

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat - Ağustos 1981 Cilt : 24 Sayı : 2
February - August vol. : 24 no. : 2

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Gümlüdür yöresinin kristalin temeli ve allohton birimleri**
Crystalline basement and allochthon units of Gümlüdür Region
Erol BAŞARIR ve Yılmaz Tosun KONUK 95
- Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifi'nin stratigrafisi ve metamorfizması**
Stratigraphy and metamorphism of the Kırşehir massif around Kaman (Kırşehir - Turkey)
İhsan SEYMEN 101
- Isparta büklümünde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi**
Evolution of Taurus carbonate platform in Isparta bend (Western Taurus)
Ali KOÇYİĞİT 109
- Beyşehir yöresinde (Orta Toroslar) olası Alt Kimmeriyen dağoluşumu izleri**
Probable Early Kimmerian orogenic implications in the Beyşehir area (Central Taurus)
Ergün AKAY 105
- Nallıhan - Seben (Bolu) bölgesinde Üst Jura / Alt Kretase karbonat istifinin lito - ve biyofasiyes özellikleri**
The litho - and biofacies properties of the Upper Jurassic / Lower Cretaceous carbonate sequence, in Nallıhan - Seben (Bolu) region
Baki VAROL ve Nizamettin KAZANCI 111
- Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler : jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri**
Factors effecting the geomorphological evolution of the Eastern Turkey : relationships between geomorphology, tectonics and volcanism
Fuat ŞAROĞLU ve Yılmaz GÜNER 119
- Tokat ile Sivas arasındaki bölgede bazı volkanitlerin petrokimyasal özellikleri**
The petrochemical features of some volcanic rocks in the area between Tokat and Sivas
Ali YILMAZ 131
- Türkiye'nin bazı radyoaktif cevherleşmeleri üzerinde mineralojik araştırmalar**
Mineralogical study of some radioactive mineralizations in Turkey
Namık ÇAĞATAY 139
- A new fusulinid genus (Erkina) from Elmadağ region Ankara - Turkey**
Elmadağ (Ankara) bölgesinden yeni bir fusulinid generusu, (Erkina)
Yavuz OKAN 147
- Çankırı (Ankara) Orta Miyoseninde bulunan Anchitherium aureliense CUVIER**
The Anchitherium aureliense Cuvier from the Middle Miocene of Çandır (Ankara)
Zeki ATALAY 155
- Nohutluk Tepe Alt Karbonifer istifinin foraminifer biyostratigrafisi (Aladağ bölgesi Doğu Toroslar)**
Foraminiferal biostratigraphy of the Nohutluk tepe Lower Carboniferous sequence (Aladağ region, Eastern Taurus mountain)
Ahmet İŞİK 159
- İnönü (KB Ankara) Orta Miyosenindeki Hemicyon sansaniensis (ursidae) türünün tanımlaması ve stratigrafik yayılımı**
Description and stratigraphic range of Hemicyon sansanicensis (Ursidae) from the middle Miocene of İnönü (NW Ankara) area
Mustafa GÜRBÜZ 165
- Tartışma**
Muzaffer M. EVİRGEN ve Remzi AKKÖK 171

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ
Bulletin of the Geological Society of Turkey

Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)

Bekir M. ÜRGÜN

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Bekir M. ÜRGÜN

Yayın Kurulu (Editorial Board)

Oğuz EROL (Başkan) - Yavuz ERKAN - Erçin KASAPOĞLU - Ali KOÇYİĞİT
Biler SÖZERİ - Okan TEKELİ.

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde Ahmet AKSAY, Demir ALTINER, Necdet ÖZGÜL, Cemal ÖZTEMUR, Ercüment SİREL, Dinçer ÜLKÜ, Osman YILMAZ'ın da katkıları bulunmuştur.

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

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

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1/2 - 17/2 sayıları 100.— TL'dan daha sonraki sayılar 400.— TL'dan elde edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

36. Dönem (1981 - 1982)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Ali UYGUN
Muzaffer EVİRGEN
Mehmet BİTEN
İsmail TERLEMEZ
Vedat OYGÜR
Bekir ÜRGÜN
Şükrü PEHLİVAN

Başkan (President)
İkinci Başkan (Vice President)
Genel Yazman (Secretary general)
Sayman (Treasurer)
Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

N. B. All Correspondence should
be addressed to :

Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA

Bu sayı T.P.A.O.'nun parasal yardımı ile basılmıştır.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat-Ağustos 1981 Cilt: 24 Sayı: 2
February - August VOL.: 24 no.: 2

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Gümüldür yöresinin kristalin temeli ve allohton birimleri**
Crystalline basement and allochthon units of Gümüldür Region
Erol BAŞARIR ve Yılmaz Tosun KONUK 95
- Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifi'nin stratigrafisi ve metamorfizması**
Stratigraphy and metamorphism of the Kırşehir massif around Kaman (Kırşehir - Turkey)
İhsan SEYMEN 101
- İsparta büklümünde (Batı Toroslar) Toros karbonat platformunun evrimi**
Evolution of Taurus carbonate platform in Isparta bend (Western Taurus)
Ali KOÇYİĞİT 109
- Beyşehir yöresinde (Orta Toroslar) olası Alt Kimmeriyen dağoluşumu izleri**
Probable Early Kimmerian orogenic implications in the Beyşehir area (Central Taurus)
Ergün AKAY 105
- Nallıhan - Seben (Bolu) bölgesinde Üst Jura/Alt Kretase karbonat istifinin lito - ve biyofasiyes özellikleri**
The litho - and biofacies properties of the Upper Jurassic / Lower Cretaceous carbonate sequence, in Nallıhan - Seben (Bolu) region
Baki VAROL ve Nizamettin KAZANCI 111
- Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler : jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri**
Factors effecting the geomorphological evolution of the Eastern Turkey : relationships between geomorphology, tectonics and volcanism
Fuat ŞAROĞLU ve Yılmaz GÜNER 119
- Tokat ile Sivas arasındaki bölgede bazı volkanitlerin petrokimyasal özellikleri**
The petrochemical features of some volcanic rocks in the area between Tokat and Sivas
Ali YILMAZ 131
- Türkiye'nin bazı radyoaktif cevherleşmeleri üzerinde mineralojik çalışmalar**
Mineralogical study of some radioactive mineralizations in Turkey
Namık ÇAGATAY 139
- A new fusulinid genus (Erkina) from Elmadağ region Ankara . Turkey**
Elmadağ (Ankara) bölgesinden yeni bir fusulinid genusu, (Erkina)
Yavuz OKAN 147
- Çankırı (Ankara) Orta Miyoseninde bulunan Anchit-herium auriliense CUVIER**
The Anchitherium aureliense Cuvier from the Middle Miocene of Çandır (Ankara)
Zeki ATALAY 155
- Nohutluk Tepe Alt Karbonifer istifinin foraminifer biyostratigrafisi (Aladağ bölgesi Doğu Toroslar)**
Foraminiferal biostratigraphy of the Nohutluk tepe Lower Carboniferous sequence (Aladağ region, Eastern Taurus mountain)
Ahmet IŞIK 159
- İnönü (KB Ankara) Orta Miyosenindeki Hemicyon sansaniensis (ursidae) türünün tanımlaması ve stratigrafik yayılımı**
Description and stratigraphic range of Hemicyon sansaniensis (Ursidae) from the middle Miocene of İnönü (NW Ankara) area
Mustafa GÜRBÜZ 165
- Tartışma**
Muzaffer M. EVİRGEN ve Remzi AKKÖK 171

DÜZELTME

Bu sayıda iç sayfa numaralamasında hata yapılmıştır. Sayfa numaraları 95'den başlaması gerektiği halde 1'den başlamıştır. Okurlardan özür diler, buna göre düzeltmelerini rica ederiz.

ERRATA

We apologize for the erratum that is all the numbers of the pages were misprinted in this issue. The page 1. should be corrected as page 95 and the other pages follow this page successively. The number of the pages were printed correctly on the cover page.

Gümüldür yöresinin kristalin temeli ve allohton birimleri

Crystalline basement and allochthonunits of Gümüldür region

EROL BAŞARIR Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, İzmir

YILMAZ TOSUN KONUK Ege Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir.

ÖZ : Gümüldür - Kesre yöresinde kristalin temel Barrowiyen tipi yeşilşist fasiyesindeki kuvars - albit - muskovit - klorit ve kuvars - albit - epidot - biyotit alt fasiyeslerine ait kayalardan oluşmaktadır. Bunlar yaygın olarak granat biyotit şist, mikaşist, klorit şist ve kloritoid fillitlerdir. Metamorfizlerde göreceli yaşları tam olarak saptanamayan iki farklı kıvrılma bulunmaktadır. Kloritler dışında tüm mineraller pre - tektoniktir.

Kristalin temel üzerine Triyas - Lias yaşlı tortullar bindirme ile gelmişlerdir. Bu tip bindirmeler Batı Ege'deki (örneğin Karaburun Yarımadası'ndaki) bindirmelerle büyük benzerlik göstermektedir. Bugün bu oluşuklar küpler halinde görülmektedir. Bindirmenin yaşı Eosen sonu - Oligosen olarak yorumlanmıştır. Paleojen flişinin yöredeki konumu, somut verilerle ortaya konamadığından tartışmaya açık bırakılmıştır.

Bu seriler üzerine gelen Miyosen yaşlı tortul oluşuklar, Miyosen - Pliyosen yaşlı riyolitler tarafından kesilmektedir. Bölgeye bugünkü yüzey şekillerini kazandıran genç tektonizma ise olasılıkla Pliyosen sonunda yer almıştır.

ABSTRACT : Crystalline basement in Gümüldür - Kesre region consists of the metamorphic rocks belonging Barrowian - type green - schist facies and subfacieses of quartz - albite - muscovite - chlorite and quartz - albite - epidote - biotite. These are wide - spreaded in the form of garnet biotite schists, micaschists, chlorite schists and chloritoid phyllites. Two different foldings whose relative ages can not be clearly determined are found in the metamorphic rocks. All the minerals except for chlorites are pre - tectonic.

Sediments in Triassic - Lias age are overthrust on the crystalline basement. This type overthrusts are similar to the overthrusts in West Egean (e.g. Karaburun Peninsula). Today this type of formations are seen klippe - like forms. The age of overthrust is estimated as Late Eocene - Oligocene. Since there is no concrete data for the age of Paleogene flysch, the position of this formation is open to discussion.

Sedimentary rocks of Miocene age and the series overlain by these series are cut by the rhyolites of Pliocene age. Morphology of this region had its today's shape most likely by the young tectonism in Late Pliocene.

GİRİŞ

Bu çalışma, Menderes Masifine ait kristalin kayalar ile bunların üzerine gelen ve metamorfik olmayan serilerin ilişkisini ortaya koymak amacıyla yapılmıştır. Özellikle Menderes Masifinin kuzeybatı kesiminde metamorfik kayalar dolomit, fliş ve kireçtaşı tabakaları ile örtülmektedir. Metamorfik olmayan bu serilerin kristalin temel üzerine geliş şekli ve zamanı tartışma konusudur.

Menderes Masifine ait örtü serilerinin bir uzantısı olan inceleme alanındaki metamorfik seriler hemen hemen bütün araştırmacılar tarafından (Akartuna, 1962; Graciansky, 1965; Başarır, 1970, 1975; Dora, 1975; Dürr, 1978; Akdeniz ve Konak, 1979) Barrowiyen tipi yeşilsist fasiyesi serileri olarak kabul edilmiş, ancak Evirgen (1979) andalusit bulgusuna dayanarak Barrowiyen tipi metamorfizmanın olamayacağı savını ileri sürmüştür.

Menderes Masifinin yaşı konusunda da çok farklı görüşler olmasına rağmen, araştırmacıların büyük çoğunluğu (Schuiling, 1962; Akartuna, 1962; Graciansky, 1965; Başarır, 1970; Izdar, 1971; Ayan, 1973; Bingöl, 1975; Dora, 1975) masifin birden fazla metamorfizmadan etkilendiğini ve metamorfizmanın ulaştığı dereceleri değişik yorumlamakla beraber en az iki metamorfizma aşamasını (alpin veya alpin öncesi) kabul etmektedir. Ketin (1966) Menderes Masifindeki metamorfizmayı Kretase sonundaki Laramiyen Orojenezine bağlamış ve bundan önceki metamorfizma izlerine rastlanmadığını belirtmiştir. Dürr ve diğerleri (1978) Menderes Masifinin alt ve üst serilerini tek bir metamorfizmanın etkilediğini belirterek çekirdekte ve kısmen de örtü serilerinde migmatitleşmeye neden olan metamorfizmanın Eosen yaşında olduğunu vurgulamıştır.

Bölgede metamorfik temel üzerine gelen tortul kayalar Akartuna (1962) tarafından incelenmiştir. Ancak bölge 1 : 100.000 lik haritalar ile çalışıldığından bazı ayrıntılar genel içinde kaybolmuş veya fosil azlığından değişik yorumlanmıştır. Tarafımızdan fosille belgelenen Triyas tortulları Karaburun Yarımadasında uzun zamandan beri bilinmektedir. (Brinkmann ve diğerleri, 1967, 1972). Bu fosilli Triyasın bindirme ile bölgeye geldiği ise ilk kez Konuk (Güvenç ve diğerleri, 1977) tarafından ortaya konmuş ve daha sonra ayrıntılı olarak ele alınmıştır (Konuk, 1979).

Çalışma alanında yayılım gösteren Üst Kretase - Paleojen flişi ise İzmir yöresinde oldukça çok araştırmacı tarafından değişik yönlerden incelenmiştir. Parejas (1940), Akartuna (1962), Brinkmann (1966), Oğuz (1966), Gümüş (1979) oluşuğun geniş yörede yaşını Üst Kretase kabul ederler. Konuk (1977) ve Yağmurlu (1980) Kretase - Paleojen olduğunu belirtirler, Düzbastılar (1980) ise Eosene kadar çıktığına değinir. Bölgede halen dört adet 1 : 25.000 lik paftayı kapsayan bir alan Tuncer Eşder tarafından doktora çalışması olarak hazırlanmaktadır.

Yukarıda belirtilen çalışmaların ışığı altında, Menderes Masifine ait metamorfitlerle üzerinde yer alan tortul örtü arasındaki ilişkilerin çözümüne bir yaklaşım sağlamak amacıyla 1 : 25.000 ölçekli İzmir L₁₈-d₄ topoğrafik paftası esas alınarak yaklaşık 60 km² lik bir bölgenin ayrıntılı jeoloji incelemesi yapılmış ve haritası hazırlanmıştır (Şekil 1).

KRİSTALİN TEMEL

Stratigrafi

Menderes Masifinde gnaysların üzerine gelen ve yeşil -şist serilerinin orta ve üst zonlarını oluşturan kayalar inceleme alanında da gözlenmektedir. Ait serilerden üste doğru yapılan bazı dikme kesitlerde metamorfik fasiyes ve mineral parajenezi yönünden farklılıklar görülmektedir. Örneğin Palamut Tepe ve Kiriş Tepeden geçen ve kuzey - güney çizgisi boyunca çıkartılan stratigrafik dizi ile Arpa Tepeden aynı yönde çıkartılan stratigrafik dizi farklıdır. Palamut Tepe ve Kiriş Tepeden geçen stratigrafik dizi olasılıkla normal diziyi vermektedir. Büyük fayın hemen kuzeyinde granat biyotit şistlerle başlayan dizi üzerine fillit, kalkışist, mikaşist, kuvarşist, fillit ve klorit şistler gelmektedir. Dolomitler ile şistler ve bunların arasında gözlenen breşler bazı yörelerde oldukça uyumlu gözlenmektedir. Aynı çizgi boyunca, büyük fayın güneyinde Palamut Tepede, dolomitler uyumlu bir şekilde klorit şistler üzerinde görülmektedir. Bu dolomitler, Kiriş Tepe kuzeyindeki dolomitlerin büyük fayla ovaya kadar düşmüş karşılıkları olarak yorumlanabilir (Şekil 1).

Petrografi

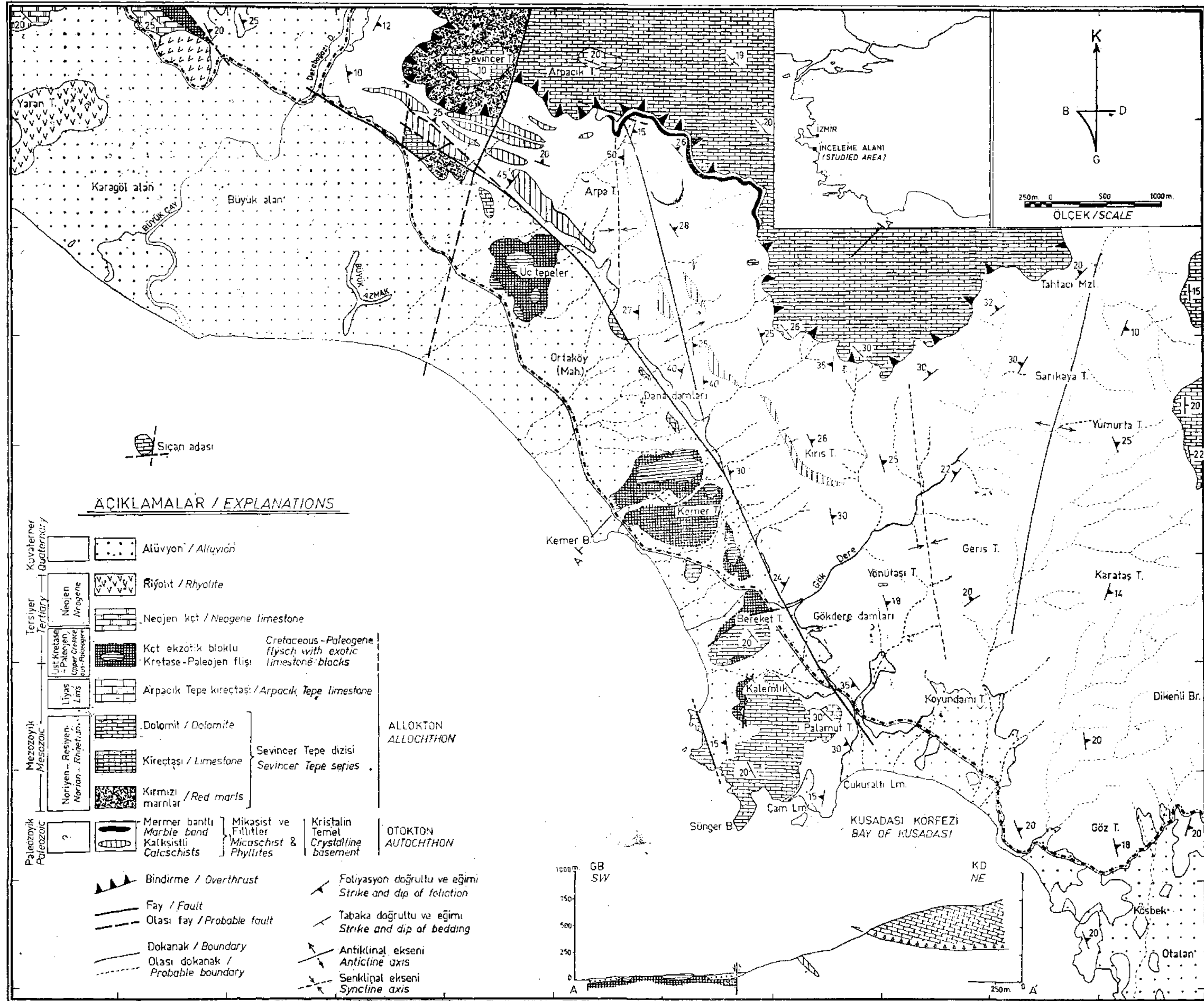
İnceleme alanındaki metamorfik kayalar Barrowiyen tipi yeşil - şist fasiyesinin kuvars - albit - muskovit - klorit ve kuvars - albit - epidot - biyotit alt fasiyesine ait kayalardan oluşmaktadır. Menderes Masifinin örtü serilerinin çeşitli yerlerinde rastlanan bu kayalar inceleme alanında da önemli bir farklılık göstermemektedir. Bu nedenle bölgedeki kayaların petrografik tanımlarını kısaca vermek yeterli olacaktır.

Granat biyotit şistler. Sarımsı - kahverengi renkte görülen bu kayalarda granat taneleri oldukça küçüktür. Foliasyon iyi gelişmiştir. İnce kesitlerde kuvars, albit, biyotit, granat (spessartin) ve muskovit birincil mineral; turmalin, apatit ve zirkon mineralleri ise azınlıktaki mineraller olarak göze çarpar. Granat ve biyotitler kısmen kloritleşmişlerdir. Kayacın dokusu porfiroblastiktir.

Kalk - şistler. Şist ve fillitler arasında mercekler şeklinde bulunmaktadır. Kuzeybatı - güneydoğu yönünde bir doğrultu boyunca dizilen bu mercekler yer yer masif mermerlere geçmektedir. Genel olarak oldukça iyi foliasyon gösteren ve % 80 kalsit, %20 oranında da kuvars ve muskovitten oluşan kalk - şistler fillitlere yakın kesimlerde grafitçe zenginleşirler.

Kuvars şistler. Oldukça sert olan bu kayalar sarımsı - beyaz renkleriyle hemen ayırt edilirler. Ortalama olarak % 80 kuvars, % 15 muskovit, % 3 klorit, % 2 opak ve % 1 oranından daha az apatit, zirkon ve turmalin içerirler. Kayaç dokusu lepidoblastiktir.

Klorit muskovit şistler. Bölgede geniş alanlar kaplayan bu şistler sarımsı - açık kahverengi renkte olup, kuvvetli foliasyon gösterirler. Mineral içeriği 10 adet ince kesitin ortalaması olarak şu şekilde saptanmıştır. % 28 kuvars, % 25 albit (An₃₋₉), % 21 muskovit, % 19 klorit, % 3,7 opak, % 1,4 zoisit, % 0,6 turmalin, % 0,5 apatit, % 0,2 limonit ve hematit. Bu kayaların kloritçe zenginleştiği bölgelerde (örneğin Palamut Tepe güneyinde), bol miktarda epidot ve manyetit mineralleri görülmektedir. Albit kristallerinin



Şekil 1 : Gümüldür - Kesre yöresinin jeoloji haritası.
Figure 1 : Geological map of the Gümüldür - Kesre region.

dönme göstermesi, helisitik izler taşıması ve poikilitik dokuda olması, albitlerin metamorfizma esnasında büyüdüğü izlenimini vermektedir.

Fillitler. Çok ince taneli olmakla birlikte ince kesitlerinde doku ve mineral içeriğini saptamak olasıdır. Bölgedeki tüm metamorfik kayalarda görülen deformasyon izleri (özellikle kıvrım eksenleri) fillitlerde çok belirgindir. Fillitler genellikle muskovit, serisit ve klorit gibi fillo - silikatlarla kuvars, albit, kloritoid ve zoisit minerallerinden oluşmuştur.

Mermerler. Dolomit - şist sınırına çok yakın olan ve yaklaşık 50 m. kalınlığında bir bant biçiminde görülen beyaz mermerler (Şekil 1) gfanoblastik dokuda, oldukça masif ve iri kristallidir. % 100 e yakın kalsit kristali içeren bu mermerler az eklemlili ve işletilebilecek derecede temizdir.

İnceleme alanındaki metamorfik kayaları oluşturan tüm mineraller kesinkes pre - deformatiftir. Albitler yer yer sindeformatif özellik göstermektedir. Pre - deformatif biyotitler retrograt metamorfizma etkisiyle kloritlere dönüşmüşlerdir. Biyotitlerden dönüşen bu kloritlerle kıvrımlanmadan etkilenmeyen kloritler ise belirgin şekilde post - deformatiftir.

ALLOKTON KAYA BİRİMLERİ

Triyas

Sevincer Tepe ve güney eteklerinde ayrı ayrı kesimlerde iki Triyas oluşuğu görünüşü vermektedir. Bunlar üç ana litolojik grupta incelenebilirler.

Kırmızı marn. Sevincer Tepede yayılım gösteren dizi kalk - şist ve mikaşitlerden oluşan kristalin temel üzerine oturmuştur (Şekil 2). Tabanda kırmızı - açık kırmızı milonitik bir gelişme izlenir. Killi düzeyler ezilmiş, çimento hamuru haline gelmiştir ve kristalin kayaç, kireçtaşı, çört v.b. parçaları içerirler. 1-3 m. kalınlıktaki bu düzeyin üstünde yeşil - kahverengi kumtaşı tabakaları bulunur. Kumtaşları çok kalın ve sürekli değildirler. Bunları da kırmızı marn ve şeyller izler. Yer yer 1 - 2 m. kalınlığa ulaşan radyolarit ve yeşil çört tabakaları bulunur. Bu dizinin orta kesimlerinde sürekli olarak bulunabilen, pembe - kırmızı ince tabakalı kireçtaşları yer alırlar, çoğunlukla mercekse ve mikritik dokudadırlar. Bazen tabaka yüzeylerinde az miktarda ince çört yumrularına rastlanır. Bu kırmızı şeyl-marn dizisinde fosil bulunamamıştır. Üst düzeylere yakın kesimlerde kısa mesafede kaybolan 1 - 5 m. kalınlıkta konglomeratik bir oluşuk bulunur. Çimentosu killi kireçtaşıdır. Çakıllar çoğunlukla değişik renklerdeki kireçtaşlarından oluşurlar. Bu çakıllar, pek azı dışında, iyi yuvarlanmışlardır ve uzamış bir görünüm sunarlar. Yapılan ince kesitlerde fosile rastlanmamıştır. Bu konglomeratik düzey Sevincer Tepenin batı sırtlarında yer alır.

Kireçtaşı. Sevincer Tepede kırmızı dizinin üstünde yaklaşık 10 m. kalınlıkta, oldukça kalın tabakalı bir kireçtaşı yer alır. Dokanak yer yer ezilmiş bir görünümde, ancak bu durum her yerde gözlenmez. Kireçtaşları altta oldukça koyu boz-boz renktedirler, bazen kahverengi tabakalar da bulunur. Bunların arasında çok ince dolomitleşmiş tabakacıklara da rastlanır.

Kireçtaşları sahada lup altında oolitik bir doku gösterirse de mikroskop incelemesinde bunların pelletlerden oluştuğu gözlenir. Sevincer Tepe üzerinden alınan örneklerde

Involutina sp. dışında yaş veren fosillere rastlanamamıştır. Bazı ince taneli kahverengi tabakalar, belirlenemeyen lamellibrans kavkı parçaları içerirler. Mikrofosil olarak Textularia sp. de gözlenmiştir.

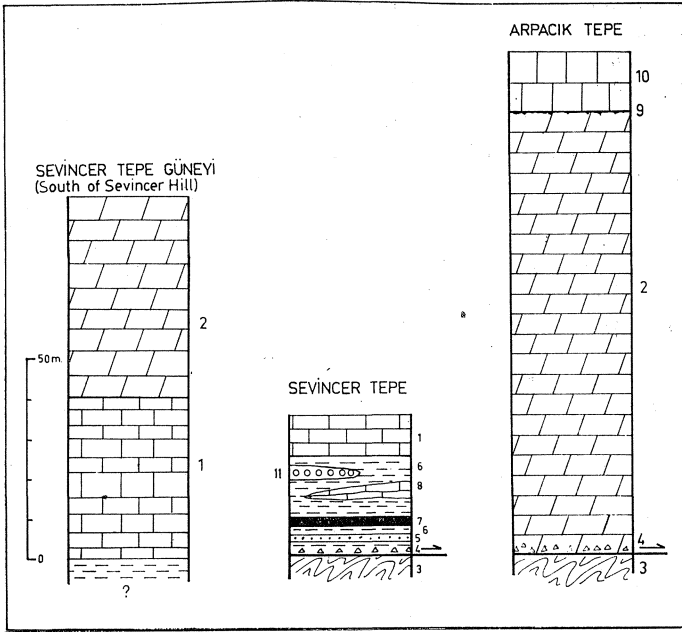
Sevincer Tepenin güney yamaçlarında yer alan kireçtaşları faylı bir dokanak ile kalk - şist ve mikaşitlerden ayrılır. Fayın kuzeyinde kalan dizi yine kırmızı marnlar ile başlar. Ancak bunların kendi içlerindeki ilişki gerek faylanma ve gerekse yönenin örtülü olması nedeni ile tam olarak görülmez. Üzerlerine gelen kireçtaşları ise bir bütün olarak ele alınabilir. Kireçtaşları tabanda yer yer mikritik veya pelletik kireçtaşı tabakalarından oluşur. Bazı düzeylerde çok az bir dolomitleşme gösterirler. Boz - sarımsı boz renk baskındır. Bazen de kirli pembe renk görülür. Tabandaki kalın ve kötü tabakalanma, üste doğru gittikçe düzenli ve iyi bir tabakalanmaya geçer. Yaklaşık 40 m. kalınlıktaki bu kireçtaşlarını 60 m. kadar görünür kalınlığı olan dolomitler ve dolomitik kireçtaşları izlerler. Dolomitler kirli sarı - boz renktedirler, tabakalanma bazen ayırt edilemez. Kireçtaşları ile dolomitler arasındaki geçiş normal görünümde. Dolomitlerde fosil bulunamamasına karşın kireçtaşlarından bazı fosiller elde edilmiştir. Bazı kireçtaşlarında 5-7 cm irilikte Megalodon kavkalarına rastlanmıştır. Ayrıca ince kesitlerde Involutina tumida, Involutina communis, Glomospirella friedli belirlenmiştir. Bu fosillere dayanarak kireçtaşlarına Noriyen - Resiyen yaşı verilmiştir. Bu durumda üstteki dolomitler de en azından aynı yaşta veya Liyas yaşındadırlar. Ancak bu durum Arpacık Tepe kesitinde daha iyi değerlendirilebilir.

Dolomit. Arpacık Tepe kesiti de metamorfik temel üzerinde yer almaktadır (şekil 2). Görünür kalınlığı 100 m olan bu dolomitler ile alttaki kristalin kayaçlar arasında bir ufalanma zonu vardır. Bu ufalanma zonunun da kalınlığı yer yer değişir ve onlarca metreyi bulabilir. Dolomitlerde genellikle iyi bir tabakalanma vardır. Yeknesak bir doku gösteren bu dolomitler, boz - koyu boz renktedirler. Arpacık Tepede dolomitlerin üstünde, dar bir alanda Liyas kireçtaşları bulunur.

Liyas

Arpacık Tepe Kireçtaşları. Arpacık Tepe kireçtaşı dar bir alanda gözlenir. Altındaki dolomitler ile arasında birkaç cm kalınlığında düzensiz bir demiroksit yüzeyi bulunur (şekil 2). Bu tür bir yüzey, Karaburun Yarımadası Triyas ve Jura'sı arasında olduğu gibi (Brinkmann ve diğerleri, 1972), bir aşınma uyumsuzluğu olarak yorumlanabilir. Kireçtaşları genellikle kötü tabakalanma gösterirler. Koyu boz renklidirler. İçlerinde türce az fakat bireyce çok fosil bulunmuştur. Kayacın yaşı, özellikle bol miktarda görülen kireçli algler ile Liyas olarak belgelenmiştir. Bunlar Teutloporella tabulata, Teutloporella elongata, Pleodasyclus mediterraneus ve Tomatoporella parvovesiculifera dır.

Bu durumda Sevincer Tepe ve Arpacık Tepede gözlenen dolomitlerin yaşı, fosil içermemelerine karşın, Alt Liyas-Üst Triyas olarak kabul edilebilir. Arada demiroksitli bir aşınma yüzeyinin (hard ground) olması Triyas olasılığını kuvvetlendiren bir nedendir. Çünkü yakın yörede, Karaburun Yarımadasında, gözlenen Triyas - Jura oluşuklarının arasında aynı tip aşınma yüzeylerinin bulunduğu bilinmektedir (Brinkmann ve diğerleri, 1972).



Şekil 2 : Sevincer Tepe ve Arpacık Tepe dikme kesitleri. 1 — İnce tabakalı fosilli kireçtaşı (Noriyen - Resiyen), 2 — Düzgün tabakalı dolomi, 3 — Kristalin temel, 4 — Milonit zonu, 5 — Yeşil kumtaşı, 6 — Kilitaşı ve marn, 7 — Radyolarit, 8 — İnce tabakalı, pembe kırmızı kireçtaşı, 9 — Demiroksit yüzeyi, 10 — Lias kireçtaşı, 11 — Konglomera.

Figure 2 : Stratigraphic columns of Sevincer Tepe and Arpacık Tepe. 1 — Thin bedded, fossiliferous limestone (Norian - Rhaetian), 2 — Regular bedded dolomite, 3 — Crystalline basement, 4 — Milonite zone, 5 — Green sandstone, 6 — Claystone and marl, 7 — Radiolarite, 8 — Thin bedded pinkish - red limestone, 9 — Iron oxide surface, 10 — Lias limestone, 11 — Conglomerate.

KRETASE - PALEOJEN FLİŞİ

İnceleme alanını KB-GD yönünde kesen büyük fayın güney kesiminde yer alan fliş çoğunlukla kumtaşı - şeyl ardaşmasından oluşur, yeşil renk baskındır. Bunlar sahada genellikle düzgün bir tabakalanma ilişkisi içinde gözlenemezler. Gerek büyük fay nedeniyle ve gerekse oluşum koşulları etkisiyle bir karmaşıklık izlenir. Özellikle Kemer Tepe ve Üçtepeler yörelerinde bu durum belirgindir. Bu yörelerde yeşil kumtaşları ve şeyller üzerinde, oldukça iri bloklar sunan Globotruncana'lı pembe kireçtaşları, radyolaritler ve serpantinler birarada ancak dağınık şekilde bulunurlar. Bloklar çoğunlukla vahşi fliş düzeyleri içindedirler. Bu düzeylerde çeşitli boyut ve türlerde çakıl ve bloklar bulunur. Kireçtaşı çakıl ve bloklarından yapılan ince kesitlerde Rudist kavkalarına da rastlanmıştır. Bu ve buna benzer gözlemler Akartuna (1962) tarafından da yapılmıştır. Ancak yörede yalnızca Üst Kretase fosilleri bulunduğundan, olay aynı zaman içinde ikincil bir taşınma şeklinde yorumlanıp, fliş yine Üst Kretase olarak yaşlandırılmıştır. İzmir yöresinde geniş alanlara dağılan bu tür olu-

şukların yaşı çoğunlukla Kretase olarak kabul edilmiştir (Parejas, 1940; Brinkmann, 1966; Oğuz 1966; Gümüş, 1979). Konuk (1977) aynı gelişimi gösteren fliş topluluğunu Bornova çevresinde Paleosen olarak fosillerle belgelemiştir. Diğer bir araştırmacıya göre ise, fliş içerisinde Eosen çakılları bulunmaktadır. Bu bilgilerin ışığı altında çalışma alanındaki flişin yaşını Paleosen - Eosen olarak kabul edebiliriz.

NEOJEN

Volkanik Kayaçlar

İnceleme alanının kuzeybatısında Yaran Tepe ve Ma-sat Burnunda yüzlek veren volkanik kayaçlar vitrofirik bir hamur içinde serpilmiş iri subhedral sanidin kristalleri ile anhedral kuvars kristallerinden oluşmaktadır. İnce kesite dayalı petrografik çalışmalarımız bu kayaçların riolit olduğunu ortaya koymuştur. Bu kayaçlara ait kimyasal analizler (Borsi ve diğerleri, 1972; Özgenç, 1978) bu tanımımızı doğrulamaktadır. Ayrıca, Rb/Sr yöntemine göre yapılan yaş belgilemeleri (Borsi ve diğerleri, 1972), bölgedeki volkanik kayaçların 12,5 milyon yaşında olduğunu ortaya koymaktadır. İnceleme alanındaki gözlemler ve Rb/Sr yaş tayini göz önüne alınarak bölgedeki riolitlerin yaşı Miyosen - Pliyosen olarak verilebilir.

Tortul Kayaçlar

İnceleme alanının kuzeybatı köşesinde yüzlek veren tortul kayaçlar başlıca iki kısımdan oluşmaktadır. Sarımsı - beyaz ve alacalı çakıl ve iri boylanmış kum karmaşığı üzerine sarımsı beyaz renkte killi kumlu tabakalar gelmektedir. Riyoitler tarafından kesilen bu tortul kayaçları, riyoitlerden daha yaşlı oldukları saha gözlemlerinden anlaşılmaktadır.

TEKTONİK

Kıvrımlar

Kristalin temeli oluşturan epizonal meta - sedimentler ve bunlarla arakatmanlı kalk - şist ve mermer bantları çok şiddetli kıvrımlanma geçirmiştir. Kıvrım eksenlerinin yönleri genellikle K20°D ile K20°B arasında değişen bir yelpaze sunarlar. Arpa Tepenin kuzeyinde görülen ve haritaya alınabilecek büyüklükte olan çok güzel bir kıvrım, içiçe mermer ve şist bantlarından oluşmuştur. Bu kıvrımın yönü K20°B, dalımı ise GD yönündedir. Kayaçlar mikro - tektonik yönden incelendiğinde, birbiri ile 35° lik açı yapan mikro kıvrımlar tüm ince kesitlerde, özellikle fillitlerden alınan ince kesitlerde görülmektedir. Bu durum Menderes Masifinin iç ve kenar zonlarında gözlenen ve mikro olarak ölçülen iki ana kıvrım eksenini arasındaki açıya eşdeğerdir.

Faylar

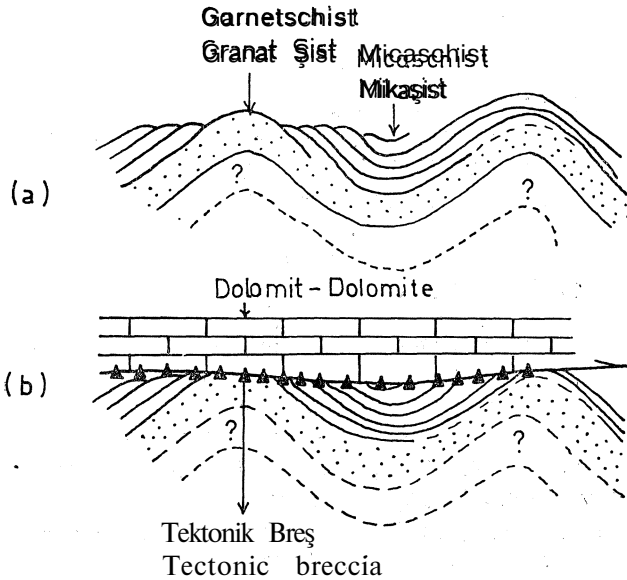
İnceleme alanında görülen tüm faylar eğim atımlı birkaçı verev atımlı çekim faylarıdır. KB-GD yönünde uzanan ve yaklaşık 600 m lik atıma sahip olan büyük fay bölgenin morfolojisini belirler. Bu büyük faya paralel olarak gelişmiş faylar (Sünger Burnu, Yel Burnu, Arpacık Tepe) daha küçük ölçekte faylardır. Diğer önemli faylanma yönü, KKD doğrultusunda olup, büyük fayla yaklaşık 60°lik açı yapmaktadır. Alp dağoluşumunun son evrelerinde gelişen bu makaslama faylarının büyük olasılıkla «Pliyosen sonu» yaşında olduğu bölgenin dışındaki gözlemlerden ve diğer araştırmacıların çalışmalarından (Eşder ve diğerleri, 1975) anlaşılmaktadır.

Bindirme

Çalışılan bölgede Triyas oluşuklarının metamorfik temel kayaçları ile olan ilişkileri gözlemlendiğinde ilginç bir durum ortaya çıkmaktadır. Sevincer Tepede Triyasın tabanı kalk - şist ve mikaşistler üzerine oturmaktadır ve milonitiktir. Bu milonitleşme tüm dokanak boyunca yer yer oldukça güzel izlenebilmektedir.

Aynı şekilde Arpacık Tepe dolomitleri ve onun üzerine demiroksitli bir yüzeyle oturan Liyas kireçtaşları da, değişik derecelerdeki metamorfite üzerine ufalanmış bir taban ile gelmişlerdir. Buradaki dolomitler kırılma nedeniyle bazen 10 m ye ulaşan ufalanma zonu gösterirler. Bu zonda, az da olsa, metamorfik kayaç parçaları daima gözlenir. Arpa Tepe kuzeyinde ise dolomitlere yakın ve şistler arasında sürekli bir gidiş gösteren mermer bantı allokon seri tarafından örtülmektedir. Mermer bantının kayboluşu herhangi bir faylanmaya değil, düzensiz bindirme yüzeyine bağlıdır.

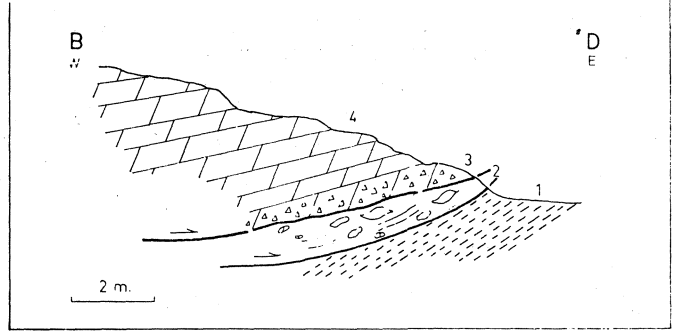
Diğer taraftan, Arpa Tepe ve şist - dolomit sınırı boyunca gözlenen ve dolomitlerin altında kalan kristalin kayaçların konumu ilginç bir farklılık sunmaktadır. Dolomitlerin hemen altında, daha derinde olması gereken (daha yaşlı) granat biyotit şistler bulunmaktadır. Bu iki birim arasında bazen tektonik breş görülmekte, bazen de tektonik breş olmaksızın dolomitler doğrudan granat şistler üzerine gelmektedir. Bu gözlem aşınmış antiklinal çekirdeklerini oluşturan biyotit granat şistler ile senklinaleri oluşturan serilerin üzerine dolomitlerin bindirme ile geldiğini kanıtlayan verilerden biridir (Şekil 3). Göze çarpan diğer bir özellik de, temeli oluşturan kristalin şistlerin oldukça yoğun kıvrımlanmalarına karşın, örtü dizilerinin çok az kıvrımlanmalar gösterdikleridir.



Şekil 3: Aşınmış metamorfik seriler (a) üzerine bindirme ile gelen dolomitleri (b) gösteren şematik şekiller.

Figure 3 : Schematic sections showing dolomites (b) are overthrust on the eroded metamorphic series (a).

İnceleme alanında dar bir alanda gözlenmesine rağmen bölgenin kuzeyinde oldukça yaygın olan Kretase - Paleojen flişinin de bindirme olayına karıştığını görürüz. Bunun en güzel örneğini Tahtacı Mezarlığı'nın yaklaşık 1 km batısında, yeni açılan Ortaköy orman yolu yarması vermektedir (Şekil 4).



Şekil 4 : Tahtacı Mezarlığı orman yolu kesiti. 1 - Mikaşist, 2 - Kumtaşı ve şeyli ezilme zonu, 3 - Milonit zonu, 4 - Dolomit.

Figure 4 : Section of the Tahtacı Mezarlığı forest road. 1 - Micaeschist, 2 - Grushed zone with sandstone and shale, 3 - Milonite zone, 4 - Dolomite.

Kesitte doğudan batıya, altta mikaşistler yer almaktadır. Dolomit ile olan dokanağa doğru bir ezilme zonu görülmektedir. Mikaşistler dokanakta iyice ezilmişlerdir fakat yine de bol miktarda mika pulcuğu içerirler. Bu metamorfite ile dolomit arasında, yok denecek kadar az mika pulcuğu içeren 1,5-2 m kalınlığında ezik bir zon bulunur. Bu genellikle ezilmiş şeyllerden oluşur. Yeşil şeyller arasında, aralarında tabaka bağıntıları kaybolmuş kumtaşı parçalarına rastlanır. Kumtaşları da ezilmiş ve şeyl içinde yuvarlanarak fakoyidleşmişlerdir. Bazıları ise elipsoidleri andırırlar. Bu şeyl hamuru içinde ender olarak ufak kireçtaşı çakılları da bulunmuştur, ancak fosil belgilenememiştir. Bütün bunlara rağmen, sahanızın kuzeyinde, dolomitlerin altında yine tektonik dokanak ile bulunan Üst Kretase - Paleojen fliş topluluğuna büyük benzerlik göstermektedir. Bu ince, ezilmiş fliş kalıntısı tüm dokanak boyunca izlenememektedir. Çoğu yerde milonitik dolomitler doğrudan kristalin şistler üzerine oturmaktadır, bunlar ise üstte normal tabakalı dolomitler olarak sürerler. Ayrıca Sevincer Tepenin doğusunda, kırmızı marnların altında 1x3 m boyutlarında ezilmiş bir serpantin bloğuna da rastlanmaktadır. Bu da büyük bir olasılıkla Üst Kretase - Paleojen flişinden koparılıp, sürüklenerek getirilmiş olmalıdır.

Tahtacı Mezarlığı kesitinde alttan üste kristalin şist, kumtaşları, dolomit dizilmesinin yaş ilişkileri Paleozoyik, Tersiyer, Mesozoyik olarak göz önüne alınırsa, bindirmenin şekillendirilmesi daha da belirginleştirilmiş olur.

Konuk (1979) Karaburun Yarımadasındaki bindirmeler için Üst Kretase veya daha genç bir yaş önermiştir. Ancak bölgede Üst Kretase - Paleojen olarak yaşlandırılan flişin, yukarıda değinildiği gibi bindirme olayına karıştığı açıktır. Ayrıca Düzbastılar (1980) fliş için Eosen kadar bir yaş kabul eder. Bu durumda bindirme Eosen sonrası gerçekleşmiş olmalıdır.

SONUÇLAR

Yapılan inceleme ve gözlemlere göre şu sonuçlar ortaya çıkmaktadır:

1 — Bölgenin temelini Barrowiyen tipi yeşil - şist fasiyesindeki epizonal metamorfik kayalar oluşturmaktadır.

2 — Bölgedeki metamorfik kayalarda kıvrım eksenleri, Menderes Masifinde gözlenen kıvrım eksenlerinin genel doğrultusuna uyan en az iki tektonik yön bulunmaktadır. Kloritleşme bu deformasyonlardan sonradır.

3 — Karaburun Yarımadası dışında, yakın bölgelerde, ilk kez fosille belgelenmiş ve bindirme tektoniği ile yerleşmiş Triyas - Liyas oluşuklarının varlığı ortaya konmuştur.

4 — Bindirmenin yaşı Eosen - Oligosen olarak yorumlanmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın gerçekleşmesinde Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü ve Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu'ndan gördüğümüz yardımlar için her iki kuruluşa da teşekkür ederiz. Ayrıca, fosil belgilemelerindeki katkıları için M.K. Düzbastılar'a ve çizimlerdeki yardımlarından dolayı da teknik ressam Kerime Aslı'nı teşekkür ederiz.

Yazının ilk geliş tarihi: 25.4.1981
Yayıma verildiği tarih ; Ocak, 1982.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M. 1962, İzmir - Torbalı - Seferihisar - Urla bölgesinin jeolojisi hakkında: Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 59,1-18.
- Akartuna, M. 1965, Aydın - Nazilli hattı kuzeyindeki versanların jeolojik etüdü: Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 65,1-10.
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979, Menderes Masifinin Simav dolayındaki kayabirimler ve metabazik, metaultramafik kayaların konumu: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 22, 175-183.
- Ayan, M., 1973, Gördes migmatitleri: Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 65,132-155.
- Başarır, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi: Ege Üniv. Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü İlimi Raporlar Serisi, 102, 44 s.
- Başarır, E., 1975, Çine güneyindeki metamorfiklerin petrografisi ve bireysel indeks minerallerin doku içerisinde gelişimleri: Ege Üniv. Fen Fakültesi, 76 s., yayımlanmamış.
- Bingöl, E., 1975, Batı Anadolunun jeotektonik evrimi : Maden Tetkik Araştırma Enst. Dergisi, 86, 14-34.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea : Bull. Vole, 36 - 3, 473 - 496.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanatolien: N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., 10, 603-618.
- Brinkmann, R., Rendel, B., Trick, P., 1967, İzmir yöresinde pelajik Triyas: Ege Üniv. Fen Fakültesi İlimi Raporlar Serisi, 37, 1-3.
- Brinkmann, R., Flügel, E., Jacobshagen, V., Lechner, H., Rendel, B., Trick, P., 1972, Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (Westanatolien) : Geologica et Palaeontologica, 6,139-150.
- Dora, Ö. Ö., 1975, Menderes Masifinde alkali feldspatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarında kullanılması: Türkiye Jeol. Kur. Bult., 18/2, 111-126.
- Dürr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M., Seidel, E., 1978, Alps, Apennines, pellenides: Edith., H. Clos, D. Roeder ve K. Schmidt, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 4, 455 - 478, Stuttgart.
- Düzbastılar, M. K., 1980, Bornova ve yakın yöresi turbidü istifleri elemanlarının kireçli alglerinin sistemafik incelenmesi : Ege Üniv. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, 149 s., yayımlanmamış.
- Eşder, T. ve Şimşek, Ş., 1975, Seferihisar alanı, Çukurdağ grabeni ile dolaylarının jeolojik ve jeotermal olanakları : Maden Tetkik Arama Enst. Raporu, no. 5842.
- Eşder, T. ve Şimşek, Ş., 1976, Geology of İzmir - Seferihisar geothermal area : Second United Nations Symposium of the development of the resources proceedings, 1, 349-361.
- Evirgen, M. M., 1979, Menderes Masifi kuzey kesiminde (Ödemiş - Bayındır - Turgutlu) gelişen metamorfizma ve bazı ender parajenezler : Türkiye Jeol. Kur. Bül., 22/1, 109 -116.
- Graciansky, P. de., 1965, Menderes Masifi güney kıyısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar . Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 64, 9 - 23.
- Gümüş, H., 1979, Güzelbahçe - payamlı - Çatalkaya (İzmir; yöresinin jeolojisi: Ege Üniv. Yerbilimleri Fakültesi, 47 s., yayımlanmamış.
- Güvenç, T., Dağar, Z., Düzbastılar, M. K., Konuk, Y. T. ve Yurtsever, A., 1977, Le Trias de la Turquie occidentale: VI. Ege Bölgeleri Jeolojisi Kollokyumu -İzmir (baskıda).
- İzdar, E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of Menders Massif of Western Turkey: Campbell, A. S., ed., Geology and History of Turkey: Petroleum Expl. Soc. of Lib., Tripoli, 495 - 500.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: Maden Tetkik Arama Dergisi, 66,20 • 34.
- Konuk, Y. T., 1977, Bornova flişinin yaşı hakkında : Ege Üniv. Fen Fakültesi Dergisi, B, 1,1,65 - 73.
- Konuk, Y. T., 1979, Karaburun Yarımadasının kuzeybatı kesiminin stratigrafisi ve tektonik özelliği: Ege Üniv. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, 85 , yayımlanmamış.
- Oğuz, M., 1966, Manisa Dağının kuzey ve kuzeybatısının jeolojisi : Ege Üniv. Fen Fakültesi İlimi Raporlar Serisi 23.
- Özgenç, İ., 1978, İzmir bölgesi perlit yataklarının jeolojisi ve petrolojisi; perlitlerin fiziksel, kimyasal ve genleşme özellikleri: Ege Üniv. Mühendislik Bilimleri Fakültesi, 187 s., yayımlanmamış.
- Parejas, E., 1940, Le flysch cretace des environs de Smyrne: Pub. Inst. Geol. Univ. Ist., no. 6.
- Schuiling, R. D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, 58,-71-85.
- Yağmurlu, F., 1980, Bornova (İzmir) güneyi fliş topluluklarının jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 23/2, 141-152.

Kaman (Kırşehir) dolayısında Kırşehir Masifi'nin stratigrafisi ve metamorfizması

Stratigraphy and metamorphism of the Kırşehir Massif around Kaman (Kırşehir - Turkey)

İHSAN SEYMEN İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, İstanbul.

ÖZ: Bu çalışmada ilk kez «Kaman grubu» adı altında incelenen Kırşehir Masifi'nin metamorfizmaları üç ayrı birime ayrılmaktadır. Bunlar alttan üste doğru, gnays, biotitşist, piroksenşist, amfibolşist, kalsilikatik şistler, kuvarsit ve kuvarsşist karmaşığı (Kalkanlıdağ formasyonu); mermer-şist ve gnays aralanması (Tamadağ formasyonu), ve çeşitli özellikte mermer, metaçörtlü yarimermer ve metaçört topluluğu (Bozçaldağ formasyonu) şeklinde izlenmektedir.

Kökende Kaman grubu, psamitik, ortokuvarsitik, pelitik, yaripelitik, kumlu, killi ve çörtlü karbonat çökelmelerinden oluşmuştur. Bu tortul istifin, Kaman yakınında, önce düşük basınç - yüksek sıcaklık koşullarında yüksek amfibolit - granülit fasiyesinde, sonra düşük amfibolit fasiyesinden yeşilşist fasiyesine gerileyen başkalaşım geçirdiği saptanmıştır.

ABSTRACT: In this article, metamorphic rocks of the Mid - Anatolian (Kırşehir) Massif are named the Kaman Group, The Kaman Group is divided into three lithostratigraphical units, in an ascending order as follows: The Kalkanlıdağ Formation is characterized by a complex of gneisses, biotiteschists, pyroxeneschists, amphiboleschists, quartzites, quartzschists and calc - silicatic schists. The Tamadağ Formation is an intercalation of marbles, schists and gneisses. The Bozçaldağ Formation is primarily composed of marbles, metachert - bearing marbles and metacherts.

It is believed that the Kaman Group was originally made up of psammitic, orthoquartzitic, pelitic, semi - pelitic rocks and sandy, marly and chert-bearing carbonates. In the vicinity of Kaman, the mineral assemblages of the rocks of different chemical composition indicate that the above - mentioned sedimentary sequence was regionally metamorphosed under low pressure - high temperature conditions. It is also determined that the progressive metamorphism of the Kaman Group ranges from the high amphibolite to granulite fades. Then, the rocks of this group underwent retrograde metamorphism ranging from low amphibolite to greenschist fades.

GİRİŞ

Anadolu'da, «Metamorfik Masifler» olarak nitelendirilen oluşukların ayrıntılı incelenmesi son yirmi yıl içinde hızlanmıştır. Ancak, «Orta Anadolu -, Kızılırmak -, veya Kırşehir Masifi» adları ile tanınan iç Anadolu'nun kristalin temeli üzerine modern anlamda, çoğunluk masifin petrografisine yönelik incelemeler, Ayan (1963) ile başlamış, onu Erkan (1975), Özcan, v.d. (1980), Tülümen (1980) ve Erkar, (1980) izlemiştir. Masifin güney doğu uzantısı şeklinde düşünülebilecek «Niğde Masifi» ise, stratigrafisi ve metamorfizması açısından Göncüoğlu (1977) tarafından incelenmiştir. Bu yazının sınırlı alanı içinde adı geçen araştırmacıların bulguları ve daha eski yazarların görüşleri tartışılmayacaktır. Fakat, Kaman - Kırşehir arasında 1/25 000 ve 1/12 500 ölçekli haritalar üzerinde masifin mesoskopik tektonik özelliğinin araştırılması sırasında, yazar tarafından elde edilen metamorfizma ile ilgili bazı ön bulgular verilecektir. Bu yazı, özellikle Kaman çevresindeki Tamadağ'ı asalanından (Şekil 1) elde edilen verilere dayatılacağından, kuşkusuz masifin tümünün stratigrafisini ve metamorfizmasını açıklamaktan uzak kalacaktır.

KAMAN ÇEVRESİNİN STRATİGRAFİSİ

Kaman çevresinde, Üst Maestrihtiyen, Eosen ve Neojen yaşlı tortul örtü bir yana bırakıldığında, literatürde «Orta Anadolu Masifi» olarak adlandırılan kristalin karmaşık temel asıl jeolojik yapıyı oluşturur (Şekil 1 ve 2). Bunlar, litostratigrafik birimlere ayrıntılandığında, eskiden yeniye doğru aşağıdaki gibi açıklanabilir :

- 1 — İlk kez bu yazıda «Kaman grubu» adı altında incelenen metamorfik oluşuklar;
- 2 — Ankara Melanjı (Bailey ve McCallien, 1950) olarak bilinen, inceleme alanında jenetik konumu bakımından İç Toros Kuşağını oluşturmuş Orta Tetis'in (Seymen ve Aydın, 1980) ürünü tektonosedimenter karışık ve bununla ilişkili «Karakaya ultramafiti»;
- 3 — Ankara Karışığını açılı uyumsuzlukla örten üst Maestrihtiyen yaşlı Kartal ve Asmaboğazı Formasyonları (Görür, 1981);
- 4 — Hem metamorfik temeli, hem de Ankara Karışığını sıcak dokanak yaparak kesen diyorit, granodiyorit ve kuvars monzonit bileşimli derinlik kayaçlarından oluşmuş «Baranadağ plütunu»; nefelinli siyenit ve lösitli porfirlerden oluşan «Buzlukdağ plütunu» ile bunların sıgsokulum taşları ve yüzey kayaçları.

Kaman grubunu, Kaman'ın batısında K25° D, kuzey ve kuzeydoğusunda ise D-B gidişli tektonik bir dokanak boyunca Ankara karışığı ve Karakaya ultramafiti üzerlemektedir. Burada yazar, Bingöl'ün (1974) tanımladığı, Liyastan önce yerleşmiş Karakaya Karışığını (Formasyonunu) , Orta Mesozoyik - Paleojende evrimini tamamlamış Ankara Karışığından ayırmaktadır. Bu nedenle, Ankara Karışığının oluşumu, Ankara çevresindeki araştırmalara göre Liyasta başlamış ve Üst Kretaseye kadar devam etmiştir. Yazarın Kaman güneybatısındaki gözlemlerine göre (Şe-kil 3), Ankara karışığının oluştuğu ortam okyanusal niteliğini Kampaniyene kadar korumuştur. Karışması ve Kaman grubu üstüne üzerlemesi ise Üst Maestrihtiyenden önce gerçekleşmiştir. Ankara karışığına yerleşmesi, diğer araş-

tırmacılaran Batman'a (1978) göre Alt Kretase - Kampaniyen, Akyürek, v.d.'ne (1980) göre Senomaniyen öncesi ve Norman'a (1972) göre de Türoniyen - Kampaniyen arasındadır. Böylece, Ankara karışığının oluşum sürecinden ve diğer taraftan yörenin jeotektonik evriminden (Seymen ve Oktay, 1981, hazırlanmakta), Kaman grubunun çökeltme ve başkalaşma yaşı Mesozoyik öncesi olarak düşünülmektedir.

Kaman ile Hirfanlı Barajı arasında yer alan Kızılöz köyü yakınında Ankara karışığını Üst Maestrihtiyen yaşlı söz konusu karışıktan ve Kaman grubundan gereç almış karasal kırıntılılar ve Hippurites'li bağlamtaşları diskordan olarak örtmektedir. (Şekil 3). Bu birimler, Haymana-Tuz Gölü havzasında tanımlanmış Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarına karşılık gelmektedir (Görür, 1981).

Yörede, buraya kadar verilen birimleri önce Baranadağ plütunu ve buna bağlı sıgsokulum kayaçları, sonra Buzlukdağ plütunu ve bununla ilişkili damar taşları sıcak dokanak yaparak keser. Diyorit - granodiyorit - kuvars monzonit bileşimli Baranadağ plütunu üzerinde yapılan radyometrik yaş tayinleri, plütunun katılma yaşını 71 m. y. (Ataman, 1972) ilâ 54 m.y. (Ayan, 1963) vermiştir. Kaman dolayında, İpresiyen -Lütesiyen yaşlı (Oktay, 1981) çökeller bu plütunu diskordan olarak örtmektedir ve plütundan gereç almıştır. Buna göre, plütunun yaşı kesinlikle Paleosendir.

Buzlukdağ plütonuna bağlı gelişen nefelinli ve lösitli trakit daykları Baranadağ plütonuna ait taşları kesmekte, Eosen yaşlı çökelleri ise kestiği bölgede görülmemektedir. Böylece, Buzlukdağ plütonunun da Eosen öncesinde, belki Üst Paleosende yerleştiği varsayılabilir. Diğer taraftan. Kaman kuzeyinde izlenen riyoolitik ve riyoasitik lav ve tüflerden oluşan yatay konumlu püskürükler, Ankara karışığını uyumsuz olarak örtmektedir. H. Kara'ya (1981, sözlü görüşme) göre bunlar, Çiçekdağ dolayında Alt Eosen tortulları tarafından örtülmekte ve Baranadağ plütunu ile de yer yer kesilmektedir. Bu nedenle söz konusu püskürüklerin yaşı genel olarak Paleosen, belki En üst Kretase-Alt Paleosen olabilecektir.

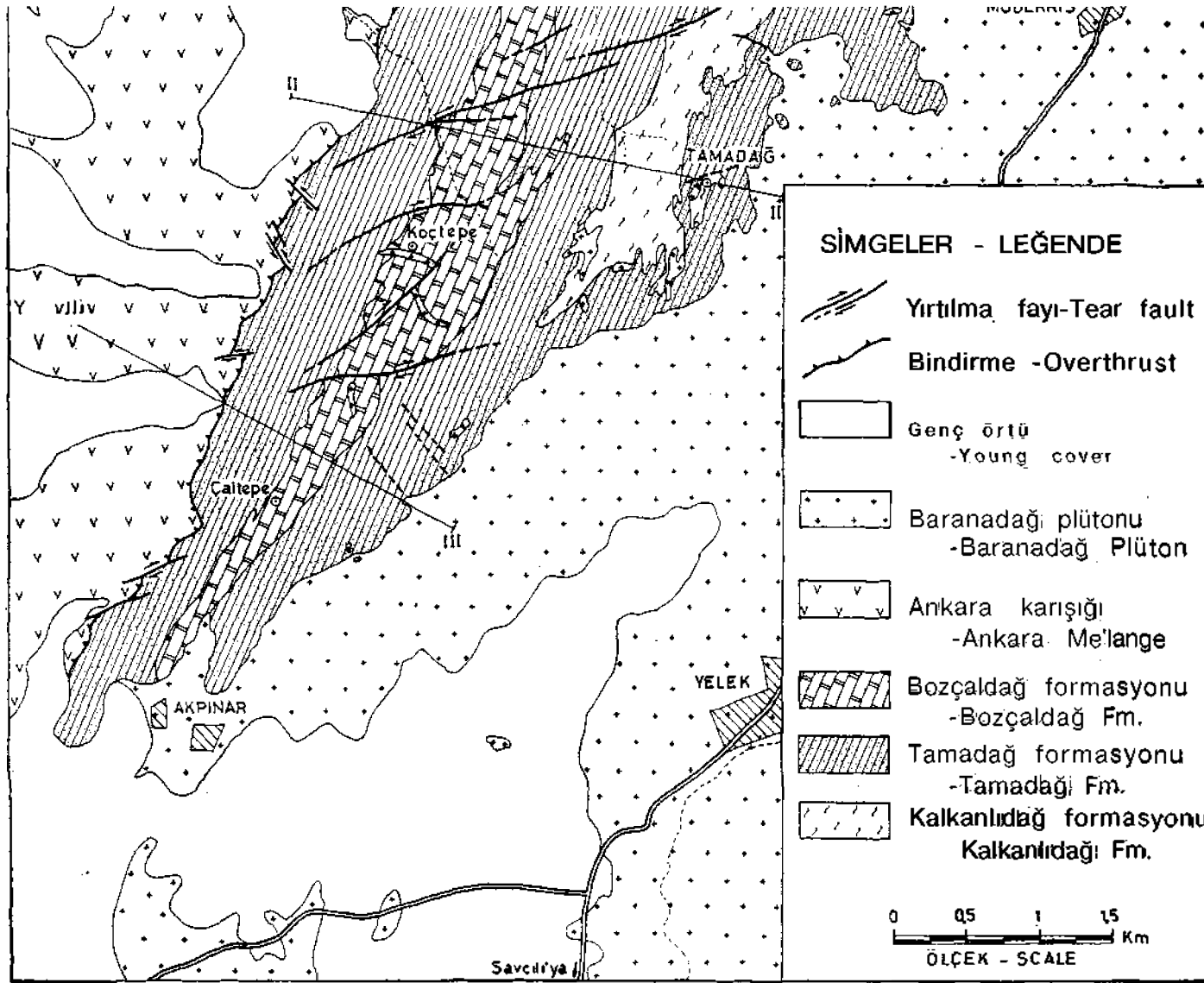
Buraya kadar açıklanan birimlerin tümü, Oktay (1981) tarafından çalışılan Eosen ve Neojen yaşlı örtü çökeller ile diskordan olarak örtüldüğünden, Kırşehir Masifinin İpsiyenden önce son şeklini aldığı anlaşılmaktadır.

KAMAN GRUBU VE METAMORFİZMA ÖZELLİKLERİ

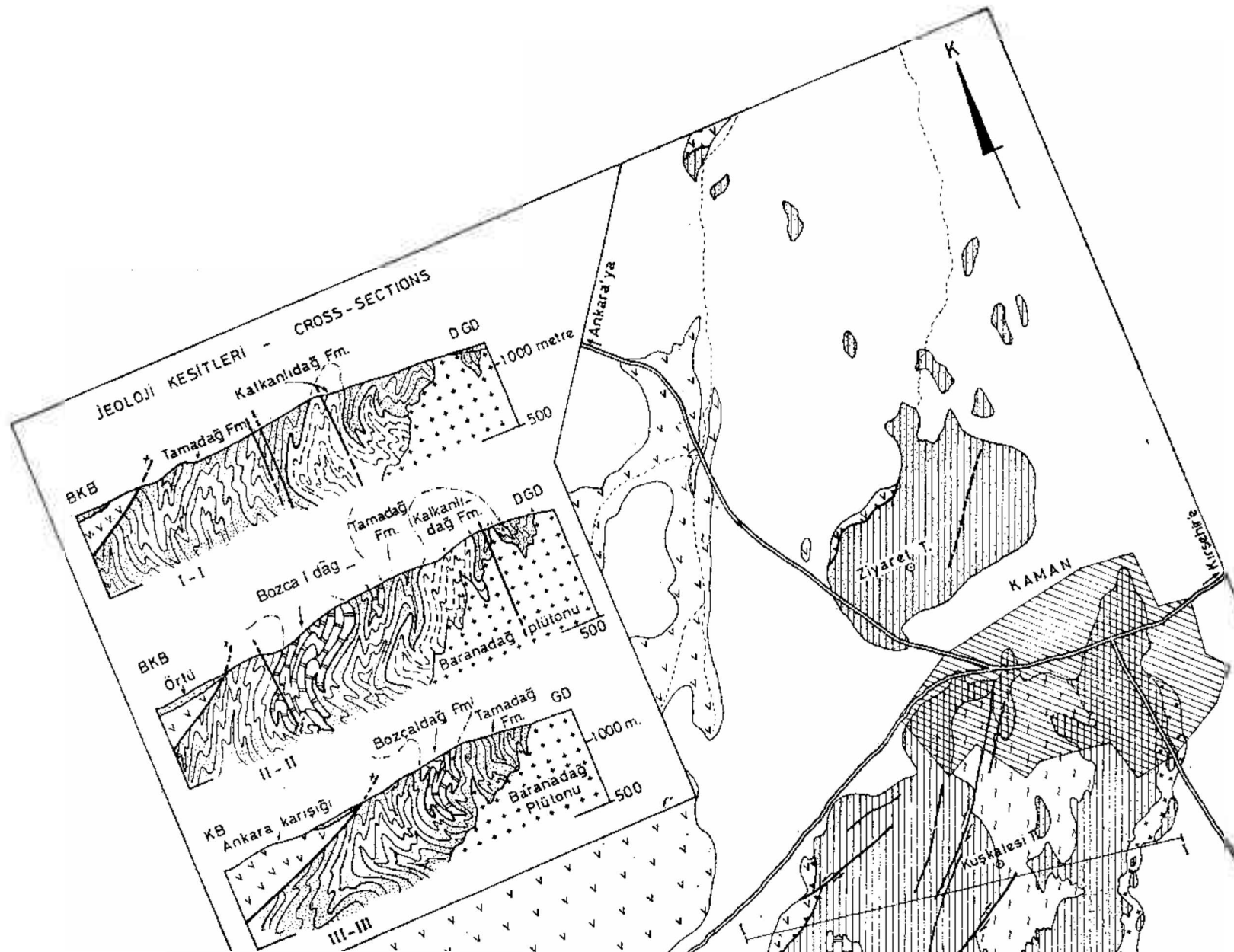
Orta Anadolu'nun metamorfik temeli, kendi stratigrafisinin tüm, diğer birimler ile ilişkisinin en iyi ve metamorfizmasının ise masif içinde en yüksek görüldüğü, Kırşehir'in Kaman ilçesi dolayına göre, «Kaman grubu» olarak adlandırılmıştır. Bu gruba ait kayaçlar, Tamadağ'da Kaman ile bunun 10 km güney -güneybatısındaki Akpınar mahallesi arasında K30° -35° D doğrultusunda uzanmakta, 13 km uzunluk ve 4km genişlikteki bir alanda yüzlemektedir (Şekil 1). Grup içinde ayrıca üç birim ayrıntılanabilmektedir. Bunlar alttan üstte doğru, birbirleri ile uyumlu ve yanal geçişli görülen «Kalkanlıdağ, Tamadağ ve Bozçaldağ formasyonlarıdır.

Kalkanlıdağ Formasyonu

Metamorfik temelin en yaşlı birimi olup, Tamadağ'ın zirvesi ile Kaman'ın bahçe ve mahallelerine kadar uzanır..



