

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Subat, 1988
February,

Cilt 31
Vol.

Sayı 1
no.

Geological Bulletin of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Çatalca (İstanbul) yöresinde kömür içeren Tersli yer tortullarının çökeltme özellikleri ve jeofizik incelenmesi

Depositional properties of the coal-bearing Tertiary sediments and investigation of their geophysical signatures, around Çatalca - İstanbul

Ahmet ERCAN, Fuzulî YAĞMURLU, Bektaş UZ 1

Kayma zonlarının mikrotektonik özellikleri : Tane yönelimi ve tane şekli analizleri

Petrofabric features in shear zones : Dimensional fabric orientation and grain shape analyses

..... İhsan SEYMEN 13

Kaman (Kırşehir) kuzeydoğusunda bulunan gabroların mineralojisi, petrografisi ve jeokimyası

Mineralogy, petrography and geochemistry of gabbros from Northeast of Kaman region (Kırşehir)

..... A. Pırıl ÖNEN, Coşkun UNAN 23

Siderolites denticulatus Douville'nin Elmalı (Antalya - Güneybatı Türkiye) yöresinde bulunuşu üzerine

On the presence of Siderolites denticulatus Douville'in Elmalı region (Antalya, South-West Turkey)

..... Engin MERİÇ 29

Akhisar (Manisa) bölgesi Liyas volkanitleri ve Erken Mesozoyik volkanizmasının Ege Denizi çevresindeki yayılımı

Liassic volcanics in Akhisar (Manisa) region and distribution of Early Mesozoic volcanism around the Aegean Sea

..... Necati AKDENİZ, Tuncay ERCAN 33

Orta-Doğu - Güneydoğu Anadolu ve Yarımadası'nda bulunan Pironaea (Rudist) türlerinin paleontolojisi ve biyocoğrafyası

The paleontology and biogeography of the Pironaeen (Rudist) species from the Central-East-Southeast Anatolia and Kocaeli Peninsula

..... Sacit ÖZER 47

Bayındır - Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaların jeokimyası ve kökenel yorumu

Geochemistry and genetic interpretation of alkaline rocks in the Bayındır - Akpınar (Kaman) area

..... Hasan BAYHAN 59

Demirözü Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri

Permian and Carboniferous of Demirözü and their significance in the regional structure

..... Necati AKDENİZ 71

Ankara Kuzeyi, Paleosen örgülü akarsu tortullarında çerimsel depolanma ve lifofasiyes değişimleri

Cyclic deposition and lithofacies changes in the braided stream deposits of Pleocene in Northern Ankara region

..... Nizamettin KAZANCI, Ergun GÖKTEN 81

Naltaş (Saimbeyli, KB-Adana) Karbonifer istifinde olası eski karbonat fırtına depoları

A Possible ancient carbonate - storm deposits in Carboniferous succession of Naltaş (Saimbeyli, NW-Adana/Turkey)

..... Baki VAROL, Yavuz OKAN 87

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

TMMOB

JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI

The Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU (Executive Board)

Osman TAŞAN (MTA)	Başkan (President)
Şanver İSMAİLOĞLU (MTA)	İkinci Başkan (Vice President)
Bayazıt ERDEM (MTA)	Yazman (Secretary General)
Hayrettin KADIOĞLU (MTA)	Sayman (Treasurer)
Mehmet BİTEN (MTA)	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Secretary of Professional Activities)
İbrahim KOCABAŞ (DSİ)	Yayın Üyesi (Secretary of Publications)
İbrahim AKKUŞ (MTA)	Sosyal İlişkiler Üyesi (Secretary of Social Affairs)

YAYIN KURULU (Publication Board)

Editörler (Editors)

Yavuz OKAN (AÜFF) - İsmail HENDEN (MTA) - Yusuf Ziya ÖZKAN (MTA)

Teknik Yönetmeler (Technical Editors)

Hilmi YAĞCI (MTA) - Celâl KÖSE (MTA) - Nizamettin ŞENTÜRK (MTA)

Yazı İnceleme Üyeleri (Editorial Membres)

Şakir ABDÜSSELAMOĞLU (İTÜ) - Mehmet AKARTUNA (İÜ) - Atilla AYKOL (İTÜ)
Hasan BAYHAN (HÜ) - Ergüzer BİNGÖL (MTA) - Rifat BOZKURT (An.Ü)
Yılmaz BÜRKÜT (İTÜ) - Mehmet BÜYÜK (MTA) - Nezih CANİTEZ (İTÜ)
Ahmet ÇAĞATAY (MTA) - Remzi DİLEK (KTÜ) - Gültekin ELGİN (MTA)
Yandoğan ENGİN (MTA) - Ahmet ERCAN (İTÜ) - Tuncay ERCAN (MTA)
Kemal ERGÜVANLI (İTÜ) - Yavuz ERKAN (HÜ) - Ayhan ERLER (ODTÜ)
Okay EROSKAY (İÜ) - Aziz ERTUNÇ (Ak.Ü) - İsmet GEDİK (KTÜ)
Atasever GEDİKOĞLU (Ak.Ü) - Nuran GÖKÇEN (DEÜ) - Sıngu L. GÖKÇEN (DEÜ)
Ergun GÖKTEN (AÜFF) - Okay GÜRPINAR (İÜ) - Fikret İŞLER (ÇÜ)
Erol İZDAR (DEÜ) - Nizamettin KAZANCI (AÜFF) - Erdiñ KİPMAN (İÜ)
Süleyman KOCALFE (HÜ) - Engin MERİÇ (İTÜ) - Eran NAKOMAN (DEÜ)
Teoman NORMAN (ODTÜ) - Fazlı Y. OKTAY (İTÜ) - Mustafa ÖZÇELİK (İTÜ)
Necdet ÖZGÜL - Türker ÖZSAYAR (KTÜ) - Ali ÖZTÜRK (CÜ)
Selahattin PELİN (HÜ) - İsmail SEYHAN (MTA) - İhsan SEYMEN (SÜ)
Erman ŞAMİLGİL (YÜ) - Güler TANER (AÜFF) - Yusuf TATAR (FÜ)
Selçuk TOKEL (KTÜ) - Vedia TOKER (AÜFF) - Güner ÜNALAN (MTA)
Baki VAROL (AÜFF) - Osman YILMAZ (İÜ) - Erdoğan YÜZER (İTÜ)

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

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

Bülten TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası üyelerine ücretsiz gönderilir. Bülten'in 1/1 dışında tüm sayılar'ı yazışma adresinden 2000.— TL.'dan sağlanabilir.

Yazışma adresi :

N.B. All Correspondence should be addressed to :
Posta Kutusu : 464 — Kızılay, ANKARA

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Şubat, 1988
February,

Cilt 31
Vol.

Sayı 1
no.

Geological Bulletin of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Çatalca (İstanbul) yöresinde kömür içeren Tersiyer tortullarının çökeltme özellikleri ve jeofizik incelenmesi

Depositional properties of the coal-bearing Tertiary sediments and investigation of their geophysical signatures, around Çatalca - Istanbul

Ahmet ERCAN, Fuzuli YAĞMURLU, Bektaş UZ 1

Kayma zonlarının mikrotektonik özellikleri : Tane yönelimi ve tane şekli analizleri

Petrofabric features in shear zones : Dimensional fabric orientation and grain shape analyses

.....İhsan SEYMEM 13

Kaman (Kırşehir) kuzeydoğusunda bulunan gabbroların mineralojisi, petrografisi ve jeokimyası

Mineralogy, petrography and geochemistry of gabbros from Northeast of Kaman region (Kırşehir)

.....A. Pırıl ÖNEM, Coşkun UNAN 23

Siderolites denticulatus Douville*'nin Elmalı (Antalya - Güneybatı Türkiye) yöresinde bulunuşu üzerine

On the presence of Siderolites denticulatus Douville*'in Elmalı region (Antalya, South-West Turkey)

.....Engin MERİÇ 29

Akhisar (Manisa) bölgesi Liyas volkanitleri ve Erken Mesozoyik volkanizmasını Ege Denizi çevresindeki yayılımı

Liassic volcanics in Akhisar (Manisa) region and distribution of Early Mesozoic volcanism around the Aegean Sea

.....Necati AKDENİZ, Tuncay ERCAN 33

Orta-Doğu - Güneydoğu Anadolu ve Yanmadası'nda bulunan Pironaea (Rudist) türlerinin paleontolojisi ve biyocoğrafyası

The paleontology and biogeography of the Pironaean (Rudist) species from the Central-East-Southeast Anatolia and Kocaeli Peninsula

.....Sacit ÖZER 47

Bayındır - Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaların jeokimyası ve kökenseel yorumu

Geochemistry and genetic interpretation of alkaline rocks in the Bayındır - Akpınar (Kaman) area

.....Hasan BAYHAN 59

Demirözü Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri

Permian and Carboniferous of Demirözü and their? significance in the regional structure

.....Necati AKDENİZ 71

Ankara Kuzeyi, Paleosen örgülü akarsu tortullarında çerimsel depolanma ve lifofasiyes değişimleri

Cyclic deposition and lithofacies changes in the braided stream deposits of Pleocene in Northern Ankara region

.....Nizamettin KAZANCI, Ergun GÖKTEN 81

Naltaş (Saimbeyli, KB-Adana) Karbon i fer istifinde olası eski karbonat fırtına depolan

A Possible ancient carbonate - storm deposits in Carboniferous succession of Naltaş (Saimbeyli, NW - Adana/Turkey)

.....Baki VAROL, Yavuz OKAM 87

Çatalca (İstanbul) yöresinde kömür içeren Tersiyer tortullarının çökeltme özellikleri ve jeofizik incelemesi

Depositional properties of the coal-bearing Tertiary sediments and investigation of their geophysical signatures, around Çatalca-Istanbul

AHMET ERCAN, İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul
FUZULİ YAGMURLU, Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İsparta
BEKTAŞ UZ, İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul

Öl : Çatalca yöresinde geniş yayılım gösteren Oligosen yaşlı tortullar, egemen kaya bileşenlerine dayanılarak, iki ayrı yöntemsiz kaya birimine bölünmüştür. Bunlar alttan üste doğru, (1) kumtaşı-çakıltaşı birimi, (2) marn birimi şeklinde sınıflanmıştır. Tersiyer öncesi temel kayaları egemen olarak gnays, mikaşist, mermer ve kuvarşit gibi İstranca Masifi'ne özgü metamorfik kaya bileşenlerinden oluşur.

Kumtaşı-çakıltaşı birimi, başlıca zayıf pekleşmiş kumtaşı, çamurtaşı ve çakıltaşı kanal dolgularından oluşur. Kömürleşmiş bitki kalıntıları ve yersel kömür arakatıkları kumtaşı kesiti içinde seyrek olarak bulunur. Kumtaşı-çakıltaşı birimine ait dokusal ve sedimentolojik özellikler, birimin alüvyonal bir ortamda çökeltmiş olabileceğini yansıtır. Birim içinde yeralan değişik boyutlardaki kömür, oluşukları, alüvyonal ortamda yayılım gösteren taşkın düzlüğü bataklıklarının varlığını gösterir.

Marn birimi, egemen olarak ardalanma gösteren, düzgün laminalı kalkerli şeyi, killi kireçtaşı, çamurtaşı ve kiltası bileşenlerinden oluşur. İyi boylanmış kuvars-kumtaşmdan oluşan kırıntılı düzeyler, marn kesiti içinde birden çok düzeyde bulunur. Birimin egemen kaya bileşenleri, lagün benzeri sığ bir çökeltme ortamını öngörür. Kuvars kumtaşlarının dokusal ve yanal yöndeki stratigrafi özellikleri, plaj benzeri kırıntılı kıyı düzlüklerinin varlığını simgeler.

Bu birimlerin yeraltındaki sürekliliğini belirlemek üzere 23 noktada 920 metre akım kol boylu Schlumberger elektrik dalgisi ile jeofizik yöntemler uygulanmıştır. Bölgede yeralan kaya türlerine ait elektrik özdirenç değerleri; Kuvaterner yaşlı alüvyonlarda 20-25, kiltası ve kömürde 1-10, İstranca metamorfiklerinde 150-100 Ohm-metre arasında değişmektedir. Bunlar birbirlerinden kolaylıkla ayrılabilir, yeraltı jeofizik kesitlerinin yapılması mümkün olmuştur.

Özellikle tavan kayası diye anılan marn birimi içindeki kuvars-kumtaşlarının kalınlığı ve yalıtkan İstranca metamorfitlerinin temel topografyası belirledebildiğinden, bunlar arasında yeralan killi ve kömürlü düzeylerin kalınlıkları uygulanan jeofizik yöntemlerle saptanabilmiştir.

ABSTRACT : The Oligocene sediments occurring around of Çatalca are divided into two different rock units, i.e., sandstone-conglomerate and marl. The pre-Tertiary basement rocks are gneiss, micaschists, marble and quartzite which are representatives of the İstranca metamorphic massif.

The sandstone-conglomerate unit is composed of poorly consolidated sandstone, mudstone and conglomerates as channel deposits. Local existence of coaled plant fossils and local intersupplementary coals are observed in the sandstone section. Sedimentological and textural properties of the sandstone-conglomerate unit indicate that such unit possibly deposited in alluvial environment. Lignite occurrence, observed with varying dimensions which possible deposited in flood-plainmarshes of fluvial environment.

The marl unit consists of mainly clayey limestone, calceraous shale, mudstone and claystone which show cyclic and ordered lamination. Clastic horizons which are composed of well sorted quartz-arenite situate in many levels in marl section. Major rock components of the marl unit, indicate a lagoonal type shallow depositional environment. In addition to textural properties and lateral stratigraphic variations of quartz-arenites, represent the existence of a beach type clastic shore plains.

On order to delineate the continuation of these units, Schlumberger electrical soundings were conducted in two-different profiles and at 23 stations for up to 920 meters of current line expansion. Units are discriminated with respect to their electrical resistivities which are 20 to 25 Ohm-m. for the Quaternary alluvium, 10 to 15 Ohm-m. for marl, 40 to 100 Ohm-m. for sandstone, 10 to 25 Ohm-m. for sandstone* claystone, 1 to 10 Ohm-m. for lignite and clayey sediments, and 150 to 100 Ohm-m. for the Istranca metamorphics. Using the variations in electrical properties, geophysical (geoelectrical) sections were obtained along each profiles. Since the thickness of the sandstone, which is locally also called as a sealing rock, and topography of the basement rock which is composed of the Istranca metamorphics were determined accurately. As a result of these, we estimated thickness of the possibly productive clay-lignite conductive layer sandwiched in between.

GİRİŞ

Bu çalışma, Çatalca ve çevresinde geniş yayılım gösteren, yersel linyit içerikli Tersiyer tortullarının stratigrafisi ve depolanma özellikleri yaansıra, jeofizik yöntemlerle yeraltı yapısının belirlenmesini amaçlar. Çalışma alanı, İstanbul'un batısında bulunan Karacaköy ve Çatalca ilçeleri arasında yer almaktadır (Şekil 1). Hisarbeyli, Başakköy, örencik ve Celepköy çalışma bölgesi içinde yer alan belli başlı yerleşim alanlarıdır. Bölge fazla engebeli olmayan penetlenmiş sayılabilecek bir topografik yapıya sahiptir. Yöredeki akarsular egemen olarak güneyden kuzeye doğru gidışler gösterir. Çalışma bölgesinde geniş yayılım gösteren Tersiyer tortulları genellikle alçak kesimleri, Istranca Masifi'ne ait metamorfiklerin yayılım gösterdiği alanlar, yükselteleri oluşturur.

Başlıca yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşan Istranca Masifi, çalışma alanını batıdan kuşatır. Çalışmanın konusunu oluşturan Tersiyer yaşlı tortullar, egemen olarak KB-GD doğrultulu uzanım göstermektedir. Yöredeki Tersiyer tortulları, Trakya

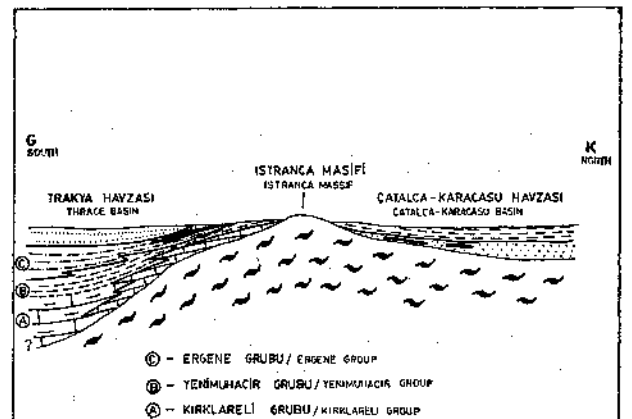


Şekil 1 : Çalışma alanının yeri ve jeolojik konumu (Ketin, 1983'den). Çalışmanın yapıldığı alan, şekilde görüldüğü gibi, Trakya havzası kuzey şelf alanından metamorfik temel yükseltisiyle ayrılmıştır.

Figure 1 : Geological setting and location of the study area. The study area is separated by metamorphic basement rocks from north shelf area of Thrace basin.

havzasının kuzey şelf alanından metamorfik temel yükseltisiyle ayrılmıştır (Şekil 1, 2). Bu yönüyle çalışma bölgesi, Trakya havzasının kuzey şelf alanıyla çeşitli bağlantıları olan ve stratigrafik benzerlikler gösteren bir komşu havza niteliğimi taşır. Ancak, tortullaşmayı denetleyen tektonik ve sedimentolojik koşulların ayrıcalığı nedeniyle, tortul kalınlığı ve litolojisi her iki havzada farklılıklar gösterir. Trakya havzasında toplam tortul kalınlığı 8000 metreye ulaşırken, Çatalca-Karacasu havzasındaki tortul kalınlığı birkaç yüz metre civarındadır. Bu nedenle, Çatalca-Karacasu havzası, sığ koşulların hüküm sürdüğü duraylı bir birikim alan niteliğini taşımaktadır.

Çalışma bölgesi ve komşu bölgelerdeki Tersiyer tortullarının jeolojik özellikleri, önceki yıllarda Akar fına (1953), Keskin (1971, 1974) ile Doust ve Arıkan (1974) tarafından incelenmiştir. Yöredeki linyitlere dönük araştırmalar, Parejas (1939), Pekmezçiler (1957) ve Aslaner (1966) tarafından yapılmıştır. Öteyandan Tersiyer tortulları ve linyitlere ait Paleontolojik-palinolojik incelemeler Nakoman (1966) ve Gökçen (1973) tarafından yapılmıştır. Buna göre çalışma bölgesi ve komşu bölgelerde yapılan değişik araştırmalar sonunda, bölgenin stratigrafisi-



Şekil 2 : Çalışma bölgesinin jeoloji konumunu ve Trakya havzası ile ilgisini yansıtan şematik enine kesit.

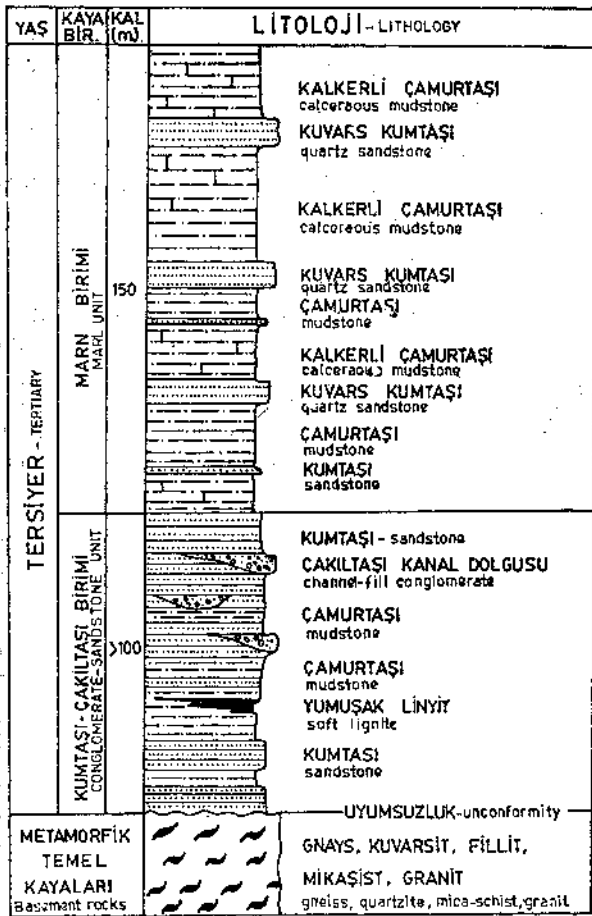
Figure 2 : Schematic cross-section and geological setting of the study area and related to Thrace basin.

ne yaklaşım sağlanmıştır. Bu çalışmada, öncelikle kömür içeren düzeylerin sedimentolojik ve jeolojik özellikleri saptanarak, ilgili Çökeltme ortamları ve bunların yanal yöndeki oluşu açıklanmış ve bazı modeller yapılmıştır.

STRATİGRAFI

Çalışma bölgesinde yer alan Tersiyer yaşlı kaya birimleri, büyük bölümüyle kırıntılı ve karbonatlı tortullardan yapıldır. Yörede yöntemsiz olarak ayrı dedilen kaya birimleri ve bunları simgeleyen litoloji türleri Şekil 3'de sunulmuştur. Bölgedeki kırıntılı ve karbonatlı tortullar, önceki araştırmalara göre (Akartuna, 1953; Gökçen, 1973), büyük bölümüyle Oligosen-Eosen zaman aralığı içinde yer almaktadır.

Yöredeki toplam tortul kalınlığı, batıdan doğuya doğru artış gösterir ve 250-300 metreye dek ulaşır. Çalışma bölgesi ve yakın çevresinde yer alan Tersiyer tortulları, egemen kaya bileşenlerine dayanılarak, iki ayrı kaya birimine bölünmüştür. Bunlar alttan üste doğru, (1) kumtaşı-çakıltaşı birimi ve (2) marn birimidir.



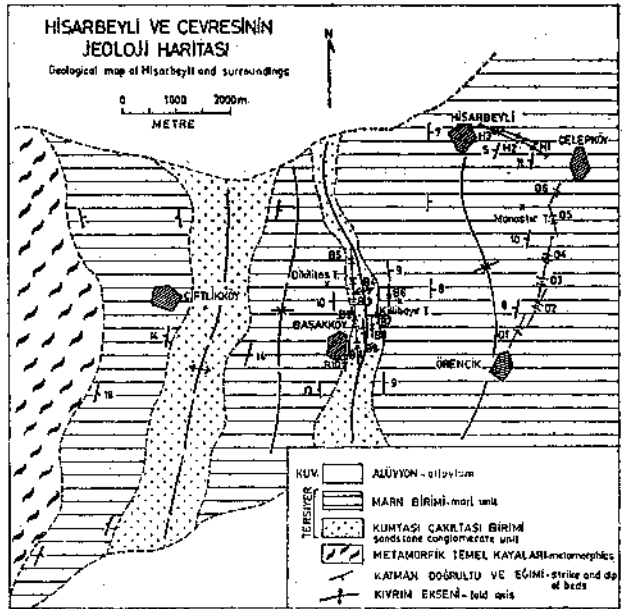
Şekil 3 : Çalışma alanında yer alan Tersiyer tortullarının genelleştirilmiş stratigrafi istifi.
 Figures : Generalized stratigraphic sequence of the Tertiary sediments of the study area.

Çalışma bölgesinde yer alan Tersiyer öncesi temel kayaları, Mranca Masifi'ne ait metamorfitten yapıldır. Metamorfik temel kayaları çalışma alanının batısında yayılım gösterir ve egemen olarak, gnays, mikaşist, kuvarsit, mermer ve granitten yapılır. Tersiyer öncesi temel kayalarının jeolojik yaş ve konumları bu çalışmanın konusu dışında kaldığından ayrıntılı incelenmemiştir. Çalışma bölgesinde yer alan kaya birimlerinin alansal yayılımları, Şekil 4'de verilen jeolojik haritada gösterilmiştir.

Kumtaşı Çakıltaşı Birimi

Başlıca kumtaşı, çamurtaşı ve çakıltaşı kanal dolgularından, oluşan birime ait en iyi görünüm, Başakköy Deresi ve Çiftlikköy Deresi içinde yer alır. Alt dokanağı görülemediği için, birimin kalınlığı tam olarak saptanamamıştır. Akartuna (1953), çalışma bölgesinde birime karşılık gelen tortulları, Priaboniyen (Üst Eosen) yaşlı «marn, gre, gremsi kalker, kalker ve konglomera» birimi şeklinde sınıflamıştır. Keskin (1974), Trakya havzası kuzey alanında birime karşılık gelen tortul bölümünü, Orta-Üst Miyosen yaşlı Ergene Grubu içinde göstermiştir.

Birimin egemen bileşeni olan kumtaşları, genellikle çok zayıf pekleşmiş, sanmsı-yeşilimsi gri ve düzensiz katmanlıdır. Taneler ince-kaba arası büyüklükte, kötü boyolanmak ve çamur aramaddelidir. Kömürleşmiş bitki kalıntıları ve çamurtaşı arakatmanları, kumtaşı kesiti içinde olağan olarak bulunur. Çamurtaşları egemen olarak yeşilimsi gri ve belirsiz katmanlı olup, yersel linyit arakatkılan içerir. Birim içinde yer alan linyitlerin kalınlığı, komşu alanlarda



Şekil 4 : Çalışmanın yapıldığı bölgenin basitleştirilmiş jeoloji haritası ve yerelektrik delgi durakları.
 Figure 4 : Simplified geological map of the study area and geoelectrical sounding stations.

60 cm²'ye dek ulaşmaktadır. linyi der çoğunlukla yu* muşak kahvereng kömür Özelliğindedir.

Organik maddece zengin çamurtaşı arakatılan, küçük ölçekli çapraz katmanlanma ve kömürleşmiş bitki kalıntıları, kumtaşı içinde yer alan olağan tortul oluşuklardır.

Çakıltaşları başlıca pekleşmemiş, kötü boylanma- lı ve çamur desteklidir; kumtaşı kesiti içinde yanal yönde sürekli olmayan kanal dolguları şeklinde bu* lunur. Taneler genellikle 1-3 cm. büyüklükte olabilen kuvars, çört, granit ve gnays kırıntılarında oluşur. Kiremitvari çakıl dizilim, üste doğru tane incilmesi ve tekne şekilli çapraz katmanlanma, çakıltaşı kanal dolguları içinde gözlenebilen olağan tortul yapılar- dır.

Kumtaşı-çakıltaşı biriminin metamorfik temel kayaları ile olan alt dokanağı, çalışma alanı içinde görülmemektedir. Ancak jeofiziksel veriler, sözkonu* su dokanağın uyumsuz olduğunu belgelemektedir. Bi- rimin kalınlığı, batıdan doğuya doğru değişim gös- terir ve en fazla 200 metreye ulaşır. Kumtaşı-çakıl- taşı birimine ait sedimanter ve bileşimsel özellikler, bu birimin alüvyonal (flüviyal) bir ortamda çökeltmiş olabileceğini gösterir. Birim içinde yer alan tortul yapıların türümsel özellikleri, çakıltaşı kanal dolguları ve yersel bulunabilen kömürlü oluşuklar, flüviyal or- tamı destekleyen en Önemli verilerdir. Tortul yapılar- ın türü ve dağılımı, düşük enerjili menderesli akarsu sisteminin varolabileceğini gösterir (Şekil 5) Menderesli akarsu sistemine ait dağıtım kanalları arasında kalan düşük enerjili taşkın düzlüğü bataklıklarında, yöredeki kömürlü oluşuklar gelişmiş ol- malıdır. Yöredeki kömürlerin yanal yönde gösterdiği şüresiz yayılımı, bu varsayımı destekleyen önemli verilerden biridir.

Marn BMmi

Egemen olarak ardalama gösteren kalkerli çamurtaşı, killi kireçtaşı, kıltaşı ve yersel kuvars-kum- taşı ile litarenit bileşimli kumtaşlardan oluşan tortul kesiti, bu çalışmada «marn birimi» şeklinde ayırt edilmiştir. Akartuna (1953), çalışma alan ve yakın çevresinde birime karşılık gelen kaya topluluğunu, Priaboniyen yaşlı «marn, gre, gremsi kalker, kalker ve konglomera» birimi' şeklinde sınıflamıştır.

Marn birimi çalışma alanı içinde çok geniş bir yayılım gösterir ve yaklaşık 120-130 m. kalınlığa ulaşır. Birimin egemen bileşeni olan kalkerli çamurtaş- lan, genellikle sarımsı gri, yersel düzgün laminalı ve ince-orta katmanlıdır. Kıltaşı, killi kireçtaşı ve kum- taşından oluşan arakatmanlar, çamurtaşı kesiti için, de yaygın olarak bulunur (Şekil 3). Kıltaşları, başlıca yeşilimsi gri, düzensiz yarılımlı ve yersel düzenli katmanlıdır. Katman kalınlıkları, 30-120 cm. arasında değişir.

Kuvars kumtaşları (silis kumu), başlıca açık grimsi, pekleşmemiş, ince taneli, çok iyi boylanmak ve egemen kuvars bileşenlidir. Folk (1968) sınıflama-

sına göre, kuvars-arenit olarak adlandırılabilir. Ku- vars kumtaşının çalışma alanı içinde ölçülebilen kalınlığı, 450-800 cm. arasındadır. Ölçülmüş değerlere göre, kuvars kumtaşının kalınlığı batıdan doğuya doğru azalmaktadır. Marn kesiti içinde belirgin ola- rak iki ayrı düzeyde gözlenebilen kuvars-kumtaşları, bu yönüyle, çalışma alanı için, bir klavuz düzey nite- liğindedir.

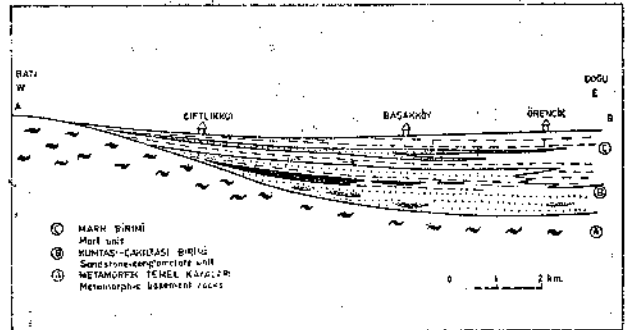
Litarenit bileşimli kumtaşları, genellikle ince- orta arası düzgün katmanlı ve yersel iyi pekleşmiş olup, marn kesiti içinde birden çok düzeylerde bulu- nur. Litarenitler genellikle iyi boylanmalı ve karbo- nat çimentoludur; taneler egemen olarak metamor- fik kaya kırıntılarında oluşur. Katman kalınlıkları kısa uzaklıklar içinde yanal değişimler sunar. Göz- lenebilen yerlerdeki katman kalınlığı 10-250 cm. ara- smda değişir.

Marn biriminin egemen bileşeni olan ve arda- lanma gösteren düzgün laminalı kalkerli çamurtaşla- fi ve killi kireçtaşları, lagün benzeri sığ çökeltme ko- şullarını yansıtır. Marn kesiti içinde yer alan organik maddece zengin koyu renkli çamurtaşı düzeyleri ve yersel biyoturbasyon yapıları, lagüner ortamı yansı- tan veriler olarak değerlendirilebilir.

Öte yandan marn kesiti içinde başlıca iki ayrı düzeyde gözlenebilen kuvars kumtaşları, ileri derece- ye ulaşmış olan minerolojik ve dokusal olgunluk aş- masını simgeler. Kumtaşların dokusal ve minerolo- jik özellikleri, bunların oldukça yüksek enerjili ve sığ olan plaj benzeri kırıntılı kıyı düzlüğünde çökeltmiş olabileceğini yansıtır.

DEPOLANMA ORTAMLARI

Kumtaşı-çakıltaşı biriminin yansıttığı tortul özel- likler, düşük enerjili menderesli akarsu sisteminin egemen olabileceği bir çökeltme ortamını öngörmek- tedir. Yöredeki kömürlü oluşukların kalınlığı, genel- likle batıdan doğuya doğru azalır* Öte yandan çakıl- taşımı oluşturan tane boyutlarının batıdan doğuya



Şekil 5 : Çalışma alanında yer alan kaya bMmlerinin yanal yöndeki stratigrafi ilgilerini yansıtan jeolojik enine kesit.

Figures : Geological cross-section which are showing the lateral stratigraphic relations of rock units in the study area.

doğru incelmeye paralel olarak, birimin çamur taşı bileşenleri yaygınlık kazanır. Bu verilere göre, yöre nin batısında egemen olan menderesli akarsu sistemine ait koşullar, olasılıkla batıdan doğuya doğru lagün benzeri sığ bir çökeltme ortamına derecelenir. Her iki ortam arasındaki sınırlar yanıl yönde girik olup> genellikle batıya doğru eğimlidir (Şekil 5). Buna göre; su düzeyinde meydana gelen yükseltilere bağlı olarak, lagüner koşullar, batıya doğru genişleme göstermiş ve zaman içinde menderesli akarsu sistemine ait koşullar ortadan kalkmış olmalıdır. Sonuçta, bu transgresyonu izleyerek, lagün kıyısındaki kırıntılı kıyı düzlüklerinde kuvars-kumtaşları çökelirken, iç kesimlerde marn birimine ait çamurlu kayalar çökelmiş olmalıdır.

YAPISAL JEOLJİ

Çalışma alanında yer alan Tersiyer yaşlı kaya birimlerine ait katman doğrultuları egemen olarak kuzey-güney yönlü gidışler sunar (Şekil 3). Genellikle düşük eğimli olan katmanlar 542 derecelik eğimlere sahiptir.

Bölgedeki kıvrımlar, batıdan doğuya doğru birbirini izleyen antiklinal ve senklinaler şeklinde gelişmiştir. Kıvrım eksenleri başlıca kuzey-güney yönünde gidışler gösterir. Kıvrım kanatları genellikle az eğimli, açık ve simetrik özelliktedir. Yörede yer alan kuzey-güney doğrultulu akarsular, çoğunlukla antiklinal eksenleri boyunca gelişmiştir. Bu nedenle altta bulunan kumtaşı-çakıltaşı birimine ait görünüler antiklinal eksenleri boyunca açılmış dere yataklarında gözlenir.

Katmanların Yerelektüt Özdirenç Dalgisi Üzerindeki Simgesel Yerleri

Schlumberger yerelektrik görünür özdirenç eğrilerinde elektrik süreksizlikleri ve katmanların özellikleri ayırd edilebilmiştir (Şekil 6). Soldan sağa, küçük açılımlardan büyük açılımlara, diğer bir anlatımla sığdan derine doğru; eğrinin ilk kanadı alüvyon örtüyü ve Pliyo-Kuvaterner kumlu-killi düzeyi, ikinci kanat yada ilk çukurluk marn ve marnlı-killi düzeyi, üçüncü yükselen kanat ve ortadaki tümsek, kapak kayayı (kumtaşı), dördüncü inen kanat ve çukur üretken taban kilini ve yükselen son kanat Istranca metamorfik temelini gösterdiği sanılmaktadır. Yereyin çoğu bölümünde yer ile elektrik tepkisi arasındaki bu yakın ilişki sürmektedir. Sözelimi kapak kayanın (kuvars-kumtaşı) ince yada olmadığı yerlerde ortadaki tümsek yok olmaktadır (Ö 2'de olduğu gibi). Kapak kaya için kalın marn yada kil girişlerinde tümsek iki hörgüçlü biçime dönüşmektedir (Ö 3'de ve H 5'de olduğu gibi). Temelin derin olduğu yerlerde, sağ uç aşağı inmektedir (H 3'de olduğu gibi). Kil ve marn örtüsünün kalınlaştığı yerlerde ilk çukur derinleşmekte (H 6 ve Ö 1), olmadığı yerlerde düzleşmektedir (H 2'de olduğu gibi).

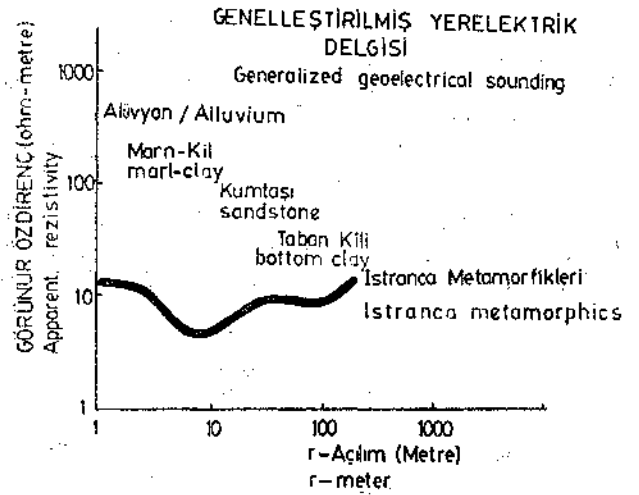
YEELEKTEİK ÖLÇÜLER

Çalışma alanında fazla engebeli olmayan bir yTU zey biçimi egemendir. Katmanlanma genel olarak

düşük eğimlidir. Elektrik ölçülerinin topografyadan etkilenmemesi için, ölçüler tepe eksenine doğrultulan boyunca alınmıştır.

Yerelektrik ölçüleri dört ayrı alanda sürdürülmüştür (Şekil 4) > Bunlar,

- a — Başakköy alanı
 - 1 —* Başakköy-Sarimeşelik doğrultusu
 - 2 — Başakköy-Kilibayır Tepe doğrultusu
- b — Kokarca düzlüğü
- c — Hisarbeyli-Çelepköy doğrultusu
- d —* Örencik-Çelepköy doğrultusu.



Şekil 6 : Hisarbeyli-Başakköy-Örencik'te yeraltı katmanları ile bunların yeryüzünde yerelektrik delgi eğrisi üzerinde yansıttıkları genelleştirilmiş belirtiler ve konumları.

Figure 6 : Geoelectrical signatures of the layered media around Hisarbeyli-Başakköy-Örencik towns.

Doğru akım üretici ile yerden geçirilen akım 70 ile 765 mA arasında değişmiştir. Genellikle akım yoğunluğu (intensity) aynı düzeyde tutulmakla birlikte, akımın geçtiği yüzey alanı gittikçe genişlediğinden küçük açılımlardan büyük açılımlara doğru akım yoğunluğu artırılmıştır.

Başakköy Deresi Yerelektrik Özdirenç Ölçümleri

Aynı doğrultu üzerinde, yaklaşık aynı düzeyde ve uzaklıkları 250 ile 300 metre arasında değişen elektrik delgi noktaları, dere akışına koşut dizilmişlerdir*. Bu dizilim derenin yer yer 250 ile 300 metre kuzeyinde, K-G doğrultusunda uzanmaktadır. Doğrultunun toplam boyu 1.5 km'dir (Şekil 4). Tüm noktalar kanatları düşük eğimli olan antiklinal ekseninde üzerinde, yer yer marn ve çoğunlukla kumtaşı-çakıltaşı birimi üzerinde seçilmiştir. Katmanların eğimleri 10-12 derece kuzeye doğrudur.

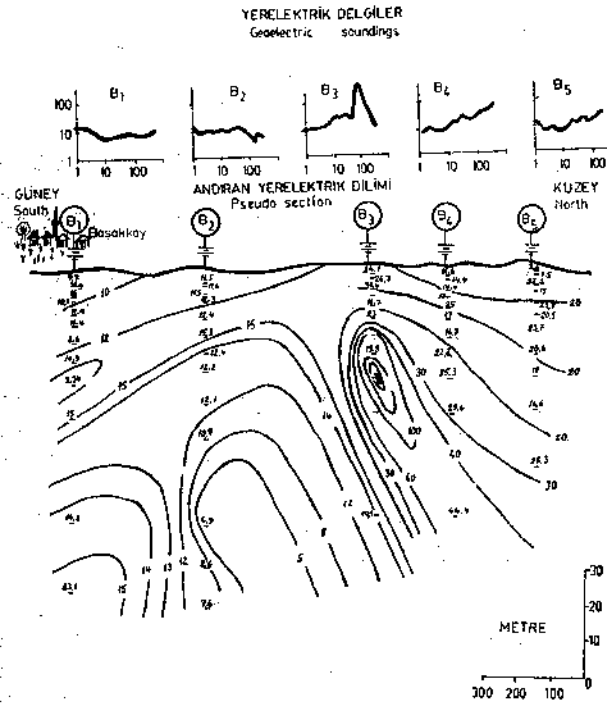
Ölçü noktalarının dizilimi ve açılım doğrultusu antiklinal eksenine koşut olduğundan yerelektrik kesitinde katmanların yatay yada yataya yakın çıkması beklenir.

Başakköy Deresi andıran yerelektrik öz direnç dilimi Ölçüm noktalarının her açılımı için gözlenen görünür öz direnç değerleri Schlumberger ve yarı Schlumberger dizilimleri için r , Wenner dizilim için $3 a/2$ denli yer altına atanarak Başakköy Deresi boyunca andıran yerelektrik öz direnç dilimi elde edilmiştir (Şekil 7). Derinlik ve eğim kestirimi yapılmayan böyle bir kesit yeraltı süreksizliklerinin varlığı üzerine ışık tutmaktadır.

Kesite göre yer, B3'ün güneyinde iletken kuzeyinde ise göreceli olarak dirençlidir. B3-B4 noktası arasında bir antiklinal ve B3-B2 arasında da bir yer kırığının varlığı simgelenmektedir. Temel niteliğindeki uzanım B3'ün güneyine ve kuzeyine doğru dalmalıdır. Ulaşılan en yüksek görünür öz direnç değeri B3'ün altında olup 1427 Ohm-metre, en küçüğü ise 4.9 Ohm-metre ile B2 altındadır.

Şekil 7'de verilen kapanımlar eşgörünür öz direnç değerlerini simgelemektedir.

Başakköy Deresi yerlektrik dilimi (jeofizik yapı kesiti) Doğrultu boyunca yer alan yerelektrik delgi eğrileri üst bölümde gözlenmektedir. Eğri bi-



Şekil 7 : Başakköy-Sarמשelik doğrultusunda alınan yerelektrik delgi eğrileri (yukarıda) ve görünür öz direnç değerlerinin r -değeri derinliğe atanması ile elde edilen andıran yerelektrik dilimi (aşağıda).

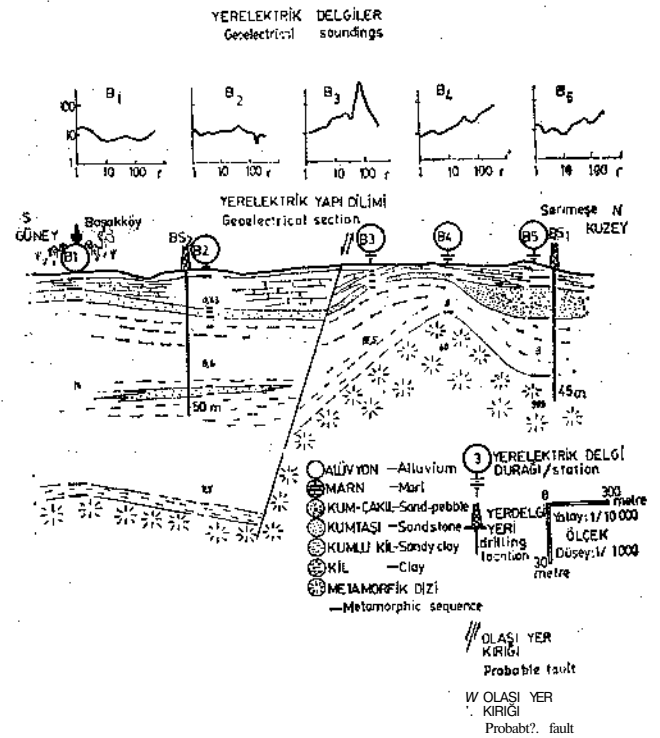
Figure 7 ; Geoelectrical sounding curves along the Başakköy-Sarמשelik direction (above) and pseudo geoelectrical section which was obtained by appointing the apparent resistivity values at depth of the separation distance (r) (below).

çimleri genelde birbirleriyle uyumsuzdur. B3, noktasında $r=100$ metrede erişilen doruk, bu noktanın 100 metre güneyinde yanal bir süreksizlik olabileceğini göstermektedir. Nitekim tüm eğrilerin değerlendirilmesi sonucu bu uzaklıkta güneye eğimli bir yer kırığı ile karşılaşmıştır. Ancak morfolojik özellikler, DB uzanımlı bir kırığın olabileceğini yansıtmaktadır.

B3 noktasının kuzeyinde eğriler genelde A türüdür. Bu gidişe neden temelin yada dirençli olması beklenen kumtaşının varlığıdır. Oysa, B3 güneyinde eğriler hemen hemen tek düzedir. Bu olgu ise B3 güneyinde temelin derinleşebileceğinin bir işaretidir.

Katmanlı yeryapısı varsayımına göre değerlendirilen yerelektrik delgi eğrileri sonucunda, Başakköy Deresi boyunca elde edilen yerelektrik kesiti, ortamda farklı katmanlar olduğunu göstermektedir (Şekil 8).

Katmanlar B1'den kuzeydeki B3'e doğru küçük bir eğimle dalmakta olup birbirleriyle uyumluluk gösteriler. Üstteki marn birimine ait killi katman B1 noktası altında 10 metre iken, B2 altında 18-20 metre kalınlığa erişmektedir. Bu iki nokta altında ortam genelde iletken olup B2 noktası altında 110 Ohm-metrelilik bir mercikleşme gözlenmektedir. Küm-



Şekil 8 : Başakköy-Sarמשelik doğrultusunda jeofizik ölçülerden çıkarılan yeraltı elektrik yapısı. Schlumberger yerelektrik delgi eğrileri (yukarıda) ve bunların değerlendirilmesi sonucu bulunan yerelektrik yapı kesiti (aşağıda).

Figure 8 : Underground geoelectrical structure determined from the geophysical measurements along the Başakköy-Sarמשelik. Schlumberger sounding curves shown (above) and geoelectrical structure estimated from these (below).

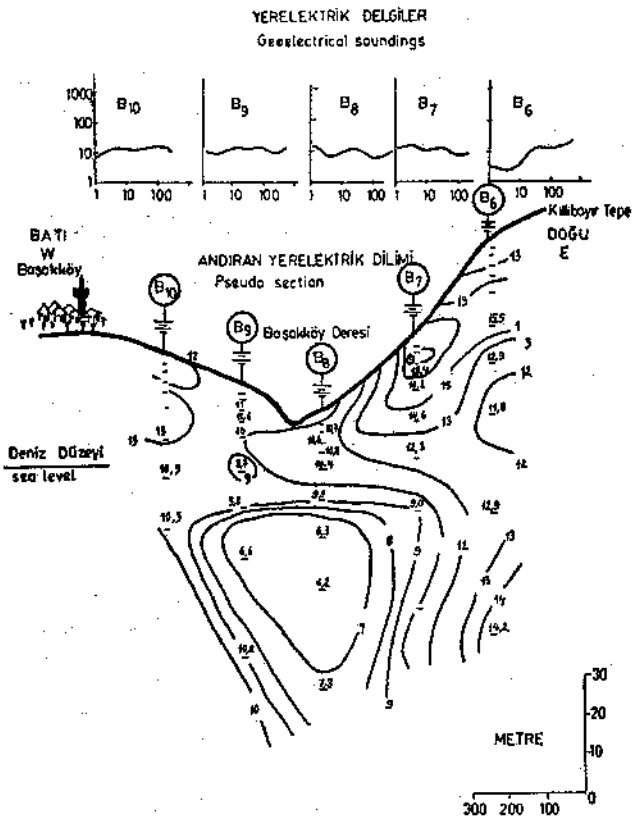
taşı ve dolayısıyla kömür için klavuz olabilecek göreceli dirençli katman kalınlığı 14 metre arasında değişim göstermekte olup, 5-15'inci metreler arasında yer aldığı bulunmuştur (Şekil 8). Bunun altında bulunan kalın katmanın 50-70 metre killi kumlu bir oluşuk olması beklenmektedir.

Sözü edilen katmanlar B3 noktasının 100 metre güneyinde süreksizliğe uğramaktadır. Bu kesintinin kuzeyinde eksen B3 ile B4 arasında yer alan antiklinal türü bir yapı ile karşılaşmıştır, (Şekil 8), B3 noktası antiklinalin güney yamacında yer almakta, B4 ve B5 kuzey yamacı üzerinde konumlanmaktadır. Yüksek öz dirençli üçüncü katman kömürlü kiltasına ait kum taşı düzeyi olabilir. Bu katmanın kalınlığı B3-B4 arasında 2-3 metre olmakla birlikte B5 noktası arasında 12 metreye dek kalınlaşmaktadır.

Kılıbayır-Başakköy Doğrultusu Yerelektrik Özdirenç Ölçümleri

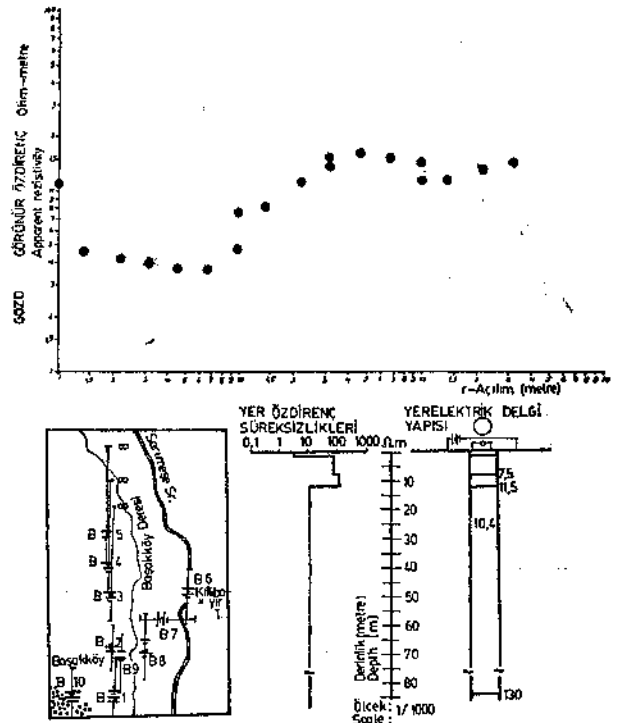
Kılıbayır, İstanbul-Karacaköy yolunun Başakköy

ayrımı üzerindedir. Kılıbayır-Başakköy doğrultusu K60D gidişli olup, yol boyunca 5 tane Schlumberger yerelektrik delgi ölçümü içerir. Bu doğrultu Başakköy Dere yatağı içinde gözlenen kumtaşı-çakıltaşı biriminin doğrultusuna yaklaşık diktir (Şekil 4). Ölçülerin bir bölümü (B6, B7, B8), antiklinal eksenine ü çakıştığı sanılan dere yatağının doğusunda, bir bölümü (B9 ve B10) dere yatağının batısında yer alır. Antiklinal ekseninin doğu yakasındaki eğimler 8-9 derece doğuya doğru, batı yakasındakiler ise 10-13 derece batıyadır.



Şekil 9 : Başakköy-Kılıbayır doğrultusunda alınan yerelektrik delgi eğrileri (yukarıda) ve görünür öz direnç değerlerinin r-değinin derinliğe atanması ile elde edilen andıran yerelektrik dilimi (aşağıda).

Figure 9 : Geoelectrical sounding curves along the Başakköy-Kılıbayır direction (above) and pseudo geoelectrical section which was obtained by appointing the apparent resistivity values at depth of the separation distance (r) (below).

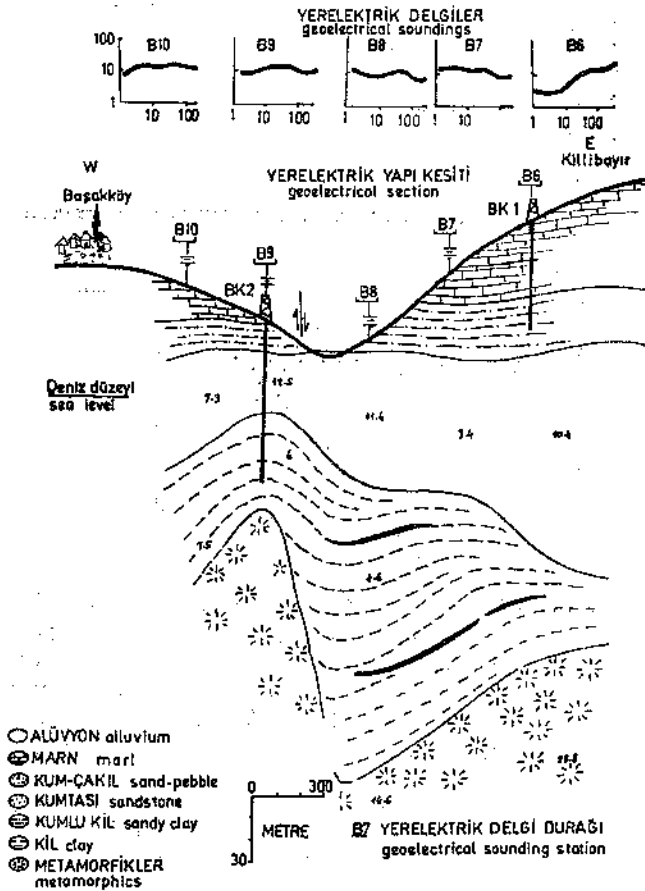


Şekil 10 : Schlumberger dizilimi ile yüzeyden B6 noktasında alınan yapay doğru akın yerelektrik öz direnç ölçümleri (yertepkisi yukarıda). Yerelektrik ölçülerin alındığı yer (Başakköy, solda). Yerin derinliklerine doğru bulunan yerelektrik öz direnç süreksizlikleri (ortada). Değerlendirme sonucu elde edilen yerelektrik yapısı ve elektrik delgisi (sağda). Yandaki sayılar metre olarak katman geçişlerini, oradaki her katmanın elektrik öz direncini göstermektedir.

Figure 10: Geoelectrical apparent resistivity response measured with the Schlumberger array at B6 station on the surface (earth response above). Location map of the geoelectrical study field (on the left). Geoelectrical discontinuities along the vertical direction (in the middle) and estimated geoelectrical layering log, on the right. Number on one side indicate the layer-interface depth as metre and the one at the middle show the resistivity of the layer.

MUibayır-Başakköy doğrultusu andıran yerelektrik dilimi Sözü edilen doğrultu boyunca Schlumberger açma noktalarının özekleri topografyaya uygun olarak yerleştirilmiştir. Göstermelikte olsa, her ölçü özünde belli bir r-yarı açılım değeri için ölçülen görünür öz direnç değeri o nokta altında r-denli yer içine atanmıştır. Daha sonra eşgörünür öz direnç değeri içeren noktalar birleştirilerek yeraltının andıran yerelektrik dilimi Killibayır ile Başakköy arasında çıkarılmıştır (Şekil 9). Sığ derinliklerde kapa-nımlar yataya yakın ve topoğrafyaya uygun olmakla birlikte, dere yatağında bir V-biçimine dönüşmektedir.

Killibayır-Başakköy doğrultusu yerelektrik dilimi (Jeofizik yeryapı kesiti) Şekil 10'da verilen Schlum-



Şekil 11 : Başakköy-Killibayır doğrultusunda jeofizik ölçülerden çıkarılan yeraltı elektrik yapısı. ScWumberger yerelektrik delgi eğrileri! (yukarıda) ve bunların değerlendirilmesi sonucu bulunan yerelektrik yapı kesiti (aşağıda).

Figure 11: Underground geoelectrical structure determined from the geophysical measurements along the Başakköy-Killibayır. Schlumberger sounding curves shown (above) and geoelectrical structure estimated from these (below).

bergör yerelektrik delgi görünür öz direnç eğrilerinin yatay--katmanlı-yeraltı yapısı varsayımına göre, değerlendirilmesi sonucu yerelektrik yapılaşmış-tır. (Şekil 11). Genelde katman sayısı beş tanedir Kum taşı; ve üzerindeki katmanlar Killibayır'dan Başakköy'e doğru kalınlaşmakta iken, kumtaşı altındaki iletken katman tersine, doğudan batıya gittikçe in çelmektedir. Bu elektrik katmanların kesin kalınlık ve öz dirençleri Şekil 8'de ayrı ayrı; Şekil 11'de topluca verilmiştir.

Buna göre en üstte örtü plakası kalınlığı 1-10 metres ve elektrik 5-13 Ohm-metre arasında değişen kumlu-killi tarım toprağı vardır. Bu toprak Başakköy Deresi dolayında aşınmayla ortadan kaldırılmıştır.

İkinci katman olarak B10-B8 arası kalınlığı 8-10 m; B8HB6 arasında 2 m ve elektrik öz direnci 10 Ohm-metre dolayında olan alüvyon ve kil olduğu sanılan oluşuklar bulunmaktadır.

Üçüncü katman olarak Çiftlikköy dolayında içinde 30 cmlik kömür bulunduran kumtaşı-çakıltaşı yer almaktadır. Bu katmanın yerelektrik öz direnci 17-136 Ohm-metre arasında ve kalınlığı 35 ile 4 m arasında (Killibayır B6) değişmektedir. Diğer bir deyimle kömür içerdiği sanılan bu katman, Killibayır'dan Başakköy'e doğru kalınlaşmaktadır.

Hisarbeyli Doğrultusu Yerelektrik Ölçümleri

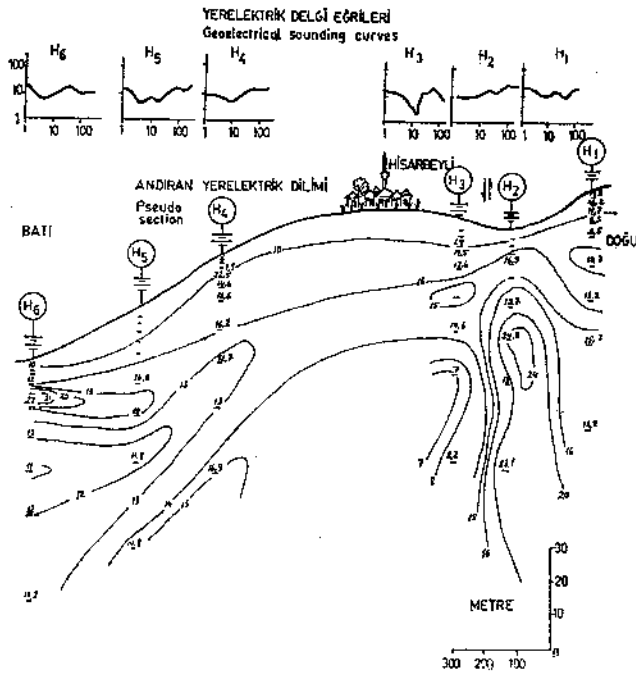
Yeryapısı katmanlarının sayısı ve kalınlığını bulmak ve ayrıca kömür içerebilecek bölümleri belirlemek için Hisarbeyli dolayında, yapay doğru akım yerelektrik öz direnç delgi ölçümleri alınmıştır. Yaklaşık 2.5 km. boylu ölçü doğrultusunun uzanımı K60B dir (Şekil 4).

Yerelektrik delgi eğrilerinin biçimleri H1'den H6'ya değin alınan yerelektrik görünür öz direnç eğrileri katman geçişlerini gösterir biçimde dalgalanmalar yapmaktadır (Şekil 12). Eğrilerin biçimleri çoğunlukla HKH, KHK türü olup önemli 5 tane katmanı simgelemektedir.

Eğrilerden en uyumsuzu H3 eğrisidir. Bu noktada 22 metrelik açılıma dek eğri sürekli olarak düşmekte ve tam 22 metre üzerinde 15 Ohm-metrelik görünür öz direnç değerine erişmektedir. Daha sonra aniden yükselerek 13 Ohm-metrelik değere varmaktadır. Ölçüm yanlılığı olup olmadığını belirlemek için, H3 ölçüleri 3 kez yinelenmiş ve hep aynı sonuç elde edilmiştir. Böyle ani bir değişim ancak yanal süreksizlikten kaynaklanabilir. Diğer komşu verilerde bakıldığında süreksizliğin (yer kırığının) H3'ün 22 m doğusunda yer alabileceği saptanmıştır. Diğer jeofizik bilgilerle birleştirildiğinde 25-30 metre atımlı ve doğudaki bloğun göreceli olarak yukarıya yükseldiği anlaşılır.

H3 noktasının batısında ve doğusunda yer alan hemen her eğride, sağ ucun kalkması dirençli elektrik temeli simgeler niteliktedir.

Hisarbeyli-Celepköy doğrultusu andıran yerelektrik dilimi. Eşgörünür öz direnç içeren noktalardan



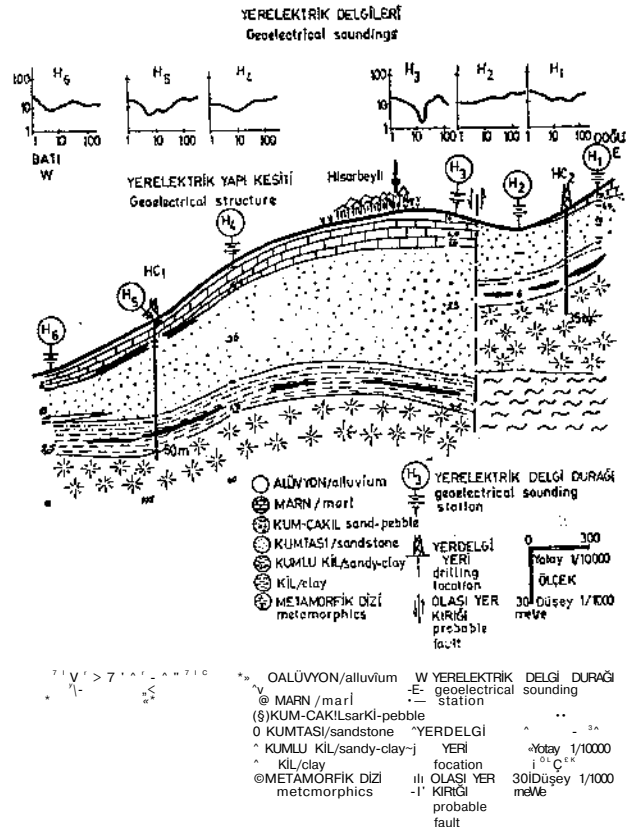
Şekil 12 : Hisarbeyli-Celepköy doğrultusunda alınan yerelektrik delgi eğrileri (yukarıda) ve görünür öz direnç değerlerinin r-değın derinliğe atanması ile elde edilen andıran yerelektrik dilimi (aşağıda).

Figure 12 : Geoelectrical sounding curves along the Hisarbeyli-Celepköy direction (abowe) and pseudo geoelectrical section which was obtained by appointing the apparent resistivity values at depth of the separation distance (r) (below).

kapammlar geçirerek, andıran yerelektrik dilimi elde edilmiştir (Şekil 12). Görünüşe göre H3 ile H2 noktaları arasında yanal yönde bir süreksizlik izlenmektedir. Bu süreksizliğin bir yer kırığını simgelediği sanılmaktadır. Süreksizliğin doğu yakasındaki görünür öz direnç değerleri batı yakasına göre daha büyüktür. Özellikle H3 noktasının batısında görünür öz direnç eğrilerinin topografya ile iyi bir uyum göstermiş olması, bu yörenin tektonizmaya uğramadığının bir belirtisidir.

Hisarbeyli-Celepköy doğrultusu yerelektrik dilimi (Jeofizik yeryapı kesiti) Bu doğrultu boyunca altı noktada alınan Schlumberger yerelektrik delgi eğrilerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesi sonucu yerelektrik yapı kesiti elde edilmiştir (Şekil 13). Bu doğrultuda karşılaşılan en önemli yapı H3'ün 22 m. doğusundaki yer kırığıdır. Bu normal atımlı bir kırık olup, düşey atım miktarı 25-30 m. kadardır.

Hisarbeyli doğrultusu boyunca kömür içerdiği sanılan kumtaşı biriminin en kalın olduğu yer 40 m. ile Hisarbeyli Köyünün altı olduğu sanılmaktadır. Hisarbeyli Köyü batısında 8-10 m. kalınlıkta toprak ve kil katmanları ile örtülü kumtaşı (H3-H1 arası), hemen hemen 3-5 m. yüzeydedir. Kumtaşı birimi batıya



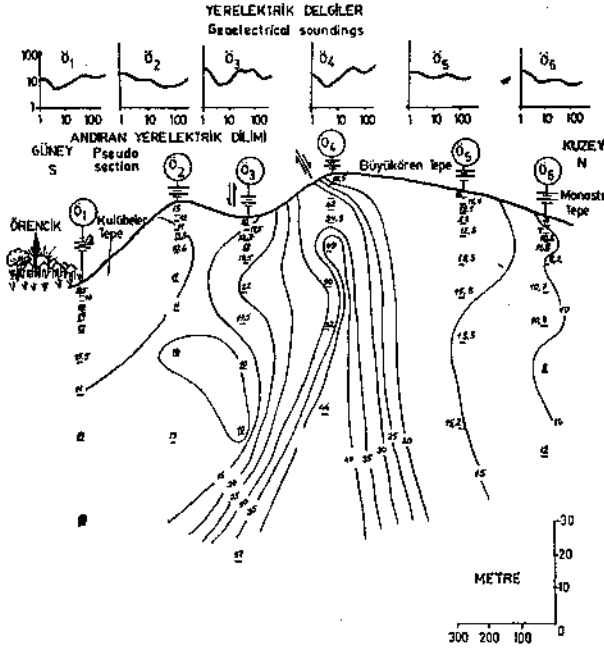
Şekil 13 : Hisarbeyli-Celepköy doğrultusunda yapılan jeofizik ölçülerden çıkarılan yeraltı elektrik yapısı. Schıranberger yerelektrik delgi eğrileri (yukarıda) ve bunların değerlendirilmesi sonucu bulunan yerelektrik yapı kesiti (aşağıda).

Figure 13; Underground geoelectrical structure determined from the geophysical measurements along the Hisarbeyli-Celepköy. Schlumberger sounding curves shown (abowe) and geoelectrical structure estimated from these (below).

gittikçe incelmekte olup, H6 altında kalınlığı 10 metreye değın düşmektedir. Kumlu düzeylerin hemen altında, kalınlığı yer yer 8 ale 12 m. arasında değışen killi düzeyler bulunmaktadır. Killi düzeylerin altında 40 ile 100 Ohm-metrelik elektrik temel uzanmaktadır. Katmanlar genelde yatay yada yataya yakın olup, Hisarbeyli altında antıldinal türü bir yapı görünümünü vermektedir.

Örencik Celepköy Doğrultusu Yerelektrik Çalışmaları Örencik-Celepköy arasında yapılan jeofizik çalışmalar, altı adet yerelektrik ölçümü içermektedir Örencik'ten 200 m. Celepköy'e doğru yol üzerinde başlatılan ölçüler, yaklaşık 250 ile 320 m. aralı duraklarda yol boyunca alınmıştır (Şekil 4).

