bir dairesel alanda:

1-10	tür 1	alanda	çokbol	"A"
1	tür 2-10	alanda	yaygın	"C"
1	tür 11-100	alanda	az	"F"
1	tür 101-1000	alanda	nadir	"R"

rumuzları kullanılmıştır.



Şekil 1 : Yer bulduru haritası
Figure 1 : Location map

Elektron mikroskopla yapılan çalışmalar için Tokar (1979) deki yöntem uygulanmıştır.

STRATİGRAFI

İnceleme alanı Beydağları otokton birliğinde yer alır. Batıda Likya doğuda Antalya napları ile çevrilidir.

Beydağlarının batı yamacında stratigrafik seriler, Kretase-Miyosen zaman aralığında, sakin bir ortamda, sürekli olarak çökelmiştir (Brunn ve diğ., 1975). Beydağları otokton çökelleri filiş fasiyesindedir. İnceleme alanı güneybatısında, Susuz Dağ yöresinde, Liyas-Paleojen çökelleri kireçtaşları ile temsil edilmiştir. Bunların üzerine uyumsuzlukla Akitaniyen, Langhiyen yaşlı marn çökelleri gelir. Bu alandaki ofiyolit yerleşimi ise Senoniyen sonu Maestrihtiyen öncesinde oluşmuştur (Koçyiğit, 1984).

Litostratigrafi

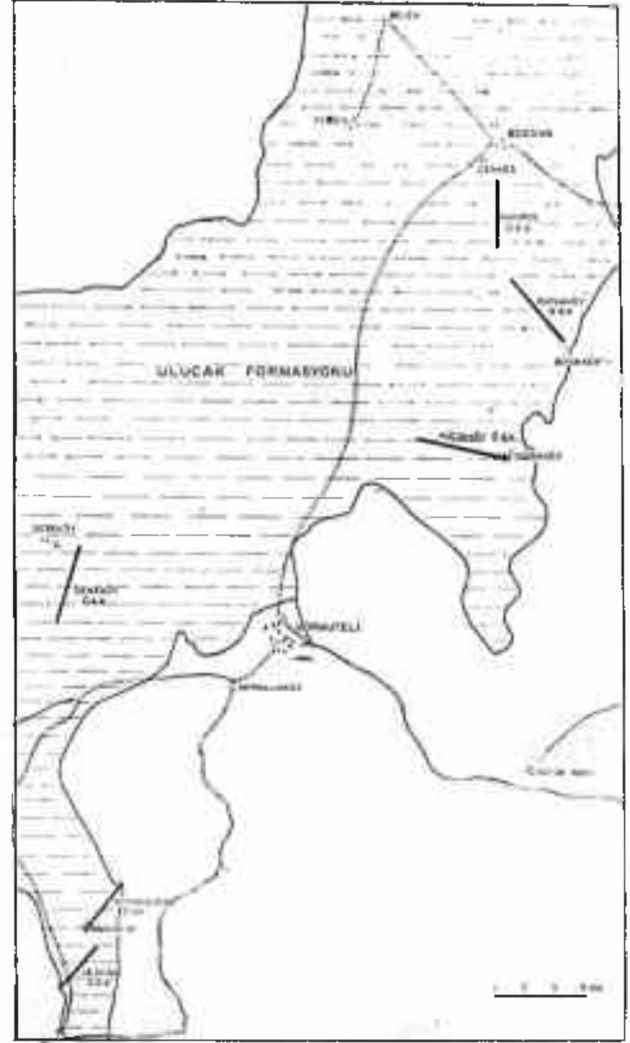
İnceleme alanında en yaşlı birim Üst Eosen çökelleridir. Dereköy, Küçükköy, Ulucak ve Garipçe yörelerinde yayılmıştır (Şekil 2). Çakıltası, kumtaşı, kumlu marn, marn, biyomikritik kireçtaşı litolojileri ile temsil edilmiştir. Üst Eosen Oligosen'e uyumlu geçer. Bu geçiş Ulucak ve Garipçe yörelerinde izlenmiştir. Alt Oligosen, kireçtaşı, marn, kumtaşı ardalanmalı istiflerden oluşur. İnceleme alanı içinde Orta ve Üst Oligosen çökellerine rastlanmamıştır. Miyosen oluşukları Üst Eosen veya Oligosen birimleri üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 3).

Ulucak formasyonu

Tanım : Formasyon adı ilk kez bu makalede sunulmaktadır. Üst Eosen-Alt Oligosen istifini kapsayan bu formasyon kumtaşı, marn, kireçtaşı ardalanmasından oluşmuştur.

Tip Yeri ve Tip Kesiti : Formasyonun en iyi temsil edildiği yer Ulucak Köyü doğusudur. Tip kesit 96°08' enlem ve 44°10' dakika başlar ve 96°43' enlem ve 45°06' boylanımında biter.

Kaya Türü : Hakim litoloji açık gri renkli marnlar olup bunlarla ardalanmalı kumtaşı ve kireçtaşlarıdır. Kireçtaşları, pelajik foraminifera kapsayan biyomikrit niteliğindedir. Yer yer alg, Bryozoa, Echinodermata, ve bentonik foraminifera içerdikleri gözlen-



Şekil 2 : Ölçülü stratigrafi kesitleri yerleri
Figure 2 : Location of the measured stratigraphic sections

miştir. Tabaka kalınlığı 10-50 cm arasında değişmektedir.

Alt ve Üst Sınır, Kalınlık, Yanal Yayılım : Formasyonun tabanı Orta Eosen çökelleri ile uyumlu geçişlidir. Üst sınırı ise Miyosen yaşlı Karabayır formasyonuna uyumsuz olarak geçer. Maksimum kalınlık 1600 m dir. Yanal olarak değişik kalınlıklarda Beydağları otokton birliğinde devam eder.

Fosiller ve Yaş : Formasyonu oluşturan çökeller bol miktarda nannoplankton, planktonik ve bentik Foraminifera içerir. Yaşı Üst Eosen-Alt Oligosendir.

Biyostratigrafi

Dünya çapında yapılmış incelemeler, nannoplankton türlerinin denizlerdeki yayılımının Paleosen-Alt Eosen zaman aralığında hemen her yerde aynı olduğunu göstermektedir. Bu nedenle bu zaman aralığı için standart bir nannoplankton zonlaması sunulmuştur. Üst Eosen'den günümüze dek geçen 47 milyon yıllık süreçte, farklı enlem derecelerinde,

SİSTEM-SYSTEM		LİTOLOJİ LITHOLOGY		PALEONTOLOJİ PALEONTOLOGY	
TERZİLER - TERTIARY	KÖSEN - KÖKNE OLİGÖSEN - OLİGOCENE PRAİÖSEN, PRİASİYAN BANKUASTER - BANKULCLAM C E F G H I J K L M N O P Q R S T U V W X Y Z	GRİ RENKLİ MARŞ GRAY COLORED MARL	PSEUDONASTIERINA MICRA CASSIDERINELLA CHIPPOLLIS ERCONNA SUBOBTICHA HELICOPONTOSMILENA RETICULATA	DEJ RENKLİ KUMTAŞI TABAKALARI BEDE COLORED SANDSTONE BEDS	GLOBOROTALIA CERROAZULENSIS ISTHMOLITHUS RECURVUS CHIASMOLITHUS OAMARUENSIS GLOBORRATHENA SEMIVOLUTA DISCOASTER SAIPANENSIS DISCOASTER BARBADIENSIS
		AÇIK GRİ RENKLİ MARŞ LIGHT GRAY COLORED MARL			
		BEYAZ RENKLİ KIREÇTAN WHITE COLORED LAMEN			
		AÇIK GRİ RENKLİ MARŞ LIGHT GRAY COLORED MARL			

Şekil 3 : Ulucak formasyonu genelleştirilmiş dikme kesiti

Figure 3 : Generalized columnar section of the Ulucak formation

farklı nannoplankton topluluklarının bulunduğu saptanmıştır. Tropikal, ılıman ve soğuk kuşaklar için farklı nannoplankton zonları kullanılmaktadır. İnceleme alanından toplanan örneklerin incelenmesi sonucu, bu bölgenin Üst Eosen-Oligosende ılıman kuşak koşullarında bulunduğu ortaya konmuştur.

Bu çalışmada Martini (1971) in standard zonlaması esas alınmıştır. Yazarın, genellikle 30° kuzey enlemindeki yüzleklere aldığı örneklerde tanımladığı türlere dayanarak yaptığı zonlama, Korkuteli yöresi örneklerinin nannoplankton türlerine çok benzerlik gösterdiğinden, kullanılmıştır. Bununla beraber tropik kuşağa ait Bukry (1981) in zonlamasında karşılaştırma kullanılarak, aradaki farklılıklar vurgulanmıştır (Çizelge 1).

İnceleme alanında tanımlanan zonlar yaşlıdan gence doğru aşağıda sunulmuştur.

NP 17 Discoaster saipanensis Zonu

Tanım : *Chiasmolithus solitus* (Bramlette ve Sullivan) ve/veya *Discoaster bifax* Bukry'nin son görünümünden *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) ilk görünümü veya *Chiasmolithus grandis* (Bramlette ve Riedel) in son görünümü arasındaki süreç.

Zonu Tanımlayan : Martini, 1970

Yaş : Üst Eosen

Karşılaştırma ve Yorum : *Discoaster saipanensis* zonunu düşük enlem derecelerinde tanımlamak zor-

dur. Çünkü *Chiasmolithus* cinsi bu enlemlerde çok nadirdir veya hiç bulunmaz. Yüksek enlem derecelerinde ise *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel ve *Discoaster barbadiensis* Tan nadir veya yoktur. İhman kuşakta yer alan bu zon, inceleme alanında *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) in ilk görünümü ile son bulmaktadır. Martini (1971), standart zonlamada, bu zonu Üst Eosen için kullanmıştır. Bukry (1981) D.S.D.P. vol. 63 de yaptığı çalışmada, *Reticulofenestra umbilica* (CP 14) zonunun *Discoaster saipanensis* (CP 14 b) alt zonunu, Üst Eosen için tanımlamıştır. Ellis (1982) Marianna hendeğinde yaptığı incelemede, bu stratigrafik düzey için *Reticulofenestra umbilica* (WPN 12) zonunu kullanmıştır. Türkiye'de bu zon Kaman yöresinde (Toker 1982) ve Gelibolu yarımadasında tanımlanmıştır (Toker ve Erkan, 1985) (Çizelge 1).

Yaygın Türleri : *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Cyclorhynchus floridanus* (Roth ve Hay), *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster deflandrei* Bramlette ve Riedel, *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel, *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade), *Reticulofenestra reticulata* (Gartner ve Smith), *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann ve Stradner), *Zygrhabdithus bijugatus* (Deflandre) (Çizelge 2).

NP 18 Chiasmolithus oamaruensis Zonu

Tanım : *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) nin ilk görünümü ve/veya *Chiasmolithus grandis* (Bramlette ve Riedel) in son görünümü ile *Isthmolithus recurvus* Deflandre nin ilk görünümü arasındaki süreç.

Zonu Tanımlayan : Martini, 1970

Yaş : Üst Eosen

Karşılaştırma ve Yorum : Martini (1970) nin tanımladığı bu zon, Bukry (1981) nin *Discoaster barbadiensis* (CP 15) zonunun *Chiasmolithus oamaruensis* alt zonu (CP 15 a) ile, Ellis (1982) in *Discoaster barbadiensis* (WPN 13) zonu tabanı ile korele edilmiştir. Decima, Roth ve Todesco (1975), İtalyada yaptıkları çalışmada, bu zonu daha alt düzeyde tanımlamışlardır. İnceleme alanında bu zonun tamamı *Isthmolithus recurvus* Deflandre nin ilk görünümü ile kolayca belirlenmiştir.

Yaygın Türleri : *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Cyclorhynchus floridanus* (Roth ve Hay), *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel, *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade), *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Zygrhabdithus bijugatus* (Deflandre).

NP 19 Isthmolithus recurvus Zonu

Tanım : *Isthmolithus recurvus* Deflandre nin ilk görünümü ile *Sphenolithus pseudoradlans* Bramlette ve Wilcoxon un ilk görünümü arasındaki süreç.

Zonu Tanımlayan : Hay, Mohler ve Wade (1966), düzeltme Martini, 1970

Yaş : Üst Eosen

Karşılaştırma ve Yorum : Bu zonu Bramlette ve Wilcoxon (1967) Trinidad da Üst Eosen'in en üst dü-

SİRİ	BRAMLETTE VE WILCOXON 1967 TRINIDAD	MARTINI 1971 STANDART ZONLAMAMA	DEGMA, ROTH VE TODESCO 1975 İTALYA	BUKRY 1981 D 5 DP 63 TROPİK KUŞAK	ELLIS 1982 D 5 C P MARIANA TRENÇ	TÖKER 1982 KAMAN YÖRESİ	TÖKER, ERKAN 1985 GELİBOLU	TÖKER 1986 KORKUTELİ YÖRESİ
ALTI. LOWER	HELICOPONTOSPHAERA RETICULATA	HELICOPONTOSPHAERA RETICULATA NP 22 ERICSONIA SUBDISTICHA NP 21		R HILLAE CP 16 c C FORMOSUS CP 16 b C SUBDISTICHA CP 16 a	HELICOPONTOSPHAERA RETICULATA WPN 14			HELICOPONTOSPHAERA RETICULATA ERICSONIA SUBDISTICHA
ALT. UPPER	ISTHMOILITHUS RECURVUS	SPHENOLITHUS PSEUDORADIANS ISTHMOILITHUS RECURVUS NP 19 CHIASMOLITHUS DAMARUENSIS NP 18 DISCOASTER SAIPANENSIS NP 17	SPHENOLITHUS PSEUDORADIANS ISTHMOILITHUS RECURVUS C DAMARUEN	15TH RECURVUS CP 15 b C DAMARUENSIS CP 15 a D SAIPANENSIS CP 14 b	DISCOASTER BARBADENSIS WPN 13 RETICULOFENESTRA UMBILICA WPN 12	DISCOASTER SAIPANENSIS	SPHENOLITHUS PSEUDORADIANS ISTHMOILITHUS RECURVUS DISCOASTER SAIPANENSIS	SPHENOLITHUS PSEUDORADIANS ISTHMOILITHUS RECURVUS CHIASMOLITHUS DAMARUENSIS DISCOASTER SAIPANENSIS

Çizelge 1 : Üst Eosen-Alt Oligosen Nannoplankton biyozonları genel karşılaştırması
Table 1 : General correlation of the Upper Eocene - Lower Oligocene nannoplankton biozones.

zeyi için kullanılmışlardır. Martini (1971) standart zonlamada, Bukry (1981) *Discoaster barbadiensis* (CP 15) zonu için alt zon olarak *Isthmolithus recurvus* zonu (CP 15 b) tanımlanmıştır. Bu zon Ellis (1982) *Discoaster barbadiensis* (WPN 13) zonu orta düzeyine eşittir.

Isthmolithus recurvus zonu Türkiye'de Gelibolu yarımadası Eosen oluşuklarında tanımlanmıştır (Toker ve Erkan, 1985).

Yaygın Türleri : *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Cyclargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Discoaster umbilica* (Levin), *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade).

NP 20 *Sphenolithus pseudoradians* Zonu

Tanım : *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette ve Wilcoxon'un ilk görünümü ile *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel ve/veya *Discoaster barbadiensis* Tan'ın son görünümü arasındaki süreç.

Zonu Tanımlayan : Martini, 1970.

Yaş : Üst Eosen

Karşılaştırma ve Yorum : Trinidad'da bu zon (Bramlette ve Wilcoxon, 1967) *Isthmolithus recurvus* zonu ile; Bukry (1981) nin tropik kuşakta yaptığı çalışmada *Discoaster barbadiensis* (CP 15) zonu ile karşılaştırılır. Ellis (1982), Mariana hendeginde bu zon karşılığı olarak *Discoaster barbadiensis* (WPN) zonu kullanmıştır. Türkiye'de Kaman ve Gelibolu yörelerinde bu zon, Martini (1971) nin *Sphenolithus pseudoradians* zonu ile aynı stratigrafik düzeyde tanımlanmıştır.

Yaygın Türleri : *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Cyclargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel, *Helicopontosphaera intermedia* (Martini), *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette ve Wilcoxon.

SİRİ	ÜST EÖSEN - ALT OLGİSEN			ALT. LOWER	NANNOPLANKTON TÜRLERİ	STRATİGRAFİK YAYILIM
	BRAMLETTE VE WILCOXON 1967 TRINIDAD	MARTINI 1971 STANDART ZONLAMAMA	BUKRY 1981 D 5 DP 63 TROPİK KUŞAK			
ALTI. LOWER	HELICOPONTOSPHAERA RETICULATA	HELICOPONTOSPHAERA RETICULATA NP 22 ERICSONIA SUBDISTICHA NP 21	R HILLAE CP 16 c C FORMOSUS CP 16 b C SUBDISTICHA CP 16 a	HELICOPONTOSPHAERA RETICULATA WPN 14	HELICOPONTOSPHAERA RETICULATA ERICSONIA SUBDISTICHA	
ALT. UPPER	ISTHMOILITHUS RECURVUS	SPHENOLITHUS PSEUDORADIANS ISTHMOILITHUS RECURVUS NP 19 CHIASMOLITHUS DAMARUENSIS NP 18 DISCOASTER SAIPANENSIS NP 17	SPHENOLITHUS PSEUDORADIANS ISTHMOILITHUS RECURVUS C DAMARUEN	15TH RECURVUS CP 15 b C DAMARUENSIS CP 15 a D SAIPANENSIS CP 14 b	DISCOASTER BARBADENSIS WPN 13 RETICULOFENESTRA UMBILICA WPN 12	DISCOASTER SAIPANENSIS

Çizelge II : Korkuteli yöresi Eosen-Oligosen nannoplankton türleri ve stratigrafik yayılımları

Table II : Eocene-Oligocene nannoplankton species and their stratigraphic distribution in the Korkuteli region

Bu zonan bitimi Eosen'in son bulunduğunu göstermektedir. Nannoplanktonlar ile Eosen - Oligosen sınıırı NP 20 *Sphenolithus pseudoradians* ve NP21 *Ericsonia subdisticha* zonları sınırında geçmektedir. *Plucoaster barbadiensis* Tan ve *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel Üst Eosen'in üst sınırında biter. Bazı Eosen formları Oligosen'de devam ederler. Oligosen'in tabanında nannoplanktonlar üst düzeylere göre daha az sayıda ve az türle temsil edilmiştir.

NP 21 *Ericsonia subdisticha* Zonu

Tanım : *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel in son görünümü ile *Coccolithus formosus* (Kamptner) in son görünümüleri arasındaki süreç.

Zonu Tanımlayan : Hay ve diğ., 1967, düzeltme Martini, 1970

Yaş : Alt Oligosen

Karşılaştırma ve Yorum : Genellikle yüksek enlem derecelerinde *Ericsonia subdisticha* (Roth ve Hay) türü nadirdir veya hiç bulunmaz. Trinidad'ta (Bramlette ve Wilcoxon, 1967) yapılan çalışmada *Helicopontosphaera reticulata* zonu ile, Bukry (1981) in incelemesindeki *Helicopontosphaera reticulata* zonu (CP 16) *Coccolithus subdistichus* (CP 16 a) ve *Coccolithus formosus* (CP 16 b) alt zonları ile, Ellis' in (1982) Mariana hendeğinde tanımladığı *Helicopontosphaera reticulata* zonu (WPN 14) alt düzeyi ve Martini (1970) nin Standard zonlamasındaki NP 21 *Ericsonia subdisticha* zonları eşdeğerdir. Türkiye'de bu zon ilk kez tanımlanmıştır.

Yaygın Türleri : *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade), *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Zygrhalthus bijugatus* (Deflandre).

NP 22 *Helicopontosphaera reticulata* Zonu

Tanım : *Coccolithus formosus* (Kamptner) in son görünümü ile *Reticulofenestra umbilica* (Levin) in son görünümüleri arasındaki süreç.

Zonu Tanımlayan : Bramlette ve Wilcoxon; 1967, düzeltme Martini, 1970

Yaş : Alt Oligosen

Karşılaştırma ve Yorum : Bu zon, Alt Oligosen'in üst düzeyinde Trinidad'ta (Bramlette ve Wilcoxon, 1967), Tropikal kuşakta (Bukry 1981), Mariana hendeğinde (Ellis, 1982) *Helicopontosphaera reticulata* zonu olarak tanımlanmıştır. İnceleme alanında Martini'nin (1970) standard zonlamasında verilen stratigrafik düzeyde saptanmıştır.

Yaygın Türleri : *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade), *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Helicopontosphaera reticulata* (Bramlette ve Wilcoxon).

Ölçülü Stratigrafi Kesitleri

Beydağları otokton biriminde yer alan inceleme alanında, Üst Eosen-Alt Oligosen oluşuklarında, biostatigrafik bu çalışma için 6 stratigrafik kesit ölçülmüştür (Şekil 2).

Dereköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Dereköy ölçülü stratigrafik kesiti, Isparta N 24 d₄ paftasında (1/25 000 ölçekli haritada) 8° 55' enlem ve 43° 42' boylamından başlar GD-KB yönünde ilerler ve 9° 40' enlem ve 42° 55' boylamında son bulur. 960 m. kalınlıkta ölçülmüştür (Şekil 4). Çinkayasından başlayan kesitin tabanı bej-beyaz renkli çakıtaşı kumtaşı ardalanmalı olup, tabakalar K 45° B doğrultulu ve 8° G ye dalmalıdır. Bu düzeyin üstünde, kumlu marl ve kumtaşı ardalanması görülür. 400 metreye dek açık gri renkli marllar devam eder. 450-960 m. ler arası marl ve kumtaşı ardalanmalıdır. Kesit boyunca toplanan 37 örnekteki nannoplanktonlar tanımlanmıştır. Tabandan 650. m kadar olan kısım *Discoaster saipanensis* zonu ile temsil edilir. Örneklerde çok çeşitli türe rastlanmışsa da bunlar sayısal olarak azdır ve kötü korunmuşlardır.

Hemen her örnekte, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Discoaster deflandrei* Bramlette ve Riedel *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade), ve *Sphenolithus moriformis* (Bronnemann ve Stradner) türlerine rastlanmaktadır. *Discoaster* türleri sayıca azdır. *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster distinctus* Martini, *Discoaster elegans* Bramlette ve Sullivan, *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel, *Discoaster salisburgensis* Stradner, *Discoaster tani nodifer* Bramlette ve Riedel, *Discoaster wemmelensis* (Achuthan ve Stradner) türleri tanımlanmıştır. Tüm *discoaster*'lerde ikincil büyümeler izlenmiştir. *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette ve Wilcoxon taşınmış olarak bulunur. 650. metreden kesitin tavanına kadar olan kısım *Chiasmolithus oamaruensis* zonu ile temsil edilmektedir. *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) ilk kez 28 numaralı örnekte görülmüştür. *Discoaster saipanensis* zonunda izlenen fosil topluluğu, bu zonda da devam etmektedir. Bu zonlar Üst Eosen'in alt düzeyini belirtmektedir.

Küçüköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Küçüköy ölçülü stratigrafik kesiti, 1/25 000 ölçekli topografik harita da, Isparta N 24 c₁ paftasında 10° 42' enlem ve 59° 30' boylamından başlar ve kuzeydoğu yönünde ilerler 12° 07' enlem ve 60° 50' boylamında son bulur. Ölçülen kalınlık 825 metre olup tabakalar K 60° B doğrultulu ve 5° G dalmalıdır (Şekil 5).

Tabanda beyaz renkli kireçtaşı ile başlar, üzerine açık gri renkli marl seviyesi gelir ve tavana dek marl kireçtaşı ardalanmalı olarak devam eder. Kesit Ulucak formasyonu içinde ölçülmüştür. Kireçtaşları biyomikritiktir ve % 50 oranında planktonik foraminifera kırıkları kapsar. 500-600 metreler arasında görülen kumtaşları bentonik foraminiferalarca zengin olup % 1-2 planktonik foraminifera kapsar. Üst düzeylerdeki biyomikritik kireçtaşlarında planktonik foraminifera oranı düşüktür (% 10-20) ve çok miktarda *Spongiata* spikülleri içerirler.

Kesitin 0 300 m lik kısmı *Discoaster saipanensis* zonu ile temsil edilmiştir ve yaygın türleri: *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel) *Coccolit-*

KALINLIK (m) - THICKNESS (m)		ÖRNEK NUMARASI - SAMPLE NUMBER	LİTOLOJİ LITHOLOGY	NANİOPLANKTON TÜRLERİ NANOPLANKTON SPECIES
0	100			
0	100	1-6		DISCOASTER SAIPANENSIS
10	110	7		
20	120	8		
30	130	9		
40	140	10		
50	150	11		
60	160	12		
70	170	13		
80	180	14		
90	190	15		
100	200	16		
110	210	17		
120	220	18		
130	230	19		
140	240	20		
150	250	21		
160	260	22		
170	270	23		
180	280	24		
190	290	25		
200	300	26		
210	310	27		
220	320	28		
230	330	29		
240	340	30		
250	350	31		
260	360	32		
270	370	33		
280	380	34		
290	390	35		
300	400	36		
310	410	37		
320	420			
330	430			
340	440			
350	450			
360	460			
370	470			
380	480			
390	490			
400	500			
410	510			
420	520			
430	530			
440	540			
450	550			
460	560			
470	570			
480	580			
490	590			
500	600			
510	610			
520	620			
530	630			
540	640			
550	650			
560	660			
570	670			
580	680			
590	690			
600	700			
610	710			
620	720			
630	730			
640	740			
650	750			
660	760			
670	770			
680	780			
690	790			
700	800			
710	810			
720	820			
730	830			
740	840			
750	850			
760	860			
770	870			
780	880			
790	890			
800	900			
810	910			
820	920			
830	930			
840	940			
850	950			
860	960			
870	970			
880	980			
890	990			
900	1000			

Şekil 4 : Dereköy ölçütlü stratigrafi kesiti
Figure 4 : Dereköy measured stratigraphic section

İnşa formosus (Kampıracı), *Cyclococcolithina gamma* (Bramlette ve Sullivan), *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel, *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Waide), *Reticulofenestra reticulata* (Garrison ve Smith) dir. *Discoaster wemmelensis* (Auchutan ve Stradner) 11 ve 12 numaralı örnekte nadir olarak görülür. *Discoaster woodringi* Bramlette ve Riedel ise sadece 3 numaralı örnekte bulunmuştur. Bu zon *Chiasmolithus grandis*

(Bramlette ve Riedel) lu son görünümü ile bitmektedir.

Daha sonra, 80 m. kalınlığı olan *Chiasmolithus oamaruensis* zonu izlenir. Bu zonda *Discoaster saipanensis* zonu da tanımlanmış olan türler *Chiasmolithus grandis* (Bramlette ve Riedel) hariç devam etmektedir. Ayrıca, bu zonda ilk kez *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre) ve *Helicopontosphaera compacta* (Bramlette ve Wilcoxon) türleri görülmekte-

KALINLIK (R). THICKNESS (m)	ÖRNEK NUMARASI. SAMPLE NUMBER	LİTOLOJİ LITHOLOGY	NANNOPLANKTON TÜRLERİ NANNOPLANKTON SPECIES
			BIYÖZORLAR
			<i>Araucosphaera bigelowi</i>
			<i>Chiasmolithus grandis</i>
			<i>Coccolithus eopelagicus</i>
			<i>Coccolithus formosus</i>
			<i>Cyclicargolithus floridanus</i>
			<i>Cyclococcolithina gammatium</i>
			<i>Cyclococcolithina kingi</i>
			<i>Cycloolithella robusta</i>
			<i>Discoaster barbadensis</i>
			<i>Discoaster deflandrei</i>
			<i>Discoaster elegans</i>
			<i>Discoaster saipanensis</i>
			<i>Discoaster taninodifer</i>
			<i>Discoaster wemmelensis</i>
			<i>Discoaster woodruffi</i>
			<i>Discoaster sp.</i>
			<i>Helicopontosphaera compacta</i>
			<i>Princius bisulcus</i>
			<i>Reticulofenestra bicesta</i>
			<i>Reticulofenestra coenura</i>
			<i>Reticulofenestra reticulata</i>
			<i>Reticulofenestra urbilica</i>
			<i>Rhabdosphaera inflata</i>
			<i>Sphenolithus moriformis</i>
			<i>Sphenolithus predistans</i>
			<i>Sphenolithus pseudoradians</i>
			<i>Sphenolithus radians</i>
			<i>Sphenolithus so.</i>
			<i>Triquetrorhabdulus inversus</i>
			<i>Zygnabolithus bijugatus</i>
			<i>Isthmolithus recurvus</i>
			<i>CHIASMOLITHUS OSMUNDIENSIS</i>
800	22		
	23		
700	24		
	25		
	26		
600	27		
	28		
	29		
500	30		
	31		
	32		
	33		
	34		
	35		
	36		
	37		
400	38		
	39		
	40		
	41		
	42		
	43		
	44		
	45		
	46		
	47		
	48		
	49		
200	50		
	51		
	52		
	53		
	54		
	55		
	56		
	57		
	58		
	59		
	60		
100	61		
	62		
	63		
	64		
	65		
	66		
	67		
	68		
	69		
	70		
	71		
	72		
	73		
	74		
	75		
	76		
	77		
	78		
	79		
	80		
	81		
	82		
	83		
	84		
	85		
	86		
	87		
	88		
	89		
	90		
	91		
	92		
	93		
	94		
	95		
	96		
	97		
	98		
	99		
	100		

Şekil 1 : Küçüköy ölçülü stratigrafi kesiti

ile *Isthmolithus recurvus* DeLandre türünün ilk görüldüğü ile *Chiasmolithus osmundensis* zonu son bulmaktadır.

Kesitin 400-485 metreleri arası *Isthmolithus recurvus* zonu ile temsil edilmektedir. Bu zon fosil çeşitliliği yönünden fakir olup *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Discoaster barbadensis* Tan., *Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay) ve *Reticulofenestra reticulata* (Gartner ve Smith) türlerini kapsar. *Isthmolithus recurvus* zonu *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette ve Wilcoxon in ilk görüldüğü ile son bulur. Son olarak *Sphenolithus pseudo-*

Figure 5 : Küçüköy measured stratigraphic section

radians zonu kesitin 485-825 metreleri arasında bulunmaktadır. Bu zonda, kesitin tabanına doğru gidildikçe, gerek tür, gerekse birey sayısında azalma gözlenir. Birkaç örnekte, *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Cyclococcolithina kingi* (Roth), *Reticulofenestra urbilica* (Levin), *Sphenolithus predistans* Bramlette ve Wilcoxon, *Sphenolithus pseudo radians* Bramlette ve Wilcoxon, *Triquetrorhabdulus inversus* Bukry ve Bramlette türleri de rastlanmıştır. Marnlarla ardalanmalı biyomikritik kireç taşlarında nannoplankton bulunmamaktadır. Kesitin tümü Üst Eosen yaşlı çökeltileri

kapsamaktadır.

Ulucak Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Ulucak ölçülü stratigrafi kesiti, 1/25 000 ölçekli topografik haritada, Antalya 0 24 a₂ paftasında 96°12' enlem ve 44°10' boylamından başlar kuzeydoğu yönünde ilerliyerek 96°50' enlem ve 45°50' boylamında son bulur. Sımandır Köy'ünün güneybatısından başlayan kesit 625 m. kalınlıktadır. Açık gri renkli marnlarla başlar, marn kireçtaşı ardalanmalı olarak devam eder (Şekil 6). 400-625 metreler arasında ise marn kumtaşı ardalanması gözlenir.

Tabandan 150 ci metreye kadar olan kesim *Chiasmolithus oamaruensis* zonu ile temsil edilir. Küçükköy ölçülü stratigrafi kesitinde aynı zonda bulunan türler burada da tanımlanmıştır.

Kesitin 150-350 metreleri arası *Isthmolithus recurvus* zonuna aittir. *Coccolithus pelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Discoaster tani nodifer* Bramlette ve Riedel, *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade) bu zonda çok sayıda rastlanan türlerdir. *Cyclococcolithina gammation* (Bramlette ve Sullivan), *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel, *Discoaster wemmelensis* (Auchutan ve Stradner), *Discoaster woodringi* Bramlette ve Riedel, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Reticulofenestra counura* (Reinhardt) ise az sayıda izlenmiştir. Bu zon Küçükköy ölçülü stratigrafi kesitinde 75 m kalınlıkta ve 9 tür ile temsil edilmişken bu kesitte 200 m kalınlık göstermekte ve 11 türle temsil edilmektedir.

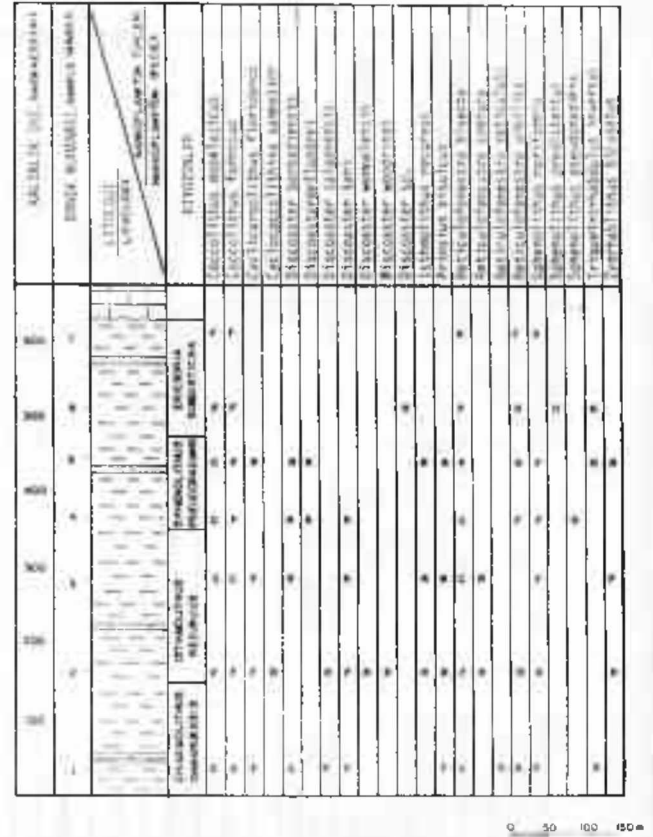
Isthmolithus recurvus zonunu *Sphenolithus pseudoradians* zonu izler. *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette ve Wilcoxon in ilk görünümü ile başlar ve *Discoaster barbadiensis* Tan ile *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel in son görünümü ile biter. Kesitin 350-470 metreleri arasında tanımlanan zonda *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel) *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Discoaster barbadiensis* Tan, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Prinacius bisulcus* (Stradner), *Reticulofenestra umbilica* (Levin) türleri saptanmıştır.

Bu zon ile Üst Eosen bitmekte ve *Ericsonia subdisticha* zonunu kapsayan sedimanlarla Alt Oligosen başlamaktadır.

Ericsonia subdisticha zonu *Discoaster barbadiensis* Tan ve *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel in bilışıyle başlar ve *Coccolithus formosus* (Kamptner) in son görünümü ile biter. *Ericsonia subdisticha* zonu kesitin 470-625 metreleri arasında tanımlanmıştır. Türk sayısı oldukça azalmıştır. Örneklerde *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade), *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann ve Stradner) türleri saptanmıştır.

Büyükköy Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Büyükköy ölçülü stratigrafi kesiti, 1/25 000 ölçekli topografik haritada, Isparta N 24 c₁ paftasında 16°18' enlem ve 60°40' boylamından başlar kuzeybatı yönünde ilerler 17°00' enlem ve 60°00' boylamında son bulur. Kesit Büyükköy köyünün kuzeybatısından



Şekil 6 : Ulucak ölçülü stratigrafik kesiti

Figure 6 : Ulucak measured stratigraphic sections

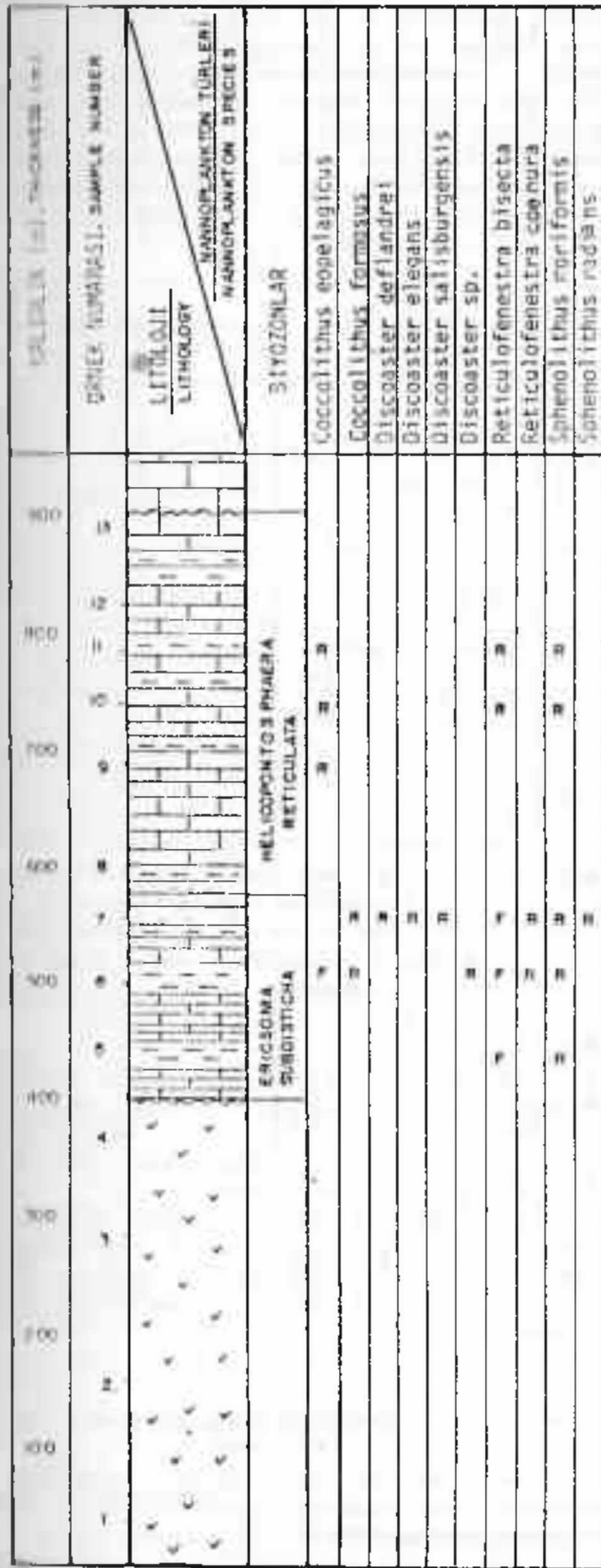
başlar. Tabanda serpantin radyolarit ve kireçtaşları ile temsil edilen bir melanj görülür (Şekil 7). Kesitin ölçülen kalınlığı 930 m dir. 400 m lik kısım melanja aittir. Melanji, kireçtaşı litolojisinin egemen olduğu marn kireçtaşı ardalanması izler. Bu oluşuklar nannoplanktonlarca fakirdirler.

400-575 metreler arası *Ericsonia subdisticha* zonu ile temsil edilmiştir. Bu zon Alt Oligosen'in başlangıcı belirler. Bu zonda *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Discoaster elegans* Bramlette ve Sullivan, *Discoaster deflandrei* Bramlette ve Riedel, *Sphenolithus radlans* Deflandre tanımlanmıştır.

Bu zonun üzerine gelen *Helicopontosphaera reticulata* zonunda *Coccolithus eopelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Sphenolithus moriformis) (Bronnimann ve Stradner) türleri, az sayıda izlenmiştir.

Garipçe Ölçülü Stratigrafi Kesiti

Garipçe ölçülü stratigrafi kesiti 1/25 000 ölçekli topografik haritada, Isparta N 24 c₁ paftasında, 21°43' enlem ve 58°25' boylamından başlar, güneydoğu yönünde ilerler ve 20°35' enlem ve 59°11' boylamında son bulur. Ölçülen toplam kalınlık 1100 metredir. Tabanda ince bir kumtaşı düzeyi ile başlar ve 175 m. kalınlıktaki kireçtaşı ile devam eder (Şekil 8). 200-740 metreler arasında marn kumtaşı ardalanması görülür. 740-1100 metreler arası ise kireçtaşı litolojisindedir.



Şekil 7 : Büyükköy ölçülü stratigrafik kesit
Figure 7 : Büyükköy measured stratigraphic section

Kesitin ilk 50 m lik kesimi *Discoaster saipanensis* zonu ile temsil edilmiştir. Bu zonda *Chiasmolithus grandis* (Bramlette ve Riedel), *Discoaster sp.* ve *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade) türleri tanımlanmıştır. Bu zonu *Chiasmolithus oamaruensis*, *Isthmolithus recurvus*, *Sphenolithus pseudoradians* zonları izler. Bunları ayrı ayrı ayırmak olanaksızdır. İstifin devamlı olması nedeniyle bu şekilde belirtilmiştir. *Discoaster barbadiensis* Tan son kez 340 cı metrede görülmekte ve üst düzeylerde bulunmamaktadır. Bu türün bittiği düzeyde Eosen son bulmakta ve Oligosen başlamaktadır. Oligosen'in başlangıcı *Ericsonia subdisticha* zonu ile temsil edilmektedir. Bu zonu birkaç nannoplankton türü ile tanımlanan *Helicopontosphaera reticulata* zonu izler.

Büyük Ulucak Ölçülü Stratigrafik Kesiti

Büyük Ulucak ölçülü stratigrafik kesiti, 1/25 000 ölçekli topografik haritada, Antalya 0 24 a₂ paftasında, 95°03' enlem ve 45°10' boylamında son bulur. Kesit 900 metre kalınlıkta ölçülmüştür. İstif marn, kireçtaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşmuştur (Şekil 9). Kumtaşları 400 cü metreden sonra izlenir ve tavana dek devam eder.