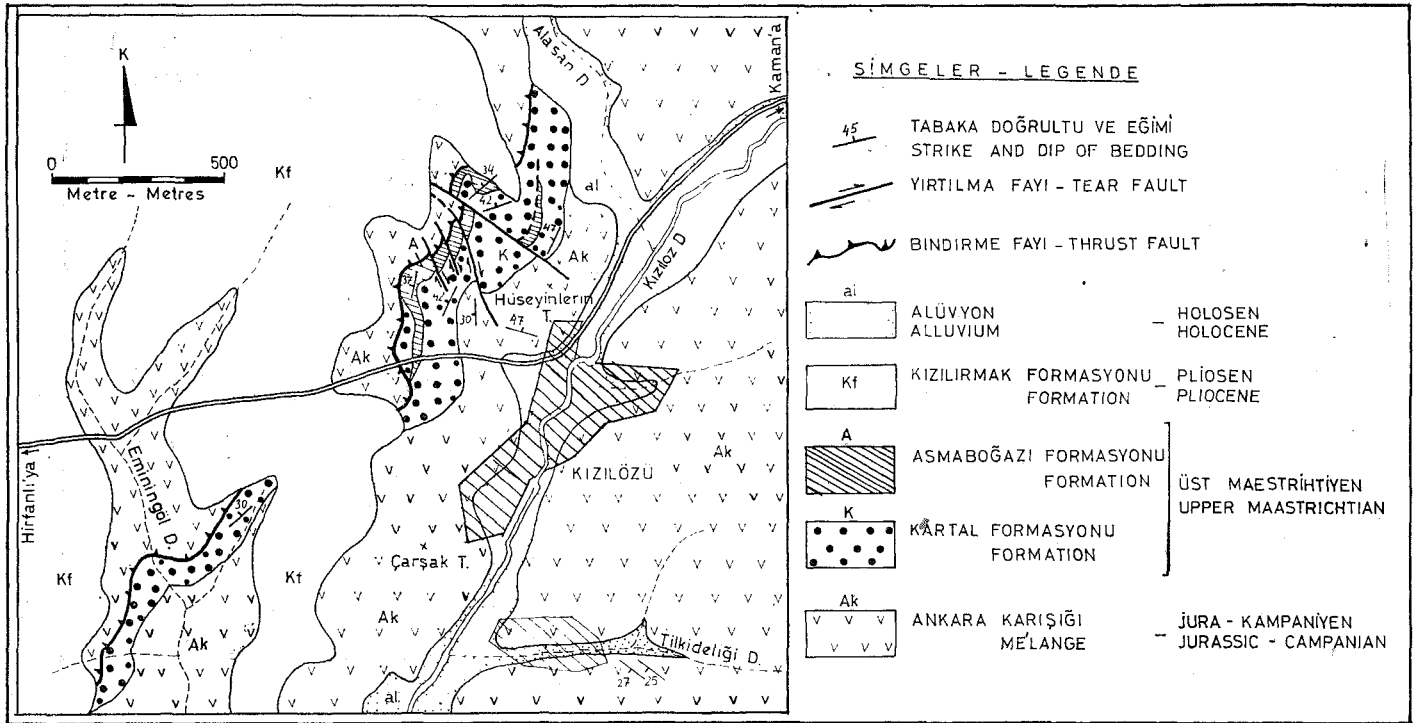
Şekil 1: Kaman Çevresinin Jeoloji Haritası ve Kesitleri.
Figure 1: Geological Map and Cross-Sections of the Kaman Area.



| LİTOLOJİ - LITHOLOGY | BİRİMLER - UNITS | YAŞ - AGE |
|----------------------|-------------------------------------|---|
| | Tortul örtü Sedimentary cover | İpresiyen - Pliosen Pretian - Pliocene |
| | Buzlukdağ plütönu Pluton | Paleosen Paleocene |
| | Baranadağ plütönu Pluton | Paleosen Paleocene |
| | Kötüdağ volkaniti Volcanite | Enüst Kretase -Alt Paleosen Late U.Cretaceous -Lower Paleocene |
| | Asmaboğazi formasyonu Formation | Üst Maestrihtiyen Upper Maastrichtian |
| | Kartal formasyonu Formation | Upper Maastrichtian |
| | Karakaya ultramafiti Ultramafite | Jura - Kampaniyen Jurassic - Campanian |
| | Ankara karışığı Mélange | |
| | Bozçaldağ formasyonu Formation | Kaman grubu - Kaman Group Mesozoyik öncesi - Pre-Mesozoic |
| | Tamadağ formasyonu Formation | |
| | Kalkanlıdağ formasyonu Formation | |

Şekil 2: Kaman dolayında Orta Anadolu Masifi ve Örtüsünün genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 2: Generalized columnar section of the Mid - Anatolian Massif and its sedimentary cover in the vicinity of Kaman.



Şekil 3: Kızılözü Köyü Yakın Çevresinin Jeoloji Haritası.

Figure 3: Geological Map of the surrounding area of Kızılözü Village (Kaman).

Doğuya devrik izoklinal bir yukaç (antiform) yapısının çekirdeğinde yüzeyleyen bu birim, en fazla 500-1000 m yüzlek genişliği gösterir.

Kalkanlıdağ formasyonu, başlıca lâkokrat ve daha yaygın mesokrat ve melenokrat gnayslar, biotitşistler, amfibol şist gibi görülen piroksenşistler, yer yer rastlanabilen ince mermer bantları ve bunlara eşlik eden vollastonitli, diopsitli kalkıştler, Tamadağ formasyonuna geçişte kalksilika şistler metakuvarsit ve kuvarsşistlerden oluşmaktadır. Birimin, metaforfizma öncesinde psamitik-ortokuvarsitik aratabakalı pelitik-yarıpelitik kayalar ve kumlu-killi marnlardan oluştuğu söylenebilir. Bu tortul kayalar önce yüksek amfibolit-granülit fasiyesinde ilerleyen, sonra epidot-amfibolü fasiyesinden yeşilşist fasiyesine kadar gerileyen düşük basınç metamorfizması geçirmişlerdir.

Köken kayaç bileşimine bağlı olarak, bu çok evreli başkalaşım olayları sonucu gnaysik ve granülitik dokula kayalarda,

Plajiolklas (An_{50-60}) + klinopiroksen + ortopiroksen + kalık hornblend +- kuvars + sfen (+ muskovit + aktinolit + klorit + kalsit + rutil) ⁽¹⁾,

Kuvars + plajiolklas + K-feldispat + klinopiroksen + sfen (+ kalsit + klorit + epidot) ve,

Kuvars + K-feldispat + plajiolklas + biotit + skapolit granat +- kordiyerit + sillimanit + turmalin (+ muskovit + klorit + epidot + aktinolit) şeklinde

görülen metamorfik mineral toplulukları oluşmuştur. Şistlerde,

Klinopiroksen +- ortopiroksen + plajiolklas (An_{50-60}) +- biotit +- forsterit + skapolit +- vollastonit +- granat +- kahl hornblend +- kalsit (+ klorit + aktinolit + muskovit);

Kalkıştlerde ise,

Kalsit + vollastonit + klinopiroksen +- granat ile belirlenen mineral toplulukları izlenebilmektedir.

Tamadağ Formasyonu

Yukarıda tanımlanan kayaç topluluğuna mermer ve kalkıştlerin sıkça eşlik etmesiyle, Kalkanlıdağ formasyonundan mermer-şist araldanmasına geçilir. Bu birim, yörede en iyi Tamadağ'da izlenebildiği için, «Tamadağ formasyonu» olarak adlandırılmıştır.

Bu formasyon, Kaman güneyinde adı geçen izoklinal kıvrımın kanatlarında yer alır ve üstten uyumlu olarak Bozcaldag formasyonu ile örtülür. Çok evreli kıvrımlanma sonucu bir kaç kez katlanmış olan birimin görünür genişliği 1250-1750 m'ye ulaşır. Bu oluşuk, batıdan tektonik bir uyumsuzluk ile Ankara karışığı tarafından üzerlenir; doğudan ise, sıcak bir dokanak boyunca Baranadağ plütünü ile kesilir (Şekil1).

Başlangıçta Tamadağ formasyonunun değişik derecede kirli ve temiz kireçtaşı aratabakalı pelitik, yarıpelitik ve

(1) Bu yazıda parantez içinde verilen mineral toplulukları gerileyen metamorfizmayı belirtmektedir. Ayrıca mineraller, bolluk sırasına göre dizimlenmiştir.

psamitik çökeller şeklinde olduğu sanılmaktadır. Kökende bu litolojilerden oluştuğu düşünülen tortul istifin, düşük basınç - yüksek sıcaklık koşulları altında ilerleyen, fakat sonra gerileyen tarzda başkalaşım geçirmesiyle, altta verilen kayaçlardan oluşmuş karmaşık birim ortaya çıkmıştır.

Tamadağ asalanında birim, başlıca şu kayaç türlerinden oluşur:

İri ve orta büyüklükte kristalli mermerler,

Klinopiroksen \mp skapolit + sfen (+ muskovit + epidot) lu mermer,

Klinopiroksen + vollastonit +- skapolit +- granat (+ kuvars + epidot + klorit) li mermer ve kalkıştler,

Klinopiroksen + plajioklas (An₅₄₋₇₀) + K feldispat +- skapolit + kalsit + sfen (+ yeşil hornblend + kuvars + epidot +- aktinolit) li kalkışlikatik şistler,

Hornblend + klinopiroksen + plajioklas \mp skapolit + sfen (+ epidot +- klorit +- kalsit) li amfibolşist ve piroksenşistler,

K - feldispat + kuvars +- plajioklas granülit,

Kuvars + K - feldispat + plajioklas + biotit (+ yeşil hornfolend) gnays,

Kuvars + plajioklas + K - feldispat + klinopiroksen + sfen (+ sfen (+ klorit + plajioklas) + (An₃₁₋₁₄)epidot) granülit,

Kuvars + -feldispat + plajioklas + kordiyerit + biotit (+ plajioklas (An₂₇₋₃₂) + muskovit + klorit) gnayslar.

Bozçaldağ Formasyonu

Tamadağ formasyonundaki şist aradüzeylerinin üste doğru giderek incilmesi ve seyrekleşmesiyle som mermerlerin egemen görüldüğü bir diğer birime geçilir. Tamadağ asalanında doğuya devrik izoklinal bir inç (sinform) yapısı içinde izlenen söz konusu mermerler, en yaygın ve gelişik görüldüğü Bozçaldağ'a göre «Bozçaldağ formasyonu» adı altında tanımlanmıştır.

Birimin, yöredeki diğer yüzleklerine oranla, Tamadağ'da köken bakımından daha temiz karbonat çökelleri şeklinde olduğu görülür. Bu nedenle, boyutları mm-cm hatta dm büyüklüğünde iri kristalli mermerlerden oluşan Bozçaldağ formasyonu içinde zengin metamorfik mineral toplulukları çok seyrek olarak elde edilebilmektedir.

KAMAN GRUBU METAMORFİTLERİNİN PETROGRAFİSİ

Kaman grubunun mesoskopik özelliklerini saptamak amacıyla veri derlenmesi ve harita alımı sırasında metamorfik kayaç örnekleri, bileşim, renk, tane boyu ve doku değişimine bakılarak, özellikle aşırı derecede ayrışmamış yüzleklerden yeteri sıklıkta alınmıştır. İncelenen alanda fazla engebeli olmayan bir topoğrafyanın varlığı, derin kazılmış vadilerin azlığı ve hızlı aşınma ve taşınmanın görülmemesi gibi nedenler, sistematik ayrışmamış örnek

derlemesini olanaksızlaştırmıştır. Örneklerin inceleme alanındaki dağılımı, görel olarak ayrışmamış veya az ayrışmış yüzleklere bağımlı kalmıştır.

Alınan örneklerden, yapraklanma düzlemlerine dik, mineral yönelim lineasyonuna ise biri dik ve diğeri paralel olmak üzere ikişer ince kesit yapılmıştır. İnce kesitler, polarizan mikroskopta optik mineraloji yöntemleri ile incelenmiştir.

Doku

Kaman grubu içindeki gnayslar, genellikle bandlı, yer yer ufak gözlü yapıdadır. Mikroskop altında lepidoblastik ve porfiroblastik doku gösterirler. Granülitler ve kuvars feldispatik şistler pulsu mineral içeriği bakımından yoksun olup, granoblastik doku sergilerler. Mesoskopik olarak bunlarda görülen granülitik dokuyu, kuvars, feldispat ve yer yer piroksenlerin tane yönelimi ile granoblastlar şeklindeki tekmineralli toplulukların ardanlanması belirler. Yüzleklere ayrışmaya direnç göstermiş bazı gnaysik - granülitik kayaçlarda yapraklanma yüzeyleri gözle seçilemez. Ancak, bu taşların pulsu ve çubuksu mineral içeriğinin giderek zenginleşmesiyle şistsel dokulu kayaçlara geçilir. Benzer geçişler mermerlerden kalkıştlere ve kalkıştlerden de kalkışlikatik şistlere doğru izlenebilmektedir. Tüm şistler lepidoblastik doku sergiler. Yüzleklere gözle seçilememekle birlikte, bu kayaçların ince kesitlerinde deformasyon - kayma (strain -slip) dilinimlerinin gelişmiş olduğu görülebilir.

Mineral Bileşenleri

Kuvars. Ksenoblastik - hipidioblastik olup, bunlar band ve mercek şeklinde topluluk oluşturduklarında, birbirleriyle poligon ve girik sınır ilişkisi gösterirler. Uzun ve çoğunluk dalgalı sönme veren homoblastlar şeklindedir. Bazı örneklerde post - tektonik kristallenmeyi simgeleyen berrak, düz sönmeli ve eşit boyutlu idioblastlardan oluşmuş mozayik doku verirler. Halbuki aynı kesitlerde sintektonik büyümüş büyük anaçtaneler dalgalı sönme gösterir. Ayrıca, kuvars ve feldispatların ortak dokanalarında mirmekitik dokuda da büyüdükleri yer yer görülebilir.

K - Feldispat. Örneklerde kayacın ilksel bileşimine bağı olarak yaygın veya çok az, bazen de hiç izlenmez. İdioblastik - ksenoblastik ve genellikle iri porfiroblastik taneler şeklindedir. Bunlar mikropertitik yapılı olup, hem kuvars hem de plajioklaslarla olan dokanalarında yaygın olarak grafik büyüme gelişmiştir. Çoğun dalgalı sönmeli, 2 Vsi çok küçük ve negatif optik işaretlidirler. Böylece, bunların mikrokline ortoklasla dönüştükleri anlaşılmaktadır (Mehnert, 1971; Miyashiro, 1973). Bazı örneklerde tipik kafes yapılarıyla ve diğer optik özellikleriyle tanımlanabilen mikrokline de rastlanmaktadır. Bunların retrograd metamorfizma sonucu ortoklaslardan dönüştükleri sanılmaktadır (Miyashiro, 1973, s. 225). Metamorfizma daha da gerilediğinde bunlar muskovite dönüşmektedir. İnceleme alanındaki K-feldispatların, idioblastik plajioklas, silimanit, biotit ve kuvars kapanmaları içermeleriyle sin-ve post - tektonik kristallenme sonucu oluştuğu ortaya çıkmaktadır.

Plajioklas. İdioblastik hipidioblastik olanlar polisentetik, yer yer periklin ve Karlsbad - albit birleşik ikizli tane-

ler şeklindedir. Poikiloblastik büyümüş olanlar ise, porfiroblastlar şeklindedir ve hafifçe zonlu büyüme gösterirler. Bazen içerdikleri silimanit, opak ve saptanamayan ufak kapanımlar helisitik dizilim (S_1 - yapısı) göstermeleri nedeniyle sin - tektonik büyüdükleri anlaşılmaktadır (Levha I, Şekil 1 - 2). Bazı kesitlerde albit ikizlenmelerinde bükülme ve kinkleşmeler ile dalgalı sönme olağandır. Böylece, bunların ayrıca post - kristalizasyon tektoniği geçirdiği de vurgulanmaktadır. Albit ikizlenmelerine göre oligoklas - andezin (An_{27-44}) ile labradorit (An_{51-70}) bileşimindedirler. Kalksilikatik bileşimli örneklerde bile varlığı izlenebilen oligoklas bileşimli plajyoklasların gerileyen metamorfizmanın ürünü olması beklenmektedir. Kırşehir Masifinde ilerleyen metamorfizmaya bağlı olarak gelişen plajyoklas bileşimlerinin değişimleri Erkan (1976 b) tarafından incelenmiştir.

Amfibol. Tamadağ asalanında Kaman grubu içinde üç tip amfibolün varlığı görülmektedir.. Bunlar: 1) Yeşilimsi kahverengi, kısmen klinopiroksenlere dönüşmüş, çoğunluk piroksenlerin ortasında ufak kalıklar şeklinde görülen, ilerleyen metamorfizma ürünü hornblendler. 2) Grup içinde daha egemen görülen, içlerinde daima kalık klinopiroksenlerin bulunduğu yeşil ve mavimsi yeşil renkli, gerileyen metamorfizma ürünü hornblendler (Levha I, Şekil 3). Yeşilimsi mavi renkli, çoğunluk piroksenlerden dönüşmüş aktinolitlerdir (Levha I, Şekil 4).

Hornblendler genel olarak idioblastlar şeklinde ve foliasyon düzlemlerine paralel dizilmişlerdir. Buna karşılık aktinolitler yönelme göstermezler. Böylece, ilk iki tip amfibol sin - tektonik, sonuncusu ise mimetik büyüdüğü sonucuna varılmıştır.

LEVHA I

- Şekil 1:** Sillimanit içeren gnaylarda feldspat (f), silimanit (iğnecikler) ve kırmızı biotit (b) topluluğunu gösterir mikrofotograf (X53). Örnek, Tamadağ ile Koçtepe arasında Kalkanlıdağ formasyonundan alınmıştır.
- Şekil 2:** Aynı örneği daha ayrıntılı gösteren mikrofotograf (X84). Sillimanit çubukları, sin - kinematik büyümüş K-feldspat poikiloblastı içinde görülmektedir.
- Şekil 3:** Klinopiroksenlerin yeşil hornblende dönüşümünü gösterir mikrofotograf (X68). Açık renkli kısımlar klinopiroksen kalıklarını, koyu renkli kısımlar ise yeşil hornblendli belirtmektedir. Örnek, Çaltepe'de Tamadağ formasyonundan alınmıştır.
- Şekil 4:** Gerileyen metamorfizma sonucu kalksilikatik kayalarda oluşmuş aktinolit (a) ve epidotları (e) gösterir mikrofotograf (Doğal ışık, 53). Kesitte ayrıca forsterit (f), skapolit (s), kuvars, klinopiroksen (p) kalsit (k) gözlenmektedir. Örnek, Tamadağ güneyinde Kalkanlıdağ formasyonundan derlenmiştir.

PLATE I

- Figure 1:** Photomicrograph exhibiting the sillimanite-bearing gneiss, which is made up of feldspar (f) + sillimanite (needle-like crystals) + redish biotite (b) assemblage (X53). Specimen was collected from the Kalkanlıdağ Formation between Tamadağ and Koçtepe
- Figure 2:** Photomicrograph showing the same thin section as 1 (X84). Sillimanite needles are seen inside the syn-kinematically grown K-feldspar poikiloblast.
- Figure 3:** Photomicrograph exhibiting the transition from clinopyroxene to green hornblend (X68). White portions indicate clinopyroxene, and dark areas are of hornblend. Specimen was taken from the Tamadağ Formation between Akpınar and Çaltepe.
- Figure 4:** Photomicrograph exhibiting actinolite (a) and epidote (e) which occurred in calcilicatic rocks due to retrogressive metamorphism (Ordinary light, 53). Forsterite (f), scapolite (s), quartz, clinopyroxene (p) and calcite (k) are also seen in the thin section. Specimen was collected from the south of Tamadağ.

7



3



2



1



LEVHA II

- Şekil 1: Tamadağ formasyonundaki bir mermer bandında iri kalsit (k), granat (g), wollastonit (v), muskovit (m) ve klorit (granat etrafındaki koyu renkli cidar) topluluğunu gösterir mikrofotograf (X53). Örnek, Akpınar ile Çaltepe arasından alınmıştır.
- Şekil 2: K-feldispat (o), plajioklas (pl), kuvars (q), kordiyerit (k) ve kırmızı biotit (b) topluluğundan oluşmuş lökokrat gnaysa ait mikrofotograf (X53). Örnek, Tamadağ ile Kuşkalesi Tepe arasında Kalkanlıdağ formasyonundan alınmıştır.
- Şekil 3. ve 4 Kordiyeritli (k) kırmızı biotitli (b) gnayslara ait mikrofotograf (3; Doğal ışık, 53 ve 4; Polarize ışık, 53). Kordiyeritler ileri derecede sarı renkli kloit ve beyaz mika ile ornatılarak, kendilerine özgü psödö-morflar şekline dönüşmüşlerdir. Örnek, Tamadağ'da Kalkanlıdağ formasyonundan alınmıştır.

PLATE II

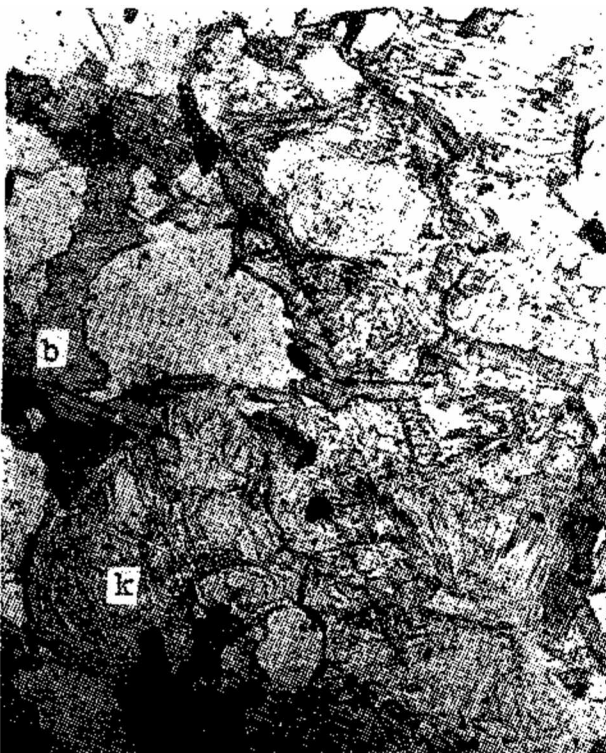
- Figure 1: Photomicrograph of marble of the Tamadağ formation (X53). It exhibits large crystals of calcite (k) + garnet (g) + wollastonite (v) + muscovite (m) + chlorite (as a dark rim around garnet) assemblage. Specimen was collected from the north of Akpınar.
- Figure 2: Photomicrograph of the cordierite - bearing gneiss (X53). It shows K - feldspar (o) plagioclase (p) + quartz (q) + redish biotite (b) + cordierite (k) association. Specimen was taken from the Kalkanlıdağ Formation between Tamadağ and Kuşkalesi T.
- Figure 3. and 4 : Photomicrographs of the cordierite (k) and redish biotite (b) - bearing gneiss (3; Ordinary light, 53; 4; cross polarizers, 53). Cordierites are seen as their own pseudomorphous textures, replaced partly by yellowish chlorite and white mica. Specimen was collected from the Kalkanlıdağ Formation at Tamadağ.



1



2



3



4

Piroksen. Tamadağ asalanındaki metamorfizmalarda iki tip piroksen görülür. Bunlardan birincisi idioblastik ve poikiloblastik büyümüş, dilinimleri arasında hornblend kalınlarının gözlenebildiği klinopiroksenlerdir. Masifin diğer kesimlerinde bunların, diopsit - hedenberjit serisine ait olduğu Erkan (1976 a) tarafından saptanmıştır. Klinopiroksenler gerileyen metamorfizma sonucu, yeşil hornblendlere ve aktinolitlere dönüşmüşlerdir. Bu nedenle yeşil amfiboller içinde kalık olarak da görülmektedirler (Levha I, Şekil 3). Ayrıca, karbonatça zengin kayalarda diopsit oluşumuna idioblastik forsteritin de eşlik ettiği saptanmıştır (Levha I, Şekil 4). Diğer piroksen türü ise, ancak kalsilikatik şistlerde ve piroksenşistlerde seyrek rastlanan ortopiroksen ($2V(+) = 75 - 80^\circ$) dir.

Skapolit. Ksenoblastik - hipidioblastik, yer yer poikiloblastik taneler şeklinde olup, çiftkırılması yüksektir. Tekmineralli yataklar oluşturduklarında, idioblastları mozayik doku sergiler. Skapolitler ile parajenez yapan plajioklasların anortit içeriği % 54 - 70 arasında değişmektedir. Bu sonuç, Erkan (1976 a, s. 48)'m skapolit oluşumu üzerindeki görüşünü destekler niteliktedir.

Vollastonit. Çoğunlukla idioblastik latalar şeklinde, şistozite düzlemine koşut dizilmişler ve yer yer kartopu yapısında büyümüşlerdir. Kristallenme sonrasındaki toktonizma ile bükülmüş ve kinkleşmişlerdir. Yaygın olarak polisentetik ikizlenme gösterirler, ve uzunsak kesitleri çoğun eğik sönme verir. $2V(-) = 20-30^\circ$ dir (Levha II, Şekil 1).

Yörenin diğer kesimlerinde olduğu gibi vollastonitin, Baranadağ plütonunun Kaman grubu ile olan dokanaklarında kontakt metamorfik zon içinde de oluştuğu gözlenmiştir. Fakat kontakt metamorfik vollastonitin optik özellikleri rejyonal olanlarınkinden farklıdır. Nitekim Ronner (1958), yöredeki Skarn zonlarında saptadığı vollastonitleri paravollastonit olarak nitelendirmiştir.

Granat. Örneklerde idioblast ve hipidioblastları yer yer yatak ve mercekler şeklinde topluluklar oluşturur. Doğal ışıkta renksiz ve hafif sarımtırak pembe renklerde, genellikle post - kinematik olarak büyümüşlerdir. Kırşehir Masifi içindeki granatların bileşimlerinin, ilerleyen metamorfizma koşullarında nasıl değiştiği Erkan (1978) tarafından açıklanmıştır.

Kordiyerit. Çoğun idioblastlar şeklindedir (Levha II, Şekil 2). Ayrışıklarında kendilerine özgü ikizlenmeleriyle kolayca tanınır (Levha II, Şekil 3-4). Kısmen klorit ve beyaz mikaya dönüşmüş psödömorflar şeklindedir. Çoğunluk lökokrat gnayslarda, kırmızı biotit, ortoklas, sillimanit ve turmalin ile birlikte bulunur. Bu mineralin Kırşehir Masifi içinde varlığı, ilk kez bu çalışmada saptanmış olmaktadır.

Sillimanit. Ufak iğnecikler şeklinde pre-ve sin-tektonik olarak gelişmişlerdir. Kartopu yapısı gösteren feldis-patlar içinde helisitik S_1 - düzlemlerini yansıtır (Levha I, Şekil 1). Yalnız lökokrat gnayslar içinde, kordiyerite oranla daha az izlenmektedir.

Sfen. Yapraklanma düzlemlerine koşut olarak dizilmiş idioblastlar şeklinde görülür, ve kayaç bileşimine bağımlı olmadan her örnekte sıkça karşılaşılabilmektedir.

Biotit. Yalnız lökokrat gnayslarda, kırmızı renkli görülürler (Levha II, Şekil 3-4). Klino ve ortopiroksenlerin

yaygın olarak izlendiği kalkşist ve kalsilikatik şistlerde bulunmazlar.

Buraya kadar verilen minerallerin, gerileyen metamorfizma ile bozunmaları sonucu, muskovit, aktinolit, klorit, epidot ve rutil gibi minerallere sıkça rastlanmaktadır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

İlerleyen Metamorfizma Koşulları

Yukarıda açıklanan mineralojik ve petrografik özelliklerden, metapelitlerde, Kuvars + K - feldispat + plajioklas + kırmızı biotit + kordiyerit + granat +/- sillimanit \neq sfen; kalkşist ve kalsilikatik şistlerde ise Klinopiroksen +/- ortopiroksen + plajioklas (An_{50-70}) + kalsit +/- skapolit +/- vollastonit + granat +/- forsterit + sfen şeklindeki mineral toplulukları saptanmıştır.

Bu bulguların ışığında, Tamadağ asalanındaki pelitik ve psamitik kayalarda sillimanit ile birlikte kordiyeritin gelişmiş olması, bu yazının son şekline getirilmesi sırasında araştıracının, Kaman - Kırşehir arasındaki Aliöflez Dağı eteklerinde andalusit + sillimanit parajenezini saptamış bulunması, Kırşehir Masifinin bu kesiminde düşük basınç metamorfizmasının egemen olduğunu kanıtlamaktadır (Miyashiro, 1973, s. 168 ve 211). Karbonatlı kayalarda vollastonitin de varlığı düşünüldüğünde, $X_{Co_2} = 0,5 - 1$ Kb. ve $T = 700 - 800^\circ C$ arasında varsayılması halinde bile litostatik basıncın ($P_1 = P_2$) 3 kilobarı aşmamış olduğu sonucuna varılır (Winkler, 1976). Nitekim yörede, orta basınç koşulunun varlığını destekleyecek distene de rastlanmamıştır.

Tamadağ asalanında kalsilikatik kayalarda hornblendlerin duraysızlaşarak klinopiroksene ve seyrek de olsa ortopiroksene dönüşmüş olması; pelitik ve psamitik kayalarda muskovitin tüm bozunarak sillimanit + K-feldispat parajenezini vermesi ve psödöuniaks ortoklasların bolluğu, sıcaklık koşulu bakımından yüksek amfibolit fasiyesinin aşıldığını, Miyashiro'nun (1973) tanımına göre, düşük granülit fasiyesine, Eskola'nın (1961, Winkler, 1976'den) tartıştığı gibi kordiyeritli granülitlere ulaşıldığını belgelemektedir. Literatürde benzer durumlar, ortamda suyun varlığına ve diğer etmenlere bağlanmakta ise de (Winkler, 1976), inceleme alanında kahverenkli hornblendlerin tümünden piroksene dönüşmemiş olmaları, Kaman grubunun Tamadağ'daki metamorfizmasının yüksek amfibolit - düşük granülit fasiyes geçişine dahil edilerek açıklanabilir.

Gerileyen Metamorfizma Koşulları

Yukarıda tanımlamaları yapılan mavimsi yeşil hornblend, aktinolit, retrogresif oluşuma bağlanabilecek mikroklın, sık albit ikizli veya berrak taze plajioklaslardan başka, K-feldispat ve kordiyeritten dönüşmüş ve sin - kinematik muskovit, benzer şekilde sıkça görülen klorit, rutil ve epidot, Kaman grubu içindeki kayalardan bölgesel olarak gözlenebilmektedir. Bu mineral dönüşümlerinin bazıları kuşkusuz Baranadağ plütonunun sokulumu sırasındaki sıcaklığa ve hidrotermal etkilere bağlıdır. Ancak, bu minerallerin birbirleriyle ve anaç mineraller ile olan parajenetik ilişkileri, muskovit, amfibol ve bazı opakların pre - ve sin - kinematik büyümeleri, üstte açıklanan ilerleyen metamorfizmanın gerileyen metamorfizma tarafından izlenmiş olduğunu kanıtlamaktadır.

Gerileyen metamorfizmaya ilişkin mineral toplulukları, bu olayın olasılıkla düşük basınç koşulları altında düşük amfibolit fasiyesinden yeşilist fasiyesine doğru gelişmiş olabileceği izlenimini vermektedir.

Ayrıca, Baranadağ plütonunun Kaman grubu ile olan dokanaklarında yerel olarak «kontakt metamorfik oluşum-lara» da rastlanır. Ancak, bunlar, yazarın araştırma konusu dışında kaldığından incelenmemişlerdir. Kaldığı, Ronner (1958), Çelebi (Ankara) dolayındaki skarn zonlarının pet-rojenetik gelişimini ayrıntılı olarak açıklamıştır. Yazının ilk gelişi tarihi 19.1981

Yayıma verildiği tarih Ocak 1982.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyürek, B., Bilginer, E., Çatal, E., Dağ, Z., Soysal, Y. ve Sunu, E., 1980, Eldivan - Şabanözü (Çankırı) Hasayaz - Çandır (Kalecik - Ankara) Dolayının Jeolojisi. M.T.A. Rapor No : 6741 (Yayınlanmamış).
- Ataman, G., 1972, Ankara'nın güneydoğusundaki granit-granodiyoritik kütlelerden Cefalık Dağ'ın radyometrik yaşı hakkında ön çalışma. Hacettepe Fen ve Müh. Bilimleri Dergisi, 2/1, 44 - 49.
- Ayan, M., 1963, Contribution a l'etude petrographique et geologique de la region situee au Nord-Est de Kaman : M.T.A. Yayınları, 115, 332 s.
- Bailey, E.B. ve McCallien, W.C., 1950, Ankara melanji ve Anadolu şariyaji. M.T.A. Dergisi, 40, 12-16.
- Batman, B., 1978, Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjin incelenmesi I.: Statigrafi birimleri. Yerbilimleri, 4, 95 -124.
- Bingöl, E., 1974, 1:2 500 000 Ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerinde tartışmalar. M.T.A. Dergisi, 83, 178 - 184.
- Erkan, Y., 1975, Orta Anadolu Masifi'nin güneybatısında (Kırşehir Bölgesinde) etkili rejyonel metamorfizmanın petrolojik incelenmesi. H. Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Doçentlik Tezi, Ankara, 147 s., (Yayınlanmamış).
- Erkan, Y., 1976 a, Kırşehir çevresindeki rejyonel metamorfik bölgede saptanan isogradlar ve bunların petrolojik yorumlanmaları. Yerbilimleri, 2/1, 23 - 54.
- Erkan, Y., 1976 b, Orta Anadolu Masifi'ndeki karbonatlı kayalarda plajiolklas bileşimi ile metamorfizma arasındaki ilişkilerin incelenmesi. Yerbilimleri, 2/2, 107-111.
- Erkan, Y., 1978, Kırşehir Masifi'nde granat minerallerinin kimyasal bileşimi ile rejyonel metamorfizma arasındaki ilişkiler. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21/1, 43-50.
- Erkan, Y., 1980, Orta Anadolu Masifi'nin kuzeydoğusunda (Akdağmadeni, Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23/2, 213-218.
- Göncüoğlu, M. C., 1977, Geologie des Westlichen Niğde - Massivs. Ph. D. Thesis, Rheinischen Friedrich - Wilhelms - Univ., Bon, 180 s.
- Görür, N., 1981, Tuz Gölü - Haymana havzasının stratigrafik analizi. Türkiye Jeol. Kur. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu.
- Mehnert, K. R., 1971, Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. 2nd eds., Elsevier Pub. Co., Amsterdam, 405 s.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and Metamorphic Belts. George Allen and Unwin, London, 492 s.
- Norman, T., 1972, Ankara bölgesinde Üst Kretase - Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi. Türkiye Jeol. Kur. Bült. XV, 172 -180.
- Oktay, F. Y., 1981, Orta Anadolu Masifi tortul örtüsünün Kaman - Kırşehir yöresinde stratigrafisi ve jeoloji evrimi. Türkiye Jeol. Kur. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980, Kuzey Anadolu Fayı - Kırşehir Masifi arasındaki temel jeolojisi. M.T.A. Rapor No : 6722 (Yayınlanmamış).
- Ronner, F., 1958, Ekzojen - endojen metamorfizma münasebetleri hakkında bir etüd. Kırşehir Masifi'nde (Merkezi Anadolu) bir granit - mermer kantağmdaki müşahedeler. M.T.A. Dergisi, 50, 59 - 79.
- Seymen, İ. ve Aydın, Y., 1980, Hekimhan -Hasançelebi çevresinin stratigrafik gelişimi ve Mesozoik yaşlı bir magmatik yayın jeotektonik evrimi. Türkiye Jeol. Kur. 34. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, 74;
- Tülümen, E., 1980, Akdağmadeni (Yozgat) Yöresinde Petrografik ve Metallojenik İncelemeler. Doktora Tezi, Karadeniz Tek. Üniv. Yayınları, Trabzon, 157 s.
- Winkler, H. G. P., 1976, Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 4th eds., Springer - Verlag, New York, 334 s.

İsparta büklümünde (Batı Toroslar) Toros Karbonat Platformunun evrimi

Evolution of Taurus Carbonate Platform in Isparta bend (western Taurus)

ALİ KOÇYIĞIT, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

ÖZ : Toros Karbonat Platformu için örnek bir alan oluşturan Hoyran neritik karbonat platformu, Liyas sırasında ve Sultandağın güney eteğinde, yaklaşık D-B doğrultulu çekim fayı özelliğinde bir kırığın (Hoyran fayı) gelişmesiyle biçim kazanır. Toros Karbonat Platformu'nun, özellikle Mesozoyik - Alt Tersiyer sırasında oluşmuş örnek istiflerinden biri, İsparta Büklümü Kuzey iç kenarında (Hoyran havzasında) yüzeyler. İstif, GB dan KD ya doğru aşmalı bir deniz ilerlemesiyle gelişmiş tipik neritik karbonatlardan kuruludur. Üst Triyas - Üst Lütésiyen aralığında süreklilik sunan istif, Maestrihtiyen'e değin yalnızca litoral neritik özellikli karbonatlarla temsil edilirken, Maestrihtiyen - Üst Lütésiyen sırasında, aynı zamanda, yerel pelajik fasiyes de gelişmeye başlar. Tortullaşma, en sonunda, bir flišfasiyesiyle sonlanır.

Maestrihtiyen'e değin duraylı, sğ denizel bir havza olan platform, ilkin Maestrihtiyen'de, düşey devinimlerle bu özelliğini yitirmeye başlar. Daha sonra, egemen olarak çekme gerilimi ve araya giren iki kısa süreli sıkışma gerilimiyle, platformun parçalanması günümüze değin sürer. Üst Lütésiyen sonundaki ilk sıkışma evresiyle Arızlı ofiyolitli karışığı platform üzerine yerleşir ve platformun KKD kesimleri yükselmeye başlar. Bu yükselme Alt - Orta Oligosen boyunca sürer ve deniz GGB ya (İsparta, Burdur ve Denizli yöreleri) doğru geriler. Orta Oligosen sonundaki ikinci sıkışma evresiyle, çalışma alanı tümüyle karasallaşır ve yerel ekaylar gelişir. Orta Oligosen sonundan günümüze değin, normal blok faylanma tarafından denetlenen İsparta Büklümü kuzey iç kenarında, riftleşmenin bölgesel yükselme, faylanma ve volkanizma gibi evreleri gelişir. Tektonik etkinlik, normal blok faylanmanın denetiminde günümüzde de sürmektedir.

Diğer taraftan, Toros Mesozoyik - Alt Tersiyer Karbonat Platformu, genel olarak, Afrika Arap Platformu'ndan farklıdır ve Antalya Naplarının D'dan B'ya doğru yerleşmiş olduğu söylenebilir.

ABSTRACT : Hoyran neritic carbonate platform which is a typical area for Taurus Carbonate Platform is initiated to develop by the formation of an E - W trending gravity fault, which called Hoyran fault, at southern foot of Sultandağ during Lias. One of the characteristic sequences of Taurus Carbonate Platform which formed, in especially, during Mesozoic to Low Tertiary is exposed on the northern internal margin of İsparta Bend (Hoyran Basin). The sequence is composed of typical neritic carbonates deposited by a transgressing sea in overlap character from S W toward NE. Although the sequence, which is continuous from Upper Triassic to Upper Lutetian, is represented by only littoral to neritic carbonates up to Maastrichtian, pelagic facies also initiates to deposit locally between Maastrichtian and Upper Lutetian. Ultimately, deposition is ceased by the formation of a flysch facies.

The platform, which was a stable, shallow-marine basin of deposition by Maastrichtian, is first initiated to destruct by vertical movements during Maastrichtian. Afterwards, the destruction is continued by predominantly tensional stress and intervening two compressional stress with short duration, up to the present day. Arızlı ophiolitic melange is emplaced on platform by the first compressive orogeny at the end of Upper Lutetian, and north and northern parts of platform start to uplift. The uplifting is continued during Lower to Middle Oligocene time, and sea goes backwards south to southwestward (Regions of İsparta, Burdur and Denizli). The study area is completely emerged by the second (compressional phase at the end of Middle Oligocene, and local thrusts are formed. Some phases of rifting, such as regional doming, faulting and volcanism are developed on the northern internal margin of İsparta Bend controlled by normal block - faulting from Middle Oligocene to the present day. The tectonic activity is also being continued under the control of normal block - faulting in the present day.

On the other hand, Taurus Mesozoic to Lower Tertiary Carbonate Platform is mostly different from Africa to Arabic Platform, and it may be thought that Antalya Naps might have been emplaced from E to W.

GİRİŞ

Alp Kuşağı gözönüne alındığında, en batıda Kuzeypatı Afrika'da Morocco'dan başlayıp, doğuya doğru sırasıyla Sicilya, Apenninler, Güney Alpler, İçbatı Karpatlar, Dış Dinaridler, Dış Hellenidler ve Toroslar boyunca, özellikle Mesozoyik yaşlı karbonatların egemen olduğu bir karbonat platformu uzanmaktadır. Günümüzde, sözü edilen bu Mesozoyik yaşlı karbonat platformu, Tetiz Okyanusu'nun güney kıta kenarı olarak benimsenmektedir (Laubscher ve Bernoulli, 1977). Genelde bu kuşak boyunca, Toroslar dışında hemen hemen tüm yörelerde, ofiyolitli seri, kuşağın kuzeyinde yer almaktadır. Toroslar'daki bu kural dışı (istisna) durum, Antalya - Kıbrıs - Hatay ofiyolitli dizilerinin güney kökenli olabileceğini, başka bir deyişle, «Tetiz Okyanusu'nun Doğu Akdeniz yöresinde, her ikisi de okyanus kabuğuna sahip iki kola ayrılmış olduğu» şeklindeki varsayımın önerilmesine neden olmuştur. (Horstink, 1971; Dumont ve diğerleri, 1972; Monod ve diğerleri, 1974; Biju - Duval ve diğerleri, 1977; Yılmaz ve diğerleri, 1981). Sorun güncelliğini sürdürmekte olup, kesin bir çözüme kavuşmamıştır.

Diğer taraftan, ofiyolitli dizilerin tek ve kuzey kökenli olduğu, başka bir deyişle, Tetiz Okyanusu'nun Doğu Akdeniz bölgesinde tek bir uzanım sergilediği ve Toros Karbonat Platformu'nun da Afrika - Arap Platformu ile benzer ya da aynı kaya birimi ve ilişkilerini sunduğu, bir başka varsayım olarak önerilmiştir (Ricou, 1980; Güvenç, 1981).

Levha tektoniği açısından, tabanında okyanusal kabuğu olan bir havzada levha sınırlarının (okyanus içi sirtlar, yitim kuşakları ve dönüşüm fayları) farklı taraflarında yer alan kaya birimleri kayatürü ortam ve fosil içeriği yönünden kesin ayrıcalık gösterir. Ancak bir yay gerisinde gelişmiş kenar denizi havzalarında ya da Atlantik türü kıta kenarlarında, platform kayalarıyla okyanusal havza kayaları arasında bir geçiş sözkonusu olabilir. Dolayısıyla, Anadolu levhacığı ile Afrika - Arap levhası arasında Mesozoyik'te geliştiği varsayılan Tetiz Okyanusu'nun güney kolunun, yukarıda belirtilen özellikte bir havza olması beklenir. Ancak, bugüne değin, Toroslar'da, karbonat platformu ile okyanusal tortulların normal stratigrafik ilişki sunduğu kesin biçimde ortaya konamamış olup, yalnızca, Toros Karbonat Platformu kayatürlerinin benzer oluşlarından söz edilmektedir (Ricou, 1980; Güvenç, 1981). Bununla birlikte, Toros Karbonat Platformu'nun, daha sonra kısaca değinilecek olan genel özellikleri gözönüne alındığında, sözü edilen benzerliğin çokça doyurucu olduğu söylenemez. Toroslar'da, Karbonat Platformu ile okyanusal havza çökellerinin birbirlerine yanal geçişlerinin kesin olarak gözlenemeyişi ise, iki nedene bağlı olabilir: (1) Böyle bir geçiş hiç yoktu ve dolayısıyla Anadolu plakacığı ile Afrika - Arap plakası Mesozoyik sırasında bir bütündü; (2) Mesozoyik sırasında Afrika - Arap Platformu ile Anadolu levhacığı arasında, okyanus kabuğunun oluşabildiği bir kenar denizi havzası gelişmiş olup, Toros Karbonat Platformu ile okyanus havzası tortulları arasında sözkonusu yanal geçiş vardı, fakat okyanus kabuğunun platform üzerine yerleşimi sırasında bu ilişki bozulup yok oldu ya da gizlendi.

Kısaca, Toros Karbonat Platformu, Mesozoyik sırasında, Afrika - Arap Platformu'nun bir parçası olup (?), dolayısıyla Antalya - Kıbrıs - Hatay ofiyolitli dizileri kuzey kökenlidir; ya da Mesozoyik sırasında, Toros Karbonat Plat-

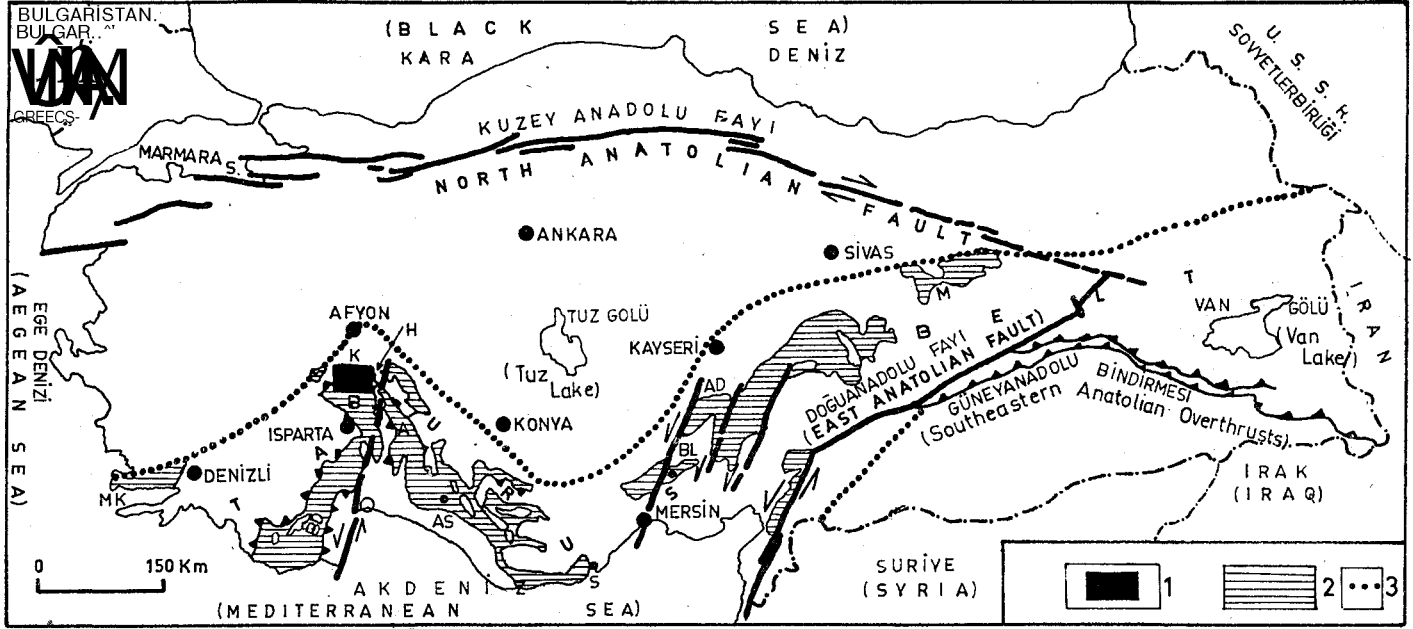
formu, Afrika - Arap Platformu'ndan bağımsız olarak gelişmiştir (?), başka bir deyişle, ikisi arasında bir kenar denizi (Tetizin güney kolu) uzanmaktaydı (?).

Yazı, Toros Karbonat Platformu'nun, Triyas - Üst Lüttesiyan aralığında sürekli istif sunan örnek bir yerinin (Isparta Büklümü kuzey iç kenarı) tanıtımını, burada karbonat platformunun, Mesozoyik - Alt Tersiyer sırasındaki evrimini tasarımsal model çizimlerle açıklayarak, yukarıda değinilen sorunların çözümüne katkıda bulunmayı amaçlar.

TOROS KARBONAT PLATFORMU'NUN TANIMI VE GENEL ÖZELLİKLERİ

Batıda Mandalya Körfezi dolayından başlayıp, doğuya doğru düzensiz büklümler yaparak Beydağları, Barladağ, Kılınçlağındağı, Hoyran gölü yöresi, Anamas dağları, Akseki, Silifke, Belemelik - Aladağ - Tufanbeyli ve Munzurdağları boyunca uzanır. Değişik boyutlu pencereler biçiminde (Ricou, 1980) gözlenen ve egemen kayatürü genelde sığ denizel özellikli Paleozoyik - Mesozoyik ve Alt Tersiyer yaşlı karbonatlardan oluşan yüzlekler Toros Karbonat Platformu olarak adlandırılmıştır (Şekil 1). Aynı kuşak, «Toros Kireçtaşı Ekseni» (Ricou, 1980) ve paleocoğrafik bölge anlamında, «Tetiz yükseltisi güney yamacı» (Güvenç, 1981) olarak da adlandırılmıştır.

Genelde göreceli otokton (para - otokton) özellikte olan Toros Karbonat Platformu, değişik jeoloji zamanlarında, kısa ya da uzun süreli stratigrafik boşluklar sunmakla birlikte, yukarıda belirtilen dağılım alanının birbirinden uzak ya da yakın farklı alanlarında, Kambriyen öncesinden Üst Eosen'e değin değişik yaş ve özellikte kayatürlerinden oluşmuş istifler sunar (Blumenthal, 1944, 1947, 1956; Ketin, 1964; Demirtaşlı, 1967, 1973; Graciansky, 1968; Martin, 1969; Haude, 1969; Brunn, 1974; Dumont ve Kerey, 1975; Özgül, 1976; Monod, 1977; Poisson; Demirkol, 1977; Gedik ve diğerleri, 1979; Yalçın, 1980; Ricou, 1980). Bu istifler içinde gözlenen stratigrafik boşluklar ise, örneğin Orta Amanoslarda Kambriyen tabanı, Orta Silüriyen - Üst Devoniyen arası ve Triyas'ın tabanında (Yalçın, 1980); Tufanbeyli dolayında Alt Ordovisiyen - Silüriyen, Triyas - Doger, Malm - Senoniyen - Lüttesiyan arasında (Özgül, 1976); Mut - Silifke - Ermenek dolayında Ordovisiyen - Silüriyen, Silüriyen - Orta Devoniyen ve Triyas - Üst Jura arasında (Gedik ve diğerleri, 1979); daha batıda Sultandağ'da Alt Ordovisiyen - Devoniyen, Karbonifer - Permiyen, Permiyen - Orta Triyas ve Üst Triyas - Malm arasında (Demirkol ve diğerleri, 1977); Eğridir dolayında Kambriyen Devoniyen ve Karbonifer - Triyas arasında (Dumont ve Kerey, 1975); Seydişehir yöresinde Ordovisiyen - Triyas ve Triyas - Üst Jura arasında (Monod, 1977); Homa - Akdağ'da Paleozoyik - Liyas arasında (Öztürk, 1981); Milas - Tavas bölgesinde Üst Jura - Üst Kretase arasında (Özgül, 1976); Bodrum ve Karadağ çevresinde Permiyen - Triyas arasında ve Antalya batısındaki Tahtalıdağ'da Permiyen'in tabanı ve Turoniyen'in tavanında (Brunn ve diğerleri, 1971) gözlenmiştir. Görüldüğü gibi, Toros Karbonat Platformu'ndaki stratigrafik boşluklar, genel olarak Üst Karbonifer ile Alt Triyas'a rastlamaktadır. Bu bakımdan Mesozoyik transgresyonu, Toroslar'da önemli bir paleocoğrafik gelişmedir. Karbonat platformunun diğer özellikleri aşağıdaki şekilde özetlenebilir :



Şekil 1 : Toros Kuşağı yarı otokton platform sedimanlarının dağılımı ve büyük yapısal çizgileri gösterir harita

(Adamia ve diğerleri, 1980'den yalınlaştırılmıştır). 1. Çalışma alanı; 2. Toros Kuşağı yarı otokton platform sedimanları; 3. Toros Kuşağı yaklaşık sınırı; A. Ananias Dağları, AD. Aladağlar; AS. Akseki; B. Barladağ; BD. Beydağları; BL. Belemelik; H. Hoyran gölü dolayı; K. Kılıçlağın Dağı; M. Munzur Dağları; MK. Mandalya Körfezi.

Figure 1 : Map showing the distribution of para - autochthonous platform sediments of Taurus Belt and main structural lines (Simplified from Adamia and others, 1980). 1. Studied area; 2. Para - autochthonous platform sediments of Taurus Belt; 3. Approximate boundary of Taurus Belt; A. Anamas Mountains; AD. Aladağlar; AS. Akseki; B. Barladağ; BD. Beydağları; BL. Belemelik; H. Region of Hoyran Lake; K. Kılıçlağın Mountain; M. Munzur Mountain MK. Gulf of Mandalya.

1) Genel olarak, Toroslar'da Paleozoyik yaşlı birimler üzerine, Triyas - Üst Lütisiyen yaşlı bir Mesozoyik - Alt Tersiyer istifi uyumsuzlukla (diskordan olarak) gelmektedir. Toros Karbonat Platformu'nun Kambriyen öncesinden Triyas'a değin olan çökelleri, düşük dereceli bölgesel başkalaşım geçirmiş kireçtaşı, şeyil, kumtaşı, çakıltaşı ve kuvarstı olup, platformun asıl sığ deniz kökenli karbonatları Üst Triyas - Üst Lütisiyen aralığında çökelmiştir. Toros Karbonat Platformunu tektonik olarak üstleyen ve değişik ortamları ıralayan kaya toplulukları (Toros ofiyolitli karışığı) ve onları da örten genç Neojen çökelleri biryana bırakılırsa, platformun Üst Lütisiyen hatta Üst Miyosen'e değin, yer yer karalaşan kesimleri dışında, genel olarak sığ bir denizle kaplı olduğu, bu platformda yüzeyleyen kayatürlerinden kolayca anlaşılır. Diğer taraftan sığ ve derin deniz tortulları arasında sistemli, normal ilişkili ve büyük boyutlu dokanaklar çizmek hemen hemen olanaksız olup, iki fasiyes arası genellikle tektonik ilişkili ve derin deniz fasiyesleri çoğunlukla dar çanaklara özgüdür.

2) Toros Karbonat Platformunda, Mesozoyik transgresyonunun tabanı Alt Triyas - Malm arasında değişir.

3) Tüm transgresif serinin tabanı, özellikle Triyas ve Liyas'da kırıntılılarla başlar.

4) Tüm Mesozoyik istifinin egemen kayatürü sığ deniz kökenli karbonatlardır.

5) Platform tortullarının değişik stratigrafik düzeylerinde (Devoniyen, Senoniyen'in tabanı ve Akitaniyen'in tabanında) boksit oluşumlarıyla simgelenen çökelmezlikler (diyastemler) ayırtman bir özelliktir.

6) Doger - Malm sırasında diyabaz, yastık lav ve dasit kayalarının dayk ve silleri karbonatlara eşlik eder.

7) Liyas sırasında, Tetiz okyanusunun güney kıta kenarına özgü bentik foraminiferalardan Orbitopsella karbonatlar içinde yaygındır.

8) Üst Triyas-Jura sırasında Ammonitiko - Rosso fasiyesine sık sık rastlanılır.

9) Üst Jura - Lütisiyen aralığında değişik yörelerde ve dar çanaklar biçiminde yüzeyleyen Calpionella'lı çört yumrulu-bandlı ve Globotruncana'lı çamurtaşlarıyla temsil edilen derin deniz fasiyesine rastlanılır.

10) Üst Triyas-Üst Jura, Senomaniyen - Maestrihtiyen ve Paleosen - Lütisiyen sırasında üç resif fasiyesi gelişmiş olup, bunlardan Senomaniyen - Maestrihtiyen aralığında gelişen ve kıyı resifi özelliğinde olan en yaygın ve tüm güney Alp kuşağının ortak özelliğidir (Laubscher ve Bernoulli, 1977; Koçyiğit, 1981).

11) Mesozoyik - Alt Tersiyer istifi, yer yer yastık lav içerikli olistosrom - Türbidit türü fişle sonlanır ve Toros

ofiyolitli karışığı tarafından tektonik bir dokanakla üstlenir.

(12) Toros Karbonat Platformu'nun yer yer Üst Jura ve Maestrihtiyen'de normal blok faylanmaya uğramış olduğu gözlenir.

(13) Toros ofiyolitli karışığı, Toros Karbonat Platformu üzerine Maestrihtiyen sonu Paleosen başı, Lütesiyen sonu ve Burdigaliyen sonunda olmak üzere üç ayrı evrede yerleşmiş olup, özellikle son iki yerleşim aşamasında, otokton karbonat platformu ekaylanarak ilkel konumunu (otokton özelliğini) yitirip yarı otokton özelliğe bürünmüştür.

(14) Platformun günümüzdeki yerbiçimi, genel olarak Oligosen sonunda başlayıp günümüzde de sürmekte olan neotektonik olaylarla oluşmuştur.

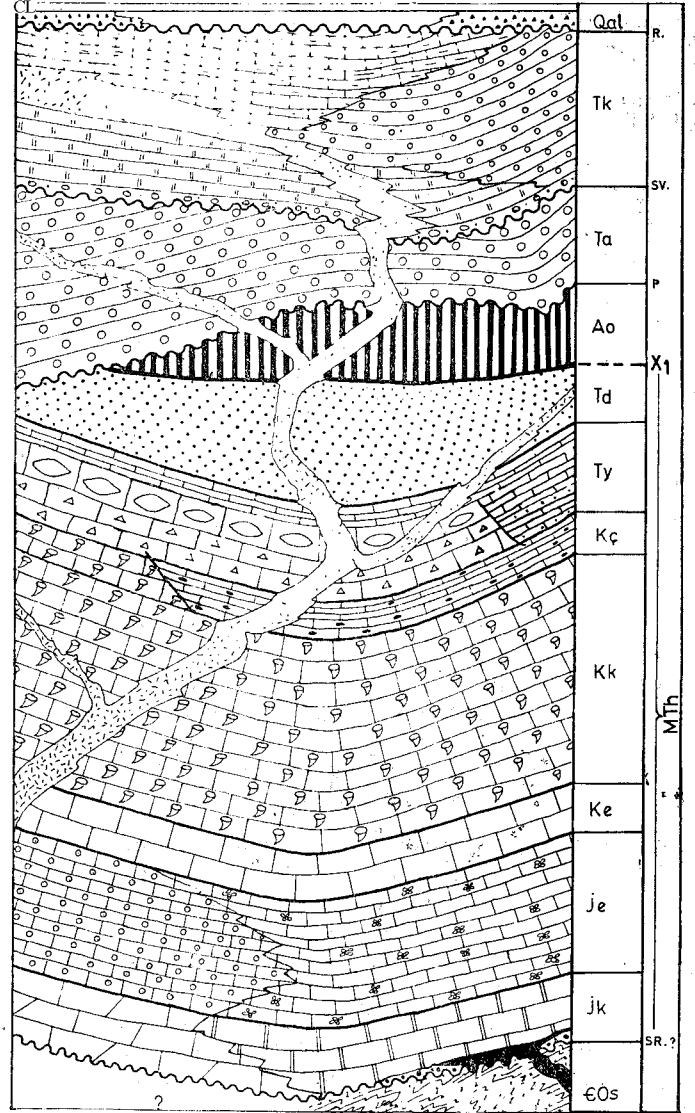
(15) Toros Karbonat Platformu ile Afrika - Arap Platformu arasında Paleozoyik sırasında daha çok, Mesozoyik - Tersiyer sırasında ise daha az benzerlikler vardır (Beydoun, 1977; Neev ve Ben -Avraham, 1977; Shazly, 1977).

STRATİGRAFI

Çalışma alanının ayrıntılı stratigrafisinden çok, anlamayı kolaylaştırmak amacıyla, karbonat platformunun evrimi sırasında oluşmuş kayabirimleri, onları temsil eden

kayatürleri ve kayabirimleri arasındaki stratigrafi ve yapı ilişkileri, yalınlaştırılmış şematik bir kesit üzerinde, yalnızca ad ve stratigrafik simgeleriyle verilecektir (Şekil 2). Platformun temelini oluşturan Sultandede Formasyonu dışında (Demirkol, 1977), tüm formasyonlar yazar tarafından ayırtlanmış ve adlandırılmıştır.

Mesozoyik karbonat platformu, en altta, düşük dereceli başkalaşım geçirmiş Üst Kambriyen - Alt Ordovisiyen yaşlı metamorfitle temsil edilen Sultandede Formasyonu (Demirkol, 1977) üzerine kurulur ve Jura transgresyonuyla Sultandede Formasyonu uyumsuz olarak üstleyen, Liyas'dan Maestrihtiyen sonuna değin sürekli bir dizilim gösteren, kalın fakat tekdüze olmayan bir karbonat istifıyla temsil edilir. Bu istif, altta siyah renkli kireçtaşı ve dolomitlerden oluşan Liyas - Doger yaşlı Kocakaya formasyonu başlar, üste doğru sırasıyla Algli ve oolitli kireçtaşlarından oluşan Malm yaşlı Ergenli formasyonu; gri - beyaz renkli dolomit mercerkleri içeren, kalın katmanlı, Alt Kretase yaşlı Eskigençali formasyonu; resif al kireçtaşlarından oluşan Üst Kretase yaşlı Kılıçlıhan formasyonu; beyaz - pembe - kırmızı - sarı renkli, plaket, çörtlü pelajik kireçtaşlarından oluşan Çiğdemtepe formasyonu sürer. Senozoyik, Çiğdemtepe formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen değişik kayatürleriyle temsil edilir. Altta, Çiğdemtepe ve Kılıçlıhan formasyonlarıyla düşey geçişli bazen da tektonik ilişkili, alt düzeyleri breşli, Alg'li, üst düzeyleri Nummulitesli resifal ve ince katmanlı pelajik kireçtaşlarından oluşan Paleosen - Orta Eosen yaşlı Yukarıtirtar formasyonu başlar. Bunun, üzerine yine uyumlu olarak, fliş fasiyesiyle temsil edilen Lütesiyen yaşlı Dereköy formasyonu gelir. Buraya değin sözü edilen Liyas - Üst Lütesiyen arasında süreklilik sunan istif Hoyran grubu olarak adlandırılmıştır. Hoyran grubu bir taraftan Arızlı ofiyolitli karışığı tarafından tektonik olarak; diğer taraftan da kalın katmanlı,



Şekil 2 : İnceleme alanındaki jeoloji birimlerinin stratigrafik ve tektonik ilişkilerini gösterir şematik kesit (ölçeksiz). SR. Sardiyen Dağoluşum evresi; X1. Beyşehir - Hoyran sürüklenimi; P. Pyreneen Dağoluşum evresi; SV. Saviyen Dağ-oluşum evresi; R. Rodaniyen Dağoluşum evresi; COs. Sultandede formasyonu; Jk. Kocakaya formasyonu; Je. Ergenli formasyonu; Ke. Eskigençali formasyonu; Kk. Kılıçlıhan formasyonu; Kç. Çiğdemtepe formasyonu; Ty. Yukarıtirtar formasyonu; Td. Dereköy formasyonu; Ao. Arızlı ofiyolitli karışığı; Ta. Akçaköy formasyonu; Tk. Kızılıçık formasyonu; Qal. Alüvyon; MTh. Hoyran grubu.

Figure 2 : Schematic section illustrating stratigraphic and tectonic relations of geological units in investigated area (not to scale). SR. Sardinian orogenic phase; X1. Beyşehir - Hoyran overthrust;

P. Pyreneean orogenic phase; SV. Savian orogenic phase; R. Rhodanian orogenic phase; COs. Sultandede formation; Jk. Kocakaya for-

mation; Je. Ergenli formation; Ke. Eskigeçali formation; Kk. Kılıçlıhan formation; Kç. Çığdemtepe formation; Ty. Yukarıtirtar formation; Td. Dereköy formation; Ao. Arızlı ophiolitic mélange; Ta. Akçaköy formation; Tk. Kızılçık formation; Qal. Alluvium; MTh. Hoyran group.

karbonat çimentolu çakıltaşından oluşan, Alt - Orta Oligosen yaşlı, dağoluşum sonu (postorojenik) bir molasla temsil edilen Akçaköy formasyonu ile açışız uyumsuzlukla üstlenir. Daha sonra ise, birbirleriyle yanal ve düşey geçişli çakıltaşı, tuf, aglomera, lössit ve killi kireçtaşlarından oluşan karasal, Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı Kızılçık formasyonu, yukarıda sözü edilen tüm kayabirimlerini açılı uyumsuzlukla üstler.

KARBONAT PLATFORMUNUN EVRİMİ

Sultandede Formasyonu metakuarskumtaşı, metagrovak, fillit, klorit, serizit - kuvarsist, mikaşist ve mermerlerle temsil edilmekte olup, kuvars, klorit, albit ve muskovit gibi mineral topluluğu içerir. Formasyonu temsil eden metamorfite, duraysız bir şelfte çökelmiş kuvars-kumtaşı, grovak, miltaşı, marn ve bunlar içinde ince arakatman ya da mercerler biçiminde yer alan kireçtaşlarının, düşük dereceli bölgesel başkalaşıma uğramaları sonucu oluştuğu ve Kaledoniyen dağoluşum devinimleriyle (olaslıkla Sardiyen evresi) kıvrımlanıp karasallaştığı söylenebilir.

Çalışma alanının KD kesiminde temeli Üst Kambriyen - Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede Formasyonu (Şekil 3A) oluşturmasına karşın, güney kesimde yaşlı temel gözlenememiştir. Buna karşın, çalışma alanı dışında Barladağ'da ve daha güneyde Eğridir gölü GD sonda, Jura yaşlı kireçtaşları Triyas yaşlı dolomitler üzerinde uyumlu olarak yer alır (Brunn ve diğerleri, 1971). Alttan üste doğru çakıltaşı, kumtaşı, şeyil, marn, kireçtaşı ve dolomitlerle temsil edilen Triyas ise, Eğridir gölü GD sonda Paleozoyik üzerine açılı uyumsuzlukla gelir (Dumont ve Kerey, 1975). Mesozoyik transgresyonu komşu bölgelerde Alt Triyas - Üst Jura arasında değişik zamanlarda olmuştur. İnceleme alanımızda ise, Liyas'da başlamıştır. Temelin iyi bir şekilde gözlendiği Sultandağın GB eteğinde, Hoyran grubunun en alt birimini oluşturan ve kuvarsça zengin, demirli Liyas yaşlı çakıltaşı - kumtaşı ile temsil edilen Karataş üyesi, Sultandede Formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelir (Şekil 3A). Buna karşın, güneyde ve inceleme alanımız dışında, Paleozoyik yaşlı temel Alt Triyas yaşlı çakıltaşı - kumtaşı düzeyi ile açılı uyumsuzlukla üstlenir ve seri üste doğru Mesozoyik boyunca süreklidir. Bu durum, Mesozoyik transgresyonunun GGB da Triyas'da başlayıp, KKD ya doğru aşmalı olarak yavaş yavaş ilerlediğini ve denizin inceleme alanımıza, özellikle KD kesimine Liyas'da, GB kesimine ise daha önce erişmiş olduğunu gösterir (Şekil 3A). Çünkü, çalışma alanının GB kesiminde birimlerin tabanında Liyas yaşlı dolomitler yüzeylemekte, buna karşın daha yaşlı temel gözlenememektedir.

Liyas'da başlayan transgresyonun ilk ürünü olan Kocakaya formasyonu, Üst Kambriyen - Alt Ordovisiyen yaşlı Sultandede Formasyonundan oluşan temel üzerine yer yer ince, kırmızı renkli, kuvarsça zengin demirli rudit ya

da küçük boyutlu bileşenlerden oluşan çakıltaşı; hazan da doğrudan oobiyosparit, dolomit, oobiyomikrit, dolomitli mikrit, breş yapılı - yumrulu oosparitle gelip, tortullanma, aynı birimlerin ardalanması ya da düşey ve yanal geçişleriyle sürmüştür (Şekil 3A). Formasyon ayrıca, taban düzeylerinde diyabaz silleri kapsarken, neritik bir ortamı ıralayan fosilleri de içermektedir. Bu bulgu ve gözlemler, Kocakaya formasyonunun birdenbire bir transgresyonla oluşmaya başlayıp, sıg, sıcak ve çalkantılı denizel bir ortamda (litoral - neritic) çökelişini sürdürdüğünü göstermektedir. Diğer taraftan Liyas transgresyonunun başlangıcında, Sultandağın güney kenarı boyunca oluşan bir kırıkla (Şekil 3A, HF : Oligosen sonunda yeniden gençleşerek günümüze değin diri kalan ve Beyşehir - Yalvaç çöküntü alanının gelişimine neden olan verev atımlı çekim fayı) Sultandağ taban blok olarak yükselirken, çöken tavan bloğu da tüm Mesozoyik boyunca neritic karbonat platformu olarak belirginleşen Hoyran havzasını şekillendirmiştir (Şekil 3A). Bu fayın diriliği birçok yer bilimci tarafından da önceden bilinmektedir (Ketin, 1968; Blumenthal, 1947). Kırıktan çıkan bazik akıntılar, çökelmekte olan karbonatlar arasına yayılarak silleri oluşturmuş; çok sıg olan denizin kıyı çizgisinin ilerleyip gerilemesine koşut olarak, zaman zaman gerçekleşen çok kısa süreli karasallaşma anlarında da diyabazlar günlenmeye uğramışlardır.

Çok zengin olan fosil içeriğiyle ayırtman bir nitelik kazanan Malm yaşlı Ergenli formasyonunun Lamellibranchiata, Gastropoda, Echinoidea, Bryozoa kabuk ve diken parçaları kapsamı yanında Textularidae, Miliolidae, Valvulinidae, Protopenneroplis, Kurnubia, Kilianina, vb. bentonik foraminifera ile Cayeuxia, Polygonella, Thaumtoporella, Clypeina, Salpingoporella gibi Algler içermesi ve değişik litofasiyelerden (dolomit, dolomitli mikrit, kalkarenit, Algli biyomikrit, oobiyosparit, oobiyosparit) kurulu olması onun, sıg, sıcak, düşük - orta enerjili, litoral - neritic denizel bir ortamda çökeldiğini belirler (Şekil 3A). Taban düzeyi dışında, önceki formasyonlarla, benzer litofasiyelerden oluşan, neritik - bentonik fosil içerikli ve Alt Kretase yaşlı Eskigeçali formasyonunun da benzer özellikli bir denizel ortamda çökmesine karşın, foraminifera içermeyen fakat Chara ve Ostracoda'lı biyomikritlerdeki oluşan alt düzeyleri ise, Jura sonu ya da Alt Kretase başlarında, havzanın sınırlı platform (Wilson, 1975) özelliğine büründüğünü belgeler (Şekil 3B).

Alt Kretase'de oluşmuş kıt fosilli fakat iyi ve kalın katmanlı - banklı Eskigeçali formasyonuna karşın, Senomaniyen'den başlayarak resifal kireçtaşlarıyla temsil edilen Kılıçlıhan formasyonunun oluşmaya başlaması ve onun çoğun katmanlanmasız, bazan 3 - 4 m. kalınlığında banklı, bol Rudist, Lamellibranchiata, Echinoidea, Gastropoda, Alg, Bryozoa parçaları kapsayan biyolit, siyah renkli dolomit, dolomitli mikrit, Miliolidae'li biyomikrit, yer yer oosparit ve kalkarenit gibi litofasiyelerden kurulu olması, ortamın yer biçimi bakımından değişmemesine karşın, canlı yaşamı için daha elverişlilik kazandığını gösterir. Diğer taraftan, formasyonun Miliolidae, Alveolinidae, Orbitolinidae, Rotaliidae, Ostracoda yanında Aeolissaccus katori Radoicic ve Thaumtoporella parvovesiculifera Raineri gibi yeşil Algler içermesi, resif ardı açık bir platformu (Wilson, 1975) simgelerken, beyaz - sarı renkli, katmanlanmasız, hemen tümüyle Alg ve Rudist'lerden oluşmuş ve bazan dolomitlerle

ardalanan biyosparitler de asıl resif kuşağını belirtmektedir (Şekil 3C). Buna karşın, Pseudolithothamnium albidum Pfender gibi kırmızı Alg, Dicyclina schlumbergeri Munier - Chalmas, Cuneolina pavonia d'Orbigny, Orbitoides tissoti Schlumberger, Valvulammina ve Textularidae içeren Rudist ve Alg kapsamlı breşler ile biyosparitlerin, denizaltı kaymalarıyla oluşmuş resifal kireçtaşı olistostromları içeren çamurtaşlarına yanıl geçişi yerine, onlarla tektonik dokanıklı olması, resifin, resif yamacı ve resif ilerisi kuşaklarının gelişmeden tektonik kesintiye uğradığını simgelemektedir. Özetle Kılıçlıhan formasyonunun, dolomit ve bol Alg'in varlığıyla belirlendiği gibi, sıcak, çalkantılı, litoral - neritik özellikli denizel bir ortamda oluşmuş, fakat resif yamacı ve resif ilerisi kuşakları normal konumunu kazanmadan tektonik olarak kesintiye uğramış bir kıyı resifidir (Şekil 3D).