Elektrik delgi eğri biçimleri Gözlenen yerelektrik görünür öz direnç eğrileri, katman geçişlerinin yüzeyde yeterli belirti yaratabilecek düzeyde elektrik yansıma katsayısı edindiklerini belirtmektedir. Dolayısıyla eğriler, inişli çıkışlıdır ve genellikle HKH, HAH, KHK türündedir (Şekil 14). En çok 7 katman geçişini gösteren eğrilerde en az 5 ana katman belirgin olarak izlenmektedir. Öl ve 02 eğrileri tekdüze bir ortamı simgeler biçimde olmasına karşın, 03 ve



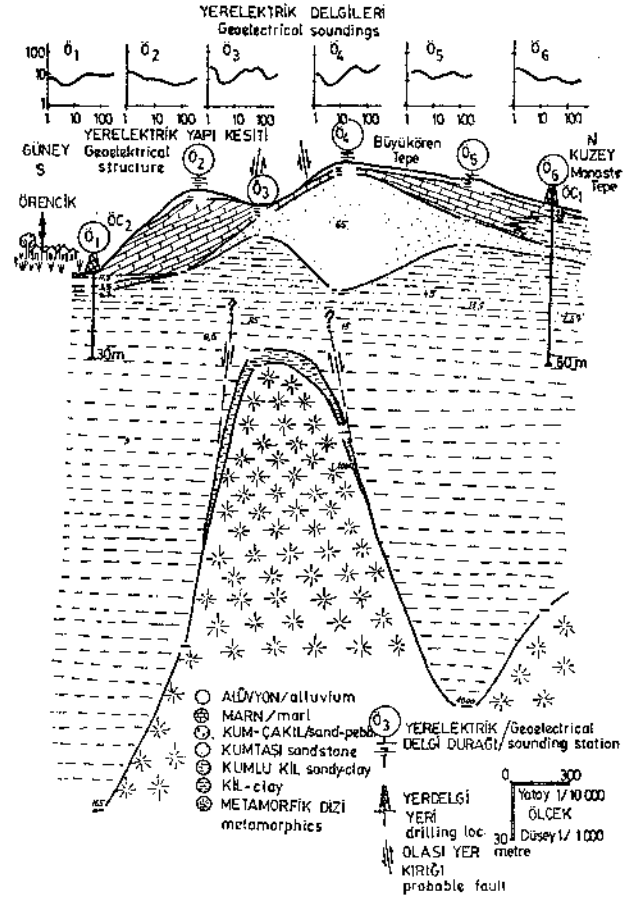
Şekil 14 : Örencik-Celepköy doğrultusunda alınan yerelektik delgi eğrileri (yakanda) ve görünür öz direnç değerlerinin r-değiri derinliğe atanması ile elde edilen andıran yerelektik dilimi (aşağıda).

Figure 14 : Goelectrical sounding curves along the Örencik-Celepköy direction (abowe) and pseudo goelectrical section which was obtained by appointing the apparent resistivity values at depth of the separation distance (r) (below).

04 olasılıkla yanal süresizliği simgeler biçimde dalgalanmakta, Celepköy yakasındaki 05 ve 06 ise birbirleri ile çok iyi bir uyum göstermektedir. Eğrilerde direçli kumtaşı 01, 02, 05 ve 06'da tek hörgüç biçiminde gözlenmekle birlikte 03 ve 04'te aynı konuda iki hörgücün yer aldığı izlenmektedir. Tüm eğrilerde ortalama görünür öz direnç 15-20 Ohm-metredir. Eğrilerin tümü, yeraltında dirençli bir elektrik temeli gösterircesine sağ uçlarını kaldırmaktadır. Ayrıca tüm eğrilerde sığ iletken bir katmanı simgeleyen küçük açılımlarda bir çukurluk düşme izlenmektedir.

Örencik-Celepköy andıran yerelektik dilimi. Örencik-Celepköy yolu boyunca logaritmik Schlumberger açılımı kullanılarak 6 durakta yerelektik öz direnç eğrileri alınmıştır. Her r-yanaçılım için bulunan görünür öz direnç değeri o durak altında r-denli derinliğe atanmıştır. Daha sonra eşgörünür öz direnç edinmiş noktaların eğrilerle birleştirilmesi sonucu, Örencik-Celepköy doğrultusu andıran yerelektik dilimi elde edilmiştir (Şekil 14).

Görünür öz direnç eğrilerin Ö3-Ö4 noktaları arasında yüksek öz dirençli bir sıkışma yapmasının iki nedeni olabilir. 1 — Bu aralıkta bir antiklinal tepenin yeralabilmesi, yada 2 — Birisi Ö3'ün 25-30 m güneyinde diğeri Ö4'ün 120 m güneyinde olmak üzere



Şekil 15 : Örencik-Celepköy doğrultusunda jeofizik ölçülerden çıkarılan yeraltı elektrik yapısı. Schlumberger yerelektik delgi eğrileri (yukarıda) ve bunların değerlendirilmesi sonucu bulunan yerelektik yapı kesiti (aşağıda).

Figure 15 : Underground goelectrical structure determined from the geophysical measurements along the Örencik-Celepköy. Schlumberger sounding curves show (abowe) and goelectrical structure estimated from these (below).

iki yer kırığıyla yeraltı dilimlenmiştir. Bu iki kırığın ortasında temel bir yükselim (horst) görünümündedir. Bu durumda gerek Ö3'ün güneyinin ve gerekse Ö4'ün kuzeyinin yataklamaya uygun bir yapı içerdiği anlaşılır. Morfolojik olarak Ö3 çöküntüsünün olduğu yerde bir çift kırık olması olası görülmektedir.

Örencik-Celepköy yerelektik dilimi (Jeofizik yapı kesiti) Yol boyunca Schlumberger yerelektik delgi eğrilerinin katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesi sonucu, yerelektik yapı kesiti elde edilmiştir (Şekil 15). Andıran kesit görünümünde izlendiği gibi bu doğrultudaki yerkesitinde 02 ile 04 arasında bir temel yükselimi 1000 Ohm-metrelilik bir öz direnç ile simgelenmektedir. 03 altında tavan derinliği 58 m olan bir yükselim, 03 ve Ö4'ün her iki

yanında en az 130 metrelik bir atımla ani bir düşme göstermektedir. Kuzeyde Büyükkören Tepe ile Manastır Tepe arasında 200 m derinlikte bir çanak oluşturan temel çukurluğu, yumuşak bir çıkışla Celepköy'e doğru sığlaşma göstermektedir. Ancak güneye dalış Örencik Köyü altında en az 220 m derinliğe varmaktadır. Sözü edilen elektrik temelini s trança metamorfitle yada derinlik kayaları olması beklenebilir. Böyle bir temel yükselim biçiminin hem kuzey ve hemde güneyi kömür yataklanması için uygun olabilir. 02 ile 04 arasındaki yüzey çukurluğu altına denk gelen temel yükseliminin üzerinde ve 03 altında kalınlığı 4 m olan iletken bir şapka vardır. Bunun şist yada kaolen olması beklenebilir. Temelin üzerinde ise kaim bir iletken katman yer almaktadır. Bu katmanın en kalın olduğu yerler Örencik Köyü altında 200 m., Büyükkören Tepe-Manastır Tepe arasında 170 metredir. 10-15 Ohm-metre özdirencindeki bu kaim oluşuklar, olasılıkla Tersiyerce ait kumtaşı-çakıltaşı birimi içindeki kumlu-killi bileşenlerin ardalanmasından oluşmuştur, içinde kömür içerip içermediği, ayrıntılı jeofizik ve jeolojik çalışmalarla desteklenen delgilerle anlaşılabilir.

Şekil 15'de kömür içermesi mümkün olan kumtaşı, noktalı olarak gösterilen düzeydir. Çiftlik Köyünde içinde 15-30 cm'lik kömür taşıyan bu düzeyin en kaim olduğu yer, Büyükkören Tepe'nin 250-300 m güneyinde yeralan 04 noktası altıdır (45 metre). Kumtaşı mercek görünümü olup, yanal yönde süresizdir. Bu mercek 04 ölçü durağında en kalın olduğu halde, 02 altında ise incelenerek yanal yönde çamurtaşlarma derecelenmektedir. Kulübeler Sırtı altında yeniden ortaya çıkan bu katman, Örencik Köyü altında ancak 5 metreye dek ulaşabilir.

Ancak kumtaşı merceği Celepköy'e doğru incelen bir kuyruk biçiminde uzanmaktadır. Celepköy'de bulunduğu belirtilen kömürlü oluşuklar bu kuyruğun alt bölümünde yer almış olabilir. Ancak Manastır Tepe dolayında kumtaşı merceğinin kalınlığının 3 metreye dek düştüğü ve tavan derinliğinin 17 m dolayında olduğu bulunmuştur. Bu jeofizik bulgular, Manastır Tepe dolayında daha önce yapılan delgi sonuçları ile iyi bir uyum göstermektedir.

SOLİTÇİLER

Çatalca-Karacasu arasında yayılım gösteren Tersiyer tortulları, egemen kaya bileşenlerine dayanılarak, başlıca iki ayrı kaya birimine bölünmüştür. Bunlar alttan üste doğru; (1) kumtaşı-çakıltaşı birimi, (2) marn birimidir. Kumtaşı-çakıltaşı birimine ait bileşimsel ve sedimentolojik özellikler, bu birimin düşük enerjili menderesli akarsu sistemine ait bir ortamda çökelmiş olabileceğini yansıtır. Kumtaşı-çakıltaşı birimi içinde yersel gözlenebilen kömürlü oluşuklar, akarsu dağıtım kanalları arasında kalan taşkın düzlüğü bataklıklarında gelişmiş olmalıdır.

Marn birimi, başlıca ardalanma gösteren düzgün laminalı çamurlu kayalardan ve eşlik eden kuvars-kumtaşı arakatıklarından oluşur. Birimin yansıttığı bileşimsel ve dokusal özellikler, batıdan doğuya doğ-

ru açımın gösteren plaj ve lagün benzeri sığ çökeltme ortamlarının varlığını öngörür.

Çalışma bölgesindeki tortullaşmanın başlangıç döneminde, yörede egemen olan menderesli akarsu sistemine ait koşullar, daha sonra gelişen transgresyonlara bağlı olarak, yerini lagüner koşullara bırakmış olmalıdır. Lagün kıyısındaki kıvrıntılı kıyı düzlüklerinde, marn birimi içinde arakatlı şekilde yeralan kuvars-kumtaşları çökelmiş olmalıdır.

Yöredeki kıvrım sistemleri genellikle kuzey-güney eksen gidişleri gösterirler. Kıvrımlar genellikle düşük eğimli, açık ve simetrik özelliktedir.

Yörede yapılan yerelektrik ölçümleri sayesinde, kömür içeren kumtaşı-çakıltaşı biriminin Başakköy, Hisarbeyli, Kokarca ve Örencik alanlarındaki yeraltı konumu belirlenmiştir. Buna göre bu birim içinde yeralan kumtaşı ve çakıltaşı düzeylerinin yanal yönde sürekli olmadığı ve kısa sayılabilecek uzaklıklar içinde çamurlu kayalara derecelendiği anlaşılmıştır. Yapılan yeraltı jeofizik kesitleri, bu birimin genel olarak alttan üste doğru kabalaşma gösterdiğini ve üst bölümlerde kaba kıvrıntılı, alt bölümlerde ise çamurlu kayaların egemen olduğunu yansıtmaktadır. Öte yandan kumtaşı-çakıltaşı biriminin batıdan doğuya doğru kalmaştığı, jeofizik ölçümler ile de doğrulanmıştır. Bu birime ait elde edilen jeolojik ve jeofizik veriler, batıdan doğuya doğru ilerleyen bir fluvial ortamın varlığını destekler yönde değerlendirilebilir.

Yüzeyde gözlenemeyen fakat yerelektrik ölçümleri sonucu saptanabilen faylar, yersel olarak 150 metrelik atımlara sahiptir.

Jeofizik ölçümlerle belirlenen temel topografyası, engebeli ve yer yer kırıklı olmasına karşın, bunu örten genç Tersiyer tortulları yatay yada düşük eğimli bir yapıya sahiptir.

Kumtaşı ile kil ve taban kili ile Istranca metamorfitle arasındaki sınırlar, yeterli elektrik özdirenç ayrılığı gösterdikleri için, bu katmanların tür, kalınlık, yanal süresizlik ve uyumsuz konumlan kolaylıkla saptanabilmiştir. Ancak elektrik özdirençleri yaklaşık aynı olduğundan, kil-kumtaşı ile taban kili genellikle birleşik bir birim olarak ortaya çıkmıştır.

KATKI BELİRTME

Çalışma döneminin kış aylarına denk gelmesi nedeniyle zaman zaman tipi ve yağmur altında, yılmaz gayret ve heves ile çalışarak bu araştırmanın başarıyla bitirilmesini sağlayan jeofizik teknisyenleri Ateş Adalan, Haluk Kunter, Osman Tavtay, Mehmet Mütafçılar, Haldun Bingöl, Said Agnami, Mustafa Akgül, Mehmet Atalar, Erdem ince, Alptekin Çaltık, Teoman Aker ile Jeofizik Mühendisleri Okan Manzak, Engin Kalkan ve içtenlikle yardımlarını gördüğümüz Başakköy, Örencik, Hisarbeyli ve Celepköy köylüleri sağ olsunlar.

Bu çalışmayı aynı güç koşulları paylaşarak ve olanakları ile destekleyen Sayın Tuncer Şen, ihsan Aker ve Dr. Hüdaî Çaltepe'ye teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELEE

- Akartuna, M., 1953, Çatalca-Karacaköy bölgesinin jeolojisi: İ.Ü. Fen Fakültesi Mon., sayı 13, 88 s.
- Aslaner, M., 1966, Tozakh-Poyralı linyitleri ve Pınarhisar civarının jeolojisi: MTA Derg. 66, 126-143,
- Doust, H. ve Arıkan, V., 1974, The Geology of the Thrace Basin: Türkiye 2. Petrol Kongresi, tebliğler, 119-136.
- Folk, R.L., 1968, Petrology of sedimentary rocks: Hemphill's Austin, 170 pp.
- Gökçen, N., 1973, Pınarhisar Formasyonunun yaşı ve ortam şartlarında görülen yanıl değişmeler (kuzey, kuzeydoğu Trakya): Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, tebliğler, 128-143.
- Keskin, C., 1971, Pınarhisar alanının jeolojisi: Türkiye Jeoloji Kur. Bült, XIV-1, 31-85.
- — — , 1974, Kuzey Ergene havzasının stratigrafisi: Türkiye 2. Petrol Kongresi, tebliğler, 137-163.
- Ketin, t., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış: İTÜ yayım 595 sayfa.
- Nakoman, E., 1966, Etude palynologique des formations Tertiaires du Bassin de Thrace. Applications stratigraphiques: These de FUniv. de Lüle.
- Parejas, E., 1939, Trakya linyitlerinin jeolojik etüdü: MTA Rap. (yayınlanmamış), no. 981, Ankara
- Pekmezçiler, S., 1957, Saray çevresindeki 56/34 sayılı ruhsat sahasına ait fen raporu: MTA Rap, no. 2610 (yayınlanmamış), Ankara.

Yazıma geliş ikrim ; 16.5.1986

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 14.11.1987

Yayma verildiği tarih : 4X1988

Kayma zonlarının mikrotektonik özellikleri : Tane yönelimi ve tane şekli analizleri

Petrofabric features in shear zones: Dimensional fabric orientation and grain shape analyses

İHSÂN SEYMEN, Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kenya

ÖZ: Tüm-kristalli kayma zonlarının sünek davranışı sonucu gelişmiş kayma zonları içinde, taş yapıcı minerallerin kristal geometrileri ve tane yönelimleri sayımsal olarak incelenmiştir. Kristallerdeki tane yönelimleri ve şekillerindeki geometrik değişimler kayma zonunun tektonik tarihçesi ile ilişkilidir ve doku analizlerinden elde edilen sonuçları destekler niteliktedir. Buna karşılık, zpn içinde deformasyon miktarının ve deformasyon şiddetindeki değişimlerin saptanmasında tane şekli analizlerinin ölçüt olamayacağı sonucu ortaya çıkmaktadır.

ABSTRACT: In the shear zones, which are developed by ductile behaviour of crystalline rocks, the grain shape analyses were carried out and the rose diagrams of dimensional grain orientation were also produced. The geometrical variations of the shapes of the rock-forming minerals and their dimensional preferred orientation are related to the tectonic history of the shear zones and in agreement to the results derived from petrofabric analyses. In spite of these, it can be concluded that the statistical results, obtained from the grain shape analyses, do not reflect properly the absolute amount of natural deformation and the range of strain variation within the shear belts.

GİRİŞ

Sünek kayaç davranışı sırasında ilerleyen homojen basit kayma devinimleri ile, zonal ve heterojen bir deformasyon şeklinde sonuçlanan kayma zonları, özellikle son yıllarda, çok sayıda yer bilimci tarafından ve değişik açılardan araştırılmıştır (Ramsay ve Graham, 1970; Ramsay ve Allison, 1979; Ramsay, 1980; Coward, 1976; Grocott, 1979; Simpson, 1980, 1983a ve 1983b). Kayma zonları içinde kristal topuluklarındaki poligonizasyon ve annealing rekristalizasyon yoluyla oluşan biçim değişimleri ve artan kayma deformasyonuna bağlı petrotektonik değişimler, sırasıyla Ramsay ve Graham (1970), Coward (1976), Grocott (1979), Simpson (1983a) ve Seymen (1986) tarafından incelenmiş bulunmaktadır. Kataklastik aşınma ürünü olarak gelişmiş milonitik kayma zonları ise, Watts ve Williams (1983) tarafından araştırılmıştır. Ayrıca, kayma zonu gelişimi ile mineral kimyasında ortaya çıkan değişimler, diğer bir deyişle, kayma sonlarındaki dinamik metamorfizma olgusu, Beach (1980), Brodie (1980), Watts ve Williams (1983) tarafından irdelenmiştir. Son olarak Simpson (1983a), kayma zonlarında ortaya çıkan foliyasyon (bandlaşma) gelişmesini; Watts ve Williams (1983) ise, kayma zonlarındaki milonitleşme derecesini ve kayma miktarı ile kataklastik tane boyu arasındaki ilişkiyi açıklamışlardır. Ancak, tüm-kristalli kayaçlarda gelişmiş

kayma kuşaklarındaki tane şekli ölçümleri ile deformasyon miktarının (strain ratio) bulunup bulunamayacağı üzerine bir araştırma henüz yapılmamıştır. Fakat, Seymen (1970) Ramsay'in önerisi (1969, sözlü görüşme) üzerine, başlangıçta tüm-kristalli bir granitik kayacın eş-kimyasal (isochemical) deformasyonu sonucu oluşmuş bir kayma zonunda, tane yönelimi (dimensional shape orientation) ve tane şekli analizlerini (grain shape analyses) gerçekleştirmiştir.

Bu tür bir araştırmanın yapılabilmesi için, kayma deformasyon miktarı ile deformasyon elipsi veya elipsoyidinin son durumunun önceden bilinmesi gerekir. Bu nedenle, deformasyon miktarının ve deformasyon elipsoyidinin son durumunun dolaylı yolla hesaplanabildiği kayma zonları (Ramsay, 1967, s. 83-91), araştırmanın amacına uygun düşmektedir. Buna göre, bir kayma zonunda sayımsal yöntemlerle elde edilen verilere dayalı olarak, «Kayaç dokusu deformasyon miktarının saptanmasında bir ölçüt olabilir mi?» sorusuna bu makalede yanıt verilmeye çalışılmaktadır.

TANE ŞEKLİ ANALİZLERİNDE YÖNTEMLER

Tortul kayaçlardaki kırıntılı gereçlerin tane şekli analizleri tekniğiyle incelenmesi, petrografik açıdan gelenekleşmiş bir yöntemdir. Bu amaçla, tortulu

kayaç içindeki bir kırıntının tane şeklini tanımlayan değişik parametreler, Wentworth (1922), Cox (1927), Wadell (1932) ve Tickell (1947) gibi çok sayıda sedi* manter petrograf tarafından önerilmiş bulunmaktadır. Metamorfik kayalara ilişkin tektonitlerde tane şekillerinin incelenmesi ise, Sander (1930, 1950) ve Ladurner (1952) tarafından klasikleşmiş yapıtlarında verilmektedir. Burada, tektonit dokusunda deforme olmuş ve bu nedenle uzamış veya yassılmış kristallerin tane şekli parametreleri, özellikle ince kesitler üzerinde saptanabilenleri açıklanacaktır.

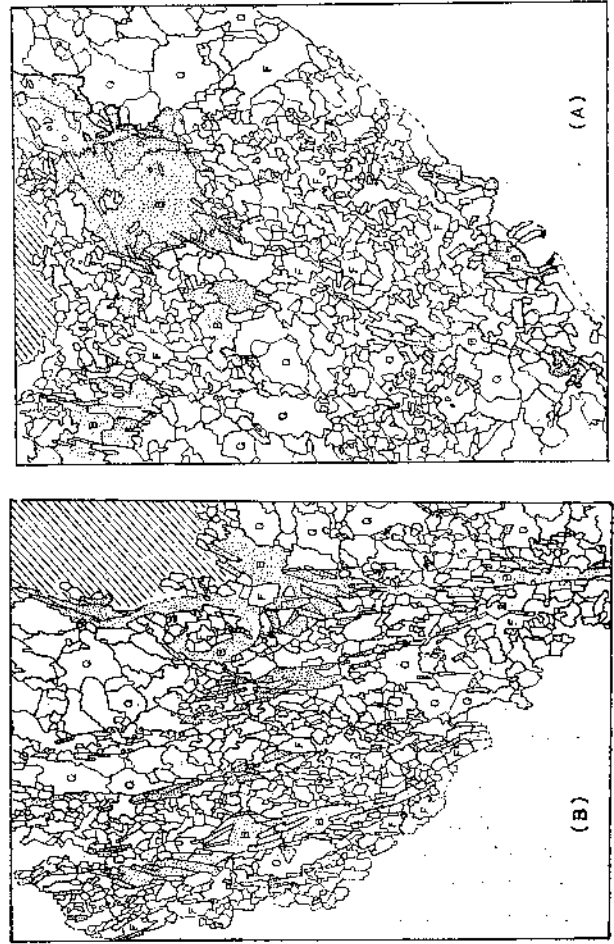
Taşın bileşeni olan bir tanenin şekil özelliğinin en kolay yolla belirlenmesi, o taneye ilişkin ve birbirine dik en uzun (L) ve kısa (W) eksenlerinin ölçülmesiyle yapılabilir. Mikroskopta mikrometrik oküler yardımıyla, fotomikrograflar (Şekil 1) üzerinde çıplak göz ve milimetrik cetvel ile ölçülebilen tanenin uzun eksenini (L) ve ona dik kısa eksenini (W) arasındaki orantı, R ile simgelenen bir parametreyi verecektir ($R=L/W$). Bu parametre, onu ilk tanımlayan Schneiderhöhn'ün deyimiyile Laenglichkeit ya da boyutsuz bir büyüklük olan «uzunsakhk sayısı»dır. Sınır değerleri, $L=W$ olması durumunda $R=1$, fakat $L>W$ olması durumunda da $R>1$ dür. Ancak, $L=+\infty$ veya $W=0$ olmasıyla $R=+\infty$ olacaktır. Buna göre, tarif aralığı, $1 < R < +\infty$ tür.

Eğer tektonik dokusu içinde yer alan bir tane başlangıçta her yönde eşit-yarıçaplı, diğer bir deyişle küresel (kesit düzleminde dairesel) veya kübik (kesitte kare) şekilli idiyse, onun başlangıçtaki uzun-saklığı $R=1$ dir. Bu tane biçim değişikliğine uğradıktan sonra, uzunluğu (L) ile genişliği (W) ölçülerek elde edilecek R değeri ve uzun eksenin belirli bir karşılaştırma (referans) çizgisi ile yaptığı açı, tektoniti oluşturan deformasyon elipsinin son biçim ve konumunu verecektir. Yöntem, konglomeralarda çakıl deformasyonu için Flinn (1956), meta-karbonatlar* da oolit deformasyonu için Cloos (1947) ve fosilli yataklarda fosil deformasyonu için Breddin (1956, 1964) ile Willman (1962) tarafından başarıyla uygulanmıştır.

İnce kesit haritaları (Şekil 2) üzerinde yapılabilecek ölçümlerle belirlenen diğer bir tane şekli parametresi, K, Cox (1927) tarafından sphericity, diğer bir deyişle «küresellik» olarak tanımlanmıştır:

$$K = \frac{47C \text{ (ince kesitteki tane alanı, A)}}{\text{(ince kesitteki tanenin çevre uzunluğu, p)}^2}$$

Sedimentolojik açıdan kırıntının taşınması sırasındaki işlevlerin saptanmasında kıstas olabilen bu parametre yine boyutsuz bir sayıdır ve sınır değerleri $-1 > K > 0$ dür. Tektonik dokusunda tane analizleri için ilk kez Seymen (1970) tarafından kullanılmıştır. Bu çalışmada, Şekil 3'te görüldüğü gibi, deformasyonun asal eksenini ile değişik ilişkiler içinde bulunan eşkenar çokgenlerin (üçgen, kare, beşgen ve altıgen), daha sonraki karşılaştırmalarda kullanılmak üzere, deforma olmamış ve $X/Z=14/1$ oranında



Şekil 2 : Kayma zonunun biri az (A, $y = 0,3$ ve $X/Z = 1,3/1$ olan 68/12-i nolu) diğeri şiddetli (B, $Y = 3,3$ ve $X/Z = 14/1$ olan 68/12-ii nolu) deforme olmuş kesimlerdeki incö kesitlere ilişkin doku haritaları. Q, Ku* vars; F, feldispat; B, biyotit topluluklarını ve oklar yönlü kesitlerdeki karşılaştırma çizgilerini göstermektedir.

Figure 2 : Textural maps with an unknown enlargement of the oriented thin sections. A, obtained from the least deformed part (i.e. from 68/12-i, where $Y = 0.3$ and $X/Z = 1.3/1$); B, obtained from the most strongly deformed part (i.e. 68/12-ii, where $y = 3.3$ and $X/Z = 14/1$) of the ductile shear zone. Q, F and B inside the maps indicate quartz, feldspar and biotite aggregates respectively. Arrow show the reference lines.

deforme olmuş (Seymen, 1970'de 68/12-ii nolu ince kesit için) durumlarına ait K parametreleri hesaplanmıştır. Bu parametrenin, aşağıda tanımlanan T ve O, küresellik parametrelerine göre genelde ara bir değer taşıdığı görülmektedir (Şekil 3). Bu nedenle, incelemelerimiz sırasında yalnızca K parametresinin bilinmesi amacımız için yeterli olacağı görülmüş ve uygulamaya konulmuştur.

Wadell (1932), «düzlemde küresellik parametresi» ni, $\theta_x = d_c/D_c$ bağıntısıyla tanımlamıştır. Öyle ki, d_c , tanenin alanına eş bir dairenin yarıçapı; (D_c ise, taneye dıştan teğet dairenin yarıçapıdır. Ayrıca, buna benzer diğer bir parametre, $\theta_2 = c/C$ bağıntısı ile verilmiştir. Bu bağıntıda c , tanenin alanına eş dairenin çevre (çember) uzunluğu; C ise, tanenin kendi çevre uzunluğudur.

Şekil 3'teki temel geometrik şekillerin deforme olmaya önceki ve sonraki θ_x küresellik parametrelerinin değerleri bulunmuş ve K değerleriyle karşılaştırılarak, genelde $\theta_2 > K$ bağıntısı elde edilmiştir.

Tickell (1947), tane şekli parametresi olarak $T = s/S$ bağıntısını önermiştir. Buna göre, s , ince kesit düzleminde tane alanı; S ise, taneye dıştan teğet dairenin alanıdır. Şekil 3'teki temel geometrik şekillerde deformasyondan önce ve sonraki geometrilere ilişkin T parametreleri hesaplanmış ve genelde $T < K$ bağıntısı bulunmuştur.

UNDEFORMED				DEFORME OLMAMIS (UNDEFORMED)		DEFORMED			
R	θ_1	K	T			R	θ_2	K	T
1,00	0,31	0,59	0,20			17,39	0,19	0,09	0,03
1,10	0,31	0,59	0,40			12,50	0,22	0,09	0,05
1,00	0,70	0,70	0,50			15,80	0,25	0,14	0,06
1,00	0,79	0,70	0,60			14,00	0,21	0,13	0,04
1,00	0,85	0,87	0,70			14,20	0,24	0,14	0,05
1,00	0,85	0,87	0,70			13,50	0,24	0,15	0,06
1,10	0,90	0,90	0,80			12,30	0,26	0,17	0,09
1,10	0,90	0,90	0,80			15,60	0,28	0,13	0,05
1,00	1,00	1,00	1,00			14,00	0,27	0,24	0,07

UZAMA (ELONGATION) = 14,375

Şekil 3 : Deforme olmamış ve $X/Z = 14/1$ oranında deforme olmuş eşkenar üçgen, kare, beşgen ve birim daireye ilişkin geometriler ve onlar üzerinde hesaplanmış E , θ_1 , K ve T tane şekli parametre değerleri.

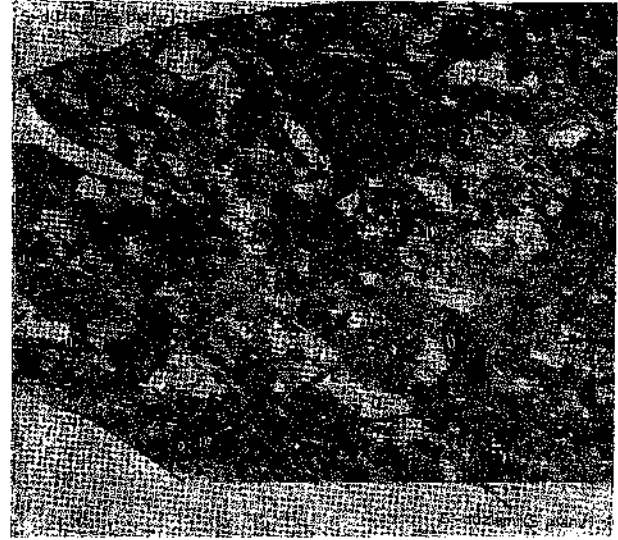
Figure S : Diagrams showing the geometry of the deformed and undeformed equi-dimensional triangle, square, pentagon and unit circle. For the deformed geometries, X/Z is chosen as 14/1. Lists at the margins exhibit the numerical values of the shape parameters, R , θ_1 , K and T , measured and calculated from the geometric figures above.

Yukarıda verilen karşılaştırmalar göstermiştir ki, R uzunsaklık sayısı dışındaki diğer üç parametre için $T < K < \theta_1$ bağıntısı geçerlidir. Sonuçta, en az hesaplama gerektiren R ve K indislerinin bulunmasının tane şekli analizleri için uygun ve yeterli olacağı görülür.

TANE ŞEKLİ ANALİZLERİNİN KAYMA ZONLARINA UYGULANMASI

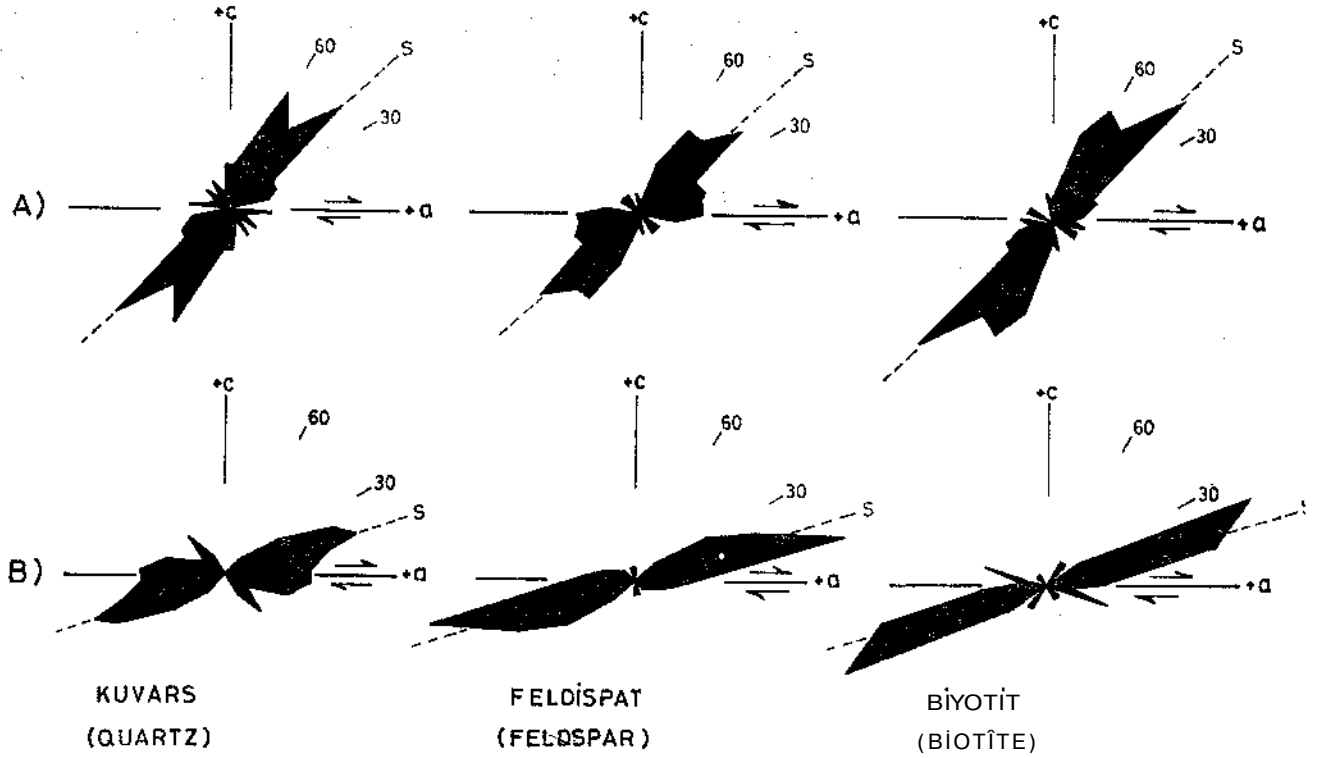
Tane şekli analizleri, biri 68/12 nolu kayma zonu (Seymen, 1970) az deforme olmuş kenar kesimine ve diğeri aynı zonu şiddetli deforme olmuş orta kesimine ilişkin (68/12-i) ve (68/12-ii) nolu iki ayrı ince kesit üzerinde uygulanmıştır (Şekil 2).

Bu amaçla, ince kesitlerin tüm alanını kapsayan büyütülmüş fotomikrografları elde edilmesi yamsıra (Şekil 1), optik donanımında ekseni etrafında dönebilen polarizör ve analizör ekli bir projeksiyon makinesi yardımıyla ve ABDİN normunda bir çizim kâğıdının bütün alanını kapsayacak büyüklükte ince kesitlerin doku haritaları çizilmiştir (Şekil 2A ve B).



Şekil 1 : Biotit granit içinde gelişmiş bir kayma zonu orta kesimine ilişkin (Seymen, 1970'de Şekil 1a, 68/1-ii) ve tüm ince kesit alanını kapsayan fotomikrograf (çapraz «ikol, X10). Kuvars (Q) ve feldspattan (F) oluşan matriks içinde biyotit pulları S-düzlemini belirlemektedir. Fotoğraf üzerindeki ok, yönlü ince kesitin karşılaştırma çizgisidir.

Figure 1 : Photomicrograph of the median portion of a shear zone developed in the biotite granite (Figure 1a, 68/1-ii in Seymen, 1970). It covers the whole thin section (cross-ni cols, X10). Biotite flakes indicate the S planes in a matrix composed of quartz (Q) and feldspar (F). Arrow on the photo represents the reference line for the oriented thin section.



Şekil 4 : Kayma zonunda tane yönelimlerine ilişkin gül diyagramları. A, sonun az deforme olan kesiminden ve B, zonan şiddetli deforme olan kesiminden elde edilmiştir. + a ve +c, kinematik eksenleri, S ise, asıl veya gözlemsel yapraklanma düzlemlerini göstermektedir.

Figure 4 : Eose diagrams of dimensional grain orientation. A, obtained from the less deformed part (i.e. 68/12-i), and B, from the most strongly deformed part (i.e. 68/12-ii) of the ductile shear zone, -fa and -fc are the kinematic axes, and S represents the true or observed schistosity planes.

Çizim sırasında, taş yapıcı minerallerin kristal sınırları karanlık bir laboratuvar odası kullanılarak haritalanmıştır. Tane sınırları izlenirken, eş-yanma ya da sönme gösteren aynı cins komşu kristal sınırlarının belirginleştirilmesi için, n_n ve n_n yönlerindeki aykırılıktan yararlanılmak üzere analizör ve gerektiğinde polarizör, optik eksen etrafından değişik açılarda döndürülmüş, diğer bir deyişle ışığın titreşim düzleminin konumu sık sık değiştirilmiş ve ince kesit sabit tutulmak kaydıyla doku haritası tümlenmiştir. Haritalanan her bir kristalin bileşimi çizim kâğıdı üzerine mineralin baş harfleri yazılarak (kuvars = Q, feldispat = F ve biyotit = B) belirtilmiştir (Şekil 2). Sonuçta, yüzölçümleri cm^2 mertebesinde olan ince kesitlerin yaklaşık $1/2 m^2$ mertebesinde bir alana sahip olan büyütülmüşleri çizimle elde edilmiştir. Ayrıca, tane yönelimi ölçümlerinde gerekli olan yönlü ince kesitlere ilişkin karşılaştırma çizgisi haritalarda belirtilmiştir (Şekil 2). Analizler, boyutsuz parametreler ile gerçekleştirileceğinden büyütme oranının hesaplanmasına gidilmemiş, ancak, her iki ince kesitte büyütme oranının sabit tutulmasına özen gösterilmiştir.

Elde edilen doku haritaları (Şekil 2) üzerinde 1200 kristalde 6000 ölçme işlemi yapılarak, tane şekli ve yönelimi analizlerinde kullanılmak üzere her bir

tanenin, saydam milimetrik kâğıt yardımıyla kesit alan (A), özel bir cyclometer harita ölçer yardımıyla çevre uzunluğu (p), duyarlı milimetrik cetvel yardımıyla en uzun eksen (L) ve ona dik kısa eksen (W) sistematik olarak ölçülmüş ve kaydedilmiştir. Ayrıca, tanenin uzun eksen ile karşılaştırma çizgisi arasındaki a açısı saptanmıştır. Ölçümler hangi mineral üzerinde gerçekleştirilmiş ise o mineralin simgesi kayıtlarda belirtilmiştir. Böylece, çıkartılan listede mineralin cinsi (Q = kuvars, F = feldispat, B = biyotit), A, p, L, W ve cc ile simgelenen beş ayrı ölçüm değeri bulunmaktadır. Ölçülen bu değerler, her bir tanenin tane şekli ve yöneliminin saptanmasında yeterlidir.

En az hesaplama gerektiren $a^{\circ}C^*$ değerleri yardımıyla tane yönelimlerini yansıtan gül diyagramları elde edilmiş (Şekil 4), R ve K parametreleri hesaplanarak tane şekli karakteristiklerini yansıtan histogramlar üretilmiştir (Şekil 5 ve 6).

TAME YÖNELİMLERİNİNİM YORUMU

Kayma zonu içinde, kenardan merkeze gidildikçe değişen oranlarda deformasyon geçiren kayac bünyesindeki tanelerin yönelimleri, # açılarının ölçülmesi ve zona ilişkin a-kinematik eksenine bağlı olarak gül diyagramlarında değerlendirilmesi ile sap-

tanabilmektedir (Şekil 4). Taş içinde değişik boyutta ve geometrideki kuvars, feldispat ve biyotit kristallerinin (Şekil 2) tane yönelimleri, optik eksen yönelimlerine dayalı doku analizlerinden elde edilen «asil» veya «gözlemsel yapraklanma düzlemleri» (S-düzlemi) ile genelde uyumludur (Şekil 4) (Seymen, 1970).

Şekil 4A'daki gül diyagramlarında kuvars, feldispat ve biyotitlerin bazı tane yönelimlerinin S-düzlemi gidişinden ayrıldıkları görülmektedir. Bunlardaki yönelim saçılması (fluctuation), ip 20° lik açılar arasında dağılmaktadır. Bu tür saçılmalar, hem tanelerin kristal geometrisinden (hâbit), hem de taştan önceden varlığı olası fakat silik gelişmiş bir başlangıç dokusundan kaynaklanmış olmalıdır. Ayrıca, bu gül diyagramları, $\gamma = 0,3$ ve $X/Z = 1,3/1$ olduğu zonun çok az deformasyon geçirmiş kenar kesimine ilişkindir (Seymen, 1970'de Şekil 1b, 68/12-i). Buna rağmen, sayımsal olarak düşünüldüğünde, çok küçük bir de formasyonda bile kristalin bir kayaç bünyesinde yapraklanma oluşabilmektedir.

Şekil 4B'deki diyagramlar, $\gamma = 3,3$ ve $X/Z = 14/1$ olduğu aynı kayma zonunun şiddetli deformasyon geçirmiş iç kesimine aittir (Seymen, 1970'de Şekil 1b, 68/12-ii). Burada feldispat ve biyotite ilişkin diyagramlarda, kristal sabiti ve ilksel dokudan kaynaklanan tane dizimlerinde sapmalar tümüyle ortadan kalkmıştır. Buna karşılık, kuvarsin tane yönelimleri, diğerlerine oranla halâ saçılmış durumdadır. Kuvarsardaki bu özellik, kayaç deformasyonu sırasında onun diğer mineral bileşenlerinden daha farklı davrandığını belgelemektedir. Benzer özelliğin, doku analizleriyle optik eksen yönelimlerinde de görüldüğü bilinmektedir (Seymen, 1970). Ayrıca, kuvars kristallerinde dalgalı sönmenin yaygın olarak görülmemesi ve deformasyon lamellerine hiç rastlanmamış olması (Seymen, 1970) ve de şiddetli deforme olmuş alanda anaç tanelerden türemiş küçük boyutlu kuvars kristallerinin daha sık izlenmesi (Şekil 1 ve 2), kayma zonunun tektonik evrimi içinde kuvarsların poligonizasyon geçirdiğini belgelemektedir. Bu nedenle kuvarslar, feldispat ve biyotitten farklı tane yönelimi Özelliği göstermektedir.

Yukarıdaki ayrıntılar dışında bir genelleme yapılabilecek olursa, Şekil 4A ve B'de sergilenen gül diyagramlarının analitik olarak karşılaştırılması, tane yönelimlerinin kayma zonu içindeki yapraklanmayı (S-düzlemini), diğer bir deyişle, son deformasyon olipsoyidinin XY-simetri düzlemini ortaya çıkarmaktadır. Buna göre, kayma zonunun kenar kesiminde tane yönelimleri ve yapraklanma a-kinematik eksenine veya kayma doğrultusu ile yaklaşık 45° açı yapmaktadır (Şekil 4A). Halbuki, zonun iç kesimlerine doğru bu doku öğelerinin ilerleyen basit kayma devinimleri nedeniyle büküldükleri, kayma doğrultusu ile giderek 45°den daha küçük açılı, fakat hiç bir zaman kayma doğrultusuna koşut olmayan konumlar kazandıkları gözlenmektedir (Şekil 4B).

Sonuçta, bu çalışmada uygulanan sayımsal yöntem, kayma zonlarında tüm-kristalli bir kayaç

bünyesinde yapraklanma gelişmesini mekanizma açısından ortaya koymakta (Ramsay, 1967; Ramsay ve Graham, 1970) ve Flinn (1965) kavramını desteklemektedir. Ancak, burada kullanılan yöntem, araştırmaya konu alman kayma zonlarının geliştiği Maggia Napı'ndaki (Ticino, İsviçre) benzer yapıları yerinde inceleyen Simpson'un (1983a) gözlediği ve yapraklanmalı yapıya eşlik eden foliyasyonlu (bandlaşmalı) yapının nasıl oluştuğunu açıklayamaz. Kayma zonları içinde lepidoblastik dokulu biyotit ve feldispat topluluğu (Şekil 1), granoblastik dokulu ve değişik geometrilerdeki kuvars agregaları ile ardalanmıştır (Şekil 2). Böylece, zon içinde foliyasyon düzlemleri (F-düzlemi, Simpson, 1983) belirlenmektedir.

Simpson (1983a), ayrıntılı çalışmaları ile, adı geçen foliyasyonlu yapıların kayma zonları oluşurken nasıl gelişebildiğini aydınlatmıştır. Ona göre, taşın ilksel dokusunda mevcut küresel ve yarı-küresel kuvars topluluğu kayma zonunun dışından duvar keşi mine doğru yaklaştıkça, topluluk içinde bulunan epidot ve feldispat kapammları ile beliren bir S₁-yapısı (Sander, 1930, 1950) ortaya çıkmakta ve S₂-yapısının gidişi kayma doğrultusu ile 45° lik bir açı yapmaktadır. Bir bakıma, epidot ve feldispat diğer bileşenlerden önce akmaya başlamaktadır. Zonun az deforme olmuş kenar kesiminde, heterojen deformasyonun bir sonucu olarak, ele alman kuvars agregası iki ayrı uçta değişik geometriler kazanmakta ve göz yaşı damlasına benzeyen küme yapısını (tear-drop aggregate) oluşturmaktadır. Zon içinde tümüyle yer ise, imbik-şekilli küme yapısı (retort-shaped aggregate) meydana getirmektedir. Bunlar zonun merkezinde, gnaysik dokulu başkalaşım kayaçlarından bilinen levhasal kuvars topluluklarına benzer şeritsel küme yapıma (ribbon aggregate) geçer (Simpson, 1983a'da Şekil 10). Daha önceki bir çalışmada Seymen (1970), el örneklerinde ve ince kesitlerde benzer mercekli kuvars topluluklarını gözleyerek haritalamış ve bunların kayma zonu içinde deformasyon ölçümünde kullanılabilir bellekler olabileceğini vurgulamıştır. Buna karşılık Simpson (1983a), bu konuda herhangi bir görüş belirtmemiştir.

TAME ŞEKLİ AMÂLİZLERİMİN YORUMU

Polimineralik kristalin kayaçlarda gelişmiş kayma zonlarında, deformasyon miktarının doğrudan ölçülmesine elverişli fosil, iyi yuvarlanmış çakıl ve kumların yokluğu ve otolit veya ksenolit gibi taş yapıcı öğelerin her yerde ve yeterli sıklıkta görülmemesi, sünek kayma zonları içindeki deformasyon miktarının dolaylı yollarla hesaplanmasını zorunlu kılmıştır. Böylece, bilinen yöntemlere göre (Ramsay, 1967, s. 83-91) ve dolaylı yollarla bir kayma zonu içinde belirli bir alanın ne oranda deforme olduğunu bulabilmekteyiz. Örneğin, Şekil 5A ve 6A'daki histogramlar, doku haritası Şekil 2A'da görüntülenen 68/12-i nolu ince kesitten elde edilmiştir. Bu histogramlar, $\gamma = 3,3$ ve X/Z oranının 1,3/1 olduğu az deforme olmuş kesime ilişkindir. Şekil 5B ve 6B'deki histogramlar ise, doku haritası Şekil 2B'de sergile-

nen 68/12-ii nolu ince kesite aittir. Bu kesit alanı, $Y = 3,3$ ve X/Z oranı 14/1 değerinde olan zonun orta kesinine rastlamaktadır. Belirli çevre basıncı ve sıcaklık altında çeşitli minerallerin farklı deformasyon özelliği gösterdiği bilinen bir gerçektir (Turner ve Weiss, 1963). Bu nedenle, histogramlar, kuvars, feldispat ve biyotitler için ayrı ayrı üretilmiştir.

Diğer taraftan, histogramların daha sağlıklı olarak değerlendirilmesi ve yorumlanabilmesi açısından, birim daireden türeyen ve incelenen kesit alanlarına ilişkin deformasyon elipslerinin R ve K parametrelerinin de önceden bilinmesinde yarar vardır. **Şekil 2A'daki asalana ait deformasyon elipsinin uzunsaklık indisi $R_{E1} = L_1/W_1 = X_1/Z_1 = 1,3$ ve küresellik**

$$K_{E1} = \frac{4 \cdot \pi \cdot (\pi \cdot L_1 \cdot W_1)}{\pi^2 (L_1 + W_1)^2} = 0,98$$

dir. Buna karşılık, Şekil 2B'deki asalana ilişkin deformasyon elipsinin uzunsaklık indisi $R_{E11} = L_{11}/W_{11} = X_{11}/Z_{11} = 14$ ve küresellik indisi :

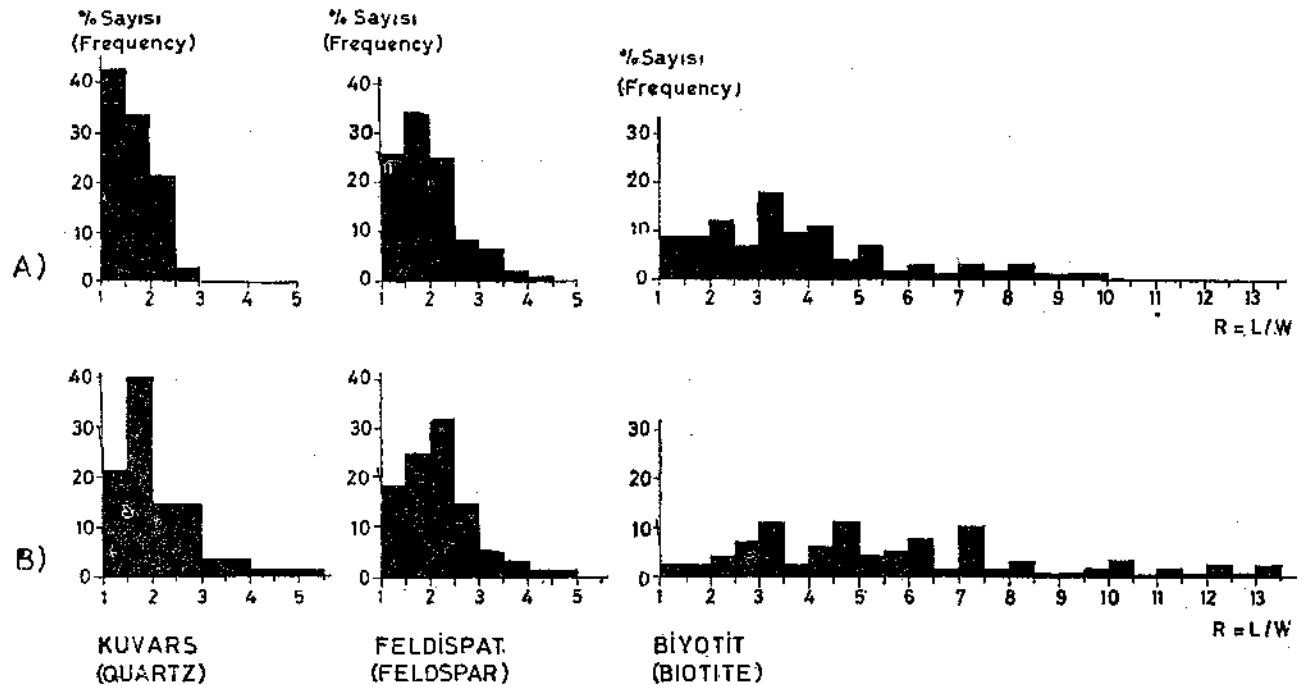
çıkılmaktadır.

$$K_{E11} = \frac{4\pi (\pi L_{11} \cdot W_{11})}{\pi^2 (L_{11} + W_{11})^2} = 0,24$$

Şekil 2'deki doku haritalarında görüldüğü gibi, taneler çoğunlukla girik ve üçlü kavşaklarda genelde 120° den farklı açı ilişkili sınırlar ile düzgün olmayan

geometrilere sergilemektedir. Böyle olmakla birlikte, hiç deformasyon geçirmemiş tüm-kristalli bir kayaç bünyesinde her bir tanenin yaklaşılabildiği düzgün ve eş-yarıçaplı temel bir geometrik şekil, diğer bir deyişle eşkenar üçgen, kare, beşgen ya da altıgen elde edilebilir (Şekil 3). Bunların başlangıç konumu de* formasyonun asal eksenine göre sık sık değişse bile, X/Z oranının 14/1 olduğu bir deformasyondan sonra (Şekil 2fi'deki 68/12-ii nolu ince kesitte olduğu gibi), bu temel geometrik şekiller Şekil 3'te verilen deforme olmuş geometrilere gelirler. Yine aynı şekil üzerinde dizimlendiği gibi, değişik değerlerdeki R ve K tane şekli parametrelerine sahip olurlar.

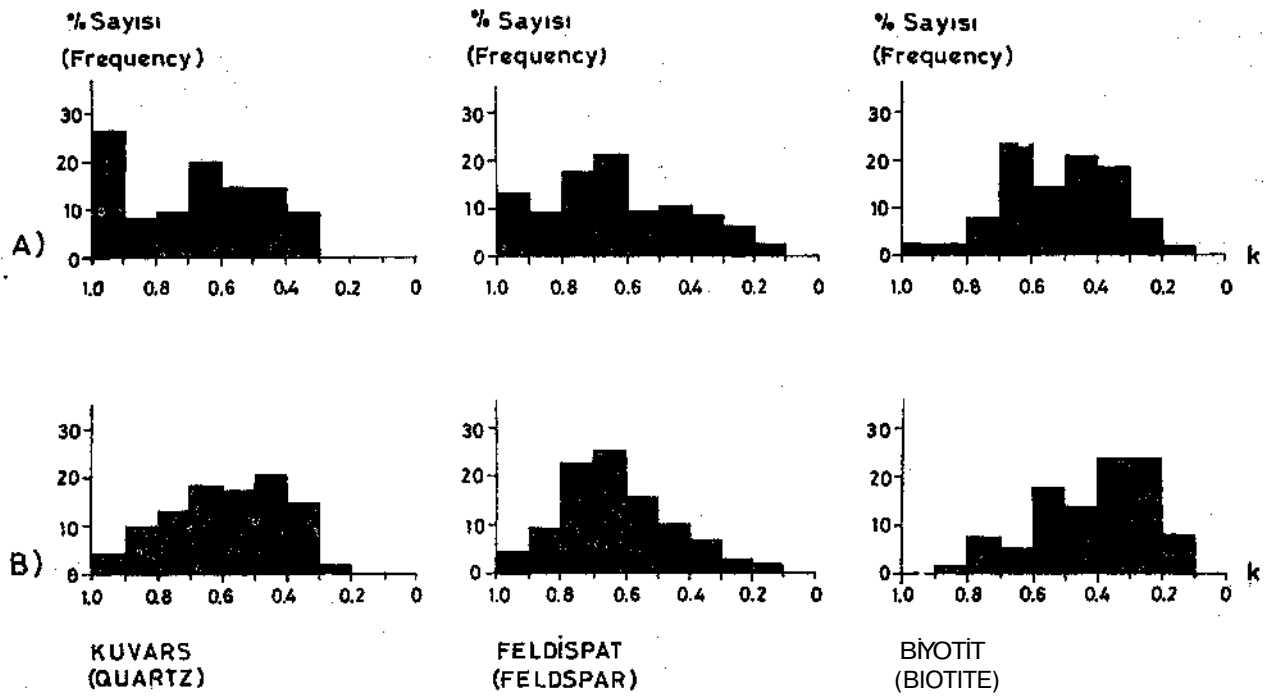
Şekil 5 ve 6'da verilen histogramlar, yukarıda hesaplanan deformasyon elipslerine ilişkin R_{E1} , K_{E1} ve R_{E11} , K_{E11} değerleri ile, deformasyondan önceki ve sonraki temel geometrik şekillerden elde edilen R ve K değerlerinin (Şekil 3) karşılaştırılmasıyla yorumlanabilirler. Buna göre, kayma zonunun az deforme olan kenar kesiminde kuvars ve feldispatlar, egemen tane şekli dağılımına göre, yarı-küresel/yarı-eliptik ve küt şekillidirler. Buna karşılık, biyotitler çok değişik şekilli, fakat genelde uzunsak ve yassıdır (Şekil 5A ve 6A). Zonun şiddetli deforme olmuş iç kesiminde ise, kuvars ve feldispatlar eliptik ve biyotitler daha uzamış ve yassılmışlardır (Şekil 5B ve 6B). Sonuçta, Şekil 3, 5 ve 6'dan elde edilen nümerik değerler yardımıyla kuvars, feldispat ve biyotitlerin, aynı çevre basıncı ve sıcaklıktaki izokimyasal deformasyon özellikleri sırasıyla aşağıdaki gibi irdelenebilir.



Şekil 5 : R İmsaklık parametre değerlerinin dağılımını gösterir histogramlar. A, kayma zonu ve B, zonun şiddetli deforme olmuş kesimlerinden elde edilmiştir.

BİYOTİT
(BIOTITE)

Figures : Histograms of frequency distribution of the R shape parameter. A, obtained from the least deformed part (i.e, 68/12-ii) of the ductile shear zone.



Şekil 6 : K Küresellik parametre değerlerinin dağılımını gösterir Histogramlar. A, kayma zonu az ve B ise, şiddetli deforme olmuş kesimlerinden elde edilmiştir.

Figure 6 : Histograms of frequency distribution of the K shape parameter. A, obtained from the least deformed part (i.e. 68/12-i) and B, from the most strongly deformed part (i.e. 68/12-ii) of the ductile shear zone.

Kuvars

İlgili deformasyon elipsinde $R_{E1} = 1,3$ ve $K_{E1} = 0,98$ olduğu aslında (Şekil 2A), kuvarslarda egemen $R = 1,0-1,5$ (Şekil 5A) ve egemen $K = 1,0-0,9$ değerliklidir. Ayrıca, ikinci dereceden baskın $K = 0,7-0,6$ aralığına rastlamaktadır (Şekil 6A). Toplam dağılım aralıkları ise, R için 1,0-3,0 ve K için 1,0-0,3 çıkmaktadır. Buna karşılık, ilgili deformasyon elipsinde $R_{E1} = 14$ ve $K_{E1} = 0,24$ olduğu diğer aslında (Şekil 2B), kuvarslardaki egemen $R = 1,5-2,0$ (Şekil 5B) ve egemen $K = 0,5-0,4$ dır (Şekil 6B). Toplam dağılım aralıkları ise, R için 1,0-5,5 ve K için 1,0-0,2 dir. Halbuki, bu asalana uyan temel geometrik şekillerdeki R dağılımları 12,3-17,3 ve K dağılımları 0,24-0,09 arasında değişmektedir (Şekil 3). Buna göre, kayaç bünyesinin göstermiş olduğu ileri derecedeki akma (bu örnekte % 375) özelliğine karşın, kuvars kristalleri bu denli akmamaktadır. Halbuki, kuvars topluluğundan oluşan mercerlerdeki (Seymen, 1986'da Şekil 6b) uzunsaklık oranı 2,5-7,0 arasındadır. Böylece, kuvars topluluğunun bireysel kuvars kristallerine oranla daha kolay akabildiği ve tüm kayadaki akmanın yaklaşık % 50 sine ulaşabildiği ortaya çıkmaktadır.

Bu bulguların ışığında ve Şekil 4A'daki güldiyagramının yorumundan anlaşılmaktadır ki, deformasyonun küçük boyutta olması durumunda kuvarslardaki başlangıç (İlksel) doku Özelliği tane analizlerinde yansımaktadır. Ayrıca, daha sonraki tartışmalardan anlaşılacağı gibi, biyotit ve feldispatlara oranla deformasyona karşı daha dirençlidir (Augustithis, 1965, ile karşılaştırmız).

Feldispat

$R_{E1} = 13$ ve $K_{E1} = 0,98$ değerleri taşıyan aslında (Şekil 2A), feldispatlardaki egemen $R = 1,0-2,0$ (Şekil 5A) ve egemen $K = 0,7-0,6$ dır (Şekil 6A). Toplam dağılım aralıkları ise, R için 1,0-5,5 ve K için 1,0-0,1 bulunmuştur. Burada elde edilen değerler, kayaçtaki deformasyondan çok feldispatlardaki kristal habitinden ileri gelmektedir. Buna karşılık, deformasyon elipsinde $R_{E1} = 14$ ve $K_{E1} = 0,24$ olan şiddetli deformasyon geçirmiş aslında (Şekil 2B), feldispatların egemen uzunsaklık sayısı $R = 2,0-2,5$ (Şekil 5B) ve egemen küresellik indisi $K = 0,7-0,6$ olarak bulunmuştur (Şekil 6B). Toplam dağılım aralıkları ise, R için 1,0-5,0 ve K için 1,0-0,1 dir. Böylece, az deforme olmuş kesimdekilerden çok farklı olmayan tane şekli karakteristikleri saptanmaktadır. Buna göre, feldispatlar belirgin tane yönelimi kazansalar bile (Şekil 4B), kayaç bünyesine oranla çok sınırlı bir akma yetenekleri vardır.

Biyotit

Augustithis (1965), mikaların kuvarsa oranla deformasyon sırasında daha gevrek davranış gösterdiği görüşünü ileri sürmüştür. Halbuki, kayma zonları içinde biyotitlerin akmaya karşı son derece yatkın olduğu gözlenmiştir (Şekil 5 ve 6). Biyotitlerdeki egemen tane şekli parametreleri ve dağılımları, teorik olarak hesaplanmış temel geometrik şekillerdeki akma değerlerine (Şekil 3) yakın çıkmaktadır (Şekil 5 ve 6). Ancak biyotitler, incelenen kayaç örneğinin üçüncü dereceden önemli bileşendir (Seymen, 1986).

O halde, kayaç bünyesindeki toplam deformasyonun yalnızca biyotit kristalleri tarafından karşılanmış olabileceği düşünülemez. Hatta, ilgili diyagramlar dikkatlice incelendiğinde, biyotitlerdeki biçim değişimlerinin kayaçtaki deformasyon miktarının saptanması için bir ölçüt olamayacağı ayrıca görülebilir (Şekil 3, 5B ve 6B)

Buraya kadar açıklanan bulgu ve yaklaşımların ışığında, «Küçük miktarlarda taneler içi akma (translasyonel kayma) geçiren kristal toplulukları, nasıl oluyor da sonuçta büyük miktarlardaki kayaç deformasyonlarını oluşturabiliyor?» sorusu ortaya çıkmaktadır. Bu soruya «Tartışmalar ve Sonuçlar» bölümü içinde yanıt aranacaktır.

TARTIŞMALAR ve SONUÇLAR

Yukarıda verilen sayımsal gözlemlerin ışığında, tektonit dokusunun kayaçtaki deformasyon elips veya elipsoyidinin bir görüntüsü olmasına (Flinn, 1965) karşın, tüm-kristalli kayaç bünyesindeki kristallerin bireysel biçim değişimleri deformasyon miktarının saptanmasında bir ölçüt olamayacağı sonucuna varılmaktadır. Bir genelleme ile, taşın egemen bileşenleri olan kuvars ve feldispat kristallerindeki bireysel biçim değişimleri, kayaç deformasyonunun mutlak değerinin çok gerisinde kalmakta; biyotit pulları ise, deformasyon miktarından bağımsız tane şekli karakteristikleri sunmaktadır. Sonuçta, yer kabuğu deformasyonu etkisinde kalan çeşitli minerallerin biçim değişimine (strain) karşı farklı davrandıkları, belirli ve sınırlı ölçülerde akma ve uzama geçirdikleri, buna karşılık belirgin tane yönelimi kazandıkları görülmektedir.

Tektonik konusunun temel ilkelerinden iyi bilinmektedir ki, kayaç bünyesinin plastik ve plastiko-viskoz olarak akması sırasında çok değişik işlevler meydana gelmektedir. Bunlar sırasıyla, Riecke ilkesine göre yeniden kristallenme, taneler arası kayma, ötelenme ve ikizlenme şeklinde taneler içi kayma, kinkleşme, çubuksu ve pulsu kristallerin rijit kütsel dönmesidir. Bunların, tektonit dokusu oluşumunda birlikte ve karmaşık tarzda işlevde bulunması yanısıra, kayma zonu gelişirken deforme olan anaç kristallerin ısınmayla deformasyondan kurtulması ve anaç taneden farklı boyut, şekil ve optik yönelim gösteren yeni kristalleri vermesi, diğer bir deyişle annealing rekristalizasyon ve poligonizasyon olguları da önemli olmaktadır (Seymen, 1970, s. 19-20). Böylece, kristal içi deformasyonlar (lattice distortion and dislocation) küçük değerler taşısa bile, kristaller arasında oluşan diğer hareketler nedeniyle kayaç bünyesinde görece olarak daha büyük boyutlarda akma ortaya çıkabilmektedir.

Diğer taraftan, Maggia Napı'nda aynı kayma zonlarını bölgesel olarak inceleyen Simpson (1983a), bu kez kayaç akması ile foliyasyonunlu'ya pı gelişmesi arasındaki ilişkiyi açıklamıştır. Ona göre, kronolojik açıdan önce mika ve epidotlar tane yönelimleri kazanarak yeniden kristalleşmektedir. Sonra, eş-boyutlu ve yarı-yuvarlak kuvars

toplulukları, taneler arası plastik deformasyon ve taneler içi kaymalar ile şekillerini değiştirmekte ve levhasal dizimli (ribbon-like) topluluklar halinde bandlı yapıları geliştirmektedir. Kuvarslardaki akma* ya koşut olarak da, taşın dokusunda bir matriks oluşturacak şekilde örgülenen feldispatlar (Şekil 1), taneler arası kayma (grain-boundary sliding) yoluyla deformasyona uğramaktadır. Yine Simpson'a (1983a) göre, tüm bu olayların karmaşık tarzda ve arka ar kaya devam etmesi, Maggia Napı'nın çekirdeğindeki Pre-Triyas yaşlı granitik kütle içinde paralel, yarı-paralel ve çatallanan kayma zonu takımlarını geliştirmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Augustithis, S.S., 1965, On the phenomenology of plastic deformation of quartz and micas in some granites, *Tectonophysics*, 2, 455-473.
- Beach, A., 1980, Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex, *J. Struct. Geol.*, 2, 257-264.
- Bredden, H., 1956, Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge, *Dout. Geol. Ges. Z.*, 106, 227-305.
- Bredden, H., 1964, Die tektonische Deformation der Fossilien und Ges teine in der Molasse von St. Gallen (Schweiz), *Geol. Mitt. Aachen*, 4, 1-68.
- Brodie, K.H., 1980, Variation in mineral chemistry across a shear zone in phlogopite peridotite, *J. Struct. Geol.*, 2, 265-272.
- Cloos, E., 1947, Oolite deformation in South Mountain Fold, Maryland, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 58, 843-918.
- Coward, M.P., 1976, Strain within ductile shear zones, *Tectonophysics*, 34, 181-197.
- Cox, E.P., 1927, A method of assigning numerical and percentage values to the degree of roundness, *J. Palaeontology*, 1, 179-183.
- Flinn, D., 1956, On the deformation of the Funzie Conglomerate, Fetlar, Shetland, *JY Geol.*, 64, 480-505.
- Flinn, D., 1965, On the symmetry principle in the deformation ellipsoid, *Geol. Mag.*, 102, 36-45.
- Grocott, J., 1979, Shape fabrics and superimposed simple shear strain in a Precambrian shear belt, W. Greenland, *J. Geol. Soc. London*, 136, 471-488.
- Ladurner, J., 1952, Zur Kenntniss vor Korundgefügen, *Neu. Jb. Min. Abh.*, 84, 142.
- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, New York, 568 s.
- Ramsay, J.G., 1980, Shear zone geometry: a review, *J. Struct. Geol.*, 2, 83-99.
- Ramsay, J.G. ve Graham, R.H., 1970, Strain variation in shear belts, *Can. J. Earth Sci.*, 7, 786-813.
- Ramsay, J.G. ve Allison, I., 1979, Structural analysis of shear zones in an Alpinised Hercynian Granite, Schweiz Miner. Petrog. Mitt., 59, 251-279.

