

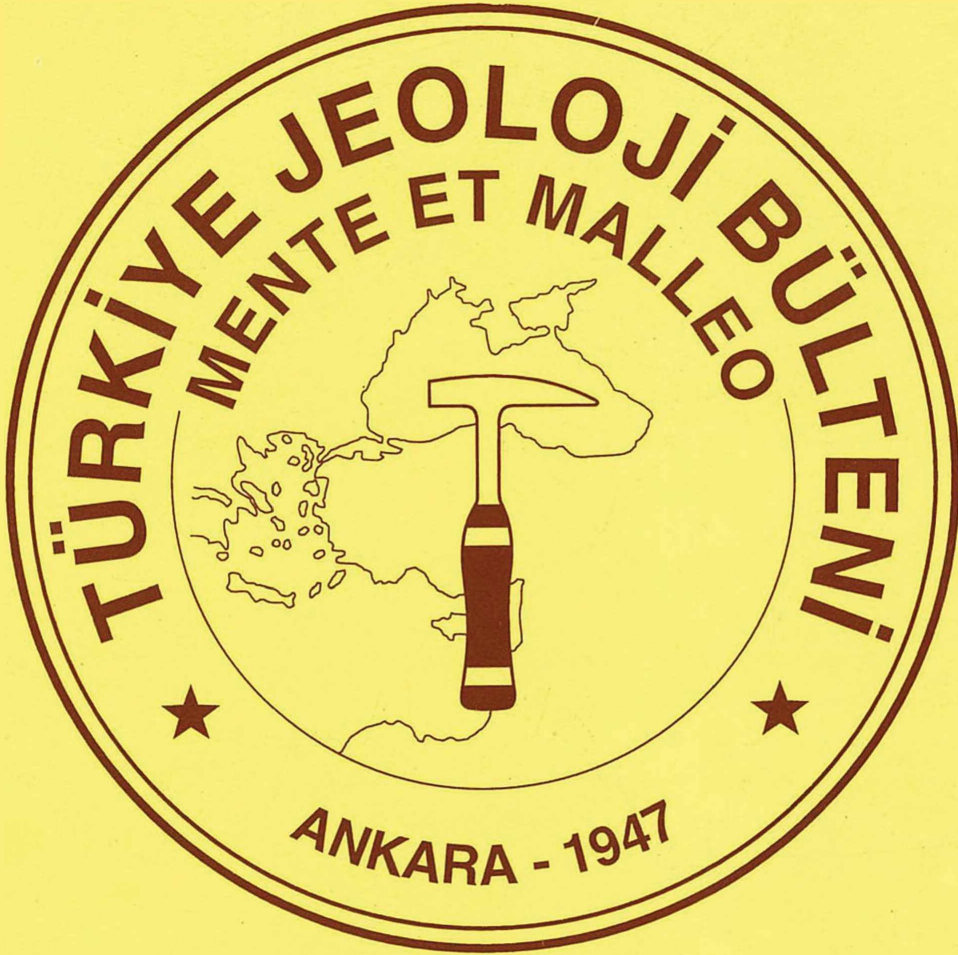
# TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

*Geological Bulletin of Turkey*

Şubat 1996 Cilt 39 Sayı 1

February 1996 Vol. 39 Number 1

ISSN 1016-9164



**TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
*Chamber of Geological Engineers of Turkey*

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

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

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

**Editörler / Editors**

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

**Sekreter / Secretary**

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

**Teknik Yönetmen / Technical Editor**

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

**Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board**

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

# TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

## Geological Bulletin of Turkey

Şubat 1996 Cilt 39 Sayı 1  
February 1996 Vol. 39 No 1

ISSN 1016-9164

### İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Akdere Havzası Üst Kretase karbonat etek (apron) dolgularının fasiyes karakterleri ve çökeltme modeli, Doğu Toroslar, Gürün - GB Sivas  
*Depositional model and fades characteristics of Upper Cretaceous carbonate apron sediments in Akdere Basin, Eastern Taurus, Gürün - SW Sivas Turkey*  
.....E.ATABEY
- Hekimhan (KB Malatya) Geç Kampaniyen'inde yeni bir *Pseudedomia* (Foraminifer) türü:  
*Pseudedomia hekimhanensis n.sp.*  
*A new species of Pseudedomia: Pseudedomia hekimhanensis n.sp. from the Late Campanian of Hekimhan, NW Malatya, Turkey*  
.....M.GÖRMÜŞ
- Yıldızeli metasedimanter grubu içindeki Fındıcak metamorfizmasının metamorfizması ve yaşı  
*The metamorphism and the age of the Fındıcak metamorphite in the Yıldızeli metasedimentary group*  
.....M. ALPASLAN, J.C. GUEZOU, M. BONHOMME, D. BOZTUĞ
- Özvatan - Felahiye (Kayseri) dolayının stratigrafisi ve tektoniği  
*The stratigraphy and the tectonics of Özvatan - Felahiye (Kayseri) region*  
.....V. ÖZAKSOY, E. GÖKTEN
- Türkiye'de *Laffiteina* türlerinin coğrafik yayılımı ve stratigrafik dağılımı  
*The geographic expansion and stratigraphic distribution of Laffiteina species in Turkey*  
.....N.İNAN 41
1. Nevşehir - Acıgöl maarının tortul dolgusundaki (Kuvaterner) fasiyeslerin gelişimine jeotermal süreçlerin etkileri  
*The effects of geothermal processes on fades development in sedimentary fill of Quaternary Nevşehir - Acıgöl maar lake, Central Anatolia, Turkey*  
.....N. KAZANCI, AĞ GEVREK 55
- 11 Girdev Gölü - Kazanpınarı kaynağı arasındaki (Antalya) allokton birimlerde yeraltısuyu dolaşımının incelenmesi  
*Investigation of ground water circulation in the allochthonous units between Girdev Lake and Kazanpınarı spring (Antalya), SW Turkey*  
.....M. ÇELİK, N. ÜNSAL 63
- 23 Koçpınar (Aksaray) kaynaklarının su kimyası açısından değerlendirilmesi  
*Hydrochemical evaluation of the Koçpınar springs (Aksaray)*  
.....M. AFŞİN, H. BAŞ 69

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI  
Chamber of Geological Engineers of Turkey

**Yazışma adresi**

---

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

**Correspondence adress**

---

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

# Akdere Havzası Üst Kretase karbonat etek (apron) dolgularının fasiyes karakterleri ve çökme modeli. Doğu Toroslar, Gürün - GB Sivas

*Depositional model and facies characteristics of Upper Cretaceous carbonate apron sediments in Akdere Basin, Eastern Taurus, Gürün - SW Sivas, Turkey*

Eşref ATABEY

Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520 Ankara

## Öz

Bu çalışma Doğu Toros Akdere havzası (Gürün - GB Sivas) Üst Kretase karbonat etek dolgularının fasiyes özelliklerini ve oluşturdukları çökme modelini ortaya koymayı amaçlar. Yörede Üst Kretase döneminde karbonat platformunun kısmen parçalanarak çökmesi sonucunda oluşan Akdere Havzası yamacında; havza yamacı - platform kenarına paralel uzanan, 2 - 7 m kalınlığında ve kilometrelerce uzunlukta, kanal sistemleri içermeyen, yeniden depolanmış kalsiklastik dolgulanmalar bulunmaktadır. Bu dolgulanmalar denizaltı yelpaze modellerinin bir alternatif olarak sunulan karbonat etek (apron) modeline bir örnek teşkil etmektedir. Bunlar ağırlıklı olarak platform kenarı rudist resiflerinden türemiş malzeme kapsamaktadır. Platform kenarı alanlarda ince tabakalı - laminalı kireçtaşı ve marn görülmesine karşın, havza yamacında kalın konglomera / breş düzeyleri ve bunlarla ardalanmış kalkarenitler yer almaktadır. Havza alanında ise havza yamacı birimleri ile geçişli olan, killi kireçtaşı ve marn ağırlıklı litoloji topluluğu mevcuttur. Bu kaya birimlerinin bir veya birkaçı birlikte üst yamaç, etek ve havza fasiyes topluluklarını oluşturmaktadır. Eş çökme tektoniği, deniz düzeyi alçalma ve yükselme olayları depolanmayı büyük ölçüde kontrol etmiştir. Platform kenarının ve havza yamacının sürekli olarak faylanması ve artan yamaç eğimine bağlı olarak platform kenarı rudist resiflerinden türeyen malzeme, havza yamacında kalsiklastik istifler şeklinde yeniden depolanmıştır. Bu tür oluşumlar bir yelpaze oluşturması gerektirdiği halde, yüksek yamaç eğimi nedeniyle platform kenarına paralel olarak, yamaç altında depolanmış ve burada yamaç altı karbonat etek dolgusunu oluşturmuştur. Bu çökel dolguları havzadan, havza yamacına doğru birbiriyle yan ve düşey geçişli, pelajik çamurtaşı - vaketası, konglomera / breş - biyo - litoklastik istif - tanetaşı fasiyesleri ile çamurtaşı fasiyesinden oluşan bir karbonat etek dolgusu modelini oluşturmaktadır.

**Anahtar Sözcükler:** Doğu Toroslar, Karbonat platformu, Akdere Havzası, Etek (Apron), Karbonat etek (Apron) dolgusu, Yamaç tabanı apronu.

## Abstract

*This study is aimed to establish the depositional model and facies properties of Upper Cretaceous Carbonate apron sediments in the Akdere Basin, at Eastern Taurus (Gürün - SW Sivas). In the area, 2 - 7 m thick and km's in length; resedimented calciclastic deposits and not including channel systems which are parallel to the basin slope - platform margin are present in the Akdere Basin slope developed as a result which as a result of partly collapsed and subsidence of carbonate platform during the Late Cretaceous. These deposits are an example of carbonate apron model which is an alternative to the submarine fan models of the siliciclastic deposits. These mainly consist of materials derived from platform margin rudistic reef buildups. The thin bedded - laminated limestone and marl is observed in the area of platform margin, whereas, in the basin slope thick conglomerate I breccia levels and intercalated calcarenites are encountered within basin, clayey limestone and marl dominated lithologic assemblage transitional with basin - slope units are present. The one or more of these rock units make upper slope, apron and basin facies assemblages. Syndepositional tectonism, low stand and highstand in sea level changes effectively controlled the deposition. Due to continued faulting of platform margin and basin slope and increased slope amount, the materials derived from platform margin rudistic buildups resedimented in the basin slope, in the form of calciclastic sequences. Although these type of sediments should form the submarine fan, due to high slope amount, they are deposited as subslope areas. These sediment fills are inter fingering with basinal, basin slope, sedimentary deposits and comprise the pelagic mudstone - wackestone, conglomerate I breccia, bio - lithoclastic packstone - grainstone facies and mudstone facies of an carbonate apron fill models.*

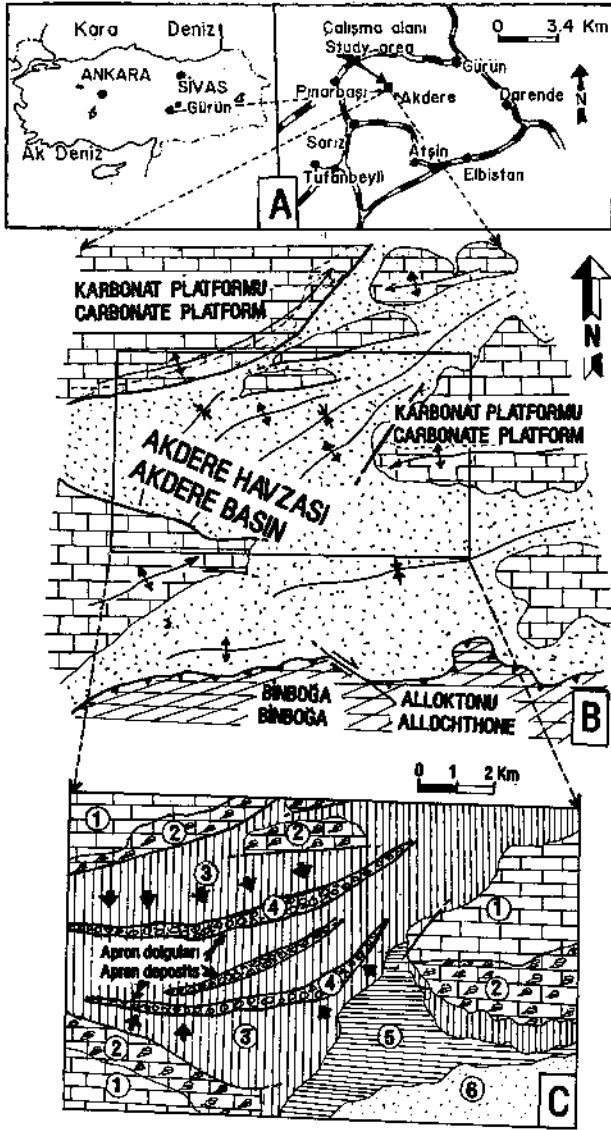
**Key Words:** Eastern Taurus, Carbonate platform, Akdere Basin, apron, Carbonate Apron deposits, Base - of - slope apron

## GİRİŞ

İnceleme alanı Gürün'ün (Sivas) 30 km babanda ve KB Doğu Toroslardadır (Şekil 1A). İnceleme konusunu oluşturan karbonat apron çökelleri stratigrafik konum olarak Akdere havzasının en alt bölümüne ait yaşlı tortullardır. Akdere havzası, Mesozoyik karbonat Platformunun geç Kretase'deki naplaşma hareketi sonucunda

parçalanması ile oluşmuş olup, bir önülke - dağarası Javza olarak yorumlanmıştır (Atabey, 1993a) (Şekil B)\*

Bu havzanın yamacında, yamaç kenarına paralel kilometrelerce uzunlukta, kanal şeklinde oluşmamış, yeniden depolanmış kalsiklastik fasiyesler mevcuttur (Şekil 1C). Bu tür depolanmalar Mullins and Cook (1986)



Şekil 1. A. Yer bulduru haritası, B. Karbonat platformu ve Akdere havzasının konumu, C. Jeoloji haritası: 1- Dogger - Senomaniyen (Yüceyurt fm.), 2- Üst Santoniyen - Kampaniyen (Yanıktepe fm.), 3- Üst Kampaniyen - Mestrihtiyen (Akdere fm.), 4- Karbonat apron dolguları, 5- Paleosen - Alt Eosen (Abdalpınarı fm.), 6- Lütisiyen (Demirölük fm.)

Figure 1. A. Location map, B. Position of Carbonate platform and Akdere Basin, C. Geological map: 1- Dogger - Cenomanian (Yüceyurt fm.), 2- Upper Santonian - Campanian (Yanıktepe fm.), 3- Upper Campanian - Maastrichtian (Akdere fm.), 4- Carbonate apron deposits, 5- Paleocene - Lower Eocene (Abdalpınarı fm.), 6- Lutetian (Demirölük fm.)

tarafından denizaltı yelpaze modellerinin bir alternatifi olarak sunulan karbonat apron modeline bir örnek teşkil etmektedir. Apron terimi 1900'lü yılların başında "buzulların önünde dağın tabanında çökelen ve kaynağı belli olan yarı tutturulmuş örtü şeklinde (blanketlike) denizel, çöl, buzul ve alüvyal çökelleri" olarak tanımlanmıştır (Bates and Jackson, 1980). Daha sonraki araştırmalarda havza ve yamaç ortamındaki silisiklastik ve kalsiklastik depolanmaların fasiyes yorumlanmasında yelpaze (apron) terimi yaygı (sheet) terimi ile birlikte veya tercihli olarak kullanılmıştır. Bunlardan Watts and Garrison (1986), Crevello and Schlager (1980), Nelson et al. (1986), Nelson (1983), Busby - Sphera (1988), Stow et al. (1983 / 1984), Colacicchi and Baldanza (1986), Choe and Chough (1988) örnek verilebilir.

Karbonat apronlarını denizaltı yelpazelerden ayıran belirgin özelliği, bunların kanal sistemi olmayan yaygı akma fasiyesleri ile temsil edilmesidir (Mullins and Cook, 1986). Bunlarda silisiklastik denizaltı yelpazelerin yaygın kanal özellikleri görülmemektedir. Denizaltı yelpazeleri "karasal, koni veya yelpaze şeklindeki denizaltı kanyonları veya büyük nehirlerin denize doğru olan depolanmaları" olarak tanımlanmıştır (Bates and Jackson, 1980). Bunlar üste doğru kabalaşan, alt - orta ve üst yelpaze istifleri mevcut olup, ışınal şekilli geometri sunarlar. Buna karşın karbonat apronları yamaç yada şelf kenarına paralel olarak gelişmiş keskin kenarlı, kanal sistemi olmayan, yada çok küçük "V" ve "U" şekilli kanalcıklı geniş yaygı akma depolanmaları şeklindeki fasiyesler ile temsil edilir (Mullins and Cook, 1986).

İki tip karbonat apronu ayrılmaktadır. Karbonat yamaç apronları (yamaç eğimi 4 dereceden küçük), karbonat alt yamaç apronları (base - of - slope) (yamaç eğimi 4-15 derece arası) (Şekil 4). Her iki tip apron; yamaç - iç apron - dış apron ve havza fasiyesi kuşaklarına ayrılmaktadır.

Bu makede, Akdere havzası içerisinde yer alan karbonat apron depolanmalarının havza geometrisindeki yeri, fasiyes özellikleri ile birlikte çökeltme modeli açıklanacaktır.

## JEOLJİ

İnceleme konusunu oluşturan karbonat apron depolanmaları Akdere havzasındadır. Akdere havzası, Aladağ napma ait Soğanlı ve Binboğa allohton birimlerince sınırlanmış olan (Tekeli vd., 1983) ve Geyikdağı Birliğine dahil edilen (Özgül, 1976) Gürün Otoktonu Üst Kretase karbonat platformu üzerinde gelişmiştir (Atabey 1993a) (Şekil 1B). Şekilde Soğanlı allohtonları kuzeyde harita sahası dışında kalmaktadır.

Akdere havzasının temelindeki birimleri, Yüceyurt ve Yanıktepe formasyonları oluşturur (Şekil 2). Yüce-

yurt formasyonu yaklaşık 700 m kalınlığındaki Orta Jura - Senomaniyen yaşlı olan, kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşı ile, Yanıktepe formasyonu ise Üst Santoniyen - Kampaniyen yaşında ve 250 m kalınlığındaki rudistli kireçtaşı ve yan - pelajik kayalarla temsil edilmektedir. Üst Kretase (Üst Kampaniyen - Mestrihtiye) yaşlı olan Akdere formasyonu ile Paleosen - Alt Eosen yaşındaki Abdalpınarı formasyonu ikisi birlikte Akdere Havzasının ana kaya birimlerini oluşturmaktadır. Bunlardan Akdere formasyonu killi kireçtaşı, konglomera / breş, kalkarenitlerle (550 m) karakterize edilir. Bu birim üzerinde konglomera / breş, kalkarenit, çört yumru lu killi kireçtaşı ve marn (450 m) egemen litoloji topluluğu (Abdalpınarı formasyonu) yerel uyumsuz olarak yer almaktadır (Atabey, 1993b) (Şekil 2). Havza birimleri en üstte Lütésiye birimince örtülmektedir.