Kısaca, gerek fosil içeriği, gerekse litofasiyelerden anlaşılacağı gibi, Liyas, Doger, Malm, Alt Kretase, Senomaniyen ve Alt Senoniyen boyunca Hoyran havzası, örnek bir neritik karbonat platformu olarak kalmış, buna karşın Üst Senoniyen'de (Maestrihtiyen'de) olan yerel duraysızlıkla ilk çökmeler (kısmen blok faylanma) sonucu Arızlı ve Başköy çukurlukları (derin deniz çanağı) oluşmuştur. Bu ilk yerel duraysızlık, Toros Karbonat Platformu'nun orta ve doğu kesimlerini denetimi altına alan, Maestrihtiyen ve Paleosen'de stratigrafik kesilmelere ve büyük yapısal değişmelere (ofiyolitli karışığın ilk yerleşme evresi) neden olan sıkışma türü gerilimin (Laramiyen Dağoluşumu) (Koçyiğit, 1975; Demirtaşlı ve diğerleri, 1973; Çalapkulu, 1980; Tekeli, 1980; Ricou, 1980). Batı Toroslar'da çekme gerilimiyle dengelenmesi biçiminde yorumlanabilir. Böylece Senomaniyen'de başlayıp Maestrihtiyen'e değin tüm havzada oluşumunu sürdüren resifal kireçtaşları (Kılıçlıhan formasyonu), Maestrihtiyen'de yerel olarak kesintiye uğramış ve onların yanında, planktonik fosilli biyomikritler de (Çiğdemtepe formasyonu) oluşmaya başlamıştır (Şekil 3D). Duraysızlık sürerken, çanak yamacındaki hızlı eğim değişimiyle çekim kaymaları başlamış ve resif yamacından, derin deniz çanaklarında çökmekte olan çamurtaşları içine, olistostromlar biçiminde kaymalar olmuştur. Bununla birlikte, Liyas'da başlayan neritik karbonat platformunun oluşumu Maestrihtiyen'de de, tüm havza boyunca olmasa bile, yerel olarak sürmüştür.

Maestrihtiyen'de başlayan duraysızlık, Paleosen ve Alt Eosen boyunca yeğlilik kazanarak sürmüş, buna koşut olarak da Başköy ve Arızlı çukurları giderek derinleşmiştir. Diğer taraftan derin deniz çanakları arasında ve dışında kalan alanlar ise gittikçe sığlaşmıştır (Şekil 3E). Zengin Nummulites, Miscellaneous, Alveolina, Kathina, Cuvillierina, Assilina, Ranikothalia, Discocyclina, Actinocyclina gibi kalın karbonat kabuklu Foraminifera'lar yanında asıl resif yapıcı bentonik kırmızı Alg'lerden Distyochoplax, Lithophyllum ve Solenomeris, yeşil Alg'lerden Ovulites içeren resifal özellikli karbonatlardan kurulu Tekke üyesi, sözü edilen sığ bölgelerin, açık deniz etkilerine açık, sığ (gel - git içi ve tabanından 100 m ye kadar derinlikte), sıcak, normal deniz tuzluluğunda, düşük - orta enerjili, litoral - neritik özellikli bir ortam olduğunu belgelemektedir (Şekil 3E). Zengin kıyı fosili içeren, yakınsak türbidit arakatmanlı, çörtlü, pembe - sarı - yeşil renkli, plaklet, Globorotalia gibi planktonik fosilli, pelajik biyomikritlerden kurulu

Başköy üyesi ise, oluşum ortamının, yoğunluk akmalarının egemen olduğu derin ve duraysız denizel bir havza (kıta yamacı, Başköy ye Arızlı ara havzalarının gelişimi) olduğunu belirlemektedir.

Duraysızlık, Lütesiyen'de son derece artmış ve Liyas'dan başlayarak Maestrihtiyen'e değin tüm Hoyran havzası boyunca değişmeden kalan neritik karbonat platformu, Maestrihtiyen'deki ilk duraysızlıkla ara havzalara bölünmüş, Lütesiyen'de ise, Başköy ve Arızlı ara havzaları arasındaki bir eşik dışında, hemen hemen tümüyle, fliş özelliğindeki Küçükabaca üyesinin çökeldiği, derin denizel özellikli bir ortama (kıta yamacı - kıta yükselimi) dönüşmüştür (Şekil 3F). Aynı zamanda KKD dan GGB ya doğru ilerlemekte olan ilksel konumsuz birimler (Arızlı ofiyolitli karışığı) karbonat platformuna iyice yaklaşmış ve havza artık sıkışma tektoniğinin denetimine girmiştir.

Lütesiyen yaşlı Dereköy formasyonunun çökelişini izleyen zamanda (Üst Lütesiyen sonu), Pireneen Dağoluşum evresine bağlı olarak, sıkıştırma geriliminin denetimine giren havzaya bir taraftan Arızlı ofiyolitli karışığı yerleşirken, diğer taraftan da, Liyas'dan Üst Lütesiyen'e değin Hoyran havzası olarak çökelişini kesintisiz sürdürmüş olan Hoyran grubu kıvrımlanarak yer yer su üstüne çıkmıştır. Böylece, Maestrihtiyen'e değin neritik karbonat, Maestrihtiyen - Paleosen'de kısmen pelajik, Lütesiyen'de ise hemen hemen büyük çoğunluğu pelajik özellikte gelişen Hoyran grubundan kurulu ve ilksel konumlu Hoyran Karbonat platformu gelişimini tamamlayarak kısmen parçalanmıştır. Hoyran karbonat platformu KKD dan kıvrımlanıp yükselirken, deniz de GGB ya doğru gerilemeye başlamıştır. Gerek karbonat platformunun gerekse onu tektonik olarak üstleyen Arızlı ofiyolitli karışığının su üstüne çıkan kesimleri, Priyaboniyen boyunca aşınımına uğramış ve türeyen gereçler, Oligosen'den başlayarak, inceleme alanının GGB sında gelişen ve yeğil biçimde düşey devinimlerle denetlenen dağönü çukurluklarında yığılarak, bir dağoluşum sonu molası (post-orojenik molas) özelliğindeki Akçaköy formasyonunun oluşumunu başlatmıştır (Şekil 3G). Bu arada komşu alanlara bakıldığında, Toros Karbonat Platformu'nun Isparta Büklümü doğu kesimleri Üst Lütesiyen sonunda sıkışma gerilimi, platformun Teke Torosları olarak bilinen kesiminde çekme geriliminin egemen oluşuyla dengelendiği ve Alt - Orta Oligosen boyunca sözü edilen alanın KD kesiminde büyük kalınlığa erişen molasların oluştuğu görülür. Platformun orta ve Doğu Toroslar kesiminde ise, yaşlı temeli, bu arada ilk evrede (Maestrihtiyen sonu - Paleosen başı) yerleşen ofiyolitli karışıkları da Lütesiyen transgresyonu stratigrafik olarak üstlemiştir (Gökten, 1976; Gedik ve diğerleri, 1979; Demirtaşlı ve diğerleri, 1973).

Alt - Orta Oligosen boyunca, özellikle çalışma alanının GB kesimlerinde egemen olan çekme gerilimine koşut olarak düşey devinimler başlamıştır. Hızlı ve sürekli çöküşe uygun olarak taşınmanın da çok olması, Akçaköy formasyonunun büyük kalınlığa erişmesine neden olmuştur (Şekil 3H). Egemen düşey devinimlere bağlı olarak inhisar fayının (Şekil 3H, 1F), Oligosen sırasında gelişmiş ve Şablalı molas havzasını denetlemiş olması kuvvetle olasıdır.

Alt - Orta Oligosen boyunca süren çökme ve yükselmeler, Orta Oligosen sonunda, Saviyen Dağoluşum evresine bağlı olarak, kısa bir süre için, ortamın sıkışma geriliminin

denetimine girmesiyle nitelik değiştirmiş ve Akçaköy formasyonu da kıvrımlanarak tüm inceleme alanı karasallaşmıştır (Şekil 3İ). Ancak Orta Oligosen sonunda son kez sıkışma geriliminin çalışma alanında etkin olmasıyla, Akçaköy formasyonunun temelini oluşturan Hoyran grubu ekaylanarak, ilksel konumunu yitirip yarı otokton özellik kazanmış ve yer yer de Akçaköy formasyonu üzerine itilmiştir (Şekil 3İ, X2). Üst Lütésiyen sonundaki sıkışma gerilimi KKD doğrultusunda gelişirken, Orta Oligosen sonundaki sıkışma gerilimi KB doğrultusunda gelişmiştir. Orta Oligosen sonundaki bu sıkışıp yükselmeye, çalışma alanı tümüyle karasallaşmış ve deniz daha da GGB ya (Isparta - Burdur - Denizli yöreleri) gerilemiştir. Üst Oligosen'den günümüze değin, Isparta Büklümü'nün KKD kesimleri tümüyle karasal bir ortama dönüşürken, daha GGB da (Teke Torosları) deniz Miyosen sırasında da varlığını korumuş, hatta yer yer fliş fasiyesinin gelişebileceği denli bir ortama bile bürünmüştür. Orta Oligosen sonundan başlayarak hemen tümüyle çekme geriliminin denetimine giren çalışma alanı, süren yükselme ve ona koşut çökmelerle birtakım çöküntü alanlarına bölünmüştür. Böylece, Isparta Büklümü'nün kuzey İç kenarındaki riftleşme olayının bölgesel kabarma - faylanma evresi başlamıştır.

Bu arada çalışma alanında hızlı yükselme - çökme ve aşınım (erozyon) sürerken, Isparta Büklümü'nün batı yarısı (Teke Torosları ve doğu kesimleri) farklı biçimde önemli yapısal değişikliklere neden olan yeni bir sıkışma geriliminin denetimine girmiştir. Bu olay, Burdigaliyen sonunda gelişen ve Ofiyolitli karışın Toros Karbonat Platformu üzerine üçüncü ve son yerleşim evresini simgeleyen Stiriye Dağ oluşumu'dur. Görüldüğü gibi, Toros Karbonat Platformu, en doğudan en batıya doğru, Maestrihtiyen sonundan Burdigaliyen sonuna değin, farklı kesimlerinde, değişik zamanlarda, ofiyolitli karışın platform üzerine yerleşmesiyle sonlanan ve doğudan batıya doğru yerleşim yaşı gençleşen, çekme ve sıkışma gerilimlerinin ardaşıklı olarak etkin olduğu üç önemli yapısal değişikliğe uğramıştır. Anlaşılabilirliği kadarıyla, ofiyolitli karışın platform üzerine yerleşimi, zaman ve yer öğelerinin bir fonksiyonu biçimindedir, başka bir deyişle, tek bir yerde ve bir anda olmamıştır. Bu olaylar sona ererken, Üst Miyosen'den başlayarak hemen hemen tüm Toros Karbonat Platformu çekme geriliminin denetimine girmiştir.

Üst Miyosen - Pliyosen başlangıcında yoğunluk kazanan normal blok faylanması türündeki devinimlerle topoğrafya keskinleşmiş, incelen kabukta derinleşen kırıklar boyunca ilk yarık püskürmeleri başlamıştır (Şekil 3J). Böylece Üst Lütésiyen sonunda sıkışmaya bağlı yükselme ile başlayıp, Oligosen ve Miyosen boyunca süren bölgesel kabarma, faylanma ve volkanizma şeklindeki riftleşme olayının üç aşaması gerçekleşmiştir. Bu sırada değişen iklim koşulları sonucu yoğun yağışların beslediği yüksek enerjili akarsu ağının, blok faylanmasının neden olduğu dikçe topoğrafyadan kazıyıp taşıyarak getirdiği değişik tür ve boyuttaki gereçler ilkin diklik eteklerinde yığılarak Çürükçeşme üyesini (Şekil 3K) oluşturmuş; diğer taraftan çöküntü alanlarında toplanan suların oluşturduğu göllerde de (günümüzdeki Beyşehir, Eğridir - Hoyran, Burdur ve Acıgöl onların arta kalan temsilcileridir), akarsu içinde asılı olarak gelen gereçlerin çökmesiyle Tepesidelik üyesini temsil eden killi kireçtaşları oluşmuştur (Şekil 3K). Akarsu yataklarında

ve deltalarda ise, akarsulardaki enerji değişimine göre, değişik boyutlu gereçlerin depolanmasıyla Gedikyurt üyesi oluşmuştur (Şekil 3K). Karasal tortullaşma başlangıcında ve onunla yaşıt olarak, blok faylanmanın neden olduğu alkale özelliikli yarık püskürmeleri de, bir taraftan lösit ve trakitlerle temsil edilen Zendevi üyesini (Şekil 3L), diğer taraftan da volkanizma ürünlerinin akarsu yatağı ve göldeki depolanmasıyla Karacaören üyesi oluşmuştur (Şekil 3L).

Pliyosen sonlarına doğru Rodaniyen evresine bağlı olarak yeni bir etkinlik kazanan düşey devinimlerle, bir taraftan yeni faylar oluşurken diğer taraftan eski faylar gençleşmiş ve bu arada Kızılıçık formasyonu biçimdeğişimine (deformasyona) uğrayarak kıvrımlanmış ve tüm çalışma alanı bir kez daha yükselmiştir. Yeni yükselmelerle blok faylanması iyice belirginleşmiş ve yeniden yeğin bir aşınım başlamıştır. Yükselme ve aşınma günümüze değin sürerken, çalışma alanını ıralayan Hoyran ve Karadilli grabenleriyle, bunlar arasında yer alan Kılınçlağın Dağı horstu oluşmuş; aşınım ürünleri, sözü edilen bu çöküntü alanlarında yığılarak alüvyonları oluşturmuştur (Şekil 3L,M). Grabenleri sınırlayan faylar boyunca, daha yaşlı formasyonlarla alüvyonların dokanağa gelmiş bulunması (Piedmont sarplıklarının varlığı) ve eski alüvyonların yer yer faylara asılı olarak kalması, bir taraftan düşey devinimlerin günümüzde de sürdüğünü, diğer taraftan da çalışma alanının çekme gerilimi tektoniğinin denetiminde olduğunu kanıtlamaktadır. Şekil 3M de, tüm kesitlerin birleştirilmiş durumu şematize edilmiştir.

Özetle, Liyas transgresyonu ile gelişmeye başlayan karbonat platformu, Maestrihtiyen'e değin neritik karbonat platformu özelliğini korumuş, Maestrihtiyen - Üst Lütésiyen aralığında yer yer faylanmalarla duraylılığını yitirmeye başlamış, Üst Lütésiyen - günümüz arasında ise, sürmekte olan riftleşme olayı ile birtakım bloklara bölünerek bütünlüğünü tümüyle yitirmiştir. Tüm Batı Anadolu'da olduğu gibi, Isparta Büklümü'nün bu kesimi de, günümüzde diri olup, güncel tektonik etkinlik, normal blok faylanma denetiminde sürmektedir.

SONUÇLAR

1 — Tüm Toros Karbonat Platformu gözönüne alındığında, özellikle Mesozoyik ve Senozoyik sırasında, çökeltmeye ve önemli yapısal değişimlere neden olan üç önemli olay geçmiştir. Bunlar sırayla, Maestrihtiyen sonu - Paleosen başında Laremien Dağ oluşumu; Üst Lütésiyen sonunda Pireneen Dağ oluşumu ve Burdigaliyen sonunda Stiriye Dağ oluşumu'dur. Her üç olay da Toros Karbonat Platformu üzerine ofiyolitli karışıkların yerleşimiyle sonuçlanmıştır. Ancak her üç olay gerek yer gerekse zaman bakımından Toros Karbonat Platformu'nun değişik kesimlerinde değişik zamanlarda gelişmiştir. Örneğin, yaklaşık Karaman - Ermenek dolay ve daha doğuda, ofiyolitli karışıkların oluşturduğu naplar, Maestrihtiyen yaşlı karbonatlar ya da fliş üzerine yerleşmiş olup, Antalya ve Kıbrıs ofiyolitli karışıklarının yerleşim yaşları da aynıdır. Bu durum, ofiyolitli karışıkları da stratigrafik olarak üstleyen Lütésiyen transgresyonu ile kanıtlanır. Ancak, kabaca Karaman - Ermenek çizgisinin batısında kalan alanda, ofiyolitli karışıkların yerleşimi Üst Lütésiyen sonu ve Burdigaliyen so-

nudur. Bu olgular sırayla Oligosen'in ve Üst Miyosenin tabanındaki açılı uyumsuzluklarla kanıtlanır. Görüldüğü gibi, eğer Antalya napları kuzey kökenli ise, onların, yaklaşık Karaman - Ermenek çizgisinden daha doğudaki bir alandan gelip yerleşmesi gerekir. Çünkü, sözü edilen çizginin batısında, Antalya naplarının yerleşimi için öngörülen zamanda çökelme sürekli olup, bu nedenle büyük nap yerleşimine neden olacak yapısal olaylar olmamıştır. Kısaca Antalya Napları doğudan batıya doğru yerleşmiş olmalıdır.

2 — Toros Karbonat Platformu çökelleri, örnek alanda anlatıldığı gibi, özellikle Mesozoyik - Senozoyik sırasında, Afrika - Arap Platformu çökelleriyle, birkaç özellik dışında önemli benzerlik göstermemektedir. Bu da, Mesozoyik sırasında, Anadolu levhacığı ile Afrika - Arap levhası arasında bir kenar denizinin gelişmiş olabileceğini düşündürmektedir.

3 — Isparta Büklümü kuzey iç kenarında, ilki Maestrihtiyen'de başlayan blok faylanma, aralıklı olarak Üst Lütisyan sonu ve Oligosen boyunca gelişmiş ve Orta Oligosen'den sonra yeğinliğini artırarak günümüze değin sürmüştür. Özellikle Oligosen sonu ile günümüz arasında etkinliği artan çekme gerilimi tektoniği denetiminde, riftleşmenin bölgesel yükselme, faylanma ve volkanizma gibi evreleri gelişmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazar, yazıya yapıcı eleştirileriyle katkıda bulunan Sa-yın Prof. Dr. Melih Tokay, Prof. Dr. İhsan Ketin, Prof. Dr. Mehmet Akartuna, Prof. Dr. Şakir Abdüsselamoğlu, Prof. Dr. Orhan Kaya ve Prof. Dr. Yusuf Tatar'a teşekkürü rev bilir.

Yazının ilk geliş tarihi :5.11.1981
Yayıma verildiği tarih : Ocak 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamia, S., Bergougnan, H., Fourquin, C, Haghipour, A., Lordkipanidze, M., Özgül, N., Ricou, L.E. ve Zakariadze, G., 1980, The alpine Middle East between the Aegean and the Oman Traverses; Aubouin, J., Debelmas, J. ve Latreille, M., eds., Texte intégral du colloque C 5 : Geologie des chainés alpines issues de la Tethys de:: Publications de 26, Congres Géologique international, Paris, 122 -136.
- Bejdoun, Z.R., 1977, The Levantine countries : The Geology of Syria and Lebanon (Maritime Region); Narin, A.E.M., Kanes, W. H. ve Stehli, F.G., eds., The Ocean Basins and Margins, IV. 4A: The Eastern Mediterranean de Plenum Press, New York and London, 319-350.
- Biju - Duval, B., Dercourt, J. ve Le Pichon, X., 1977, From the Tethys ocean to the Mediterranean seas; a plate tectonic model of the western alpine system : intern. Symp. Struct. Hist. Medit. basins, Split 1976; in Editions Technip, Paris 1977,143 -164.
- Blumenthal, M., 1944, Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı: İst. Üniv. Fen Fak. Mec, Seri B, 9,2,95-125.
- Blumenthal, M., 1947, Seydişehir - Beyşehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi : Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi, No. 2,242 s.

- Blumenthal, M., 1956, Karaman - Konya havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve Şist - Radyolarit formasyonunun stratigrafi meselesi : Maden Tetkik ve Arama Enst. Dergisi, 48,1-36.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P. Ch., Gutnic, M., Juteau, Th., Mareoux, J., Monod, O. ve Poissou, A., 1971, Outline of the Geology of the Western Taurides; Campell, A.S., ed., Geology and History of Turkey de : Petroleum exploration Society of Libya, Tripoli, 225 - 255.
- Brunn, J.H., 1974, Le problème de l'origine des nappes et de leurs translations dans les Taurides occidentales, Soc. Géol. France Bull., (7) 16,101 -106.
- Çalapkulu, F., 1980, Horoz Granodiyoritinin jeolojik incelenmesi : Türkiye Jeol. Kur. Bült, 23, 1, 59-68.
- Demirkol, C, 1977, Yalvaç - Akşehir dolayının jeolojisi : Doçentlik tezi, Konya Selçuk Üniv. Fen Fak. Yerb. Böl., 113 s; yayımlanmamış.
- Demirkol, C, Sipahi, H. ve Çiçek, S., 1977, •Sultandağının stratigrafisi ve jeoloji evrimi : Maden Tetkik Arama Enst., Derleme Rap. No. 6305, yayımlanmamış.
- Demirtaşlı, E., 1967, Pınarbaşı - Sarız - Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkanları : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derleme Rap. No. 4389, yayımlanmamış.
- Demirtaşlı, E., 1973, İran, Pakistan ve Türkiye'deki Alt Paleozoyik yaşlı kayaların stratigrafik korelasyonu : Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 204-222.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Erenler, F., Işıklar,S., Dilaver, S.Y., Selim, M. ve Turhan, N., 1973, Bolkardağların jeolojisi: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 42 - 57.
- Dumont, J.F., Gutnic, M., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1972, Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Definition du basin pamphylien : Un nouveau domanine a ophiolithes a la marge externe de la chaintaurique. Z. dt. geol. Ges., 123, 385 - 409.
- #
- Dumont. J.F. ve Kerey, E., 1975, Eğridir gölü güneydoğusunun temel jeolojik etüdü : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 2,169 -174.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut - Ermenek - Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22,1,7 - 26.
- Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kayabirimleri ve Miyosen stratigrafisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 2, 117-126.
- Graciansky, P. Ch., 1968, Teke yarımadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro - Toroslar'daki yeri : Maden Tetkik ve Arama Enst. Dergisi, 71,73-92.
- Güvenç, T., 1981, Tetisin Permiyen ve Triyas stratigrafisi ve paleocoğrafyası : Yerbilimleri, Hacettepe Üniv. Yerb. Enst.Bült., 7,27 -42.

- Haude, H., 1969, Des Alt Paleozoikum - Prakambrium bis Silurium in der Turkei : Zbl. Geol. Palaont. Teil., I, 4, 702 - 719.
- Horstink, J., 1971, The Late Cretaceous and Tertiary Geological Evolution of Eastern Turkey; Keskin, C. ve Demiremen, F., eds., Türkiye Birinci Petrol Kongresinde : Türkiye Petrol Jeologları Cemiyeti, 25 - 41.
- Ketin, İ., 1964, Geological study of Southeast Anatolia Paleozoic units : Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Rap. No. 229, yayımlanmamış.
- Ketin, İ., 1968, Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler : Maden Tetkik ve Arama Enst. Dergisi, 71,129 -134.
- Koçyiğit, A., 1975, Karaman - Ermenek (Konya) bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar : Ankara Üniv. Fen Fak. Genel Jeoloji Kurs., Doktora tezi, 186 s, yayımlanmamış.
- Koçyiğit, A., 1981, Hoyran gölü yöresinin (Afyon - Isparta) stratigrafik ve Tektonik özellikleri : Ankara Üniv. Fen Fak. Genel Jeoloji Kurs., Doçentlik tezi, 172 s, yayımlanmamış.
- Laubscher, H. ve Bernoulli, D., 1977, Mediterranean and Tethys; Narin, A. E.M., Kanes, W.H. ve Stehli, F.G., eds., The Ocean Basins and Margins, IV. 4A: The Eastern Mediterranean de : Plenum Press, New York and London, 379 - 444.
- Martin, C, 1969, Akseki kuzeyindeki bir kısım Toroslar'ın stratigrafik ve tektonik incelemesi : Maden Tetkik ve Arama Enst. Dergisi, 72,158 -175.
- Monod, O., Marcoux, J., Poisson, A. ve Dumont, J.F., 1974, Le domaine d'Antalya, temoin de la fracturation de la plateforme Africaine au cours du Trias : Bull. Soc. Geol. Fr., 16,116-127.
- Monod, O., 1977, Recherches gelogiques dans le Taurus occidental an sud de Beyşehir (Turquie) :Devlet Doktorası tezi, l'univ. de Paris sud, Orsay, 442 s..
- Neev, D. ve Ben - Avraham, Z., 1977, The Levantine countries (The Israeli Coastal region); Narin, A.E.M., Kanes, W.H. ve Stehli, F.G., eds., The Ocean Basins and Margins, V. 4A: The Easern Mediterrenean de : Plenum Press, New York and London, 355 - 377.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19,1,65 - 78.
- Öztürk, A., 1981, Işıklı (Çivril) . Akdağ yöresinin stratigrafisi : Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Matematik, Fizik ve Biyoloji Bilimler Araştırma Grubu, TBAG - 272, 27 s.
- Poisson, A., 1977, Recherches geologiques dans les Taurides occidentales (Turquie) : Doktora tezi, runiv. de Paris Sud Orsay, 795 s, Paris.
- Ricou L.E., 1980, Toroslar'ın Helenidlerde Zagridler arasındaki yapısal rolü : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 2, 101 - 118.
- Shazly, E.M., 1977, The Geology of the Egyptian Region; Narin, A.E.M., Kanes, W.H. ve Stehli, W.G., eds., The Ocean Basins and Margins, IV. 4A: The Eastern Mediterranean de: Plenum Press, New York and London, 379 - 444.
- Tekeli, O., 1980, Toroslarda Aladağların Yapısal evrimi : Türkiye Jeol.Kur. Bült., 23,1; 11 -14.
- Yalçın, N., 1980, Amonoslarn Litolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23,1,21 - 30.
- Yılmaz, P.O., Maxwell, J.C. ve Muehlberger, W.R., 1981, Antalya kompleksinin yapısal evrimi ve Doğu Akdenizdeki yeri : Yerbilimleri, Hacettepe Üniv. Yerb. Enst. Bült., 7,119-127.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate facies in Geologic history : Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1, 471 s.

Beyşehir yöresinde (Orta Toroslar) olası Alt Kimmeriyen dağoluşumu izleri

Probable Early Kimmerian orogenic implications in the Beyşehir area (Central Taurus)

ERGÜN AKAY Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ : Seydişehir ve Ermenek dolaylarındaki varlığı, daha önce bazı araştırmacılarca belirtilmiş olan Alt Kimmeriyen dağoluşumu olaylarının, Beyşehir dolayını da etkilediğini destekler bazı yapısal ipuçlarına değinmek amacıyla bu yazı hazırlanmıştır.

Beyşehir yöresinde Kambriyen yaşındaki kayastratigrafi birimleri, Orta Kambriyen - Alt Ordoviziyen yaşındaki Seydişehir şistleri üzerine bindirmiş ve bindirme sonrasında da, Üst Lias - Alt Dogger karbonatları, hem Kambriyen yaşındaki kayaları hem de Seydişehir şistlerini açısal uyumsuzlukla örtmüştür.

Bu sonuç diğer bazı araştırmacıların bulgularıyla birlikte değerlendirildiğinde; Orta Torosların kabaca kuzey kesiminin, Resiyen sırasında, Alt Kimmeriyen dağoluşumu olaylarından etkilenmiş olması, büyük bir olasılıktır.

ABSTRACT : This paper has been prepared by the purpose of pointing out some of the structural clues supporting that Early Kimmerian Orogeny, its presence in Seydişehir and Ermenek localities has been cited before by some other researchers, has also affected the Beyşehir locality.

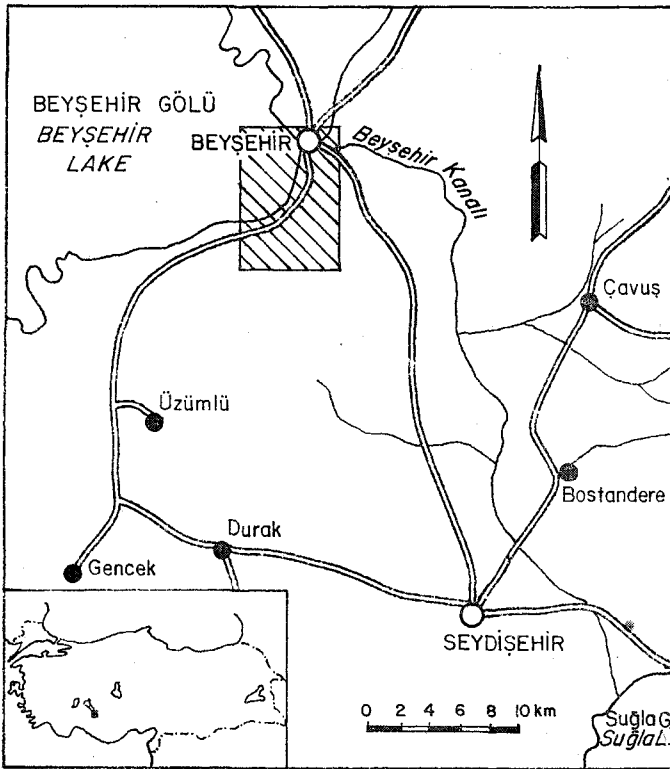
Rock stratigraphic units of the, Cambrian age have been thrust over the Middle Cambrian - Lower Ordovician Seydişehir schists in Beyşehir area and after thrusting both Cambrian rocks and Seydişehir schists have been overlain with the angular unconformity by Upper Lias - Lower Dogger carbonates.

When these evidences are evaluated with other investigators data, it can be suggested that the northern part of the Central Taurus Mountains was possibly subjected to Early Kimmerian orogenic events during Rhaetian.

GİRİŞ

Orta Toroslar daha önce birçok yer bilimcilere, temel jeolojisi yönünden araştırma konusu olmuştur. Ancak daha önce, Beyşehir yakın dolayının ayrıntılı incelemesi yapılmamıştır. Çalışma alanından edinilen bulgular, Beyşehir ilçesi güneyinde küçük bir alan kaplamakta (şekil 1) olup, daha geniş alanda yapılmış çalışmanın bir bölümü olarak ele alınmıştır (Akay, 1981).

İnceleme alanında Mesozoyik oluşuklarının temelini oluşturan birim, Blumenthal (1947) tarafından Devoniyen yaşında tanımlanmış, daha sonra Monod (1947) bu birimi Seydişehir şistleri olarak tanımlayıp, Orta Kambriyen - Alt Ordoviziyen olarak yaşamıştır. Temel üzerine gelen ve Blumenthal (1947)'e göre Liyas'la başlayan istifin, daha sonra Üst Liyas-Alt Dogger ile başladığı kanıtlanmıştır (Monod, 1977).



Şekil 1 : İnceleme alanı bulduru haritası.
Figure 1 : Location map of the investigated area.

Monod (1977)'ya göre çalışma alanındaki temel üzerinde gelişen çökeltme koşulları, Üst Liyas - Alt Dogger deniz ilerlemesiyle başlayıp Tersiyer'e kadar sürmüş ve ancak Üst Lütisyan - Alt Priaboniyen sonrası dağoluşum kuvvetlerinin etkisiyle kesilmiştir.

Orta Toroslar'da geniş bir alanda çalışmalarda bulunmuş olan Monod (1977), Beyşehir ve Seydişehir arasında, Ladiniyen sonrası Liyas (?) - Dogger öncesi Kimmeriyen dağoluşumundan söz etmektedir. Hadim yöresinde, Dogger yaşındaki karbonatlar Ordoviziyen yaşındaki şeyil ve silttaş üzerinde açıl uyumsuzlukla bulunmaktadır (Özgül,

1976). Gedik ve diğerleri (1979) Ermenek dolaylarında dolomit seviyesi kapsayan Resiyen yaşındaki çakıltı ve kumtaşı biriminin kırıntılarının altındaki birimden türemiş olması nedeniyle, iki birim arasında bir açış uyumsuzluktan söz etmektedir. Ancak, bu açış uyumsuzluğun dağoluşumsal ya da epirojenik olaylarla geliştiği belirtilmemiştir. Bu çakıltı ve kumtaşı birimi, üzerindeki Jura - Kretase yaşlı karbonatlarla uyumluluk göstermektedir. Hoyran gölü kuzeyinde de Liyas yaşındaki oluşuklar temel üzerine açıl uyumsuzlukla gelmektedir (Koçyiğit, 1981).

Tüm bunlara göre, Orta Torosların kabaca kuzey kesiminde bazı tektonik olaylar egemenken, Orta Torosların kabaca güney kesiminde çökeltme koşulları kesintisiz olarak sürmüştür. Örneğin Barladağda (Isparta) Noriyen - Resiyen karbonatları Liyas kireçtaşıyla geçiş göstermekte (Gutnic, 1976; Koçyiğit, 1981), Eğridir gölünün güneyinde Alt Triyas ile başlayan çökeltme koşulları kesintisiz Üst Kretase'ye kadar sürmekte (Dumont ve Kerey, 1975), Manavgat çayı boyunca tanımlanan Oymapınar kesiminde Noriyen - Resiyen oluşukları Liyas karbonatlarıyla geçiş sunmaktadır (Monod, 1977).

Bunlarla beraber, Beyşehir yöresindeki bu çalışma ile birlikte saptanan Kambriyen yaşındaki kayastratigrafi birimlerinin yapısal ilişkileri, Orta Toroslar'daki daha önce belirlenen bulgularla birlikte değerlendirildiğinde, Orta Torosların kabaca kuzey kesiminin olası Alt Kimmeriyen dağoluşumu olaylarından etkilenmiş olduğu ortaya çıkmaktadır.

ÜST LİYAS-ALT DOGGER ÖNCESİ BİNDİRME

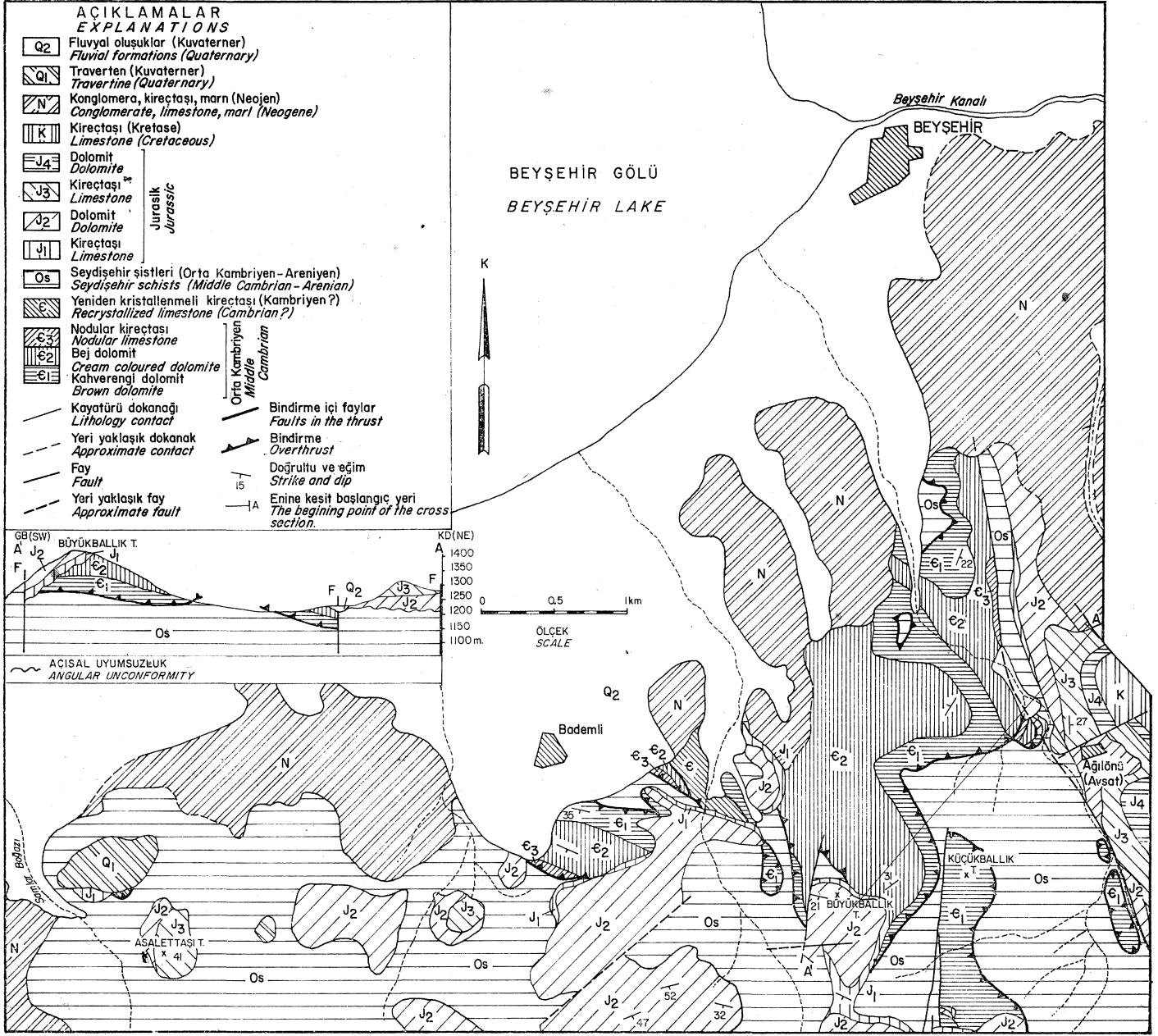
İnceleme alanında, Kambriyen yaşındaki kayastratigrafi birimleri tektonik olaylarla, Orta Kambriyen - Alt Ordoviziyen yaşındaki Seydişehir şistleri üzerine bindirmiş ve heriki birimi de Üst Liyas-Alt Dogger karbonatları açıl uyumsuzlukla örtmüştür. Bu tektonik gelişimin yayılımı; yapısal dilimler ve bunların kayatürleri; hareket yönü ve niceliği; dilimlerin dokanak ilişkileri ve bindirmenin yaşı aşağıdaki gibi belirlenmiştir.

Yayılımı. Beyşehir ilçesinin güneyinde gözlenen bindirme kayaları Küçükballık tepede, Bademli köyünün güneyinde, Büyükballık tepenin kuzeyinde, Ağılönü köyünün batısında, Şamlarboğazı derenin doğusunda, yaklaşık 4-8 km boyutlu bir alanda dağılım göstermektedir (şekil 2).

Yapısal Dilimler ve Bunların Kayatürleri. İnceleme alanında Üst Liyas-Alt Dogger öncesindeki tektonik olaylarla, iki farklı yapısal dilimler grubu sürüklenerek yerleşmiştir. Bu iki farklı yapısal dilimler grubu yeniden kristallenmeli kireçtaşı yapısal dilimleri ile dolomit - nodular kireçtaşından oluşmuş yapısal dilimlerini kapsamaktadır.

Yeniden kristallenmeli kireçtaşı (ç4), Bademli köyünün ve Şamlarboğazı derenin doğusunda, iki ayrı yüzeyleme olarak gözlenmektedir (şekil 2). Kesin Kambriyen yaşında olduğu saptanamayan bu birim, yörede diğer yaşdaki kayalarla karşılaştırılmadığından, olasılıkla Kambriyen yaşında değerlendirilmiştir.

Kahverengi dolomit (g1), Bej dolomit (ç2) ve Nodular kireçtaşı (ç 3) birlikte, farklı boyutlarda dört yapısal dilim oluşturmaktadır (şekil 2). Büyükballık tepe ku-



Şekil 2 : Beyşehir dolayının jeoloji haritası.
Figure :2 Geological map of the vicinity Beyşehir

zeyini ve Küçükballık tepesi oluşturduğu yapısal dilim en büyüğü olup, diğerleri oldukça küçük olarak, Bademli köyünün güneyinde, doğusunda ve Ağılönü köyünün batısında bulunmaktadır. Yapısal dilimlerdeki Nodular kireçtaşı *Corynexochus delagei* Miguel, *Corynexochus cf.*, *Paradoxides sp.* gibi fosil içeriğiyle Orta Kambriyen yaşındadır (Akay, 1981).

Hareket Yönü ve Niceliği. İnceleme alanı içerisinde gözlemlendiği kadarıyla, bindirmenin yönünü gösterecek herhangi bir yapısal ipucu bulunmamıştır. Ancak, daha önceden, Monod (1977) Beyşehir - Seydişehir arasındaki Kambriyen - Ordoviziyen - Triyas yaşındaki oluşukların yoğun

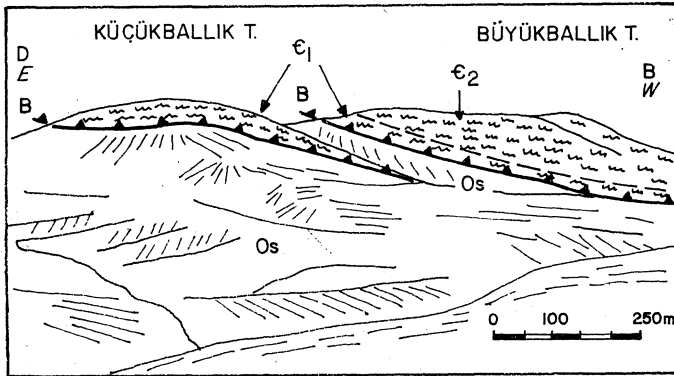
ve yapısal unsurlarının Eosen tektonik olaylarıyla kazanıldığına değinmiştir. Bu yapısal unsurların, kısmen olası Alt Kimmeriyen dağoluşumu olaylarıyla da gelişmiş olabileceği düşünülürse, hareket yönüyle ilgili bazı değerlendirmeler yapmak olanaklıdır.

Buna göre, Seydişehir yakınında Monod (1977)'un adlandırıldığı ve Kahverengi dolomit (E^1), Bej dolomit (E^2) ve Nodular kireçtaşı (E^3) (şekil 2) karşılıklı gelen Çaltepe formasyonu güneybatıya devrik olduğundan; ayrıca inceleme alan dışında Beyşehir'in yaklaşık 16-17 km güneyindeki Asar tepenin doruğunun hemen kuzeydoğusunda, Triyas kırıntıları üzerine Seydişehir şistleriyle bindirmekte olan

Kambriyen kayaları (Monod, 1977) güneybatıya devrik kıvrımcık göstermekte olduğundan (Akay, 1981), hareket yönünün kuzeydoğusundan, güneybatıya doğru olduğunu söylemek olanaklıdır.

Bindirmeli kayabirimlerinin inceleme alanındaki dağılımı değerlendirildiğinde, bindirme hareketinin en azından 4-6 km kadar olduğu gözlenmektedir (Şekil 2). Bunun yanında büyük yapısal dilimin bindirme dokanağıyla, Kahverengi dolomit (E^1) ve Bej dolomit (E^2) dokanağının birbirine uygunluğu (şekil 2), hareketin yataya yakın bir düzlemde gelişmiş olduğunu göstermektedir.

Dilimlerin Dokanak İlişkileri ve Bindirmenin Yaşı. Kambriyen yaşındaki kayatürlerinin oluşturduğu yapısal dilimler, Orta Kambriyen - Alt Ordoviziyen yaşındaki Seydişehir şistleri üzerinde binik olarak bulunmaktadır. Ağlönü köyünden Küçükballık ve Büyükballık tepeye (şekil 2) bakıldığında, Kambriyen yaşındaki Kahverengi dolomit (E^1) ve Bej dolomit (E^2) oluşturduğu yapısal dilimin Seydişehir şistleri (Os) üzerine binik olduğu açıkça görülmektedir (şekil 3). Yine, Büyükballık tepeye batıdan bakıldığında, Kambriyen yaşındaki Kahverengi dolomit (E^1) Seydişehir şistleri üzerine bindirdiği ve Üst Liyas - Alt Dogger karbonatlarının da hem Kambriyen yaşındaki Kahverengi dolomit (E^1) hem de Orta Kambriyen - Alt Ordoviziyen yaşındaki Seydişehir şistlerini (Os) açışal uyumsuzlukla örttüğü görülmektedir (şekil.4).



Şekil 3 : Kahverengi dolomit (E_1) ile Seydişehir şistlerinin (Os) dokanak ilişkisi. Bej dolomit (E_2) bindirme (B). Figure 3 : The contact between Brown dolomite (E_1) and Seydişehir schists (Os). Cream coloured dolomite (E_2).

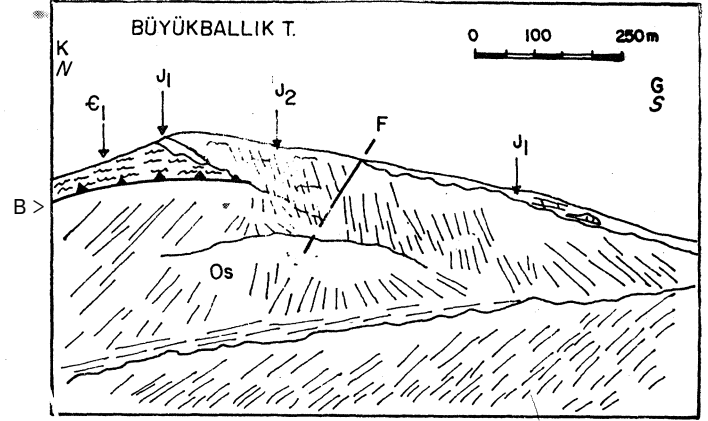
overthrust (B).

Bindirmenin olası daraltılmış yaş aralığı, Sonuç ve Tartışma başlığında değerlendirilecek ise de, inceleme alanında gözlemlendiği kadarıyla, Alt Ordoviziyen sonrasında Üst Liyas-Alt Dogger öncesinde meydana geldiği sonucu çıkarılmaktadır.

SONUÇ ve TARTIŞMA

Beyşehir güneyinde küçük bir alan kaplayan Kambriyen yaşındaki kayalar, Orta Kambriyen - Alt Ordoviziyen yaşındaki Seydişehir şistleri üzerine bindirmiş ve bindirme sonrasında da, Üst Liyas-Alt Dogger karbonatları, hem

Kambriyen yaşındaki kayaları hem de Seydişehir şistlerini açışal uyumsuzlukla örtmüştür.



Şekil 4 : Kahverengi dolomit (E_1) Seydişehir şistleri (Os) ve Üst Liyas-Alt Dogger kireçtaşıyla (J_1) dokanak ilişkileri. Dolomit (J_2), bindirme (B), fay (F).

Figure 4 : The contact relationships of Brown dolomite (E_1) with Seydişehir schists (Os) and Upper Liyas - Lower Dogger limestone (J_1). Dolomite (J_2), overthrust (B), fault (F).

Bu sonuç, Orta Toroslarda diğer bazı araştırmacıların bulgularıyla birlikte değerlendirildiğinde, bindirme gelişiminin yaş aralığının daha da daraltılması söz konusudur.

Monod (1977), inceleme alanının güneyindeki çalışmalarında, görece yerli kayalardan Kambriyen - Ordoviziyen - Triyas yaşındaki oluşukların yoğun yapısal öğelerinin Eosen tektonik olaylarıyla kazanıldığına değinmiştir. Bu yapısal unsurların, kısmen, olası Alt Kimmeriyen dağılımı olaylarıyla da gelişmiş olabileceği sözkonusudur.

İnceleme alanının biraz batısında, Orta Kambriyen - Alt Ordoviziyen yaşındaki Seydişehir şistleri, Anizo - Ladiniyen yaşındaki kırıntılılar üzerinde bindirmeli olarak saptanmıştır (Monod, 1977). Bu bindirme ile yazının değindiği bindirme aynı tektonik olaylarla gelişmiş ise (ki bu durum büyük bir olasılıktır), bindirmenin Anizo - Ladiniyen'den sonra gelişmiş olması sözkonusudur. Ayrıca Seydişehir'in batısında, yukarıdaki değinilen Anizo - Ladiniyen yaşındaki kırıntılılarla birlikte başlayan Triyas çökelleri stratigrafisi, olası Noriyen'e kadar kesiklik göstermeksizin sürmektedir (Monod, 1977). Bu demektir ki bölgede, yazının inceleme alanı da dahil olmak üzere, olası Noriyen'e kadar stratigrafik kesikliğe neden olacak tektonik olaylar gelişmemiştir. Bunların yanında, Ermenek dolaylarındaki dolomit seviyesi kapsayan Resiyen yaşındaki çakıtaşı ve kumtaşı, altında birimden türemiş kırıntılı oluşuklarıyla, Alt ve Orta Triyas yaşındaki birimler üzerine açışal uyumsuzlukla gelmektedir (Gedik ve diğerleri, 1979).

Buna karşın Orta Torosların kabaca güney kesimindeki Triyas oluşukları stratigrafisinin kesintisiz olarak sürmesi (Dumont ve Kerey 1975, Gutnic 1976, Monod 1977), bu kesimin tektonik olaylardan etkilenmediğini göstermektedir.

Bu tektonik olayların etkisiyle yükselen, Orta Torosların kabaca kuzey kesimi, daha sonra alçalarak, değişik yerlerde değişik zamanlı deniz ilerlemelerine neden olmuştur. Hoyran gölü kuzeyinde Koçbeyli yöresinde deniz ilerlemesi Liyas ile (Koçyiğit, 1981), Beyşehir yöresinde Üst Liyas-Alt Dogger ile (Monod, 1977; Akay, 1981), Hadım yöresinde Dogger ile başlamaktadır (Özgül, 1976). Ermenek yöresinde de, dolomit seviyesi kapsayan Resiyen yaşındaki çakıtaşı ve kumtaşı biriminin kırıntılarının altındaki birimden türemiş olması nedeniyle, iki birim arasında bir acısız uyumsuzluk vardır (Gedik ve diğerleri 1979).

Bütün buraya değin geçilen veriler topluca değerlendirildiğinde, Beyşehir'de gözlenen, Kambriyen yaşlı kayastratigrafi birimleriyle Orta Kambriyen - Alt Ordoviziyen yaşlı Seydişehir Şistleri arasındaki bindirmenin de, Alt Kimmeriyen dağoluşumunun bir sonucu olduğu ve kabaca Orta Toroslar'ın kuzey kesiminin, Resiyen sırasında bu dağoluşumundan etkilendiği sonucuna varılır.

KATKI BELİRLEME

Bu yazı, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü'nde çalışılan üst Kretase - Tersiyer Filişinin Jeodinamik Göçü Projesi sırasındaki özgün çalışmanın bir bölümü olarak hazırlanmıştır. İnceleme alanının seçiminde katkıda bulunan Necdet Özgül ve Dr. Olivie Monod'a; trilobit belgilemelerini yapan Prof. W. T. Dean'e ve ayrıca yayının hazırlanması sırasındaki yönlendirici katkılarından dolayı Dr. Okan Tekeli'ye teşekkür bir borç biliniz.

Yazının ilk geliş tarihi 30.11.1981

Yayıma verildiği tarih Ocak 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akay, E., 1981 Beyşehir yakın dolayının temel jeoloji özellikleri : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., Rap. no. 1007,101 s., yayımlanmamış.
- Blumenthal, M., 1947, Geologie der taurusketten in hinterland Von Seydişehir und Beyşehir: Maden Tetkik ve Arama Enst., Ankara, Ser. D, no. 2, 108 s., yayımlanmamış,
- Dumont, J. F. ve Kerey, E., 1975, Eğridir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18,169 - 174.
- Gedik, A. ve diğerleri, 1979, Mut - Ermenek - Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 7 - 76.
- Gutnic, M., 1976, Geologie du Taurus Pisidien au nord d'Isparta (Turquie) : Académie de Versailles Université de Paris-sud Faculte des Sciences d'Orsay, Orsay, 130 s., yayımlanmamış.
- Koçyiğit, A., 1981, Beyşehir gölü yöresinin (Afyon - İsparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri: Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Genel Jeoloji Kürsüsü, Doçentlik tezi, 172 s., yayımlanmamış.
- Monod, O., 1977, Recherches géologiques dans le Taurus Occidental du sud de Beyşehir (Turquie) : These, l'Université de Paris sud «Centre d'Orsay», Docteur es Sciences, Orsay, 442 s., yayımlanmamış.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'da bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19,65 - 78.

Nallıhan-Seben (Bolu) bölgesinde Üst Jura/Alt Kretase karbonat istifinin Lito - ve biyofasiyes özellikleri

The litho-and Mofacies properties of the Upper Jurassic/Lower Cretaceous carbonate sequence, in Nallıhan - Seben (Bolu) region

BAKİ VAROL Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü, Ankara.

NİZAMETTİN KAZANCI Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü, Ankara.

ÖZ: Üst Jura/Alt Kretase kireçtaşları, Seben - Nallıhan - Atça üçgeni içerisinde devamlı bir litostratigrafi birimi oluştururlar. Üst Jura'nın filiş tipi ardalımalı derin deniz ve yeniden çökelme özellikli kireçtaşları yamaç - havza fasiyesinde depolanmışlardır. Pelajik kireçtaşları, Akdeniz tipi Juraşin karakteristiği Saccocoma, Globochaete ve Calpionella fosillerini içerir. Jura/Kretase sınırı, pelajik kireçtaşlarında Calpionella biozonları, masif biojen kalkarenitlerde ise tanıtman foraminiferler (Protopenoplis, Conicospirillina, Labyrinthina, vb.) ve Basycladacea türü alglerle (Salpingoporelia, Clypeina, Cyliroporella, Polygonella, vb.) ayrılır. Seben yöresinde dizilenine Alt Kretase'den başlar. Burada kireçtaşları Nallıhan - Atça yüzleğinden farklı ortamsal niteliğe sahip şelf karbonatları olup, Orbitolina, Alg, ve Rudist kabukları içerir.

ABSTRACT: Upper Jurassic/Lower Cretaceous limestones in the Seben - Nallıhan - Atça region, form a continuous lithostratigraphic unit. Upper Jurassic pelagic and resedimented limestones have been deposited in the slope and basin facies, showing flysch type sedimentation. Pelagic limestones contain Saccocoma, Globochaete and Calpionella fossils, which are the characteristic of the Jurassic of Mediterranean type. The Jurassic/Cretaceous boundary is defined by Calpionella biozones in the pelagic limestones, and with the index foraminifera (Protopenoplis, Conicosprillina, Labyrinthina, etc.) and Dasycladacean algae, Salpingoporella, Clypeina, Cyliroporella, Polygonella, etc.) in the massive biocalcarenes along the Nallıhan-Atça line. The sequence begin with Lower Cretaceous in the Seben region. Limestones show completely different environmental properties and are represented by shelf carbonates bearing Orbitolina, Algae, and Rudist bivalves.

GİRİŞ

Alpin Akdeniz bölgesinde Jura/Kretase geçişi ve bu alanların özgün kaya birimleri ve fosil toplulukları birçok yerbilimci tarafından çeşitli yönleriyle incelenmiştir (Colom, 1955; Bartentstein, 1959; Jost, 1968; Borza, 1969; Barthel, 1971). Yurdumuzda konu üzerinde daha çok paleontoloji ve stratigrafi ağırlıklı çalışmalar yapılmış olup, bunlardan havza fasiyesindekiler standart *Calpionella* biyozonları ile ayrılmış ve tanıtılmıştır. (Toker, 1973; Tunç, 1977; Tansel, 1980; Burşuk, 1981).

Jura/Kretase geçiş aralığını irdeleyen bu çalışma ise, Kuzeybatı Anadolu'da, Pontid kuşağı sınırında, Nallıhan - Atça-Seben üçgeninde yüzleklenen oldukça kalın ve sürekliliği bir kireçtaşı istifi üzerinde yapılmış olup (Şekil 1), konuya sedimantoloji açısından yaklaşım sağlamada, biyo-litofasiyelerin birlikte kullanılmasına özen gösterilmiştir. Bu arada, paleontolojik verilerin değerlendirilmesinde Akdeniz Jurasini tanımlayan literatür bilgilerinden geniş ölçüde yararlanılmıştır (Lombard, 1938; Carozzi, 1955; Weynschenk, 1956; Elliot, 1957; Dufaure, 1958; Konishi ve diğerleri, 1962; Dragastan, 1969; Allemann ve diğerleri, 1970; Jaffrezo, 1974).

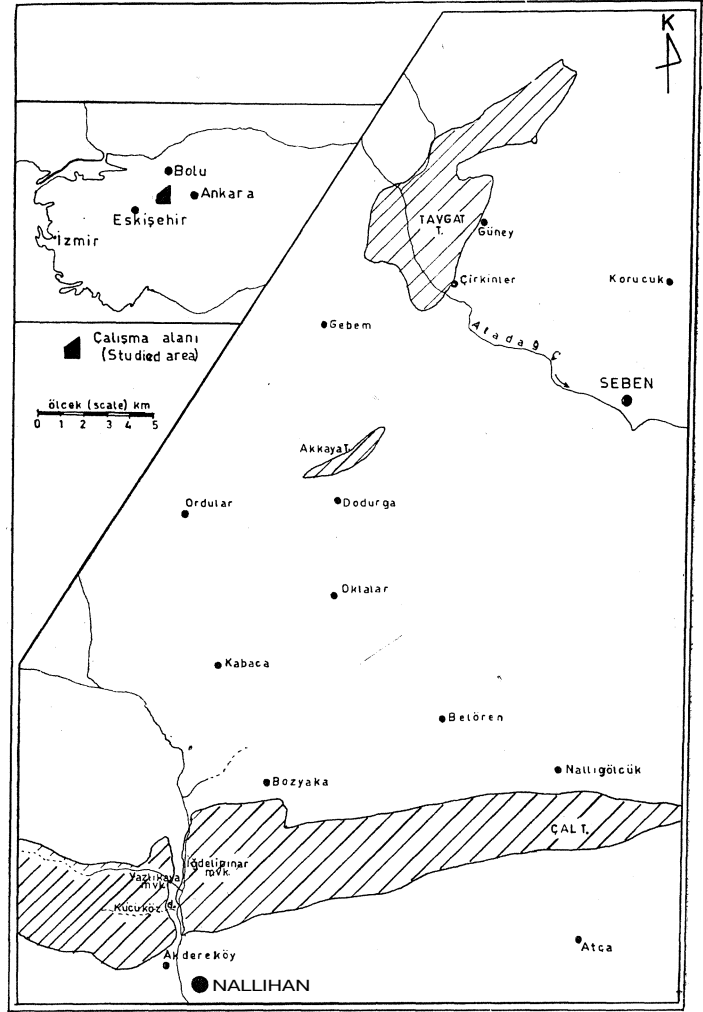
Çalışma konusunu oluşturan kireçtaşları Üst Jura (J), Jura/Kretase geçişi (JK) ve Alt Kretase (K) olmak üzere üç bölüme ayrılmış olup, bunlar içerisinde depolanma ortamına göre yamaç-havza (J_1 , J_2 , JK_1 , K_2) ve şelf (K_1) fasiyesleri ile bunlara bağlı mikrofasiyeler ayrıtlanmıştır. Çalışmadaki mikrofasiyeler adlamaları, önemli bölümü ile Dunham (1962) ve Folk (1962) 'a göredir. Bu iki sınıflama içerisinde kireçtaşlarının tanımsal niteliğine en uygunu ile anlatıma açıklık getirenleri seçilerek kullanılmıştır. Ayrıca, bu iki temel adlama dışında biyojen tane boylarını kayaç isimlendirilmesine katma gereği duyulduğu hallerde ($J_2.1$ mikrofasiyesi), Plumley ve diğerleri (1962)'nin sınıflamasından yararlanılmıştır. Örneğin biyosilmikrit silt boyu biyojen kırıntılı içeren biyomikrite karşittir ve düşük ortamsal enerji koşullarını ifade eder.

STRATİGRAFİK TANIM

İç-batı kuzey Anadolu bölgesinin jeolojik ve stratigrafik yapısı, kimi yayınlanmış önceki çalışmalarda açıklanmıştır. Bu araştırmaya konu Üst Jura - Alt Kretase yaşı ve 1000 metreden daha kalın bu karbonat istifi, Toker (1973) 'de «Nallıhan Formasyonu» olarak tanıtılır. Seben civarında stratigrafik konumu itibarıyla birimin üst düzeylerine karşılık gelen şelf tipi kireçtaşları ise, aynı formasyonun «Tavgat üyesi» dir (Varol, 1980). Orta Sakarya yöresinde ayrılan «Soğukçam kireçtaşları»nın (Altınlı, 1973), Nallıhan Formasyonu ile aynı stratigrafik konumda olduğu belirtilmektedir (Saner, 1980).

ÜST JURA (J)

Nallıhan - Atça arasında genel uzanımı doğu - batı olan kireçtaşları derin bir Jura denizinin varlığını simgeler. Bu karbonat tortullar derinliği çok farklı olmayan fakat ortamsal enerjisiyle, birikim koşulları oldukça değişik, yamaç-havza aralığı ve havza olmak üzere birbirine yanal geçişli iki ortamda depolanmışlardır. Bunlardan birincisi genelde fliş tipi aralanmaya, ikincisi ise tekdüze litolojiye



Şekil 1 : İnceleme alanında Üst Jura -Alt Kretase kireçtaşı yüzleklerinin dağılımı ve bulduru haritası.

Figure 1 : The distribution of Upper Jurassic - Lower Cretaceous limestone outcrops in investigation area and the location map.

sahiptir. Fliş tipli Üst Jura fasiyesindeki saf pelajik çamurtaşlarına göre çok daha hacimli bir tortul birikimi ile karakterize olur ve bu da sahada açık şekilde gözlemlenir.

Yamaç - havza fasiyesi

İnceleme alanında Üst Jura içerisinde ayrılan, taban dokanağı faylı olan bu fasiyes, yeşil renkli, Ammonitesli, ince tabakalı (5 -15 sm) bir litoloji ile temsil olur. Egemen kayaç birliği, kireçtaşı ve marnlı kireçtaşı aralanmalıdır. Kireçtaşları sert, sık dokulu; marnlı bölümler ise daha gevşek dokuda ve laminalı yapıdadır. Dizilim en açık şekilde Nallıhan - Bolu karayolunun hemen başlangıcında, yola paralel akan Nallıdere'nin solundaki Küçüköz derenin açtığı vadi içerisinde olup burada ölçülen kalınlık yaklaşık 300 metre kadardır (Şekil 2). Dizilim orta ve üst düzeylere doğru kahve-bej renkli, yumru, kayma yüzeyli ve daha çok kalkarenit tipli bir litofasiyeye geçişlidir. Bu yumru kalkerler yanal yönde önemli kalınlık değişimi gösterir ve

Nallıhan - Bolu karayolunun Yazlıkaya mevkiinde yaklaşık 200 metrelik bir kalınlığa ulaşır.

Saha gözlemleriyle ayrılan bu iki grup kireçtaşı topluluğu içerisinde mikroskobik özelliklerine bağlı üç mikrofasiyes ayırtlanır :

Yumrulu kireçtaşları (J₂) :

- 3 — Biyosilmikrit - biyosparit (biyojen tanetaşı) — intramikrit (J_{2.1})
- 2 — Globochaete'li mikrit (J_{1.2})

Pelajik, Ammonitli kireçtaşı (J₁) :

1 — Saccocoma'lı mikrit - mikropeloidal pakettaşı t J_{1.1}) Saccocoma'lı mikrit - mikropeloidal pakettaşı (J_{1.1}). Alpin Akdeniz Jurası'nda Saccocoma, tanılabildiği hallerde ayırtman bir organizma çeşidi olarak kullanılır (Kristan - Tolmann, 1970; Kuhry ve diğerleri, 1976). İlk kez, ince kesit örneklerinde Lombard (1938)'da «formes découpées», daha sonra Brönnimann (1955) tarafından Echinodermata'lara yorumlanarak Lombardia genuslarına ayrılan (L. arachnoidea, L. perplexa, L. angulata) bu organizmalar, genelde Jura'nın planktonik Crinoid'leri olarak kabul edilirler (Flügel, 1978).

Nallıhan yöresinde Üst Jura'nın başlangıç düzeylerini oluşturan yeşil renkli pelajik kireçtaşı grubunun, mikrit ve marnlı mikritleri Saccocoma yönünden zengindirler (Levha I, şekil 1, 2). Mikrit içerisinde Saccocoma'lar ile birlikte Radiolaria ve Sünger spikülleri zayıf savrulmalar şeklinde taşınarak yerleşmiş ve bu düzende bir mikrofasiyes meydana getirmişlerdir. Bunlarla ardalanan mikropeloidal pakettaşları ise, zayıf akıntı etkenliğinde depolanan peloid, kuvars mili ve fasiyese yeşil renk veren kloritleri kapsar. Kısmen laminalanma gelişmiş olup Saccocoma türleri bunlar içerisinde kırıklı veya iyi korunmuş şekilde katılanmıştır; Özellikle Lombardia arachnoidea benzeri formlar yaygındır (Levha I, şekil 3).

Globochaete'li mikrit (JV2). Globochaete, ilk kez Lombard tarafından 1937'de, İsviçre Jurası ve İsviçre Alplerinin Malm kireçtaşlarında, yaklaşık 0.05 mm büyüklüğünde, sferik, böbrek şekilli, sistematikte yeri belli olmayan organizma artıkları olarak tanıtılmış, daha sonra ise planktonik tekil yeşil alglere yorumlanarak tür ayırımlarına gidilmiştir (Lombard, 1945 = G. alpina, Eothrix alpina). Bunlar, özellikle Saccocoma ve Calponella ile beraber bulduklarında Üst Jura'nın (Malm) mikritik derin deniz kireçtaşı fasiyesini işaretlerler (Brönnimann, 1955; Lechner, 1961).

İnceleme alanında Globochaete'li mikrit mikrofasiyesinin temsilcisi gri renkli, ince tabakalı pelajik düzeyler, tabanındaki yeşil renkli Saccocoma'lı kireçtaşları üzerine dereceli olarak gelir. Bu mikrofasiyesin ayırtman niteliklerinin başında, alttaki yeşil renkli kireçtaşlarında bulunmayan Calponella'ların artan bir bollukta ortaya çıkması gelir. Bunlardan Calponella alpina Lorenz, Crassicularia intermedia (Durant - Delga) en fazla olanlarıdır (Levha I, şekil 4, 5). Mikrofasiyeste zengin türleri ile bulunan Globochaeteler (Levha I, şekil 6, 9) çoğu kez sakin ortam koşullarında pelajik mikritlere, veya zayıf taban akıntıları etkenliğinde Radiolaria'lı biyosilmikrit'ler içine katılanmışlardır.

Biyosilmikrit - biyosparit - intramikrit (J_{2.1}). Filiş tipi ardalanmalı serinin bu yumrulu kireçtaşları, 20-30 sm kalınlıklı, kayma yüzeyli tabakalardan kuruludur. Palejikler arasında sert çıkıntılı şekilleriyle sahada kolaylıkla tanınırlar (Levha I, şekil 10).

Üst Jura denizinin yamaç-havza bölümünde egemen olan değişken enerji koşulları veya başka bir deyişle, sık sık gelişen değişik güçteki akıntılar ortama fazla miktarda şelf kökenli biyojen ürün taşımışlardır. Zayıf akıntılar, süspansiyon taşımalar ve savrulmalar, mikrit ile birlikte silt boyu biyojen kırıntıyı ve az miktarda da olsa intraklastlan depolamıştır. Bu gelişmede mikrit kısmen parçalanmış ve dağılmış, biyojen ürün ise (Echinid. Alg) zayıf laminalar biçiminde dizilmiştir (Levha I, şekil 11). Fliş tipi ardalanma içinde yer yer görülen kalın tabakalar yüksek akıntı gücü ve ortam enerjisinin fazlalığını tanıtır. Bu evrelerde biyosparit ve biyojen tanetaşı türünden kireçtaşları depolanmıştır. İlk rudist kabukları, yoğun alg peloidleri ve geopetal yapıları bulunduran gastropodlar 'levha I, şekil 12, 13) mikrofasiyesin temel organik bileşenleridir. Rudist kabuklarını saran veya bireysel bulunabilen alglar önemli bölümüyle, karmaşık bir dış yapı gösteren Bacinella sp. lere benzerler.

JURA/KEETASE GEÇİŞİ (JK)

Jura/Kretase sınırı inceleme alanında ilginç bir biyo -ve litofasiyes topluluğu ile belirmektedir. Üst Juranan beri süregelen ortam derinliğinde farkedilir bir değişim yoktur, ancak tabakalanma düzeni ve geometrisi önemli ölçüde farklılığa uğramış olup burada, filiş tipi ardalanma şekline masif kireçtaşı tabakaları eklenir (levha I, şekil 14). Stratigrafik istifin 300 ncü metresine rastlayan 5 metre kalınlıktaki ilk masif kireçtaşı seviyesi, kapsadığı tanıtman foraminifera ve alglere, çalışma sahasında Jura/Kretase sınırını tayin eden önemli bir kılavuz seviye olarak görülmektedir.

Geçiş belirleyen masif taşları, bölgede varlığı bilinen Jura şelfinden (Altınlı, 1973 = Bilecik Jurası'ğı) fazla miktarda malzeme alan yeniden çökeltme özellikli biyojen depolardır. Bileşimlerdeki ayırtman Foraminifer'ler ve Basyeladacea türü alglar, Jura şelfinin daha iyi tanınmasına yardım edebilecek verilerdir.

Masif biyojen tanetaşları (biyosparit), pelajik mikrit-vaketası ve algli pakettaşı türünden ince pelajik bantlarla ardalanarak Alt Kretase'ye geçer.

Jura/Kretase geçişindeki karbonat topluluğu iki mikrofasiyese ayrılmıştır.

Biyojen tanetaşları (Biyosparit) (JK₁)

Masif durumdaki tanetaşları, şelfteki aşınmanın en yüksek düzeye ulaştığı dönemde (Jura/Kretase geçiş aralığı) depolanmışlardır. Akıntılar yardımıyla yamaç-havza aralığına yığılan biyojen taneler tanetaşlarının esas bileşenleridir. Bunlar arasında Orta-Üst Juranın ayırtman Foraminiferleri ve Jura-Kretase sınırını belirten Dasycladacea türü alglar yaygındır. En belirginleri şunlardır: Foraminifera olarak; Protopenoplis striata WEYNSC-HENK, Ventrolamina eribrans WEYNSCHENK, Conicos-

| Sistem (System) | Kalınlık m. (Thickness) | Simge (Legend) | AÇIKLAMALAR (Explanations) | | | | |
|-----------------------------------|----------------------------|-------------------|--|---|---|---|--|
| | | | Fasiyes (Facies) | Litoloji (Lithology) | Çamurtaşı (Mudstone) | | |
| | | | | | Tanımlan Organizmalar (Characteristic Organisms) | Biyojen tanetaşı/Kalkarenit (Biogenic grainstone/Calcarenite) | |
| | | | | Foraminifera | Algler (Algae) | | |
| ALT KRETASE (LOWER CRETACEOUS) | 400 | | ARDALANMA (K ₂) | Pelajik mikrit, biyosil mikrit, biyo-intramikrit (Pelagic micrite, biosil micrite, bio-intramicroite) | Calpionella elliptica | Foraminifera: <i>Ventrolamina</i> sp., <i>Labyrinthina</i> sp. | |
| | | | TİPİ (JK ₂) FLİŞ (Flysch) | Masif kalkarenit - Biyojen tanetaşı (Massive calcarenite - Biogenic grainstone) | Calpionella elliptica Calpionella alpina | Foraminifera: <i>Protopenroplis striata</i> , <i>Ventrolamina</i> sp., <i>Labyrinthina</i> sp., <i>Conicospirillum cf. basilensis</i> , <i>Trocholima</i> sp. | Cayeuxia sp. Cylindroporella sp. Macroporella sp. Actinoporella sp. Acicutaria sp. Polygonella sp. Salpingoporella sp. Clypeina sp. |
| URSA (JURASSIC) | 300 | | FLİŞ (Flysch) | Pelajik mikrit biyosil mikrit (lekinid, krinoid) (Pelagic micrite biosil micrite - Echinoid, Crinoid) | Calpionella alpina Crassicularia intermedia | | Lithothamnium sp. |
| | | | J ₂ | İnce tabakalı kalkarenit - biyojen tanetaşı (Thin bedded calcarenite - Biogenic grainstone) | C. alpina, Globochaete alpina Saccocoma | | Bacinella sp. Cayeuxia sp. |
| UST JÜRASSİK (UPPER JURASSIC) | 150 | | J ₁ | Pelajik mikrit: amonitli (Pelagic micrite: Ammonitic) | Saccocoma | | |
| | | | | Mikropeloidal pakettaşı - tanetaşı (Micropeloidal packstone - grainstone) | | | |

Şekil 2 : Nallhan bölgesi kireçtaşlarının dikme kesiti.