Kesitin 0-160 metreleri arası *Isthmolithus recurvus* zonu ile temsil edilir. Bu zon nannoplanktonlarının tür ve birey sayısı çok boldur.

Bu zon *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette ve Wilcoxon'un ilk görünümü ile son bulur. *Coccolithus copelagicus* (Bramlette ve Riedel), *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Cyclargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Discoaster barbadiensis* Tan, *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel, *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Reticulofenestra umbilica* (Levin) türleri çok sayıda tanımlanmıştır.

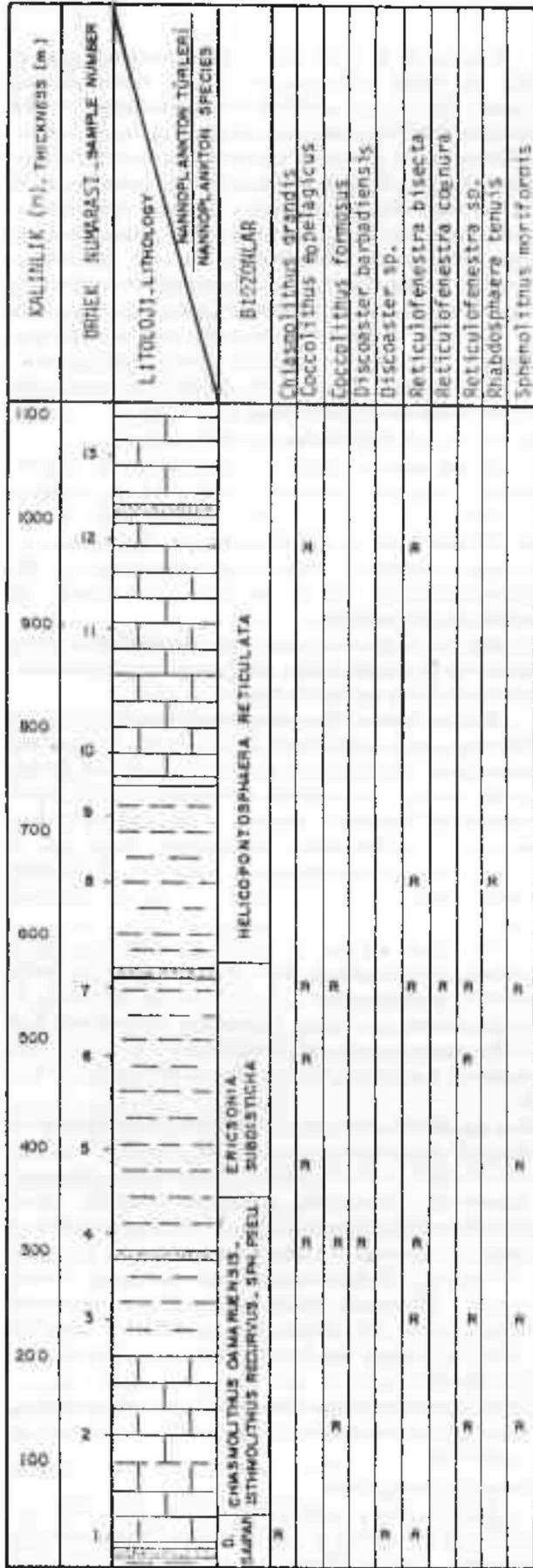
Bu zonun üzerine, 50 metre kalınlığı olan *Sphenolithus pseudoradians* zonu gelmektedir. Zon, *Sphenolithus pseudoradians* Bramlette ve Wilcoxon'un ilk görünümü ile başlar. *Discoaster barbadiensis* Tan ve *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel bu zonda son kez görülür. Böylece Eosen de son bulmaktadır.

Bu zonu Alt Oligosen yaşlı *Ericsonia subdisticha* zonu izler. 600 metre kalınlığı vardır. Bu zonda 25 nannoplankton türü tanımlanmıştır. *Coccolithus formosus* (Kamptner), *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Cyclargolithus floridanus* (Roth ve Hay), *Zygrabolithus bijugatus* (Deflandre), *Discoaster wemmelensis* (Achutan ve Stradner), *Helicopontosphaera compacta* (Bramlette ve Wilcoxon), *Helicopontosphaera reticulata* (Bramlette ve Wilcoxon), *Reticulofenestra umbilica* (Levin) *Ericsonia subdisticha* zonunda izlenen yaygın türlerdir.

825-925 metreleri arası *Helicopontosphaera reticulata* zonuna aittir. Bu zonda tür sayısında azalma olduğu gözlenmiştir.

Eosen/Oligosen Sınırı

Kalkerli nannoplanktonlarla Eosen/Oligosen sınırı NP 20/NP 21 zonları arasında yer alır. *Discoaster barbadiensis* Tan ve *Discoaster saipanensis* Bramlette ve Riedel türlerinin kayboluşu, oligosene gelişim ke-



sin belirtecektir. Türkiye'de ilk kez yapılan bu çalışma ile Korkuteli yöresinde Nannoplanktonlarla Eosen/Oligosen sınırı çizilmiş bulunmaktadır. Bu sınırın çiziminin sıhhatli olması amacıyla planktonik foraminiferler incelenmiş ve iki grup korele edilmiştir. Eosen/Oligosen sınırı planktonik foraminiferlerle *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* zonu/*Cassigerella chipolensis-Pseudohastigerina micra* zonu sınırından geçer. (Toker 1984). *Globorotalia cerroazulensis cerroazulensis* zonu üst düzeyi *Sphenolithus pseudoradians* zonu ile, *Cassigerella chipolensis-Pseudohastigerina micra* zonu tabanı ise *Ercipsonia subdisticha* zonu ile denkleşmektedir.

	NANNOPLANKTON ZONLARI	PLANKTONİK FORAMİNİFERA ZONLARI
ALT OLIKOSEN	HELICOPONTOSRETICULATA	CASSIGERELLA CHIPOLENSIS/ PSEUDOHASTIGERINA MICRA
	ERICSONIA SUBDISTICHA	
ÜST EOSEN	SPHENOLITHUS PSEUDORADIANS	GLOBOROTALIA CERROAZULENSIS CERROAZULENSIS
	ISTHMOLITHUS RECURVUS	
ÜST EOSEN	CHIASMOLITHUS OAMARUENSIS	
	DISCOASTER SAIPANENSIS	GLOBIGERINATHEKA SEMIVOLUTA

Şekil 10 : Korkuteli yöresi nannoplankton ve planktonik foraminifera zonları korelasyonu
Figure 10 : Correlation of the nannoplankton and planktonic foraminifera zones in the Korkuteli region

SONUÇLAR

Antalya'nın kuzeybatısında yer alan Korkuteli yöresinde yapılan bu incelemede aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

— Yörede Üst Eosen-Alt Oligosen yaşlı istif için Ulucak formasyonu tanımlanmıştır.

— Yöre oluşuklarında Üst Eosen-Alt Oligosen stratigrafi düzeyinde 48 nannoplankton türü tanımlanmış ve stratigrafik yayılımları saptanmıştır.

— Nannoplankton türleri yardımıyla 6 zon ayırtlanmıştır.

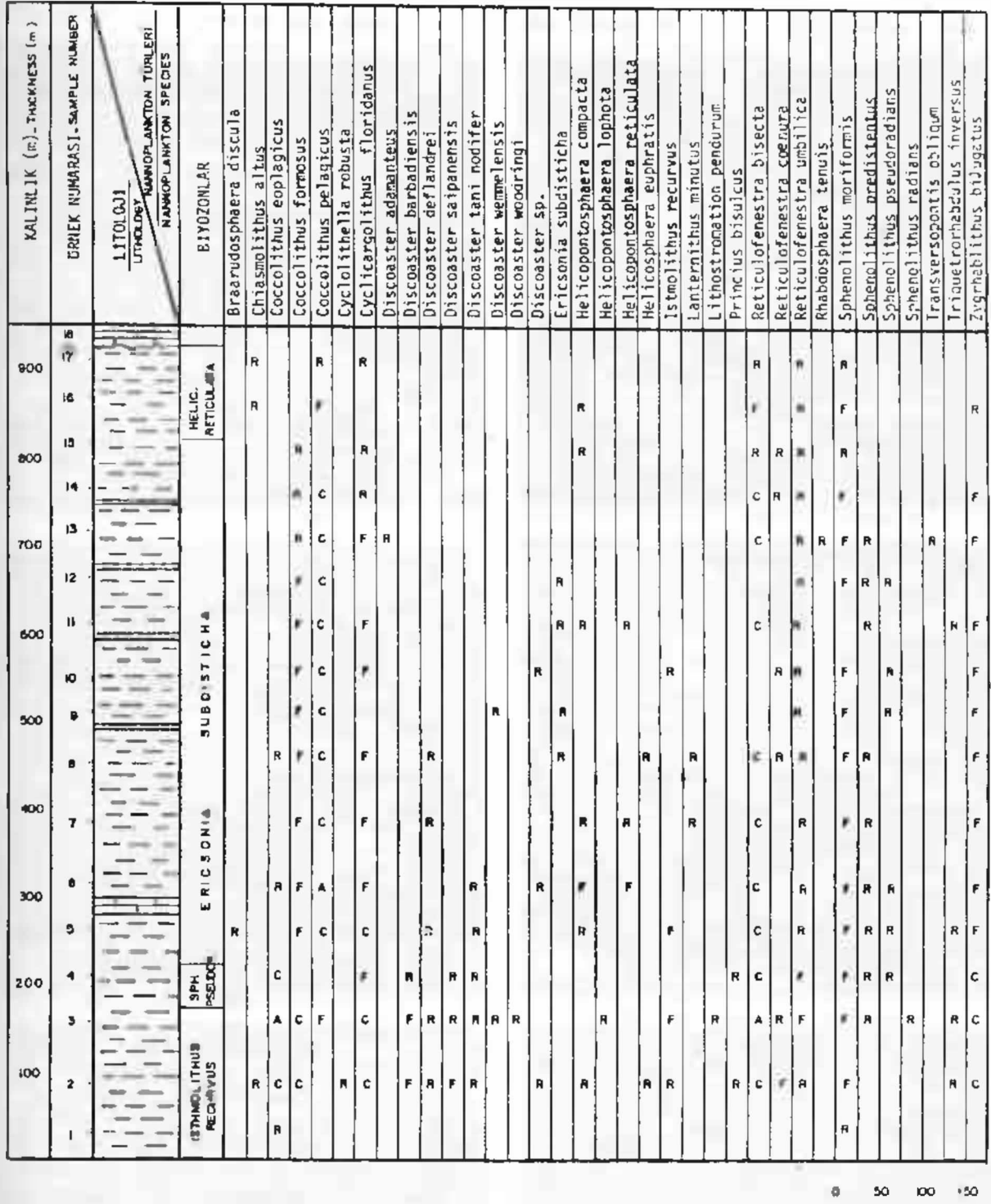
— Üst Eosen/Oligosen sınırı kesin olarak çizilmiştir.

— Yörenin bu zaman aralığında ılıman kuşak koşullarında bulunduğu belirlenmiştir.

— Nannoplankton zonları ile aynı örneklerde tanımlanmış olan planktonik foraminifera zonlarının karşılaştırılması yapılmıştır.

— Nannoplankton zonlarının çalışılmış diğer yöreler ile karşılaştırılması sunulmuştur.

Şekil 8 : Garipçe ölçülü stratigrafik kesiti
Figure 8 : Garipçe measured stratigraphic section



0 50 100 150

Şekil 9 : Büyükçekircek öküğü stratigrafik kesiti

Figure 9 : Büyükçekircek measured stratigraphic section

KAYNAK BELİRTME

Yazar, bu araştırmamın gerçekleşmesini sağlayan Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Matematik, Fizik ve Biyolojik Bilimler Grubu Sekreterliği (TBAG-499 nolu proje) öncelikle teşekkürü borç bilir.

Ayrıca araştırmamın detaylı çalışmasının yapıl-

ması için 10 ay süreli yurt dışı burs veren Somptism International Europa birliğine ve Nanoplankton çalışmalarının Florida State Üniversitesi Jeoloji bölümünde gerçekleşmesini sağlayan ve her türlü laboratuvar araç ve Scanning Elektron Mikroskopu kullanıma olanakları veren bu konunun değerli bilim adamı Prof. Dr. W. Wise'e teşekkürü görev bilir.

Saha çalışmalarında yardımcı olan Jeoloji Yük. Müh. Hikmet Tümer ve Jeoloji Yük. Müh. Yılmaz Soysal'a çizimleri büyük bir titizlikle yapan teknik ressam Işın Uncular'a ve fotoğrafları basan Bülent Toker'e teşekkür eder.

Her çalışmada olduğu gibi bu araştırma sürecinde de beni maddi ve manevi yönden destekleyen eşim Mürşil Toker'e şükranlarımı sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bizon, G., Bizon, J.J., Feinberg, H., ve Öztümer, E., 1974, Antalya, Mut ve Adana havzaları Tersiyeri, biyostratigrafisi ve Mikropaleontolojik yenilikleri: Türkiye 2. Petrol Kong. 217-228.
- Bramlette, M.N., and Wilcoxon, J.A., 1967, Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Ciperio section, Trinidad, W.I.: Tulane Studies Geology, 5, 93-131.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciansky, P., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. and Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the western Taurides in Geology and history of Turkey: A.S. Campbell (ed.) Petrol Explor. Soc. Libya, Tripoli, 225-255.
- Brunn, J.H., Argyriadis, I., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., and Ricou, L., 1975, Antalya'nın ofiyolit naplarının orjini lefindi ve aleyhinde kanıtlar: Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kongresi, 58-76
- Bukry, D., 1981, Pacific coast coccolith stratigraphy between point conception and Cabo corrientes: leg 63 : D.S.D.P. 63 (1) 445-471.
- Decima, F.R., Roth, P.H., and Todesco, L., 1975, Nannoplankton calcareo del Palcocene e dell'Eocene della Sezione di Possagno: Schweiz. Palaont. Abh., 97, 35-55
- Ellis, C.H., 1982, Deep Sea Drilling Project leg 60, : D.S.D.P. 60
- Graciansky, P., 1968, Teke yarımadası Toroslarının üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi : M.T.A. Der., 71
- Hay, W. W., Mohler, H. P., and Wade, M., 1966, Calcareous nannofossiles from Nal'chik (NW Caucasus): Ecl. Geol. Helv. 59 (1), 379-399.
- Hay, W. W., Mohler, H. P., Roth, P. H., Schmidt, R. R., Boudreaux, J. E., 1967, Calcareous nannoplankton zonation of the cenozoic of the Gulf Coast and Carribbean-Antillean area and trans-oceanic correlations: Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. 17, 428-480.
- Kalafatçıoğlu, A., 1973, Antalya körfezi batı kısmının jeolojisi : M.T.A. Dergisi 81, 82-131
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim : T.J.K. Bull. 27 (1) 1-16
- Martini, E., 1970, Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation: Nature 226, 560-561.
- Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation: Proc. II. Planktonic Conf., Roma, 739-803.
- Özgül, N., 1971, Orta torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi : T.J.K. Bul. 14, 75-87
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeolojik özellikleri : T.J.K. Bul. 19, 65-78
- Özgül, N., ve Arpat, E., 1973, Structural units of the Taurus orogenic belt and their continuation in neighbouring regions: The 23 rd. Congress of CIESM in Athens: Bull. Geol. Soc. Greece, 156-164.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): Thèse L'Université de Paris-sud, 1-2
- Poisson, A., Poignant, A.F., 1974, La formation de Karabayır base de la transgression miocene dans la région de Korkuteli: Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey, 82, 67-71.
- Poisson, A., Akay, E., Cravatte, J., Müller, C., Uysal Ş., 1983, Donnees nouvelles sur la chronologie de mise en place des nappes d'Antalya au centre de l'angle d'Isparta (Taurides occidentales, Turquie): C.R. Acad. Sc. s. 11, 923 p.
- Toker, V., 1979, Nannoplankton'lar: Yeryuvarı ve İnsan, 35-44,
- Toker, V., 1982, Calcareous Nannoplankton in the Eocene formation at the Kaman Region : Communications de la Fac. Sci. de L'Univ. D'Ankara, Supl. 2, p. 1-33
- Toker, V., ve Erkan, E., 1985, Gelibolu yarımadası Eosen formasyonları nannoplankton biyostratigrafisi : M.T.A. Dergisi, 101-102, 72-91.
- Toker, V., 1984, Nannoplankton'larla Korkuteli Yöresi (KB Antalya) Miyosen biyostratigrafisi : 499 no'lu proje, TBTAk - Ankara.
Yazının geliş tarihi : 12.10.1985
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 25.1.1986
Yayına verildiği tarih : 3.1.1987

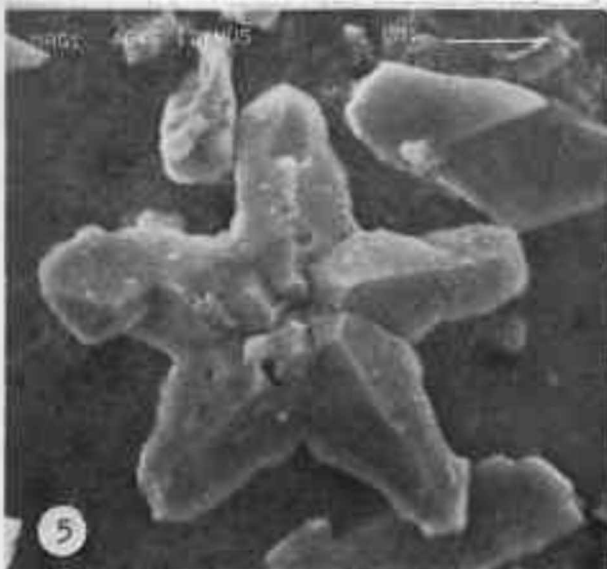
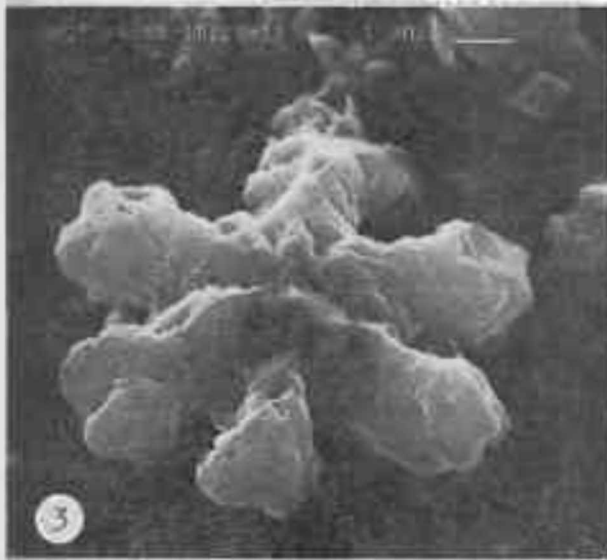
LEVHA I

- Şekil 1 : *Coccolithus formosus* Kampfner Elektron mikroskopta (U. 3)
- Şekil 2 : *Discoaster barbadiensis* Tan Elektron mikroskopta (K. 10)
- Şekil 3 : *Discoaster deflandrei* Bramlette ve Riedel Elektron mikroskopta (B. 18)
- Şekil 4 : *Discoaster saipansis* Bramlette ve Riedel Elektron mikroskopta (D. 26)
- Şekil 5 : *Discoaster tani nodifer* Bramlette ve Riedel Elektron mikroskopta (K. 25)
- Şekil 6 : *Coccolithus copelagicus* (Bramlette ve Riedel) Elektron mikroskopta (U. 1)

PLATE I

- Figure 1 : *Coccolithus formosus* Kampfner Electron microscope (U. 3)
- Figure 2 : *Discoaster barbadiensis* Tan Electron microscope (K. 10)
- Figure 3 : *Discoaster deflandrei* Bramlette and Riedel Electron microscope (B. 18)
- Figure 4 : *Discoaster saipansis* Bramlette and Riedel Electron microscope (D. 26)
- Figure 5 : *Discoaster tani nodifer* Bramlette and Riedel Electron microscope K. 25)
- Figure 6 : *Coccolithus copelagicus* (Bramlette ve Riedel) Electron microscope (U. 1)

LEVHA : I
PLATE : I



LEVHA II

- Şekil 1 : *Coccolithus formosus* Kamptner a. Normal b. Polarize ışıkta (U. 3), X 2000
 Şekil 2 : *Discoaster elegans* Bramlette ve Sullivan a. Normal ışıkta b. Faz kontrast (D. 13), X 2500
 Şekil 3 : *Discoaster deflandrei* Bramlette ve Riedel a. Faz kontrast b. Normal ışıkta (B. 18), X 1500
 Şekil 4 : *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler ve Wade) a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (K. 58), X 2500
 Şekil 5 : *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Polarize ışıkta (B. 12), X 1500
 Şekil 6 : *Cyclicargolithus floridanus* (Roth ve Hay) Polarize ışıkta (U. 3), X 4000
 Şekil 7 : *Reticulofenestra reticulata* (Gartner ve Smith) Polarize ışıkta (K. 17), X 2000
 Şekil 8 : *Discoaster tani nodifer* Bramlette ve Riedel Normal ışıkta (K. 25), X 3000

PLATE II

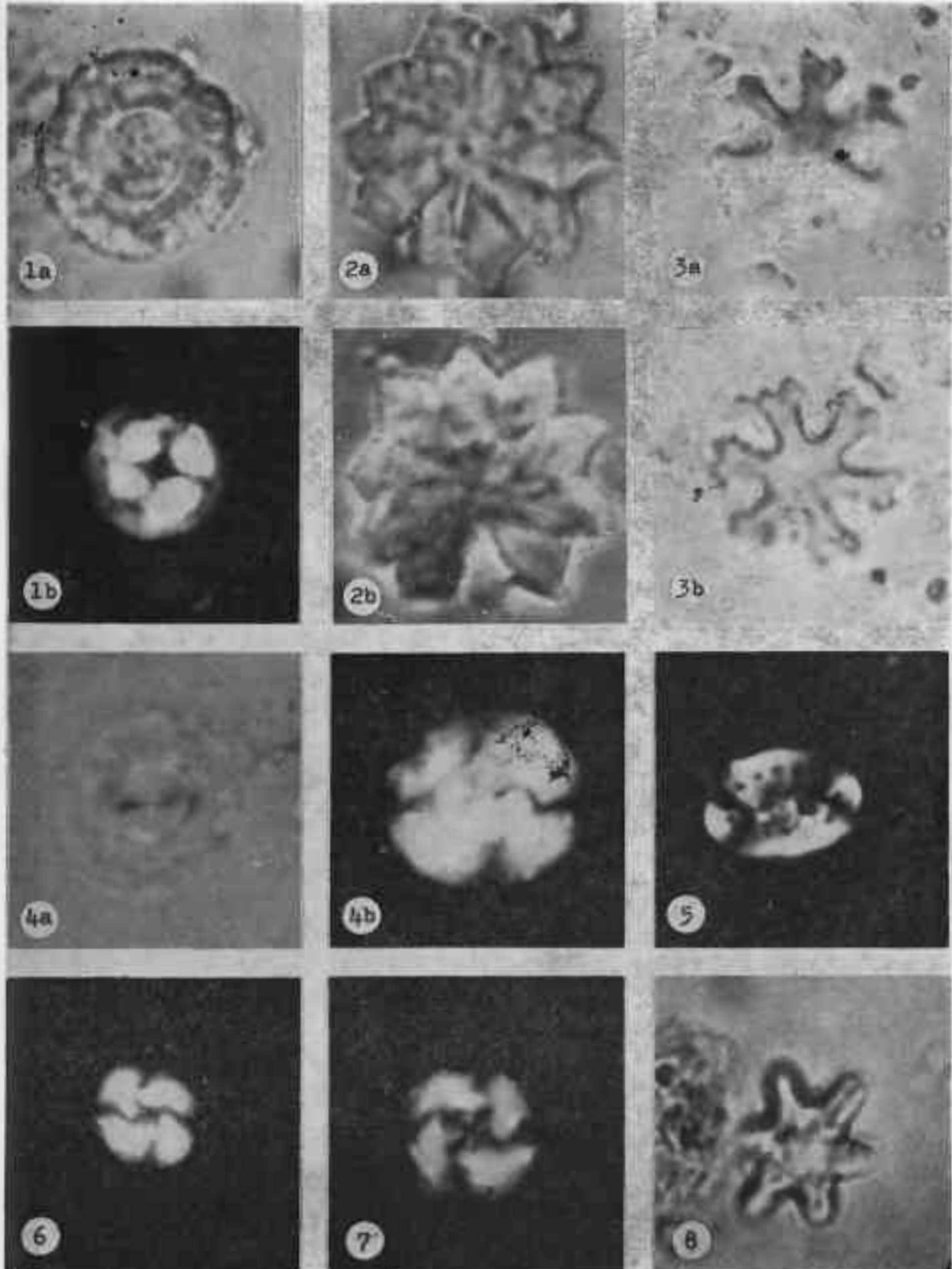
- Figure 1 : *Coccolithus formosus* Kamptner a. Transmitted light b. Crossed nicol (U. 3), X 2000
 Figure 2 : *Discoaster elegans* Bramlette and Sullivan a. Transmitted light b. Phase contrast (D. 13), X 2500
 Figure 3 : *Discoaster deflandrei* Bramlette and Riedel a. Phase contrast b. Transmitted light (B. 18), X 1500
 Figure 4 : *Reticulofenestra bisecta* (Hay, Mohler and Wade) a. Transmitted light b. Crossed nicol (K. 58), X 2500
 Figure 5 : *Pontosphaera multipora* (Kamptner) Crossed nicol (B. 12), X 1500
 Figure 6 : *Cyclicargolithus floridanus* (Roth and Hay) Crossed nicol (U. 3), X 4000
 Figure 7 : *Reticulofenestra reticulata* (Gartner and Smith) Crossed nicol (K. 17), X 2000
 Figure 8 : *Discoaster tani nodifer* Bramlette and Riedel Transmitted light (K. 25), X 3000

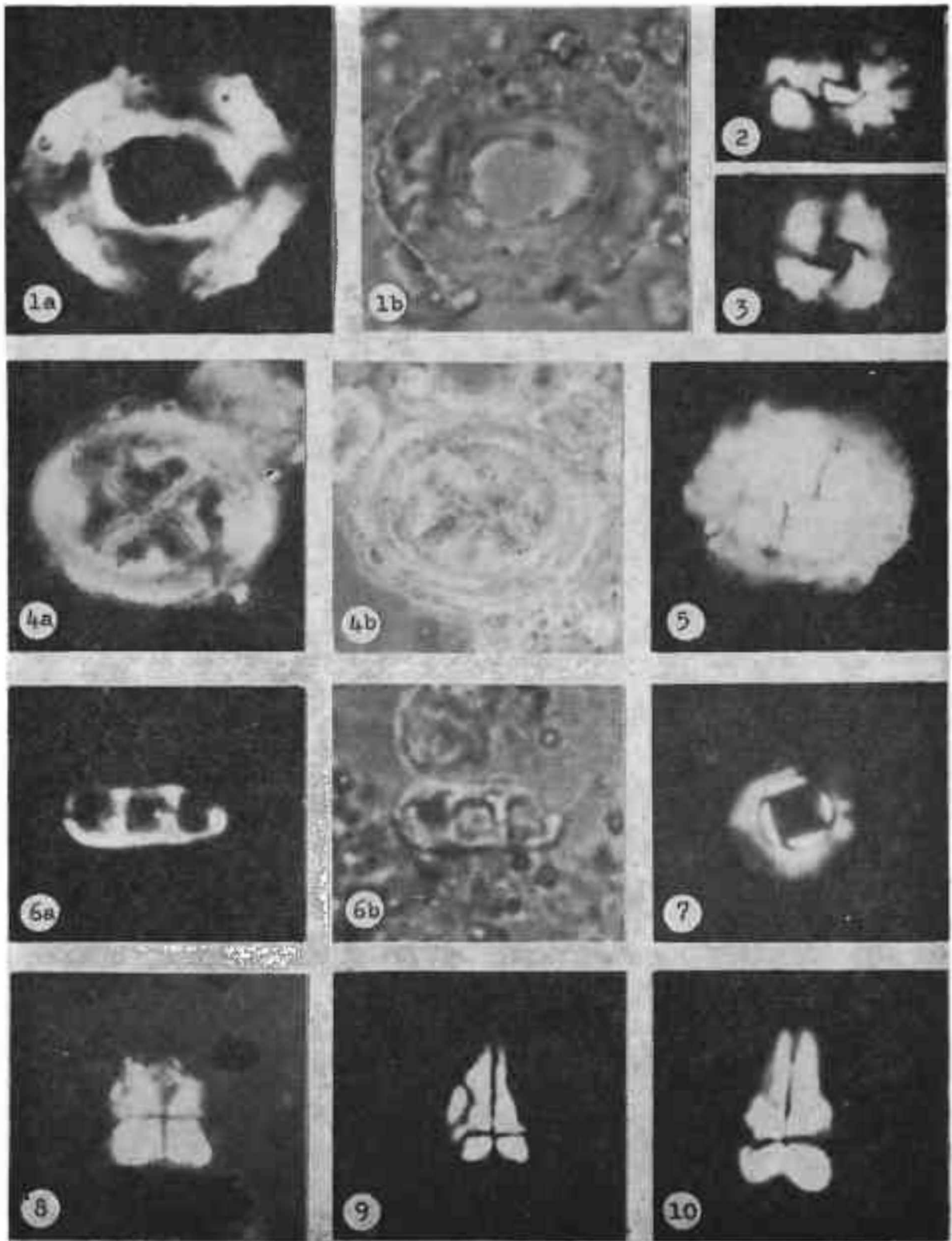
LEVHA III

- Şekil 1 : *Reticulofenestra umbilica* (Levin) a. Polarize ışıkta b. Normal ışıkta (B. 16), X 2500
 Şekil 2 : *Helicosphaera euphratis* (Bramlette ve Wilcoxon) Polarize ışıkta (B. 21), X 1500
 Şekil 3 : *Cyclolithella robusta* (Bramlette ve Sullivan) Polarize ışıkta (B. 2), X 2000
 Şekil 4 : *Chiasmolithus grandis* (Bramlette ve Riedel) a. Polarize ışıkta b. Normal ışıkta (K. 7) X 2000
 Şekil 5 : *Coccolithus copelagicus* (Bramlette ve Riedel) Polarize ışıkta (U. 1), X 2500
 Şekil 6 : *Isthmolithus recurvus* Deflandre a. Polarize ışıkta b. Normal ışıkta (K. 18), X 2000
 Şekil 7 : *Cyclococcolithina kingi* (Roth) Polarize ışıkta (K. 13), X 2500
 Şekil 8 : *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann ve Stradner) Polarize ışıkta (B. 18), X 2500
 Şekil 9 : *Sphenolithus radians* Deflandre Polarize ışıkta (B. 3), X 2500
 Şekil 10 : *Sphenolithus radians* Deflandre Polarize ışıkta (K. 23), X 2000

PLATE III

- Figure 1 : *Reticulofenestra umbilica* (Levin) a. Crossed nicol b. Transmitted light (B. 16), X 2500
 Figure 2 : *Helicosphaera euphratis* (Bramlette and Wilcoxon) Crossed nicol (B. 21), X 1500
 Figure 3 : *Cyclolithella robusta* (Bramlette and Sullivan) Crossed nicol (B. 2), X 2000
 Figure 4 : *Chiasmolithus grandis* (Bramlette and Riedel) a. Crossed nicol b. Transmitted light (K. 7), X 2000
 Figure 5 : *Coccolithus copelagicus* (Bramlette and Riedel) Crossed nicol (U. 1), X 2500
 Figure 6 : *Isthmolithus recurvus* Deflandre a. Crossed nicol b. Transmitted light (K. 18), X 2000
 Figure 7 : *Cyclococcolithina kingi* (Roth) Crossed nicol (K. 13), X 2500
 Figure 8 : *Sphenolithus moriformis* (Bronnimann and Stradner) Crossed nicol (B. 18), X 2500
 Figure 9 : *Sphenolithus radians* Deflandre Crossed nicol (B. 3), X 2500
 Figure 10 : *Sphenolithus radians* Deflandre Crossed nicol (K. 23), X 2000





Akhisar (Çıtak) çevresi kömürlerinin palinolojik incelemesi

Palynologie examination of the Akhisar (Çıtak) coal deposits

FUNDA AKGÜN, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik - Mim, Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, İzmir
EROL AKYÖL, Poku2 Eylül Üniversitesi Mühendislik - Mim* Fak. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

ÖZ İ Akhisar doğusunda yapılan çalışmada, alttan üste doğru Göcek, Yeniköy, Küçükderbent, Karaboldere ve Ahmetler Formasyonlarına bölünen, alüvyonal-görsel karakterli Miyosen tortul istifinin kömür ve şeyi birimleri palinolojik yönden incelenmiştir*

Bu çalışmada, Karaboldere Formasyonu « Çıtak Üyesi, Ahmetler Formasyonu - Çakmaklık Üyesi ve Yeniköy Formasyonu kömür horizonundan dokuz stratigrafik kesit yapılmıştır. Toplanan 136 Örnekten 60'ı sporomorfa zengin bulunmuştur. Ayırtılan 22 cins ve 71 türden, 9 cins ve 9 tür sporlara ve 13 cins ve 62 tür pollenlere aittir,

Oksijen ve ışıkça fakir, indirgen koşullarda fosilleşen sporomorfların varlığı, bir tatlı su ve bataklık ortamını yansıtır. Aynı zamanda, kömür birikiminin sporomorf içeriği nemli ve ılık iklim koşullarında büyüyen bir bitki topluluğunu belirtir.

ABSTRACT : In this study, the palynologie characteristics of the coal and shale units occurring in the alluvial and lake deposits of the Miocene succession in the east of Akhisar have been examined. The Miocene succession in this area has been separated into the Göcek, Yeniköy, Küçükderbent, Karaboldere and Ahmetler formations in the ascending order.

Nine stratigraphic sections have been examined in this study which are located in the coal horizon of the Yeniköy Formation, Çakmaklık member of the Ahmetler Formation and in the Çıtak member of the Karaboldere Formation. Out of 136 samples examined, 60 of them are found rich in sporomorph. From 22 genera and 71 species that are determined, 9 genera and 9 species belong to pollen.

The recognition of the sporomorphs fossilized in reducing conditions which were probably poor in oxygen and light, suggests a fresh-water and a swamp environment. The sporomorph content of the coal deposits also indicate a plant assemblage which was grown in a warm and moist climatic conditions,

GİRİŞ

Yurdumuzda yaygın olan karasal Neojen birimlerinin stratigrafilerinin aydınlatılması, bu birimlerin içerdiği, özellikle ostrakod, mollusca, omurgalı ve spor-pollen fosil gurupları üzerinde ayrıntılı ve denştirmeli araştırmalara yönelmeyi zorunlu kılmaktadır» Diğer yandan Tetis ve Paratetis biyostratigrafisi, yersel memeli faunaları yamsıra, Anadolu Neojenin ayrıntılı palinolojik sınırlamasıyla gerçekleştirilebilir (Sickenberg, 1975).

Bu çalışmada, Akhisar (Manisa) doğusunda (Şekil 1) bulunan Çıtak yöresi kömürlü Neojenin palinolojik özelliklerinin araştırılmasıyla Türkiye Neojen biyostratigrafisine katkıda bulunmak amaçlanmıştır ve aynı zamanda yörenin kömür oluşum sırasındaki paleoklim ve paleocoğrafya modelleri ortaya konmak istenmiştir.

STRATİGRAFI

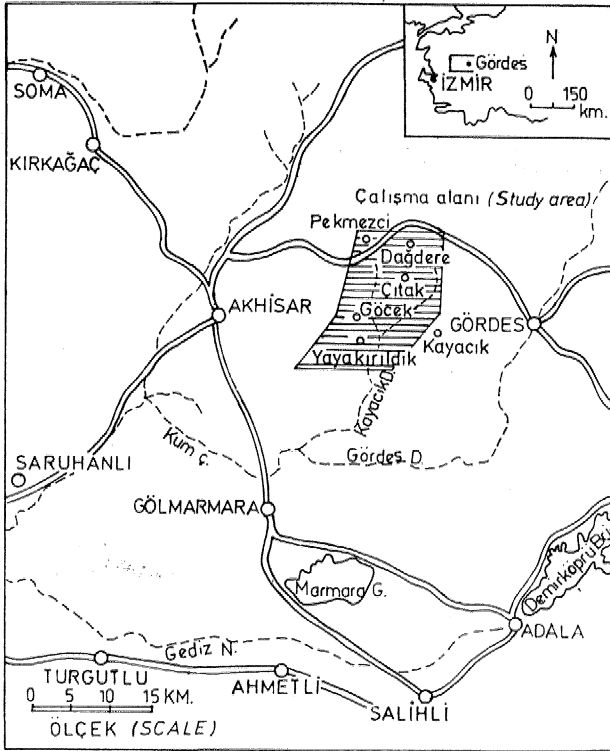
Akhisar doğusunda yüzey leyan Neojen, stratigrafik açıdan ayrıntılı bir şekilde Yağmurlu (1983 b) tarafından incelenmiştir. Yazara göre, Neojen yaşlı birimler büyük bölümüyle kıvrıntılı ve karbonatlı kayalardan yapıldır. Kretase yaşlı temel kayalar üzerine gelen bu kaya birimleri Erken ve Geç Miyosen zaman aralığı içinde çökelmiştir (Şekil 2),

Temel kayalar

Neojen öncesi temel kayalar başlıca ofiyolit karmaşığı, fliş topluluğu ve masif-afanitik kireçtaşından oluşur,

Göcek Formasyonu

Bu formasyon, altta egemen olarak pekleşmiş çakıltaşı, çapraz katmanlı kumtaşı ve yersel kireç-



Şekil 1 : Yerbulduru haritası
Figure 1 : Location map

taşından yapılmış Kürtköy Üyesi ile üstte iyi pekleşmiş çakıltı, çapraz katmanlı kumtaşı ve yersel kireçtaşından yapılmış Ilıcak Üyelerine bölünür,

Yeniköy Formasyonu

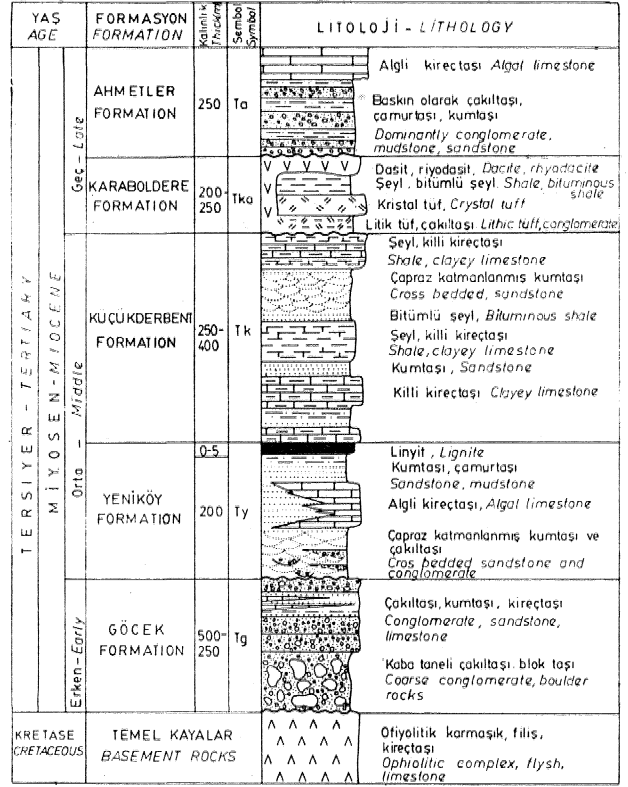
Yeniköy Formasyonu, çalışma alanı içinde altta iyi pekleşmiş kumtaşı ve çakıltıdan yapılmış Gökçeler, üstte ise egemen olarak kireçtaşından yapılmış Hamit Üyelerine bölünmüştür* Hamit Üyesi, Gökçeler Üyesi üst bölümüyle giriktir. Gökçeler Üyesi, altlayan Ilıcak Üyesini dar açılı uyumsuz bir dokanakla üstler. Bu formasyon bölgenin ekonomik kömür yataklarını içerir. Tortul yapılar içeren kumtaşı ve çamurtaşlarından, tatlı su algleri içeren kireçtaşı ve kömüre geçiş, bir akarsu-göl çökelim ortamını yansıtır.

Küçükderbent Formasyonu

Formasyon, çalışma alanı içinde özellikle kalkerli şeyi, kaim katmanlı kireçtaşı, az olarak kırıntılı kayalar ve tüfden yapılmıştır. Egemen kaya bileşenlerine göre alttan üste doğru altı ayrı yöntemli üyeye ayrılmıştır:

İnkaya, Değirmendere, Ürenyanı ve Çakmaklık Üyelerinin benzer fosil içeriği ile litolojik özelliklerindeki değişimler, akarsu-göl ortam koşullarının, bu üyelerin çökeliminde etkili olduğunu göstermektedir*

Ortamda değişiklik, etkili akarsu çökelimini yansıtan Ferizdere Üyesi ile başlar ve volkanizmanın etkilediği gölsel karakterli Yalamak Üyesi ile devam eder,



Şekil 2 : Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesidi (Yağmurlu, 1983'den alınmıştır)

Figure 2 : Generalized stratigraphic columnar section of the study area (from Yağmurlu, 1983)

Karaboldere Formasyonu

Çalışma alanı içinde, genellikle dasit-riyodasit bileşimli lav, epiklastik bileşenler kapsayan çakıltı, litik tüf ile asidik bileşimli kristal tüf ve şeylden yapılmış Karaboldere Formasyonu beş ayrı üyeye ayrılmıştır. Alttan üste: Küçükderbent Formasyonunu açılı uyumsuzlukla üstleyen Çakıltı Üyesi ile Litik Tüf, Gökyar, Çitak ve Lav Üyelerinin arasındaki dokanakları ani ve uyumludur.