İnceleme konusunu teşkil eden karbonat apron depolanmaları, Akdere formasyonu içerisinde bulunmaktadır (Şekil İC ve 2).

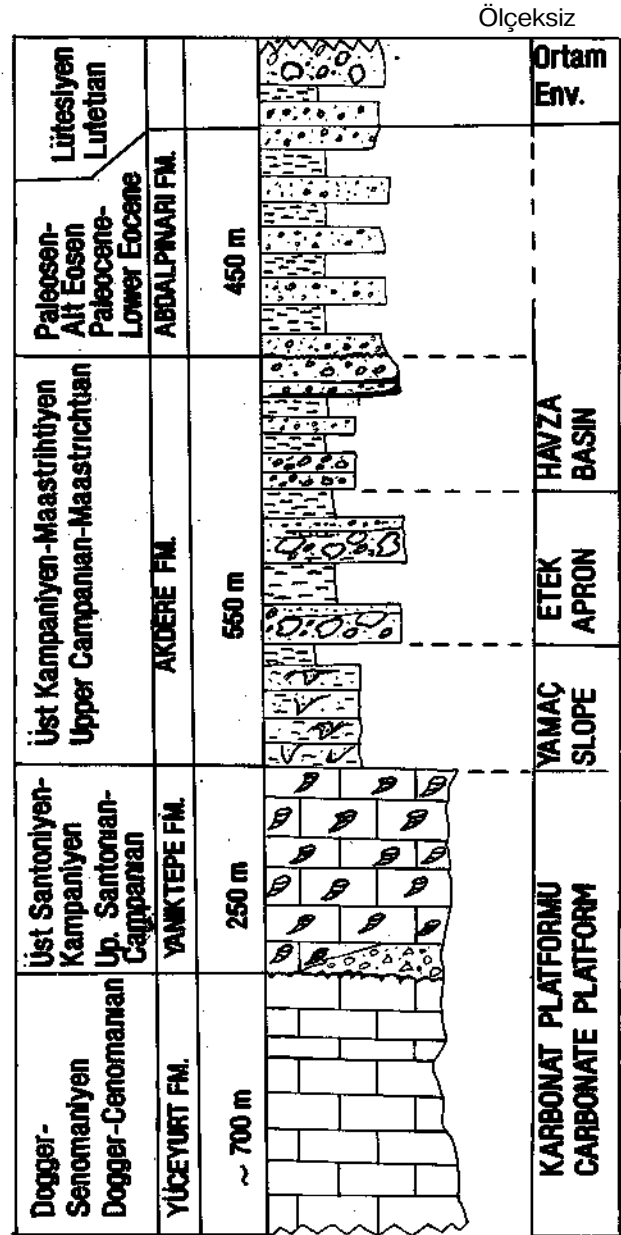
#### FASİYES TANIMLAMALARI

İnceleme alanında, Mutti and Ricci Lucchi (1972, 1978) tarafından sediment gravite akma fasiyesleri için kullanılan ve Mullins and Cook (1986) karbonat apronlarına uygulanan fasiyes tiplerine benzer fasiyes toplulukları yer almaktadır. Saha ve laboratuvar verileri ışığında başlıca üç tip fasiyes tanımlanmıştır. FASİYES - 1: Konglomera / breş ve çakıllı kalkarenit fasiyesi (Kalsiklastikler), FASİYES - 2: Kalkarenit fasiyesi (Biyolojik - litoklastlı istiftaşı - tanetaşı fasiyesi), FASİYES - 3: Pelajik lamine - tabakalı kireçtaşı fasiyesi (çamurtaşı - vaketaşı fasiyesi) olarak belirlenmiştir. Levha I, Şekil 1'de fasiyeslerin saha görüntüsü, Şekil 3'de fasiyes özellikleri verilmiştir.

FASİYES - 1: Konglomera / breş ve çakıllı kalkarenit fasiyesi (Kalsiklastikler)

Sahada konglomera / breşik karakteri ve sert topografyalı oluşu ile kolayca ayrılabilir (Levha I, Şekil 2, 3,4). Karbonat platformu kenarına ve havza eksenine (geometrisine) paralel bir konumda yer almaktadır (Şekil İC). 15 - 20 km uzunluğunda ve 2 - 7 m tabaka kalınlığında olan bir geometri göstermektedir. Çakıllı kalkarenitler bu konglomera / breşik tabakaların hemen üzerinde bir seviye oluşturmaktadır.

Konglomera / breş seviyeleri yer yer erozyonal tabanlı olup, ağırlık yapısı izlenebilir. Tamamen tane destekli doku egemendir (Levha 1, Şekil 3). Bileşiminin hemen hemen tamamını Yüceyurt ve Yanıktepe formasyonlarına ait olan kireçtaşı ve rudistli kireçtaşı çakılları ve rudist kavkı parçaları oluşturmaktadır. Çakıllar köşeli, az yuvarlak ve yuvarlak olup, kötü boylanmalıdır (Levha 1, Şekil 3). Taban bölümlerinde Akdere formasyonuna ait olan pelajik karakterli seyrek



Şekil 2. Genel stratigrafi kesiti.

Figure 2. Generalized stratigraphic section.

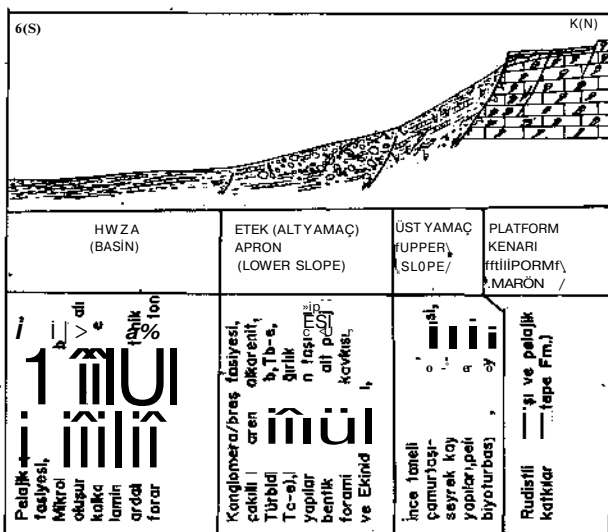
kireç çamuru çakılları (plastiklastlar) mevcuttur.

Çakıllı kalkarenitler ise masif ve ince tabakalı olup, seyrek kireçtaşı çakılları kapsamaktadır (Levha 1, Şekil 3). Matriks destekli seviyeleri mikroskop altında istiftaşı - tanetaşı dokusu göstermektedir. Bileşimine rudist kavkı, alg ve pelajik foraminifer katılmıştır.

## FASİYES - 2: Kalkarenit fasiyesi (Biyo - iitoklastlı istiftaşı - tanetaşı)

Sahada koyu gri renkte görülür. İnce - orta ve yer yer kalın tabakalı olup, platform kenarına paralel uzanmalı olmak üzere tabakalarda yanıl yönde bir süreklilik izlenir. Çakıllı kalkarenit ve kireç çamurtaşı düzeyleriyle ardalı bir dizilim gösterir (Levha 1, Şekil 3 ve 4). Bir kaç cm den 50 cm - 1 m tabaka kalınlığı sunarlar. Kalkarenitler ince - orta tane boyutlu kireç kumu ve parçacıklarından oluşmuştur. Tabaka alt düzeylerinde yer yer kireç çamuru parçalan (plastiklastlar) yer alır. Bunlar, yüksek enerjili akıntılarının tabandaki pelajik çamuru kopararak taşınması sonucunda oluşmaktadır (Middleton, 1966; Gökçen, 1976). Kalkarenitlerin bir kısmında derecelenme, düşük yoğunluklu türbidit akıntılarının oluşturduğu akıntı kırışıkları mevcut olmakla birlikte bir kısmında bulunmamaktadır. Paralel laminalanma, akıntı ve oturma yapıları gelişmiştir. Bouma (1962) türbidit bölümlerinden bazen Ta - c bazen de Td - e bölümleri izlenebilmektedir (Levha 2, Şekil 3 ve 4). Bunlar iç yapıları ile kalker türbiditleri olarak yorumlanmıştır (Meischner, 1964).

Mikroskopik olarak biyo - İitoklastlı istiftaşı - tane-taşı dokusu göstermektedir. Bileşenlerinin büyük kısmını (%70) Mesozoyik yaşlı Yüceyurt ve Yanıktepe formasyonlarına ait taşınmış kireçtaşı parçaları, bentik foraminifer ve havzaya ait pelajik çamurtaşı parçaları oluşturmaktadır (Levha 1, Şekil 5). Demir oksit boyamaları yer yer yaygındır. Platforma ait taşınmış kireçtaşı parçaları az yuvarlak ve yuvarlak olup, içlerinde *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp., *Cuneolina* sp., *Miliolidae* gibi fosiller bulundurmaktadır. Tane bileşenle-



Şekil 3. Fasiyes açıklamaları ve depolanma ortamları.

Figure 3. Explanation of the fades and the depositions! environments.

rinin bir kısmını da yine platformdan taşınmış rudist kavkuları ile birlikte ekinid ve algler oluşturmaktadır. Havzaya ait pelajik çamur parçalan bol miktarda *G/obotruncana* sp., ve *Globigerinidae* Radiolaria ve sünger spikülü içermektedir. Bileşenleri oluşturan taneler kalsit çimento ve tutturulmuş olup, bazen ekinidlerde sintaksiyal çimento izlenmektedir. Bazı tanelerin çevresinde mikro organizma işlevi sonucunda oluşan mikritik zar (Bathurst, 1971) mevcuttur. Bileşenlerden kireçtaşı parçaları tabaka alt kısımlarında izlenirken, tabaka tavanlarında daha çok pelajik foraminiferlerin yoğun olduğu çamurtaşı yer alır. Tabaka içerisinde alttan üste doğru kalkarenit, kalsisilt ve kalsilutit şeklinde bir dizilim izlenir. Bazı düzeylerde ise 20 cm kalınlığında Bouma istifinin yalnızca Tc ve Td seviyeleri ile temsil edilen ince taneli (silt boyu tane) kireçtaşı kumlarından (parçacıklarından) oluşan ve pelajik çamurtaşı - vaketası ile ardalı olan kalkarenit tabakaları mevcuttur (Levha 2, Şekil 1 ve 3). Bu tür oluşumlar Apeninler'deki Mesozoyik havza karbonat türbiditlerinde mikroklastit olarak tanımlanmıştır (Colaccichi and Baldanza, 1986). Bunlar, havzanın hem distal hem de proksimal kesimlerinde gözlenebilmektedir.

## FASİYES - 3: Pelajik laminalı - tabakalı kireçtaşı fasiyesi (Çamurtaşı - vaketası F.)

Sahada şarabi, sarımsı, yeşilimsi, mavimsi ve koyu gri renk farkı ile tanınmaktadır (Levha 1, Şekil 1 ve Levha 2, Şekil 1). İnce tabakalı ve laminalı bir yapı göstermektedir. Şarabi, yeşilimsi olanlar daha çok marnlı (çamurtaşı) düzeyleridir. İstif içerisinde ince tabakalı kalkarenit, çakıllı kalkarenitler ile tabakalı ve laminalı pelajik kireçtaşları ardalı bir dizilim gösterirler (Levha 2, Şekil 1 ve 5). Pelajik çamurtaşı egemen yerlerde bu ardalanma seyrekleşir. Tabaka kalınlıkları 1 cm den 20 cm ye kadar değişkendir. Çamurtaşı düzeylerinde biyoturbasyon, oygu yapısı ve iz fosil kalıbı gibi yapılar mevcuttur.

Mikroskop altında pelajik kireçtaşı örnekleri tamamen planktonik foraminiferli çamurtaşı - vaketası dokusu göstermektedir (Levha 2, Şekil 2). Planktonik foraminiferlerden *Globotruncana* sp., *Globigerinidae* her seviyede bulunmaktadır. Radiolaria ile sünger spikülleri yer yer zengindir. Seyrek olarak mikritik dokulu siğ denizel kireçtaşı parçalan mevcuttur. Planktonik foraminifer ve ince taneli karbonat parçacıklarında bir yönelme ve kümelenme izlenir. Bazen bütünüyle seçilmiş yalnızca *Globotruncana* sp. oluşturduğu kümelenmeler sözkonusudur. Bu şekildeki oluşumlar sedimentasyonla eş zamanlı taşınmalarla ilgilidir. Bunlar havzada zaman zaman etkili olan kontur, yoğunluk akıntıları gibi deniz tabanı akıntılarının bir sonucu olmalıdır. Bu taşınma savrulma şeklinde olmuş ve karbonat çamurundan daha az yoğun olan *Globotruncana* sp. kabukları



seçilerek birikmiştir (Robertson, 1976). Ayrıca birim içerisinde akıntı erozyonunu işaretleyen süpürülme izleri bulunmaktadır. Bu tabakalı ve laminalı pelajik kireçtaşı ile marnlar (kireç çamurtaşı) platform kenarı - havza yamaç geçişinde egemen olarak bulunmaktadır. Bu tip oluşumlar için platform çevresi karbonat çamuru (ooze) tanımlamaları kullanılmıştır (Garrison and Fischer, 1969, Scholle et al., 1983, Schlager and James, 1978).

### FASİYES TOPLULUĞU

Yukarıda fasiyes özellikleri verilen fasiyes tiplerinin bir ya da birkaçı biraraya gelerek fasiyes topluluğu oluşturmakta ve belirli ortamı karakterize etmektedir. Buna göre üç tip fasiyes topluluğu saptanmıştır. Bunlar, Üst yamaç, Apron (alt yamaç) ve Havza fasiyes topluluklarıdır.

#### Üst yamaç fasiyesi topluluğu

Bu fasiyes, platform çevresi tabakalı ve laminalı kireçtaşı, marn (pelajik çamurtaşı - vaketası) ve ince tabakalı kalkarenit fasiyesi ile temsil edilmekte olup, genelde ince taneli sedimanlar şeklindedir (Levha 1, Şekil 1). Bu bölümde sediment gravite akmaları, oygu ve dolgu yapıları, biyoturbasyon yapıları ve mikro ölçekte kanal dolgusu malzeme izlenmektedir. Sedimanlar oksitlenmiş ve şarabi, sarımsı renklere dönüşmüştür.

#### Apron fasiyesi topluluğu

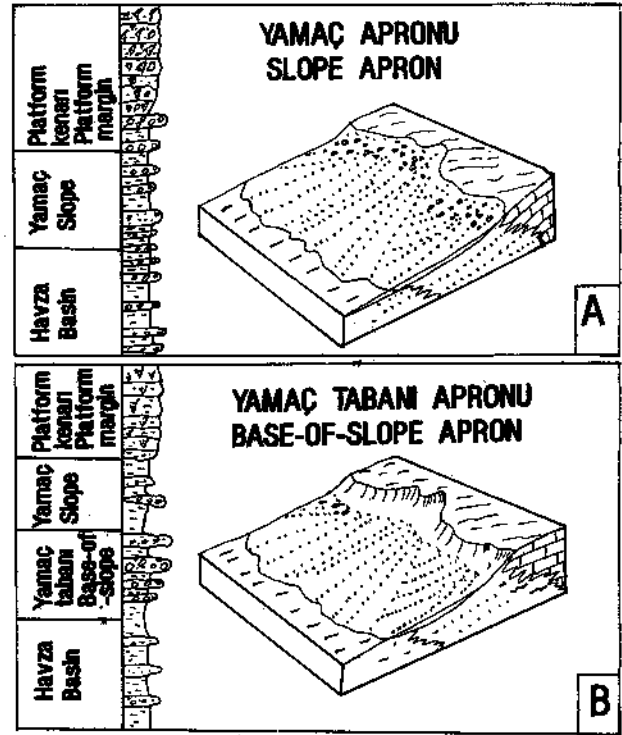
Egemen olarak konglomera / breş fasiyesi ile çakıllı kalkarenit ve kalkarenit fasiyeslerinden oluşmaktadır. Tabanı yontulmuş (Tb - c, Tc - d) karbonat türbiditleri, dereceli ve derecelenmesiz kalkarenitler yer almaktadır. Ağırlık ve kayma yapıları olağandır.

#### Havza fasiyesi topluluğu

Pelajik çamurtaşı - vaketası ile temsil olunur. Bu bölümde laminalı ve tabakalı kireçtaşı - marn ardalanması olup, sarımsı, açık gri renk egemendir. İnce taneli tabanı yontulmuş türbidit istifleri (Tc - e yada Tb - e) gelişmiştir.

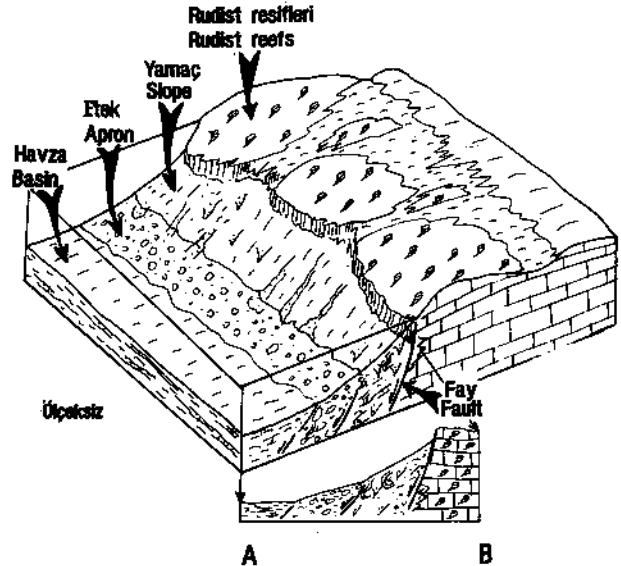
### DEPOLANMA MODELİ

Jeoloji kayıtlarında karbonat apronları için iki farklı model tanımlanmıştır (Mullins and Cook, 1986). Bunlardan birisi yamaç apronu (slope apron) diğeri ise yamaçaltı (tabanı) apronudur (base - of - slope apron) (Şekil 4). Yamaç apronu modelinde (Şekil 4A) apronu temsil eden çamur ve tane destekli konglomera / breş, çakıllı kalkarenit ve türbidit istifleri platform kenarından itibaren yamaçta depolanmasına karşın, yamaç tabanı karbonat apron modelinde (Şekil 4B) ise platform kenarına paralel ve uzakta yamaç altında depolanmaktadır. Yamaç apronunun yamaç eğimi 4 dereceden az, yamaçaltı apronunda ise 4 dereceden fazla olmaktadır.