Figure 2 : The columnar section of the limestones at Nallhan location.

prillina cf. basilensis MQHLER, Lafoyrinthina sp., Involutina cf. turgda KRISTAN - TOLLMANN (levha I, şekil 15, 15 a, levha II, şekil 1-5), Trocholina sp., Pseudocyclammina sp. (levha II, şekil 1, 6), alg olarak; Macroporella sp., Salpingoporelia sp., Clypeina sp., Cylindroporella sp., Folygonella sp., Acicularia sp., Neomeris sp., Cayeuxia sp. en bol gözlenenlerdir (levha II, geldi 8 - 14,14 a ve 14 b).

Mikrit- vaketaşı -Alg'li pakettaşı (JK₂)

Jura/Kretase sınırının yamaç - havza alanında yüksek olan ortam enerjisi, pelajik fasiyeste de etkili olmuş, sık aralıklarla tekrarlanan zayıf ve orta güçte akıntılar veya savrulmalar, durulmakta bulunan pelajik çamuru parçalayarak, onları plastiklastlar şeklinde taşımış ve sığ deniz kökenli biyojen kırıntılar ile karıştırmıştır. Bu düzende depolanma, pelajik mikrit arasında çok sık rastlanan Alg'li vaketaşı - pakettaşı mikrofasiyes bantlarını meydana getirmiştir (levha II, şekil 8, 9). Mikrofasiyeste diğer önemli bir farklılık da, Üst Jura'dan beri süregelen Calpionella alpina Lorenz'in azalmasına karşı, Calpionella elliptica'nın fazlamasıdır (levha II, şekil 15).

Havza fasiyesi

Üst Jura ve Jura/Kretase geçişinde, enerjili bir depolanma alanı olan yamaç - havza bölümünde karmaşık bir litoloji ve biyostratigrafi topluluğu oluşurken, havza fasiyesinde nispeten sakin bir ortamda tekdüze, pelajik mikrit çökelişi süregelmiştir. Yeniden çökeltme özellikli karbonat tortullarını veren akıntılar, seyrek olarak havzaya kadar ulaşabilmişlerdir. Bu fasiyeye ait Üst Jura Radiolaria'lı, fazlaca sünger spiküllü, ince tabakalı, beyaz renkli kireçtaşları ile temsil olunur. Özellikle sünger spikülleri veya parçalarının yığılımlar yaptığı tüberolitik düzeyler (Fritz, 1958), yumrulu, uzamış lapa formulu görünüşleriyle sahada kolaylıkla tanınırlar (levha III, şekil 1). Nallıhan batısında, Nallıdere sağ yamacında İğdelipınar mevkiinde güzel örnekleri vardır.

Havza fasiyesine özgü, Calpionella biyozonlarına dayalı stratigrafi çalışmaları, yörede daha önce yapılmış olması nedeniyle burada yeniden konu edilmemiştir (bak. Toker, 1973; Tunç, 1977; Tansel, 1980).

ALT KRETASE (K)

İnceleme alanında bu devre ait kireçtaşları, yamaç - havza ve şelf olmak üzere iki fasiyeste çökelmiş olup, ilki Nallıhan-Atça hattında, diğeri ise Seben batısındaki karbonatlara özgülümlenmektedir.

Nallıhan bölgesindeki Alt Kretase yamaç-havza fasiyesi (K₂), Üst Jurada olduğu gibi, filiş tipi ardalı çamurtaşı - vaketaşı ve oolitik/biyojen tanetaşlarından kuruludur. Nallıhan batısında 125 m kadar kalınlıkta izlenen bu fasiyes tortulları, Atça kuzeyinde 750 - 800 metreye ulaşmaktadır. Fosil bileşenleri dışında diğer mikrofasiyes özellikleri bakımından Jura/Kretase geçiş tortullarına benzerler.

Alt Kretase şelf fasiyesi litolojik ve biyolojik nitelikleriyle önceki fasiyeslerden tümüyle ayrılmaktadır.

Şelf fasiyesi (K₁)

Seben ilçesinin 3 km batısında, Aladağ çayırına çevrelediği 12 km. lik eğri bir hat boyunca Tavgat yükseltisini ve daha güneybatıda Akkaya tepesi oluşturan beyaz - pembe renkli, kısmen masif kireçtaşları, tabanı faylı bir Alt Kretase (Baremiyen - Albiyen?) yüzleğidirler. Bunlar gerek ortam, gerekse depolanma koşulları yönünden, aynı zaman aralığında çökelmiş ve derin deniz özellikli Nallıhan bölgesi kireçtaşlarından farklı şekilde nispeten sığ bir fasiyesi temsil ederler.

Fasiyes özelliklerinin iyi görüldüğü Tavgat mevkiinde birim resif benzeri görünüşte olup; masif bir çekirdeğin, yanal yönde önce kalın ve merceksi, daha sonra işe ince tabakalı kireçtaşlarına geçtiği izlenir (levha III, şekil 2). Bu son ince tabakalı ve kalkarenitik yapıları düzeyler de, Güney köyü yakınında açık yeşil - beyaz renkli, kayma yüzeyli ve mikrobreşik yapıda pelajik kalkerler ile önce parmaklanır, daha sonra da üstlenirler. Alt Kretase sonlarında başlayan bu pelajik çökeltim, Üst Kretase'ye geçişte yoğunluğu artarak sürer.

Yukarıda genel özellikleriyle tanıtilen Alt Kretase şelf karbonat istifinde üç mikrofasiyes yer alır.

Bütünsel fosilli peloidal çamurtaşı - vaketaşı (K_{1.1}). Bu mikrofasiyes kitlesel görünümü kireçtaşlarını temsil eder. İnce kesitlerde bütünsel rudist kabuklarının (Monopleurid?) peloidal kireç hamuru içerisinde buldukları gözlenir. Peloidler ve foramların kayacın katılma sürecinde, rudist kabukları içinde hamura göre çok daha iyi korunabilmiş olması fasiyese özgü bir nitelik (levha III, şekil 3). Ayrıca giysili (coated) rudist kabukları, çok ince taneli, biyojen kırıntılı kireç hamuru ve geopetal yapıları peloidal çamur dolgu bu fasiyeste olağandır (levha III, şekil 4).

Bu mikrofasiyes Wilson (1975)'daki SMF-8 ile benzer özelliklere sahip olup, sığ ve sakin suda, normal dalga tabanı altında tortullaşmanın işaretçisidir.

Biyoklastik vaketaşı - algli pakettaşı (K_{1.2}). Kireçtaşı biriminin çekirdeğini oluşturan K_{1.1} fasiyesi, yanal olarak orta - kalın tabakalı ve yer yer merceksi görünümü ve breşik yapıları algli pakettaşlarına ve biyoklastik vaketaşlarına geçişlidir.

Biyoklastik vaketaşları fazlaca algli, peloidli ve foramlı olup, fasiyese özgü Orbitolina sp. lar ve rudist kabuklarına her düzeyde rastlanır (levha III, şekil 5). Pakettaşları ise mikrofasiyeste breşik yapıda ve merceksi görünümü düzeylerin temsilcisidir; bileşimindeki alg intraklastlar ve kum-çakıl boyutlu biyoklastlar ile çamur litoklastlar birbirlerine göre değişen oranlarda karışmıştır (levha III, şekil 6). Bu bileşim ve diğer özellikleriyle resif al bir fasiyesin çevre tortullarını (peri-reef deposits; Wilson, 1975, s.

346) andırırlar.

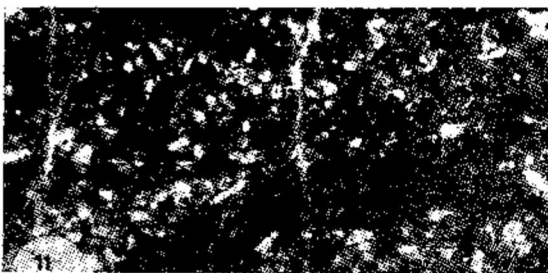
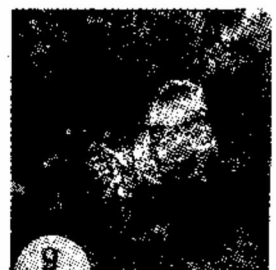
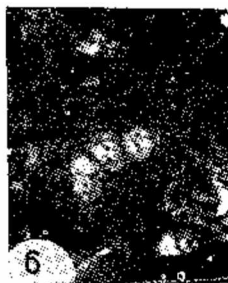
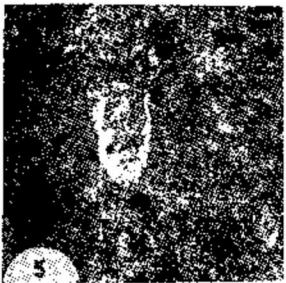
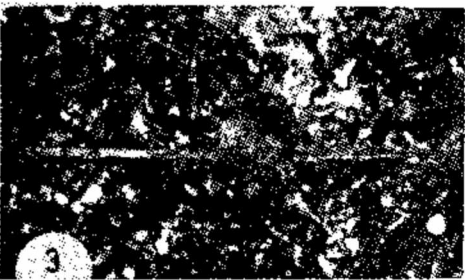
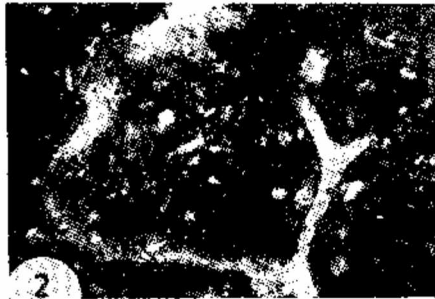
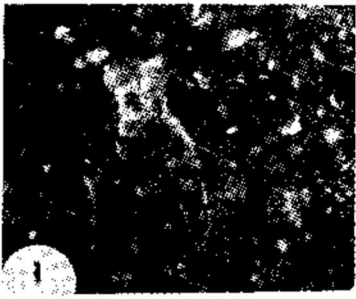
Pelajik çamurtaşı - biyojen tanetaşı (K_{1.3}). Tavgat kesitinin güneyine doğru ve Güney köyü civarında, yeşil - beyaz renkli pelajik bir kireçtaşı önceki iki mikrofasiyes ile yanal geçişlidir. Pelajik çamurtaşı ile aralarına yeniden çökeltme özellikli bantlar halinde sokulan biyojen tanetaşları mikrofasiyesin belirleyici öğeleridir. Alt seviyelerde belirgin olan bu ardalı, üste doğru dereceli olarak Üst Kretase'nin başlangıcını işaretleyen Ticinella sp. li ve fazlaca resif al kırıntılı (alg, rudist, echinid vb.) pelajik kireçtaşlarında (levha III, şekil 7) geçer.

LEVHA I

- Şekil 12 : Saccocoma sp., Fasiyes J₁. 1, X 60.
- Şekil 3 : Saccocoma sp. (L. arachnoidea), Fasiyes J_x. 1, X 60.
- Şekil 4 : Calpionella alpina, Fasiyes J₁. 2, X 250.
- Şekil 5 : Crassicularia intermedia, Fasiyes J₁. 2, X 100.
- Şekil 6,8 : Globochaete alpina, Fasiyes J₁. 2, X 100.
- Şekil 7 : Globochaete alpina, Calpionella alpina (c), Fasiyes J₁. 2, X 150.
- Şekil 9 : Globochaete alpina, Fasiyes J₁. 2, X 250.
- Şekil 10 : Jura/Kretase geçişi, fliş tipi ardalanmalı kireçtaşları (yamaç - havza). Küçüköz dere sağ yamacı :
- 1 — Üst Jura (J₁. 1, J₁. 2, J₂. 1 fasiyesleri)
 - 2 — Jura/Kretase geçişi (JK₁)
 - 3 — Alt Kretase (K)
- Şekil 11 : Zayıf laminalı biyosilmikrit, Fasiyes J₂. 1, X 25.
- Şekil 12,13 : Biyosparit - biyopelsparit. Geopetal yapı (G), peloid ve alg intraklastlar, Bacinella türü alglerle giysilenmiş rudist kabukları (B), Fasiyes J₂. 1, X 10.
- Şekil 14 : Masif biyojen tanetaşı, Jura/Kretase geçişi kılavuz seviyesi, Fasiyes JK₁.
- Şekil 15 : Protopenneroplis striata, Fasiyes JK₁, X 40.
- Şekil 15a : Protopenneroplis striata, Alg (Dasyeladacea), Fasiyes JK₁, X 20.

PLATE I

- Figure 12 : Saccocoma sp., Facies J₁. 1, X 60.
- Figure 3 : Saccocoma sp. (L. arachnoidea), Facies, J₁. 1, X 60.
- Figure 4 : Calpionella alpina, Facies J₁. 2, X 250.
- Figure 5 : Crassicularia intermedia, Facies J₁. 2, X 250.
- Figure 6,8 : Globochaete alpina, Facies J₁. 2, X 100.
- Figure 7 : Globochaete alpina, Calpionella alpina (c), Facies J₁. 2, X 150.
- Figure 9 : Globochaete alpina, Facies J₁. 2, X 250.
- Figure 10 : Flysch - type bedding limestones in Jurassic/Cretaceous boundary (slope - basin facies). At right flank of Küçüközdere valley :
- 1 — Upper Jurassic (J₁. 1, J₁. 2, J₂. 1 microfacies)
 - 2 — Jurassic - Cretaceous boundary (JK₁)
 - 3 — Lower Cretaceous (K)
- Figure 11 : Weakly laminated biosilmicrit, Facies J₂. 1, X 25.
- Figure 12,13 : Biosparit - biopelsparit, Geopetal fabric (G), peloids and algal intraclasts, rudist bivalves coated with Bacinella - like algae (B), Facies J₂. 1, X 10.
- Figure 14 : Massive biogenic grainstones, Key horizons of the Jurassic/Cretaceous boundary, Facies JK_{1a}.
- Figure 15 : Protopenneroplis striata, Facies JK₁, X 40.
- Figure 15a : Protopenneroplis striata. Algae (Dasyeladacea), Facies JK₁, X 20.

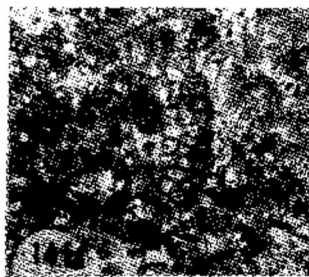
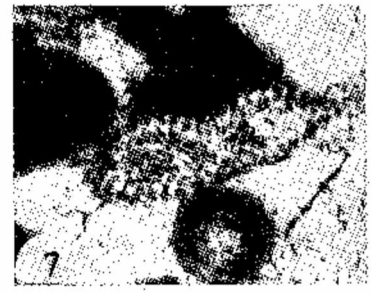


LEVHA II

- Şekil 1,2 : *Ventrolamina cribrans*, Fasiyes JK₁, X 40.
Şekil 3 : *Conicosprillina cm. basilensis*, Fasiyes JK₁, X 40.
Şekil 4 : *Labyrinthina sp.*, Fasiyes JK₁, X 20.
Şekil 5 : *Involutina cf. turgida*, Fasiyes JK₁, X 40.
Şekil 6 : *Pseudosyclammina aff. lituus*, Fasiyes JK₁, X 40.
Şekil 7,7a : *Macroporella sp.*, Fasiyes JK₁, JK₂, X 25.
Şekil 8,9 : *Salpingoporella sp.*, Fasiyes JK₂, X 25.
Şekil 10 : *Aicularia? sp.*, Fasiyes JK₁, X 40.
Şekil 11 : *Aicularia sp.*, Fasiyes JK₁, X 25.
Şekil 12 : *Neomeris sp.*, Fasiyes JK₂, X 25.
Şekil 13 : *Cayeuxia sp.*, *Trocholina sp.*, Fasiyes JK₁, X 25.
Şekil 14,14b : *Polygonella sp.*, Fasiyes JK₂, K, X 40.
Şekil 14a : *Cylindroporella sp.*, Fasiyes JK₂, K, X 40.
Şekil 15 : *Calpionella elliptica*, Fasiyes JK₂, K, X 350.

PLATE II

- Figure 1,2 : *Ventrolamina cribrans*, Facies JK₁, X 40.
Figure 3: *Conicosprillina cf. basilensis*, Facies JK₁, X 40.
Figure 4 : *Labyrinthina sp.*, Facies JK₁, X 20.
Figure 5 : *Involutina cf. turgida*, Facies JK₁, X 40.
Figure 6 : *Pseudosyclammina aff. lituus*, Facies JK₁, X 40.
Figure 7,7a : *Macroporella sp.*, Facies JK₁, JK₂, X 25.
Figure 8,9 : *Salpingoporella sp.*, Facies JK₂, X 25.
Figure 10 : *Aicularia? sp.*, Facies JK₁, X 40.
Figure 11 : *Aicularia sp.*, Facies JK₁, X 25.
Figure 12 : *Neomeris sp.*, Facies JK₂, X 25.
Figure 13 : *Cayeuxia sp.*, *Trocholina sp.*, Facies JK, X 25.
Figure 14,14b : *Polygonella sp.*, Facies JK₂, K, X 40.
Figure 14a : *Cylindroporella sp.*, Facies JK₂, K, X 40.
Figure 15 : *Calpionella elliptica*, Facies JK₂, K, X 350.



LEVHA III

Şekil 1 : Tüberolitik (T), spiküllü Jura kireçtaşları (Havza fasiyesi)

Şekil 2 : Alt Kretase Tavgat kireçtaşları (Şelf fasiyesi, K_1) : $K_1.1$, $K_1.2$, $K_1.3$ alt fasiyesleri.

Şekil 3,4 : Bütünsel fosilli peloidal çamurtaşı -vaketaşı, Fasiyes $K_1.1$, X10 : a Bütünsel rudist kabukları (Monopleurid?), b — Geopetal yapı, e — Mikritik giysi, d — Kabuk içi peloid dolgu.

Şekil 5,6 : Biyoklastik vaketaşı -pakettaşı, Fasiyes $K_1.2$, X10; a—Alg (Cayeuxia? sp.), b — Alg intraklastlar, c — Orbitolina sp., d — Biyoklast.

Şekil 7 : Resifal kırıntılı pelajik mikrit, Fasiyes $K_1.3$, X25, Ticinella sp.

PLATE III

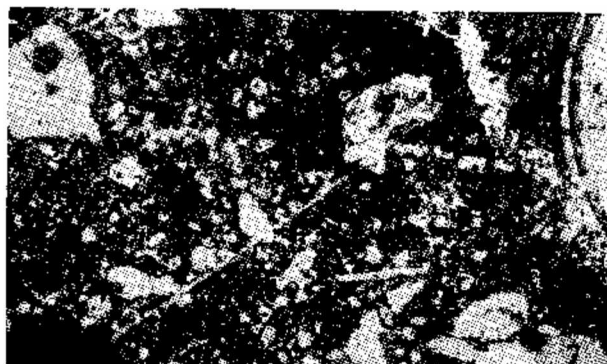
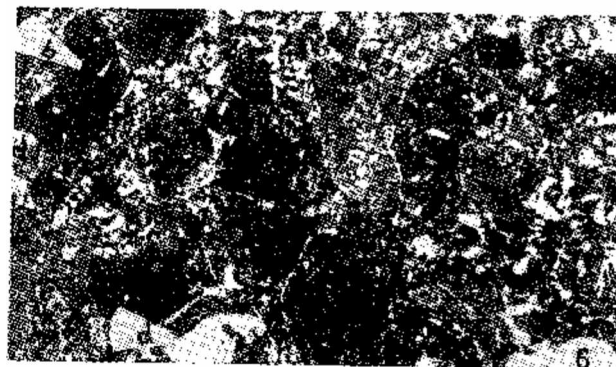
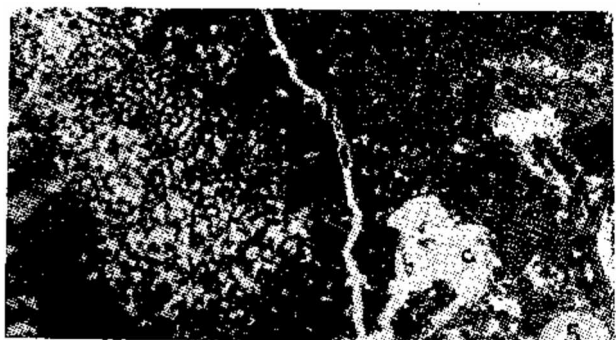
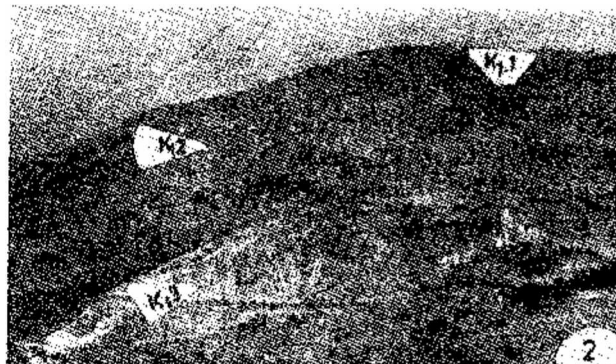
Figure 1 : Tuberosolitic (T) Jurassic limestones, including spicules (Basinal facies)

Figure 2 : Tavgat limestones, Lower Cretaceous (Shelf facies, K_1) : Subfacies of $K_1.1$, $K_1.2$, $K_1.3$.

Figure 3,4 : Peloidal mudstone - wackestone with whole fossils : Facies $K_1.1$, $\times 10$; a — Rudist bivalves (Monopleurid?), b — Geopetal fabric, c — Micritic coating, d — Peloidal fillings in bivalve.

Figure 5,6 : Bioclastic wackestone - packestone, Facies $K_1.2$, $\times 10$: a — Algae (Cayeuxia? sp.), b — Algal intraclasts, c — Orbitolina sp., d — Bioclast.

Figure 7 : Pelagic micrit, including biohermal fragments, Facies $K_1.3$, $\times 25$, Ticinella sp.



SONUÇLAR

Üst Jura - Alt Kretase aralığında karbonat lito - ve biyofasiyeslerini konu eden bu çalışmada, varılan sonuçlar aşağıda özetlenmiştir:

- 1 — Bölgede yamaç - havza ve havza olmak üzere iki tip Üst Jura fasiyesi vardır.
- 2 — Filiş tipi ardalı yamaç - havza fasiyesindeki Jurasik istifi, Akdeniz tipine özgü biyofasiyes topluluğuna sahiptir.
- 3 — Jura/Kretase sınırını çizen yeniden çökme özellikli kireçtaşları, Jura şelfinin karakteristiği Dasycladacea türü alg ve ayırtman Foraminifer'leri yoğun şekilde içerir.
- 4 — Alt Kretase döneminde kireçtaşı fasiyesleri, derin ve sığ deniz olmak üzere iki farklı çökme ortamını yansıtır.

KATKI BELİRTME

Araştırma konusunu öneren Prof. Dr. A. Suat Erk'e, laboratuvar çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Dr. Yavuz Okan'a, saha revizyon çalışmaları sırasında Beypazarı M.T.A. kampı olanaklarından yararlanmamızı sağlayan Yük. Jeolog Toros Özbek'e ve Yük. Jeolog Fikret Siyako'ya teşekkür ederiz.

Yayına verildiği tarih :23.9.1981

Düzeltilmeden sonra iade : 13.12.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

Allemann, F., Catalano, R., Fares, F. ve Remane, J., 1970, Standart Calpionellid zonation (Upper Tithonian ~ Valanginian) of the Western Mediterranean Province : Proceedings II Planktonic Conference Roma, 1337 - 1340.

Altınlı, E., 1973, Bilecik Jurasığı : 50 inci Yıl Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, Ankara, 103 -111.

Bartentstein, H., 1959, Die Jura/Kreide - Grenze in Europa : Ein Überblick der Derzeitigen Forschungsstandes: Eclogae Geol. Helv., 52,15 -18.

Barthel, K.W., 1971, Stratigraphic problems : Reference sections of the Tithonian and the Jurassic/Cretaceous boundary : N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 9, 513 - 517.

Borza, K., 1969, Die mikrofazies und mikrofosillien der Ober Juras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten : Slowak. Akad. Wiss., Bratislava, 301s.

Bronnimann, P., 1955, Microfossils incertaesedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba : Micropaleontology, 1,28-51.

Burşuk, A., 1981, Aşkale - Bayburt yöresinde (KB Erzurum) Calpionellid biyozonları : Karadeniz Teknik Üniversitesi Yerbilimleri, Jeoloji Dergisi, 1, 21-29.

Carozzi, A., 1955, Dasycladaceas du Jurassique supérieur du bassin de Genève : Eclogae Geol. Helv., 48, 32 - 66.

Colom, G., 1955, Jurassic - Cretaceous pelagic sediments of the Western Mediterranean zone and the Atlantic area : Micropaleontology, 1,109 -123.

Dragastan, O., 1969, Algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de Roumanie : Revue de Micropaleontologie, 12, 53 - 62.

Dufaure, P., 1958, Contribution à l'étude stratigraphic ne et micropaleontologique du Jurassique et du Nâocomien de l'Aquitaine à la provence : Revue de Micropaleontologie, 1, 87-115.

Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture; Ham, W.E., ed., Classification of carbonate rocks da : Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem., 1,108 -121.

Elliot, G.F., 1957, New calcareous algae from the Arabian peninsula : Micropaleontology, 3, 227 - 230.

Flügel, E., 1978, Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken : Springer - Verlag, 445 s.

Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types; Ham, W.E., ed., Classification of carbonate rocks da : Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem., 1, 62 - 84.

Fritz, G.K., 1958, Schwammstotzen tuberolithe und schuttbreccien im Weissen Jura der Schwabischen Alb : Arb. Geol. Palaeont. Inst., T.H. Stuttgart, N.F., 13, 118 s.

Jaffrezo, M., 1974, Les algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétae€ inférieur de Corbières : Revue de Mieropal<§ontologie, 17, 23 - 32.

Jost, W., 1968, Das Problem stratigraphischer Grenzziehung und die Jura/Kreide -«grenze : Eclogae Geol. Helv., 61, 321 - 386.

Konishi, K. ve Epis, R.C., 1962, Some Early Cretaceous calcareous algae from Cochise Country, Arizona : Micropaleontology, 8, 67 - 76.

Kristan - Tollmann, E., 1970, Die Osteocrinusfazies ein Leithorizont von Schwebcrinoiden im Oberladin - Unterkarn der Tethys : Erdöl und Kohle, 23, 781 - 789.

Kuhry, B., De Clercq, S.W.G. ve Dekker, L., 1976, Indications of current action in Late Jurassic limestones, Radiolarian limestones, Saccocoma limestones and associated rocks from the Subbetic of SE Spain : Sedimentary Geol., 15, 235 - 258.

Leischner, W., 1961, Zur Kenntnis der Mikrofauna und Flora der Salzburger Kalkalpen : N. Jb. Geol. Palaeont., 112,47 -101.

Lombard, A., 1938, Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur Alpin : Eclogae Geol. Helv., 30,320-331.

Lombard, A., 1945, Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur Alpin à des Chlorophycees (Proto - et Pleurococacees) : Eclogae Geol. Helv., 38, 163-173.

Plumley, W.J., Risley, G.A., Graves, R.W. ve Kaley, M.E., 1962, Energy index for limestone interpretation and

classification : Am. Assoc. Petroleum Geologist Bull., Mem., 1, 85 -107.

- Saner, S., 1980, Mudurnu - Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması : Türkiye Jeol. Kur. Bült, 23, 39 - 51.
- Tansel, I., 1980, Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi : H.Ü. Yerbilimleri, 5/6, 31 - 48.
- Toker, V., 1973, Nallıhan - Bozyaka bölgesinde Üst Jura - Paleojen stratigrafisi : TÜBİTAK IV ncü Bilim Kongresi Tebliğleri, Yerbilimleri Seksiyonu, Ankara, 1 - 8.
- Tunç, M., 1977, Ankpa civarında Calpionellerin stratigra-

fik dağılımları ve Akdeniz basenine ait diğer çalışmalarla karşılaştırılması : TÜBİTAK VI ncü Bilim Kongresi Tebliğleri, Yerbilimleri Seksiyonu, 71 - 80.

- Varol, B., 1980, Seben bölgesinin sedimantolojik etüdü : Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, doktora tezi, 180 s., yayınlanmamış.
- Weyschenk, R., 1956, some rare Jurassic index Foraminifera : Micropaleontology, 2, 283 - 286.
- Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History : Springer - Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, 469 s.

Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler ; Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri

Factors effecting the geomorphological evolution of the Eastern Turkey: relationships between geomorphology, tectonics and volcanism

FUAT ŞAROĞLU Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
YILMAZ GÜNER Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Doğu Anadolu'da Neotektonik dönem Orta Miyosen'de sıkışma tektonik rejimi ile başlamıştır. Bölgede sıkışma sonucu genelde D-B doğrultulu K yada G'ye eğimli yüksek açılı bindirmeler, eksenleri D-B doğrultulu kıvrımlar, KD - GB doğrultulu sol yönlü doğrultu atımlı faylar, KB - GD doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı faylar, K - G doğrultulu açılma çatlakları ve bu çatlaklardan çıkan yaygın volkanitler oluşmuştur.

Neotektonik dönem başlangıcında Doğu Anadolu'nun peneplen yada peneplene yakın bir paleoğrafyası vardı. Bu dönemde gelişen yapısal şekiller peneplen şeklindeki yüzey şekillerini değiştirmiş, kabaca D - B doğrultulu ve antiklinallere karşılık gelen sırtlar ile senklinallere karşılık gelen havzalar geliştirmiştir. D-B yönünde akan sular menderesler, K - G yönündeki akarsular da yarma vadiler oluşturmuştur. Bu yalın yapı bindirme, doğrultu atımlı fay, açılma çatlakları ve volkanizma tarafından denetlenerek karışık bir görünüm kazanmıştır. Olaylar geliştikçe D B yönünde uzanan sırtlar ile giderek daralan ve sırtlarla yükselti farkı artan yine D-B uzanımlı dar ve uzun havzalar oluşmuştur. Bu tür havzalar «dağarası havza» olarak tanımlanmıştır. Muş havzası dağarası havzalara tipik örnektir. Doğu Anadolu bu jeolojik ve jeomorfolojik gelişimi sonucu K - G yönünde kısalmakta, kabuğu kalınlaşmakta ve bir bütün olarak yükselmektedir. Bu gelişim dağ oluşum evresi olarak düşünülmektedir.

ABSTRACT: The Neotectonic period in Eastern Turkey has started a compressive regime in the Middle Miocene. This compressive regime has caused E - W thrusting which has dips to north and south, NE - SW striking left lateral faults, NW - SE striking right lateral faults and N - S trending fractures and related volcanism.

Eastern Turkey was almost a peneplain at the beginning of the Neotectonic period. The structural development and volcanism in this period have changed the peneplain morphology. Geomorphologic development was in the form of ridges and basins which were formed from anticlines and synclines. Rivers flowing in N - S direction cut antecedent valleys but rivers flowing in E - W directions formed meanders in coincidence with the morphology. This simple morphological structure is controlled and complicated by thrusting, strike slip faulting, extension and volcanism. As a result of these events ridges and narrow elongated basins lying roughly in the E - W direction were formed and these basins gained low altitudes compared with the altitudes of the ridges. These basins are defined as inter - mountain basins and a typical example for them is the Muş basin in Eastern Turkey. It is thought that the region has undergone crustal shortening and thickening and subsequent rising. This geologic and geomorphological development of Eastern Anatolia implies that the region is now at the stage of mountain building.

GİRİŞ

Yeryüzünün şekillenmesi yerin iç ve dış dinamiğinin etkisiyle olmaktadır. Yerin iç ve dış dinamiğini oluşturan güçlerin etkinlik derecelerine göre değişik jeomorfolojik birimler gelişir. Bir yörenin jeomorfolojisine etki eden güçler saptanırsa bu güçlerin yerşekillerini nasıl denetlediği bulunabilir. Çıkarılan kurallar jeomorfolojisi bilinen bir yörenin şekillenmesine etki eden güçlerin ortaya çıkarılmasında da kullanılabilir.

Doğu Anadolu'da neotektonik dönem Orta Miyosen'de başlamıştır (Şengör ve diğ., 1979). Peneplen yada peneplene yakın bir paleocoğrafya ile başlayan bu dönemde (Erinç, 1953) tektonik ve volkanizma etkindir. Bu etkin tektonik ve volkanizma Doğu Anadolu'nun yapısal ve jeomorfolojik gelişimini değiştirmiştir. Peneplen yada peneplene yakın olan jeomorfolojik birimler değişerek dağ oluşturacak şekilde gelişme göstermiştir. Bu makalede Üst Miyosen'den beri tektonik ve volkanizmanın jeomorfoloji birimlere nasıl etki ettikleri, bunların etkinliklerine göre jeomorfolojik evrimin nasıl olduğu tartışılarak bazı yaklaşımlarda bulunacak ve bu ilişkilerin iyi görülebildiği Muş havzasının jeomorfolojik evrimi anlatılacaktır.

Konu ile ilgili eski çalışmaları şöyle sıralayabiliriz: Anadolu'da neotektoniğin jeomorfolojik gelişimde etkin olduğu Erinç (1973), Erol (1979), Ardos (1979) tarafından vurgulanmıştır. İzbırak (1951) Cilo Dağı ve Hakkari ile Van Gölü yöresinde yaptığı coğrafik araştırmalarda yörenin yapısal şekilleri ile orografik uzanışı arasında bir ilgi olduğunu, Zap vadisinin antedans vadi olduğunu belirtmiştir. Erinç (1953) Doğu Anadolu'nun Üst Miyosen'den sonra denizin çekilmesi ile yaşıt olarak kıvrımlanma yeteneğini yitirerek tektonik kuvvetlere karşı genelde rijit kütle tepkisi gösterdiğini ve bölgenin bütün olarak yükseldiğini anlatır. Pınar ve Lahn (1952) Doğu Anadolu'daki havzaların kenarlarının faylı olduğunu ve bölgede olan depremlerle ilgisi bulunduğunu, Şengör ve Kidd (1979) ise Doğu Anadolu'daki havzaların iki yanı bindirmeli olarak geliştiklerini belirtmektedir. Ayrıca Lutting ve Stefens (1975) bölgenin paleocoğrafya atlasını, Güldalı (1980) jeomorfolojik bölgelendirmesini yapmışlardır. Bölgede İzbırak (1955), Atalay (1977), 1978), Atalay ve Koçman (1979), Sür (1964), Koçman (1981, hazırlanmakta) çeşitli yörelerde değişik amaçlı jeomorfolojik çalışmalar yapmışlardır.

DOĞU ANADOLU JEOLJİSİNE GENEL BAKIŞ

Doğu Anadolu'nun jeolojik evriminde özet olarak dört dönemden söz edilebilir: A) Bölgenin en yaşlı birimlerini metamorfitle oluşturur. Kayatürleri gnays, mikaşist, granit, meta - volkanitler ve mermerler olup Paleozoik yaşlılardır, üst düzeylerinin Alt Mesozoyik yaşlı olabilecekleri düşünülmektedir (Perinç, 1980; Savcı ve diğ., 1979). Metamorfize oluşu ile nitelendirilebilen birim şekil l'de A dönemi birimi olarak gösterilmiştir. B) Bu dönemde ofiyolitli melanj oluşmuştur, metamorfilerin üstüne tektonik olarak yer alır, bazik ve ultrabazik kayaları da kapsayan kumtaşı, kireçtaşı, tuf ve kireçtaşı bloklarından oluşmuştur. Doğu

Anadolu'da yaygın olan birim Üst Kretase yaşlı olup Neotetis'in kuzey kolunun ürünüdür (Şengör, 1980; ve diğ., 1980). Birim şekil l/de B dönemi birimi olarak gösterilmiştir. C) Bu dönemin özelliği denizel ve belirli bir çökeltme ortamını belirleyen, volkanizmanın etkin olmadığı kayatürlerini kapsamasıdır. Bunlar alttan üstte doğru fliš, molas? ve resifal kireçtaşlarından oluşur. Altındaki birimler üstünde diskordan otururlar ve Eosen-Alt Miyosen yaşlılardır. Eosen fliš türündendir, Oligosen yer yer fliš görünümünde ise de Eosen'e göre daha sığ ortamda geliştiği, kapsadığı kireçtaşı ve jipsli düzeylerden anlaşılmalıdır. Alt Miyosen killi kireçtaşı, kireçtaşı litolojisinde olup resifal özellikte ve oldukça yaygındır. Alt Miyosenin önemli bir özelliği geniş olan yayılma alanının tümünde aynı özellikte kayatürlerini kapsamasıdır. Çökeltme ortamı derinden başlayıp gittikçe sığlaşan bazı stratigrafik boşlukları ve aşmaları olmasına karşın aynı ortamın ürünü olan bu birimi şekil l'de C dönemi birimi olarak gösterilmiştir. D Üst Miyosen'den günümüze kadar süren bu dönem karasal ortam çökelleri, çökellerle beraber gelişmiş volkanizma ve etkin tektonik olaylar ile belirlenebilir (Yılmaz ve diğ., 1981, hazırlanmakta). Birim içinde stratigrafik boşluklar ve aşmalar vardır. Bu birim ise şekil l'de D dönemi birimi olarak gösterilmiştir.

| Dönem Period | Litoloji Lithology | Özellikleri Characteristics |
|-----------------|-----------------------|---|
| D | v - v - v - v - v - | Volcano sedimanterler : kumtaşı, mifası, marl, killi kireçtaşı, tuf, aglomera, bazalt, andezit, riyolit; karasal ortam çökelleri; Üst Miyosen - Kuvarterner yasta; tektonik etkin |
| | v v v v v v v v | |
| | v - v - v - v - v - | |
| | v v v v v v v v | |
| C | v - v - v - v - v - | Uyumsuzluk Unconformity |
| | v v v v v v v v | |
| | v - v - v - v - v - | |
| | v v v v v v v v | |
| B | v - v - v - v - v - | Alt seviyeler fliš, üstte doğru resifal kireçtaşları; kumtaşı, mifası, killi kireçtaşı, kireçtaşı; çökeltme ortamı derinden sığa doğru değişmekte; Üst Eosen - Alt Miyosen yasta |
| | v - v - v - v - v - | |
| | v - v - v - v - v - | |
| | v - v - v - v - v - | |
| A | v - v - v - v - v - | Uyumsuzluk Unconformity |
| | v - v - v - v - v - | |
| | v - v - v - v - v - | |
| | v - v - v - v - v - | |
| A | v - v - v - v - v - | Ofiyolitlik melanj : serpantin ve kireçtaşı blokları kapsar; tektonik etkin; Üst - Kretase yasta |
| | v - v - v - v - v - | |
| | v - v - v - v - v - | |
| | v - v - v - v - v - | |
| A | v - v - v - v - v - | Tektonik dokanak Tectonic contact Metamorfitle : granit, gnays, mikaşist, mermer, metavolkanitler; Paleozoik - Alt Mesozoik yaşta Metamorphics : granite, gneiss, mica schist, marble, metavolcanics; Paleozoic - Lower Mesozoic |
| | v - v - v - v - v - | |
| | v - v - v - v - v - | |
| | v - v - v - v - v - | |

Şekil 1 : Doğu Anadolu'nun jeolojisi için genelleştirilebilen dikme kesiti.

Figure 1 : Generalized columnar section for Eastern Turkey.

DOĞU ANADOLU'NUN NEOTEKTONİĞİ

Bitlis Kenet kuşağındaki okyanus kapanmasının sonunda kıta kıta çarpışması ile Doğu Anadolu'da neotektonik dönem başlamıştır (Şengör, 1980). Çarpışma Doğu Anadolu'da bir sıkışma ve bu sıkışma tektoniğine bağlı olarak kabaca:

- 1 — D - B doğrultulu kıvrımlar,
- 2 — D - B doğrultulu ve K yada G'e eğimli yüksek açılı bindirmeler,
- 3 — KD - GB, KKD - GGB doğrultulu sol yönlü doğrultulu atımlı faylar,
- 4 — BKB - DGD, KB - GD doğrultulu sağ yönlü doğrultulu atımlı faylar.
- 5 — K - G doğrultulu açılma çatlakları gelişmiştir.

Tüm bu yapısal şekillerin sonunda Doğu Anadolu K - G yönünde kısalmakta ve kabuğu kalınlaşmaktadır (Şengör ve Kidd, 1979; Canitez ve Toksöz, 1980).

Bölgede açılma çatlakları ile doğrultulu atımlı fayların en echelon şekilde yer değiştirdikleri durumlarda gelişen yerel alanlar dışında çekme gerilimi (tansiyon) tektonik rejimi gerektiren yapılar yani grabenler oluşmamıştır. Bu iki yerel yapının uzun eksenleri K - Gyönlüdür.

Kuvaterner yaşlı kayaların eğimli olmaları, 1966 Varto, 1971 Bingöl, 1975 Lice ve 1976 Çaldıran depremlerindeki devinimler Doğu Anadolu'da tektoniğin diri olduğunu göstermektedir.

Neotektonik Dönem (D) Başlangıcında Paleocoğrafya

Doğu Anadolu'da Üst Kretase'den Alt Miyosen'e kadar geçen zaman içinde (C dönemi) alttaki melanj kaması dilimlenmiş (Şengör, 1980), deniz sığlaşmıştır. Eosen'de gelişen kayatürleri derin sayılabilecek havzanın varlığını gösterebilirse de Oligosen'de daha sığ ortam kayaları oluşmuştur. Alt Miyosen kayaları sığ deniz fasiyesini belirtirler. C dönemi çökelleri yer yer aşmalar ve bazı stratigrafik kesiklikler gösterirler. Derin denize ait kayatürleri ile başlayan dönem yaygın ve sığ denize ait kayalar ile sona erer. Bu dönem boyunca yüksek yerler aşınmış ve alçak yerler çökme ile doldurulmuştur. Dönem başındaki paleomorfoloji oldukça düzleşmiş, sonuçta peneplen yada peneplene yakın aşınım yüzeyleriyle özgünleşen bir paleocoğrafya ortaya çıkmıştır. C döneminde dağılımı söz konusu değildir. Neotektonik dönem başlangıcında Doğu Anadolu'nun peneplen aşamasında olduğu konusunda veriler şunlardır:

1 — C dönemi başlangıcında derin ortam çökelleri gelişmiş ise de bu çökeller yaygın değildir. Bu çökellerin yaygın olmayışı aşındıklarını gösterebileceği gibi, bu gibi yerlerde oluşmadığını da belirtebilir. O halde C dönemi başlangıcında bile derin denizin yaygın olmadığı düşünülebilir. C dönemi sonunda resifal ve sığ denize ait olabilecek kayalar oluşmuştur, çok yaygındırlar ve tüm yayılma alanında aynı özelliktedir (Demirtaşlı ve Pisoni, 1965; Soy-

türk, 1973; Degens ve Kurtman, 1978). Bu özellik denizin dönem sonuna doğru iyice sığlaştığını ve yayıldığını, çökme hızının yavaşladığını, hızlı sedimantasyon oluşturan tektonik ve morfoloji olmadığını gösterir.

2 — C döneminde volkanizma azdır. Var olan volkanitler de çökellerle arakatlıdır. Bu volkanitlere ait olup yerçekillerinde engebe oluşturabilecek çıkış merkezleri görülmemektedir.

3 — C dönemi kayaları ile D dönemi kayaları arasında taban çakıltısı, kayatürü farkı, stratigrafik boşluk ve aşmalar olması nedeni ile iki dönem birimleri arasında uyumsuzluk vardır. Ancak her iki birim arasında büyük bir açılma uyumsuzluk görülmemektedir. Bunun nedeni neotektoniğin çok etkin olmasıdır. Bu nedenle C döneminde gelişen yapılar yitmiştir ya da C döneminde kıvrımlanma gelişmemiştir. C döneminde kıvrımlanmanın gelişmemiş olması kabul edilirse bu dönemde morfolojide engebe oluşturacak yapıların olmadığı söylenebilir.

4 — C dönemi birimlerinde Bitlis Metamorfitlelerine ait olduğu kesin olan çakıllar görülmemiştir, D dönemi kayalarında Bitlis Metamorfitlelerine ait olabilecek çakıllar görülmüştür. Bu veriye dayanarak Bitlis Metamorfitlelerinin ancak neotektonik dönem başlangıcında su yüzüne çıktıkları düşünülebilir.

5 — C dönemi kayaları ve D dönemi kayaları günümüz topoğrafyasının yüksek yerlerinde görülebilmektedir. Bu birimlerin bir kısmı aşmalı ise de bir kısmı aşmasızdır. İki dönem kaya birimlerinin yüksek yerlerde aşmasız görülebilmesi D dönemi başlangıcında bu gibi yerlerde aşmayı gerektiren topoğrafyanın olmadığını gösterir.

6 — Neotektonik dönemde tektonik ile jeomorfoloji arasındaki ilişki dağların antiklinallere, dağlar arası havzaların ise senklinallere karşılık gelmesi şeklindedir. Neo-tektonik dönemdeki bu kurala C dönemi kayalarının yapıları çoğu zaman uymaktadır. Bu veri de C dönemi kayalarının yapılarını neotektonik dönemde kazandıklarını anlatabilir.

Neotektonik Dönem Boyunca Doğu Anadolu'da Oluşan

Kayatürleri

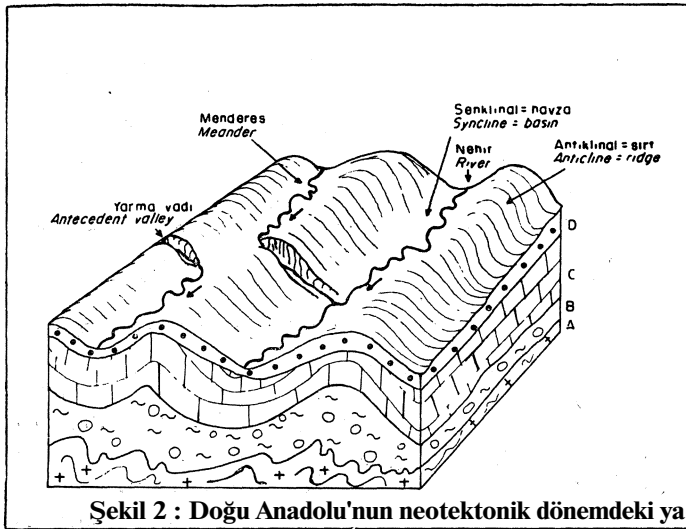
D dönemi çökelleri genel olarak kumtaşı, miltası, marn, çakıltısı, kireçtaşı, tuf ve aglomeradan oluşmuştur. Çökeller ile yaşıt bazalt, andezit, riyolit dasit türünden volkanitler bulunmaktadır. Çökeller çapraz tabakalanma, dereceli tabakalanma, dalga kırışıklıkları, kömür düzeyleri, jipsler ve bol makrofosiller içerir. Bu özellikleriyle D dönemi kayaları karasal ortam özelliğinde olup göl ve akarsu fasiyesindedir. Bu dönem volkanizması alkalin ve kalkalkalin türündedir (Innocenti ve diğ., 1976; Gülen, 1980). Bu volkanitler K-G yönünde gelişen açılma çatlaklarından çıkmışlardır (Şengör ve Kidd, 1979; Şaroğlu ve diğ., 1980).

TEKTONİK-JEOMORFOLOJİ İLİŞKİLERİ

Doğu Anadolu'da neotektonik dönem penepren yada peneprene yakın bir jeomorfoloji ile başlamıştır. Bu dönemin başlangıcında çökeltme, düze yakın bir topoğrafyanın üzerindeki sığ ve büyük göller yada akarsu ortamlarında olmuştur. Bu dönemde çökeltme ile yaşıt olarak etkin bir tektonik rejim başlamıştır. Tektonik D-B doğrultulu kıvrımlar geliştirmiştir. Başlangıçta düze yakın olan topoğrafya kıvrımlanmadan ötürü dalgalanmaya başlamıştır. Çok yayvan dalgalı olan bu morfoloji birimlerinde antiklinaller sırtları, senklinaller ise havzaları oluşturmuştur. Kıvrımlanma aşınmaya göre çok hızlı olmuş ve bu nedenle gittikçe morfolojide dalgalanmalar artmıştır. Bu dalgalanmalar zamanla başlangıçta sığ ve yayvan olan havzaları daraltmış, sırtlarla havzalar arasındaki yükselti farkını arttırmıştır. Tektonik - morfoloji ilişkileri yapıların boyutları ile orantılıdır. Büyük yapılar, büyük sırt ve havzalar; küçük yapılar ise küçük sırt ve havzalar oluşturmuştur. Büyük yapılar zaman zaman birçok küçük yapıdan oluşmuştur. Yani antiklinoryum yada senklinoryumdurlar. Zamanla sırtlar havzaları bölmeye başlamıştır. Bu nedenle bu dönemde gelişen kaya birimlerinin yayılım alanları, birimler gençleştikçe daralmaktadır. Bu arada akarsu ağı da gelişmiştir. Bu ortamda iki tip akarsu gelişmiştir:

1 — D - B yönlü olup havzalara ve aynı zamanda yapılarla paralel olan akarsular.

2 — K - G yönlü olan ve sırtları aynı zamanda yapıları dikine kesen akarsular (şekil 2).



pı - morfolojisi ilişkilerini gösteren blok diyagramı.

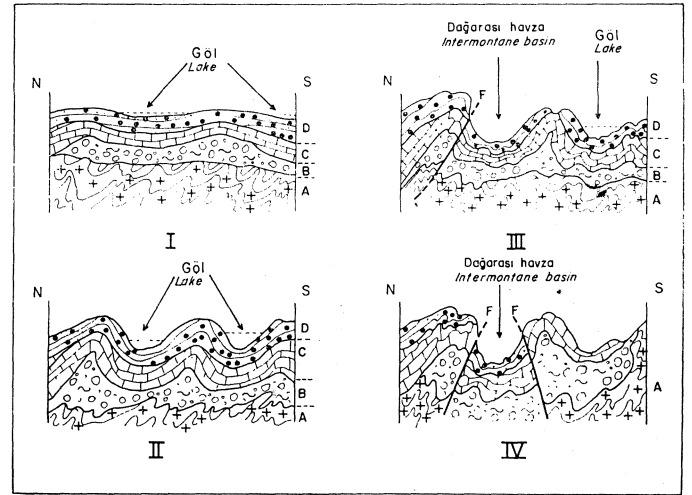
Figure 2 : Block diagram showing morphology and structural relations in Eastern Turkey in neotectonic period.

Başta oldukça tekdüze olan jeolojik ortam yalın tektonik ve morfolojik yapılar oluşturmuştur. Bu yalın yapı zamanla, tektoniğin etkisiyle ilksel şekilleri bozularak, karışık yapıya dönüşmüştür. Bu sıralarda devreye giren volkanizma da kendine özgü morfolojik şekiller geliştirmiş ve böylece bölgenin jeomorfolojisi iyice karışık bir şekil almıştır. Yalın jeomorfolojiyi bozan gelişimleri şöyle sıralayabiliriz:

1 — Kıvrımların gelişimindeki bakışlılık zamanla bozulmuş, yapılar K veya G'e devrilererek bakışsız olmuşlardır.

2 — Bu bakışsızlık ilerledikçe D-B yönünde dik yada dike yakın bindirmeler gelişmiştir. Bu bindirmeler havzaların K ve G tarafında gelişebildiği gibi yalnız K yada G tarafta geliştiği de olmuştur. Muş havzası bu tür gelişmeye iyi bir örnektir.

3 — Bu bindirmeler havzalar ile sırtlar arasındaki yamaçların dikleşmesine neden olmuş diklikleri yer yer kornişler oluşturmuştur, havzalar daha da daralmıştır. Doğu Anadolu'da iki yanı yüksek sırtlarla sınırlı dar ve uzun havzalar şeklinde gelişen bu jeomorfolojik birimler «dağarası havza»lar olarak tanımlanmıştır, (şekil 3).



Şekil 3 : Doğu Anadolu'nun neotektonik dönemdeki jeomorfolojik gelişimi ve morfoloji - yapı ilişkilerini gösteren kesitler.

Figure 3 : Schematic sections showing morphology - structure relations and geomorphological evolution in Eastern Turkey in neotectonic period.

4 — Sıkışma yönüne paralel, yapıları dikine kesen yaklaşık K-G doğrultulu açılma çatlakları gelişmiştir. Açılma çatlakları daha sonra birer yanardağ olabilecek şekilde volkanizma çıkış yerleri olmuşlardır. Tektoniğin sürekli olması nedeniyle açılma çatlaklarından çıkan volkanitler an-

tiklinallerde yapının çekirdeğini oluşturmuş, senklinallerde ise havzaları ikiye bölmüştür. Bu morfolojik gelişmeye iyi bir örnek, önceleri bir tek havza durumunda iken havzayı dik kesen İçilma çatlağından çıkan Nemrut yanardağı tarafından ikiye bölünen Van Gölü - Muş Havzasıdır.

5 — K - G yönünde akan akarsular yapıları dikine kestiğinden ve yapılar sürekli gelişim içinde olduğundan bu akarsular yataklarını derine doğru kazımışlar, diğer bir deyim ile gençleşmişlerdir. Özellikle bindirme şevlerinin oluşturduğu dikliklerden dolayı da yataklarını geriye doğru geliştirmişlerdir. Bitlis çayı, Muş havzasındaki Kelereş aresesi, Murat nehrinin Muş havzası kuzeyindeki bölümü birer örnek olarak verilebilir.

6 — D - B yönünde akan sular yataklarını derine doğru kazımışlardır. Ancak senklinallerin zamanla bakışimliliği bozuldukça havzaların K - G yönünde alçalan varafaları olmuştur. D - B yönünde akan dereler havzalarda alçalan tarafa doğru yataklarını değiştirmişlerdir. Bu durumda D - B yönündeki dereler menderesler çizerek fakat gerektiğinde K yada G'ye yatak değiştirerek akmışlardır. Havzalarda konu edilen alçalma yükselen sırtlara göre göreceli olmuştur, gerçekte ise tüm bölge genel olarak sıkışıp daralırken yükselmiştir.

7 — Kıvrım eksenleri dalım kazanmış havzalarda D - B akan derelerde kıvrım eksenlerinin alçaldığı yerde akarsular yüzeye yakın akmışlardır, çoğu yerlerde yeraltı su düzeyi topografyayı kesmiş ve bu gibi yerlerde bataklıklar gelişmiştir. Mus havzası ile Erzurum havzası bataklıkları böyle gelişmişlerdir. Kıvrım ekseninin yükseldiği yerlerde ise akarsular az da olsa yataklarını kazımış ve sekiler oluşmuştur, yeraltı su seviyesi derindedir, bataklıklar gelişmemiştir. Murat nehrinin Muş havzası batısındaki bölümü ile Pasinler havzası doğusunda Hasankale çayının (Sür, 1964) geliştirdiği sekiler bu türdür.

8 — Doğu Anadolu'da neotektonik dönemde kıvrım ve bindirmelerle birlikte doğrultu atımlı faylar da gelişmiştir. Doğrultu atımlı fayların çok etkin olduğu yörelerde jeomorfolojik birimler bu faylara uygun olarak şekillenmiştir.

a) Bölgede doğrultu atımlı faylar kabaca KD - GB yada KB - GD yönlü olarak gelişmiş, doğal olarak yerşekillerinin uzun eksenlerini açılı olarak kesmişlerdir, buna bağlı olarak yana atılmış akarsu yatakları ve yana atılmış sırtlar geliştirmişlerdir. Tutak fayı ve Çaldıran fayı yörelerinde bu tip örnekler görülebilir.

b) Doğrultu atımlı faylarda fay düzlemi düşey ve blokların devinimi yanal olduğundan fay bloklarının yatay yönde şekli değişmez. Bu durumda tektonik aşınmanın oluşturduğu düzlükleri bozmamaktadır. Bu nedenle doğrultu atımlı fayların etkin olduğu yerlerde aşınım düzlükleri gelişmiştir. Tutak fayında bu düzlükler izlenebilir (Şaroğlu ve Güner, 1979). Yanal devinim, kabuğu kısaltmakta fakat kalmaştırmatmakta; aşınma ise kabuğun incilmesi yönünde etkisini göstermektedir.

c) Doğrultu atımlı faylar morfolojik birimleri yanal olarak artırdıklarından akarsu yataklarına karşılık tepeler geldiğinde bu faylar boyunca gelişen kapalı ve ufak havzalar yada göller oluşmuştur. Çaldıran fayında yerelen Hıdırmenteş gölü bu şekilde gelişmiştir (Arpat ve diğ., 1977).

d) Doğrultu atımlı fayların en echelon şekilde sıçramalar yaptığı yerlerde fay bloklarının konumlarına göre basınç sırtları yada açılma çatlakları gelişmiştir. Çaldıran kalesi böyle bir basınç sırtına örnek verilebilir. 1976 Çaldıran depreminde bu tip şekillerin oluştuğu izlenebilmiştir (Arpat ve diğ., 1977).

9 — Doğu Anadolu'nun bazı yörelerinde bindirmeler ve devrik kıvrımlar etkin olmuşlardır. Bu gibi yerlerde tüm yapılar aynı yöne doğru eğimli gelişmişlerse de dağarası havzalar korunamamış yada gelişmemiştir. Dağarası havzalar yerine yüksek sıradağların geliştiği bu gibi yerlerde aşınım düzlükleri gelişebilmiştir, ancak gelişen aşınım düzlükleri fay düzlemlerinin eğimine uygun olarak çarpılmışlardır. Bitlis sıradağlarının jeomorfolojik gelişimi böyle olmuş olmalıdır.

VOLKANİZMA-JEOMORFOLOJİ İLİŞKİLERİ

Doğu Anadolu'da neotektonik dönemde volkanizma etkin bir şekilde gelişmiştir. Çok yaygın ve kalın olan bu volkanizma topoğrafyanın şekillenmesinde tektonik kadar etkin olmuştur (Güner, 1981; hazırlanmaktadır.) Volkanizma çoğu yerlerde çökellerle ardalanmalı olup çökel birimler gibi biçim değişikliğine uğramıştır. Nemrut ve Tendürek yanardağları volkanizmanın son aşamasını yaşamaktalar. Volkanizmanın jeomorfolojiye olan etkilerini şöyle sıralayabiliriz :

1 — Aşınma ve çökelenin henüz etkisini göstermediği genç yanardağların olduğu yerlerde büyük yanardağ merkezleri bölgenin en yüksek yerlerini oluşturmuştur (Tanoğlu, 1947), Ağrı, Süphan, Nemrut, Tendürek yanardağları gibi.

2 — Volkanizma akarsu ağını etkileyerek düzensiz olarak akış yönlerini değiştirmiştir.

3 — İgnimbirit ve lav akıntıları uygun buldukları vadileri çok kısa bir zamanda doldurmuşlardır. Vadilerin bu hızlı doldurulması akarsuların dengesini bozmuş, akarsuların akış yukarı kısımlarında göllerin gelişmesine neden olmuştur. Volkanizma ürünleri tarafından yatağı doldurulan akarsu, dengesini buluncaya kadar yatağını kazımıştır. Bu tip akarsu yataklarında asılı vadiler veya ignimbirit ve lav gereçli sekiler gelişmiştir. Muş havzasının kuzeydoğusunda Kelereş deresi ignimbiritler tarafından, eski Bitlis vadisi ise bazalt ve ignimbiritler tarafından doldurulmuş, sonradan akarsular yataklarını aşındırdıklarından her iki yatakta da asılı ignimbirit, bazalt ve çökel sekileri gelişmiştir. Akarsular yataklarını aşındırıp dengelerini bulduklarında akış yukarı kısımlarında daha önce tıkanma ile göller oluş-

muş ise bu göller boşalmaya başlamıştır. Çökmenin olduğu bu tip göller boşaldıktan sonra çevrede göl şekilleri oluşmuştur. Van gölündeki sekilerin bir kısmının bu şekilde olduğu düşünülmektedir.

4 — Volkanizmanın çok yaygın ve çıkış yerlerinin fazla olduğu yerlerde volkanizma tektonik, aşınma ve çökmeden daha hızlı urun vermiş ve günümüzdeki topoğrafyayı kazanmasını sağlamıştır. Çıkış yerleri yüksek tepeleri oluşturmuş, bu tepeler arasında kalan yerler havzalar ya da göller şeklinde gelişmiş çukurluklar olarak korunmuştur. Ardahan havzası ve Çıldır gölü bu türden oluşumlardır.

BÖLGENİN MORFOLOJİK GELİŞİMİNİ ETKİLEYEN DİĞER ÖGELER

1 — Diri ve etkin olan bindirmelerin ve doğrultu atımlı fayların yamaçlarında, blokların duraysızlığından kaynaklanan ve kayatürünün de etkisinin olduğu büyük heyelanlar ve kaya akmaları gelişmiştir. Ağrı havzasının kuzeyinde yer alan büyük heyelanlar ile Tutak fayı boyunca gelişen heyelanlar (Şaroğlu ve Güner, 1979) tipik örneklerdir.

2 — Sürekli kar sınırı üstünde yüksekliği olan yerlerde buzullar, buz yatakları (Ağrı ve Süphan dağları), moren birikimleri buzlar ve moren gölleri (Bingöl dağları) gelişmiştir (Erinç, 1953; Blumenthal, 1959; Güner, 1981 hazırlanmakta).

3 — İklimsel değişiklikler bitki örtüsünün gelişimini, var olan akarsuların rejimini etkilemiş ve göllerin düzeyleri buna bağlı olarak değişmiştir. Bu gibi iklimsel nedenlere bağlı olarak sekiler gelişmiştir. Van gölü sekilerinin bir kısmı iklimsel olarak gelişmiştir (Dgens ve Kurtman, 1978).

DAĞARASI HAVZALARA BİR ÖRNEK: MUŞ HAVZASI

Muş havzası yaklaşık 80 km uzunluğunda, 20 km genişliğinde deniz düzeyinden 1250 m yükseklikindedir. Havzanın uzun eksenini D - B uzanımlı olup, iki yanı dağlarla çevrilidir. Morfolojik özellikleriyle Doğu Anadolu'da yeralan dağarası havzalara bir örnek niteliğindedir. Doğuya dalımlı bir senklinale karşılık gelen havzanın KB yanında ters fay yer almakta olup diğer kenarlarında bölgenin fayları ilerlemektedir. Havzanın batısında havzaya doğru dalan yapılar bakıldığında senklinalin yalın olmayıp birkaç kıvrımdan oluşan senklinoryum niteliğinde olduğu söylenebilir (şekil 4).

Muş havzasının jeomorfolojik gelişimini anlayabilmek için yörenin jeolojisini incelemek gerekir. Bu nedenle Muş havzasının jeolojisi kısa, öz ve jeomorfolojiye yönelik nitelikler vurgulanarak anlatılacaktır.

Muş Havzasının Jeolojisi

Daha önceki çalışmalarda bölgenin kayatürleri ayrılmış, birimlerin formasyon adlamaları yapılarak yaşlandırılmaları ile ilgili bilgiler verilmiştir. Ancak araştırmacılar

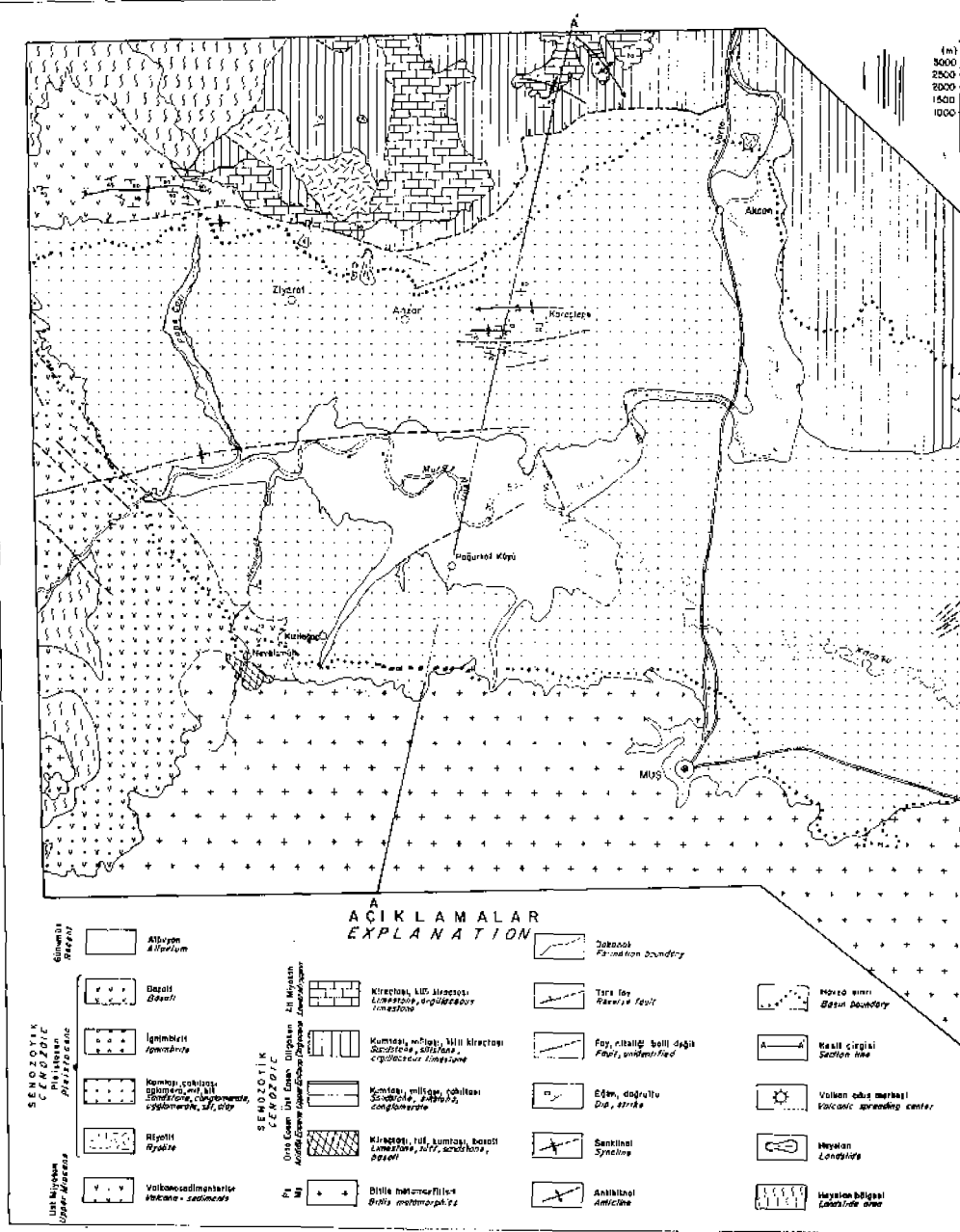
değişik adlamalar kullanmışlardır (Ürgün, 1961; Bilgili, 1968; Özyeğin, 1968; Dinçer, 1969; Ünal, 1970). Bu konuda karışıklığa neden olmamak için formasyon adlamaları kullanılmamış ve elverdiğinde birimlerin ayırımıyla eski çalışmalara uyum sağlamaya çalışılmıştır.

Paleozoyik - Alt Mesozoyik. Muş havzasının güneyinde Bitlis metamorfite yaygındır (şekil 4). Birim gnays, granit, mikaşist kristalize kireçtaşı ve metavolkanitlerden (Savcı ve diğ., 1979) oluşur. Kızılağaç bucağı GB'sında Nevalmülk köyünden güneye inen yol boyunca granit, gnays ve mikaşistler, daha GD'da metavolkanitler görülebilir. Muş Van karayolu boyunca kristalize kireçtaşları yaygındır. Bu çalışmada birimin iç yapısına girilmemiştir. Bitlis metamorfitelerinin Paleozoyik - Alt Mesozoyik yaşta oldukları Perinçek (1980) ve Savcı ve diğ., (1979) tarafından belirtilmiştir.

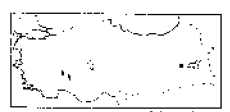
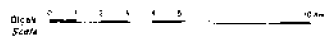
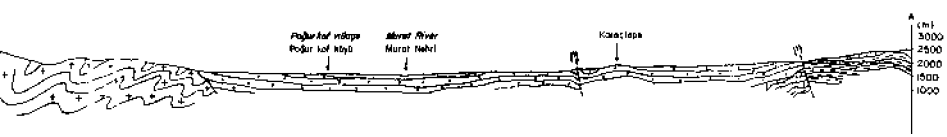
Orta Eosen. Bitlis metamorfitelerinin üstüne uyumsuz olarak gelir. Tabanda taban çakıltası düzeyi vardır. Taban çakıltasında Bitlis metamorfitelerinin çakılları bulunur. Çalışma alanının batısında Kızılağaç bucağı yakınında küçük bir alanda yüzeylenmektedir. Birim, kireçtaşı, kumtaşı, çakıltası, tuf ve bazalt kayatürlerinden oluşur. Kireçtaşları orta-kalın tabakalı, gri-pembe renkli, çubuğumsu yada levhamsı kırılımlı olup yer yer killi kireçtaşlarına dönüşür. Kumtaşı orta ve ince tabakalı, gri - yeşil renklidir. İyi boylanmış ve yuvarlanmışdır. Tüfler yeşil - kahverenkli olup kumtaşlarına yanal geçişlidir ve ince-orta tabakalıdır. Birim geniş alanda yüzeylenmediği ve düzenli istif göstermediği için kayatürleri arasındaki ilişkiler ve kalınlığı saptanamamıştır. Killi kireçtaşlarının kapsadıkları fosillere göre birim Orta Eosen yaştaadır.