Ahmetler Formasyonu

Genellikle iyi pekleşmiş ve kötü boylanmalı çakıltı, kumtaşı ve yersel kireçtaşından yapılmış Ahmetler Formasyonu iki üyeye bölünmüştür: (1) Merdivenlikuyu Üyesi (2) Balçıklıdere Üyesi,

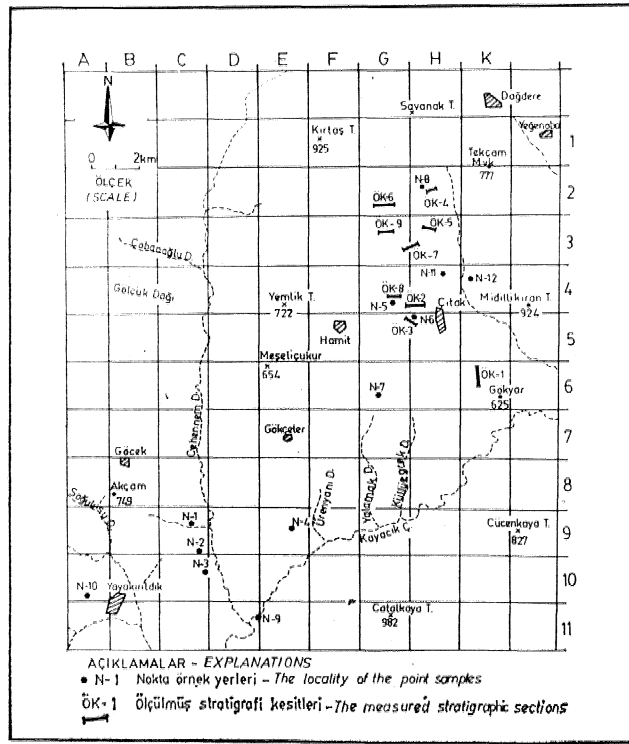
PALMOLOJİ

Bu çalışmada, Akhisar doğusunda yer alan Neojen birimlerinin çeşitli düzeylerinden alınan örneklerinin palinolojik özellikleri ortaya konmuştur. Bu incelemelerin gerçekleştirilebilmesi için araziden iki yöntemle (nokta ve oluk örneği) uygun şekilde örnek toplanmıştır.

Örnek alımları

Çalışmamızın ilk aşamasında Yeniköy Formasyonunun Gökçeler Üyesindeki pekleşmemiş kumtaşı-

lardan N1 (C-9), Yeniköy Formasyonu ile Küçük« derbent Formasyonu arasında yerleşimli ve çalışma alanı genelinde en fazla 5 m, kalınlığa ulaşabilen kömür horizonundan N2 (C-9), N3 (G40), N4 (E-9), N5 (G4), N6 (H-5), N7 (G-6), N8 (H-2), Küçükderbent Formasyonu Çakmaklık Üyesindeki yaprak fosilli şeyllerden N9 (D-11), Ahmetler Formasyonu Merdivenlikuyu Üyesindeki çamurtaşı düzeylerinden N10 (A-10) ve Karaboldere Formasyonu Çitak Üyesindeki bitümlü şeyllerden N11 (H4) ve N12 (K4) numaralı örnekler nokta örnek şeklinde alınmıştır (Şekil 3), Steril olan N1 ve N10 numaralı örneklerin yamısına diğerlerinin, bolluk değerlerinin düşük olmasına karşın, zengin cins ve tür dağılımına sahip olmaları bizi daha ayrıntılı palinolojik inceleme yapmaya yöneltmiştir.



Şekil 3 : Örnekleme haritası
 Figure 3 ; Sample location map

Çitak asalanı (Yağmurlu, 1983 b), Akhisar çevresinde bulunan kömür yataklarının en önemlisi olduğundan, bu asalan içindeki kömürlerden ayrıntılı palinolojik örnek alımı, yedi ölçülü stratigrafi kesidinden oluk örnek alımıyla gerçekleştirilmiştir.

Yeniköy Formasyonu - Gökçeler Üyesi. Pekleşmemiş kumtaşı ve çakıltaşı arakatlarından oluşan bu birimin üst bölümünde çamurtaşı, kiltası ve kömür yer alır,

Kömürler egemen olarak siyahımsı, yersel parlak, kırmızımsı kahve ayrışma renkli ve yersel düzenli katmanlıdır. Yaygın olarak sülfürlü mineraller içerir, Zaman zaman kömür içinde gastropod fosilleri (Planorbis sp.) gözlenir-

Üç nolu kesitte yer alan kömür horizonu çamurtaşı, kiltası ve kumtaşı arakatmanlarıyla kabaca üç kömürlü düzeye ayrılmış görünümündedir (Şekil 4). Çamurtaşı, kömürlü çamurtaşı ve kiltası arakatman ve arakatlıları gözönüne alınmaksızın tüm kömür horizonu 10, 20, 30 cm. lik uygun aralıklarla düzeylere ayrılmış ve her düzeyden bir oluk Örneği alınmıştır, Bu kesit 53 den 75 e kadar bir seri Örnek içermektedir.

Çalışma alanı genelinde kömür horizonunun tavan taşı, tnkaya Üyesine ait sarımsı gri, orta ile çok kaim katmanlı, bol gastrapod fosilli kalkerli çamurtaşından yapıldır» Küçükderbent Formasyonunun tnkaya, Değirmendere ve Çakmaklık Üyeleri kömür horizonunu üstleyen diğer örtü birimlerini oluşturur.

Dört nolu kesidin ölçüldüğü Ayvacık Sırtı doğusu kömür yarmasında kömür horizonunun, ortalama 80 cm, lik çamurtaşı arakatmanıyla iki kömürlü düzeye ayrıldığı gözlenir (Şekil 4). 76 dan 83 e kadar örnekler bu kesitten alınmıştır,

Ayvacak Sırtı güneybatısı kömür yarmasında ölçülen beş nolu kesitte iki kömürlü düzey olarak gözlenen kömür horizonundan 84 den 94 e kadar bir seri örnek alınmıştır (Şekil 4).

Karabaşgediği doğusu kömür yarmasında (altı nolu kesit) kömür birbirinden oldukça farklı görünüm sunan iki düzeyden yapıldır (Şekil 4),

Alt düzeyde genellikle masif nitelikli olan kömür, üstte 10-35 cm arasında değişen silttaşları ve çamurtaşları ile arakatmanlı, en fazla 20 cm -kalınlıktaki kömürlü düzeyler şeklindedir. 95 den 113 e kadar örnekler kömür horizonunun tabanından tavanına doğru arakatlılarla birlikte alınmıştır.

Çitak kuzeyi ve batısında ölçülen yedi, sekiz ve dokuz numaralı ölçülü kesitlerden sırasıyla, 114-123, 124-130, 131-138 arası yirmibeş örnek derlenmiştir (Şekil 4),

Küçükderbent Formasyonu - Çakmaklık Üyesi, Bu üyenin Çitak batısında ölçülmüş olan kesidindeki (iki nolu kesit) şeyi ve bitümlü şeyllerden 31-52 arası yirmiiki örnek alınmıştır (Şekil 4).

Karaboldere Formasyonu - Çitak Üyesi, Gökyar Tepe batısında ölçülen (bir nolu kesit) bu üyeye kesin yaş verebilmek için 1-30 arası örnek, çoğunlukla bitümlü şeyi ve şeyllerden derlenmiştir (Şekil 4),

Örneklerin içerdiği sporomorflan mikroskopta incelenebilir duruma getirmek için, o örneği oluşturan mineral ve bitümlü maddeler, çeşitli kimyasal maddeler aracılığı ile yok edilerek geriye fosillerin kalması sağlanmıştır,

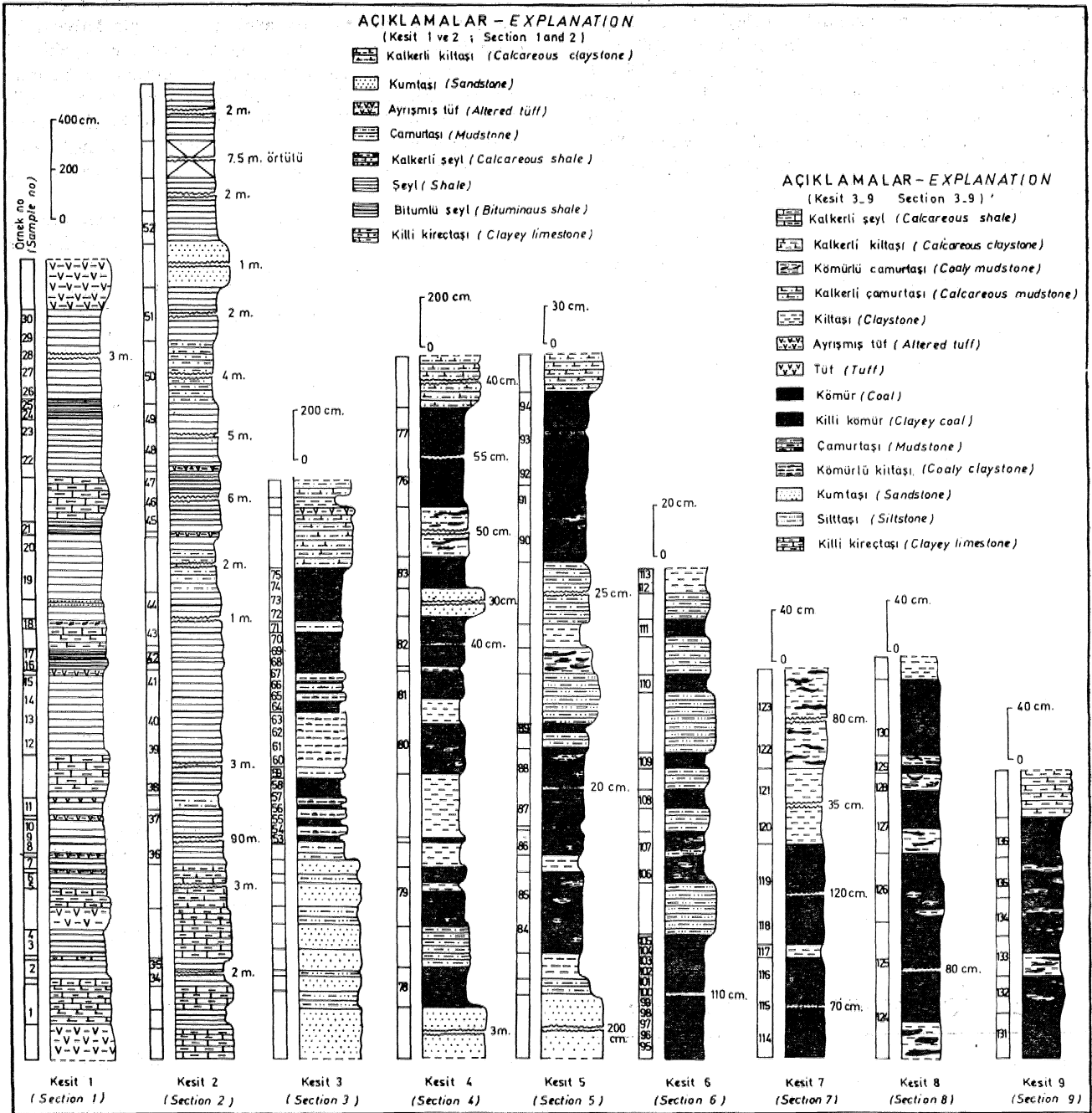
ÖRNEKLERİN PALİNÖLÖJİK İÇERİĞİ

İncelediğimiz örneklerde, aşağıda belirtilen spor - pollen cins ve türleri bulunmuştur:

Laevigatosporites haardtii (R. POT. ve VEN. 1934) TH, ve PF. 1953 (Levha I, şek. 1,2)

Punctatosporites ellipsoideus PF. m TH, ve FF, 153 (Levha I, şek. 3,4)

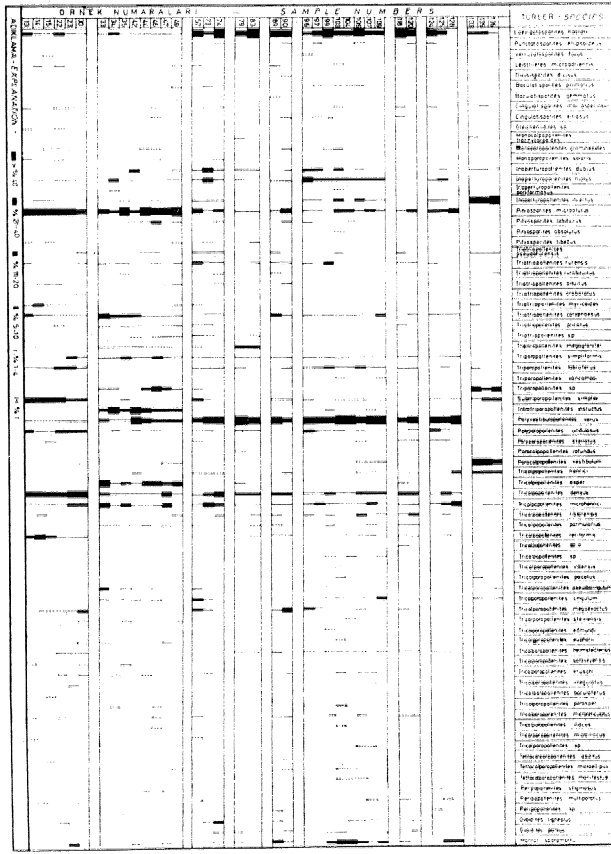
Verrucatosporites ffavus (İL POT, 1934) TH, ve PF. 1953 (Levha I, şek. 5,6)



Şekil 4 : Ölçülmüş stratigrafi kesitleri ve ilgili örnek yerleri
Figure 4 : The measured stratigraphic sections and the locations of related sample

Leiotriletes: microadriennis: KRUTZSCH, 1959 (Levha I, şek. 7,8)
 Bivisispouites: divisus: PE', in TH., ve: PE'. 1953 (Levha I, şek. 9)
 Baculatisporites: primaiius: (WOLFF, 1934) TH., ve: PE'. 1953 (Levha I, şek. 10, 11)
 Baculatisporites: gemmatus: KRUTZSCH, 1959 (Levha I, şek. 12)
 Cingulatisporites: maerospeciosus: (R*. POT., ve: GELL. 1932) NAKOMAN, 1966 (Levha I, şek. 13,14)

Cingulatisporites: vitiosus: (KRUTZSCH, 1959) NAKÖMAN, 1966
 Gleicheniidites sp. (Levha I, şek. 15, 16)
 Gleicheniidites sp. (Levha I, şek. 17)
 Gleicheniidites sp. (Levha I, şek. 18)
 Monocolpopollenites trachycarpoides: NAKÖMAN, 1966 (Levha I, şek. 19)
 Monoporopollenites gramineoides: MEYER, 1956 (Levha I, şek. 20, 21)



Şekil 5 : Pollen diyagramı
Figure 5 : Pollen diagram

Mottoporopollenites Solaris WEYL. ve PF. 1957 (Levha I, şek. 22, 23)
 inaperturopollenites aëbius (R. POT, ve VEN. 1934) TH. ve PF, 1953 (Levha I, şek. 24, 25)
 inaperturopollenites hiatus (R. POT, 1953) TH. ve PF, 1953 (Levha I, şek. 26, 27)
 inaperturopollenites polyfomiosus (THIERG, 1938) TH, ve PF, 1953 (Levha I, şek. 28)
 Tiiperltiropollenites tocertus PF. ve TH, üi TH. ve PF. 1953 (Levha I, şek. 29, 30)
 Mtyosporites mioalatus (R. POT, 1931) TH. ve PF, 1953 f. minor (R. POT, 1931) TH. ve PF, 1953 (Levha I, şek. 31, 32)
 Pityosporites mioalatus (R. POT, 1931) TH. ve PF. 1953 f. major (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha I, şek. 33)
 Fityosporites labdaeus (R. POT. 1931 in R. POT. 1934) TH, ve PF, 1953 (Levha I, şek. 34)
 Pityosporites absolutus (THIERG. 1938) R, POT. 1958 (Levha I, şek. 35)
 Pityosporites UbeUus (R. POT, 1931) NAKOMAN, 1966 (Levha I, şek. 36,37)
 Triatriopollenites pseudorurensis PF, to TH, ve PF. 1953 (Levha I, şek. 38, 39)
 Triatriopollenites rarensls PF. ve TH. in TH. ve PF, 1953 (Levha I, şek. 40, 41)

Triatriopollenites rurobituitus PF, in TH. ve PF, 1953 (Levha I, şek. 42)
 Triatriopollenites bituitus (R. POT. 1931) TH. ve PF, 1953 (Levha I, şek. 43, 44)
 Triatriopollenites aroboratus PF, in TH. ve PF. 1953 (Levha I, şek. 45, 46)
 Triatriopollenites myrieoides (KREMP, 1949) TH. ve PF, 1953 (Levha I, şek. 47, 48)
 Triatriopollenites coryphaeus (R. POT, 1931) TH. ve PF, 1953 ssp. punetatus (R. POT. 1931) TH, ve PF, 1953 (Levha I, şek. 49, 50, 51)
 Triatriopollenites coryphaeus (R. POT, 1931) TH, ve PF. 1953 ssp. microcoryphaeus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha I, şek. 52)
 Triatriopollenites plieatus (R. POT. 1934) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 1,2)
 Triporopollenites megagrifer (R. POT, 1951) TH, ve PF, 1953 (Levha II, şek. 3)
 Triporopollenites simpliformis PF. ve TH, in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 4, 5)
 Triporopollenites labraferus (R, POT, 1931) TH, ve PF, 1953 (Levha II, şek. 6,7)
 Triporopollenites vancampoi NAKOMAN, 1967 (Levha II, şek. 8,9)
 Subtriporopollenites simplex (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. simplex R. POT. ve VEN, 1934 (Levha II, şek. 10, 11)
 Intratriporopollenites instructus (R. POT, 1931) TH. ve PF, 1953 (Levha II, şek. 12, 13)
 Polyvestibulopollenites verus (R, POT, 1931) TH, ve PF. 1953 (Levha II, şek. 14, 15, 16)
 Pölyporopollenites undulosus (WOLFF, 1934) TH, ve PF, 1953 (Levha II, şek. 17, 18)
 Pölyporopollenites stellatus (R. POT. 1931) PF. in TH. ve PF, 1953 (Levha II, 19, 20, 21)
 Porocolpopollenites rotundus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 f. projectus PF. in TH. ve PF, 1953 (Levha II, şek. 22)
 Porocolpopollenites vestibulum (R, POT, 1931) TH. ve PF, 1953 (Levha II, şek. 23)
 Tricolpopollenites henrici (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 24, 25)
 Tricolpopollenites asper PF. ve TH in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 26)
 Tricolpopollenites densus PF. in TH, ve PF. 1953 (Levha II, şek. 27,28)
 Tricolpopollenites microhenrici (R, POT, 1931) TH, ve PF, 1953 ssp. intragranulatus PF. to TH, ve PF, 1953 (Levha II, şek. 29)
 Tricolpopollenites microhenrici (R, POT, 1931) TH, ve PF. 1953 ssp. intrabaculatus (R, POT, 1931) TH, ve PF, 1953 (Levha II, şek. 30, 31)
 Tricolpopollenites liblarensis (TH, in R. POT., TH. ve THIERG, 1950) TH. ve PF. 1953 ssp. liblarensis (TH. in R. POT., TH, ve THIERG, 1950) TH, ve PF, 1953 (Levha II, şek. 32, 33)
 Tricolpopollenites Ublarensis (TH. in R. POT., TH. ve THIERG, 1950) TH. ve PF, 1953 ssp. fallax (R. POT. 1934) TH, ve PF. 1953 (Levha II, şek. 34)
 Tricolpopollenites parmularius (R, POT, 1934) TH, ve PF. 1953 (Levha II, şek. 35,36)

Tricolpopoliteiites retiforaus PF. ve TH, in TH. ve PF, 1953 (Levha II, şek. 37, 38)
 Trioipollenites spinosus (R. POT, 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 39,40)
 Tricolporopollenites viiënsig (TH. in R. POT., THve THIERG, 1950) TH, ve PF. 1953 (Levha II, şek. 41)
 Tricolporopollenites pacatus PF, in TH. ve PF* 1953 (Levha II, şek. 42, 43)
 Trioiporopollenites pseudoeinguluna (R, POT, 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 44, 45)
 Tricolporopollenites cingulum (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. fusus (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 46, 47)
 Tricolporopollenites cingulum (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. pusillus (R. POT. 1931) TH. ve FF. 1953 (Levha II, şek. 48, 49)
 Tricolporopollenites megaexactus (R. POT. 1931) TH, ve PF. 1953 ssp. briihtengis (TH. In R. POT., TH. ve THIERG. 1950) TH. ve PF, 1953 (Levha II, şek. 50, 51)
 Tricolporopollenites steinensis PF, in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 52, 53)
 Tricolporopollenites edmundi (R. POT. 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 54)
 Tricolporopollenites evphorli (R. POT. 1931) TH, ve PF, 1953 (Levha II, şek. 55)
 Tricolporopollenites eschweilerensis PF. ve TH, in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 56)
 Tricolporopollenites helmstedtensis PF. in TH, ve PF. 1953 (Levha II, şek. 57, 58, 59, 60)
 Tricolporopollenites satzveyensis PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 62)
 Tricolporopollenites kurschi (R, POT. 1931) TH, ve PF, 1953 ssp. pseudolaesus (R, POT, in R. POT., TH. ve THIERG, 1950) TH. ve PF, 1953 (Levha II, şek. 61)
 Tricolporopollenites irregulatus NAKOMAN, 1966 (Levha II, şek. 63)
 Tricolporopollenites baculofems PF, in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 64)
 Tricolporopollenites porasper PF, in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 65)
 Tricolporopollenites microreticulatus PF. ve TH in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 66, 67)
 Tricolporopollenites iliacus (R. POT, 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 68)
 Trioiporopollenites microiliacus PF, ve TH, in TH, ve PF. 1953 (Levha II, şek. 69)
 Tetracolporopollenites abditus PF. in TH. ve PF, 1953 (Levha II, şek. 70)
 Tetracolporopollenites microellipsus PF. in TH. ve PF, 1953 (Levha II, şek. 71)
 Tetracolporopollenites microrhombus PF. in TH. ve PF, 1953 (Levha II, şek. 72)
 Tetracolporopollenites manifestas (R. POT, 1931) TH. ve PF. 1953 ssp. ellipsoideus PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 7)
 Tetracolporopollenites manifestus (R. POT. 1931) TH, ve PF, 1953 ssp. eontractus PF. in TH. ve PF. 1953 (Levha II, şek. 74, 75)
 Periporopollenites stigmosus (R. POT, 1931) TH. ve PF. 1953 (Levha II-şek. 76, 77)

Periporopollenites multiporatus PF, ve TH, in TH, ve PF. 1953 (Levha II-şek. 78, 79)
 Ovoidites Hgneolus (R. POT. 1931) R. POT, 1951 (Levha II, şek. 80)
 Ovoidites parvus (COOK, ve DEETT. 1951) NAKÖman, 1966 (Levha II, şek. 81)

Nitel ve Nicel sonuçlar

Örneklerin nitel ve nicel içeriği, hazırlanan preperatlardan ayıklama ve sayım sonucu elde edilmiştir. Bulunan 22 sporörmorf cinsine bağlı 71 sporörmorf türünden, 12 tür sporlara diğerleri pollenlere aittir, Ayrıca 14 pollen türünde alt tür düzeyinde ayırtılması yapılmıştır.

Bu cins ve türlerin örnekler içindeki yüzde değerlerini saptamak amacıyla yeterince sporörmorf içeren örneklerden 100'er birey sayılmıştır. Örneklere ait nitel ve nicel sonuçlar pollen diyagramına aktarılmıştır (Şekil 5).

Pollen diyagramında :

— Laevigatosporites haardti ile Polyvestibulopollenites verus'un temel türleri oluşturması,

•— Pityosporites microalatus, Triatriopollenites coryphaeus, Trioipollenites densus, T* microhenrici, Tricolporopollenites cingulum'un düşük yüzdeli fakat düzenli dağılımları,

— Inaperturopollenites dubius, I. hiatus, I. incertus, Triporopollenites labraferus, Tricolporopollenites liblarensis türlerinin düşük yüzdeli düzensiz dağılımları kömür örneklerindeki belirgin ortak özelliklerdir.

Çakmaklık Üyesi şeyi örneklerinde Pityosporites microalatus'un yüksek yüzdeli egemenliği, bu türün yüzde değerinin azaldığı örneklerde ise Polyvestibulopollenites verus, Tricolporopollenites densus yüzdesinin artması,

Çıtak Üyesi bitümlü şeyi Örneklerinde ise Pityosporites microalatus, Trioipollenites densus'un yüksek yüzdeleri ve yamsıra Subtriploropollenites simplex'in temel tipler arasında yer alması. Aynı zamanda Laevigatosporites haardü, Polyvestibulopollenites verus, Triatriopollenites coryphaeus, Tricolporopollenites microhenrici türlerinin de düşük yüzdeleri dikkati çekmektedir.

Nitel ve Nicel sonuçlarını irdelenmesi

Türkiye Tersiyer linyitleri üzerinde bugüne değin pek çok çalışma yapılmıştır. Bunlar arasında yer alan; Şile - İstanbul (Alt Oligosen), Bayat « Çorum (Eosen) linyitleri palinolojik açıdan Akyol (1971, 1980) tarafından incelenmiş, Batı Anadolu Neojen çökellerinin palinolojik incelemesi Benda (1971 a ve b) tarafından yapılmıştır. Yamsıra Trakya Tersiyer havzası, Yozgat » Sorgun (Eosen), Karlıova - Halifan (Pliyosen), Güneybatı Anadolu (Tersiyer), Seyitömer (Üst Miyosen) ve Ağaçlı (Üst Oligosen - Alt Miyosen) linyitleri Nakomanin (1966 a ve b; 1967 a> b ve c; 1968 a ve b) yaptığı palinolojik çalışmalarla yaşlandırılmıştır,

Bu incelemelere göre;

— Miyosen Öncesi sönen Extratriporopollenites» Verrucatosporites, Toroısporıs, Trllites, Cieatricosis* porites, Cicatricososporites, Corslmpollenites, Disulcites, Laevigatosporites dıskordatus, L* ovatus, MonocolpopoHenites areolatus, InaperturopoHenites emmaetısıs gibi karakteristik cins ve türlerin örneklerimiz içinde yer almadığı ve dolayısıyla örneklerimizimizin Oligosen'den genç olduğu sonucuna varılabilir.

— Örneklerimiz içinde çok bol olan **Laevigatosporites, Inaperturopollenites, Pityosporites, Subtrites, Subtriporopollenites, Intratriporopollenites, Triatriopollenites, Polyporopollenites, Polyvestibulopollenites, Trıeolpopollıemtes, Trıcolporopollenites ve Parıporopollenites** cinslerine ait türlerin stratigrafik dağılımları geniştir. Diğer bir deyişle, Tersiyerin tüm sistemlerinde düzenli bir şekilde ya da **sporadik** olarak bu fosiller gözlenmektedir. Miyosenin stratigrafik dağılımları geniş tüierce zengin olması (Akyol, 1978), örneklerimizimizin yaşım Miyosen olarak değerlendirmemizi zorunlu kılmaktadır»

— Pliyosen'de **Graminae, Umbelliferae, Compositae, Tsuga pollenleri** ile Coniferae ailesinden **Pityosporites alatus, P. cedroides, P. absolutus, P* labdaeus, P» libellus** türleri yüksek yüzdeler sunar. Örneklerimizde bu **pollenlerden Monoporopollenites grammeoides, M, Solaris, Pityosporites labdacus, P, absolutus, P, libellus** bazı örneklerimizde, çok düşük yüzdeler sunarak bulunmaktadır. Bu durum, **örneklerimizi** Miyosen olarak yaşlandırmamız için bir veri oluşturmaktadır.

Özet olarak, örneklerimiz içinde düşey dağılımları geniş **sporomorflar** baskın olup, Miyosen öncesi ve sonrası **tipik** türler, nitel ve nicel olarak oldukça az miktarda bulunmaktadır. Bu durumda Çıtak - Akhisar kömürlerinin Orta Miyosen yaşlı olduğu anlaşılmaktadır.

Diğer yandan, Çakmaklık şeyleri zaman zaman tetnel tiplerin yüzde dağılımı ve özellikle yan tipler ile kömür örneklerine oldukça büyük benzerlik sunar. Çıtak bitümlü şeyleri için bunun aksi söz konusudur. Fakat kömür **sporomorf** listesi ile bitümlü şeyi sporomorf üstesi de pek farklı değildir,

Güneybatı Anadolu Miyosen'İ ile karşılaştırma, Nakoman (1967 e), Güneybatı Anadolu Miyoseninde iki tip pollen topluluğu **ayırtlamıştır.**

Alt ve Orta Miyosence karşışık gördüğü birinci toplulukta, **Laevigatosporites haardtı'nın** (% 25-64) iki keseli pollenlere (% 5-20) egemenliği, Üst Miyosen'e karşılık gördüğü ikinci toplulukta ise, **Pityosporites microalatus'un** yüksek yüzdeler sunarken **Laevigatosporites haardtı'nın** zaman zaman % 10-25 gibi değerlere ulaşabilmesi genel karakterlerdir,

Sporomorf listelerinin genel karakterlerindeki ve özellikle **Pityosporites ve Laevigatosporites** yüzdelindeki az çok uygunluğa dayanarak, Çakmaklık Üyesi şeyleri ile kömür örneklerinin birinci topluluğa,

Çıtak Üyesi bitümlü sevilerinin ise ikinci topluluğa karşılaşılabileceği sonucuna varılabilir.

Soma Orta Miyosen'İ ile karşılaştırma, Orta Miyosen yaşlı Soma alt ve orta linyitleriyle ilgili çalışmalar (Benda in R. Brinkmann ve diğ., 1970; Alışan, 1980; Akgün, 1981) ile burada elde edilen sonuçlar arasında benzerlik gözlenmektedir. Çıtak'ta olduğu gibi Soma'da da*

— Düşey dağılımları geniş olan Polyvestibulopollenites verus, Tricolpopollenites densus, T. microhenrici, Triatriopölienites coryphaeus, Inaperturopollenites dubius ve L hiatus gibi türlerin yüksek yüzdeli olması.

— Temel tipler arasında yer alan Laevigatosporites haardtı'nın yüzdesinde azalma olduğu zaman Pityosporites microalatus ve Polyvestibulopollenites verus'un egemenlikleri,

— Pliyosen karakteristiği Monoporopollenites graminecides, M. soıarig, Monocolpopollenites traehy carpoides gibi türlerin azlığı yamsıra Picea, Cedrus, Tsuga ve Umbelliferae pollenlerinin yokluğu,

— Eosen'den beri gözlenen Cingulatisporites macröspeefösus'un tek tük denebilecek kadar az yüzdelilerle izlenmesi, genel özellikleri oluşturur.

Ancak Çıtak kömürleri içinde, Soma kömürlerine oranla daha fazla sayıda Alt Tersiyer doğumlu spor cins ve türü saptanmıştır, Üst Tersiyer pollenlerinin yüzdeleri de Çıtak'ta daha yüksektir. O halde Çıtak kömürleri Soma alt ve orta linyitlerinden biraz daha genç olmalıdır.

Diğer yandan, Çıtak'ta olupda Soma'da bulunmayan birçok türler vardır. Böyle türler sürekli düşük yüzdeli olup, örnekler içinde zaman zaman görülürler. Bu durum Miyosen mikroflorasının zenginliğini yansıtır ve iki bölge arasında, çökelim sırasında var olan ekolojik koşulların değişik olmasına bağlanabilir,

Türkiye'deki birkaç Miyosen çalışması ile karşılaştırma. Anadolu linyitleri üzerinde ilk palinolojik incelemeler Breliie (1954) tarafından gerçekleştirilmiştir. Ankara, Kayı-Bucuk kömürleriyle ilgili çalışmasında Breliie (1958) nin verdiği sporomorf listesi, bizim Çıtak kömürleri için verdiğimiz sporomorf listesinden çok eksiktir. Çıtak temel tür listesinde yer alan Laevigatosporites haardtı, Pityosporites microalatus, TrıeolpopoUenites densus, Polyvestibulopollenites verus gibi türler, Kayı-Bucuk türlerinde çok düşük yüzdelerle yer alır, Yamsıra Inaperturopollenites emmaensis, Tricolporopollenites megaexactus ssp. exactus ve T, cügulum ssp. oviformis türleri ise Çıtak'ta hiç gözlenmemiştir. Diğer yandan yazarın Üst Miyosen-Pliyosen için karakteristik olarak aldığı Triatriopollısnites coryphaeus ile Polyporopollenites uııdulosus düşey dağılımları Neojenin tamamını ilgilendiren türlerdir, Görüldüğü gibi pollen tiplerinin göreceli bollukları, Kayı-Bucuk ve Çıtak pollen spektralında oldukça farklıdır. Ancak pollinik diyagramlar genelde benzerlik gösterirler. Yukarıda sayılan nedenlerle Kayı-Bucuk kömürleri «erken Geç Miyosen» olarak yaşlandırılmamalıdır.

Arslan (1979) m incelediği Kütahya-Tunçbilek sahası kömürleri; *Laevigatosporites haardtii*, *Pityosporites microalatus*, *Polyvestibulopollenites verus* gibi sürekli ve zaman zaman da Önemli yüzdeye ulaşan *Triatropollenites coryphaeus*, *Monocolpopollenites trachycarpoides*, *Pařnae* ve *Myricaceae* ailelerine ait türlerin varlığı ile simgelenir, Aynı yazıda Tersiyer tiplerinin egemenliği yanışım, Üst Miyosen-Pliyosen karakteristiği *Monoporopollenites gramineoides*, *Monocolpopollenites papulosus*, *Inaperturopollenites nobilis*, *Pityosporites labdaeus* ve *Compositae* türlerinin çok az miktarda yer almasına dayanılarak bu kömürlerin Üst Miyosen tabanında (Sarmasiyen * Pannoniyen) oluştuğu belirtilmiştir. Çıtak kömürlerinde de buna çok yakın bir sonuç elde edilmiştir.

Nakoman (1968 a), Seyitömer linyitleri üzerinde yaptığı palinolojik çalışmalar sonucunda; *Laevigatosporites haardtii*, *Pityosporites microalatus*, *Tricolpopollenites cingulum* ve T* *Megaexaetus*'tan oluşan bir temel tip listesiyle, *Deltoidospora neddeni*, *Selagosporis tenuifoveolatus*, *Monocolpopollenites piiiifvub*, M, *areolatus*, *Monoporopoll suites poiygonas*, *Inaperturopollenites magnus*, L *hiatus*, I, *polyformosus*, *Triatriopollenites coryphaeus*, T. *bituitus*, *Subtriopropollenites simplex*, *Polyporopollenites stellate*, *Tricolporopollenites villensis*, T. *kurschi*, T* *iliacus*, *Periporopollenitei multiporatus*'tan oluşan bir yan tür listesi vermektedir. Sporomorflar yardımıyla kömürün, nemli ve sıcak yerleri seven bitkilerle dolu bir bataklık ortamında oluştuğu ve bu bataklığı çevreleyen daha yüksekçe yerlerden rüzgar ve sularla gelen bitkilerin de kömür oluşumuna katıldığını belirten yazar, saccat pollenlerin ve özellikle *silvestris* tip *Pinus*'ların (*Pityosporites labdacus*) bolluğu ve Güneybatı Anadolu Üst Miyosen (1967 c) sporomorf türlerinin de buradaki varlığına dayanarak, Seyitömer linyitlerine Üst Miyosen yaşını uygun görmektedir.

Çıtak kömür ve şeyi mikroflorası, Seyitömer mikroflorasına temel ve yan tipler açısından büyük benzerlik sunmaktadır. Bu benzerliğe karşın, Çıtak pollen spektrasında saccat pollenlerden *Pityosporites microalatus*'un *labdaeus*'a oranla egemenliği ve Nakoman (1968 a) m Şeyi t Ömer'de tanımladığı yeni türlerin (yanlızca tek bir düzeyde bulunan) Çıtak'ta hiç gözlenmemesi, Çıtak linyitlerini, Seyitömer linyitlerinden ayırmaktadır.

Batı ve Güneybatı Anadolu diğer Miyosen kömürleri ile denetim* Linyit kömürü araştırmaları için Türkiye'ye 1965 yıllarında gelen bir gurup Alman jeologu Batı ve Güneybatı Anadolu'da hemen bütün karasal Neojen bölgelerini gezip, örneklemiş ve 1970 yıllarından başlayarak günümüzde de devam etmekte olan bir dizi yayınlar ortaya koymuşlardır. Bu çalışma kapsamında Becker Platen (1970), Alt ve Orta Miyosenin küçük Asya'da yersel olarak geniş yayılmış denizel transgresyondan etkilenmiş olduğunu ve Üst Miyosen'de Batı ve Güneybatı Anadolu'da karasal havzaların oluştuğunu belirtir. Bu karasal havzaların oluştuğunu belirtir. Bu karasal havzalar devam-

lı bir seri oluştururlar ve yazar tarafından alttan üste; Turgut Üyesi (akarsu-gösel), Sekköy Üyesi (gösel), Yatağan Üyesi (akarsu-karasal) ve Milet Üyesi (gösel) olarak tanımlanır, Ayırılmış olan litostratigrafik birimler ve bunlara Öngörülen yaşlar Tablo I de verilmiştir.

Aynı çalışmada Benda (1971 a) tarafından Türkiye Neojen'i, sporomorf toplulukları yardımıyla kesinlikle birbirinden ayrılabilir altı bölüm halinde sunulmuştur (Tablo I).

Üst sistem Upper System	Sistem System	SERİ SERIES	KAT (STAGE)	BECKER-PLATEN (1970) (SW-Anadolu) BECKER-PLATEN (1970) (SW-Anatolia)	BENDA (1971) SPOROMORF TOPLULUKLARI BENDA (1971) SPOROMORPH ASSEMBLAGES	
SENOZOYİK - CENOZOİK	Kuvaterner Quaternary	Pliyosen Pliocene	Holosen (Holocene)			
			Üst Pleyist. Upper Pleyist			
			Orta Pleyist. Middle Pleyist			
	Tersiyer - Tertiary	Pliyosen-Pliocene	Üst Üst	Astiyen Astian	Milet Üyesi Milet Member	
			Orta Middle	Plazansiyen Plaisancian		
		Miyosen-Miocene	Alt Lower	Pannoniyen Pannonian	Yatağan Üyesi Yatağan Member	
			Üst Upper	Sarmasiyen Sarmatian	Sekköy Üyesi Sekköy Member	
		Oligosen-Oligocene	Orta Middle	Tortoniyen Tortonian	Turgut Üyesi Turgut Member	
			Alt Upper	Helvesiyen Helvetian	Denizel Burd.Helv. Marine Burd. Helv.	
			Üst Upper	Burdugaliyen Burdugalian		
			Orta Middle	Akitaniyen Aquitanian		
		Eosen-Eocene	Üst Upper	Chattiyen Chattian	Kurbalık Üyesi Kurbalık Member	
Orta Middle			Rüpeliyen Rupelian	Molas Molasse		
Alt Lower	Lattorfiyen Lattorfian					
Paleosen-Paleocene						

Tablo I ı Batı ve Güneybatı, Anadolu'nun litostratigrafik birimleri ve sporomorf toplulukları (Becker Platen, 1970'den değiştirilerek alınmıştır)

Table I : Lithostratigraphic units and sporomorph assemblages of Western and Southwestern Anatolia (Turkey) (modified from Becker-Platen, 1971)

Bu çalışmada, Yatağan havzasının standart profilinde yer alan, Turgut Üyesinin az kalınlıkta fakat çok sayıdaki kömürlü düzeyleri ve Sekköy ile Turgut Üyeleri arasında yerleşimli kaim kömür horizonundan bulunmuş olan pollenler «Eskihisar pollen topluluğu» olarak adlanır. Bu topluluğa ve litostratigrafik çalışmalarına dayanılarak Üst Miyosen'in tabanı (Üst Helvesiyen-Alt Tortoniyen) Batı Anadolu'daki kömür oluşum zamanı olarak ortaya atılır.

Pityosporites microalatus, *Tricolpopollenites microhenriei* ile biraz daha az fakat yine yüksek yüzdeli *Inaperturopollenites magnus*, I. *dubius*, I. *hiatus*,

Laevigatosporites haardti, Polyvestibulopollenites verus ve Tricolpopollenites asper bu topluluğun karakteristik türleri olarak gözlenir. Bu temel tür listesi, bizim Çakmaklık ve Çitak Üyesi şeyi ve kömür örneklerinden elde edilen temel tür listesine oldukça uygundur.