Şekil 4. Yamaç apronu ve yamaç tabanı apron modelleri (Cook, 1983'ten).

Figure 4. Slope apron and base - of - slope apron models (from Cook, 1983).



Şekil 5. Fasiyeslerin ortamsal gösterimi ve depolanma ortamları.

Figure 5. Facies showing the depositional environments and depositional models.

Birinci modelde üste doğru kabalaşan, ikinci modelde de yamaçaltıda kabalaşan istifler yer almaktadır.

Bizim örneğimizde (Şekil 5 ve Levha 1, Şekil 1) apronu temsil eden fasiyeler yamacın allında platform kenarına parçalar olarak depolanmış olup, apron ile platform arasında pelajik istifler bulunmaktadır. Konglomera / breş, kalkcrinit fasiyeleri yamaç allında (kalsiklastik istifler) yer alır (Şekil 3 ve 5). Akdere havzası apron depolanmalarında kayma, akma, oturma ve türbidit yapılar yaygın oluşu yamaç eğiminin 4 dereceden fazla olduğunu, bunların oluşumunda tektonizma etkili olduğunu göstermektedir. Ancak yamaç eğiminin bir derece olması bile eşzamanlı kayma yapılarının oluşmasının nedeni olmaktadır (Alvarez et al., 1985). Üst Kretase (Kampaniyen) sırasında yörede etkili olan tektonik hareketlerin sonucunda havza kenarında oluşan sinsedimenter faylanma yamaç eğiminin artmasını sağlamıştır. Tüm bu veriler yamaçaltı karbonat apron modeline uymaktadır. Dolayısıyla örneğimizde tartışılan apron depolanmaları yamaçaltı karbonat apron modeli tipinde (Şekil 4B) olup, bunun eski ve yeni örnekleri jeoloji kayıtlarında mevcuttur. Kuzey Bahamalarda tipik örnekleri bulunmaktadır. Cook (1983) Batı Teksas Permiyen'i ve Devoniyen havzasındaki karbonat apronlarının yaşlı örneklerinde, Mullins (1985) Blake - Bahama sınırında, Crevello and Schlager (1980) Exuma Sound'da, Schlager and Chermak (1979) Okyanusun güney dilindeki güncel örneklerindeki araştırmalarında yamaç tabanı (yamaçaltı) karbonat apronlarından bahsetmektedirler. Bu örneklerde karbonat apronu bizim örneğimizde olduğu gibi platform kenarına paralel uzanmakta olup, iç ve dış apronlara ayrılmıştır.

#### TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Akdere havzası yamaçaltı karbonat apron depolanmaları, büyük ölçüde aktif platform kenarı tektoniği kontrol etmiş olup, havzanın sürekli olarak eş zamanlı faylanma ve çökmesi ile birlikte deniz düzeyi alçalma ve yükselme olayları etkili olmuştur.

Yörede etkili olan nap hareketleri Kampaniyen evresinde platformun kısmen parçalanarak çökmesine ve sonrasında da havza gelişimine neden olmuştur (önülke - dağarası havza: Atabey, 1993a). Üst Kampaniyen - Paleosen evresinde havza sürekli olarak faylanmış ve havza çökelleri faylara bağlı olarak depolanmıştır. Tektonik aktivite kalsiklastik istiflerin belli aralıklarla tekrarlanmasını sağlamıştır. Başlangıçta çökme hızına uygun olarak platform kenarında rudist resifleri gelişimlerini devam ettirmişlerdir. Bu sırada yer yer pelajiklerle parmaklanmıştır (interfingering). Daha ileri evrede artan çökme ve derinleşme nedeniyle rudist resifleri (Yanıktepe fm.) gelişimleri sona ermiş ve mevcut olanlarda gömülmüştür. Sonrasında da bu rudist resifleri platform çevresi pelajik çamurtaşı - vake-

tası fasiyesi ile örtülmüştür. Havzanın sürekli kademeli olarak faylanması deniz suyu düzeyi değişimlerine neden olmuştur. Deniz düzeyinin hareketsiz (deniz tabanına bağlı olarak) ya da az duraylı olduğu zamanlarda platformdan taşınan ince taneli materyel ince tabakalı ve laminalı kireçtaşı ve marnlar (çamurtaşı) olarak depolanmıştır. Havzanın eş çökme faylanmasına bağlı olarak yamaç eğimi artmış, bu sırada platformdan genellikle rudist resiflerinden türeyen malzeme denizaltı akıntıları ile yamaç aşağısına doğru taşınarak burularda konglomera / breş, çakıllı kalkareniti, kalkarenit kaya tipinde kalsiklastik istifler olarak ardalı bir şekilde depolanmıştır. Tektonik etkinliğe ve yamaç eğimine bağlı olarak çekim akmaları, kaymalar gelişmiş olup, yüksek ve düşük yoğunluktaki türbidit akıntıları etkili olmuştur. Platformdan türeyen bu çökeller aşağıya doğru direk olarak taşınmış, bu tür oluşumlar bir yelpaze oluşturması gerektiği halde, artan yamaç eğimine bağlı platform kenarına paralel olarak kalsiklastik istifler şeklinde yamaçaltıda yeniden depolanmış olup, burada yamaçaltı karbonat apronunu oluşturmuştur (Şekil 5).

#### KATKI BELİRTME

Makalenin yayına hazırlanmasındaki eleştiri ve katkıları için Prof. Dr. Baki Varol'a teşekkürü bir borç bilirim. Ayrıca fosil tanımlamalarını yapan Ayşe Ayaroğlu ve Afet Kallioğlu'na, İngilizce düzenlemeler için Halil Yusufoglu'na teşekkür ederim.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Alvarez, W., Colacicchi, R. and Montanari, A., 1985, Syn-sedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones, *J. Sed. Petrol.*, 55, 720 - 734.
- Atabey, E., 1993a, Akdere Basin: An example for the foreland - intermontane basin, eastern Tauride Carbonate Platform, Gürün, SW Sivas - Turkey, *Geologica Romana*, 29, 401 - 409.
- Atabey, E., 1993b, Gürün Otoktonunun stratigrafisi (Gürün - Sarız arası), *Doğu Toroslar - GB Sivas, Türkiye Jeol. Bült.*, 36/2, 99 - 113.
- Bates, R.L. and Jackson, J.A., 1980, *Glossary of Geology*, Am. Geol. Inst., Falls Church, Va., 749 pp.
- Bathurst, R.G.C., 1971, *Carbonate sediments and their diagenesis*, Elsevier, Amsterdam - London - New York, 620 s.
- Bourn, A.H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits*, Elsevier, Amsterdam - New York, 113-135.
- Busby - Spera, C.J., 1988, Evolution of a Middle Jurassic back - arc basin, Cedros Island, Baja California: Evidence from a marine volcanoclastic apron, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 218-233.

- Choe, M.Y. and Chough, S.K., 1988, The Hunghae Formation, SE Korea: Miocene debris aprons in a back - arc intraslope basin, *Sedimentology*, 35, 239 - 255.
- Colacicchi, R. and Baldanza, A., 1986, Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Apennines - comparison with siliciclastic depositional models, *Sed. Petr.*, 48, 81 - 105.
- Cook, H.E., 1983, Ancient carbonate platform margins, slopes and basins, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Short Course Notes*, 12/5 - 1 - 5 - 189.
- Crevello, P.D. and Schlager, W., 1980, Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas, *J. Sediment. Petrol.*, 50, 1121 - 1148.
- Garrison, R.E. and Fischer, A.G., 1969, Deep - water limestones and radiolarites in the Alpine Jurassic. In: G.M. Friedman (ed) *Depositional environments in carbonate rocks*, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 14, 20 - 56.
- Gökçen, S.L., 1976, Ankara - Haymana güneyinin sedimentolojik incelenmesi II: Sedimentoloji ve paleoakıntılar, *H.Ü. Yerbilimleri Derg.*, 4, 201 - 235.
- Meischner, D., 1964, Allodapische Kalke, Turbidite in Riff - nahen Sedimentations - Becken, in Bouma, A.H., and Brouwer, A., Eds., *Turbidites: Developments in Sedimentology*; Amsterdam, Elsevier, 3, 156 - 191.
- Middleton, G.V., 1966, Experiments on density and turbidity current 1: Motion of the head, *Canadian J. Earth. Sci.*, 4, 523 - 546.
- Mullins, H.T. and Cook, H.E., 1986, Carbonate apron models: Alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration, *Sedimentary Geol.*, 48, 37 - 79.
- Mullins, H.T., 1985, Modern deep - water carbonates along the Blake - Bahama boundary, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Core Workshop* 6, 461 - 489.
- Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., 1972, Le Torbiditi dell' Appennino settentrionale: Introduzione all' analisi di facies, *Soc. Geol. Ital. Mem.*, 11, 161 - 199.
- Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., 1978, Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis. *Int. Geol. Rev.*, 20, 125 - 166.
- Nelson, C.H., Meyer, A.W., Thor, D. and Larsen, M., 1986, Crater Lake, Oregon: A restricted basin with base - of slope aprons of non channelized turbidites, *Geology*, 14, 238 - 241.
- Nelson, C.H., 1983, Modern submarine fans and debris aprons: An update of the first half century. In: J.S. Boardman (ed.), *Revolution in the Earth Sciences: Advances in the Past Half - Century*. Kendall / Hunt, Dubuque, Iowa, pp. 148 - 166.
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 16, 82 - 100.
- Robertson, A.H.F., 1976, Pelagic chalks and calciturbidites from the Lower Tertiary of the Troodos massif, Cyprus, *J. Sed. Petr.*, 46, 1007 - 1016.
- Schlager, W. and Chermak, A., 1979, Sediment facies of platform - basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 27, 193 - 208.
- Schlager, W. and James, N.P., 1978, Low magnesian calcite limestones forming at the deep - sea floor, Tongue of the Oceans, Bahamas, *Sedimentology*, 25, 675 - 702.
- Scholle, P.A., Bebout, D.G. and Moore, C.H., 1983, Carbonate Depositional Environments, *Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, Tulsa, Oklahoma, USA, 708 p.
- Stow, D.A.V., Howell, D.G. and Nelson, C.H., 1983 / 1984, Sedimentary, tectonic and sea level control on submarine fan and slope - apron turbidite systems. *Geol - Marine Letters*, 3, 57 - 64.
- Tekeli, O., Aksay, A., Ürgün, B.M. ve Işık, A., 1983, Geology of the Aladağ Mountains, *Geology of the Taurus Belt* (Ed. by O. Tekeli and M.C. Göncüoğlu), *Int. Symposium, Miner. Rese. Explor. Inst.*, 143 - 158.
- Watts, K.F. and Garrison, R.E., 1986, Sumeini Group, Oman - evolution of a Mesozoic carbonate slope on a south Tethyan continental margin, *Sed. Petrol*, 48, 107 - 168.

Makalenin geliş tarihi: 1.02.1995.

Makalenin yayına kabul tarihi: 13.02.1996.

*Received February 1, 1995.*

*Accepted February 13, 1996.*

## LEVHA 1

Şekil 1. Karbonat platformu (Rudistli kireçtaşı: Yanıktepe Fm.), Üst yamaç fasiyes topluluğu (tabakalı - lamin alı kireçtaşı, marn), Apron fasiyes topluluğu (konglomera / breş, çakıllı kalkarenit, kalkarenit) ve Havza fasiyes topluluğu (pelajik çamurtaşı - vaketası) saha görünümü. Camiliyurt köyü Hurman dere arası.

Şekil 2. Yamaçaltı karbonat apron depolanmaları. Konglomera / breş (K / b) fasiyesi ile ardali pelajik çamurtaşları (P). Bu konglomera / breş tabakaları 2 - 7 m kalınlığında ve 5 - 15 km uzunlukta platform kenarına paralel bir geometri sunmaktadır. Tabanda ağırlık yapıları gelişmiştir. Camiliyurt köyü güneyi, Hurman dere kuzey yamacı.

Şekil 3. Konglomera / breş (K / b), kalkarenit (k), pelajikçamurtaşı (P) fasiyesi. Konglomera / breşlerin ağırlığı sonucunda alttaki pelajik çamurtaşı - vaketaşları deforme olmuştur.

Şekil 4. Konglomera / breş (K / b), çakıllı kalkarenit (çk), ve pelajik çamurtaşı (P) fasiyesi. Kayma (Ky) ve akma (Ak) yapıları gelişmiştir. Camiliyurt köyü güneydoğusu. Hurman dere doğu yamacı.

Şekil 5. Kalkarenit (biyo - litoklastlı istiftaşı - tanetaşı) fasiyesi mikroskop görüntüsü. Platforma ait kireçtaşı ve bentik fosil kavkı parçalan ve havzaya ait pelajik çamurtaşı parçalarından oluşmuştur. Biyoklast (Rudist kavkı parçası), Gl - *Globoiruncana* sp., Gib - *Globigerina* sp., Ç - Kalsit çimento, x63.

## LEVHA 2

Şekil 1. Tabakalı - laminalı kireçtaşı (k), marn (m) ardalanması (pelajik çamurtaşı - vaketası fasiyesi), Akdere köyü kuzeyi Hurman deresi doğu yamacı.

Şekil 2. Pelajik çamurtaşı - vaketası fasiyesi mikroskop görüntüsü. Tane yönelmesi ve süpürülme izi gelişmiştir.

Şekil 3. Tabanı yontulmuş (Tb - e, Td - e) türbidit istifi, M - Mikroplastit. P - Pelajik çamurtaşı, Abdalpmarı köyü batısı.

Şekil 4. Tavani yontulmuş türbidit istifi (Ta - c).

Şekil 5. Kalkarenit (k), killi kireçtaşı (kk), marn (m) ardalanımlı istif içerisinde gelişmiş slamp yapısı.

## PLATE 1

*Figure 1. Field view showing carbonate platform (Rudistic limestone: Yanıktepe Fm.), Upper slope facies association (bedded - laminated limestone, marl), Apron facies association (conglomerate I breccia, pebbly calcarenite, calcarenite) and Basin facies association (pelagic mudstone - wackestone). Between Camiliyurt village and Hurman dere.*

*Figure 2. Sub - slope carbonate apron depositions. Conglomerate I breccia (K/b) facies and intercalated pelagic mudstones (P). These conglomerate I breccia beds are 2 - 7 m thick and 5 - 15 km long, parallel to the platform margin geometry. At the base load casts are developed. South of the Camiliyurt village, north slope of Hurman dere.*

*Figure 3. Conglomerate I breccia (K/b), calcarenite (k), pelagic mudstone (P) facies. Due to loading of conglomerate I breccia, the underlying pelagic mudstone - mudstone - wackestone are deformed.*

*Figure 4. Conglomerate I breccia (K/b), pebbly calcarenite (çk), and pelagic mudstone (P) facies. Slump (Ky), flow (Ak) structures. Southeast of Camiliyurt village, east slope of Hurman dere.*

*Figure 5. Calcarenite (bio - lithoclastic packstone - grainstone) facies microscopic view. Consists of limestone and bentic fossil fragments of platform and pelagic mudstone fragments. Bioclast (Rudist cast fragments), of basin. Gl. *Globoiruncana* sp., Gib. *Globigerina* sp., Calcite cement, x63.*

## PLATE 2

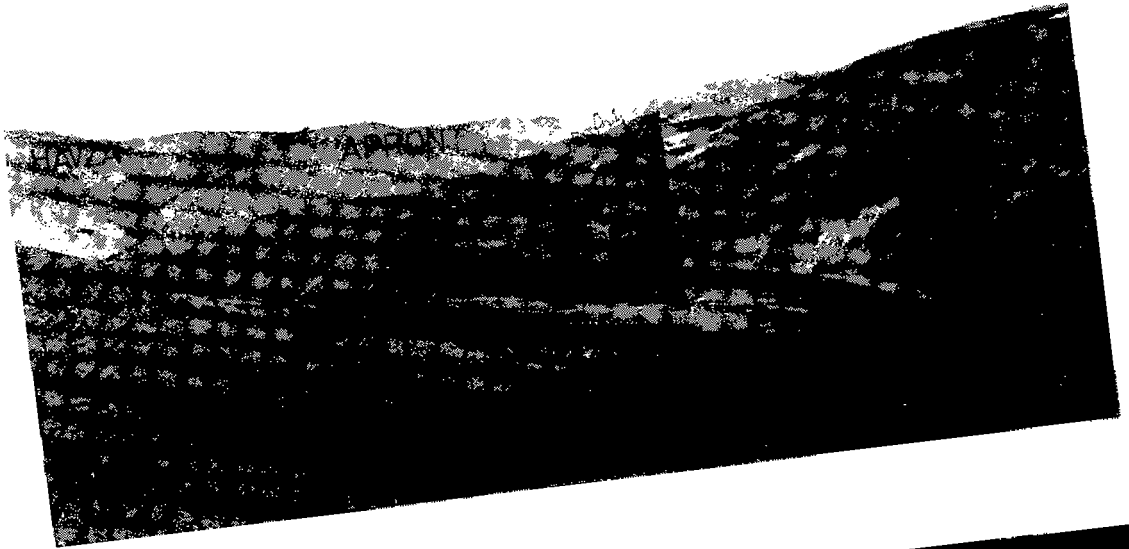
*Figure 1. Bedded - laminated limestone (k), marl (m) intercalation (pelagic mudstone - wackestone facies), South of Akdere village, east slope of Hurman dere.*

*Figure 2. Pelagic mudstone - wackestone facies microscopic view. Grain orientation and brush marks are developed.*

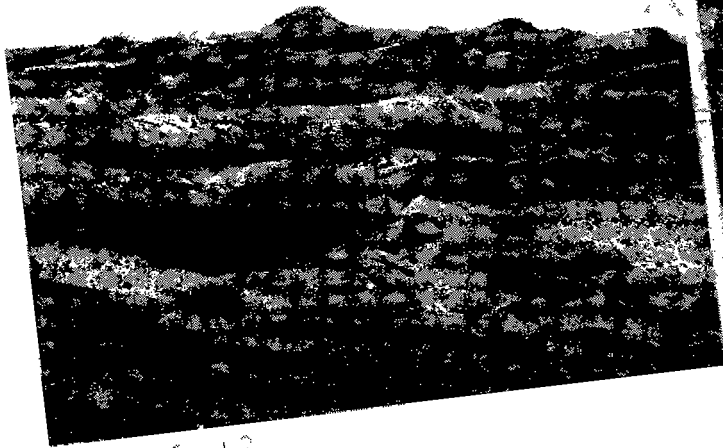
*Figure 3. Turbiditic sequence (Tb - c, Td - e) with scored bases. M - Microclastite, P - Pelagic mudstone, west of Abdalpmarı village.*