- Sander, B., 1930, Gefügekunde der Gesteine, Springer Verlag, Viyana, 352 s.
- Sander, B., 1950, Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, II., Springer Verlag, Viyana, 409 s.
- Seymen, İ., 1970, Petrofabric study of shear zone, unpublished MSc. Thesis, Univ. of London, Londra, 40 s.
- Simpson, C., 1980, Oblique girdle orientation patterns of quartz c-axes from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland, J. Struct. Geol, 2, 243-247.
- Simpson, C., 1983a, Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones, J. Struct. Geol., 5, 61-72.
- Simpson, C., 1983b, Displacement and strain patterns from naturally occurring shear zone terminations, J. Struct. Geol., 5, 497-506.
- Tickell, F.G., 1947, The Examination of Fragmental Rocks, Calif. Stanford Univ. Press, 3rd eds., Palo Alto, 127 s.
- Turner, F.J. ve Weiss, L.E., 1963, Structural Analysis of Metamorphic Tectonites, Me Graw-Hill, New York, 545 s.
- Wadell, H., 1932, Volume, shape and roundness of rock particles, J. Geol., 40, 443-451.
- Watts, M.J. ve Williams, G.D., 1983, Strain geometry, microstructure and mineral chemistry in metagabbro shear zones: A study of softening mechanisms during progressive mylonitization, J. Struct. Geol., 5, 507-517.
- Wellman, H.W., 1962, A graphical method for analysing fossil distortion caused by tectonic deformation, Geol. Mag., 99, 348-352.
- Wentworth, C.K., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments, J. Geol., 30, 377-392.

Yazının geliş tarihi : 6.2.1986

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi: 22.11.1986

Yayıma verilmiş tarihi : 4.1.1988

Kaman (Kırşehir) Kuzeydoğusunda bulunan Gabroların mineralojisi, petrografisi

Mineralogy, petrography and geochemistry of gabbros from Northeast of Kaman region (Kırşehir)

Â. PIRIL ÖNEN, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
COŞKUN UNÂN, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ : Bu çalışmada, Kaman'ın Kuzeydoğusunda bulunan gabroların mineralojisi, petrografisi ve jeokimyası incelenmiştir. Gabrolar genellikle plajiyoklaz, hornblende, ojit ve nadiren olivin içerirler. Klorit, tremolit, kalsit, kuvars, albit, epidot ve biyotit alterasyon mineralleri olarak gözlenir. Aksesuar mineralleri, opak mineraller olarak magnetit, ilmenit, hematit ve pirit, ayrıca sfen ve apatittir. Kayaçlar çoğunlukla hornblend-gabro ya da ince taneli-gabro olarak tanımlanmıştır. Kayaçların kimyasal analizleri neticesinde, gabroların subalkali toleyitik magmadan kristal leş tikleri ve bunların ofiyolitik dizilimin bir üyesi olabilecekleri sonucuna varılmıştır.

ABSTRACT : In this study, mineralogy, petrography and geochemistry of gabbros, from Northeast of Kaman Region (Kırşehir), were investigated. Gabbros generally consist of plagioclase, hornblende, augite and rarely olivine. Chlorite, tremolite, calcite, quartz, albite, epidote and biotite are observed as alteration minerals. The accessory minerals are magnetite, ilmenite, hematite and pyrite as opaque minerals, and also sphene and apatite. Generally, rocks are defined as hornblende-gabbro or fine grained-gabbro. According to chemical analyses results, gabbros are crystallized from subalkaline tholeiitic type of magma and these gabbros may represent a member of an ophiolitic sequence.

GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı, çoğunluğu Kaman'ın Kuzeydoğusunda bulunan gabroların mineralojisi, petrografisi ve jeokimyasını incelemek ve elde edilen verileri karşılaştırmaktır. Çalışma alanı, iç Anadolu'da, Kızırdımağın batısında, kuzeyde Keskin ile, güneyde Kaman arasında yer alan 1100 kilometrekarelik bir bölgeyi içine almaktadır (Şekil 1). Koordinatları yaklaşık olarak 33°50' Doğu ve 39°30' Kuzeydir.

Kırşehir Masifi'ndeki çeşitli intrusif kayaçlar için yapılan mineralojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmalar çok sınırlıdır. Buchardt (1954), iç Anadolu'da 7500 kilometrekarelik bir alanın jeoloji haritasını yapmış ve çok çeşitli kaya türleri tanımlayıp, bunların mineraloji ve petrografisini incelemiştir. Ayan (1963), bölgedeki asit ve bazik plütonların mineraloji, petrografi ve jeolojisini çalışmıştır.

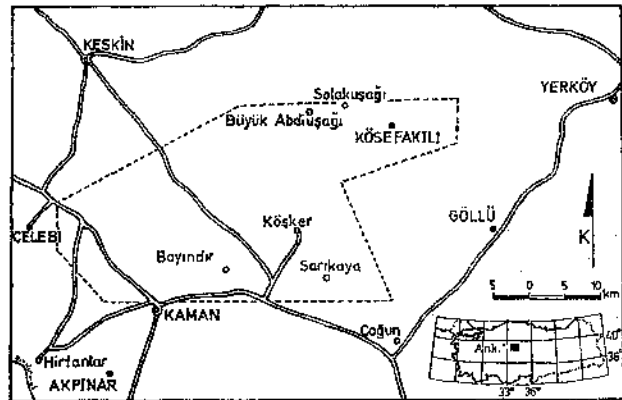
YÖNTEM

Değişik aflörmelerden alınan 78 kaya örneğinin tamamında ince kesit çalışmaları yapılmış, ayrıca bunlardan 36'sının parlak kesitleri hazırlanarak opak mineralleri çalışılmıştır. Ayrıca 12 gabro örneğinde x-sini difraksiyon yöntemiyle mineral tayini yapılmıştır. 16 örnek üzerinde spektrofotometrik, atomik

absorpsiyon ve konvansiyonel yöntemlerle kimyasal analizler sürdürülmüştür.

MİNERALOJİ ve PETROGRAFI

Megaskopik olarak taze kaya örnekleri masif, sert ve koyu yeşil ya da koyu gri renktedir. Plajiyök-



Şekil 1 / Konum haritası. (Kesik çizgiler örneklerin alındığı alanı sınırlar).

Figure I : Location map of the area. (Bashed lines restrict the region from which the samples were taken).

laz ve hornblend esas minerallerdir. Tümüyle kristalleşmiş olan kayaların tane boylan iriden inceleme kadar değişim gösterir.

Mikroskop çalışmalarında hemen hemen bütün örneklerin plajiyoklaz ve hornblendçe zengin oldukları görülmüştür. Piroksen olarak da daha az oranda ojit vardır.

Plajiyoklazlar

Gabrolar genellikle %25-60 oranında plajiyoklaz içerirler. Kompozisyonları modal ve normatif olarak An_{51-89} arasında değişmekte ve dolayısıyla labrador ve bitovnite tekabül etmektedir (Kerr, 1977). Plajiyoklazlar çoğunlukla idiomorf ve hipidiyomorf kristaller halindedirler aynı zamanda albit, karlsbad ikizlenme gösterirler (Levha 1, Şekil A). Tane boylan 0.05 mm. ile 4 mm. arasında değişir. Bazı ince kesitlerde, döterik sıvıların, intruzyonların ya da düşük dereceli bölgesel metamorfizmanın etkisiyle oluşabilecek alterasyon kuvvetli derecede görülür (Williams ve diğerleri, 1954). Alterasyon mineralleri klorit, kalsit, kuvars, epidot ve albittir. Yaygın olarak da serisit ve kaolinit bulunur (Deer ve diğerleri, 1963).

Amfiboller

En yaygın olarak bulunan amfibol minerali hornblenddir. Hornblendler genellikle ilksel piroksenlerden uralitleşmeyle oluşmuşlardır (Levha 1, Şekil B). Ayrıca reaksiyon rimleri halinde piroksenlerin etrafında gözlenmiştir.

Bazı gabro örneklerinde hornblend ile birlikte gözlenen tremolit, hidrotermal sıvıların etkisiyle ya da düşük dereceli bölgesel metamorfizmayla oluşmuş olabilir. Hornblendler idiomorf ve allotriyomorf kristaller halinde bulunurlar. Sönme açılan çoğunlukla 25° dir.

Piroksen

Piroksen minerali ojit (dialaj) ve oranları çoğunlukla %20'den azdır. Piroksenler genellikle kalıntı şeklinde, bazen de allotriyomorf kristaller halinde bulunurlar.

Olivin

Az sayıda ince kesitte görülen olivin, en fazla %7 oranındadır ve allotriyomorf kristaller halinde bulunurlar. Serpantitleşme yaygın değildir. Olivinler magnezyumca zengin olup kompozisyonları $Fo_{90}Fa_{10}$ olarak bulunmuştur.

Opak Mineraller

Gabrolar, oranları %0-10 arasında değişen opak mineralleri içerirler. En önemli opak minerali magnetittir. Seyrek olarak da hematit, ilmenit ve pirit görülmüştür. Magnetit ve ilmenit allotriyomorf kristaller halinde ve çok yaygın olarak da magnetit içinde ilmenit ayrışım (exsolution) lamelleri halinde bulunurlar. Ayrıca martitleşme sonucu oluşan hematit gözlenmiştir.

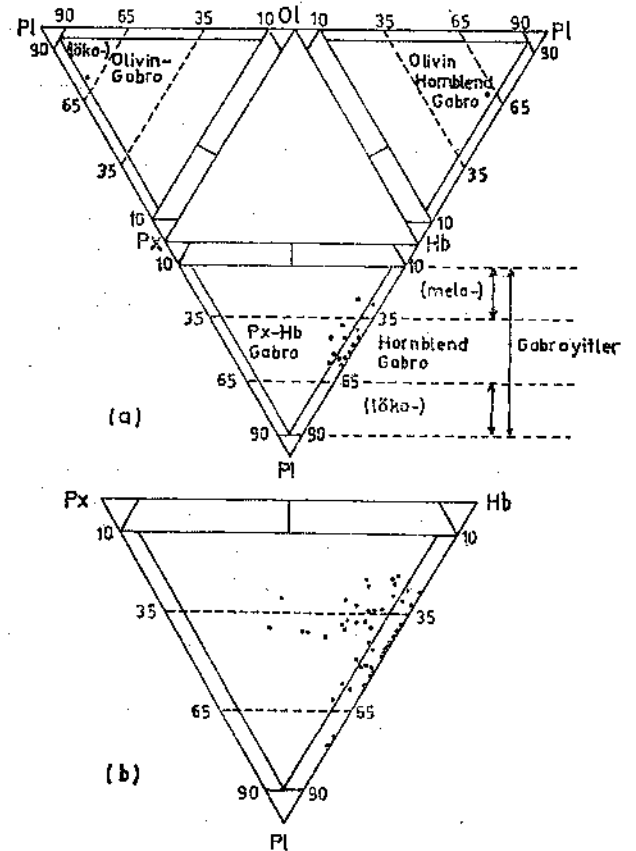
Alterasyon Mineralleri

Piroksen, kalsik plajiyoklaz ve Fe-Ti oksitlerin alterasyonu sonucu klorit, tremolit, kuvars, kalsit, albit, biotit, lökoksen mineralleri görülmüştür (Hatch ve diğerleri, 1972). Ayrıca örneklerde yaygın olarak sfen, bazılarında da apatit ve lepidokrosit gözlenmiştir.

Doku genellikle intergranular, intersertal, ayrıca seyrek olarak poikilitik doku görülür.

X-ISINI DİFRAKSİYON ÇALIŞMALARI

Kimyasal analizi yapılan 12 gabro örneği üzerinde x-ışını difraksiyonu tekniği uygulanmıştır. Difraktogramların değerlendirilmesi sonucunda hemen hemen bütün örneklerde plajiyoklaz, hornblend, tremolit, ojit ve magnetit bulunmuştur. Bu sonuçlar ince kesit çalışmalarıyla uyum içindedir.



Şekil 2 : Kayaların piroksen, plajiyoklaz, hornblend ve olivin içeriklerine dayanan IUGS sınıflandırması.

a) Kimyasal analizi yapılan 16 örnek için,
b) Diğer örnekler için.

Figure 2 : The IUGS classification of rocks based on pyroxene, plagioclase, hornblende and olivine*

a) For chemically analyzed 16 samples,
b) For the other samples.

Modal Analiz Sonuçları

Gabroların mineral kompozisyonları modal analiz yapılarak bulunmuş ve Streckeisen üçgen diyagramları kullanılarak, kimyasal analizleriyle birlikte 16 Örneğin sonuçları Şekil 2 de gösterilmiştir (Streckeisen, 1976, 1982).

Diyagramlarda görüldüğü gibi, çalışılan bölge de Örnekler olivin-hornblend-gabro, piroksen-hornblend-gabro ve hornblend-gabro olarak isimlendirilmiştir. Ayrıca ince taneli-gabro da belirlenmiştir.

JEOKİMYA

Gabroların değişik aflörmanlarından alınan 16 örneğin esas element kimyasal analizleri yapılmış, sonuçları ve CIPW normları Çizelge 1'de verilmiştir.

Analizi yapılan 16 örnek alkali-silis diyagramına yerleştirilmiştir (Şekil 3). Irvine ve Baragar (1971) ayırım çizgisi dikkate alındığında, çalışılan gabroların subalkalen bir karaktere sahip oldukları görülmektedir. Örneklerin toplam alkali oranı oldukça düşüktür. Na₂O oranı %0.47-2.45, K₂O ise %0.05-0.28 arasındadır. Örnekler %42.04-48.60 arasında değişen ölçüde SiO₂ içerirler.

Diğer yandan, alkali-silis diyagramı, örneklerin toleyitik mi yoksa kalk-alkalen mi olduğunu açığa çıkarmadığından AFM diyagramı kullanılmıştır. Şekil 4'de görüldüğü gibi, AFM diyagramı ile gabroların toleyitik dizide oldukları belirlenmiştir. Toleyitik kayalar için karakteristik olan demir zenginleşmesi de görülmektedir (Yoder, 1979). Örneklerde Fe₂O₃,

o/0.69-3.72; FeO ise %3.16-9.78 arasında değişir. MgO oranı, %8.90-18.55 arasında değerler gösterir. Analiz sonuçlarına göre, FeO*/MgO oranı en bazik olandan (0.50) en asidik kayaca (1.34) kadar artma göstermektedir. Titan zenginleşmesi (oranı %0.40-2.35 arasındadır) demir zenginleşmesiyle aynı yöndedir. Bu da kayaların toleyitik niteliğini doğrulamaktadır. Kristalleşme süresince sıvıda, Ca'nın Na ve K'ya göre azalması beklenir. Ancak analizlerde Ca'daki azalma çok belirgin değildir. CaO oranı %11.20-16.40 arasında değişir. Şekil 5 de, MgO-SiO₂ diyagramında MgO artarken SiO₂'in azatıldığı görülmektedir. Fraksiyonel kristalleşmenin ilk evrelerinde, bazaltik kayalarda SiO₂ genellikle fazla bir değişim göstermediğinden, esas oksitlerin MgO'te göre değişimi çizilmiştir (Şekil 6) (Cox ve diğerleri, 1979). Fraksiyonel kristalleşme sözkonusu olduğundan görülmesi gereken çizgisel dağılım, bu diyagramlarda pek görülememektedir. Bazı örneklerde az da olsa bulunan alterasyon mineralleri ve bunların çok farklı bölgelerden alınmaları buna neden olabilir. Diyagramlarda da görüldüğü gibi, K⁺O, N%O ve P₂O₅ (oranı %0.10-0.64 arasındadır) artık sıvıda zenginleştiğinden aralarında pozitif bir korelasyon vardır. Diğer taraftan CaO ve MgO artık sıvıda azaldığından bunların da arasında yine pozitif korelasyon görülür.

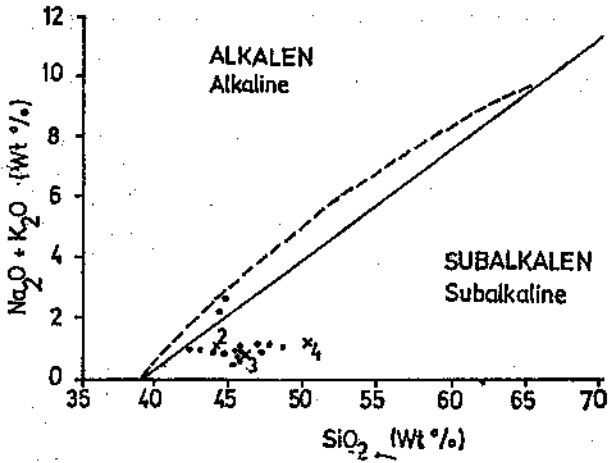
SONUÇLAR

1. İç Anadolu bölgesinde, Kaman'm Kuzeydoğusundaki gabrolar üzerinde yapılan mikroskopik ça-

	5-8	3a	62	92	126	133	140	141	144	151	162	163	179	187	204	208
SiO ₂ ...	45.51	46.92	44.20	44.70	42.04	43.66	43.65	44.42	45.76	47.60	47.01	45.51	45.48	48.60	46.83	45.45
TiO ₂ ...	0.40	0.80	1.22	1.73	2.35	0.84	0.69	1.78	0.68	0.67	0.94	0.54	0.77	0.94	0.79	0.52
Al ₂ O ₃ ...	15.80	14.60	16.29	16.30	16.17	19.05	13.10	12.80	11.13	5.44	15.98	18.36	9.28	17.10	17.67	19.89
Fe ₂ O ₃ ...	2.07	3.14	0.94	2.41	3.61	3.72	1.50	2.48	2.18	1.78	1.58	2.96	0.69	1.43	1.72	3.27
FeO ...	5.68	4.46	9.46	6.65	9.65	5.20	6.19	9.78	6.34	5.87	7.31	3.41	7.41	6.14	4.62	7.16
MnO ...	0.10	0.12	0.20	0.08	0.27	0.09	0.11	0.16	0.25	0.11	0.13	0.06	0.14	0.13	0.08	0.06
MgO ...	14.00	12.94	9.80	10.00	12.67	12.25	15.05	10.00	14.98	9.85	13.00	11.39	18.55	8.95	8.90	10.12
CaO ...	12.30	15.00	12.92	11.42	11.56	13.20	14.94	11.20	16.40	15.65	15.40	15.00	14.88	13.40	15.50	14.96
Na ₂ O ...	0.70	0.85	2.25	2.45	0.89	0.68	0.75	0.92	1.00	1.00	0.93	0.65	0.47	1.00	1.05	0.90
K ₂ O ...	0.13	0.18	0.07	0.28	0.18	0.05	0.22	0.06	0.07	0.17	0.08	0.08	0.10	0.14	0.16	0.05
P ₂ O ₅ ...	0.10	0.14	0.40	0.29	0.13	0.26	0.21	0.31	0.26	0.29	0.20	0.36	0.48	0.64	0.50	0.47
LOI ...	3.35	1.47	1.32	3.52	1.00	1.08	2.32	0.45	1.24	1.43	1.10	1.67	1.76	1.48	2.41	0.91
Toplam ...	100.14	100.62	99.57	99.83	100.52	100.46	100.74	99.37	100.49	99.86	99.66	99.99	100.01	99.93	100.23	99.76
CIPW NÖRMLERİ																
q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.46	-
or	0.79	1.07	0.42	4.72	1.07	0.30	1.32	0.36	0.42	1.02	0.48	0.48	0.60	0.84	0.97	0.30
ab	6.11	7.25	11.19	19.13	7.57	7.49	6.45	7.07	3.58	8.60	0.41	5.58	4.05	8.59	9.08	7.70
an	40.86	55.80	34.75	53.90	59.79	48.18	32.24	44.77	25.87	57.23	59.77	48.30	23.33	42.41	43.99	50.67
ne	-	-	6.44	1.30	-	-	-	-	2.68	-	-	4.10	-	-	-	-
di	14.49	26.98	14.49	14.53	10.38	11.01	27.37	5.19	35.44	24.22	22.61	17.87	31.59	12.49	28.25	15.49
hd	2.99	3.28	8.22	3.82	3.26	1.66	5.85	2.42	7.71	7.23	6.58	1.67	7.17	0.29	4.78	1.26
en	13.54	9.05	-	-	4.11	7.13	0.85	14.94	-	8.95	-	11.76	1.19	16.65	10.30	10.99
fs	3.20	1.26	-	-	1.48	1.23	0.08	8.00	-	3.07	-	1.26	0.31	6.64	2.74	1.03
fo	11.03	7.68	12.70	13.40	15.97	12.91	17.56	5.50	14.83	3.33	15.68	6.13	21.06	-	2.09	5.14
fw	2.87	1.18	9.11	4.45	6.33	2.45	4.75	3.25	4.18	1.26	5.77	0.72	6.27	-	0.61	0.53
ml	3.10	4.59	1.39	3.63	5.26	5.43	2.21	3.64	3.18	2.62	2.32	4.35	1.02	2.11	2.55	4.80
jl	0.72	1.53	2.36	3.41	4.48	1.61	1.33	3.34	1.30	1.29	1.81	1.04	1.49	1.81	1.53	1.00
sp	0.24	0.33	0.96	0.71	0.31	0.62	0.51	0.74	0.62	0.70	0.48	0.87	1.16	1.54	1.21	1.13
Toplam ...	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	100.02	100.02	100.02	100.01	100.02	100.01	100.03	100.04	100.03	100.02	100.04

Çizelge 1 : Gabro örneklerinin esas element kompozisyonları ve CIPW normları.

Table 1 : Major element composition and CIPW norms of gabbro samples.



Şekil 3 : Gabro örneklerinin alkali-silika içeriğine göre sınıflandırılması.

— — — : Irvine ve Baragar (1971) ayıran çizgisi

• — — : McDonald ve Katsura (1964) ayırım çizgisi

⊙ : Çalışılan gabro örnekleri

X : Çizelge 2 deki diğer örnekler

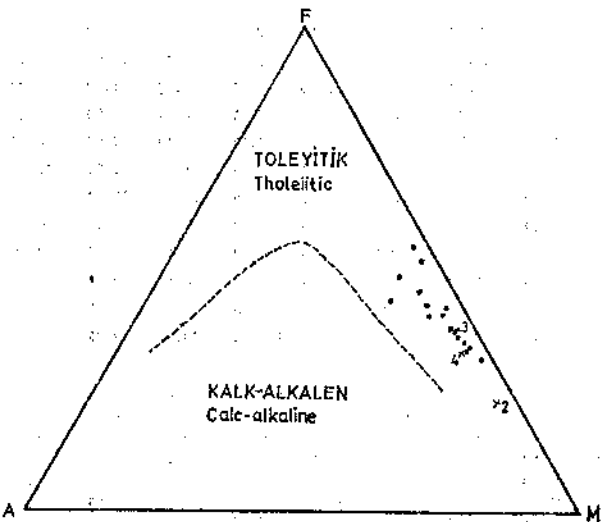
Figure 3 : Classification of gabbro samples according to alkali-silica contents.

— — — : Irvine and Baragar (1971) dividing line

• — — : McDonald and Katsura (1964) dividing line

⊙ : Studied gabbro samples

X : Some other samples from Table 2



Şekil 4 : Örneklerin AFM diyagramında dağılımı (Irvine ve Baragar, 1971).

⊙ : Çalışılan gabro örnekleri

X : Çizelge 2 deki diğer örnekler

Figure 4 : Distribution of samples in AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971).

⊙ : Studied gabbro samples

X : Some other samples from Table 2

	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	44.3	46.10	50.20
TiO ₂	0.1	0.15	0.09
Al ₂ O ₃	13.8	15.95	16.10
Fe ₂ O ₃	6.0	5.05	1.10
(FeO*)			
FeO		1.75	4.40
MnO	0.2	0.08	0.10
MgO	19.3	10.85	11.20
CaO	14.9	16.40	12.50
Na ₂ O	1.0	0.80	0.89
K ₂ O	tr	0.05	0.23
P ₂ O ₅	—	0.05	0.03
H ₂ O	—	1.60	2.00
Toplam	99.6	98.83	98.84

Çizelge 2 : Değişik bölgelerden alınan gabro analizi sonuçları.

(2) Gabro, Zambale dizisi ofiyoliti, Hawkins, 1980, s. 249.

(3) Olivin-gabro, Hatay-Türkiye, Coleman, 1977, s. 43.

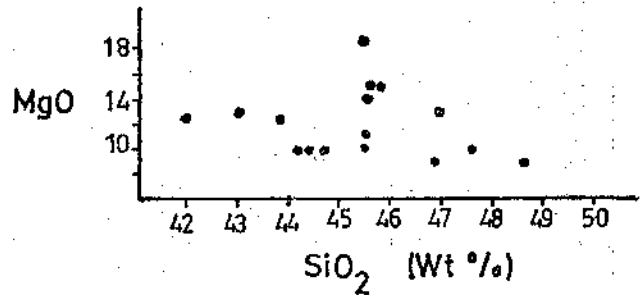
(4) Uralit gabro, Kıbrıs, Coleman, 1977, s. 43.

Table 2 : Results of chemical analyses of gabbro samples from different localities.

(2) Gabbro, Zambales range ophiolites, Hawkins, 1980, p. 249.

(3) Olivine-gabbro, Hatay-Turkey, Coleman, 1977, p. 43.

(4) Uralite gabbro, Cyprus, Coleman, 1977, s. 43.



Şekil 5 : MgO-SiO₂ diyagramı.

Figure 5 : MgO-SiO₂ diagram.

A2 13 & * 45 A6 UI M IB 50

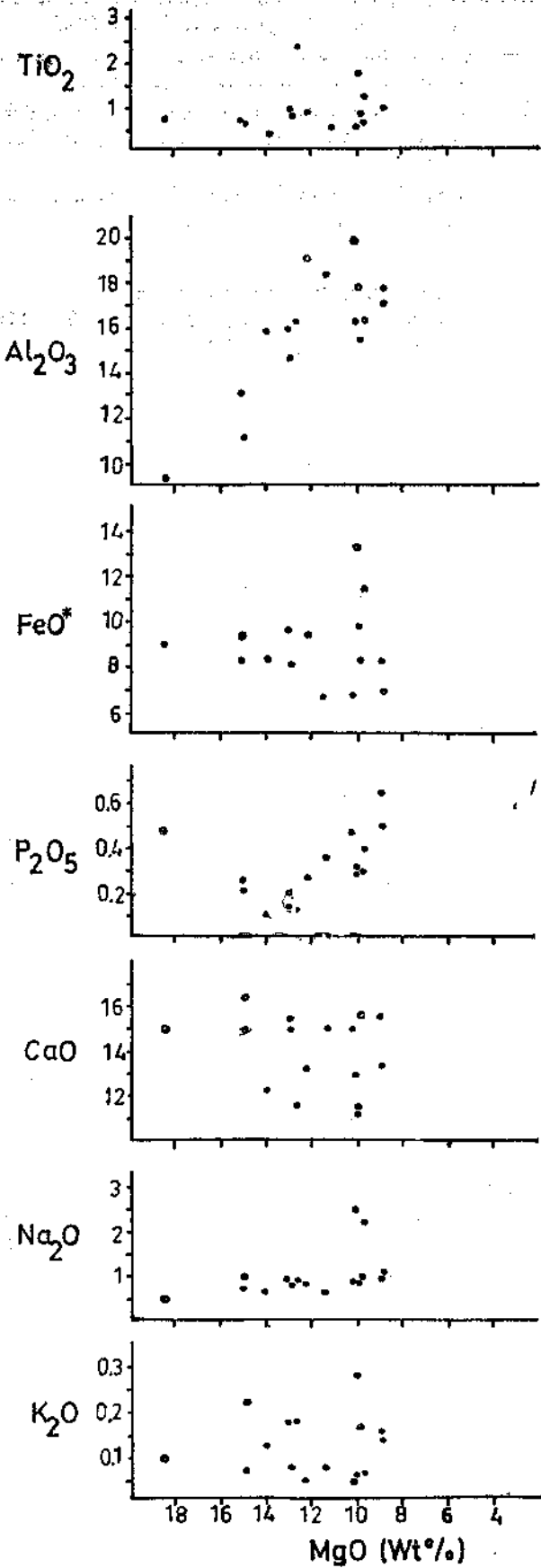
SiO₂ (wt %)

Şekil 5: MgO-SiO[^] diyagramı.

Figure 5 : MgO-SiO[^] diagram.

ışmalar sonunda, bunların genellikle benzer bir kompozisyona sahip oldukları görülmüştür. Plajiyoklaz ve hornblend esas minerallerdir. Ojit %20 oranını çoğunlukla geçmez. Olivin çok seyrek olarak görülür. Aksesuar mineralleri sfen, apatit, Fe-Ti oksitler ve ilmenit oluşmaktadır.

Uralitleşme, hornblendlerin oluşumunda büyük rol oynar. Klorit, serpantin, kalsit, epidot, tremolit, kuvars, albit ve lökokszen alterasyon mineralleridir. Alterasyon, özellikle çalışılan bölgenin güneyinde (Meşelik Tepe, Karabayır Tepe) yaygın olarak ve kuvvetli derecede görülür. Bunlar ilerlemiş kristallizasyon



yön devresinde hidrotermal sıvıların etkisiyle ya da düşük dereceli metamorfizma sonucunda oluşmuş

Kayaçlar genellikle hornblend-gabro ya da ince taneli-gaisrodur.

2. Kimyasal analizi yapılan gabroların subalkalen toleyitik bir karaktere sahip oldukları görülmüştür.

Kimyasal analiz sonuçları değişik bölgelerden alınan ofiyolitik gabro analizleri sonuçlarıyla karşılaştırıldığında büyük bir benzerlik görülmektedir (Çizelge 2). Bu sonuçlar, alkali-silis diyagramı ve AFM diyagramına yerleştirilmiş ve çalışılan gabro örnekleriyle aynı bölgeye düşmüştür (Şekil 3 ve 4). Kimyasal analiz sonuçlarına ve gabroların bölgedeki jeolojik durumlarına dayanarak, bunların ofiyolitik dizilimin bir üyesi oldukları söylenebilir.

KATKI BELİRTME

Tübitak tarafından desteklenen «Bayındır-Hamit köy (Kırşehir) ve Divanlı-Azizli (Yozgat) yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayaçların petrolojisi ve jeokimyası» projesinin bir bölümünü oluşturan bu çalışma O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü olanakları kullanılarak, bölüm öğretim üyelerinin değerli katkılarıyla gerçekleştirilmiştir. Kullanılan örnekler ise Y. Doç. Dr. Orhan Akıman tarafından toplanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ayan, M., 1963, Contribution à l'étude pétrographique et géologique de la région située au Nord Est de Kaman (Turquie): M.T.A Yayın, No. 115, 332s.
- Buchardt, W. S., 1954, Geology of Central Anatolia: M.T.A., Rapor no. 2675.
- Coleman, R.G., 1977, Ophiolites: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 42-43.
- Cox, K.G., Bell, J.D., ve Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks: George Allen and Unwin Ltd, 450s.
- Deer, W.A., Howie, R.A., ve Zussman, J., 1963, Rock forming minerals, Framework silicates: Longmans, Green and Co Ltd, London, c. 4, 435s.
- Hatch, F.J.E.L., Wells, A.K., ve Wells, M.K., 1972, Petrology of the igneous rocks: George Allen and Unwin Ltd, c. 1, 551s.
- Hawkins, J.W., 1980, Petrology of back-arc basins and island arcs, Their possible role in the origin of ophiolites: International Ophiolite Symposium, 244-254.

Şekil 6 : Esas oksitlerin MgO'te göre değişim diyagramı.

Figure 6 : Variation diagram in which oxides are plotted against MgO

- Irvine, T.N., ve Baragar, W-R-Ä., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Science, c. 8, 523-548.
- Kerr, P.F., 1977, Optical mineralogy: Me Graw Hill Inc., 492s.
- Me Donald, G.Jk. ve Katsura, J., 1964, Chemical Composition of Hawaiian Lavas: Journal of Petrology, 5, 82433.

- Streckeisen, A., 1976, Plutonik kayaların sınıflanması ve adlanması: Yeryuvarı ve İnsan, 3945.
- «———», 1982, Magmatik kayaların sınıflandırılması ve adlandırılması: T.J.K. Yayın, 67s.
- Williams, H., Turner, F.J., ve Gilbert, C.M., 1954, Petrography: W.H. Freeman and Company, Inc., 406s.
- Yoder, H.S., 1979, The evolution of the igneous rocks: Princeton University Press, 588s.

Yazının geliş tarihi : 28.2.1986

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 10.10.1986

Yayıma verilmiş tarihi : 4.1.1988

LE VHÄ I

Plate I



Şekil A : Homblend-gabro mikrofotografında plajiyoklaz kristalleri aîbit, karlsbad ikizlenme göstermekte, idiomorf ve hipidiyomorf plajiyoklazlarda yönlenme görülmektedir, Homblendler plajiyoklaz kristalleriyle intergranular dokudadır. Örnek no: 187, SW of Çamsan, Ânaizör ile, x35.

Şekil B : Piroksen-hornblend-gabro mikrofotografında kalıntı halinde ojit görülmektedir. Uralitleşme ojit dilinimleri boyunca gelişmiştir. Örnek no: 59, Sankaya Tepe, x150.

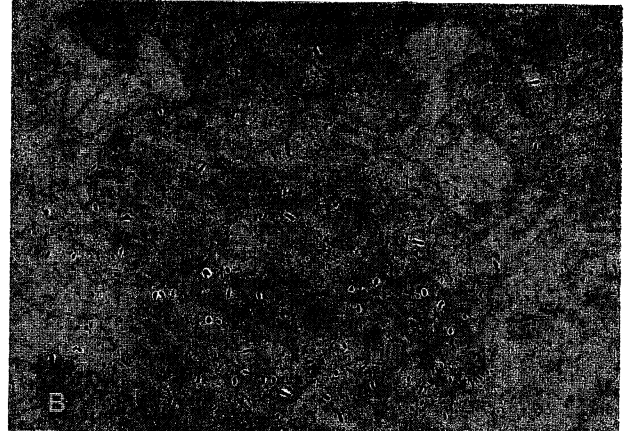


Figure A : Microphoto of hornblende-gabbro showing albite and carlsbad twinned plagioclase crystals. idiomorphic and hypidiomorphic plagioclase faths show directional texture. Hornblendes are intergranular with plagioclase crystals. Sample no: 187 from SW of Çamsan, x nicol, x35.

Figure B : Microphoto of pyroxene-hornblende-gabbro showing augite remnants and uranization penetrates augite also along cleavages. Sample no: 59, from Sankaya Tepe, x150.

Siderolites denticulatus Douvillé'nin Elmalı (Antalya - Güneybatı Türkiye) yöresinde bulunuşu üzerine

On the presence of *Siderolites denticulatus* Douville* in Elmalı region (Antalya, South-West Turkey)

ENGİN MERİÇ, İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ: Calcarinidae familyasının karakteristik bir türü olan *Siderolites calcitrapoides* Lamarck'm Türkiye'de geniş bir yayılımı sahip olan sığ denizel fasiyesteki Maestrihtiyen yaşlı tortullarda sıkça gözlenmesine karşın, aynı cinsin bir diğer türü olan *Siderolites denticulatus* Pouvillé Türkiye'de (Elmalı-Antaîya) ilk kez bulunmuştur.

ABSTRACT: The genus *Siderolites* of the family Calcarinidae is widely observed within the Maastrichtian aged shallow-marine sedimentary sequences of Anatolia. However, as is known, the only species found in the Maastrichtian is *Siderolites calcitrapoides* Lamarck. The species *Siderolites denticulatus* Douvillé which is known in the Maastrichtian age sediments of Europa is determined for the first time.

GİRİŞ

Güneybatı Türkiye'de, Elmalı (Batı Toroslar) güneyinde Kretase yaşlı tortullar geniş alanlarda yüzeyler (Şekil 1). Susuz Dağ yöresindeki istif içinde, genelde sığ denizel fasiyeste gelişmiş Maestrihtiyen yaşlı katmanlar, Anadolu'nun çeşitli yörelerinde izlenen benzer yaşlı ve fasiyesli tortullar içindekilere koşut zengin bir bentik foraminifer faunası içerir. Bununla birlikte, yayma konu olan *Siderolites* cinsinin *denticulatus* türünün varlığı bu çalışmaya kadar saptanamamıştır.

örnekler, Batı Toroslar'da jeolojik araştırmalarda bulunan Dr. A. Poisson tarafından derlenmiş olup, değinilen jeolojik bilgiler için Poisson (1977)'un çalışmaları temel alınmıştır.

STRATİGRAFİ

Susuz Dağ doğusunda yer alan Kofu Tepe kuzey yamacında gözlenen istif genelde Üst Kretase yaşlı tortullardan oluşmuştur (Şekil 2 A). İstif içinde tabandan tavana doğru şu birimler saptanmıştır:

1 — Bej renkli, belirgin tabakalaşma göstermeyen ve bol rudist içeren masif kireçtaşlan. Bu serinin üst düzeylerinde *Vaccinites gosaviensis* Douvillé, *V. Inaequicostatus* Münster, *Sphaerulites* sp., *Radiolites* sp. gözlenmiş olup, bu bölüm Santoniyen olarak yaşılandırılmıştır.

2 — Açık bej renkli, ince taneli, düzenli tabakalanma gösteren, planktik mikrofauna ve *Inoceramus* sp. kalıntıları içeren biyomikritik kireçtaşlan. İçinde

bulunan *Platyceramus* sp. Turoniyen sonrası veya en az Santoniyen'i belirler. Kuşuklu olarak Kampaniyen'e kadar çıkabilir.

3 — Bol miktarda ekinid kalıntıları ve *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Sulcopercuina* sp., *Lepidorbitoides* sp. gibi Maestrihtiyen yaşlı bentik foraminiferler içeren ince elemanlı mikrobreşik kireçtaşlan,

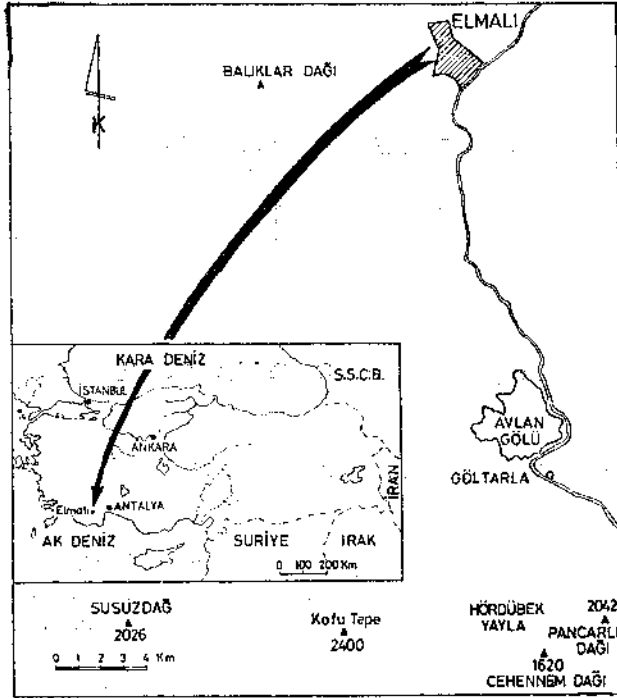
4 — Belirgin tabakalı ve gelişme konumunda radistlerin oluşturduğu resifal masif kireçtaşlan. İçinde *Hippurites* cinsi egemen şekilde çoğunlukta olup (*Hippurites* aff. *cornucopiae* Defrance), *Lapeirousia* sp. gibi diğer rudist tipleri ender gözlenir.

5 — *Hippurites*'li kireçtaşların üst seviyeleri, belirgin olmayan şekilde yine Maestrihtiyen'e ait bentik mikrofauna zengin ve rudist kahntılı katmanlara geçiş gösterir (Poisson, 1977).

4 ve 5 numaralı kireçtaşlanndan alınan örneklerde (2552-57), yazar tarafından Maestrihtiyen'i simgeleyen *Sulcopercuina* sp., *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *S. cf. denticulatus* Douvillé, *Lepidorbitoides cf. socialis* (Leymerie), *Orbitoides* (*Simplorbites*) *gensacicus* (Leymerie), *Orbitoides* sp., *Textulariidae*, *Rotaliidae*, algler ve bryozoerler saptanmıştır.

Kofu Tepe doğusunda ve Göltaşı köyü güneyinde yer alan Hördübek Yayla çevresinde izlenen Maestrihtiyen yaşlı tortullar tabandan tavana doğru şu birimleri içerir (Şekil 2 B).

1 — Bej renkli, düzenli ve desimetrik banklar halinde tabakalanma gösteren ve zengin Orbitoidal mik-



Şekil 1 : Bulduru haritası.
Figure 1 : Location map.

rofauna içeren kireçtaşları. Genelde alt düzeylerde biyomikritlerin oluşturduğu bu birim içinde, Siderolites sp., Orbitoides sp. ve kırmızı algler; daha üst düzeylerde yaygın şekilde pelajik foraminiferler; en üstteki katmanlarda ise bentik ve planktik foraminiferler birlikte bulunurlar. Bu istif olasılıkla aşınım sonucu oluşmuş bir tortullaşma kesikliğini gösteren kızarmış bir yüzey ile sınırlanır.

2 — tnce elemanlı kireçtaşları. Çıplak göz ile organizma gözlenemez. Daha az düzenli tabakalanma gösteren bu bölüm pelajik mikrofauna içeren biyomikrit bileşimindedir.

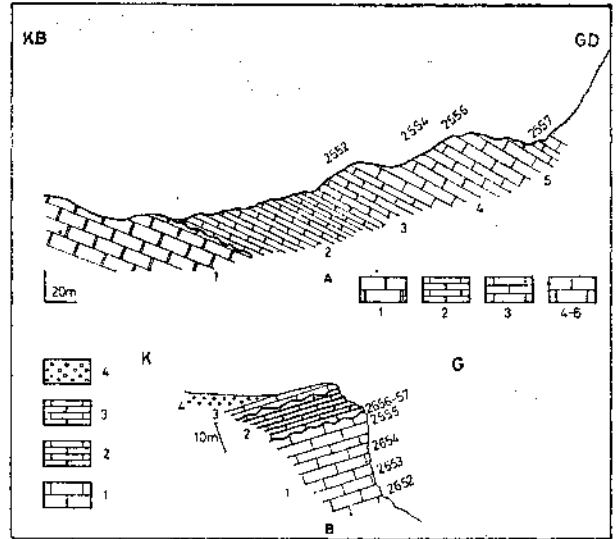
3 — Oldukça masif görümlü kireçtaşları. Mifc rofasiyes kırmızı algli biyomikrittir ve yaşı belirgin değildir.

Bu kireçtaşı istifi, Miyosen yaşlı çakıltaşlarıyla açısız uyumsuz olarak örtülür (Poisson, 1977).

Bu istiften alınan 2652-57 nolu Örneklerde yine yazar tarafından, Orbitoides medius (d'Archiac), O. apiculatus Schlumberger, O. (Simpforbites) gensacicus (Leymerie), Omphacocyclus macroporus (Lamarck), Lepidorbitoides socialis (Leymerie), Clypeorbis mamillata (Schlumberger), Siderolites calcitrapo* ideş Lamarck, S. denticulatus Douville³, Sulcoperculi na sp., Rotaliidae, algler ve bryozoerler gözlenmiştir, 2656 ve 2657 nolu örneklerde ise Poisson (1977) tarafından değinildiği gibi bentik foraminiferler ile birlikte bulunan planktik foraminiferlerden Gensserta gansseri (Bolli), Globotruncana stuarti (de Lapparent), Glc. conica (White), Globotruncana faısOstuarti

Sigal, Rugoglobigerina sp., Heterohelix sp. ve Pseudotextularia sp. saptanmıştır. Bu mikrofauna bentik foraminiferlere göre Orta-Üst Maestrihtiyen'i, planktik foraminiferlere göre ise Orta Maestrihtiyen'i simgelemektedir.

Adı geçen yerler dışında, Susuz Dağ çevresinden alman diğer bazı örneklerde (3097-3104) de yine Orta-Üst Maestrihtiyen'i simgeleyen Orbitoides-çf. medius (d'Archiac), O. apiculatus Schlumberger, Omphacocyclus macroporus (Lamarck), Lepidorbitoides socialis (Leymerie), Lepidorbitoides sp., Clypeorbis mamillata (Schlumberger), Siderolites denticulatus Douville³, S. calcitrapoideş Lamarck, Neumamites granulatus Rahaghi, Textulariidae, Valvulinidae, Rotaliidae, algler, bryozoerler, mercan ve eîdnid diken kesitleri bulunmuştur.



ŞeMİ 2 : Kofu Tepe (A) ve Hördübek Yayla (B) jeoloji kesitleri. A. 1 — Rudistli masif kireçtaşı (Santoniyen), 2 — Biyomikrit (Santoniyen-Kampaniyen), 3 — Mikrobreşik kireçtaşı (Maestrihtiyen), 4 ve 5 — Rudist ve bentik foraminiferli masif kireçtaşı (Maestrihtiyen). B. 1 — Bentik foraminiferli kireçtaşı (Maestrihtiyen), 2 — Planktik foraminiferli biyomikrit, 3 — Algli biyomikrit, 4 — Çakıltaşı (Miyosen) (Poisson, 1977'den alınmıştır).

Figure 2 : Kofu Tepe (A) and Hördübek Yayla (B) geological cross-sections. A. 1 — Massif limestone with rudists (Santonian); 2 — Biomicrite (Santonian-Campanian), 3 — Microbrecciated limestone (Maestrichtian), 4 and 5 — Limestone with rudists and foraminifers (Maestrichtian). B. 1 — Limestone with bentMc foraminifers (Maestrichtian), 2 — Biomicrite with planktic foraminifers, 3 — Algal biomicrite, 4 — Conglomerate (Miocene) (Taken from Poisson, 1977):

TANIMLAMA

Rotaliacea

Familiya Calcarinidae Schwager, 1876

Alt familiya Siderolitinae Finlay, 1939

Cins Siderolites Lamarck, 1801

Siderolites denticulatus Douvillé, 1906

Levha 1, şek. 1-8)

1906, Siderolites denticulatus, Douvillé, s. 598, L. 18, şek. 6-8.

1934, Siderolites denticulatus, Pfender, s. 225-235, L. 11, şek. 1-2

1980, Siderolites denticulatus, Wannier, L. 1, şek. 9; L. 4, şek. 1-2

1983, Siderolites denticulatus, Wannier, s. 21-22, L. 5, şek. 8-14; L. 7, şek. 7, 8, 10.

Kavkı, genelde merceksi ve şişkin olup, çalışma alanında yalnız ince kesitlerde gözlenmiş ve tane olarak örnek elde edilememiştir. Ekvatorial kesitlerde ilk loca oldukça iridir (Levha 1, şek. 1). Tanjansiyal kesitlerde yüzeydeki granülleri oluşturan iri kırışlar gözlenir (Levha 1, şek. 2-4), merkezi aksiyal kesitlerde ise bunlar çok belirgindir ve tüm kavkıyı keserler (Levha 1, şek. 5). Yine, bazı yüzeysel kesitlerde, kavkı yüzeyinin delikli bir yapıya sahip olduğu (Levha 1, şek. 6) ve tür özelliği olan iri ve kaim dikenlerin varlığı gözlenir. Bu durum hem ekvatorial ve hem de aksiyal kesitler için başlıca özelliktir (Levha 1, şek. 4, 7, 8). Dikenlerin uzun ve kaim oluşu ile sayısal fazlalığı yakın benzerlik gösterdiği *S. calcitrapoides* Lamarck'dan kolayca ayırtlanmasını sağlar.

Yaş: Maestrihtiyen.

Topluluk: *Orbitoides medius* (d'Archiac), *O. apiculatus* Schlumberger, *O. (Simplorbites) gensacicus* (Leymerie), *Omphaloçycus macroporus* (Lamarck), *Ctypeorbiş. mamifata* (Schlumberger), *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Siderolites- calcitrapoides* Lamarck, *S. denticulatus* Douvillé.

SOMUÇLAR

Bu çalışmaya kadar Anadolu'da gözlenen Maestrihtiyen yaşlı bentik foraminiferler arasında Siderolitinae alt familyasına ait Siderolites türlerinden yalnız *S. calcitrapoides* Lamarck'ın varlığı bilinmekte idi. Bu çalışma ile *S. denticulatus* Douvillé'nin Türkiye'deki varlığı ilk olarak ortaya konulmuş ve yakın benzerlik gösterdiği *S. calcitrapoides* Lamarck ile olan ayrıcalığı belirtilmiştir.

-KATKI BELİRTME

Araştırmacı, çalışmaya konu olan örnekleri getiren Dr. A. Poisson'a içtenlikle teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

Douvillé, H., 1906, Evolution et enchainement des foraminifères: Bull. Soc. géol. France, 4/6, 588-602.

Pfender, J., 1934, A propos de Siderolites vidali Douvillé et quelques autres: Bull. Soc. géol. France, 5/4, 225-236.

Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides Occidentales (Turquie): Thèse FUniversité de Paris-Sud (Centre d'Orsay). No: 1902, Tome 1-2, 1-795, 1-10.

Wannier, M., 1980, La structure des Siderolitinae, foraminifères du Crétacé supérieur: Eclogae géol. Helv., 73 (3), 1009-1029.

Wannier, M., 1983, Evolution, biostratigraphie et systematiques des Siderolitinae (Foraminifères): Revista Espanola de Micropaleontologia, 15 (D), 5-37.

Yazının geliş tarihi : 15.5.1986

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 14.11.1986

Yayıma verilmiş tarihi : 4.1.1988

LEVHA 1

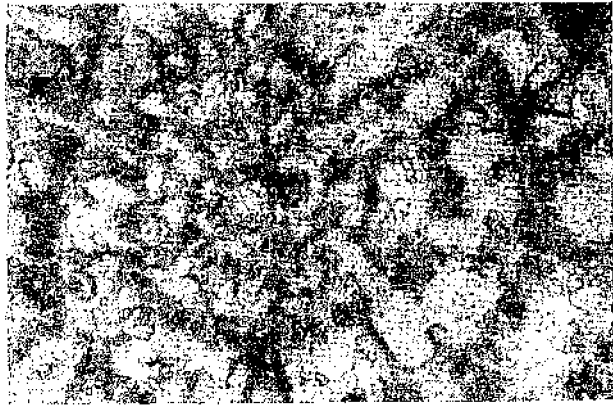
Şekil 1-8 : Siderolites denticulatus Douvillé*

1. Ekvatorial kesit ve makrosferik embriyon, x 58, örnek no: 2656
2. Eğik tanjansiyal kesit, x 18, örnek no: 2657
3. Tanjansiyal kesit, x 24, Örnek no: 2657
4. Eğik tanjansiyal kesit, x 40, örnek no: 2657
5. Aksiyal kesit, x 18.5, örnek no: 2656
6. Kavkı yüzeyine paralel kesitten bir bölüm, x 57, örnek no: 2656
7. Dikenin boyuna kesiti, x 30, örnek no: 3102
8. Dikenin enine kesiti, x 43, örnek no: 3102

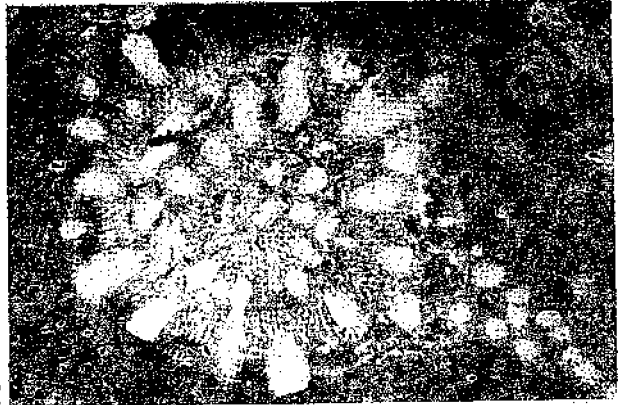
PLATE 1

Figure 1-8 : Siderolites denticulatus Douvillé*

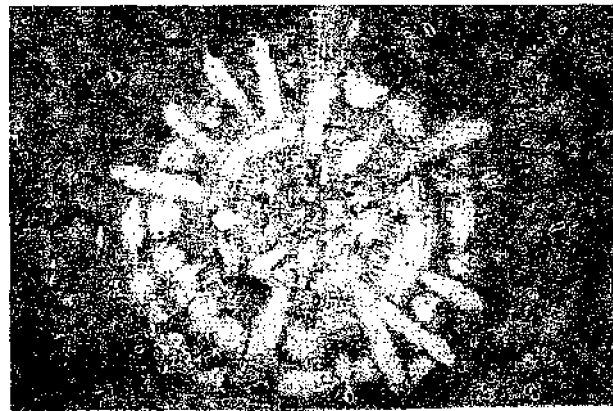
1. Equatorial section and macrospheric embryo, x 58, sample no: 2656
2. Oblique tangential section, x 18, sample no: 2657
3. Tangential section, x M, sample no: 2657
4. Oblique tangential section, x 40, sample no: 2657
5. Axial section, x 18.5, sample no: 2656
6. A portion of section parallel to surface of the test, x 57, sample no: 2656
7. Longitudinal section of spine, x 30, sample no: 3102
8. Transversal section of spine, x 43, sample no: 3102



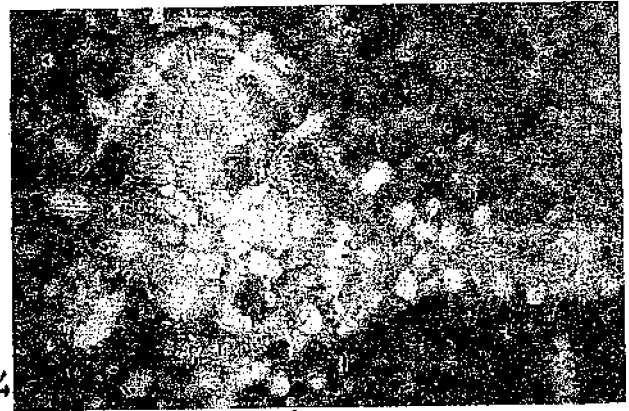
1



2



3



4



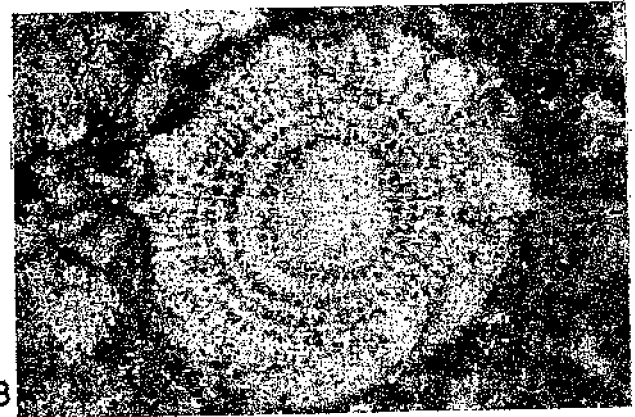
5



6



7



8

Akhisar (Manisa) bölgesi Liyas volkanitleri ve Erken Mesozoyik volkanizmasının Ege Denizi çevresindeki yayılımı

Liassic volcanics in Akhisar (Manisa) region and distribution of Early Mesozoic volcanism around the Aegean Sea

NECATİ, AKDENİZ, M.T.A. Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara
TUNCAY ERCAN, HLTJİ. Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara

ÖZ : Akhisar güneydoğusunda mostra veren volkanitlerin yaşı bu çalışmayla Alt Jura olarak saptanmıştır. Bu volkanitler, sığ deniz ortamını karakterize eden çökel kayalar içerisinde yer almışlardır. Sert, genellikle yeşilimsi ve petrografik olarak riyolitik olan bu kayaların ana element bileşimleri kalk-alkalen karakteri göstermektedir.

Batı Anadolu, Ege Adaları ve Yunanistan karası üzerinde mostra veren Triyas ve Jura yaşlı volkanitlerin dağılımları ve yerleri harita üzerinde özetlenmiştir. Triyas volkanitleri genellikle spilitik ve bazal tiktir. Jura yaşlı olanlar ise spilitik, bazal tik, andezitik ve dasitik kayalardan oluşmuştur.

Bunların petrokimyasal karakterleri ve oluşum biçimleri. Alt Mesozoyik'te bölgenin jeodinamik evrimiyle, volkanizmanın kökeni arasındaki ilgiyi araştırmak açısından irdelenmiştir.

Tüm veriler göz önüne alındığında, Triyas ve Jura yaşlı volkanik kayaların, bölgede etkin olan riftleşme olayları ve yitim zonu ürünleri olarak meydana gelmiş olabilecekleri ortaya çıkmaktadır.

ABSTRACT : Volcanic rocks of Lower Jurassic age, which crop out in the southeast of Akhisar, have recently been identified. They are intercalated with marine deposits, with characterize a shallow water enviroment. Greenish compact meta-volcanics are petrographically rhyolitic. Major element analyses indicate that they are calc-alkaline in character.

Distribution and the localitions of the Triassic and Jurassic volcanics which crop out in West Anatolia, Aegean islands and the mainland Greece are summarized on the map. Triassic volcanics are mainly spilitic and basaltic. Differentiated products are subordinate. Jurassic volcanics consist of spilitic, basaltic, andesitic and dasitic rocks.

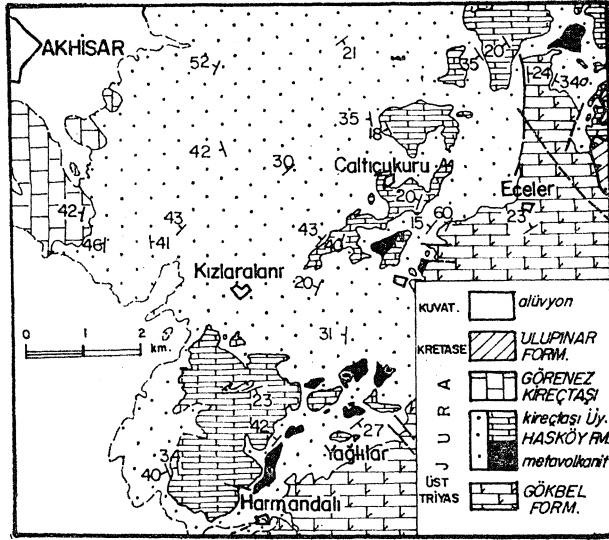
Their petrochemical character and mode of occurance are discussed in order to understand the relation between the feodynamic evolution of the region and the genesis of the volcanism during the Early Mesozoic.

On consideration of the data, the products of Triassic-Jurassic volcanism seem to be related to rifting and subduction processes.

GİRİŞ

Batı Anadolu'da yer alan Senozoyik yaşlı volkanik kayaların özellikle son yıllarda bölgesel düzeydeki ayrıntılı araştırmalara (Borsi ve diğerleri, 1972; Innocenti ve Mazzuoli, 1972; Ercan, 1979; Ercan ve diğerleri, 1979; Ercan, 1980; Ercan, 1981; Innocenti ve diğerleri, 1982; Savaşçın, 1982; Ercan ve Gedik, 1983; Ercan ve Günay, 1984; Ercan ve diğerleri, 1984; Ercan ve diğerleri, 1985 A ve B v.b.) konu olmaları-

na karşın, Mesozoyik yaşlı volkanitler henüz bölgesel düzeyde ayrıntılı olarak araştırılmamıştır. Bu makalenin amacı, Ege Denizi çevresinde ve Batı Anadolu'da gözlenen Triyas ve Jura yaşlı volkanitlerin dağılımları, kimyasal özellikleri ve kökenlerine ilişkin yersel verilerin ön değerlendirmesidir. Bu çerçevede içinde, Akdeniz ve diğerleri (1980) tarafından tanınmış olan Akhisar volkanitlerine alt petrokimyasal veriler ilk defa sunulmuş ve irdelenmiştir.



Şekil 1 : Akhisar çevresindeki İliyas yaşlı volkanik kayaçların dağılımı.

Figure 1 : Bistribution of the Liassic volcanics around Akhisar

AKHİSAR GÜNEYDOĞUSUNDAKİ ALT JURA VOLKANİTLERİ

Stratigrafik Özellikler

Akhisar güneydoğusunda yüzeylenen Alt Jura volkanitleri ilk kez Akdeniz ve diğerleri (1980) tarafından «Hasköy Formasyonu» olarak tanımlanan Jura yaşlı bir kırıntılı topluluğunun «Metavolkanit Üyesi» olarak ayırılmıştır. Akhisar doğusunda geniş yayımlı olan Hasköy Formasyonu (Şekil 1) dönemi* selm gösteren bir istif içinde değişik kalınlıktaki tabakalar halinde tekrarlanan çakıltaşı, silttaşı ve kilttaşın ile kireçtaşı ve volkanik kaya mercleklerin* den oluşur. Çoğunlukla çakıltaşı ile başlayan tekrarlanmalarda kumtaşı ve silttaşına, bazen de killi kireçtaşı mercleklerine geçilir. Litofasiyelerden bir veya birkaçının atlandığı düzensiz ardalımalara sık rastlanır. Çoğu tekrarlanmalarda belirli bir düzen yoktur (Akdeniz, 1985).

Alttan üste doğru belirgin tane boyu incelinimin izlendiği birim, Geç Triyas (Noriyen) yaşlı dolomitize kireç taşlarından oluşan «Gökbel Formasyonu?» (Akdeniz ve diğerleri, 1980) üzerine transgresif olarak gelir. Karadan türeme kırıntılarının karbonatlar üzerine gelmesi ve tabanda kireçtaşlarının yer yer merclekler şeklinde çökmesini sürdürmesi, daha ileri evrede açman, yavaşça gelişen bir regresyona yorulabilir. Formasyonun çökelim ortamı sığ bir penepren alanıdır ve kırıntılı geliş ile birlikte çökmenin hızlandığı sığ denizde çökelti tipi ve oranları hidrolik rejimin şiddeti, deniz seviyesindeki değişimler ve belki de iklim faktörlerinin kontrolü altındadır. Tekrarlanmalı çökeller sık değişen enerji koşullarını, olgunlaşmamış çakıltaşın ve kumtaşın ise duraylılık dönemlerini belirler. Birim içinde oyu-dolgu, akıntı

sürüklenimi ve kanal yapılarına sık rastlanır. Tane boyu incelimi, alttan üste ve sahilten açık denize doğrudur. Kireçtaşı merclekleri sahilde paralel uzanan resif merclekleri dizisi görünümündedir. Bunlar, derinliği 90 m/yi geçmeyen ortalama tuzluktaki sığ deniz canlılarının kalıntılarını içerir. Kumtaşlarındaki çapraz tabakalar, dalgalı laminasyon, tırmanma rippıları, silttaşlarındaki solucan eşeleme izleri ve diğer biyoturbasyonlar gelgit düzlüğünü hatırlatır. Tabana yakın kesimlerde gözlenen merclek şekilli volkanik kayalar, içinde buldukları çökellerle yanal geçişlidir (Şekil 2). Kabuz Dere içinde üç farklı seviyede gözlenen ve metamorfik kaya kırıntıları içeren tuf düzeyleri kumtaşı ile ardalıdır (Akdeniz, 1985).

Hasköy Formasyonu içindeki kireçtaşı mercleklerinden alman örneklerdeki (Sıraş, Gökgedik, Beypmar Dere) fosillerin çoğu kuvvetli rekrizalizasyon geçirdiklerinden tanımlanamamıştır. Bu örneklerde kısmen korunabilmiş;

Thecosmilia cf. clotharata EMMR.

türü, Üst Triyas-Resiyen yaşım belirlir. Küçük Hasköy doğusundaki Yazlak Dere içinde bulunan çakıltaşmış bir Ammonitin üzerindeki sütür çizgisi izi, bunun Phylloceratidae'lere ait olduğunu gösterir. Bu familya Liyas'ta geniş yayılmıştır. Karacakaya Mahallesi'ndeki evlerin yanında, koyu renkli, bol Alg'li kireçtaşı mercleğinden alman örneklerde, Liyas yaşını veren;

Pseudocyclammina liasica Hottinger,
Thaumatoporelia sp.,
Reophax sp.,
Havrania sp.,
Valvulina sp.

formları bulunmuştur. Ayrıca, Akhisar güneyinde Liyas kireçtaşları ile yanal geçişli olan Hasköy Formasyonu, üzerindeki Orta-Üst Jura yaşlı kireçtaşları



Şekil 2 : Hasköy formasyonu içindeki bir metavolkanit merceği (Haliibeyler Mahallesi batısı)
mv: Metavolkanit
kt: Kumtaşı

Figure 2 : A metavolcanic lense in the Hasköy formation - West of Haliibeyler village
mv: Metavolcanic
kt: Sandstone.

ile de düşey geçişlidir (Akdeniz ve diğerleri, 1980; Akdeniz, 1985). Tüm bu veriler, Hasköy Formasyonunun, dolayısıyla bu formasyon içinde merccekler şeklinde izlenen volkanik kayaların Liyas yaşında olduğunu göstermektedir.

Litoojik ve Petrografik Özellikler

Akhisar güneydoğusunda, Hasköy Formasyonunun alt seviyelerindeki kumtaşları içinde merccekler şeklinde gözlenen ve volkanik kayalara özgü ayrışması, rengi ve yapısı ile çekellerden kolayca ayırdedilen volkanik kayalar, Kabuz Dere içinde, Halilbeyler Ma^ hallesi-Korkut Tepe arasında, Kızıltepe batısında ve Karaballık Mevkii doğusunda yüzeylenir (Şekil 1 ve Şekil 2).

Yeşilimsi krem, koyu yeşil arasında renk tonları gösteren metavolkanitlerin çarpıcı rengi, yağlı yeşildir. Çoğunlukla masifimsi görünümlü, sert, dayanıklı düzenli eklemli, az belirgin şisti yapılıdır.

Mikroskop altında, porfiroblastik, lepidoblastik, kataklastik dokulu olan metavolkanitler, kuvars, feldispat, klorit, muskovit, ikincil olarak da epidot, kalsit ve opak mineraller içerir. Kuvars ve alkali feldispat fenokristallerinin oluşturduğu porfiroblastlar, yine kuvars, feldispat, muskovit ve klorit mikrolitlerinden oluşmuş, belirgin yönlenmeli bir hamur içerisine dağılmıştır (Şekil 3). Örneklerde bulunan iki tip kuvarstan, taneler şeklinde olanlar, yuvarlakça veya allotriyomorf görünümlüdür. Mineral sınırları belirgindir. Seyrek kırıklar, korrozyon etkileri ve inklüzyonlar bulunur. Kümelenmiş şekilde gözlenen ikinci tip kuvarslar ise, kenetlenme dokulu ve kuvvetli dalgalı sönmelidir. Allotriyomorf kristallerin sınırları belirgin değildir. Çevrelerini saran klorit, muskovit demetleri ve mikrolitik hamur ile girik yapıdadır. İki tip kuvarstan bir arada bulunduğu örneklerde, kalsit kristalleri ile kaya kırıntılarında da rastlanır. Volkanit mercceğinin çökellere yakın sınırından alınan bu örnekler priklastik tüfler olup, sıkışmış tüflerdeki zayıf akıntı izleri taşıyan ototaksitik yapılar bulunur. Kayada beyaz benekler halinde gözlenen feldispat porfiroblastları bozularak, serisit, kaolen ve epidota dönüşmüş (sosuritleşme) öhedral alkali feldispatlardır. Bazı örneklerde, ikizli ve pertitik yapılar oluşturan albitler yaygındır. Seyrek olarak oligoklas bulunur. Klorit ve muskovitler, lepidoblastik dokuyu oluşturacak şekilde dizilmiş veya fenokristallerin çevresini sarar şekilde kümelenmiştir (Şekil 3).