Diğer yandan Benda (1971 b) Toros dağlarının başlıca denizel (molas benzeri) birimlerindeki humuslu-kömürlü seviyelerin pollen spektrumunu «Kale pollen topluluğu» olarak isimlendirir. Mollusca faunaları yardımıyla Burdigalyen-Helvesiyen yaş uygun görülen bu topluluk için, Pityosporites mic* roalattis, Tricolpopollenites tücrolienrfei ile microcoryphaeus-punctatus grup (Triatriopollenites), myricoides-bituitus-rurensis grup (Triatriopollenites), Carolfoliipites tüteroreticulatus (Triolporopollênites), Inaperturopollenites emmaensis, I, hiatus, magnus - dulius grup (Inaperturopollaites), Triolpopollenites fecnrici, Tricolporopollenites megaexactus, T, exactus, T. euphorii, T, edmımdı, T. eingulum ssp. pusillus, T, eingulum ssp. oviformis, Polyvestibulopollenites verus'tan oluşan bir temel tip listesi verilmektedir* Diğerinden pek farklı olmayan bu listede genelde kömürler için verdiğimiz temel tip listesine benzerlik gösterir. Bu verilere göre; Çitak kömürlerinin pollen içeriği Kale (Burdigalyen-Helvesiyen) ve Eskihişar (Tortoniyen-Erken Sarmasiyen) topluluklarının pollen içerikleri arasında yer alır. Bu verilere göre örneklerimiz Helvesiyen-Tortoniyen dönümü yaşlıdır (Tablo I),

Çitak kömürlerinin Doğu Akdeniz Neojen biyosiralıgraisindeki yeri. Son yıllarda, Doğu Akdeniz Neojenin denizel ve karasal zonal sistemlerinin değiştirilmesinde hayli gelişmeler olduğu, bugün bir yandan denizel mikrofossil zonları, diğer yandan sporomorf toplulukları ile memeli zonlarından yararlanarak karasal katlar arasındaki denetirmelerin oldukça iyi saptandığı bir gerçektir (Benda ve Meulenkamp, 1979). Çoğunlukla sporomorf yada omurgalı fosillerinden yararlanarak ve radyometrik yaş tayinleri ile (Becker-Platen ve diğ., 1977) desteklenen Neojen'in karasal (Paratetis; Bassiöuni, 1979) ve denizel (Tetis; Sickenberg, 1975) İtostratigrafi birimleri arasında oluşturulabilen denetirmeler bir tablo şeklinde sunulmuştur (Tablo II),

Sekköy biriminin üst düzeylerinde sapatanan sporomorf topluluğu «Yeni-Eskihişar pollen topluluğu» olarak adlanır (Benda, 1971 b). Bu topluluk için verilen pollen spektrumunun genel özellikleri; Trilpnosporites sinuosus, Cicatrfosisporites dorogensis» neddeü - grup, Rhoipites doüum, villensıs - tip (Tricolporopollenites), Corrugatisporites soUchus gibi yaşlı formların bulunmamaları, Tricolpopollenites asperIn T, microhenrici'ye karşı aşırı üstünlüğü, T, heüriefnin hiç gözlenmemesi, Pityosporites microalatus (Pinus-hapioxylon) un yamsıra çok daha az sayıda Pityosporites labdacus (Pinus-silvestris grup) un yer alması, MonocolpopollEnites areolatus, Polyvestibulopollenites verus, Polyporopollenites undolus, MonoporopoHenites Solaris ile Inaperturat form-

SERİ SERIES	RADYOMETRİK VERİLER RADIO DATA	KLASİK TETİS KATLARI CLASSIC TETHYS STAGES (Sickenberg-1975)	SPOROMORF TOPLULUKLARI SPOROMORPH ASSEMBLAGES (Benda 1979)	STANDART PROFİL STANDARD PROFILE (Becker-Platen 1977)	OMURGALI FAUNA KATLA VERTEBRATE FAUNA STAGES (Becker-Platen 1977)	ORTA PARATETİS KAT CENT. PARAT. STAGES (Bassiouni 1979)
5	PLEYİST. PLEISTOC. PLİYÖSEN PLIOCENE	KALABRİYEN CALABRIAN	ANKA	MİLET ÜYESİ MİLET MEMBER	BİHARİYEN BIHARIAN VILLAFRANCIAN VILLAFRANCIAN	RUMANİYEN RUMANIAN
10	ORTA UPPER	MESSİNİYEN MESSINIAN	KIZILHİSAR	YATAĞAN ÜYESİ YATAĞAN MEMBER	TUROLİYEN TUROLIEN	PANNONİYEN PANNONIAN
15	MİLYÖSEN - MİTÖCENE MIDDLE	TORTONİYEN TORTONIAN	YENİ-ESKİHİSAR	SEKKÖY ÜYESİ SEKKÖY MEMBER	VALLESİYEN VALLESIAN	SARMASİYEN SARMASIAN
20	ALT LOWER	SERRAVALİYEN SERRAVALLIAN	ESKİHİSAR	TÜRGÜT ÜYESİ TURGUT MEMBER	ARAGONİYEN ARAGONIAN	BADENİYEN BADENIAN
25	OLİGÖSEN OLIGOCENE UPPER	LANGİYEN LANGHIAN	KALE			KARPATİYEN CARPATIAN
		BURDIGALİYEN BURDIGALIAN				OTNANGİYEN OTNANGIAN
		AKİTANİYEN AQUITANIAN				EGGEN-BURG. EGGEN-BURG.
		SATTİYEN CHATTIAN				EGERİYEN EGERIAN

Tablo II t Sporomorf topluluklarının Akdeniz Meojenli klasik katları, Orta Paratetis bölge* sel katları ve Omurgalı fauna katları ile denetirilmesi (Gökçen, 1978'den değiştirilerek alınmıştır)

Table II i Correlation of sporomorph assemblages with classic Tetis stages, central Paratetis stages and Vertebrate fauna stages (modified from Gökçen, 1978)

lar oldukça sık, Leiotritetes pseudomaximus, microcoryphaeus-punctatus grubu, myricoides • bituits-rurensis grubu ile Triolporopollenites megaexactus, T, exactus'un çok az gözlenmesi şeklinde belirtilebilir.

Yeni-Eskihişar topluluğu için verilen bu karakteristik sporomorf listesindeki bireylerin yüzde dağılımları, bizim listemizdekilerden oldukça farklı, aynı zamanda yüzde değerleri azdır. Üst Miyosenin en üstünden Alt Pliyosenin en altına yaşlandırılmış Yeni-Eskihişar topluluğunun (Benda, 1971 b), omurgalı faunaları yardımıyla Tortoniyen-Serravaliyen sınır aralığında yer alması, dolayısıyla Eskihişar topluluğunun daha altta tanımlanması gerektiği belirlenmiştir (Tablo İT). Eskihişar topluluğu içinde gözlemediği belirtilen fakat bizim örneklerimizde görülmeyen Alt Tersiyer doğumlu sporların son düzeltmelere göre bu topluluk içinde izlenmesi olasıdır. Ayrıca bizim sporomorf listemizde gözlenen bireyler ve onların yüzde dağılımlarıyla Yeni-Eskihişar topluluğunun yeniden karakterime edilmesi daha doğru olacaktır.

Şunu da belirtelim ki, eşdeğer başka bölgelerde ve hatta aynı bölgeden alınacak yeni örneklerde, bu

çalışmada gözlenmeyen fakat çok düşük yüzdelere (tek tük olarak nitelediğimiz) saptanacak yeni türlerin çıkabileceğini unutmamak gerekir. Bunun nedeni de; ekolojik koşulların aynı zaman süreci içinde bir bölgeden diğerine değiştiği gibi, aynı bölge içinde de değişebilir olmasıdır,

Yüfianistan*dakî birkaç Miyosen çalışması ile karşılaştırma. 1974 lü yıllarda Orta Avrupa ve Akdeniz ülkeleri Neojen'inde başlatılan 25 nolu «Tetis - Paratetis Neojen Stratigrafisi Korelasyonu» projesi kapsamında Yunan denizi adaları Miyoseninde pek çok çalışma yapılmıştır (Benda ve dig., 1974 ve 1982).

Sırasıyla, Yeni-Eskihisar ve Kızılhisar (mikromemeli faunalarına göre, Geç Aragonitim) topluluklarına eşdeğer kabul edilen Zakynthos adasının Limin Keri ve Girit adasının Plaki çevresi örneklerinin pollinik spektralarında ki biyostratigrafik değere sahip elementlerin yüzdelerinde büyük benzerlik gözlemlendiği belirtilmektedir. Ancak Pitius, Picea, Cedrus cinsi saccat pollen tiplerinin Limin Keri'de daha bol, buna karşın Osmundaceae, Cypraceae, Graminae ile Polypodiaceae ailelerine ait pollen tiplerinin Plakia örneklerinde nispeten daha zengin olması ve yanısıra diğer pollen tiplerinin yüzdelerindeki büyük farkların değişik tortullaşma şartlarından kaynaklandığı ve tüm farklara karşın Plakia pollen spektrasında Yeni-Eskihisar topluluğu içinde değerlendirilmesi gerektiği belirtilmiştir.

Plakia ve Limin Keri örneklerinde verilen pollinik spektra, Çıtak yöresi kömür ve şeyi örneklerimizden elde ettiğimiz pollinik spektraya genelde uymaktadır. Pollinik spektrada birçok grubun göreceli bollukları arasındaki farkların bölgesel ve bölgeler arası eşleştirmede yetersiz kalması, bizi bu farkların yersel etkilerden kaynaklanabileceği sonucuna götürür. Çoğunlukla bir bölümde bir yada birkaç taxonun varlığı ve ortaya çıkışları jeolojik geçmişte yerel ortamsal koşulların değişimlerini yansıttığı için biyostratigrafik eşleştirmede kullanışlı olamaz. O halde eşleştirme için yalnızca tek pollen tiplerinin göreceli bollukları değil de, bir grup örneğin ya da bir örneğin biyostartigrafik durumunu saptamayı sağlayan pollen spektrasının ayrıntılı kompozisyonundaki tüm değişim ve polen tiplerinin yüzdeleri arasındaki ilişki gözönünde tutulmalıdır,

PALEOCAĞRAFİK, PALEOKLİMATOLOJİK SONUÇLAR VE YAŞ

Neojen peryodunun Miyosen serisi içinde, paleontolojik incelemelerini yaptığımız kömür ve şeyleri de içeren tüm seviyeler karasal (akarsu-göl) niteliklidir (Yağmurlu, 1983 b). Aşağıda, örneklerden elde ettiğimiz sporomorfların simgelediği flora topluluğunun, karasal karakteri destekler nitelikte olduğu, paleocağrafya ve paleoklim konuları içinde ayrıntılarıyla verilmeye çalışılmıştır. Akdeniz Neojen'inde bölgesel ve bölgeler arası eşleştirmelerde daha sağlıklı sonuçlara varabilmek amacıyla saptanan sporomorf

topluluğu ve diğer alg, gastropod ve ostrokod fosil gruplarının ışığında yöre Miyoseni için litostratigrafik birimler olarak Paratetis karasal katları kullanılmalıdır. Bu şartlar altında, örneklerimizin alındığı kömür ve şeylerin oluşum yaşını «Sarmasiyen-en Erken Pannoniyen» zaman aralığı olarak verebiliriz (Tablo II).

Elde ettiğimiz sporomorflar çiçeksiz ve çiçekli bitkilerin üreme organlarıdır, * Ancak günümüzde bunların hangi bitkilerce üretildikleri aile ender olarakta cins düzeyinde saptanabilmektedir. Aile ve cins düzeyindeki bu bitkiler o bölgenin kömür oluşum zamanındaki florasını, flora ise bize bitkilerin büyüdüğü ortamın iklimsel koşulları ve coğrafyası hakkında bir fikir vermektedir :

— Ayırtladığımız sporomorfların tanımladığı bitki topluluğu kömürün oluştuğu dönemde, bölgede nemli-ılık (günümüz Karadeniz iklimine benzer) iklim koşullarının hüküm sürdüğünü yansıtır.

— Örnekler içinde temel tipleri oluşturan sporomorf türleri, örtü zenginliği oluşturan ağaçsıl ve orman ağacı olarak tanımlanan bitkilerin ürünleridir. Ancak tür zenginliği otsul bitkilerin ürettiği sporomorflardadır,

— Libocedrus, Çam, Betulaceae, Kızılağaç, Kestane gibi çok sayıda pollen üreten bitkilerin tozlaşma ürünleri rüzgarlar aracılığıyla, İhlamur, Ceviz, Juglandaceae gibi ortalama 1000 m. çıkan diğer bitkilerin pollenleri ise akarsularla taşınarak birikim ortamına gelmişlerdir, Bunun yanısıra, sporomorflarımızın tanımladığı diğer bitkiler ise taşınma geçirmeden yerli yerinde kömür oluşumuna katılmışlardır* O halde Çıtak yöresi kömürleri genelde «otokton» oluşumludur.

— Kömür içinde bulunan spor ve pollen toplulukları oksijen ve ışıkça fakir, indirgen koşulların egemen olduğu asidik bir ortamı yansıtır, Yanısıra, bazik ortamı belirleyen pirit, kalkopirit, markazit mineralleri ile fusinit, alginite, resinit maserallerinin varlığına (Yağmurlu, 1983 b) da dayanarak, kömür oluşumu sırasında düşük asidik ortam koşullarının egemen olduğu söylenebilir,

— Çalışma alanında en çok 5 m, kalınlığa ulaşan bir kömür horizonunun varlığı, yayılımının dar alanda kalması, kömürü altlayan ve üstleyen birimlerin akarsu-göl çökel ortamını yansıtmaları ve kömürün tatlı su gastropod fosilleri içermesi, kömür oluşum ortamının «Limnik» karakterde olduğunu göstermektedir,

— Kömür oluşumunu kararlardan koşulların Çakmaklık Üyesi şeyi ve Çıtak Üyesi bitümlü seviyelerde de devamı ve bu birimlerin ince taneli olması, söz konusu birimler içinde sporomorfların fosilleşmesini sonuçlamıştır. Kömürler içinde bulunan sporomorf- lar arasında bataklık veya sulu ortamı seven bitkilerin, buna karşın seviyelerde ise, orman ağaçlarının ürünü sporomorfların bolluğu göze çarpmaktadır.

Yanısıra kömürlü örnekler, bitümlü şeyi örneklerine oranla, sayıca çok daha fazla sporomorf içermektedir. Bu konuda nicel bir fikir verebilmemiz, 1 gr. tortul içinde bulunan sporomorf sayısını hesaplamadığımız için olanaksızdır. Bu gözlemler, çok zengin bir bitki örtüsünün sonuçladığı kömür oluşumu durduktan sonra, bitki örtüsünün fakirleşmesinin, bataklık alanların yok olarak yerini zayıf ormanlıklara bırakmasının ve ormanlık alanların yüksekçe yerlere çekilmesinin belirteçleri olarak yorumlanabilir,

Özetlenen verilere göre; Bir birikim ortamı olan göl, göle ulaşan akarsuların geliştirdiği ince taneli tortullardan oluşan bir bataklık ve yüksekliği 1000-4500 m. ye ulaşan yüksekçe dağlarla çevrilidir. Böyle bir ortamda bitki örtüsünün sürekli olarak gelişimini sağlayan iklim ve bölgesel koşulların yanısıra, kömürleşme alanının çökmesiyle uyumlu olarak zaman zaman yükselen göl sulan ağaçlık bölgeyi basmıştır. Çökmenin bitkisel gereçlerin depolanmasına elverişli hızda gelişmesi ve göle ulaşan akarsularında artmanın olduğu ya da küçük ölçekli taşkınların geliştiği dönemlerde çökeltilecek çamurtaşı ve kumtaşı arakatmanları (Yağmurlu, 1982 ve 1983 a), ikinci bir turbalığın gelişmesine kadar anaerobi işlemlerinin egemen olduğu asidik bir ortamda alt kıyıdaki bitkisel birikimi oksidasyondan korumuş ve tüm bu olaylar bitkilerin kömürleşmesiyle sonuçlanmıştır»

KATKİ BELİRTME

Ölçülü stratigrafi kesitlerinin alınmasında, palinoloji örneklerinin derlenmesinde yol gösteren ve değişik görüşlerinden yararlandığım Dr. F. Yağmurlu'ya teşekkür ederiz.

Çizim işlerinde katkısı bulunan M. Gürle ve S. Karamırnak'a, fotoğrafların basımını özenle yapan E. Şanlı'ya ve tezin hazırlanmasında büyük yardımı olan Emine Topçuoğlu'na teşekkürümüz ölçüsüzdür,

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akgün, F., 1981, Yırca çevresinin jeolojisi ve palinolojisi : Bitirme Ödevi, EÜ, Fen, Fak, Yerbil. Böl. Jeol. Kürsüsü, 46 s, (yayınlanmamış.)
- Akyol, E., 1971, Microflore de Oligocène inférieur récoltée dans un sondage près d'Avçikoru, Şile-İstanbul : Pollen Spores, XII, 1, 117-134,
- Akyol, E., 1978, Palinoloji ders notları : EÜ. Fen Fak, Yerbil. Böl. yayınları, 45 s,
- Akyol, E., 1980, Bayat (Çorum) Eoseninin palinolojik incelemesi ve Karakaya-Emirşah kömürleri arasında deneştirme denemesi : Maden Tetkik Arama Enst., 91, 39-53.
- Alişan, C., 1980, Evciler çevresinin jeolojisi ve palinolojisi : Bitirme ödevi, EÜ, Fen. Fak, Yerbil. Böl. Jeol. Kürsüsü, 61 s, (yayınlanmamış),
- Arslan, R., 1979, Kütahya-Tunçbilek sahasındaki sondaj erimeklerinin polinoloji incelemesi : Türkiye Jeol. Kur. Bül., 22, 1, 135441.
- Bassiouni, M.A., 1979, Brackische und marine Ostrakoden aus dem Oligozän und Neogen der Türkei : Geol. Jb. B 31.
- Becker-Platen, J.D., 1970, Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatolien (Türkei) : Beih. Geol. Jb., 97, 244 s.
- Becker-Platen, J.D., 1971, Stratigraphie division of the Neogene and Oldest Pleistocene in Southwest Anatolia : NevsL Stratigr., 1, 3, 19-22,
- Becker-Platen, J.B., Benda, L. ve Steffens, P., 1977, Litho- und biostratigraphische Deutung radio-metrischer Alterbestimmungen aus dem Jungtertiär der Türkei : Geol. Jb. B, 25, 139467.
- Benda, L., 1971 a, Principles of the palynologie subdivision of the Turkish Neogene : Newsl. Stratigr., 1, 3, 23-26.
- Benda, L., 1971 b, Grundzüge einer pollenanalytischen Gliederung des Türkischen Jungtertiärs : Beih. Jeol. Jb., 113,46 s.
- Benda, L. ve Meulenkamp, J.E., 1979, Biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene 5, calibration of sporomorf associations, marine microfossil and mammal zones, marine and continental stages and the radiometric scale : Ann. Geol. Pays, Helen., Tome hors série, 1, 61, 70.
- Benda, L., Meulenkamp, J.E. ve Schmidt, R.R., 1982, Biostratigraphic 6, correlation between sporomorph, marine microfossil and mammal associations from some Miocene sections of the Ionian Islands and Crete (Greece) : Newsl. Stratigr., 11, 2, 83-93,
- Benda, L., Meulenkamp, J.E. ve Zachariasse, W.J., 1974, Biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene, 1. correlation between planctonic foraminiferal, uvegerinid, sporomorph and mammal zonation of the Cretan and Italian Neogene: Newsl. Stratigr., 3, 3, 205-217
- Brelie, G., 1954, Anadolu linyitlerinin tetkiki hakkında rapor : Maden Tetkik Arama Enst. Rap., 2548 (yayınlanmamış)
- Brelie, G., 1958, Ankara vilayetine bağlı Kayı»Bucuk linyit kömürü zuhurunun yaş durumu hakkında palinolojik tetkikler : Maden Tetkik Arama Enst., 50, 30-35,
- Brinkmann, K., Feist, IL, Marr, W.U., Nickel, E., Schlimm, W. ve Walter, H.R., 1970, Soma dağlarının jeolojisi : Maden Tetkik Arama Enst., 74, 41-57.

- Gökçen, N., 1978, Kale-Yemişçi (Denizli) ile Göktepe, Kavaklıdere ve Yatağan (Muğla) bölgeleri Neojen istifinin stratigrafik ve **paleontolojik** incelemesi : Doçentlik Tezi, 176 s,
- Nakoman, E*, 1966 a, Contribution à l'étude palynologique des formations, tertiaires du bassin de Tharee. I. Etude qualitative : Ann, Soc, Geol Nord. 86, 65-107*
- Nakoman, E., 1966 b, Analyse sporopollinique des lignites Eocenes de Sorgun (Yozgat-Turquie) : Bull. Miner, Res, Explor. Xnst, Turkey, 67, **68-88/**
- Nakoman, E., 1967 a. Güneybatı Anadolu'nun Tersiyer mikroflorasında rastlanan bazı yeni formlar : Maden Tetkik Arama **Enst**, 68, 27-38.
- Nakoman, E., 1967 b* Karhova-Halifan linyitlerinin sporopollmik etüdüleri : Türkiye Jeol, Kur. Bült, XI, 1-2, 68-90.
- Nakoman, E., 1967 c. Microflore des dépôts tertiaires du Sud-Quest de FAnatolie : Pollen Spores, IV, 1, 121-142.
- Nakoman, E., 1968 a, Contribution à l'étude de la microflore thertiarie des lignites de Seyit-ömer (Turquie) : Pollen Spores, 10, 3, 521-556*
- Nakoman, E., 1968 b, Ağaçlı linyitlerinin mikroflorasının etüdü : TürMye Jeol Kur. Bült, XI, 1-2, 51-57.
- Sickenberg, O., 1975, Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie : Geol Jb., 15, 109416.
- Thomson, F/W., ve Pflug, H.D., 1953, Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs : Palaeontographica, Abt. B 94, 119-130,
- Yağmurlu, F., 1982, Kömürleşme alanlarının ortamsal özellikleri ve kömür aramalarındaki Önemi : EU. Yerbil Fak, Genel Jeol. Bölümü Araş. Uyg. ve Çev. Yayınları, 6.
- Yağmurlu, F., 1983 a, Kömür oluşumunun fiziksel ve kimyasal koşulları : Yer Yuvarı İnsan Derg., 8, 2, 1348*
- Yağmurlu, F., 1983 b, Akhisar doğusu Neojen topluluğunun jeolojisi ve kömür potansiyeli : Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üni. Fen Bilimleri Enst., 217 s.

Yazının geUş tarihi : 20,10,1985

Düzeltilmiş yazıma geliş tarihî : 31.3.1986

Yayına verilîş tarihi : 3.1.1987

LEVHA I
PLATE I

(Fotoğraflar x 500 kez büyütülmüştür/ Magnification x500)

Şekil 1, 2 : *Laevigatosporites haardti* (R. POT, ve (Figure) VEN.) TH. ve FF,

Şekil 3, 4 : *Punetatisporites eliipsoideus* PF_i in TH. ve PF,

Şekil 5, 6 : *Verrugutosporites f avus* (R, POT.) TH, ve PF.

Sakil 7, 8 : *Leiötriletes microadriennis* KRUTZSCH

Şekil 9 *t Divisisporites divigisus* PF, in TH, ve PF.

Şekil 10, 11 ; *Baeulatisporites primarius* (WOLFF) TH. ve PF.

Şekil 12 : *Baeulatisporites gemmatus* KRUTZSCH

Şekil 13, 14 : *Cingulatisporites maerospeciosus* (E. POT. ve GELL.) NAKOMAN

Şekil 15, 16 : *Gleichenioidites* sp,

ŞeMl 17 *t Gleichenioidites* sp.

Şekil 18 *İ GMehenioidites* sp.

Şekil 19 : *Monocolpopollenites traehyarpoides* MA* KOMAN

Şekil 20, 21 : *Monoporopollenites gramineoides* MEYER

Şekil 22, 23 : *Monoporopollenites Solaris* WEYL. ve PF.

Şekil 24,25 *t Inaperturopollenites dubius* (R, POT. ve VEN,) TH. ve FF.

Şekil 26,27 : *Inaperturopollenites hiatus* (R, POT.) TH, ve PF,

ŞeMl 28 *t Inaperturopollenites polyformosus* (THIERG) TH. ve PF.

Şekil 29,30 *t Inaperturopollenites incertus* PF* ve TH. in TH. v@FF.

Şekil 31 : *Pityosporites microalatus* (R. POT») TH, ve PF, f, minor (R. POT,) TH. ve PF.

Şekil 33 : *Pityosporites microalatu* (R. POT.) TH, ve PF* f, major

Şekil 34 : *Pityosporites labdaeus* (R. POT, in R, POT*) TH, vePF,

Şekil 35 : *Pityosporites absolutus* (THIERG.) R, POT,

Şekil 36, 37 : *Pityosporites libellus* (R. POT.) M4KÖ-MAN

Şekil 38, 39 : *Triatriopollenitee pseudorensis* PF. in TH, vePF,

Şekil 40, 41 : *Triatriopollenites rı^rensis* PF, ve TH, in TH. ve PF,

Şekil 42 : *Triatriopollenites rurobituitus* PF. in TH. ve PF.

Şekil 43, 44 : *Triatriopollenites bituitus* (R. POT.) TH. vePF,

Şekil 45, 46 : *Triatriopollenites aroboratus* PF. in TH, vePF,

Şekil 47, 48 *t Triatriopollenites myrieoides* (EREMF) TH.veFF_#

Şekil 49, 50, 51 : *Triatriopollenites coryphaeus* (R, POT.) TH. ve PF, ssp, *punetatus* (R, ROT.) TH, ve PF.

Şekil 52 : *Triatriopollenites coryphaeus* (R. POT.) TH. ve PF, ssp, *microcoryphaeus* (R, POT.) TH. ve PF.

ŞeMl 53 : *Triatriopollenites eorypheus* (tetraexituum t^) (R, POT,) TH. ve PF.

LEVHA II
PLATE II

(Fotoğraflar X 500 kez büyütülmüştür/
Magnification X 500)

Şekil 1, 2 : *Triatripollenites plieatus* (R. POT.) TH.
(Figure) ve PF,

Şekil 3 * *Tripoporollenites megagrifer* (R. POT.)
T E ve PF,

Şekil 4, 5 : *Tripoporollenites simpliformis* PF, ve TH*
in TH, ve PF,

Şekil 6, 7 : *Tripoporollenites labrafensis* (R, POT.)
TH. ve PF,

Şekil 8, 9 : *Tripoporollenites vaneampoi* NAKOMAN
ŞeMi 10, 11 *Subtripoporollenites simplex* TH. ve PF.
ssp. *simplex* R. POT. ve VEN.

Şekil 12, 13 ; *IntraMporopollenites instruetus* (R,
POT.) TH, ve PF.

Şekil 14, 15, *lé t Polyvestibiopollenites verus* (R*
POT.) TH, ve PF,

Şekil 17,18 : *Polyporopollenites undwlosus* (WOLFF.)
TH. ve PF.

Şekil 19,20,2i : *Polyporopollenites stellatus* (R, POT.)
PF, in TH. ve PF,

Şekil 22 : *Poroepollenites rotundus* (R. POT.) TH.
ve PF, f, *projetus* PF. in TH, ve PF,

Şekil 23 : *Porocolpopollenites vesttbulum* (R. POT.)
TH, ve PF,

Şekil 24, 25 *t Tripolpopollenites henrici* (R. POT.) TH.
TH. ve PF,

Şekil 26 : *Triolpopollenites asper* PF, ve TH, In TH,
ve PF.

Şekil 27, 28 : *Triolpopollenites densus* PF, ve TH, in
TH. ve PF.

Şekil 29 : *Triolpopollenites microhenrici* (R, POT.)
TH* ve PF. ssp. *mtragranulatus* PF, in TH,
ve PF.

ŞeMi 30, 31 : *Triolpopollenites microhenrici* (R*
POT. TH, ve PF, ssp. *intrabaeulatus*
(R, POT.) TH, ve PF.

Şekil 32, 33 *t Tricolpopollenites liblarensis* (TH. in R.
POT, TH* ve THIERG.) TH. ve PF. ssp.
liblarensis (TH. m R. POT., TH, ve
THIERG.) TH. ve PF,

ŞeMi 34 : *Triolpopollenites liblarensis* (TH. in R*
POT., TH, ve THIERG.) TH. ve PF. ssp.
falla (R. POT.) TH. ve PF.

Şekil 35,36 : *Trleolpopoltenites parmularius* (R. POT.)
TH. ve PF.

Şekil 37, 38 : *Triolpopollenites retiformis* PF. ve TH.
in TH. ve PF.

Şekil 39, 40 : *Triolpopollenites spinosus* (R. POT.)
TH. ve PF*

Şekil 41 İ *Tricoiporopollenites vUlensis* (TH, in R.
POT., TH, ve THIERG.)

ŞeMi 42, 43 : *Tricoiporopollenites paeatus* PF, m TH,
ve PF,

ŞeMi 44, 45 *t Tricoiporopollenites pseudocingulum* (R,
POT.) TH, ve PF,

Şekil 46, 47 ; *Tricoiporopollenites eıngulumı* (R, POT.)
TH. ve PF, ssp. *ffusus* (R* POT) TH, ve
PF,

Şekil 48, 49 : *Tricoiporopollenites emgulum* (R. POT.)
TH. ve PF. ssp. *pusillus* (R, POT,) TH.
ve PF,

Şekil 50, 51 : *Tricoiporopollenites megeexaetus* (R.
POT.) TH. ve PF, ssp. *brüMensis* (TH,
in R. POT., m ve THIERG.) TH, ve
PF,

ŞeMi 52, 53 : *Tricoiporopollenites steinensis* PF, in
TH. ve PF,

ŞeMi 54 : *Tricoiporopollenites edmundi* (R, POT.) TH,
ve PF,

Şekil 55 : *Tricoiporopollenites euphorii* (R, POT.) TH.
ve PF.

ŞeMi 56 : *Tricoiporopollenites eschiweiUerinsis* PF, ve
TH. in TH, ve PF.

ŞeMi 57, 58, 59,60 İ *Tricolporopollenites helmteden-*
sis FF, in TH. ve PF.

Şekil 62 % *Tricoiporopollenites sativensis* PF, in
TH. ve PF,

Şekil 61 *t Tricoiporopollenites krusehi* (R, POT,) TH,
ve PF, ssp. *pseudolaesus* (R, POT, in R.
POT., TH, ve THIERG.)

ŞeMi 63 *t Tricoiporopollenites irregulatus* NAKOMAN
ŞeMi 64 : *Tricoiporopollenites baeuioferus* PF. in TH.
ve PF,

ŞeMi 65 : *Tricoiporopollenites porasper*^{pi?} - *toi* TH. ve
PF,

ŞeMi 66,67 : *Tricoiporopollenites microreticulatus* PF,
ve TH. in TH, ve PF,

Şekil 68 İ *Tricoiporopollenites iliaeus* (R. POT.) TH.
ve PF.

Şekil 69 : *Tricoiporopollenites microiliaeus* PF. ve
TH, in TH. ve PF.

ŞeMi 70 *t Tatraeolporopollenites abditus* PF, in TH.
ve PF,

Şekil 71 : *Tetraeolporopollenites microellipsus* PF, in
TH, ne PF.

ŞeMi 72 : *Tetraeolporopollenites nuerorhombus* PF,
in TH. ve PF.

ŞeMi 73 : *Tetraeolporopollenites manifestus* (R. POT.)
TH. ve PF, ssp. *eUipsoideus* PF. in TH, ve
PF,

ŞeMi 74, 75 : *Tetraeolporopollenites manifestus* (R*
POT.) TH, ve PF, ssp. *contractus* PF, in
TH, ve PF,

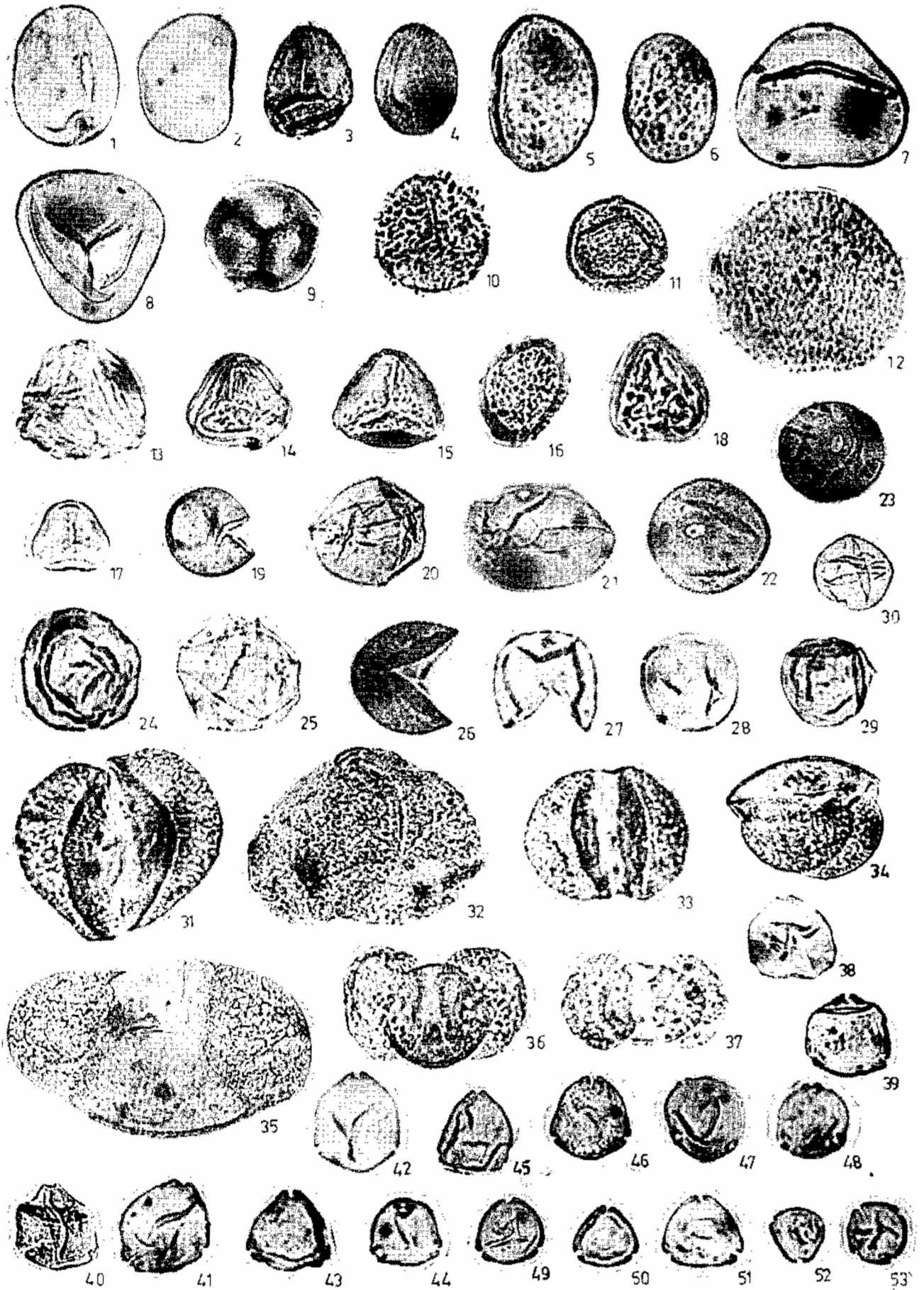
ŞeMi 76, 77 *t Periporopollenites stigmosus* (R. POT.)
TH, ve PF.

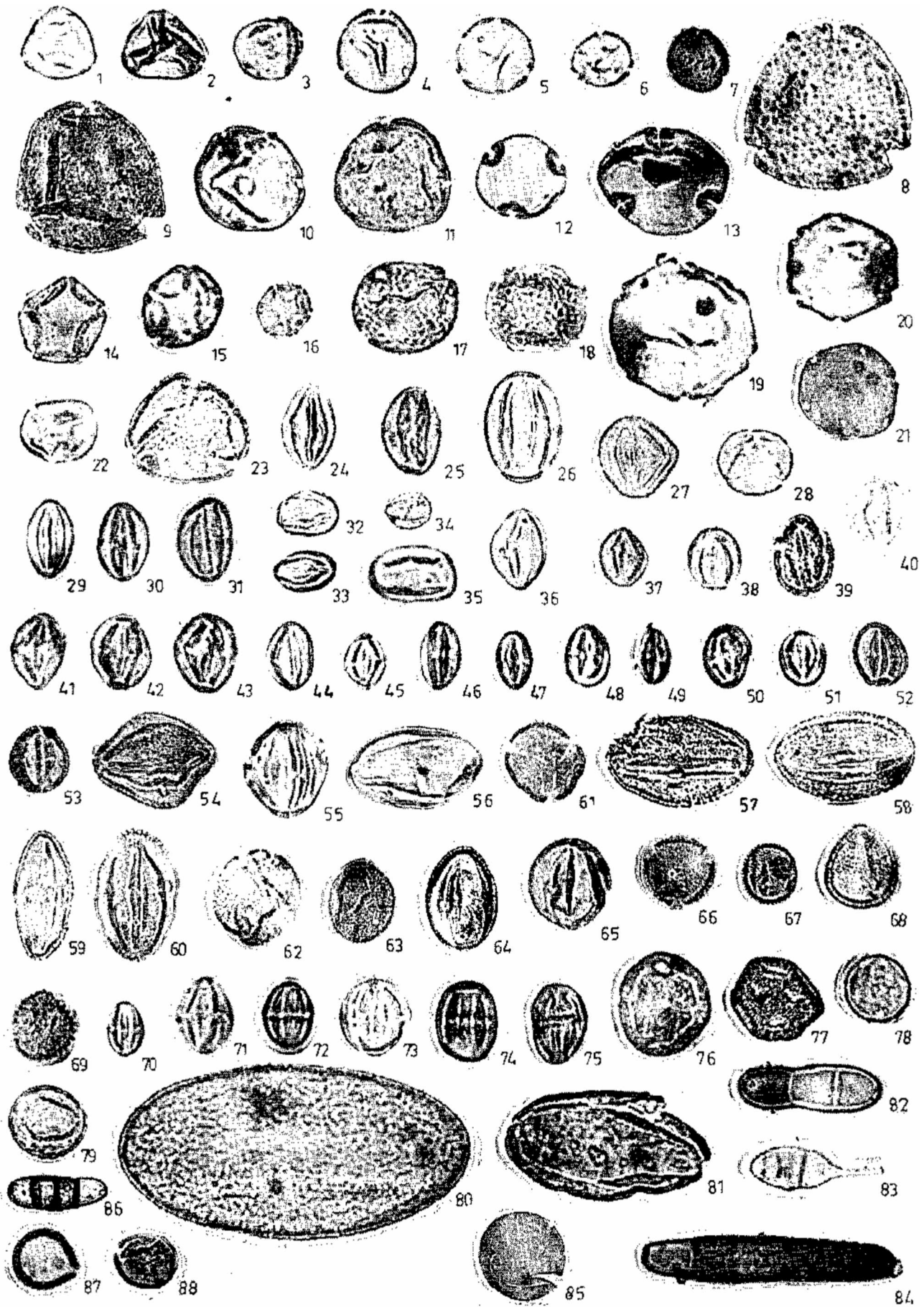
ŞeMi 78, 79 : *Periporopollenites multiporatus* PF. ve
TH, in TH, ve PF.

ŞeMi 80 : *Ovoidites ligneolus* (R, POT,) R, POT.

ŞeMi 81 : *Ovoidites parvus* (CCOK. ve DETT.) NA-
KOMAN

ŞeMi 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88 : Mantar sporomorfı.





" Yeni bir mineral, Trabzonit, $Ca^* Si_3 O_{10} 2H_2 O$ f

Trabzonite $Ca_4 Si_3 O_{10} 2H_2 O$, a new mineral

HALİL SARP, Department de Minéralogie, Muséum d'Historié naturelle de Genève, Case postale 434, CH-120 Genève é, Suisse

GEORGES BURRİ, Institut de Physique Expérimentale, Université de Lausanne, Laboratoire de Microsonde» CH-1015 Lausanne-Boigny, Suisse,

ÖE t ideal formülü $Ca_4 Si_3 O_{10} 2H_2 O$ olan Trabzonit, Varda yaylasının kuzey batısındaki (Ikizdere-Rize), skarnlar içerisinde bulunmaktadır. Bu skarnlar, Kretase yaşlı volkanik ve sedimanter kayaçların granitik intrüzyonla pişmesi ile meydana gelmiştir» Trabzonit ile beraber bulunan mineraller; spurrit, rüştümit, perovskit, kalsit, vezuviyanit, tobermorit, granat, döfernit, killalait, hillebrandit ve molibdenittir:

0.1-0.2 mm büyüklüğündeki allotriornorf-hipidyö morf kristaller beyaz, renksiz, camsı ve şeffaftır* Mineralin küçük olması yüzünden sertliği ölçülememiştir. Elektron mikroprob ile tayin edilen kimyasal analizi; CaO 50,20, MgO 0.13, MnO 0.04, N% O 0.10, $Al_2 O_3$ 0.05; SiO_2 40.38, $H_2 O$ 7.00 (ağırlık kaybı ile), yekûn % 98,10 dur. Kristal sistemi ilksel monoklini-k olup atomik strüktürü $I2_1$; $P2_1/m$ kristal simetri gurubuna girer. Kristal kafes birim uzunlukları $a_0 = 6.895(2)$, $b_0 = 20.640(3)$, $c_0 = 6.920(2) \text{ \AA}$ ve $\beta = 98^\circ$ $Z = 4$ tür. Kristal kafes birim uzunlukları ile hesaplanan $a_0 : b_0 : c_0$ oranı 0.3341 : t : 0.3353 dur. Kuvvetli X-Ray diagram çizgileri ($d \text{ \AA}$ CuKa radyasyon, I, hkl) : 5.71 (35) (021, 120), 3.442 (60) (060,002), 3.062 (100) (032,230), 2.912(30) (102,201), 2.851(50) (042,240), 2.635 (50) (052,250) ve 2.585 (90) (212,080) dur. Ölçülen yoğunluk 2.9, hesaplanan yoğunluk 3.08 g/cm^3 dür. Optik özellikleri : 589 nm ışık için iki eksenli (+), 2V (ölç) = 55 ($\pm 5^\circ$), 2V (hesap.) = 60° , $a = 1.632 (\pm 0.002)$, $\beta = 1.634 (\pm 0.002)$, $\gamma = 1.640 (\pm 0.002)$, Dispersiyon kırmızı > mavi zayıf* Kristallografik ve optik yönelme: XAc ca 8° , $y = b$, $Z = a$,

Trabzonit yeni minerali Trabzon vilâyeti şeraüne adlandırılmıştır.