*Figure 4. Turbiditic sequence (Ta - c) with scored bases.*

*Figure 5. Slump structure developed within calcarenite (k), clayey limestone (kk), marl (m) intercalations.*



Şekil 1  
Figure 1



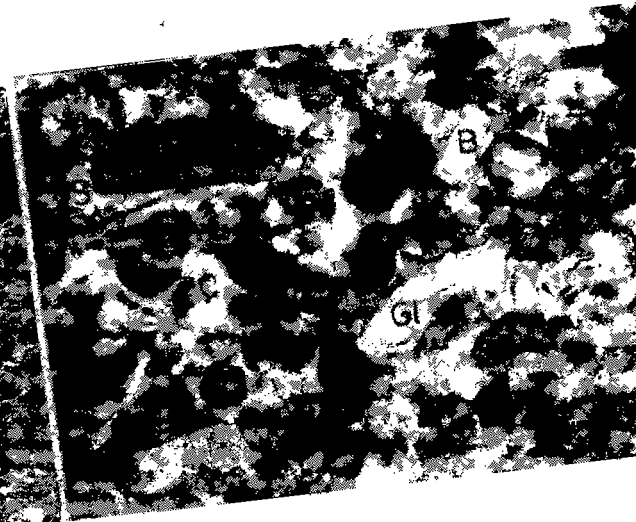
Şekil 2  
Figure 2



Şekil 3  
Figure 3



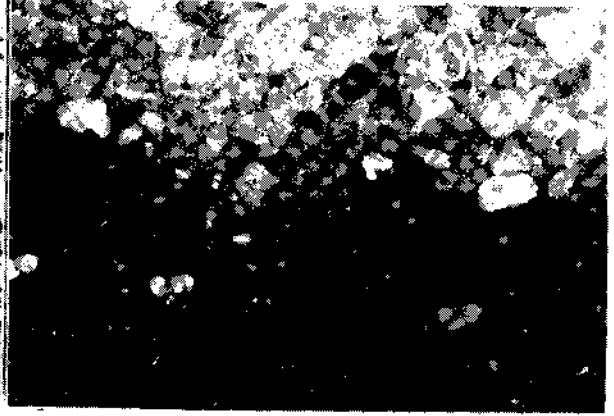
Şekil 4  
Figure 4



Şekil 5  
Figure 5



Şekil 1  
Figure 1



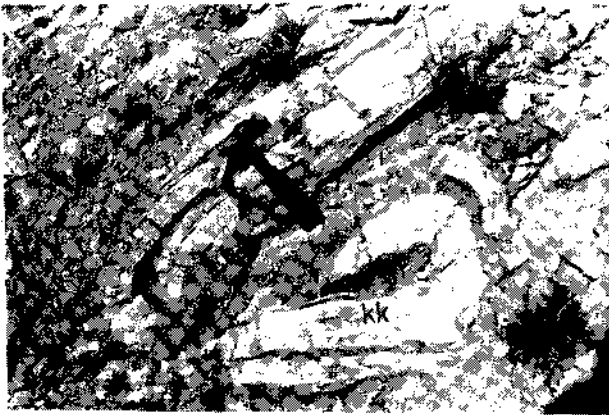
Şekil 2  
Figure 2



Şekil 3  
Figure 3



Şekil 4  
Figure 4



Şekil 5  
Figure 5

# Hekimhan (KB Malatya) Geç Kampaniyen'de yeni bir *Pseudedomia* (Foraminifer) türü: *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp.

*A new species of Pseudedomia: Pseudedomia hekimhanensis n. sp. from the Late Campanian of Hekimhan, NW Malatya, Turkey*

Muhittin GÖRMÜŞ Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 32260 İsparta

## Öz

Bu çalışmada Hekimhan (KB Malatya) Geç Kampaniyen'de yeni bir *Pseudedomia* türü (Foraminifer) tanımlanmıştır. Yeni tür, *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp., diğer *Pseudedomia* türlerinden kavkısının boyutu ve şekliyle; loca, locacık ve bölme düzenleri bakımından ayrılır.

Anahtar Sözcükler: Hekimhan (KB Malatya), Foraminifer, *Pseudedomia hekimhanensis* n.sp.

## Abstract

*Pseudedomia hekimhanensis*, a new species of *Pseudedomia* Henson 1948 from the Late Campanian of Hekimhan, NW Malatya, Turkey, is described. It differs from the other *Pseudedomia* species by its test size, chamber and chamberlet arrangements.

**Key Words:** Hekimhan (NW Malatya, E Turkey), Foraminifera, *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp.

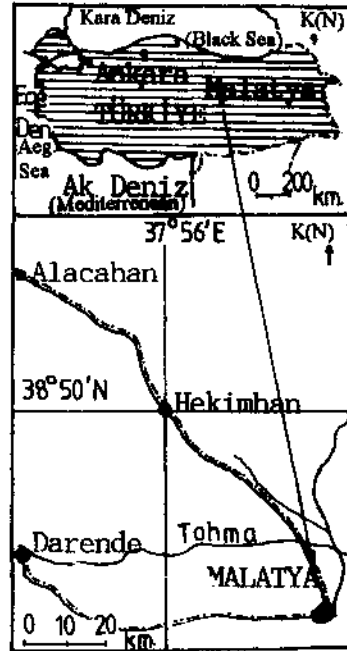
## GİRİŞ

Bir foraminifer cinsi olan *Pseudedomia*, belirgin bir alveolinid kavkı tipine sahiptir. Katar, Kuveyt, Arabistan, İran, Yunanistan, İtalya ve İspanya'da tanımlanmış olan cinsin yaş aralığı Kampaniyen - Maastrichtiyen olarak belirtilmiştir (Mavrikas ve diğ., 1994). Bununla birlikte bazı türlerinin Senomaniyen yaşlı olabileceğine işaret edilmiştir (Colalongo, 1963).

Şimdiye kadar cinsin dört türü tanımlanmıştır. İlk *Pseudedomia* türü olan *Pseudedomia multistriata* 1948'de Henson tarafından Katar'da Maastrichtiyen yaşlı çökellerde bulunmuştur. Yunanistan'da Üst Maastrichtiyen yaşlı kireçtaşlarında aynı türün varlığı belirtilmiştir (Mavrikas ve diğ., 1994). Yunanistan ve İspanya'da yayılım gösteren (Horstmann, 1967; Perconing ve Martin, 1971) bu türün yanı sıra, diğer üç *Pseudedomia* türü değişik Arap ülkeleri ile İran ve İtalya'da gözlenmiştir. Bunlar sırayla *Pseudedomia complanata* Eames ve Smout, 1955 Kuveyt'te Kampaniyen yaşlı çökellerden (Eames ve Smout, 1955; Smout, 1963); *Pseudedomia vialli* (Colalongo, 1963), İtalya'da Senomaniyen yaşlı çökellerden ve *Pseudedomia hamouii* Rahaghi, 1976'da İran'da Kampaniyen yaşlı çökellerden tanımlanmıştır.

## YER, MALZEME VE METOD

Yeni tür, Malatya'nın 70 km kuzeybatısında yer alan Hekimhan yöresinde (Şekil 1) tesbit edilmiştir. Örnekler, Kampaniyen - Maastrichtiyen yaşlı Tohma resiflerinin tabanını oluşturan ve Hekimhan şehir içerisindeki



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

Figure 1. Location map of the investigated area.

Şıp - Şıp mevkiinde yüzeyleyen çamurtaşı - kilaşı çökellerinden derlenmiştir.

Tohma resiflerinin tabanında kırmızı renkli, kalın tabakalı konglomeralar ile temsil olunan Hekimhan konglomeraları bulunur. Kongromeralann üstünde

YAS (AGE)	FORM	ORNEK (SAMPLE)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	FOSİLLER (FOSSILS)
U. KAMPA. MAAST.	U. Çamurtaşı - Kumtaşı	U. 1, 2, 3, 4, 5	Çok kalın tabakalı (0.5-2m), sarı-gri renkli, bol rudistli kireçtaşı (limestones)	<i>Pironaea</i> sp., <i>Hippurites</i> sp., <i>Sabinia</i> sp.
U. Hekimhan kong.	U. Tohma resifleri (Tohma reef fs)	U. 6, 7, 8, 9, 10	Çamurtaşı-kumtaşı; yeşilimsi renkli gastropod ve pelesipod kavkılı çamurtaşları 15-20 cm. kalınlıkta kumtaşı ara tabakaları içerir. (mudstones)	<i>Turritella</i> sp., <i>Potamides</i> sp., <i>Natica</i> sp., <i>Ismailia</i> sp., <i>Spiroplectinella</i> sp., <i>Marsonella oxycona</i> (Reuss), <i>Cornuspira</i> sp., <i>Quinqueloculina</i> sp., <i>Triloculina</i> sp., <i>Nodosaria</i> sp., <i>Lenticulina</i> sp., <i>Cibicides ribbingi</i> Brotzen, <i>Cibicides</i> cf. <i>beaumontianus</i> (d'Orbigny), <i>Goupillaudina daguini</i> Marie, <i>Osangularia</i> sp., <i>Gavelinella rubiginosa</i> (Cushman) <i>Daviesina minuscula</i> (Hofker)
KAMP (CAMP)	Hekimhan kong.	U. 11, 12	Kalın tabakalı, kırmızı renkli konglomeralar (conglomerates)	

Şekil 2. *Pseudedomia* örneklerinin toplandığı seviyeye ait ölçülü stratigrafik kesit.

Figure 2. Measured stratigraphical section of the *Pseudedomia* samples.

uyumlu olarak Tohma resifleri yer alır (Görmüş, 1992a, 1994a). Tohma resiflerinin çamurtaşı - kumtaşı litolojileri ile başlayan taban düzeyi, Şıp - şıp mevkiinde 3.5 metre kalınlıktadır (Şekil 2). Makro ve mikrofaunaya sahip, yeşilimsi renkli çamurtaşları, bir 15 - 20 cm kalınlıkta kumtaşı ara tabakaları içerir. Çamurtaşlarında *Natica* sp., *Turritella* sp. ve *Potamides* sp., gibi gastropodlar; *Cyclolites* sp. gibi mercanlar da gözlenebilecek oran ve boyutta bulunmaktadır. Tohma resiflerinin üst seviyeleri bol rudistli kireçtaşları ile devam eder. Bağlantı özelliğindeki kireçtaşları içinde rudistlerden *Pironaea praeslavonica* Milovanovic, *Hippurites collicatus* Woodward, *Sabinia* cf. *rtanjica* Pejovic türleri belirlenmiş olup, bu seviyelere Alt Maastrichtiyen yaşı verilmiştir (Görmüş, 1992a).

Bu çalışmaya konu olan örneklerin derlendiği 3.5 metre kalınlıktaki çamurtaşı ve kumtaşlarından 319 foraminifer ferdinin değerlendirilmesi ile textulariid formlardan *Ismailia* sp., *Spiroplectinella* sp.; *Marsonella oxycona* (Reuss), miliolid formlardan *Comuspira* sp., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp.; rotaliid foraminiferlerden de *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Cibicides ribbingi* Brotzen, *Cibicides beaumontianus* (d'Orbigny), *Goupillaudina daguini* Marie, *Osangularia cordierina* (d'Orbigny), *Osangularia* sp., *Gavelinella rubiginosa* (Cushman), *Daviesina minuscula* (Hofker) ile iki adet taşınmış *Globotruncana* ve *Heterohelix* cins ya da türlerinin varlığı ortaya konmuştur (Görmüş, 1994a). Çamurtaşlarını üzerleyen kireçtaşları ise foraminifer açısından fakirdir.

Derlenen beş örnekten yeni türe ait toplam 37 fert sayılmış olup, yeni türün dış görünümüne ilişkin araştırmalar İngiltere'de Hull Üniversitesinde Elektron Mikroskop çalışmalarıyla gerçekleştirilmiştir. Ekvatorial ve aksiyal incekesitler ise, SDÜ Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde hazırlanmıştır.

#### SİSTEMATİK TANIMLAMA

Takım FORAMINIFERIDA Eichwald, 1830

Altakım MILIOLINA Delage ve Hérouard, 1896

Üstfamilya ALVEOUNACEA Ehrenberg, 1839

Familya RHAPYDIONINIDAE Keijzer, 1945

Altfamilya RHAPYDIONININAE Keijzer, 1945

Cins *Pseudedomia* Henson, 1948

*Pseudedomia hekimhanensis* n. sp.

(Levha 1, Şekil 1 - 6; Levha 2, Şekil 1 - 5)

Eşisira:

1990 *Pseudedomia hamaouii*, Görmüş, lev. 22, şek. 12 - 14; lev. 23, şek. 1a - a

İsmin kökeni: Yeni türe ilk kez Hekimhan dolaylarında gözlenmiş olması nedeniyle bu isim verilmiştir.

Holotip: Dış görünüş, levha 1, şekil 1.

Paratip: Levha 1, şekil 2-3

Depo: Holotip ve paratipler Süleyman Demirel Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi Jeoloji Müh.



dişliği Bölümünde yazar tarafından muhafaza edilmektedir.

Tip Yer: Hekimhan (Şıp - şıp, Şekil 1).

Tip Seviye: Geç Kampaniyen

Tanımlama:

**Dış Karakterler:** Kavkı mercek şekilli, simetrik olup, çevresi daireseldir. Toplam 37 ferd üzerinde, eksenel çap 0.37 - 0.81; merkezi kalınlık 0.15 - 0.25 arasında ölçülmüştür. Tür, üstten aydınlatmalı ışıkta porsele-nimsi, beyaz renkli olup, geçirimsiz alveolinid tip bir kavkı yapısına sahiptir. Kavkının her iki tarafında yüzeyde bölme ve bölmecik sınırları oyuklar şeklinde süsler oluşturmuşlardır. Bölme izleri merkezden dışa doğru, hafif konveks görünümlü, ışınal ve sayılan 4 - 6 arasındadır. Bölmeler arasındaki bölmecik izleri sanlıma paralel gidecek şekilde fakat kenara açılır durumdadır. Her bölümde 8 - 15 arasında bölmecik izi görü-lür.

**İç Karakterler:** Tür, aksiyal kesitlerinde oval görü-nümlü, yan yuvarlak azçok köşeli kenarlıdır. Dimor-fizm gelişmiştir. A formlarında ilk loca, küresel görü-nümlü 0.4 - 0.5 mm arasında değişen çapa sahiptir. Türe ait turlar, aksiyal kesitlerde belirgin olup, ekvato-ral kesitlerde açıkça gözlenmemektedir. 4 - 5 tur sarılı-mın açıkça gözlemlendiği aksiyal kesitlerde, tur yükseklik-leri çevreye doğru oransal olarak kısmen artış gösterir. Hemen hemen her tur 4 - 5 localıdır. 2-3 örnekte, loca yükseklikleri (h) ilk turlarda 0.5 - 0.7 mm, son turlarda 0.6 - 0.9 mm; loca genişlikleri (l) başlangıç kısım-larında 1-1.2 mm, çevreye yakın kesimlerde 2-3 mm olarak ölçülmüştür. İlk turlardaki l:h oranı 1.5-2, son turlardaki 2 - 3'dür. Bölmeler çevreye doğru hafif kon-veks ışınalıdır. Toplam 37 ferd'de minimum ekvatorial çap 0.37, maksimum 0.8 mm olarak ölçülmüştür. Her locada gelişen locacıklar 10-15 arasındadır. Turlarda-ki locacıklar birbirlerini izler durumda, çatallanarak, ek-lenerek kenara açılır görünümündedirler. Locacıkların içi

demirli çamur ya da kalsit dolguludur. İkincil locacıklar da görülür. Ağız açıklıkları, loca sonlarında ve kenar-larda locacıkların açıldıkları yerlerde belirgin delikler şeklindedir. Türün üç boyutlu görünümü Şekil 3'de su-nulmuştur.

Benzerlik ve farklar: *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp. diğer *Pseudedomia* türlerinden en çok *Pseudedomia hamaouii* Rahaghi'ye benzerlik gösterir ve şu özellikleriyle de ayrılır.

a) *Pseudedomia hamaouii* Rahaghi'nin eksenel çapı 1.2 - 1.8 mm arasında iken *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp. in eksenel çapı hemen hemen yan boyutlarda 0.3 - 0.8 mm. arasındadır.

b) *Pseudedomia hamaouii* Rahaghi'nin dış görünüş-teki şekli yuvarlak - oval arasında olup, yeni türün şek-li hemen hemen daireseldir.

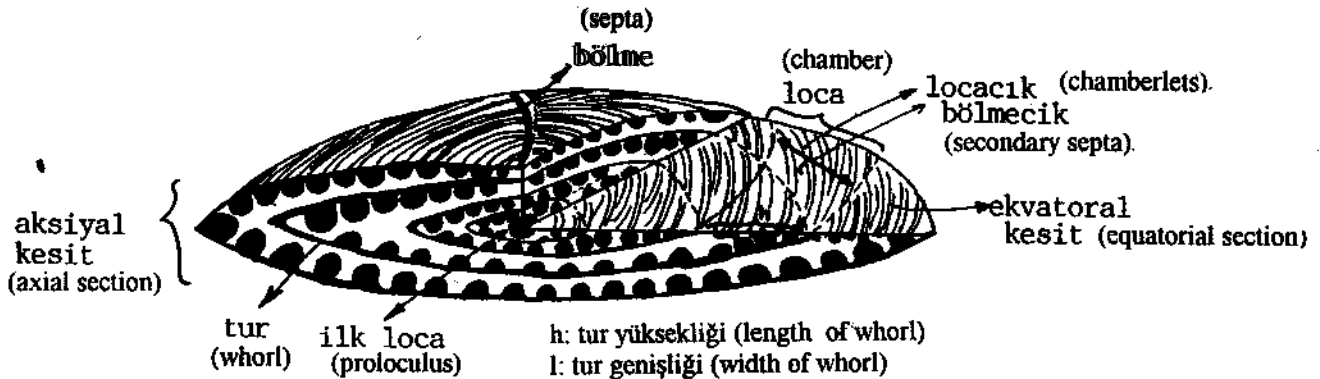
c) *Pseudedomia hamaouii* Rahaghi'nin dış görünüşünde bölme sayılan 10-20 hatta daha fazladır. Yeni türün bölme sayısı ise en fazla 5 - 6'dır.

d) *Pseudedomia hamaouii* Rahaghi'nin ekvatorial ke-sitlerinde locacık sayılan merkezden kenara kadar 20 - 40 hatta daha fazla sayıda olmasına karşın yeni türde bu sayı 10-15 arasında değişir.

e) Locacıklar *Pseudedomia hamaouii* Rahaghi'de kenara genellikle paralel bir gidiş sunarken, yeni türde locacıkların kenara doğru açıldıkları gözlenir.