Metavolkanitlerdeki fluidal yapı ile birlikte, yer yer kataklastik dokunun gözlenmesi, kataklastitleri andırırsa da öhedral, subhedral plajiyoklas, köşeli ve korrozyonlu kuvars fenokristalleri, kayayı ince kesitte kataklastitlerden ayırır. Bu kayalar genel görünümüyle, milonit ve blatomilonite benzemekle beraber, feldispatların öhedral fenokristalleri bunun volkanik kaya olduğunu kanıtlar. Mikroskop altındaki doku, yapı ve mineral bileşimlerine göre, riyolitik bir kayadan türemiş olan metavolkanitler, içinde buldukları çökellerle yanal geçişlidir. Çökellere ya

km kesimlerdeki priklastikler içinde metamorfik kaya parçaları bulunur. Petrografik veriler, Akhisar yakınındaki Hasköy metavolkanitlerinin riyolitik türde kayalar olduklarını gösterir.



Şekil 3 : Metavolkanitlerin mikroskop altında görünüşü. Belirgin yönlenmeli ve mikrolitik hamurla sarılmış kuvars (k) ve alkali feldispat (f) fenokristalleri - Kızıltepe batısı.

Figure 3 : A view of the thin section of a metavolcanite under microscope. Quartz (k) and feldspar (f) phenocrysts showing certain lineaments surrounded by «. microclitic cement - West of Kızıltepe.

Jeokimyasal özellikler

İnceleme alanında, Hasköy Formasyonu içinde üye olarak ayırdedilen metavolkanitlere ait 3 örneğin majör element kimyasal analiz sonuçları Tablo I'de sunulmuştur :

Örnek No ve Alındığı Yer	1 Kızıltepe	2 Kabuz Dere	3 Yağlılar
SiO ₂	72.34	70.01	73.51
Al ₂ O ₃	15.79	15.44	15.37
Fe ₂ O ₃	1.41	1.16	0.69
MgO	0.17	1.84	0.23
CaO	0.02	0.65	0.03
Na ₂ O	3.49	0.70	3.49
K ₂ O	3.82	7.36	5.41
TiO ₂	0.12	0.12	0.02
P ₂ O ₅	0.09	0.08	0.04
Ateşte Kayıp	1.19	2.72	1.08

Tablo 1 : Akhisar volkanitlerinin majör element kimyasal analizleri.

Table 1 : Major element chemical analyses of the Akhisar volcanics.

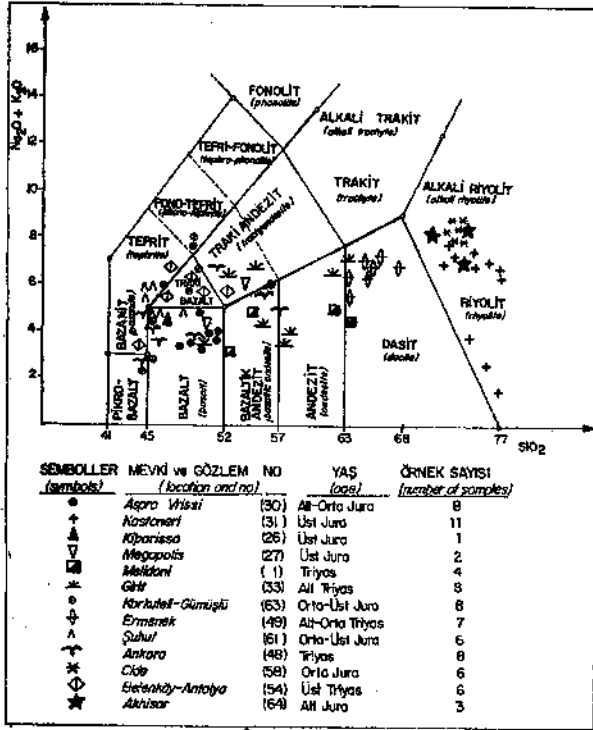
Metavolkanitlerin kimyasal analizlerinden yararlanılarak bulunan bazı parametrelerin grafiklere uygulanması sonucu, belirlenen kimyasal nitelikler şu şekildedir :

a) Petrografik adlanmanın doğruluğunu kanıtlamak için analiz sonuçları, Zanettin (1984) diyagramında yerine konmuş ve kayamın riyolit alanına düşüğü görülmüştür (Şekil 4). Analiz sonuçları Pecce^{ri}Uo ve Taylor (1976) diyagramına da yerleştirildiğinden (Şekil 5) aynı sonuç elde edilmekte olup, petrografik adlama ile kimyasal adlanmanın uyumlu olduğu belirlenmektedir.

b) SiO₂-Alkalen (Na₂O + K₂O) içerikleri, gerek Irvine ve Baragar (1971), gerekse Macdonald ve Katsura (1964) ile Kuno (1960) ayırım trendleri göz önüne alındığında kalkalkalen niteliği gösterir (Şekil 6) Esasen 2 dolayındaki Rittmann (1962) indisleri volkanitlerin kalkalkalen niteliğini destekler.

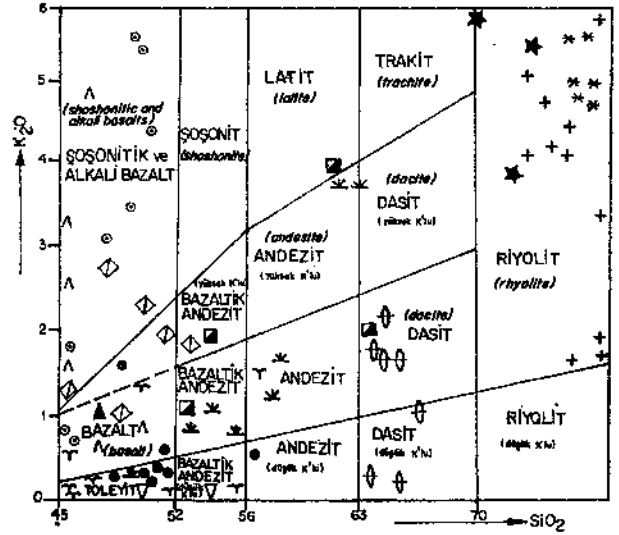
c) Rittmann (1962) ve Gottini (1968 ve 1969) indisleri (Şekil 7) Sial'ik (kabuksal) kökeni gösterir.

Sonuç olarak, Akhisar'daki Liyas yaşlı metavolkanitler, Sial'ik (kabuksal) kökenli bir magmadan türemiş, kalkalkalen nitelikli riyolitlerdir. Bunlar, Batı Anadolu'da Liyas yaşlı kaya birimleri içinde saptanan kıta kabuğu kökenli ilk volkanitler olup, Liyas'taki bir bölgesel kabuk kalınlaşmasına işaret edebilirler.



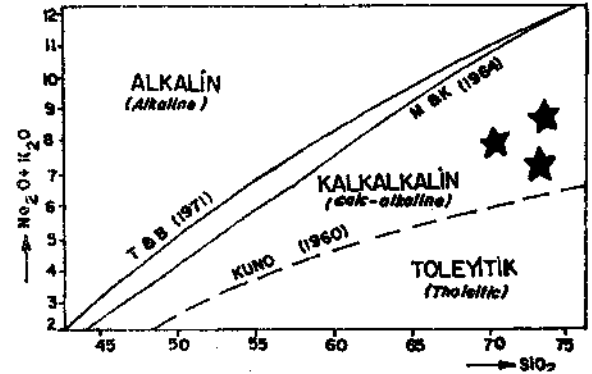
Şekil 4 : Batı Anadolu ve Yunanistan'daki Triyas ve Jura yaşlı volkanik kayaların Zanettin (1984) diyagramında adlandırılmaları.

Figure 4 : Classification of Triassic and Jurassic volcanic rocks of Western Anatolia and Greece on the basis of Zanettin's (1984) diagram.



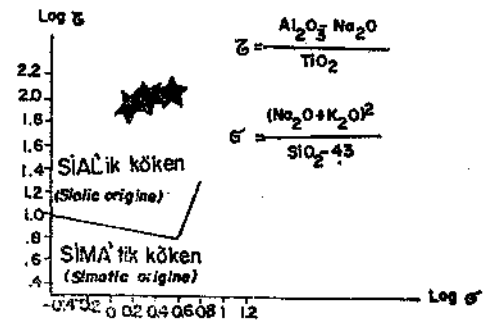
Şekil 5 : Batı Anadolu ve Yunanistan'daki Triyas ve Jura yaşlı volkanik kayaların Pecce^{ri}Uo ve Taylor (1976) diyagramında adlandırılmaları. Semboller Şekil 2'deki gibidir.

Figure 5 : Classification of Triassic and Jurassic volcanic rocks of Western Anatolia and Greece according to Pecce^{ri}Uo and Taylor's (1976) diagram. Symbols are same as Figure 2.



Şekil 6 : Akhisar volkanitlerinin Alkali-silika diyagramı.

Figure 6 : Alkali-silica diagram of the Akhisar volcanics.



Şekil 7 : Akhisar volkanitlerinin Gottini (1969) diyagramı.

Figure 7 : Gottini (1969) diagram of the Akhisar volcanics.

ALT MESÖZOYİK YAŞLI VOLKANİK KAYAÇLARIN EGE DEMİZİ ÇEVRESİNDEKİ YAYILIMLARI ve ÖZELLİKLERİ

Ege bölgesinân Erken Mesozoyik sırasındaki jeodinamik evrimine ilişkin araştırmalara katkı koymak amacıyla, Batı Türkiye ve Yunanı's tında yüzlekler veren Triyas ve Jura yaşlı volkanik kayaçların dağılımları, kimyasal özellikleri ve yersel araştırmaları yapan araştırmacılar belirlenmiş ve Tablo 2 de sunulmuşlardır. 64 gözlem noktası seçilmiş ve bunların 13 tanesindeki lavlarda, çeşitli araştırmacılar tarafından yapılan kimyasal analizlerden temsilci örnekler ayırtlanarak Şekil 4 ve Şekil 5 teki diyagramlara yerleştirilmişlerdir. Volkanik kayaçların dağılımları ve gözlem yerleri ise Şekil 8 de gösterilmiştir. Kretase yaşlı volkanik kayaçlar ise bir başka araştırmada ele alınacaklardır. Triyas ve Jura yaşlı volkanik kayaçların dağılımlarına göz atıldığında, Triyas yaşlı olanların çoğunun spilit ve bazalt, daha az olarak andezit, dasit ve riyalit türde lav, kısmen de tuf ve aglomer; Jura yaşlı olanların ise yer yer spilit ve bazalt, yer yer de andezit, dasit ve riyalit türde lav, kısmen de tuf ve aglomerlarla temsil edildikleri belirlenmektedir.

TRİYAS VOLKANİTLERİ

Batı Anadolu'daki Triyas yaşlı volkanitler, kuzeyde İzmir, batısındaki Karaburun Yarımadasından Biga Yarımadasına, oradan da, Balıkesir, Bursa ve Bilecik üzerinden Ankara'ya kadar uzanan bir zon oluşturur. Kuzeybatı Anadolu'da bu volkanitler Bingöl ve diğerleri (1973) tarafından «Karakaya Formasyonu» olarak tanımlanan, Erken Triyas yaşlı bir formasyon içinde bulunmaktadır. Karakaya Formasyonu, spilitik-bazaltik volkanitler ve bunlarla birlikte çamurtaşları ve radyolaritlerle yer yer giriklik gösteren feldspatlı kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve siltaşı arkalanmasından meydana gelir. Tipik olarak Biga Yarımadasında Edremit, Zeytinli kuzeyi (Şekil 8, Gözlem 44), Yenice, Çan çevresinde izlenen bu volkanitler, metasplit ve spilitik bazalt olarak adlandırılmış ve koyu gri renkli, iri gözenekli olup, boşlukların kalsit, zeolit ve epidot ile dolu oldukları saptanmıştır. Ojit ve albit fenokristalleri camsı bir hamur içinde yer almaktadırlar (Bingöl ve diğerleri, 1973). Karakaya Formasyonunun litolojileri, zaman zaman derinleşen, genellikle sığ bir denizel ortamı belirler. Çok az metamorfik olup, bol miktarda Permo-Karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları içerir.

Daha güneyde Bergama-Kınık çevresinde de Karakaya Formasyonu volkanikleri ile özdeş volkanitler bulunmaktadır. Bölgede çalışan Akyürek ve Soysal (1983), ayırtladıkları Alt Triyas yaşlı «Kınık Formasyonu» içinde «Bakırtepe Volkanit Üyesi» nin de yer aldığını ve bu volkanik üyenin yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş spilit, diyabaz ve tüflerden oluştuğunu belirtmişlerdir (Şekil 8, Gözlem 43). Spilitler gaz boşluklu olup, boşluklar kalsit ile doludur. Hamuru intersertal doku gösteren küçük feldis-

patlar ve sosuritleşme gösteren porfirik dokulu feldispatlar oluşturmaktadır. Ojit kristalleri de belirgindir. Bakırtepe volkanit üyesi içinde Permiyen yaşlı kireçtaşı blokları da bulunmaktadır. Ayrıca, yine aynı bölgede Akyürek ve Soysal (1983) tarafından ayırtlanan Erken Triyas yaşlı «Çavdarstepe Formasyonu» içinde «Kocaçukur Metavolkanit Üyesi» olarak adlandırılan metasplit, metadiyabaz ve tüflerden oluşan volkanik kayaçlar da bulunmaktadır. Prehnit-Pumpelyit fasiyesinde metamorfizma geçiren bu volkanitler koyu yeşil, nefli renkte olup yaygın gaz boşluklarına sahiptirler. Boşluklar, klorit, kuvars ve prehnit ile doludur ve belirgin bir yönelme gösterirler. Spilitlerde hyalopilitik doku gözlenmekte olup, başlıca prajiyoklas, ojit, titanojit mikrokristalleri bulunmaktadır.

Daha güneyde Kemalpaşa yakınlarında Mahmut Dağında (Şekil 8, Gözlem 42) Üst Triyas yaşlı spilitik volkanitler saptanmıştır (Akdeniz ve diğerleri, 1986). Bu mevkide, yer alan dolomitize kireçtaşı mercekli metakumtaşı ve metasilttaşları içinde iki mercek halinde gözlenen morumsu yeşil renkli spilitler, boz zıyılmış olup koyu renkli mineralleri klorit ve epidota dönüşmüştür. Kayaçlarda karbonatlaşma yaygın olup kalsitle doldurulmuş, az çok yuvarlak şekilli boşlukların arasındaki düzensiz plajiyoklas çubukları belirgin sosuritleşme göstermektedir. Dalgalı sönmeli bükülmüş klorit levhacıkları, ikincil kuvars ve opak mineral taneleri ile aralanmış ve intersertal doku yer yer korunabilmiştir.

Ankara çevresinde yer alan Triyas volkanitleri, Akyürek ve diğerleri (1984) tarafından «Ortaköy Formasyonu» olarak adlanan, Orta-Geç Triyas yaşlı birim, kısmen ilksel halini koruyan kayaçlar, kısmen de düşük dereceli metamorfizmaya uğramış spilit ve diyabaz türde lavlar, tüfler ve aglomeradan yapıldır. Bu volkanitlerde yastık yapılar ve spilitlerin boşluk dolgularında belirgin yönelmeler izlenir. Volkanitler, grabenleşme sonucu oluşmuş ve yarıklardan çıkarak, çökelmekte olan çökel kayalar içine yerleşmişlerdir. Lavlarda petrokimyasal çalışmalar yapan Çapan ve Tekeli (1985), bunların bir kısmının komatiit ve komatiitik bazalt olduklarını, çevredeki yastık yapılı bazaltlar ve volkano-tortul kayaçlarla birlikte bulduklarını belirtmişlerdir. Seri içinde alttan üste doğru komatiit-komatiitik bazalt-toleyitik ve alkali bazalt-tuf ve detritik çökel kayalara geçiş vardır. Kalınlık 30-50 m. arasında değişmektedir. Çapan ve Floyd (1985), alkali bazaltların yüksek Li, Zr ve Mb içeriğine ve Zr/Y oranına sahip olup, levha içi, olasılıkla okyanus adaları ortamını temsil ettiklerini düşünmektedirler. Toleyitik bazaltlar ise, düşük Zr/Y oranlı ve düşük uyuşumsuz element içerikli olup, ada yayı toleyitinden ziyade okyanus sırtı toleyitine benzemektedirler. Çapan ve Floyd (1985), Ankara bazaltlarının (Şekil 8, Gözlem 48) Tetis denizi çevresindeki ofiyolitik olmayan levha içi ve ada yayı ortamlarına ait olduklarını belirtmektedirler.

Kuzeybatı Anadolu'da, oluşumları Karakaya Formasyonundaki volkanitlerden farklı gibi görünen

Gözlem No ve Mevki	Yaş	Tür	Referans
1 — Melidoni	Triyas	Bazalt-Andezit Dasit-Riyolit	Pe-Piper ve Diğ. (1981A)
2 — Theodoriana	Üst Triyas - Alt Jura	Andezit	Sideris (1967)
3 — Xerovouni	Üst Triyas - Alt Jura	Bazalt	Celet (1962)
4 — Perdikovrisi	Üst Triyas - Alt Jura	Bazalt	Celet (1962)
5 — Eratini	Üst Triyas - Alt Jura	Spilit-Tüf	Celet (1962)
6 — Glaukas	Triyas	Bazalt-Tüf	Dercourt (1964)
7 — Zrouchla	Üst Triyas	Andezit	Dercourt ve Thiebault (1977)
8 — Pylia	Alt Triyas	Tüf	Fytrolakis (1971)
9 — Molaoi	Üst Triyas - Alt Jura	Andezit	Marakis (1965)
10 — Chondrianos	Üst Permian -	Andezit-Tüf	Aubouin (1959)
11 — Plakenion	Alt Triyas	Andezit-Tüf	Aubouin (1959)
12 — Agrilia	Liyas	Riyolit	Hynes ve diğ. (1972)
13 — Camelovrysi	Liyas	Spilit	Smith ve diğ. (1975)
14 — Parthenion	Üst Triyas - Alt Jura	Spilit	Katsikatsos (1970)
15 — Octonia	Triyas	Spilit	Katsikatsos (1970)
16 — Perachora	Orta - Üst Triyas	Spilit	Mitsopoulos ve Paraskevopoulos (1951)
17 — Epidaurus	Orta - Üst Triyas	Tüf	Dercourt (1964)
18 — Adhami	Liyas	Tüf	Dercourt (1964)
19 — Lakman Dağları	Üst Triyas	Andezit-Tüf	Caron (1975)
20 — Kremasta	Üst Triyas	Spilit-Bazalt	Fleury (1976)
21 — Epidavros	Orta Triyas	Riyolitik-Tüf	Bannert ve Bender (1968)
22 — Tyros	Orta Triyas	Bazalt-Andezit-Dasit	Ktenas (1924)
23 — Lakonia	Orta Triyas	Bazalt-Andezit- Dasit-Riyolit	Pe-Piper ve diğ. (1981B)
24 — Kalamae	Orta Triyas	Bazalt	Fytrolakis (1970)
25 — Monemvassia	Orta Triyas	Bazalt	Katagos (1980)
26 — Kiparissia	Malm	Bazalt-Andezit-Dasit	Pe-Piper ve Piper (1984)
27 — Megalopolis	Malm	Bazalt-Andezit-Dasit	Pe-Piper ve Piper (1984)
28 — Metallikon ve Levendochori	Liyas	Bazalt	Kauffman ve diğ. (1976)
29 — Atalanti	Triyas	Bazalt	Verriez (1976)
30 — Aspro Vrissi	Liyas - Dogger	Bazalt	Jacques (1966)
31 — Kastanerı	Malm	Riyolit-Tüf	Jacques (1966)
32 — Kalos Potamos	Üst Triyas	Spilit-Bazalt	Robert ve Bonneau (1982)
33 — Sitia	Alt Triyas	Andezit	Seidel ve diğ. (1982)

Tablo 2 : Batı Anadolu, Ege adaları ve Yunanistan'daki Triyas ve Jura yaşlı volkanik kayaların özellikleri

Gözlem No ve Mevki	Yaş	Tür	Referans
34 — Skafi	Alt Triyas	Bazalt	Seidel ve diğ. (1982)
35 — Andros Adası	Alt Triyas	Spilit-Bazalt-Andezit-Tüf	Papanikolaou ve Scarpelis (1980)
36 — Mikanos Adası	Alt Triyas	Spilit-Bazalt-Andezit-Tüf	Papanikolaou ve Scarpelis (1980)
37 — Naxos Adası	Üst Triyas	Bazalt	Altherr ve diğ. (1982)
38 — Fologendros Adası	Alt Triyas	Şoşonit	Davis (1981)
39 — Midilli Adası	Triyas	Spilit-Tüf	Hetch (1972)
40 — Sakız Adası	Triyas	Spilit-Tüf	Besenecker ve diğ. (1968)
41 — Karaburun	Triyas	Spilit-Tüf	Konuk (1979)
42 — Kemalpaşa	Üst Triyas	Spilit	Akdeniz ve diğ. (1986)
43 — Kınık	Alt Triyas	Spilit-Tüf	Akyürek ve Soysal (1983)
44 — Edremit	Alt Triyas	Spilit-Bazalt	Bingöl ve diğ. (1973)
45 — Kilyos	Alt Triyas	Bazalt	Kaya ve Lys (1980)
46 — Gebze	Alt Triyas	Bazalt	Özdemir ve diğ. (1973)
47 — Bilecik	Triyas	Spilit-Tüf	Güvenç ve Konuk (1981)
48 — Ankara	Orta - Üst Triyas	Spilit-Bazalt-Tüf	Çapan ve Floyd (1985)
49 — Ermenek	Alt - Orta Triyas	Andezit-Dasit-Tüf	Gökdeniz (1981)
50 — Huğlu	Alt - Orta Triyas	Andezit-Dasit-Tüf	Gökdeniz (1981)
51 — Bulancak	Üst Triyas	Spilit-Bazalt	Dumont ve diğ. (1972)
52 — Antalya	Üst Triyas	Spilit-Bazalt	O. Yılmaz ve diğ. (1981)
53 — Alanya	Triyas	Spilit-Bazalt	Demirtaşlı (1981)
54 — Belenköy	Üst Triyas	Spilit-Bazalt	Juteau (1975)
55 — Çalbalı Dağ	Üst Triyas	Spilit-Bazalt	Robertson ve Woodcock (1981)
56 — Gödene	Orta - Üst Triyas	Spilit-Bazalt	Şenel ve diğ. (1983)
57 — Çal	Triyas	Andezit	Konak ve diğ. (1986)
58 — Cide	Jura	Riyolit	Arbas (1986, Sözlü Bilgi)
59 — Gerece	Liyas	Bazalt-Andezit-Tüf	Ercan ve Gedik (1983)
60 — Mudurnu	Liyas	Bazalt-Tüf-Aglomera	Saner (1980) Tokel (1983) Y. Yılmaz ve diğ. (1981)
61 — Şuhut	Dogger - Malm	Spilit	Gutnik ve Juteau (1973)
62 — Yalvaç	Jura	Bazalt	Demirkol (1982)
63 — Korkuteli - Gümüşlü	Dogger - Malm	Spilit-Bazalt	Poisson (1977)
64 — Akhisar	Liyas	Riyolit	Bu Çalışma

Table 2 : Properties of Triassic and Jurassic volcanic rocks of Western Anatolia, Aegean islands and Greece*

Triyas yaşlı başka volkanitler de vardır, örneğin, İstanbul'da Kilyos yakınında (Şekil 8, Gözlem 45) Triyas yaşlı küçük bir volkanik yüzlek Kaya ve Lys (1980) tarafından saptanmıştır. «Kocatarla Formasyonu» olarak adlandırılan bu volkanitler, ileri derece* de değişmiş, iç yapısız, som katmanlı ve yersel gaz boşlukları içeren bazaltik lavlardan oluşmaktadırlar. Bunlar, Karbondifer yaşlı «Gümüştene Formasyonu» üzerinde uyumsuz olarak yer alırlar. Üzerlerinde de Triyas yaşlı çökeller gözlenmiş ve yaşlarının Alt Triyas (Skitiyen) olduğu belirlenmiştir. Lavlar, Karaka^ya Formasyonu içindeki volkanitler gibi denizel ortamda oluşmamışlar, aksine karasal bir ortamda meydana gelmişlerdir. Ayrıca, İzmit-Gebze arasında yer alan Skitiyen yaşlı kırmızı renkli detritikler içinde de yüzeysel mafik lav düzeyleri (Şekil 8, Gözlem 46) saptanmıştır. Bu bölgede Triyas çökelleri kara*sal olarak başlayıp, tedricen litoral fasiyesteki oluşuklara ve en sonunda derin deniz çökellerine geçmektedir. İçlerindeki bazaltik dayklar mor, yeşil, siyah renklerde, badem yapılı, sert ve damar şeklindedir (Özdemir ve diğerleri, 1973).

Batı Anadolu'da, Kuzeyde Karaburun Yarımadasından başlayarak, Biga Yarımadası, Balıkesir, Bursa ve Bilecik üzerinden Ankara'ya kadar uzanan ve Triyas volkanitleri içeren zonun yanısıra, daha güneyde Batı Toroslar'da Antalya nap birliği içinde yer alan ikinci bir zon daha vardır. Ancak, kuzeydeki zonda yer alan Triyas volkanitlerinin bazit nitelikte olmalarına karşın, güneydeki zonda yer alan Triyas volkanitleri hem bazik, hem de ortaç ve asit*lik ürünler içermektedirler. Örneğin, Ermenek-Huğlu arasında (Şekil 8, Gözlem 49 ve 50) tortul kayaç*larla arakatmanî olarak Erken-Orta Triyas yaşlı volka*notortul çökeller yer almaktadırlar. Üst kesimlere doğru yeşil renkli tuf itlerin de yer aldığı 1000 i TL kalınlıkta olan bu dizi, alttan üste doğru bol kırıntılı ve lav akıntılarının arakatmanlandığı bir ortamdan, tümüyle pelajik oluşukların meydana getirdiği bir ortama aşamalı olarak geçmektedir. Volkanizma patlayıcı olup, andezit ve dasit türde ve kalkalen niteliktedir. Bu volkanitler adayayı arkası veya adayı arasında oluşan ve zamanla derinleşen açılmalarla meydana gelmiş olabilirler (Gökdeniz, 1981 ve 1983).

Batı Toroslar'da Alanya, Antalya, Gödene, Korkuteli ve İsparta çevresinde yaygın yüzlekler veren tüm diğer Triyas yaşlı volkanitler ise spilitik ve bazaltik türde ve alkali-toleyitik niteliktedirler. Bu volkanitler genellikle Geç Triyas yaşlıdır.

ö. Yılmaz ve diğerleri (1981), Antalya körfezin*de'ki bazik volkanitlerin denkalımda meydana gelmiş olup, Anadolu ve Afrika-Arabistan levha kenarları arasında ilk parçalanmayı gösteren en eski kayaçlar olduklarını belirtmişlerdir. Geç Triyas yaşlı çökel kayalarla aralanmış yastık lav akıntıları, ser^pantinitler, gabrolar, amfibolitler ve çökel kaya blokları bir arada ofiyolitli melanj oluşturmaktadırlar.

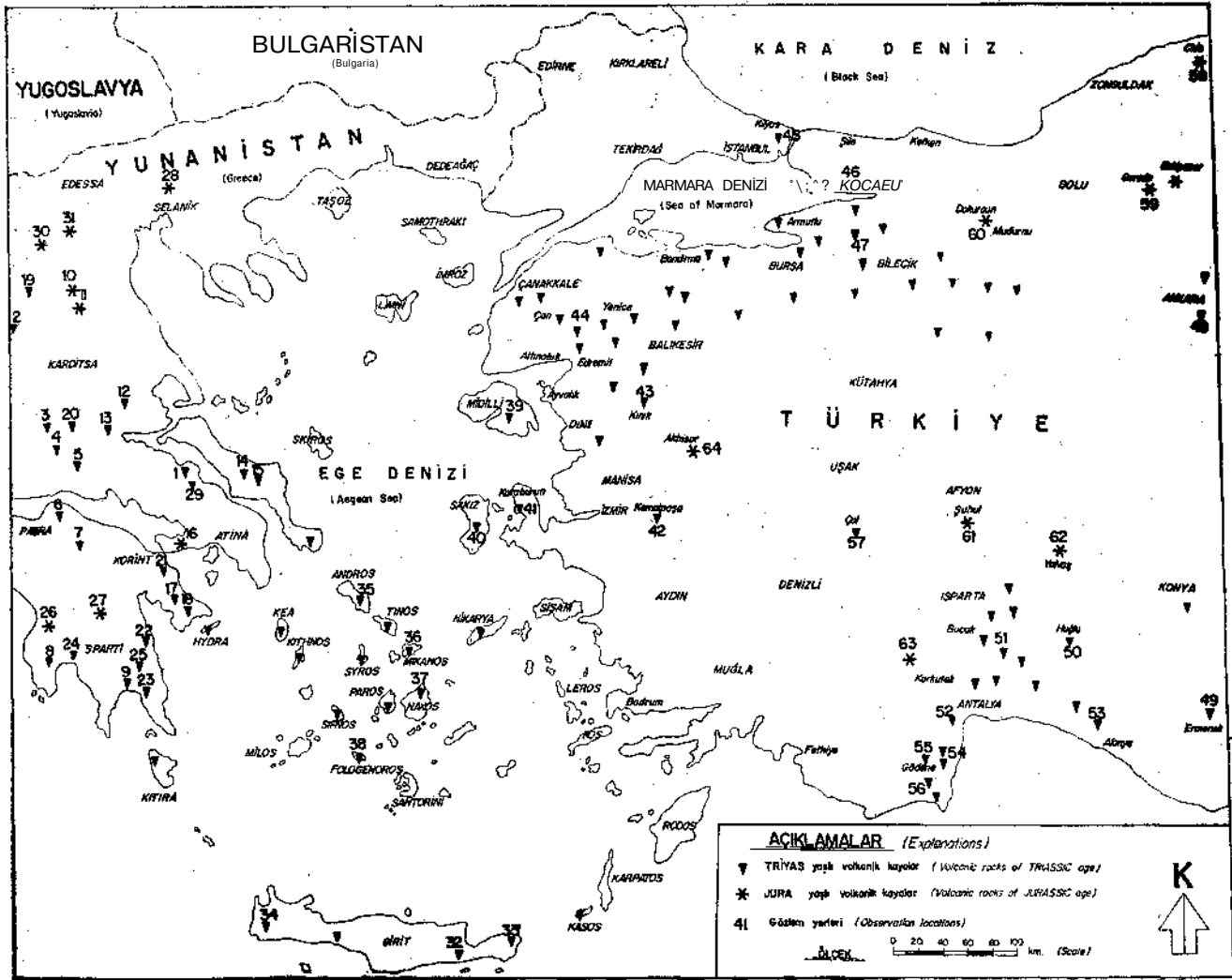
Şenel ve diğerleri (1983), Teke Torosları'nın güneydoğusunda incelemeler yaparak, Orta-Geç Triyas

yaşlı olan volkanitleri «Karadere Formasyonu» olarak adlandırmış, bunların koyu kahve renkli ve yastık lav biçiminde bazik denizaltı lav akıntıları olduklarını, yer yer spilitleşme gösterdiklerini ve kalınlık*larının 600 m. ye ulaştığını belirtmişlerdir. Araştırmacılar göre grabenleşmeyle gelişen derin yarıklardan denizaltında bazaltik lavlar çıkarak çökeller içine yayılmışlardır. Bazik volkanitlerin, değişik düzeylerdeki çökellerle ilksel ilişkili olmaları, volkanik etkinliklerin zaman zaman duraklı olarak sürdüğünü gösterir. Kırıntılı kayalardan oluşan birimlerde karadan türeme malzemenin (bitki kırıntıları ve terrijen gereç) yanısıra volkanitlerin bol olması, volkanizmanın oluştuğu kesimin, karaya pek uzak olmadığını göstermektedir.

Robertson ve Woodcock (1981), Antalya batısında Gödene çevresinde bulunan Geç Triyas yaşlı denizel alkalin mafik lavlar, çökel kayalar, mafik ve ultramafik plütonların, orijinal okyanusal ofiyolitik temel kalıntılarından meydana geldiklerini ve «Gödene Zonu» olarak adlanan bu zonun, Mesozoyik okyanus havzasında pasif bir kıta kenarında oluşan riftleşmeyi temsil ettiğini belirtmişlerdir. Lavlar, çoğunlukla alkali bazalt türde olup, psödomorf olivin, piroksen, magnetit, ve ilmenit kristalleri içerirler. Bazı örnekler, ejirin-ojit içerikli trakitlerdir. Ender olarak da kalkalkalen nitelikli ve hornblendli andezitik lavlar bulunmaktadır. Lavlar zeolit-yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğramışlardır. Ayrıca yastık yapılı lavlar, epiklastik volkanik breşler, proklastik lav breşleri v.b. volkanik ürünler de vardır. Marcoux (1976), Antalya çevresindeki Geç Triyas volkanizmasının, Alpin sistemine ilişkin Tetis okyanusu nun açılması ile ilgili olduğunu belirtmektedir. Ju*teau (1975), Belenköy çevresindeki (Şekil 8, Gözlem 54) lavlarda ayrıntılı petrokimyasal çalışmalar yaparak genellikle alkali bazaltik lavların özelliklerini tanımladıklarını saptamıştır.

Ayrıca, Muğla-Milas dolaylarında, Permo-Karbonifer yaşlı konglomeraları kesen ve Mesozoyik yaşlı dolomitik kireçtaşlarının altında yer yer izlenen bazik volkanik daykaların yaşı henüz tartışmalı olup, bunlar da Alt Triyas yaşlı olabilirler (Çağlayan ve diğerleri, 1980).

Batı Türkiye'de gözlenen Triyas yaşlı volkanizma, Ege adalarında ve Yunanistan'da da yüzlekler vermektedir. Güneyde Girit adasında Erken Triyas yaşlı ve genellikle bazaltik, yer yer andezitik türde (Seidel ve diğerleri, 1982) volkanitler ile Üst Triyas yaşlı ve spilit-bazalt türde (Robert ve Bonneau, 1982) volkanitler saptanmıştır. Daha kuzeyde yer alan Ege adalarından, Andros, Tinos, Mikonos, Syros, Sifnos, Paros v.b. adalarda Erken Triyas yaşlı ve çoğu spilit ve bazalt, yer yer de andezit türde lavlarla, tüflerin oluşturduğu (Papanikolaou ve Scarpis, 1980) volkanitler; Naxos adasında Geç Triyas yaşlı bazaltik volkanitler (Altherr ve diğerleri, 1982) ve Fologendros adasında olasılıkla Erken Triyas yaşlı ve şononitik nitelikte bazik volkanitler (Davis, 1981) saptanmıştır. Ege adalarındaki Triyas yaşlı volkanik kayaçlar, Geç



Şekil 8 : Batı Anadolu, Ege Adaları ve Yunanistan'daki Triyas ve Jura yaşlı volkanik kayaların dağılımı.

Figure 8 : Distribution of Triassic and Jurassic volcanic rocks of Western Anatolia, Aegean islands and Greece.

Oligosen'den itibaren, Girit adasının güneyinde bulunan bir yitim olayına bağlı olarak metamorfizmaya uğramışlardır (Artherr ve diğerleri, 1982). Ege adalarında çoğu kez Permo-Triyas yaşlı çökel kayalar içinde yer alan ve genellikle kalkalkalen nitelikte olan bu volkanitler olasılıkla kıta içi, ya da kıta kenarı riftleşmeleri ile meydana gelmiş olabilirler. Bunların Triyas-Jura süresinde, Neotetisi yaratan Tetis kırılması ile mi, yoksa Varisk yitim işlemi ile mi oluştuğu sorunu henüz tam açıklığa kavuşmamıştır (Papanikolaou ve Scarpelis, 1980).

Ege adalarında gözlenen Triyas volkanizması, Yunanistan'da da yüzlekler vermektedir. Örneğin Atina kuzeyinde Melidoni çevresinde (Şekil 8, Gözlem 1) kalkalkalen nitelikte ve bazik ve asi tik lavlarla, tüfler bir arada yüzlerce metre kalınlıkta izlenmekte olup, metamorfizmaya uğramışlardır ve bir yitim zonunda oluştuğu düşünülmektedir (Pe-Piper ve diğerleri, 1981-A; Verriez, 1976; Kauffman, 1976),

Triyas yaşlı bu volkanitlerin Yunanistan'da saptanan yüzlekler i ve araştırmacılar Tablo 2'de sunulmuşlardır (Şekil 8, Gözlem 1-31). Lavlar çoğunlukla bazalt, yer yer de andezit, dasit ve riolit türde olup, bazı bölgelerde de tüfler bulunmaktadır. Volkanik yapıların jeokimyasal çalışmaları, çoğunlukla kalkalkalen nitelikte olduklarını ve bölgede doğuya dalgın bir yitim zonu ürünü olarak oluştuğunu göstermektedir. Volkanik kayalarda gözlenen yüksek basınç ve düşük sıcaklık metamorfizmasını kanıtlayan mineral toplulukları ise, Miyosen'deki Hellenid nap yerleşmesinin ilk ana fazına karşılık gelen, güneydeki ikinci bir yitim zonunu göstermektedirler (Pe-Piper, 1982). Yunanistan'daki Triyas yaşlı volkanik kayalarındaki metamorfizma, en tipik olarak Lakania'da (Şekil 8, Gözlem 23) gözlenmekte olup, bazalt, andezit, dasit ve riolit türde lavlar ve piroklastikler Erken Oligosen'de düşük dereceli metamorfizmaya uğramışlardır (Pe-Piper ve Kotopouli, 1981). Ayrıca, Yunanistan'da

Triyas başında kısa bir süre bir riftleşmenin de etkin olduğu ve Triyas yaşlı bazı bazik volkanitlerin bu riftleşme sonucu meydana geldiklerine ilişkin bazı veriler de bulunmaktadır (Sideris ve Skounakis, 1985).

JURA VOLKANİTLERİ

Batı Türkiye'de Jura yaşlı volkanikler, Triyas yaşta kilere oranla daha az yüzlekler vermiş olup bugüne kadar, bu çalışmada betimlenen Akhisar volkanitlerinin yanısıra, Afyon güneyinde (Şekil 8, Gözlem 61), Korkuteli kuzeybatısında (Şekil 8, Gözlem 63), Mudurnu-Dokurcu arasında (Şekil 8, Gözlem 60), Gere-de-Eskipazar dolaylarında (Şekil 8, Gözlem 59), Cide güneyinde (Şekil 8, Gözlem 58) ve Yalvaç yakınlarında (Şekil 8, Gözlem 62) yüzlekler saptanmıştır.

Korkuteli kuzeybatısında, Gümüşlü Köyü yakınlarında spilit ve bazalt türde alkali nitelikli volkanitler yer almaktadır. Poisson (1977), yaptığı radyo, metrik yaş belirlemeleriyle ve paleontolojik çalışmalarla lavların Orta-Geç Jura yaşlı olduklarını; petro* kimyasal çalışmalarla ise, alkali nitelikli ve spilitik ve bazaltik türde olduklarını saptamıştır. Yer yer yastık yapı, yer yer de tüf ve aglomeralar gözlenmektedir. Bazaltlarda labrador ve olivin kristalleri belirgindir.

Afyon güneyi, Şuhu t yakınlarında, Liyas'ta başlayarak Paleosen'e kadar devam eden ve Gutnik ve Juteau (1973) tarafından «Balçımısır Serisi» olarak adlandırılan çökel kaya birimleri içinde Dogger-Malm zamanında oluşmuş spilitik denizaltı lav akıntıları vardır. Balçıkhisar Serisi, Geç Jura'ya kadar daha çalkantılı, çoğunlukla neritik bir ortamı yansıtmaya, karbonatlı, sonra siliko-detritik çökellerle karakterize edilmiştir. Buna karşın pelajik faunalı ve düşük enerjili çökeller Kretase ve Erken Paleosen'de oluşmuşlardır. Volkanik püskürmeler ise, alkali nitelikli olup, az derin ve çalkantılı bir denizel ortamda meydana gelmişlerdir.

Yalvaç yakınlarında Geç Jura yaşlı «Hacılabaz Kireçtaşı» altında yine Jura yaşlı volkanik kayalar bulunmaktadır (Demirkol, 1982). Bazalt (dolerit) görünümüne lavlarda yapılan petrografik incelemelerle, tsel ve saçaklı kloritçe zengin hamur içinde ojit, plajiyoklas ve magnetit kristalleri saptanmıştır. Birincil mineraller ornatılmış ve bozuşmuş olup, hamurda epidot zenginleşmesi de vardır. Ayrıca kalsit ve olivin kristalleri de bulunmaktadır. Lavlarda metamorfizma izleri de belirgindir. Geç Jura yaşlı kireçtaşları altında izlenen lavlar, yer yer de kireçtaşı katmanları arasında gözlenmekte olup, sığ denizel bir ortamda meydana gelmişlerdir.

Çal ilçesi merkezinin 10 km. batısında Sazak köyü yakınlarında. Konak ve diğerleri (1986) tarafından «Sazak Formasyonu» olarak adlandırılan, olasılıkla Liyas yaşlı metakumtaşı, metakonglomera ve meta* silttaşlarından oluşan birimler içinde yer yer de volkanik kayalar bulunmaktadır. Mavimsi ve yeşilimsi

renkleriyle dikkati çeken bu volkanitlerin, adeta metaçökelleri kesmiş gibi görünüşleri olmalarına karşın, ileri derecede ayrılmış, ezikli bir yapıya sahip olduklarından dokanak ilişkileri tam olarak gözlenmemektedir. Mikroskopik incelemelerle hipidyomorf taneli doku saptanmıştır, içerdiği büyüdükçe plajiyoklas kristalleri ileri derecede bozularak kaolenleşmiş ve serisitleşmişlerdir. Ayrışmalarına karşın, bunların oligoklas ve andezin oldukları gözlenmiştir. Yer yer büyüdükçe klorit lamelleri bozmuş olarak izlenirler. Kayaç olasılıkla andezitik türdedir. Sazak formasyonu, karaya yakın denizel bir ortamda oluşmuştur. Ancak, volkanizmanın Triyas yaşlı olma olasılığı da vardır.

Daha kuzeyde, Mudurnu-Dökurdun çevresinde Kuzey Anadolu fay zonuna yakın yerlerde Liyas yaşlı ve volkanojenik detritik kayaların birbirleri ile ardı* landıkları kaya birimleri saptanmış olup (Y. Yılmaz ve diğerleri, 1981) bu istifler içinde bazik lav akıntıları da gözlenmiştir. Ayrıca, altlere diyabaz daykları da bu birimleri kesmektedir. Volkanik kayalar çoğunlukla alkali ve toleyitik niteliktedir. Denizaltında oluşan volkanitlerin içinde yer aldığı, volkanik tüf arakatlı ve genelde kumtaşı-şeyl ardalı, yer yer de aglomera düzeyleri içeren bu formasyon, Saner (1980) tarafından «Mudurnu Formasyonu» olarak adlandırılmıştır. Ancak volkanizmanın oluşum koşulları ve yaşları konusunda bazı fikir ayrılıkları bulunmaktadır. Örneğin, Y. Yılmaz ve diğerleri (1981) ile Tokel (1983) volkanizmanın Liyas yaşta olduğunu belirtmekte. Saner (1980) ise Dogger-Malm yaşta olduğunu öne sürmektedir. Tokel (1983) volkanitlerin bazik ve ortaç lavlarla ardışıklı, suda taşınmış volkanik klastikler, silttaş ve biyojenik resiflerden oluştuğunu gözlemiş ve kimyasal verilerden uyumsuz iz element dağılımları, hafif nadir toprak elementlerinin (La, Ce) kapsamı, lavların ada yaylarında görülen, yüksek alüminyumlu kalkalkalenlere geçiş gösteren düşük potasyum toleyitleri olduğunu gösterdiklerini belirterek, bunların bir yitim zonu ürünü olduklarını öne sürmüştür. Oysaki Y. Yılmaz ve diğerleri (1981), bu volkanitlerin Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolunu oluşturan bir riftleşme ile meydana geldiklerini belirtmektedirler. Bu araştırmacılara göre, Mudurnu Liyas volkanizması, Neo-Tetis okyanusunun açılış evresini işaret etmekte, Liyas başında açılmaya başlayan bu rift ile birlikte okyanuslaşma başlamaktadır.

Mudurnu çevresinde görülen Liyas yaşlı volkanizma ile eşyaşı ve aynı özellikleri taşıyan volkanitler Gere-de-iEskipazar dolaylarında da yüzlekler vermektedir (Ercan ve Gedik, 1983; Tokel, 1983).

Cide güneyinde de Jura yaşlı ve riyolitik türde volkanik kayalar saptanmış olup (AH Arbas, 1986, sözlü bilgi), petrokimyasal çalışmalar halen devam etmektedir.

Batı Türkiye'de gözlenen Jura yaşlı volkanizma Yunanistan'da da yüzlekler vermektedir. Örneğin Selanik kuzeyinde Metallikon ve Levendochori mevkiilerinde (Şekil 8, Gözlem 28) Liyas yaşlı kireçtaşı-çört

ardalanmaları ile birlikte bazaltik lav katkıları da saptanmıştır (Kauffmann ve diğerleri, 1976). Daha batıda Aspro Vrissi mevkiinde (Şekil 8, Gözlem 30) Liyas-Dogger yaşlı bazaltik lavlar ve Kastaneri mevkiinde Malm yaşlı riyolitik lav ve tüfler yer almaktadır (Jacques, 1966). Daha güneyde, Chondrianos (Şekil 8, Gözlem 10) ve Plakenion (Şekil 8, Gözlem 11) mevkiilerinde Liyas yaşlı andezitik lav ve tüfler saptanmıştır (Aübouin, 1959). Atina yakınlarında Perao hora mevkiinde (Şekil 8, Gözlem 16) Liyas yaşlı spilitik lavlar bulunmaktadır (Mitsopoulos ve Paraskevopoulos, 1951). Daha güneyde Kiparissa (Şekil 8, Gözlem 26) ve Megalopolis (Şekil 8, Gözlem 27) mevkiilerinde Malm yaşlı ve bazalt, andezit ve dasit türde lavlarla tüfler bulunmakta olup, Pe-Piper ve Piper (1984) bu volkanitlerde yaptıkları petrokimyasal çalışmalarla bazaltik lavların toleyitik nitelikte olup okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzediklerini, andezitik ve dasitik lavların ise kalkalkalen nitelikte ve yitim zonu volkanikleri ile benzeşme gösterdiklerini belirterek volkanitlerin bir yay ardı havzada oluşmuş olabileceğini belirtmişlerdir.

Böylece, Yunanistan'daki Jura yaşlı volkanik kayaların da oluşum koşulları, ortamları ve kökenleri konularında henüz tam kesin veriler olmadığı ve konunun tam açıklık kazanmadığı ortaya çıkmaktadır.

SOHÜÇLAE ve TARTIŞMA

Bölgesel jeotektonik olayların açıklanmasında volkanik kayalarda yapılan çalışmalar önemli rol oynamaktadırlar. Ancak, Batı Anadolu'da ve Ege Denizi çevresinde yer alan Triyas ve Jura yaşlı volkanik kayalarda yapılan petrokimyasal çalışmaların çok sınırlı olmalarının yanısıra, stratigrafik ve paleontolojik sorunların da henüz tam açıklığa kavuşmamış olmaları nedeniyle, Ege bölgesinin Mesozoyik'teki jeotektonik evrimi kesin bir çözüme kavuşturulan mamıştır. Son yıllarda, Batı Anadolu'da, Menderes Masifi'nin çeşitli kesimlerinde varlığı belirlenen (Kun ve Doğa, 1984) Paleozoyik yaşlı metaandezitik ve metariyolitik kayalar (Leptitler) m paleo ada yaylarını işaret ettikleri belirtilmektedir. Biga Yarımadası'nın güneyinden başlayarak Balıkesir-Bursa-Bilecik üzerinden Ankara'ya uzanan ve Alt Triyas yaşlı volkanitlerin yer aldığı Karakaya Formasyonu (Bingöl ve diğerleri, 1973) ve eşdeğeri birimler, Triyas başından başlayarak gelişmiş gerilmeli bir çöküntü alanındaki çok hareketli bir ortamda meydana gelmiş olabilirler. Ancak, açılmanın okyanuslaşma aşamasına ulaşmış olmadığı henüz tartışılan bir konudur. Öte yandan, Karakaya Formasyonu içindeki volkanitlerin riftleşme ile oluştuklarına ilişkin fikirler ve bu riftleşmenin yaşı bile tartışmalıdır. Örneğin, Şengör ve Yılmaz (1981), Karakaya Formasyonunun meydana geldiği bu çanağı Paleo-Tetisin dalma-batma zonu üzerinden Erken Triyas'ta açılıp, Erken Jurada kapanan bir kenar denizi (Karakaya çanağı) olarak görmektedirler. Güvenç ve Konuk (1981) ise, «Ege Anadolu Kırık Zonu» adını verdikleri bu açılmanın, Ani-

siyen'den sonraki bir okyanuslaşma başlangıcı olduğunu ve Orta Triyas'tan itibaren Afrika plakası ile Avrasya kıtasının sınırlarını oluşturduğunu düşünürler. Karakaya Formasyonunu yeniden gözden geçiren Bingöl (1978), açılmanın Permo-Karbonifer öncesi gerçekleşmiş olabileceği kuşkusundadır. Brinkmann (1972) ise, Tetis okyanusunun oluşumunu, günümüzdeki Kaliforniya körfezi ve Kızıl Deniz modelleri ile açıklamaya çalışmaktadır. Diğer taraftan Batı Anadolu'da, Toroslarla Kuzey Anadolu fayı arasındaki bölgenin Orta Devon'dan itibaren riftleşmeye başladığı ve meydana gelen okyanusun Permiyen'den itibaren yaklaşık İzmir-Ankara hattı boyunca kuzeye doğru alta dalmaya başladığına ilişkin görüşler de (Bingöl, 1983) bulunmaktadır. Böylece, bölgedeki Triyas yaşlı volkanik kayaların bir rift değil, belki de bir yitim zonu ürünü oldukları fikri ortaya çıkmaktadır.

Batı Toroslar'da Antalya napları içinde gözlenen Triyas yaşlı alkali bazik kayalar, kıtasal bir kabuk üzerinde gelişmiş bir riftleşmenin ürünü olabilirler, Ancak bu riftleşmenin de okyanuslaşma aşamasına ulaşmış olmadığı, açıklığa kavuşmuş bir sorundur. Herne kadar Poisson ve diğerleri (1983) Triyas süresince Antalya çevresinde riftleşmenin egemen olduğu görüşü yanısıra, Toroslarda Üst Permiyen'den itibaren keskin pull-apart (çek-ayır) havzalarının oluştuğu ve bu havzalarda Triyas volkanitleri ile üst manto malzemesinin yer aldığına ilişkin görüşler (Bingöl, 1983) de ileri sürülmektedir. Öte yandan, Ermenek-Huğlu arasında, çökel kayalarla arakatmanlı olarak yer alan Triyas yaşlı andezitik ve dasitik türde ve kalkalkalen nitelikte volkanitlerin ise, adayayı arkası ya da ada yayları arasında meydana gelmiş olabileceği şeklinde görüşler (Gökdeniz, 1981 ve 1983) de bulunmaktadır.

Benzer tartışmalar Jura volkanitleri için de geçerlidir. Bazı araştırmacılara göre (Tokel, 1983) bir yitim zonu ürünü olarak ada yaylarında oluşmuş olan kuzeydeki Jura volkanitleri, diğer bazılarına (Y. Yılmaz ve diğerleri, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğerleri, 1980) göre, Neotetis okyanusunun kuzey kısmında Liyas'ta oluşmaya başlayan bir riftleşme ile meydana gelmişlerdir. Akhisar volkanitleri ise kabuk kökenlidir ve Liyas'ta bir kabuk kalınlaşması olayını (Akdeniz, 1985) ortaya koymaktadır.

Ege bölgesinde Mesozoyik yaşlı çökel ve volkanik kayalarda yapılmakta olan çalışmalar yoğunlaştıkça bugüne değin elde edilen veriler zincirine yeni halkalar ekleneceği ve konuya daha fazla açıklık geleceği kuşkusuzdur.

DEĞİNİLEM BELGELER

- Akdeniz, N., Konak, N. ve Armağan, F., 1980, Akhisar (Manisa) güneydoğusundaki Alt Mesozoyik kaya birimleri: Türkiye Jeoloji Mühendisliği Kongresi Bülteni, 2, 77-90.
- Akdeniz, N., 1985, Akhisar-Gölmarmara-Gördes-Sındır-ğarasının jeolojisi: Doktora Tezi, İstanbul

- Üniv. Fen Bilimleri Enst. Jeoloji Müh. Ana Bilim Dalı, İstanbul, 254 s. (Yayımlanmamış), Akdeniz, N., Konak, N., Öztürk, Z. ve Çakır, M.H., 1986, İzmir-Manisa dolaylarının jeolojisi: MTA Rap. No. (Yayımlanmamış).
- Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1983, Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri: MTA Derg., 95/96, 1-12.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y., 1984, Ankara-Elmadag-Kalecik dolayının temel jeoloji özellikleri: Jeoloji Mühendisliği Derg., 20, 31-46.
- Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner, G.A., Keller, J., Harre, W., ve Höllendorf, A., 1982, A late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece): Geol Jb., E 23, 97464.
- Aubouin, J., 1959, Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale les confins de l'Epire et de la Thessalie: Ann. Geol. Pays Hellen., 10, 1-525.
- Bannert, D. ve Bender, H., 1968, Zur geologie der Agolis-Halbinsel (Peloponnes, Griechenland): Geol. Palaeontol., 2, 151-162.
- Besenecker, H., Dürr, S., Herget, G., Jacobshagen, V., Kaufmann, G., Lüdtkke, G., Roth, W., Tietze, K., 1968, Geologie von Chios (Agais): Geol. Palaeontol., 2, 121450.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1973, Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri: Cumhuriyetin 50 Yılı Yerbilimleri Kong. Tebliğler Kitabı, 70-76.
- Bingöl, E., 1978, Explanatory notes to the metamorphic map of Turkey; Zwart, H.J. ed.; Exp Text, for the metamorphic map of Europa'da, Leyden, 348-351.
- Bingöl, E., 1983, Prekambriyen-Jura arasında Türkiye'nin olası jeotektonik evrimi: Türkiye Jeol. Kur. 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 36-38.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean sea: Bull. Volcan., 36/1, 473496.
- Brinkmann, R., 1972, Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolie: Geol. Soc. Amer. Bull., 83, 819-826.
- Caron, D., 1975, Sur la geologie du Pindus Meridional; les monts Lakmon (Epire, Grece): Doktora Tezi, Marie Curie Univ., Paris, Fransa, 119 s.
- Celet, P., 1962, Contribution a l'etude geologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des regions meridionales de la Grece continentale: Ann. Geol. Pays Hellen., 13, 1446.
- Çağlayan/ A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H. ve Akat, U., 1980, Menderes masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum: Jeoloji Mühendisliği Derg., 10, 947.
- Çapan, U.Z. ve Floyd, P.A., 1985, Geochemical and petrographic features of metabasalts within units of the Ankara melange: Ofioliti, 10/1, 348.
- Çapan, U.Z. ve Tekeli, O., 1985, Ankara melanjının Liyas öncesi yaşlı İmrahor Komatiitik volkanizmasına ait petrolojik ve jeokimyasal ön bulgular: Türkiye Jeoloji Kurultayı 1985 Bildiri Özleri Kitabı, 3.
- Davis, E.N., 1981, Früher basischer Vulkanismus von Fologendros (Kykladen, Griechenland): Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 61, 203-218.
- Demirkol, C., 1982, Yalvaç-Akşehir dolayının stratigrafisi ve Batı Toroslarla denestirimi: Jeoloji Mühendisliği Derg., 14, 344.
- Demirtaşlı, E., 1981, Summary of the Paleozoic stratigraphy and Variscan events in the Taurus belt; Newsletter, 3, 44-57.
- Dercourt, J., 1964, Contribution a l'etude geologique d'un secteur du Peloponnes septentrional: Ann. Geol. Pays Hellen., 15, 1418.
- Dercourt, J. ve Thiebault, F., 1977, Creation and evolution of the northern margin of the Mesozoic ocean between Africa and Apulia in the Peloponnesus (Greece): 6. Coll. Geol. Aegean Regions, Atina, 12934302.
- Dumont, J.F., Gutnic, M., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1972, Le Trias des Taurides occidentales (Turquie) definition du bassin Pamphylien; Un nouveau domaine a ophiolites a la marge externe de la chaine Taurique: Z. Deutsch. Geol. Ges., 123, 385409.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması: Jeoloji Mühendisliği Derg., 9, 2346.
- Ercan, T., Dinçel, A. ve Günay, E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 22/2, 185498.
- Ercan, T., 1980, Akdeniz ve Ege denizindeki Pliyo-Kuvaterner ada yayı volkanizması: Jeomorfoloji Derg., 9, 37-59.
- Ercan, T., 1981, Batı Anadolu Tersiyer volkanitleri ve Bodrum yarımadasındaki volkanizmanın durumu: İstanbul Yerbilimleri Derg., 2, 263-281.
- Ercan, T. ve Gedik, A., 1983, Pontidlerdeki volkanizma: Jeoloji Mühendisliği Derg., 18, 3-22.
- Ercan, T. ve Günay, E., 1984, Kuzeybatı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Oligo-Miyosen yaşlı volkanizmanın gözden geçirilmesi: Türkiye Jeoloji Kurultayı 1984 Bülteni (Baskıda).
- Ercan, T., Günay, E., Akyürek, B., Türkecan, A., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., Erkan, M. ve Özkirişçi, 1984, Dikili-Bergama-Çandarlı (Batı Anadolu) yöresinin jeolojisi ve magmatik kayaların petrolojisi: Jeoloji Mühendisliği Derg., 20, 47-60.
- Ercan, T., Çevikbaş, A., Günay, E./Ateş, M., Can, B. ve Küçükayman, A., 1985-A, Batı Anadolu Bi-

- gadiç çevresindeki (Balıkesir) magmatik kayaların petrolojisi ve evrimi: Jeomorfoloji Derg., 13, 57-69.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M. ve Can. B. 1985-B., «Batı Anadolu Senozoyik volkanitleri» ne ait yeni kimyasal izotopik ve radyometrik verilerin yorumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 28/2, 121-136.
- Floury, J.J., 1976, Unite paleogeographique originale sous le front de la nappe du Pindos-Olonos; l'unité du Megdovas (Grèce, Continentale): C.R. Acad. Sci. Paris, D 282, 25-28.
- Fyrolakis, N., 1970, Die bis heute unbekanntenen palaeozoischen Schichten südöstlich von Kalamata: Bull. Geol. Soc. Greece, 8, 70-81.
- Fyrolakis, N., 1971, Geologische Bemerkungen im Gebiet von Pylos (Messinien): Ann. Geol. Pays Hellen., 23, 114-122.
- Gottini, V., 1968, Serial character of the volcanic rocks of Pantellaria: Bull. Volcan., 39/3, 818-827.
- Gottini, V., 1969, The TiO₂ frequency in volcanic rocks: Geol. Rdsch., 57, 930-935.
- Gökdeniz, S., 1981, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales entre Karaman et Ermenek, Turquie; Les séries A «Tuffites Vertes» Triasiques stratigraphie, cadre structural, mineralogie, éléments de géochimie: Doktora Tezi, Paris Univ., Fransa, 202 s. (Yayımlanmamış).
- Gökdeniz, S., 1983, Batı Toroslardaki Triyas yaşlı yeşil tüfitli serilerin jeotektonik anlamı: 37 Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 14.
- Gutnik, M. ve Juteau, T., 1973, Un exemple de coulées volcaniques sous-marines d'âge Jurassique dans le Taurus de Pisidie: Sciences de la Terre, 18/2, 115-141.
- Güvenç, T. ve Konuk, Y.T., 1981, Triyas boyunca tortullaşma ve kırıklarla, Ege-Anadolu kırık zonu: Hacettepe Yerbilimleri Derg., 7, 43-53.
- Hecht, J., 1972, Zur geologie von Südost Lesbos: Z. Deutsch. Geol. Ges., 123, 423-432.
- Hynes, A.J., Nisbet, E.G., Smith, A.G., Welland, M.J.P. ve Rex, DC., 1972, Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Orfiris region: Z. Deutsch. Geol. Ges., 123, 455-468.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. Jour. Earth. Sci., 8, 523-548.
- Innocenti, F. ve Mazzuoli, R., 1972, Petrology of Izmir-Karaburun volcanic area (West Turkey): Bull. Volcan., 36, 1-22.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G. ve Villari, L., 1982, Neogene and Quaternary volcanism in Anatolia and NW Iran: «Orogenic Andesites» de; John Wiley, Newyork, 327-349.
- Jacques, M., 1966, Contribution a l'etude de revolution magmatique et du metamorphisme des zones internes des Hellenides: Doktora Tezi, Paris Univ., Fransa (Yayımlanmamış).
- Juteau, T., 1975, Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie): Sciences de la Terre Memoire 32.
- Katagas, C., 1980, Ferroglaucophane and chloritoid-bearing metapelites from the phyllite series southern Peloponnese, Greece: Mineral. Mag., 43, 975-978.
- Katsikatsos, G., 1970, Les formations Triasiques d'Eubee centrale: Ann. Geol. Pays. Hellen., 22, 62-76.
- Kauffmann, G., 1976, Perm and Trias im östlichen mittellgriechenland und auf einigen Agaischen Inseln: Z. Deutsch. Geol. Ges., 127, 387-398.
- Kauffmann, G., Kockel, F., ve Mollat, H., 1976, Notes on the stratigraphie and paleogeographic position of the Svoula formation in the innermost zone of Hellenides (Northern Greece): Bull. Soc. Geol. France, 18/2, 225-230.
- Kaya, O. ve Lys, M., 1980, Istanbul boğazının batı yakasında (Kilyos) yeni bir Triyas bulgusu: MTA Derg., 93/94, 20-26.
- Konak, N., Andeniz, N. ve Çakır, M.H., 1986, Çal-Çivril-Karahallı dolaylarının eolojisi: MTA Rap. No. (Yayımlanmamış).
- Konuk, Y.T., 1979, Stratigraphy and tectonics of northwestern part of Karaburun peninsula: Ege Üniv. Yerbilimleri Fak. Deniz Bilimleri Enst. ilmi Rap. 85 (Yayımlanmamış).
- Ktenas, 1924, Formations primaires semimetamorphiques en Peloponnese central: C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., 24, 61-63.
- Kun, N. ve Dora, O., 1984, Menderes masifindeki metavolkanitler (Leptitler): Türkiye Jeol. Kur. 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 131-132.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalt: Journal of Petrology, 1, 121-145.
- Macdonald, G.A. ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: Journal of Petrology, 5, 82-133.
- Marakis, G., 1965, The Paleozoic volcanites of Laconia: Doktora Tezi, Atina Univ., Yunanistan (Yayımlanmamış).
- Marcoux, J., 1976, Les series Triasiques des nappes a radiolarites et ophiolites d'Antalya (Turquie); homologues et signification probable: Bull. Soc. Geol. France; 18/2, 511-512.
- Mitsopoulos, M. ve Paraskevopoulos, G., 1951, Presence of Mesozoic volcanites in the peninsula of Perachora: Prakt. Akad. Athen., 25, 101-107.
- Özdemir, Ü., Talay, G., ve Yurtsever, A., 1973, Kocaeli Triyası projesi; Kocaeli Triyasının biyostratigrafik etüdü: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kong. Tebliğler Kitabı, 112-122.

- Papanikolaou, D.J. ve Scarpelis, N., 1980, Geo traverse southern Rhodope-Crete (Preliminary results): Newsletter, 2, 41-48.
- Pe-Piper, G., Panagos, A. ve Varnavas, S., 1981-A, The volcanic rocks of Melidoni (Locris, Greece): N. Jb. Miner. Abh., 143, 102-111.
- Pe-Piper, G., Panagos, A. Piper, D.J.W. ve Kotopouli C.N., 1981-B, The mid-Triassic volcanic rocks of Lakonia, Greece: Geol. Mag., 118, 107-124.
- Pe-Piper, G. ve Kotopouli, C.N., 1981, Very low grade metamorphism of Triassic volcanics, west Hellenic nappes, southern Peloponnese, Greece: Geol. Soc. Amer. Bull., 92, 914-916.
- Pe-Piper, G., 1982, Geochemistry, tectonic setting and metamorphism of Mid-Triassic volcanic rocks of Greece: Tectonophysics, 85, 253-272.
- Pe-Piper, G. ve Piper, D.J.W., 1984, Tectonic setting of the Mesozoic Pindos basin of the Peloponnese, Greece: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, J.E. Dixon ve A.H.F. Robertson, Ed., Geological Society Special pb., 17, 563-567.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey: Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): Doktora Tezi, Paris Univ., Fransa (Yayımlanmamış).
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J.F., ve Uysal, Ş., 1983, The Isparta Angle; A Mesozoic paleorift in the western Taurides: Geology of the Taurus Belt Proceedings Book, 11-26.
- Bittmann, A., 1962, Volcanoes and their activity: John Wiley and sons, Londra, Newyork, 305 s.
- Robert, U. ve Bonneau, M., 1982, Les basaltes des nappes du Pinde et d'Arvi (Crete) et leur signification dans la révolution géodynamique de la Méditerranée orientale: Ann. Geol. Pays Hellen., 31, 373-408.
- Robertson, A.H.F. ve Woodcock, N.H., 1981, Gødene zone, Antalya complex; volcanism and sedimentation along a Mesozoic continental margin, SW Turkey: Geol. Rundschau, 70/3, 1177-1214.
- Saner, S., 1980, Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökeliş nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 39-52.
- Savaşın, Y., 1982, Batı Anadolu Neojen magmatizmasının yapısal ve petrografik öğeleri: «Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması»nda; Türkiye Jeol. Kur. Yayını, 22-38.
- Seidel, E., Kreuzer, H. ve Harro, W., 1982, A late Oligocene/Early Miocene high pressure belt in the External Hellenides: Geol. Jb., E 23, 165-206.
- Sideris, C., 1967, The volcanites of Tzumerka: Prakt. Akd. Ath., 42, 103-114.
- Sideris, C. ve Skounakis, S., 1985, Early Mesozoic evaporites, volcanites, normal faulting and the existence of a trough axial rift in the Greek mainland: Geologica Balcanica, 15, 70-75.
- Smith, A.G., Hynes, A.J., Menzies, M., Nisbet, E.G., Price, I., Welland, M.J. ve Ferriere, J., 1975, The stratigraphy of the Orthos mountains eastern central Greece; a deformed Mesozoic continental margin sequence: Eel. Geol. Helv., 68/3, 463-481.
- Şenel, M., Serdaroğlu, M., Kengil, R., Ünverdi, M. ve Gözler, M.Z., 1983, Têke Toroslan güneydoğusunun jeolojisi: MTA Der'g., 95/96, 13-42.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, I., 1980, Remnants of a Pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey; Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys: Geol. Soc. Amer. Bull., 91/1, 599-609.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey; A plate tectonic approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tokel, S., Liyas volkanitlerinin Kuzey Anadolu'daki dağılımı, Jeokimyası ve Kuzey Tetis ada yaysistemi evriminin açıklanmasındaki önemi: 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 42-44.
- Verriez, J.J., 1976, Sur les formations volcaniques basiques d'Atalanti (Locride-Greece): Bull. Soc. Geol. France, 18/2, 293-298.
- Yılmaz, P.O., Maxwell, J.C. ve Muchlberger, W.R., 1981, Antalya kompleksinin yapısal evrimi ve Doğu Akdenizdeki yeri: Hacettepe Yerbilimleri, 7, 119-127.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M. ve Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu)-Dokurcun (Sakarya) arasındaki Kuzey Anadolu Fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi: İstanbul Yerbilimleri Derg., 2, 239-261.
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks: Episodes, 7/4, 19-20.