Üst Eosen. Birim Muş havzasının doğu bölümünde görülür. Alt düzeyleri çakıltası kumtaşı ile başlar, üstte doğru kumtaşı - miltaşı - çakıltası ardalanmasına dönüşür. Orta ve kalın tabakalıdır. Tabakalar yanal ve düşey yönde düzenlenir. Çakıltaları kuvars, kumtaşı, kireçtaşı, radyolarit, serpantin çakılları kapsar. Kumtaşları koya gri, sarımsı kahverenkli ve kireç çimentoludur. Çakıltalarının yaygın olduğu yerlerde bordo renk egemendir. Birimin Orta Eosen ile ilişkisi görülemez. Birim Orta Eosen yaşlı kireçtaşı çakılları kapsar (Ünal, 1970). Orta Eosen yaşlı birimin çakıllarını kapsamı nedeniyle Orta Eosen birimi ile ilişkisinin uyumsuz olduğu düşünülebilir. Birimin yaklaşık kalınlığı 600 metredir. Bu birimde yaş verebilecek fosiller bulunamamıştır. Üste gelen birimde Oligosen yaşlı fosiller bulunmaktadır. Bu nedenle birim Üst Eosen yaşlıdır. Birimin Muş-Ağrı karayolunun Kelereş deresi girişinde tip kesiti izlenebilir.

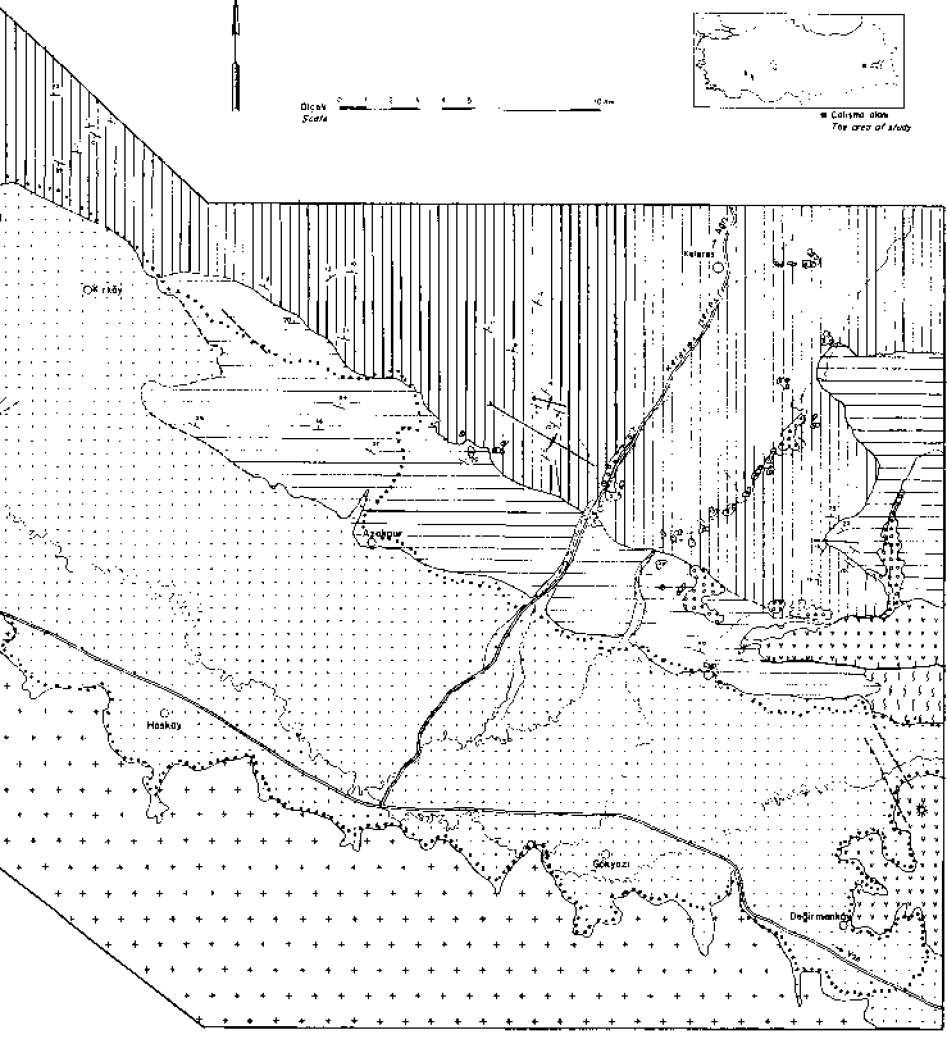
Oligosen. Muş havzasının kuzey - kuzeydoğusunda yaygındır. Killi kireçtaşı, kireçtaşı, kumtaşı, miltaşı ardalanmalıdır. Üst Eosen üstüne uyumlu olarak oturur. Orta ve ince tabakalı, killi kireçtaşlarının yaygın olduğu yerler ise kalın tabakalıdır. Kayalar gri, yeşilim - gri renklidir. Çimento kireçli olup tabakalarda oygu - dolgu, yük kalıbı, ripple-marks gibi yapılar görülür. Birimin üst düzeylerinde killi



Şekil 4 : Muğla havzasının jeolojî haritası.
Figure 4 : Geological map of the Muğla basin.



• Çalışma alanı
The area of study



kireçtaşları artar ve yer yer kireçtaşlarına dönüşür. Yaklaşık kalınlığı 1200 metre olup Oligosen yaşlı fosiller kapsar, olasılıkla Akitaniyen'e kadar çıkmaktadır (Ünal, 1970), üste doğru Burdigaliyen kireçtaşlarına geçer. Muş-Varto karayolunda Akçan bucağı kuzeyinde birim iyi yüzeylenmektedir.

Alt Miyosen (Burdigaliyen). Çalışma alanının kuzey bölümünde yaygındır. Oligosen birimi üstüne uyumlu olarak gelir. Her iki birim arasında sınır yer yer belirsizdir, bu gibi yerlerde dokanak, kayada kilin egemen olduğu yerler ile kireçtaşının egemen olduğu yerler arasında geçirilmiştir. Birim killi kireçtaşı ve kireçtaşlarından oluşur. Çalışma alanının doğusunda killi kireçtaşları egemendir, bunlar gri, pembemsi sarı renktedir, orta ve kalın tabakalıdır, bol mikrofosiller kapsar, yer yer kumlu kireçtaşlarına dönüşür, tipik olarak Muş-Ağrı karayolunda Kelereş köyü kuzeyindeki dorukta görülebilir. Çalışma alanının batısında ise kireçtaşları egemendir. Bu yerlerde tabakalanma be-

- lirsizdir. Kireçtaşları pembemsi beyaz renkli olup bol mikro ve makrofosil kapsar, resifal özelliktedirler. Ziyaret bucağı batısında Aşağı Page köyü yakınında yüzeylenmektedir, Yaklaşık kalınlıkları 500 metre olup Alt Miyosen, Burdigaliyen yaşlıdır. Birimin alt düzeyleri Akitaniyen yaşlı olabilir (Ünal, 1970).

Üst Miyosen. Birim çalışma alanının batı bölümünde yaygındır. Kumtaşı, miltaşı ile başlar, üste doğru andezi-bazalt akıntıları tuf ve aglomera ardanması yada yinelenmesi şeklinde sürer. Alttaki birim üstüne uyumsuzlukla oturur. Murat nehrinin Muş havzasını terkettiği batı bölümünde bu birim doğrudan Bitlis metamorfitlelerinin üstüne gelir. Ziyaret bucağı kuzeyinde Aşağı Page köyünde ise birim Alt Miyosen yaşlı birimi örtmektedir. Birimin kayatürleri yanal olarak süresizdir. Onun için değişik yerlerden yapılan kesitler farklı kayatürleri içerir. Alt düzeylerindeki kumtaşı ve miltaşlarında bitki ve diğer fosil parçaları bulunur. Bu düzeyler yanal ve düşey olarak süresiz olduklarından birimin tüm alt düzeylerinde görülememektedir. Bu birimdeki kayatürlerinin karasal ortam çökelleri oldukları söylenebilir. Bazaltlarda akma yapıları ve soğuma çatlakları gelişmiştir. Birimde yaş verecek fosil bulunamamıştır. Birim Miyosen'den genç olması nedeniyle olasılıkla Üst Miyosen yaşlı olup yaklaşık kalınlığı 1000 metredir (Yılmaz ve diğ., 1981, hazırlanmakta).

Pleyistosen. Muş havzasının yaygın birimidir. Çakıltası, kumtaşı, tuf, aglomera, kil ve milden oluşur. Alttaki birimlerin üstünde uyumsuz olarak yer alır. Aşağı Page köyünden kuzeye giden yolda birim riyolitler içerir. Çökeller orta ve kalın tabakalı, taneleri yuvarlanmış yada yarı yuvarlanmış fakat boylanmamıştır. Birimde çapraz tabakalanma ve derecelenme görülür, çimento az ve kumludur, iyi tutturulmamıştır. Üst seviyeleri kil, mil türünden olup tutturulmamıştır. Anzar köyü kuzeyinde alt düzeylerinin tipik kesiti yol yarması boyunca görülebilir. Kızıllağaç bucağı batısında Nevaemülk köyünden geçen dere üst düzeyleri

izlenebilir. Birimin kayatürleri karasal çökeltme ortamı ürünüdür, yaklaşık kalınlığı 300 metredir (Yılmaz ve diğ., 1981, hazırlanmakta).

Günümüz. Günümüz akarsular yataklarının oluşturduğu alüvyonlar ve heyelanlar bu birimde gösterilmiştir. Murat nehrinin Muş havzasında doğu-batı yönünde aktığı yörelerde alüvyonlar geniş alan kaplar, Muş havzasının kuzeybatısında ve Murat nehrinin Muş havzasını terk ettiği bölgede yaygın heyelanlar bulunmaktadır.

Volkanizma. Bölgede Üst Miyosen yaşlı olan volkanizma andezi bazalt türündendir, bazı yörelerde çökellerle ardışıklıdır. Soğuma çatlakları, akma yapıları gelişmiş olup taze yüzeylerinin rengi koyu gri, ayrılmış yüzeyleri ise kahverenkli. Bölgede Pleyistosen yaşlı volkanitler riyolit türündendir, taze yüzeyleri kirli beyaz, ayrılmış yüzeyleri sarımsı kahverengidir, çubuğumsu yada levhamsı kırılımlıdır. Riyolitler Anzar köyünün kuzeyinde Oligosen ve Alt Miyosen birimlerini kestiği izlenebilmektedir. Pleyistosen biriminde yer alan aglomeralarda bu riyolitlere yakın iitolojik özellikte bloklar bulunmaktadır, bu blokların riyolitlerle yaşıt bir püskürmeye ait olabileceği düşünülmekte olduğundan sözkonusu riyolitlerin de Pleyistosen yaşlı olabileceği düşünülmektedir. Çalışma alanında Pleyistosen olarak ayrılan birimden farklı olarak haritaya alınan ignimbritler bulunmaktadır. Taze yüzeylerinin rengi koyu gri-siyahıdır. Yan derelerin bazılarında Pleyistosen birimi üstünde yer alırlar, vadileri doldurduğu dikkati çeker, harita dışındaki Nemrut yanardağından püskürtüldükleri olasıdır. Yörede en genç volkanitler Muş havzasının doğusunda yer alan bazaltlardır. Bu bazaltlar Pleyistosen yaştaki birimi kesip kaldırmışlardır. Volkanizma morfolojisini günümüzde korumaktadır, çıkış yeri belirgindir, Nemrut yanardağı sistemine bağlı olduğu düşünülmektedir (Güner, 1981 hazırlanmakta).

Yukarıda anlatıldığı gibi Muş havzasında Paleozoyik - Alt Mesozoyik yaşlı ve başkalaşmış kayalar, Orta Eosen - Alt Miyosen yaşta, denizel bir çökeltme ortamında gelişmiş kayalar, Üst Miyosenden günümüze kadar ise volkanizma ve tektoniğin etkin olduğu karasal bir ortamda oluşmuş çökeller bulunmaktadır.

Muş Havzasının Jeomorfolojik Evrimi

Muş havzasının jeomorfolojik evrimi değerlendirilemek için havzada gelişen jeomorfolojik birimler jeolojik verilerle bağdaştırılarak incelenecektir.

Muş bölgesinin jeolojik evrimine göre Üst Miyosen yaşlı birimlerin yayılımları Muş havzasını aşmaktadır (şekil 4) Çalışma alanının dışında kuzeyde yer alan Pliyosen yaşlı birimi de havzadan daha geniş alanlarda, Ahlat, Varto, Zırnar, Bulanık yörelerinde görülebilir (Demirtaşlı ve Fisoni, 1965; Degest ve Kurtman, 1978).

Bugünkü Muş havzası sınırları içinde kalan en eski kaya birimi Pleyistosen yaşlıdır. Bu nedenle Muş havzası görünümünü Pleyistosen'de kazanmıştır. Jeomorfolojik evrimde Pleyistosen'den günümüze kadar gelişen olaylar anlatılacaktır (şekil 5).

Ana Akarsular ve İşlevleri

Havzada iki ana akarsu yer almaktadır. Bu akarsular havzanın kabaca D - B yönünde, havza uzun eksen yönünde akan Karasu ile Akçan yarma vadisi ile havzaya giren, Sekili dolaylarında akış yönü değişerek D - B yönünde akan ve havzanın batı kesiminde Oruh yarma vadisiyle havzadan ayrılan Murat nehridir.

Murat Nehri İşlevleri. Murat nehri kuzeyde havzaya girişinden Sekili köyüne kadar K - G yönünde akarken belirgin üç seviyesi geliştirmiştir. Sekili köyünden sonra batıya doğru akarken Muş - Gümüşköyü - Sekili köyü arasında menderesler yaparak akmıştır. Bu yörede Murat nehri belirgin mendereslerine göre sistemli olarak güneyden kuzeye doğru göç etmiştir. Gümüşköyünden Gurgur mezarına kadar ise Murat nehri belirgin menderesler yaparak akar, bu alanda ancak nehir yanal olarak göç etmemiş, fakat yatağını kazımış ve yatağının her iki yanında karşılaştırılabilecek belirginlikte menderes sekileri oluşturmuştur. Murat nehri Gurgur mezarından sonra Oruh yarma vadisini oluşturarak ve çağlayanlar yaparak havzadan ayrılır.

Karasu Nehri İşlevleri. Havzanın doğu ucundan doğup havzaya giren Karasu, Gümüş köyü güneyinde Murat nehrine birleşir. Karasu debisiyle orantılı olarak Murat nehrine göre daha küçük menderesler yaparak D-B yönünde akar. Nehrin K - G yanlarında kopuk menderesler geliştirmiştir. Karasu yatağı boyunca menderesler izlendiğinde özellikle iki bölgede yoğunluk kazandıkları göze çarpar. Doğuda Sungu köyü ile Düzkişla köyü arasında ve batıda Karasu'nun kaide seviyesi ile Muş şehri kuzeyi arasında bu yoğunluklar iyi seçilebilir. Eski mendereslerin sıralanışlarına göre Karasu'nun kuzey yada güneye tek yanlı olarak yer değiştirdiği söylenemez, ancak mendereslerin yoğun yerlere bakıldığında yatak değiştirmenin güneyden kuzeye doğru olanının daha etkin olduğu söylenebilir. Karasu boyunca D-B yönünde bir değerlendirme yapıldığında eski menderesler batıda, doğuya göre daha yoğunlardır ve batıda menderesler menderes sekisi oluşturabilecek şekilde gelişmişlerdir. Karasu Muş havzasının en doğu ucunda geniş yayımlı bir bataklık suyunu boşaltmaktadır.

Muş havzasında Murat nehri ve Karasu dışında K - G yönünde akan bir çok ufak dereler vardır. Bu yan derelerin en önemlileri Norkavak ve Kelereş deresidir. Bu dereler günümüzde gençleşmelerini sürdürmekte olup, aşınım sekileri oluşturmuşlardır. Kelereş deresinde ölçülebilen seki yamacı yaklaşık 150 metredir. Yan derelerin işlevlerine bağlı olarak birikinti konileri oluşmuştur.

Muş havzasında günümüz akarsu şebekesi ile doğrudan ilişkisi kurulamayan ve bugünkü akarsuların yayılım alanlarına nazaran daha yaygın olan birçok akarsu yatağı bulunmaktadır. Bu yatakların eski olması ve tarımsal işlemlerle şeklinin değiştirilmiş olması nedeniyle gözlenmeleri oldukça güçtür. Hava fotoğraflarından rahatlıkla bu akarsu yatakları seçilebilirler. Seçilebilen bu eski akarsu yataklarını denetirerek bir tek akarsuya mı yoksa farklı akarsulara mı ait oldukları söylenemez. Söz konusu yatakların geliştirildiği akarsuyun rejimi için de fazla bir şey söylenemez. Bu eski akarsu yataklarının genişliği ve mendereslerinin çapları aynı olup çoğu birbirine bağlanabilir. Yatakları birden çok akarsuya bölmek güçtür. Bu nedenle bir tek akarsuyun yatağı olabilir. Bu durumda akarsu geniş salınımlar yaparak akmakta idi. Salınmaların yayılma alanı, geometrisi ve Murat nehrine bağlanma olasılığı akarsu akış yönünün batıdan doğuya doğru olduğunu düşündürmektedir. Bu eski akarsu yataklarının bazıları günümüz akarsu yataklarından yaklaşık 50 metre yükseklikte bulunmaktadır. Bu dönemde oluşmuş sekiler saptanamadı, ancak bu akarsu yataklarının havza kenarına doğru olanları daha yüksektir. Havzanın kuzey yamacında bulunan vadilerin bazıları ignimbiritler tarafından doldurulmuştur. Böyle derelerde yatak tabanı yükselmiş, dolayısı ile kaide düzeyi düşmüştür. Bu nedenle vadiler daha hızlı gençleşmiş ve ignimbiritler asılı kalmıştır.











Birikinti Konileri

Muş havzasının K ve G kenarında çok sayıda birikinti konileri gelişmiştir. Birikinti konilerine etki eden önemli etmenlerden biri kayatürü diğeri ise tektoniktir. Muş havzasındaki birikinti konileri jeoloji haritası ile karşılaştırıldıklarında kayatürüne bağlı olmadan tektoniğe uyum gösterecek şekilde geliştikleri görülür. Birikinti konilerinden, göreceli olarak yaşlı ve gelişmiş olanları sel suları ile yarılmış ve birikinti konisi sekileri gelişmiştir. Özellikle havzanın güneybatı kesimindeki birikinti konileri bu türdendir

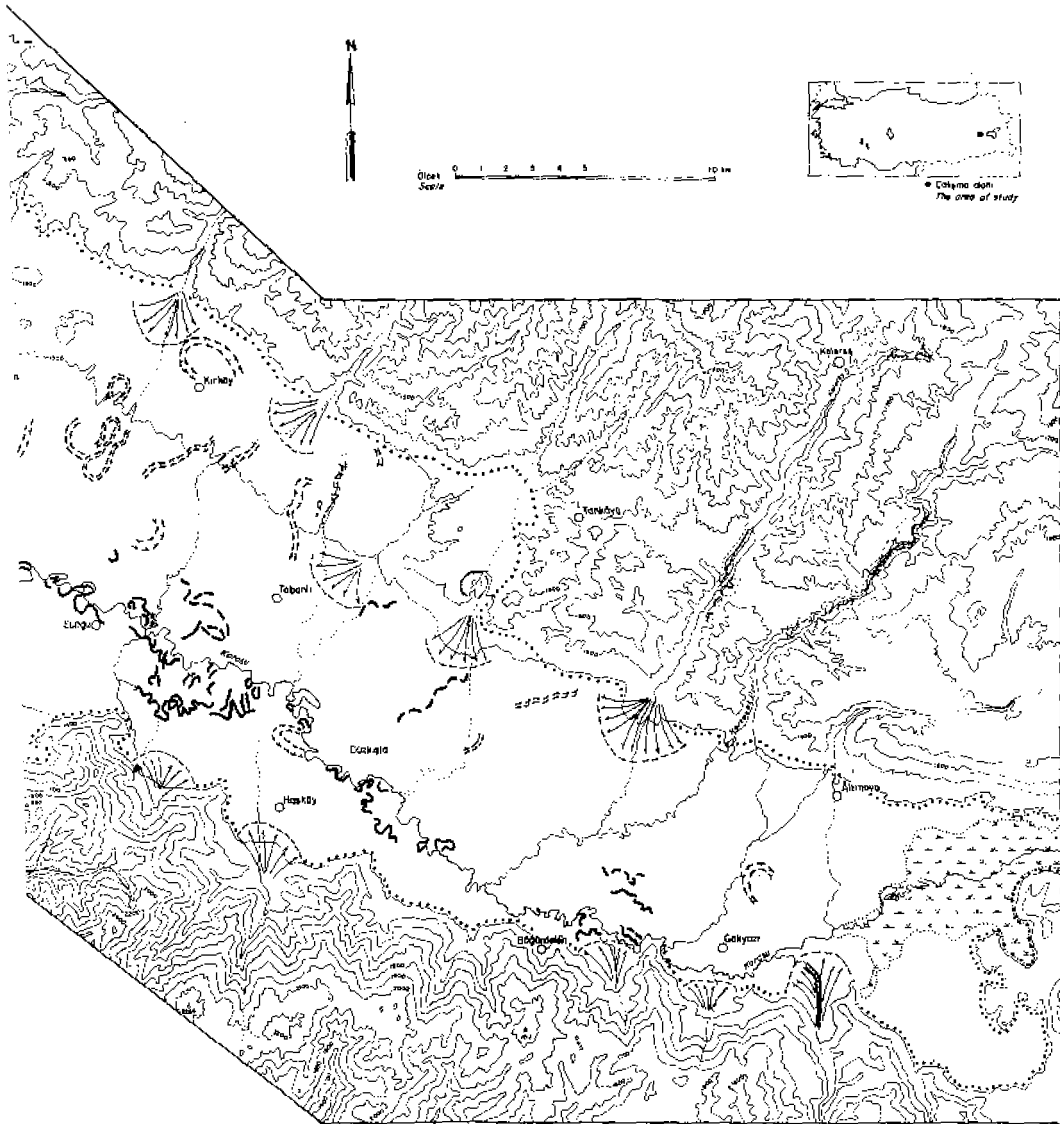
Güney Yamacı Birikinti Konileri. Bunlar havzanın göreceli olarak eski ve yarılmış olanlarıdır. Tüm konilerin kaynak kayaları Bitlis metamorfittleridir. Bitlis metamorfittleri kendi içlerinde tekdüze olmayıp değişik kayatürlerinden oluşmuştur. Kayatürü değişimi ile konilerin gelişimi arasında bir ilişki kurulamamıştır. Muş şehrinin kurulu olduğu yer yörenin en büyük birikinti konilerinden biridir. Bu koninin KB-GD kesimleri akarsular tarafından yarılmış ve birikinti konisi sekileri görünümü kazanmıştır. İyi yuvarlanmış gereçten oluşan koninin güney ucunda Muş şehrinin tarihi kalesi yer alır. Kale yakınındaki çakıllar ise az yuvarlanmış olup sel gereci niteliğindedir. Koninin havza düzlüğü ile dokanağı iyi seçilebilir. Kızılağaç bucağı doğusu Komlar köyü dolaylarında da büyük birikinti konisi vardır. Muş şehri doğusunda çok sayıda birikinti konisi seçilmiştir, (şekil 5).



AÇIKLAMALAR
EXPLANATIONS

- | | | | | |
|---|---|---|--|--|
|  | Birinci Derece Alluvial fan |  | Karas' eski yatağı izleri (olabildiği yerler kesik çizilmiştir) | Traces of Karas' old riverbed (dashed where probable) |
|  | Seki yamaç Terrace slope |  | Yarma vadi (Antisezonun) Akarsular vadi | |
|  | Havzan Landforms |  | Bölümlük Mersin | AYV: Akın yarma vadi Antisezon valley of Akın |
|  | Havzan bölgesi (dokunmuş ile birlikte) |  | Muş' eski yatağı izleri (olabildiği yerler kesik çizilmiştir) | DTV: Düş yarma vadi Antisezon valley of Düş |
|  | Havza sınırı Basin boundary |  | Havza sınırı Basin boundary | |

Şekil 5 : Muş havzasının jeomorfoloji haritası.
Figure 5 : Geomorphological map of the Muş basin.



Kuzey Yamacı Birikinti Konileri. Muş havzasının güney kesiminde yer alan birikinti konilerinden farklı beslenme kayaları olan kuzey yamacı birikinti konileri, genellikle Üst Eosen - Alt Miyosen dönemine ait çökellerden oluşurlar. Birikinti gereçleri uzaktan taşınmış olmamalarına karşın taneleri yuvarlanmış ve az boylanmıştır. Buna neden beslenme kayalarının kayatürü özellikleri olabilir. Kuzey yamacı birikinti konilerinin en belirginini Kelereş deresinde gelişenidir. Kelereş deresi günümüzde bile büyüklüğüne oranla çok miktarda gereç getirmektedir.

Heyelanlar

Bölgede değişik boyutlarda heyelanlar gelişmiştir, haritaya işlenebilir büyüklükte olanlar havzanın belirli yerlerinde görülür. Heyelanların dağılımı havzanın gelişimine etki eden etkenlerle ilişkilidir. Havzanın doğusunda büyük bir heyelan yer almaktadır, bu heyelanın kopma yerinde fay bulunmaktadır. Bu heyelanda gereç, kayması kütle kayması şeklinde gelişmiştir. Böyle kütle şeklinde kaymaya neden olan etmen kaymanın geliştiği alanda altta killi ve kaymaya çok yetkin kayalar, üstte ise volkanik ve kaymaya dayanımlı kayaların varolmasıdır. Altta kayalar kaymakta, örtü kayalar ise kaymaya uygun kıvama girmeden bloklar şeklinde akmaktadır. Havzanın batısında yaygın heyelanlar kapsayan bir bölge daha bulunmaktadır, buradaki heyelanların gelişimi Murat vadisinin hızlı gençleşmesine bağlıdır. Bil bölgede de örtü kayalar dayanımlı ve alttaki kayalar kaymaya uygun kayalar olduklarından heyelanlar da kütle akmaları şeklindedir. Yukarıda anlatılan heyelan bölgelerinden başka Anzar köyü kuzeyinde Akçan bucağı doğusunda ve daha batıda bir derede daha heyelanlar gelişmiştir. Bu heyelanlar aynı kayalar içinde gelişmişlerdir ve tipik heyelan geometrisi göstermektedirler.

Havzada gelişen Jeomorfolojik Olayların Değerlendirilmesi

Pliyosen sonunda bölge kıvrımınmasına bağlı olarak bugünkü Muş havzası ile Van gölü birarada olacak şekilde yöre kapalı havza niteliğine girmiştir. Genelde D-B yönünde uzanan iki kenarı antiklinale karşılık gelen sırtlar ile çevrili bir senklinal durumunda olan bu havza doğu ve batıda yapıların havzaya doğru dalımlı olmaları olasıdır. Pleyistosen başlarında havza Bitlis çayı tarafından kapılarak boşalmıştır. Bu sırada Van bölgesinden Bitlis çayına doğru, yani batıya ve Muş havzasından doğuya doğru akan akarsu şebekesi gelişmiştir. Bu akarsular oldukça düze yakın bir yüzeyden geniş salınımlar yaparak akmışlardır. Muş havzasında görülen ve bugünkü akarsu şebekesi ile ilişkisi kurulamayan eski akarsu yataklarının bu dönem akarsularına ait olabilirliği düşünülebilir. Her iki akarsu birleşikten sonra Bitlis çayını oluşturacak şekilde güneye doğru akmışlardır. Bitlis çayı sürekli gençleşen, antedans

vadi içinde akmıştır. Havzada sürekli olarak tektonik etkin olup K - G yönünde daralma ve genelde yükselme olmuştur. Orta Pleyistosen'de Nemrut yanardağı K-G yönünde gelişen açılma çatlağından püskürmeye başlamıştır. Bu püskürme Bitlis çayı vadisini ıgnimbirit ve lav akıntıları ile doldurmuş, aynı zamanda Muş havzasını Van havzasından ayırmıştır. Başlangıçta her iki havza kapalı durumuna girmiştir. Muş havzası büyük çökel verecek gölü oluşturmadan Oruh yarım vadisi ile dışarıya kapılmış ve boşalmıştır. Van havzası ise kapalı havza durumunu sürekli olarak korumuş ve bugünkü Van gölünü oluşturmuştur. Bugün havzada batıya doğru akmakta olan Murat nehri bu akış yönünün Nemrut yanardağının havzaları bölmesi ve Muş havzasının Bitlis çayı ile olan ilişkisi kesildikten sonra olmuştur. Bu arada Muş-Akçan sınırından daha doğudaki akarsular havza ortalarında birleşerek Karasu'yu oluşturmuşlardır. Karasu dengesini buluncaya kadar doğuda ufak gölet yada bataklık oluşturmuş, batıya akışı sağlandıktan sonra menderesler çizerek Murat nehrine birleşip akışını sürdürmüş ve böylece havzanın dengesi kabaca sağlanmıştır. Fakat tektonik duraylı olmadığından ve ona bağlı olarak jeomorfolojik şekillerde gelişmiş olduğundan bugün Muş havzasında gördüğümüz yapılar şu şekilde gelişmişlerdir; havzanın iki yanındaki sırtlar havzaya nazaran göreceli olarak yükselmiş, havza ise alçalmıştır. Bu olay Murat nehrinin Akçan vadisini sürekli gençleştirmesine ve sekiler oluşturmaya neden olmuştur. Havzanın her iki yanındaki sırtların göreceli olarak havzaya nazaran daha fazla yükselmesi havza kenarlarında birikinti konilerinin oluşmasına ve bu birikinti konilerinin yarılmasına neden olmuştur. Bu olay havzanın D-B yönünde akan suların denge profillerinin tamamlanmasını ve menderesli yatak oluşturarak akmalarını sağlamıştır. Havzanın sırtlara göre göreceli olarak çökmesi K - G yönünde eşit olmamış ve yer yer çarpılmıştır, bu çarpılmalara uyumlu olarak akarsular yer değiştirmiş ve kopuk menderesler oluşturmuştur. Havzayı oluşturan senklinal doğuya dalımlı olduğundan havzanın batısında sekiler gelişmiş ve yeraltı su düzeyi derindedir. Havzanın doğusunda ise yeraltı su düzeyi yüzeye yakındır, ve bataklıklar gelişmiştir (şekil 5).

Muş havzasında saptanan tüm veriler ve bu verilere dayandırılan morfolojik evrim Doğu Anadolu için düşünülen morfolojik evrim ilkelerine uyumluluk göstermektedir.

SONUÇLAR

Doğu Anadolu Orta Miyosen'de Bitlis Kenet kuşağında kıta-kıta çarpışması ile değişen tektonik rejime bağlı olarak yeni bir morfolojik gelişim içine girmiştir. Peneplen yada peneplene yakın bir paleocoğrafya ile başlayan bu dönemde jeomorfolojinin şekillenmesinde tektonik ve ona bağlı olarak gelişen volkanizma etkin olmuştur. Bu etkenler altında gelişen yapılar ile yerçekimleri arasında yakın bağlar gözlenebilmiştir. Şöyle ki:

1 — Yaklaşık D - B yönünde gelişen antiklinaller sırtlara karşılıktır. Senklinaller ise sırtlarası havzaları oluşturmuştur. Zaman içinde havzalar daralmakta ve sırtlar ile olan yükselti farkı artmaktadır. Bu gibi yerlerde aşınım düzlükleri gelişmemektedir. Ancak bu yalın yapı hiçbir zaman korunamamış, fay ve volkanizma tarafından karmaşıklaştırılmıştır. Yapısal şekiller ile jeomorfolojik şekiller arasında bu ilişki aranırken yapıların boyutlarına göre aramak gerekir. Çoğu yerlerde büyük sırtlar antiklinoryum ve havzalar senklinoryuma karşılık gelmektedir.

2 — K-G yönündeki akarsu yatakları yapılar dik olduğundan yarma vadi niteliğinde, D-B yönündeki akarsu yatakları ise yapılar paralel olduğundan menderesler yapmış niteliktedir. Bu nedenle K-G yönündeki vadilerde sekiler oluşmuştur. Bu kural doğada yapıların dalması, faylar, kayalardaki homojenlik ve volkanizma tarafından şartlandırılmaktadır.

3 — Doğrultu atımlı fayların etkin olduğu yörelerde havzaların geometrisi, KD-GB veya KB-GD olarak değişir, bu gibi yerlerde tektonik havzayı daraltacak şekilde olmasına karşın havza ile sırtlar arasında yükselti farkı genelde azalabilmektedir. Bu tip tektonik denetim altında olan havza sırtlarında aşınım düzlükleri gelişebilir.

4 — Volkanizmanın gençliği ile volkan morfolojisi arasında doğru orantılı ilişki vardır. Volkanizma yaşlandıkça morfolojisi tektonik yapıların denetimi altına girmektedir. Yanardağlar arasında kalan havzalar yanardağların çıkış yerleri ve çıkardıkları ürünlerin dağılımına göre şekil kazanmaktadırlar. Bu alanlardaki havzalar için belli bir geometri verilemez.

5 — Tüm neotektonik olaylar ve volkanizma Doğu Anadolu'nun yaklaşık KG doğrultusunda daralmasına ve kabuk kalınlaşmasına neden olmaktadır. Buna uyumlu olarak Doğu Anadolu bir bütün olarak yükselmekte, havzalar ile sırtlar arasında yükselme farkından dolayı sırtlar ile havzalararası yükselti farkı artmakta ve havzalar daralmaktadır.

6 — Doğu Anadolu'da çoğu jeomorfolojik birimler birden fazla yapısal şekil etkisi altında gelişmiştir, bu nedenle ilk bakışta karışık ve kurallara ters düşen jeomorfolojik şekiller sunan bölgelere rastlanabilir. Bu gibi yerlerde jeomorfolojiye etki eden unsurların bileşkelerinin ne olabileceği araştırılmalıdır. Bu tip yörelere en iyi örnek Ağrı havzasıdır. Bu havza ayrıntılı olarak çalışılmamış olmasına rağmen ön bilgilere göre havza genelde bir senklinale karşılıktır. Kağızman Fayı, Tutak Tutak Fayı, Balık Gölü Fayı gibi doğrultu atımlı fayların denetimindedir. Havzanın değişik yörelerinde volkanitler ve büyük alanları kaplayan heyelanlar bulunmaktadır. Ağrı havzasının ana kurallar doğrultusunda incelenmesi bu havzaya etki eden unsurların

ne gibi jeomorfolojik şekiller oluşturduğunu ortaya çıkartırabilir.

7 — Muş - Van havzasının jeomorfolojik evriminden de anlaşıldığı gibi neotektonik dönem boyunca havzalar zaman zaman kapalı veya boşalan havzalar durumuna girmiştir. Havzaların bu konudaki değişikliklerinde uygun bitki örtüsü, çökeltme ve çökeltmeyi hızlandıracak nitelikte volkanizma olmuş ise bu gibi yerlerde kömürler oluşmuştur. Zilan, Zırnak ve Şahmanis kömürleri bu şekilde oluşmuşlardır.

8 — Doğu Anadolu'da sırtların antiklinallere, havzaların senklinallere karşılık oluşu kuralı Üst Miyosen'den günümüze kadar olan birimlerde geçerlidir ve daha yaşlı birimlerde de beklenebilir. Bölgede birimler eskidikçe tektonik ve aşınma bu kuralı bozmaktadır. Tüm Doğu Anadolu için bu havzalarda yeraltı suyunun olabileceği ve artezyen niteliğinde olduğu, buna karşılık antiklinal tipi yapıları gerektiren petrol gibi ürünlerin aranmasının sözkonusu olamayacağı düşünülmektedir.

9 — Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden unsurlar araştırılırken gözardı edilen fakat etkinliğinin olduğu düşünülen bir unsur da buzul devrinin işlevleri ve etkileridir. Bu konudaki eksikliğin giderilmesi için çalışmalar yapılmaktadır. Sonuçlar alındığında Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik evrimine etki eden unsurlar daha iyi bir şekilde saptanabilecektir.

10 — Jeolojik ve jeomorfolojik evrim için olay yaşanmalarının çoğu göreceli olarak yapılabilmektedir. Olayların zaman içindeki gelişimlerini daha iyi anlayabilmek için mutlak yaş ayrımlarına gitmek gerekir.

11 — Doğu Anadolu'da havzalar genişleme tektoniğine bağlı olarak değil de sıkışma tektoniğine bağlı olarak gelişmişlerdir. Bu nedenle hiçbir havza grabene karşılık gelmemektedir. Bu havzaların «Dağ Arası Havza» adı ile tanımlanmasının uygun düşeceği düşünülmektedir.

12 — Havzalar genellikle genç birimlerle örtülü olması ve tarımsal işlevler nedeniyle jeolojik yapıları saptama bakımından iyi veriler vermemektedir. Havzalarda jeolojik yapıların doğruluğunun jeofizik yöntemlerle de denetlenmesi gerekir.

KATKI BELİRTME

Bu araştırma Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü tarafından yürütülmekte olan Türkiye Neotektoniği ve Diri Fayları Projesi ile Doğu Anadolu Kuvaterner Volkanizması Jeoloji ve Jeomorfolojisi Projesi'nin bir ürünüdür. Makalenin yazımında yardımını gördüğümüz M. C. Şengör, Dr. A. Boray ve S. Şirin'e teşekkür ederiz.

Yazının ilk geliş tarihi: 1.9.1981

Yayına verildiği tarih : Ocak 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ardos, M., 1979, Türkiye Jeomorfolojisinde neotektonik: 1st. Üniv. Coğrafya Enstitüsü Yayını No. 113.
- Arpat, E.; Şaroğlu, F. ve İz, H. B., 1977, 1976 Çaldıran depremi : Yeryuvarı ve İnsan, 2/1,29-41.
- Atalay, İ., 1977, Muş ovası ve çevresinin fiziki coğrafyası, yayınlanmamış.
- Atalay, İ., Erzurum ovası ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi : Atatürk Üniversitesi Yayını No. 543..
- Atalay, İ.; Koçman, A., 1979, Kuzey Anadolu'nun jeotektonik ve morfotektonik ana çizgileri: Jeomorfoloji Dergisi, S. 41 - 75.
- Birgili, Ş., 1968, Muş bölgesi 1/25 000 ölçekli Karaköse J48 - d3 - d4 ve Muş K 47 bb paftalarının detay petrol etüdü hakkında rapor: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Rapor No. İ707, yayınlanmamış.
- Blumenthal, M. M., 1959, Ağrı volkanik ve sedimanter çevresinin dağları: İstanbul Üniversitesi Fen Fak. Mecmuası, Seri B, 23, 3-4.
- Cantez, N. ve Toksöz, M. N., 1980, Crustal Structure Beneath Turkey : EOS, ol. 61, No. : 17.
- Degens, E. T. ve Kurtman, F., 1978, The geology of lake Van: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayını No: 169.
- Demirtaşlı, E. ve Pisoni, C., 1965, Ahlat - Adilcevaz bölgesinin jeolojisi (Van Gölü kuzeyi) : Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi 64,22 - 35.
- Dinçer, A., 1969, Muş K47-b3 paftasının jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Rapor No.: 1997, yayınlanmamış.
- Erinç, S., 1953, Doğu Anadolu Coğrafyası: 1st. Üniv. Coğrafya Enstitüsü yayını No : 15.
- Erinç, S., 1973, Türkiye'nin şekillenmesinde neotektoniğin rolü ve jeomorfoloji - jeodinamik ilişkileri: Jeomorfoloji Dergisi 5,15 - 25.
- Erol, O., 1979, Türkiye'de Neojen ve Kuvaterner aşınım dönemleri, bu dönemlerin aşınım yüzeyleri ile yaşıt (korelan) tortullara göre belirlenmesi: Jeomorfoloji Dergisi 8,1-40.
- Güldalı, N., 1980, Geomorphologie der Türkei Erläuterungen zur geomorphologischen Übersichtskarte der Türkei 1-2 milyon Beihelft zum Tübinger Atlas des yorderen Orients Reihe A (Naturwissenschaft Nr: 4
- Gülen, L., 1980, Strontium isotope Geochemistry of Mount Ararat and Mount Süphan volcanics, Eastern Turkey : EOS vol. 61, No : 17
- Innocenti, F.; Mazzuoli, R.; Rasquare, G.; Radicati di Brozolo ve Villan, L., 1976, Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey) : Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 1, 103-112.
- İzbirak, R., 1951, Cilo Dağı ve Hakkari ile Van Gölü çevresinde coğrafi araştırmalar : Ankara Üniv., Dil ve Tarih Coğrafya Fak. Yay. No : 67.
- İzbirak, R., 1955, Muş ovasında morfolojik müşahedeler : Dokuzuncu coğrafya meslek haftası; tebliğler ve konferanslar, Türk Coğ. Kurumu Yayınları Sayı : 2.
- Koçman, A., 1981, Yukarı Kura Nehri havzasının genel jeomorfolojik özellikleri ve evrimi : Jeomorfoloji Dergisi 5.1 - 32.
- Luttig, G. ve Steffens, P., 1976, Explanatory Notes for the Paleogeographic Atlas of Turkey from the Oligocene to the Pleistocene.
- Özyeğin, G., 1968, Muş bölgesi 1/25 000 ölçekli Erzurum J47-d3 Muş K47-a2 paftalarının detay petrol etüdü hakkında rapor : Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Derleme No : 1743, yayınlanmamış.
- Perinçek, D., 1980, Bitlis metamorfitlelerinde volkanitli Trias : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23/2, 201-211.
- Pınar, N. ve Lahn, E., 1952, Türkiye depremleri izahlı katalogu : T.C. Bayındırlık Bakanlığı, Ankara.
- Savcı, H.; Yöndem, F.; Göncüoğlu, C; Turhan, N., 1979, Bitlis - Mutki dolayının jeotektonik evrimi : 33. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özetleri 113 -114.
- Soytürk, N., 1973, Murat baseni jeolojisi ve hidrokarbon imkanları : Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Arşiv No : 791, yayınlanmamış.
- Sür, Ö., 1964, Pasinler Ovası ve çevresinin jeomorfolojisi : Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih - Coğrafya Fak, yayınları No : 154.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1979, Tutak Fayı : Yeryuvarı ve İnsan, 1/3,11 -15.
- Şaroğlu, F.; Güner, Y.; Kidd, W.S.F.; Şengör, A.M.C., 1980, Neotectonics of Eastern Turkey : New evidence for crustal shortening and thickening in a collision zone : EOS, Vol. 51, No : 17,360.
- Şengör, A.M.C.; White, G.W. ve Dewey, J.F., 1979, Tectonic evolution of the Bitlis suture, southeastern Turkey : Implications for the tectonics of eastern Mediterranean : Rapp. Coinm. Int. Mer Medit., 25/26-2a, 95-97.

- Şengör, A.M.C. ve Kid, W.S.F., 1979, Post - collisional tectonics of the Turkish - Iranian plateau and a comparison with Tibet : *Tectonophysics*, 55, 361 - 376.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları : Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını.
- Şengör, A.M.C.; Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1980, Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey : Fragments of Permian - Triassic Paleo - Tethys? : *Geol. Soc. America Bull.* 91, 599 - 609.
- Tanoğlu, A., 1947, Zones d'altitude de la Turquie : determination et interpretation : *Türk Coğrafya Dergisi*, 3, 37-55.
- Ünal, A., 1970, Muş bölgesi 1/25 000 ölçekli Erzurum J47-C4 Muş K47-b4-c1-e2 paftalarının detay petrol etüdü raporu : Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Derleme No : 4754, yayınlanmamış.
- Ürgün, S., 1961, Muş - Nazik Gölü - Murat nehri arasındaki sahanın detay jeolojisi : Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, yayınlanmamış.

Tokat ile Sivas arasındaki bölgede bazı volkanitlerin petrokimyasal özellikleri

The petrochemical features of some volcanic rocks in the area between Tokat and Sivas (Turkey)

ALİ YILMAZ, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ : Petrokimyasal özellikleri irdelenen volkanitler Tokat ile Sivas arasındaki bölgede yer almaktadır. Bu volkanitlerden ofiyolitli karışık içinde yer alanlar (I. Grup Volkanitler), okyanus ortası sırtlarda oluşan toleyitik kayaların özelliklerini taşımaktadır. Üst Kretase (olasılı Turoniyen; yaşlı volkanitler (II. Grup Volkanitler), yitim kuşaklarında oluşan volkanitlerle özdeş gözükmektedir. Bunlar, ada yayı oluşumun ilk aşamasını ve devamını belirleyen kalkalkalin volkanit niteliğindedir. Eosen ya da büyük olasılıkla daha genç yaşta olan volkanitler (III. Grup Volkanitler), kalkalkalin kayaların farklılaşmasının son ürününü belirlemektedir.

ABSTRACT: Petrochemical features of the volcanics of the area between Tokat and Sivas are described. Volcanics which are found in the ophiolitic melange as being blocks have the characteristics of tholeitic rocks formed at mid-ocean ridges. Upper Cretaceous (possibly Turonian) aged volcanics seem to be identical to those formed at subduction zones. They have the characteristics of calcalkaline volcanics indicating the first phase and its continuation of island arc formation. Eocene or possibly younger volcanics indicate the last product of differentiation of calcalkaline rocks differentiation.

GİRİŞ

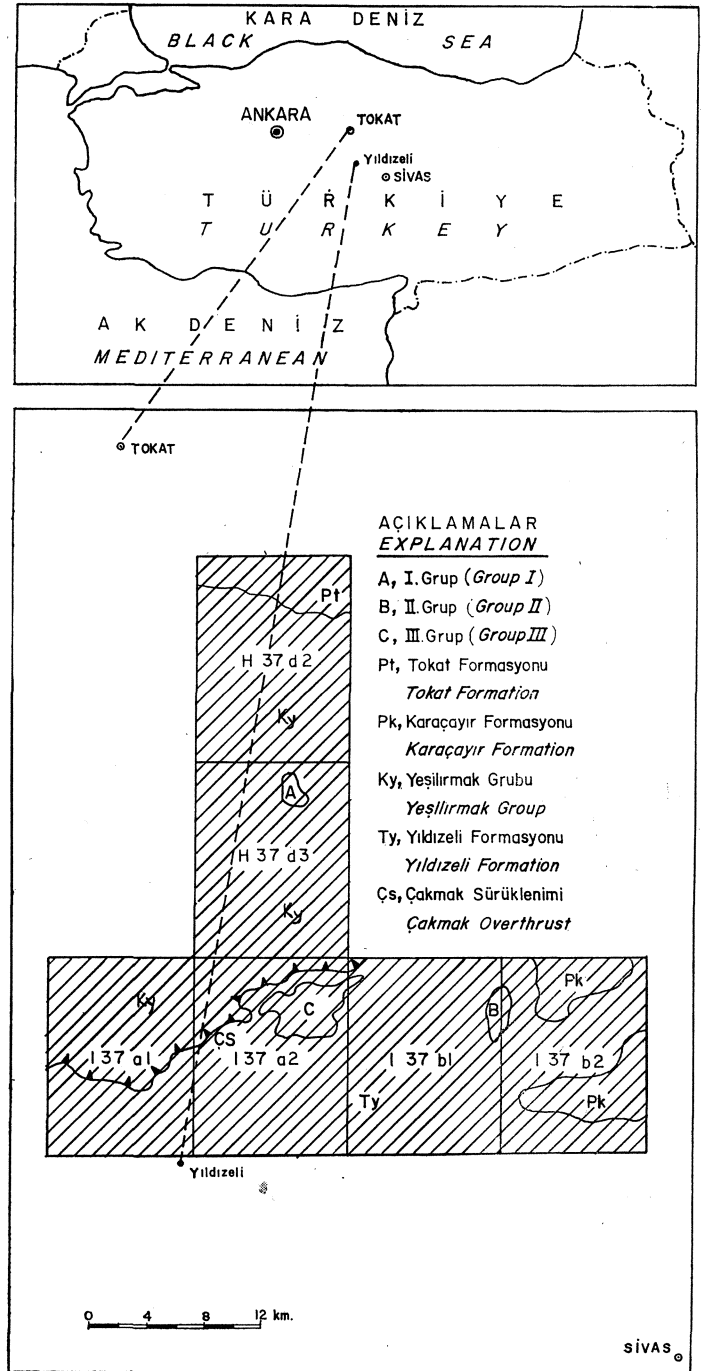
İnceleme alanı Tokat ile Sivas arasındaki bölgede yer almaktadır (şekil 1). I. Grup volkanitler, H37d₃ paftasında, Doğanlı'nın güneybatısındaki yüzeylemeden; II. Grup volkanitler, 137 b₁ paftasında, Söğütlü dere ve güneyinden; III. Grup volkanitler, 137a₂ paftasında, Ortaçakmak'ın batısından alınmıştır. (Yılmaz, 1980). Daha önce bu yörede herhangi bir petrokimyasal çalışma yapılmamıştır. Bölgenin jeodinamik evrimini açıklamak için gereksinilen verilere katkı yapmak amacıyla, farklı yaşlarda olan bu üç tür volkanitin Jeokimyasal analiz sonuçları bazı diyagramlara uygulandı. Yapılan çalışma sırasında her tür volkanitten 5'er örnek olmak üzere toplam 15 adet örneğin Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü laboratuvarlarında XRF ve yaş kimyasal yöntemlerle majör element analizleri yapılmıştır. Örneğin toplam Fe XRF, Fe+2 ise yaş kimyasal yöntemlerle hesaplanmış ve Fe+3 toplam Fe'den Fe+2 çıkarılarak bulunmuştur. Na₂O ve K₂O de yaş kimyasal yöntemlerden alev fotometresiyle ölçülmüştür.

GENEL JEOLJİ

Bölgede Paleozoyik'ten Günümüz'e kadar devam eden zaman aralığında çeşitli kayalar yüzeylemektedir. Yapılan çalışmaya göre (Yılmaz 1980) : Kuzeyde metamorfik karışık görünümündeki Tokat Formasyonu, yeşilimsi şistlerden ve bir bölümü Permiyen yaşlı olan kristalleşmiş kireçtaşı bloklarından; Güneyde yaygın olarak yüzeylenen Karaçayır Formasyonu, kalkşist ve kuvarsitten oluşmaktadır. Bu iki metamorfik arasında doğu-batı uzanımlı ofiyolitli karışık (Tekelidağı Karışığı) bulunur. Tekelidağı Karışığı; çoğunlukla serpantinli olmak üzere tuf ve aglomeradan oluşan bir hamur ve bunun içinde peridotit (verlit), gabro, diyabaz (I. Grup Volkanitler) ile mermer, fillit, radyolarit, kristalleşmiş kireçtaşı, Üst Jurasik-Alt Kretase yaşlı fliş, Senoniyen yaşlı pelajik kireçtaşı blokları görülmektedir. Karaçayır Formasyonu ile Tekelidağı Karışığı Çeltekdağı Granodiyorit tarafından kesilmiştir. Tekelidağı Karışığı üzerine, ofiyolitli karışığa ait olistostromlar da kapsayan Üst Senoniyen yaşlı Boztepe Formasyonu uyumsuzlukla gelmektedir.

Kuzeyde taban çakıltası ile başlayan, kumtaşı ve kiltası ardalanması ile devam eden Eosen yaşlı Doğanşar Formasyonu, Tekelidağ Karışığı üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Ayrıca, kırmızı yer yer turuncumsu, orta ve kalın tabakalı çakıltasından oluşan Neojen yaşlı Kargın Formasyonu, Tekelidağı Karışığı ve Doğanşar Formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir.

Güneyde taban çakıltası ile başlayan kireçtaşı, kumtaşı kiltası ve tuf düzeylerinden oluşan, çeşitli bloklar kapsayan Eosen yaşlı Yıldızeli Formasyonu, metamorfiklerden oluşan Karaçayır Formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Ayrıca, Neojen yaşlı, turuncumsu çakıltası ve beyazımsı yataya yakın kalın tabakalı kireçtaşı düzeylerinden oluşan İncesu Formasyonu, Karaçayır Formasyonu ile Yıldızeli Formasyonu üzerine uyumsuzlukla oturmaktadır.



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

Kuzeydeki ve güneydeki Tersiyer yaşlı birimler, kayatürü özellikleri ve stratigrafik düzen açısından farklılık göstermektedir. Bu farklılıklar kuzeyde Tersiyer yaşlı birimlerin, Tekelidağı Karışığı'nın yerleşimini tamamladığı duraylı bir ortamda, güneyde Karaçayır Formasyonundan oluşan duraysız bir temel üzerinde olistostrom ve olistolitlerin işleme girerek çökmesinden kaynaklanmaktadır.

VOLKANİTLERİN PETROKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Bu volkanitlerin genel petrografik özelliklerini de sunmakta yarar görülmektedir.

I. Grup Volkanitler: Bazalt; çürüme yüzeyi kahverengimsi, taze yüzeyi koyu yeşilimsi; tabakasız, dağılırcasına kırılğan, yer yer yastık lavlar kapsamaktadır. Ofitik doku belirgin, albit egemen, epidot, ojit, ikincil kuvars kapsamakta, yer yer kloritleşme, karbonatlaşma ve uralitleşme göstermektedir. Bunlar ofiyolitli karışık içinde blok halindedir.

II. Grup Volkanitler: Spilitleşmiş bazalt; genel olarak yeşilimsi, tabakasız, yer yer tabakalı görünümündedir. Porfirik doku belirgin, killi kloritli bir hamurda çubuklar halinde plajiyoklas ve klinopiroksen (diopsit?) iri kristalleri dağılmakta yer yer albitleşmiş, boşlukları ikincil kuvars doldurmuştur. Bunlar, Eosen yaşlı bir olistosrom niteliğinde olan Yıldızeli Formasyonu içinde blok halinde olup yer yer Senoniyen (olasılı Turoniyen) yaşlı flişle Söğütlü Dere kuzeyinde iksel ilişkisidir.

III. Grup Volkanitler: Keratofir; çürüme yüzeyi açık kahverengimsi, taze yüzeyi açık benekli koyu gri olup tabaksız görünümündedir. Porfirik doku belirgin, iri albit çubukları ve mikrolitlerinden oluşmakta, piroksen yer yer opaklaşmış ve amfibol kalıntılarını ve ikincil kuvars kapsamaktadır. Bunlar Yukarıçakmak batısında Lütisiyen yaşlı kireçtaşı bloklarını da kapsamakta olup yer yer bu kireçtaşının dokanakları da iyice silisleşmiştir. Onun için bu kayaların Eosen ya da genç oldukları düşünülmektedir.

Genel Kimyasal Özellikler

Her volkanit türünden 5'er adet olmak üzere 15 örneğin yaş kimyasal ve yöntemlerle majör element analizleri

yapılmıştır (Çizelge, 1). I. ve II. gruba ait volkanitler yaklaşık birbirine yakın kimyasal özelliklere sahip gözükmektedir. Bunlar III. grup volkanitlerden daha fazla FeO, MgO, CaO kapsamaktadır. Buna karşın III. grup volkanitler daha çok Na₂O ve K₂O kapsamaktadır. I ve II. gruptaki volkanitlerde SiO₂ oranı yakın değerlerde, III. grup volkanitlerde ise SiO₂ daha boldur. TiO₂ ise II. ve III. gruplarda yakın değerlerde, I. grup volkanitlerde daha boldur.

Petrografik incelemelere göre genel olarak volkanitlerde görülen mineral toplulukları şunlardır:

albit + klinopiroksen + aktinolit +/- epidot +/- klorit
albit + klorit + kalsit + hematit
albit + klorit +/- epidot +/- kalsit ± kuvars

Gerek yukarıda belirtilen mineral toplulukları, gerekse CIPW normları (Çizelge 2) irdelenirse I. ve II. grup volkanitlerin albitce bir zenginleşme göstererek spilitik bir nitelik kazandığı, buna karşın III. grup volkanitlerin daha fazla albit zenginleşmesini göstererek keratofirik bir nitelik kazandığı söylenebilir. I., II., III. grup volkanitler, albit zenginleşmesiyle sonuçlanan dönüşümlere uğramıştır. Bu tür volkanitlerin dönüşüm sorunları spilitleşmeye ko-şut olarak irdelenebilir. Özellikle K₂O azlığı spilitlerin önemli kimyasal bir özelliğidir. Albiti bol asidik yüzey kayaları keratofir, Fe ve Mg'un egemen olduğu yüzey kayaları ise spilit olarak değerlendirilmektedir. Fakat mineralojik ve kimyasal özelliklere göre, spilit ve keratofir, ikincil bir dönüşüme uğramamış magmanın doğrudan ürünü değildir.

Diğer taraftan, volkanitleri oluşturan magmanın kimyasal bileşimi ile bunların durumunu sağlayan jeolojik koşullar arasındaki ilişkiler de araştırılmaktadır. Volkanitler; alkalın ve subalkalin olmak üzere iki gruba ayrılmakta ve bunlardan subalkalin grup, toleyitik ve kalkalkalin

| | Gözlem No. Obser. Point | Laboratuvar No. Laboratory Num. | Si O ₂ | Ti O ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | CO ₂ | Toplam |
|------------------------|----------------------------|------------------------------------|-------------------|-------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|-----------------|--------|
| I. Grup Group I | 753 | 547.74 | 47.65 | 1.42 | 14.11 | 6.09 | 5.19 | 0.17 | 6.90 | 10.00 | 2.57 | 0.07 | 0.08 | 3.63 | 1.26 | 99.14 |
| | 754 | 547.75 | 48.10 | 1.37 | 13.91 | 7.6 | 3.69 | 0.15 | 6.30 | 9.27 | 3.68 | 0.01 | 0.09 | 3.02 | 0.84 | 98.03 |
| | 756 | 547.76 | 48.50 | 1.61 | 13.99 | 7.7 | 4.4 | 0.16 | 5.40 | 8.59 | 3.64 | 0.12 | 0.12 | 3.25 | 0.74 | 97.96 |
| | 757 | 547.77 | 49.25 | 1.70 | 14.35 | 6.2 | 5.86 | 0.18 | 6.40 | 9.26 | 3.31 | 0.07 | 0.10 | 2.86 | 0.60 | 100.14 |
| | 759 | 547.78 | 50.60 | 1.26 | 14.73 | 5.9 | 3.60 | 0.16 | 8.10 | 9.07 | 2.60 | 0.83 | 0.11 | 1.99 | 1.42 | 100.37 |
| II. Grup Group II | 762 | 547.79 | 54.35 | 0.17 | 15.00 | 7.5 | 3.88 | 0.12 | 4.50 | 1.43 | 3.50 | 1.11 | 0.24 | 2.03 | 2.04 | 99.67 |
| | 763 | 547.80 | 46.95 | 0.94 | 16.95 | 6.5 | 5.36 | 0.19 | 5.10 | 8.23 | 3.68 | 0.30 | 0.10 | 3.68 | 1.54 | 99.32 |
| | 764 | 547.81 | 49.10 | 0.90 | 16.92 | 7.9 | 4.10 | 0.18 | 3.80 | 7.14 | 3.68 | 0.78 | 0.12 | 4.29 | 1.17 | 100.25 |
| | 767 | 547.82 | 51.45 | 0.89 | 17.40 | 5.7 | 3.74 | 0.18 | 4.00 | 5.90 | 5.12 | 0.70 | 0.04 | 3.32 | 1.15 | 99.59 |
| | 769 | 547.83 | 54.10 | 0.83 | 17.82 | 7.6 | 2.17 | 0.14 | 3.20 | 8.91 | 2.65 | 1.40 | 0.13 | 1.42 | 0.72 | 100.43 |
| III. Grup Group III | 743 | 547.73 | 64.15 | 0.43 | 16.78 | 2.8 | 0.37 | 0.02 | 0.10 | 4.01 | 4.87 | 3.20 | 0.08 | 0.74 | 3.05 | 100.60 |
| | 742 | 547.72 | 60.70 | 0.50 | 19.00 | 4.0 | 0.18 | 0.05 | 0.90 | 2.85 | 5.35 | 2.82 | 0.11 | 1.16 | 2.19 | 99.81 |
| | 740 | 547.71 | 60.15 | 0.66 | 18.17 | 5.4 | 0.28 | 0.09 | 0.60 | 3.31 | 5.43 | 1.62 | 0.22 | 2.43 | 1.57 | 99.93 |
| | 737 | 547.70 | 63.65 | 0.42 | 15.96 | 3.6 | 0.55 | 0.06 | 0.10 | 4.63 | 4.76 | 2.80 | 0.16 | 0.55 | 3.69 | 100.83 |
| | 734 | 547.69 | 62.35 | 0.59 | 17.10 | 5.0 | 0.43 | 0.04 | 1.00 | 2.42 | 5.65 | 2.04 | 0.25 | 0.85 | 1.97 | 99.69 |

Çizelge 1 : Volkanitlerin kimyasal analizleri.

Table 1 : Chemical analyses of volcanics.

| | D ₁ | | | | | | | | | | H _y | | | | | C |
|------------------------|----------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|----------------|-------|-------|--|--|---|
| | Q | Or | Ab | An | Wo | En | Fs | En | Fs | Ma | ilm | Hem | Ap | | | |
| I. Grup Group I | 4.744 | 0.423 | 22.218 | 27.337 | 9.526 | 7.421 | 1.067 | 10.136 | 1.457 | 9.021 | 2.755 | - | 0.194 | | | |
| | 2.920 | 0.061 | 32.039 | 22.025 | 10.308 | 8.909 | - | 7.235 | - | 8.654 | 2.677 | 1.851 | 0.219 | | | |
| | 5.294 | 0.729 | 31.681 | 22.094 | 8.741 | 7.554 | - | 6.279 | - | 9.462 | 3.145 | 1.395 | 0.297 | | | |
| | 3.782 | 0.416 | 28.138 | 24.202 | 8.891 | 6.675 | 1.326 | 9.339 | 1.855 | 9.031 | 3.244 | - | 0.238 | | | |
| | 5.088 | 4.957 | 22.234 | 26.347 | 7.683 | 6.640 | - | 13.747 | - | 8.562 | 2.418 | 0.057 | 0.263 | | | |
| II. Grup Group II | 14.566 | 6.719 | 30.335 | 20.905 | - | - | - | 11.479 | - | 10.330 | 1.887 | 0.558 | 0.582 | | | |
| | 0.406 | 1.809 | 31.781 | 29.440 | 4.829 | 3.498 | 0.899 | 9.475 | 2.442 | 9.619 | 1.822 | - | 0.242 | | | |
| | 4.732 | 4.651 | 33.126 | 26.685 | 3.450 | 2.982 | - | 8.567 | - | 11.293 | 1.725 | 0.182 | 0.287 | | | |
| | 1.476 | 4.202 | 44.011 | 22.783 | 2.791 | 2.238 | 0.230 | 7.882 | 0.810 | 8.395 | 1.717 | - | 0.096 | | | |
| | 12.112 | 8.242 | 22.341 | 32.473 | 4.476 | 3.868 | - | 4.072 | - | 5.026 | 1.571 | 4.105 | 0.307 | | | |
| III. Grup Group III | 16.523 | 19.385 | 42.244 | 14.638 | 0.295 | 0.255 | - | - | 0.012 | 0.837 | 2.862 | 0.194 | - | | | |
| | 11.935 | 17.070 | 46.374 | 13.747 | - | - | - | 2.296 | - | 0.499 | 4.098 | 0.267 | 2.282 | | | |
| | 15.250 | 9.735 | 46.713 | 15.233 | - | - | - | 1.519 | - | 0.797 | 5.490 | 0.530 | 2.026 | | | |
| | 17.931 | 17.033 | 41.464 | 14.041 | 0.297 | 0.256 | - | - | - | 0.773 | 0.821 | 3.173 | 0.390 | | | |
| | 16.075 | 12.336 | 48.924 | 10.618 | - | - | - | 2.549 | - | 1.017 | 5.117 | 0.606 | 1.838 | | | |

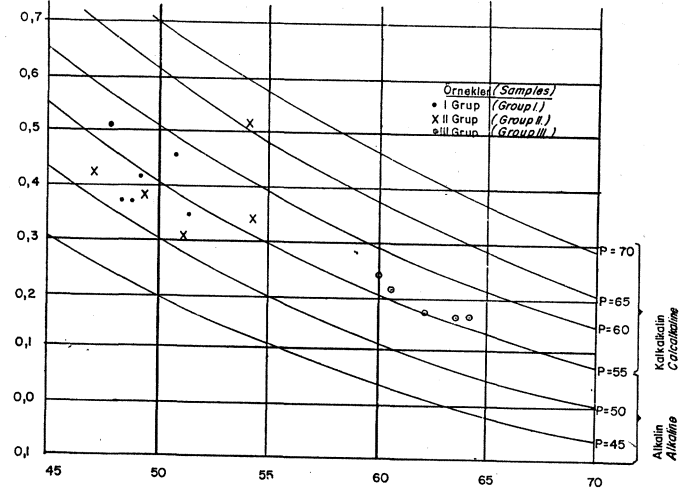
Çizelge 2 : Örneklerin kimyasal analizlerinden hesaplanan CIPW normları.

Table 2 : CIPW norms which are calculated from chemical analyses of samples.

alt gruplarına ayrılmaktadır (Irvine ve Baragar; 1971). Ayrıca, bunlardan kalkalkalin diziyeye ait olanlar, levha kenarlarındaki yitim zonlarına bağlı olan ada yayları ya da kıta kenarı volkanizmasının ürünü olarak oluşurken, okyanus ortası sırtlarında genellikle abisal toleyitler meydana gelir. Oluşumları kor noktalara bağlı olduğu kabul edilen volkanik okyanus adalarında genellikle alkalin dizisinin volkanitleri, duraylı kıtalarda ise kıtasal toleyitler ya da alkalin diziyeye ait volkanitler oluşmaktadır. Ancak, volkanitlerin oluşum ortamı ve koşulları ile kimyasal nitelikleri arasındaki ilişkileri yaklaşık olarak belirleyen bu genellemenin dışına taşan örnekler de vardır.

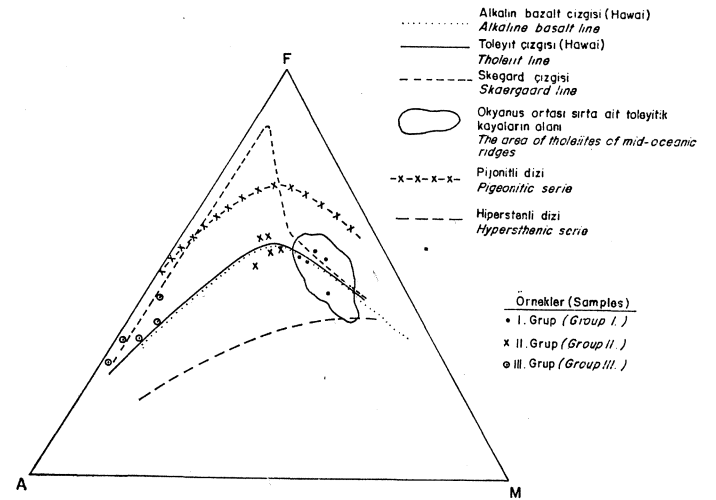
Yukarıdaki genellemeler de gözetilerek, volkanitlerin kimyasal özelliklerini belirlemek için bazı diyagramlar hazırlandı (Yılmaz 1980). Örneğin, Rittmann (1963) diyagramına göre (şekil 2) I. grup volkanitler alkalin; II. grup volkanitler alkalin ve kalkalkalin geçişinde; III. grup volkanitler de kalkalkalin alanda yer almaktadır. AFM diyagramına göre (şekil 3) I. grup volkanitler, okyanus ortası sırtın toleyitik kayaları alanında bulunmaktadır. II. grup volkanitler, FM doğrusuna göre dike yakın bir dizilim göstermekte ve kalkalkalin niteliği belirlemektedir. III. grup volkanitler AF doğrusuna koşut olarak A kutbuna doğru yönelmekte ve alkalinleşmeye doğru gidişi göstermektedir. Örnekler, genel olarak pijiönitli dizi ile hiperstenli dizinin sınırına yakın bulunmaktadır. I. grup volkanitler, pijiönit - hipersten geçişinde olmakla beraber esas olarak demirce zengin hipersten dizi içinde bulunmaktadır.

Analizi yapılan örneklerin Irvine ve Baragar'a (1971) göre bazı parametreleri hesaplanmıştır (Çizelge 3). Alkali/SiO₂ diyagramı Macdonald ve Katsura (1964), Irvine ve Baragar (1971) tarafından alkalin ve subalkalin alanları ayırmak için kullanılmaktadır. Şekil 4 de görüldüğü gibi örneklerin büyük bir bölümü subalkalin alanda bulunmaktadır. II. gruba ait bazı örnekler de spilitleşmeye uğradığından alkalinleşmeye doğru bir gidişi göstermektedir. Al₂O₃/NPC diyagramına göre I. grup volkanitler toleyitik nitelikte, II. grup volkanitler de (bir örnek dışında) kalkalkalin niteliktedir (şekil 5).



Şekil 2 : Örneklerin Rittmann (1963) diyagramında dağılımı.

Figure 2 : Distribution of samples in Rittmann (1963) diagram.



Şekil 3 : Örneklerin AFM diyagramında dağılımı

Figure 3 : Distribution of samples in AFM diagram.

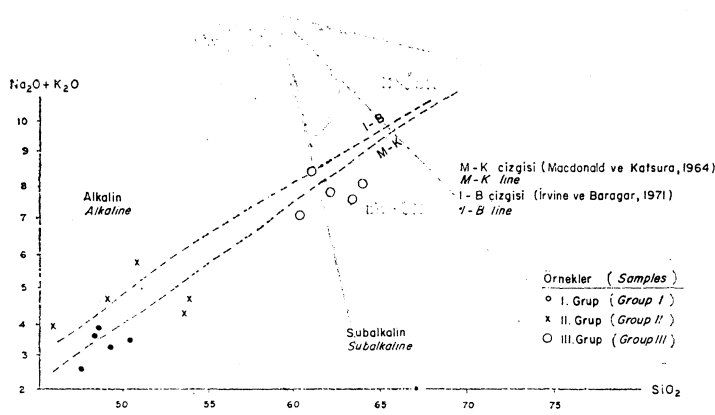
Glassley (1974) toleyitik bazaltların jotektonik konumlarını belirlemek için FEO/MgO oranına göre TiO₂ değişimini kapsayan diyagramın kullanılmasını önermektedir (şekil 6). Buna göre, I. grup volkanitler, okyanus ortası sırtın toleyitlerine; II. grup volkanitler, ada yayı toleyitlerine karşılık gelmektedir.