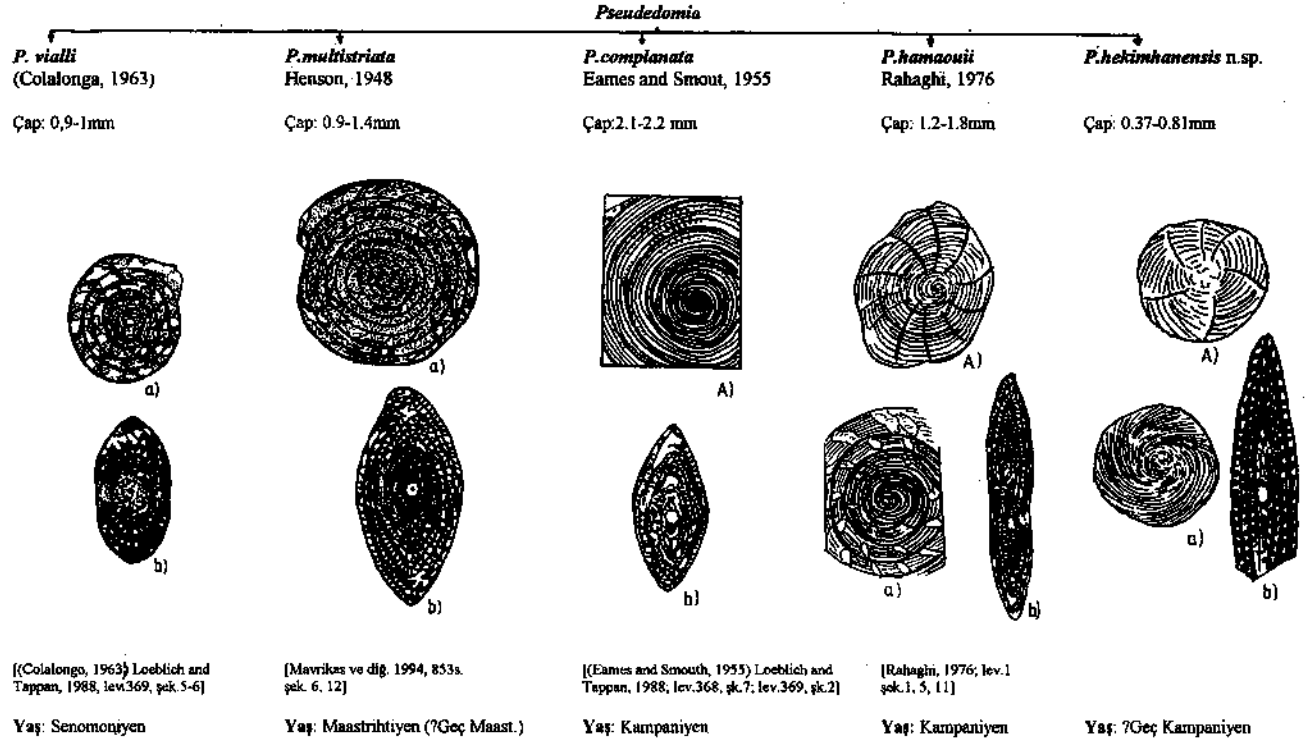
f) Bölme ve locacık yüzey morfolojisi *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp. de daha belirgindir.

Yeni tür, diğer *Pseudedomia* türleri ile karşılaştırıldığında *Pseudedomia compalanata* Eames ve Smout'un daha basık, kalın kenarlı merceğe yakın şekilli ve çok sayıda tur kenarlarına paralel giden locacıklara sahipliği; *Pseudedomia vialli* (Colalongo)'nin özellikle aksiyal kesitlerinde loca ve locacık düzeni ile ekvatorial kesitlerinde açık bir şekildeki planspiral sanlımı, *Pseudedo-*



Şekil-3. *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp.'nin üç boyutlu diyagramı.

Figure 3. A diagrammatic view of *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp.



Şekil 4. *Pseudedomia* türlerinin karşılaştırılması, A. dış görünüş; a. ekvatorial kesit; b. aksiyal kesit; çap; yaş.

Figure 4, Comparison of *Pseudedomia* species, A. external view, equatorial section; b. axial section; diameter; age.

*mia multistriata* Henson'nm ise yine ekvatorial kesitlerindeki belirgin planspiral sarılımlı belli başlı farklılıklarıdır (Şekil 4).

#### YORUM

Yeni tanımlanan tür, üstten aydınlatmalı ışıktaki, beyaz renkli, porselenimsi, geçirimsiz, miliolid kavkı özelliklerine sahiptir. Alttan aydınlatmalı ışıktaki da alveoloid bir iç iskelet sunması ve belirli özellikleri ile *Pseudedomia*'ya benzerlik göstermesi nedeniyle bu cins içerisinde değerlendirilmiştir. Tanımı verilen yeni türün dahil olduğu cins, küçük ilk locaya sahip olması, planspiral ilk loca sanlımları, çok sık sarılımlı, kavkının köşeli kenarı, çok ince iç iskeletel çatı ve kavkının 2.5 mm'den daha küçük boyutu ile diğer cinslerden ayrılır (Mavrikas ve diğ., 1994; Hamaouii, 1984). *Pseudedomia*'nın tür mertebesindeki ayrımları ise; kavkı boyutu, şekli, kavkı iç düzenine göre yapılmaktadır.

Cinsin tanımlanan türleri arasındaki *Pseudedomia vialli* (Colalongo), önceleri *Sellialveolina vialli* Colalongo olarak verilmiş olmasına karşılık son sistematik değerlendirmelerde (Loeblich ve Tappan, 1988) *Pseudedomia vialli* (Colalongo) olarak kabullenilmiştir. Bu çalışmada da son sistematik değerlendirme dikkate alınmıştır. Yine, Rahaghi tarafından Levha 1, şekil 9'da verilen ve *Pseudedomia hamaouii* Rahaghi olarak

belirtilen türün farklı olduğu; *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp.'e benzediği düşünülür. Diğer resimlenen fertler *Pseudedomia hamaouii* Rahaghi fertleridir (Rahaghi, 1976).

Tüm bunlara rağmen yukarıda belirtilen cins özellikleri ile Şekil 4'deki karşılaştırmalar değerlendirildiğinde tanımlanan türlerin özellikle ekvatorial kesitlerinde farklılıklar gözlenmektedir. Mavrikas ve diğ. (1994) tarafından resimlenen *Pseudedomia multistriata* Henson ile Loeblich ve Tappan (1988) tarafından resimleri verilen *Pseudedomia vialli* (Colalongo) nin ekvatorial kesit görünüşlerinin birbirlerine, diğer *Pseudedomia* türlerinin de birbirlerine benzediği görülmektedir. Cins ile ilgili fazla malzemedeki araştırmalar ya da örneklerin tekrar gözden geçirilmesi farklı sonuçlar ortaya çıkarabilir. Bununla beraber şu anki değerlendirmeler ile yeni türün *Pseudedomia* cinsi altında değerlendirilmesi uygun görülmüştür.

Hekimhan dolaylarından tanımlanan yeni türün yaş aralığının Geç Kampaniyen ve türün yaşadığı ortamın da lagün olabileceği düşünülür. *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp. ile beraber gözlenen diğer foraminiferlerden özellikle *Goupillaudina* cinsinin yaş aralığı Kampaniyen - Maastrichtiyen'dir (Rahaghi, 1976; Goharian, 1971). *Goupillaudina daguini* Marie ise Kampani-

## PSEUDEDOMIA HEKİMHANENSİS N. SP.

yen için karakteristik bir tür olarak bilinir (Marie, 1958, 1959). Önceki çalışmalarda çamurtaşı - kumtaşı düzeyinin üstüne gelen kireçtaşlarındaki rudistler ile de Tohma resif çatısını oluşturan kireçtaşlarına Alt Maastrihtiyen yaşı verilmiştir (Görmüş, 1992a). *Goupillaudina daguini* Marie'nin (levha 2, şekil 6) yaş aralığı ile üst düzeylerin yaşı dikkate alınır, *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp.'in yaşının Kampaniyen, muhtemelen de Geç Kampaniyen olması mümkündür.

Önceki çalışmalarda türün topladığı seviyelerin litolojik özellikleri, fauna (özellikle miliolidlerin varlığı) kapsamı ve çökellerin yayılımı dikkate alınarak yapılan yorumlamalarında lagünde çökelmiş olabilecekleri belirtilmiştir (Görmüş, 1992a; 1994a). Bu verilere dayanarak *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp.'in lagünlerde yaşamış olabileceği düşünülmüştür.

*Pseudedomia* cf. *multistriata* Henson'nın Yunanistan'da küçük resifal mostralarda *Orbitoides* sp., *Loftusia* sp., *Sirtina* sp., *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Sulcoperculina* sp., *Smoutina* sp., *Clypeorbis* sp. ve *Nummofallotia* sp. ile beraberliği vurgulanarak, lagün ortamını işaret eden *Rhaphidionina* sp. dan farklı yerlerde, fakat aynı zaman aralığına ait değişik tip kireçtaşlarından paleocoğrafik çalışması verilmiştir (Mavrikas ve diğ., 1994). Hekimhan Şıp - şıp örneklerinde ise lagün olarak yorumlanan çamurtaşı kumtaşı litolojilerinin içerisinde biraz önce belirtilen hiç bir foraminiferin beraber gözlenmemesi dikkat çekicidir. Hekimhan'da *Pseudedomia* ile birlikte gözlenen belli başlı foraminiferler *Quinqueloculina* gibi miliolid formlar ile az oranlarda bulunan bazı textulariid'lerdir. Bununla birlikte aynı tip çökeller Hekimhan'ın 10 - 15 km güneybatısında yer alan Hasanlıkayâ'da da gözlenmektedir (Görmüş, 1994a). Burada ise *Pseudedomia*'ya rastlanmamış olup, *Orbitoides*, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Daviesina* gibi rotaliidler ile yine miliolidlere bol oranlarda rastlanılır. *Loftusia*'nın da gözlenmediği bu düzeyin Hekimhan içerisindeki Şıp - şıp lokasyonu ile karşılaştırılması yapıldığında aynı yaş aralığına sahip resif çatısının altında litoloji benzerliği ve aynı ortamı işaret edebileceği düşünülebilir. Sınırlı yayılıma ve 3.5 - 15 m arasında kahlığa sahip bu çökeller içerisinde kısa bir uzaklıkta bile farklı organizma tür ve cinsleri içermesi, ya çok az bir zaman farklılığına, ya da ortamda mevcut derinlik, besin gibi diğer parametrelerin çeşitliliğine dayandırılabilir. Kısaca, *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp. nm Hekimhan dolaylarında gözlemediği seviyelerde *Pseudedomia multistriata* Henson'nın beraberinde belirtilen cins ya da türler karışmış olarak bulunmamakta, *Goupillaudina daguini* Marie gibi karakteristik türle birlikte miliolidler gözlenmektedir.

Daha önceden Hekimhan dolaylarında *Orbitoides medius* (d'Archiac) biyozonu altında belirtilen *Pseude-*

*domia hamaouii* alt biyozonunun (Görmüş, 1992b), *Pseudedomia hekimhanensis* alt biyozonu olarak değiştirilmesi ile aynı yörenin sistematik çalışmalarında (Görmüş, 1994b) verilen *Pseudedomia hamaouii* türünün, *Pseudedomia hekimhanensis* olarak düzeltilmesi gerekliliği de ortaya çıkmaktadır.

### KATKI BELİRTME

Makalenin yayına hazırlanmasında gerekli eleştiri ve katkılarından dolayı Prof. Dr. Engin Meric'e (İstanbul Üniversitesi) teşekkür ederim.

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Colalongo, M.L., 1963, *Sellialveolina vialli* n. gen., n. sp. di Alveolinidae Cenomaniana deli' Appennina meridionale: Giomale di Geologia, ser. 2, 30, 1-10.
- Eames, F.E. ve Smout, A.H., 1955, Complanate Alveolinids and associated foraminifera from the Upper Cretaceous of the Middle East: Ann. Mag. Nat. Hist. London, ser. 12, 8, 505 - 512.
- Goharian, F., 1971, Etude micropaleontologique du Campanian type des charentes consequences stratigraphiques: Rev. Micropaleont., 14 (1), 20 - 34.
- Görmüş, M., 1990, Stratigraphy and foraminiferal micropaleontology of Upper Cretaceous in Hekimhan, NW Malatya, Turkey: Univ. Hull. PhD thesis, 429 p.
- Görmüş, M., 1992a, Geological Setting, Facies and Evolution of the Tohma Reef Formation, An Upper Cretaceous sequence in the Hekimhan Area, Turkey: 9. Petrol Kong., Jeoloji, 173 -184.
- Görmüş, M., 1992b, Hekimhan (KB Malatya) Yöresindeki Is tiferin Biyostratigrafik İncelemesi: Türkiye Jeol. Kurultayı Bült., 7, 179 -191.
- Görmüş, M., 1994a, Hekimhan (KB Malatya) Yöresindeki Üst Kretase Çökellerinde Fasiyes - Organizma Dağılımı: DoğaDerg., 3 (1), 1 -15.
- Görmüş, M., 1994b, Campanian - Maastrichtian Foraminiferid Fauna in the Hekimhan Area: Türkiye 10. Petrol Kong., Jeoloji, 165 -198.
- Hamaouii, M., 1984, Sur la dynamique architecturale des Alveolinidae: Benthos'83, 2nd Int. Symp. Benthic Foram. (Pau), 271-279.
- Henson, F.R.S., 1948, Larger imperforate foraminifera of South - Western Asia: Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), London, 1 -127.
- Horstmann, G., 1967, Géologie de la partie méridionale de Hie de - Zante (Grece): Thèse, Univ. Paris, p. 1 - 127 (iné\*dit), Lab. Micropaleont. Dépt. Géol. Séd., Univ. Pierre - et Marie Curie (Paris - VI).
- Loeblich, A.R. Jr. and Tappan, H., 1988, Foraminiferal genera

- and their classification: Van Nostrand Reinhold Company, New York, 2 volumes, 970 p. plus 222 p. 847 pi.
- Marie, P.E., 1958, *Goupillaudina* nouveau genre de Foraminifere du Crétacé supérieur: Bull. Soc. géol. France, Paris, 7 (6), 861 - 876, Paris.
- Marie, P., 1959, Sur le Crétacé supérieur marin des Martiques (Bouches du Rhone): Compte rendu de F Akad. sci-en., Dijon. Colègue Crétacé sup. Francais, Paris, 449 -496.
- Perconig, E. et Martin, L., 1971, Estratigraphia del Cretaceco de la zone de Ontur y Yecla (Zona Prebetica): Cong. Hispano - Luso Americano geol. econ., Madrid - Lisboa, 331-341.
- Smout, A.H., 1963, The genus *Pseudedomia* and its phyletic relationships, with remarks on *Orbitolites* and other complex foraminifera: In: Evolutionary trends in foraminifera, Elsevier, Amsterdam, 224 - 281.
- Rahaghi, A., 1976, Contribution à l'étude de quelques grands foraminifères de l'Iran: Soc. Nat. Iran Des Pétrol. Lab. de Micropal. 6, 1 - 23.
- Mavrikas G., Fleury, J.J. and Fourcade, E., 1994, Implications paléobiogéographiques de la présence de *Pseudedomia* (foraminifère) dans le Maastrichtien méditerranéen: C.R. Acad. Sci. Paris, (Paléontologie / Paleontology (Paléoenvironnement / Paleoenvironment) 318 (II), 849-855.
- Makalenin geliş tarihi: 11.06.1995.  
Makalenin yayma kabul tarihi: 11.01.1996.  
Received June 11, 1995.  
Accepted January 11, 1996.

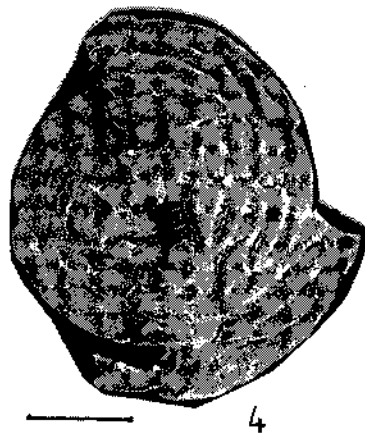
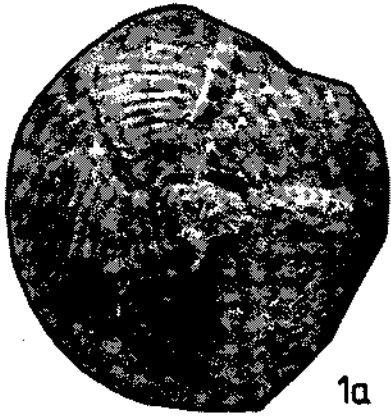
## LEVHA 1 / PLATE 1

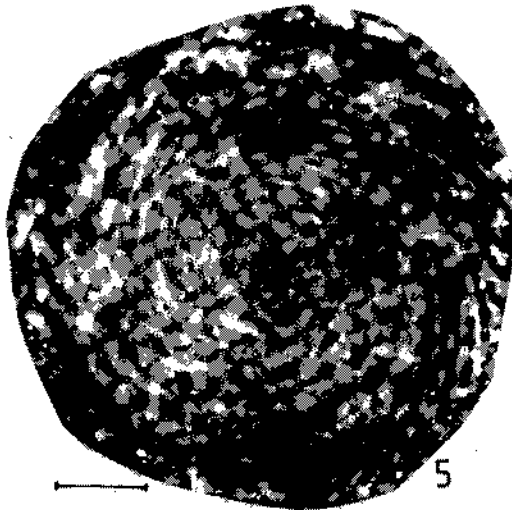
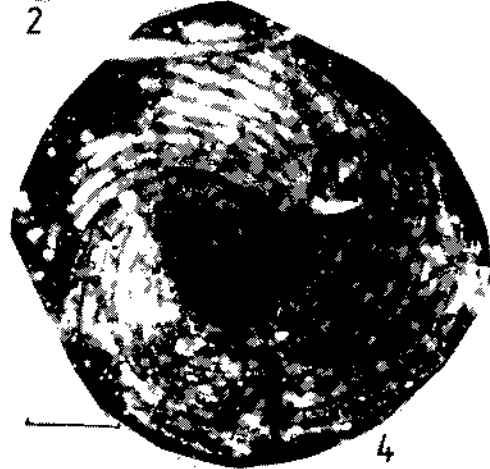
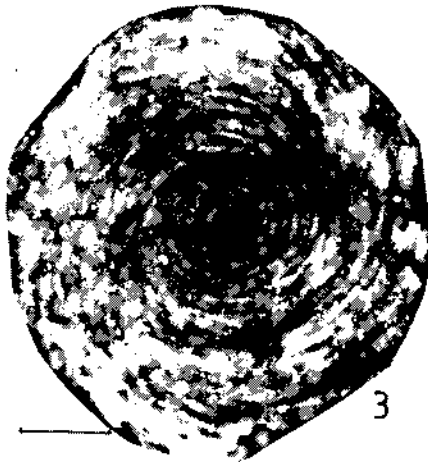
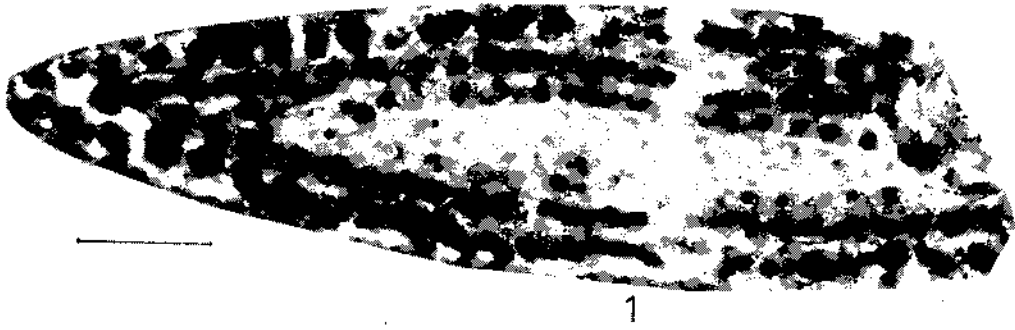
- 1-4. *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp.
- 1a, Dış görünüş (external view), örnek no. (sample no.) RU 6.2.1, holotip (holotype) (Görmüş, 1990; lev. 23, 1a)
- 1b, Kavkı yüzeyinin ayrımtılı görünümü (detail view of test surface), örnek no. (sample no.) RU 6.2.1 (Görmüş, 1990, lev. 23, 1b)
- 1c, Yandan görünüş, örnek no. (sample no.) RU 6.2.1 (Görmüş, 1990, lev. 23, 1c)
- 2-4 Paratip dış görünüşleri (paratypes external views)
- 2, Örnek no. (sample no.) RU 6.2.2.
- 3, Örnek no. (sample no.) RU 6.2.3.
- 4, Örnek no. (sample no.) Mg34.