Yazının geliş tarihi : 15.1986

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 15.1987

Yayıma verilmiş tarihi : 4.1.1988

Orta-Doğu -Güneydoğu Anadolu ve Kocaeli Yarımadasında Pironaea (Budist) türlerinin paleontolojisi ve biyocoğrafyası

The paleontology and biogeography of the pironaeen (Rudist) species from the Central-East-Southeast Anatolia and Kocaeli Peninsula

SACİT ÖZER, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

ÖZ: Bu yazıda, Türkiye'nin çeşitli lokalitelerinde saptanan *Pironaea timacensis*, *P. corrugata*, *P. praeslavonica*, *P. polystyla* ve *P. anatolica* türlerinin paleontolojik incelemesi ve biyocoğrafyası verilmiştir.

ABSTRACT: In this paper, the paleontologic study and the biogeography of the species *Pironaea timacensis*, *P. corrugata*, *P. praeslavonica*, *P. polystyla* and *P. anatolica* from the various localities of Turkey, have been given.

GİRİŞ

Bu çalışmanın konusunu oluşturan *Pironaea* cinsi, Mestrihtiyen katını simgeler. İç karakterlerinden olan ligament çıkıntısı, sifonal ve ikincil piliyelerin' deki gelişmelere göre Mestrihtiyen'in askatlarını belirten türler içerir (Milovanovic, 1960, 1962; Sladic-Trifunovic, 1967; Karacabey, 1970; Milovanovic, Sladic-Trifunovic ve Grubic, 1972; Pamouktchiev, 1965 b, 1975). Bu nedenle Rudistler içinde biyostratigrafik önemi olan bir cinstir. Alt Mestrihtiyen türlerinde, ligament çıkıntısı ile piliyeler gelişmemiştir. Orta "Mestrihtiyen'de, bu özelliklerde gelişme ve uzamalar gözlenir. Üst Mestrihtiyen türlerinde ise, ligament çıkıntısı ile piliyelerin gelişmeleri, evrimsel açıdan önemli boyutlara ulaşır ve çok özel şekiller sunar (şekil 1).

Akdeniz Provensinin güneydoğusunda yer alan ülkelerdeki Mestrihtiyen yaşlı birimlerin stratigrafisinde karakteristik fosil niteliği taşıyan *Pironaea* cinsi, günümüze değin Anadolu'da yalnızca Malatya ve yakın çevresinde tanımlanmıştır (Woodward, 1855; Karacabey, 1969, 1970; Karacabey-Öztemür, 1976). Son yıllarda, Anadolu'nun çeşitli lokalitelerinde Rudistler üzerine yaptığımız çalışmalar, bu cinsin aslında geniş bir coğrafik dağılım sunduğunu ve önemli stratigrafik veriler sağladığını ortaya koymuştur.

Bu çalışmanın amacı, Hereke (Kocaeli), Nallıhan ve Ş. Koçhisar (Ankara), Hekimhan (Malatya), Elmalı (K. Maraş), Gölbaşı ve Kahta (Adıyaman), Çermik (Diyarbakır) dolaylarından (şekil 2) derlenen *Pironaea* türlerinin paleontolojik incelemelerini yapmak ve

onların Anadolu ve Akdeniz Provensindeki biyocoğrafik dağılımlarını vurgulamaktır.

Örnekler, Çermik dışındaki tüm lokalitelerde, rudistli düzeylerin birim içerisindeki konumunu saptamak için yapılan stratigrafi kesitlerinden derlenmiştir. Örneklemelerde, kavkı içi özelliklerinin ontogenetik değişimlerini gözleyebilmek için her iki kavkısını da içeren örnekleri derlemeye özen gösterilmiştir. Kavkı kesitlerinde Moore (1965) tarafından vurgulanan yöntemler uygulanmıştır.

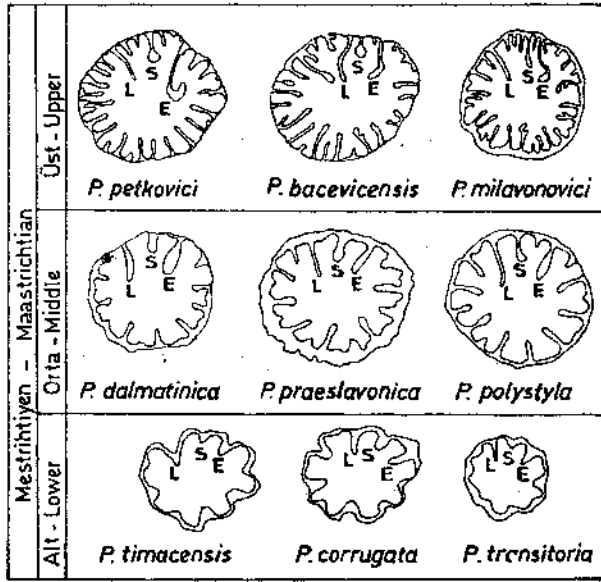
STRATİGRAFİ

Pironaea'ı düzeylerle, bu düzeyleri içeren birimlerin stratigrafik özellikleri, her bölgede ayrı ayrı ele alınmış ve birim adlamalarında önceki çalışmalara uyulmuştur.

Kocaeli Yarımadası

Rudistli birimlerin Kocaeli Yarımadası'ndaki en yaygın yüzlekleri Hereke dolaylarında gözlenir. Bu yörede Üst Kretase birimleri, Triyas yaşlı kayaları uyumsuz olarak üstler ve alttan üste doğru, Hereke konglomeraları, Rudistli kireçtaşları ve marnlardan oluşur. Rudistli kireçtaşları, Hereke ve yakın çevresinde kırmızı renkli Hereke konglomeraları ile yanal ve düşey geçişler sunar ve üzerine uyumlu olarak gri renkli, pelajik foraminiferli marnlar gelir (şekil 3 a).

Rudistli kireçtaşı birimi, tümüyle Rudist fosilleri içeren kireçtaşı ile kumlu kireçtaşı, yoğun Rudist kavkı parçalı kireçtaşı ve kumtaşlarından oluşur. Birimin genel rengi kırmızıdır, üst düzeylerde sarımsı



Şekil 1 : Mestrihtiyen'in askatlarını belirten bazı Pironaea türlerinin alt kavkı enine kesitleri (ölçeksiz). L- ligament çıkıntısı, S ve E- birinci ve ikinci sifonal pilyeler.

Figure 1 : The cross-sections of the lower valves of the some pironaeen species pointing substages of Maastrichtian (not to scale). L> ligamental ridge, S and E- first and second siphonal pillars.

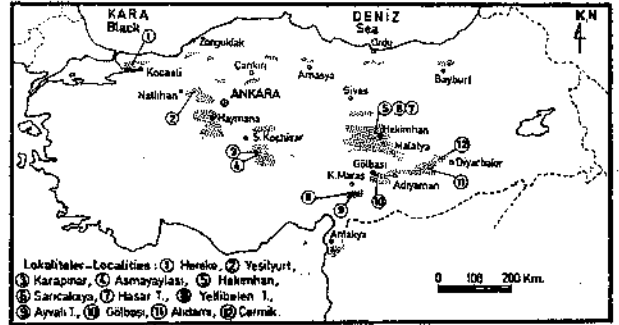
rengi dönüşür. Kalınlığı 1-5 m. arasında değişir Rudistler, Tavşanlı, Demirciler, Köşeler, Çerkeş köyleri dolayında ve Kırkık deresinde yoğunur.

Hereke dolaylarında, Văecinites braciensis, V. cf. sulcatus, Gorjanovicia polsaki, G. Kayae, G. akyolii Pironaea timacensis, Hippurites lapeirousei, Bournonia cf. bournoni, Miseia sp., Sabinia sp. gibi Rudist türleri tanımlanmıştır.

Eski çalışmalarda Kampaniyen yaşı verilen (Böhm, 1927; Erguvan, 1949; Altın, Soytürk ve Saka, 1970; Özer, 1982) Rudistli kireçtaşlarının üst düzeylerinde (şekil 3 a), Alt Mestrihtiyen yaşı simgeleyen P. timacensis ile Mestrihtiyen'de yaygın olarak bulunan (Douvillé, 1895; Kühn, 1932; Milovanovic, 1960; Nedela-Devide ve Polsak, 1961; Pamouktchiev, 1965 a; Milovanovic, Sladic-Trifunovic ve Grubic, 1972; Karacabey-Öztemür, 1976; Özer, 1985 b) H. lapeirousei ve B. cf. bournoni türlerinin varlığı, bu kireçtaşlarının yaş konağının aslında Alt Mestrihtiyen'e dek uzandığını kanıtlar.

İç Anadolu Bölgesi

Rudistler, İç Anadolu Bölgesinde Haymana-Polatlı, Tuz Gölü ve Çankırı-Çorum havzalarında zengin bir fauna oluşturur (Özer, 1985 b). Pironaea türleri, yalnızca Tuz Gölü havzasının doğusundaki Asmayaylası ve Karapınar'da bulunmuştur. Ayrıca Nallıhan



Şekil 2 : Pironaea lokalitelerinin ve Mestrihtiyen rudistli kırıntılı tortulların (noktalı alanlar) dağılımı.

Figure 2 : Distributions of the pironaea localities and the Maastrichtian Eudistid clastic sediments (dotted areas).

dolaylarında yeni saptanan bir lokalitede de varlığı gözlenmiştir (şekil 2).

Karapınar ve Asmayaylası (Ş. Koçhisar-Ankara) lokaliteleri. Bu lokalitelerde Rudist içeren Asmaboğazı Formasyonu, çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşından oluşan kırmızı renkli Kartal Formasyonunu uyumlu olarak üzerler. Asmaboğazı Formasyonu üzerine gri renkli çamurtaşı, kumtaşı, şeyi ve iri kireçtaşı blobları içeren Kırkkavak Formasyonu uyumlu olarak gelir (Görür, 1971; Uygun, 1971; Özer, 1985 b).

Asmaboğazı Formasyonu rudistli kumlu kireçtaşı, kumtaşı, çakıltaşından oluşur (şekil 3 b). San renkli bu birim içerisinde, rudistli kireçtaşları yerel gelişmeler gösterir, 1-10 m. kalınlık sunar ve zengin Rudist faunası ile birlikte mikro, makro fosiller içerir.

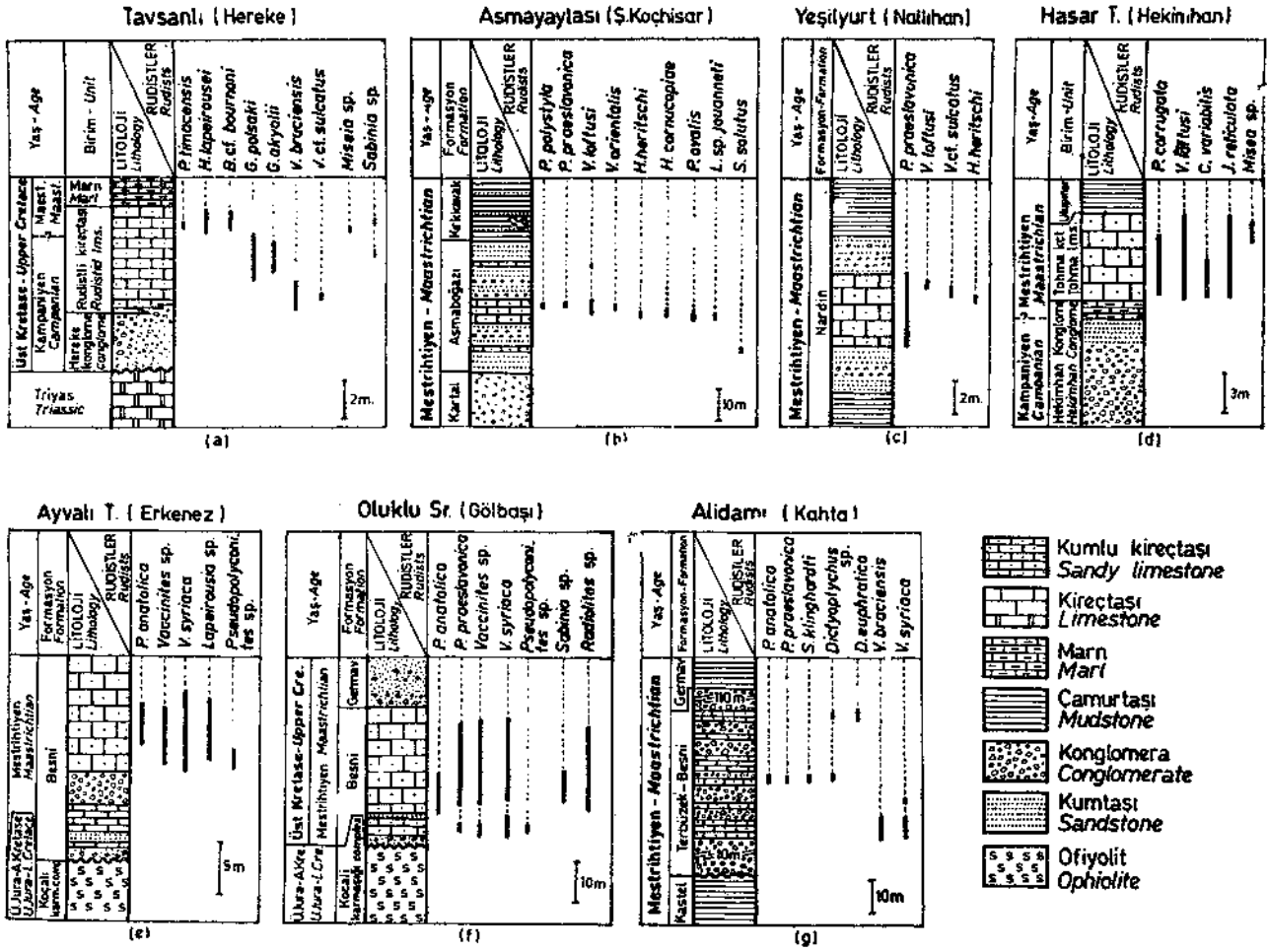
Her iki lokalitede de tanımlanan Rudistler şunlardır: Hippurites heritschi, Vaccinites İoftusi, V. orientalis, Pseudopolyconites ovalis, Sphaerulites solutus, Pironaea poiystyla, P. praeslavonica, Lapeirousia cf. jouanneti, Mitrocaprina bulgarica, Hippurites cornucopiae.

Rudist faunası, Mestrihtiyen yaşım belirler. Ayrıntıda, Pironaea türlerine göre Orta Mestrihtiyen yaşı verilebilir.

Yeşilyurt Köyü kuzeyi (Malhhan-Ankara) lokalitesi. Bu lokalitede, çamurtaşı, kumtaşı, çakıltaşından oluşan ve 1000 m'den fazla kalınlık sunan Nardin Formasyonu (Altın, 1978) içerisinde, rudistli kumlu bir kireçtaşı düzeyi gözlenir (şekil 3 c). Kalınlığı 3 m dolayındadır ve yanal yönde incelenerek kumtaşı ve çakıltaşlarına geçer. Rudistlerin katman içindeki konumları, bu düzeyin devrik olduğunu kanıtlar.

Pironaea praeslavonica türünün egemen olduğu rudistli kireçtaşında ayrıca, Vaccinites İoftusi, V. cf. sulcatus, Hippurites heritschi gibi Mestrihtiyen'de yaygın olarak bulunan türler tanımlanmıştır.

P. praeslavonica türünün varlığı, bu düzeyin Orta Mestrihtiyen yaşlı olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 3 : Fironaea türleri ve diğer Rudist türlerinin stratigrafik kesitlerdeki dağılımı.

Figure 3 : Distributions of the pironaeen species and the other Rudist species in the stratigraphic sections.

Doğu Anadolu Bölgesi

Hekimhan-Malatya dolayları, zengin Rudist faunasıyla dikkati çekmektedir. Pironaea türlerini saptadığımız Hekimhan yakını ile Sancakaya ve Hasar Tepe lokalitelerinde (şekil 2), Rudist içeren Tohma Kireçtaşı birimi (Akkuş, 1971; Seymen ve Aydın, 1980), kırmızı-kahve renkli çakıltaşları ile, yeşilim* trak-gri renkli kumtaşı ve marnlardan oluşan Hekimhan konglomerası üzerinde uyumlu olarak bulunur. Tohma Kireçtaşı üzerine ise, koyu gri, yeşilim-trak renkli şeyi, çamurtaşı ve çakıltaşlardan oluşan Ulupmar Formasyonu uyumlu olarak gelmektedir (şekil 3 d).

Hekimhan dolaylarında kılavuz düzey niteliği taşıyan Tohma Kireçtaşı, 1045 m. kalınlıktadır ve incelenen lokalitelerde tümüyle Rudistlerden oluşmaktadır.

Sancakaya ve Hasar Tepe lokalitelerinde Alt Mestrihtiyenl simgeleyen Pironaea corrugata ile birlikte Vaccinites loftusi, Colveraia variabilis, Jofia reticulata, Miseia sp. tanımlanmıştır. Hekimhan ya-

kınında ise Orta Mestrihtiyende bulunan Pironaea praeslavonica yanında Sabina rtañca, Vaccinites loftusi ve Hippurites coüiciatus saptanmıştır.

Güneydoğu Anadolu Bölgesi

Bu bölgede, günümüze değin yapılan jeolojik çalışmalarda Rudistlerin Kahta-Adıyaman dolaylarında yer aldığı bilinmekteydi (Meriç, 1965; Sungurlu, 1974; Yalçın, 1977). Ancak çalışmalarımız, Elmalı-K. Karas, Gölbasi-Adıyaman ve Çermik-Diyarbakır çevresinde de (şekil 2) yeni Rudist lokalitelerinin varlığını ortaya koymuştur.

Yellibelen Tepe güneyi ve Ayvalı Tepe (Elmalı Köyü-K. Maraş) Lokaliteleri. Bu lokalitelerde, Besni Formasyonu rudistli düzeyler içerir ve ofiyolitik kayalardan oluşan Koçali karmaşığını (Yalçın, 1980) uyumsuz olarak üstler. Üst dokanağı gözlenememiştir. Besni Formasyonunun tabanında, çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşları yer alır. Üst düzeylerde fosilsiz kireçtaşı, rudistli kumlu kireçtaşı ve Rudist kavkı parçalı kireçtaşı bulunur. Rudistli kireçtaşı düzeyi 1-8 m kalmılığındadır (şekil 3 e).

Mestrihtiyen'de yaygın olarak bulunan *Vaccinites syriacus*, *Pironaea anatolica*, *P. praeslavonica*, *Vautrinia syriaca*, *Lapeirousia* sp., *Pseudopolyconites* sp., *Sabinia* sp., *Radiolites* sp. gibi Rudistler tanımlanmıştır.

Bu lokalitelerde, *Pironaea* türlerini içeren düzeylerin Orta Mestrihtiyen yaşlı olması gerekmektedir.

Oluklu Sırtı doğusu (Gölbaşı-Âdıyaman) lokalitesi. Besni Formasyonu, bu lokalitede, Koçali Karmaşığını (Perinçek, 1980) uyumsuz olarak üstler ve çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan Germav Formasyonuna geçer (şekil 3 f).

Besni Formasyonu, genelde, rudistli kumlu kireçtaşından oluşur. Yersel kumtaşı ve çakıltaşı düzeylerde gözlenir. Birim sarı renklidir ve 30-35 m. kalınlıktadır.

Pironaea praeslavonica, *P. anatolica*, *Vaccinites* sp., *Vautrinia syriaca*, *Pseudopolyconites* sp., *Sabinia* sp. gibi Mestrihtiyen yaşını veren Rudistler tanımlanmıştır.

Ayrıntıda, *Pironaea* türlerinin bol miktarda bulunduğu düzeylerin, Orta Mestrihtiyen yaş konağında olduğu anlaşılmaktadır.

Alıdam Köyü kuzeyi (Kalita-Âdıyaman) lokalitesi. Kahta çevresindeki birçok lokalitede saptanan Rudistler içinde (Özer, 1985 a; Meriç, Oktay ve Özer, 1985) *Pironaea* türleri yalnızca Alıdam Köyü kuzeyinde bulunmuştur. Bu lokalitede (şekil 2), gri renkli, pelajik foraminiferli çamurtaşlarından oluşan Kastel Formasyonu üzerine, kırmızı renkli çakıltaşı ve kumtaşlarından yapılmış Tenbüzek Formasyonu uyumsuz olarak gelir. Terbüzek Formasyonu içerisinde, Besni Formasyonuna ait rudistli kumlu kireçtaşı ve iri bentonik foraminiferli kireçtaşı mercekleri gözlenir. Terbüzek Formasyonu üzerine uyumlu olarak, gri renkli çamurtaşlarından oluşan Germav Formasyonu gelir (şekil 3 g).

Rudistli kireçtaşı mercekleri 34 tanedir. 0. 5-4 m kalınlıktadır.

Bu lokalitede, *Vautrinia syriaca*, *Vaccinites braeciensis*, *V. syriacus*, *Pironaea anatolica*, *P. praeslavonica*, *Dictyophycus euphratica*, *Sabinia klinghardtii* gibi Mestrihtiyen yaşını veren Rudistler tanımlanmıştır.

Pironaea türlerinin varlığı, bu düzeyin Orta Mestrihtiyen yaşlı olduğunu vurgular.

Besni Köyü doğusu (Çermik-Diyarbakır) lokalitesi. Bu lokalitedeki (şekil 2) rudistli düzeyler yazar tarafından incelenmemiştir. Kahta dolayında yaygın yüzlekler sunan Besni Formasyonunun, Sungurlu (1974) tarafından yapılan çalışmaya göre, Alıdam kuzeydoğusunda, Çermik civarında da yüzylediği anlaşılmaktadır.

Bu lokaliteden getirilen örneklerde, Mestrihtiyen yaşını veren *Pironaea* sp. ile *Vaccinites* sp., *Dictyop-*

thycus sp., *Tetracionites* sp., *Hippurites* sp. tanımlanmıştır.

SİSTEMATİK PALEONTOLOJİ

Sınıf: Lamellibranchiata

Takım: Hippuritoida Newell 1965

Üst Aile: Hippuritacea Gray 1848

Aile: Hippuritidae Gray 1848

Cins: *Pironaea* Meneghini 1868

Cinsörnek: *Hippurites polystylus* Pirona, 1868

Pironaea timacensis Milovanovic 1953

Levha I, Şekil 1

1953 *Pironaea timacensis* - Milovanovic, s. 172,187

1960 *Pironaea corrugata* var. *timacensis* - Milovanovic, s. 370, ş. 1 B-d

1972 *Pironaea timacensis* - Milovanovic, Sladic-Trifunovic ve Grubic, s. 94, ş. 1

1975 *Pironaea timacensis* - Pamouktchiev, s. 86, 87, ş. 1,2

1976 *Pironaea corrugata timacensis* - Karacabey-Öztemür, s. 75, İv. II, ş. 1, 2

1978 *Pironaea timacensis* - Sladic-Trifunovic, s. 409, 410, 412, ş. 1 B-2, ş. 3, İv. 3, ş. 1-3, İv. 4, ş. 1-3, İv. 5, ş. 1, la, 3.

Materyel : İM alt kavkı enine kesiti.

Tanım : Enine kesitlerde, ligament çıkıntısı (L) tabanda açıktır ve üçgen şeklindedir. Birinci sifona (S) piliye (S) açık, uçta yuvarlak, 5 mm uzunluğunda, L'den kısadır. İkinci sifonal piliye (E) tabanda açık, uçta yuvarlak ve 9 mm. uzunluğundadır. Birinci sıra ikincil piliyeleri tabanda açıktır, üçgen şekillidir ve 5 tanedir. İkinci sıra ikincil piliyeleri hiç gelişmemiştir.

Kardinal aygıt gözlenmez.

LE mesafesi çevrenin (r:u) 1/3. S'ünü kaplar.

Tartışma : Örnekler, birinci sıra ikincil piliyelerinin yapısıyla *Pironaea corrugata* türüne yaklaşır. Ancak, ondan ligament çıkıntısının şekliyle uzaklaşır ve türün tipik özelliğini sunar.

Lokalite : 1 nolu lokalitede (şekil 2) Tavşanlı Köyü yakınında Köyyeri Tepe ve Çerkeşli Köyü kuzeyi.

Yaş : Alt Mestrihtiyen.

Stratigrafik dağılım : Bu tür, Darende-Malatya ve Yugoslavya ile Bulgaristan Alt Mestrihtiyen'inde bulunmuştur. Çalışmalarımız sırasında Hekimhan'da bu tür saptanmamıştır.

Pironaea corrugata (Woodward) Douvillé 1984

Levha I, ŞeM1 2, 3

1855 *Hippurites corrugatus* - Woodward, s. 40, İv. IV, ş. 4

1894 *Pironaea corrugata* - Douvillé, s. 109

1897 *Pironaea corrugata* - Douvillé, ? s. 228, İv. 32, ş. 14

1960 *Pironaea corrugata* - Milovanovic, s. 368-370, ş. 1/B-b, c

1970 *Pironaea corrugata* - Karacabey, s. 85-87, ş. 2, K H, ş. 1, İv. III, ş. 14

1978 *Pironaea corragata* - Sladic-Trifunovic, s. 408410. ş. 1/A-2

1981 *Pironaea corragata* - PamouktoWey, s. 178, İv. LXXVIII, ş. 2, 2a.

Materyel : Onbeş alt ve üst kavkılı örnek, yirmi alt kavki.

Tanım : Alt kavki koniktir. 50-90 mm. uzunluğunda ve 3540 mm çapındadır. Yüzeyinde dar ve derin oluklarla ayrılmış dokuz boyuna kot bulunur. Her kot üzerinde 3-5 tane ince boyuna kotçuklar gözlenir.

Üst kavki dışbükeydir. 10-15 mm. yüksekliğinde* dir ve poligonal porludur.

İki kavkının birleşme çizgisinin (commissure) 10 mm altından yapılan enine kesitte, L tabanda az açıktır, uç kısmında yuvarlak veya nokta şeklindedir, S tabanda açıktır. Duvarları koşut veya yarı koşut olup, uçta yuvarlaktır. E düzdür, duvarları koşuttur, uçta yuvarlaktır ve L ile S'den daha uzundur. İlk sıra ikincil pilyeleri açıktır, üçgen şeklindedir. 6-7 tane dir ve fazla gelişmemiştir. İkinci sıra ikincil pilyeleri yalnızca ön tarafta çok hafif girintilidir ve gelişmemiştir. LS mesafesi SE'ye eşittir. r:u 1/4.5.5'tir.

Tartışma : *P. transitoria* türüne L'nin şekliyle benzer. Pilyelerin ve ilk sıra ikincil pilyelerin daha gelişmiş olmasıyla bu türden uzaklaşır. *P. timacensis* türünden ise L'nin daha kapalı ve S'nin gelişmiş olmasıyla ayrılır.

Lokalite : 6 ve 7 nolu lokaliteler (şekil 2).

Yaş : Alt Mestrihtiyen.

Stratigrafik dağılım : *P. corragata* türü, Hekimhan-Malatya'da ve Yugoslavya ile Bulgaristan Alt Mestrihtiyen'inde yaygın olarak bulunmuştur.

Pironaea praeslavonica Mil. Slad. ve Grub. 1970
Levha I, Şekil 48

1932 *Pironaea polystylus* - Milovanovic, İv. VI, ş. 3, İv. VII, ş. 1, 2

1957 *Pironaea* sp. - Milovanovic, s. 172, ş. 6

1961 *Pironaea polystyla slavonica* - Devide-Nedela ve Polsak, s. 362, ş. 3

1965a *Pironaea polystyla slavonica* - Pamoukchiev, s. 28, ş. 2, 3

1969 *Pironaea polystylus slavonica* - Karacabey, İv. III, ş. 1

1970 *Pironaea praeslavonica* - Milovanovic, Sladic-Trifunovic ve Grubic, s. 27, 28

1972 *Pironaea praeslavonica* - Milovanovic, Sladic-Trifunovic ve Grubic, s. 95, 96, ş. 2

1978 *Pironaea praeslavonica* - Sladic-Trifunovic, s. 403, ş. 1/A-3, İv. V, ş. 2.

Materyel : Altı alt ve üst kavkılı örnek, yirmibeş alt kavki.

Tanım : Alt kavki silindirokoniktir. Genelde 70* 100 mm uzunluğundadır. Nallıhan örneklerinde bu uzunluk 450 mm.'ye kadar ulaşır. Çapı 65-70 mm.'dir. Kavki yüzeyinde pilyelere karşılık gelen boyuna kot ve oyuklar bulunur.

Üst kavki basık koniktir ve 10-15 mm. yüksekliğindedir.

Birleşme çizgisinin 5 mm. altından geçen enine kesitte, L uzundur, duvarları düzdür ve uç kısmında nokta şeklindedir. S kısa, geniş, orta kısmında genellikle boğumlu ve uçta yuvarlaktır. E uzun, dar, duvarları koşut, uçta yuvarlaktır. L ile aynı uzunluktadır, tik sıra ikincil pilyeleri oldukça gelişmiştir ve değişik şekiller sunar. Taban kısmında boğumludur ve altı adettir. İkinci sıra ikincil pilyeleri içe doğru girinti yapar. LS mesafesi SE'ye eşittir. r:u 1/5. 5-6. 5'tir.

Tartışma : Örnekler, sifonal ve ikincil pilyelerin şekliyle *P. slavonica* ve *P. polystyla* türlerine yaklaşıyor. *P. slavonica* türünden, L, S ve E'nin birbirine koşut olmaması, ilk sıra ikincil pilyelerinin sayıca daha az ve gelişmemiş olmasıyla ayrılır. *P. polystyla* türünde L daha uzundur ve ikincil pilyeler tüm kavki çevresinde benzer şekildedir.

Lokalite : 2, 3, 4, 5, 8, 9, 10 ve 11 nolu lokaliteler (şekil 2).

Yaş : Orta Mestrihtiyen.

Stratigrafik dağılım : Bu tür, Yugoslavya ve Bulgaristan'da Orta Mestrihtiyen'de bulunmuştur.

Pironaea polystyla (Pirona) Meneghini 1868
Levha II, ŞeMI 1, 2

1868 *Hippurites polystylus* - Pirona, s. 508, İv. 5, ş. 1, 2

1868 *Pironaea polystylus* - Meneghini, s. 402

1894 *Pironaea polystylus* - Douville*, s. 105-108, İv. 17, ş. 1-3

1906 *Hippurites* (*Pironaea*) *polystyla* Pethö, s. 270-275, İv. 20, ş. 14, İv. 21, ş. 1, 2

1932 *Pironaea polystyla* - Kühn, s. 76

1982 *Pironaea polystyla* - Matteucci ve diğ., s. 80, 81, İv. 2, ş. 4

1983 *Pironaea polystyla*-Özer, s. 23, 24, İv. 2, ş. 1.

Materyel : İki alt ve üst kavkılı örnek, üç alt kavki.

Tanım : Alt kavki koniktir ve 180 mm. dolayında uzunluğa sahiptir. Yüzeyinde boyuna kot ve oyukla* bulunur.

Üst kavki dışbükeydir, 30-40 mm. yüksekliğindedir ve poligonal porludur.

Birleşme çizgisinin 10 mm altından geçen enine kesitte, L ince, uzun (28 mm.), tüm örneklerde ön tarafa kıvrık olup, uç kısmında yuvarlaktır, S tabanda boğumlu, kısa, 15 mm. uzunlukta ve uçta yuvarlaktır. E uzamış oval kesit sunar ve tabanda çok hafif boğumludur.

Kardinal aygıt çok belirgindir. Arka kardinal diş (b) yuvarlaktır. Ön kardinal diş (b') ovaldır ve diğerine oranla daha iridir. Alt kavkı dişi (N), x şeklindedir. Uzamış olan arka kas çıkıntısı (mp), S ile b arasına yerleşmiştir, ilk sıra ikincil piliyeleri iyi gelişmiştir ve tabanda boğumludur. İkincil sıra ikincil pilyeler girintilidir. LS arası, SE'ye hemen hemen eşil veya çok az kısadır. r:u 1/7'dir.

Tartışma : Örnekler, L, S, E ve ilk sıra ikincil piliyelerin şekliyle P. praeslavonica türüne yaklaşırsa da, L'nin daha uzun, ikincil piliyelerin daha gelişmiş ve sayıca fazla olmasıyla bu türden uzaklaşmaktadır, S'nin ve ikincil piliyelerin şekliyle P. slavonica türüne benzer, ancak ondan L'nin daha kısa ve kıvrık olmasıyla ayrılmaktadır. P. dalmatinica türündeki gibi ligament çıkıntısı kıvrık olan örneklerimizde, ikincil piliyeler ve LS/SE oram farklıdır. P. polystyia türündeki, S ile E arasındaki küçük girinti örneklerimizde yoktur.

Lokalite : 3 ve 4 no'lu lokaliteler (şekil 2).

Yaş : Orta Mestrihtiyen.

Stratigrafik dağılım : Bu tür, Yugoslavya'da Orta Mestrihtiyen yaş konağında bulunmuştur.

Fironaea anatolica Karacabey 1970
Levha II, Şekil 4-6

1970 Pironaea polystyia anatolica - Karacabey, s. 87*
89, ş. 3, İv. IV, ş. 1, 2

1975 Pironaea anatolica Pamouktchiev, s. 90, ş. 2.

Materyel : iki alt ve üst kavklı Örnek, on alt kavkı.

Tanım % Alt kavkı silindirik, 200-210 mm uzunluğunda ve 100-120 mm çapındadır. Kavkı yüzeyi tüm örneklerimizde aşınmış, sifonal bölgede 5 mm genişliğinde, boyuna bazı kotlar korunmuştur.

Üst kavkı dışbükeydir ve ortalama 45 mm yüksekliğindedir. Tepeden kenarlara doğru inen kot ve oyuklar gözlenir. Porlar korunmamıştır.

Birleşme çizgisinin 15 mm altından geçen enine kesitte, L ince, uzun (30-35 mm) olup, duvarları hafifçe girintili, çıkıntılıdır. S ince bir sapa ve yuvarlak, lağımsı-oval bir başa sahiptir. E tabanda dardır ve uç kısma doğru genişlemiştir. S ile aynı uzunlukta (25 mm), ancak L'den kısadır. İlk sıra ikincil piliyeleri tabanda boğumlu olup, ince, uzun ve uçta yuvarlaktır. İkinci sıra ikincil piliyeleri, LS ve SE arasında da gelişmiştir, boylan oldukça uzamıştır, ancak ilk sıra ikincil piliyelerden daha kısadır. Bu türe özgü olarak gözlenen üçüncü sıra ikincil piliyeleri genelde az gelişmiştir, tabanda açıktır. Kardinal aygıt korunmamıştır.

LS mesafesi SE'den çok az kısadır. r:u 1/6'dır.

Tartışma : örneklerde, P. anatolica türünün özellikleri tümüyle gözlenir. Bu tür, P. fruscagorensis'e L ve ilk sıra ikincil piliyelerinin şekliyle yaklaşırsa da, ondan üçüncü sıra ikincil piliyelerin varlığı

ve LE mesafesinin daha geniş olmasıyla ayrılır. Karacabey'in (1970) holotipinde bulunmayan üst kavkı, bu çalışmada tanımlanmıştır.

Lokalite : 8, 9, 10 ve 11 no'lu lokaliteler (şekil 2).

Yaş : Orta Mestrihtiyen.

Stratigrafik dağılım : Bu tür günümüze değin yalnızca Yazihan'da (Malatya) Mestrihtiyen'de bulunmuştur.

Pironaea sp.
Levha II, Şekil 3

Materyel : Bir alt kavkı.

Tanım : Alt kavkı enine kesitte, L uzun ve duvarları girintili, çıkıntılıdır. S kısa ve uçta yuvarlaktır. E tabanda hafifçe boğumlu ve uçta yuvarlaktır. L ve S birbirine yaklaşmıştır, tik sıra ikincil piliyeleri gelişigüzel şekillerde girinti yaparlar. r:u 1/8'dir.

Tartışma : Örnek, L, S ve E'nin şekliyle Milovanovic (1932, İv. VII, ş. 2) tarafından tanımlanan P. praeslavonica türüne, ikincil piliyelerin yapısıyla da Pamouktchiev (1965 b, ş. 1) tarafından tanımlanan P. garlensis türüne yaklaşır. Ancak, yeterli örnek olmadığı için tür tayini yapılmamıştır.

Lokalite : 12 no'lu lokalite (şekil 2).

Yaş : Mestrihtiyen.

BİYOCOĞRAFYA

Pironaea cinsi, Sladic-Trifunovic (1983) tarafından da vurgulandığı gibi, kırıntılı tortullarda ara düzeyler şeklinde gelişen, kalınlığı 1-15 m. arasında değişen ve yanal devamlılığı fazla olmayan (0. 1-2 km) rudistli kumlu, kireçtaşlarında bol miktarda bulunan, buna karşın, salt karbonatlardan oluşan tortullarda ise, ya hiç bulunmamakta veya çok ender sayıda gözlenebilmektedir.

Türkiye genelinde, rudistli ara düzeyler içeren Mestrihtiyen yaşlı kırıntılı tortullar, yaygın bir şekilde, Orta Anadolu havzalarında (Özer, 1985 b), Doğu Anadolu'da Malatya çevresinde (Akkuş, 1971; Seymen ve Aydın, 1980) ve Güneydoğu Anadolu'da Antakya, K. Maraş ve Adıyaman dolaylarında (Meriç* 1965; Sungurlu, 1974; Yalçın, 1977; Karacabey-Öztemür ve Selçuk, 1983; Özer, 1985a) yer almaktadır (şekil 2). Kocaeli Yarımadasında Hereke dolaylarında, Batı Karadeniz'de Yığılca (Zonguldak) ve çevresinde, Doğu Karadeniz'de Amasya, Ordu güneyi ve Bayburt kuzeyinde ise, yerel gelişmeler gösterir.

Şekil 2'de açık olarak gözlemlendiği gibi, Pironaea cinsinin bulunduğu tüm lokaliteler, rudistli ara düzeyler içeren kırıntılı tortulların Anadolu'da yaygın olarak geliştiği alanlar içersindedir. Diğer alanlarda, Hereke'de Pironaea varlığı saptanmış, Yığılca ve çevresinde yaptığımız çalışmalarda hiç gözlenmemiş, Doğu Karadeniz Bölgesi ise yazar tarafından henüz ayrıntılı olarak incelenmemiştir. Ancak, Doğu Pontidler'deki Kretase hakkında Özsayar, Pelin ve Ge-

dikoğlu (1981) tarafından verilen fosil listelerinde Mestrihtiyen birimleri içerisinde Pironaea varlığına ilişkin herhangi bir veri yoktur.

Pironaea cinsine ait türlerin Anadolu'daki biyo-coğrafyası incelendiğinde,

- P. timacensis'in Hereke ve Hekimhan'da, E polystyla'nın Tuz Gölü doğusunda bulunduğu,
- F. cornigata'nın Hekimhan-Malatya çevresinde oldukça dar bir alanda yayılım gösterdiği,
- F. praeslavonica'nın çok yaygın bir dağılım sunduğu,
- F. anatolica'nın Doğu ve Güneydoğu Anadolu'da bulunduğu

gözlenir.

F. corrugata türünün yukarıda vurgulanan sınırlı yayılım özelliğinin, ekolojik koşullardan kaynaklanmayıp, rudistli Alt Mestrihtiyen yüzleklerinin Anadolu'da yaygın olmamasına bağlanabileceği açıktır. Türler arasında en yaygın coğrafik dağılım sunan F. praeslavonica'nın bu özelliğini, her türlü ekolojik koşullara uyum sağlamasıyla açıklamak olanaklıdır. Tip lokalitesi Yazihan-Malatya olan F. anatolica türünün Güneydoğu Anadolu'daki rudistli lokalitelerde de saptanması, biyocoğrafik bir önem taşımaktadır. Bu tür, büyük bir olasılıkla, salt Doğu ve Güneydoğu Anadolu'daki yaşam koşullarına uyum sağlamıştır. Bu veri, Mestrihtiyen paleocoğrafyası çerçevesinde, türün saptandığı Yazihan, K. Maraş, Adıyaman dolaylı rudistli alanlarının, benzer ekolojik koşulları veya etkin olarak bu koşullardan birini (örneğin, sıcaklık, tuzluluk v.b.) içerdiği şeklinde yorumlanabilir.

Tanımlanan türlerin Akdeniz Provensindeki coğrafik dağılımları, F. anatolica dışındaki tüm türlerin Yugoslavya ve Bulgaristan'da saptandığı ortaya koymaktadır. Bu nedenle, söz konusu türlerin larvalarının, doğudan- batıya doğru olduğu ileri sürülen akıntılarla (Gordon, 1973; Luyendyk, Forstyth ve Philips, 1972; Van Andel, 1976), Akdeniz Provensi için* de geniş bir alana yayıldıklarını kanıtlamaktadır.

Diğer yandan, Yugoslavya'da tanımlanmış, piliyeleri aşırı gelişmiş ve Üst Mestrihtiyen'i simgeleyen Pironaea türlerinin (şekil 1) Anadolu'da bulunmadığı dikkati çekmektedir. Biyocoğrafik bir değer taşıyan bu veri, Yugoslavya'da varlığı ileri sürülen endemik merkezi (Kauffman, 1973) doğrulayıcı niteliktedir.

SONUÇLAR ve ÖNERİLER.

İnceleme konumuzu oluşturan Pironaea örnekleri, tüm lokalitelerde, kırıntılı tortullar içerisinde yerel gelişmeler gösteren, kalınlığı ve yanal devamlılığı fazla olmayan rudistli kumlu kireçtaşlarında bulunmuştur. Bu cinsine ait türlerden P. timacensis ve F. cornigata Alt Mestrihtiyen'i, F. praeslavonica, P. polystyla ve P. anatolica Orta Mestrihtiyen'i simgelemektedir.

Nallıhan-Ankara, Elmalı-K. Maraş, Gölbaşı-Adıyaman ve Çermik-Diyarbakır lokalitelerinin yeni bulunmuş olduğu anlaşılmaktadır.

Yukarıda saydığımız türlerden F. timacensis ve P. polystyla yerel bir yayılım sunmaktadır. Yalnızca Hekimhan-Malatya çevresinde yayılım gösteren P. corrugata türünün oldukça dar bir alanda gözlenmesi, Alt Mestrihtiyen yaşlı rudistli tortulların Türkiye'de sınırlı alanlarda yüzlek vermesine bağlanabilir. En yaygın dağılımı sunan tür ise F. praeslavonica'dır. Bu özellik, türün her türlü ekolojik koşullara uyum sağlamasıyla açıklanabilir. Doğu ve Güneydoğu Anadolu'da bulunan P. anatolica ise, sadece bu bölgedeki ekolojik koşullara uyum sağlayabilmiştir.

Pironaea türlerinin Anadolu'da çeşitli lokalitelerde saptanması, bu cinsin Akdeniz Provensinin doğusunda geniş bir alanda yayılım gösterdiğini ortaya koymaktadır. Yugoslavya'da Üst Mestrihtiyen'i simgeleyen piliyeleri aşırı gelişmiş Pironaea türlerinin Anadolu'da saptanmamış olması da, diğer önemli bir bulgu olarak kabul edilebilir.

Eski çalışmalarda, Kampaniyen yaşı verilen Hereke dolaylarındaki Rudistli kireçtaşlarının, yaş koşağının Alt Mestrihtiyen'e dek uzandığı, F. timacensis varlığına dayanarak vurgulanabilir. Güneydoğu Anadolu Bölgesinde Rudist, Ekinid, Lamellibrans, Gastropod, Mercan, iri bentonik Foraminifer gibi zengin mikro ve makro fauna içeren ve Üst Mestrihtiyen yaşlı olduğu belirtilen birimler içinde Orta Mestrihtiyen'i simgeleyen Pironaea türleri bulunmuştur. Bu nedenle, söz konusu birimlerin yaşının aydınlatılması için ayrıntılı incelemelerin yapılması gereklidir.

KATKI BELİRTME

Arazi çalışmalarında olanak sağlayan M.T.A. ve T.P.A.O. yetkililerine, yazıyı özenle okuyan ve eleştirilerde bulunan Prof. Dr. Erol Akyol'a, Çermik dolaylarındaki örnekleri derleyip, göndermeyi esirgemeyen Prof. Dr. Engin Meric'e içtenlikle teşekkür ederim.

Fotoğrafları çeken Erol Şanlı ve çizimleri yapan Mualla Gürle'ye teşekkür ederim.

DEĞİNİLENİ BELGELER

- Akkuş, M.F., 1971, Darende-Balaban havzasının (Malatya, ESE Anadolu) jeolojik ve stratigrafik incelemesi: MJ.A. Derg., 76, 1-21, Ankara.
- Altınlı, İ.E., 1978, Nallıhan doğusunun jeolojisi : 1st Üniv. Fen Fak. Mecm., B, 42, 14, 29-44, İstanbul.
- Altınlı, İ.E., Soytürk, N. ve Saka, K., 1970, Hereke, Tavşancıl-Tavşanlı-Tepecik alanının jeolojisi: 1st. Üniv. Fen Fak. Mecm., B, 35, 1-2, 69-75, İstanbul.
- Böhm, J., 1927, Beitrag zur kenntnis der Senonfauna der Bithynischen Halbinsel : Palaentographica, 69, 187-222, Stuttgart.
- Douville, H., 1894-1897, Etudes sur les Rudistes. Révision des principales espèces «Fhippurites : Mém. Soc. Géol. France, 6, 2-6, 236 s., Paris.
- Erguvanlı, K., 1949, Hereke pudinglerle Gebze taşlarının inşaat bakımından etüdü ve civarlarının

- jeolojisi : Doktora Tezi, İ.T.Ü. İnşaat Fak., 3145, İstanbul.
- Gordon, W.A., 1973, Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous : J. Geology, 81, 3, 269-284, Chicago.
- Görür, N., 1981, Tuz Gölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi : Türkiye Jeoloji Kur. 35. Bil. Tekn. Kurultayı. İç Anadolu'nun jeolojisi simp., 60-65, Ankara.
- Karacabey, N., 1969, TiMtiye doğusundan Jouflia Boehm'in bir türü : M.T.A. Derg., 73, 133-139, Ankara.
- Karacabey, N., 1970, Doğu Anadolu'nun bazı Vaccini*tes ve Pironaea türleri: M.T.A. Derg., 74, 84-89, Ankara.
- Karacabey-Öztemür, N., 1976, Radiolitidae'nin yeni bir cinsi : Darendella n. gen.: M.T.A. Derg., 86, 69-76, Ankara.
- Karacabey-Öztemür, N. ve Selçuk, H., 1983, A new genus and two new species of Rudists from Hatay, Turkey: Bull. M.T.A., 95/96, 97-105, Ankara.
- Kauffman, E.G., 1973, Cretaceous bivalves; Hallam, A. ed., Atlas of Biogeography da: Elsevier Sci. Publish Company, 353-358, Amsterdam-Löndon-Newyork.
- Kühn, O., 1932, Rudistae: Fossilium Catalogus I: Animalia, Pars 54, 200 s.
- Luyendyk, B.P., Forsyth, D. ve Phillips, J.D., 1972, Experimental approach to the paleocirculation of oceanic surface waters: Geol. Soc. America Bull., 83, 2649-2664, Colorado.
- MatteuQci, R., Schiavinotto, F., Sirna, G. ve Russo, A., 1982, Palaeoenvironmental significance of Maastrichtian biological communities in the Pachino area (Sicily) and preliminary data on their distribution in the Mediterranean Upper Cretaceous; Gallitelli, E.M., ed., First International Meeting on Paleontology, Essential of Historical Geology da: Fondazi*one Giorgio Cini, 77-96, Modena.
- Meneghini, G., 1868, II nuvo genere Pironaea : Atti, Soc. Sci. Nat., 11, 402, Milano.
- Meriç, E., 1965, Kahta-Nemrut Dağı arasındaki bölgenin jeolojik ve paleontolojik etüdü : İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., B, 30, 1-2, 55-107, İstanbul.
- Meriç, E., Oktay, F.Y. ve Özer, S., 1985, Alıdamı (Kah*ta-Adıyaman) yöresindeki Besni Formasyonunun stratigrafik gelişimi ile ilgili yeni gözlemler : Jeoloji Müh, 25, 51-54, Ankara.
- Milovanovic, B., 1932, Contribution à la connaissance des Rudistes de la Serbie: Ann. Géol. Pen. Balk., XI, 1, 20-71, Belgrade.
- Milovanovic, B., 1953, Evolution und stratigraphie der Rudisten: Zbornik Rad. Geol. Rud. Fak. Belgrade, 4, 163487.
- Milovanovic, B., 1957, Sur une forme du genre Pironaea Meneghini de Mont&ie'gro: Bull. Serv. Geol. Geophy. R.P. Serfde, XIII, 165-179, Belgrade.
- Milovanovic, B., 1960, Stratigraphie du Sénonien dans les Dinarides yougoslaves d'apr^s les Rudistes: Bull. Soc. Géol. France, 7, 2, 366-375, Paris.
- Milovanovic, B., 1962, Evolution et stratigraphie dea Rudistes (II): Univ. Beograd, Trans. Mining Geol. Fak., 7, 1959-1960, 25-40.
- Milovanovic, B., Sladic-Trifunovic, M. ve Grubic, A., 1970, Les problems de la delimitation des espèces et sousespèces du genre Hronaea Meneghini: VII. Kongres de Géologues Yougoslaves, Zagrep, 217-228.
- Milovanovic, B., Sladic-Trifunovic, M. ve Grubic, A., 1972, Propriétés taxonomiques et morphologiques espèces du genre Rudistique: Ann. Géol. Pen. Balk, 37, 1, 95-96, Begrade.
- Moore, R.C., 1969, Treatise on Invertebrate Paleontology. N. Mollusca 6, 2, 751-753, Newyork.
- Nedela-Devide, D. ve Polsak, A., 1961, Sur la presence du Maastrichtien dans les environs de Bepelj au nord de Jajce en Bosnie: Geol. Vjesnik, 14, 335-376, Zagrep.
- Özer, S., 1982, Three new species of the genus Gorjanovicia oPlsak from the Kocaeli region Northwestern Anatoli): Geologija Razprave, 25, 2, 29-236, Ljubljana.
- Üzer, S., 1983, Les formations à Rudistes du Séionien Supérieur d'Anatolie Centrale (Turquie): Trav. Lab. Stratigraphie et de Pale^ologie, Univ. de Province-Marseille, Nouvelle S^rie, 1, 32 s, Marseille.
- Özer, S., 1985 a, Kahta-Adıyaman dolayı Besni formasyonundaki Rudistlerin stratigrafik önemi : T.J.K. Kurultayı 1985, Bildiri Özleri, 46, Ankara.
- Özer, S., 1985 b, İç Anadolu Bölgesi Rudist paleontolojisi ve paleobiyocoğrafyası, Doktora Tezi, 183 s. (yayınlanmamış), İzmir.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontidler'de Kretase: Karadeniz Tekn. Üniv. Yer Bil. Derg, 1, 2, 65-115, Trabzon.
- Pamouktchiev, A., 1965 a, Faune de Rudistes du Maastrichtiens de Farrondissement de Breznik (II): Ann. Univ. Sofia, Géologie, Livre I, 58, 25-45.
- Pamouktchiev, A., 1965 b, Pironaea polystyla garfiensis subsp. nov. du Maastrichtien de la region de Breznik: Review Bulgarian Geol. Soc, 26, 2, 206-208, Sofia.
- Pamouktchiev, A., 1975, Origine et phylogénié du genre Pironaea (Hippuritide" Maastrichtien) de l'Europe du Sud-Est et d'Asie Mineure: Geol. Bulgarica, 5, 2, 81-92, Sofia.
- Pamouktchiev, A., 1981, Les fossil de Bulgarie: Acad. Bulgare Sci, 5, 152-206, Sofia.
- Perinçek, D., 1980, Arabistan kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin, kıta üzerinde çökelen istifteki etkileri : Türkiye Beşinci Petrol Kong, 77-93, Ankara.

- Pethö, J., 1906, Die Kreide (Hypersenon) fauna de Peter Wardeiner (Petervarader) Gebirges (Fruska Gora): Palaeontographica, Abt. A, 52, 57* 331, Stuttgart.
- Pirona, G.A., 1868, Sopra una nuova specie di Hippites: Atti. Soc. Sci. Nat., 11, 508-511, Milano.
- Seymen, I. ve Aydın, Y., 1980, Hekimhan-Hasançelebi çevresinin stratigrafik gelişimi ve Mesozoyiç yaşlı bir magmatik yayın jeotektonik evrimi : 34. Türkiye Jeoloji Bilim, ve Teknik Kurul., Bildiri Özetleri, 74, Ankara.
- Sladic-Trifunovic, M., 1967, Sur les Pironaea de l'île de Brâc: Univ. Beograd, Recueil Trav. Fac. Mines Géol., 9-10, 283-291.
- Sladic-Trifunovic, M., 1978, Pironaea branisavi, a new pironaeen species from the Maestrichtien sediments of the Vrbovac reef, loc. Bačevica, Eastern Serbia: Ann. Geol. Pen. Balk., XLII, 401412, Belgrade.
- Sladic-Trifunovic, M., 1983, Paleontological characteristics and biostratigraphic significance of Pseudopolyconites: Ann. Geol. Pen. Balk., XLVII, 309 s.
- Sungurlu, O., 1974, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi: Türkiye ikinci Petrol Kong., 85-107, Ankara.
- Uygun, A., 1981, Tuz Gölü havzasının jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları : Türkiye Jeoloji Kur. 35. Bil. Tekn. Kurultayı. İç Anadolu'nun Jeolojisi simp., 66-71, Ankara.
- Woodward, S.P., 1855, On the structure and affinities of the Hippuritidae: Quart. Journ. Geol. Soc. London, 11, 40 s.
- Van Andel, T.H., 1976, An eledid overview Plate Tectonics : Paleogeography and Paleoceanography; Gray, J. ve Boucot, A., ed., Historical biogeography, Plate Tectonics and the changing environment da: Biology Colloquim, 35 th., Oregon State Univ. press, 9-25.
- Yalçın, N., 1977, Geology of the Narince-Gerger area (Adıyaman province) and its petroleum possibilities : 1st. Üniv. Fen Fak. Mecm., B, 41, 1-4, 57-82, Istanbul.
- Yalçın, N., 1980, Karasu-Hatay Grabeni kuzey kesiminin jeolojisi ve hidrokarbon olanaklarının araştırılması: Türkiye Beşinci Petrol Kong., 31-40, Ankara.

Yahnin geüş tarihi ; 1.1.1987

Düzeltilmiş yazmın gelişi tarihi : 21.10.1987

Yayıma verililişi tarihi : 4.1.1988

LEVHA I

Fironaea timacensis Milovanovic

Şekil 1 : Alt kavkı, enine kesit, birleşme çizgisi bilinmiyor, Çerkeşli Köyü kuzeyi (Hereke* Kocaeli), x L

Fironaea corrugata (Woodward) Douville

Şekil 2 : Alt kavkı, enine kesit, birleşme çizgisinin 10 mm altından, Hasar Tepe (Hekimhan* Malatya), x 1.

Şekil 3 : Alt ve üst kavkı, sifonal bölgenin görünümü, Sarıcakaya (Hekimhan-Malatya), x 1.

Fironaea praeslavonica Mil., Slad., Grub.

Şekil 4 : Alt kavkı, enine kesit, birleşme çizgisinin 5 mm altından, Yeşilyurt Köyü (Nallıhan* Ankara), x 1.3.

Şekil 5 : Alt kavkı, enine kesit, birleşme çizgisi bilinmiyor, Asmayaylası (Şereflikoçhisar-Ankara), x 1.3.

Şekil 6 : Alt kavkı, ön taraftan görünüm, Hekimhan (Malatya), x 0.8.

Şekil 7 : Alt kavkı, enine kesit, birleşme çizgisinin 5 mm altından, Ayvalı Tepe (K* Maraş), x 13..

Şekil 8 : Alt kavkı, enine kesit, birleşme çizgisi bilinmiyor, Alıdamı (Kahta-Adıyaman), x 13,

Plate I

Fironaea timacensis Milovanovic

Figure 1 : Lower valve, cross-section, commissure unknown, nord of Çerkeşli village (Hereke* Kocaeli), x 1.

Fironaea corrugata (Woodward) Douville

Figure 2 : Lower valve, cross-section, 10 mm below of the commissure, Hasar Hill (Hekimhan-Malatya), x L

Figure 3 : Lower and upper valve, view of the siphonal region, Sarıcakaya (Hekimhan-Malatya), x 1.

Fironaea praeslavonica Mil., Slad., Grub.

Figure 4 : Lower valve, cross-section, 5 mm below of the commissure, Yeşilyurt village (Nallıhan-Ankara), x 1.3.

Figure 5 : Lower valve, cross-section, commissure unknown, Asmayaylası (Ş. Koçhisar-Ankara), x 13.

Figure 6 : Lower valve, anterior view, Hekimhan (Malatya), x 0.8.

Figure 7 : Lower valve, cross-section, 5 mm below of the commissure, Ayvalı Hill (K. Maraş), x 1.3.

Figure 8 : Lower valve, cross-section, commissure unknown, Alıdamı (Kahta-Adıyaman), x 13,

LEVHA II

Fironaea polystyla (Pirona) Meneghini

Şekil 1 : Alt ve üst kavkı, sifonal bölgenin görünümü, Karapınar (Ş. Koçhisar-Ankara), x 0.3.

Şekil 2 : Alt kavkı, enine kesit, birleşme çizgisinin

10 mm altından, Karapınar (Ş. Koçhisar-Ankara). x 0.7.

Fironaea sp.

Şekil 3 : Alt kavkı, enine kesit (hafifçe eğik), birleşme çizgisi bilinmiyor, Besin Köyü (Çermik-Diyarbakır), x 0.7,

Fironaea anatolica Karacabey

Şekil 4 : Alt ve üst kavkı, sifonal bölgenin görünümü, Oluklu Sırtı (Gölbaşı-Adıyaman), x 0.3

Şekil 5 : Alt kavkı, enine kesit, birleşme çizgisinin 15 mm altından, Yeşilbelen Tepe (K. Maraş), x 0.7.

Şekil 6 : Alt kavkı, enine kesit, birleşme çizgisi bilinmiyor, Alıdamı (Kahta-Adıyaman), x 0.7

Mate II

Fironaea polystyla (Pirona) Meneghini

Figure 1 : Lower and upper valve, view of the siphonal region, Karapınar (Ş. Koçhisar-Ankara), x 0.5.

Figure 2 : Lower valve, cross-section, 10 mm below of the commissure, Karapınar (Ş. Koçhisar-Ankara), x 0.7.

Pironaea sp.

Figure 3 : Lower valve, cross-section (slightly oblique), commissure unknown, Besin village (Çermik-Diyarbakır), x 0.7.

Fironaea anatolica Karacabey

Figure 4 : Lower and upper valve, view of the siphonal region, Oluklu Ridge (Gölbaşı-Adıyaman), x 0.5.

Figure 5 : Lower valve, cross-section, 15 mm below of the commissure, Yelibelen Hill (K. Maraş), x 0.7.

Figure 6 : Lower valve, cross-section, commissure unknown, Alıdamı (Kahta-Adıyaman), x 0.7,

Levhalarındaki simgelerin açıklamaları

UV : Üst kavkı

LV : Alt kavkı

L : Ligament çıkıntısı

S : Birinci sifonal piliye

E : İkinci sifonal piliye

b' : Ön kardinal diş

b : Arka kardinal diş

N : Alt kavkı dişi

mp: Arka kas çıkıntısı

D : Gövde boşluğu

Explanation of symbols in the plates :

UV : Upper valve

LV : Lower valve

L : Ligamental ridge

S : First siphonal pillar

E : Second siphonal pillar

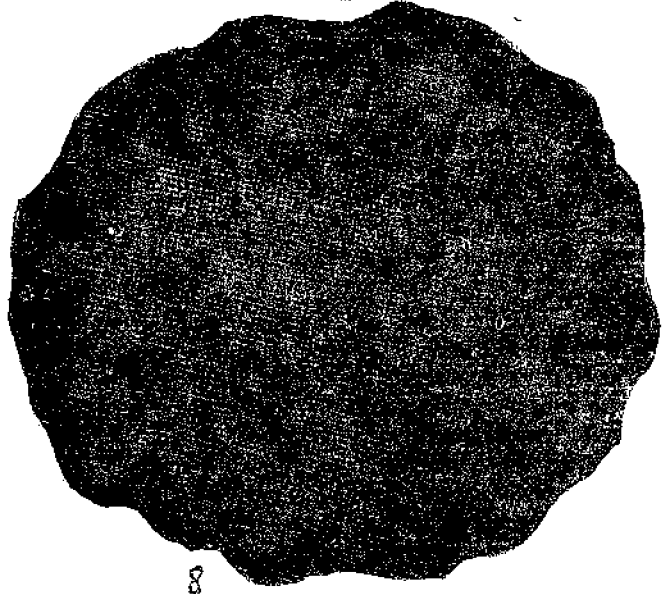
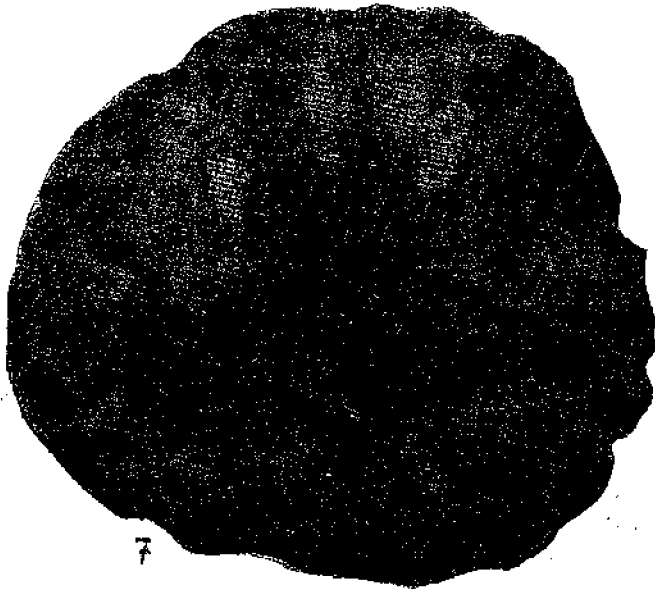
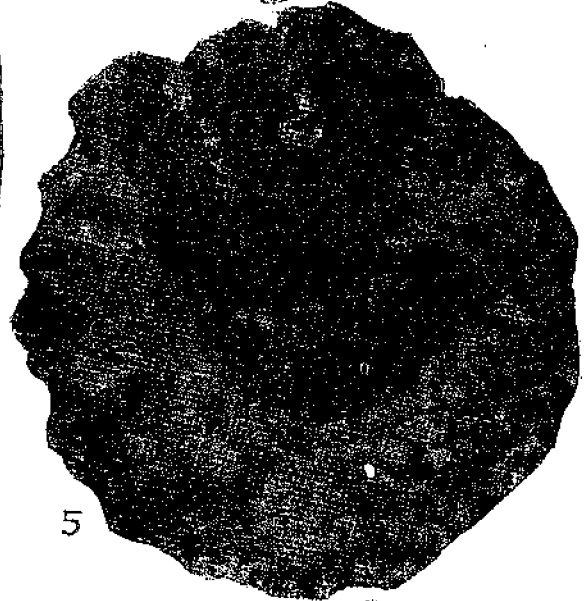
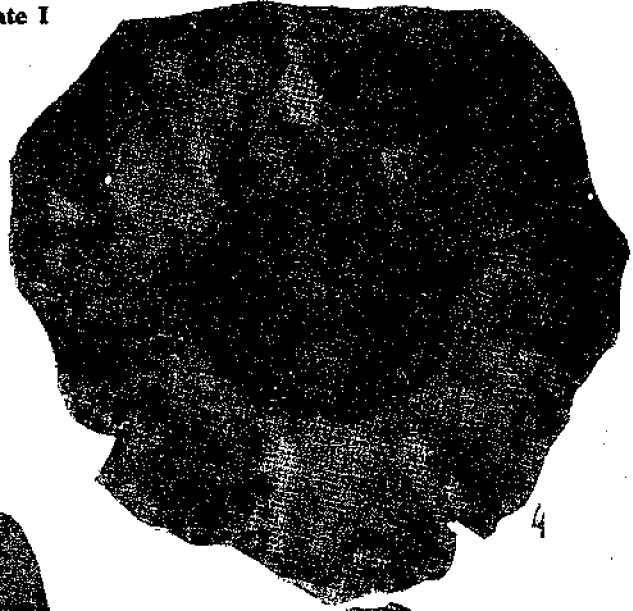
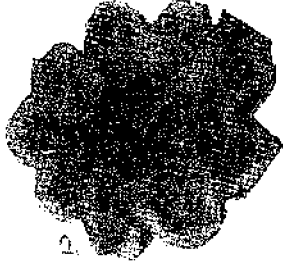
b' : Anterior cardinal tooth

b : Posterior cardinal tooth

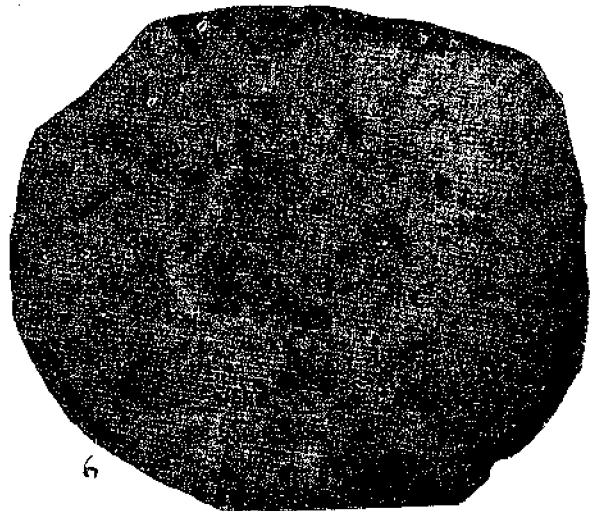
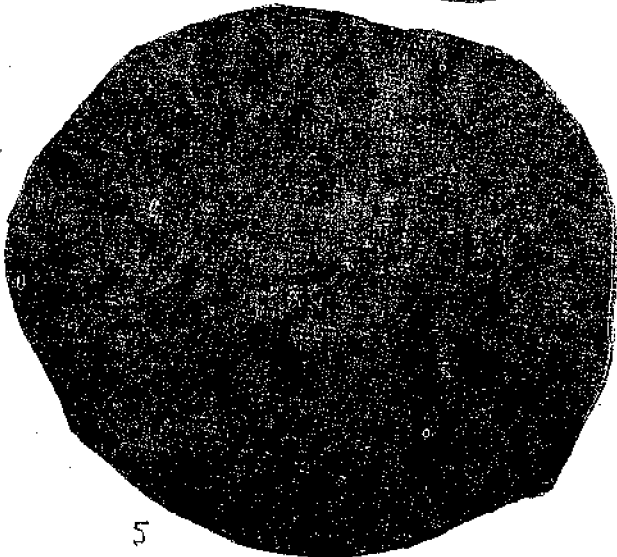
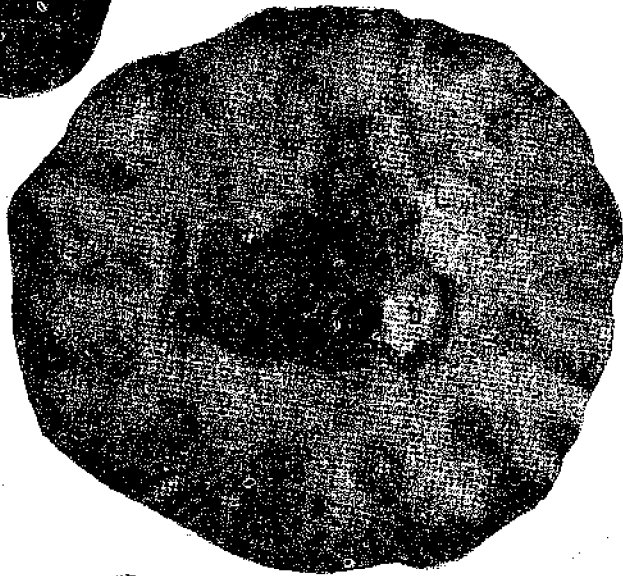
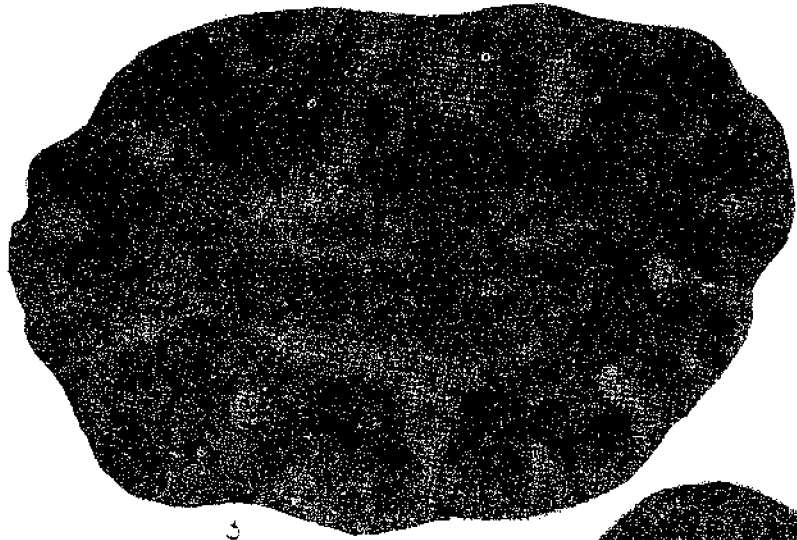
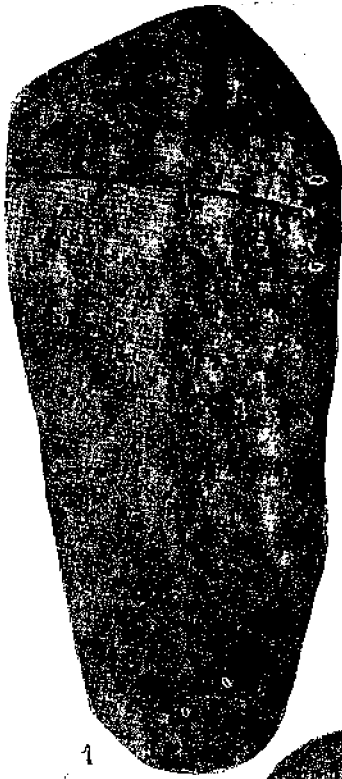
N : Tooth of lower valve

mp : Posterior myophore apophysis

D : Body cavity



LEVHA II
Plate II.