La Roche (1964, 1966, 1968) diyagramları analizi yapılan volkanitlerde spilitleşme olayını irdelemek için denendi. Al/3 - K, Al/3 - Na diyagramı (şekil 7) spilitlerin bazaltlardan tekçe (individual) ayrılmasını göstermektedir. Diyagramda görüldüğü gibi, spilitler bazalt alanı içinden kaynaklanmakta ve onlardan Al/3-Na değerlerinin (→) olmasıyla ayrılmaktadır. Örneklerimizden I. ve II. gruba ait olanların bir kısmı bazalt alanı içinde, diğer-

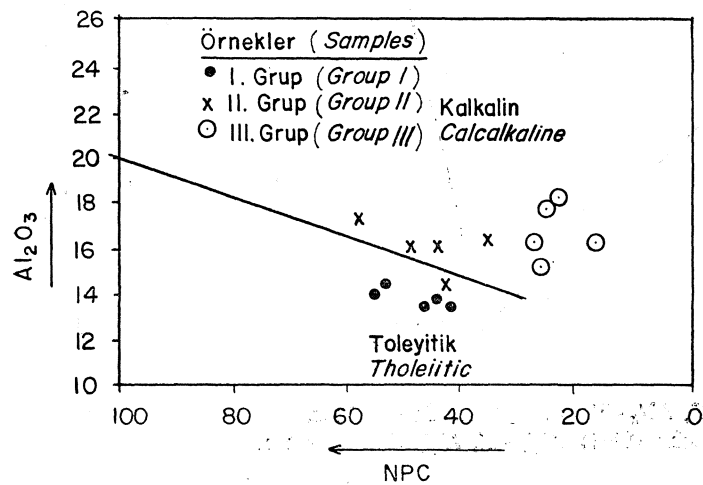
| | a' | Ne' | OI' | An | Or | Ab' | NPC | CI |
|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| I. Grup Group I | 42.85 | 34.59 | 22.55 | 27.34 | 0.42 | 22.22 | 55.16 | 41.38 |
| | 41.59 | 45.55 | 12.84 | 22.03 | 0.06 | 32.04 | 40.74 | 37.78 |
| | 45.17 | 43.94 | 10.89 | 22.09 | 0.73 | 31.68 | 41.08 | 36.576 |
| | 41.37 | 39.16 | 19.46 | 24.20 | 0.42 | 28.14 | 46.24 | 40.36 |
| | 42.40 | 32.49 | 25.11 | 26.35 | 4.96 | 22.23 | 54.24 | 39.107 |
| II. Grup Group II | 52.44 | 32.29 | 15.27 | 20.91 | 6.72 | 30.34 | 40.80 | 24.25 |
| | 36.49 | 43.23 | 20.25 | 29.44 | 1.81 | 31.78 | 48.08 | 32.575 |
| | 44.17 | 44.73 | 11.09 | 26.69 | 4.65 | 33.13 | 44.62 | 26.199 |
| | 39.23 | 48.74 | 12.04 | 22.78 | 4.20 | 44.01 | 34.11 | 24.06 |
| | 57.29 | 34.75 | 7.96 | 32.47 | 8.24 | 22.34 | 59.24 | 23.119 |
| III. Grup Group III | 56.87 | 43.13 | - | 14.83 | 19.39 | 42.24 | 25.98 | 4.26 |
| | 50.41 | 46.79 | 2.79 | 13.75 | 17.07 | 46.37 | 22.87 | 6.89 |
| | 54.06 | 44.14 | 1.79 | 15.23 | 9.73 | 46.71 | 24.58 | 7.806 |
| | 40.00 | 60.00 | - | 14.04 | 17.03 | 41.46 | 25.29 | 5.32 |
| | 63.43 | 34.34 | 2.23 | 10.61 | 12.34 | 48.92 | 17.82 | 8.68 |

Çizelge 3 : Örneklerin Irvine ve Baragar (1971) parametreleri.

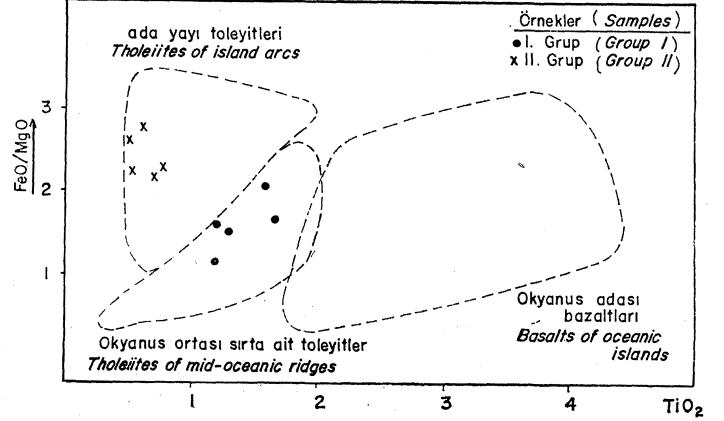
Table 3 : Irvine and Baragar (1971) parameters of samples.



Şekil 4 : Örneklerin alkali/SiO₂ diyagramında dağılımı.
Figure 4 : Distribution of the samples in alkalis/SiO₂ diagram.



Şekil 5 : Örneklerin Al₂O₃/NPC diyagramında dağılımı.
Figure 5 : Distribution of the samples in Al₂O₃/NPC diagram.



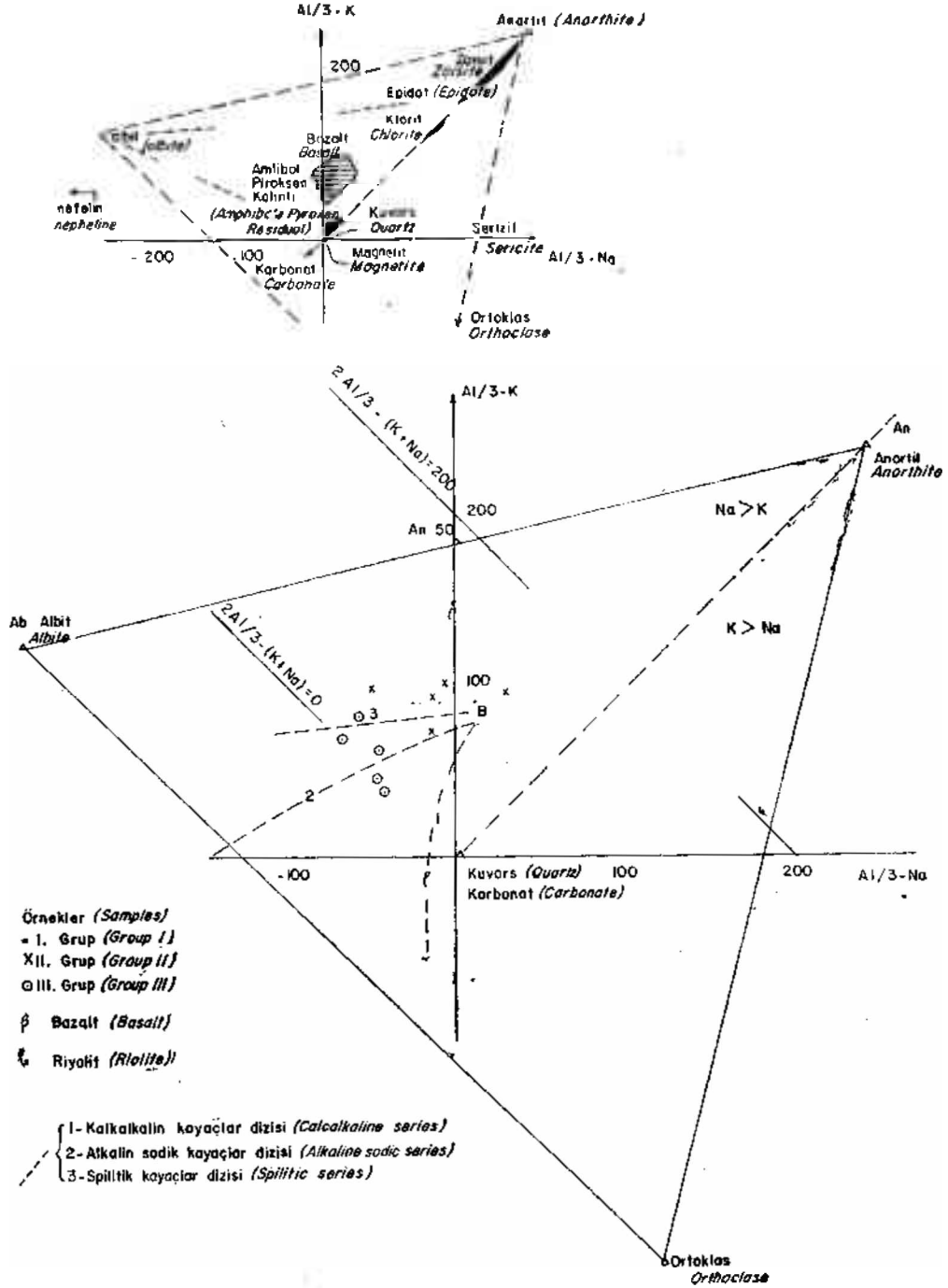
Şekil 6 : I. grup ve II. grup örneklerin FeO/MgO, TiO₂ diyagramında dağılımı.

Figure 6 : Distribution of samples of group I and group II in FeO/MgO, TiO₂ diagram.

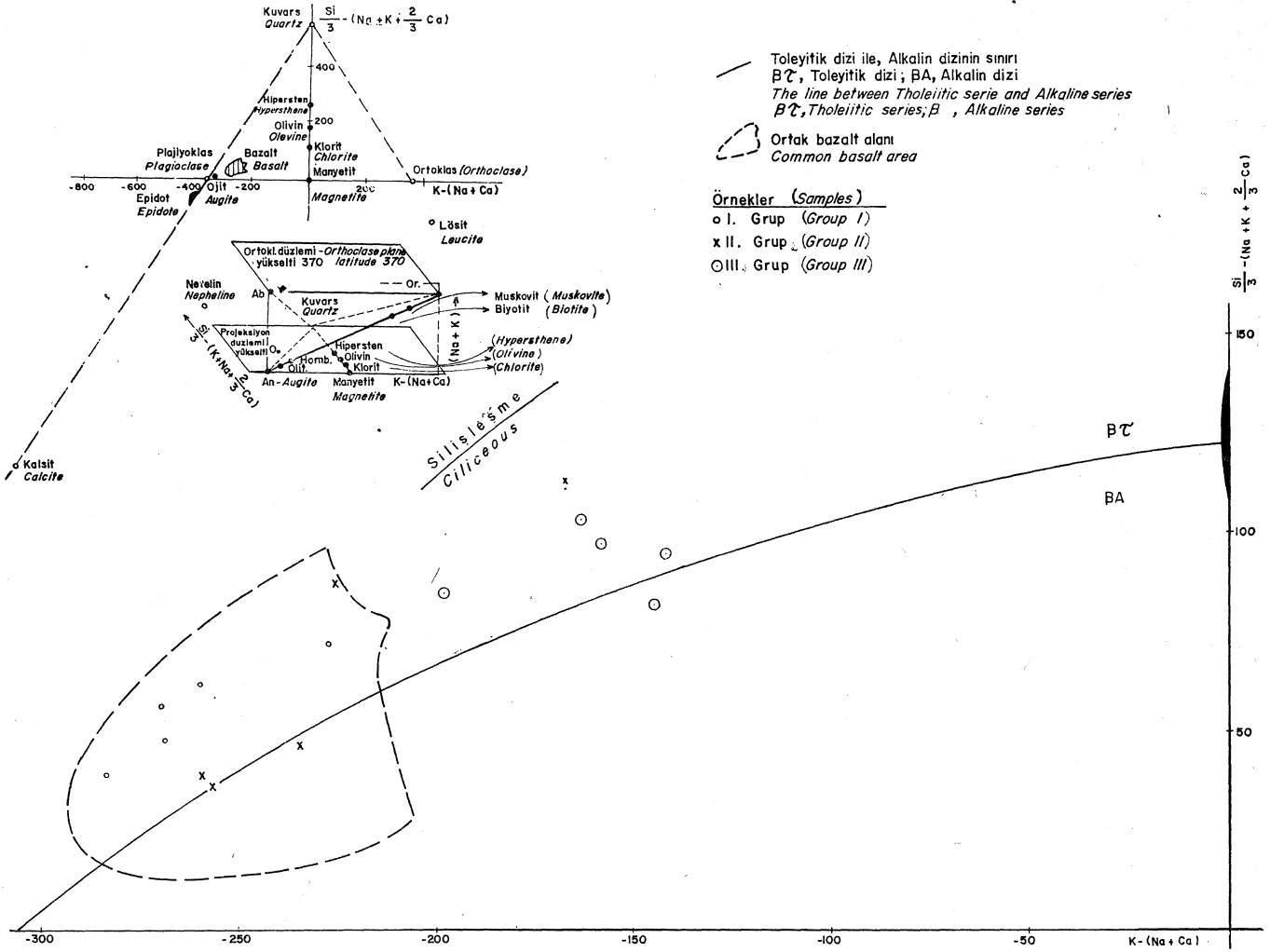
leri Anortit-Albit çizgisine koşut şekilde spilitik birliğin çevresinde bulunmaktadır. III. grup volkanitlerden bazıları ise kuvars kutbuna yönelmekte ve keratofirleri oluşturmaktadır. Bu diyagram ilgi çekici nokta, bazaltlardan spilitlere doğru alüminyumun yaklaşık aynı değeri korumasıdır.

Si — = (Na + K + — Ca), K- (NA + Ca) diyagramında
3 3

(şekil 8) gözlenen asitlik ve baziklik, silisleşme ve karbonatlaşma ilişkileri Al₂O₃-Na, Al₂O₃-K diyagramı içinde pek iyi görülmemekte, yalnızca anortit - albit ve çok az olarak albit - ortoz geçişini somutlamaktadır. Sunulan bu diyagram kendi içinde daha karmaşıktır. Burada tüm plajiyoklaslar yalnızca bir nokta ile belirtilmektedir. Anortit-albit geçişi diyagrama dik bir vektörle belirtilmektedir. O halde ayrıca üçüncü bir parametreden söz etmek gerekir. Bu diyagramda silis (kuvars) ve kalsit, plajiyoklas noktasından geçen uzun bir çizginin karşıt iki ucunu oluşturmaktadır. Konumlarının kuvars - plajiyoklas - kalsit büyük eskeninden çok ayrılması nedeniyle klorit bir taraftan, ortoz diğer taraftan özel bir rol oynamaktadır. Klorit ve ortozun gelişmesi bu büyük eksene 45° eğik olan yönelim ile belirlenmekte ve bu iki mineral birbirinden Na + K vektörü ile ayrılmaktadır. Kloritler düşük, ortoz yüksek bir Na+ K değerini içerir. Diyagramda görüldüğü gibi günümüzde spilitik nitelik gösteren kayalar ortak bazalt sahası içindedir. Bu durum bize silisleşme sırasında; Si — (Na + K^{2/3} Ca), K — (Na + Ca) değerlerinin fazla değişmediğini gösterir. Örneklerimizde K çok az bulunmakta ve dolayısıyla silisleşme olayı içinde pek önem taşımamaktadır. O halde silisleşme içinde CA + Na ve Si + Ca değerlerinin değişmediğini söyleyebiliriz. Bu silisleşme sırasında Ca düşüşüne uygun olacak şekilde bir Na ve Si yükseliminin ve buna bağlı olarak Ca + Na ve Si + Ca değerlerinin değişmediğini görmekteyiz. Örneklerin genel bir değerlendirmesine gidersek:



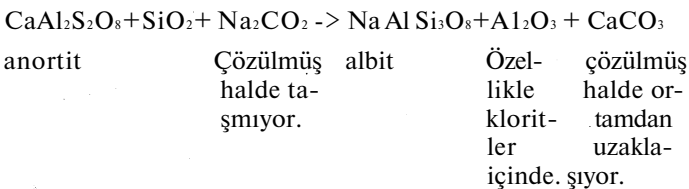
Şekil 7 : Örneklerin La Roche'in (1968) $Al_3 - K$, $Al_3 - Na$ diyagramında dağılımı.
 Figure 7 : Distribution of the samples in La Roche (1968) $Al_3 - K$, $Al_3 - Na$ diagram.



Şekil 8 : Örneklerin La Roche'in (1968) $\frac{Si}{3} - (Na + K + \frac{2}{3} Ca)$, $K - (Na + Ca)$ diyagramında dağılımı.

Figure 8 : Distribution of the samples in La Roche (1968) $\frac{Si}{3} - (Na + K + \frac{2}{3} Ca)$, $K - (Na + Ca)$ diagram.

1 — Na + Ca değerinin değişmeyecek şekilde Caun Na tarafından molekül olarak (hacimde bir değişiklik olmaksızın) yerinin alınması petrografik analizlerimizle uyum içindedir. Albit ($NaAlSi_3O_8$) Anortitin yerini molekül olarak aşağıdaki reaksiyona göre almaktadır :



1 — Si — Ca, Na + Ca değerlerinde bir değişiklik olmaksızın Ca azalmasına karşılık Si ve Na artışı görülmektedir. Silis bakımından zenginleşen albitleşme koşulların-

dan biri gibi gözükmekte ve spilitleşmenin derecesini kontrol etmektedir. I. ve II. gruptaki örnekler yukarıdaki bu duruma göstermektedir. Diyagramda Ca'un dışarı atılmasına karşın, Si + Ca değişmezliği spilitlerin bazaltik alandan aşağı doğru yöneldiğini açıklamaktadır. Buna karşın III. grup volkanitler bir silisleşme eğilimini göstererek keratofir karakterini kazanmaktadırlar.

La Roche'un (1964) yaptığı sınıflamaya göre; spilitler, subalkalin nitelikteki magmadan; keratofir ise subalkalin magmanın uç ürünü olan trondjemit bileşimindeki bölümden kaynaklanmaktadır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Petrokimyasal verilerimiz, diğer jeolojik verilerimizle beraber değerlendirildiğinde aşağıdaki sonuçlara ulaşılmaktadır :

1 — Ofiyolitli karışık içinde blok halinde olan I. grup volkanitler; AFM, Irvine ve Baragar (1971), Glassley (1974) diyagramlarına göre toleyitik nitelikte olup, okyanus ortası sırtlarda oluşmuştur. Buna göre, çalışma alanındaki ofiyolitler, Senoniyen öncesinde D - B uzanımlı okyanus ortası sırtlarda oluşmuştur.

2 — Yıldızeli Formasyonu içinde blok olarak yer alan II. grup volkanitler, ada yayı toleyitleri olarak oluşmuştur. Buna göre de, Senomaniyen - Senoniyen yaş aralığında çalışma alanının yitime uğradığı ve ofiyolitli karışığın, yitimin sonucu olarak gelişen hendeğin ürünü olduğu ve üzerleme (obduction) işlemiyle yerleştiği düşünülmektedir.

3 — Eosen ya da daha genç olan III. grup volkanitler (keratofirin), kalkalkalin nitelikli magmanın farklılaşmasının son ürünü olduğu belirlenmiştir. Bu son volkanitler Tatar (1978) tarafından latit porfiri olarak değerlendirilmiştir. Oysa, LUGS'nin benimsediği ölçülere göre latit, alkali feldispatlarla, plajiyoklasların yaklaşık birbirine eşit olduğu volkanitlerdir (Sabine, 1978). Bu kayalarda, petrografik belgilemelerimize göre bir plajiyoklas olan albitin egemen olduğu, jeokimyasal verilerimize göre plajiyoklasların temel elemanı olan Na₂O ve CaO'ın ayrı ayrı alkali feldispatların temel elemanı olan K₂O'ten daha bol olduğu yaygın olarak silisleştiği belirlenmiştir. Böylece, bu volkanitlerin keratofir olarak adlandırılması benimsenmiştir. La Roche (1966) da bu tür volkanitlerin silisleşmiş olmasını keratofirik nitelik kazanmalarına bağlamaktadır.

4 — CIPW normlarında ve la Roche'ın (1964, 1966, 1968) diyagramlarında görüldüğü gibi, her üç gruptaki volkanitlerde albitleşme görülmekte; spilitleşmenin kimyasal özelliklerinden biri olarak Ca düşüşüne uygun olarak Na ve Si'nin yükselimi ve buna bağlı olarak volkanitlerde (Ca+Na) ve (Si + Ca) değerlerinin değişmediğinin saptanması da I. ve II. grup volkanitlerin spilitleşmeye uğradığı, III. grup volkanitlerde daha yüksek oranda albitleşerek ve silisleşerek keratofirik nitelik kazandığı söylenebilir.

KATKI BELİRTME

Bu yazı, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsünde yapılmış olan doktora tezinden hazırlanmıştır. Yapılan çalışma, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü'nün Jeodinamik projeleri kapsamında sürdürülmüştür. Yazar, tez yöneticisi Sayın Prof. Dr. Melih Tokay'a ve yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Oğuz Erol'a, majör element analiz-

lerini diyagramlara uygulayan Dr. Nuri Terzioğlu'na teşekkür eder.

Yazının ilk gelişi tarihi 25.12.1980

Yayma verildiği tarih Ocak 1982.

DEĞİNİLEN BELGELER

Glassley, W., 1974, Geochemistry and tectonics of the crescent rocks Olympic Peninsula, Washington, Geol. Soc. Am. Bull., 85, 785 - 794.

Irvine, T. N., ve Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523-548.

La Roche, H., de, 1964, Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique des roches cristallines: Sci. de la Terre, IX, 3, 293 - 337.

La Roche, H., de, 1966, Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude de chimie des roches: C. R. Acad. Sci. (Paris), 262, série D, 1665-1668.

La Roche, H., de, 1968, Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: C. R. Acad. Sci., 267, Série D, 39-42.

Macdonald, G. A., ve Katsura, T., 1965, Eruption of Lassen Peak Cascade Range, California, in 1915 - Example of mixed magmas: Geol. Soc. of Am. Bull., 76, 475 - 482.

Rittmann, A., 1963, Les volcans et Leur activité, Ed. Franc. Etablie et introduite par H. Tazieff. Masson, Paris, 461 S.

Sabine, P. A., 1978, Progress on the nomenclature of volcanic rocks, carbonatites, melilitite rocks and lamprophyres: Geol. Mag., 115 (6), 463 - 466.

Tatar, Y., 1978, Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 88, 56 - 72.

Yılmaz, A., 1980, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi: Doktora tezi (yayınlanmamış). A. Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü, 136 S.

Türkiye'nin bazı radyoaktif cevherleşmeleri üzerinde mineralojik çalışmalar

Mineralogical study of some radioactive mineralisation in Turkey

NAMIK ÇAĞATAY, Orta Doğu Teknik Üniversitesi

ÖZ: Kasar ve Taşharman (Köprübaşı) uranyum yatakları; Yeşilyurt (Alaşehir) uranyum belirtisi; Eskine, Çukurovası ve Asarcık (Şebinkarahisar) uranyum yatak ve belirtileri ile Beylikahır (Sivrihisar) nadir toprak - toryum - florit yatağından cevher örnekleri üzerinde mikroskopik, otoradyografik ve X - ışınları toz kamera kırınım yöntemleri ile mineralojik çalışmalar yapılmıştır.

Kasar ve Taşharman uranyum yatakları ve Yeşilyurt uranyum belirtisi Menderes Masifi metamorfiklerini örten Neojen yaşlı kırıntılı çökeller içerisinde konumlanmış, kumtaşı türünde cevherleşmelerdir. Kasar yatağı örneklerinde uranyum mineralleri olarak meta - autinit ve daha az olarak meta - torbernit izlenmiştir. Bu mineraller bir çakıltaşı - kumtaşı - miltaşı istifinde çakılların etrafını sarmış olarak ve hamur içerisinde açılmış halde bulunur. Cevherleşme yer yer altta masifin şist ve gnayslarının çatlaklarında da izlenir. Bu çalışmada incelenen, Taşharman ve Yeşilyurt uranyum cevherleşmelerinden alınmış örneklerde belli bir uranyum mineraline rastlanmamıştır. Taşharman örneklerinde sarı renkli sıvamaların jarosit olduğu saptanmıştır. Yeşilyurt'ta bir radyoaktif dengesizliğin belirtileri uranyum minerallerinin enderliğine açıklık getirmektedir.

Şebinkarahisar yöresinde Çukurovası ve Eskine de incelenen örneklerde uranyum mineralleri olarak meta - autinit, metatorbernit ve meta - uranoserit saptanmıştır. Bu mineraller granitleri örten Eosen yaşlı kayalar içerisinde ve daha yaşlı olduğu sanılan silisleşmiş andezitlerin kırık ve çatlaklarında izlenmiştir. Yer yer yüksek radyoaktifite veren Asarcık kurşun - çinko evherleşmesinden zengin, sülfid minerallerince zengin, yüksek düzeyde radyoaktif bir cevher örneğinde uraninit izlenmiştir.

Beylikahır nadir toprak toryum - florit--basit cevherleşmesi Tersiyer yaşlı alkali magmatizmaya bağlı olarak Paleozoyik yaşında bir meta - tortul - volkanik karmaşık içinde tektonik breş zonlarında ve damar grupları şeklinde oluşmuştur. Bu cevherleşme örneklerinde kalsit, florit, barit ve nadir toprak minerali olarak bastnaesit yanında psilomelan, limonit, dolomit ve az oranlarda apatit ve filogopit izlenmiştir. Önceki bir çalışmaya göre normal bir bastnaesite göre toryumca daha zengin olan Beylikahır bastnaesitleri, bu cevherleşmede ayırt edilen çok evreli cevherleşme işlemlerinin sonlarına doğru oluşmuştur.

ABSTRACT: Mineralogical studies, on radioactivit ore samples from the Kasar and Taşharman (Köprübaşı uranium deposits and Yeşilyurt (Alaehir) uranium occurrence in Western Anatolia; Eskine and Asarcık uranium mineralizations in Şebinkarahisar district in the Eastern Black Sea Region, and Beylikahır (Sivrihisar) rare earth-thorium -fluorite deposit in Western Anatolia were carried out using microscopic autoradiographie and X ray powder camera diffraction techniques.

The Kasar and Taşharman deposits, and the Yeşilyurt occurrence are sandstone - type uranium mineralizations located in the Neogene fluvialite and lake sediments. Meta - autinite and meta - torbernite are the only uranium minerals recognised in the ore samples from the Kasar deposit. These minerals occur as disseminations in the matrix, and as an envelope around the pebbles of the Neogene clastic series, and in places extend down into the fractures of the basement gneiss and schist. No uranium minerals were identified in a limited number of representative ore samples from Taşharman and Yeşilyurt mineralizations. Fine yellow coatings on some Taşharman conglomerate samples were found to be jarosite. Some indications of a radioactive disequilibrium in the Yeşilyurt uranium occurrence explain the scarcity of the uranium minerals.

In the Çukurovası and Eskine mineralization in the Şebinkarahisar district meta - autinite, meta - torbernite and meta - uranocircite II were identified. These minerals occur in a conglomerate - sandstone - siltstone unit of Eocene age, and in the fractures of the schist. The uraniumiferous units were jarosite, and are covered by the basalt and andesite flows.

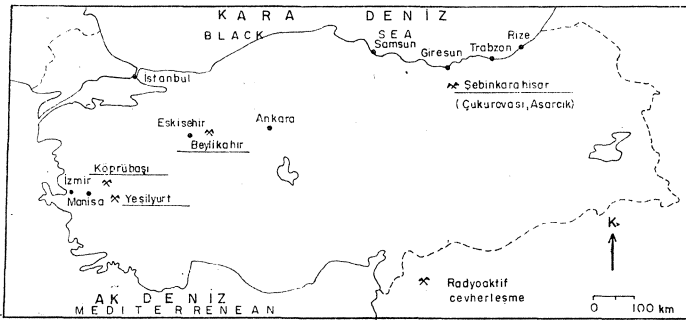
Uraninite was observed in highly radioactive sulphide rich sample from the Asarcık lead-zinc mine in the Şebinkarahisar district.

The Beylikahır rare earth - thorium - fluorite deposit is related to the alkaline magmatism of Tertiary age and occur as veins and fissure zones located in tectonic breccia zones in the Paleozoic meta - sedimentary and volcanic complex. In addition to calcite, fluorite, barite, and bastnaesite as the rare earth - thorium mineral, psilomelane, limonite, dolomite, and in small quantities apatite and phlogopite were observed in the ore samples from this deposit. The bastnaesite from Beylikahır, which has been found to be enriched in thorium and cerium, is bastnaesite according to a previous study, deposited in the final stages of a multiphase mineralization process.

GİRİŞ

Türkiye'nin değişik türde bazı radyoaktif cevherleşmelerinden, M.T.A. Enstitüsü Atom-Kömür ve Teknoloji daireleri elemanları tarafından alınmış, bu cevherleşmeleri simgeleyici özellikte cevher örnekleri çeşitli mineralojik ve petrografik yöntemlerle incelenmiştir.

Bu cevherleşmeler sırası ile, batı Anadolu'da Kasar ve Taşharman (Köprübaşı) uranyum yatakları ve Yeşilyurt (Alaşehir - Manisa) uranyum belirtisi; Kuzeydoğu Anadolu, Şebinkarahisar yöresinde Çukurovası, uranyum yatağı ve Asarcık radyoaktif kurşun cevherleşmesi; Eskişehir yöresinde Beylikahır (Kızılcaören) nadir toprak elementleri-toryum - florit yatağıdır (Şekil 1).



Şekil 1 : İncelenen radyoaktif cevherleşmelerin yer buldu ru haritası.

Figure 1 : Location map of the radioactive mineralizations studied.

ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Radyoaktif cevherleşme örnekleri, petrografik ve mineralojik özellikleri ve sorunlarına göre binoküler, petrografik ve maden mikroskopisi çalışmaları yanında otoradyografi (autoradiography) ve X-ışınları kırınım yöntemleri ile incelenmişlerdir.

Bu çalışmada, radyoaktif minerallerin varlığını algılama ve dağılımını saptamada yararlı, kılın bir yöntem olan otoradyografinin daha hızlı bir türü; radyolaksografi (radioluxography) kullanılmıştır (Dooley, 1958 ve 1977). Bu yöntemde fotoğraf filmi olarak röntgen filmi (Kodak No-Screen Film NS-5T); ve örneğin düzgün kesilmiş yüzeyi (veya parlak kesit yüzeyi veya üzeri kapatılmamış ince kesit yüzeyi) ile fotoğraf filmi arasına konulan ve radyoaktivite etkisi ile görünür ışın veren fosforesent film olarak da bir yüzü fosforesent çinko sülfidle kaplı asetat filmi kullanılmıştır. Adı geçen fosforesent film, radyoaktivite ile görüntü oluşum işlemini hızlandırmaktadır. Bu şekilde karanlık bir kutu içerisinde örneğin radyoaktivite şiddetine göre 2 saat ve 10 gün arasında bir süre ile örneğin ışınlanmasına açık tutulan film, banyo işleminden sonra incelenmiştir.

Radyoaktif minerallerini kesin tanıma yöntemi olarak X - ışınları toz kırınım (X - ray powder diffraction) yöntemi kullanılmıştır. Bu yöntem ile mikroskop altında ayırtlanmış mineraller toz haline getirildikten sonra bir Philips difraktometresinde 114,6 mm çapında bir kamera kullanı-

larak, 20 mA ve 40 kV koşullarında CuK_{α} ışınlanması ile ışınlanmışlardır. Banyo edilen filmlerden d - aralıkları hesaplanmıştır.

MİNERALojİK ÇALIŞMALAR

Bu bölümde dört ayrı cevherleşme sahasından alınan cevher örnekleri üzerinde yapılan mineralojik incelemeler ve sonuçları yanında bu cevherleşmelerin jeolojik konumları ile ilgili öz bilginin verilmesi gerekli görülmüştür. Kasar ve Taşharman (Köprübaşı) Uranyum Yatakları

Köprübaşı uranyum sahasında uranyum cevherleşmesi Menderes masifinin gnays ve şistleri üzerine gelen yatay bir Neojen istif içerisinde bulunur. Bu istif tabanda akarsu çökelleri ve üstte gösel çökeller olmak üzere iki birimden oluşmuştur. Alt birim uranyum yönünden daha önemli olup, fazla devamlılık göstermeyen, yer yer merccek şeklinde çakıltası, kumtaşı, miltaşı ve çamurtaşı tabakalarının ardalanmasından oluşmuştur. Genel olarak rengi sarımsı gri ve sarımsı yeşil olan bu birimin kalınlığı 100 metreye kadar ulaşır; yer yer çok az pirit ve çok ender olarak da organik karbon gereci içerir (King ve diğerleri, 1976). Üst birim Üst Miyosen yaşında, toplam 120 m ye kadar varan kalınlıkta ve tuf, kalker, andezit ile arakatlı, çoğun gevşek çakıltası, kumtaşı miltaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmuştur.

Kasar uranyum cevherleşmesi alt birim içerisinde bulunur. Kasar uranyum cevherinde yazar tarafından tanımı yapılan başlıca uranyum mineralleri meta-autinit ve meta - torbernittir. Bunlardan meta - autinit sarı veya açık yeşilimsi sarı renkte, çok küçük levhacıklar şeklinde olup daha sık ve bolca bulunur. Meta - torbernit ise mavimsi açık yeşil renkte olup levhacıklar halindedir. Bu mineraller çakılları kuvars, kuvarsit, şist ve gnays olan, ve daha çok kumlu bir hamura sahip çakıltalarının çakıllarının yüzey ve çatlaklarında ve hamurun içerisinde tane aralarında izlenir. Ayrıca miltaşları ve kumtaşları içerisinde yer yer izlenen birkaç santimetre çapındaki çamurtaşı kırıntılarının yüzey ve çatlakları, ince çamurtaşı bantlarının üst yüzeyleri bu minerallerce zengindir. Metamorfik masifin genel olarak kuvars, feldspat, muskovit ve biyotitten oluşmuş şist ve gnayslarının ince çatlaklarında ve yapraklanma yüzeylerinde de bu mineraller yer yer zenginleşme gösterirler.

Taşharman uranyum cevherleşmesi alt birimin çakıltaları ve üst birimin tüfleri içinde konumlanmıştır (Nakoman, 1979); buna göre de çakıltası (veya konglomeratik) ve tüflü cevher olmak üzere iki cevher türüne ayrılmıştır. Bu iki cevher türünden alman kısıtlı sayıda, ancak temsili örnekler üzerinde çalışmada belli bir uranyum minerali saptanamamıştır. Çakıltası türü cevherde sarı renkli sıvamaların jarosit (su içeren demir sülfatlar) olduğu saptanmıştır. Daha önceki çalışmalarda çakıltası türü cevherde meta - autinitin varlığı saptanmış genel olarak tüflü cevherlerde ise uranyum dahlite (sarı-beyaz renkte karbonat - apatit minerali) bağlı olduğu kaydedilmektedir. (Nakoman,1979). Ayrıca Yılmaz (1980) jarosit ve vaylandit yönünden zengin örneklerde limon sarısı renkte şokingerit (schoekingerite). mineralinin varlığını saptamıştır.

Yeşilyurt (Alaşehir) Uranyum Cevherleşmesi

Yeşilyurt uranyum cevherleşmesinin jeolojik konumu Köprübaşı yataklarına çok benzer; uranyum anomalileri, metamorfik masifin gözlü gnays, mikaşist ve az kuvarsitten oluşmuş kayaçlarını üzerleyen ve genel olarak kuzey veya kuzeydoğuya 15° eğimli olan, Neojen istifinin alt birimini oluşturan akarsu çökelleri içerisinde bulunmaktadır (Aydınöz, 1976), bu birim gevşek, çapraz tabakalı kumtaşları, miltaşları ve bunlarla arakatlı çakıltaşı ve çamurtaşlarından oluşmuş olup, günümüzde de oluşumuna devam eden travertenlerle yer yer örtülüdür. Yeşilyurt uranyum sahası ile ilgili ayrıntılı jeolojik bilgi Aydınöz (1976) tarafından verilmiştir.

Yazarın demiryolu kuzeyinde, Tünel mevkiinde yapmış olduğu gözlemlere göre adı geçen Neojen birimi pirit ve organik karbon yönünden fakirdir. Piritçe zengin düzeyler oksitlenerek demir oksit boyaması ile belirginleşmiştir. Organik madde ise yer yer kalınlığı 2-3 cm, uzunluğu 10-20 cm olan, tabakalanmaya paralel yuva ve mercerler oluşturmaktadır. Ayrıca sarımsı gri, bazen de sarımsı kırmızı renkte oksitlenmiş miltaşları içinde çapı birkaç santimetre olan yeşilimsi gri renkte, indirgenme özelliği gösteren yuvalar izlenir. En yüksek radyoaktivite demir oksitli, organik karbonlu ve indirgeme özelliği gösteren yuva ve bantlarda kaydedilmektedir. Ancak bu çalışmada Yeşilyurt sahasında belirgin bir uranyum minerali tanımlanamamıştır. Yukarıda adı geçen, yüksek radyoaktivite (15 000 cps ye kadar) veren kesimlerde uranyumun daha çok demir oksit ve organik karbon gibi maddeler üzerine soğurulmuş bir halde bulunduğu düşünülmektedir. Ayrıca Neojen istifinin bu yörede kuvvetle yıkanıp oksitlenmiş olması, büyük bir olasılıkla sahada yüksek derecede radyoaktif dengesizliğe (radioactive disequilibrium) işaret etmektedir.

Şebinkarahisar Uranyum Yatak ve Zuhurları

Şebinkarahisar yöresinde Çukurovası ve Eskine Yaylası sahalarında ekonomik olabilecek uranyum cevherleşmeleri ikincil uranyum - mineral yığılımları halinde bulunur. Cevherleşme Çukurovası'nda nummulitli, Eosen yaşlı kırıntılı çökeller içerisinde; Eskine'de ise çoğunlukla daha yaşlı bir andezitin kırık ve çatlak yüzeylerinde izlenmektedir (Örgün, 1972).

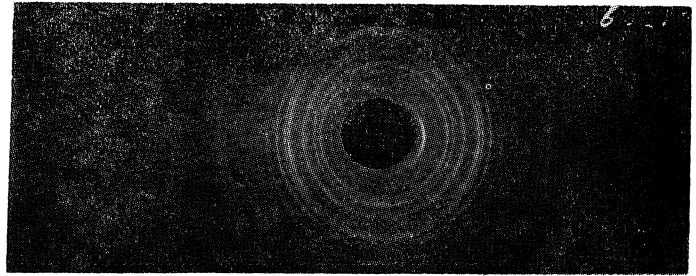
Çukurovası'nda uranyum içeren çökeller çakıltaşı, kumtaşı ve miltaşı ardalanmasından oluşmuş olup, yer yer önemli oranlarda kil ve az oranlarda kömür içerirler. Örnekleri incelenen cevherli çakıltaşları, daha çok granit ve andezit çakılları içeren polimiktik konglomera türündedirler. Renkleri sarımsı gri renkte olan bu çökellerde en büyük çakıl boyutu 20 mm olarak izlenmiştir.

Cevherleşmiş andezitler porfiritik bir doku sergiler ve silisleşme gösterirler. Limonitle boyandıklarından kırmızımsı kahverenkdedirler. Gerek andezitler gerekse cevherli kırıntılı kayaçlar bir graniti örterler; kendileri de bazalt ve diğer andezit akıntılı ile örtülürler. Ancak Örgün

(1972), silisleşmiş cevherli andezitlerin granitten daha yaşlı olduğunu belirtmiştir.

Şebinkarahisar yöresinde granitler de çeşitli kesimlerde nokta anomalileri şeklinde radyoaktivite sergiler. Bunlardan biri olan Asarcık eski kurşun - çinko madeni 1950 lerdan beri bilinmektedir. Bu işletmeden alınmış granit örnekleri yer yer yüksek radyoaktivite gösterirler. Önemli derecede turmalinleşmeden ötürü mavimsi gri renkte olan bu granitler 5 mm çapında turmalin benekleri (güneşleri) içerirler. Turmalinleşme yanında ileri derecede serisitleşme ve yer yer de silisleşme sergiler ve az olarak saçılma şeklindeki pirit içerirler. Turmalinler sarımsı kahverengi, yeşil ve koyu mavi renkte pleokroizma gösteren şorl - elbait (schorl - elbaite) türünde olup; kayaç içinde iğneler ve turmalin güneşleri şeklindedir. Turmalinlerin yer yer mikroskopik kuvars damarları ile kesildiği izlenir.

Çukurovası ve Eskine cevher örneklerinde meta-autinit ve meta - torbernit gibi sık karşılaşılan ikincil uranyum mineralleri yanında daha ender bulunan, meta-antinit grubu minerallerinden baryum içerikli meta - uranosersit (meta - uranocircite) saptanmıştır (Şekil 2, Çizelge 1). Bu mineralin, Morton (1978) in X - ışınları kırılma verileri (Çizelge 2) göz önüne alındığında, su içeriğine (hidrasyon durumu) göre meta - uranosersit II olduğu anlaşılmıştır.



Şekil 2 : Şebinkarahisar'dan meta - uranosersit II mineralinin tam büyüklükte X-ışınları toz kırınım resmi (Cu Ka ışınlaması; 114,6 mm çaplı kamera).

Figure 2 : X - ray powder diffraction pattern of meta - uranocircite II from Şebinkarahisar (Cu K α radiation; camera diameter 114,6 mm; fell size contact print).

Meta - autinit ve meta - torbernit ince yassı tabakalar biçiminde kristal ve kristal kümeleri halinde andezitin çatlaklarında ve kırıntılı kay açların (çakıltaşı, kumtaşı) çakıllarının yüzey çukurlarına yerleşmiş ve çakılların çevresini sarmış olarak, ve hamur içinde saçılmış halde bulunurlar.

Meta - uranosersit II, sarı renkte, tabaka biçimli kristal ve kristal yığınları olarak meta - torbernit ile birlikte, limonitleşmiş - silisleşmiş - andezitin çatlak düzlemlerinde izlenmiştir. Çoğunlukla meta - uranosersit, meta - torbernit; göre daha az oranlarda bulunmaktadır.

Çizelge 1. Şebinkarahisar (Giresun) ve Falkenstein (Saksonya) meta - uranoseritlerine ait X - ışınları toz kırınım verileri.

Table 1. X - ray powder diffraction data for meta - uranocircite from Şebinkarahisar (Giresun) and Falkenstein (Saxony).

| Meta - uranoserit (Şebinkarahisar) | | Meta - uranoserit (Falkenstein; Nuffield ve Milne, 1953) | |
|------------------------------------|-----|--|-----|
| d | I | d | I |
| A | | A | |
| 8.55 | 100 | 8.19 | 70 |
| 5.40 | 60 | 5.37 | 60 |
| 4.93 | 40 | 4.90 | 30 |
| 4.23 | 70 | 4.21 | 60 |
| 3.61 | 90 | 3.58 | 60 |
| 3.49 | 50 | 3.38 | 100 |
| 3.22 | 60 | 3.21 | 20 |
| 2.91 | 40 | 2.91 | 30 |
| 2.69 | 5 | 2.67 | 5 |
| 2.60 | 10 | 2.59 | 40 |
| 2.43 | 5 | 2.41 | 5 |
| 2.37 | 10 | 2.35 | 10 |
| 2.19 | 20 | 2.18 | 20 |
| 2.13 | 10 | 2.12 | 10 |
| 2.09 | 10 | 2.08 | 7 |
| 2.02 | 40 | 2.01 | 40 |
| 1.94 | 10 | 1.924 | 30 |
| — | — | 1.883 | 5 |
| 1.81 | 5 | 1.796 | 30 |
| 1.74 | 20 | 1.741 | 30 |
| 1.656 | 20 | 1.676 | 5 |
| 1.595 | 20 | 1.589 | 50 |
| 1.566 | 5 | 1.559 | 10 |
| 1.519 | 20 | 1.518 | 50 |
| 1.375 | 10 | — | — |
| 1.341 | 20 | — | — |

Asarcık eski kurşun - çinko madeninden alınmış yüksek derecede radyoaktif bir cevher örneğinde bolluk sırasına göre arsenopirit, pirit, sfalerit, kalkopirit, galenit, uraninit, limonit, rutil ve markasit izlenmiştir. Uraninit, en büyük-

leri 25 mikron olan çok ince, öz biçimsiz veya yan özbiçimli tane ve tane yığınları olarak, daha çok kuvars gang içerisinde bulunmaktadır.

Eskişehir - Sivrihisar - Kızılcaören Toryum - Nadir Toprak Elementleri Florit - Barit Cevherleşmesi

Cevherleşme, Paleozoyik yaşlı killi ve serisitli şistler, fillit, kumtaşı ve volkanik kayalar karmaşığı içerisine yerleşmiş Tersiyer yaşlı alkali magmatizma ürünü olan alkali trakit ve fonolit türünde damar kayaları ile ilişkili olarak oluşmuştur (Kaplan, 1977). Tektonik breşleşme zonlarını izleyen cevherleşme, yer yer konsantrik dağılım gösteren damar grupları içerisinde dolgu ve breşlerin çimento malzemesinin bir kısmını oluşturmaktadır.

M.T.A. Enstitüsünün yapmış olduğu çalışmalar sonucu bu cevherleşmenin dünyanın bilinen en büyük toryum - nadir toprak elementleri yatağı olması yanında florit yönünden de önemli olduğu bilinmektedir (Kaplan, 1977).

Bu çalışmada cevherleşmeden alınmış temsili örnekler üzerinde otoradyografik, mikroskopik ve X - ışınları kırılma yöntemleri ile çalışmalar sonucu başlıca toryum - nadir toprak minerali olarak, daha sonra özellikleri tartışılacak olan bastnasit ((Th, REE*, Ca) CO₃. F₂) saptanmıştır. Ayrıca bazı örneklerde bol olmak üzere florit barit, kalsit, psilomelan; daha az oranlarda dolomit, limonit; çok az olarak rutil, zirkon pirit ve bir örnekte de apatit ve filogopit izlenmiştir. Tüm bu minerallerin hepsini bir arada, her zaman aynı oranda izlemek olasılığı çok azdır.

İncelenen cevher örneklerinin hepsi breşik bir yapıya sahiptir. Gerek cevherleşme öncesi ve gerekse cevherleşme sırasında çeşitli evrelerde breşleşmenin izlerine rastlanmaktadır. Ayrıca cevherleşme öncesi volkanik özellikteki yan kayaların breşleşmeden önce bir silisleşme aşaması geçirdiği, bu kayaların silisleşmiş parçalarının sık sık cevher damarları içinde izlenmesinden anlaşılmaktadır (Şekil 3a).

Mikroskopik gözlemlere göre cevherleşme işlemlerini ve mineral oluşum sırasını şu şekilde sıralayabiliriz:

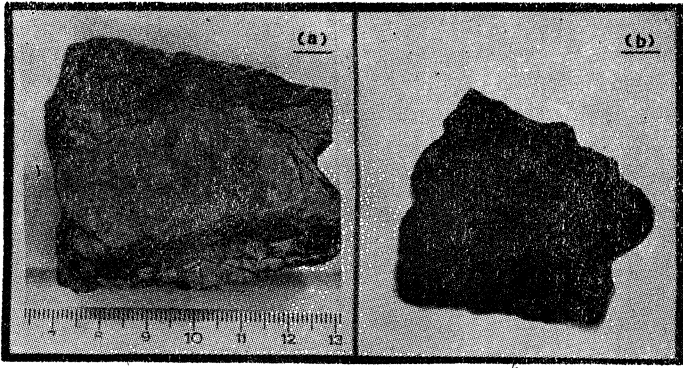
1. Yan kayaların silisleşmesi.

(*) REE : Nadir toprak elementleri

Çizelge 2. Uranoserit, meta - uranoserit I ve meta - uranoserit II minerallerine ait kuvvetli X - ışınları kırılma çizgileri (Morton, 1978).

Table 2. Strong X - ray powder diffraction lines for uranocircite, meta - uranocircite I and meta - uranocircite II (Morton, 1978).

| Uranoserit Ba (UO ₂) ₂ (PO ₄) ₂ · 6H ₂ O | | Meta - Uranoserit I Ba (UO ₂) (PO ₄) ₂ · 3H ₂ O | | Meta - uranoserit II Ba (UO ₂) (PO ₄) ₂ · 6H ₂ O | |
|--|-----|--|-----|---|-----|
| d (A) | I | d (A) | I | d (A) | I |
| 10.10 | 60 | 8.93 | 100 | 8.55 | 100 |
| 5.10 | 100 | 3.73 | 80 | 3.61 | 100 |
| 2.04 | 100 | 5.48 | 70 | 5.39 | 70 |



Şekil 3 (a) Beylikahir nadir toprak -toryum - florit yata-ğında tektonik breş türü cevher örneği. Merkezdeki iri çakıl ve diğerleri silisleşmiş bir vol kanik kayacın parçaları olup, çoğunlukla kalsitten oluşmuş bir çimento ile bağlanmıştır. Çimento içindeki koyu renkte olan kesimler psilomelanın; açık renkli, çizgi şeklindeki kesimler bastnasitin yoğun olarak bulunduğu kısımlardır (Ölçekteki birimler cm dir).

(b) Aynı örneğin on gün süre sonunda oluşmuş otoradyografi, Açık renkli, radyoaktif kısımlar karbonat çimento içindeki bastnasit yığımlarının bulunduğu yerleri göstermektedir. Bu kısımlar 3 (a) da çimento içindeki açık renkli çizgisel kesimlere karşılık gelmektedir.

Figure 3 (a) Tectonic breccia - type mineralized sample from the Beylikahir rare earth - thorium - fluorite deposit. The large pebble in the centre and the others are fragments of a silicified volcanic rock which is bound by a cement largely composed of calcite. The dark patches in the cement are psilomelane; the light streaks are the bastnaesite - rich parts (units on scale we in cms).

(b) The autoradiograph of the same sample after ten days of exposure. The white radioactive parts occur in the cement, and corresponds to the white, bastnaesite - rich streaks in 3 (a).

2. Breşleşme,
3. Barit ve Florit cevherleşmesi,
4. Breşleşme,
5. Demir (pirit ve piritten oluşan limonit) cevherleşmesi,
6. Manganez ve karbonat oluşumu,
7. Toryum - nadir toprak (cevherleşmesi).

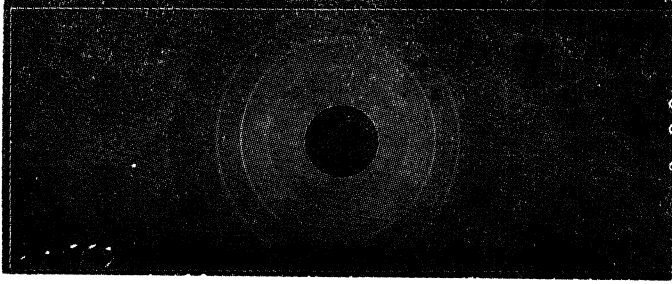
Şekil 3 b deki bir cevher örneğinin otoradyografisinden de görüldüğü gibi toryum - nadir toprak cevherleşmesi, breşleşmiş kayaç ve mineral tanelerini çimentolayan mangan ve demir oksitlerin de eşlik ettiği bir karbonat (kalsit, az oranda dolomit) içerisinde bulunmaktadır.

Bastnasit. Karbonat çimentosu içerisinde çoğunlukla 20-30 mikron büyüklüğünde özbiçimsiz veya yan özbiçimli, eşit boyutlu tanelerin oluşturduğu kümeler halinde izlenir. Bu tanelerin petrografik mikroskop altında rengi yeşilimsi sarı olup, kırılma indileri 1.700 den daha büyük; çift kırılması yüksektir (kalsitten daha küçük). X-ışınları kırınım verileri Mountain Pass (California) bastnasitine çok benzemektedir (Çizelge 3, Şekil 4). Ancak Arda (1975 a) Beylikahir'dan değişik şiddette radyoaktivite veren örnekler üzerinde yaptığı mineral ayırma ve kimyasal analiz sonucu bastnasitlerin toryum içerikleri yönünden genel olarak iki grupta toplandığını saptamış ve böylece değişik radyoaktivite şiddetlerini açıklamıştır. Arda (1975 a), kısmen zenginleştirilmiş örneklerden yüksek toryum içeren bastnasitlerin ortalama % 22.5; diğerlerinin yaklaşık ortalama % 4.5 toryum içerdiğini hesaplayarak saptamış; ve bu mineralin Beylikahir'da toryum oranına göre bir izomorf seri oluşturduğu sonucuna varmıştır. Halbuki Palacha ve diğerleri (1951; s. 290) tarafından derlenen dört ayrı bastnasit örneğinden sadece biri % 0.1 ThO₂ içermektedir. Aynı şekilde Heinrich (1958); s. 127) bastnasitlerde toryum oranını en çok %0.39 olarak vermektedir. Öte yandan Pavlenko ve diğerleri (1965; Fleischer, 1965 de), Doğu Sibirya'dan alkali metasomatizma

Çizelge 3. Beylikahir (Eskişehir) bastnasiti ve Mountain Pass (California) bastnasiti (Glass ve diğerleri, 1958) ile Doğu Sibirya'dan torbastnasite (Pavlenko ve diğerleri, 1985; Fleischer, 1965 den) ait X - ışınları toz kırınım verileri.

Table 3 : X-ray powder diffraction data for bastnaesites from Beylikahir, Eskişehir and Mountain Pass, California (Glass et al. 1958), and thorbastnaesite from Eastern Siberia (Pavlenko et al., 1965; in Fleischer, 1985).

| Bastnasit (Beylikahir) | | Bastnasit (Mountain Pass) | | Torbastnasit (Doğu Sibirya) | |
|------------------------|-----|---------------------------|-----|-----------------------------|-----------|
| d (Å) | I | d (Å) | I | d (Å) | I |
| 4.85 | 50 | 4.88 | 40 | | |
| 3.53 | 80 | 3.56 | 70 | 3.499 | 60 |
| 2.86 | 100 | 2.879 | 100 | 2.886 | 100 |
| 2.46 | 10 | 2.445 | D | | |
| 2.054 | 60 | 2.057 | 40 | | |
| 2.010 | 20 | 2.016 | 40 | 2.017 | 60 |
| 1.886 | 50 | 1.898 | 40 | 1.868 | 70 |
| 1.778 | 20 | 1.783 | 9 | | |
| 1.667 | 40 | 1.674 | 21 | | |
| — | — | 1.629 | 15 | 1.644 | 50 |
| 1.573 | 10 | 1.573 | 9 | | |
| 1.439 | 10 | 1.439 | 11 | | |
| 1.341 | 10 | 1.347 | 7 | | |
| 1.295 | 20 | 1.298 | | 1.275 | 60 |
| 1.274 | 10 | 1.277 | 7 | | |
| | | 1.204 | 6 | | |
| | | 1.180 | 9 | | |
| | | 1.156 | 11 | 1.160 | 50 |
| | | | | 1.134 | 50 |



Şekil 4 : Beylikahır'dan bastnasit mineralinin tam büyüklükte X-ışınları toz kırınım resmi. Merkezden başlayarak üçüncü çizgi, kalsite ait en kuvvetli çizgidir. (Cu K α ışınlaması; 114,6mm çaplı kamera).

Figure 4 : X-ray powder diffraction pattern of bastnasite from the Beylikahır deposit (Cu K α radiation; camera diameter 114,6 mm; full size contact print).

ürünü, demirce zengin albitit içerisinde % 46.79 ThO $_2$ içeren bir bastnasit mineral türünün varlığını saptamış ve «torbastnasit (thorbastnaesite)» olarak adlandırmıştır (Çizelge 3). Bu yeni mineral ismi Colorado School of Mines'in hazırladığı uranyum ve toryum mineralleri çizelgesinde (Hounslow, 1976) yer almıştır. Pavlenko ve diğerlerinin (1965) çalışması, Arda'nın (1975 a) bastnasit mineralinin toryum içeriği açısından bir izomorf seri oluşturduğu yönündeki bulgularını desteklemektedir. Böylece Beylikahır'da bastnasitlerin toryum içeriği göz önüne alındığında normal bir bastnasite göre toryum yönünden daha zengin olduğu ve yer yer torbastnasite yaklaşım gösterdiği söylenebilir. Ancak bu konuda daha ayrıntılı bir X - ışınları kırılma çalışması ile birlikte, saflaştırılmış bastnasit örneklerinin toryum analizleri gerekmektedir.

Florit. Bazı örneklerde bol oranlarda (yaklaşık % 30), tane boyu 10 mm ye varan ve yer yer zonlu yapı gösteren mor renkli kristaller halinde izlenmektedir. İri kristaller parçalanmış ve daha sonra içinde bastnasit ve demir - mangan oksitlerinin de bulunduğu karbonat bir çimentoyla bağlanmıştır. Bazı cevher örneklerinde florit daha az oranlarda, bazen yeşil renkte küçük taneler halinde görülmektedir.

Barit. Özbiçimli ve yarı özbiçimli kristal veya kristal toplulukları halinde bulunmaktadır. Barit kristallerinin boyutları bazı örneklerde 6 mm ye kadar varmaktadır.

Psilomelan. Bazı cevher örneklerinde % 30 a kadar varan oranlarda bulunmaktadır. Yer yer jelimsi, koloidal dokular sergilemekte ve içlerinde çok az olarak pirolusit içermektedir.

Limonit. Çoğunlukla psilomelanla birlikte bulunur. Genel olarak piritin oksidasyonu sonucu bu mineralin yerini almış olarak (pseudomorph) ve bazen de boyamalar şeklinde karbonat çimento içinde izlenmektedir.

Apatit ve Filogopit. Karbonat çimento içinde küçük kristaller (yaklaşık ortalama 100 mikron) halinde görülmektedir.

Arda (1975 b) bastnasite ek olarak bu cevherleşmenin Gümüşlüdere kesiminde alınan bir kaç örneğinde brockite, (Ca, Th, REE) PO $_4$. H $_2$ O mineralinin varlığını saptamış, ancak bu çalışmada incelenen örneklerde bu minerale rastlanmamıştır.

SONUÇLAR

Yapılan çalışmalar sonucu radyoaktif mineral olarak, Kasar uranyum yatağında meta - autinit ve meta - torbernit; Şebinkarahisar Eskine ve Çukurovası uranyum yataklarında meta - autinit, meta - torbernit ve meta - uranosersit II ve Beylikahır nadir toprak - toryum - florit yatağında bastnasit tanınmıştır.

Bu çalışmada Taşharman ve Yeşilyurt cevher örneklerinde belli bir uranyum minerali saptanamamıştır. Ancak daha önceki çalışmalarda Taşharman uranyum yatağında meta - autinit, şokingerit (Yılmaz, 1980) ve tüflü cevher içinde dahlit (Nakoman, 1979) mineralleri tanınmıştır. Yeşilyurt'ta ise bir radyoaktif dengesizliğin belirtileri uranyum minerallerinin enderliğini açıklamaktadır.

Beylikahır'da bastnasitlerin ayrıntılı kimyasal analizleri ve bunlara koşut olarak X - ışınları kırınım verileri büyük ölçüde bastnasit - torbastnasit mineral serisinin (?) özelliklerine açıklık kazandıracaktır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Uluslararası Atom Enerjisi Ajansı (IAEA) bursu ile Kanada'da Geological Survey'de (GSC) «Uranyum Yatakları» konusunda yapılan çalışmaların bir bölümüdür. Bu nedenle yazar adı geçen iki kuruluşa ve GSC Mineraloj Laboratuvarlarında kendisine X-ışınları kırınım ve otoradyografi çalışmalarında yardımcı olan Mr. A.L.Littlejohn ve Mr. A.C.Roberts'a teşekkür eder. Ayrıca yazar, bu çalışma için cevher örneklerini sağlayan M.T.A. Enstitüsü Teknoloji Dairesi'nden Dr. Utku Sağdıç ile Atom ve Kömür Dairesi'nden Sn. Hüseyin Kaplan ve Sn. İbrahim Çetintürk'e; Beylikahır cevherleşmesinin mineralojisi konusunda görüşlerinden büyük ölçüde yararlandığı Dr. Oğuz Arda'ya teşekkürü bir borç bilir.

Yazının ilk geliş tarihi : 1.9.1981

Yayına verildiği tarih : Ocak 1982.

DEĞİNİLEN BELGELER

Arda, O., 1975 a, Mineralojik Rapor. M.T.A. Enstitüsü (Ankara) Radyoaktif Mineraller ve Kömür Şubesi, Atom Servisi Rapor No. 5/A (yayınlanmamış).

Arda, O., 1975 b, «Eskişehir - Beylikahır - Gümüşlüdere toryum» işaretli gelen numunenin mineralojik tetkik neticesi. M.T.A. Enstitüsü (Ankara) Teknoloji Şubesi Rapor No. 13/8554 (yayınlanmamış).

Aydınöz, F., 1976. Alaşehir - Yeşilyurt konsantrasyonlarının oluşumu ve çevrenin jeolojisi. M.T.A. Enstitüsü (Ankara) Radyoaktif Mineraller Servisi Rapor No. 477 (yayınlanmamış).

- Dooley, J.R., Jr. 1958, The radioluxograph - a fast, simple type of autoradiograph : United Nations Internat. Conf. on Peaceful Uses of Atomic Energy. 2nd, 3, paper No. 1762, 550 - 553.
- Dooley, J.R., Jr. 1977. Fast autoradiographs for localizing uranium with the radioluxograph. *Econ. Geol.*, 72, 727(abstr).
- Fleischer, M., 1965, New mineral names; *Amer. Mineral.*, 50, 1505.
- Glass, J.J., Evans, H.T., Jr., Carron, M.K., and Hilderbrand, 1958. Cerite from Mountain Pass. San Bernardino County, California. *Amer. Mineral.*, 43, 460 - 475.
- Heinrich, E. Wm., 1958, Mineralogy and geology of radioactive raw materials. McGraw - Hill, 654 s.
- Hounslaw, A.W. (derleyen), 1976, Mineralogy of uranium and thorium, a tabular summary, Colorado School of Mines Research Institute publ.
- Kaplan, H., 1977, Eskişehir - Sivrihisar - Kızılcaören köyü yakın güneyi nadir toprak elementleri ve tordum kompleks cevher yatağı. *Jeoloji Mühendisliği*, 2, 29 - 34.
- King, J.W., Taucid, M., Frey, D., Basset, M., Çetintürk, İ. Aydınöz, F. ve Keçeli, B., 1976. Exploration for uranium in southwestern Anatolia. *Exploration for Uranium Deposits, Proc. IAEA, Vienna*, 501 - 528.
- Morton, R.D., 1978, The identification of uraniferous minerals. *Short Course in Uranium Deposits : Their Mineralogy and Origin*; M.M. Kimberley (ed), *Course Handbook*, Min. Assoc. Canada, Toronto, 3. 141 • 183.
- Nakoman, E., 1979. Radyoaktif Hammaddeler Jeolojisi. M.T.A. Enstitüsü (Ankara). Eğitim Serisi No. 20, 575.
- Nuffield, E.W., ve Milne, I.H., 1953, Studies of radioactive compounds : VI : Meta - uranocircite. *Amer. Mineral.*, 38,476 - 488.
- Örgün, N., 1972, Giresun - Şebinkarahisar civarının 1971 yılı detay prospeksiyon çalışmaları ve sondajlı uranyum aramaları. M.T.A. Enstitüsü. Radyoaktif Mineraller Serv. Rapor No. 437 (yayınlanmamış).
- Palache, C, Berman, C, ve Frondal, C, 1951, *Dana's system of Mineralogy*, 7. Baskı, John Wiley and Sons, Inc., Chapman ve Hall Ltd., London, Cilt 2, 1124 s.
- Yılmaz, H., 1980. Köprübaşı uranyum yataklarının jenezi. 34. T.J.K. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 3 - 7 Mart 1980, Ankara; *Bildiri Özetleri*, s. 72.

A new fusulinid genus (Erkina) from Elmadağ region, Ankara - Turkey

Elmadağ (Ankara) bölgesinden yeni bir fusulinid genusu, (Erkina)

YAVUZ OKAN Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü

ABSTRACT : The new genus *Erkina* is described with *E. ankarensis* n.gen.n.sp., as genotype, *E. minuta* n.sp. and *E. n. sp.*, The structural features of *Erkina* and the associated fusulinids suggest that *Erkina* is the upper part of Middle Permian in age.

ÖZ : Bu yazıda yeni bir fusulin cinsi olan *Erkina*'nın tanımı, genotipi olan *E. ankarensis* n.gen.n.sp. ile *E. minuta* n.sp. ve *E.n.sp.* türleriyle verilmektedir. *Erkina*'nın yapı özellikleri ve birliğinde bulunan diğer fusulinlere göre, stratigrafik düzeyinin orta Permian'ın en üst düzeyi olduğu saptanmıştır.

INTRODUCTION

The limestone blocks of the late Palaeozoic age have wide - spread occurrence around the city of Ankara. The blocks embedded in a clastic matrix contain a rich micro-fauna of upper and middle Permian forms. This fauna mainly consists of Algae and Foraminifera with diverse fusulinids.

In an earlier study of these diverse fusulinids, the author has found a new Polydiexodima species (Okan 1978) belonging to Polydiexodina zone of the middle levels of the Upper Permian (Erk 1977). The new fusulines, described in this paper, occur in a stratigraphic level which is inferred to take place immediately in the Neoschwagerina - Verbeekina zone, equalling to the upper part of middle Permian. The new genus and the other associated Foraminifera have been discovered mainly in the blocks as ed. 157, ed. 183a and Kt. 9 (figure 1). Moreover, Erkina n.gen. and its associated faunal assemblage display a great abundance especially within the blocks of ed. 148, ed. 115 and Gs. 33, which preserve their primary bedded structure. It is this bedded structure that make it possible to infer the stratigraphic level of these forms.

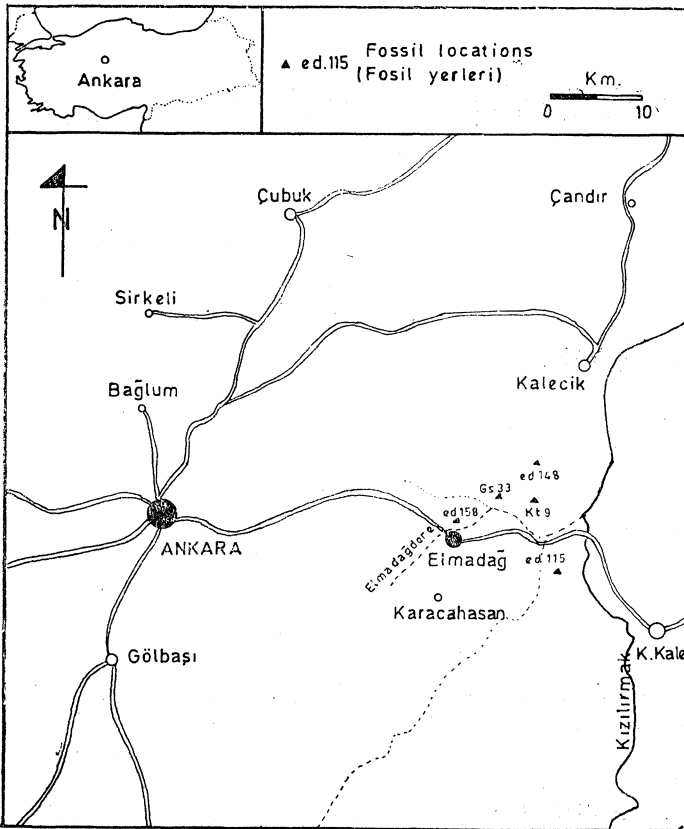


Figure 1 : Sampling and location map.

Şekil 1 : Örnekleme ve yer bulduru haritası.

This fusulinids, like Polydiexodina erki OKAN, Reiche-lina criboseptata ERK, Verbeekina verbeeki (GEINITZ) and Neoschwagerina ventricose SKINNER, of the associated fauna indicate that the stratigraphic horizon, where Erkina n.gen.is found, belongs to the upper part of middle Permian. Apart from these, there exist a rich fauna of Samatrina annae VOLZ, Palaeofusulina prisca DEPRAT, P. simplex SHENG and CHANG, Kahlerina globosa SKINNER. Co-donofusiella, Pisolina, Schubertella, Afghanella, Cancellina, Rugososchwagerina, Schwagerina, Neoendothyra, Dimbarula, Glomospira, Lunucammina, Nodosinella, Ammodiscus, Paleotextularia, Tetraxis, Colaniella, Pachypliloia, Permodiscus, Bradyina, Ammodiscoides, Cribrogenina, Hemidiscus, Pseudovermiporella, Macroporella, Pycnostroma, Antraoporella, Tubiphites, Aeolisaccus, Mizzia, Gymnocodium, Pennocalculus.

The material of this study is 41 rock samples, which is taken from limestones blocks in order to prepare special thin - sections. The 27 thin - sections containing axial, equatorial and tangential sections of the new genus are used to describe for Erkina n. gen..

All the studied material are in the collections of the Department of Geology, Faculty of Science, University of Ankara (Turkey).

SYSTEMATIC DESCRIPTION

Order : FORAMINIFERIDA Eichwald 1830

Family : FUSULINIDAE Möller 1878

Subfamily : SCHWAGERININAE Dunbar and Henbest 1930

Genus : ERKINA, new genus

Genotype : *Erkina ankarensis* n. gen. n. sp.

Derivation of name : The genus dedicated to Prof. Dr. A. Suat Erk

Diagnosis : The shell is medium - sized, and the shape is subspheric to fusiform. The most discriminative characters of this form are the thick keriotheca with its rather coarse texture, and the shape of alveoli resembling upside - down cones. The length is between 1.22 - 7.04 mm, the width is between 0.53 - 5.44 mm. and the form - ratio is 1,16-2.30. Erkina n. gen. has 4 or 5 volutions and the average septal counts of each volutions are 9, 17, 24, 32 and 36, respectively.

Description : Spirotheca consists of tectum and a simple keriotheca. Keriotheca is not divisible into its upper and lower parts (plate I figure 1, plate II figures 1, 2, 3) (Thompson, 1951; Sundharawat and Nogami, 1972). It will be appropriate here to make diagrammatic comparison between the test forms of new genus Erkina with two Schwagerina species (figure 2) (Thompson, 1946, Skinner and Wilde, 1965).

As shown in figure 2, the most significant feature of all 3 shell types are the coarse alveoli. The total length of 10 alveoli of Erkina is about 0.61 mm, while the same value in Schwagerina is 0.26 mm.

The coarse textured spirotheca is fairly thick, and it shows a regular thickness - increase from inner to outer volutions. This special spirotheca structure of the new genus can easily be seen in the larger forms (plate I figure 1), while in the smaller forms it needs a special effort to see, such as using microscope with bigger magnifications (plate II figures 4-7).

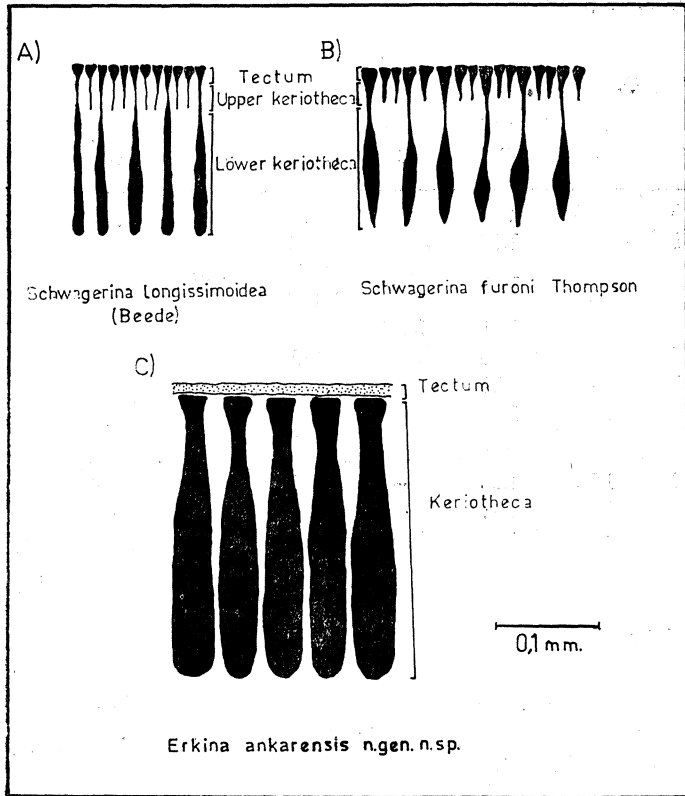


Figure 2 : Schematic comparison between the wall structures of Schwagerina longissimoidea (BEEDE), S. furoni THOMPSON and Erkinia ankarensis n. gen. n. sp.
Şekil 2 : Schwagerina longissimoidea (BEEDE), S. furoni THOMPSON ve Erkinia ankarensis n. gen. n. sp. nin duvar yapılarının şematik kıyaslaması.