## LEVHA 2 / PLATE 2

- 1-5. *Pseudedomia hekimhanensis* n. sp.
1. Aksiyal kesit (axial section), örnek no. (sample no.) RU 6.7.2.
2. Aksiyal kesit (axial section), örnek no. (sample no.) RU 6.6.1.
3. Ekvatorial kesit (equatorial section), örnek no. (sample no.) RU 6.5.1.
4. Ekvatorial kesit (equatorial section), örnek no. (sample no.) RU 6.2.4.
5. Ekvatorial kesit (equatorial section), örnek no. (sample no.) RU 6.7.1.
6. *Goupillaudina daguini* Marie, ekvatorial kesit (equatorial section), örnek no. (sample no.) RU 6.

LEVHA I  
PLATE I





## Yıldızeli metasedimenter grubu içindeki Fındıcak metamorfizmasının metamorfizması ve yaşı

*The metamorphism and the age of the Fındıcak metamorphite in the Yıldızeli metasedimentary group*

Musa ALPASLAN  
Jean - Claude GUEZOU  
Michel BONHOMME  
Durmuş BOZTUĞ

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas  
Université Paris Sud, Orsay - Fransa  
Institute Dolomieu, Grenoble, Fransa  
Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

### Öz

Orta Anadolu masifi, Kırşehir masifi veya Kırşehir bloğu olarak adlandırılan ve metamorfik - magmatik kayaç topluluklarından oluşan kristalin kütlelerin doğu kesiminde yer alan Yıldızeli (Sivas batısı) yöresindeki metamorfik kayaçlar Yıldızeli metasedimenter grubu olarak adlandırılmış ve litolojik özelliklerine göre dört farklı birime ayrılmıştır. Bunlar, alttan üste doğru, pelitik ve migmatitik kayaçlardan oluşan Aşılık metamorfiti, pelitik ve kalsilikatik kayaçlardan oluşan Fındıcak metamorfiti, kuvarsit ve kuvarşistlerden oluşan Pelitlikaya kuvarsiti ve metakarbonatlardan oluşan Kadıköy metakarbonatıdır. Bu çalışmanın konusunu oluşturan Fındıcak metamorfitten alınan örneklerin mikroskopik incelemelerinde sillimanit + dişten + muskovit + ortoklaz + kuvars, sillimanit + muskovit + biyotit + ortoklaz + kuvars + plajiyoklaz, diyopsit + hornblend + plajiyoklaz + kuvars, hornblend + plajiyoklaz + kuvars ve diyopsit + hornblend + kuvars + plajiyoklaz + skapolit + kalsit parajenezleri belirlenmiştir. Orta - yüksek dereceli metamorfik kayaçlarda ortaya çıkan bu mineral parajenezlerinin yanısıra hornblend gnayslarda epidot gelişimi, diyopsit - hornblend gnayslardaki diyopsitlerin tremolit şist oluşumu ve mika gnayslardaki feidispatlardan itibaren mika minerallerinin gelişimi de metamorfitlede gözlenen diğer önemli özellikler olarak belirlenmiştir. Fındıcak metamorfite ait örneklerde gerçekleştirilen plajiyoklaz - hornblend, granat - muskovit - biyotit - plajiyoklaz - dişten, granat - muskovit - biyotit - plajiyoklaz ve muskovit - biyotit - klorit yöntemleriyle gerçekleştirilen jeotermobarometre çalışmalarında ilk metamorfizma evresinin yüksek basınç evresiyle (M1) belirlendiği saptanmıştır. Bu evre sıcaklığın yükseldiği, distenin paramorfik olarak sillimanite (fibrolit) dönüştüğü evreyle (M2) izlenmiştir. Metamorfizmanın şığ kabuksal düzeylere yükselmesi sırasında oluşan dekompresyon ise metamorfitlede yeşil şist fasiyesi koşullarında gelişen retrograd kataklastik metamorfizmaya (M3) neden olmuştur. Bu metamorfizmanın yaşı K - Ar yöntemiyle Santoniyen - Maestrihtiyen olarak belirlenmiştir.

Anahtar Sözcükler: Yıldızeli metasedimenter grubu, Kırşehir bloğu, Jeotermometre, Jeobarometre, Jeokronoloji.

### Abstract

*The metamorphic rocks exposing in the Yıldızeli region (west of Sivas) to the east of Kırşehir block (Central Anatolian massif or Kırşehir massif comprising metamorphic and associated magmatic rocks) are named as Yıldızeli metasedimentary group. It is divided, based on the rock types, into four units as, from bottom to top, the Aşılık metamorphics comprising pelitic gneiss and migmatites, the Fındıcak metamorphics including the pelitic schist and gneiss, and calcsilicates, the Pelitlikaya quartzite consisting of quartzite and quartzitic schists, and the Kadıköy metacarbonate.*

*The microscopic study of Fındıcak metamorphite, yields sillimanite + kyanite + muscovite + orthoclase + quartz; sillimanite + muscovite + biotite + orthoclase; quartz + plagioclase, diopside + hornblend + plagioclase + quartz; hornblende + plagioclase + quartz and diopside + hornblend + quartz + plagioclase + scapolite + calcite paragenesis. In addition to these paragenesis, post-tectonic epidote overgrowth in the hornblende - gneisses, replacement of diopside by tremolite in the diopside - hornblende gneisses, transformation of calcsilicatic gneiss into talc - tremolite schist, and mica overgrowths on feldspars in the mica gneiss are also common and characteristic features of Fındıcak metamorphics were also determined.*

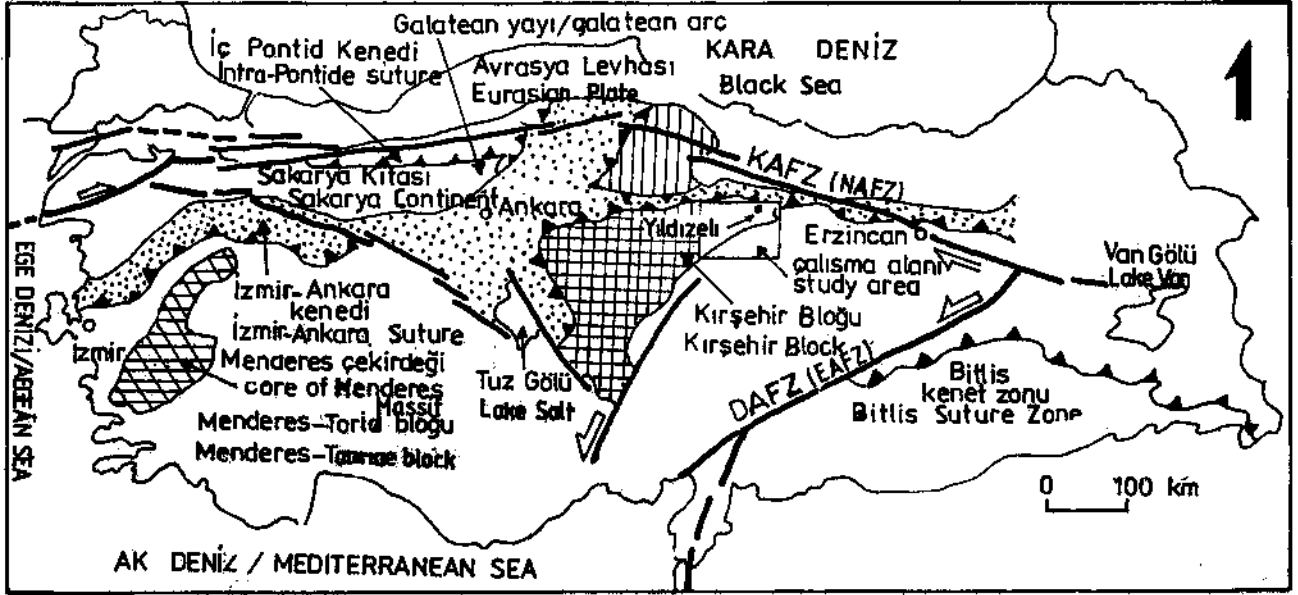
*The hornblende - plagioclase, garnet - muscovite - biotite - plagioclase - kyanite, garnet - muscovite - biotite - plagioclase and muscovite - biotite - chlorite geobarometries show that the first metamorphism occurred under high pressure conditions. Following the high pressure metamorphism, the temperature increased, resulting in the transformation of kyanite into fibrolitic sillimanite. During the uplifting, a retrograde greenschist fades cataclastic metamorphism overprinted on the earlier fabrics due to decompressional regime. The last metamorphic event occurred during Santonian - Maestrihtian time (K - Ar ages of muscovite and biotite, are  $71.8 \pm 2.3$  Ma -  $77.7 \pm 1.8$  and  $68.1 \pm 1.8$  Ma -  $723 \pm 2.1$  Ma, respectively).*

**Key Works:** Yıldızeli metasedimentary group, Kırşehir block, Geothermometer, Geobarometer, Geochronology.

### GİRİŞ

Çalışma alanı, Kırşehir Bloğu'nun doğu kesiminde yer almaktadır (Şekil 1). Kırşehir Bloğu, kuzeyde Pontidler ve güneyde Toridler arasında sıkışmış Anatolid

platformunun kabuksal bir elemanıdır (Alpaslan ve diğ., 1991). Kırşehir Bloğu'nun güney kenarında Neojen yaşlı Sivas havzası, yapısal bir eleman olarak doğuya doğru yanal bir şekilde uzanmaktadır (Alpaslan ve diğ., 1991). Bu bloğun kuzey kenarında ise Neotetis'in



Şekil 1. inceleme alanının lokasyonunu ve Kırşehir Bloğu'nun konumunu gösterir tektonik harita (Koçyiğil, 1991'den alınmıştır).

Figure 1. Tectonic map showing the location of the studied area and situation of Kırşehir Block (from Koçyiğil, 1991).

kuzey kolunun kalıntıları olarak düşünülen ve meta - ofiyolitik kayalar da içeren Tokat masifinin meta - karbonatlı ve metamorfik olmayan ofiyolitler bulunmaktadır (Şengör ve diğ., 1985). Anatolid - Torid çarpışmasından sonra, Anatolid - Torid bölgesi imbrikasyona uğramış, dilimlenmiş ve İç Anatolidler S - tipi granitik intrüzyonlarla ilişkili yüksek P / T metamorfizmasına uğramıştır (Durr ve diğ., 1978).

Kırşehir bloğuna ait kabuksal metamorfizmanın petrografik ve yapısal özellikleri ile ilişkili çalışmalar daha çok bloğun güneybatı kesiminde yoğunlaşmıştır. Bu çalışmalarda, metamorfizma dört ana litolojik birime ayrılmıştır ve metamorfizmanın granitoidik intrüzyonlar tarafından kesildiği belirlenmiştir (Seymen, 1981; Tolluoğlu, 1986). Tolluoğlu (1990) ve Erkan (1981), kuzeydoğuya doğru, metamorfizma derecesinin arttığını belirtmişlerdir. Tolluoğlu (1990), bloğun üç plastik deformasyon evresiyle etkilendiğini belirterek, bunların kırılma evresiyle izlendiğini saptamış ve metamorfizma basınç koşullarının hemen hemen sabit olduğunu belirterek sıcaklığın kuzeye doğru yükseldiği bir metamorfik evrim önermiştir.

Bu çalışmada, Yıldızeli metasedimanter grubu içerisindeki Fındıcak metamorfiti'nde jeotermobarometre çalışmaları için uygun parajenezler içeren kayalarda yapılan çalışmalar sonucunda, bu birimde etkin olan metamorfizma basınç ve sıcaklık koşullarının belirlenmesi, bu birim içerisinde yer alan ve yeşil şist fasiyesi mineral parajenezlerine sahip kayalardan ayrılan muskovit ve biyotit minerallerinde K - Ar yöntemiyle son

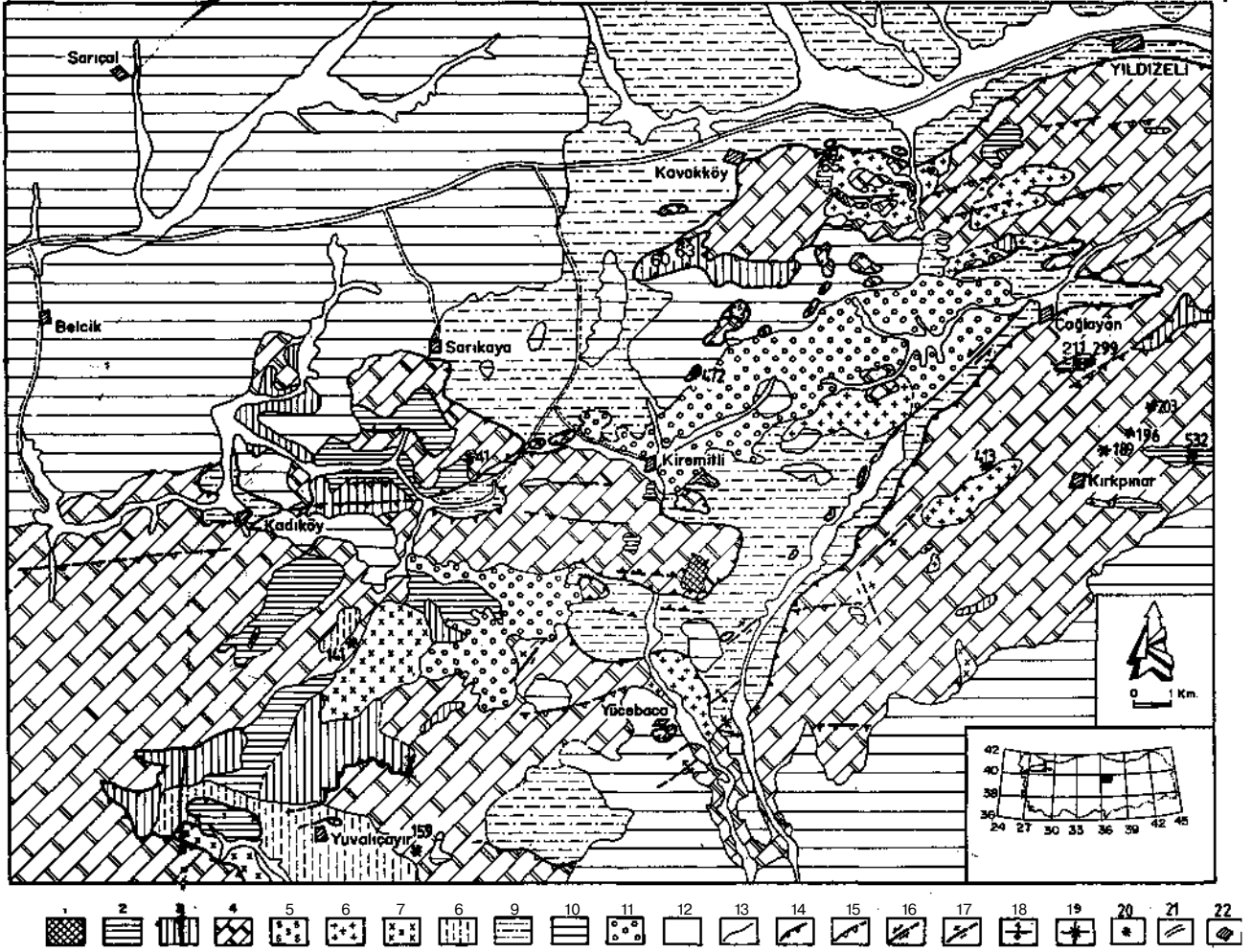
tektono - termal olayın yaşının belirlenmesi amaçlanmıştır.