Bayındır- Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali Kayaçların jeokimyası ve kökensel yorumu

Geochemistry and genetic interpretation of alkaline rocks in the Bayındır-Akpınar (Kaman) area.

HASAN BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ : Kırşehir Masifi'nde yer alan, Bayındır-Akpınar (Kaman) yöresindeki alkali kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri belirlenerek kökenleri açıklanmaya çalışılmıştır. İnceleme alanındaki alkali kayaçlar, »iyenitoidler ve volkanitler şeklinde dizilim gösterirler. Siy enitoidler, kuvars siyenit ve feldispatoyidli siyenit bileşimindedir. Feldispatoyidli siyenitler (miyaskit, sodalit siyenit ve foyaite) mineralojik ve kimyasal özellikleri açısından miyaskitik karakterdedir. Volkanitler ise, fonolit ve tefritik fonolit türünü* dedir.

Söz konusu kayaç grupları, petrografik ve jeokimyasal özelliklerine göre, bir tek magmanın fraksiyonel kristallenmesi ile değil, farklı kaynak malzemelerden türemiş değişik magmalardan itibaren oluşmuşlardır. . . .

ABSTRACT : In the present study, the genetic interpretation of the alkaline rocks around Bayındır-Akpınar (Kaman) region within the Kırşehir Massif, are tried to be explained by determining their petrographical and geochemical properties. The alkaline rocks in the study area show a succession as syenitoids and volcanits. Syenitoids have quartz syenite and feldspathoidal syenite composition. Feldspathoidal syenites (miaskite, sodalite syenite and foyaite) are of miaskitic character in terms of their mineralogic and chemical properties. Volcanits are of phonolite and tephritic phonolite types.

Basing on their petrographical and geochemical properties, the rock associations in concern are formed from different magmas derived from different source materials, but not from the fractional crystallization of a single magma.

ÖZET

Genelde «Orta Anadolu Masifi» veya «Kızılırmak Masifi» olarak tanımlanan İç Anadolu'da yaygın derinlik kayaç sokulumları yer almaktadır. Bu sokulumlardan bazıları da, yerel adı ile «Kırşehir Masifi» olarak bilinen kristalin karmaşık temel içinde bulunmaktadır. Araştırmanın asıl konusunu oluşturan sokulum ise, Kaman'm kuzeydoğusunda, Bayındır-Gülveren-İsahocalı-Akpınar arasında kalan alanı kaplamaktadır (Şekil 1).

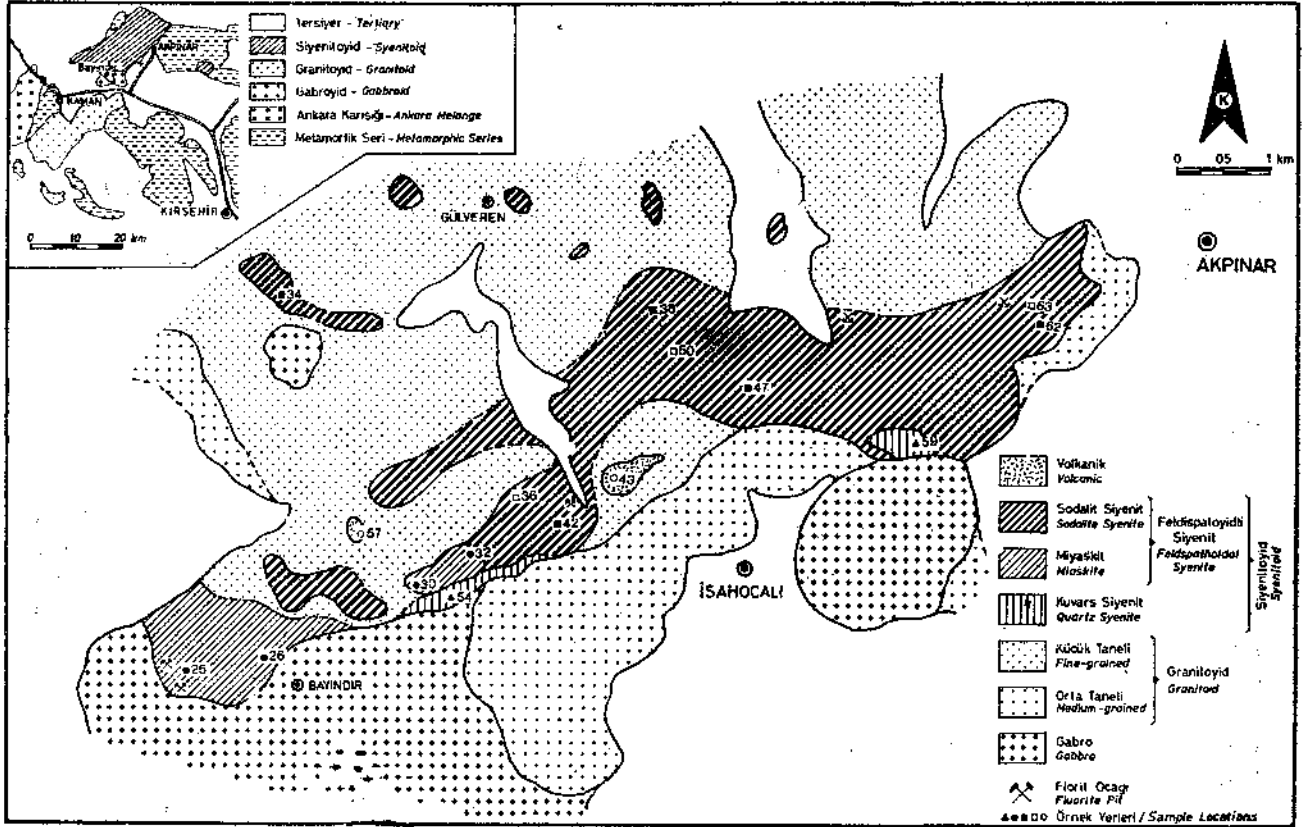
Kırşehir Masifi'ride yapılan çalışmaların çoğu, ya masifin stratigrafisine (Ketin, 1963; Seymen, 1981 a, 1984; Oktay, 1981) ya da metamorfik kayaçların petrografi-petrolojisine (Erkan, 1975, 1976 a, b, 1977; Seymen, 1981 b) yöneliktir. Ayrıca, Seymen (1983) tarafından ayrıntılı tektonik çalışmalar da yürütülmüştür. •Derinlik kayaçları ile ilgili ilk çalışma Ayan (1963) tarafından yapılmıştır. Yaman (1984, 1985)/yöredeki feldispatoyidli siyenitler içinde yer alan florit oluşumları ile ilgili çalışmalar yapmıştır. Bu çalışma ise, Bayındır-Akpınar (Kaman) arasındaki alanda yer

leşen alkali kayaçların petrografisinin ve jeokimyasının incelenmesini kapsamaktadır. Bu amaçla kayaç örneklerinin kimyasal analizleri, Freiburg Üniversitesinde (F. Almanya) XRF yöntemi ile yapılmıştır. Pa* rametreler ise H.Ü. Bilgi İşlem Merkezinde hesaplanmış ve siyenitoidlerin adlandırılmasında Sorensen (1979)'m sınıflaması kullanılmıştır.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanı ve yakın civarındaki litolojik birimler genel olarak dört grup altında incelenebilir. Bu birimlerin en yaşlısını oluşturan ve inceleme alanının güneyinde geniş yüzlekler veren metamorfik kristalin temel, Seymen (1981 a, b) tarafından «Kaman Grubu» (Mesozoyik öncesi) adı altında ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Kaman Grubunun üzerine tektonik dokanlarla Ankara Karışığı (Jura-Campaniyen) ve Karakaya Ultramafiti gelir. Ankara Karışığı okyanusal kabuk ile üzerindeki sedimanların karışımı özelliğindedir (Seymen, 1984). Karakaya Ultramafiti ise zaman zaman



Şekil 1 : İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure 1 : Geological map of the investigated area.

kümülat yapısı göstermekle beraber, inceleme alanında genelede uralitgabbro özelliğindedir (Şekil 1), Piroksenleri aşırı uralitleşmiş, plajiyoklaslar da faz laca serisitleşmiştir.

Kaman Grubu, Ankara Karışığı ve Karakaya Ultramafiti'ni kesen granitoidler, inceleme alanının kuzey ve güneyinde yer alırlar (Şekil 1). Ayan (1963) tarafından 54 MY; Ataman (1972) tarafından ise 80 MY'lik yaş verilen granitoidler, Seymen'in (1981 a) Stratigrafik bulgularına göre de Paleosen'de yerleşmişlerdir. Orta ve küçük taneli olup koyu renkli mineral içerikleri açısından lökokratik (bazen mezokratik) karakterdedirler. Mikroskopta, holokristalintanesel ve holokristalin-porfirik doku gösterirler. Mineralojik bileşimlerini, plajiyoklas, ortoklas, kuvars, aktinolit-hastingsit, diyopsitik-ojit ve biyotit ile tali olarak titanit, zirkon, apatit, allanit ve florit oluşturmaktadır. Granitoidlerde dikkati çeken bir durumda, çapları 1-5 cm. arasında değişen koyu renkli kayaç kapanmalarının varlığıdır. Oldukça yuvarlaklaşmış ve granitoidlerle belirgin dokanaklı olan holokristalin-tanesel ve holokristalin-porfirik dokudaki bu kapanımların mineralojik bileşimlerini, plajiyoklas, ortoklas, aktinolit-hastingsit, diyopsitik-ojit, biyotit ile tali olarak titanit, zirkon ve apatit oluşturmaktadır. Mineralojik açıdan granitoidlere benzerlik gösteren bu kapanımlar, granitoidlerden daha küçük tanelidirler. Granitoidlerin vurgulanan bu özellikleri, Chappel ve White (1974) ile White ve

Chappel (1977) tarafından ileri sürülen kriterlere göre, onların I-tipi granitoid olduklarını göstermektedir.

İnceleme alanındaki alkali kayaçları temsil eden siyenitoidler ve volkanitler, geniş dağılımlar göstermekte de olup granitoid idleri keserler.

Yukarıda belirtilen birimlerden malzeme alan Tersiyer ve Neojen yaşlı tortul serilerin Savcılı (Kaman) yöresinde yer aldığı Oktay (1981) tarafından ifade edilmektedir.

PETROGRAFİ ve JEOKİMYA

Yöredeki alkali kayaçlar, oluşum sıralarına göre siyenitoidler ve volkanitler şeklinde dizilim gösterirler.

Siyenitoidler

İnceleme alanındaki siyenitoidler, kuvars-siyenitler ve feldispatoyidli siyenitler olmak üzere iki gruba ayrılırlar (Şekil 1).

Kuvars Siyenitler : Kuvars siyenitler, feldispatoyidli siyenitleri granitoidlerle birlikte çevreler durumdadır. Lökokratik karakterdeki bu kayaçlar orta tanelidir. Arazide granitoidlerden yer yer belirgin dokanaklarla ayrılması güçtür. Ancak feldispatoyidli siyenitlerden belirgin olarak ayrılırlar.

Holokristalin-tanesel ve holokristalin-porfirik doku gösteren kuvars siyenitlerinin mineralojik bileşimlerini, ortoklas, plajiyoklas, kuvars, sodik-pirok-

KAYAC TIPI Rock Type	SİYENİTOİD / Syenitoid														VOLKANİT Volcanit	
	KUVARS SİYENİT Quartz Syenite		FELDİSPATYOİD / Feldspathoidal Syenite						SODALİT SİYENİT Sodalite Syenite				FOYALİT Foyait			
			MİYASKİT Micasite			SİYENİT										
SEMBOLE Symbol	▲		●						■				□		○	
ÖRNEK NO Sample Number	54	59	30	32	26	25	62	34	38	42	47	63	50	36	57	43
SiO ₂	62.36	64.32	59.09	59.37	61.39	61.82	55.54	56.03	57.44	57.88	59.29	57.26	58.33	58.84	52.01	52.86
TiO ₂	0.51	0.39	0.12	0.18	0.19	0.23	0.27	0.34	0.18	0.81	0.40	0.27	0.21	0.41	0.58	0.51
Al ₂ O ₃	16.89	16.98	20.70	19.41	19.33	19.22	21.56	19.79	21.85	20.35	19.90	19.87	21.31	19.98	18.83	20.84
FeO	4.24	3.21	1.87	2.30	2.36	2.49	2.41	2.82	2.08	2.60	2.82	3.44	1.89	3.21	5.16	4.74
MnO	0.11	0.08	0.11	0.16	0.13	0.11	0.12	0.10	0.08	0.08	0.12	0.14	0.06	0.11	0.13	0.13
MgO	1.35	0.89	0.12	0.11	0.12	0.18	0.19	0.30	0.19	0.21	0.31	0.24	0.17	0.67	1.40	1.40
CaO	3.99	2.73	1.25	1.43	1.75	1.46	2.34	2.95	1.96	2.03	2.77	3.34	2.04	2.81	6.49	4.22
Na ₂ O	3.54	3.95	2.63	2.54	6.80	6.28	6.21	4.84	2.26	4.68	4.41	4.92	6.27	3.92	3.98	5.43
K ₂ O	5.78	6.26	6.77	6.26	6.39	6.83	9.16	9.34	7.74	10.22	9.16	8.76	8.92	8.79	7.99	8.56
P ₂ O ₅	0.27	0.12	0.01	0.12	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.09	0.30	0.22
Alkali İyoni Loss as SiO ₂	0.60	0.60	1.08	1.57	1.10	0.86	1.44	1.06	1.11	1.20	1.01	0.89	0.82	1.14	1.97	0.64
TOPLAM Total	99.64	99.53	99.53	98.35	99.56	99.50	99.27	97.43	99.92	100.10	100.23	99.16	100.04	99.97	98.64	99.45

İz Elementler / trace elements																
Rb	244	319	368	484	378	377	275	342	411	401	304	353	393	257	294	253
Sr	671	392	39	24	38	85	258	785	314	674	438	385	337	892	1175	1320
Ba	867	517	47	35	19	146	126	779	307	508	290	210	236	612	990	1970
Zr	334	304	483	495	333	232	385	271	653	292	541	927	445	216	357	299
Ni	16	17	15	12	17	12	10	16	12	17	12	12	16	9	16	18
Ci	127	146	77	85	83	81	92	105	93	108	67	94	106	68	102	120
V	60	49	11	29	26	32	38	59	12	41	42	35	26	48	117	78

K/Rb	197	163	151	107	140	150	276	227	156	211	250	206	189	284	226	281
Agpatit İndeksi Agpatite Index	0.71	0.79	0.96	0.99	0.94	0.93	0.93	0.89	0.93	0.92	0.87	0.88	0.94	0.80	0.82	0.87

CIPW-Normları / CIPW-norms																
q	2.68	F70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
or	34.28	37.17	40.20	37.61	37.81	40.56	54.69	56.65	45.77	60.64	54.01	52.20	52.69	51.96	46.89	50.00
ab	3006	3358	3151	3867	4339	43.04	7.31	10.65	20.15	10.91	20.04	14.62	16.45	22.61	—	—
an	13.17	10.16	2.25	0.64	3.35	4.10	3.11	5.73	4.18	4.35	2.43	6.31	3.66	10.97	10.03	7.25
ne	—	—	16.99	14.20	7.70	5.67	24.80	16.06	22.39	15.74	8.32	14.83	19.82	5.73	18.45	25.03
lc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.69	0.58
di	4.17	2.27	3.45	5.69	4.60	2.67	7.38	7.78	4.69	4.82	5.24	8.96	5.54	2.05	17.53	10.59
hy	843	650	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
il	0.97	0.74	0.23	0.35	0.36	0.44	0.52	0.66	0.34	0.59	0.76	0.52	0.40	0.80	1.11	0.97
ap	0.64	0.29	0.03	0.05	0.05	0.05	0.07	0.15	0.07	0.10	0.10	0.07	0.05	0.21	0.72	0.52

Çizelge 1: Bayındır-Akpinar (Kaman) yöresindeki magmatik kayaların ana element, iz element ve CIPW normatif bileşimleri.

Table 1: Major element, trace element and CIPW normative compositions of igneous rocks from Bayındır-Akpinar (Kaman)

sen, sodik-amfibol, biyotit ve tali olarak titanit, zirkon, apatit, florit oluşurur.

Modal bileşimin yaklaşık % 40-50'sini oluşturan ortoklaslar çoğunlukla karlsbad ikizli ve pertitik dokuda olup az killeşmişlerdir. Plajiyoklaslar ise kısmen zonlu ve kuvars ile mirmekitik dokular oluşturmuştur.

Sodik piroksenler (egirin-egirinojit) az veya çok sodik amfibollere (hastin-gisit) dönüşmüştür ve birlikte modal bileşimin ortalama % 15'ini oluştururlar. Biyotitler ise sarıkahve ve koyu kırmızı kahverenkli* dir.

Tali bileşenlerden en yaygın titanit ve zirkon izlenir. Apatitler çoğunlukla yuvarlaklaşmıştır. Florit, diğer mineraller arasında özseksiz kristaller halinde bulunur.

SiO₂ içeriklerine göre orta bileşimli olan kuvars siyenitler yüksek Al₂O₃ ve FeO, düşük MnO ve MgO değerlerine sahiptir (Çizelge 1). Toplam alkali içerikleri ortalama % 9.77 olup alkali ilişkisi K⁺>Na₂O şeklindedir. Alkali-SiO₂ diyagramında (Şekil 3) alkali bazalt alanında yer alırlar. Normatif feldispatlar or>ab>an şeklinde bir durum gösterirler. Bazı normatif değerlere göre sınıflandırıldığında (Şekil 4), kuvars siyenit alanında yer alırlar. Normatif di ve hy'de mevcut. Feldispatoyidli siyenitlere göre, daha düşük Rb, Zr ve K/Rb (miyaskitler hariç), yüksek Ba, Ni, Ci, V içerirler.

Kuvars siyenitler içinde de granitoidlerde olduğu gibi çapı 1-5 cm. arasında değişen mafik kayaç kapanmaları gözlenmiştir. Yuvarlaklaşmış, belirgin dokanıklı ve kuvars siyenitlere göre daha ince tane-

KAYAC TIPI Rock type	FELDSPATOYİDLİ SİYENİT / <i>Feldspathoidal syenite</i>											
	MİYASKİT / <i>Miaskite</i>				SODALİT SİYENİT / <i>Sodalite syenite</i>					FOYAIT / <i>Foyaite</i>		
SEMBOLE / <i>Symbol</i>	●				■					□		
ÖRNEK NO / <i>Sample no</i>	25	26	30	32	34	38	42	47	62	36	50	63
Ortoklas <i>orthoclase</i>	20.4	35.0	42.8	24.6	40.2	42.6	53.1	53.2	53.1	55.1	36.1	48.1
Albit <i>albite</i>	52.8	40.2	28.2	50.3	—	—	—	—	—	—	—	—
Plajiyoklas <i>plagioclase</i>	7.2	5.1	2.5	5.9	0.9	8.1	0.7	6.7	7.7	14.0	8.7	7.3
Nefelin <i>nepheline</i>	15.5	14.1	7.2	12.4	30.8	32.6	24.2	15.8	19.6	3.5	26.9	28.9
Sodalit <i>sodalite</i>	—	—	—	—	2.8	2.3	2.8	8.5	4.2	7.7	—	1.5
Kankrinit <i>cancrinite</i>	0.8	1.2	11.3	2.4	1.6	2.8	1.5	0.6	3.0	—	1.0	0.6
Hastingisit <i>hastingsite</i>	1.2	0.7	0.6	—	14.8	6.6	7.6	12.6	4.0	16.1	5.5	8.0
Egirinojit <i>egirine-augite</i>	0.2	—	—	—	0.7	—	1.7	0.6	—	—	—	—
Biyotit <i>biotite</i>	1.7	1.5	6.9	3.7	1.3	3.6	0.9	1.1	3.3	3.3	1.2	1.2
Melanit <i>melanite</i>	—	1.7	—	—	5.8	—	6.9	—	4.3	—	—	2.9
Tali bileşenler* <i>accessory minerals</i>	0.7	0.5	0.5	0.7	1.1	1.4	0.6	0.9	0.8	0.3	0.6	1.2

* Titanit • zirkon • apatit • allanit • florit / *titanite • zircon • apatite • allanite • fluorite*

Çizelge 2: Feldspatoyidli siyenitlerin modal mineralojik bileşimleri.

Table 2: Modal mineralogical compositions of feldspathoidal syenites.

ji olan bu kapanımlar doku ve mineralojik bileşim açısından kuvars siyenitlere benzerlik göstermektedir. Modal ortoklas ve plajiyoklas değişimi nedeniyle söz konusu kapanımlar daha çok monzo-diyorit ve mon* zonit karakterindedir. Ayrıca Sodik amfibol ve piroksen bakımından da zengindirler.

Feldspatoyidli Siyenitler. Feldspatoyidli siye* nitler, mineralojik bileşimleri açısından miyaskitik karakterde olup miyaskit, sodalit siyenit ve foyait, şeklinde tanımlanabilir.

Myaskitler

ince taneli olan miyaskitler arazide genel olarak homojen bir görüntü vermesine karşın yer yer nefelin + floritçe zenginleşmiş kısımların varlığı ile heterojen bir görüntü de arz etmektedir. Bayındır civarında miyaskitler içinde floritçe zengin damarlar mevcut olup bir özel şirket tarafından işlenmektedir (Şekil 1). Söz konusu floritler, Yaman (1984 ve 1985) tarafından ayrıntılı incelenmiştir.

Miyaskitlere ait dört örneğin modal analizi yapılmış (Çizelge 2) ve sonuçlar Nefelin-Mafik Mineraler —K. feldspat (Ne-M-A) diyagramına aktarıldığında örneklerin nefelin siyenit alanında yer aldığı gözlenmiştir (Şekil 2). Çizelge 2'de görüldüğü gibi mine* ralojik bileşimlerini, ortoklas, albit, plajiyoklas, nefelin, kankrinit, hastingsisit, egirinojit, biyotit, melanit

ve tali olarak titanit, zirkon, apatit ve florit oluşturmaktadır»

örtoklaslar pertitik dokuda ve yer yer karışık ikizlenme gösterir. Albitleri' yarı özsekili çubuklar halinde olup, nefelin f ortoMasdan oluşan hamur içinde dağılım gösteriler. Albit kristalleri içinde artıklar halinde pertitik ortoklasların varlığı, albitlerin KTametasomatizmâsi ile ortoklaslardan itibaren oluştuğunu göstermektedir (Levha I, a). Nefelinler özsekilsiz kristaller halinde olup hamur şeklinde gözlenmekte (Levha I, a) ve az serisitleşmiştir. Nefelin, kankrinit tarafından ornatılmış ve zaman zaman kankrink içinde artıklar, halinde izlenmesi kankrinitin nefelininden itibaren de geliştiğini düşündürür (Levha I, b). Ayrıca kankrinitler az da olsa kenar ve dilinim izlerinden zeolite dönüşmüştür.

Biyotit, mafik mineraller arasında en bol bulunanıdır. Genellikle yeşil tonun hakim olduğu sarı-kahve renklidir. Biyotitle birlikte çok az miktarda muskovit'de vardır. Na-piroksenler (egirinojit-egirin) ise Na-amfibollerin içinde artıklar halindedir. Bu durum, piroksenlerin yaygın olarak amfibollere dönüştüğünü göstermektedir. Çoğunlukla yeşilimsi bazen kahvemi renkte izlenen amfiboller (hastingsisit) yer yer biyotitler ile içice gözlenirler.

Melanit yaygın olarak izlenen tali bileşendir. Yıvarlaklaşmış taneler halinde veya yarı özsekili olup sarımsı-kahve renktedir. Florit geç evrelerde oluşmuş

ve diğer Mineraller arasında gözlenir. Yaygın ve özsekilli titaniyum yarıapatit ve zirkon çok az miktarda mevcuttur.

Miyaskitlere ait dört örneğin kimyasal analiz sonuçları çizelge 1'de verilmiştir. Çizelge 1'den görüldüğü üzere yüksek Al_2O_3 , Na_2O ve K_2O içerirler. Agpayitlik indeksleri 1.1'den küçüktür. Bu değer kimyasal açıdan da miyaskitik karakterde olduklarını vurgulamaktadır. Ortalama % 60.42 SiO_2 içerikleri ile ortaç tiptedirler. Alkali- SiO_2 diyagramında ise miyaskitik siyenitler ile alkali bazaltlar alanında yer alırlar (Şekil 3). Alkali ilişkisi $Na_2O > K_2O$ şeklindedir. MnO , MgO ve CaO değerleri granitoid ve kuvars siyenitlere göre düşük, alkali ve Al_2O_3 içerikleri ise yüksektir.

Ortalama iz element içerikleri açısından kuvars siyenitlere göre yüksek Rb, Zr, düşük Sr, Ba, Cr, V ve K/Rb değerlerine sahiptir. Diğer taraftan sodalit siyenitlere göre de yüksek Rb, düşük Sr, Ba, Zr, Cr, V ve K/Rb oranı içerirler.

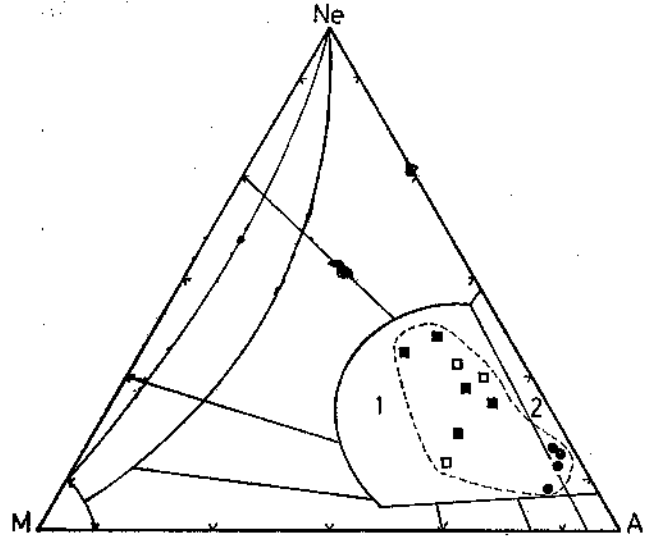
Pdiyaskitlerin normatif feldispat ilişkileri (ortalama değer olarak) $or > ab > an$ şeklindedir. Ayrıca normatif ne değerleri sodalit siyenitlerden düşüktür. Normatif felsik değerlere göre sınıflandırıldıklarında (Şekil 4), foit içeren alkali feldispat-siyenit ve foit-siyenit alanında yer alırlar.

Sodalit Siyenitler

Sodalit - siyenitler sahada yer yer homojen görüntüde yer yer de heterojen ve açık renkli olup iri tanelidirler. 5 örneğin modal analizi yapılmış (Çizelge 2) ve elde edilen değerler Ne-M-A üçgen diyagramına aktarıldığında söz konusu kayaların nefelin siyenit alanına düştüğü görülmüştür (Şekil 2). Mineralojik bileşimleri, ortoklas, plajiyoklas, nefelin, sodalit, kankrinit, hastingsit, egirinojit, biyotit, melanit ve tali olarak titaniyum, zirkon, apatit ve florit oluşturmaktadır. Çizelge 2'de görüldüğü gibi, miyaskitlerden farklı olarak sodalit içermektedir. Ayrıca nefelin ve koyu renkli mineraller açısından da zengindirler.

Ortoklaslar pertitik dokuda ve genellikle çubuk* sudurlar. Miyaskitlerdeki ortoklasların aksine albitleşme gözlenmemiştir. Hamur şeklindeki özseksiz nefelinler ise az serisitleşmiştir. Ayrıca kankrinit tarafından da ornâtılmıştır. Kankrinit de az zeolite dönüşmüştür. Sodalitler özsekilli-yarı özsekilli kristaller halinde, bazen yuvarlaklaşmış olarak diğer felsik minerallerin içinde yer alırlar (Levha I, c). Bozunarak lllsi görünümdeki natrolite (zeolit) dönüşmüş ve bu arada az da olsa kalsit gelişmiştir.

Na-amfiboller (hastingsit-barkevit) ise en bol bulunan mafik minerallerdir. Artıklar şeklinde Na-piroksen (egirinojit-egirin) içermeleri, piroksenlerden türediklerini gösterir (Levha I, d). Miyaskitlerdekisinin tersine az miktarda mevcut olan ve sık sık amfibollerle içiçe gözlenen biyotitler açık sarı-kahve ve yeşil renklindedir.



Şekil 2 : Feldispatoyidli siyenitlerin modal Ne (nefelin) - M (Mafik mineraller) - A (potasik feldispat) diyagramında M (Sorenson, 1979) konumları. Semboller çizelge 1'de olduğu gibi 1: nefelin siyenit, 2: iökokratik nefelin içeren siyenit

Figure 2 : Positions of feldspathoid syenites in diagram modal Ne (nepheline) - M (mafic minerals) - A (potassic feldspar) (Sorenson, 1979). Symbols as in table 1. 1: nepheline syenite, 2: leucocratic nepheline-bearing syenite.

Melanit yine en fazla bulunan tali bileşendir. Yarı özsekilli ve çoğunlukla yuvarlaklaşmıştır. Floritin dışında titaniyum, allanit, zirkon ve apatit ise az miktarda mevcuttur.

Sodalit siyenitlere ait 5 örneğin kimyasal analiz sonuçları çizelge 1'de verilmiştir. SiO_2 içerikleri (ortalama % 57.24) açısından ortaç karakterde olup yüksek Al_2O_3 , Na_2O ve K_2O içerirler. Ortalama % 14.56 olan toplam alkali değerinde ilişki, miyaskitlerin tersine, $K_2O > Na_2O$ şeklindedir. Agpayitlik indekslerinin 1.1'den küçük oluşu, miyaskitik tipte olduklarını gösterir. Alkali- SiO_2 diyagramında (Şekil 3) miyaskitik siyenit alanında yer alırlar. İz element içerikleri, makroskobik olarak izlenebilen yer yer heterojen görüntüyü yansıtabilecek şekilde değişiklikler gösterir. Ancak, ortalama değer olarak, miyaskitlerden düşük Rb, yüksek Sr, Ba Zr ve K/Rb oranına sahiptirler.

Normatif feldispat ilişkisi yine miyaskitlerde olduğu gibi $or > ab > an$ şeklindedir. Nevarki ab değeri daha düşük, or ise yüksektir. Normatif ne miyaskitlere göre daha yüksektir. Normatif felsik mineral içeriklerine göre sınıflandırıldığında da (Şekil 4) foit-siyenit alanında yer alırlar.

Foyaitler

Sodalit siyenitler içinde, kalınlığı 5-50 cm. arasında değişen dayklar şeklinde izlenen bu ka

yaçlar ince taneli ve tıkHz olup açık renklidirler. Modal analizi yapılan üç örnek (Çizelge 2) Ne-M-A üçgen diyagramında nefelin siyenit alanına düşmektedir (Şekil 2). Çizelge 2'de belirtildiği gibi ortoklas, plajiyoklas nefelin sodalit, kankrinit, hastingsit, biyotit, melanit ve tali mineraller, mineralojik bileşimlerini oluşturmaktadır.

Ortoklaslar uzun prizmatik kristaller halinde ve pertitik doku göstermektedir. Plajiyoklaslar kısmen zonlu dokudur. Nefelinler, yine diğer kayalarda olduğu gibi, kankrinit tarafından ornatılmış. Sodalitler genellikle yuvarlaklaşmış halde, diğer felsik minerallerin içinde kapanımlar şeklinde bulunurlar.

Na-amfiboller (hastingsit) yer yer mavimsi yeşil bir kuşak ile çevrilidir. Bu kuşak amfibolün Na açısından zenginliğini arfesonite doğru gidişi vurgulamaktadır. Yeşil renkli biyotitler genellikle amfiboller ile beraber bulunur.

Melanit yine en fazla olan tali bileşen olup yuvarlaklaşmış kristaller halindedir. Titanitler çoğunlukla özşekilli. Renksizden eflatun rengine kadar değişik tonlarda olan floritler ise, diğer mineraller içinde özellikle biyotit kapanım şeklinde bulunduğu gibi mineraller arasındaki boşluklarda da izlenmektedir. Kırmızıkahve renkteki allanitler, yuvarlaklaşmış zirkon ve apatiler az mevcut olan minerallerdir.

Çizelge 1'deki kimyasal analiz sonuçlarından görüleceği üzere foyaitler, SiO_2 içeriği açısından orta bileşimlidir. Yüksek Al_2O_3 , Na_2O ve K_2O değerlerine sahiptir. Alkali ilişkisi $K_2O > Na_2O$ şeklindedir. Alkali- SiO_2 diyagramında (Şekil 3) miyaskitik siyenit alanında yer alan foyaitlerin agpayitik indeksleri 0.80-0.94 arasında değişmektedir. Bu değerler, söz konusu kayaların miyaskitik karakterde olduklarını göstermektedir. MnO , MgO ve TiO_2 açısından diğer feldispatoyidli siyenitler gibi fakirdirler.

Foyaitlerin iz element değerleri geniş aralıklarda değişimler göstermektedir. Sodalit siyenitlere göre ortalama değer olarak yüksek Sr ve Zr, düşük Rb, Ba içerirler.

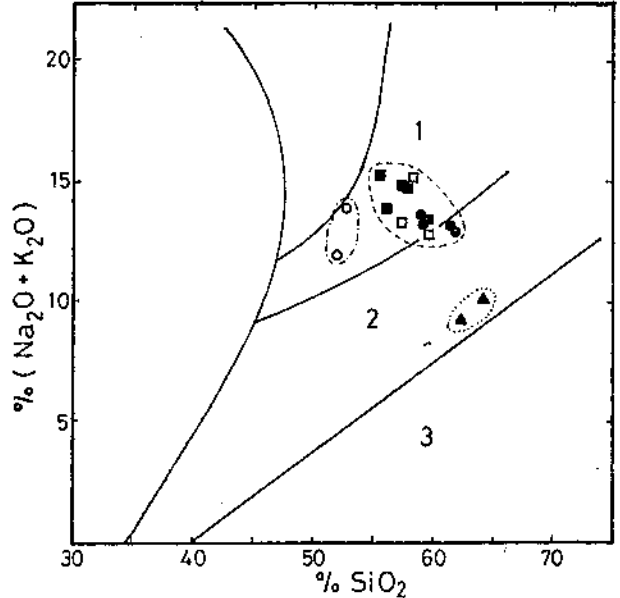
Normatif feldispat ilişkisi sodalit siyenitlere benzerlik göstermekte ve $or > ab > an$ şeklindedir. Normatif ne ve di yüksektir. Normatif felsik değerlere göre foid içeren siyenit ve foid-siyenit karakterindedirler (Şekil 4).

Volkanik Kayaçlar

Derinlik kayaçları içinde damarlar şeklinde gözlenen volkanitler genelde fonolitoiyd (fonolit, tefritik fonolit) ve kısmende tefritik foidit karakterindedir, Porfirik dokudaki bu kayaçlar iri tanelidirler. Mineralojik bileşimlerini, sanidin, ortoklas, plajiyoklas, lösit, nozean, nefelin, kankrinit, egirinojit, amfibol (hastingsit - barkevit) ve biyotit ile tali olarak apatit, foidrit, melanit, titanit, zirkon oluşturur.

Sanidinler genelde prizmatik iri kristaller halinde. Plajiyoklaslar değişik oranlarda ve zonlu do-

kudur. Lösitler psöydölösit olarak izlenir. Döyteritik koşullarda ortoklas-fkalyofillit, sonra kalyofillitin de artık çözümlenerek nefelin + analisime dönüşmesi sonucu, lösit kristallerinin yerini ortoklas + nefelin \Rightarrow p analisim tamamen almış durumdadır. Ancak, bu mineraller arasında ışığı kırma indisi düşük, çubuksu demetler halinde ışınal sönmeli mineral varlığı, kararlılığını zor koruyan kalyofillitin az da olsa korunduğunu göstermektedir, (levha I, e). Psöydölösitlerin tane boyu 2-3 mm'den 7-8 cm'ye kadar değişebilmektedir. Lösitler, tefritik fonolit ve tefritik foiditlerde daha yaygın olarak gözlenmektedir. Nozeanlar 6-10'genler şeklinde yarı-ve özşekilli kristaller halinde olup, lösit gibi özellikle tefritik fonolit ve tefritik foiditler de bulunurlar. Nozeanlar mavimsi gri tonlarda bazen de oksidasyon ve bozunma nedeniyle orta kesimleri pembemsi renktedir. Yine ikincil demir ayrışmaları nedeniyle nozean kristallerinin kenarı kahvemsi, zaman zaman opak görünümdeki bir zonalı planmıştır (Levha I, f). Bazen bu görüntü tüm nozean kristalini ornatacak kadar ilerlemiştir. Nefelin ve kankrinit daha çok hamurda bulunup azdır.



Şekil 3 : Alkali (Na_2O+K_2O) - SiO_2 diyagramında (Armbrustmacher ve Hedge, 1982) Örneklerin konumları. 1: miyaskitik siyenit, 2: alkali bazalt, 3: subalkali kayalar

Figure 3 : Positions of samples in diagram alkalies (Na_2O+K_2O) - SiO_2 (Armbrustmacher ve Hedge, 1982). 1: miyaskitik siyenit, 2: alkali bazalt, 3: subalkali kayalar

Egirinojitler en yaygın olan koyu renkli bileşendir. Bozunarak amfibol veya amfibol + biyotite dönüşmüştür. Bozunma ürünleri egirinojitleri bir zon halinde çevrelemiştir.

Tali bileşenler içinde en yaygını apatittir. Yuvarlaklaşmış, yada prizmatik kristaller halinde

bulunurlar. Melanit de genelde özşekilli kristaller halinde olup kırmızımsı kahve renktedir. Floritin varlığı da dikkat çekicidir.

Volkanitlere ait iki örneğin kimyasal analiz sonuçları çizelge Tde verilmiştir. Düşük SiO_2 içeriklerinin yanısıra yüksek AlP_3 , CaO , Na_2O ve K_2O içerirler. Alkali ilişkisi $K_2O > Na_2O$ şeklindedir. Alkali* SiO_2 diyagramında miyaskitik siyenit alanında yer* alırlar (Şekil 3).

Normatif feldispat olarak or ve an (or>an) yüksek ne ve di içerir. Felsik normatif değerler açısından tefritik fonalit karakterindedirler (Şekil 4).

PETROJENEZ ve TARTIŞMA

Alkali kayaçların oluşumunu sağlayan magmalar farklı malzemelerden türeyebilmektedir. Genel olarak alkali kayaçlar

- * Asimilasyon
- Uçucu bileşenlerin etkisi
- Sıvı karışmazlığı
- Metasomatizma
- * Magmatik diferansiyasyon
- Birinci alkali magma'

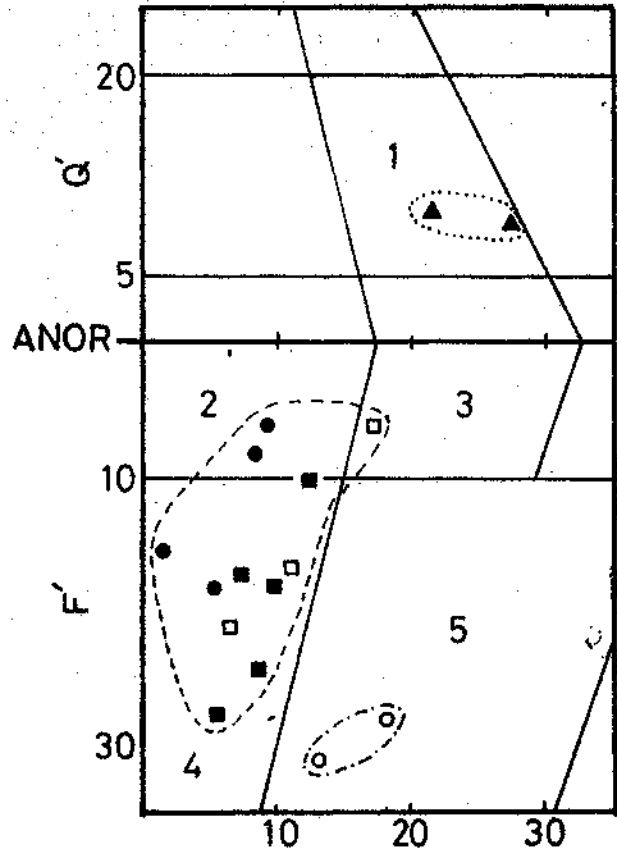
yardan itibaren oluşabilmektedir (Sorensen, 1979).

Alkali kayaçların oluşumunda etkin olan ve daha çok karibooatitlerin oluşumuna neden olan asimilasyon, Mreçtaşı asimilasyonudur. İncelenen kayaçların Ca içeriklerinin düşük olması ve jeolojik boyut olarak büyüklüğü, kireçtaşlarının subalkali bir magma tarafından asimile edilmesi şeklindeki bir oluşumun geçersizliğini göstermektedir.

Uçucu bileşenlerin fraksiyonel kristallenmeyle zenginleşmesi ve bu zenginleşmenin magma üzerindeki etkisi, özellikle oluşacak kayacın tane büyüklüğünün fazla olması, bu sıvıdaki, yöredeki tüm alkali kayaçların oluşumu için geçerli olamayacağını ileride de ifade edileceği gibi belki kendi içlerinde bazı kayaç türlerinin oluşumunda etkili olabileceğini belirgin kılmaktadır. Diğer (tarafdan sıvı karışmazlığı da uygun bir oluşum şekli olarak görünmemektedir. Çünkü, fraksiyonel kristallenme ile birlikte uçucu bileşenlerin konsantrasyonu artmakta ve bu artış sıvı karışmazlığını kontrol etmektedir. Zengin uçucular, silikat oksitlerin oksijenlerini ornatarak tuz oluşumunu gerçekleştirmekte ve böylece sıvı karışmazlığı ortaya çıkmaktadır. Uçucuların bulunduğu sıvı, silikat eriyiğinden farklı bileşimde olup yerli olmayan (exotic) kayaçların (villiamit'ce zengin agpayitik ne* felin siyenitler gibi) oluşumuna yol açarlar (Kagorko ve diğerleri, 1979). İncelenen alkali kayaçlarda gerek makroskobik gerekse mikroskobik incelemelerde bu durum gözlenememiştir.

Çalışma alanında yer alan alkali kayaçlardan yalnızca miyaskitlerde alkali (Ma) metasomatizması gözlenmiştir. Diğer kayaç türlerinde ise metasomatizmanın herhangi bir izine rastlanmamıştır.

SiO_2 'e karşı diğer ana ve iz element değişimi diyagramları (Şekil 5) incelendiğinde, magmatik diferansiyasyonla yöredeki tüm alkali kayaçların oluşumuna uygun olmayan bazı durumlar ortaya çıkmaktadır, örneğin SiO_2 'in azalması, CaO , Sr ve Zr değer-



Şekil 4 : Q' (F) * ANOR diyagramında (Streckeisen ve Le Maitre, 1979) örneklerin konumları, 1: kuvars siyenit, 2: foid içeren alkali feldispat siyenit, 3: foid içeren siyenit, 4: foid siyenit, 5: foid monzosiyenit (tefritik fonolit)

Figure 4 : Position of samples in diagram Q' (F) - ANOR (Streckeisen ve Le Maitre*, 1979). 1: quartz syenite, 2: fold bearing alkali feldspar syenite, 3: fold bearing syenite, 4: foid syenite, 5; foid monzosyenite (tephritic phonolite)

lerdeki artışlar gibi. Ayrıca fraksiyonel kristallenmeyle azalma gösteren K/Rb oranı (Shaw, 1968), kuvars siyenitlerde ortalama 180 iken sodalit siyenitlerde 224, volkanitlerde ise 253.5'dir.

Birincil alkali magmalar ya mantonun (Harris, 1979) ya da kalbuksal malzemenin bölümsel (kısmi) ergimesiyle oluşmaktadır (Bailey, 1979). Rb, Sr, Ba ve Zr değerlerinin yüksek, K/Rb oranının ise düşük olması, incelenen alkali kayaçlar için kalbuksal ergimeyi ön plana çıkarmaktadır.

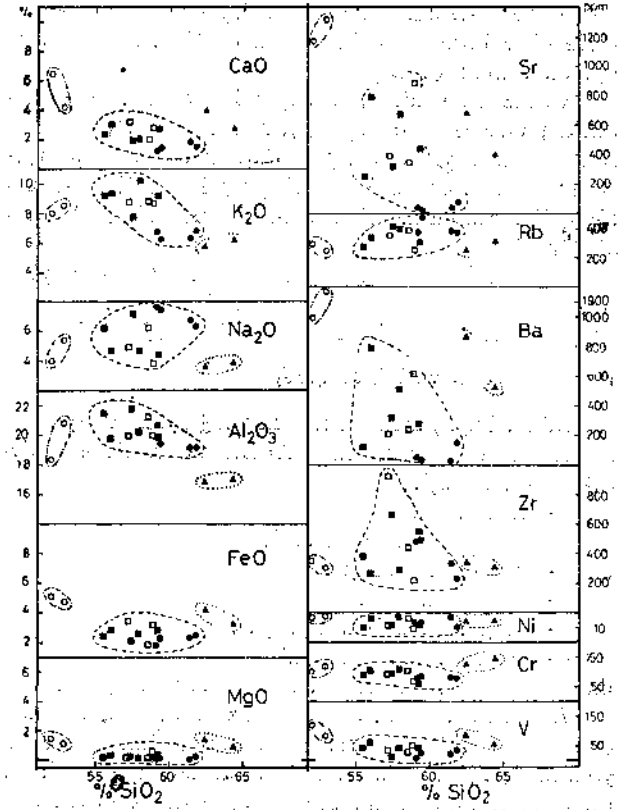
Collins ve diğerleri (1982) A-tipi (alkali) granitoidlerin kısmi ergimeyle oluştuğunu ve ergimeye maruz kalan malzemenin de; 1) ayrı fazlar veya normatif bileşenler halinde kuvars + feldispat -f plajiyoklas içermesi, 2) su'ca fakir fakat F ve Cl'ca zengin olması gerektiğini, bu özelliklere sahip kaynak malze-

menin daha önce kısmi ergimeyle granitoid magması oluşturan malzeme artığı olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Söz konusu artık malzemenin tekrar kısmi ergimeye uğrayabilmesi için daha yüksek sıcaklık gereklidir. Bu yüksek sıcaklıkta ergimenin gerçekleşmesi için de artık fazda F ve Cl gibi uçucuların bulunması söz konusudur. Sonuçta artık malzemenin tümü eriyebilmektedir.

İnceleme alanında yer alan siyenitoidler Collins ve diğerlerinin (1982) görüşü doğrultusunda değerlendirildiğinde, aşağıda belirtilen durumların varlığı kolayca görülmektedir. Kuvars siyenitler, I-tipi granitoidlerde olduğu gibi, artık kayaç kapanmaları içermektedir. Bu artıkların mineralojik bileşenlerini ise plajiyoklas, ortoklas, kuvars, amfibol + piroksen, biyotit, titanit, zirkon ve apatit oluşturmaktadır. Feldispatoyidli siyenitlerin bol florit içermesi de, Collins ve diğerlerinin (1982) belirttiği gibi, kaynak malzeme özelliklerine uyumluluğu göstermektedir. Bu nedenle, kuvars siyenitleri oluşturan kısmi ergime artığının, yeniden ergimesiyle feldispatoyidli siyenitlerin oluştuğu ifade edilebilir. Feldispatoyidli siyenitlerin kuvars siyenitleri kesmesi de bu görüşle uyumludur. Ayrıca feldispatoyidli siyenitler içinde herhangi bir artık kayaç kalıntısına rastlanmaması, kısmi ergime artığı olan kaynak malzemenin tamamen eridiğini göstermektedir. Tüm ergimeyi destekleyen başka bir konu da Rb, Sr ve Ba gibi litofil iz elementlerinin feldispatoyidli siyenitlerde daha yüksek değerlerde (Sr ve Ba metasomatizma nedeniyle miyaskitlerde düşük) olmasıdır.

Kuvars siyenitleri oluşturan kısmi ergime artığının yeniden tümüyle ergimesi sonucu oluşan magma, fraksiyonel kristallenmeye uğrayarak feldispatoyidli siyenitleri oluşturmuştur. SiO_2 'e göre diğer oksitlerin ve iz elementlerin değişimi (Şekil 5) incelendiğinde ise fraksiyonel kristallenmeye ters düşen durumları "yarlığı göze" çarpmaktadır. Miyaskitlerden sodalit siyenitlere doğru olan SiO_2 azalmasıyla birlikte K_2O ve Al_2O_3 artışı, metasomatizmaya bağlı olan Na_2O azalışı, iz element değerleri açısından da Rb azalışı, Sr, Zr ve K/Rb oranı artışı gözlenmektedir. K/Rb oranındaki artışta miyaskitlerin metasomatizmaya uğradıkları gözden uzak tutulmamalıdır.

$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 sisteminde, uçucu bileşenlerin etkisiyle, feldispatın zararına kuvarsin, nefelinin zararına da feldispatın kristalleşme alanındaki genişleme, kristalizasyon difansiyasyonun son evrelerinde eriyiğin SiO_2 'ce fakirleşmesine neden olmaktadır. Dolayısıyla nefelin veya feldispatın kristalleşme alanlarının değişimi, nefelin siyenit eriyiklerinin diferansiyasyonu esnasında önemli rol oynar. Aşırı uçucu bileşenlerin yüksek basınç altında bu eriyikler feldispatın kristalleşme alanı içinde toplanır ve bileşimleri, silisçe daha fakir kayaçlara doğru değişir; Uçucu bileşenlerin düşük basınç altında ise aynı bileşimdeki eriyikler, nefelin alanında toplanır. Bu da silisçe daha doygun artık, sıvıların oluşmasına yol açar (Kagörko, 1979). Feldispatoyidli örneklerin mikroskobik incelemelerinde feldispatların nefelinin önüne kristallenmelerini gözlenmesi, başlangıçta



Şekil 5 : SiO_2 'e karşı diğer oksitlerin ve iz elementlerin değişim diyagramı
Figures : Variation diagram of the other oxides and trace elements versus SiO_2

eriyiklerin feldispat alanında toplandıklarını ve dolayısıyla fraksiyonel kristallenme ile silisçe fakirleşme ortaya çıktığını göstermektedir. Bu da SiO_2 'e göre diğer oksitlerin değişimi ile uyumluluk göstermektedir (Şekil 5).

Fraksiyonel kristallenmenin ilerlemesiyle uçucu bileşenlerde artış olacaktır. Bu artış, oluşacak kayacın minerallerinin daha iri taneli (pegmatitik dokuda) olmasına yol açacaktır. Miyaskitleri keşen sodalit siyenitlerin iri taneli yapısı, fraksiyonel kristallenmeyle uçucu bileşenlerdeki zenginleşmenin bir sonucu, olmalıdır.

Miyaskit ve özellikle sodalit siyenitler içinde damarlar halinde gözlenen foyaitler, artık sıvılardan itibaren kristalleşmiş olmalıdır. İnce taneli ve tıkHz dokusu uçucu bileşenlerin etkisini yavaş yavaş kaybetmesinin sonucu oluşabilir. İz element değerlerindeki değişimler ise kristallenme fazlarının farklılığından ve yine uçucu bileşenlerin etkisinin değişiminden kaynaklanmaktadır.

Volkanitlerin petrografik ve kimyasal özellikleri siyenitoidler ile karşılaştırıldığında ise, farklı olduğu gözlenir. Oldukça yüksek FeO , CaO , Sr , Ba , V ve K/Rb oranı ile düşük Rb ve Zr içerirler (Şekil 5). Bu özellikler fraksiyonel kristallenmeye uyumsuzluk göstermektedir. Yaş olarak hem daha genç, hem de

farklı kimyasal özellikler gösteren volkanitler, muhtemelen farklı seviyedeki kabuksal malzemenin ergimesiyle oluşmuşlardır.

SONUÇLAR

İnceleme alanında yapılan çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıdaki şekilde özetlenebilir.

1. Alkali kayaçlar, kuvars siyenit, feldispatoyidli siyenitler ve volkanitler şeklinde dizilim gösterirler.

2. Feldispatoyidli siyenitler (miyaskit, sodalit siyenit, foyait) mineralojik ve jeokimyasal özelliklerine göre miyaskitik karakterdedir.

3. Volkanik kayaçlar, fonolit ve tefritik fonolit türündedir.

4. Florit tüm kayaçlarda gözlenmekle beraber özellikle feldispatoyidli siyenitlerde zenginleşme gözlenmektedir.

5. Kayaç grupları, farklı seviyedeki kabuksal malzemenin ergimesiyle oluşan değişik magmalardan itibaren türemişlerdir.

KATKI BELİRTME

Yazar kimyasal analizlerin yapılmasını sağlayan Prof. Dr. Jörg Keller'e (Freiburg Üniversitesi, Freiburg/F. Almanya) en içten teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Armbrustmaeher, T.J., ve Hedge, C.E., 1982, Genetic implication of minor-element and Sr-isotope geochemistry of alkaline rock complexes in the Wet Mountains Area, Fremont and Custer Counties, Colorado. *Contr. Min. Petr.*, 79, 424-435.
- Ataman, G., 1972, Ankara'nın güneydoğusundaki granitik-granodiyoritik kütlelerden Cefalik Dağın radyometrik yaşı hakkındaki ön çalışma: Hacettepe Fen ve Müh. Bil. Dergisi, 2/1, 444-9.
- Ayan, M., 1963, Contribution à l'étude pétrographique et géologique de la région située au Nord-Est de Kaman, MTA yayını, 115, Ankara 332s.
- Bailey, D.K., 1979, Origin of alkaline magmas as a result of anatexis: Melting in the deep crust. In: Sorensen, H. (Ed), the alkaline rocks, John Wiley and Sons, New York, 436-442.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., ve Cappell, B.W., 1982, Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia: *Contr. Min. Petr.*, 80, 189-200.
- Chappell, B.W., ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types Pacific Geology, 8, 173-174.
- Erkan, Y., 1975, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir Bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizmanın petrolojik incelenmesi: Hacettepe Üniv. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl., Doçentlik Tezi, Ankara, 147s.
- Erkan, Y., 1976a, Kırşehir Çevresindeki rejyonal metamorfik bölgede saptanan izogradlar ve bunların petrografik yorumları: *Yerbilimleri*, 2/1, 23-54.
- Erkan, Y., 1976b, Orta Anadolu Masifindeki karbonatlı kayaçlarda plajiyoklas bileşimi ile metamorfizma arasındaki ilişkilerin incelenmesi: *Yerbilimleri*, 2/2, 107-111.

Erkan, Y., 1977, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında Kırşehir bölgesinde etkili rejyonal metamorfizma ile amfibol minerallerinin bileşimi arasındaki ilişkiler: *Yerbilimleri*, 3/1, 41-46.

Harris, P.G., 1979, Origin of alkaline magmas as a result of anatexis: Anatexis and other processes within the mantle. In: Sorensen, H. (Ed), the alkaline rocks, John Wiley and Sons, New York, 427-436.

Ketin, I., 1963, 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Kayseri Paftası: MTA Yayınları, Ankara, 83s.

Kogarko, L.N., 1979, Role of volatiles, in: Sorensen, H. (Ed), the alkaline rocks, John Wiley, New York, 474-487.

Kogarko, L.N., Ryabchikov, I.D., ve Sorensen, H., 1979, Liquid fractionation. In: Sorensen, H. (Ed), the alkaline rocks, John Wiley and Sons, New York, 488-500.

Oktay, F., 1981, Savcılıkbüyükoba (Kaman) çevresinde Orta Anadolu Masifi tortul örtüsünün jeolojisi ve sedimantolojisi: İTÜ, Maden Fak., Doçentlik Tezi, İstanbul 175s.

Seymen, İ., 1981, Kırşehir (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin metamorfizması: Türkiye Jeol. Kur. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı; İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, Ankara, 1245.

Seymen, İ., 1981b, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin Stratigrafisi ve metamorfizması: Türkiye Jeol. Kur. Bul., 24/2, 744.

Seymen, İ., 1983, Kaman-Kırşehir çevresinde Kaman Grubunun ve onunla sınırdışı oluşukların karşılaştırmalı tektonik özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 26/2, 89-98.

Seymen, İ., 1984, Kırşehir Masifi metamorfizmalarının Jeolojik evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Ketin Sempozyumu, Ankara, 133-148.

Shaw, D.M., 1968, A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 573-601.

Sorensen, H., 1979, Origin of alkaline rocks. A Summary and retrospect. In: Sorensen, H. (Ed), the alkaline rocks, John Wiley and Sons, New York, 535-539.

Streckeisen, A., ve Le Maitre, R.W., 1979, A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks: *N.Jb. Miner. Abh.*, 136, 169-206.

White, A.J.R., ve Chappell, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis: *Tectonophysics*, 43, 7-22.

Yaman, S., 1984, Bayındır (Kaman) florit filonlarının termooptik analizi: *Yerbilimleri*, 11, 23-30.

Yaman, S., 1985, Bayındır (Kaman) florit filonlarında nadir toprak elementlerin jeokimyası: *Jeol. Müh. Dergisi*, 25, 3944.

Yazının geliş tarihi : 28.11.1986

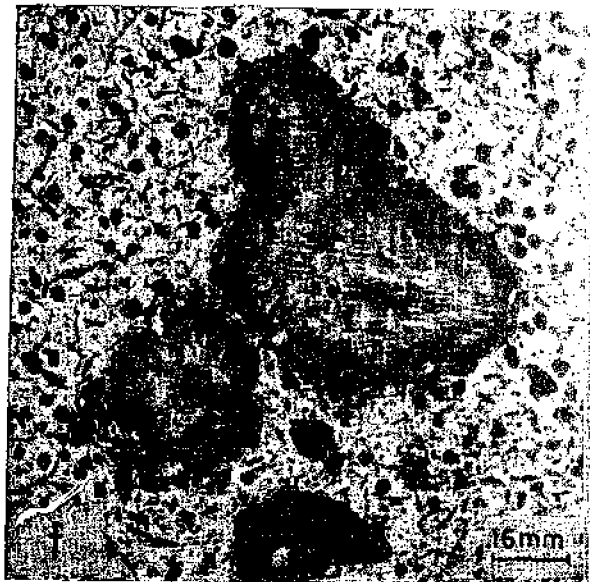
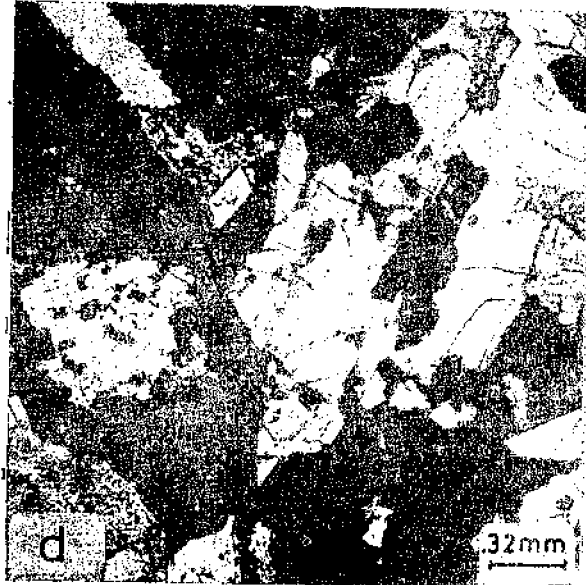
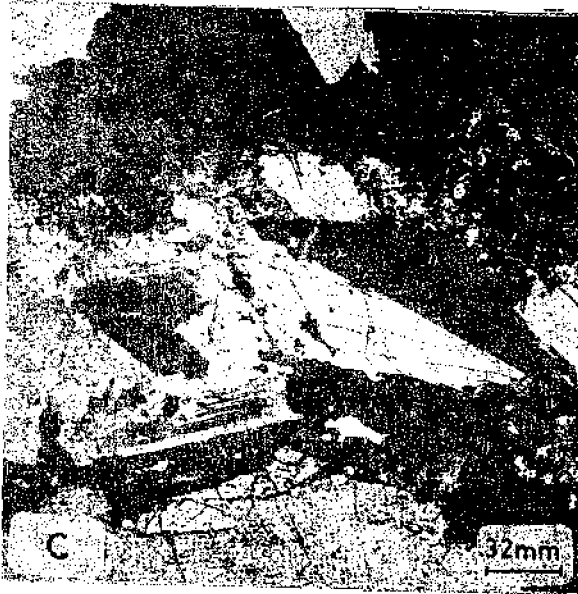
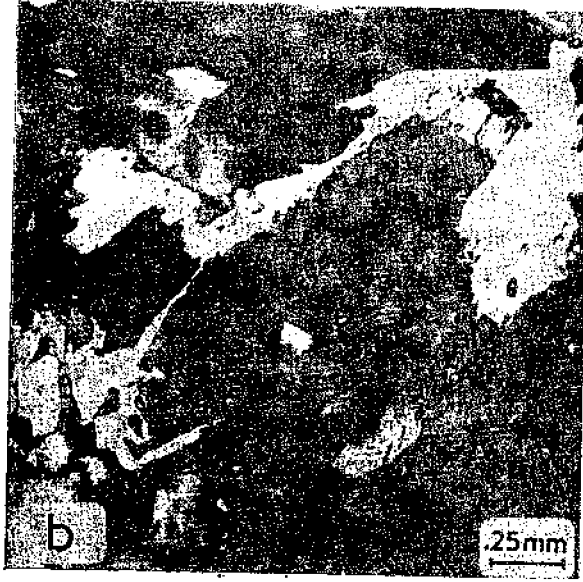
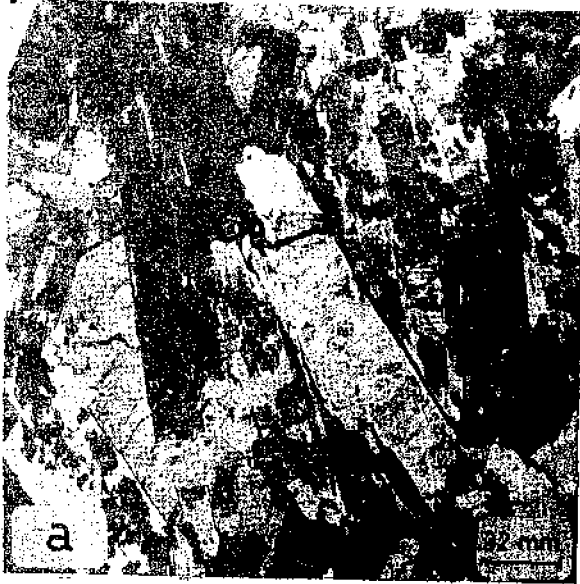
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 4.5.1987

Yayıma verilmiş tarihi : 4.1.1988

LEVHA 1 . Plate 1

- a. Ne felin (gri) hamuru içinde ortoklaslardan türemiş prizma tik albitler. Ortoklas, albit içinde artık halinde bulunmaktadır.
Prismatic albite crystals derived from orthoclases, in nepheline (grey) matrix. Orthoclase occurs as residue in albite.
- b. Kenarlarından itibaren kankrinite (beyaz) dönüşen nefelinler. (koyu gri).
Nephelines (dark grey) transformed in to canerinite (White) from crystal boundaries inwards.
- ç. Ortoklaslar içinde özşekilli sodalit, ikizli amfibol (ortâda) > titanit (altta) ve plajiyoklas kristalleri.
Euhedral sodalite in orthoclases twinned amphibole (at middle), titanite (at botom) and plagioclase crystals.
- d. Piroksen artıkları içeren amfiboller (iki iri kristal).
Amphiboles containing pyroxene residues (two phenocrysts).
- e. Işınsal sönmeli, çubuksu kaliyofillit demetleri ve ortoklas (gri renkli kısa prizmatik kristaller).
Aggregates of rod-shaped kaliophyllite showing radial extinction, and orthoclase (grey) in form of short prismatic crystals.
- f. Kenarları opaklaşmış ve birbirine dik iki yönde gelişimine gösteren özşekli nozean kristalleri, -Euhedral- nozean crystals which became opaque at crystal boundaries, displaying cleavage in two directions perpendicular to each other.