The alveoli of this new genus are fine textured in the half of the first volution. They show a rather coarse texture in the following half of the first and in the whole second and third volutions. Afterwards, the proceeding volutions gradually become finer, displaying finest texture in the last volution. This fine nature of the last volution may seem to be a major difference in character. However, it is the author's opinion that this difference is ontogenetic.

Remarks: This new genus, with respect to the size and shape of the shell, roughly resembles Schwagerina. But the test form particular displays a basic difference from that of Schwagerina.

An interesting feature is the development of alveoli as upside-down cones, resembling one of the Schwagerina

species. As a matter of fact, this similarity was our starting point of comparison of the wall textures of these species. However, an important point is worth to consider here: in the genus Schwagerina, the spirotheca is composed of tectum, lower keriotheca and upper keriotheca (Thompson, 1951, plate 10, figure 2). But the upper keriotheca connected with the upper parts of normally positioned alveoli may cause a pseudo - appearance as if the cones are upside - down. In other words, the alveoli of Schwagerina are set normally, while Erkinia contain a single keriotheca with upside - down situated conical alveoli. This is the most important difference of two genus.

Some forms display an axial filling which is not very pronounced, and some others do not have any filling at all. Schwagerina has the same of these characters.

The tunnel angles are very well observable in some forms. The angle is generally obtuse and the author thinks it could be formed as a result of living together with Algae in an environment of prolific algal growth. Sometimes it is even possible to see dead individuals completely surrounded by filament algae.

of Erkinia.

Moreover, the time range of Schwagerina is wider than

Occurrence: According to our preliminary inferences, the genotype species occur in the upper part of the middle Permian. But with further investigations, and specially when the facies relations are taken into consideration, it is highly probable to find them in upper Permian as well.

Erkinia ankarensis n. gen. n. sp.
(Plate I, figure 2-6)

Derivation of name: The name of this new sp., taken from the city of Ankara, the place of occurrence.

Holotype: (plate I, figure 2, 3) (115.7.2. and 115.2.3).

Paratype: (plate I, figure 4-6) (115.15.6) (115.6.1 and 115.13.2).

Type locality : Northeast of Elmadağ village.

Type level: Upper part of the middle Permian, Neoschwagerina - Verbeekina zone.

Diagnosis: The shell is medium sized and subspheric, the poles are rounded, the length range is 3.62-7.04 mm, with an average length of 5.47 mm. The mean width is 4.11 mm, ranging from 2.72 to 5.44 mm. The form - ratio ranges between 1.26-2.02 and the mean value is 1.50. With respect to this value it approaches to fusiform. The axis of coiling is almost straight.

The proloculus is completely spherical with a rather large outside diameter of 0.32-0.55 mm, the mean being 0.44 mm.

The first two volutions, in general, are relatively tightly coiled. The coil starts to loosen after the second volution, and it tightens again with the last volution, the height of which is less than the previous one. The reason for this is probably ontogenetic. The mean radius vector values of 24 specimens for 5 volutions are 0.25, 0.47, 0.84, 1.34, 1.84 and 2.39 mm respectively.

The spirotheca is thick and composed of tectum and keriotheca. Both of these two layers of spirotheca can be easily observed along the whole coil. The thickness of the spirotheca, measured for 5 volutions in 23 specimens is 0.03, 0.08, 0.12, 0.15, 0.16 and 0.15 mm, respectively.

The septa are prominent and curved. The mean numbers of 14 specimens are 9, 17, 24, 32 and 36.

The tunnel space increases regularly from beginning to the end of coil. The tunnel angle measured in 9 specimens

ranges from 18° to 56° and the mean value is 34°. The axial fillings is absent or rarely present.

Remarks: *Erkina ankarensis* n. sp. as mentioned previously, is similar to *Schwagerina furoni* THOMPSON in some respects. But it differs greatly with regard to the alveolar structure of keriotheca. Especially the one layered keriotheca, and the upside-down cone shaped alveoli are the main discriminating characters. Pertinent quantitative data concerning *Erkina ankarensis* n. sp. is present in the tables 1, 2 and 3.

Table 1 : Measurement (in millimeters) of *Erkina ankarensis* n. sp.

| Specimen | Pro. | Leng. | Widt. | F.R. | Half Length | | | | | | | | |
|-----------|------|-------|-------|------|-------------|------|------|------|------|---|------|------|------|
| | | | | | 0 | 1 | 2 | 3 | 3,5 | 4 | 4,5 | 5 | |
| 115.8.1 | 0.50 | 5.76 | 4.16 | 1.38 | 0.29 | 0.45 | 0.74 | 1.31 | | | 2.18 | | 2.88 |
| 111.11.1 | 0.45 | 7.04 | 3.49 | 2.02 | 0.29 | 0.51 | 0.97 | 1.95 | | | 3.52 | | |
| 115.1.4 | 0.38 | 6.40 | 4.80 | 1.33 | 0.22 | 0.58 | 0.96 | 1.76 | | | 2.72 | 3.20 | |
| 115.2.4 | 0.38 | 5.76 | 2.88 | 2.00 | 0.22 | 0.48 | 0.96 | 1.63 | | | 2.88 | | |
| 115.7.4 | 0.38 | 4.35 | 2.75 | 1.58 | 0.22 | 0.38 | 0.84 | 1.31 | 2.18 | | | | |
| 115.16.1 | 0.45 | 5.06 | 3.68 | 1.37 | 0.25 | 0.67 | 1.25 | 1.86 | | | 2.53 | | |
| 115.1.1 | 0.32 | 3.62 | 2.72 | 1.33 | 0.19 | 0.61 | 1.18 | 1.81 | | | | | |
| 115.1.3 | 0.48 | 6.88 | 5.41 | 1.27 | 0.29 | 0.64 | 1.12 | 1.76 | | | 2.43 | 3.44 | |
| 115.7.3 | 0.48 | 4.35 | 3.46 | 1.26 | 0.29 | 0.51 | 0.90 | 1.60 | | | 2.18 | | |
| Maximum : | 0.50 | 7.04 | 5.41 | 2.02 | 0.29 | 0.67 | 1.25 | 1.95 | — | | 3.52 | 3.44 | — |
| Minimum : | 0.32 | 3.62 | 2.72 | 1.26 | 0.19 | 0.38 | 0.74 | 1.31 | — | | 2.18 | 3.20 | — |
| Average : | 0.42 | 5.47 | 3.71 | 1.50 | 0.25 | 0.54 | 0.99 | 1.67 | 2.18 | | 2.63 | 3.32 | 2.88 |

Table 2 : Measurement (in millimeters) of *Erkina ankarensis* n. sp.

| Specimen | Thickness of spirotheca | | | | | Septal count | | | | | Tunnel angle | | | | | |
|-----------|-------------------------|-----|-----|-----|-----|--------------|-----|-----|----|----|--------------|----|-----|----|-----|-----|
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 3,5 | 4 | 4,5 | 5 | 1 | 2 | | 3 | 3,5 | 4 | 4,5 | 5 |
| 115.9.2 | .03 | .06 | .11 | .13 | | .16 | | | 9 | 16 | 22 | | 34 | | | |
| 115.11.5 | .03 | .05 | .08 | .13 | | .16 | .17 | | 8 | 16 | 21 | | 29 | 25 | | |
| 115.15.6 | .03 | .06 | .10 | .12 | .17 | | | | 7 | 18 | 26 | 19 | | | | |
| 115.6.1 | .03 | .10 | .12 | .15 | | .16 | .13 | | 11 | 17 | 23 | | 30 | 20 | | |
| 115.7.2 | .03 | .07 | .10 | .13 | | .16 | | .16 | 9 | 20 | 23 | | 29 | | 47 | |
| 115.13.2 | .04 | .06 | .12 | .19 | | .17 | | .18 | 9 | 16 | 25 | | 34 | | 37 | |
| 115.15.1 | .04 | .10 | .12 | .13 | | .13 | | | 10 | 16 | 24 | | 29 | | | |
| 115.18.1 | .03 | .10 | .12 | .14 | .16 | | | | 9 | 21 | 28 | 17 | | | | |
| 115.1.2 | .05 | .10 | .13 | .16 | | .19 | | | 11 | 17 | 26 | | 34 | | | |
| 115.2.1 | — | .06 | .10 | .16 | | .16 | .16 | | 12 | 19 | 29 | | 33 | 17 | | |
| 115.12.1 | .04 | .11 | .16 | .18 | | .16 | | | 9 | 17 | 27 | | 37 | | | |
| 115.14.1 | .03 | .08 | .10 | .13 | | .13 | | .13 | 9 | 17 | 23 | | 28 | | 26 | |
| 115.15.2 | .03 | .07 | .12 | .16 | | .13 | | | 9 | 16 | 23 | | 34 | | | |
| 115.15.4 | .06 | .09 | .13 | .14 | .12 | | | | 8 | 12 | 23 | 24 | | | | |
| 115.8.1 | .03 | .08 | .08 | .12 | | .13 | | .13 | | | | | | | 31° | |
| 115.11.1 | .06 | .10 | .11 | .19 | | .16 | | | | | | | | | 47 | |
| 115.1.4 | .03 | .04 | .08 | .13 | | .16 | .19 | | | | | | | | 29 | |
| 115.2.3 | .03 | .06 | .10 | .11 | | .16 | | | | | | | | | 56 | |
| 115.7.4 | .02 | .04 | .10 | .13 | .15 | | | | | | | | | | 34 | |
| 115.16.1 | .04 | .07 | .13 | .14 | | .13 | | | | | | | | | 30 | |
| 115.1.1 | .04 | .10 | .19 | .19 | | | | | | | | | | | 18 | |
| 115.1.3 | .04 | .10 | .16 | .19 | | .19 | .15 | | | | | | | | 29 | |
| 115.7.3 | .06 | .09 | .13 | .16 | | .17 | | | | | | | | | 32 | |
| Maximum : | .06 | .11 | .19 | .19 | .17 | .19 | .19 | .18 | 12 | 21 | 29 | 24 | 37 | 25 | 47 | 56° |
| Minimum : | .02 | .04 | .08 | .11 | .12 | .13 | .13 | .13 | 7 | 12 | 21 | 17 | 28 | 17 | 26 | 18° |
| Average : | .03 | .08 | .12 | .15 | .15 | .16 | .16 | .15 | 9 | 17 | 24 | 20 | 32 | 21 | 36 | 34° |

Table 3 : Measurement (in millimeters) of *Erkina anka rends* n. sp.

| Specimen | Pro. | Widt. | Radius vector | | | | | | | | |
|-----------|------|-------|---------------|------|------|------|------|---|------|------|------|
| | | | 0 | 1 | 2 | 3 | 3,5 | 4 | 4,5 | 5 | |
| 115.9.2 | 0.38 | 4.58 | 0.22 | 0.45 | 0.86 | 1.44 | | | 2.29 | | |
| 115.11.5 | 0.35 | 3.58 | 0.19 | 0.31 | 0.51 | 0.92 | | | 1.40 | 1.79 | |
| 115.15.6 | 0.49 | 2.88 | 0.24 | 0.42 | 0.74 | 1.12 | 1.45 | | | | |
| 115.6.1 | 0.50 | 4.16 | 0.26 | 0.42 | 0.73 | 1.15 | | | 1.63 | 2.08 | |
| 115.7.2 | 0.45 | 4.58 | 0.22 | 0.40 | 0.70 | 1.12 | | | 1.63 | 2.29 | |
| 115.13.2 | 0.40 | 5.31 | 0.19 | 0.43 | 0.80 | 1.39 | | | 1.86 | 2.65 | |
| 115.15.1 | 0.55 | 3.55 | 0.27 | 0.55 | 0.90 | 1.28 | | | 1.77 | | |
| 115.18.1 | 0.54 | 3.94 | 0.29 | 0.54 | 0.96 | 1.52 | 1.97 | | | | |
| 115.1.2 | 0.47 | 4.80 | 0.27 | 0.61 | 1.06 | 1.70 | | | 2.40 | | |
| 115.2.1 | — | 3.84 | — | 0.45 | 0.86 | 1.34 | | | 1.75 | 1.92 | |
| 115.3.3 | 0.42 | 5.44 | 0.38 | 0.86 | 1.28 | 1.92 | | | 2.59 | 2.72 | |
| 115.12.1 | 0.45 | 5.12 | 0.26 | 0.43 | 0.83 | 1.44 | | | 2.56 | | |
| 115.14.1 | 0.45 | 5.10 | 0.25 | 0.43 | 0.90 | 1.42 | | | 1.92 | 2.55 | |
| 115.15.2 | 0.54 | 3.84 | 0.27 | 0.45 | 0.76 | 1.22 | | | 1.92 | | |
| 115.15.4 | — | 4.64 | — | 0.32 | 1.09 | 1.76 | 2.32 | | | | |
| 115.8.1 | 0.50 | 4.16 | 0.26 | 0.39 | 0.61 | 0.97 | | | 1.40 | 2.08 | |
| 115.11.1 | 0.45 | 3.49 | 0.29 | 0.45 | 0.77 | 1.25 | | | 1.01 | | |
| 115.1.4 | 0.38 | 4.80 | 0.22 | 0.38 | 0.74 | 1.22 | | | 1.76 | 2.40 | |
| 115.2.3 | 0.38 | 2.88 | 0.19 | 0.42 | 0.75 | 1.10 | | | 1.44 | | |
| 115.7.4 | 0.38 | 2.75 | 0.20 | 0.35 | 0.61 | 1.02 | 1.38 | | | | |
| 115.1.3 | 0.48 | 5.41 | 0.22 | 0.58 | 1.02 | 1.54 | | | 2.02 | 2.71 | |
| Average : | 0.46 | 4.11 | 0.25 | 0.47 | 0.84 | 1.34 | 1.78 | | 1.84 | 2.27 | 2.39 |

Occurrence: *Erkina ankarensis* n. sp. is found in several exposures around Elmadağ, East of Ankara. The surveying stations numbered ed. 115, ed. 157, ed. 148, ed. 183 a, Kt. 9 and Gs. 33, are the main places. The faunal association includes *Erkina minuta* n. sp., *Erkina* n. sp., *Polydiexodina erki* OKAN, *Reichelina cribroseptata* ERK, *Sumatrina annae* VOLZ, *Palaeofusulina prisca* DEPRAT, *P. simplex* SHENG and CHANG, *Codonofusiella*, *Pisolina*, *Schubertella*, *Afghanella*, *Cancellina*, *Neoschwagerina*, *Schwagerina*, *Dunbarula*, *Verbeekina* and several other smaller Forams.

Erkina minuta n. sp.
(plate II, figures 4-7)

Derivation of name: It is named *minuta* due to much smaller than genotype.

Holotype: (plate II, figure 4) (115.16.2).

Paratype: (plate II, figure 5-7) (115.11.4 -115.10.2 and 115.4.1).

Type locality: Northeast of Elmadağ village.

Type level: Upper part of middle Permian, *Neoschwagerina* - *Verbeekina* zone.

Diagnosis: The shell is very small and subspheric to fusiform in shape, the poles are rounded. The length of

the shell is 1.22-3.84 mm, the average length being 2.55 mm. Width of the shell is 0.53 to 3.30 mm and average value is 1.85 mm. The form - ratio measured for 4 specimens display a value range of 1.16-2.30 with a mean value of 1.54.

The proloculum is fairly large when compared to the length of the shell. Diameter of this spherical shaped proloculum in 12 specimens changes from 0.11 to 0.64 mm and the average is 0.15 mm. Both of the A and B forms *Erkina minuta* n. sp. can be identified, which shows loose coils with a large intercolar space. The mean radius vector values of 8 specimens for 4 volutions are 0.19, 0.35, 0.61, 0.85 and 1.02 mm respectively.

As in genotype, coarse textured spirotheca consists of tectum and keriotheca. The average thickness of spirotheca measured in 8 specimens for 4 volutions are 0.03, 0.06, 0.08, 0.08, 0.08 and 0.11 mm respectively.

The septa are prominent, and the number of septa counted in 4 specimens are 10, 16, 23 and 12 in the last volution (only one specimen has 4 volutions). The tunnel angle, measured in 4 specimens ranges between 16° - 55° with a mean value of 27°. Axial fillings is fairly obvious. Pertinent quantitative data concerning *Erkina minuta* n. sp. is presented in the tables 4,5 and 6,

Remarks: This new species is distinguished from *E. ankarensis* n. gen. n. sp. with its small test.

Table 4 : Measurements (in millimeters) of *Erkina minuta* n. sp.

| Specimen | Pro. | Leng. | Widt. | F.R. | Half Length | | | | |
|-----------|------|-------|-------|------|-------------|------|------|------|------|
| | | | | | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| 115.5.3 | 0.38 | 3.52 | 2.40 | 1.47 | 0.21 | 0.51 | 1.04 | 1.76 | |
| 115.14.2 | 0.18 | 1.22 | 0.53 | 2.30 | 0.13 | 0.19 | 0.32 | 0.61 | |
| 115.15.8 | 0.30 | 1.60 | 1.31 | 1.22 | 0.19 | 0.37 | 0.80 | | |
| 115.4.2 | 0.45 | 3.84 | 3.30 | 1.16 | 0.21 | 0.43 | 0.74 | 1.31 | 1.92 |
| Maximum : | 0.45 | 3.84 | 3.30 | 2.30 | 0.21 | 0.51 | 1.04 | 1.76 | |
| Minimum : | 0.18 | 1.22 | 0.53 | 1.16 | 0.13 | 0.19 | 0.32 | 0.61 | |
| Average : | 0.33 | 2.55 | 1.89 | 1.54 | 0.19 | 0.38 | 0.73 | 1.23 | 1.92 |

Table 5 : Measurements (in millimeter) of *Erkina minuta* n. sp.

| Specimen | Thickness of spirotheca | | | | | Septal count | | | | | Tunnel angle | |
|-----------|-------------------------|------|------|------|------|--------------|----|----|-----|----|--------------|-----|
| | 0 | 1 | 2 | 2,5 | 3 | 4 | 1 | 2 | 2,5 | 3 | | 4 |
| 115.11.4 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | | 0.03 | 0.03 | 8 | 12 | | 15 | 12 | |
| 115.4.1 | 0.03 | 0.06 | 0.10 | 0.13 | | | 14 | 21 | 20 | | | |
| 115.10.2 | 0.03 | 0.04 | 0.07 | | 0.08 | | 11 | 18 | | 32 | | |
| 115.16.2 | 0.04 | 0.06 | 0.07 | | | | 9 | 15 | | | | |
| 115.5.3 | 0.05 | 0.07 | 0.10 | | 0.13 | | | | | | | 18° |
| 115.14.2 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | | 0.03 | | | | | | | 21 |
| 115.15.8 | 0.04 | 0.11 | 0.13 | | | | | | | | | 55 |
| 115.4.2 | 0.03 | 0.08 | 0.12 | | 0.13 | 0.19 | | | | | | 16 |
| Maximum : | 0.05 | 0.11 | 0.13 | — | 0.13 | 0.19 | 14 | 21 | — | 32 | — | 55° |
| Minimum : | 0.02 | 0.01 | 0.03 | — | 0.03 | 0.03 | 8 | 12 | — | 15 | — | 16° |
| Average : | 0.03 | 0.06 | 0.08 | 0.13 | 0.08 | 0.11 | 10 | 16 | 20 | 23 | 12 | 27° |

Table 6 : Measurements (in millimeter) of *Erkina minuta* n. sp.

| Specimen | Pro. | Widt. | 0 | Radius vector | | | | |
|-----------|------|-------|------|---------------|------|------|------|------|
| | | | | 1 | 2 | 2,5 | 3 | 4 |
| 115.11.4 | 0.11 | 0.78 | 0.06 | 0.13 | 0.17 | | 0.24 | 0.39 |
| 115.4.1 | 0.64 | 2.24 | 0.29 | 0.48 | 0.80 | 1.12 | | |
| 115.10.2 | 0.50 | 2.43 | 0.27 | 0.48 | 0.83 | | 1.24 | |
| 115.16.2 | 0.34 | 1.50 | 0.19 | 0.35 | 0.74 | | | |
| 115.5.3 | 0.38 | 2.40 | 0.17 | 0.35 | 0.67 | | 1.20 | |
| 115.14.2 | 0.18 | 0.53 | 0.10 | 0.17 | 0.20 | | 0.27 | |
| 115.15.8 | 0.30 | 1.31 | 0.19 | 0.39 | 0.66 | | | |
| 115.4.2 | 0.45 | 3.30 | 0.23 | 0.45 | 0.77 | | 1.31 | 1.65 |
| Maximum : | 0.64 | 3.30 | 0.29 | 0.48 | 0.83 | — | 1.31 | 1.65 |
| Minimum : | 0.11 | 0.53 | 0.06 | 0.13 | 0.17 | — | 0.24 | 0.39 |
| Average : | 0.36 | 1.81 | 0.19 | 0.35 | 0.61 | 1.12 | 0.85 | 1.02 |

Occurrence : The occurrence of *E. minuta* n. sp. is similar to *E. ankarensis* n. sp. Essentially, they are found in the same association.

***Erkina* n. sp.**
(plate III, figures 1-5)

Diagnosis: Some of the specimens are felt to be different in some respects, particularly with regard to character of

septa. However, the sampling material was not sufficient for thorough investigation. Therefore, it was not possible to include this form within the previous 2 species. The main discriminant character of this form is the porous appearance.

rence of the septa (plate III, figure 1). But the author is not yet sure this character. However, as it can be seen from the measurements, it resembles *E. ankarensis* n. sp.. In the measured specimens the shell - width is 4.00 - 5.02 mm. Since the axial section was not obtained, the length and form ratio measurements are not given. The proloculum diameter of the measured 2 specimens is 0.35 and 0.48 mm. The radius vector values, as average of 2 specimens, are 0.22, 0.41, 0.81, 1.28, 1.76, 2.11 respectively.

The average spirotheca thicknesses in 5 volutions for 2 specimens are 0.03, 0.07, 0.13, 0.15, 0.16 and 0.15 mm. The average septal count, on the other hand, is found to be 10, 16, 22, 33 and 39.

Erkina n. sp., in general, is similar to the genotype, *E. ankarensis* n. sp.. However, as mentioned above the porous (?) nature of septa is considered to be a differentiating character.

Occurrence : This fusulinid has also been found in the same association of the above mentioned forms.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author would like to express his thanks to Prof. Dr. A. Suat Erk for his help and cooperation and to Dr.

Ahmet Güven for his kind estimation in English version of the manuscript.

Manuscript received : May 1980

Revised : Dec. 1981

Accepted : Jan 1982

REFERENCES

- Erk, A. S., 1977, Ankara yöresinde Genç Paleozoik'te Polydiexodinazone: *Doğa Bilim Dergisi*, 1, 7, 230-233.
- Okan, Y., 1978, Description of a new species of Polydiexodina from Northeast of Elmadağ (Ankara - Turkey) : *Türkiye Jeol. Kur. Bül.*, 21, 2, 159 -164.
- Skinner, J. W. and Wilde, h. G., 1965, Permian biostratigraphy and fusulinid faunas of the Shasta Lake Area, Northern California: *Univ. Kansas Paleont. Contr.*, Protozoa Art. 6, 98 s.
- Sundharawat, S. and Nogami, Y., 1972, Key to the selected fusuline : *Tonar Ajia Kenkyu*, 10, 3, 433 - 450.
- Thompson, M. L., 1946, Permian fusulinids from Afghanistan : *Jour. Paleontology*, 20, 2, 140 -157.
- Thompson, M., L., 1951, Wall structures of fusulinid Foraminifera: *Contribution of Cushman Found. Foraminifera Research*, 2, 3, 86-91.

PLATE I

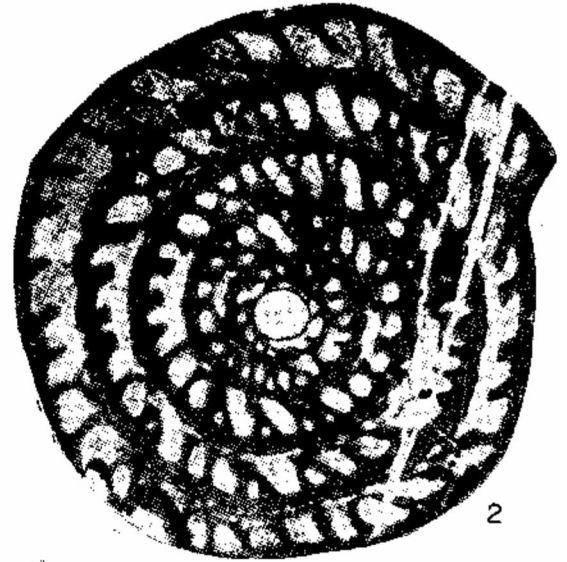
- Figure 1 : The wall structure of *Erkina* n. gen. (115.10.1). X65
Figure 2 : *Erkina ankarensis* n. sp., sagittal section, (115.7.2), X24 (Holotype)
Figure 3 : *Erkina ankarensis* n. sp., axial section, (115.2.3), X 24 (Holotype)
Figure 4 : *Erkina ankarensis* n. sp., sagittal section, (115.15.6), X 24 (Paratype)
Figure 5 : *Erkina ankarensis* n. sp., sagittal section, (115.6.1), X19 (Paratype)
Figure 6 : *Erkina ankarensis* n. sp., sagittal section, (115.13.2), X16 (Paratype)

LEVHA I

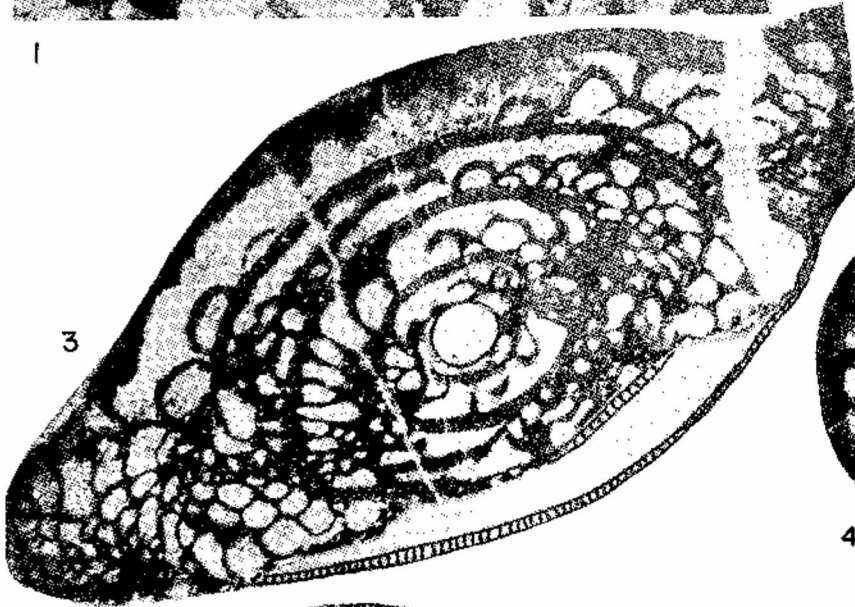
- Şekil 1 : *Erkina* n. gen.in duvar yapısı, (115.10.1), X85
Şekil 2 : *Erkina ankarensis* n. sp., eksene dik kesi, (115.7.2), X 24 (**Holotip**)
Şekil 3 : *Erkina ankarensis* n. sp., aksenal kesi, (115.2.3), X 24 (Holotip)
Şekil 4 : *Erkina ankarensis* n. sp., eksene dik kesi, (115.15.6), X 24 (Paratip)
Şekil 5 : *Erkina ankarensis* n. sp., eksene dik kesi, (115.6.1), X19 (Paratip)
Şekil 6 : *Erkina ankarensis* n. sp., eksene dik kesi, (115.13. 2), X16 (Paratip)



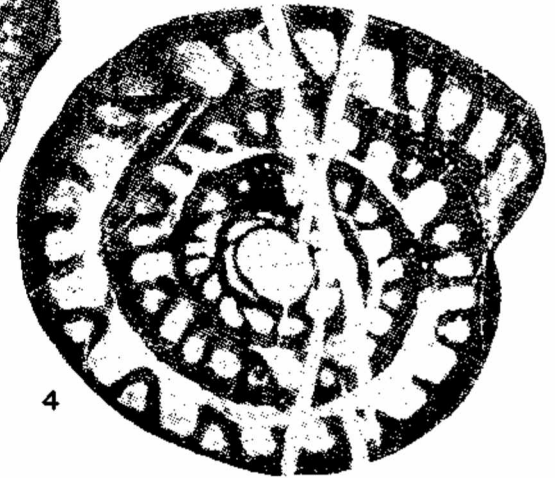
1



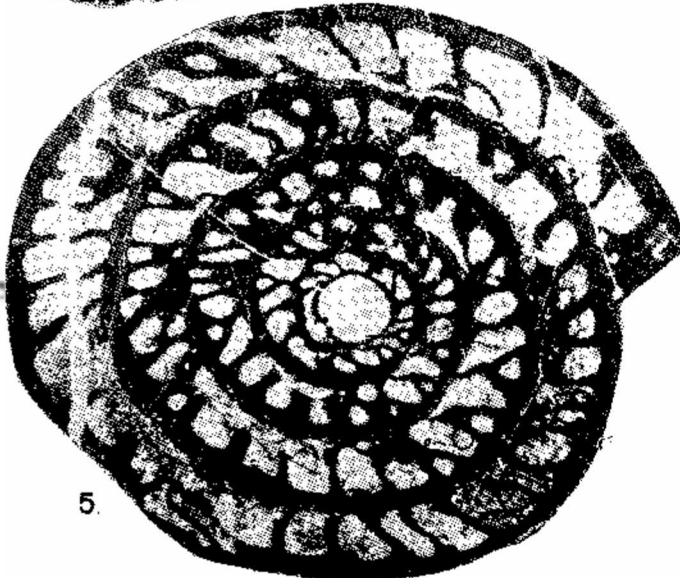
2



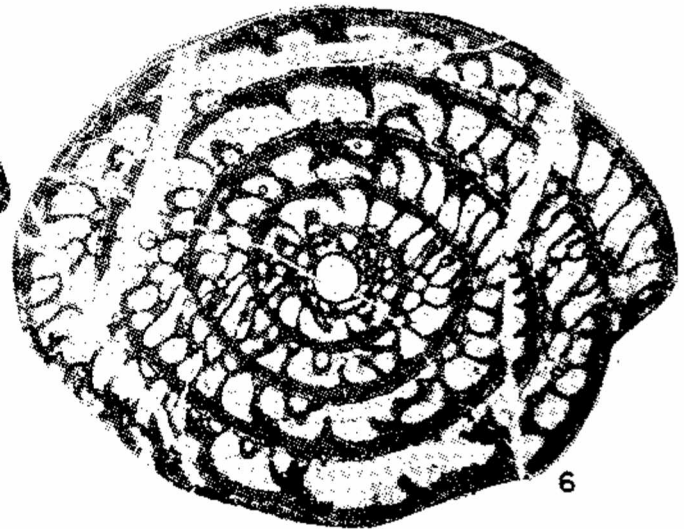
3



4



5



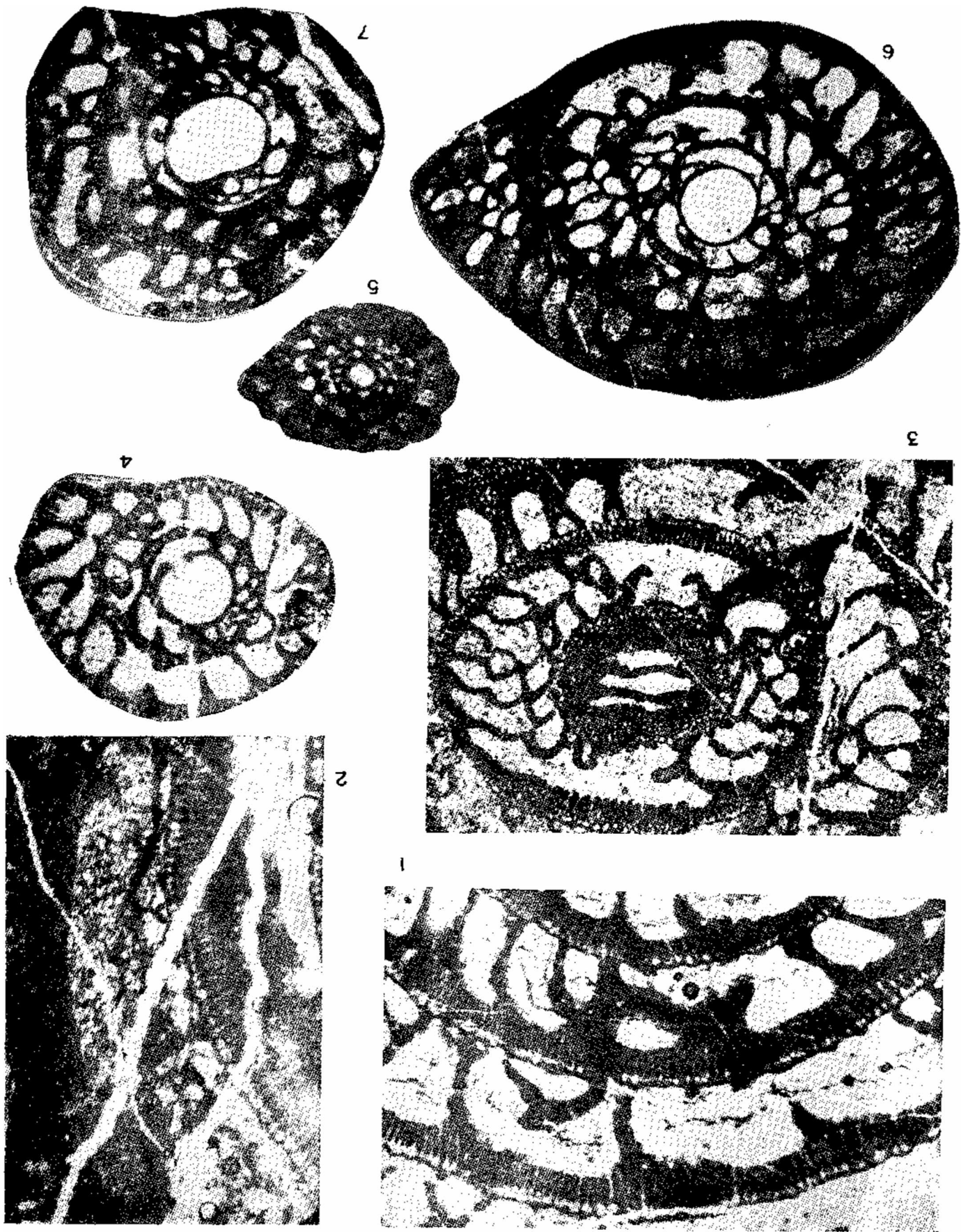
6

LEVHA II

- Şekil 1 Erkina n. gen.'nin duvar yapısı, (11513.2), X48
Şekil 2 : Erkina n. gen.'nin duvar yapısı. Son sargı ince yapılıdır. (115161), X50
Şekil 3 : Erkina n. gen.'nin teğetsel kesişinde alveollerin görünümü. (1151.5), X 30
Şekil 4 : Erkina minuta n. sp., eksene dik kesi, (115.16.2), X43 (Holotip)
Şekil 5 : Erkina minuta n. sp., eksene dik kesi, (11511.4), X 48 (Paratip)
Şekil 6 : Erkina minuta n. sp., eksene dik kesi, (11510.2), X 31 (Paratip)
Şekil 7 : Erkina minuta n. sp., eksene dik kesi, (115.4.1), X31 (Paratip)

PLATE II

- Figure I : The wall structure of Erkina n. gen., (11513.2), X48
Figure 2 : The wall structure of Erkina n. gen.,. Note the fine texture of the last volution, (115.161), X 50
Figure 3 : View of the alveoli on the tangential section of Erkina n. gen., (1151.5), X 30
Figure 4 : Erkina minuta n. sp., sagittal section, (115.16.2), X43 (Holotype)
Figure 5 : Erkina minuta n. sp., sagittal section, (11511.4), X 48 (Paratype)
Figure 6 : Erkina minuta n. sp., sagittal section, (115.10.2), X 31 (Paratype)
Figure?: Erkina minuta n. sp., sagittal section, (115.4.1), X 31 (Paratype)



LEVHA II
PLATE I

LEVHA III

Şekil 1 : Erkina n. sp'da delikli septalar. (Ok işaretleri delikleri (?) gösterir), (11510.1), X52

Şekil 2 : Erkina n. sp., paralel kesî, (115.45), X28

Şekil 3 : Erkina n. sp., duvar yapısı, (115183), X53

Şekil 4 : Erkina n. sp., eksene dik kesî, (11510.1), X22

Şekil 5 : Erkina n. sp., eksene dik kesî, (11518.3), X14

PLATE III

Figure 1 : The porous septa of Erkina n. sp., (Arrows indicate the porous septa (?)), (115.101), X 52

Figure 2 : Erkisna n. sp., parallel section, (115.4.5), X26

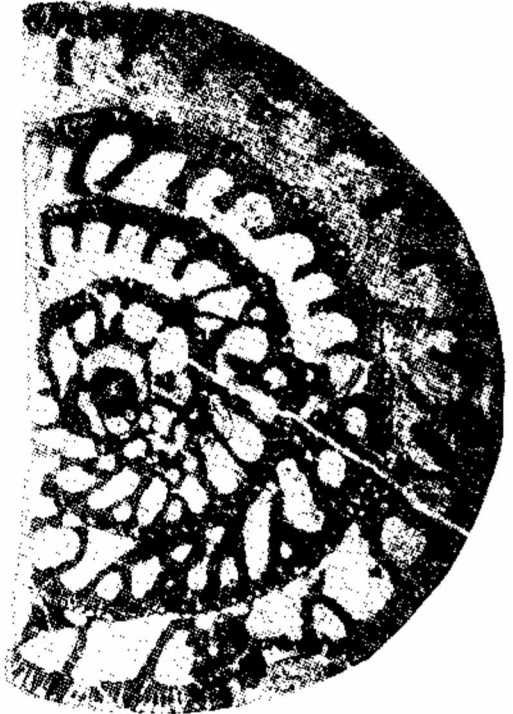
Figure 3 : The wall structure of Erkina n. sp., (115.18.3), X52

Figure 4 : Erkina n. sp., sagittal section, (115.101), X22

Figure 5 : Erkina n. sp., sagittal section, (11518.3), X14



1



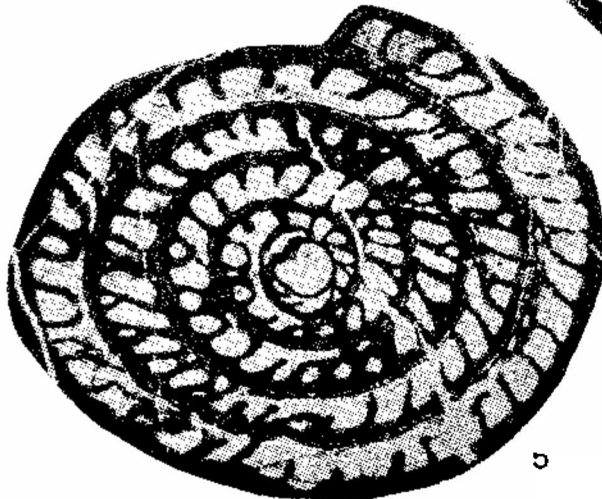
2



3



4



5

Çankırı (Ankara) Orta Miyoseninde "Anchitherium aurelianense cuvier" in bulunması hakkında

On the presence of *Anchitherium aurelianense* Cuvier from the Middle Miocene of **Çandır** (Ankara).

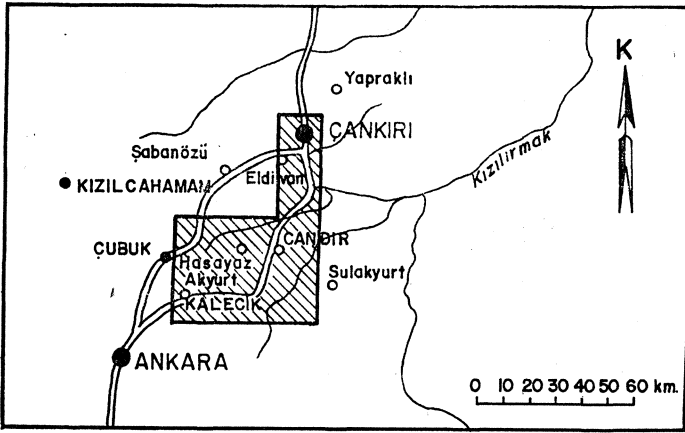
ZEKİ ATALAY Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Çandır Formasyonunda bulunan ve *Anchitherium aurelianense* Cuvier form the Çandır Formation is described and it is discussed that this form ranging stratigraphically from Early Miocene to Early Upper Miocene Europe lived in Çandır during the Astaracian (Late Middle Miocene) Stage.

ABSTRACT: The specimen belonging to *Anchitherium aurelianense* Cuvier from the Çandır Formation is described and it is discussed that this form ranging stratigraphically from Early Miocene to Early Upper Miocene Europe lived in Çandır during the Astaracian (Late Middle Miocene) Stage.

GİRİŞ

Çankırı ile Kalecik arasındaki bölgenin (şekil 1) karasal Neojen stratigrafisinin aydınlatılması amacıyla 1973 yılında yapılan biyostratigrafi araştırması sırasında (Tekkaya ve diğerleri 1975) Çandır - Hırsızderesi fosil yatağından *Anchitherium aurelianense*'ye ait bir üst çene parçası bulunmuştur. İncelemesi yapılan bölgenin, stratigrafisinin aydınlatılmasında kullanılan bu türün, bugüne kadar yurdumuzda ayrıntılı bir tanımlaması yapılmamıştır. Bu çalışmadaki amaç bu üst çene parçasını tanımlamak, Avrupa ve Asya'daki bazı *Anchitherium* buluntularıyla karşılaştırarak onlarla olan ilişkilerini araştırmaktır.



Şekil 1 : Yer bulduru haritası
Figure 1 : Location map

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Daha önce Baykal (1943), Yücel (1954) ve Erol (1955) tarafından yapılan jeolojik çalışmalarda bölgenin stratigrafisi kaya türlerine göre kurulmuştur.

Bölgedeki ilk biyostratigrafi çalışması Tekkaya ve diğerleri (1975) tarafından yapılmıştır. Bu bölge Sickenberg ve diğerleri (1975) tarafından Türkiye Oligo - Miyosen paleoğrafyasını kurmak için yapılan geniş kapsamlı bir çalışma ile ayrıntılı bir şekilde incelenmiştir.

STRATİGRAFİ

Çandır - Hırsızderesi yöresindeki Çandır Formasyonu'ndan alınan dikme kesit şekil 2'de gösterilmiştir. Bu Formasyon'un tabanı Üst Lütésiyan yaşlı kireçtaşları üstünde aşıl uyumsuzdur. Tavanını ise tabakalı jipsler teşkil etmekte ve bunlarda bugünkü topoğrafyayı oluştururlar.

Formasyonu oluşturan birimler göl ve akarsu kökenli çökellerdir. Aşağıdan yukarıya doğru formasyon, kırmızı renkli killi, kumlu marnlardan, üste doğru ise yeşil renkli killi, ince kumlu, jipsli marnlı çökellere geçerler. En üstte ise kırmızı killi marn, tabakalı jipsler vardır.

Çandır Formasyonu'nun kalınlığı 550'm'dir.

Çandır Formasyonu'nun yaşı Astarasiyen (Geç Orta Miyosen) ve Vallesiyan (Erken Üst Miyosen) dir.

PALEONTOLOJİ

Takım : *Perissodactyla* Owen, 1848.

Aile : *Equidae* Gray, 1821.

Altaile : *Anchitheriinae* Osborn, 1910.

Cins : *Anchitherium* Meyer, 1844.

Anchitherium aurelianense Cuvier

(Levha I, Şekil 1, 2, 3).

Materyal: Sağ kısmında $p^1 - m^3$, Sol kısmında p^1 ve $p^4 - m^3$ lü bir üst çene parçası.

1834 *Anchitherium aurelianense* Cuvier, Meyer, Levha XXV, Şekil 1

1938 *Anchitherium aurelianense* Cuvier, Wehrli, Levha II Şekil 5, 6.

1958 *Anchitherium aurelianense* Cuvier, Viret, Şekil 2,3

Lokalite : Çandır Hırsızderesi.

Yaş : Astarasiyen (Geç Orta Miyosen).

Tanımlama

Dişler orta derecede aşınmıştır p^1 ve p^2 dışındakiler dikdörtgenimsidir. p^2 daha çok yamuğa benzemektedir. «Mezostil» en çok gelişmiş olan «stil»dir. «Parastil» orta derecede, «metastil» ise az gelişkindir. «Hipostil» bütün dişlerde görünmektedir. «Protokon» ve «hipokon» koniktir. «Hipokon» m^3 ve p^1 dışındaki dişlerde «Protokon»a göre daha çok gelişmiştir. «Parakon» ve Tüberküllere göre daha yüksek ve incedir. «Protokonulus» zayıftır. «Metalof», «Ektolof»a bağlıdır, fakat bu bağlantı güçlü değildir. «Protokon»un kapladığı alan «Protolof»un kapladığı alandan küçüktür. İç «singulum» p^2 ve p^3 de orta derecede belirgin, diğer dişlerde çok zayıftır. «Hipostil» çukurluğu merkeze doğru kapalıdır.

Ölçüler

Sağ diş dizisindeki çeşitli uzunluk ölçüleri

$p^1 - M^3$ Uzunluk 13.0 mm

$p^2 - p^4$ » 6.50 »

$p^1 - p^4$ » 7.50 »

$p^1 - M^1$ » 9.60 »

$M^1 - M^3$ » 5.88 »

$p^2 - M^3$ » 12.0 »

Sol diş dizisindeki çeşitli uzunluk ölçüleri

$p^1 - M^3$ Uzunluk 13.0 mm

$M^1 - M^3$ » 5.95 »

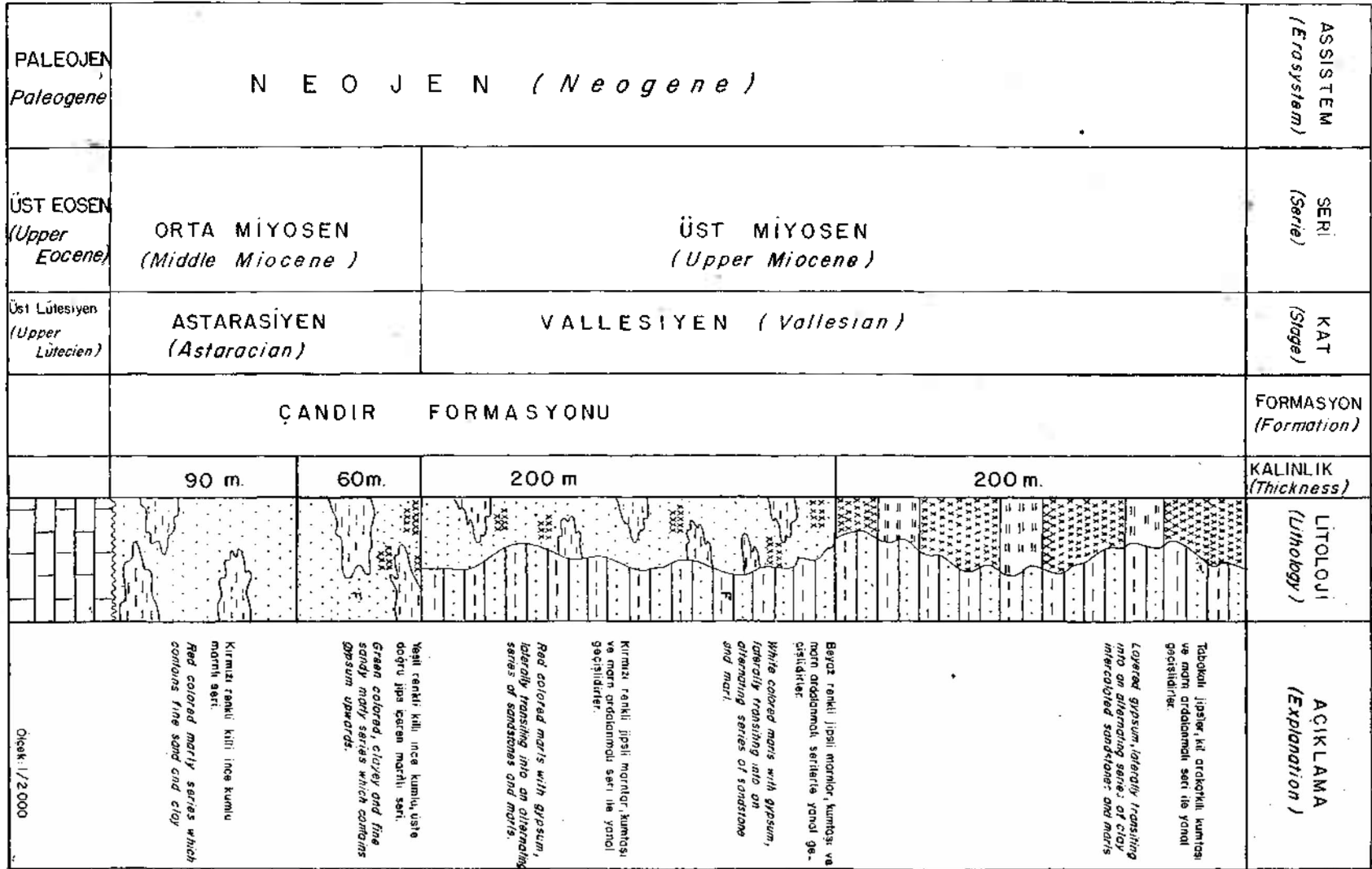
Sağ taraf dişlerin ölçüleri

| Diş | Uzunluk | Genişlik |
|-------|---------|----------|
| p^1 | 1.60 mm | 1.08 mm |
| p^2 | 2.44 » | 2.19 » |
| p^3 | 2.33 » | 2.48 » |
| M^1 | 2.29 » | 2.50 » |
| M^2 | 2.10 » | 2.48 » |
| M^3 | 1.80 » | 2.18 » |

Sol taraf dişlerin ölçüleri

| Diş | Uzunluk | Genişlik |
|-------|---------|----------|
| p^1 | 1.63 mm | — |
| M^1 | 2.27 » | 2.48 mm |
| M^2 | 2.16 » | 2.53 » |

(F) Fosilli düzey
Fossiliferous level



Şekil : 2) Çandır - Hırsızderesi dikme kesiti.
Figure : 2) The columnar section of Hırsızderesi - Çandır.
(F) Fosilli düzey
Fossiliferous level

KARŞILAŞTIRMA

Çandır formu diş ölçüleri, Tun Gur formununkilerden (Colbert, 1939) farklıdır. Çandır formunun diş uzunlukları Tun Gur formununkilerden büyük, genişlikleri ise küçüktür. Bu iki form arasında morfolojik farklılıklarda gözlenmektedir : Çandır formunda «Hipostil» ler Tun Gur formundaki kadar kuvvetli ve geniş olmadığı gibi, dişler dikey «rip» lerede sahiptir. Bu farklar Çandır formu ile Tun Gur formu arasında yakın bir ilişkinin olmadığını göstermektedir.

Çandır formu Kafkasya'dan bulunan Paranchiterium *karpenskii* Borissiak'a (Borissiak, 1937) boy bakımından benzetmesine rağmen morfolojik bakımdan çok farklıdır.

Çandır örneği Orta Avrupa'nın Burdigaliyen yaşlı Winterhof West ve Helvesiyen yaşlı Unter Kirchberg lokalitelerinden bulunan Wehrli, (1938) tarafından Anchitherium aurelianense örneklerinden daha büyük boyludur ve bazı morfolojik farklılıklar gösterir. Orta Avrupa'nın Astarasiyen yaşlı Sansan örnekleri de (Filhol, 1891; Mayet, 1908) Çandır buluntusundan daha küçük boyludur. Çandır örneğinin morfolojik bakımdan bu örneklerle göre daha ileri evrim aşamasını yansıttığını şu özellikler kanıtlamaktadır; «Parastil», «Metastil» ve «Mesostil» p¹ ve M³ dışında Sansan dişlerinden daha çok gelişmiştir. İç singulum daha zayıf, «Metakon» ve «Parakon» daha dar ve yüksek, «Hipokon» dar ve yüksek, «Hipokon» daha iyi gelişmiş «Metalof ve Ektolof» bağlantısı daha zayıf, «Hipostil» çukurluğu merkeze doğru kapalı, «Protokonulus» zayıf, «Protokon» ile «Prokonulus» arasındaki bağlantı sıgırdır. «Protokon» alanı, «Protolof» alanından daha küçüktür. Çandır örneği yukarıda sayılan özellikleri ile stratigrafik bakımdan Sansan lokalitesine göre daha genç olan Steinheim ve La Grive lokalitelerinden bulunan *Anchitherium aurelianense* örneklerine daha çok yakındır. Büyük boylu bir *aurelianense*'nin temsilcisi olan Çandır formu Steinheim formundan daha büyük La Grive formundan ise daha küçüktür.

SONUÇ

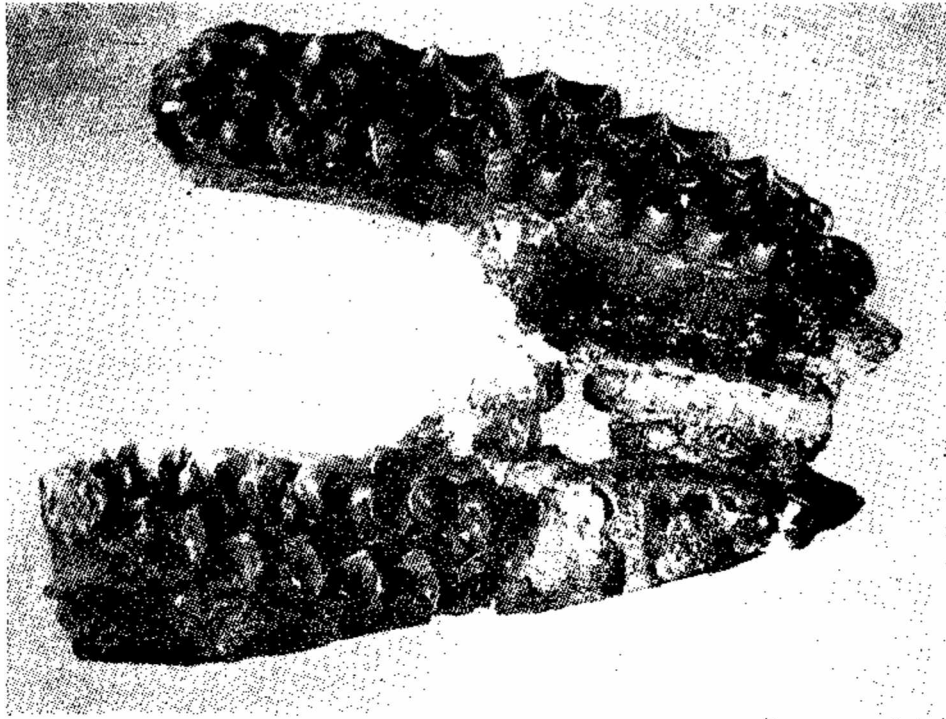
Çandır formu, boyu ve morfolojik özellikleri bakımından Orta Avrupa'da Alt ve Orta Miyosen'de yaygın olarak yaşamış olan *Anchitherium aurelianense* türünün Orta Miyosen'de yaşanmış olan temsilcilerine çok benzemektedir. Bu nedenle Türkiye'ye Avrupa'dan Orta Miyosen'de göç etmiş olması olasıdır. Çandır'da Astratiyen (Geç Orta Miyosen) de yaşamıştır.

Yazının ilk geliş tarihi : 1.4.1981

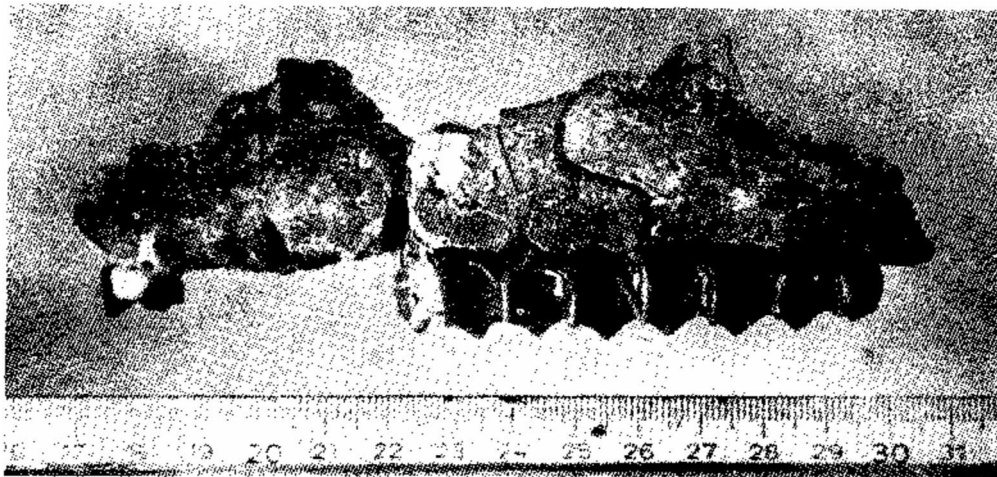
Yayıma verildiği tarih : Ocak 1982

DEĞİNİLEN BELGELER :

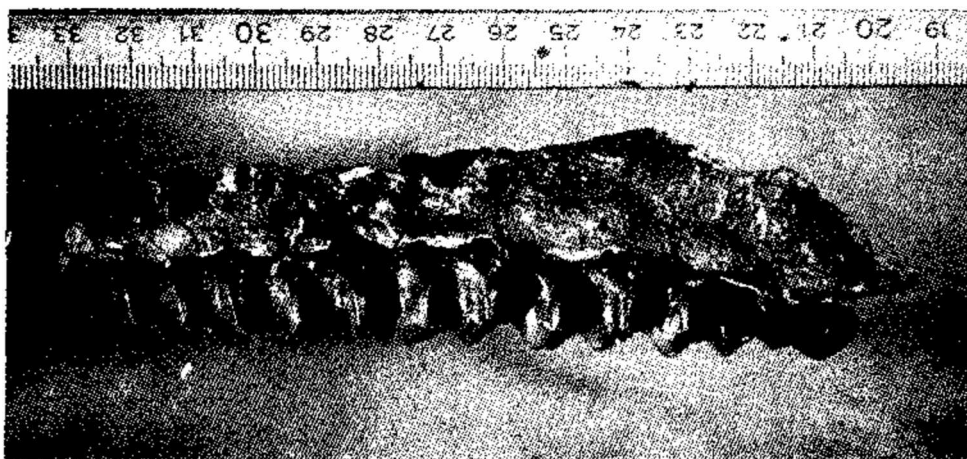
- Baykal, F., 1943, Kırıkkale ve Keskin - Bala mintıklarındaki Jeolojik etüdler : M.T.A. Rapor No. 1448, (Yayınlanmamış).
- Borissiak, A., 1937, On paranchitherium karpenskii, gen. et species new. New Representative of the Equidae from the Middle Miocene deposits of the Caucasus : Bull Acad. Ssci. URSS, Sci, et Nat. Ser. Geol., Moscou, 4, 789 - 798, (In Russian, with a very short English summary).
- Colbert, E. EL, 1939, A new anchitheriine horse from the Tun - Gur formation of Mongolia : Amer. Mus. Novit., No. 1010, 1 - 9.
- Erol, O., 1955, Kalecik - Hasayaz - Termeçay civarı jeolojisi hakkında rapor, M.T.A. rapor No. 282 (Yayınlanmamış).
- Filhol, H., 1891, Etudes sur les mammifères fossiles de Sansan (*Anchitherium aurelianense*) : Ann. Spc., Cev., XXI, 169 - 194.
- Mayet, L., 1908, Etudes des mammifères miocènes des Sables de l'Orléonais : Ann de l'Univ. Lyon. 24, 301 - 318.
- Sickenberg, O., Becker - Platen, J.D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gaziry, W., Heissig, K., Hünermann, K.A., Sondaar, P. Y., Schmidt - Kittler, N., Staecher, K., Staesche, U., Steffens, P. ve Tobien, H., 1973, Die Gliederung höheren Jungtertiars und Altquartars in der Türkei nach vertebraten und ihre Bedeutung für die Internationale Neogen - Stratigraphie (Kanozoikum und Braunkohlen der Türkei, 17) : Geöl. Jb., 15, 167.
- Tekkaya, İ., Atalay, Z., Gürbüz, M., Ünay, E. ve Ermumcu M., 1975, Çankırı - Kalecik bölgesi karasal Neojenin biyostratigrafi araştırması. Türkiye Jeol. Kur. Bül. 18., 77 - 80.
- Viret, J., 1958, Perissodactyla : Traité de Paléontologie, Paris. Volume 2, 386 - 387.
- Wehrli, H., 1938, *Anchitherium aurelianense* Cuvier von Stheinheim A. Albuch und seine Stellungim Rahmen der übrigen anchitherium Pferde : Paleontographica, Suppl. Allem., VII. teil VII., 1 - 56.
- Yücel, T., 1954, Deveci dağları, Kalecik arasındaki Kuzey Anadolu dağları ile İç Anadolu dağları intikal alanının jeolojisine dair rapor : MTA rapor No. 1312 (Yayınlanmamış).



Şekil 1.
Figure 1.



Şekil 2.
Figure 2.



Şekil 3.
Figure 3.

Levha I

Anchitherium aurelianense Cuvier

Şekil 1. Üst çene parçası Palatinustan görünüş

Anchitherium aurelianense Cuvier

Şekil 2. Sol dış yüzden görünüş

Şekil 3. Sağ dış yüzden görünüş

Plate I

Anchitherium aurelianense Cuvier

Figure I. Upper jaw fragment. View from Palatinus

Anchitherium aurelianense Cuvier

Figure 2. Left labial view

Figure 3. Right labial view

Nohutlu Tepe Alt Karbonifër istifinin foraminifër biyostratigrafisi (Aladağ Bölgesi, Doğu Toroslar)

Foraminiferal biostratigraphy of the Nohutluk tepe Lower Carboniferous sequence (Aladağ Region, Eastern Taurus Mountains)

AHMET IŞIK Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ : Doğu Toroslar'ın Aladağlar bölgesinde Nohutluk Tepe Alt Karbonifer yaşlı dizide, foraminifèrlere dayalı olarak, ayrıntılı biyostratigrafik zonlama yapılmıştır. Deneştirme amacıyla sonraki çalışmalarda kullanılacak oniki biyozon ayırtlanmıştır. Biyozonlar için güvenilir yaşları, diziden elde edilen tüm paleontolojik veriler (özellikle brakiyopodlar) kullanılarak saptanmıştır.

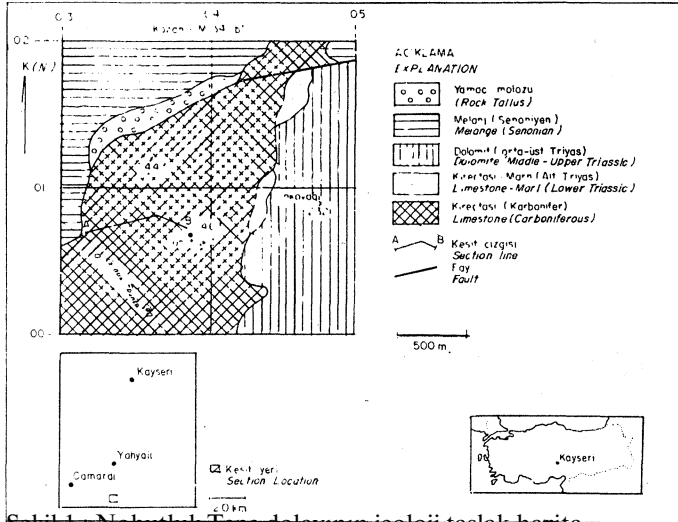
Dizinin ilk iki zonu (Archaeosphaera minima ve Endothyra inflata zonları) genellikle mikroplanktonlardan oluşmuştur. Bu özelliği ile Nohutluk Tepe Alt Karbonifer istifi Toroslar'daki diğer Alt Karbonifer istiflerinden farklıdır.

ABSTRACT : Detailed biostratigraphic zonation, based on foraminifers is established in the Lower Carboniferous Nohutluk Tepe section in the Aladağlar region of the Eastern Taurids. For correlation purposes to be used in future studies, twelve biozones based on biostratigraphy have been differentiated. Reliable ages for the biozones are obtained using all the available palaeontological data (especially the brachiopods) from the section.

The first two zones of the section (Archaeosphaera minima and Endothyra inflata zones) are generally made up of microplanktons in this respect the Lower Carboniferous Nohutluk Tepe section is different from the other Lower Carboniferous sections in the Taurids.

GİRİŞ

Nohutluk Tepe Alt Karbonifer dizisini biostratigrafik yönden tanıtmak amacıyla yapılan bu çalışmada incelenen dizi, Doğu Toroslar'ın Aladağlar bölümünde ve Yahyalı'nın yaklaşık 20 km. güneyindedir. Başyayla Koridoru boyunca görülen Senoniyen yaşlı ofiyolitli melanj üzerinde yer alan istif, Çataloturan Napı'nın stratigrafik en alt düzeylerinde yayılım göstermektedir (Blumenthal, 1952) (Şe-kil 1).



Şekil 1. Nohutluk Tepe dolayının jeoloji taslak haritası (Aksay, 1980' den).

Figure 1 : Geological sketch map of the area around the Nohutluk Tepe (From Aksay, 1980).

Nohutluk Tepe Alt Karbonifer kesiti, Blumenthal tarafından Permo - Karbonifer yaşlı Dereyurdere Serisi olarak adlandırılmış ve Blumenthal, serinin alt bölümünde radyolaryalı çörtlü kireçtaşlarının üzerinde kuvarsit düzeyinden sonra ekinodermli kireçtaşlarının yeraldığını ve bunlarda *Endothyra* sp. ve *Glomospira* sp. gibi foraminifer cinslerine rastlandığını belirtmiştir.

Toroslar'da salt Alt Karbonifer foraminifer biostratigrafisi üzerine yapılmış bir çalışma olmamasına karşın, genel jeoloji ve stratigrafi amaçlı çalışmalarda biostratigrafiye de yer verilmiş, çalışmalarda kullanılan veriler denetim için yeterli ayrıntı taşımaktadır. Nohutluk Tepe Alt Karbonifer yaşlı dizi fasiyesi özellikleri yönünden de değişik özellikler sunmaktadır (Aksay, 1980).

BİYOSTRATİGRAFİ

Nohutluk Tepe Alt Karbonifer yaşlı dizinin alt bölümünde yer alan tabakaların makrofosil içermemesi foraminifer topluluğu yönünden de çok sınırlı oluşu ile şimdiye kadar Toroslar'da bilinen dizilerden farklı olduğu bu özelliklerinden dolayı saptanmıştır.

Aynı diziyi fasiyesi yönünden inceleyen Aksay (1980), dizinin fosilce fakir olan alt düzeyi için derin su fasiyesini saptamıştır. Daha üst düzeyleri için aynı yazar sığ su fasiyesini tanımlamış ve bu düzeyler foraminifer cinslerinin bolluğu ile izlenmiştir.

Nohutluk Tepe dizisinde görülen tek odalı ve gelişmiş formlardan oluşan alt bölümü ile zengin foraminifer topluluğuna sahip üst bölümlerinin tanıtılması ve biyozonları saptanarak daha sonraki benzer çalışmalarla denetirilmesi amacıyla bu araştırma yapılmıştır.

Biyozonlar

Nohutluk Tepe Karbonifer yaşlı dizisinde aşağıda ayrı ayrı ele alınan 12 biyozon ayrılanmıştır (şekil 2).

1 — *Archaesphaera minima* (bolluk) Zonu : Bu zona karşılık olan ve istifin en alt bölümünü oluşturan kayatürü yeşil renkli, bozmuş-tüf aratabakalı, çörtlü, biyoklastik kireçtaşıdır. *Endothyra inflata* zonu ile üstten sınırlanan bu bölüm yaklaşık olarak 45 m kalınlığa sahiptir.

Bu zon, tek odalı (monocular), bölümlere ayrılmayı tamamlıyamamış (unsegmented) ilkel foraminiferlerin ya da yeri belli olmayan (incertae sedis) mikroplanktonların bolluğuyla tanınır. Sünger spiküllerinin de yaygın olduğu bu düzeyde bulunan *Archaesphaera minima* fosilini tanımayan Suleimanov (1945), bu formun Alt Karbonifer'in Alt Tornasiyen düzeyinde görüldüğünü belirtmiştir.

Bu zonda görülen mikrofosiller;

Archaesphaera minima Suleimanov (levha 1, şekil D), *Archaesphaera magna* Suleimanov, *Radiosphaera* sp., *Calcisphaera* sp. dir.

2 — *Endothyra inflata* Zonu : Zon fosilinin ilk kez ortaya çıkışının gözlemlendiği bu düzeydeki kayatürü, kah verengi, gri renkli, dolomit kristalli, çörtlü biyoklastik kireçtaşıdır. Yaklaşık kalınlığı 44,5 m. olan bu zon üstten *Quasiendothyra miranda* zonu ile sınırlanır. *Endothyra inflata* fosilinin tanımını yapan Lipina (1945), bu formun ortaya çıktığı düzeyin yaşını Tornasiyen olarak saptamıştır. Aynı formu İran'da çalışan Bozorgnia (1973), Vla-V2b Vi-ziyen yaşını, *Paleospiroplectommina diversa* (N. TCHERNYSHEVA) zonunda *Darjella monilis* Malakhova ve *Tetrataxis* sp. fosillerini birlikte saptaması nedeniyle belirlemiştir. Nohutluk Tepe dizisinde zon fosilinin yanısıra mikroplanktonlar dışında foraminifer ya da makrofosil görülmemiştir.