#### STRATİGRAFİ

İnceleme alanında yapılan çalışmalarda metamorfizma Yıldızeli metasedimanter grubu olarak adlandırılmış ve dört farklı litolojik birime ayrılmıştır (Alpaslan, 1993; Alpaslan ve diğ., 1995). Bu birimler; alttan üste doğru, pelitik gnays ve migmatitlerden oluşan Aşılık metamorfiti; pelitik ve kalsilikatik şist / gnayslardan oluşan Fındıcak metamorfiti; kuvarsitlerden ve kuvarşistlerden oluşan Pelitlikaya kuvarstiti ve tamamen mermerlerden oluşan Kadıköy metakarbonatıdır. Aşılık metamorfiti, Kadıköy metakarbonatının altında tektonik dokanakla yer almakta ve çok sınırlı bir alanda yüzeylenmektedir. Bu birimin diğer metamorfik birimlerle ilişkisi çalışma alanında gözlenmemektedir. Fındıcak metamorfiti, Kadıköy metakarbonatı ve yer yer de Pelitlikaya kuvarstitinin altında yer almaktadır. Fındıcak metamorfiti ile Kadıköy metakarbonatı arasındaki sınır yer yer geçişlidir. Ancak, yer yer de tektonik hareketlere bağlı olarak Kadıköy metakarbonatı bu sınır boyunca hareket etmiş olarak gözlenmektedir (Alpaslan, 1993). Pelitlikaya kuvarstiti, Fındıcak metamorfitinin üzerine gelmektedir. Ancak çalışma alanında, Pelitlikaya kuvarstiti ile Kadıköy metakarbonatı arasında daima görülmemektedir. Ayrıca, Pelitlikaya kuvarstiti, Kadıköy metakarbonatının içerisinde breşik kuvarsitlerden oluşan mercerler halinde de yer almaktadır. Bütün bu birimleri granitik kayalardan oluşan Üst Kretase - Paleosen yaşlı Yücebaba granitoidi kesmektedir.



## FINDICAK METAMORFİTİNİN METAMORFİZMASI VE YAŞI

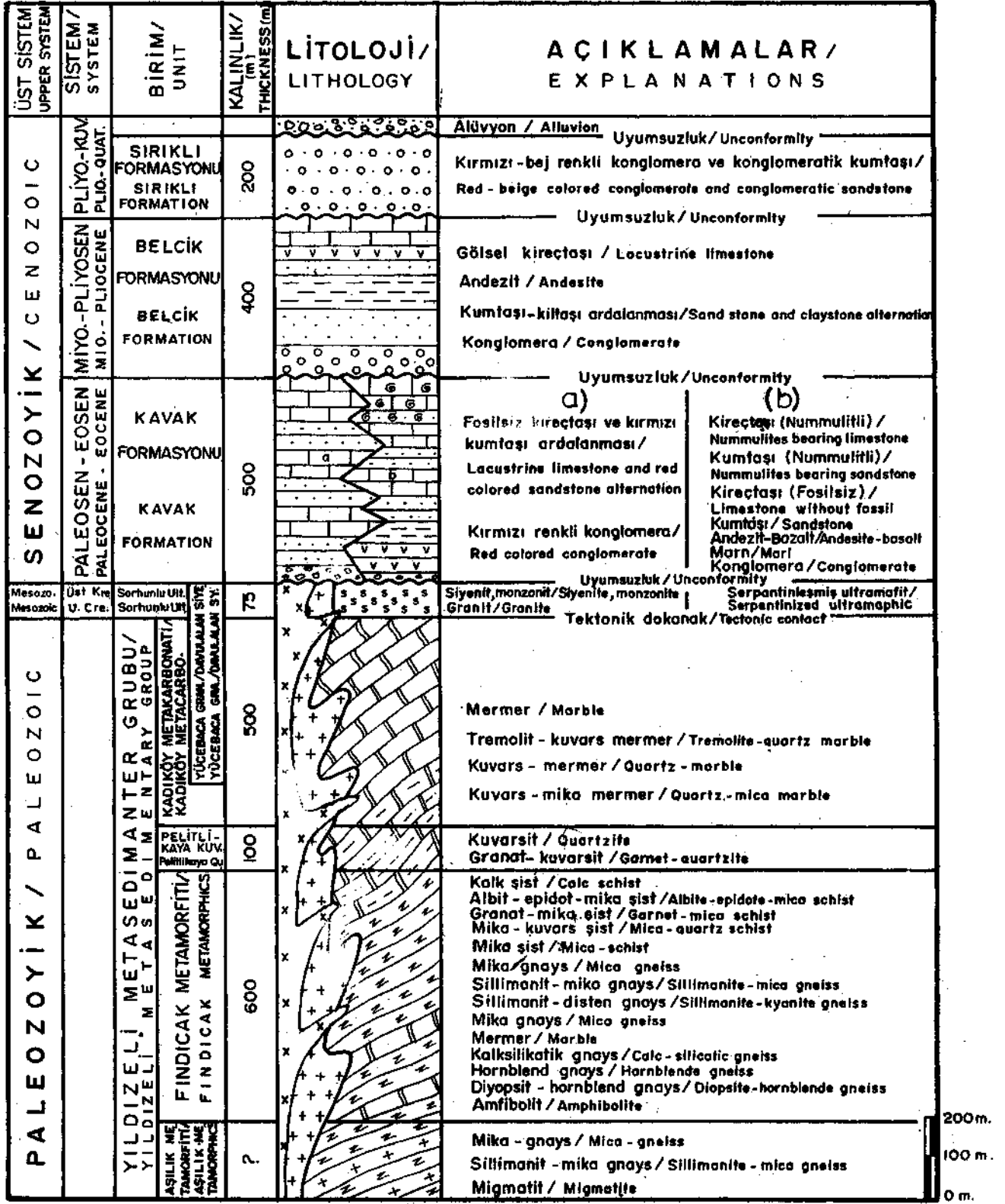


**Şekil 2.** Yıldızeli yöresinin jeoloji haritası. 1- Aşlık metamorfiti; 2- Fındıcak metamorfiti; 3- Pelitlikaya kuvarsiti; 4- Kadıköy metakarbonatı; 5- Sorhunlu ultramafiti; 6- Yücebaba granitoyidi; 7- Davulalan siyenitoyidi; 8- Yuvalıçayır üyesi; 9- Konaközü üyesi; 10- Belcik formasyonu; 11- Sırıktı formasyonu; 12- Alüvyon; 13- Formasyon sınını; 14- Bindirme; 15- Ters fay; 16- Doğrultu atımlı fay; 17- Normal fay; 18- Antiklinal eksen; 19- Senklinal eksen; 20- Ömek lokasyonu; 21- Yol; 22- Yerleşke (8 ve 9 Kavak formasyonunu oluşturmaktadır).

**Figure 2.** Geological map of the Yıldızeli region. 1- Aşlık metamorfite; 2- Fındıcak metamorfite; 3- Pelitlikaya quartzite; 4- Kadıköy metacarbonate; 5- Sorhunlu ultramafite; 6- Yücebaba granitoid; 7- Davulalan syenitoid; 8- Yuvalıçayır unit; 9- Konaközü unit; 10- Belcik formation; 11- Sırıktı formation; 12- Alluvium; 13- Formation boundary; 14- Thrust fault; 15- Reverse fault; 16- Strike - slip fault; 17- Normal fault; 18- Anticline Axis; 19- Syncline Axis; 20- Sample location; 21- Road; 22- Settlement (8 and 9 comprises Kavak format ion).

(Şekil 2 ve Şekil 3). Davulalan siyenitoyidi, yine tüm metamorfileri kesmekte ve ayrıca Yücebaba granitoyidi içerisinde dayklar halinde izlenmektedir. Davulalan siyenitoyidi, siyenit ve kuvars - siyenit bileşimli kayalar ile monzonit ve monzo - gabro bileşimli dayklardan oluşmaktadır. Paleosen - Eosen yaşlı Kavak formasyonu tüm bu birimleri uyumsuzlukla örtmektedir. Kavak formasyonu; Konaközü üyesi ve Yuvalıçayır üyesi olmak üzere ikiye ayrılmıştır. Konaközü üyesi, konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşlarından oluşmakta

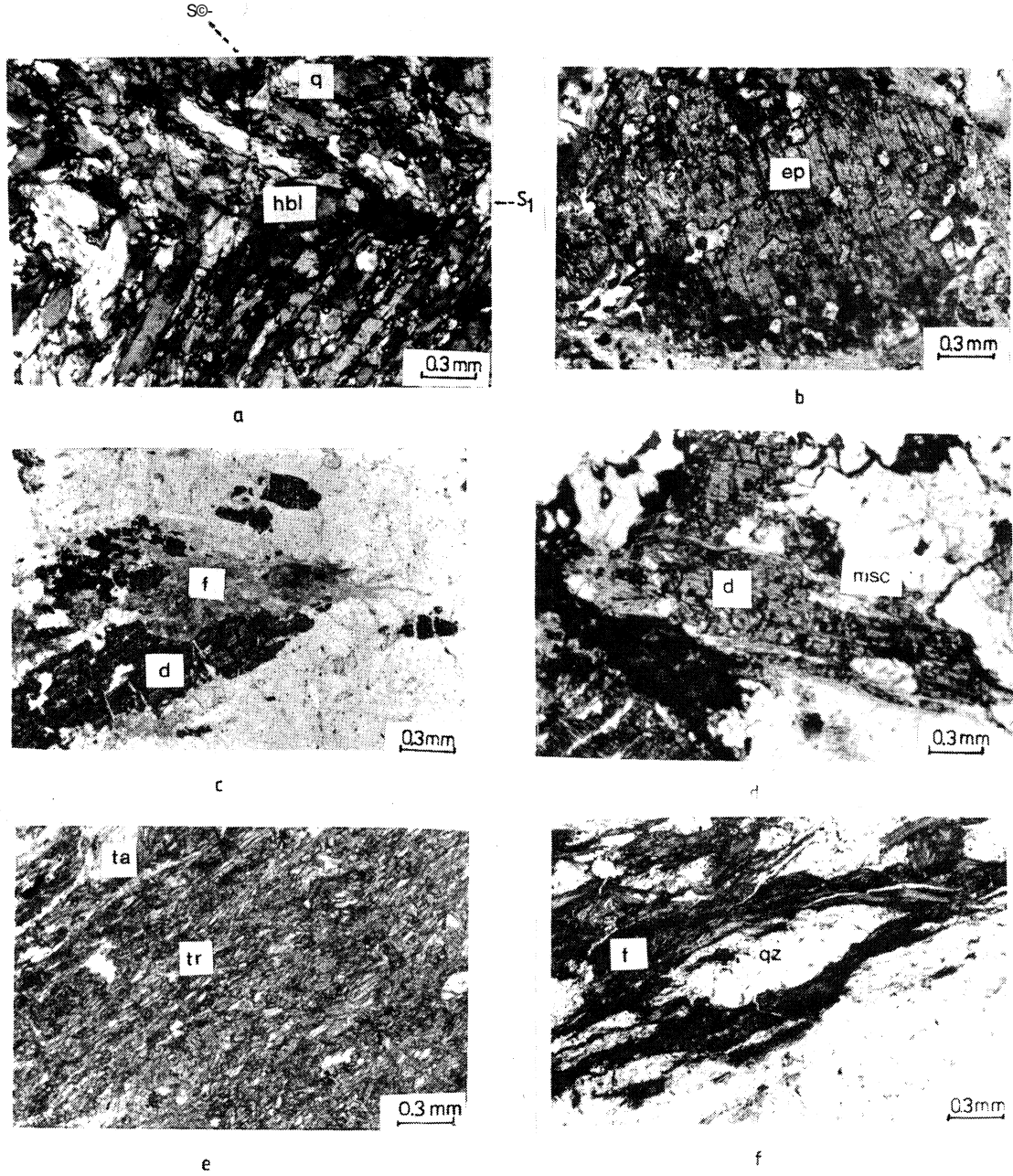
ve bazaltik ve andezitik lav akıntıları içermektedir. Konaközü üyesinde yapılan paleontolojik incelemeler, bu birime, Üst Paleosen - Lütesiyen yaşını vermiştir (Alpaslan, 1993). Yuvalıçayır üyesi ise kırmızı renkli konglomeralarla başlamakta ve kırmızı renkli kumtaşı - fosilsiz kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Miyosen - Pliyosen yaşlı Belcik formasyonu, bu birimleri uyumsuzlukla örtmektedir. Belcik formasyonu, konglomera, kumtaşı ve gölsel kireçtaşından oluşmaktadır. Çalışma alanındaki en genç birim, kırmızı - bej renkli



Şekil 3. Yıldızeli yöresinin geliştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.

Figure 3. Generalized stratigraphical columnar section of the Yıldızeli region.

## FINDICAK METAMORFİTİNİN METAMORFİZM AS I VE YAŞI



Şekil 4. a- Amfibolit örneğinin mikroskoptaki görünümü (So: ilksel foliasyon; S1: İkincil foliasyon; hbl: hornblend, Q: kuvars, Örnek no: MA -196, Tek nikol); b- Hornblend gnaysta post - tektonik epidot porfiroblastı (Ep: Epidot, Örnek no: MA - 189, tek nikol); c- Distenin (d) paramorfik olarak fibrolitik sillimanite (f) dönüşümü (d: dişten, f: fibrolite, Örnek no: MA - 203; tek nikol); d- Distenin (d) muskovite (msc) dönüşümü (d: dişten, msc: muskovit, Örnek no: MA - 203; tek nikol); e- Talk - tremolit şistin genel görünümü (ta: talk, tr: tremolit, Örnek no: MA - 532, tek nikol); f- Milonitik dokulu kısımlarda fibrolit gelişimi (f: fibrolite, q: kuvars, Örnek no: MA -159, tek nikol).

Figure 4. a- General appearance of the amphibolite (So: Primary foliation, S1: Secondary foliation, hbl: hornblende, Q: quartz, Sample no: MA -196, plane polarized light); b- Post - tectonic epidote occurrence in hornblende - gneiss (Ep: Epidote, Sample no: MA -189, plane polarized light); c- Paramorphically transformation of kyanite (d) into fibrolitic sillimanite (f) (d: kyanite, msc: muscovite, Sample no: MA - 203, plane polarized light); d- Transformation of kyanite (d) into muscovite (msc) (d: kyanite, msc: muscovite, Sample no: MA - 203, plane polarized light); e- General appearance of talc - tremolite schist (ta: talc, tr: tremolite, Sample no: MA - 532, plane polarized light); f- Fibrolite growth on the mylonitic zones (f: fibrolite, q: quartz, Sample no: MA -159, plane polarized light).

konglomeralardan oluşan Pliyo - Kuvaterner yaşlı Sırlıklı formasyonu'dur.

### FINDICAK METAMORFİTİNİN PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Fındıcak metamorfiti, başlıca amfibolit (Şekil 4a), biyotit - amfibolü, diyopsit - hornblend gnays, sillimanit - mika gnays, sillimanit - diştin gnays, mika gnays, granat - diştin mikaşist, kalksilikatik gnays ve kalksilikatik mermer türü kayaların yanı sıra, Kırşehir bloğu'nun üst kabuksal düzeyler yükselmesi sonucu gelişen retrograd kataklastik metamorfizma ile oluşan mikaşist, granat - mika şist, mika - kuvars şist, albit - mikaşist, kalkşist ve hornblend - epidot - kalkşist türü kayalardan oluşmaktadır.

Bu birimde, amfibolit fasiyesini (Turner, 1981) veya orta- yüksek dereceli metamorfizmayı (Winkler, 1979) belirten aşağıdaki parajenezler saptanmıştır: sillimanit + diştin + muskovit + ortoklaz + kuvars; sillimanit + muskovit + biyotit + ortoklaz + kuvars + plajiyoklaz; diyopsit + hornblend + plajiyoklaz + kuvars; hornblend + plajiyoklaz + kuvars; diyopsit + hornblend + kuvars + plajiyoklaz + skapolit + kalsit. Fındıcak metamorfisinde orta - yüksek dereceli metamorfizmayı belirten bu parajenezlerle birlikte yeşilşist fasiyesini belirleyen klorit, tremolit / aktinolit ve epidot minerallerinin retrogressif olarak geliştiği ve hatta yer yer post - tektonik olarak gelişen bazı epidotların porfiroblastlar halinde olduğu (Şekil 4b), distenin paramorfik olarak fibrolite (sillimanit) dönüşümü (Şekil 4c) ve distenin magmatik ve / veya metamorfik akışkanlar etkisiyle muskovite (Şekil 4d) dönüşümü belirlenmiştir. Ayrıca kalksilikatik gnaysın retrograd kataklastik metamorfizma ile talk - tremolit şiste dönüşümü (Şekil 4e) gibi özellikler de saptanmıştır.

### JEOTERMOMETRE

Fındıcak metamorfisinde etkin olan metamorfizma koşullarının belirlenmesi amacıyla, kayaç örneklerinde mineralojik bileşim ve minerallerin birbirleriyle dokanak ilişkileri de gözönüne alınarak jeotermobarometrik çalışmalar gerçekleştirilmiştir.

Jeotermobarometrik çalışmalar, Museeum Naturelle (Paris - Fransa) Petroloji Laboratuvarında Camebax elektron probu kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Analizler sırasında 15 kv elektriksel güç, 10 m A şiddet ve sayma için 20 saniyelik bir zaman kullanılmıştır. Minerallerin kenar ve çekirdek bileşimleri homojeniteyi kontrol etmek için belirlenmiştir. Seçilen kayaç örneklerinde yapılan çalışmalar sonucunda, MA - 472 nolu örnekte plajiyoklaz - hornblend, MA - 299 nolu örnekte granat - muskovit - biyotit - plajiyoklaz, MA - 413 nolu

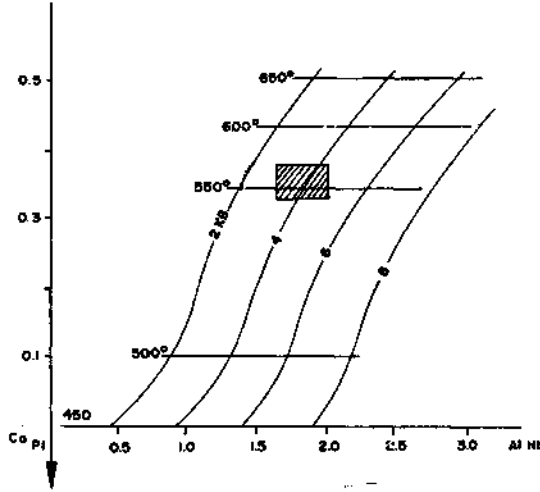
örnekte granat - muskovit - biyotit - plajiyoklaz - diştin ve MA - 141 nolu örnekte ise muskovit - biyotit - klorit ve granat - klorit - biyotit jeotermobarometre çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

Sıcaklık Belirlemeleri: Birlikte oluşan granat ve biyotit mineralleri arasındaki dengelenme sıcaklığı. Ferry ve Spear (1978) ve Newton ve Haselton (1981) jeotermometre hesaplamalarına göre Fe - Mg değişimi kullanılarak hesaplanmıştır. Beraber oluşan klorit ve biyotit mineralleri arasındaki Fe - Mg değişimi de diğer bir termometre olarak (Dickenson ve Hewitt, 1986; Grambling, 1990) kullanılmıştır. Amfibolit türü kayalarda ise amfibollerdeki Al içeriği ve plajiyoklazlardaki Ca/Na + Ca oranı jeotermobarometre (Plyusnina, 1982) olarak kullanılmıştır.