LEVHA I
Plate I



Demirözü Permo - Karboniferî ve bölgesel yapı içindeki yeri

Permian and Carboniferous of Demirözü and their significance in the regional structure

MECATİ AKDENİZ, MTA Genel Müdürlük Jeoloji Etüdleri Dairesi, Ankara

ÖZ : "Demirözü Permo-Karboniferî" Bayburt (Gümüşhane) un 35 kilometre batısındaki Demirözü (Kasanta) kuzeyinde yüzeyleyen ve içerdiği kömür mercekleri ile dikkati çeken Üst Karbonifer-Alt Permiyen istifidir. Bu istifin yüzeylendiği bölge, yaklaşık D-B doğrultulu ve güneye eğimli bindirme düzlemleri tarafından çok sayıda itki dilimine bölünmüştür. Karbonifer ve Permiyen kayaları, Bayburt Ovası'nın güneyinde yer alan iki dilimde yüzölçülür. Kıtıy dilimle, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kilitaşı, ortokuvarsit, kömürlü şeyi ve kireçtaşlarından oluşan Karbonifer yaşlı istifin tabanı gözlenmez. İkinci dilimde metamorfik kayalar üzerine açılal diskordansla oturan bu istif, her iki dilimde de çakıltaşı, kumtaşı, kuvarsit, silttaşı ve kireçtaşlarından oluşan Permiyen istifine geçer.

İnceleme alanında Paleozoik aşmalı olarak gelen Jura'nın tabanında Liyas yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve dolomitli kireçtaşları yer alır. Üste doğru Dogger-Malm yaşındaki çörtlü mikrit, mikrit ve Alt Kretase yaşındaki kumtaşı, kalkaretjit aralanmasına geçiş bu birimler, bölgede geniş yayımlı olan volkano-tortul istif, tarafından tektonik olarak örtülür. İnceleme alanı güneyindeki üçüncü dilimde açılal diskordansla metamorfikler üzerine gelen çakıltaşı ve bitkili kumtaşları ile başlayarak, Liyas-Üst Jura (?) yaşlı bu volkano-tortul istif, Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşlarına geçer.

İnceleme alanındaki metamorfikler ve bunların üzerine gelen Üst Karbonifer-Alt Permiyen kayaları buldukları alanda allochthon konumundadır. Üst Kretase çökelleri ve serpantinlerin, Eosen kayaları tarafından örtülen itki dilimleri, aşınmış olmaları, dilimlenme ve güneyden kuzeye doğru sürüklenmelerin Üst Kretase sonu-Eosen başı arasında geliştiğini gösterir.

ABSTRACT : The «Permian-Carboniferous» of Demirözü» crops out north of Demirözü, about 35 kilometers west of Bayburt (Gümüşhane). The succession, Upper Carboniferous-Lower Permian in age, is prominent for its coal lenses. The area where this unit is exposed, is characterized by E-W trending numerous thrust sheets dipping south. The Carboniferous and the Permian are well exposed in two thrust sheets located south of «Bayburt-Plain», the Carboniferous consists of conglomerate, sandstone, orthoquartzite, carbonaceous shale and limestone and its base is not exposed in the northern slice. It is on a metamorphic basement and grades into Permian consisting of conglomerate, sandstone, quartzite, siltstone and limestone.

The Palaeozoic is covered by the overlapping Liassic consisting of conglomerate, sandstone, sandy limestone and dolomitic limestone. Dogger and Malm are represented by micrite with local chert intercalations. These grade into Lower Cretaceous units consisting of intercalated sandstones and calcarenites that are tectonically overlain by a volcano-sedimentary sequence of Liassic-Upper Jurassic (?) age. In the third slice, the volcano-sedimentary sequence is unconformably overlain by metamorphic rocks. This volcano-sedimentary sequence, at the base, of conglomerates and plant-bearing sandstones. It grades into Upper Jurassic-lower Cretaceous limestones in the uppermost section.

The metamorphic rocks and the overlying Permian-Carboniferous are allochthonous in the investigated area. The thrust sheets comprising slices of Upper Cretaceous sediments and ophiolites are pre-set in front of north moving thrust sheets that are mutually covered by Eocene, suggesting the movements to have occurred in the Upper Cretaceous-Eocene interval.

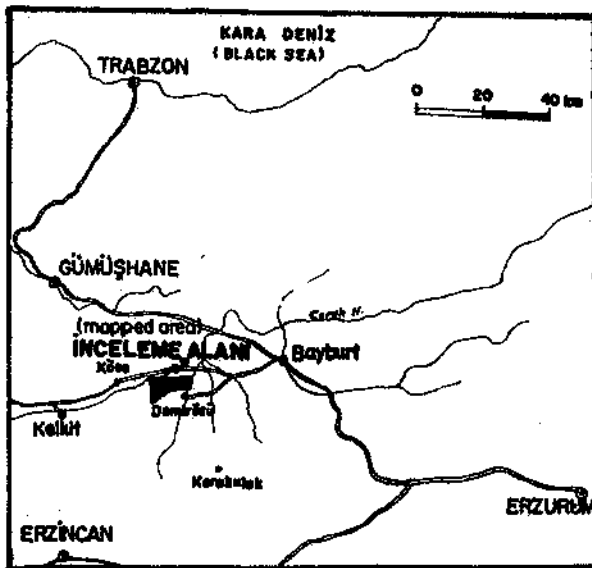
(*) Bu makale, Türkiye Jeoloji Kurultayı'na sunulmuştur.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Doğu Pontidler'in güney sınırına yakın bir alanda, Bayburt (Gümüşhane) ilçesinin 35 kilometre batısındaki Demirözü (Kısanta) Bucağı'nın KB smda yer alır (Şekil 1). Kuzeyden genişçe bir alüvyon düzlüğü ile sınırlanan bu alanda, Çifttaş, Çatalçeşme, Çakırözü, Bayrampaşa ve Viranşehir Köyleri arasında, yaklaşık D-B uzanımlı parçalar halinde, Üst Karbonifer-Alt Permiyen yaşlı kayabirimleri yüzeylenir.

Bölgede, fosili Permo-Karbonifer yaşlı kayaların varlığı ilk defa Ketin (1951) tarafından saptanmıştır. Daha sonra, Açar' (1977) m bu birimler içerisinde kömürleşmiş bitki kalıntıları bulması, taşkömürü bulundurma olasılığı beliren istifin daha ayrıntılı incelenmesi ve Batı Pontidler'deki taşkömürü havzası ile olan ilişkisinin araştırılması gereğini ortaya koymuştur.

Diğer taraf tan, Pontidlerin doğu kesimindeki bilinen tek fosilli Paleozoyik yüzeylenimi olan ve paleokontinentlerin sınırlarının çiziminde önemli ip uçları taşıyabileceği düşünülen «Demirözü Permo-Karboniferi» bazı jeotektonik evrim modellerinin de verisi olmuştur. Bu istif içerisinde kökellerle araldanmalı görülen hornblend-biyotitli andezit, tül ve başlıca silis lavlardan oluşmuş bir volkanizmanın varlığına değinen Şengör ve diğerleri (1980) ve Şen-gör ve Yılmaz (1983), bu volkanizmayı güneye doğru dalarak batıp tüketilen «Paleotetis Okyanusu»nun Permo-Karbonifer'deki dalma-batmasının ürünü olarak değerlendirmişlerdir. «Demirözü dasitik volkanizmaları»nin büyük bir olasılıkla Permo-Karbonifer yaşlı Gümüşhane-Kösedığı-Saraycık granit karmaşığı ile ilişkili olduğuna değinen Tokel (1981) ise, Üst Karbonifer yaşındaki kömürlerle ara katkılı gördüğü bu



Şekil 1 : Yer buldu haritası
Figure I : Location map of the studied area

volkanitlerin belkide, yay üzerinde ve su yüzüne çıkmış ilk adayı işaret ettiğini savunmuştur.

Bu çalışma, bölgedeki Karbonifer ve Permiyen yaşlı kayaların ayrıntılı stratigrafi istiflerinin çıkarılması, bunların konum ve ilişkilerinin saptanarak taşkömürü olanaklarının, ortaya konması amacıyla yapılmıştır.

STRATİGRAFI

Demirözü bölgesi, yaklaşık D-B doğrultu** ve güneye eğimli bindirme düzlemleri ile, stratigrafi istifleri birbirinden az-çok farklı itki dilimlerine bölünmüştür. İnceleme alanı kuzeyindeki ilk dilimin tabanını oluşturan Üst Karbonifer yaşlı kayabirimleri, ikinci dilimde metamorfik kayalar (Devoniyen?) üzerine aşıl diskordansla oturur. Her iki dilimde Karbonifer ile geçişli olan Permiyen kayaları, Jura* Alt Kretase çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülür. İnceleme alanında metamorfik kayalar, Karbonifer ve Permiyen kayaları üzerinde aşmalı olan Jura, üçüncü dilimde metamorfikler üzerine gelir ve düzenli bir Jura-Alt Kretase istifi oluşturur. İnceleme alanı dışında gözlenen Üst Kretase çökelleri, Alt Kretase kireçtaşları üzerinde diskordandır. İtki düzlemlerini örten Eosen çökelleri ise, bütün bu birimler üzerinde aşmalıdır (Şekil 2).

İnceleme alanında yüzeylenen stratigrafi birimleri Açar (1977) tarafından daha önce adlandırılmıştır. Ancak, ayırtmadığı Üst Karbonifer ve Alt Permiyen kayaların Çatalçeşme Formasyonu (Permo-Karbonifer) adı altında toplanan araştırıcının Triyas yaşını verdiği Karakaya Formasyonu, Karbonifer ile Permiyen arasındaki bir fasiyes değişimine karşılık gelir ve bu iki sistemi birbirinden ayırır.

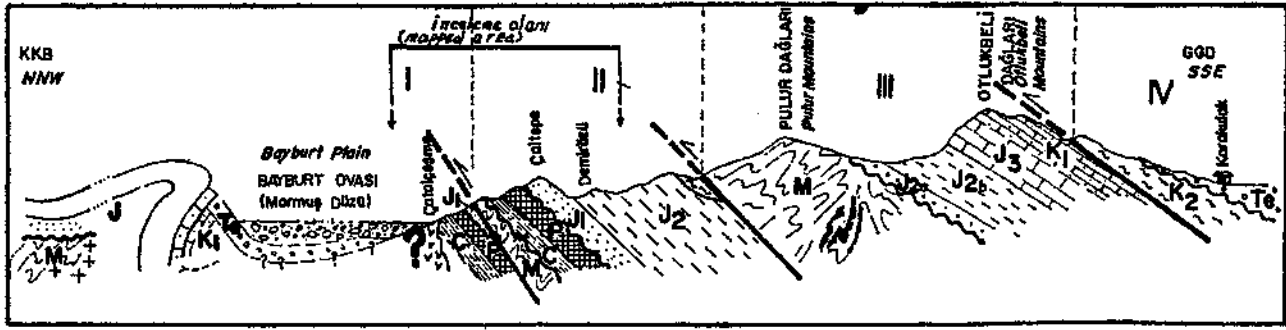
Bu çalışmada, Açar (1977) m kullandığı adlara olabildiğince bağlı kalınarak, Alt Karbonifer kayaları Çatalçeşme Formasyonu adı altında incelenmiş Permiyen ise, Karakaya Formasyonu ve Büyükçücege Formasyonu adları ile ayırdedilmiştir. Yine araştırıcının adlandırdığı Çaltepe Kireçtaşı (Alt Sinemuriyen), Liyas-Alt Kretase kırıntılılarını ve kireçtaşlarını, Hamurkesen Formasyonu (Üst Sinemuriyen), Üst Liya's-Üst Jura? kırıntılarını, Hozbiryayla Kireçtaşı (Kimmericiyen-Berraziyen), Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşlarını kapsar (Şekil 3).

Metamorfik Temel

İkinci dilimin tabanını oluşturan metamorfik kayalar, inceleme alanının D-B doğrultusunda kesen bindirme düzleminin güneyinde, bağımsız parçalar halinde yüzeylenir (Şekil 11). Genellikle birbirleri ile iç içe görünen ve yerel alanlarda farklı yayılımları olan metamorfik kayalar :

a — Karakuş Tepe Kuzeyi ve Kale Dere içinde tipik görünümü olan krem, kirli sarı, yeşilimsiimsimsi kahve renkli, opak boy amali, kaba yapraklanmalı, düzensiz Sarımsı, sert kuvarsitler,

b — Bayrampaşa kuzeyi, Kale Dere ve Çakırözü güneyinde gözlenen sanmsı yeşil renkli, düzensiz yapraklanmalı kuvarş-klorit şistler,



Şekil 2 : Demirözü bölgesindeki itki dilimlerinin konum ve stratigrafisi

Figure 2 : Structural setting and internal stratigraphy of the thrust sheets in the Demirözü region

c — Şistler ile krstalize Mreçtaşları arasında gözlenen, koyu yeşil renkleri, düzenli yapraklanmaları ve yapraklanma yüzelerindeki buruşmalann oluşturduğu iki yönlü çizgisellik ile kolayca tanınabilen klorit şistler,

d — Kale Dere'nin üst kesiminde, şistler içine sokulmuş olarak görünen, koyu yeşil, morumsu renkli, çok kötü yapraklanmak, düzensiz kmklı metavolkanitler (mikroskop altında hafif şisti dokulu olan bu kayalar, epidot ve klorit mikrolitlerinden oluşan bir hamur içerisinde, ayrılmış plajiolak kristalleri ile bol opa'k mineral bulundurur ve andezit olarak tanımlanabilirler),

e — Metamorfik kayaların üst seviyesinde yer alan ve yer yer ayırtlanabilen, koyu mavimsi gri, kirli beyaz renkli, sert, ince-orta kristalli, bazen dolomitize kireçtaşı ara seviyeli, orta-kahn tabakalı kristalize kireçtaşıdır,

Metamorfik kayalar, inceleme alanında Üst Karbonifer, Alt Permiyen, Jura ve Alt Kretase birimleri üzerine sürüklenmiştir. Bayrampaşa kuzeyi ve Karakuş Tepe'de Liyas çökellerinin (Çaltepe Kireçtaşı) açısız diskordansla örttüğü birimin üzerine gelen Üst Karbonifer ve Alt Permiyen birimleri ile olan ilişkisi doğrudan gözlenemez. Çoğu alanlarda bu ikisi arasına sokulan volkanik kayalar sınırlıdır. Ancak, Bayrampaşa kuzeyi ve Kale Dere'de Permiyen birimleri ile metamorfikler arasında bir açısız diskordansın varlığı sezilebilir. Burada, Karbonifer ve Permiyen birimleri bol metamorfik kaya çakılı içerir.

Deriş Dere'de (Çakırözü batısı) dolomitiz© kireçtaşları içinde bulunan ve iç yapısı rekristalizasyon'dan dolayı bozulmuş Amphipora sp. formuna göre, metamorfikler Devoniyen? yaşında olmalıdır. Metamorfik kayaların, metamorfik çakılı içeren Üst Karbonifer ve Alt Permiyen birimlerinden belirgin metamorfizma, yapı ve litoloji farklılıkları ile ayrılması da, bunların, yaşının Geç Karbonifer öncesi olduğu* nu gösterir.

İnceleme alanında yüzeylendikleri daha önce bilinmeyen, yeşil şist fasiyesi metamorfik kayaları, gri* neydeki geniş yayılımlarında (Pulur Masifi) daha yüksek dereceli şist, gnays, metagabro, amfibolit ve

serpantinit şist merceklerini kapsar. Bölgedeki m& tamorfizmanın Almandin-amfibolit fasiyesine kadar ulaştığına değinen Açar (1977), Çalçesme Formasyonunun, Permo-Karbonifer öncesi yaşını verdiği metamorfikler üzerine açısız diskordansla oturduğu ka nısındadır.

Çalçesme Formasyonu

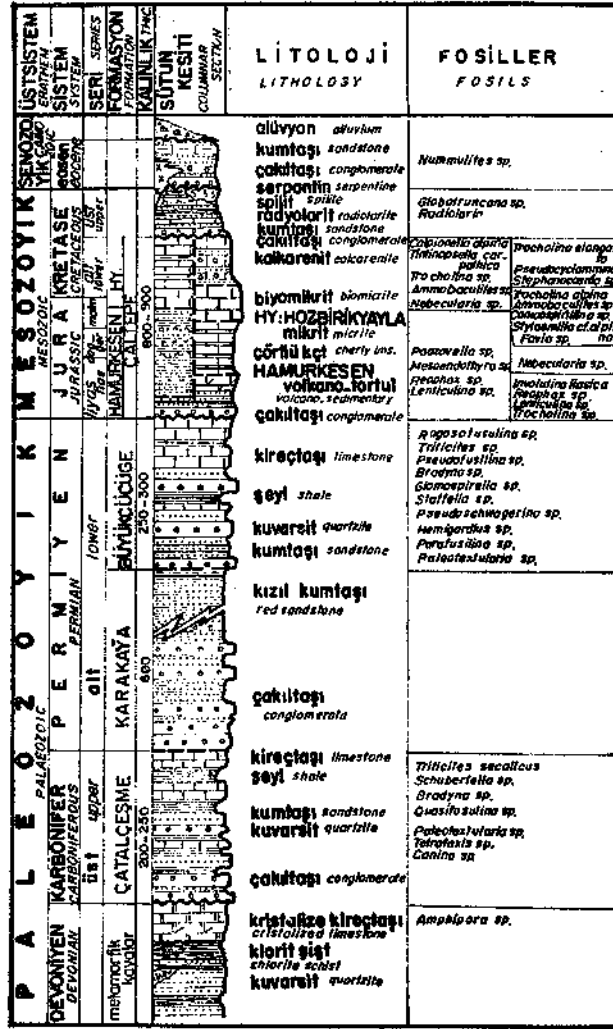
Çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı, ortokuvarsit, siltaşı, kömürlü şeyi ve kireçtaşı tabakalarının ar dolanmasından oluşan Çalçesme Formasyonunun Çalçesme köyünden geçen dere boyunca izlenen tip kesiti 200 m'yi aşkın kalınlıktadır (Şekil 4A).

Kuzey dilimde, KB-GD; güney dilimde, KD-GB uzanımlı olan formasyonun gözlenebilen en alt seviyesi, hemen bütün kesitlerinde genç volkanik kayalarla sınırlanır (Şekil 11). Net bir şekilde birimi kesmiş olan volkanik kayalar dokanak boyunca, özellikle kumtaşlarda kontakt etkileri yapmış, kayanın kırık ve çatlakları boyunca damarlar halinde sokulan kuvars, bazen gözenek ve boşlukları da doldurarak, kumtaşlara silis çimentolu, sert kuvarsit görünümünü kazandırmıştır. Birimde izlenen litoloji ar dalanması (dönemsellik) düzensizdir ve genellikle, altta, belirgin derecelenme gösteren çakıltaşı, çakıllı kumtaşı, kumtaşı tabakaları; üstte, ortokuvarsit, siltaşı, şeyi ve kireçtaşı tabakaları yaygındır.

Kirli sarı, boz, kahve renkli çakıltaşı, boylan 5 cm/ye kadar ulaşan, küresel, disk şekilli, küt köşeli veya iyi yuvarlanmış beyaz kuvars, çört, granit, mikro granit, dasitik volkanik ve metamorfik kaya çakıllarından oluşur. Bunlar genellikle, krem, sarı, kırmızı, kahverengimsi kumtaşları içinde mercekler şeklindedir.

Beyaz, pembe, açık krem renkli ortokuvarsitler ise, beyaz kuvars ve feldispat kırıntılarından oluşur. Yer yer limonit topacıkları içeren bu kayalar, kömürleşmiş bitki kalıntıları, koyu renkli, bol mikalı, kaba yapraklanmak şeyller arasında, sert, aşınma* ya dayanıklı, kalın tabakaları ile dikkati çeker.

Gri, siyah renkli, ince-orta tabakalı kireçtaşları, bol Alg, Bryozoa, Mercan, Brachiopod, Gastropod ve Fusulin kalımlı, yer yer sparitleşmiş biyomikritler.



Şekil 3 : Demiröz bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti

Figure 3 : Generalized stratigraphic section of the Demiröz region

dir. Çoğunlukla, ince şeyi ara tabakalı olan Mreçtaşları, kalınlığı 1-15 m. arasında değişen bant veya mercerler şeklindedir.

Çatalçeşme Formasyonu, üzerine gelen Karakaya Formasyonu ile geçlidir (Çatalçeşme-Çakıröz yolu yarması, Guguluç Tepe GB sı, Deliktaş Tepe GB sı ve Demiröz-Çakıröz yolu yarması).

Kapsadığı litofasiyeler yanında fauna ve flora içeriği de Çatalçeşme Formasyonunun sığ deniz ortamında çökeldiğini gösterir. Bitki sap ve yapraklar karadan taşınmıştır.

Formasyonun değişik seviyelerinden derlenen, *Triticites secalcus* SAY., *Schuberteila* sp., *Bradyna* sp., *Quasifusulina* sp., *Paleotextularia* sp., *Triticites* sp., *Tetrataxis* sp. ve *Canina* sp. formlarına göre, Çatalçeşme Formasyonu, Geç Karbonifer (Gizeliyen) yaşındadır.

Ağar (1977), formasyondan derlediği bitki kalıntı, larına Westfaliyen yaşım vermiş; Wagner (1980, sözlü

bilgi), Gondwana'ya ait bu floranın Alt Kantabriyeni düşündüren Stefaniyen yaşında olduğunu belirtmiştir.

Karakaya Formasyonu

Karakaya Formasyonu, pembe, kahve, kızıl renkli çakıtaşı ve kumtaşından oluşur. Karakaya Tepe'de (Çakıröz kuzeyi) tip kesit veren birimin kalınlığı 600 m. dolayındadır.

Tabanda çakıtaşı-kumtaşı ardalması ile başlayarak birimde üste doğru tane boyu inceliği belirgindir. Altta, boz, alacalı, sarımsı, pembe, kızıl, kahve ve renkli, iyi yuvarlanmış granit, mikro granit, asitik volkanik kaya, andezit, kuvarsit ve metamorfik kaya çakıllarından oluşan, kötü boylanmış, kaim tabakalı, gevşek çakıtaşları gözlenir. Üstte, pembe, kızıl, kahve, yer yer mor renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer lamine, kötü boylanmış, kuvars, feldispat, mikta, magmatik-metamorfik kaya kırıntıları, zirkon ve opak mineral taneleri bulunduran kumtaşları yaygındır. Birimin en üst seviyesinde, kızıl, yer yer siyahımsı renkli (opak boyamadan dolayı), *Orthoceras* kalıplarına benzeyen biyotürbasyon yapılarının gözlenildiği bol mikali silt taşları yer alır.

Büyükcüğe Formasyonu ile yanal-düşey geçişli olan Karakaya Formasyonu, kızıl rengin ve biyotürbasyonların belirlediği, karaya çok yakın sığ ortamda (plaj) çökemiştir. Çakıtaşları ve bol feldispat kumtaşları, alttan ve üstten sığ deniz çökelleri ile geçlidir. Litofasiyesin değişimi, beslenme rejimindeki iklime bağlı değişimle açıklanabilir.

Karakaya Formasyonu içinde bulunan bir kaç mercan formu çok kötü korunmuş olduğundan tanınamamıştır. Stratigrafik konumu ve ilişkilerine göre, birim Alt Permiyen yaşında olmalıdır.

Ağar (1977), Permo-Karbonifer üstünde açılal diskordanslı gördüğü birimin yaşını Triyas olarak kabul ederse de, Karakaya Formasyonu net bir şekilde, alttan, Çatalçeşme Formasyonu (Gizeliyen); üstten, Büyükcüğe Formasyonu (Alt Permiyen) ile geçlidir (Şekil 4 ve 5).

Büyükcüğe Formasyonu

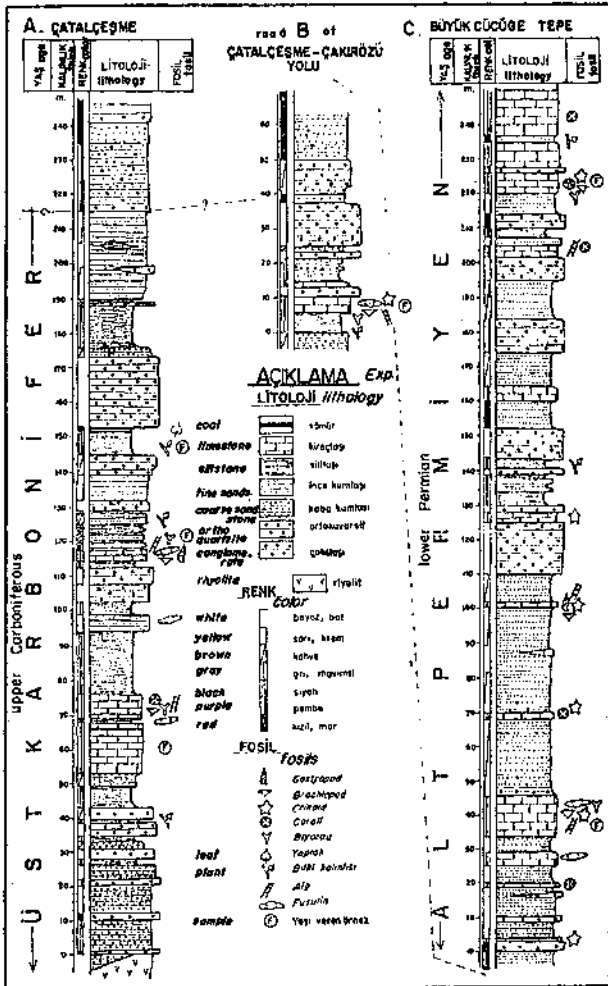
Büyükcüğe Formasyonu, Büyükcüğe Tepe'de izlenen tip kesitinde, arkozik kumtaşı ile başlar. Üste doğru, çakıtaşı-çakıllı kumtaşı-sarımsı, kahverenkli ortokuvarsit ve gri, boz, yersel sarımsı renkli, ince tabakalı, şeyi ara seviyeli kireçtaşı ardalanmasında dönüşür. Orta seviyede, koyu renkli, düzensiz yapraklanmalı birkaç bitkili silttaşı tabakası bu ardalanmaya katılır (Şekil 4C ve 6).

İstiflenme ve litofasiyes özellikleri ile Çatalçeşme Formasyonuna çok benzeyen Büyükcüğe Formasyonunda litoloji ardalanması daha düzenli, kireçtaşı tabakaları daha yaygındır. Ancak, Formasyon içindeki kireçtaşları gri, boz, yersel sarımsı renkli, kalsit damarlı ve ince tabakalıdır. Kumtaşları ise, kirli sarı, kahve, yeşilimsi kahve renklerde, orta-kalın tabakalıdır. Hemen bütün kumtaşı ve ortokuvarsit tabakalarının altı, Çatalçeşme Formasyonunda

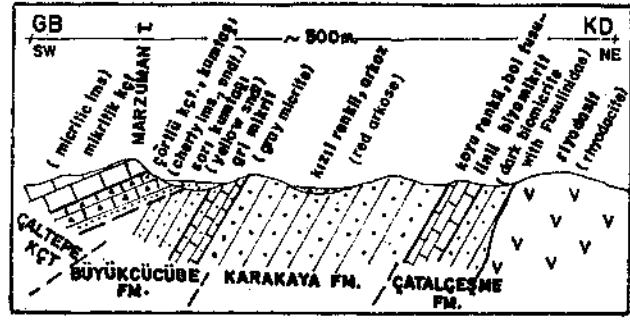
olduğu gibi, çakıltasıdır. Üste doğru kumtaşına dere* celenen bu çakıltaları, çok iyi yuvarlanmış kuvars, çört, magmatik ve metamorfik kaya çakılları kap* sar. Tane boyları 4 cm/ye kadar ulaşır da, ortalama boy 1-2 cm. dolayındadır.

Çatalçeşme Formasyonuna benzer sığ deniz ortamı özellikle taşıyan Büyükcüğe Formasyonu, yayılım alanının her kesiminde, Çaltepe Kireçtaşı tarafından açıl diskordansla örtülür (Şekil 6).

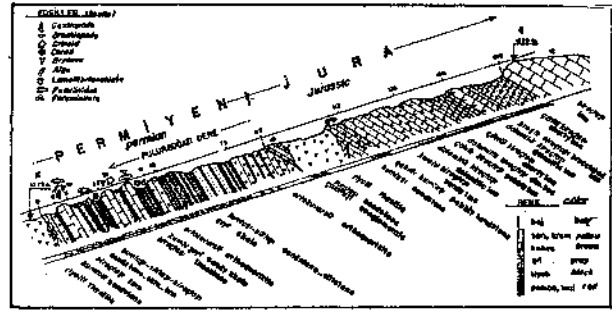
Formasyon içindeki kireçtaşları bol organizma (mercan, alg, brakipod, gastropod, krinoid, foraminifer) kalıntılıdır. Ortokuvarsitler ve mikali siltaşlarında, mercan, brakipod, lamelli kavkuları ve kömürleşmiş bitki kırıntıları, yapraklar bulunur. Bunlardan, Rugofusulina sp., Triticites sp., Pseudofusulina sp., Bradyna sp., Gîomospirella sp., Stafella sp., Bolutonia sp., Pseudoschwagerina sp., Glomospira sp., Tuberritina sp., Dagmarita sp. Tetrataxis sp., Parafasua sp., Paëotextularia sp. formları, Büyükcüğe Formasyonunun Alt Permiyen yaşında olduğunu belirler.



Şekil 4 : Çatalçeşme ve Büyükcüğe formasyonlarının ölçülmüş stratigrafi kesitleri
Figure 4 : Measured stratigraphic sections of Çatalçeşme and Büyükcüğe formations



Şekil 5 : Marzuman Tepe Jeoloji kesiti
Figure 5 : Geological cross section of Marzuman Tepe



Şekil 6 : Pulurboğazı Dere ölçülmüş stratigrafi kesiti
Figure 6 : Measured stratigraphic section of Pulurboğazı Dere

Çaltepe Kireçtaşı

Kuzey dilimde parçalar halinde yüzeylenen Çaltepe Kireçtaşı, güney dilimde geniş yayılımlıdır. Tip kesiti Kurtkoyağı Dere'de izlenen ve kalınlığı 150-300 m. arasında değişen formasyon içinde dört seviye ayrılmıştır (Şekil 7).

Çakıltası-kumtaşı-kumlu kireçtaşı-dolomitize kireçtaşı Tabanda yer yer gözlenen boz, sarımsı kahve, kızılımsı, yeşilimsi kahverenkli çakıllı kumtaşı ve kumtaşma geçer. Kale Dere'de birimin tabanında gözlenen, metavolkanik ve metamorfik kaya çakıllardan oluşmuş, kaim tabakalı çakıltası çok kötü boylanmalıdır. Gevşekçe tutturulmuş, yuvarlak veya köşeli iri çakılların arası kum, yer yer de kil hamurla doldurulmuştur. Bunların üzerinde kızıl renkli, kireç çimentolu ve kireçtaşı mercekli kalınca bir kumtaşı bulunur. Üste doğru kireç oranının artması ile kumlu kireçtaşı ve dolomitize kireçtaşına geçilir (Şekil 7).

İnceleme alanının değişik kesimlerinde bu seviyeden alınan örneklerdeki, *Involutina liassica* (JONES), *Involutina* sp., *Trocholina* sp., *Ammobaculites* sp., *Reophax* sp., *Lenticulina* sp., *Bryozoa*, *Lagenidae* Modosariidae formları Liyas yaşım belirler.

Çörtlü kireçtaşı Koyu gri, gri ,yer yer pembemsi, kızılımsı renklerde, sert, midye kabuğu veya kıymıksı kırılmalı, kırıllı fosilli, 2-15 cm. kalınlığında, pembe, esmer çört yumru veya bantlı, ince-orta tabakalı pseudo-oolitli pelmikrittir. Kalınlığı 10-50 m. arasında değişen bu seviye, *Nebecularia* sp., *Endothyridae* formlarına ve stratigrafik konumuna göre, Liyas-Dogger? yaşında olmalıdır.

Biyomikrit Gri, bej, pembemsi renklerde, sert, düzensiz, kıymıksı kırılmalı, çört serpintili ve kalın tabakalıdır. Yersel oosparit, intramikrit mercekleri ve bol mercan, alg, gastropod kalıntıları kapsar. Ka* İmliği 50-250 m. arasında değişen biyomikritlerden alman örneklerde, Üst Jura-Barraziyen yaşını veren, *Trocholina alpina* (LEOPOLD), *Ammobaculites* sp., *Trocholina* sp., *Protopenopis* sp., *Valulina* sp., *Endothyra* sp., *Olanina* sp., *Conicospirulina* sp., ve *Stylosmilina* cf. *alpina* KOPY., *Favia* sp. formları bulunur.

Kumtaşı-kumlu kalkarenit Biyokimritler üzerine uyumlu olarak gelen kızıl renkli, kumlu bir kireçtaşı tabakası ile başlar ve gri kireçtaşı-san kireçtaşı-san kumtaşı-bej kalkarenit-çakıllı kireçtaşı tabakalarına ardalanması ile devam eder. Kumtaşı içerisinde bantlar oluşturan koyu kireçtaşı ve kalkarenitler makrofosil kırıntıları içerir. Kalınlığı 5-50 m. arasında olan bu seviyedeki, *Trocholina elongata* (LEUPOLD), *Pseudocyclamina* sp., *Lituoidea* ve *Stephanococnia* (?) sp. formları, Valanjiniyen yaşını belirler.

Tabanda karasal ortama çok yakın sığ deniz çökelleri ile başlayan Çaltepe kireçtaşında bulunan mercanlar, çökmenin yavaş olduğu sığ (5-50 m.), sıcak (20-30 C°) ve ortalama tuzluluğu % 36 dolayında M, yüksek enerjili deniz ortamını karakterize eder.

İnceleme alanında Çaltepe kireçtaşı üzerine, aynı yaş konağını paylaşan ve birimin yanallı fasiesi olan Hamurkesen Formasyonu tektonik olarak gelir.

Bu dört seviyeyi Çaltepe kireçtaşı adı altında toplayan Ağar (1977), tamamen kireçtaşından oluştuğunu kaydettiği birime, bölgede daha önce yapılmış çalışmalarına dayanarak, Alt Sinemuriyen yaşını verir. Bayburt övasının kuzeyindeki alanlarda aynı özelikleri taşıyan birim geniş yayılmıştır.

Hamurkesen Formasyonu

Türbiditik özellikler taşıyan çakıltaşı, grovak, kumtaşı, marn, tüfit, bazalt lav ardalanmasının oluşturduğu volkano-tortul istif Hamurkesen Formasyonu adı ile ayırtlanmıştır.

Tip kesiti; Hamurkesen Dere'de (Gökçedere KD su) izlenen Hamurkesen Formasyonu, kızıl, mor, yeşilimsi kahve renkli, kartonsu yanmalı, bitkili kumlu taşlarla başlar. Yaklaşık 30-40 m. kalınlığındaki bu seviye üzerinde, giderek artan, yeşilimsi boz renkli, konkoidal aynışmalı, yer yer böbreğimsi görünümüne marn ve tüfit tabakaları kumtaşı ile ardalanmaya, 100 m/yi aşkın bir kalınlıktan sonra, kalın tabakalı, bitkili grovaklar, iyi yuvarlanmış bazalt volkanik kaya çakıllarından oluşmuş çakıltaşı ve kal-

karenitler katılır. Üste doğru artan tüfitler, inceleme alanı güneyinde, bazaltik lav ve aglomera katkıdır. Litofasiesleri ve istiflenmesi bölgelere göre sık değişen birim, inceleme alanından batıya doğru uzanır ve Sadak (Kelkit) kuzeyindeki Gölyeri Tepe'de kireçtaşı çakıllardan oluşmuş olistostromları kapsar.

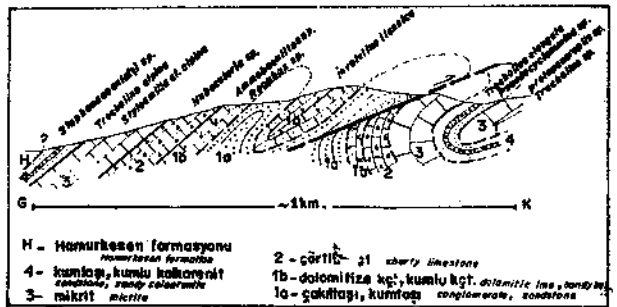
Güneydeki üçüncü dilimde metamorfik kayalara (Pulur Masifi) üzerine açısal diskordansla gelen benzer bir istifin tabanında metamorfik kaya çakılları içeren bir çakıltaşı bulunur. Bunların üzerine gelen kömür mercekli, mikali kumtaşlarından sonra, marn-çört-çört-kireçtaşı mercekli grovak-şeyl ve çörtlü mikritlere geçilir (Şekil 8).

İnceleme alanında, kuzey sınırı boyunca üzeri ne gelen Hozbirikyayla Kireçtaşı ile uyumlu, yer yer de, çeşitli olan Hamurkesen Formasyonu; güney sınır boyunca, metamorfik kayalar (Pulur Masifi) tarafından tektonik olarak örtülür.

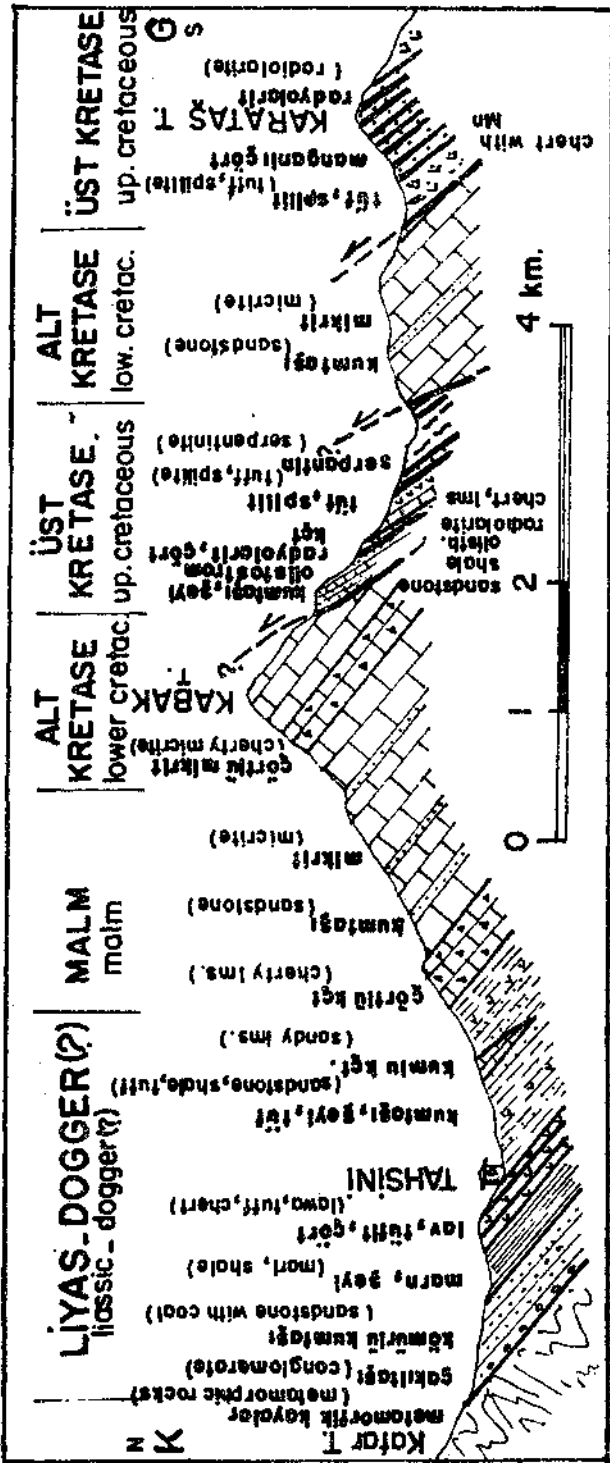
Hamurkesen Formasyonunun tabanında yer alan bitkili kumtaşları sığ deniz ortamını yansıtır. Bu ortamın zamanla hareketlilik kazanması sonucu, volkanik aktivite başlamış ve enerji yükselmiştir. Ancak, çökmenin son aşamasında, havza duraylılığı kısmen kazanmış olmalıdır.

Hamurkesen Formasyonunda yaşını doğrudan saptayacak fosiller bulunmamıştır. Olistostromlardaki kireçtaşı çakıllarından alman örneklerde Liyas yaşını veren, *Faozovella* sp., *Mesoendothyra* sp., *Ammobaculites* sp., *Reophax* sp., *Lenticulina* sp., *Nebecularia* sp., formları bulunmuştur. Liyas kireçtaşı, nın çakıl ve bloklu içerikli birimin Liyas'tan genç olduğu düşünülebilir. Nitekim, Korkmaz ve Baki (1984), üçüncü dilimde, Hamurkesen Formasyonu ile eşlenen kömürlü kumtaşları içinde Dogger yaşını veren pollenlerin bulunduğu değinirler. Üst sınırda ise, Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşı ile geçişli olan Hamurkesen Formasyonu, Üst Liyas-Üst Jura yaşında olmalıdır.

Birimin Üst Sinemuriyen yaşında olduğunu düşünen Ağar (1977) a göre, Çaltepe Kireçtaşı (Alt Sinemuriyen) üzerine uyumlu olarak gelen Hamurkesen Formasyonu, Hozbirikyayla Kireçtaşı tarafından açısal diskordansla örtülür.



Şekil 7 : Kurtkoyu Dere jeolojik kesiti
Figure 7 : Geological cross section of Kurtkoyu Dere



Şekil 8 : Tahsini-Otlukbeli Damlan jeoloji kesiti
Figure 8 : Geological cross section of Tahsini-Otlukbeli Damlan

Hozbirikyayla Kireçtaşı

Genellikle, bej renkli mikritlerden oluşan ve kuzey dilimde, Viranşehir batısında yüzeylenen Hozbirikyayla Kireçtaşı, inceleme alanı dışında çok geniş yayılımıdır.

Gökçedere-Gelinpertek yolu batısında oosparit ve kumlu kalkarenitlerle başlayan birim, Hamurkesen Formasyonu üzerinde uyumludur. Üste doğru ince tabakalı, bazen çörtlü, kumtaşı-kalkarenit ara seviyeli, pembemsi, sarımsı bej renkli mikritlere geçilir.

Viranşehir batısında bir bindirme düzlemi ile sınırlanan Hozbirikyayla Kireçtaşı, inceleme alanı batısı ve güneyinde fliş veya ofiyolit kayaları ile örtülür.

Gelinpertek (Kelkit) güneyinde, Üst Kretase kayaları Hozbirikyayla Kireçtaşı üzerinde açılal dis* üordanslıdır (Şekil 9). Ehenelik (Kelkit) dolayında kumtaşı ve şeyi ara seviyeli mikritler üzerinde, kireçtaşı çakıllı ince bir çakıltaşı ile başlayan türbiditler ve serpantinler yer alır (Şekil 10). Otlukbeli Dağları'nda (inceleme alanı güneyi), Hozbirikyayla Kireçtaşı ile üzerinde yer alan Üst Kretase yaşlı fliş çökeli* içri ve ofiyolit kayalarının sınırlı tektoniktir (Şekil 8).

Bu gözlemlere göre, Üst Kretase (Senomaniyen-Turoniyen) yaşındaki çökeller tarafından açılal dis* kordansla örtülen Hozbirikyayla Kireçtaşı, alman örneklerdeki/ Trocholina sp., Ammobaculites sp., Tr* ochamina sp., Mebecularia sp., Frotopenoplis sp., Calpionella alpina (Lorenz), Tintinnopselia carpat-Mca (Murge-fill) formlarına dayanılarak, Üst Jura-Berraziyen yaşı verilmiştir.

Ağar (1977), kireçtaşımın yaşımm Kimmericiyen-Berraziyen olarak kabul eder.

Eosen Kayaalan

Bu çalışmada ayrıntılı araştırılmasına girilmeyen, Ağar (1977) m Sıra taşlar Formasyonu ve Kızılyar Formasyonu adları ile ayırladığı Eosen kayabirimleri, Bizgili kuzeyinden inceleme alanına sokulur. Eosen öncesi yaşlı birimler üzerinde transgressif olan bu birimler, san renkli, bol makro fosil ve Nummulites kalmtıh kumtaşı, karbonatlı kumtaşı, çakıltaşı tabakaları ile başlar ve çakıltaşı mercekli kızıl kumtaşma geçer.

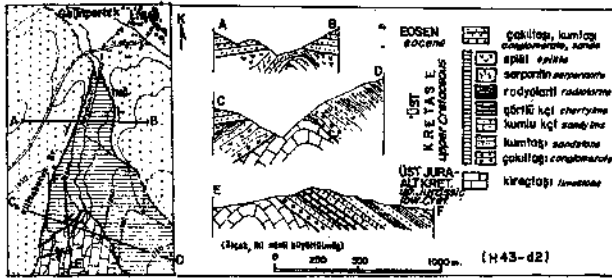
Ağar'm (1977) Yipresiyen-Alt Lütisiyen ve Üst Lütisiyen yaşlarını verdiği, tipik molas fasiye* sindeki bu çökellerin litofasiyes, yapı ve dokuları, güneyde, Maden-Karakulak arasında ve kuzeyde, Kitre dolayında gözlenen Eosen çökellerinden farklıdır.

Volkanik Kayalar

İnceleme alanında, tektonik çizgilere paralel olarak yayılan volkanik kayalar, ilk bakışta kırık iarla yakın ilişkili olup, çoğunlukla, metamorfitlet veya Karbonifer-Permiyen kayaları ile dokanaklıdır (Şekil 11).

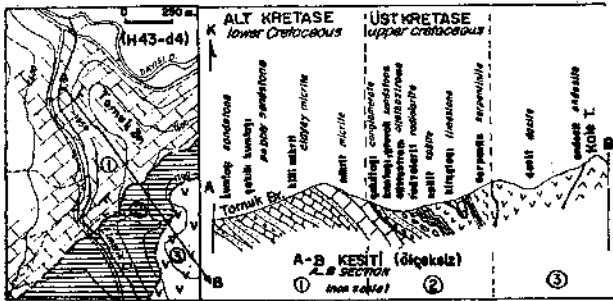
İnceleme alanında gözlenen volkanik kayalar iki farklı volkanizmanın ürünüdür. Bunlardan geniş yayımlı olan, sarımsı, kızılımsı renkli, sert, düzenli eklemli, vitrofirik dokulu, bol kuvarşlı volkanitler, riyolit-riyodasit-dasit kompozisyonundadır. Çaltepe kuzeyi, Uzunburun Tepe kuzeyi, Viranşehir batısı ve Bizgili dolayında yüzeylenen, yeşilimsi-mavimsi gri renklerdeki, ayrışmış ir feldispatlı volkanitler ise, andezittir.

Volkanitler, gözlenen bütün yüzeylenimlerde çatlak, kırık ve zayıflı zonları boyunca sokulmuşlardır ve lav akması göstermezler. Çökel kayalarla olan dokanaklarında 20 cm.'ye kadar ulaşan erken soğuma yüzeyleri ve birkaç cm. kalınlığında kontakt etkileri gözlenir. Çökeller içindeki küçük yüzeylenimleri dayk şeklindedir. Bazı yarmalarda, üstündeki çökel tabakalarını kesememiş olan volkanit sokulumları, tabakalanmaya uyumlu soğuma yapıları kazandırdıklarından, çökel tabaka altındaki bir volkanik seviye görünümü verecek şekilde stoklanmıştır. Çatak çeşmemde, Karbonifer kuvarsitleri; Viranşehir güneyinde, Permian kireçtaşları; Uzunburun Tepe kuzeyinde, Jura kumtaşları ve Çakırözü batısında Jura kireçtaşları altında gibi gözlenen volkanitler bu oluşturunun belirgin örnekleridir.



Şekil 9 : Gelinpertek güneyinde Hozbirikyayla Kireçtaşı ile Üst Kretase çökelleri ve ofiyolitlerin ilişkisi

Figure 9 : Relation between Hozbirikyayla limestone-Upper Cretaceous sediments and ophiolite at the south of Gelinpertek



Şekil 10 : Elmelik (Kelkit) kuzeyinde Hozbirikyayla Kireçtaşı-Üst Kretase çökelleri ve ofiyolit ilişkisi

Figure 10 : Relation between Hozbirikyayla limestone-Upper Cretaceous sediments and ophiolite at the north of Elmelik (Kelkit)

Ketin (1951), Şengör ve diğerleri (1980), Şengör ve Yılmaz (1983) ve Tokel (1981) in Permo-Karbonifer içinde değerlendirdikleri bu volkanitlerin, Hozbirikyayla Kireçtaşı ile transgressif olarak örtüldüğünü gözleyen Açar (1977), volkanizmanın yaşının Post Sinemuriyen-Ante Kimmericiyen olduğunu ileri sürer,

Oysa, inceleme alanında Hozbirikyayla Kireçtaşını da kesmiş olarak gözlenen volkanitler, inceleme alan batısında (Elmelik) Üst Kretase yaşlı fliş ve ofiyolitleri de kesmiştir. Bu nedenle volkanizmanın yaş Üst Kretase sonrası olmalıdır ve bu volkanitleri bölgede yaygın olan Eosen volkanizması ile birlikte değerlendirmek gerekir. Çaltepe kuzeyindeki dokanak ilişkilerine göre, andezitik volkanizma, riolititik-dasitik volkanizmadan daha genç bir evrede gelişmiştir.

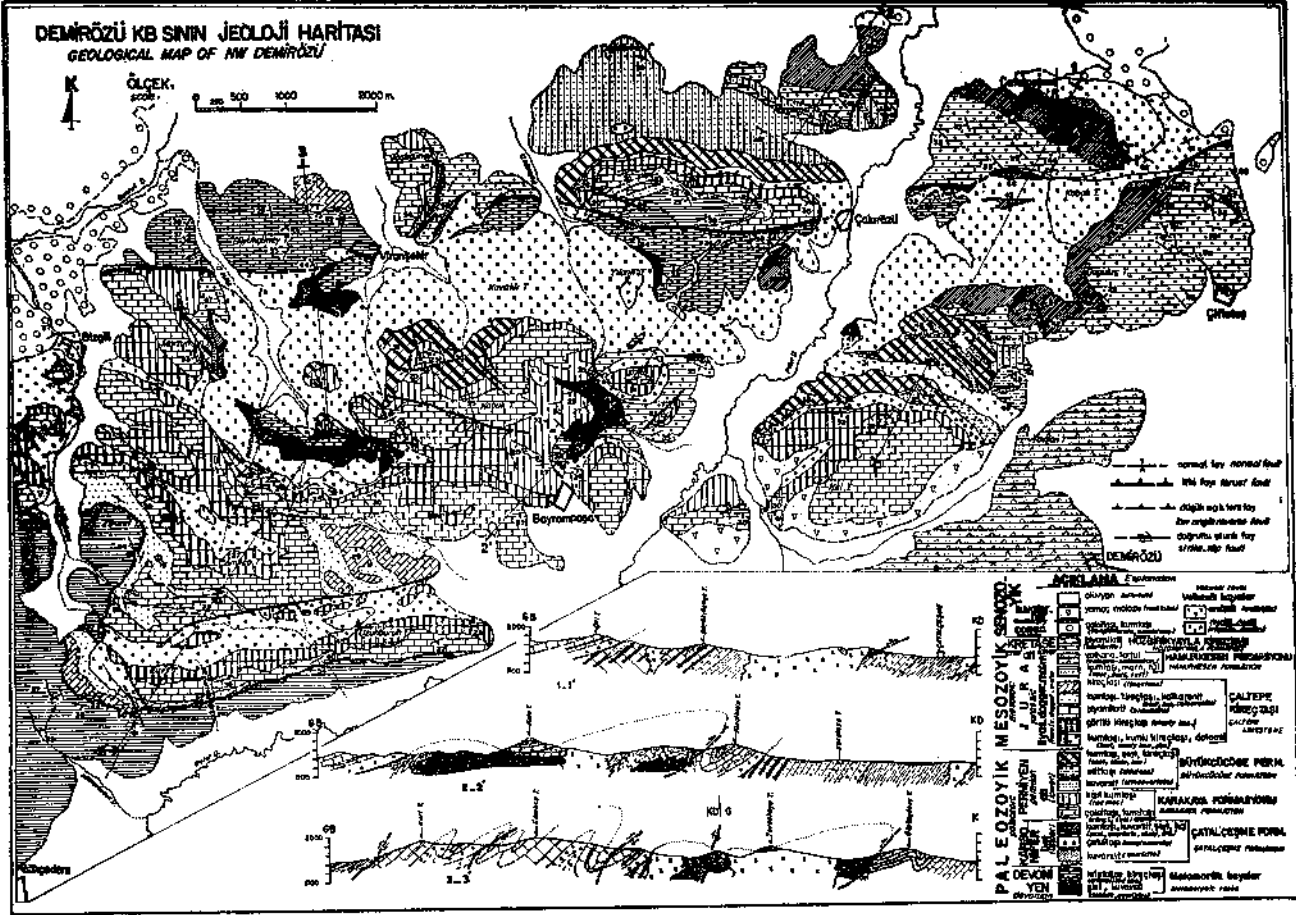
Petrografik özellikleri, metamorfizma içerisinde bulunan ve Karbonifer, Permian, Jura çökellerine çakıl veren, Üst Karbonifer öncesi yaşlı granit-dasit-andezit kompleksi kayalarından farklı olan bu volkanitler, Hamurkesen Formasyonu içindeki bazalt-andezit lav ve tüflerinden kolayca ayır edilebilirler.

YAPISAL JEOLJİ

Bölge, egemen yapıyı oluşturan D-B doğrultulu ve genellikle kuzeye itilmeli ters faylar boyunca, az çok stratigrafik farklılıklar olan itki dilimlerine bölünmüştür (Şekil 2).

İnceleme alanı kuzeyindeki ilk dilim kuzeyden sınırlayan Bayburt Ovası'nın yapısal niteliği kesin olarak belirlenememektedir. Kalın alüvyonların biriktiği bir yapı çanağına karşılık geldiği sezilebilen bu havzayı Ketin (1951) graben olarak yorumlamışsa da, bu yapı, K-G doğrultulu sıkışmaya oluşmuş bir çöküntü alanını, bir doğrultu atımlı fay veya bir bindirme fayına da karşılık gelebilir. Ovanın kuzeyindeki Jura-Kretase istifi ise, güneye devrik kıvrımlıdır.

İnceleme alanında Karbonifer ve Permian kalyalarının yüzeylendiği iki dilimi birbirinden ayıran, D-B uzanımlı bindirme fayı, Dikilitaş Tepe-Bizgili arasında, 13 km. kadar net bir şekilde izlenir. Ondülasyonlu fay düzeninin eğimi 15°-80°G dir. Yer yer yüzeylenen metamorfik tabanla başlayan ikinci dilim, birinci dilimdeki Karakaya Formasyonu, Çaltepe Kireçtaşı, Hamurkesen Formasyonu ve Hozbirikyayla Kireçtaşı üzerinde görülür. Bu dilim, özellikle Jura-Kretase çökellerinin geniş yayımlı olduğu batı kesimde, birimlerin tekrarlanmasına neden olan, kısa mesafeli ters faylarla parçalanmıştır. Bu fayların yana yönde, aynı uzanımlı devrik kıvrım eksenleri ile çakışmaları, ekayların kıvrımlanma sonucu geliştiğini gösterir. İlerleyen deformasyon altında kırılma sonucu normal kanat devrik kanat üzerinde sürüklenmiştir. İnceleme alanında gözlenen çoğu tabakalar, devrik kıvrım ve fay düzlemleri güneye eğimlidir. Özellikle Jura-Kretase çökelleri içinde izlenen bu yapılar, bölgesel yapının gözlenebilir ölçekteki örnekleridir. Bölgesel ölçekteki itki dilimlerinin oluşumu ve genelde bir antikalinal yapısı içinde görünen Karbonifer-Permian kayalarının konumu, kıvrımların devrik kanatları boyunca kırılıp sürüklenmesi sonucu gelişen bindirmelerle açıklanabilir. Ancak, sürüklenme uzaklığını ve bugünkü konumları allokon olan bu kayaların ilk yerini saptamak güçtür.



Şekil 11 : Demirözü KB sınır jeolojî haritası

Figure 11 : Geological map NW of Demirözü

Güneyde, üçüncü dilimde tabanı oluşturan metamorfik kayalar geniş yayılımlıdır. Kelkit güneyi ile Bayburt güneyi arasında, yaklaşık 100 km. izlenebi len bindirme çizgisi boyunca metamorfitle, Jura-Kretase çökelleri üzerine sürüklenmiştir. Demirözü güneyinde (Aşutka kuzeyi), bindirme düzleminde sıkışmış küçük serpantinit, gabro, diyabaz kütleleri gözlenir.

İnceleme alan ve yakın çevresinde yapısal çizgilere paralel uzanan Eosen çökelleri, çoğu alanlarda, bindirme düzlemlerini örtmüştür. Üst Kretase çökellerinin ve serpantinitlerin tektonik çizgilerde sıkışmış olması, bindirme tektoniğinin Üst Kretase sonu-Eosen başı arasında oluştuğunu gösterir.

KÖMÜR OLANAKLARI

Çatalçeşme Formasyonu içinde üç seviyede kömürleşmiş bitki kalıntıları gözlenmiştir. Bunlardan en kaim olanı, Çatalçeşme İlkokulu karşısında, dere yarmasındadır. Kalınlığı 8 m. dolayında olan bir silttaş seviyesinin üst kısmındaki 1-2 cm.'lik düzensiz kömür bantları kil bantları ile ardalanmalıdır. Toplam kalınlığı 1,5-2 m. dolayında olan kömürler üzerinde kalınca (20 m.) bir ortokuvarsit seviyesi yer

alır. Bitki kalıntılı diğer silttaş tabakaları ise, Miçük derenin doğu yarmasında, Cami'nin güney ve kuzeyinde yüzlenir.

Çatalçeşme-Çakırözü yolu yarması, Çakırözü GB'sı (3 seviye), Kale Tepe doğusu, Kabak Tepe güneyi, Deliktaş Tepe doğusu, Çakırözü-Demirözü yolu yarması ve Guguluç Tepe GB'sında kömürleşmiş bitki kalıntıları bulunur. Büyükcüçüğe Formasyonunda bitki kalıntısı daha azdır.

Silttaşları ve şeyller içinde yersel yığışım gösteren, 3'er yer parçalanmış yapraklar ve ince dal parçaları dışında, büyükçe bitki kalıntıları veya köklerine rastlanmamıştır. Yapraklar, düşük enerjili dalgalarla taşınmış ve asal yığışım ortamından uzakta, karadan beslenmenin az olduğu alanlarda çökelmiş olmalıdır. Bitki kırıntıları içeren şeyller karbonat çökeltim ortamına yakın, sığ deniz ortamında çökelmiştir. Önemli kömür yataklarının oluşumuna elverişli olmayan ortam tektonik duraylılığa sahiptir. Dönemsel 'Çökeltme, iklim ve beslenme faktörlerine bağlıdır.

Bölgedeki Jura çakıltaşlarında silisifiye ağaç kalıntıları ve kömür çakılları bulunur. Eosen çökelleri içinde kömür mercekleri yaygındır.

SOMJÇLAE

Metamorfik kayalar (Pulur Metamorfikleri) üzere açılal diskordansla gelen ve sığ deniz çökellerin« den oluşlan Üst Kart>onifer (Gizeliyen) - Alt Permiyen yaşlı kayalar, Demirözü bölgesinde allokton konum-ludur. Bunlar, üzerine transgressif olarak geldikleri metamorfitle birlikte, Üst Kretase Sonu-Eosen Ba< şı arasında güneyden kuzeye doğru itilerek bu ko* numlarmı kazanmışlardır.

Üst Karbonifer-Alt Permiyen birimlerinin, bol metamorfik kaya çakılı yanında, metamorfik olma-yan granitik-volkanik kaya çakıllarını içermesi, böl gede, Üst Karbonifer öncesi (Devoniyen-Üst Karboni fer arası) bir metamorfizmanın ve bunu izleyen granitik-volkanik intrüzyonların varlığını ortaya koyar.

tnceleme alanındaki Üst Karbonifer ve Alt Per miyen birimleri içinde önemsenebilecek kömür oluşumlarına rastlanmamıştır, önceki araştırmacıların bu birimlerle ara katkılı olarak değerlendirdikleri vol kanizma Eosen? yaşlıdır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, MTA Genel Müdürlüğü Enerji Ham madde Etüd ve Arama Dairesi Başkanlığının Taşkö mürü İstikşaf Etüdleri Projesi kapsamında yapılmıştır.

Temmuz-Eylül 1983 tarihleri arasında yürütülen arazi çalışmalarında derlenen paleontoloji örneklerini tanımlayan E. Çatal (Paleozoyik mikroları), M,

Baydar (Paleozoyik mercanları), A. Ayarođlu (Meso zoyik mikroları), S. Tuzcu (Mesozoyik mercanları); volkanik kaya örneklerinin petrografisini yapan B. Çan'a ve Bayburt Karbonifer Kampı elemanlarından A. Angılı ve S. Korkmaz'a teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ağar, Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi : Doktora Tezi, İÜFF, Mayıs 1975; KTÜ Matbaası, 1977, 59 s., Trabzon.
- Ktein, I., 1951, Über die Geologie der Gegend von Bayburt, In Nordest Anatolien: Rev. Fac. Sci. Univ. İstanbul, B, 16, 113-127.
- Korkmaz, S. ve Baki, Z., 1984, Demirözü (Bayburt) güneyinin stratigrafisi : TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası 10. Yıl Kurultay Bildirisi.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, I., 1980, Remnants of a prelate Jurassic ocean in northern Turkey : fragments of Permian-Triassic Paleotethys: Geol. Soc. Amer. Bull., 91 (part IX) 499-609.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, t, 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi : Levha tektoniği açısından bir yaklaşıım : TJK Yer Bilimleri Özel Dizisi, 1, 75 s
- Tokel, S., 1981, Plaka tektoniğinde magmatik yerleşimler ve jeo-kimya : Türkiye'den örnekler: Yer Yuvarı ve İnsan, 6, 34, 53-65.
- Yazının geliş tarihi : 10.1.1987
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 1.12.1987
Yayıma verilmiş tarihi : 4.1.1988

Ankara kuzeyi, Paleosen örgülü akarsu tortullarında çerimsel depolanma ve litofasiyes değişimleri

Cyclic deposition and lithofacies changes in the braided stream deposits of Paleocene in northern Ankara region

NİZAMETTİN KAZANCI, Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
ERGUN GÖKTEN, Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ : Ankara kuzeyinde, özellikle Lezgi-Orhaniye-Kımk köyleri civarında, D-B uzanmalı, Paleosen yaşlı örgülü ve menderesli akarsu tortulları bulunmaktadır. Stratigrafik olarak daha altta yer alan Örgülü akarsu istifi (yaklaşık 250 m.), üst üste gelişmiş, kanal ve çakıllı kanal barı tortullarından kuruludur. Miall (1977)'m istifa tanımları kullanılarak yapılan standart litofasiyes analizleri, tüm örgülü akarsu istifinin çerimsel depolanma ile kontrol edildiğini göstermektedir. İzlenen istifte alttan üste doğru; Donjek modeli «^ Platte modeli —> Donjek modeli ve Scott modeli örgülü akarsu tortullarının sıralanımı vardır. Bu tarz çerimsel depolanma, yörede geniş alanlı şiddetli epirogenik/tektonik rejimin Paleosen boyunca etkili olduğunu belirtmektedir.

ABSTRACT : Meandering and braided stream deposits of the Paleocene, which are widespread towards the west, are exposed in northern Ankara region particularly in the vicinities of Lezgi, Orhaniye and Kınık villages. The braided stream deposits, approximately 250m, which occur at the bottom of Paleocene continental units, are made of many individual channel-fills and gravelly channel bars superimposed each other. Lithofacies analyses dependy on Miall (1977)'s definitions showed that the braided stream sediments had been accumulated under tectonic control as both transition and allocyclic sequences. From the base to top, the allocyclicity order is; Donjek type sequences -* Platte type sequences —> Donjek type and Scott type sequences. That cyclicity represents that intensive epirogenic/tectonic movements effected in Ankara region during the Paleocene time.

GİRİŞ

Çerimsel depolanma veya çerimsellik, üzerin, de tartışmaların günümüzde de sürdüğü en eski jeolojik problemlerinden biri olup, en genel anlamda «benzer özellikli litoloji topluluklarının stratigrafik istifte bir çok defa tekrarlanması» şeklinde tanımlanabilir. Problemin eskiliği ve çalışmaların çokluğuna rağmen bu konuda terminoloji birliği yoktur. Özellikle türkçe literatürde, hem çok farklı terimler kullanılmakta ve hem de yayın azlığı göze çarpmaktadır. Başlıca çalışmalar Gökçen (1971) ve Yüksel (1973)'e aittir.