Anahtar kelime : Trabzonit, yeni mineral

ABSTRACT ; Trabzonite, ideally $Ca_4 Si_3 O_{10} 2H_2 O$, has been found near İkizdere at NW of Varda Yaylası (Rize) (near Trabzon country) - Turkey and occurs in skarn produced by granitic intrusion in volcano-sedimentary formations. Associated minerals are : spurrite, rustumite, perovskite, calcite, vesuvianite, tobermorite, garnet, defernite, killalaite, hillebrandite and molybdenite. The crystals, colourless, are small irregular or hypidiomorphs from 0.1 to 0.2 mm with a white streak and lustre vitreous; transparent. The hardness could not be measured because of small size. Chemical composition determined by electron microprobe is: CaO 50.2, MgO 0.13, MnO 0.04, $Na_2 O$ 0.3, $Al_2 O_3$ 0.05, SiO_2 40.38 and $H_2 O$ 7.00 (weight loss), Total 98.1 %. The crystal system is monoclinic, space group $I2_1$, or $P2_1/m$ with $a = 6.895(2)$, $b = 20.640(3)$, $c = 6.920(2) \text{ \AA}$, $\beta = 98^\circ$ and $Z = 4$. The $a : b : c$ ratio calculated from unit-cell parameters is 0.3341: 1: 0.3353. The strongest lines in the X-ray powder diffraction pattern ($d \text{ \AA}$ for CuK α I vis., hkl) are : 5.71 (35) (021, 120), 3.442 (60) (060, 002), 3.062 (100) (032, 230), 2.912 (30) (102, 201), 2.851 (50) (042, 240), 2.635(50) (052, 250) and 2.585(90) (212, 080), The density is 2.9 (meas.) and 3.08 g/cm^3 (calc.). Optically, Trabzonite is biaxial (+) with 2V (meas.) = 55° , 2V (calc.) = 60° ; $a = 1.632(2)$, $\beta = 1.634(2)$, $\gamma = 1.640(2)$ (589 run). Dispersion $r > y$ weak to moderate, Optical orientation : X A c c* 8° , $y = b$, $Z = a$.

Trabzonite is named for to honour the vilâyet of Trabzon,

Keywords : Trabzonite, new mineral,

GİRİŞ

Güneyce-Ikizdere bölgesinin detaylı petrografik etüdü Taner (1976) tarafından yapılmıştır. Bu etüdü ilgilendiren kontak metamorfik kayaçları, Kretase yaşlı volkano-sedimanter kayaçlar içerisinde üst Kretase yaşlı kalkoalkalen bileşimdeki asid plütonik ka-

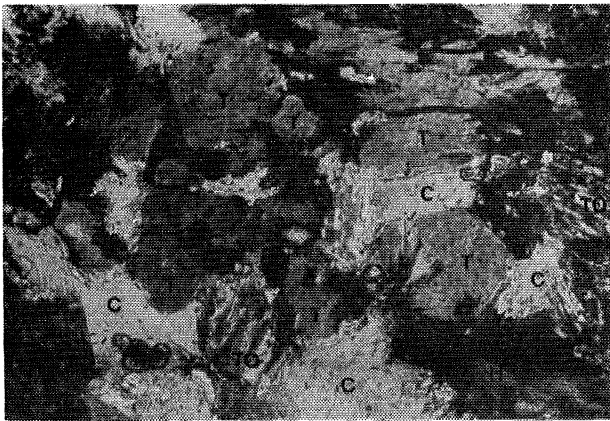
yaçların intrüzyonu neticesinde meydana geldiği Taner (1976) tarafından verilmiştir, 1981 yılında M.T.A. Genel Müdürlüğünün teknik ve idari yardımları sayesinde gitmiş olduğumuz Güneyce-Ikizdere bölgesindeki Varda yaylasının yaklaşık 1 km kuzey batısındaki skarn zonundan sistemli almış olduğumuz numuneler ile bu bölgedeki termik metamorfiz-

manın politermal olduğunu ispatlamıştır (Sarp ve diğ. 1982-A). Bu etüdde rastlamış olduğumuz ilginç ve bilinmeyen bir minerali bu çalışmada mineral X olarak tanımlanmıştır* Ayrıca aynı zamanda bu numuneler içerisinde, kimyasal formülü $Ca_{3,2}(H_0^* Si_2O_6)(OH)$ olan killalait isimli ve ilk defa Navaz (1974) tarafından İrlanda'da bulunan bir mineralin Varda yaylasında ikinci mevcudiyetini ortaya koymuştuk (Sarp ve diğ. 1982-B)* Mineral X diye tanımlanan mineralin 1983-1984 yılında komple incelenmesi yapılmış ve 1985 yılında uluslararası yeni mineraller (I. MA.) komisyonuna trabzonit adıyla sunulmuştur. Bu mineral bu komisyon tarafından ilmi verileri 15-0 ve ismi 15-0 olarak kabul edilmiştir, Trabzoniti ihtiva eden skarn içindeki öteki minerallerde lipurrit, rüstümit, perovskit, kalsit, vezüvianit, tobermorit, granat, döfernit, killalait, hillebrandit ve molibdenittir. Aynı yerden alman benzer bir başka skarn Örneği ayrıca déliait ve foshagit ihtiva etmektedir.

Tabzoniti ihtiva eden «hçiotip numune» Cenevre Müzesinin mineraloji bölümüne konmuştur.

FİZİKSEL VE OPTİK ÖZELLİKLER

Trabzonit beyaz, renksiz olup camsı ve şeffaf allotriomorf, hipidiomorf kristaller şeklinde bulunmaktadır (şekil 1). Kristallerin büyüklüğü 0,1-0,2 mm arasında değişmektedir. İkizleme ve dilinimlerine görülmemiştir» Kırılması düzensiz ve konkoidaldir. Sertliği mineralin küçük olması nedeniyle ölçülememiştir. Ölçülen özgül ağırlığı ağır sıvılarda yüzdürme metodu ile yapılmış olup 2,9 gr / cm³ tür. Kimyasal analiz ve kristal kafes hacmi ile hesaplanan özgül ağırlığın değeri 3,08 gr/cm³ tür. Mineral HCI te yavaş çözünür. Trabzonit optik olarak iki eksenli (*) olup kırılma indislerinin değerleri dalga boyu 589 nm olan ışık altında $a = 1,632 (\pm 0,002)$, $\beta = 1,634 (\pm 0,002)$, $\gamma = 1,640 (\pm 0,002)$ ye eşittir. Ölçülen. $2V = 55^\circ (\pm 5^\circ)$ olup hesaplanan $2V = 60^\circ$ dir.



ŞeMl 1 : Trabzonitın polarizan mikroskoptaki görünüşü. Çift nkol, T = trabzonit, TO = tobermorit, C = kalsit, H = Hillebrandit, siyah = granat.

Dispersiyonu zayıf olup kırmızı > mavi dir. Kristallografik ve optik yönelmesi : $X A c = S^\circ$, $Y = b$, $Z = a$, Mandarino (1981) sabitlerini kullanarak yapılan Gladston-Dale kanunu hesapları kompatibiite

endisini ($1 - \frac{Kp}{Kp} = 0,009$) yüksek olarak vermektedir.

RÖMGTENOĞRAFİK VERİLER

Trabzonitin X-ışınları tuz diagramı Gandolfi kamerası (114,6 mm çapında, Cu K α X radyasyonu) ile

Çizelge 1 * Trabzonitin röntgenografik verileri

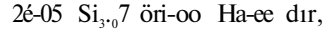
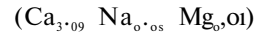
hkl	$d_{hes.} \text{ \AA}$	$d_{ölç.} \text{ \AA}$	I
020	10.320	10.30	10
011	6.504	6.49	10
110	6.483		
021	5.709	5.71	35
120	5.694		
040	5.160	5.16	10
031	4.855	4.850	20
130	4.846		
131	4.155	4.143	15
121	4.149		
051	3.536	3.525	<5
150	3.533		
060	3.440	3.442	60
002	3.426		
012	3.380	3.380	10
210	3.368		
022	3.252	3.252	20
102	3.249		
112	3.210	3.206	10
211	3.202		
032	3.067	3.062	100
230	3.058		
102	2.905	2.912	30
201	2.899		
042	2.854	2.851	50
240	2.847		
122	2.796	2.796	10
221	2.791		
142	2.749	2.741	15
241	2.745		
052	2.637	2.635	50
250	2.631		
212	2.586	2.585	90
080	2.580		
171	2.567		
152	2.553	2.559	10
251	2.549		
300	2.276		
013	2.270	2.270	10
202	2.266		
113	2.250		
311	2.243	2.245	10
072	2.235		
341	2.067		
311	2.065	2.064	25
010.0	2.064		

* 12 adete yakın zayıf intensiteli difraksiyon çizgisi

yapılmıştır, Hesaplanan ve ölçülen X-ray difraksiyon çizgileri intensivier ve lıkl değerleri çizelge 1 de verilmiştir. Ayrıca tek kristal etüdü presesyon kamerası ile yapılmıştır. Büerger ve De Jong metotları ile trazonit'in ilksel monoklinik sistemde kristalleşüğü ve atomik strüktürünün P2₁; P2₁/H1 kristal simetri gurubuna girdiğı yapılan lıkl, hOl şartsız ve OkO da k = 2n şartını taşıyan stratlar ile ispat edilmiştir. Kristal kafesi birim uzunlukları a = 6.895 (± 0.002), b = 20.640 (± 0.003), c = 6.920 (± 0.002) Å, β = 98° olarak presesyon diagramları üzerinde Öljülmüştür. Kristal kafesi birim uzunlukları ile tayin edilen a₀: b₀: c₀ = 1: 3.341: 1: 3.353 dür. Kristal kafes hacmi V = 975.2 Å³ dür. Z = 4 ve kimyasal analiz ile hesaplanan özgül ağırlık d = 3,08 gr/cm³ dür,

KİMYASAL BİLEŞİMİ

Trabzonit kristallerinin küçük oluşu dolayısıyla kimyasal analizi «elektron mikroprob» ile gerçekleştirilmiştir. Mineralde sadece Ca, Si elementlerinin olduğu görüldü. Ayrıca çok az miktardada Na, Mg, Al, Mn elementleri de bulunmaktadır. Atomik numarası sodyumdan aşağıda bulunan hafif elementlerin Örneğin karbon, berilyum, bor v.b. gibi hafif elementlerin mevcut olmadığı «lazer mikroprobu» ile ispatlanmıştır, Kantitatif analiz için vollastonit, albit ortoklaz ve rodonit standartları kullanılmıştır. Su miktarı, saf olmayan ve 6 mg toplanabilen trabzonitte ağırlık kaybı ile bulunmuştur, Elde edilen ve hesaplanan analiz ve teorik sonuçlar Çizelge 2 de verilmiştir. Bu sonuçlardan 12 oksijen atomu ile hesaplanan ampirik formül :



ideal olarak, trazonit'in formülü Ca₄ S% O₁₀ .2H₂O dur.

Çizelge 2 : Trabzonitin elektron mikroprob ile elde edilen Mmyasal bileşimi

Oksid	oksid	yüzdesi
	1	2
CaO	50,20	50 ~9I
MgO	0.13	
MnO	0.04	
Na ₂ O	0,30	
Al ₂ O ₃	0,05	
SiO ₂	40,38	40,91
H ₂ O*	7,00	8,18
Toplam	98,10	100,00

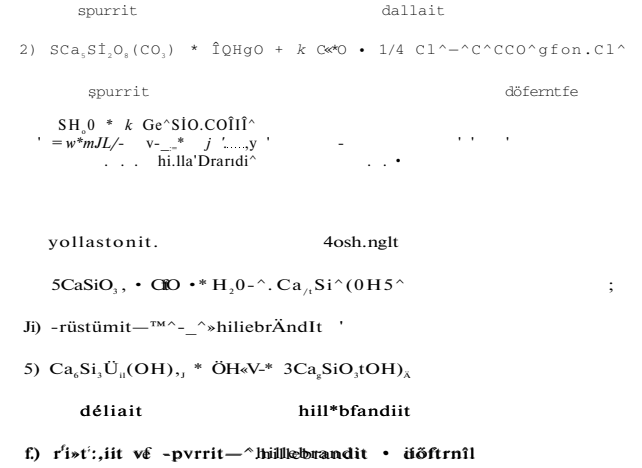
1 : 15 analiz ortalaması. Analiz presizyonu = % ±1
2 : Hesaplanan teorik değerler (Ca₄ Si₃ O₁₀ .2H₂O için)

* : Ağırlık kaybı ile

SONUÇ YE OLUŞUM KOŞULLARI

Varda yaylası bölgesindeki kontak metamorfizması hakkında daha önce açıklandığı gibi (Sarp ve diğ., 1982-A), bu metamorfizma politormal olup, izo-kimyasal değildir ve intruzif kayalar ile kalkerler

arasında element alışverişi olmuştur. Ayrıca aynı yayında bahsedildiğı gibi intruzif kayaca yakm yerlerde yüksek sıcaklık mineralleri bulunmuştur ve bölgenin skarn minerallerini iki kategoriye ayırılmıştır:

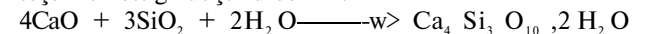


a) Kontakt metamorfizmanm primer mineralleri (spurrit, rüstümit, vollastonit)

b) Rötograd metamorfizmanm sekonder mineralleri (bu mineraller a pkkı minerallerinin yani spurrit, rüstümit, vollastonitin ikinci oluşumlarıdır). Trabzonit bu b şıkkı mineralleri arasında yer almaktadır.

Ayrıntıları Sarp ve diğ. (1982-A), da ve yukarıda özetle belirtildiğı gibi trazonit'in parajenesinde spurrit, rüstümit, perovskit, granat kalıntıları ve kalsit, vezüvianit, tobermorit, killalait, hillebrandit, çok az döfernit, délaait, ve foshagit gibi rötograd metamorfizmanm sekonder mineralleri bulunmaktadır. Bütün bu ikincil minerallerin mikroskopik gözlemler sayesinde primer minerallerin bozunması ile meydana geldiğı açıkça görülür ve kimyasal reaksiyonlarla izah edilebilir.

Ayrıca bu reaksiyonlardan başka damarlar halinde bu rötograd skarnlarda portlandit Ca (OH)₂ te bulunmaktadır. Trabzonitin bulunduğu zonda hemen hemen döfernit kaybolur. Laboratuvarda yaptığımız deneylerde 500°C da döfernit kalsit + CaO (şo) ya dönüşür, Demekki trazonit 500°C dan düşük sıcaklıklarda meydana gelen bir mineraldir. Trabzonit'in parajenesinde bol miktarda killalait bulunur. Killalait 350°C de teşekkül eden bir mineraldir (Nawaz 1974). Ayrıca délaait 400°C de hidrotermal olarak sentetize edilebilir, foshagit ise 220°C de sentetize edilebilir. Bu verileri göz önünde tutarak trabzonitin 200-250°C de aşağıdaki reaksiyon sonucu teşekkül ettiği düşünülebilir :



trabzonit

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın gerçekleşmesinde idari ve teknik yardımda bulunan M^{*T}*A, Genel Müdürlüğüne, M.T.A, Trabzon bölge müdürlüğüne ve arazide bizzat refakat eden Sayın Engin Şarman'a teşekkürü borç biliriz. Ayrıca metni okuyup düzelten Sayın Dr. Tunçay Ercan'a ve metni daktilo eden Bayan A. Mathieu'ye teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Mandarino, JA, 1981, The Gladstone-Dale relationship, Part IV, The compatibility concept and its application: Can. Miner, 19, 441-450.
- Nawaz, R., 1974, Killalaite, a new mineral from Co. Sligo, Ireland: Min., Mag., 39, 544-548,
- Sarp, H., J. Deferne et Sarmalı, E., 1982-A, Métamorphisme polythermal de Güneyce4kizdere

(Pontides orientales, Turquie) et quelques précisions sur les conditions de formation de la defernite : Arch. Se, Genève, Fasc. 3, 35,279-288,

- Sarp, H., J. Deferne et Sarman, E., 1982-B, Seconde occurrence de Killalaite dans un skarn delà région de Güneyce-İkizdere (Pontides orientales, Turquie) : Arch, Sa, Genève, Fasc, 3, 35, 275-278,
- Taner, M.F., 1976, Etude géologique et pétrographique de la région de Güneyce-İkizdere, située au S de Rize (Pontides orientales, Turquie) : Thèse no 1788, Genève.

Yazının geliş tarihi : U3A9B6
Düzeltilmiş yazıma geliş tarihi t 17.11.1986
Yayıma verilmiş tarihi : 3.1.1987

Karabük-Safranbolu Tersiyer havzası kuzey kenarının stratigrafisi ve niteliği

Stratigraphy and nature of the northern margin of the Karabük - Safranbolu Tertiary basin

ALİ KOÇYİĞİT, Ö.D.T.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü

ÖZ t Güneybatıda Boludan kuzeydoğuda Kastamonu'ya değin uzanan, Eosen ve Eosen sonrası yaşlı kayalarla doldurulmuş, KD-GB gidişli, ve yaklaşık huni biçimli saha Karabük-Safranbolu Tersiyer havzası olarak adi anmış tır. Havzanın kuzey ve güney kenarları, özellikle havzanın güneybatı kesiminde tektonik niteliklidir ve bu nedenle havzanın güneybatı kesimi çok daha dardır. Havzanın kuzeybatı kenarı bindirme fayı, devrik kıvrım ve açılı uyum sızluk gibi değişik nitelikler sunar*

Karabük dolayında, havza içinde yüzeyleyen kayalar Alt Lütisiyen yaşlı sığ denizel tortullar ve akarsu ortamında oluşmuş karasal tortullardır. Bunlar altı formasyon ve dört üyeye ayrıtlamp ayrı ayrı adlanmış tır,

Karabük-Safranbolu Tersiyer havzasının bugün kü biçimi Üst Lütisiyen sonunda oluşmuş olup, bir dağarası havza niteliğindedir ve Üst Pliosen'den beri en az iki kez yükselmiştir,

ABSTRACT % The NE-SW oriented, funnel-shaped area, which extends from Bolu in southwest to Kastamonu in northeast, and filled with Eocene to Post - Eocene deposits, has been named as Karabük - Safranbolu Tertiary basin.

In its southwest section, both northern and southern and southern margins of the basin are tectonic in character, and therefore, much more narrower, The northwestern margin of basin displays diverse characteristics such as thrust fault, overturned fold and angular unconformity.

In the Karabük region, sediments of in this basin are shallow marine deposits of Lower Lutetian age and fluvial deposits. These rocks have been divided into six formations and four members, and named separately,

The present shape of basin has been formed at the end of Upper Lutetian; it has characteristics of an intermontane basin. Since the Upper Pliocene time, it might has been uplifted at least twice.

GİRİŞ

Karabük-Safranbolu Tersiyer havzası, batıda Bolu kuzeyinden başlayıp doğuda Çelebiler ve Kastamonu'ya değin uzanan, genişliği batıda 2-2,5 km den doğuda 30-35 km ye değin değişen, yaklaşık KD-GB uzanımlı ve hemen tümüyle Eosen yaşlı tortul kayalarla doldurulmuş, huni biçimli bir alandır (Şekil 1), Havza, güneyden Çağlayan Formasyonu ve Anadolu Napı ile, kuzey ve kuzeybatıdan ise Jura Öncesi yaşlı metamorfitle ve yine Çağlayan Formasyonu ile sınırlıdır (Blumenthal, 1948; Ketin ve Gümüş, 1963).

Karabük - Safranbolu Tersiyer havzasının Pazarköy ile Bolu arasında kalan kesimi, özellikle havzanın kömür kapsamı ve neotektonik özellikleri nedeniyle, 1/25,000 ve daha büyük ölçekte birçok araştır-

maya konu olmuştur (Uysal, 1959; Canik, 1977; Kaya ve Dizer/1982; Sezen, 1983; Öztürk ve diğerleri, 1984), Buna karşın, havzanın doğu yarısında, özellikle Karabük dolayında ayrıntılı jeoloji çalışmalarına rastlanılmamaktadır. Eskilere dayanan birkaç yersel çalışma (Pekmezçiler, 1937; Lalin, 1939; Zarahoğlu, 1969), Karabük Demir-Çelik Fabrikası'na kireçtaşı temini ve Karabük yerleşim alan sorunlarıyla ilgilidir,

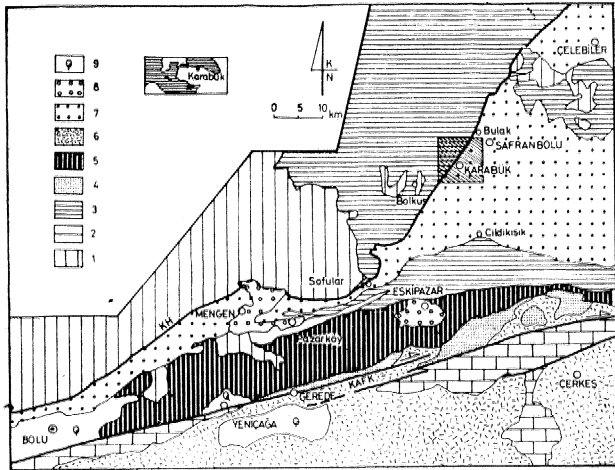
Karabük - Safranbolu Tersiyer havzası ve çevresinde ilk jeolojik çalışma 1/100,000 ölçeğinde olup, Blumenthal (1948) tarafından yapılmıştır. Blumenthal (1948), havzanın kuzeybatı kenarım «Karabük Hattı», Bolu ovası doğusu ile Eskipazar batısı arasında kalan güney kenarım da «Eskipazar Hattı» olarak adlanmış ve bunların tektonik nitelikli olduğunu vurgulamıştır,

(1).Bu çalışmaya, Sayın Hocam Prof. Dr. Melih Tokay ile birlikte başlanmış, ancak değerli bilim adamı, çalışma sonlanmadan aramızdan ayrılmıştır. Bu nedenle yazı onun anısına ithaf olunur.

Bu çalışma, Karabük - Safranbolu dolayında, havzanın kuzeybatı kenarının ayrıntılı stratigrafisini, Karabük Hattı'nın niteliğini ve oluşumunu açıklamayı amaçlar. Bu amaca yönelik olarak, Karabük - Safranbolu arasında bir tip alan seçilmiştir (Şekil 1).

STRATİGRAFI

Karabük İlçesi ve yakın dolayında Üst Meşozoyik, Alt Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı kayalar yüzeyler. Üst Mesozoyik yaşlı kayalar, genelde fliş fasiyesinde olup Tersiyer havzasının temelini oluşturur. Havzanın içinde ise, egemen olarak Alt Lütesiyen yaşlı küçük taneli kırıntılılar (silttaşı, kiltası, marn), Nummulitesli kumlu kireçtaşları ve Kuvaterner yaşlı(?) fakat iki ayrı dönemde oluşmuş akarsu tortulları yüzeyler. Bu kayalar, 1/25.000 ölçeğinde haritalanmış ve stratigrafi kurallarına göre ayrı ayrı adlandırılmıştır. Bu Kaya-stratigrafi birimleri aşağıda ayrıntılı olarak açıklanmıştır.



Şekil 1 : Karabük - Safranbolu Tersiyer havzası ve yakın çevresinin yalınlaştırılmış bölgesel jeoloji haritası. 1. Jura öncesi yaşlı metamorfikler ve sokulum kayaları; 2. Jura - Kretase yaşlı sedimentler istif; 3. Alt Kretase yaşlı fliş (Çağlayan Formasyonu); 4. Eosen yaşlı volkano-tortul istif; 5. Ofiyolitik melanj (Anadolu Napı) 6. Kızılcahamam mam volkanitleri; 7. Karabük - Safranbolu Tersiyer havzası ve tortulları; 8* Üst Tersiyer yaşlı karasal tortullar; 9. Alüvyon,

Figure 1 : Simplified regional geologic map of the Karabük - Safranbolu Tertiary basin and adjacent areas. 1. Jurassic metamorphic rocks; 2. Sedimentary sequence of Jurassic to Cretaceous age; 3. Lower Cretaceous flysch (Çağlayan Formation); 4. Volcano - sedimentary sequence of Eocene age; 5. Ophiolitic mélange (Anatolian Nappe), 6. Kızılcahamam volcanics; 7. Karabük - Safranbolu Tertiary basin and its deposits; 8. Upper Tertiary continental deposits; 9. Alluvium,

Çağlayan Formasyonu (Kc)

Birim ilkin Ketin ve Gümüş (1963) tarafından adlandırılmış olup, birimin tip yeri inceleme alanı dışında yer alan Çağlayan köyüdür. Birim genelde fliş fasiyesi ile temsil edilir.

Çağlayan Formasyonu inceleme alanının kuzeybatı kesiminde, inceleme alanı dışında ise, hemen hemen tüm Pönlidler'de yaygın olarak yüzeyler (Şekil 1). Tabanda Jura öncesi yaşlı metamorfikler ve granit-granodiyorit türü sokulum kayalarını uyumsuzlukla örten birim, tavanda değişik ilişkiler sunar. Örneğin, Mengen güneyi ile Eskipazar boyunca Anadolu Napı tarafından tektonik olarak üzerlenirken, Karabük Safranbolu Tersiyer havzasının da temelini oluşturur, başka bir deyişle, sözü edilen havza içindeki Tersiyer tortullarıyla açılı uyumsuz olarak örtülür. Ancak bu dokunak, havzanın kuzeybatı kenarı boyunca çoğun devriktir.

Çağlayan formasyonu'nu temsil eden fliş başlıca sarı-kahve renkli türbiditik kumtaşı, silttaşı, kumlu kireçtaşı, gri-siyah renkli şeyil ve marn ardaşımından oluşur. Bunların yanısıra gri-beyaz renkli, katmanlanmasız ile iyi katmanlanmalı, metreden birkaç km ye değin değişik boyutlu, Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı olistolitleri ve alacalı renkli, hemen tümüyle oliyolitik gereçli olistostromlar ve değişik tür sedimanter yapı içerir. Yeğin sıkışma tektoniğinin bir sonucu olarak gelişen devrik ve bakımsız kıvrımlar birim içinde çok yaygındır, Aynı sıkışma tektoniğinin diğer bir sonucu olarak da, Karabük İlçesi kuzeybatısında, Çağlayan Formasyonu, Alt Lütesiyen yaşlı kaya birimleri üzerine kuzeybatıdan güneydoğuya doğru devrilmiştir.

Çağlayan Formasyonu inceleme konusu dışında kaldığından, bu birim ölçülmemiş ve ayrıntılı olarak incelenmemiştir. Bununla birlikte, önceki araştırmalara göre, birimin yaşı Barmiyen-Albiyen aralığıdır (Gedik ve Korkmaz, 1984).

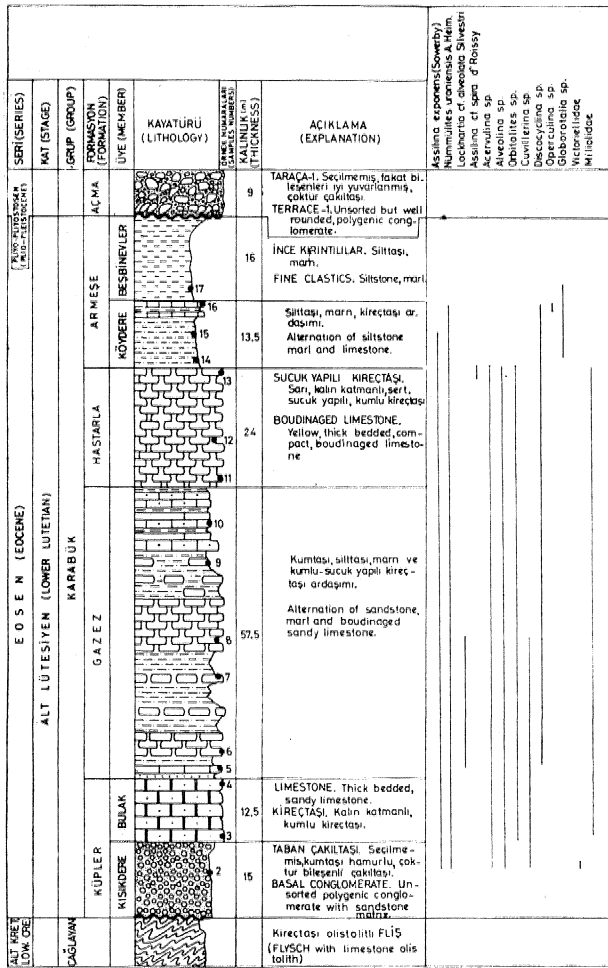
Karabük grubu (Tk)

Karabük ve yakın dolayında yapılan ayrıntılı jeolojik harita alımı ve stratigrafi kesiti ölçümüyle, Alt Lütesiyen yaşlı kayalar dört formasyon ve dört üyeye ayrılmıştır. Tüm bu bilimler, birim içinde yer alan en büyük yerleşim alanının adıyla Karabük grubu olarak adlandırılmıştır, Karabük grubunu oluşturan formasyonlar, alttan üste doğru Küpler, Gazez, Hastarla ve Armeşe'dir (Şekil 2). Bu kaya-stratigrafi birimleri aşağıda ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

Küpler formasyonu (Tkk). Birim, taban çakıltaşı ve onun üzerinde yer alan kumlu kireçtaşı ile temsil edilir. Formasyonun tip yeri Küpler köyüdür (Şekil 3).

İnceleme alanının kuzeybatı kesiminde, güneybatıda Kayacık mahallesinden kuzeydoğuda Tuzla tepe ve Bulak köyüne değin uzanan, dar ve uzun bir korniş biçiminde yüzeyler. Ayrıca, derince kazılmış olan Bulak derenin tabanında da gözlenir (Şekil 3),

Birim taban dokunağı, Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu ile açılı uyumsuz, tavan dokuna-



Şekil 2 : İnceleme alanı m m birleştirilmiş ölçülü stratigrafik dikine kesiti.

Figure 2 : Combined measured stratigraphies in column of the study area

ğı ise Gazez formasyonu ile geçişlidir. Ayrıca Armeşe formasyonu ile de yer yer faylıdır. Bulak deresi ve Küpler köyü dışında, birimin taban dokunağı güneye devriktir. Gerek bu durum, gerekse aşınmaya karşı çevre kayalarından daha dayanımlı olduğu için, Küpler formasyonu dik ve yüksek bir topografi oluşturur. Bu nedenle de, uzaktan bile kolayca seçilir.

Küpler formasyonu, tip yeri olan Küpler köyünde, Çağlayan formasyonu üzerine taban çakıltaşı ile uyumsuz olarak gelir. Gri-san-boz renkli olaa taban çakıltaşı, başlıca siyah-yeşil, sarı renkli türbiditik kumtaşı, kireçtaşı ve ofiyolitik birimlerden türemiş değişik tür ve boyutlu (mm-80 cm) bileşenlerden oluşur. Bu bileşenler iyi yuvarlaklaşmış fakat seçilmemiştir. Bunlar, sarı renkli kumtaşıdan oluşan bir hamur içinde dağınık olarak bulunur. Taban çakıltaşı ile Çağlayan Formasyonu dokunağında yer yer erime tüpleri gözlenir. Üste doğru ilkin sarı renkli kumtaşı, daha sonra da kumlu, bol fosilli, kalın katmanlı (75 cm-2m) kireçtaşıyla devam eden birim, daha üstte Gazez formasyonuna geçer. Küpler for-

masyonunun alt düzeyini oluşturan taban çakıltaşı kesimi Kısıkdere üyesi» onun üzerinde yer alan ve kumlu kireçtaşılarından oluşan üst kesimi ise Bulak üyesi olarak adlandırılmıştır (Şekil 2), Birimin ölçülü kesitteki toplam kalınlığı 27.5 m dir,

Gerek çakıltaşıların kumtaşıdan oluşan hamuru içinde, gerekse daha üstteki kumlu İdreçtaşları içinde Assilina exponens (Sowerby), Mümmülites uro* niensis A. Heim (A-formu), Alveolina sp. Orbitolites sp. Cuvillerina sp., Aeervulma sp. MMİolidae, Victoriellidae ve Gastropoda gibi fosiller saptanmış ve Küpler formasyonuna Alt Lütésiyan yaşı verilmiştir.

Birimin gerek kayatürü gerekse fosil içeriği, onun, yüksek enerjili fakat sığ denizel bir ortamda oluştuğunu gösterir.

Gazez formasyonu (Tkg), Formasyon kumtaşı, silttaşı, marl ve sucuk yapılı kumlu kireçtaşı ardışıyla temsil edilir. Birimin tip yeri Emek Mahallesi batısındaki Gazez yöresidir (Şekil 3)*

Gazez formasyonu, kuzeybatıda Değirmenci fayı boyunca ve Bulak deresinin her iki yamacında dar ve uzun bir şerit biçiminde yüzeyler. Değirmenci fayı boyunca, tabandaki Küpler formasyonu ile geçişli fakat güneye devrik, tavanda ise Armeşe formasyonu ile çoğun faylıdır. Diğer taraftan, Bulak deresinin doğu ve batı yamacında, tabanda Küpler, tavanda ise Masterla formasyonları ile geçişlidir.

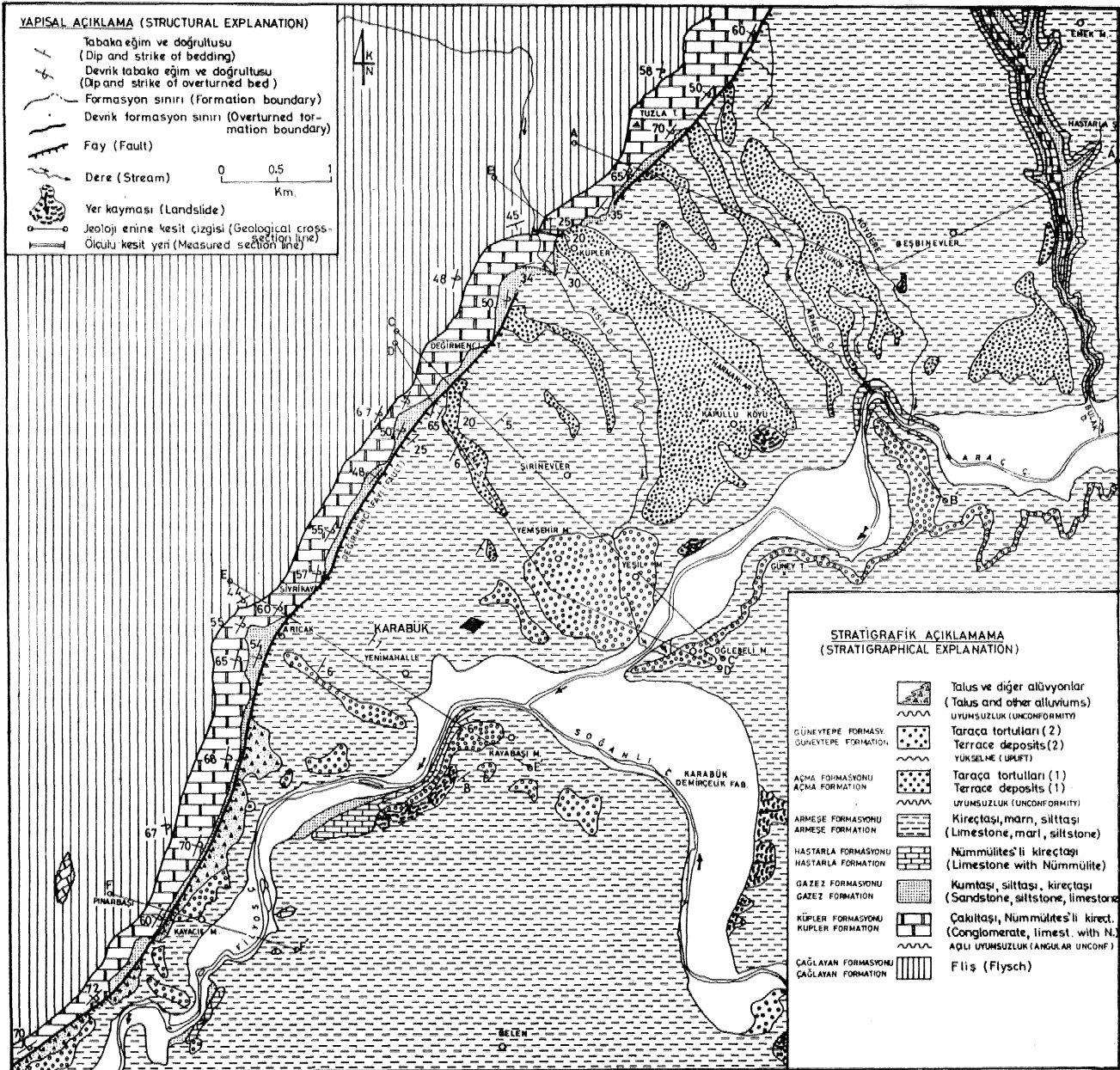
Gazez formasyonu en altta kumtaşı ile başlar, üste doğru kumlu kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı, sucuk yapılı ve bol fosilli kireçtaşı, kumlu kireçtaşı sucukları içeren silttaşı, marl ve bunların yinelenmeli ardışıyla devam eder (Şekil 2). Birim, üstünde ve altında yer alan Bulak kireçtaşı ve Masterla kireçtaşı oranla daha az dayanımlı olduğu için kolayca aşınmış ve sözü edilen kireçtaşlarının daha dik ve yüksek topografyalar biçiminde yüzeylemesine neden olmuştur. Birimin toplam kalınlığı 57.5 m dir,

Gazez formasyonu içinde, Küpler formasyonundaki fosil topluluğuna ek olarak Lockhartia ef* al* veolata Silvestri ve Dıseocyclina sp. fosilleri de bulunmuş ve birime Alt Lütésiyan yaşı verilmiştir.

Masterla kireçtaşı (Tkh), Birim sucuk yapılı kireçtaşlarıyla temsil edilir ve tip yeri Masterla sırtının Bulak dere yamacına bakan kesimidir (Şekil 3).

Hastarla kireçtaşı, Bulak deresinin her iki yamacında, Armeşe deresinin Araç çayı ile birleştiği kesimde ve Kayabaşı Mahallesi'nin batısında, Filyos çayının güney yamacında ince, uzun ve dik kornişler biçiminde yüzeyler. Tabanda Gazez, tavanda ise Armeşe formasyonu ile geçişlidir,

Hastarla kireçtaşı beyaz-boz-sarı renkli, kumlu, oldukça sert, sucuk yapılı, kaim katmanlı (80 cm-2 m) kireçtaşlarından oluşur, Belirli doğrultularda gelişmiş sistemli kırıklarla tuğla biçimli parçalara bölün-



Şekil 3 : İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure 3 : Geologic map of the study area.

müş olup, belirgin bir sucuk yapısı görünümü kazanmıştır. Gerek sucuk yapısı, gerekse çok sert olup aşınmaya karşı dayanımlı dik kornişler oluşturmuş olması» onun kolayca tanınmasını sağlar. Birimin ölçülen kalınlığı 24 m dir.

Mastarla kireçtaşı içinde, yukarıda sözü edilen iki formasyonun fosil topluluğuna ek olarak *Assilina ef*, *spira d'Roissy* de saptanmış ve birime Alt Lütesiyen yaşı verilmiştir (Şekil 2),

Birim kayatürü, fosil topluluğu ve yapısı, onun yüksek enerjili sığ denizel bir ortamda oluştuğunu gösterir,

Ardeş formasyonu (Tka). Formasyon genelde

küçük taneli kırıntılılarla (silttaşı, kiltası, marn) temsil edilir ve tip yeri Ardeş deresidir (Şekil 3);

Ardeş formasyonu inceleme alanının en yaygın birimidir, Güneybatıda Belen köyü ile Kayacık Mahallesi'nden kuzeydoğuda Emek Mahallesi'ne değin hemen her yerde Ardeş formasyonuna rastlanılır. Tabanda Mastarla kireçtaşı ile geçişli ve Gazez formasyonu ile faylı iken tavanda değişik ilişkiler sunar, Örneğin En Üst Pliyosen-Pliyostosen(?) yaşlı Açma ve Holosen (?) yaşlı Güneytepe formasyonu ile açılı uyumsuzluk, inceleme alanının dışında ve güneyinde boz-kırmızı renkli karasal çakıltılarla düşey geçişli ve günümüz aşınım yüzeyi ilişkileri gibi (Şekil 3),

Armeşe formasyonu en altta siltaşı ve kıltaşı ardaşımı ile başlar ve 10-12 m -kalınlığındaki bu kesim üzerine, boz renkli, ince-orta kaim katmanlı (5 om-15 cm .- 60 cm), bol **Nümmülitesii** kireçtaşı ve mavi marn ardaşımı gelir. Yaklaşık 4-6 m kalınlığındaki bu düzey İse boz-mavi renkli siltaşı-kıltaşı ve marn ardaşımıyla izlenir. Armeşe formasyonunun alt kesimini oluşturan ilk iki düzey **Köydere** üyesi, üst kesimini oluşturan üçüncü düzey ise Beşbinevler üyesi olarak adlanmıştır (Şekil 2 ve 3), Birimin Armeşe deresinin aşağı çığırında ölçülen toplam kalınlığı **29.5 m** dir.

Armeşe formasyonu içinde Nümmülites sp. (granüllü), Assilina sp. Discocyclus sp., **Operculina** sp., Globorotalia sp. gibi fosiller saptanmış ve birime yine Alt Lütésiyan yaşlı verilmiştir.

Birimin gerek kayatürü gerekse pelajik fosiller içermesi, onun, kıydan uzakta ve yukarıda sözü edilen diğer üç formasyondan daha derin denizel bir ortamda oluşmuş olduğunu gösterir.