Bu zonda görülen mikrofosiller;

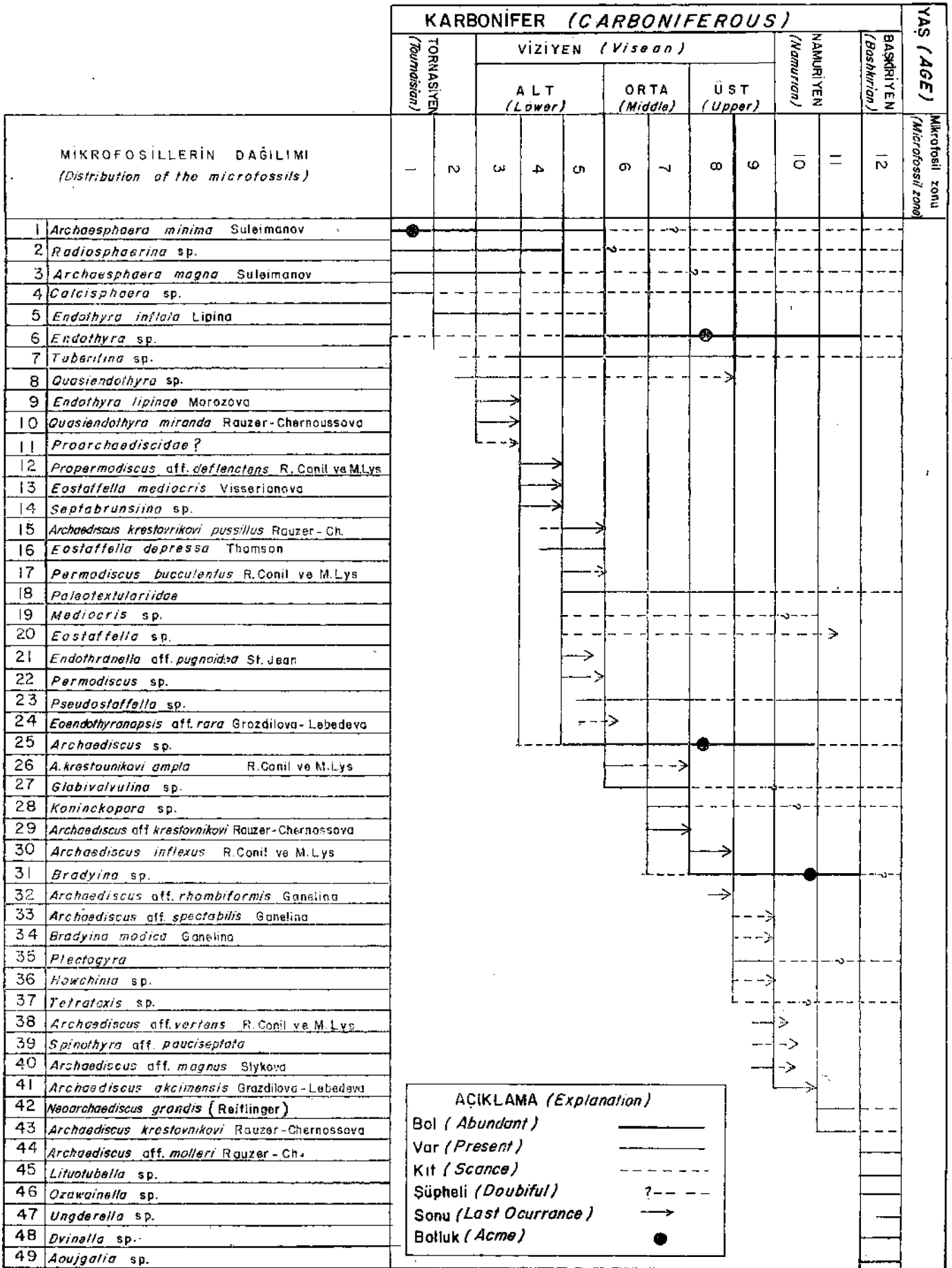
Endothyra inflata Lipina (Levha 1, Şekil 2), *Archaesphaera minima*, *Archaesphaera magna*, *Eotuberitina* sp. *Calcisphaera* sp., *Earlandia* sp. dir.

3 — *Quasiendothyra miranda* Zonu : Çörtleşmenin kaybolduğu bu zon, kahverengi - Koyu gri renkli, biyoklastik kayatürü özelliği gösteren kireçtaşıdır. Kalınlığı yaklaşık olarak 57,5 m kadardır. Dizinin üst sınırı bol makrofosillerin ortaya çıktığı *Propermodiscus aff. deflentens* - *Eostaffella mediocris* foraminifer topluluk zonu tabanına kadardır.

Zon fosilinin tanımını yapan Rauser - Cernousova (1948), bu formun Alt Viziyen'in alt düzeyinde bulunduğunu belirtmiştir. Bu zonda ilk kez rastlanılan ve literatürde yer almayan hiyalin - kriptokristal kabuk yapısındaki, planispiral sarılma gösteren bu fosilin ilkel *Proarchaediscidae?*lerden olabileceği kanısı oluşmuştur.

Bu zonda görülen mikrofosiller;

Quasiendothyra miranda Rauser ve Cernousova (Levha 1, Şekil 3), *Proarchaediscidae?* (Levha 1, Şekil 4), *Archaesphaera minima*, *Archaesphaera magna*, *Eotuberitina* sp., *Tuberitina* sp. dir.



Şekil 2 : Nohutluk Tepe Alt Karbonifer dizisinde saptanan biyozonlara göre foraminiferlerin dağılımı.
Figure 2 : Distribution of the foraminifers according to biozones distinguished in the Nohutluk Tepe Lower Carboniferous sequence.

4 — *Propermodiscus aff. deflenetens* - *Eostaffella mediocris* Foraminifer Topluluk Zonu : Bu zonun karşılığı olan kayatürü kahverengi, gri renkli, kuvarslı, bol brakiyopodlu, oolitik kireçtaşı özelliği gösteren *Permodiscus bucculentus* zonuyla sona erer. Dizinin bu bölümü yaklaşık 40,5 m. kalınlıktadır. Zon fosilinin tanımını yapan Conil ve Lys (1964), V2a yaşını belirlerlerken, *Eostaffella mediocris*'i tanımlayan Vissarionova (1948), bu formun bulunduğu düzeyi Alt - Orta Viziyen olarak belirtmiştir. Aynı zonda tespit edilen *Archaediscus krestovnikovi pussillus*'un tanımını yapan Rauser ve Cernousova (1948), bu fosilin bulunduğu düzeyi Alt Viziyen olarak saptamıştır.

Bu zonda görülen diğer mikrofosiller;
Archaediscus krestovnikovi pussillus Rauser ve Cernousova, "*Eostaffella mediocris* Vissarionova (Levha 1, Şekil 7), *Septabrunsiina sp.*, *Tuberitina sp.*, *Endothyra sp.*, *Staffella* (*Eostaffella*), *depressa* (Putrya)'dır.

Bu düzeyden alman brakiyopod örnekler Paleontolog Ayça Salana tarafından incelenerek; *Rotaia sp.*, *Spirifer striatus* (Martin) türleri tanımlanmış ve Alt Viziyen yaşı verilmiştir.

5 — *Permodiscus bucculentus* Zonu : Açık gri renkli, bol makrofosilli, biyoklastik kireçtaşından oluşan zon, yaklaşık olarak 38 m. kalınlığa sahiptir. Zonun üst sınırı *Archaediscus krestovnikovi* ampla Conil ve Lys'in ortaya çıkışıyla sona erer. İlk kez bu düzeyde ortaya çıkan *Paleotextulariidae*leri İran'da çalışan Bozorgnia (1973) V2b olarak yaşlandırırken, Kanada'daki bir araştırmasında Mamet (1976) Alt Viziyen'in üst seviyesi olarak yaşlandırmıştır.

Bu zonda görülen diğer mikrofosiller;
Permodiscus bucculentus Conil ve Lys (Levha 1, Şekil 6), *Paleotextulariidae*, *Endothyra sp.*, *Eostaffella sp.*, *Pseudostaffella sp.*, *Archaediscus sp.*, *Mediocris sp.* dir.

Bu düzeyden derlenen brakiyopod örnekler Paleontolog A. Salancı tarafından incelenerek; *Megachonetes gr. siblyi* (Thomas), *Gigantoproductus gr. janichevskii* (Seychava) türleri saptanmış ve Alt - Orta Viziyen yaşı verilmiştir.

6 — *Archaediscus krestovnikovi* ampla Zonu : Gri - kahverenkli, bol makrofosil parçaları içeren sıkı dizilenme gösteren oolitik kireçtaşından oluşan zon, yaklaşık olarak 38 m. kalınlığa sahiptir. Zonun üst sınırı *Archaediscus krestovnikovi* redita Conil ve Lys'in ortaya çıkışıyla sınırlanmıştır.

Globalvalulina sp. ilk kez bu düzeyde gözlemlenmiştir. Zon fosilinin tanımını yapan R. Conil ve M. Lys (1964), bu formun V2b düzeyinde bulunduğunu belirtmişlerdir.

Bu zonda görülen mikrofosiller;
Archaediscus krestovnikovi ampla (Levha 1, Şekil 7), *Archaediscus aff. crux* Conil ve Lys, *Pseudostaffella sp.*, *Eostaffella sp.*, *Endothyra sp.*, *Globoendothyra sp.*, *Globivalvulina sp.* dir.

7 — *Archaediscus krestovnikovi* redita Zonu : Koyu gri renkli, bol makrofosil parçaları içeren oolitik biyoklastik kireçtaşlarından oluşan zonun kalınlığı yaklaşık olarak 45 m'dir. Zonun üst sınırı *Archaediscus inflexus* Conil ve Lys'in ilk görüldüğü düzeydir.

Archaediscus krestovnikovi grubu *Archaediseidae*'lerin çok bol olduğu buzonda ekinid vbrakiyopod parçalarıyla alglerden *Koninckopora sp.* nin ilk kez bu düzeyde ortaya çıktığı gözlemlenmiştir. Mamet (1976), bu algin ortaya ilk çıkışını Orta Viziyen olarak belirlerken, Bozorgnia (1973) da V2b yaşını belirlemiştir. Ayrıca bu zonda görülen *Medi-*

ocris mediocris Vissarionova'nın Belçika'da V2b, İran'da V2a-V2b olduğu belirtilmektedir (Bozorgnia, 1973).

Bu zonda görülen mikrofosiller;
Archaediscus krestovnikovi redita Conil ve Lys (Levha 1, Şekil 8), *Archaediscus sp.*, *Pseudostaffella sp.*, *Mediocris mediocris*, *Endothyra sp.*, *Earlandia sp.*, *Koninckopora sp.* dir.

g — *Archaediscus inflexus* Zonu : Bol ekinid parçaları içeren oolitik biyoklastik kireçtaşlarından oluşan zon, açık gri renklidir. Zona karşılık gelen dizinin bu bölümü yaklaşık olarak 39 m. kalınlıktadır. Zonun üst sınırı *Archaediscus aff. speetabilis* Conil ve Lys'in ortaya çıkışıyla sona erer.

Çift katlı *Paleotextulariidae*'ler ve *Bradyina sp.* bu düzeyde ortaya çıkmıştır. Zon fosilinin tanımını yapan R. Conil ve M. Lys (1964), V2by düzeyi olarak saptamıştır. Ayrıca bu zonda Alt Karbonifer foraminiferlerinden *Archaediscus aff. rhombiformis* *Ganelina*'da saptanmıştır.

Bu zonda görülen mikrofosiller ise;

Archaediscus inflexus (Levha 1, Şekil 9), *Archaediscus aff. rhombiformis* (Levha 1, Şekil 10), *Archaediscus sp.*, *Quasiendothyra sp.*, *Paleotextulariidae*, *Tuberitina sp.* dir. 9 — *Archaediscus aff. speetabilis* Zonu : Bu zona karşılık gelen dizinin bir bölümünün kayatürü açık gri renkli, ekinid parçaları içeren, oolitik kireçtaşlarıdır. Zonun kalınlığı 30 m kadardır. Üst sınırı ise *Archaediscus akcimensis* *Grozdilova* ve *Lebedeva*'in ortaya çıkışıyla sona erer.

Bu zonda *Archaediscidae*'ler ve *Endothyra sp.* çok boldur. *Howchinia sp.*, *Tetrataxis sp.*, le ilk kez bu düzeyde gözlemlenmiştir. Zon fosilini tanımlayan *Ganelina* (1956), bu düzeyi Alt Karbonifer olarak belirtmiştir. Aynı yazar *Bradyina modica* *Ganelina*'yı da bu zonda da olduğu gibi aynı düzey için tanımlamıştır. *Tetrataxis sp.*, ve *Paleotextulariidae*'nin birlikte ilk kez ortaya çıkışını Bozorgnia (1973) V3b olarak saptamıştır. Mikrofosil yönünden çok zengin olan bu zonda görülen foraminiferler;

Archaediscus aff. spectabilis (Levha 1, Şekil 11), *Archaediscus aff. magnus* *Slykova*, *Archaediscus sp.*, *Bradyina modica*, *Bradyina sp.*, *Howchinia sp.*, (Levha 1, Şekil 12), *Pseudostaffella sp.*, *Endothyra sp.*, *Tetrataxis sp.*, *Tuberitina sp.*, *Earlandia sp.*, *Spinothyra aff. pauciseptata* Rauser ve Cernousova (Levha 1, Şekil 18) 'dir.

10 — *Archaediscus akcimensis* Zonu : Açık gri renkli, alterasyon gösteren, biyoklastik kireçtaşlarından oluşan zonun kalınlığı 36 m. kadardır. Zonun üst sınırı ise koyu kırmızı - siyah renkli, fosil içermeyen, demirli, kuvarslı kumtaşıdır. Zon fosilinin tanımını yapan *Grozdilova* ve *Lebedeva* (1954), bu formun *Kuznetsk havzasında* Alt Karbonifer - Alt Baskiriyen'de bulunduğunu belirtmişlerdir. Bu zonda bulunan *Monotoxinoides sp.*'i Kanada'da çalışan Mamet (1976) Orta Karbonifer yaşı olarak saptamıştır.

Bu zonda görülen mikrofosiller;
Archaediscus akcimensis (Levha 1, Şekil 13), *Archaediscus sp.*, *Archaeosphaera sp.*, *Bradyina sp.*, *Mediocris sp.*, *Monotoxinoides sp.* (Levha 1, Şekil 14), *Paleotextulariidae*, *Tuberitina*'dır.

11 — *Neoarchaediscus grandis* Zonu : Bu zondaki kayaçlar açık gri renkli, mikrit kaplı oolitleri içeren biyoklastik kireçtaşlarıdır. 36,5 m. kalınlığa sahip olan zonun alt sınırı demirli kuvarslı kumtaşıdır, üst sınırı ise iyi yıkanmış oolitik kireçtaşlarından oluşan *Archaediscus aff. Mol-*

teri Rauser ve Cernousova zonudur. Bu zonda oolitlerin çevrelerini oluşturan zarf bazı fosillerde görülmemektedir. Zon fosilini tanımlayan (Reitlinger) Mamet (1976), bu formu Orta Karbonifer olarak belirtmişlerdir. İran'da çalışan Bozorgnia (1973), aynı formu Orta Karbonifer olarak belirlemiştir. Zon fosilinin yanısıra bulunan Millerella aff. tortula Zeller (1953) İn yazarı, bu fosili Mamuriyen - Başkiriyen (Üst Missisipiyan) düzeyinde belirlemiştir. Glomospira sp. de ilk kez bu zonda görülmüştür.

Bu zonda görülen mikrofosiller;

Meoarchaediscus grandis Reitlinger ve Mamet (Levha 1, Şekil 15), Archaeaëiscus magnus Sly kova, Archaeadiscus sp., Millerella aff. tortula Zeller, Meâiocris sp., Tetrataxis sp., Eostaffelia sp., Pseïdoendothya, Glomospira sp., Bradyina sp. dir.

12 — Archaeadiscus aff. molleri Zosü : Açık gri renkli iyi boylanma gösteren oolitik kireçtaşları bu zonun özelliğidir. Dizinin en üst düzeyini bu zon oluşturur. Zon fosilini tanımlayan Rauser - Cernousova (1948) Ural'da Alt Namuriyen düzeyinde bulunduğunu saptamıştır.

Bu zonda görülen OzawaInella sp., ve alglerden Ungderella sp., Dvinella sp., Aoujgalia sp., gibi mikrofosiller için Orta Karbonifer düzeyi yayınlarda yer almaktadır (Mamet, 1976).

Bu seviyede görülen mikrofosiller;

Archaeadiscus aff. molleri Rauser ve Cernousova (Levha 1, Şekil 16), Archaeadiscus sp., Pseudoendothya sp., Bradyina sp., Paleotextulariidae, Lituotuoella sp., Ozawainella sp. (Levha 1, Şekil 17) gibi foraminiferlerle; Ungderella sp., Dvinella sp., (Levha 1, Şekil 18), Aoujgalia sp., gibi algler bu düzeyde gözlemlenmiştir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Nohutluk Tepe Alt Karbonifer yaşlı dizinin biyostratigrafik yönden incelenmesi sonucu dizide oniki biyozon ayırtedilmiştir.

Ayrıca dizide düşey olarak belirgin bir fauna değişimi söz konusudur. Alt bölümler, foraminifer ve makrofosil bakımından fakir, buna karşılık plankton bakımından zengindir. Üst bölümler ise fauna içeriği yönünden zengin olup bol foraminiferli ve iyi korunmuş makrofosillidir.

Nohutluk Tepe Alt Karbonifer dizinin bu özelliği, Toroslar'm diğer Alt Karbonifer dizileriyle karşılaştırıldığında aşağıdaki özellikler belirtilebilir :

Alt düzeyleri makro ve mikrofosil yönünden zengin fauna kapsamlı olan Pınarbaşı - Sarız bölgesindeki Ziyarettepe Formasyonu ve Silifke bölgesindeki Korucuk Formasyonu'nun Alt Karbonifer yaşlı bölümleri (Demirtaşlı ve diğerleri, 1978a, 1978b) ile Nohutluk Tepe dizisinin alt bölümü arasında fauna kapsamı yönünden belirgin farklar gözlemlenmektedir. Bu farklılığın önemli nedeni «derin su» fasiyesindeki Nohutluk Tepe dizisinin alt bölümünün bu yönden Toroslar'daki diğer Alt Karbonifer dizilerine benzemesidir (Aksay, 1980). Böylece, Ziyarettepe Formasyonu ile Korucuk Formasyonu ile Korucuk Formasyonu'nun Alt Karbonifer bölümlerinin alt düzeyleri makro ve mikrofosillerce çeşitli ve zenginlik gösterdiği halde, Nohutluk Tepe Alt Karbonifer dizinin alt bölümü sadece mikrop planktonları kapsar.

Fosil çeşitliliği ve bolluğu yönünden Ziyarettepe Formasyonu'nun Alt Karbonifer bölümünün üst düzeyleri No-

hutluk Tepe Alt Karbonifer dizisinin üst bölümüne benzerlik göstermektedir. Korucuk Formasyonu'nun Alt Karbonifer yaşlı bölümünün üst düzeyleriyle de, bir benzerlik sözkonusu olmakla birlikte, fosil çeşitliliği ve bolluğu Nohutluk Tepe dizisinin ilgili düzeylerinde daha belirgindir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma M.T.A. Enstitüsü Temel Araştırmalar Dairesi'nde yürütülen «Toros Ofiyolit Projeleri» kapsamında yapılmıştır.

Arazi çalışmaları ve yazının biçimlenmesi sırasındaki eleştiri ve önerileriyle Dr. Okan Tekeli; kuramsal yönden biyozonların kurulmasında düşünce, eleştiri ve önerileriyle Dr. Ercüment Sirel bu çalışmanın gerçekleşmesinde katkıda bulunmuşlardır. Kendilerine teşekkür borçluyum.

Yazının ilk geliş tarihi : 3.4.1981

Yayıma verildiği tarih : Ocak 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aksay, A., 1980, Toroslar'da Fasiyes yönünden farklı bir Alt Karbonifer istifi (Aladağ Bölgesi) : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 2, 193 - 199.
- Blumenthal, M.M., 1952, Toroslar'da Yüksek Aladağ Silifkesinin Coğrafyası, Stratigrafisi ve Tektoniği hakkında yeni etüdler : Maden Tetkik ve Arama Enst., Seri D, No: 6, 136 s.
- Bozorgnia, F., 1973, Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of Central and east Alborz Mountains, Iran r Nat Iran. Oil Co., Geol. Lab. pub. 4.
- Conil, E. ve Lys, M., 1964, Materioux pour l'Etude Micropaléontologique du Dinantien de la Belgique du Dinantien de la Belgique et de la France : Memoires de l'Institut Géologique de l'Université Du Louvaun/ 279 s.
- Demirtaşlı, E.; Çatal, E.; Dil, N.; Kırışlı, C. ve Salancı, A., 1978a, Excursion B; Carboniferous of the area between Pınarbaşı and Sarız : IUGS Subcommission on Carboniferous Stratigraphy Guidebook, Field Excursion on the Carboniferous Stratigraphy in Turkey de, 25 - 30.
- Demirtaşlı, E.; Çatal, E.; Dil, N.; Kırışlı, C. ve Salancı, A., 1978b; Excursion C; Carboniferous of the Silifke area : IUGS Subcommission on Carboniferous Stratigraphy Guidebook, Field Excursions on the Carboniferous stratigraphy in Turkey de, 31 - 46.
- Ganelina, R.A., 1956, Foraminifera of the Visean of the north-western regions of the sub - Moscow Basin : All - Union Petroleum Scientific Research Geological Prospecting Institute (VNIGRI), Microfauna of the U.S.S.R., Trudy, n.s., sbornik 8, 78.
- Grozdilova, L.P., and Lebedeva, N.S., 1954, Foraminifera from the Lower Carboniferous and the Middle Carboniferous, Baskirian, of the Kolva - Vishera region : All - Union Petroleum Scientific Research Geological Prospecting Institute (VNIGRI). Microfauna of the U.S.S.R., Trudy sbornik 7 n.s. Vypusk 81, 53.
- Lipina, O.A., 1955, Foraminifera of the Tournaisian and Upper Devonian of the Volga - Ural region and western slopes of the Middle Urals, U.S.S.R. : Acad. Nauk. U.S.S.R., Inst. Geol. Nauk., Trudy, Vypusk 163 (Geol. Ser., 70), 55.

- Mamet, B.L., 1976, An Atlas of microfacies in Carboniferous Carbonates of the Canadian ÇöMillera : Geol. Sur.; Can. Bull. 255,131 s.
- Rauser - Cernousova, D.M., 1948, Stratigraphy and foraminifera of the Lower Carboniferous of the Russian Platform and Cis - Ural region : Acad. Nâuk. U.S.S.R., Geol. Nauc., Trudy, Moscow, 62 (Geol. Ser., 19), 231.
- Suleimanov, I.S., 1945, Same new species of small foraminifers from the Tournaisian of Ishimbayevo oil bearing region : Acad. Sci. U.S.S.R., Comptes Rendus (Doklady), Moscow, 48, 2,126.
- Vissarinonova, A.İ., 1948, Primitive fusulinida from the Lower Carboniferous of the European part of the U.S.S.R.: Geol. Nauc. Trudy, Moscow, 222.
- Zeller, D.E.N., 1953, Endothyroid foraminifera and ancestral fusulinids from the type Chesteran (Upper Mississippian) : Jour. Pal., 27, 2,192.

LEVHA I

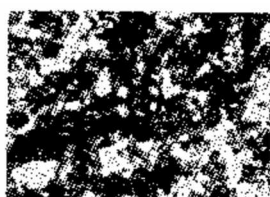
- Şekil 1 : *Archaeosphaera minima* Suleimanov, (904A) X 100
- Şekil 2 : *Endothyra inflata* Lebedeva, eksene dik kesit (907) X 100
- Şekil 3 : *Quasiendothyra miranda* Rauser ve Cernousova, eksene kesit (921) X 100
- Şekil 4 : *Proarchadisciidae?*, eksene kesit (921) X 100
- Şekil 5 : *Propermodiscus aff. deflenctens* Conil ve Lys, eksene kesit (922) X 100
- Şekil 6 : *Permodiscus bucculentus* Conil ve Lys, eksene kesit (926) X 65
- Şekil 7 : *Eostaffella* sp., eksene kesit (926) X 65
- Şekil 8 : *Archaeodiscus kres. gr. redita* Conil ve Lys, eksene kesit (929) X 65
- Şekil 9 : *Archaeodiscus inflexus* Conil ve Lys, eksene kesit (934) X 65
- Şekil 10 : *Arch. aff. rhombiformis* Ganelina, eksene kesit (935) X 65
- Şekil 11 : *Arch. aff. spectabilis* Ganelina, eksene kesit (933) X 65
- Şekil 12 : *Howchinina* sp., Boyuna kesit (936) X 65
- Şekil 13 : *Arch. akcimensis* Gronzdilova ve Lebedeva, eksene kesit (939) X 65
- Şekil 14 : *Monotaxinoides* sp., eksene kesit (939) X 65
- Şekil 15 : *Neoarc. grandis* Reitlinger, eksene kesit (937) X 65
- Şekil 16 : *Arch. aff. molleri* Rauser ve Cernousova, eksene kesit (944) X 65
- Şekil 17 : *Ozawainella* sp., eksene kesit (944), X 65.
- Şekil 18 : *Spinothyra aff. pauciseptata* Rauser ve Cernousova, eksene dik kesit (938) X 65
- Şekil 19 : *Dvinella* sp., boyuna kesit (944) X 65.

PLATE I

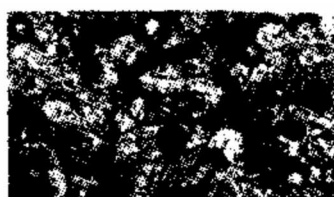
- Figure 1 : *Archaeosphaera minima* Suleiman ov, (904A) X 100
- Figure 2 : *Endothyra inflata* Lebedeva, equatorial section (907) X 100
- Figure 3 : *Quasiendothyra miranda* Rauser ve Cernousova, axial section (921) X 100
- Figure 4 : *Proarchadisciidae?*, axial section (921) X100
- Figure 5 : *Propermodiscus aff. deflenctens* Conil ve Lys, axial section (922) X 100
- Figure 6 : *Permodiscus bucculentus* Conil ve Lys, axial section (926) X 65
- Figure 7 : *Eostaffella* sp., axial section (926) X65
- Figure 8 : *Archaeodiscus krestovnikovi redita* Conil ve Lys, axial section (929) X 65
- Figure 9 : *Archaeodiscus inflexus* Conil ve Lys, axial section (934) X 65
- Figure 10 : *Arch. aff. rhombiformis* Ganelina, axial section (935) X 65
- Figure 11 : *Arch. aff. spectabilis* Ganelina, axial section (933) X 65
- Figure 12 : *Howchinina* sp., longitudinal section (936) X 65
- Figure 13 : *Arch. akcimensis* Grozdilova ve Lebedeva, axial section (939) X 65
- Figure 14 : *Monotaxinoides* sp., axial section (939) X 65
- Figure 15 : *Neoarc. grandis* Reitlinger, axial section (937) X65
- Figure 16 : *Arch. aff. molleri* Rauser ve Cernousova, axial section (944) X 65
- Figure 17 : *Ozawainella* sp., axial section (944) X 65
- Figure 18 : *Spinothyra aff. pauciseptata* Rauser ve Cernousova, equatorial section (938) X65
- Figure 19 : *Dvinella* sp., longitudinal section (944) X 65



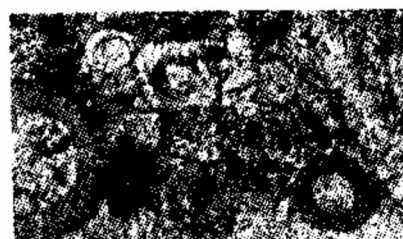
1



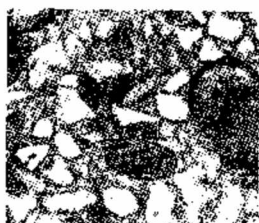
2



3



4



5



6



7



8



9



10



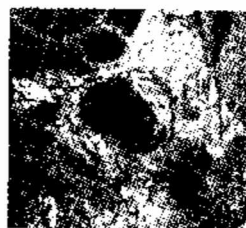
11



12



13



14



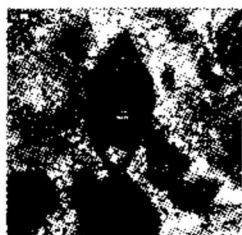
15



16



18



17



19

İnönü (KB Ankara) Orta Miyosenindeki Hemicyon sansaniensis (Ursidae) türünün tanımlanması ve stratigrafik yayılımı

Description and stratigraphic range of *Hemicyon sansaniensis* (Ursidae) from the Middle Miocene of İnönü (NW Ankara) area

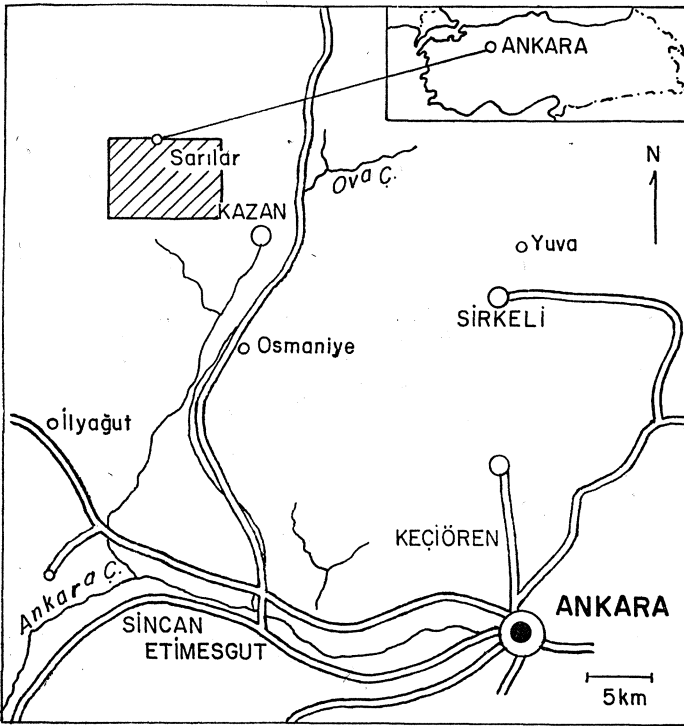
MUSTAFA GÜRBÜZ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ : İnönü 1 fosil yatağının Orta Miyosen yaşlı Anchitherium faunası ile birlikte bulunan, *Hemicyon sansaniensis* türüne ait bir alt çene parçası tanımlanmış ve bu fosil Avrupa'da bulunan diğer *Hemicyon* türleri ile karşılaştırılmıştır. Ayrıca, İnönü 1 faunasının büyük bir olasılıkla 6ncı memeli zonuna ve karasal kat anlamında Alt Astarasiyen'e katılabileceği tartışılmıştır.

ABSTRACT : A lower jaw fragment belonging to *Hemicyon sansaniensis* from the Middle Miocene Anchitherium fauna of İnönü 1 locality is described and compared with the other *Hemicyon* species found in Europe. And it is discussed that İnönü 1 fauna can be a Lower Astaracian in age and placed in mammalian zone 6.

GİRİŞ

Ankara'nın Kazan Bucağı, Sarılar Köyü İnönü yöresinin (Şekil 1) Hipparion'lu düzeylerinden Ozansoy (1957, 1965), Becker - Platen ve diğerleri (1975), topladıkları memeli faunalarını tanımlamışlardır. Ozansoy, Hipparion'lu düzeyleri İnfra - Pikermiyen; Becker - Platen ve diğerleri ise Vallesiyen olarak yaşlandırmalardır. Picford ve Ertürk (1977) aynı yörenin Anchitheriumlu düzeylerinden toplanan Suidae faunasını tanımlamışlar ve bu düzeyleri Genç Vindoboniyen olarak yaşlandırmalardır. Tekkaya ve arkadaşları 1977 yılında yaptıkları Paleontolojik kazılarda işe Anchitherium'lu ve Hipparion'lu bir fauna listesi vermişlerdir.



Şekil 1 : Yer bulduru haritası.

Figure 1 : Location map.

Türkiye'de ender raslanan *H. sansaniensis* türüne ait bir kaç diş Bursa Paşalar'dan toplanmıştır (Schmit - Kitfer 1976). Aynı türün bir alt çene (Mandibula) parçası, İnönü 1 yöresinde bulunmuş ve türün Avrupa kökenli olduğu saptanarak, diğer komşu türlerle morfolojik ve odontolojik karşılaştırması yapılmıştır. Aynı zamanda hangi karasal biyozonun temsilcisi olduğu saptanmış ve Türkiye Biyostratigrafisindeki yeri (Şekil 2) saptanmaya çalışılarak, İnönü 1 fosil yatağının karasal kat anlamında Alt Astarasiyen ve 6 ncı memeli zonuna (Mein 1975) katılabileceği tartışılmıştır.

STRATİGRAFİ

Paleozoyik, çalışma alanımızın Güneybatısında, Karalar, İneköy ve dolaylarında açık renkli, granitli şistlerle yüzeylenir.

Mesozoyik, geniş alanlar kaplamaz ve Paleozoyikle birlikte Kınık, Karalar, İneköy arasında beyaz, sarı ve ince tabakalı kireçtaşları ve marnlar yüzeyler.

Paleosen, Eosenle birlikte, Kınık Karalar, Paleozoyik Mesozoyik çekirdeğinin güney yamacına yamanır ve sarı kumtaşı, konglomera ve bilhassa yeşil marnlar yüzeyler.

Oligosen kırıntılı bir seri olup, Şahlanderenin Ilıca yöresinde yüzeylenir. Oligo - Miyosen olarak adlandırılan kumtaşları ve marnlar Yakupderviş - Karataş, Karkın dağı üçgeninde yüzeylenir.

Miyosen volkanik serisi Soğucak, Çırpan Köylerinin Kuzeyinde geniş alanlar kapsar ve Güneyde gösel kireçtaşları ve volkanik seriler diğer formasyonların üzerine taban konglomerası ile oturur (Erol 1951).

Orta Miyosen yaşlı, kalınlıkları 8 metreye kadar ulaşan kahverenkli, killi ve kumlu marnların üzerine; yeşil renkli az karbonatlı, kalsit parçaları içeren çamurtaşları Sarılar Köyünün Güneydoğusundaki İnönü yöresinde yüzeyler ve bu birimin üzerine beyaz renkli ve omurgalı fosiller içeren marnlar ve beyaz renkli kumtaşları gelmektedir.

Sarılar Köyü İnönü sırtlarında yüzeyleyen, Üst Miyosen yaşlı, kahverengi, beyaz ve gri renkli, kalınlıkları 20 metreye ulaşan çörtlerin üzerine az karbonatlı, kumlu çamurtaşları gelir; bu düzeylerin üzerine de kahverenkli gevşek yapılı ve omurgalı fosilli kumtaşları gelmektedir (Tekkaya ve diğerleri 1977).

SİSTEMATİK İNCELEME

Takım CARNİVORA Bowdich, 1821

Aile URSİDAE Gray, 1825

Alt Aile HEMİCYONİNAE Frick, 1926

Cins HEMİCYON Lartet, 1851

Hemicyon. sansaniensis Lartet, 1851

(Levha 1, Şekil 1, 2, 3)

1944 *Harpaleocyon sansaniensis* (Frick), Hürzeler, Şekil 1a, 2b, 3b, 4b

1949 *Harpaleocyon sansaniensis* (Frick), Thenius, Şekil 12a, 12b

1955 *Hemicyon sansaniensis* Lartet, Girsburg, Şekil 1c, 1d, 1e, 5a

1960 *Hemicyon sansaniensis* Lartet, Antunes, Levha 4, Şekil 11a, lib,

1961 *Hemicyon sansaniensis* Lartet, Girsburg, Levha 7, Şekil 1a, 1b, 1c, Levha 8, Şekil 1, 3a, 3b.

| ALT SERİ (Sub-Series) | KAT (Stage) | KALINLIK (Thickness) | MEMELİ ZONLARI <i>Neogene Mammal Units Mem 1975</i> | MEMELİ YATAKLARI (Localities of Mammals) | Dikme kesit (Columnar section) | AÇIKLAMA EXPLANATION | |
|----------------------------------|--------------------------|-------------------------|--|--|--|--|---|
| | | | | | | Litoloji Lithology | Fosiller (Fossils) |
| ÜST MİYOSEN (Upper Miocene) | VALESIYEN (Vallesian) | 2m | NM10 | İnönü II | | Kumtaşı, kahverenkli, gevşek ve omurgalı fosilli (Sandstone, brown-coloured, loose with vertebrate fossils) | <i>Achtherium prius</i> Ozansoy <i>Hipparion galaticum</i> Ozansoy <i>Synconolophus metaei</i> Ozansoy <i>Serridentinus</i> sp. |
| | | 7m | | | ----- | Çamurtaşı; gri renkli, kumlu (Mudstone, gray coloured, sandy) | |
| | | 20m | | Eşme Akçaköy | ----- | Çörtler, kahve, gri ve beyaz renkli (Cherts, brown, gray and white coloured) | |
| | | | | | Yeni Eskihisarlı | | |
| ORTA MİYOSEN (Middle Miocene) | ASTARASIYEN (Astaracian) | 6m | NM8 | Yeni Eskihisarlı I | | Kumtaşı, beyaz renkli (Sandstone, white coloured) | <i>Anchitherium aurelianense</i> Cuvier <i>Hemicyon sansaniensis</i> Lartet <i>Hispanotherium grimmi</i> Heissig <i>Brachypotherium brachypus</i> , Lartet <i>Listriodon cf. lockharti</i> (Pomel) <i>Libycochoerus cf. khinzikebirus</i> (Vilkinson) <i>Taouanama inönüensis</i> Pickfort ve Ertürk <i>Micromeryx</i> sp. <i>Prostrepsiceros</i> sp. <i>Eotragus</i> sp. <i>Oioceros</i> sp. <i>Trogoreros</i> sp. <i>Protoryx</i> sp. <i>Gomphotherium</i> sp. |
| | | NM7 | Sofça Sarcay | | Marn, beyaz renkli, omurgalı fosilli (Marl, white coloured, white vertebrate fossils) | | |
| | | 7m | NM6 | Çandır İnönü I | | ----- | |
| | | 12m | Paşalar | ----- | Çamurtaşı; yeşil renkli, kumlu kalsit parçacı (Mudstone; green coloured, sandy with pieces of calcite). | | |
| 8m | ----- | | | Marn, pembe ve beyaz renkli, killi-kumlu (Marl; pink and white coloured, argillaceous; sandy) | | | |

Şekil 2 : İnönü yöresinin (Kuzey - Batı Ankara) genelleştirilmiş dikme kesiti.
Figure 2 : Generalized columnar section of İnönü region (NW Ankara)

Tanımlama

Örneğimiz ramus'u ve köpekdişi (Canin) kırık bir alt-çene olup, üzerinde $P_2 - M_2$ yi taşımaktadır.

P_2 arkaya doğru eğik olup, ikincil tüberkülü yoktur. Dişin birincil Jüberkülü minenin iç-ön yüzünde kuvvetlidir. Üst (Occlusal) yüzü önden arkaya genişlemektedir.

P_3 ün çene üzerindeki konumu düz olup, ikincil tüberkülü yoktur. Birincil tüberkülü ise minenin ortasında kuvvetlidir.

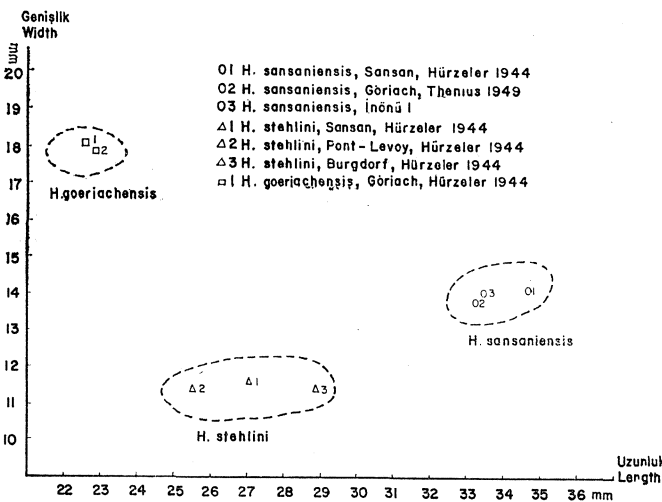
P_4 ün birincil tüberkülü sivri olup, arkaya doğru hafifçe eğiktir. İkincil tüberkülü yoktur ve arka topuğu genişlemiştir. Parakonid'in arka - iç ayağındaki zayıf singulum, yarımaya şeklindedir.

M_1 , aşınmış olmasına karşın yüksek, uzun, dar ve keskindir. Küçük bir kretle protokonid'e bağlanan metakonid, protokonid ve hypokonid'in gerisine meyilli olup, serbesttir. Parakonid ile metakonid, aynı yüksekliğe sahiptir. Talonoid'in duvarı yüksek ve düşeydir; vadisi derin olup, metakonid'in ayağına açılır. Aşınmış olan hypokonid ise entokonid'den yüksektir.

M_2 dikdörtgen şeklinde olup, trigonid'i metakonid'den uzun ve geniştir. Metakonid'i, protokonid'in gerisinde ve yüksekçedir. Hypokonid'i ise iyi gelişmiştir. Entokonid küçük bir kret görünümündedir.

Karşılaştırma

Hemicyon sansaniensis ve Hemicyon goeriachensis türleri oldukça homojen bir yapıya sahiptir. Örneğimiz, büyüklüğü bakımından H. sansaniensis'e uymakta; H. goeriachensis'ten az ve H. stehlini'den çok büyüktür (Şekil 3). H. sansaniensis'lerde P_4 ler genellikle H. goeriachensis'e oranla yüksektir. H. stehlini'lerde M_1 talonunun iç ve dış



Şekil 3 : Hemicyon türlerinin M_1 lerinin uzunluk - genişlik diagramı.

Figure 3 : Scatterdiagrams showing length - width of M_1 of various Hemicyon species.

tepeleri aynı yükseklikte olmasına karşın, H. sansaniensis ve H. goeriachensis'te dış tepe, iç tepeden oldukça yüksektir.

Aslında bizim örneğimizin büyük oluşu, P_4 ünün yüksek olması; ayrıca M_2 sinin metakonid'inin geriye hafifçe kayarak, protokonid'den yüksek olması nedeniyle H. sansaniensis türüne yaklaşmaktadır.

Stratigrafik düzey

Orta Miyosen (Astarasiyen) olarak belirlenen İnönü 1 fosil yatağından toplanan H. sansaniensis ve eşlik eden faunanın, Paşalar faunası ile tür birliği yoktur; nedeni ise Paşalar faunasının daha yaşlı bir düzeyin faunası olmasıdır. Buna karşın İnönü 1 faunasının, Çandır faunası ile tür birliğinin olması nedeniyledir ki, her iki fosil yatağı büyük bir olasılıkla aynı memeli zonun (NM 6) temsilcisidirler.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Türkiye'de ilk kez Çandır Orta Vindoboniyen'inde (NM 6) bir radius bulunmuş ve Hemicyon sp. olarak adlandırılmıştır. Ayrıca, Paşalar Alt Vindoboniyen'inde (NM 5) ise bir kaç adet diş bulunmuş ve H. sansaniensis olarak adlandırılmıştır (Schmit - Kitler 1976).

İnönü 1 örneğimiz, H. sansaniensis türünün en iyi temsilcisi olmasına karşın, aynı elamanları içermediği için Paşalar ve Çandır örnekleriyle karşılaştırma olanağı görülmemektedir. Ancak yaşdaş faunalardan Sansan ve Göriach bölgelerinden toplanan Hemicyon türleriyle karşılaştırıldığında İnönü 1 Hemicyon sansaniensis'nin olası daha genç bir düzeyin temsilcisi olduğu düşünülmektedir.

İnönü 1 fosil yatağının Türkiye biyostratigrafisindeki yerinin, Hemicyon sansaniensis'e eşlik eden fosiller de (Şekil 2) dikkate alındığında büyük bir olasılıkla Paşalar ile Çandır arasında (NM 6) olması gerekmektedir.

Yazının ilk geliş tarihi: 3.4.1981

Yayına verildiği tarih : Ocak 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

Becker - Platen, J.D., Sickenberg, O. ve Tobien, H. 1975, Die Gliederung der Kanozoischen Sedimente der Türkei nach Vertebraten - Faunen gruppen : Geol. Jb. 15,47 - 107.

Erol, 0.1951, Ayaş Dağları ve Mürtet Ovasının Kuzey bölümlerinin Jeolojisi hakkında rapor : Maden ve Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara, Derleme raporu 6248 (Yayımlanmamış).

Ginsburg, L. 1955, De la subdivision du gnre Hemicyon Lartet (Carnassier du Miocène) : Bull. Soc. Géol. France, 5, 6, 85 - 99.

Ginsburg, L. 1961, La faune des carnivores miocene de Sansan (Gers) : Mem. Mus. Nat. Hist. nat. Paris N.C. 9,1 - 190.

Hürzeler, J., 1944, Zur Revision der europäischen Hemicyoniden : Verhandl. Naturforsch. Gesell, Basel, 55, 131 - 157.

- Mein, P. 1975, Résultats du Groupe de Travail des Vertébrés : Report on Activity of the R.C.M.N.S. Working (1971- 1975), 78-81.
- Ozansoy, F., 1957, Faune de Mammifères du Turquie et leurs révision stratigraphique : Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey, 49, 29 - 48.
- Ozansoy F., 1965, Etudes des gisement et des mammifères du cénozoïque de Turquie : Mém. Soc. Geol. France, N.S. 44, 102,1 - 92.
- Picford, M. ve Ertürk, C, 1977, Suidae and Tayassuidae from Turkey : Bull. Geol. Soc. Turkey 22/1, 141 - 155.
- Schmit - Kittler, N., 1976, Carnivores from the Néogene of Asia minor : Paleontographica Abt. A., 155, 1-131.
- Telles Antunes, M., 1960, Notes sur la géologie et la paléontologie du Miocène Lisbonne. II Carnassier Fissipèdes : Bol. Soc. Geol. Portugal 13 : 268 - 292.
- Tekkaya, İ., Saraç, G., Aslan, F. ve Ertürk, Ç., 1977, Ankara İli Yenimahalle İlçesinin Kazan Bucağı ile Ayaş İlçesi arasındaki Karasal Neojen çökellerinin Biostratigrafik etüdü : Maden ve Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara, Derleme raporu 6248 (Yayımlanmamış).
- Thenius, E., 1949, Die Carnivoren von Göriach (Steierm.ark): S.B. Öst. Akad. Wiss. mat. nat. Kl. Abt. I, 158, 9/10, 695 - 762.

LEVHA I

Şekil 1 : Hemicyon sansaniensis, sol alt çene, dıştan görünüşü İnönü 1.

Şekil 2 : Hemicyon sansaniensis, sol alt çene, içten görünüşü İnönü 1.

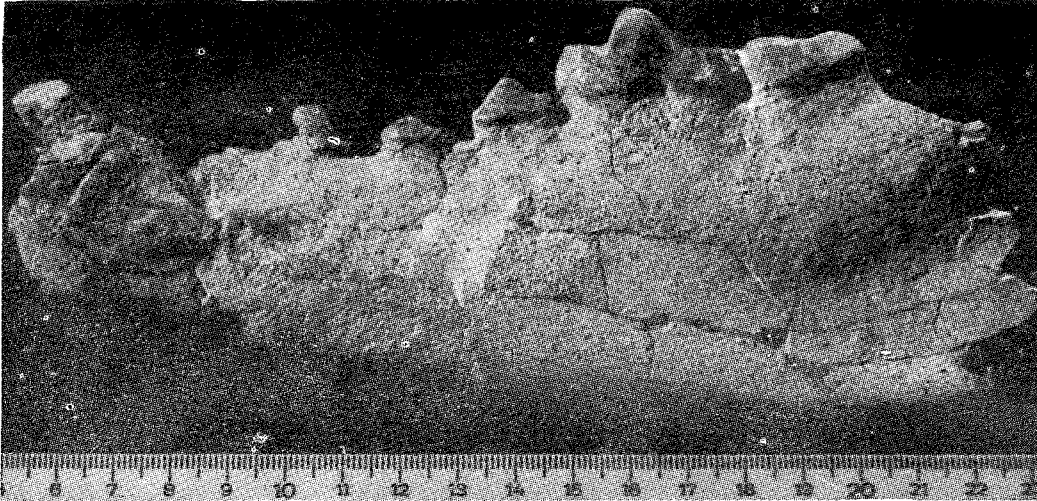
Şekil 3 : Hemicyon sansaniensis, sol alt çene, üstten görünüşü İnönü 1.

PLATE 1

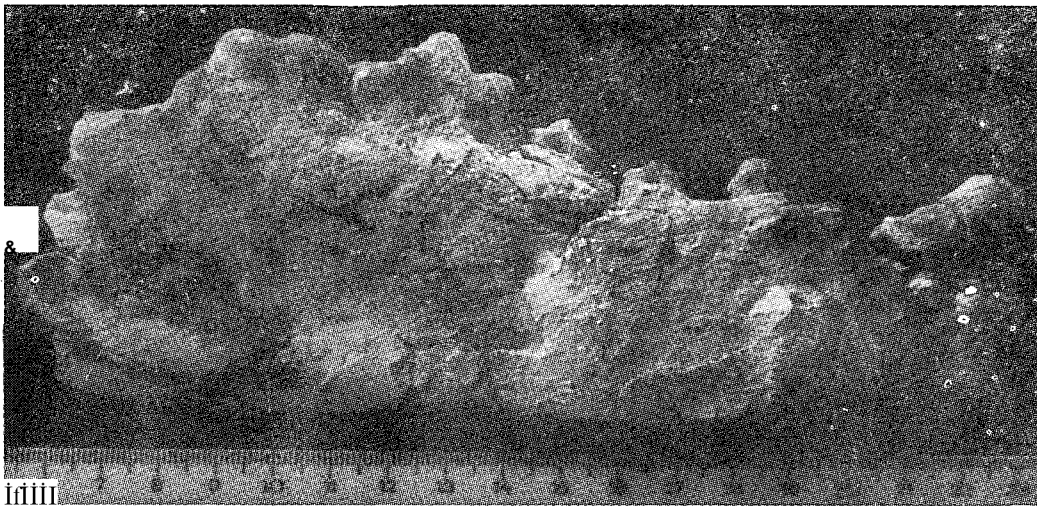
Figure I : Hemicyon samsaniensis, left mandible, labial view, İnönü 1.

Figure 2 : Hemicyon sansaniensis, left mandible, lingual view, İnönü 1.

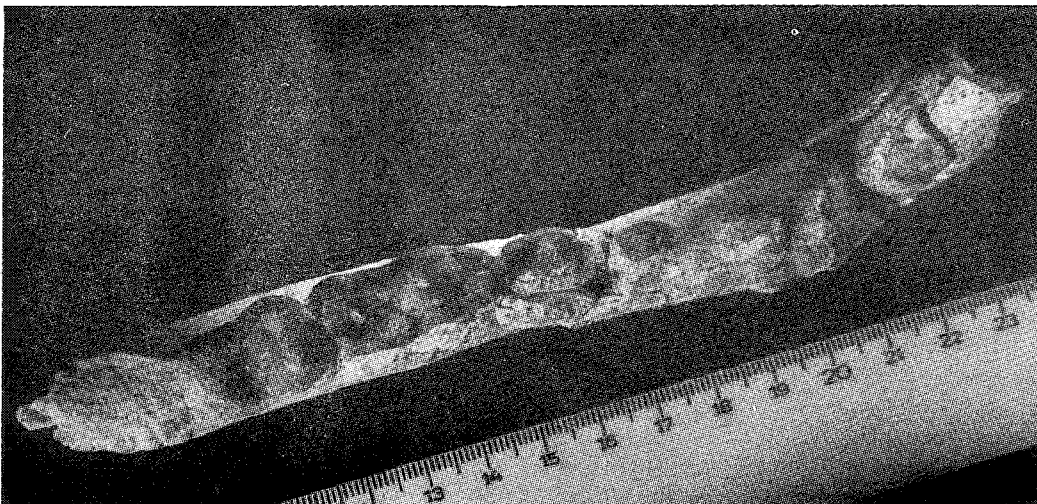
Figure 3 : Hemicyon sansaniensis, left mandible, occlusal view, İnönü 1.



Şekil 1.
Figure 1.



Şekil 2.
Figure 2.



Şekil 3.
Figure 3.

Menderes Masifinin gnayslarında ve Şistlerinde metamorfizme koşulları, Alaşehir- Manisa : Tartışma ve Yanıt

Tartışma

MUZAFFER M. EVİRGEN, Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Enstitüsü, Beytepe - Ankara

Akkök (1981)'e göre, Alaşehir (Manisa) yöresi metamorfik kayalar litolojik ve yapısal özelliklerine bağlı olarak üç grupta toplanmaktadır; gnays karmaşığı, şist karmaşığı mermerler, Yazar, gnays karmaşığı içinde, porfiroblastik gnays, gözlü gnays, bantlı gnays gibi «dokusal özelliklere» dayalı bir ayırım biçimi Seçerken, şist karmaşığı içinde kuvarso - feldispatik gnays, granat-mikaşist, kuvarsit gibi «mineralojik bileşkene» bağlı bir tanımlamayla, yine şist karmaşığı içinde, gnays karmaşığının içinde ayırtlanandan başka olduğunu öne sürdüğü ikinci bir gözlü gnays birimi tanımlayarak (şist karmaşığının içinde bile iki ayrı ölçüt kullanarak) bir ölçüde karmaşa oluşturmaktadır.

Bilindiği gibi, kayaların tanımlanmalarında çeşitli ölçütler vardır (dokusal, yapısal, mineralojik, v.b.). Ancak, çalışma konusu olan kayaların tanımlanmalarında - bir birimin farklı şekilde iki kez tanımlanmaması için - bir birlik olmalıdır. Bu çalışmada, şist karmaşığı içindeki birimler bile iki ayrı ölçüt ile değerlendirilmektedir.

Bu aşamada, çalışmayla ilişkin olarak düşünülebilecek sorular şöyle sıralanabilir:

1 — Gnays karmaşığı içinde porfiroblastik gnays ile gözlü gnays ayırımındaki esaslar nedir? Tane irilikleri nedir? (Gözlü gnays porfiroblastik bir dokudadır.)

2 — Gözlü gnays biyotit, muskovit, feldispat ve kuvarstan oluşur. Beyaz elemanların (leucocratic minerals) miktarı koyu elemanların (mafic minerals) miktarına eşit veya daha azdır. Açıklamalarıyla şist karmaşığı içinde belirtilen diğer bir gözlü gnays ayırımı ve tanımı genelde, tanımlamalara uyumsuzluk göstermektedir. Bilindiği gibi, gnayslar

% 10 veya daha az mika minerali içeren ve feldispat miktarı % 20'den fazla olan kayalardır (Alker et al., 1962; Winkler, 1974).

3 — Yazar, şekil. 6'ya von Platen (1965)'e göre sıcaklık için yaklaşımlar yaparak 660 - 675°C'lik bir değer ileri sürmektedir. Şekilden görülebildiği kadarıyla hesaplanan Ab/An oranlarından toplam 19 noktanın 12 tanesi kötektik eğrilerin dışında 7 tanesi içindedir. Bu durumda kötektik eğrilere yakınlık ya da uyumluluk grafik olarak gözlenememektedir. Ayrıca, okuyucuya değişik Ab/An oranlarıyla ilişkin olarak kuvarso - albit - ortoklazın «minimum erime oranları da şeklinin izlenebilmesi açısından verilebilirdi. Kaldı ki, şekil. 6'da kullanılan von Platen (1965) de kuvarso - albit - anortit - ortoklaz - su sisteminin ötektik noktalar ve kötektik eğri kesitleriyle ilişkin diyagramı da son yapılan çalışmalarda referans verilmemekte ve temel metamorfik petroloji kitaplarının yeni baskılarından da çıkarılmış bulunmaktadır (Winkler, 1967, 1974, 1976).

4 — İleri sürülen üç metamorfizma evresinden birinci evrenin somut kanıtları gösterilmemiştir, «...ikinci evre metamorfizması birinci evre metamorfizmasının neden olduğu değişimleri büyük ölçüde belirsizleştirmiştir.» açıklamasından da görüldüğü gibi birinci evre metamorfizmasının varlığı büyük ölçüde varsayım olarak kalmaktadır. Ve hemen şu soru akla gelmektedir. Acaba, bölgede II. evre metamorfizması koşullarına kadar ilerleyen tek bir evre daha sonrada retrograd metamorfizma niteliğinde gelişen bir ikinci evre mi var?

5 — Şist karmaşığı amfibolünün hornblendlerinde düşünülen Al^{VI}-Si ilişkisi istatistik olarak yorum yapılamayacağına işaret eder. (306/1 - 2) numaralı aynı lokasyona ait iki örnek ile varılan sonuç istatistiksel açıdan güvenilir olamaz.

6 — Şist karmaşığının muskovitlerinde hesaplanan Na/(Na + K) değerleri A. 13/0. 1717, A. 32/0. 1975, A. 33/0. 1386, A. 49/0. 1879, A. 74/0. 1359, A. 260/0. 1959, A. 301/0. 1716 olarak bulunmuştur. Evans ve Guidotti (1966)'ye göre Na/(Na+K) oranı sillimanitli zonlarda 0.18-0.009 arasında bir değer göstermektedir. Çalışılan sahada sillimanitin görülmeşi-özellikle pelitik seriler içinde-ve bu yüksek oranlar nasıl açıklanabilir?

7 — Yaklaşık 2500 km² lik bir alanda sürdürülen ve Menderes Masifinin önemli bir bölümünü kaplayan ve de çalışmaların çeşitli aşamalarındaki bulguları Evirgen (1977, 1979 a, b), Evirgen ve Ataman (1980) ile belgelenen bir grup çalışmanın gözden kaçmış olması da ayrıca bir talihsizlik olarak düşünülebilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akkök, R., 1981, Menderes Masifinin gnayslarında ve şistlerinde metamorf izma koşulları, Alaşehir - Manisa : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24/1,11 - 20.

Alker, A., Clar, E., Fritsch, W., Homann, O., Kahler, F., Krajicek, E., Meixner, H., Murban, K., Scharbert, H. G., Schmidegg, O., Weiss, E. EL, Wieseneder, H, 1962, Ein Vorschlag zur qualitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer: N. Jb. Miner. Mh., 7/8, 168 -172.

Evans, B. W., ve Guidotti, C. V., 1966, The sillimanite - pot-

ash feldspar isograd in Western Maine, U.S.A.: Contr. Mineral. Petrol., 12, 25 - 62.

Evirgen, M. M., 1977, Some results from the study of metamorphism in regions around Ödemiş - Bayındır - Turgutlu - Salihli (Menderes Massif) : 6. Collog. Geol. Aegean Region, Ege Univ., Sept. 26-29. 1977, İzmir-Turkey (in press).

Evirgen, M. M., 1979 a, Menderes Masifi kuzey kesiminde (Ödemiş - Bayındır - Turgutlu) gelişen metamorfizma ve bazı ender parajenezler: Türkiye Jeol. Kur. Bült.. 22/1, 109-116.

Evirgen, M. M., 1979 b, Menderes Masifi metamorfizmasına petroloji, petrokimya, ve jenez açısından yaklaşımlar (Ödemiş - Tire - Bayındır - Turgutlu Yöresi) : H. Ü. Doktora Tezi, Ankara, 185 s.

Evirgen, M. M., ve Ataman, G., 1980, Etude du métamorphisme de la zone centrale du Massif de Menderes, isogrades, pressions et temperatures: 26. Congr. Géol. Int., June 7 -17,1980, Paris Abstracts, I, p. 41.

von Platen, H., 1965, Experimental anatexis and genesis of migmatites; W. S. Pitcher ve G. W. Flinn, ed., Controls of Metamorphism: Oliver and Boyd, London, 203 - 218.

Winkler, H. G. F., 1967, 1974, 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks: (I., II. ve IV. baskı) Springer - Verlag, Berlin - Heidelberg - New York, (220 s., 320 s., 334 s.)

Yanıt

REMZİ AKKÖK İstanbul Teknik Üniversitesi MadenFakültesi, Teşvikiye - İstanbul

Özellikle metamorfik ve yapısal evrimi üzerinde bu güne dek sağlam gözlemlerden çok varsayımlara dayanan spekülasyonların yapıldığı Menderes Masifi sınırları içerisinde küçük bir bölgenin, Alaşehir yöresinin, metamorfik ve yapısal gelişimini aydınlatmak için toplamış olduğum verileri Kurum Bülteninin makale sınırları içerisinde sergileme ve yorumlama amacıyla kaleme almış olduğum yazımın Evirgenin dikkatini çekmiş olması ve bu ilginç konuda bir tartışma ortamı yaratmış olmasından sevinç duymaktayım, Evirgen'e yer darlığı ve makalenin yerel karakterde olmasından değinememiş olduğum bazı temel nitelikteki problemleri daha etraflıca tartışma olanağını bana verdiği için burada teşekkür etmek isterim.

Evirgen'in açıklanmamış olarak kabul ettiği ve tartışma konusu yaptığı noktaların birçoğu metamorfik petrolojinin temel kavramları içerisinde yer almaktadır. Ancak Evirgenin

belirttiğinin aksine metamorfik kayaçların tanımlama ve sınıflandırılmalarında bu kayaçların özelliklerinden dolayı sadece Türkiye'de değil uluslararası düzeyde bile bir birlik sağlanamamıştır. Hatta metamorfik kayaçların genel tipleri olan şist, gnays ve amfibolit terimlerinin kullanılma sınırlarında dahi bir birlik yoktur (Mason, 1979, Sayfa 29). Birlik sağlanamayışının nedenini ise, kişisel isimlendirilmelerin dışında metamorfik kayaçların karakterlerinde aramak gerekir. Bu nedenle diğer tür kayaçları isimlendirmekte kullandığımız kuralları benzer şekilde metamorfik kayaçlarda kullanamamaktayız. Bilindiği gibi, metamorfik kayaçları tanımlarken onların dokusal ve yapısal özellikleri ile mineralojik bileşimleri göz önüne almak yerinde olur (Williams ve diğerleri, 1954, Sayfa 173; Vernon, 1975, Sayfa 23-29; Mason, 1979, Sayfa 32; Turner, 1981, Sayfa 5). Alaşehir yöresindeki metamorfik kayaçların isimlendirilmesinde de yukarıda belirtilen noktalar gözetilmiştir.

Bu çalışmayla ilişkin olarak yöneltilen sorulara cevaplar şöyle sıralanabilir.

1. Porfiroblastik gnays ile gözlü gnays ayırımında dokusal farklılık gözetilmiştir. Porfiroblastik gnays boyutları 40 mm. ye varan dikdörtgen, elips veya yuvarlak şekilli kesitler veren feldspat porfiroblastları (çoğunlukla mikroklin) içerir. Bu kayaçta foliyasyon zayıf gelişmiş olup porfiroblastlarda belirgin bir yönelim yoktur. Buna karşılık gözlü gnayslarda gözler feldspat porfiroblastları veya feldspat ve kuvars yığılımlarından oluşan agregatlarıdır. Genellikle elips veya mercek şeklinde kesitler veren bu gözler kayaçtaki foliyasyonu oluşturan mika yaprakları ve uzamış kuvars taneleri tarafından sarılmışlardır. Gözler belirgin bir yönelim gösterirler ve uzun eksenleri foliyasyona paraleldir (Akkök, 1979).

Evirgen «(Gözlü gnays porfiroblastik bir dokudadır)» diye belirtmektedir. Ancak böyle bir sınırlamaya metamorfik kayaçlarla ilgili kitaplarda rastlamak olanaksızdır. Aksine gözlü gnays terimi kayacın görünüşünü belirleyen bir isim olarak kullanılmaktadır. Gözlü gnaysların bazıları milonitleşme sonucu oluşur ve bunlarda gözleri porfiroblastlar oluşturur (Williams ve diğerleri, 1954, sayfa 203; Spry, 1974, Sayfa 230; Mason, 1979, Sayfa, 35).

2. Evirgen bu sorusunda «gözlü gnays» isminin yerinde olmadığını, kendisinin bildiği gnays tanımlamasına ters düştüğünü belirtmektedir. Ancak Evirgen'in gnays tanımlaması için verdiği Winkler (1974) kaynağının 313 cü sayfasında gnays: gnaysik doku gösteren, orta-kaba naneli, genellikle mika veya hornblend bantları boyunca kalınlıkları birkaç santimetreden onlarca santimetreye varan levhalara ve köşeli bloklara ayrılabilen kayaç olarak tanımlanmaktadır. Bu tanımlamanın devamında ise; bazı araştırmacıların gnays tanımlamalarında doku ve mineralojik özellikleri göz önüne aldıkları belirtilmektedir. Buna tek bir kaynak göstermektedir. Görüldüğü gibi, Winkler'in gnays tanımlamasında tercihi kayacın dokusal özelliklerine göre yapılmasına yöneliktir. Spry (1974, Sayfa 279) ise, gnaysı açık renkli, kaba taneli, feldspatça zengin, her nasılsa homojen olamayan ve bir çeşit foliyasyon gösteren bir kayaç olarak tanımlar. Diğer petroloji kitaplarında da gnays tanımlanırken özellikle yüzdelere dayalı bir mineralojik sınırlama yoktur (Mason, 1979, Sayfa 21; Turner, 1981, Sayfa 6).

Bilindiği gibi, Menderes Masifinde gözlü gnayslar oldukça yaygındır. Bazı araştırmacıların (Schuiling, 1962; Başarır, 1970) çalışmalarında bunların tümü migmatitik grup içerisinde düşünülmüştür. Alaşehir yöresinde gözlü gnayslar gerek şist karmaşığı, gerekse Gnays karmaşığı (Migmatitik gnays grubunun eşdeniği) içinde gelişir. Saha gözlemleri ve petrografik incelemeler bunların birbirinden oldukça farklı olduklarını gösterir. Gnays karmaşığı içinde gözlü gnays porfiroblastik gnays ve masif granitik gnays arasında kuşaklar ve porfiroblastik gnays içinde değişik boyutlu yamalar şeklinde gelişir. Bu kayaçlar arasında dereceli geçişler izlenir. Gözler foliyasyon düzlemleri arasında yassılaştırmış olup çoğunlukla tek bir feldspat tanelinden veya feldspat agregatından ve daha az feldspat ve kuvars içeren agregattan oluşur. Porfiroblastik gnays ile gözlü gnays arasında her dereceden geçişin olması, mineral içeriklerinin ve kimyasal bileşimlerinin benzerliği bu

iki kayacın aynı veya benzer bir kayaçtan türediklerini gösterir. Gnays karmaşığı içindeki gözlü gnays gelişimi için en azından iki evre düşünülebilir. Birinci evrede feldspat porfiroblastlarını içeren porfiroblastik gnays oluşur. İkinci evrede bu kayacın bazı kesimlerinde gelişen foliyasyon ve uzama sonucu porfiroblastik gnays gözlü gnays dokusu kazanır. Şist karmaşığı içindeki gözlü gnays ise, çeşitli büyüklüklerde mercekler şeklinde gelişmiş olup granat-mika şistlerle çevrelenirler. Gözlü gnays granat-mika şiste dereceli olarak geçer ve yer yer bunların geçiş zonlarında ardalandıkları görülür. Bu kayaçtaki gözleri genellikle feldspat, kuvars ve birkaç muskovit içeren agregatlar oluşturur. Kimyasal bileşim bakımından gözlü gnayslar granat - mika şistlere büyük bir benzerlik gösterir. Gözlü gnays ile granat - mika şist arasında dereceli geçişin olması, kimyasal benzerlikleri, gözlerin çok mineralli oluşu ve granat -mika şistin feldspat porfiroblastı bakımından fakirliği bunların köken kayaçlarının ilişkili olduğunu gösterir. Büyük bir olasılıkla gözlü gnayslar grovak serisi içerisindeki çakıltası seviyelerinden türemişlerdir. Menderes Masifinin küçük bir alanında izlenen bu durumun ışığında masifin genelinde gözlü gnaysların tümünün aynı bileşimdeki bir köken kayacından ve tek bir gelişim modeli ile oluştuğunu kabul etmek oldukça zordur.

3. Evirgen Winkler (1967, 1974, 1976) kitaplarını kaynak göstererek von Platen (1965) çalışmasının geçerliliğini kaybettiğini söylemektedir. Bunu işitmiş olmak büyük bir talihsizliktir. Çünkü bu çalışma anateksis olayına birtakım yeni görüşler getirmiştir. Winkler (1976) da 292, 293 ve 294'cü sayfaları okuduğumuzda Winkler von Platen (1965) çalışmasını kaynak göstererek von Platen'in plajiyoklas, alkali feldspat ve kuvars içeren ancak farklı bileşimde olan kayaçlarda Ab/An oranının aynı olması koşuluyla benzer bileşimli «en az eriyiği» (minimum melt) vereceği fikrini aynen kabul etmektedir. Hatta bunun pratik uygulamada kolay olduğunu çünkü Ab/An oranının yapılacak kayaç analizlerinden hesaplanabileceğini belirtmektedir. Winkler (1976) 294 cü sayfada verdiği Tablo 18-5'i von Platen (1965) den aldığını belirtmektedir. Bu tabloda ise, von Platen'in genel sonuçlarını vermektedir. Kanımca Evirgen'in belirttiğinin aksine von Platen (1965) çalışması geçerliliğini sürdürmektedir.

Cevaplanması gereken ikinci bir nokta ise; von Platen (1965) diyagramına düşürülen noktaların değerlendirilmesi ile ilgilidir, von Platen diyagramını değerlendirme: düşürülen noktaların verilen eğrilerin içinde kalması şeklinde değil de eğrilere yakın düşmelerine göre yapılır. Bu eğrilerin ortalama değerleri yansıttığı unutulmamalıdır. Ancak düşürülen noktalardan bazıları 43, 151, 153, 222, 288 eğrilere uzak düşmüşlerdir. Bunlar gözetilerek makalede Gnays karmaşığının bazı kayaçlarının özellikle porfiroblastik gnaysın anateksise uğramış olabileceği belirtilmiştir.

4. Makalenin kapsamı nedeniyle doğal olarak metamorfizma evreleri ile ilgili olarak ayrıntıya girilmemişti. Bu konuda ayrıntılı bilgi Kurumun Konferans dizisi Serisinde yayınlanan «Çok Evreli Metamorfizma» da verilmiştir (Akkök, 1981).

5. Makalede bir örneğin içerdiği amfibol mineralinin kimyasal analizlerinden elde edilen değerlerin birbirlerine çok yakın olması nedeniyle sadece ikisi verilmiştir. Aslında

18 hornblend seçilmiş ve zonlanmayı arattırmak amacıyla her hornblendin üç noktası analiz edilmiştir ve bir zonlanmaya rastlanmamıştır. Analiz sayısı göz önüne alındığında değerler istatistiksel açıdan yeterlidir.

6. Bu kayalarda sillimanitin görülmeşişinin nedenini kayajem içerdiği Al_2O_3 (% Ağırlık cinsinden) yetersizliğine bağlamak yerinde olur (Akkök, 1980).

7. Evirgenin yaptığı çalışmalar gözden kaçmış değildir. Makalenin içeriği ile bir ilişkisi bulunmadığından değinilmemiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Akkök, R., 1979, Petrology of gneisses and schists in the Menderes Massif, Derbent, Alaşehir, Turkey: Ph. D. Thesis - London, yayınlanmamış.

Akkök, R., 1980, Menderes Masifinin Alaşehir yöresindeki Gnays ve Şistlerinin jeokimyası : TÜBİTAK VII. Bilim Kongresi, Kuşadası - Aydın (Yayında).

Akkök, R., 1981, Çok Evreli Metamorfizma: Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Dizisi 15, Ankara, 23 s.

Başarır, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeoloji ve petrolojisi: E.Ü.

F.F. Jeoloji Kürsüsü ilmi rapor servisi, No: 102. Yayınlanmamış.

Mason, R., 1979, Petrology of the Metamorphic Rocks: London, George Allen and Unwin Ltd., 254 s.

Schuiling, R. D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatitik kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında : M.T.A. Dergisi, 58, 71 - 85.

Spry, A., 1974, Metamorphic Textures: Oxford, Pergamon Press, 350 s.

Turner, F. J., 1981, Metamorphic Petrology, Mineralogical, field and tectonic aspects: London, McGraw - Hill Book Company, 524 s.

Vernon, R. H. 1975, Metamorphic Processes: New York, John Wiley and Sons, 247 s.

von Platen, H., 1965, Experimental anatexis and genesis of migmatites : W. S. Pitcher and G. W. Flinn, ed., Controls of Metamorphism de: Edinburg and London, Oliver and Boyd, 203 - 218.

Williams, H., Turner, F. J. and Gilbert, C. M., 1954, Petrography : San Fransisco, Freeman, 406 s.

Winkler, H. G. F., 1974, 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks: (III ve IV. baskı) Berlin - Heidelberg - New York. Springer - Verlag, 320 s., 334 s.