Ritmik çökme (veya ardışıklı/ardalanmalı/alternanslı depolanma), nispeten küçük ölçekli, çoğunlukla sedimantolojik olaylara bağlı, ard arda gelmiş litoloji topluluklarıdır ve tekrarlanan litoloji iki, nadiren üç veya daha fazla tiptedir. Varlılarıdaki tekrarlanma veya fliš fasiyesindeki kumtaşı-şeyl ardalanması bunun örneğidir (A.G.I., 1978). Çerimsel depo-

lanma (cyclic deposition; çevrim sel/de virli/almaşık) ise daha çok istiflerin tekrarlanması olup sedimantolojik ve tektonik olayların kontrolünde gelişmiştir (Fiege, 1978). Tektonik ve sedimantolojik olayların ilişkilerinin sanılandan daha karmaşık ve çok iç içe olduğunun ortaya konulmasından sonra, çerimsel depolanmanın anlamı genişletilerek ritmik çökme» yi de içine alacak şekilde kullanılmaya başlanmıştır (Me Lean ve Jerzikievicz, 1978). Çerimsellik (cycli* city) belirli depolanma ortamlarına özgü değildir. Tekrarlanan tortulların kalınlıkları veya çevrimlerin boyutları esas alınarak «küçük çevrimler» (minor cycles) ve «büyük çevrimler» (major cycles) tarzında bölümlenme, köken belirtmeyen fakat sık kullanılan bir ayırımdır (Duff ve diğerleri, 1967; Schwartzaher, 1975; Fiege, 1978). «Büyük çevrimlerin» tekrarlanması da sık rastlanan bir durumdur (cyclotheme). Çerimselliğin anlamının genişletilmesinden sonra iki terim geniş kullanım alanı bulmuştur.

Otosiklik depolanma (otocyclic deposition); küçük boyutlu, az kalınlıklı, ritmik tekrarlı tortullan doğurmakta olup, ortam enerjisindeki periyodik değişmelerin ürünüdür. Allosiklik depolanma ise çok kamim istifleri verebilen çevimsel depolanmadır ve sedimantolojik, tektonik/epirojenik, izostazik olayların sonucudur (Wallcott, 1970; Price, 1973; Steel ve diğ., 1977; Steel ve Aasheim, 1978; Miall, 1985, s. 344). Hem ortam enerjisinin periyodik değiştiği ve hem de tektonik kontrollü alanlarda, otosiklik ve allosiklik depolanma arasında 'geçiş' olan depolanma tipi en sık oluşana fakat yaşlı birimlerde en güç tanınabilen depolanma tarzıdır (Me Lean ve Jerzikiewicz, 1978). Her üçünün bir arada izlenmesi de mümkündür, ve böyle çevimsel depolanma ile binlerce metre kalınlığa erişen istifler ortaya çıkabilmektedir (Beerbover, 1964; Steel ve Aasheim, 1978; Cant, 1982; Nilsen, 1982, 1984).

Ankara civarındaki Paleosen karasal istifi çevrimsel depolanma özellikleri sunmakta olup bu yazıda aynı istifin alt bölümlerini oluşturan örgülü akarsu tortullardaki fasiyes değişiklikleri ve bu değişik fasiyeslerin tekrarlanması tanıtılacaktır.

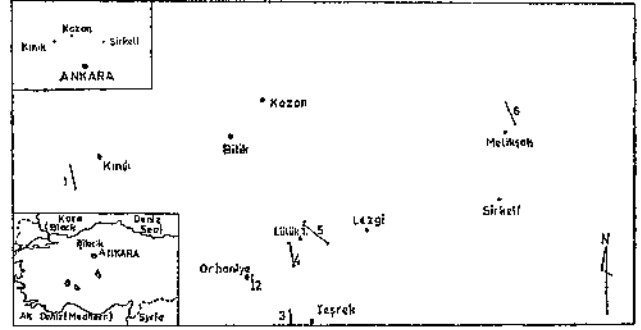
ANKARA KUZEYİ KARASAL PALEÖSEN İSTİFİ

Ankara kuzeyindeki D-B uzanımlı, batıya gittikçe daha geniş alanlara yayılan Paleosen karasal istifi, yerel jeoloji çalışmalarında değişik adlarla ayrılanmış ve haritalanmıştır (Erol, 1954; Erk, 1957; Rondot, 1956; Kalafatçıoğlu ve Uysallı, 1964; Altınlı, 1974; 1977; Saner, 1978; Kazancı, 1980). Ankara yöresinden çok daha batıda, Nallıhan-Seben-Göynük et varında Altınlı (1977) ve Saner (1978) tarafından bu istifin litoloji özellikleri ile alt ve üst ilişkileri tartışılmış ve Üst Kretase tortulları üzerine dereceli bir geçişle oturdukları belirtilmiştir. Aynı yazarlar Denizel Üst Kretase birimleri ile karasal tortullar arasında açılı bir uyumsuzluk gözlenmesini Laramiyen orojenik fazının bu yörede sakin geçmesine bağlamışlardır. Polatlı-Haymana, Kırıkkale ve Çankırı yörelerindeki Kretase-Paleosen geçişinin değerlendirilmesinde ise öncekinden farklı sonuçlar alınmıştır (Norman ve diğ., 1980).

Genelde Kızılçay Grubu adıyla anılan Paleosen karasal istifinin Ankara yöresindeki uzatılmış sedimantolojik özellikleri Kazancı ve Gökten (1986; 1987) 'da tanıtılmıştır. Tektonik ve sedimantasyonun ilişkileri araştırılacak olan çalışma bölgesinde (Şekil 1), akarsu ürünleri temel litolojiyi teşkil etmekle birlikte, volkaniklastikler ve göl kireçtaşları da izlenir. Toplam 400 metreye ulaşan akarsu tortullarının alttan 250 metresi örgülü, üstte 150 metresi ise menderesli akarsu-taşkın ovası tortullarından oluşmaktadır. Tane yönelmeleri, çapraz tabaka ön takımları ve doğrultu boyunca tane boyu incelmeleri, KD'dan GB'ya genel bir taşınma yönü vermektedir.

GÖZLEMLER

İnceleme alanındaki Paleosen karasal istifinin Kınık, Orhaniye, Teşrek, Uzunçarşidere, Lülük Tepe ve Melikşah lokalitelerinde tek tek tabaka gözlemlerine

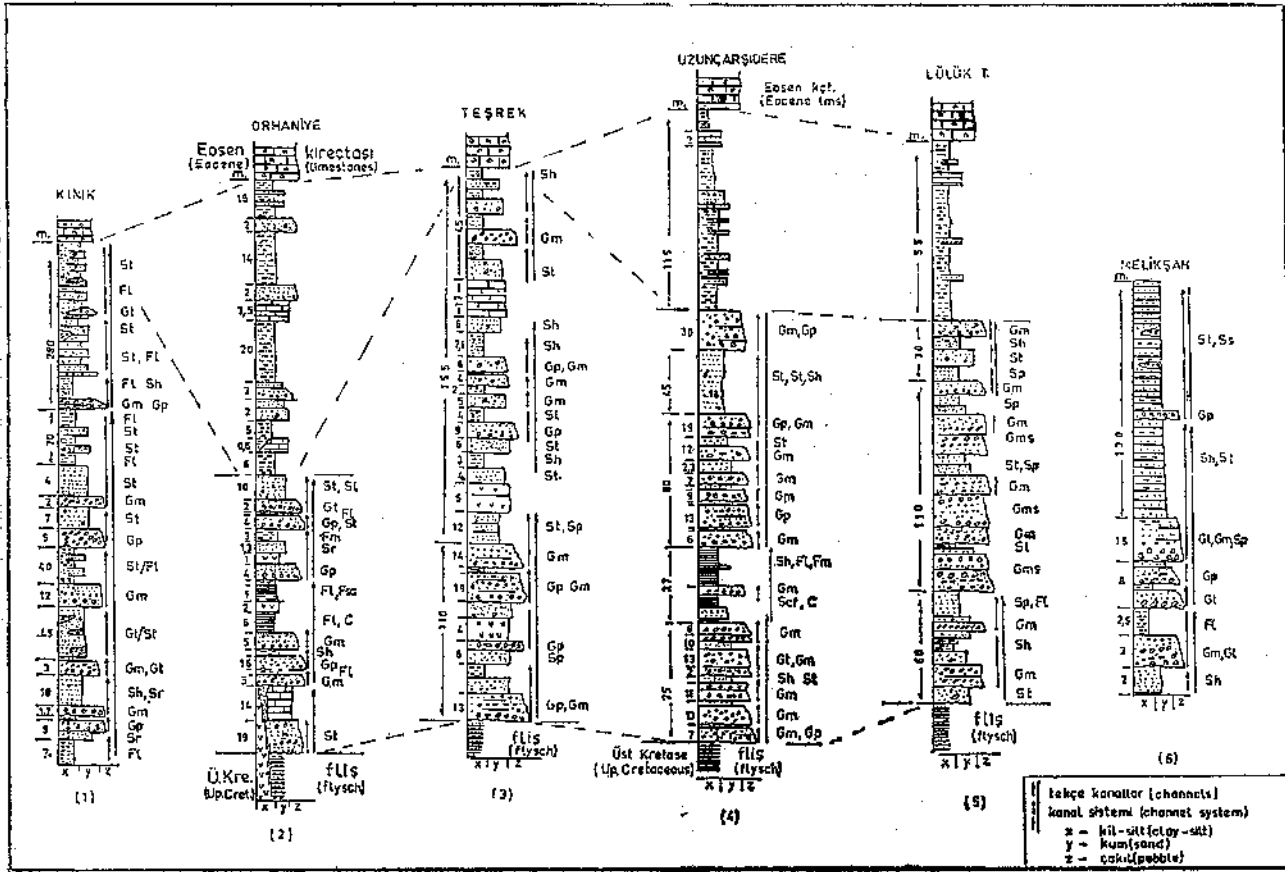


Şekil 1 : Çalışma sahası ve ölçülü kesitlerin yerleri.
Figure 1 : Location of the studied area and measured sections.

rine dayanan altı adet ölçülü nokta kesiti yapılmıştır (Şekil 1, 2). Gözlemlerde özellikle tabaka geometrisi, kalınlık, tane boyu, derecelenme, tane yönelmesi gibi tortul özellikler üzerinde durulmuş, istif tanımlarında Miall (1977) ve Rust (1978) terimleri kullanılmıştır. Şekiller üzerindeki litofasiyes kodları Miall (1977)'den alınmıştır.

Ölçülen kesitlerden Kınık, Teşrek ve Melikşah** ta olanları tümüyle örgülü akarsu tortullarından oluşmaktadır. Orhaniye, Uzunçarşidere ve Lülük T. kesitleri ise üst bölümlerinde menderesli akarsu-taşkın ovası tortulları önemli kalınlık oluştururlar (Şekil 2). Volkaniklastikler Orhaniye kesitinde belirgindir. Lülük Tepe kesitinde ise akarsu tortullarıyla bölünmüş moloz akıntısı ürünleri 110 metrelik bir kalınlık oluşturur ve fakat yanal devam sınırlıdır. Ters derecelenme ve matriks desteğin belirgin olduğu bu sınırlı istif alüvyal yelpaze tortulları olarak yorumlanmıştır (Şekil 2). Şekil 3, ölçülen altı ayrı kesitin, başlangıçları ve taşıdıkları litofasiyesler esas alınarak birleştirilmiş hali olup, bu birleştirilmiş kesitte üç temel özellik seçilmektedir :

1 — Örgülü akarsu tortulları, bu yörede, 143 metrelik konglomeralar ile, hemen üzerlerinde 15-150 sm arasında silt-Mltaşlarının bulunuşu ile tipiktir. Konglomeraların mercebsi geometrileri tipiktir. Bunlarda normal derecelenme, tane yönelmesi, yer yer çok iyi yuvarlanmış çakılların varlığı ortak niteliklerdir. Tane boylarının iri oluşu (ortalama, orta-iri çakıl boyu) nedeniyle, yukarı doğru tane incelmeleri (fining upward) dışında, çapraz tabakalanma türünden tortul yapısı seçilmez. Taban dokanaları çoğu kez aşmalıdır. Kalın konglomera mercekleri masif görünümlüdür. Bazı düzeylerde küçük kum taşı mercekleri taşıyabilirler. Bunlar Miall (1978)'in Gm, Gp ve St fasiyes toplulukları ile çok yakın benzerlik gösterirler. Ayrıca Feyter ve Molenaar (1984)'m Fasiyes C'si ile de benzerlidirler. Konglomeraların özellikleri topluca değerlendirildiğinde, örgülü akışların proksimal kesimlerinde «boyuna bar»lar şeklinde depolanmış dıkları anlaşılmaktadır. Özellikle yönelme gösteren çakılların uzun eksenleri (a eksenleri) üst üste gelecek şekilde dizilmişlerdir ve bu tarz çakıl dizilişi literatürde boyuna barların işareti sayılmaktadır



Şekil 2 : Ölçülü kesitler; Miall (1977) tanımlarına göre örgülü akarsu istifinde ayrılan lito* fasiyeler. Konglomera ve çakıllı kumtaşı fasiyelerinin ağırlıkta oluşu dikkat çeker. 1 ve 3 nolu kesitlerde Eosen kireçtaşları doğrudan örgülü tortullar üzerine oturmaktadır.

Figure 2 : Measured sections and the lithofacies of the braided alluvium according to Miall's (1977) terms. Note that the conglomerate and pebbly sandstone facies are dominant. The section 1 and 3 do not include meandering river deposits and the Eocene limestones are transgressive directly on to the braided units.

(Miall, 1977; Rust, 1978; Bridge, 1985, 1985; Collinson, 1978). Melikşah ölçülü kesitinde ise yönlü çakılların orta eksenler (b eksenleri) bir birleri üzerine binmiş olarak gözükür. Bu tür yönelme ise çapraz kanal barlanım iç yapıları olarak alınmaktadır (Collinson, 1970; Smith, 1974).

2 — Merceksi konglomeralar üzerindeki silt-çamurtaşları, düzgün-aşınmasız bir taban dokanağma sahiptir ve paralel laminasyon çok belirgindir. Yer yer düzlemsel, seyrekçe teknesim ön takımları bulunan çapraz tabakalanmışlardır. Bazı düzeyler mik* rokanallarla kesilir ve çok küçük, ince konglomera mercekleri halinde görülürler. Bu silt ve çamurtaşlarının, Uzunçarşidere ve Melikşah kesitleri dışında konglomeralara olan nispetleri çok düşüktür. Konglomera/Çamurtaşı oranının düşüklüğü, genelde depolanmanın aktif kanallarda meydana geldiğinin işareti sayılmaktadır (Collinson, 1970; Thompson, 1970; Bridge, 1984). Özellikle taban dokanalarının düzgün

ve laminasyonun, üstledikleri konglomera çakıllarının a eksenlerine (uzun eksen) paralel oluşu, kanal sistemi içinde depolandıklarını destekler. Bu konglomera-çamurtaşı çifti bir anlamda «vertical accretion» (Walker ve Cant, 1979) olarak yorumlanabilir. Miall (1978)'in Sh, Fm, S1 litofasiyelerini temsil eden bu ince taneli tortullar aynı zamanda Feyter ve Molenaar (1984)'m Tasiyes E'sine benzerlik gösterirler. Sarı ve koyu kırmızı renkleri ile sahada kolay ayırdedilirler.

3 — Uzunçarşidere ve Orhaniye kesitlerinde iyi gözlemlendiği gibi, örgülü akarsu istifini bölen, çok ince laminasyon, çamurtaşları ve kömürleşmiş bitki artıkları taşıyan bu tortullar (F1, Fsc ve C litofasiyesleri), gri renkli ince tuf düzeyleri ile bölünürler. Sahada 750-1000 metre arası yanallı devamlılıkları vardır. Sedimentolojik özellikleri taşkın ovası-bataklık tortulları olduklarını işaret etmektedir.

ÇEVRESEL DEPOLANMA

Ölçülen kesitlerde, merceksi konglomeralar ile üzerlerindeki çamurtaşları, 1-25 m. kalınlıklı tortul çiftleri halinde üst üste yerleşmişlerdir (Şekil 2). Kanal barları olarak yorumlanan bu küçük istifler, alttan üste doğru, üç ayrı kanal sistemi içinde depolanmış gözükürler. Kanal sistemleri birbirlerinden, kalın fakat laminalı çamurtaşlarının ortaya çıkışıyla ayrılmıştır. Bu ayırım, ölçülü kesitler hazırlandıktan sonra litofasiyes ilişkilerine göre belirlenmiştir. Kanal sistemlerinin bu tekrarlanması tipik çevrimsel depolanmayı temsil etmektedir.

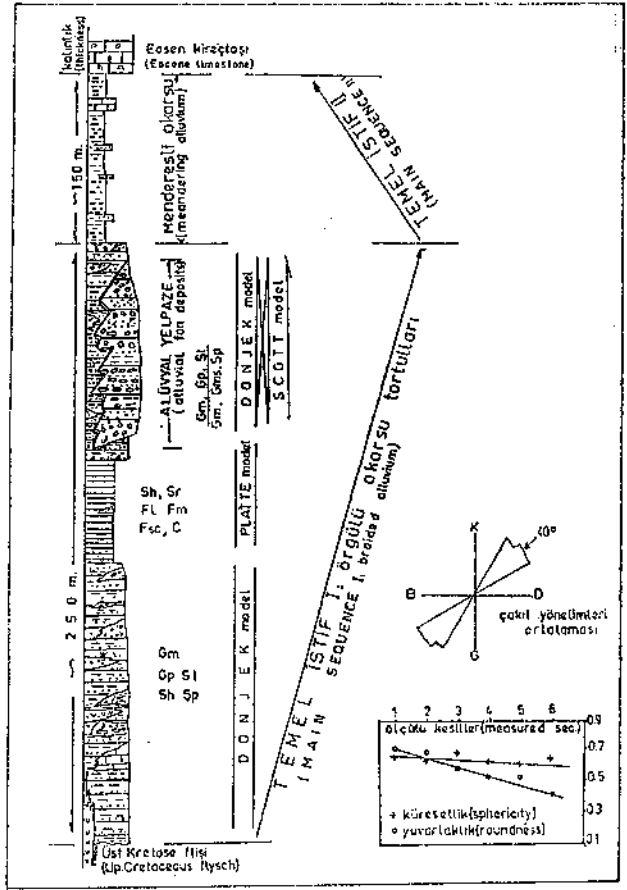
Ölçülü kesitlerden elde edilen sonuçlar genelleştirilmiş kesitte gösterilmiştir (Şekil 3). Bu kesitin hazırlanışında kullanılan Ütofasiyesler alttan üste doğru gruplanmalar ve tekrarlanmalar göstermektedir. Fasiyes ve fasiyes topluluklarının tekrarlanması Miall (1977)'de tanıtılan Donjek, Platte, Scott tipi örgülü akarsu fasiyes modellerine büyük benzerlik göstermektedir. Miall (1977), yaşlı tortulların daha iyi anlaşılması için, tüm örgülü akarsu fasiyeslerini güncel akarsularla karşılaştırarak altı temel model önermiş ve bunlar daha sonraki çalışmalarla geliştirilmiştir (Miall, 1978; Rust, 1978; Walker ve Cant, 1979; Eyles ve diğ., 1983). Ayrılan altı örgülü akarsu modeli Trollheim, Scott, Donjek, South Saskatchewan, Platte ve Bijou Creek nehirleriyle temsil edilmekte olup; Scott tipi, moloz akıntılarıyla bölünmüş örgülü akarsu istifleri şeklinde bulunur ve kaynağa yakınlığı tanıtır, alüvyal yelpaze istiflerini temsil eder. Donjek tipi; yatay tabakalı, masif, merceksi konglomeraların (kanal barları) kumtaşı-çamurtaşlarıyla bölündüğü model olup çakıllı örgülü akarsuları temsil etmektedir. Platte tipi ise; çevrimsellik göstermeyen, kümlü-siltli ince materyel taşıyan örgülü akarsu modelidir. Birçok özellikleri menderesli akarsulara benzerlik göstermektedir (Miall, 1977, 1978).

İnceleme alanında tortullar altta Donjek, üzerine Platte, bunun üzerine tekrar Donjek tipi fasiyeslerin gelmesi tarzında bir sıralanış içindedir. Üstteki Donjek fasiyesleri ile yanal geçişli Scott tipi fasiyesler yalnızca tek ölçülü kesitte (Lülük Tepe, Şekil 2) gözlenmiş olup yanal devamlılığı sınırlıdır. Donjek—Platte—Donjek/Scott tipi fasiyes dizisi, çevrimsel depolanmanın açık örneğidir.

İlgilinc bir rastlantı olarak, ölçülü kesitlerde tespit edilen kanal sistemi adedi ile tekrarlanan model adedi birbirine eşittir. Farklı yöntemlerle tespit edilmiş olmalarına rağmen, ölçülü kesitlerde her kanal sisteminin bir litofasiyes grubunu karşıladığı görülmektedir (Şekil 2).

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Ankara kuzeyi karasal Paleosen tortullarının (ik) özelliği üzerinde durulmaya değer. Birincisi, alttaki denizel Üst Kretase tortullarıyla yer yer sürekli, yer yer düşük açılı diskordanslı bir dokanaklarının bulunmasıdır. Bu sürekli ve kesikli geçiş Altınlı (1977)



Şekil 3 : Paleosen istifinin genelleştirilmiş kolon kesiti. Temel istif I Donjek ve Platte tipi örgülü akarsu modelini tanıtan litofasiyes gruplarının tekrarlanmasından oluşmaktadır. Çakılların ortalama yuvarlaklık ve küresellik değerleri 6. kesitten 1. kesite doğru artmaktadır (sağ alttaki diyagram). Bu artışlar ve çakıl yönelimleri ortalaması, genel akış yönünün KD'dan GB'ya doğru olduğunu belirtmektedir.

Figures : Generalized columnar section of the terrestrial Paleocene sequences. Cyclic deposition or alternation of lithofacies groups representing Donjek and Platte types of braided river models is the essential characteristic of the main sequence. The average of sphericities and roundnesses in each section has increased from 6th section to 1st (small diagram at the bottom right). Textural features and main pebble orientation show a general flow direction from ME to SW.

ve Saner (1978)'de Laramiyen orojenezinin zayıf geçişiyle açıklanmıştır. İkinci özellik karasal tortulların batıya doğru gittikçe artan kalınlıklarıdır. Ankara civarında 400 m., Göynük civarında 2000 metre (Kızılçay Grubu; Altınlı, 1977) ölçülmüştür. Bu iki özellik, bilhassa aşın kalınlık açıklanması gereken,

bir konudur ve yukarıda tanıtilan çevrimli depolanma bu soruların cevabı olarak görünmektedir.

Ankara kuzeyi Paleosen örgülü akarsu tortullarında hem «geçiş tip» (transitional cyclicity) ve hem de «allosiklik» tip olmak üzere iki tip çevrimsel depolanma ayrılmaktadır. Üst üste gelişen kanal tortulları ve farklı alt fasiyeslerin bir arada bulunuşu, depolanma ortamındaki enerji değişmelerini yansıtır. Giriş bölümünde değinildiği gibi bu periyodik değişmeler «otosiklik», kısmen tektonik kontrollü enerji değişmelerinin sonucunda «geçiş tipi» çevrimsel depolanma ortaya çıkmaktadır. Özellikle çakıllı kanal barlılarıyla üzerlerindeki ince taneli tortullar bu değişimin örnekleridir.

Üst üste gelen kanal sistemleri veya Donjek—w* Platte—«Donjek/Scott tipi litofasiyes sıralamaları ise «allosiklik» depolanmayı işaret eder. Allosiklik tip çevrimli depolanma, inceleme bölgesinde tektonik hareketlerin sanılandan çok daha etkili olduğunu ortaya koymaktadır. Aynı şekilde aşırı tortul kaimliği da depolanma alanının göreceli olarak sürekliliği çöküşünün ifadesidir. Paleosen içindeki yoğun tektonik tesirler izlerini Paleosen sonlarında kaybetmişler ve böylece karasal tortullar dereceli olarak denizel Eosen birimlerine geçebilmişlerdir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Ankara Üniversitesi Araştırma Fonu'nun desteklediği 85.05.01.01 nolu projenin bir bölümüdür. Makalenin kritiği ve çevrimsel depolanma ile türkçe terimler için yazarlar, Prof. Dr. Sungu L. Gökçen'e teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- A.G.I. (American Geological Institut), 1978, Glossary of Geology.
- Altınlı, I.E., 1974, The problem of the depositional environments of the Kızılçay Group along the Sakarya river's middle reach: İst. Üniv. Fen Fak. Mecm. Seri B, 39/3-4, 233-240.
- , 1977, Geology of eastern territory of Nallıhan (Ankara province): İst. Üniv. Fen Fak. Mecm. Seri B, 42/1-2, 2944.
- Beerbower, J.R., 1964, Cyclothem and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation: Symposium on cyclic sedimentation da (Ed. D. F. Merriam), State Geol. Surv. Kansas Bull., 169, 3142.
- Bridge, J.S., 1984, Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments: J. Sediment. Petrol., 54, 583-588.
- Bridge, J.S., 1985, Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits; a critical evolution: J. Sediment. Petrol., 55, 578-589.
- Cant, D.J., 1982, Fluvial facies models: Sandstone depositional environments da, (Eds. P.A. Scholle ve D. Spearing), 115-138, AAPG Pub. Tulsa.
- Collinson, J.P., 1970, Bedforms of the Tana river: Geogr. Ann., 52A, 31-56.
- , 1978, Vertical sequence and sandy body shape in alluvial sequences: Fluvial sedimentology da, (Ed. A.D. Miall), Canadian Soc. Petrol. Geologists, 577-586.
- Duff, P. McL, D., Hallam, A. ve Walton, E.K., 1967, Cyclic sedimentation: Developments in sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 280pp.
- Erk, A.S., 1957, Ankara civarının petrol ihtimalleri: M.T.A. Rap. 2608, Ank.
- Erol, O., 1954, Ankara civarının jeolojisi hakkında rapor: M.T.A. Rap. no 2491, Ankara.
- Eyles, N., Eyles, C.H. ve Miall, A.D., 1983, Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamicts and diamict sequences: Sedimentology 30, 393410.
- Feyter, A.J. ve Molenaar, N., 1984, Messinan fanglomerates, the Columbacci Formation in the Pietrorubbia basin, Italy: J. Sediment. Petrol., 54, 746-758.
- Fiege, K., 1978, Cyclic sedimentation: The encyclopedia of Sedimentology, da, (Eds. R.W. Fairbridge ve J. Bourgeois), Dowden-Hutchinson and Ross Inc., 223-230.
- Gökçen, S.L., 1971, Keşan bölgesi türbiditlerinde siklik sedimentasyon: Hacettepe Fen ve Müh. Bilimleri Derg., 1, 2640.
- Kalafatçıoğlu, A. ve Uysallı, H., 1964, Beypâzan-Nallıhan-Seben civarının jeolojisi: M.T.A. Der. gisi 62, 1-11.
- Kazancı, N., 1980, Seben (Bolu) güneyi, Atça-Kızılöven civarının sedimentolojisi: TBTAK Araştırma Projesi, TBAG-314, Ankara, 186s.
- Kazancı, N. ve Gökten, E., 1986, Sedimentary characteristics of terrestrial Paleocene deposits in northern Ankara region, Turkey: Commun. Fac. Sci. Üniv. Ank. Ser. C, 4, 153463.
- Kazancı, N. ve Gökten, E., 1987, Ankara kuzeyi karasal Paleoseni; tortul tipleri ve depolanma özellikleri: Türkiye Jeoloji Kurultayı 1987 Bildiri özleri, 72-73, Ankara.
- Me Lean, J.R. ve Jerzykiewicz, T., 1978, Cyclicity, tectonics and coal; some aspects of fluvial sedimentology in the Brazeau-Paskapoo formations, Coal valley area, Alberta, Canada: Fluvial sedimentology da, (Ed. A. D. Miall), Canadian Soc. Petrol. Geologists, 441468.
- Miall, A.D., 1977, A review of the braided river depositional environments: Earth Sci. Revs., 13, 1-62.
- , 1978, Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits; a summary: Fluvial sedimentology da, (Ed. A.D., Miall), Canadian Soc. Petrol. Geologists, 595-604.
- , 1985, Principles of sedimentary basin analysis (2nd ed.): Springer Verlag, New York, Heidelberg, 489s.

- Nemec, D. ve Steel, R.J., 1984, Alluvial and coastal conglomerates; their significant features and some comments on gravelly mass flow deposits: Sedimentology of gravels and conglomerates da, (Eds. E.H. Koster ve R.J. Steel), Canadian Soc. Petrol. Geol. Mem. 10, 1-31.
- Nilsen, T.H., 1982, Alluvial fan deposits: Sandstone depositional environments da, (Eds. PA Scholle ve D. Spearing), AAPG publ., 49-86.
- Nilsen, T.H. ve Moore, T.E., 1984, Bibliography of alluvial-fan deposits: Geo Books, Norwich 100s.
- Norman, T., Gökçen, S.L. ve Şenalp, M., 1980, Sedimentation pattern in central Anatolia at the Cretaceous-Tertiary boundary: Cretaceous Research, 1, 61-84.
- Price, R.A., 1973, Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks southern Canadian rocks: Gravity and tectonics da, (Eds. K.A. De Jong ve R. Schelton), J. Wiley and Sons, New York, 491-502.
- Rondot, J. 1956, 1/100 000 lik 39/2 (güney kısmı) ve 39/4 no'lu paftaların jeolojisi: M.T.A. rap. no 2517, Ankara.
- Rust, B.R., 1978, Depositional models for braided alluvium: Fluvial sedimentology da, (Ed. AD. Miall), Canadian Soc. Petrol. Geologists, 605-625.
- Saner, S., 1978, Orta Sakaryadaki Üst Kretase-Paleosen-Eosen birimlerinin çökelme ilişkileri ve petrol aramalarındaki önemi: Türkiye 4. Petrol Kong. tebliği, 95-110, Ankara.
- Schwarzaher, W., 1975, Sedimentation models and quantitative stratigraphy: Amsterdam, Elsevier, 396s.
- Smith, N.D., 1974, Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse river a braided outwash stream: **J. Geology** 32, 205-225.
- Steel, R.J., Maehle, S., Nilsen, H., Roe, S.L. ve Spinnangr, A., 1977, Coarsening upward cycles in the alluvium of Hornelen basin (Devonian) Norway; sedimentary response to tectonic events: Geol. Soc. Amer. Bull. 88, 1124-1134.
- Steel, R.J. ve Aasheim, S.M., 1978, Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway): Fluvial sedimentology da, (Ed. A.D. Miall), Canadian Soc. Petrol. Geologists, 385-412.
- Thompson, D.B., 1970, Sedimentation of the Triassic (Scythian) Red Pebbly sandstones in the Cheshire basin and its margins: **Geology** 7, 183-217
- Wallcott, R.I., 1970, Isostatic response to loading of the crust in Canada: **Canadian J. Earth Sci** 7, 716-726.
- Walker, R.J.G. ve Cant, D.J., 1979, Facies models 3; sandy fluvial systems: Facies models da, (Ed. R.J.G. Walker), Reprint Series 1, Geol. Assoc. Canada, 23-32.
- Yüksel, S., 1973, Haymana yöresi tortul dizisinin düzey yönünde gelişimi ve yanallı dağılışı: M.T.A. Dergisi, 80, 50-53.

Yazının geliş tarihi : **1.11.1987**

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : **1.12.1987**

Yayına verilmiş tarihi : **4.1.1988**

Naltaş (Saimbeyli, KB- Adana) Karbonifer istifinde olası eski karbonat fırtına depolan

A Possible ancient carbonate-storm deposit in Carboniferous succession of Naltaş (Saimbeyli, MW-Adana/Turkey)

BAKİ VAROL, Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
YAVUZ ORAN, Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Doğu Toroslar Naltaş Karbonifer istifinde taşınmış çamurtaşı, biyoklastik pakettaşı-tanetaşı ve ince taneli kuvars kum t aşısı ardalanmaları, fırtına kökenli dönemsel tortulaşmayı karakterize ederler. Fırtına sürecinde etkili olan yüksek enerji şartları, açık sahilden sahil kıyısına doğru taban erozyonu ve yanıl tortul göçüne neden olmuştur. Bu karbonat fırtına depolarının kısmen türbit akıntı oluşuklarını andıran yukarı doğru incelen «Tempestite» istiflerinin tabanında karbonat çamuru içerisinde yönlenmiş iri iskeletsel parçalar içeren paket vaketaşları yer alır Bunlar, üste doğru paralel veya çapraz larninalı silttaşı-çamurtaşlarına derecelenme gösterirler. Üst düzeyleri karakterize eden çamurtaşları, olası deniz otları kökenli zengin organik madde içerirler. Fırtına dönemlerini temsil eden bu topluluklar, fırtına sonrasında çökelen kalır karbonat çamurtaşları ile üstlenirler.

ABSTRACT: The alternating deposition of resedimented mudstone, bioclastic packgrainstone and finely grain quartz sandstone have been formed as cyclic sediments during storm stages in the Carboniferous succession of Naltaş area. High energy conditions effective during the storm gave rise to lateral movement of the carbonate sediments and erosion of sea bottom from opening shore to nearshore. Inner structure of the storm deposit, «Tempestite» that may be misinterpreted as turbidite beds, shows fining upward sequence, of which lower and middle part have been characterized by coarse grain skeletal pack-wackestone with essentially parallel orientation of the biogenic constituents, whereas the upper part composed of parallel or cross-laminated silt-mudstone. The last produce, mudstone include rich organic material would be originated from plant, possible source sea grass eroded from sea floor. The storm deposits were covered with thick carbonate mud as autochthonous sedimentation during post-storm periods.

GİRİŞ

Siğ deniz koşullarında çamurlu birimler arasında depolanmış organizma içeriği yüksek güncel ve paleo bazı kireçtaşı istiflerinin iç yapı özellikleriyle taşınmış (=rösedimente) silisiklastik tortullara benzerliği (örn. türbidit) bir çok araştırmacının dikkatini çekmiştir (Gökçen 1981). Bu kireçtaşlarının açık sahil kıyısına kadar zengin bir fosil topluluğu ekolojisinin karışımını içermesi, yanıl göç olayını açıkça ortaya koyar. İstifteki yukarı doğru tane boyu incilmesi yanında, seyrek veya hiç çapraz tabakalanmalı olmaları, çoğu kez merceksi veya kama lanma şeklinde gelişen depolanmalarında aşırı çamur içerikleri, bunların sahil alanlarını etkileyen dalga ve gelgit gibi düzenli hareketlerden daha çok, deniz tabanım daha güçlü karıştırma özelliğine sahip iüzerisiz kesikli (gelişen fırtına kökenli akıntılar sonucu şöküllendiMerini ortaya koyar. Son yıllara kadar jeoloji kayıtlarında seyrek geçen bu tortulların

özel hidrodinamik koşulları yansıtan iç yapılarının iyi bilinmemesi ve çoğu kez de türbiditlere benzerliği, bu fasiyelerin sık sık türbiditler ile karışmasına neden olduğu çeşitli çalışmacılar tarafından bildirilmiştir (Kelling ve Mullin, 1975; Specht ve Brenner, 1979). Konuyla ilişkili en ilginç çalışmalar Hayes (1967), Ball ve diğerleri (1967), Perkins ve Enos (1968), Kumar ve Sanders (1976), Gökçen ve Kelling (1985)'de toplannış olup, son yıllarda ağırlık kazanan fırtına depolarını işleyen güncel çalışmalar Güney Texas veya Florida-Bahama sahillerinde gerçekleştirilmiştir (Curry, 1960; Hayes, 1965). Konumuzu yakından ilgilendiren karbonat-fırtına depolarının oluşum koşulları ve özgün iç yapıları «Tempestites» Aigner (1985)'de ayrıntılı bir şekilde modellenmiş olup, bu çalışmanın örneklerinin tanıtım ve açıklanmasına da büyük katkı sağlamıştır. Bu şekilde Doğu Toros kuşağı Karbonifer istiflerinde kireçtaşı-çamurtaşı katkılı fasiyelerin fırtına depolarına

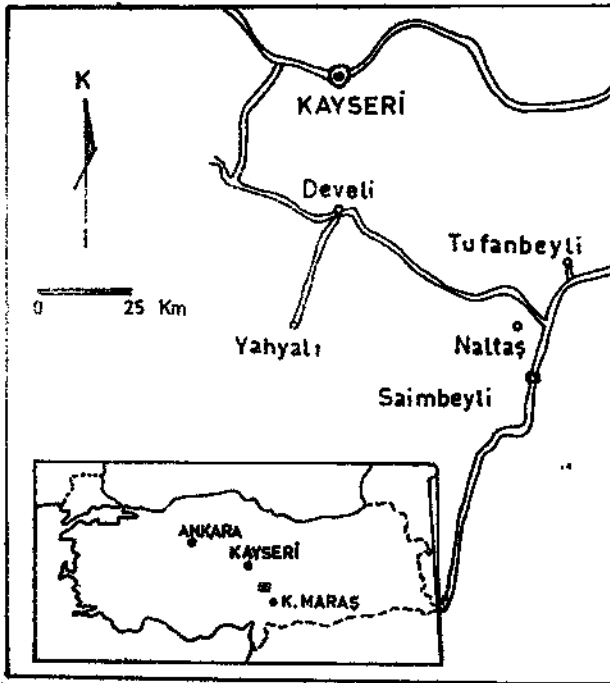
ait ideal modellere çok büyük bir benzerlik gösterdiği görülmüştür (Şekil 1-3).

JEOLJİK KONUM

Doğu Toroslar'da Paleozoyik oluşuklarının ve özellikle genç Paleozoyik'in en iyi görüldüğü yer, Saimbeyli'nin kuzeybatısındaki Naltaş Köyü'nün güneydoğusudur (Şekil 1). Olası fırtına depolarını içeren Doğu Toros Karboniferi'nin en kaim olduğu Naltaş Köyü'nün 1 km. kadar güneydoğusundaki Sarpınar Tepe'nin kuzeybatı yamacında yapılan ölçülü stratigrafi kesitinde Karbonifer istifi 425 m. kalınlık sunmaktadır. Bölgedeki litostratigrafi birimlerinin ilk kez Demirtaşlı (1967) tarafından ayrılmasından sonra, bu çalışma temel alınarak daha ayrıntılı bölümlenmelere gidilmiştir (Özgül ve diğerleri, 1973; Metin, 1984).

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Karbonifer istifi Metin (1984) tarafından Gezbel Grubu olarak adlandırılmıştır. Gezbel Grubu; esmer renkli kumtaşı, kireçtaşı ve organik madde katkılı siltaşı ardalanmalarından oluşan Tuzludere, açık sarımsak renkli kumtaşlardan oluşan Kuşkaya ve zengin makrofosil kapsayan kireçtaşlardan oluşan Ziyarettepe Formasyonlarına ayrılır. Bu çalışmanın konusunu oluşturan fırtına depolan Tuzludere Formasyonu'nda agemen olarak görülür.

Gezbel Grubu, alt dokanağında Üst Devoniyen 3'üncü Gümüşali Formasyonu ile uyumlu, üst dokanağında ise Permiyen yaşlı Menteş Formasyonu ile paralel di skordan sızdır.



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

Gezbel Grubunu oluşturan formasyonların yaşları, içlerindeki Parathuramina sp., Eariandia sp., Aeolisaccus sp., Radiosphaera sp., Calcisphaera sp., Paleoberesella lahuseni (Möller), Epistacheoides coi* uorensis Mamet ve Rudloff, Atractyllopsis cumberlandensis Rich, Archaelithophyllum sp., Koninckapora sp., Proninella sp., Macroporella sp., Ivanovia sp., Productus semireticulatus Martin, Productus buringtonensis Hail, Spirifer busuicatus Sowerby, Neospirifer sp. fosillerine dayanılarak Karbonifer olarak saptanmıştır.

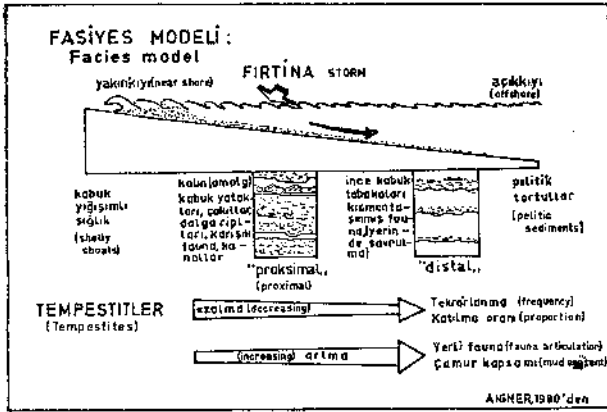
FASİYESLER

Karbonat ağırlıklı Naltaş Karbonifer istifinde sahada birbirinden kolayca ayrılabilen dört fasiyes topluluğu yer alır. Biyoklastik kireçtaşı - Organik maddeli/Kömürlü çamurtaşı - Ooidli istif taşı ve Kuvarsi. tik kumtaşı şeklinde ayrılan bu fasiyesler, belirli bir düzen içerisinde sürekli ve tekrarlı bir gelişim özelliği gösterirler (ŞeMi 4). Kıyı alanlarında farklı ortamsal koşulların ürünü olan çamurtaşı-biyoklastik kireçtaşı ardalanması, özellikle fırtınanın şiddeti ve deniz tabanının etkisine bağlı enerji indeksinin de*ğişimine göre de kendi içlerinde aşağıda tanıtılacak dört alt fasiyese ayrılmıştır (Şekil 5).

Biyoklastik Kireçtaşı Fasiyesi (F₁)

Bant, mercek ve kamalanma şeklinde tabaşalanma özelliği gösteren biyoklastik kireçtaşlarının taban dokanakları düzgün veya aşındırmalıdır. Değişik oranda (% 15-30 gibi) ince kuvars kumunun katıldığı bileşimlerinde krinoid, brakyopod, bryozoer ve tekil koral parçaları gibi organizmalar, paraotokton karakterli olup, fırtına öncesi sakin ve yumuşak zeminde yaşayan bentik toplulukları işaret eder. Organik maddeli/kömürlü çamur parçacıkları, iyi yuvarlaklaşmış ufak taneler veya iri kümeler halinde bileşime katılırlar. Bunlar fırtına sürecinde çamurlu tabanın erozyon ürünü olup, iri taneli düzeylerde büyük parçalar halinde ve yüksek oranda bulunurlar. İyi yuvarlaklaşmış ufak taneler ise fırtına yavaşlaması veya sonrası evrede daha ince karbonat taneler arasında depolanmışlardır. Fırtınanın bu şekilde taban erozyonuna kadar inen aşındırma gücü yanında deniz suyunun karıştırıcı ve bulandırıcı etkisiyle birlikte meydana gelen akma hareketleri, başta biyo-Mastik taneler olmak üzere büyük hacimdeki çamur kütlelerini de taşıyarak bu kireçtaşı fasiyeslerinde belirli bir iç yapı düzeni kurulmasını sağlamıştır (şekil 2 ve 3). Yaklaşık 2,5 m'lik kalınlıkta yukarı doğru incelen erozyonal tabanlı bu dizilimle temsil edilen gelişimin «Tempestite» örnekleri levha I'deki şekil 1a-İdlerde verilmiştir. Bu sıralanma fırtına enerjisinin gücü ve taban etkilemesi kontrolünde olup, fasiyes içerisinde aşağıdaki şekilde tanetaşı-pakettaşı, vaketası ve çamurtaşı şeklindeki alt fasiyes ayrımlarını sağlar (şekil 5).

Tane taşı (F₂) . Bunlar iri taneli kavkı parçalarıya temsil olunup, enerjinin en yüksek periyodunda savrulmalar şeklindeki taşınmaları yansıtır. Bu



Şekil 2 : Fırtına depoları fasiyes modeli (Aigner, 1980'den).

Figure 2 : Facies model of storm deposits (After; Aigner, 1980).

nedenle de sahada mereksi konumlu ve daha çok da geçirme çökelleri (lag-deposit; Reineck ve Singh, 1972) şeklinde gözükürler (levha I, şekil 2). Örnekte, rimizde yer yer de çamur desteği alan bu kavkı. Yığılımlı depoların sürekli hareketlerden daha çok kesintili hareketlerle ve hızlı depolanmayı doğuran fırtına kökenli dalga savrulmalarıyla meydana geldiği de kabul edilmektedir (Cam, 1968; Wright, 1974).

Pakettaşı-Vaketası (F₂P). Özellikle krinoid ve brakiyopod ağırlıklı, organizma kabuklarının yoğun karışımını içeren pakettaşı, fırtına depolarının proksimal kesimlerinde yoğunluk kazanırlar (şekil

3). Tanetaşlarından farklı olarak taban dokanakları çoğu kez aşındırma olup, bu kısımlardan kopardıkları yuvarlak çamur parçalarını (plastiklast; Flügel, 1978) içlerine katmışlardır (levha I, şekil 1a). Fırtına etkisinin karıştırdığı çamur ve organizma kavkılarının yoğun süspansiyonlarının aksamasiyla oluşan lamine iç doku gelişimi tipik olup, bu kısımlarda de reçeli laminalanmalar ve mikro kanallanmalar izlenir (levha I, şekil 1b). Akış hızının düşmesi sonucu pakettaşı, vakettaşlarına geçer. Bu düzeylerde düşük taşıma gücüne bağlı olarak iri taneler bileşenlerde azalma ve kısmen de çamur oranında yükselme izlenir (levha I, şekil 1c). Çamur süspansiyonda düşük yoğunlukları nedeniyle asılı kalan krinoidler, örnekler içerisinde çamura gömülü kalmış dağınık taneler şeklinde izlenir (levha I, şekil 3). Bazı kesimlerde çamurla birlikte depolanmış brakiyopod kabuklarının alt kısımlarının şemsiye görevi yaparak çamurun buraya girmesine engel olması (umbrella structure; Wilson, 1975), taşınmanın savrulma şeklinde geliştiğini gösterir (levha I, şekil 4).

Çamurtaşları (F₂)

Bunlar, fırtına sonrası veya arası sakin evrelerde çökelmiş olup, fırtınalar süresinde ise bu çamurlu tortullar büyük bölümü ile sahile doğru savrulmuş, sahil yüzeyinde biyoklastik kireçtaşları ile birlikte depolanmışlardır. Sahada çamur yüzeyleri içerisinde veya bunlarla karıştırılmış olarak gözükür biyoklastik kireçtaşları, bank ve mercekleri, bu şekilde meydana gelmişlerdir. Bu çamurlu düzeylerin yaygın organik madde içermesi, depolanma ortamlarının indirgeyici koşullar altında kaldığını işaretler. Bu organik maddenin kökenini karasal bitki parçaları oluş-

(BEDFORMS) TABAKALANMA ŞEKLİ	(FLOW REGIME) AKINTI REJİMİ	(SEDIMENTATION RATE) TORTULLAŞMA ORANI	(MICROFACIES) İNCELEME ALANI MİKROFASİYESLERİ	(MICROPHOTO SAMPLES) MİKROFOTO ÖRNEKLERİ
Pelitik bölüm (pelitic division)	Laminer akış (laminar flow)	Çok az (very low)	F ₂ Çamurtaşı (mudstone)	Levha I, şek. 1d (plate fig.)
Dalga rıptları (wave ripples)	Açık rejim (lower regime)	Orta (moderate)	F ₂₊ İresedimente Çamurtaşı-Silttaşı (mudstone-siltstone)	Lev. II, şek. 1, 2, 6 (plate figs)
Yatay laminalanma (plane lamination)	Yüksek akıntı rejimi (upper flow regime)	Yüksek (high)	F ₃ Kuvars kumtaşı (quartz sandstone)	
Dereceli tabakalanma (graded bedding)	Askı halindeki parçaların yeniden çökmesi (redposition of suspended detritus)	Çok yüksek (very high)	F ₁ Biyoklastik kireçtaşı (bioclastic limestone)	Levha I, şek. 1a,b Levha I, şek. 2,3 (plate figs)
Aşınma dokunagi (erosional contact)	Fırtına aşındırması (storm erosion)			
Pelitik taban tortulları (pelitic background sediments)		Çok az (very low)	F ₂ Çamurtaşı (mudstone)	

Şekil 3 : Fırtına depolarının içsel dizilimi «Tempestites» ve inceleme örnekleriyle karşılaştırılması.

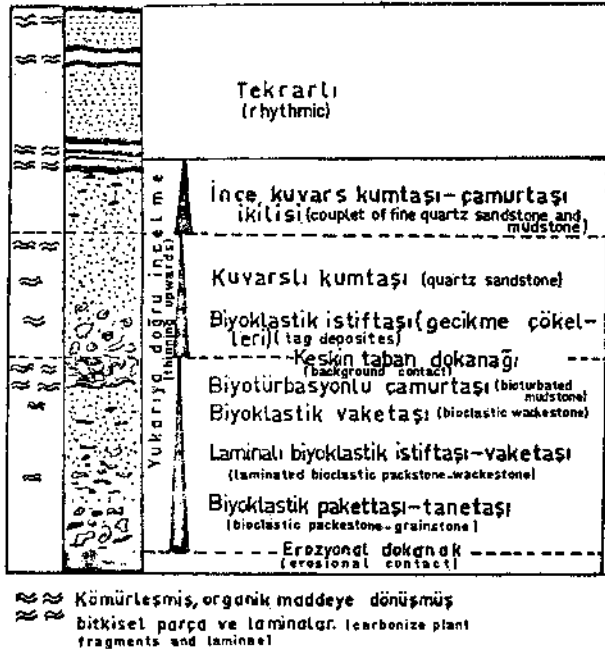
Figure 3 : The inner sequence of storm deposits and their comparison with the studied samples.

tufabileceği gibi (Ball, 1971), fırtına depolarında çok sık rastlanan fırtına sonrası çamur yüzeylerindeki mikro alg yaygılarının (Schieber, 1986) veya deniz otlarının (Aigner, 1985) oluşturduğu bitkisel taban örtüleri de oluşturabilir (Gökçen ve Kelling, 1985). Bu organik maddenin ve kömürün parçalanmış olarak çeşitli büyüklüklerde kireçtaşı ve kuvars kunda-sı içerisinde katılmış olması, sakin çökelim evresi sonrası tabana kadar inen fırtına hareketlerinin parçalanma ve taşıma etkisi sonucudur. F₂t alt fasiyesi olarak ayırdığımız taşınmış çamurtaşları, taşıyıcı gücün azalmasıyla birlikte hızlı bir tortullaşma çirilmişlerdir. Bu nedenle sahada katmanların çoğunluğunda bitişik tabaka yüzeyleri (amalgamasyon) yanında, değişik oranda kuvars silti ile ardalı laminah yapı gösterir (levha II, şekil 1). Bununla birlikte depolanma sonrası yaygın biyotürbasyon işlevleri çoğu zaman bu laminalanma düzeylerini bozarak ince kuvars kumu ve organik çamur laminalarını birbirine karıştırmıştır (levha II, şekil 2).

Otokton konumlu çamurtaşlarında ise, düzenli bir iç yapı mevcut olup, biyoklastik karbonat veya kuvars kumu girişimi görülmez. Sakin suda depolanma evresinde içlerine yalnızca fazla miktarda, denizsu-yunda askıda kalan sünger spikülleri katılmış olmuştur (levha II, şekil 3).

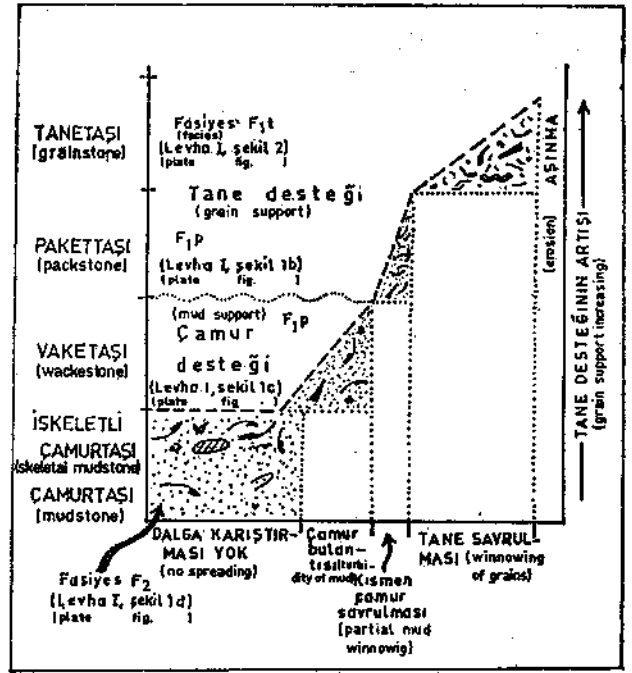
Ooidli İstiftaşı (F)

Bu litofasiyes çok yaygın olmayıp, olası fırtına arası veya sonrası bir evrede ince bir seviye olarak depolanmıştır. Sarı-yeşil renk tonlarında görülen



Şekil 4 : İnceleme örneklerinde, fırtına depolarının üste doğru incelen içsel dizilimleri.

Figure 4 : Inner sequences of the storm deposits thinning upwards, in the studied samples.



Şekil 5 : Fırtına enerji indeksine bağlı fasiyes gelişimleri.

Figure 5 : Facies progress connected with storm energy index.

oid taneler, bütünüyle demirli olup, şamozit ooidlere büyük benzerlik sunarlar. Ayrıca bileşimde çok sayıda irili ufaklı iskeletsel taneler yer alır. Bunların bir kısmı da demir mineralleriyle ornatıma (replace) uğratılmışlardır (levha II, şekil 4 ve 5). Bu demirli ooid tanelerin oluşum şartları, henüz tartışma konusu olmaktan çıkmamıştır. Bununla birlikte korunmalı sığ sahil kuşağında indirgeyici koşullarda kalan organik maddece zengin denizel çamurların bu oluşuklara uygun ortamsal şartlar hazırladığı birçok araştırmacı tarafından belirtilmektedir (Arthur ve Jenks, 1981).

Gerçekten de inceleme örneklerimizde ooid oluşumunu etkileyecek ortamsal çalkantıyı işaretleyen hiçbir kanıt rastlanmamıştır. Tam tersi olarak organik madde katkıları ve yer yer pdrıt gelişimleri ortamın indirgeyici şartlarını işaretlemektedir. Bu durumda ooidlerin şekillenmesinde tortullaşmadan daha çok metasomatik bir oluşumun etkili olduğu anlaşılmaktadır. Ekinid plaklarının yüzeylerinde ve ooidlerin zarlarında levha IFdeki şekil 5'de görüldüğü gibi, elektron mikroskobunda izlenen mikrosferoidal demir mineralleri de bu görüşü destekleyen gelişimlerdir.

Kuvarslu Kumtaşı Fasiyesi (F)

Bunlar, ince taneli kuvars kumtaşı veya silttaşları olarak fırtına depolarının daha çok ince karbonat taneli çamurlu distal sedimanlar arasında yer alırlar (şekil 3). Değişik oranda iskeletsel taneler arasına katılabildikleri gibi, çamurtaşlarıyla üstlenen

- Cain, J.D.B., 1968, Aspects of the depositional environment and paleoecology of crinoidal limestones, *Scottia: Jour. Geology*, 4, 191-208.
- Curray, JR., 1960, Sediment and history of Holocene transgression continental shelf, northwest Gulf of Mexico, in: *Recent sediments north west Gulf of Mexico Eds., Shepard et al.: Am. Assoc. Petroleum Geol.*, 44, 221-266.
- Demirtaşlı, E., 1967, Pınarbaşı-Sanz-Mağara âlçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkânları: M.T.A. Derleme Rapor No: 4389, (Yayımlanmamış).
- Flügel, E., 1978, Mikrofazielle Untersuchungs methoden von Kalken: Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 454 s.
- Gökçen, S.J.L., 1981, Zara-Hafik Güneyindeki Paleojen istifinin seddmantolojik ve paleocoğrafik evrimi: *Yerbilimleri*, 8, 1-26.
- Gökçen, S.L. ve Kelling, G., 1985, Oligocene deposits of the Zara-Hafik region (Sivas, Central Turkey); evolution from storm-influenced sheli to evaporitic baJsın: *Geol. Rundschau*, 74, 1, 139453.
- Hayes, M.O., 1965, Sedimentation on a semiarid wave* dominated coast (South Texas), with empha^ sis on Hurrican effects: Ph. D. Thesis, Texas Univ., 1-350.
- Hayes, M.O., 1967, Hurricanes as geological agents; Case studies of Hurricanes Carla, 1961 and Cindy, 1963: *Texas Univ. Bur. Econ. Geology Rept. Iniv. No: 61*, 1-56.
- Kelling, G. ve Mullin, P.R., 1975, Graded limestones and limestone-quartzite couplets; Possible storm deposits from the Maroccan Cart>oniferous: *Sedimenter Geology*, 13, 161-190.
- Kumar, N. ve Sanders, J.E., 1976, Characteristics ol shoreface storm deposits; *Modern and Ancient examples: Jour. Sed. Petrology*, 46/1, 145-162.
- Metin, S., 1984, Doğu Toroslar'da Develi-Saimbeyli arasının jeolojisi: 1st. Üniv. Müh. Fak., *Yerbilimleri Dergisi*, 4/1-2, 45-66.
- Özgül, N., Metin, S., Baydar, O., Bingöl, î., Göger, E. ve Erdoğan, B., 1973, Tufanibeyli dolayının KamJbriyen-Tersiyer kayaları: *Türkiye Jeol Kur Bült.* 16/1, 82-100.
- Perkins, R.D. ve Enos, P., 1968, Hurricane Betsy in the Florida-Bahama Area; *Geologic effect and comparison with Hurricane Donna: Jour. Geology*, 76/6, 710-717.
- Schieber, 1986, The posisble role of benthic microbial mats during the formation of cait>oncean shales in shallow Mid-Proterozoic basins: *Sediimentology*, 35, 521-536.
- Specht, R.W. ve Brenner, R.L., 1979, Storm wave ge, nesis of bioclastic carbonates in Upper Ju* rassic epicontinental muds tones, East-Centra] Wyoming: *Jour. Sed. Petrology*, 49/4,1307-1322.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History: Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New Yodc, 1471.
- Wright, RJP., 1974, Storm-generated coquinoid sands» tone; Genesis of hi^h-energy madne sediments from the Upper Jurassic Wyoming and Montana-Di'scussion: *Geol. Soc. America Bull.*, 85, 837.

Yazının geliş tarihi : 1.12.1987

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 2.1.1988

Yayıma verilmiş tarihi : 4.1.1988

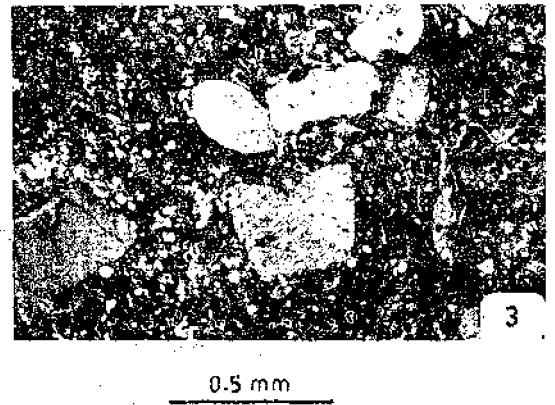
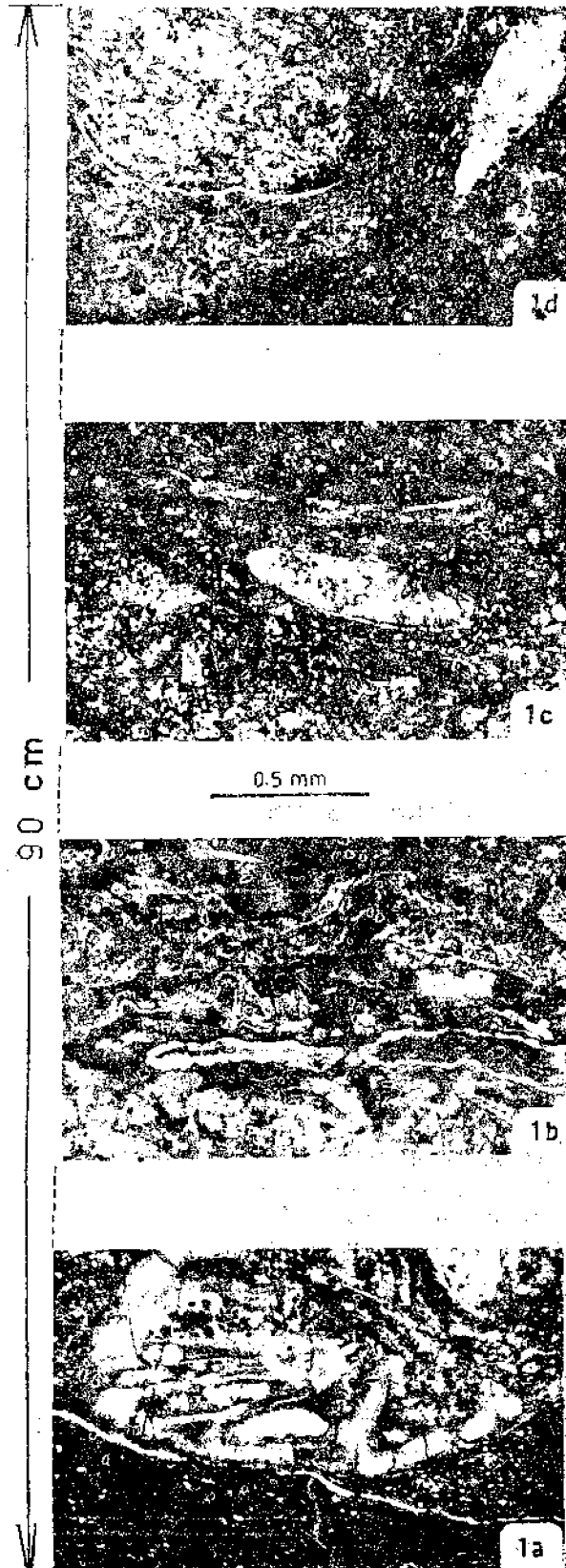
LEVHA I

- Şekil 1 : Fırtına depolananı derecelenmeli iç yapısı «Tempestite» X 50.
 1a : Aşındırmak çamurlu taban dokanağı üzerinde iri biyoklastik taneler-koral.
 1b : Mikro laminalı-dereceli biyoklastik paket taşı.
 1c : Biyoklastik vaketası,
 1d : Biotürbasyonlu çamur taşı.
- Şekil 2 : Gecikme çökelleri-biyoklastik tanetaşı X50,
- Şekil 3 : Biyoklastik vaketası. Çamur süspansiyonda taşınmış biyoklastikler X 50.
- Şekil 4 : Brakyopod kavkılarında mikro şemsiye yapısı. Fırtına etkisinde savrulan kalker çamuru, şemsiye görevi yapan fosil kabuklarının alt kısımlarını doldurmamıştır X 60,

Plate I

- Figure 1 : Graded inner structure of storm deposited «Tempestite» X 50.
 1a : Bioclastic coarse grains-coral on the eroded muddy basement.
 1b : Microlaminated-graded bioclastic packstone.
 1c : Bioclastic Wackestone.
 1d : Bioturbated mudstone.
- Figure 2 : Bioclastic grainstone-lag deposit X 50.
- Figure 3 : Bioclastic wackestone-Resedimentary bioclasts in the muddy suspension X 50.
- Figure 4 : Micro-umbrella structure of brachiopod fragments. The lime mud winnowed with the effect of storm has not filled the lower parts of the shells functioning as an umbrella X 60.

LEVHA I
Plate I



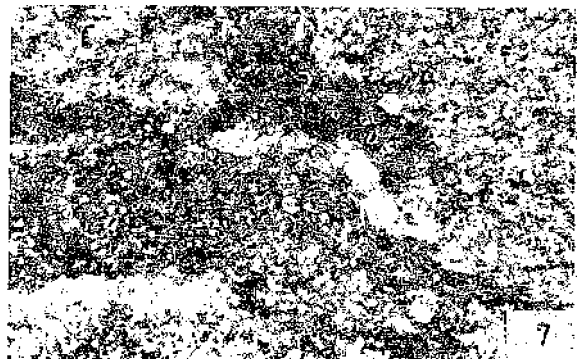
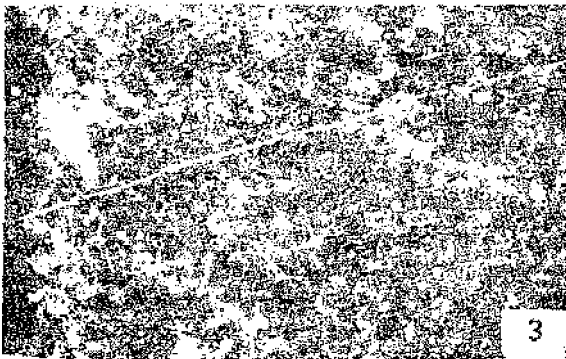
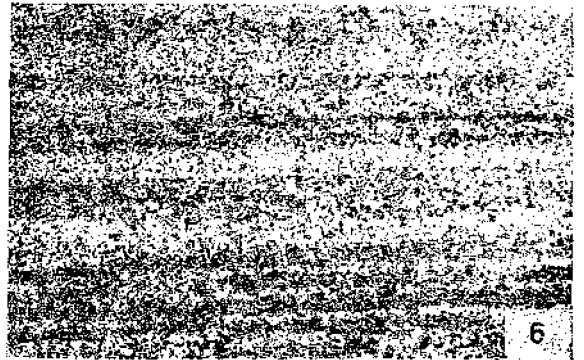
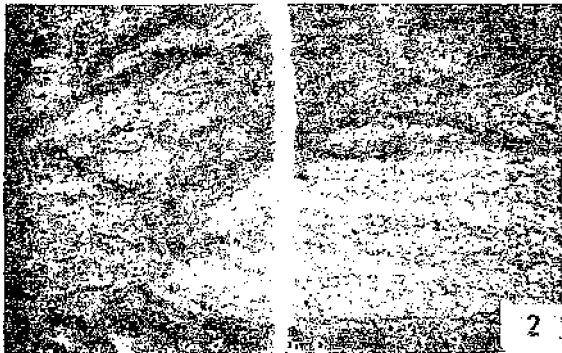
LEVHA II

- ŞeMİ 1 : Çamurtaş-silttaş laminaları X 50.
- Şekil 2 : Biyojenik olarak karıştırılmış silttaş-çamurtaş laminaları X 50.
- Şekil 3 : Sünger spiküllü çamurtaş X 50.
- Şekil 4 : Fosfat ooid-glokonitli biyoklastik tane* taş X 50.
- Şekil 5 : Biyojen taneleri ornatın çok iyi gelişmiş heksagonal fosfat kristalleri X 50.
- Şekil 6 : İnce kuvars kumu içersinde taşınmış kömür taneciklerinin oluşturduğu laminalar X 50.
- Şekil 7 : İnce kuvars kumu içersinde taşınmış yumuşak çamur parçaları-plastiklastlar X 50.
- Şekil 8 : Tamamen bakteriyal piritle örtölmüş fosil parçalar X 50.

Plate II

- Figure I : Mudstone-siltstone laminae X 50.
- Figure 2 : Siltstone-mudstone laminae as mixed biogenically X 50.
- Figure 3 : Mudstone with sponge-spicules X 50.
- Figure 4 : Eioclastic grainstone with phosphate ooid* glauconite X 50.
- Figure 5 : Hexagonal phosphate crystals replaced by well developed biogenetic grains X 50.
- Figure 6 : Laminae formed by resedimentary coal particules in the fine quartz sand X 50.
- Figure 7 : Resedimentary soft mud fragments-plasticlasts in the fine quartz sand X 50.
- Figure 8 : Fossil fragments covered by bacterial pyrite X 50.

LEVHA II
Plate II



0.5 mm