Lütésiyan yaşlı birimlerin genel karşılaştırması

Güneybatıda Bolu'dan kuzeydoğuda Kastamonu'ya değin uzanan ve kuzeydoğu yönünde gittikçe genişleyen Karabük-Safranbolu Tersiyer havzasındaki Eosen yaşlı kayalar, taban-tavan ilişkileri, kayatürleri, fosil içeriği, yanal-düşey ilişkiler ve ortam koşulları bakımından havzanın değişik yörelerinde değişik özellikler sunar. Örneğin, havzanın batı (Bolu dolayı) ve doğu (Araç-Kastamonu) kesimlerinde, Eosen yaşlı kayalar kendilerine eşlik eden volkanitlerle eş yaşlı ya da onlar tarafından kesilirken (Canik, 1977; Öztürk ve diğerleri, 1984), havzanın orta kesimlerinde (Mengen, Karabük, Safranbolu) volkanitlerle ilişki sunmazlar, Diğer taraftan, havzanın batısında, Üst Kretase ve Paleosen yaşlı birimleri yer yer uyumsuzlukla örten Eosen yaşlı kaya birimleri, havzanın orta ve doğu kesimlerinde daha yaşlı birimler (Jura öncesi yaşlı metamorfidler, Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu ve Kampaniyen öncesi yerleşmiş Anadolu Napı) üzerine uyumsuz olarak gelir (Blumenthal, 1948; Saner, 1980), Bununla birlikte, Alt Lütésiyan yaşlı Karabük grubunun bazı kesimleri kayatürü, fosil içeriği ve yaş bakımından, Karabük-Safranbolu dolayında «Nümmülit'li gri Kalker ve Gri Fliş» ile (Blumenthal, 1948); Merkeşler (Bolu) bölgesinde «Nümmülit'li, Sarımsı Gri Kalker ve Marnlar» ve «Gri-açık gri marnlar» ile (Uysal, 1959); Bolu kuzeyinde Tokmaklar Formasyonu'nun alt ve orta kesimleriyle (Kaya ve Dizer, 1982); Pazarköy (Bolu) yöresinde «Sazlar formasyonu» ile (Sezen, 1983); Abant-Yeniçağa (Bolu) dolaylarında «Merkeşler Formasyonu»nun alt kesimleriyle (Öztürk ve diğerleri, 1984) ve Boyabat dolaylarında «Ilıca Kireçtaşı» ile (Gedik ve Korkmaz, 1984) karşılaştırılabilir,*

Genelde Üst Kretase sırasındaki ofiyolit yerleşimini sağlayan sıkışma rejimine bağlı olarak gelişen regresif istifler, Üst Kretase ve Paleosen sırasında, kuzeybatı Pontidler'de egemen olmuş ve yer yer ka-

rasal koşullar hüküm sürmüştür. Eosen başında ise, yeni deniz ilerlemesi ile Eosen öncesi değişik yaş ve türdeki birimler üzerine, başlangıçta çok sığ ve yüksek enerjili denizel bir ortamı yansıtan taban çakıltaşları ve resifal nitelikli, kumlu kireçtaşları tortullaşmış; sonraları ortam gittikçe derinleşerek enerji düşmüş ve daha küçük taneli kırıntılılar (siltaşı, kıltaşı, mam, çamurtaşı) egemen duruma geçmiştir. Yaklaşık Üst Lütésiyan'den başlayarak Bolu-Kastamonu arasındaki Tersiyer havzası yeniden yükselmeye başlamış, buna koşut olarak ortamda üste doğru kabalaşan bir istif ve istifin üst kesimlerinde karasal koşulların egemen olduğunu gösteren jips ve kömür oluşumları ortaya çıkmıştır (Öztürk ve diğerleri, 1984), Regresif istif istif gelişirken havzanın batı ve doğusunda tortullaşmaya volkanizma da eşlik etmiş ve sil-dayk gibi yapılar, istifin daha önce oluşmuş kesimlerini kesmiş ya da etkilemiştir.

İnceleme alanında Oligosen ve Miyosen yaşlı kaya birimlerinin bulunmaması, Lütésiyan'den sonraki jeolojik gelişimin yorumunu güçleştirmiştir. Ancak bölgenin, Geç Pliyosen-Pliyosten ve Geç Kuvaterner'de en az iki önemli yükselme evresi geçirmiş olduğu kesindir. Aşağıda, bu yükselme evrelerinin kanıtı olan iki karasal birim ayrıntılı olarak açıklanmıştır.

Açma formasyonu (TQa),

Birim, akarsu ortamı ürünü olan çakıl taşlarıyla temsil edilir ve tip yeri Yenişehir Mahallesi kuzeyindeki Açma sırtıdır (Şekil 3),

Açma formasyonu, güneyde Filyos ve Araç çayı ile kuzeyde Değirmenci fayı arasında kalan alanda yaygın olarak yüzeyleyir. Genelde, Armeşe formasyonunun küçük taneli ve kolayca aşmabilen kırıntılıları içinde, kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda gelişmiş vadiler arasında kalan dar ve uzun sırtlar, hemen tümüyle Açma formasyonundan oluşur (Şekil 3), Birim, tabanda Armeşe formasyonu ile uyumsuz, tavanda ise günümüz aşınım yüzeyidir,

Açma formasyonu, çoğun iyi seçilmemiş (unsorted) çakıltaşlarıyla temsil edilir. Bileşenleri iyi yuvarlaklaşmış olup, bileşen boyutu birkaç cm den 70-80 cm ye değin değişir. Başlıca ofiyolitik kayalar, Jura yaşlı kireçtaşı, Kretase yaşlı türbiditik kumtaşı ve Karabük grubunu oluşturan değişik tür birimlerden türemiş çakıllar, san renkli kumtaşından oluşan bir hamur içinde gevşek olarak birbirlerine tutturulmuştur. Yer yer de, örneğin Küpler köyü dolayında olduğu gibi, çakıltaşları ritmik dereceli katmanlanma ve tekne biçimli çapraz katmanlanma sunar ve mercek biçimli kumtaşı düzeyleri içerir. Birimin ölçülebilen kalınlığı birkaç m ile 50 m arasında değişir.

Birim içinde herhangi bir fosil bulgusuna rastlanılmamıştır. Bu nedenle birimin kesin yaşı bilinmemektedir. Bununla birlikte, görelî yaşının En Üst Pliyosen-Pliyosten(?) olabileceği varsayılmıştır.

Alt Lütésiyan yaşlı Karabük grubunun kıvrımlanması ve kuzeybatı dokunağı boyunca güneye dev-

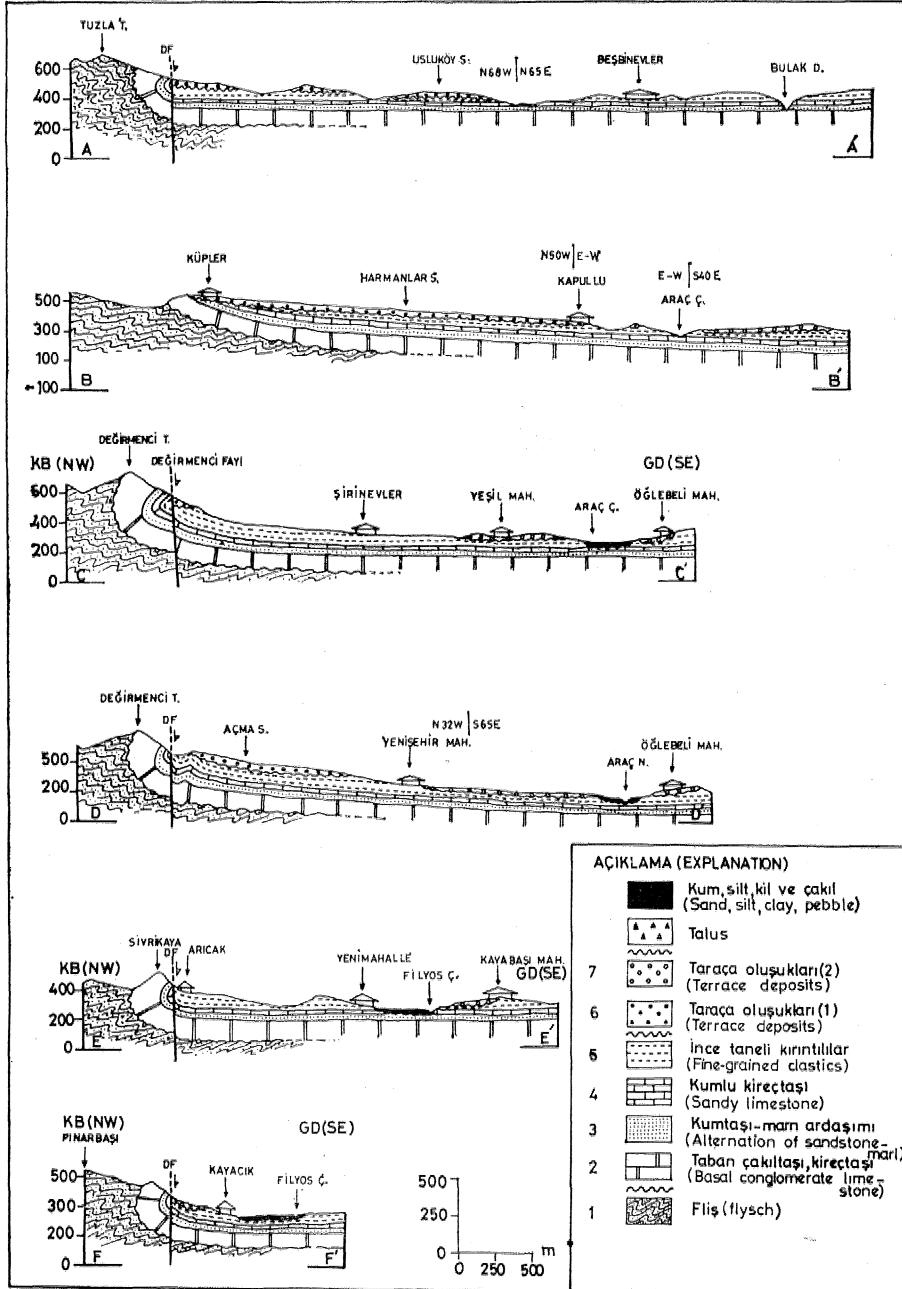
rilip kırılmasından sonra oluşan Değirmenci fayının güney bloğu 3040 m kadar düşmüş ve düşen blok üzerindeki alanda, yüksek enerjili bir menderesi! nehir sistemi tarafından Açma formasyonu tortulaştırılmış olmalıdır*

Güneytepe formasyonu (TQg)

Birim, akarsu taraçası olarak gelişmiş çakılta-

arıyla temsil edilir ve tip yeri Güneytepe'nin Araç çayına bakan kuzey yamacıdır (Şekil 3),

Güneytepe formasyonu Araç ve Filyos çaylarının güney yamacında ve aynı akarsuların bugünkü düzeylerinden yaklaşık 20-25 m daha yüksekte dik, dar ve uzun kornişler biçiminde yüzeyler. Ayrıca, Yenişehir Mahalleri güneyi ve Filyos çayının kuzey yamacında da yaygın yüzlekler sunar. **Birimin taban**



Şekil 4 : inceleme alanının enine kesitleri* L Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu; 2,3, 4 vë 5. Alt Lütetiyen yaşlı Karabük grubu; 6. Üst Pliyosen - Pliyostosen (?) yaşlı Açma formasyonu; 7. Holosen (?) yaşlı Güneytepe formasyonu.

Figure 4 % Geological cross - sections of the study area« 1. Çağlayan Formation of Lower Cretaceous age; 2,3, 4 and 5, Karabük group of Lower Lutetian age; 6, Açma formation of Upper Pliocene to Pleistocene age (?); 7. Güneytepe formation of Holocene age (?)*

dokunağı Alt Lütésiyan yaşlı Armeşe formasyonu ile uyumsuz, tavanı ise günümüz aşınım yüzeyidir.

Güneytepe formasyonu seçilmemiş, sert, kumtaşı hamurlu, bileşenleri üst olgun, bileşen boyutu birkaç cm den 1 m ye değin değışen çakıtaşı ile temsil edilir ve az belirgin dereceli katmanlarına ile bindirimli (imbricated) yapı dışında herhangi bir yapı göstermez. Açma formasyonunun taban dokunağı ile Güneytepe formasyonunun taban dokunağı arasında 50-60 m lik bir düşey yüksekli farkı vardır.

Birimin olası görelî yaşlı Holosen(?) olarak benimsenmiştir.

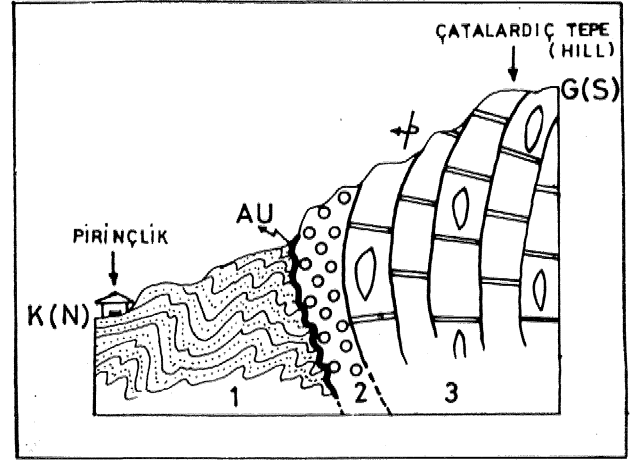
Olasılıkla Erken Kuvaterner sonundaki 50-60 m lik bir yükselme evresini izleyen zamanda, yüksek enerjili bir akarsu sistemi Güneytepe formasyonunu temsil eden akarsu taraçalanın oluşturmuş ve bu taraçaların oluşumundan günümüze değin geçen süre içinde de, Antisedent akarsular niteliğindeki Araç, Soğanlı ve Filyos çayları, yataklarını ya hızla derine kazmışlar ya da bölge 20-25 m kadar ikinci kez yükselmiştir, Çünkü, Güneytepe formasyonunun taban düzeyi ile sözü edilen akarsuların günümüzdeki düzeyleri arasında 20-25 m lik bir düşey yüksekli farkı vardır.

Alüvyonlar (Qaly)

Soğanlı, Araç ve Filyos çayları boyunca geniş alanlar kaplayan alüvyon oluşukları başlıca kil, kum, çakıl ve t amcaldan oluşur (Şekil 4), Ayrıca, menderesli nehir niteliğindeki bu akarsuların yatakları boyunca oldukça geniş (0.5-1 km) taşkın ovaları gelişmiş olup, bu kesimler de yine çakıl, kum ve kilden oluşmaktadır. Bunların toplam kalınlığı 5-20 m arasında değışir. Diğer taraftan, Filyos çayının kuzey yamacında ve Değirmenci fayına asılı olarak yığılmış yamaç döküntüleri (talus) de diğer bir alüvyon türünü oluşturmaktadır (Şekil 3).

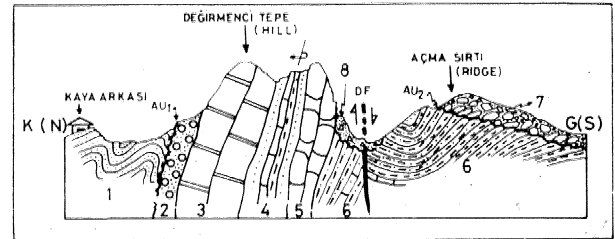
KARABÜK » SAFRANBOLU TERSİYER HAVZASI KUZEY KENARIMIN «KARABÜK HATTI» NİTELİĞİ VE OLUŞUMU

Bolu kuzeyinden başlayıp Mengen yakın kuzeyine değin KD, Mengen kuzeyi ile Sofular arasında yaklaşık D-B, Bolkuş güneyi ile Çelebiler kuzeyi arasında ise yaklaşık K40°D doğrultusunda uzanan Karabük Hattı, uzanımı boyunca, küçük açılı bir bindirme fayından normal stratigrafik konumlu bir açılı uyumsuzluğa değin değışen nitelikler sunar. Bolu yakm kuzeyinden Sofular'm kuzeydoğusuna değin olan kesimi, çizgisel olmayan bir yüzey izi sergiler ve Karabük Hattı'mn bu kesimi boyunca, daha yaşlı birimler (Üst Kretase ve Paleosen yaşlı kireçtaşları, Jura Öncesi yaşlı metamorfitle ve asidik sokulum kayaları) kuzeybatıdan güneydoğuya doğru Eosen yaşlı kayalar üzerine itilmiş ve bir miktar da sürüklenmiş konumdadır (Blumenthal, 1948; Uysal, 1959; Öztürk ve diğerleri, 1984). Bolkuş'un yaklaşık 13 km güneyinden başlayıp Çelebilerin kuzeyine değin süren kesiminde ise, Karabük Hattı'nın yüzey izi çizgiseldir (Şekil 1). Bolkuş güneyinden Bulak köyüne değin olan kesimde, Küpler köyü dışında, Karabük-Safranbolu Tersiyer havzasının kuzeybatı kenar-



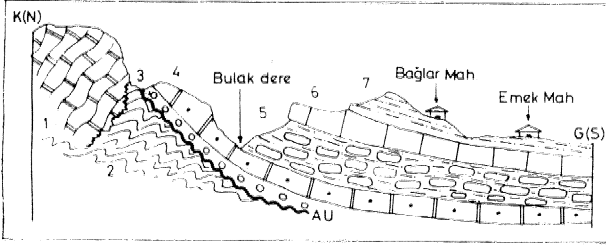
Şekil 5 : Çağlayan Formasyonu (1) ve Küpler formasyonu (2,3) arasındaki ilişkiyi gösterir ölcsüz Jeoloji enine kesiti. 1. Alt Kretase yaşlı flış; AU. Açılı uyumsuzluk; 2. Alt Lütésiyan yaşlı taban çakıtaşı; 3. Alt Lütésiyan Yaşlı Nummülitesli kireçtaşı.

Figure 5 : Sketch geologic cross-section illustrating the relation between Çağlayan Formation (1) and Küpler formation (2,3). 1. Lower Cretaceous flysch; AU. Angular unconformity; 2. Basal conglomerate of Lower Lutetian age; 3. Nummulitic Limestone of lower Lutetian age.



ŞeMI 6 1 Çağlayan Formasyonu (1), Karabük grubu (2,3» 4,5,6) ve Açma formasyonu (7) arasındaki ilişkileri gösterir ölcsüz jeoloji enine kesiti* 1* Alt Kretase yaşlı flış; AU₁ Açılı Uyumsuzluk; % 3, 4, S ve 6, Alt Lütésiyan yaşlı» güneye devrik Karabük grubu kayaları! AU₂* Açılı uyumsuzluk! 7, Karasal tortullar; 8, Talus; FÖ* Değirmenci fayı.

Figure 6 : Sketch geologic cross - section illustrating the relation among Çağlayan Formation (1) - Karabük group (2, 3, 4, 5, 6) and Açma formation (7). I. Lower Cretaceous flysch; AU₁ Angular unconformity,* % 3, 4, S and 6. So tho ver turned Karabük groups rocks of Lower Lutetian age; AU₂ Angular unconformity; 7, Continental deposits,* 8* Talus; DF Değirmenci fault,



Şekil 7 : Çağlayan Formasyonu (1,2) ve Alt Lütésiyan yaşlı Karabük grubu (3,4,5,6,7) arasındaki ilişkiyi gösterir ölçeksiz jeoloji enine kesiti. 1. Jura - Alt Kretase yaşlı kireçtaşı olistoliti; 2. Alt Kretase yaşlı fliš; AU. Açılı uyumsuzluk; 3. Taban çakıltası; 4* Kumlu kireçtaşı sucukları içeren silttaşı - külaşı ve mam ardaşımı; 6. Sucuk yapılı, Mümmülitesli kireçtaşı; 7* Silttaşı - küf aşı, marn ardaşımı.

Figure 7 : Sketch geologic cross-section illustrating the relation between Çağlayan Formation (1,2) and Lower Lutetian Karabük group (3,4,5,6,7), 1, Limestone olistolith of Upper Jurassic to Lower Cretaceous age; AU, Angular unconformity; 3. Basal conglomerate; 4. sandy limestone; 5. Alternation of silts tone, claystone and marl with sandy limestone boudins; 6, Boudinaged limestone with Mümmülites; 7, Alternation of siltstone, claystone and marls.

n güneye devriktir (Şekil 3 ve 4). Yine fou kesimde, Alt Lütésiyan yaşlı Karabük grubu kayaları yer yer Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu altına 60-70 derecelik açılarla eğimli gözüktürken, yer yer de düşey konumda olup ona yaslanmış durumdadır. Nitekim Kolkuş'un 5 km doğusunda Karabük Hattı Filyos çayı tarafından kesilmekte ve bu hattın bir bindirme fayı olmayıp, büyük boyutlu bir senklinalin güneye devrik kuzeybatı kanadı olduğu açıkça görülmektedir (Şekil 4 ve 5), Bulak köyü ile Çelebilerin kuzeyi arasında kalan kesimi ise normal stratigrafik konumunu korumuş bir aşımın yüzeyidir. Bu yüzey boyunca, Alt Lütésiyan yaşlı Karabük grubu kayaları bir taban çakıltası ile Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelmekte ve 30-35 derecelik açılarla güneye eğim göstermektedir (Şekil 7), Özetle, Karabük Hattı, güneybatıda BoluMengen yakınlarında, kuzeybatıya eğimli bir bindirme fayından, kuzeydoğuda (Safranbolu kuzeyi) güneye eğimli bir açılı uyumsuzluğa değin farklı nitelikler sunar (Şekil 1),

Diğer taraftan, Bolkuş köyü doğusu ile Bulak köyü arasında, Karabük Hattı'na çok yakın ve ona koşut olarak uzanan düşey bir kırık gelişmiş olup, en iyi görüldüğü yerin adıyla, bu kmk Değirmenci fayı olarak adlandırılmıştır (Şekil 3). Fayın güneydoğu bloğu yaklaşık 3040 m kadar düşmüş, ya da kuzey-

batı bloğu, aynı miktarda görece olarak yükselmiştir. Fay tarafından kesilen Karabük grubu kayaları yeğince ezilmiş, breşleşmiş ve eğim-doğrultularının sıkça değişimiyle bakımsız kıvrımlar oluşturmuştur (Şekil 6). Ayrıca, faya güneyden yaslanmış durumdaki genç karasal tortullar da (Açma ve Güneytepe formasyonları), faydan uzakta yatay konumda iken, fay boyunca 30 dereceye değin eğim kazanmışlardır, Aşağıda açıklanacağı gibi, Değirmenci fayı, Karabük « Safranbolu Tersiyer havzası kuzey kenarının gelişimiyle ilgili Önemli bir ipucudur,

İpresiyen sırasında, transgresif olarak, kısmen yüksek enerjili sığ denizel, kısmen de karasal fasiyeste oluşmaya başlayan ve olasılıkla Priyaboniyen'e değin oluşumunu sürdüren Eosen tortul istifi, Üst Lütésiyan'e doğru havza tabanının yükselmesiyle, bir taraftan üste doğru kabalaşan regresif niteliğe değışirken, diğer taraftan da karasal koşulların egemen olmasıyla kömür ve jips gibi birimleri içermeye başlamıştır (Blumenthal, 1948; Uysal, 1959; Kaya ve Dizer, 1982; Öztürk ve diğerleri, 1984). Havza tabanının yükselmeye başlaması Orta Alpin dağoluşumunun Preniyen evresiyle ilgilidir, Bu evreye bağlı olarak KKB-GGD yönelimli sıkışma gerilimi etkisi altında kalan Karabük - Safranbolu Tersiyer havzası, bu sıkışma gerilimini ilkin, havza tabanının yükselip istifin regresif niteliğe değışmesiyle belirlemiş, daha sonra havza içindeki tortulların kıvrımlanması bunu izlemiştir. Kıvrımların, özellikle havzanın güneybatı kesiminde güneydoğuya devrilmesine değin yeğinliğini artıran ve sürdüren sıkışma gerilimi ilkin, kuzeybatıya eğimli ters fayların gelişimiyle karşılanmış, buna koşut olarak da havzanın kuzeybatı kenarı yükselmiş ve daha yaşlı birimler, bu ters faylar boyunca Eosen yaşlı birimler üzerine az da olsa sürüklenmiştir (Blumenthal, 1948; Uysal, 1959; Öztürk ve diğerleri, 1984). Sıkışma rejimi, havzanın güneybatısında bu denli yeğin geçmesine karşın, havzanın kuzeydoğu kesimini daha az yeğinlikte etkimiştir. Bu kesimde, Alt Lütésiyan yaşlı Karabük grubu kayaları, kuzey kanadı güneye devrik bir senklinal oluşturmuştur, Bunu, devrik kanadı kesen ve güney bloğu 30-40 m kadar düşen, yaklaşık K40D doğrultulu bir kesme kırığının oluşumu izlemiştir. Ancak, yatak sıkışma geriliminin, Değirmenci fayının oluşumuyla karşılandığı ve sıkışma rejiminin sona erdiği ya da genişleme rejimine dönüştüğü çok açıktır. Eğer sıkışma rejimi aynı yön ve yeğinlikte sürmüş olsaydı, Değirmenci fayının da ters fay niteliği kazanarak, kuzeybatıdaki Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu'nun, bu fay boyunca güneydoğuya Eosen yaşlı birimler üzerine itilmiş olması gerekirdi. Halbuki, inceleme alan ve yakın dolayında böyle bir durum gözlenememiştir,

Bulak köyünden daha kuzeydoğuda ise, sıkışma rejimi paroksizma aşamasına erişememiştir. Bu durum, bu kesimde, Alt Lütésiyan yaşlı kayaların 30-35 derecelik açılarla güneye eğimli olmaları ve temelleri üzerinde normal stratigrafik konumda bulunmalarından anlaşılmaktadır.

Bu tektonik gelişmeye bağlı olarak, Karabük-Safranbolu Tersiyer havzasının güneybatı kesimi devrik kıvrımlar ve ters faylarla daralırken, kuzeydoğu kesimi daha geniş kalmış ve günümüzdeki şekline yakm bir görünümü Üst Lütésiyan sonunda kazanmış olmalıdır,

Diğer taraftan, aynı havzanın güney kenarı da Eskipazar batısından başlayarak Bolu ovası doğu ucuna değin yer yer güneye eğimli bindirme faylarıyla sınırlanmıştır ve Anadolu Napı, güneyden kuzeye doğru Eosen tortulları üzerine bindirmiştir, Havzanın Cildikısık dolayındaki güney kenarı ise, ters faylı olmamakla birlikte, oldukça yükselmiş ve katman eğimleri 50-70 dereceye değin değişmiştir. Sonuç olarak, Karabük - Safranbolu Tersiyer havzası Lütésiyan sonunda oluşmuş bir dağarası havzası özelliği taşır*

SOMUÇLAR

Bu çalışma ile, bir taraftan Karabük Hattı'nın niteliği bölgesel ölçekte tartışılmış, diğer taraftan aynı hat üzerinde seçilen tip alanda, Karabük-Safranbolu Tersiyer havzası kuzey kenarının ayrıntılı stratigrafisi birleşik ölçülü stratigrafi kesitiyle açıklanmış ve aşağıdaki sonuçlara varılmıştır:

1. Karabük dolayında yüzeleyen kayalar, yüksek enerjili sığ denizel ve akarsu olmak üzere iki değişik ortamda oluşmuştur. Sığ denizel ortamda oluşan kayalar, kaya-stratigrafi kurallarına göre dört formasyon ve dört üyeye ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru Küpler formasyonu (Kısıkdere üyesi, Bulak kireçtaşı), Gazez formasyonu, Masterla kireçtaşı ve Armeşe formasyonudur (Köydere üyesi, Beş binevler üyesi), Bu kaya-stratigrafi birimlerinin tümü Alt Lütésiyan yaşlıdır. Akarsu ortamında oluşmuş olan tortullar ise Açma ve Güneytepe formasyonları olarak adlanmış olup, bunların yaşı sırayla Üst Pliyosen-Pliyostenes (?) ve Holosen (?) olarak benimsenmiştir.

% Açma ve Güneytepe formasyonları, Değirmenci fayına yakm yerler dışında yatay konumludur ve daha genç olan Güneytepe formasyonunun taban dokunagi, diğerinden 50-60 m kadar daha aşağıda yer alır. Ayrıca, Güneytepe formasyonunun taban doku* nağı, menderesli nehir niteliğindeki Araç ve Filyos çaylarının bugünkü düzeyinden 20-25 m kadar daha yüksekte yer alır. Bu iki değer, inceleme alanının, En Üst Pliyosen'den günümüze değin en az iki evrede, 50-60 m ve 20-25 m lifc yükselme geçirdiğinin kanıtıdır.

3. Karabük - Safranbolu Tersiyer havzasının kuzey kenarı, güneybatıdan kuzeydoğuya doğru sırayla bindirme fayı, güneye devrik kıvrım kanadı ve güneydoğuya eğimli normal stratigrafik konumlu açılı uyumsuzluk gibi değişik nitelikler sunar. Diğer taraftan havzanın oluşumunu sağlayan KKB-GGB yönelimli yatay sıkışma kuvvetlerinin etkisi, havzanın güneybatı kesiminde daha sürekli ve daha etkin olurken, kuzeydoğu kesiminde, bu etki daha az ve kısa sürmüştür. Bu nedenle havzanın güneybatı kesimi dar, kuzeydoğu kesimi daha geniş kalmış ve hav-

za, bugünkü biçim ve yapısıyla, en azından Üst Lütésiyan sonunda oluşmuş bir dağarası havzası niteliğindedir.

KATKI BELİRTME

Yazar, saha çalışmaları sırasında yakın ilgi ve desteklerini gördüğü Karabük ilçesi Belediye Başkanı Sayın Dr. Necmettin Şeyhoğlu'na ve imar Müdürü Sayın Atilla Baybars'a ve ayrıca, paleontolojik belirlemeleri yapan Sayın Dr. Ercüment Sirel'e teşekkürü görev bilir,

DEĞİNİLEN BELGELER

- Blumenthal, M.M., 1948, Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak Mecrası arasındaki Kuzey Anadolu Silsilelerinin jeolojisi : Maden Tetkik ve Arama Enst., Seri B, No. 13, 265 s.
- Canik, B., 1977, Bolu sıcak su kaynaklarının hidrojeoloji incelemesi : Doçentlik tezi, A.Ü. Fen Fak., 65 s. (Yayımlanmamış),
- Gedik, A. ve Korkmaz, S*, 1984, Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları : Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Genel arşiv, Rap. No. 40230, 78 s, (Yayımlanmamış).
- Kaya, O. ve Dizer, A., 1982, Bolu kuzeyi Üst Kretase ve Paleojen kayalarının stratigrafisi ve yapısı: Maden Tetkik ve Arama EnstL Derg., 97/98, 57-77.
- Ketin, t, ve Gümüş, A., 1963, Sinop-Ayancık arasında III. bölgeye dahil sahaların jeolojisi: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Rap. No. 28S.
- Lahn, E., 1939, Karabük civarındaki kalker zuhuratının jeolojik etüdüne ait rapor: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Data Bank, Rap* No. 830, 11 s.
- Öztürk, A, inan S, ve Tutkun, S.Z. 1984, Abant-Yeniçağa (Bolu) yöresinin stratigrafisi: C, ÜnL, Müh. Fak. Derg., Seri A, 1, 148.
- Pekmezçiler, S., 1937, Karabük Demir-Çelik Fabrikası için tetkik edilen Ballıkısık ve Panayırtepe kalkerlerine ait jeolojik etüd raporu: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Data Bank, Rap. No, 565, 31 s.
- Saner, S., 1980, Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve Sonrası çekelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması : Türkiye Jeo. Kur. Bült, 23, 39 -52.
- Sezen, T, E, 1983, Pazarköy (Bolu NE) yöresinin jeolojik incelemesi : Hacettepe Univ., Jeoloji Mühl. Böl, Yüksek Müh, Tezi, 143 s* (Yayımlanmamış),
- Uysal, H., 1959, Bolu-Merkeşler bölgesinin jeolojisi ve linyit imkanları : Maden Tetkik ve Arama Enst, Derg., 52,107-115,
- Zarahoğlu, M., 1969, Jeolojik etüd raporu : İmar ve İskan Bakanlığı Afet işleri Genel Müdürlüğü Jeolojik Etüd Daire Başkanlığı, 8 s.

Yazının gelişi iarihi • 4.8.1986

Düzeltilmiş yamun gelişi tarfM : 23.11.1986

Yayıma verildiği tarih : 3*1*1987

Orta Karadeniz bölgesindeki Pliyosen yaşlı Canik volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi

Minéralogie-pétrographie and geochemical investigation of the Pliocene Canik volcanics in Central Black Sea region, (Central Fontides, Turkey)

M, NURİ TERZİOĞLU, Cumhuriyet Univ., Müh. Fak., Jso, Müh* BÖL, Sivas

ÖZ : Canik volkanitleri genellikle bazaltik yer yer ise andezitik türde kayalardan oluşmuştur. Bazaltik kısımları plajiyoklaz, piroksen ve olivin fenokristalleri ile plajiyoklaz, olivin, piroksen, opak mineral mikrolitleri ve volkanik camdan ibaret bir hamurdan; andezitik kısımları ise, küçük plajiyoklaz ve piroksen fenokristalleri ile plajiyoklaz, piroksen ve opak mineral mikrolitlerinden ibaret bir hamur maddesinden oluşmuştur. Bu volkanitlerin bazaltik kısımlarından alınan örnekler, toplam alkali silis içeriklerine göre subalkalen karakter; Al_2O_3 ve normatif plajiyoklaz bileşimlerine göre toleyitik seri karakteri; F_1 ve F_2 majör element ayırtma fonksiyonlarına göre kirlenmiş (kontamine) magnetik bir karakter ve % değerlerine göre de sialik kökene işaret eden karmaşık bir petrokimyasal özellik göstermektedir. Uyumsuz ve iz element kimyası ise (özellikle K, Ti, Rb, Sr, Zr, Y, Nb içerikleri ile Ti/Y, Zr/Y, Y/Nb ve K/Rb oran değerleri) volkanitlerin kıtasal toleyitik bazaltlara benzerlik gösterdiğini ve kabuk-sai bulaşma ve magmatik ayrımlaşma süreçlerinden geçtiğini göstermektedir.

Bu petrokimyasal veriler ışığında Canik volkanitlerinin sıkışma tektoniğinin etkisi altında kıtasal plaka içinde gelişen alt kabuk tabakalanması (Underplating) olup ile ilişkili olduğu ve üst mantonun kısmi ergimesi sonucu oluşan pikritik ana magmanın bir dizi siller halinde kabuk-manto sınırının üst seviyelerine sokulum yaparak ayrımlaşması sonucu oluşan gabroyik bir magmadan kaynaklandıkları düşünülebilir.

ABSTRACT : Canik volcanics consist of generally basaltic and locally andesitic rocks. Basaltic rocks contain plagioclase, pyroxene and olivine phenocrysts, with a groundmass of plagioclase, olivine, pyroxene and opaque mineral microlites and volcanic glass; andesitic rocks contain small plagioclase and pyroxene phenocrysts with a groundmass of plagioclase, pyroxene and opaque mineral microlites.

Samples of basaltic rocks indicate that they have subalkaline character with respect to their total alkalies-silica contents; tholeiitic series character with respect to Al_2O_3 and normativ plagioclase composition; contaminated magmatic character with respect to F_1 and F_2 discriminant functions; and a complex petrochemical character pointing to a sialic origin with respect to % values. Incompatible and trace element chemistry (particularly K, Ti, Rb, Sr, Zr, Y, Nb contents and Ti/Y, Zr/Y, Y/Nb, K/Rb ratios) indicate that volcanics show similarities to continental tholeiitic basalts and they are subjected to the processes of crustal contamination and magmatic differentiation.

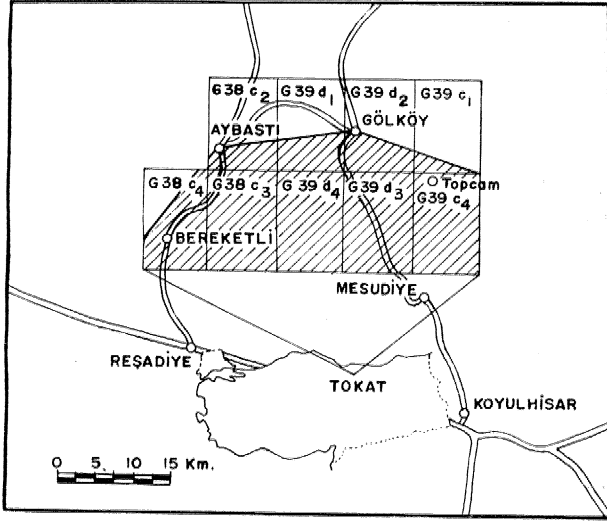
With all these petrochemical data, it is thought that Canik volcanics are related to underplating which was developed by partial melting of the upper mantle under the effects of compression tectonics and originate from a magma of gabbroic composition which is formed by the intrusion of picritic source magma, which was developed by partial melting of the upper mantle, into the upper levels of crust-mantle boundary as a series of sills and its differentiation,

GİRİŞ

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Canik volkanitleri, Doğu Pontidlerin orta kesiminde Aybastı, Gölköy, Yeşilce ile çalışma alanının batısında yer alan Işıklar köyü arasında, G 38-C2, c₃, c₄; G 39-di,

d₂, d₃, d₄' ve G W-c₁, c₄ paftaları içerisinde yer almakta (Şekil 1) ve yaklaşık 250 km³ lik bir alanda yayılmaktadır.

Çalışma alanı ve yakın çevresindeki ilk jeolojik çalışmalar, Tehihatcheff (1869) ve Blumenthal (1945) tarafından başlatılmıştır, Daha sonraları bölgede



Şekil 1 : İnceleme alanının yer bulduru haritası
Figure 1 : Location map of the investigated area

Erentöz (1950), Göksu (1960), Ağralı (1967), Kronberg (1969), Gedikoğlu (1970), Erler (1975), Seymen (1975), Baş (1979), Terlemez ve Yılmaz (1980) çeşitli ölçekte, jeolojik harita alımı, cevher yatakları prospeksiyonu, stratigrafi ve petrokimya çalışmaları yapmışlardır. Bölgenin özellikle Tersiyer yaşlı volkanitler ile kaplı kısmı yazar tarafından (Terzioğlu, 1983, 1984, 1985 a, b, c) incelenmiştir (Şekil 2),

Canik volkanitleri/Neojen-Kuvaterner yaşlı Danişment Grubunun bir Formasyonu olup Üst Kretase yaşlı Mesudiye-Reşadiye Formasyonu; Paleosen yaşlı Gökçöy Formasyonu; Eosen yaşlı Yeşilce Grubunun, Selecik Formasyonu (Alt Lütasiyen), Hatipli volkanodetritikleri (Orta-Üst Lütasiyen) ve Hasanşeyh Formasyonu (Üst Lütasiyen-Priyaboniyen?) üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır (Terlemez ve Yılmaz, 1980; Terzioğlu, 1986). Güney kesiminde yer alan Üst Miyosen yaşlı Kuyucak bazaltının ise (Terzioğlu, 1985 c), Canik volkanitleri ile doğrudan bir ilişkisi gözlenmemiştir. Yaklaşık 450 m bir kalınlığa sahip olan Canik volkanitleri, Gökçöy-Aybastı hattının güneyindeki Canik dağlarında, Gökçöy güneyinde, Yeşilce kuzeyindeki Orta Tepe ve dolayında, Aybastı güneybatısında Perşembe yayla dolayında ve ayrıca Işıklar (G 38-c₄), Bozçalı (G 38-c₃), Hebullü (G 38-c₃) ve Kuyucak (G 39-d4) köyleri kuzeyinde geniş yayımlı olarak gözlenmektedir. Bu birimi oluşturan volkanik faaliyetin, birimin inceleme alanındaki diğer birimlerle olan ilişkisinden yararlanılarak, Pliyosende geliştiği söylenebilir.

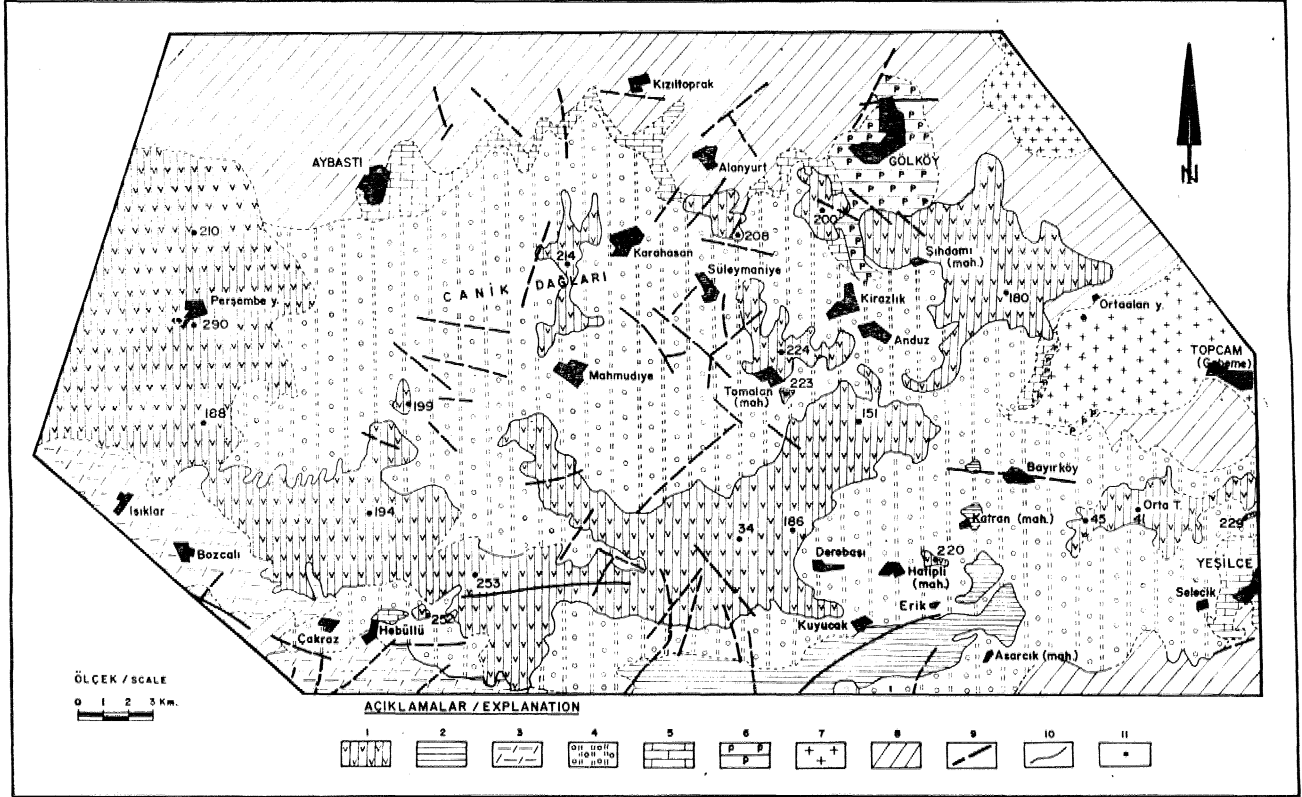
Saha çalışmaları sırasında, inceleme alanının 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmış, petrografik ve jeokimyasal incelemeler için bozunmamış taze örnekler alınmıştır. Petrografik incelemeler yardımıyla, seçilen örnekler öğütülüp, homojenleştirildikten sonra 105°C de kurutularak jeokimyasal incelemeler için analize hazırlanmıştır. Jeokimyasal incelemeler için alınan Örnek yerleri Şekil 2'de görül-

mektedir* Örneklerin kimyasal analizleri Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Merkez Kimya Laboratuvarlarında yapılmış olup, SiO₂, TiO₂, P₂O₅ analizlerinde kolorimetrik spektrofotometre, Al₂O₃, MgO, CaO, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O ve MnO analizlerinde atomik absorpsiyon spektrofotometre yöntemi kullanılmıştır, FeO analizleri volümetri yöntemiyle yapılmıştır. Rb, Sr, Y, Nb, ve Zr iz elementlerinin analizlerinde ise, X-ışınları flüoresans spektrofotometre yöntemi kullanılmıştır. Bütün analizler iki kez tekrarlanmış ve matriks düzeltme işlemleri de yapılmıştır.

C.I.P.W. normları hesaplanırken, kimyasal analiz sonuçlarındaki % Fe₂O₃ değerleri, ikincil oksidasyon sonucu normatif bileşimde gelişebilecek olan yanılırları önlemek amacıyla Irvine ve Baragar'm (1971) geliştirdikleri % Fe₂O₃ = % TiO₃ + 15 eşitliğine uygun olarak düzeltilmiştir, C.I.P.*W, normları Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezinde Torun ve diğerleri (1978) tarafından derlenen bir programla hesaplanmıştır. Bu çalışmada, Canik volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenerek, volkanizmanın bölgenin jeolojik yapısı içindeki konumunun tanımlanması ve volkanitlerin oluşum ve yerleşim biçimine bir yaklaşım ve katkının belirlenmesi amaçlanmıştır,

CAMİK VOLKANİTLERİNİN MİNERALojİK.. PETROGRAfİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alan ve yakın çevresinde topografik olarak üst seviyeleri oluşturan Canik volkanitleri, tablamsı morfolojilerini muhafaza eder durumda olup, siyah ve siyahımsı yeşil renklidirler. Genellikle geniş yayımlı, kalın tabakalı bazaltik lav akıntıları ile çok sayıda bazaltik dayklar halinde gözlenmektedirler, Makroskopik olarak porfirik dokuda olan bazaltlar içinde, iri ojit, olivin ve plajiyoklaz fenokristalleri kolayca ayırt edilebilmektedir, Arazi çalışmalarında, makroskopik olarak iri ojitli bazalt; iri ojit ve plajiyoklaz fenokristalli bazalt; iri ojit ve olivin fenokristalli bazalt ile afanitik bazalt tipleri ayrılanmıştır* Piroklastik gereçler, yok denecek kadar azdır. Dayklar halinde gözlenen ve makroskopik olarak bazalt görünümünde olan çok az sayıdaki kayaç örneğinin mikroskopik incelemelerinde bunların andezit bileşiminde olduğu görülmüştür* Canik volkanitlerinin ince kesitlerinin incelenmesi sonucu, bazaltlarda hemikristalen porfirik, intersertal dokunun; andezitlerde ise porfirik dokunun hakim olduğu saptanmıştır, Bazaltik kayaçlarda kristaller, iri fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler halinde olmak üzere iki yada üç fazlı mineral oluşumu halinde görülürler, iri plajiyoklaz, ve olivin fenokristalleri, küçük olivin fenokristalleri ile plajiyoklaz, piroksen ve opak mineral mikrolitleri ve volkanik camdan oluşan hamur maddesi içinde dağılmış yada glomerofirik yapı gösterecek şekilde düzenlenmişlerdir. Volkanik cam, gerek porfirik dokulu gerekse intersertal dokulu olan bütün bazaltik lavlarda fenokristaller arasında gözlenmektedir, Andezitik kayaçlarda ise, kristaller küçük fenokristal ve mikrolitler halindedir. Küçük pla-



Şekil 2 : İnceleme alanının jeoloji haritası (Terlemez ve Yılmaz, 1980; Terzioğlu, 1983'ten) 1. Canik volkanitleri; 2. Kuyucak bazaltı; 3. Hasanşeyh platobazaltı; 4. Hatipli volkanodetritikleri; 5. Seleçik kireçtaşı; 6. Gölköy Formasyonu; 7. Topçam syeniti; 8. Mesudiye - Reşadiye Formasyonu; 9. Fay; 10. Dokanak; 11. Kimyasal analiz için örnek alınan yerler.

Figure 2 : Geological map of the investigated area (After Terlemez ve Yılmaz, 1980; Terzioğlu, 1983). 1. Canik volcanics; 2. Kuyucak basalt; 3* Hasanşeyh floodbasalt; 4. Hatipli volkanodetritics; 5. Seleçik limestone; 6. Gölköy Formation; 7. Topçam syenite; 8. Mesudiye - Reşadiye Formas*yonu; 9. Fault; 10. Contact; 11. Sample locations for chemical analyses.

jiyoklaz ve piroksen fenokristalleri, plajiyoklaz, piroksen ve opak mineral mikrolitlerinden oluşan hamur maddesi içinde dağılmış bir şekilde gözlenmektedir. Canik volkanitlerine ait minerallerin kayalar içindeki önemli özellikleri aşağıda Özetlenmiştir:

Canik bazaltı

Plajiyoklaz : 0,2-3,0 mm büyüklüğünde olup kayada içindeki fenokristallerin büyük bir kısmını oluşturur, iri fenokristal, küçük fenokristal ve mikrolitler halinde gözlenir. Özşekilli ve yarı özşekilli olup Albit, Albit-Karlsbad ikizlenmeleri gösterir. Bazı plajiyoklaz kristallerinde zonlu yapıda gözlenmektedir. Albit-Karlsbad karmaşık ikizlerinde ölçülen sönme açılarına göre iri ve küçük fenokristallerin bileşimi özellikle Labrador (An : % 52-65) olarak belirlenmiştir. Zonlu yapı gösterenlerde, çekirdek kenarlara oranla anortitçe daha zengindir, Bazı plajiyoklaz kristallerinde dalgalı sönme durumu da gözlenmektedir, İri ve küçük fenokristaller hamur içinde izole olarak dağılmış kristaller halinde gözleendiği gibi glo-

merofirik yığışım halinde de gözlenirler. Ayrıca küçük plajiyoklaz fenokristallerinin, küçük ojit ienokristalleri ile giomerofirik yığışım oluşturdukları da gözlenmektedir. Yığışım içindeki kristaller kendi aralarında yarı özşekilli değmeler yapacak şekilde gruplanmışlardır. Bütün plajiyoklaz yığışım lan aynı bileşime sahiptir. Plajiyoklaz mikrolitleri genelde dalgalı sönme göstermektedirler, Ölçüm yapılabilen mikrolitlerin An oranları % 48-53 arasında değişmekte olup genellikle Labrador kısmen de Andezin bileşimlidir. Hamur içinde dağılmış bir şekilde gözlenen fenokristallerin çoğunluğu magmatik korozyona uğramışlardır. Hamur içinde ayrıca büyük plajiyoklaz fenokristallerinin parçalanması ile oluşan küçük plajiyoklaz parçaları da gözlenmektedir, Plajiyoklazlar içlerinde inklüzyon olarak küçük ojit ve olivin fenokristalleri ile opak mineral ve volkanik cam içermektedirler.

Piroksen : 0,2-2,8 mm büyüklüğünde olup özşekilli kristaller halindedir, Bazaltlarda küçük fenok-

ristal ve mikrolitler halinde gözlenirler. Piroksenler renksiz olup nadir olarak da leylak-kahverengi bir pleokroyizmaya sahiptirler. Piroksenler, Ojit (NgAc : 43°-45°) ve Titanlı ojit (NgAc : 35°-38°) bileşimlidirler. Çoğunlukla zonlu bir yapı gösterirler. Basit ikizlenmelidirler. Piroksenler, merkezi kısımlarında inklüzyon halinde plajiyoklaz mikroliti, serpantinleşmiş olivin, manyetit kristalcikleri içerirken, yüksek bir optik engebe (röiiyef) gösteren kenar kısımları hiç bir inklüzyon içermemektedir, Bazı ince kesitlerde piroksenlerin tamamen karbonatlaşmış saptanmıştır. Ayrıca küçük ojit fenokristallerinin kendi aralarında yada küçük plajiyoklaz fenokristalleri ile birlikte glomerofirik yığılımlar yaptıkları da gözlenmektedir.

Olivin : 0.2-2.5 mm büyüklüğünde olup, iri ve küçük fenokristal halinde olmak üzere iki fazlı mineral oluşumu halinde gözlenir. Olivinler, hiç bir alterasyona uğramamış taze görümlü kayaçlar içinde dahi tamamen serpantinleşmişlerdir. Ayrıca oto hidrotermal dönüşümler ile bazı olivin kristallerinin yer yer biyotitleştikleri de gözlenmektedir.

Biyotit : Bazı ince kesitlerde seyrek olarak gözlenmekte olup, küçük levhamsı kristaller halindedir.

Apatit : İri ve küçük mikrolitler halinde olup ince kesitlerde sıkça gözlenmektedir.

Opak mineraller : Hamur içinde özşekilli ve yarı özşekilli korrode olmuş küçük fenokristaller halinde olup genellikle piroksen kristallerine bağlanmış durumdadır,

Canik andeziti

Plajiyoklaz : Özşekilli ve yarı özşekilli olup, küçük fenokristaller ve mikrolitler halindedir. Fenokristaller Albit, Albit-Karlsbad ikizlerine sahiptirler. Plajiyoklazlarda zonlanma olağandır. Albit-Karlsbad karmaşık ikizlerinde ölçülen sönme açılarına göre fenokristaller Andezin (An : % 3540) bileşimindedir. Ölçüm yapılabilen mikrolitlerin bileşimi ise, Oligoklaz (An : % 25) dan Andezine (AH : % 30) kadar değişmektedir.

Piroksen : Küçük fenokristal ve mikrolitler halinde gözlenmektedir. Renksiz yada kahverengimsi bir pleokrizmaya sahip olup Ojit (NgAc : 45°) bileşimlidir. Genellikle basit ikizlenmelidirler. Bazı piroksen kristallerinde zonlu yapı da gözlenmektedir, Piroksenler Inklüzyon olarak içlerinde plajiyoklaz mikrolitleri ve manyetit içerirler,

Hornblend. ve biyotit : Bazı ince kesitlerde ve genellikle birlikte gözlenmektedirler. Her ikisi de küçük fenokristaller halinde olup genellikle kloritleşmişlerdir,

K-feldspat : Bazı ince kesitlerde Karlsbad ikizleri gösteren özşekilli sanidin kristalleri halinde gözlenmektedir. Kısmen kaolenleşmişlerdir. İçlerinde inklüzyon halinde biyotit ve hornblend içermektedir.

Kuvars : Bazı ince kesitlerde, küçük özşekilsiz kristaller halinde seyrek olarak gözlenmektedir.

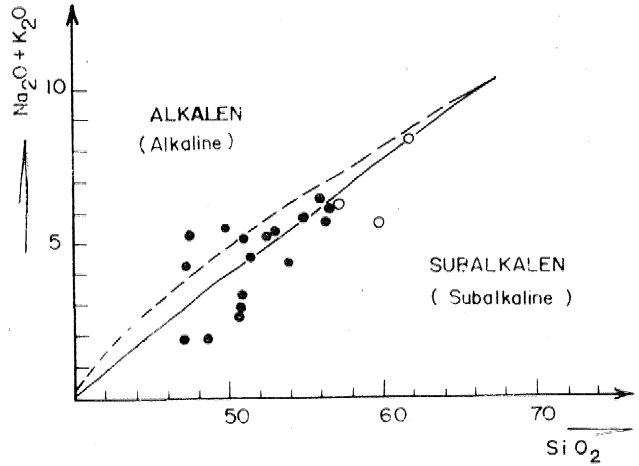
Opak Mineraller : Özşekilli ve yarı Özşekilli kristaller halinde hamur içinde dağılmış ve/veya piroksen ve biyotit kristallerine bağlanmış küçük kristaller halindedir.

CANIK VOLKANİTLERİNİN JEOKİMYASI

Canik bazaltından alınan 17 örneğin tümünün majör ve bunlardan da yalnızca 14'ünün iz element içerikleri ile andezitik kısımlarından alınan 3 örneğin majör ve iz element içerikleri ayrı ayrı incelenerek diyagramlar ve yorumlamalar majör ve iz element dağılımları şeklinde sunulmuştur.

Majör Element Dağılımı

Canik volkanitlerine ait örneklerin majör element kimyasal analiz sonuçları ve C.I.P.W, normları Çizelge l'de görülmektedir,



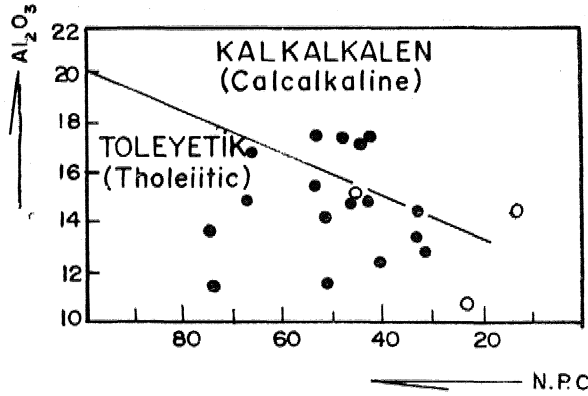
Şekil 3 : Canik volkanitlerinin alkaltailis İçerikleri, Düz çizgi, MacDonald ve Katsura (1964)*'nın ayırımı; kırık çizgi, Irvine ve Baragar (1971)'in ayırımı. Canik bazaltları, Canik andezitleri.

Figures : Alkali-silica diagram for the Canik volcanics. Solid line after MacDonal and Katsura (1964)*; Dotted line after Irvine and Baragar (1971). Canik basalts, Canik andesites.

Toplam alkali-silis diyagramı (Şekil 3), Canik volkanitlerinin alkale kesimde yer alan bir kaç örnek dışında subalkalen karakterini net şekilde ortaya koymaktadır,

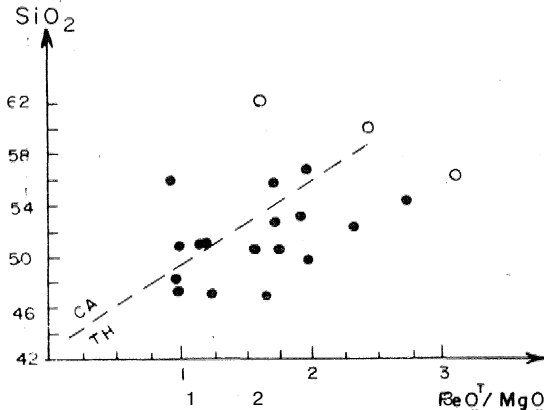
Subalkalen karakteri vurgulanan volkanitler, Irvine ve Baragarın (1971) Al_2O_3 -Normatif plajiyoklaz bileşimi (N.P.C.) diyagramında (Şekil 4) kalkalkalen kesimde bulunan bir kaç örnek dışında genelde toleyitik alanda yer almaktadır. Bu olgu Miyashiro'nun (1975) SiO_2 - FeO/MgO diyagramında da (Şekil 5) belirlenmektedir- Bu verilerin ışığı altında» Canik volkanitleri kalkalkalen eğilimli toleyitik seri karakterli olarak tanımlanabilir,

Canik volkanitlerinde Gottini (1968) tarafından verilen $\% = Al_2O_3 - Na_2O/TiO_2$ değeri, bazaltlarda 13, andezitlerde ise 14 olarak belirlenmiştir, Canik bazalt ve andezitlerinde $\%$ değeri 10'dan büyük olup volkanitler için şialik kökene işaret etmektedir. Bu



NORMATİF PLAJİYOKLAZ BİLEŞİMİ (Normative plagioclase composition)

Şekil 4 : Canik volkanitlerinin % Al_2O_3 - normatif plajiyoklaz içerikleri (Irvine ve Baragar, 1971). Açıklamalar Şekil 3'de verilmiştir.
Figure 4 : Plots of % Al_2O_3 - normative plagioclase composition of the Canik volcanics (Irvine and Baragar, 1971). For symbols see Fig. 3.



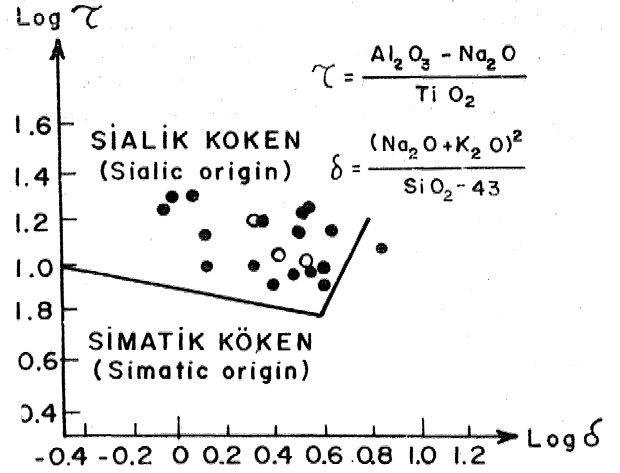
Şekil 5 : Canik volkanitlerinin SiO_2 - FeO/MgO değişim diyagramı (Miyashiro, 1975). Açıklama, Şekil 3'de verilmiştir.

Figure 5 : SiO_2 - FeO/MgO variation diagram of the Canik volcanics (Miyashiro, 1975). For symbols see Fig. 3.

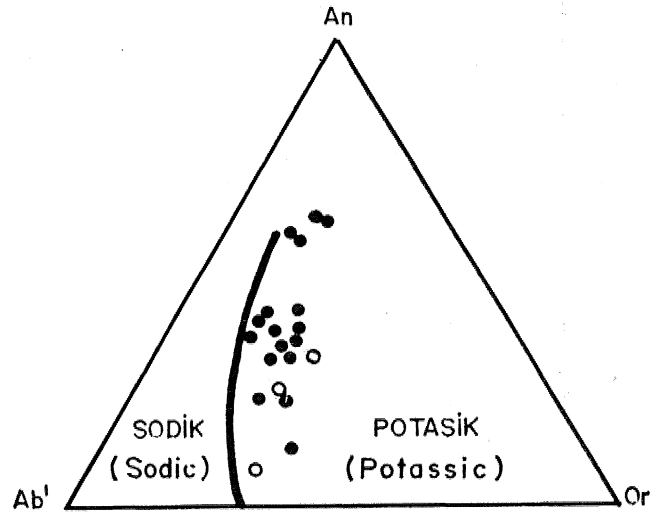
ölgu, Canik volkanitlerini oluşturan magmanın kıtasal kabuğun jeokimyasal etkisi altında kaldığını vurgulamaktadır. Bu durum $\log \tau$ - $\log \delta$ diyagramında da (Şekil 6) yinelenmektedir.

Irvine ve Baragar'ın (1971), «An-Ab²Or» üçgen diyagramında ise (Şekil 7) volkanitlerin potasik karakterde olduğu belirlenmektedir.

Canik volkanitlerinin bazaltik kayalarla ait örnekler ((% $112 < (CaO + MgO) < \% 20$), Fe_1-Fe_2 majör element ayırtma fonksiyonları (Pearce, 1976) diyagramında (Şekil 8) gösterildiğinde, örneklerin genel olarak plaka içi bazalt alanı ile kalkalkalen ba-



Şekil 6 : Canik volkanitlerinde $\log \tau$ nun $\log \delta$ ya göre değişim diyagramı (Gottini, 1968). Açıklama, Şekil 3'de verilmiştir.
Figure 6 : Variation diagram of $\log \tau$ according to $\log \delta$ in the Canik volcanics (Gottini, 1968). For symbols see Fig. 3.



Şekil 7 : Canik volkanitlerinin An-Ab²Or izdüşümleri (Irvine ve Baragar, 1971). Açıklama Şekil 3'de verilmiştir.

Figure 7 : An-Ab²Or projections of the Canik volcanics (Irvine ve Baragar, 1971). For symbols see Fig. 3.

zait alan arasında yer aldıkları, birkaç örneğin ise şosonitik alanda buldukları görülmektedir. Bu diyagramda, Canik bazalt örnekleri gerçek kalkalkalen kayalarda olduğu gibi genelde 0,4'den yüksek Fe_x değerine sahip değillerdir. Canik bazaltım temsil eden örneklerin plaka içi alanla kalkalkalen alan arasında bulunmaları, Canik bazaltımın bir olasılıkla kimyasal kabuğun etkisi altında kaldığını, kabuk buluşması sonucu silisyumca zenginleştiğini ve do-

layisiyla F_x fonksiyonu değerinin plaka içi alan değerine göre yükseldiğini belirtmektedir. Daha Önce de potastik karakteri vurgulanan Canik bazaltına ait birkaç örneğin K_2O içeriğinin yüksek olması, dolayısıyla F_2 fonksiyonunun değerinin düşmesi ve bu örneklerin şosonitik alanda yer alması ve/veya şosonitik kayalar gibi gözlenmeleri, bileşimlerinde bulunan olivin kristallerinin otohidrotermal dönüşüm ve potasyum getirimi sonucu biyotitleşmeleri ile ilişkili olmalıdır.

Majör element kimyası bakımından Canik bazaltı, kıtasal toleyitik bazaltlara göre genelde daha düşük TiO_2 buna karşın daha yüksek K_2O değeri içermektedir. Bu olgu genelde toleyitik seri karakterli olan Canik bazaltının hafif bir kalkalkaien eğilim göstermesine sebep olmaktadır. Canik bazaltı, bu özellikleri ile de güney kesimlerinde yer alan ve kıtasal toleyitik bazalt olarak nitelendirilen Üst Lütseyen - Priyaboniyen (?) yaşlı Hasanşeyh plato bazaltına (Terzioğlu, 1986 a) büyük bir benzerlik göstermektedir (Çizelge 2).

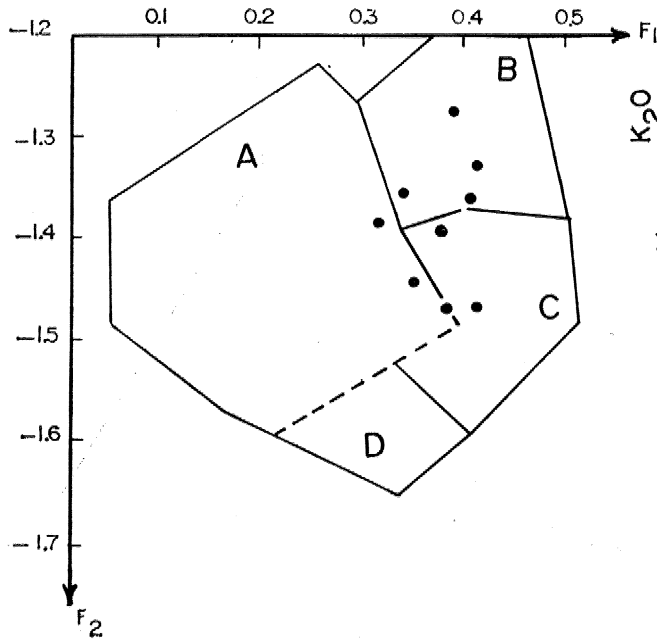
Her ne kadar Canik volkanitlerinin andezitik kırsımlarından alınan örnek sayısı güvenilir yorum

yapmak için yeterli değilse de majör element kimyası bakımından (Çizelge 1), andezitik kayalar Canik bazaltının volkanik seri karakterini korumakta (Şekil 4,5) ve yüksek potasyumlu asit andezit olarak adlandırılmaktadır (Şekil 7,9),

İz Element Dağılımı

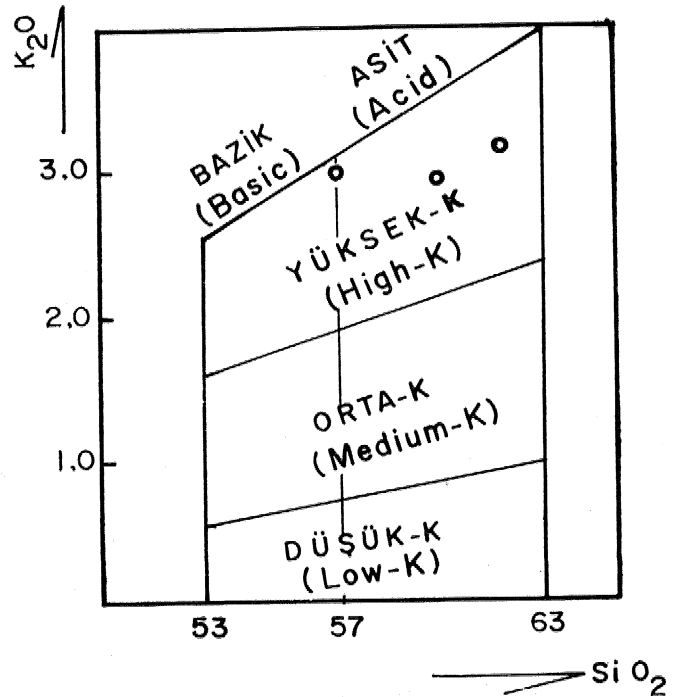
Canik volkanitlerine ait iz element içerikleri Çizelge 3'de verilmiştir. Ayrıca volkanitlerin bazalt ortalaması değişik araştırmacılar tarafından incelenen bazı kıtasal provenşlerdeki toleyitik bazaltların iz element içerikleri ortalamaları ile Çizelge 4'de karşılaştırılmıştır.

Rubidyum, 62 ppm ortalama ile kalkalkaien bazalt ortalamasının (10 ppm) çok üstünde olup, değişken değerler gösteren kıtasal toleyitik bazaltların bir kısmı ile özellikle Parana ve Karroo güney provens bazaltları (Çizelge 4, analiz 11, 16, 20) ile uyum halindedir. Canik volkanitlerinde, rubidyum diferansiyasyon indeksine (DJ) göre istatistiksel olarak geniş bir dağılım göstermektedir (Şekil 10). K/Rb oran değeri, istatistiksel olarak diferansiyasyon indeksi ile geniş bir dağılıma (Şekil 11 A), rubid-



Şekil 8 : Majör element diskriminant fonksiyon (F_1 ve F_2) diyagramında Canik bazaltının ($\% 12 < CaO + MgO < \% 20$) dağılımı (Pearce, 1976). A-Plaka içi bazalt, B-Şosonit, C-Kalkalkalen bazalt, D-Okyanus tabanı bazalt.

Figure 8 : Major element discriminant function (F_1 and F_2) of Pearce (1976), for Canik basalt ($\% 12 < CaO + MgO < \% 20$). A-Within plate basalt, B-Shoshonite, C-Calcalkaline basalt, D-Ocean floor basalt.



Şekil 9 : Andezitlerin K_2O ve SiO_2 'ye göre adlandırılması (Gill, 1981). 1,2 ve 3'ncü çizgilerin eşitliği: $K_2O = 0.145 (SiO_2) - 5.135$; $K_2O = 0.0818 (SiO_2) - 2.754$; $K_2O = 0.0454 (SiO_2) - 1.864$.

Figure 9 : Nomenclature of andesites according to K_2O and SiO_2 (Gill, 1981). Equations of lines 1,2 and 3 are, respectively: $K_2O = 0.145 (SiO_2) - 5.135$; $K_2O = 0.0818 (SiO_2) - 2.754$; $K_2O = 0.0454 (SiO_2) - 1.864$.

Çizelge 3 . Canik volkanitlerinin iz element içerikleri.

Table 3 . Trace element contents the Canik volcanics.

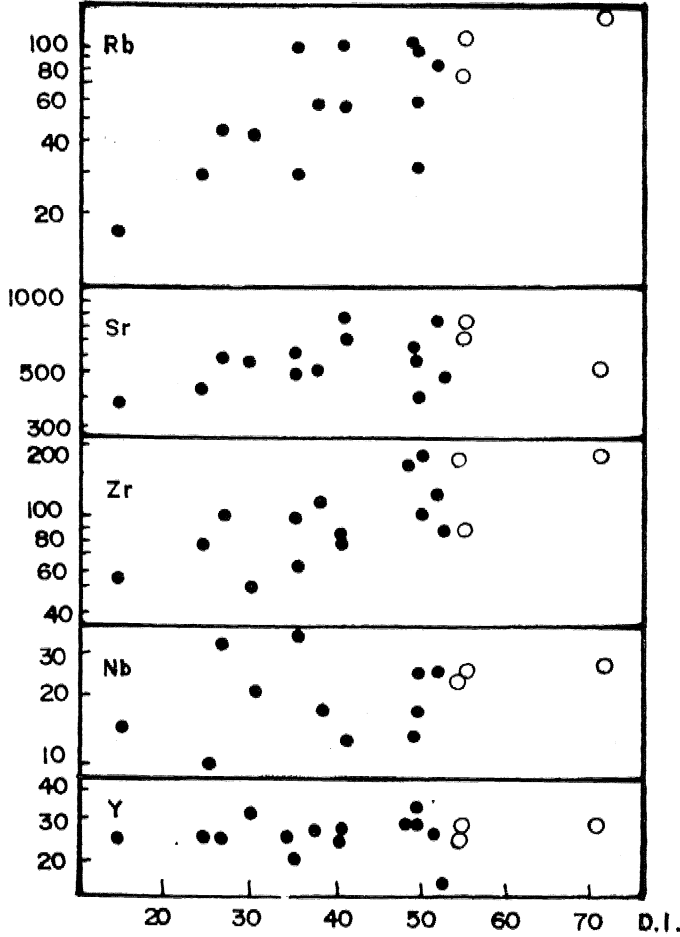
KAYAÇ GRUBU / ROCK GROUP	B A Z A L T / B A S A L T														ANDEZİT/ANDESİTE		
ÖRNEK NO / SAMPLE NO	34	41	151	180	186	188	200	208	210	214	220	224	252	253	45	223	229
İZ ELEMENTLER / TRACE ELEMENTS ppm																	
Rb	106	45	59	45	98	31	102	101	30	87	58	33	60	17	80	138	112
Sr	689	573	534	600	575	438	905	626	515	986	750	507	404	387	867	555	708
Zr	164	52	116	100	172	75	74	98	63	124	79	89	104	57	90	184	171
Y	29	32	27	25	29	26	27	21	25	27	25	17	35	25	26	30	29
Nb	10	2	8	19	15	6	-	22	-	15	8	-	10	-	14	16	15
K/Rb	269	258	312	249	266	289	208	152	520	274	322	420	279	537	303	194	221
Rb/Sr	0.15	0.08	0.11	0.08	0.17	0.07	0.11	0.16	0.06	0.10	0.08	0.07	0.15	0.04	0.09	0.25	0.16

Çizelge 4. Canik platabazaltınan iz element kapsamı yönünden diğer benzer volkanik kayalarla karşılaştırılması.

Table 4. Comparison of the trace element contents of Canik floodbasalt with similar volcanics rocks.

ÖRNEK NO / SAMPLE NO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Rb	62	32	18	33	-	50	10	-	20	18.6 (8-31)	50	48	-	21	50	32	13	39	33	54	17
Sr	600	478	300	400	460	430	328	275	425	780 (195-1051)	190	758	706	641	207	726	241	298	121	429	152
Zr	97	64	85	100	215	220	100	106	30	34.5 (13-103)	85	428	196	311	81	314	160	200	94	254	74
Y	26	23	32	32	29	27	20	23	20	11 (4-27)	23	39	22	22	50	48					
Nb	12	4			20			2.3	4	5.3 (2-13)	11-16		47	27	11-18						
K/Rb	311	416			500	340		249	486 (237-747)		282		395		299	485	340	153			254
Rb/Sr	0.10	0.07	0.06	0.08		0.12	0.03		0.05	0.02(0.01-0.07)		0.06		0.03		0.06	0.05	0.13	0.27		0.11

1. Canik platabazaltı/Canik floodbasalt.
2. Hasağsıy platabazaltı/Hasağsıy floodbasalt (Terzioğlu,1985 a)
3. Normatif olivini toleyitik bazalt/Normative olivine tholeiite basalt (Prinz,1968).
4. Normatif kuvarelli toleyitik bazalt/Normative quartz tholeiite basalt (Prinz,1968).
5. Kitasal bazalt ortalaması/Average of continental basalt (Pearce ve Cann,1973).
6. Sıcak nokta toleyiti/Hot apote tholeiite (Gast,1968; Schilling ve Winchester, 1969).
7. Kalkalkalen bazalt/Calcalkaline basalt (Jakes ve White,1971).
8. Kalkalkalen bazalt/Calcalkaline basalt (Pearce ve Cann,1973).
9. Alt kıtasal kabuk ortalaması/Average of the lower continental crust (Taylor ve Mc Lennan,1979).
10. "6" Lesotho granülit kamoliti ortalaması ve elementlerin değişim aralığı, Güney Afrika/Average and ranges (in brackets) for 6 Lesotho granülite xenolithe, Southern Africa (Roger,1977).
11. "21" Lesotho-Besutoland bazalt ortalaması, Karoo Güney provansı, Güney Afrika/Average for 21 Lesotho-Besutoland basalt, Southern province of Karoo, Southern Africa (Cox ve diğ.,1967).
12. "6" Featherstone bazalt ortalaması, Karoo kuzey provansı, Rodezya, Güney Afrika/Average for 6 Featherstone basalt, Northern province of Karoo, Rhodesia, Southern Africa (Vail ve diğ.,1969).
13. "5" Nuanetsi bazalt ortalaması, MgO % 5-8, Karoo kuzey provansı, Rodezya, Güney Afrika/Average for 5 Nuanetsi basalt, MgO % 5-8, Northern province of Karoo, Rhodesia, Southern Africa (Cox ve diğ.,1967).
14. "12" Tull bazalt ortalaması, Karoo kuzey provansı, Rodezya, Güney Afrika/Average for 12 Tull basalt, Northern province of Karoo, Rhodesia, Southern Africa (Vail ve diğ.,1969).
15. "72" bazalt ortalaması, Karoo Güney provansı, Güney Afrika/Average for 72 basalt, Southern province of Karoo, Southern Africa (Cox ve Hornung,1966).
16. "29" bazalt ortalaması, Karoo kuzey provansı, Güney Afrika/Average for 29 basalt, Northern province of Karoo, Southern Africa (Cox ve diğ., 1967).
17. "5" Picture George bazalt ortalaması, Oregon, Merkezi Washington, U.S.A./Average for 5 Picture George basalt, Oregon Central Washington, U.S.A. (Mc Dougal,1976).
18. Alt Yakıma bazalt, Grande Ronde tatifi, Columbia River grubu,Oregon ve Washington,U.S.A./Lower Yakima basalt, Grande Ronde sequence, Oregon and Washington, U.S.A. (Mc Dougal, 1976).
19. Jura Ferrar dolerit, Antartika/Jura Ferrar dolerite, Antarctica (Gunn, 1962,1966).
20. Parana platabazaltı, Brezilya/Parana floodbasalt, Brazil (Ruegg, 1976).
21. Diyabat ortalaması, Kuzey Amerika doğusu/Average of diabase, East of North America (Waigand ve Rangland, 1970).



Şekil 10 : Canik volkanitlerinin iz elementlerinin D.I. değerlerine göre değişim diyagramı. Açıklama, Şekil 3'de verilmiştir.

Figure 10 : Variation diagram of trace elements of the Canik volcanics according to D.I. values. For symbols see Fig. 3.

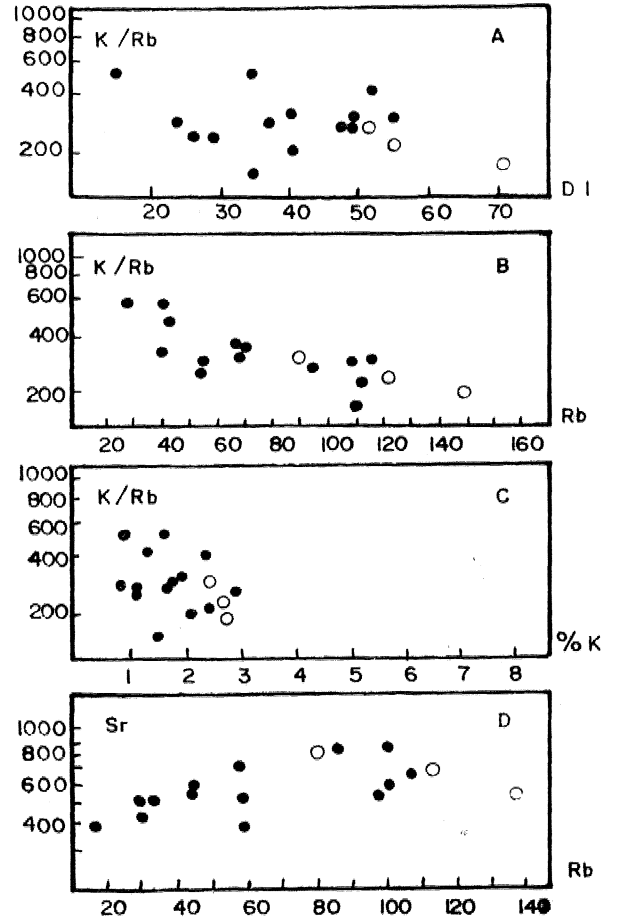
yum ile düzenli ve azalan bir ilişki (Şekil 11 B) sunmaktadır, K/Rb oran değerinin DJ. ile geniş bir dağılım sunması Canik volkanitlerinin kabuksal bir bulaşmaya maruz kaldığını vurgulamaktadır (Jakes ve White» 1971). Bu kabuksal bulaşma, genelde toleyitik seri karakterli olan Canik bazaltının hafif bir kalkalkalen eğilim kazanmasına sebep olmaktadır, K/Rb oran değerinin rubidyum ile azalan bir ilişki göstermesi olgusu ise, magmatik serilerin genel ayrışma mekanizması ile uyumlu olup kabuksal bulaşmanın yanısıra volkanitlerin magmatik ayrışmaya da uğradığını vurgulamaktadır, K/Rb oran değerinin potasyum ile olan ilişkisi (Şekil 11 C) geniş dağılımlı olup, verilerin bir potasyum değerinde K/Rb oran değerinin değişik değerler göstermesi volkanitlerin rubidyumca zenginleştiğini belirtmektedir.

Stronsiyum, 600 ppm ortalama ile kalkalkalen bazalt ortalamasının (328 ppm) çok üstünde olup

genelde kıtasal toleyitik bazaltlar ile özellikle Karroo kuzey provansı bazaltları ile (Çizelge 4, analiz 12, 13, 14, 16) uyum halindedir. Ayrıca alt Mitasal kabuğun mineralojik bileşimi olarak kabul edilen granülit ortalamasına da (780 ppm) benzerlik göstermektedir. Stronsiyum, Canik volkanitlerinde artan D.L (Şekil 10) ve Rb ile (Şekil 11 D) geniş bir dağılım sunmaktadır.

Zirkon, 97 ppm ortalama ile kalkalkalen bazalt (100 ppm), normatif kuvarşlı ve normatif olivinli bazalt (Çizelge 4, analiz 3, 4, 7, 8), Karroo, Kuzey Amerika, Antartika ve Kuzeydoğu Göröndland provansı toleyitik bazaltları (Çizelge 5) ile uyum halindedir Zirkon, Canik volkanitlerinde artan diferansiyasyon indeksine göre istatistiksel olarak düzenli ve artan bir ilişki göstermektedir (Şekil 10),

Yitriyum, ortalama 26 ppm olup kalkalkalen bazalt (Çizelge 4) ortalaması (23 ppm) ile bazı kıtasal toleyitik bazalt değerlerine, Özellikle Kuzeydoğu Amerika, Karroo, Antartika, Dekkan ve Kuzeydoğu



Şekil 11 : Canik volkanitlerinin IE element içeriklerinin değişim diyagramı. Açıklama Şekil 3'de verilmiştir.

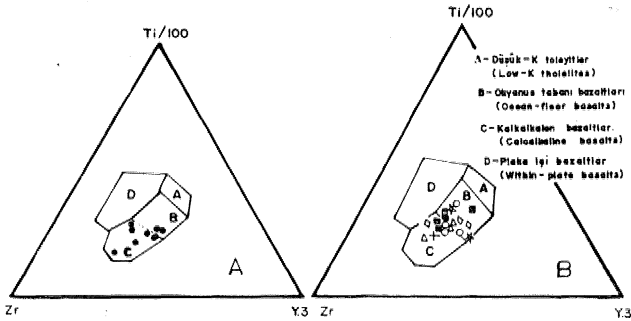
Figure 11 : Variation diagram of trace elements of the Canik volcanics, For symbols see Fig. 3,

çizelge s • 213 analla: İçeren ve 7 p̄rovence alt olan 16 kıtasal toleyitik biM̄itın, Canık platebizilti ile k̄x̄il<ftirifM̄*ı>
Bütün analizler (% 20) d̄0+MgO > % 12) bileştestli aralığındadır.

Tablets • Çemparisen of sixteen continental tholeiitic basalts localities fr̄ < 7 provinces representing 213 analyses with
Canık floodbasaltı* All inalytss are in the rangt (% 20) CaO+MgO) ^ 12).

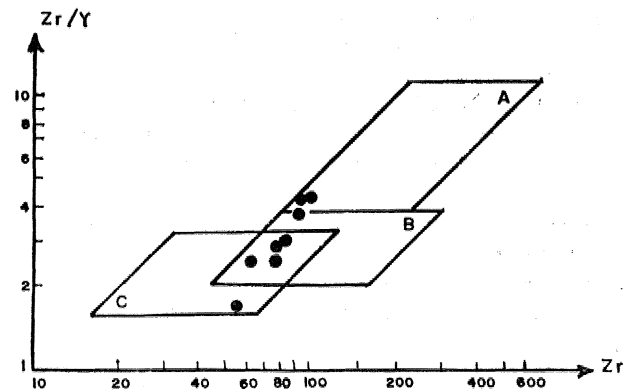
Provincslsr (Provinces)	Analiz Sayıları No of analyses	Y	Zr	Ti _{ppm}	Zr/Y	Ti/Y	Referanslar (References)
<^KD Amerika Proven>ı (NE American Pr̄vinça)							
Watchunfl akıntısı (Watchung flows)	21	36	102	7210	2.83	200	Puffer and Lechler, 1980
Yolk Haven akıntısı (York Haven flows)	30	20	115	6540	5.75	327	Smith et al, 1975
Rosville akıntısı (Rosville flows)	20	20	66	4440	3.30	222	Smith et al, 1975
^ Karoo fteovansl (Karoo Provlnet)							
Tandyiesberg silli (Tndylefberg sill)	37	22	90	5460	4.09	248	Richardson, 1979
Hangnest silli (Hangnest sill)	9	26	150	6600	5.77	254	Le Roex and Reid, 1978
Blâiuwkrans silli (Blaawkrans sill)	9	22	76	5220	3.45	237	Le Roex and Reid, 1978
^Antartika Provensl (Antartle Province)							
Feitr̄r cloleritieri (Perrar doleritas)	4	25	66	3840	2.64	154	Kyle, 1980
^Parana Kfovtnsi (Parana Provincee)							
Parana havzası (Parana basin)	10	62	215	18500	3.47	298	Ruegg and Dutra, 1970
-f Dtkkan Provensi (Decean Province)							
Rhoiwidi h̄ölmü (Rhoiwada section)	4	26	123	5970	4.73	230	Sukheswala and Poldervairt, 1951 Vallancej 1974
O Koliffiıhiya Nehri Provtnsi (Columbia Rivtr Province)							
Picture George birimi (Picture George unit)	5	50	100	10320	3.20	200	Me Douşallı 1976
Alt Yakııa çoirimi (Lower Yakııraa unit)	4	45	190	10800	4.22	240	Me Dougall, 1976
Örtü YikiBi birimi (Middle Yâkııtta unit)	5	63	210	19260	3.33	306	Me Dotail, 1976
Grand Rondt Sâkanü (Grande Ronde Segutnet)	6	48	200	13200	4.17	275	Me Doug allı 1976
S KD Grönland Provenu (NE Grönland Province)							
Alt lirimi (Baial unit)	5	17	76	4900	4.47	288	Yayılanmamış vtr̄i (Unpublished dati)
Afirik tolrim (Aphyric unit)	15	21	89	5580	4.24	266	Yayılanmamış veri (Unpublished dits)
Porfirik birim (Porphyric unit)	29	25	63	6420	2.52	257	Yay uslanmamış veri (Unpublished dati)
Karadeniz Plakası (Black Sea Plate)							
Hasânşeyh plâtoıaialtı (Hasânşeyh floodbasalt)	10	23	84	6084	3.20	235	Terzioğlu 1985 4ı
^Canık plttobaiilti (Canık floodbasalt)	14	26	97	5460	3.73	210	Bu yayında (in this papır)

* Yayılanmamış veriler (Unpublished data), Fêlko Kalsbeek ve Hans Jepsen, Geological Survey of Greenland, Copenhagen, Danmark.



Şekil 12 : A-Ti-Zr-Y üçgen diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) Canık bazaltının (% 12 < CaO + MgO < % 20) dağılımı; B-7 provence ait 16 kıtasal toleyitik bazalta göre konumları. Açıklama Çizelge 6'da verilmiştir.

Figure 12 : A-Distribution of Canık basalt (% 12 < CaO + MgO < % 20) in Ti-Zr-Y triangle diagram (Pearce ve Cann, 1973); B-Their position according to 16 continental basalt from 7 province. For symbols see Table 6.



Şekil 13 : Canık bazaltının (% 12 < CaO + < % 20) Zr-Zr/Y değışimi (Pearce ve Nörry, 1979). A-Plaka içi bazalt, B-Adayıyı bazalt, C-Okyanus ortası sırtı bazaltı.

Figure 13 : Plot of Zr-Zr/Y (Pearce and Nory, 1979) for the Canık basalt (% 12 < CaO + MgO < % 20). A-Within plate basalt, B - Island arc basalt, c - Mid - ocean ridge basalt.

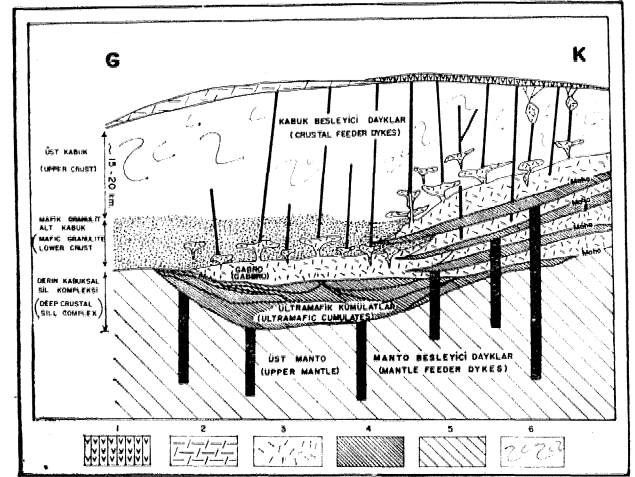
Göröndland provenisi bazaltlarına. (Çizelge: 5) benzerlik gösterirler.

Niyobyum, ortalama 12 ppm olup kalkalkalen bazalt ortalamasının (23 ppm) üstünde, kıtasal bazalt ortalamasının (20 ppm) ise altındadır. Canik bazaltları Nb içerikleri bakımından kıtasal toleyitik bazaltların bir kısmı ile Özellikle Karroo güney provenisi bazaltları (Çizelge: 4, analiz: 11, 15) ile uyum halinde olduğu gibi alt kıtasal kabuğun mineralojik bileşimi olarak kabul edilen granülit için verilen Nb değer aralığına da (2-13 ppm) uyum sağlamaktadır. Niyobyum, Canik volkanitlerinde artan dife-ransiyasyon indeksine göre geniş bir dağılımı göstermektedir (Şekil 10),

Pearce ve Camı (1973), Y/Nb oranlarına göre magmaların soy özelliğini ve tektonik konumları arasındaki ilişkiyi belirlemişlerdir. Bazaltların Y/Nb oranı alkalilik durumlarının bağlı olup, alkalilik yükseldikçe bu oran azalmaktadır. Y/Nb oran değeri kıta içi alkalin bazaltlarda 1'den küçük, okyanus sırtı alkalin bazaltlarda 2'den küçüktür. Buna karşılık plaka içi toleyitik bazaltlarda 2'den büyük, okyanus sırtı toleyitik bazaltlarda 3'den büyüktür. Canik bazaltının Y/Nb oranı ortalama 24 olup 1,04.3 arasında değişmektedir. Bu olgu Canik bazaltının plaka içi toleyitik bazaltların Y/Nb oran değerleri ile uyum halinde olduğunu belirtmektedir.

Potasyumca fakir toleyitler, okyanus tabam bazaltları, kalkalkalen bazaltlar, okyanusa! ada bazaltları ve plaka içi alkalin bazaltların birbirinden jeokimyasal olarak ayrılanabildiği «Ti-Y-Zr» diyagramında (Şekil VI A), kıtasal toleyitlerin genel konumunu belirlemek amacıyla yapılan çalışmada (Holm, 1982), 7 kıtasal toleyitik provensden alınan 16 yersel örneğin (Çizelge 5) plaka içi bazalt sahasında yer almayıp/ bu örneklerin yaklaşık % 50'sinin okyanus tabam bazalt sahasında, geri kalanının ise kalkalkalen bazalt sahasında yer aldıkları belirlenmiştir. Canik bazaltına ait örneklerin bu diyagramda okyanus tabam bazalt sahası ile kalkalkalen bazalt sahasında yer almaları (Şekil 12 A) Canik bazaltının kıtasal toleyitik bazaltların genel davranış biçimine benzer bir davranış gösterdiğini vurgulamaktadır. Bu özellik, ayrıca Zr/Y-Zr (Pearce ve Norry, 1979) diyagramında da (Şekil 13) yinelenmekte olup, Canik bazaltına ait örnekler okyanus tabam bazalt alanı ile adayayı kalkalkalen bazalt alanı içinde yer almaktadır. Ayrıca, Karadeniz plakasının (Mc Kenzie, 1972; Alptekin, 1973; Dewey ve diğerleri, 1973; Ketin, 1977) orta kesiminde yer alan Canik bazaltının Ti, Zr, Y element içerikleri ve Ti/Y, Zr/Y oran değerleri ile de yer kabuğunun değişik provenslerinde (Çizelge 5) yayılım gösteren kıtasal toleyitik bazaltlara uyum sağladığı gözlenmektedir.

Her ne kadar andezitik kısımlardan alınan örnek sayısı güvenilir bir yorum yapmak için yeterli değilse de, andezitik kısımların uyumsuz iz element (Rb, Sr, Zr, Y, Nb) içeriklerinin (Çizelge 3) adayayı andezitlerine (Taylor, 1969; Taylor ve White, 1969; Gill, 1981) göre daha yüksek; K/Rb oran değerleri-



Şekil 14 : Canik platobazalt volkanizması tarafından etkilenen inceleme alanı için benimsenen alt kabuk tabakalanması modeli. Derin kabuksal sil kompleksi, tek bir birlik halinde (sol taraf) sınırlım belli keskin ara yüzeyli yeni bir Moho süreksizliği oluştururken, tekrarlanan sil kompleksi* d (sağ taraf) halinde dağınık belirsiz bir Moho oluşturmaktadır. 1* Canik platobazaltı; 2. Hasanşeyh platobazaltı; 3. Gabbro; 4. Ultramafik kümülatlar; 5. Üst manto; 6* Üst kabuk.

Figure 14 : The suggested crustal underplating model in the investigated area affected by the Canik flood volcanism. The deep crustal sill complex is diagrammatically shown as a single unit (left) generating a sharp Moho and multiple (right) generating a diffuse Moho.

1. Canik floodbasalt; 2. Hasanşeyh floodbasalt; 3. Gabbro; 4. Ultramafic cumulates; 5. Upper mantle; 6* Upper crust*.

nin de daha düşük olması yitim kökenli bir volkanizmanın ürünü olamayacaklarını göstermektedir,

CANIK VÖLKAMİTLERİNİN PETROJENEZİ

Bazalt ve andezitik kayalar ile temsil edilen Canik volkanitleri, morfolojik, petrografik ve jeokimyasal özellikleri açısından kıtasal plaka içlerinde gözlenen toleyitik bazaltlara uyum sağlamaktadır.

Majör ve iz element çalışmaları, Canik bazaltının kalkalkalen eğilimli potasyumca zengin toleyitik seri karakterli olduğunu, kıtasal kabuğun etkisi altında bulaşmaya uğrayarak kirlendiğini ve bunun sonucunda da sialik kökenli gibi davrandığını ortaya koymaktadır.

Yeryüzünde Mesozoyik ve Tersiyer provenslerinde (Kolombiya nehri, Kuzey Atlantik, Dekkan, Parana) Karroo, Antarktika ve Sibirya platformu) geniş

yayılım gösteren toleyitik karakterli platobazaltları, primer yada primere yakın magmadan ve/veya magnezyumca zengin pikritik ana magmalardan kaynaklanmışlardır. Platobazaltları, birinci durumda «manto yükselmesi» varsayımı ile ilişkili olarak oluşmaktadır. Toleyitik karakterli olan bu kıta içi platobazaltları, magma ocağından yüzeye süratle çıktıklarından ayırılma olanağı bulamamakta ve ana magmanın bazaltik karakterini aynen yansıtmaktadırlar. İkinci durumda ise, pirolitik mantonun 20 kb (\approx 60 km) da, % 20-30 oranında kısmi ergimesi ile oluşan ana pikritik magma, kabuk incelmesinin gözlemlendiği özel durumlarda yüzeye kadar ulaşabilmekte, buna karşın kabuk kalınlaşması durumunda kıtasal kabuğa göre daha fazla bir yoğunluğa sahip olduğundan kıtasal kabuğun bir dizi derin kabuksal sil kompleksleri (Cox, 1980) halinde enjekte olmaktadır. Enjekte olan bu sil kompleksleri, üstte gabroyik magma altında ise ultramafik kümülatlar halinde ayırılma (Şekil 14) ve neticede alt kabuk tabakalanması mekanizmasına sebep olmaktadır. Derin kabuksal sil kompleksi halinde, kalınlaşmış kıtasal kabuğun tabanına yerleşen pikritik magmanın ayırılma sonucu üstte oluşan gabroyik magma, yoğunluğu yeterince azaldığı için kıtasal kabuğun üst seviyelerine doğru yükselerek ayırılmakta ve geride kalıntı halinde gabroyik kümülatları bırakarak yeryüzünde volkanik faaliyetini başlatmaktadır.

Farklı yaşlarda olmalarına rağmen Pliyosen yaşlı Canik platobazaltının, petrografik ve jeokimyasal açıdan Hasanşeyh platobazaltına genelde bir benzerlik göstermesi; magma tik ayırılmaya uğraması ve İçinde ksenolit (anklav) halinde uygun manto materyalini içermemesi gibi kanıtlar, ikinci ihtimalin yani pikritik magmanın daha olası olacağı görüşünü belirtmektedir. Bu olgu, ayrıca Canik platobazaltı için bölgesel ölçekte ayrı bir oluşum mekanizmasının düşünülmemesi gerektiğini, buna karşın Üst Lütésiende sıkışma rejimi etkisi altında gelişmeye başlayan alt kabuk tabakalanması olayı sonucu oluştuğu vurgulanan Üst Lütésiye - Priyaboniyen (?) yaşlı Hasanşeyh platobazaltının (Terzioğlu, 1985 a) kaynağını oluşturan gabroyik magma ile kökensel ilişkili olabileceğini düşündürmektedir.

İnceleme alanında pikritik kayaların gözlenmemesi, Doğu Pontidlerin orta kesiminde kıtasal kabuğun, pikritik sillerin yerleşiminden Önce özellikle Üst Lütésienden önce, kalınlaşmış olduğunu belirtmektedir (Terzioğlu, 1985 a). Sillerin kabuk - manto sınırına yerleşiminde tektonik sıkışma rejimi (Roberts, 1970), düşük yoğunluktaki yan kayalar (Bradley, 1965), muhtemelen yatay tabakalanma ve foliyasyon gibi yapısal faktörler en uygun şartları oluşturmaktadır.

Sıkışma tektoniğinin etkisi altında Üst Lütésiende başlayan ve gabroyik bileşimli Hasanşeyh platobazalt magmasını oluşturan pikritik ana magmanın, bir dizi siller halinde kabuk-manto sınırındaki enjeksiyonları bölgede bir basınç serbestleşmesi yaratan Kuzey Anadolu Transform Fayına (Mc Kenzie, 1970; Dewey ve Bird, 1970; Dewey ve diğerleri,

1973; Ketin, 1977; Şengör ve Yılmaz, 1981) etkinliği göstermeye başladığı Üst Miyosen (Pliyosen?) yaş konağına (Ketin, 1969; Tokay, 1973; Öztürk, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğerleri, 1981) kadar kabuk-manto sınırının üst seviyelerine başka bir deyişle kıtasal kabuğun üst seviyelerine doğru ilerleyici bir şekilde devam etmiş ve aynı kökenli oluşuma sahip benzer özellikli gabroyik magmaları oluşturmuştur* Kıtasal kabuğun farklı seviyelerinde pikritik magmanın ilerleyici ve tekrarlanan sil enjeksiyonlarının ayırılması sonucu kıtasal kabuğa bir yandan gabro ilave edilirken, diğer yandan da mantonun üst seviyelerine kalıntı (restit) halinde yeni ultramafik kümülatların ilave edilmesi devam etmiş ve sonuçta Üst Lütésiende başlayan alt kabuk tabakalanması olayı Üst Miyosen - (Pliyosen ?)e kadar bir süreklilik kazanmıştır, ilerleyici ve tekrarlanan sil enjeksiyonlarının kıtasal kabuğun farklı üst seviyelerinde ayırılması sonucu alt seviyelere enjeksiyon yapan silin gabroyik kümülatları, üst seviyelere enjeksiyon yapan silin ultramafik kümülatları altında bulunacağından böyle bir zonda artık neyin kabuk, neyin manto olduğu belirlenemeyeceğinden neticede ilerleyici bir şekilde gelişen alt kabuk tabakalanması olayına uğrayan böyle bir zonda keskin ara yüzeyli bir Moho'dan ziyade dağınık, belirsiz bir Moho oluşacaktır. Pikritik sillerin ayırılması sonucu oluşan benzer özellikli gabroyik magmalar, farklı seviyelerine yerleştikleri kıtasal kabuğun mineralojik ve petrografik özelliklerine göre, alt kıtasal kabuk ve/veya üst kıtasal kabuğun jeokimyasal etkisi altında kalacaklarından, alt kıtasal kabuk (granulit) ve/veya üst kıtasal kabuk kayaları (granit, granodiyorit) tarafından kısmen de olsa bir bulaşmaya (kontaminasyon) maruz kalmaktadırlar.

İz element çalışmaları, Canik platobazaltlarının benzer kökenli oluşuma sahip olmakla birlikte alt kıtasal kabuk tarafından jeokimyasal olarak fazlaca etkilendiği vurgulanan Hasanşeyh platobazaltına (Terzioğlu, 1985 a) göre özellikle K-tipi (K, Rb, Sr) elementlerce bir zenginleşme gösterdiğini ve dolayısıyla üst kıtasal kabuk tarafından fazlaca etkilendiğini belirtmektedir. Ayrıca, Canik platobazaltının Rb/Sr oran değerinin (0.10) Hasanşeyh platobazaltına (0,07) göre yüksek değerde olması da Canik platobazaltını kaynaklandıran gabroyik magmanın Hasanşeyh platobazaltını veren gabroyik magmaya göre kıtasal kabuğun üst seviyelerinde yer aldığı ve dolayısıyla üst kıtasal kabuktan fazlaca etkilendiği vurgulamaktadır. Bu olgu, ayrıca pikritik sillerin Üst Lütésienden sonra kıtasal kabuğun üst düzeylere doğru sokulum yaptığı tezi ile de uyumlu görülmektedir.

Canik bazaltları. Üst Lütésiye - Üst Miyosen (Pliyosen ?) zaman aralığında işlevini gösteren ve alt kabuk tabakalanması olayını sonuçlandıran pikritik ana magmanın ilerleyici ve tekrarlanan siller halinde kalınlaşmış kıtasal kabuğun üst seviyelerine sokulumu ve ayırılması sonucu üstte gelişen gabroyik bileşimli magmadan kaynaklanmıştır. Bu gabroyik bileşimli magma, Üst Miyosen (Pliyosen?) de

harekete geçen Kuzey Anadolu Transform Fayının bölgesel ölçekte yarattığı basıncı serbestleştirmesinin bir volkanik faaliyetin gelişebilmesi için yeterli düzeye ulaşmasına kadar, üst kıtasal kabuk içinde beklemiş ve bu sırada içinde bulunduğu kıtasal kabuk ile etkileşerek gözlenen karmaşık petrokimyasal bileşimini ortaya çıkarmıştır. Yukarıda belirtilen serbestleşme sonrası genişleme tektoniği ile Pliyosende gecikmeli ve/veya beklemeli bir volkanik etkinlik şeklinde gelişmiştir. Ayrıca, inceleme alanında Canik bazaltının kaim lav akıntıları dışında çok sayıda dayklar halinde de gözlenmesi, genişleme tektoniğinin bölgedeki etkinliğini vurgulamaktadır.

Canik volkanitlerinin andezitik kısımları ise, majör ve uyumsuz iz element içerikleri bakımından adayayı yöresi andezitlerine benzerlik göstermemektedir. Bu olgu Canik andezitinin, yitim sonucu gelişen bir volkanik etkinlik olamayacağı belirtilmektedir. Zira Üst Paleosenden sonra kıta (Anatolid) - adayayı (Pontid) çakışması sonrası adayayı özelliğini kaybederek kıtasal bir kabuğa dönüşen Doğu Pontidlerde Pliyosende artık bir yitme zonunun varlığı söz konusu olamamaktadır. Ayrıca andezitik kısımların, bazaltların kalkalkalen eğilimli toleyitik seri karakterini koruması, onların bazaltlar ile hökensei ilişkide olduğunu vurgulamaktadır. Bu bakımdan yüksek potasyumlu asit andezit bileşiminde olan andezitik kısımlar kıtasal plaka içlerinde gözlenen andezitik kayalar gibi gözönüne alınabilir. Kıtasal plaka içlerinde gözlenen andezitik kayalar, yakın çevrelerinde bulunan toleyitik karakterli platobazaltlarının kristal ayrışma ürünleri olarak ve/veya bu ayrışma ürünlerinin kıtasal kabuğun jeokimyasal etkisi altında kalarak kirlenmesi sonucu kalkalkalen eğilimli hatta kalkalkalen benzeri ortaç kayalar şeklinde gelişmektedir, Canik volkanitlerinde, genelde K/Rb oran değerinin D.I. ile geniş (Şekil 11 A), Rb ile azalan (Şekil 11 B) bir ilişki sunması Canik andezitinin, alt kabuk tabakalanması sonucu oluşarak kıtasal kabuğun üst seviyelerine yerleşen ve sialik kabuk tarafından kirlenen gecikmeli ve/veya beklemeli gabroyik bileşimi! Canik bazaltları magmasının kristal ayrışması sonucu oluştuğunu belirtmektedir,

SONUÇLAR

İnceleme sahasında yapılan bu çalışma ile elde edilen sonuçlar şu şekilde özetlenebilir :

1, Canik volkanitlerini oluşturan bazalt ve andezitlerin potasyumca zengin toleyitik seri karakterli kıtasal plaka içi volkanizma ürünleri olduğu belirlenmiştir,

2, Canik volkanitlerinin, Üst Paleosenden sonra kıta (Anatolid) - adayayı (Pontid) çarpışması sonrası kıtasal kabuğa dönüşen Doğu Pontidlerin, tektonik sıkışma rejimi altında, Üst Lütesiyenden Üst Miyosen (Pliyosen ?)'e kadar sürekli olarak etkinlik gösteren alt kabuk tabakalanması (underplating) mekanizması sonucu oluştuğu saptanmıştır.

3, Canik volkanitlerinin özellikle üst kıtasal kabuk tarafından jeokimyasal olarak etkilenerek kirlendiği belirlenmiştir.

4. Canik bazaltının, gerek morfolojik ve gerekse mineralojik, petrografik ve jeokimyasal açıdan platobazaltların genel özelliklerine uyum sağladığı gözlenmektedir,

5, Canik platobazaltın izleyen andezitik lavların mineralojik ve kimyasal bileşimleri, andezitlerin magmatik ayrışma sürecinde volkanizmanın kalkalkalen eğilimli potasyumca zengin toleyitik seri özelliğini koruduğunu göstermektedir.

6* Canik volkanı derinde magmatik ayrışmanın yanı sıra kirlenmenin (kontaminasyon) de etkili olduğu belirlenmiş ve kirlenmenin daha çok üst kıtasal kabuktan ileri geldiği saptanmıştır,

7. Üst kıtasal kabuk bulaşmak Canik volkanitlerinin gabroyik karakterli magmasının, Pliyosen yaş konağındaki volkanik etkinliğinin, bölgede Üst Miyosen (Pliyosen ?)'den itibaren gelişime başlayan Kuzey Anadolu Transform fayının oluşturduğu basınç serbestleşmesi sonucu etkin olan genişleme tektoniği ile ilişkili olabileceği vurgulanmıştır,

8. Canik volkanitleri, mantonun kısmi ergimesi sonucu oluşan ana pikritik magmadan ziyade, alt kabuk-manto sınırının üst düzeylerin yerleşen sil kompleksinin gabroyik kısmından beslendiğinden, bazaltik kayalarda üst manto kökenli hiçbir anklav gözlenmemiştir.

9* Pontidlerin orta kesiminde yayılım gösteren Üst Lütesiyen - Priyaboniyen (?) yaşlı Hasanşeyh ve Pliyosen yaşlı Canik platobazaltları için Öngörülen alt kabuk tabakalanması modeli, ileride bölgesel ölçekte yapılacak jeofiziksel ve petrolojik çalışmalarla daha da geliştirilerek Karadeniz plakasının jeotektonik ve volkanolojik evrimine bir katkıda bulunacaktır,

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK'ın desteği ile yürütülmüştür. Araştırma boyunca sağladığı olanaklardan ötürü yazar TÜBİTAK'a teşekkür eder. Bu araştırmanın çeşitli aşamalarında göstermiş oldukları yardımlardan ötürü Jeo, Yük. Müh. İsmail TERLEMEZ (MTA) ve Dr* Ali YILMAZ'a (MTA), kimyasal analizlerin gerçekleştirilmesinde Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Merkez Kimya Laboratuvarlarından faydalanma olanağı sağlayan Doç. Dr. Yılmaz SAVAŞÇIN'a ve C.I.P.W, normlarının hesaplanmasında yardımlarını esirgemeyen Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezi elemanlarına da yazar içtenlikle teşekkürlerini sunar,

DEĞİNİLEN BELGELER

Ağralı, B» 1967, Ordu ili GÖlköy-Aybastı arasındaki sahada yapılan 1: 25,000 ölçekli love ve bölgedeki kömür zuhurlanmn incelenmesi hakkında rapor: M.TA- Enst, Derleme Rap., 4262, Ankara, (Yayımlanmamış),

Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications: Ph* thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology U.S.A. (Yayımlanmamış).

Baş, H., 1979, Petrologische und geochemische Untersuchungen an subrezenten Vulkaniten der

- nordanatolisehen Strörungszone (Abschnitt : Erzincan * Niksar), Türkei : Diss. Univ. Hamburg, 116 p,
- Bertrand, H., ve Prioton, J.M., 1975, Le magmatisme triasico-liasique du Maroc et de la côte orientale de l'Amérique du Nord : 3 Reunion ann. Sei* Terre, 37, Montpellier,
- Blumental, M. M., 1945, Die Kelkit JMslokation und ihre tektonische Rolle : M.T.A, Enst. Dergisi, 2-34, 372-3S6, Ankara.
- Bradley, J., 1965, The intrusion of major dolerite sills : Trans, R. Soe, New Zealand., 3, 27-55,
- Cox, K.G., ve Horaung, G., 1966, The petrology of the Karroo basalts of Basutoland: Amer. Mineral, 51, 1414-1432.
- Cox, K.G., Mae Donald, R., ve Hornung, G., 1967, Geochemical and pétrographie provinces in the Karroo basalts of southern Africa: Amer. Mineral., 52, 1451-1474.
- Cox, K. G., 1980, A model for floodbasalt volcanism: J, Petrology, 21,629-650.
- Dewey, J, F., ve Bird, J, M*, 1970, Mountain belts and the new global tectonics; J, Geophys. Res., 75, 2625-2647.
- Dewey, J, F., Pitman, W. C, Ryan, W.B.F., ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpin system : Geol. Sac. America Bull, 84, 3137-3180.
- Eren töz, C, 1950, Türkiye Jeoloji Haritası, 1 : 100,000 ölçekli Reşadiye 44-2 paftası : M.T.A. Enst. Dergisi, Ankara, (Yayımlanmamış).
- Erler, A., 1975, Ağızlar (Gölköy-Ordu) Kurşun-Çinko zuhurunun jeolojisi ; Türkiye Jeol. Kur. Bull., 18, 139442.
- Floyd, P.A., ve Winchester, J,A., 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements : Earth Planet, Sei. Lett., 27,211-218,
- Gast, P. W., 1968, Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types : Geochim, Cosmochim. Acta, 32, 1757 - 2086.
- Gedikoğlu, A., 1970, Etude géologique de la region de Gölköy (Province D' Ordu-Turquie) : These de doctorat, Grenoble (Yayımlanmamış), 105 p.
- Gill, J, B., 1981, Orogenic andésites and plate tectonics: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 390 p.
- Gottini, V., 1968, The TiO₂ frequency in volcanic rocks : Geol, Rundsch., 57, 920 - 935.
- Göksu, E., 1960, 1: 500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Samsun paftası açıklaması: M.T.A, Enst. Dergisi, Ankara, 78 s.
- Green, D.H., ve Ringwood, A.E., 1969, The origin basalt magma, In Hart, J., (Ed.), 1969, The Earth's crust and Upper Mantle : Pembroke, 489495.
- Gunn, B.M., 1962, Differentiation in Ferrar Dolerites, Antarctica : New Zealand Jour, Geol. Geophys., 5, 820-863.
- Gunn, B.M., 1966, Modal and element variation in Antarctic tholeiites : Geochim. Cosmochim, Acta, 30, 881-920,
- Hamilton, W., 1963, Petrology of rhyolite and basalt, northwestern Yellowstone plateau : U.S. Geol., Survey prof, paper, 475-e, 78-81.
- Holm, P.E., 1982, Non-Recognition of continental tholeiites using the Ti-Y-Zr diagram: Contr. Min. Petr., 79, 308-310,
- Hyndman, D.W., 1972, Petrology of igneous and metamorphic rocks : Mc Grav Hill, Edit, New York. 530 p.
- Irvine, T.N., ve Baragar, W., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks : Can, J. Earth Sei., 8, 523-548.
- Jakes, P., ve White, A.J.R., 1971, Composition of Island arcs continental growth : Earth Planet. Sei. Lett., 12, 224-230.
- Ketin, I., 1969, Kuzey Anadolu Fayı hakkında : M.T.A, Enst, Dergisi, No. 72, s. 1, Ankara.
- Ketin, I., 1977, Genel Jeoloji, Cilt L Yerbilimlerine giriş: tT.Ü. Kütüphanesi, Sayı 1096, İstanbul, 597 s,
- Kronberg, P, 1969, Doğu Karadeniz dağlarının (Kuzeydoğu Türkiye) tektoniği üzerine fotojeolojik veriler : M.TJL Enst. Dergisi, 74. 57-65, Ankara.
- Kyle, P. R., 1980, Development of heterogeneities in the subcontinental mantle; Evidence from the Ferrar Group, Antarctica : Contr. Min. Petr., 73, 89404
- Le Roex, A.P., ve Reid, D.L., 1978, Geochemistry of Karroo dolerite sills : Min. Petr, 66, 361-366,
- Mac Donald, G.A., ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian Lavas : J. Petrogy, 5,82433,
- Manşon, V., 1967, Geochemistry of basaltic rocks: Major elements : in Hess, H. H., and Poldervaart, A, (Ed.), 1967, Basalts, 1, Interscience, Mew York, 215-269.
- Me Dougal, L, 1976, Geochemistry and origin of basalt of the Columbia River Group, Oregon and Washington: Geol, Soc. America Bull, 87, 777-792.
- Me Kenzie, DJP., 1970, Plate tectonics of the Mediterranean region : Nature, 226, 239-249,
- Me Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of Mediterranean region: Geophys., 30, 109-189.
- Miyashiro, A., 3975, Volcanic rock series and tectonic setting, In Donath, F. A., StehM, R G., (Eds.), 1975 : Annual review of earth and Planetary science lett, 3, 251-269.
- öztürk, A., 1980, Ladik-Destek yöresinin tektoniği : Türkiye Jeol, Kur. Bull, 23, 1, 31-38.
- Pearce, J, A., 1976, Statistical analysis of major element pattern in basalts: J, Petrologyh, 17, 15-43.
- Pearce, J.A., ve Cann, J,R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis: Earth Planet, Sei. Lett., 19, 290-300,

- Pearce, J.A., ve Gale, G.H., 1977, Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks : *Geol Socu London Publ*, 7, 14-24*
- Pearce, J.A. ve Norry, M.L., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks : *Contr. Min, Petr.*, 69,3347,
- Prinz, M., 1968, Geochemistry of basaltic rocks: trace elements : In Hess, H.H., ve Polvervaart, A (Ed.), 1968, *Basalts*, 1, Interscience, New York, 271-323.
- Puffer, J.H., ve Lechler, P., 1980, Geochemical cross section through the Watchung basalts of New Jersey : *Geol Soc, America Bull*, 91, 740.
- Richardson, S. H., 1979, Chemical variation induced by flow differentiation in an extensive Karroo dolerite sheet, southern Namibia : *Geochim, Cosmochim. Acta*, 43, 1433-1441.
- Roberts, J.L., 1970, The intrusion of magma into brittle rocks, In Newall G., and Rast N. (Ed.), 1970, *Mechaniscms of igneous intrusion: Geol J. special Issue.*, 2, 287-338.
- Roger, N.W., 1977, Granulite xenoliths from Lesotho kimberlites and the lower continental crust: *Nature*, 270, 681-684.
- Ruegg, N.R., ve Dutra, C.V., 1970, Variation in the content of some trace elements in basaltic rocks from the Parana basin: *Anais do XXIV Congr Bras Geol Soc. Bras Geol*, 219-226.
- Ruegg, M.R., 1976, Caracteristicas de distribuicao e teor de elementos tracos dosados em rochas basalticas da bacia do Parana: *Naturalia*, 2, 2345.
- Schilling, J.G., ve Winchester, J., 1969, Rare earth contribution to the origin of Hawaiian Lavas : *Contr, Min. Petr.*, 23, 27-37,
- Seymen, İ., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği: İ.T.Ü, Maden Fakültesi, istanbul, 192 s.
- Smith, R.C.L, Rose, A.W., ve Lanning, R.M., 1975, Geology and geochemistry of Triassic diabase in Pennsylvania : *Geol Soc, America Bull.*, 86, 943-955.
- Sukheswala, R.N., ve Poldervaart, A., 1958, Deccan Basalts of the Bombay area, India: *Geol Soc. America BulL*, 69,1475-1494.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey, A plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-241,
- Taylor, S.R., 1969, Trace element chemistry of andésites and associated calcalkaline rocks. *Proceedings of the Andésite Conference: Oregon Dept. Geol Mineral. Ind. Bull*, 65, 43-63.
- Taylor, S.R., ve White, A.J.R., 1969, Trace element abundances in Andésites : *Bull. Volcanologique*, 29, 172494.
- Taylor, S.R., ve McLennan, S.M., 1979, In discussion on «Chemistry» thermal gradients and evolution of the lower continental crust/ by Tarney, J., and Windley, B.R: *J, Geol Soc. London.*, 497-500.
- Tchihatcheff, P. de., 1869, *Asie Mineure : Geologie II.* Paris.
- Terlemez, I. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu-Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: *Türkiye Jeol Kur, BulL*, 23 (2), 179 - 191.
- Terzioğlu, M.N., 1983, Reşadiye-Aybastı-Gölköy-Mesudiye-Koyulhisar ilçeleri arasındaki sahada yer alan Eosen volkanitlerinin petrolojik-petrokimyasal özelliklerinin incelenmesi: *Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Temel Bilimler Araştırma Grubu, Proje No: TBAG-137, (Yayımlanmamış)*, 223 s.
- Terzioğlu, M. N., 1984, Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bayırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: *Cum, Üniv. Müh. Fak, Dergisi, Seri A-Yerbilimleri*, 1, 43-59, Sivas,
- Terzioğlu, M.N., 1985 a, Reşadiye (Tokat) kuzeyindeki Eosen yaşlı Hasanşeyh platobazaltmm mineralojik - petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: *Cum. Univ. Müh, Fak, Dergisi, Seri A - Yerbilimleri*, 2, 105-134, Sivas.
- Terzioğlu, M.N., 1985 b, Reşadiye (Tokat) kuzeybatısındaki Hasandede andezitin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: *Cum. Üniv* Müh. Fak, Dergisi, Seri A - Yerbilimleri*, 2, 135-149, Sivas.
- Terzioğlu, M.N., 1985 c, Mesudiye (Ordu) batısındaki Üst Miyosen yaşlı Kuyucak bazaltının petrolojisi ve kökensel yorumu : *Yerbilimleri*, 12, (Baskıda).
- Terzioğlu, M.N., 1986, Reşadiye - Aybastı - Gölköy - Mesudiye ve Koyulhisar arasında yayılım gösteren Tersiyer - Kuvaterner yaşlı volkanitlerin litostratigrafik özellikleri: *Cum, Üniv, Müh, Fak, Dergisi, Seri A-Yerbilimleri*, 3 (Baskıda).
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Gerede ile İlgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler : *Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu*, 12-29, Ankara,
- Torun, A.F., Yılmaz, O., ve Batur, I., 1978, Petrokimyasal işlem programı : *Hacettepe Üniversitesi Bilgi İşlem Merkezi*, Ankara,
- Vallance, T.G., 1974, Spilitic degradation of a tholeiitic basalt : *J, Petrology*, 15, 79 - 96,
- Vail, J.R., Hornung, G., ve Cox, K. G., 1969, Karroo basalts of the Tuli Syncline, Rhodesia: *Bull. Volcanologique*, 33, 398 - 418,
- Weigand, P.W., ve Ragland, P.C., 1970, Geochemistry of Mesozoic dolerites dykes from eastern North America : *Contr. Min, Petr.*, 39, 195 - 214,
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, AM., ve Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu) - Dokurcun (Sakarya) arasındaki Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi : *Yerbilimleri* 1, 239-261, İstanbul,

Yanımı geliş tarihi : 24.4.1986

Düzeltilmiş yamum geliş tarihi : 21.12.1986

Yayına verildiği tarih i 3.1.1987

Türkiye Jtol. Kur. Bült.'nde Yayınlanması İstenen
Yazılarda Aranılan Nitelikler

Bülten'de yayınlanması istenen yazılar aşağıdaki niteliklerden en az birini taşımaktadır :

- 1) Yerbilimlerine yeni bir katkısı bulunan bir araştırma
- 2) Yerbilimleri alanında bilimsel yöntemlerle yapılmış, özgün sonuçları olan bir çalışma
- 3) Yerbilimlerinin herhangi bir konusunda daha önce yapılmış çalışmaları eleştireci bir yaklaşımla derleyen ve o konuda yeni bir görüş ortaya koyan bir eleştirili derleme (critical review)

Bülten'de yayınlanabilmesi için yazıların daha önce Türkçe olarak yayınlanmamış olması gerekir. Daha önce yabancı dilde yayınlanmış olan yazılar Türkiye'yi doğrudan doğruya ilgilendirdikleri ve/veya Türkçe konuşan geniş bir yerbilimci kitlesini yakından ilgilendirdikleri durumlarda Türkçe olarak Bülten'de yayınlanabilirler. Bu durumda yazının kapsamı bu ilgiler ile sınırlandırılmalıdır,

Bülten'de Türkçe ve İngilizce yayım dili olarak kullanılmaktadır. Bülten'de yer alacak her yazının hem Türkçe hem de İngilizce özetleri bulunmalıdır. Yazının başlığı ve resimlemelerin gerek şekil içi gerekse şekil altı açıklamaları da Türkçe ve İngilizce olarak iki dilde hazırlanmış olmalıdır. Yazıların başlık, öz ve resimleme açıklamaları dışında kalan bölümlerinde kullanılan olağan dil Türkçe'dir. Türkiye dışında geniş bir yerbilimci kitlesini ilgilendiren yazıların İngilizce yazılmış özetleri ve özetleri çalışmanın ana unsurlarını aktarmak için yeterli olmadığı durumlarda yazı Bülten'de İngilizce olarak yayınlanabilir. Yazıların İngilizce olarak yayınlanması ancak bu koşullarda kabul edilir. Bu durumda yazının kapsam ve hacminin Türkiye dışındaki araştırmacıları ilgilendirdiği kadarıyla sınırlandırılması gerekir. Bülten'de İngilizce olarak yer alacak her yazının Türkçe öz'ün den başka bir de Türkçe özet'i bulunmalıdır* Türkçe yayınlanan yazıların İngilizce özünden başka bir de İngilizce özetini yayımlamak olasıdır. Bu yola yazının İngilizce öz'ünün yabancı bilim çevresine aktarılmasında yarar olan unsurları aktarmadır. Daha önce yabancı dilde yayınlanmış olan yazılarda İngilizce Özet verilemez.

1976 yılında yeniden düzenlenerek dağıtılmış olan «Türkiye Jeol. Kur, Bült, Yayım Kuralları» yürürlüktedir. Bu yayım TJK adresinden temin edilebilir.

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteninde Yayınlanması İstenen
Yazılarda Şekil Bakımından Aranılan Nitelikler ;

Yazının tümü çift aralıklı yazılmış ve otuz daktilo sayfasını geçmemelidir.

Yazı ve ekleri bir asıl, iki kopya olmak üzere üç takım olarak yollanmalıdır*

Yazı içindeki başlık düzeni ve değinilen belgeler TJK Bülteni Yayım Amaç ve İlkeleri ve Yayım Kuralları (Şubat 1976)'na uygun olmalıdır.

Türkçe ve İngilizce öz yazılmalıdır.

Şekil, Levha, Çizelge altı açıklamaları Türkçe ve İngilizce yazılarak ayrı bir liste halinde metne eklenmelidir,

Şekil, Levha, Çizelge altı açıklamaları Türkçe ve İngilizceleri yazılmalıdır.

Şekil, Levha, Çizelgeler birbirlerinden ayrı olarak numaralanmalıdır.

Fotoğraflar aydınlık olmalı ve parlak kâğıda basılmalıdır.

Bütün çizimlerde çizgisel ölçek kullanılmalıdır.

Levha sayısı 3'ten çok olmamalıdır.

Küçültüldüğünde katlanacak şekil sayısı 2 yi aşmaz. Bunlar iki bülten sayfasını aşmayacak şekilde küçültülebilmelidir.

Küçültmeden sonraki en büyük şekil boyutları aşağıdaki gibi olacaktır, Şekil içi yazılarda ve sürsajda bu boyutların dikkate alınması gerekir.

Çift Sayfa : Yan 25 x 35

Dik 18 x 46

Tek Sayfa : 18x23

Yarım Sayfa : Yan 12 x 18

Dik 9 x 23