Basınç Belirlemeleri: Metapelitik kayalarda yapılan çalışmalarda jeobarometre olarak; granat - Al - silikat - plajiyoklaz (GASP) jeobarometresi (Newton ve Haselton, 1981) - Al - silikat minerallerinin bulunmadığı topluluklarda granat - muskovit - biyotit - plajiyoklaz jeobarometresi (Ghent ve Stout, 1981) ve fenjit - klorit - biyotit jeobarometresi (Powell ve Evans, 1983) yöntemleri kullanılmıştır.

Plajiyoklaz - hornblend jeotermobarometresi: Plyusnina (1982) tarafından geliştirilen bu yöntemde, sıcaklığa bağlı olarak plajiyoklazlardaki Ca içeriğindeki değişim ve basınç - sıcaklık değişimi ile de Ca - amfibollerdeki  $Al_2O_3$  içeriğinin değişimi deneysel olarak belirlenerek jeotermobarometre olarak kullanılmaktadır. Plajiyoklazlardaki An içeriği düşey eksene, Ca - amfibollerdeki Al içeriği yatay eksene yerleştirilir (Şekil 5). izobarlar, P ve T'nin her ikisine bağlı olarak Ca - amfibollerdeki Al içeriğine göre, izotermeler ise plajiyoklazlardaki Ca içeriğine göre işaretlenmiştir. Sonuçta, birlikte oluşan Ca - amfiboller ve plajiyoklaz birleşimlerinin işaretlenmesi, onların denge P - T koşullarını belirtir. Bu jeotermobarometre metodunda, P (kbar) ölçümünde  $\pm 1$  kbarlık bir standart sapma ve T ( $^{\circ}C$ ) belirlenmesinde ise  $\pm 10 - 15$   $^{\circ}C$ lik bir standart sapma sözkonusudur. Şekil 5'de görüldüğü gibi MA - 472 nolu örneği (Çizelge 1) etkileyen metamorfizma koşullarının 547 - 573  $^{\circ}C$  sıcaklık ve 2.64 - 5.0 kbar arasında olduğu görülmektedir.

Granat - biyotit - muskovit - plajiyoklaz - diştin jeotermobarometresi: Granat, biyotit, muskovit, plajiyoklaz minerallerinin kimyasal bileşiminden hesaplanan parametreler yardımıyla P ve T hesaplamalarının yapıldığı bu yöntemde Newton ve Haselton (1981) ve Ferry ve Spear (1978) tarafından geliştirilen yöntemler kullanılmıştır. 413 nolu örnekte yapılan EMA sonuçları Çizelge 2'de görülmektedir.



Şekil 5. Hornblent! - plajiyoklaz jeotermobarometresi (Plyusnina, 1982; taralı alan, örnekten elde edilen sonuçları göstermektedir).

Figure 5. Hornblende - plagioclase geothermobarometry (Plyusnina, 1982; shaded area shows results obtained from this sample).

Çizelge 2'de verilen değerlerden hesaplanan basınç ve sıcaklık değerleri şunlardır:

Sıcaklık	Basınç
(Ferry ve Spear, 1978)	(Ghent ve Stout, 1981)
551- 489	5365-6770
(Newton ve Haselton, 1981)	
572 - 550	5560 - 7496
(Ferry ve Spear, 1981)	(Newton ve Haselton, 1981)
555-489	5240-7040

Burada da görüldüğü gibi her iki termometre hesaplaması sonucu Ghent ve Stout (1981)'e göre elde edilen jeobarometre değerleri birbirleriyle uyum içerisindedir. Newton ve Haselton (1981)'e göre elde edilen basınç değerleri de yukarıdaki sonuçlarla uyum içerisindedir.

**Granat - muskovit - biyotit - plajiyoklaz jeotermobarometresi yöntemi:** Bu yöntemde sıcaklık hesaplamaları Ferry ve Spear (1978)'e göre ve basınç hesaplamaları ise Ghent ve Stout (1981)'e göre yapılmıştır. EMA sonuçları Çizelge 3'de görülmektedir. Analiz edilen örnekten elde edilen değerler ilişkili formüllerde yerine konulduğunda hesaplanan P ve T değerleri şunlardır:

Sıcaklık (T°K)	Basınç (bar)
(Ferry ve Spear, 1978)	(Ghent ve Stout, 1981)
667 612	7505 8673
(Newton ve Haselton, 1981)	
680 622	7641 8796

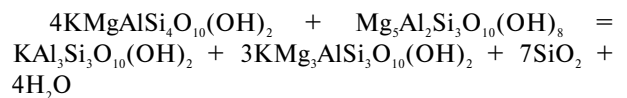
Çizelge 1. Amfibolit örneğindeki hornblend ve plajiyoklazlardan elde edilen EMA analiz sonuçları ve katyon değerler (Örnek no: MA - 472).

Table 1. SEM analyses of, and cation values for hornblendes and plagioclases from the amphibolite sample (Sample no: MA - 472).

Hornblendler/Hornblendes	1	2	4	6	7	9	12	13	
Oksit/Oxide									
K <sub>2</sub> O	0.77	1.09	0.95	0.80	1.23	0.82	1.32	1.06	
NiO	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.08	0.04	0.00	
Na <sub>2</sub> O	1.50	1.80	1.67	1.50	1.85	1.56	1.72	1.77	
CaO	11.53	11.87	11.79	11.83	11.62	11.51	11.59	11.71	
FeO	14.50	16.42	15.05	16.29	16.28	15.69	16.39	16.32	
MgO	12.45	11.18	12.02	12.55	11.00	11.89	11.19	11.18	
TiO <sub>2</sub>	0.65	1.10	0.68	0.64	0.94	0.58	0.66	0.72	
MnO	0.39	0.42	0.35	0.29	0.28	0.20	0.29	0.18	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.08	10.82	9.73	9.35	11.20	9.84	10.18	11.05	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.08	0.01	0.00	0.00	0.11	0.00	0.11	
SiO <sub>2</sub>	43.97	42.21	43.05	44.15	42.02	43.53	41.91	42.49	
H <sub>2</sub> O	1.96	1.97	1.95	1.99	1.96	1.97	1.93	1.97	
Toplam	96.82	98.95	97.39	99.38	99.38	97.77	97.22	98.56	
Total									
Katyonlar/Cations									
K	0.15	0.21	0.18	0.15	0.24	0.16	0.26	0.20	
Ni	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
Na	0.44	0.52	0.49	0.43	0.54	0.45	0.51	0.52	
Ca	1.89	1.93	1.93	1.90	1.90	1.87	1.92	1.90	
Fe	1.85	2.08	1.92	2.04	2.07	1.99	2.12	2.07	
Mg	2.83	2.53	2.74	2.81	2.50	2.70	2.58	2.53	
Ti	0.07	0.12	0.07	0.07	0.10	0.06	0.07	0.08	
Mn	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	
Al	1.63	1.94	1.75	1.65	2.01	1.76	1.85	1.99	
Si	6.72	6.42	6.59	6.63	6.42	6.63	6.49	6.46	
OH	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
Top./Total	16.67	16.84	16.78	16.75	16.85	16.71	16.88	16.81	
Plajiyoklazlar/Plagioclases									
Oksit/oxide	3	5	10	11					
K <sub>2</sub> O	0.31	0.29	0.33	0.39	K	0.018	0.017	0.019	0.022
Na <sub>2</sub> O	6.91	6.64	7.11	7.22	Na	0.61	0.58	0.62	0.64
CaO	7.39	7.77	7.46	6.81	Ca	0.36	0.38	0.36	0.33
FeO	0.27	0.08	0.10	0.18	Fe	0.010	0.003	0.003	0.006
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.26	26.01	25.37	24.41	Al	1.36	1.39	1.36	1.32
SiO <sub>2</sub>	57.08	57.02	57.67	57.92	Si	2.62	2.60	2.62	2.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.08	0.10	0.11	Cr	0.001	0.003	0.003	0.003
Top./Total	97.36	98.08	98.18	97.16	Top.	5.00	4.99	5.01	5.00

Bu örnekte Ferry ve Spear (1978)'e jeotermometre ve Ghent ve Stout (1981)'e göre jeobarometre hesaplamaları yapılmıştır. Newton ve Haselton (1981) jeobarometre yöntemini kullanabilmemiz için kayaç içerisinde Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (sillimanit / dişten) mineralinin bulunması gerekmektedir.

**Granat - muskovit - biyotit - klorit ve muskovit-biyotit - klorit jeotermobarometresi:** MA- 141 nolu kuvarşist örneğinde yapılan incelemelerde kayacın mineralojik bileşimi granat - kuvarş - muskovit - biyotit - klorit - kuvarştan oluşmaktadır. Bu mineralojik bileşim aşağıdaki reaksiyonun gerçekleşmesine neden olabilmektedir:



muskovit (cel) + klorit = muskovit + biyotit + kuvarş + akışkan

Çizelge 2. MA - 413 nolu örnekten elde edilen EMA analiz sonuçları.

Table 2. SEM analyses of MA - 413.

Oksit/oxide	Biyotit Biotite		Muskovit Muscovite		Granat Garnet		Plajiyoklaz Plagioclase	
	19	17	2	11	9	14	4	5
SiO <sub>2</sub>	35.33	32.78	45.49	43.93	38.15	37.41	62.67	61.44
TiO <sub>2</sub>	1.71	1.46	0.64	0.58	0.00	0.00	0.11	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.28	18.78	36.25	35.24	21.81	21.80	23.14	23.41
FeO	16.44	18.05	1.06	1.67	36.19	29.52	0.00	0.00
MnO	0.00	0.17	0.00	0.00	0.61	4.12	0.00	0.00
MgO	9.61	8.75	0.58	0.62	3.36	1.81	0.00	0.00
CaO	0.26	0.22	0.00	0.00	1.95	5.75	4.34	3.95
Na <sub>2</sub> O	0.21	0.12	0.96	0.96	0.00	0.00	9.02	8.77
K <sub>2</sub> O	8.94	8.85	10.63	10.35	0.00	0.00	0.10	0.13
Top./Total	91.78	89.18	95.61	93.95	102.07	100.41	99.38	97.70
IOX	4.655	4.887	3.993	4.108	9	10	2.672	2.714
<b>Kation/Cation</b>								
Si	5.505	5.328	6.046	6.002	5.992	5.968	2.785	2.775
Ti	0.199	0.178	0.064	0.059	0.001	0.002	0.003	0.000
Al	3.520	3.598	5.678	5.675	4.038	4.098	1.212	1.246
Fe	2.129	2.453	0.118	0.191	4.754	3.938	0.000	0.000
Mn	0.002	0.024	0.000	0.000	0.080	0.556	0.003	0.000
Mg	2.220	2.120	0.115	0.116	0.786	0.430	0.000	0.000
Ca	0.042	0.038	0.000	0.000	0.328	0.983	0.206	0.191
Na	0.062	0.038	0.246	0.267	0.004	0.000	0.777	0.768
K	1.767	1.835	1.801	1.804	0.000	0.000	0.005	0.007
Top./Total	17.44	17.62	16.07	16.12	15.98	15.97	4.991	4.987

Çizelge 3. MA - 299 nolu örnekten elde edilen Ema analiz sonuçları.

Table 3. SEM analyses of MA - 299.

Oksit Oxide	Biyotit Biotite		Plajiyoklaz Plagioclase		Muskovit Muscovite		Granat Garnet	
	29	26	5	23	32	28	1	11
SiO <sub>2</sub>	35.37	36.97	65.95	65.46	44.19	45.43	35.90	38.48
TiO <sub>2</sub>	1.14	1.67	0.00	0.00	0.55	0.54	0.00	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.11	20.22	19.61	19.25	33.60	34.08	20.63	22.45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00
FeO	13.13	11.94	0.25	0.00	2.49	2.70	15.13	15.98
MnO	0.68	0.65	0.09	0.11	0.13	0.14	21.65	21.33
MgO	13.33	13.97	0.00	0.00	0.77	0.81	3.22	3.35
CaO	0.11	0.00	0.63	0.50	0.00	0.00	0.73	1.16
Na <sub>2</sub> O	0.15	0.00	10.79	10.72	0.52	0.50	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	10.02	9.64	0.18	0.18	10.89	10.70	0.00	0.00
Top./Total	92.04	95.21	97.50	96.22	92.62	94.61	97.26	102.79
IOX	4.637	4.410	2.699	2.729	4.146	4.076	10	9
<b>Kation/Cation</b>								
Si	2.729	2.713	2.962	2.974	3.049	3.055	5.948	5.982
Al <sup>IV</sup>	1.271	1.287	0.00	0.00	0.951	0.945	0.00	0.00
Al <sup>VI</sup>	0.376	0.462	1.038	1.031	1.782	1.780	4.029	4.114
Cr	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.847	0.733	0.009	0.000	0.144	0.153	2.097	2.078
Mn	0.044	0.040	0.003	0.004	0.008	0.008	3.036	2.806
Mg	1.533	1.528	0.000	0.000	0.079	0.082	0.795	0.776
Ca	0.009	0.000	0.030	0.024	0.000	0.000	0.130	0.194
Na	0.022	0.000	0.940	0.944	0.070	0.066	0.000	0.000
K	0.986	0.903	0.010	0.010	0.959	0.926	0.000	0.000
Ti	0.066	0.092	0.000	0.000	0.029	0.028	0.000	0.005
Top./Total	7.883	7.767	4.992	4.987	7.070	7.049	16.035	15.955

Çizelge 4. MA -141 nolu örnekten elde edilen EMA analiz sonuçları.

Table 4. SEM analyses of MA -141.

Oksit/oxide	Biyotit/Biotite			Klorit/Chlorite		Muskovit/Muscovite	
	23	18	19	10	7	9	19
SiO <sub>2</sub>	36.52	40.66	30.29	38.03	38.68	46.50	45.27
TiO <sub>2</sub>	0.97	0.28	0.13	0.03	0.06	0.11	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.42	29.47	18.48	31.17	33.08	33.57	31.8
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.97	0.28	0.13	0.00	0.00	0.00	0.07
FeO	10.14	5.05	13.48	5.72	2.15	1.99	2.43
MnO	0.34	0.28	0.35	0.23	0.06	0.33	0.07
MgO	15.54	7.00	19.40	10.96	4.00	1.25	1.10
CaO	0.00	0.10	0.50	0.41	0.18	0.00	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	1.12
K <sub>2</sub> O	9.40	5.83	1.50	0.01	0.02	2.30	9.63
Top./Total	90.63	88.67	84.33	86.42	78.23	92.24	91.93
IOX	4.60	4.93	4.88	5.50	5.84	4.07	4.17
<b>Kation/Cation</b>							
Si	2.79	2.93	2.46	3.48	3.76	3.15	3.14
Al <sup>IV</sup>	1.20	1.06	1.54	0.51	0.23	0.84	0.83
Al <sup>VI</sup>	0.37	1.43	0.22	2.84	3.55	1.84	1.74
Fe <sup>2+</sup>	0.65	0.30	0.91	0.43	0.17	0.17	0.14
Mn	0.022	0.017	0.024	0.018	0.005	0.019	0.004
Mg	1.77	0.75	2.34	1.48	0.58	0.12	0.11
Ca	0.00	0.008	0.044	0.04	0.019	0.00	0.001
Na	0.045	0.00	0.00	0.00	0.00	0.157	0.151
K	0.919	0.536	0.155	0.001	0.002	0.632	0.853
Ti	0.056	0.015	0.008	-	-	-	-
Cr	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.004
Top./Total	7.84	7.07	7.72	8.83	8.33	6.89	7.03

LnK = 11.4529 - 11.4338

Muskovit - biyotit - klorit jeotermobarometre yönteminde (Powell ve Evans, 1983) elde edilen analiz sonuçlarından gidilerek hesaplanan Ln K değeri ilişkili diyagrama yerleştirilerek kayacın uğramış olduğu metamorfizma basınç ve sıcaklık koşulları saptanır (Şekil 6). Şekil 6'ya bakıldığında analiz edilen kayaç örneğinde saptanan reaksiyonun denge koşullarının 2.0 - 5.0 kbar basınç ve 475 - 700°C sıcaklıkta gerçekleştiği görülmektedir.

Granat - klorit - muskovit - biyotit minerallerinden elde edilen mineral kimyası analizi sonuçlarından hesaplanan parametreler yardımıyla metamorfizma sıcaklığının hesaplanması için şu formüllerde ilişkili değerler yerine konularak termometre değeri hesaplanır:

$$T^{\circ}\text{C} = 516 \text{ (Newton ve Haselton, 1981)}$$

$$TC = 482 - 562 \text{ (Ferry ve Spear, 1978)}$$

$$T^{\circ}\text{C} = 440 - 501 \text{ (Dickinson and Hewit, 1986)}$$

$$T^{\circ}\text{C} = 453 - 501 \text{ (Grambling, 1990)}$$

Yukarıdaki değerler kullanılarak Ghent ve Stout (1981) ve Newton ve Haselton (1981) hesaplama metoduna göre elde edilen jeobarometre değerleri şunlardır:

$$P(\text{kbar}) = 4.8 - 5.2 \text{ (Ghent ve Stout, 1981)}$$

$$P(\text{kbar}) = 5 - 5.3 \text{ (Newton ve Haselton, 1981)}$$

## K - Ar JEOKRONOLOJİSİ

İnceleme alanından derlenen örneklerden K - Ar yöntemiyle jeokronolojik yaş tayini yapılabilecek kayalardan muskovit ve biyotit mineralleri manyetik ayırım ve yoğunluklara göre (ağır sıvılar) ayırma yöntemleriyle ayrılmıştır. Bu mineral örnekleri dikkatli bir

## FINDICAK METAMORFİTİNİN METAMORFİZMASI VE YAŞI

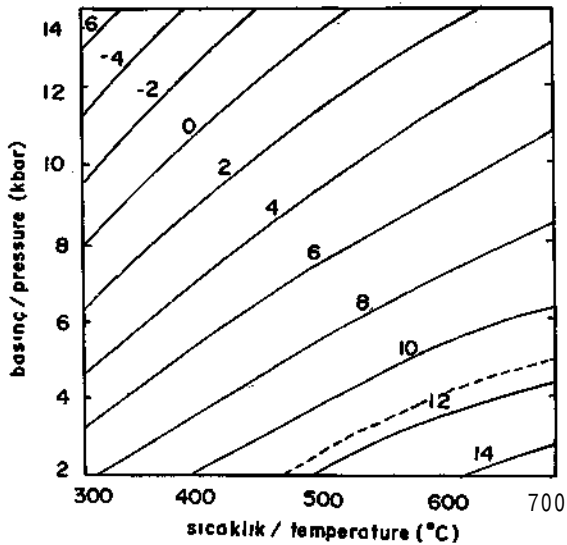
şekilde incelendikten sonra alterasyon gösteren örnekler elenmiş ve muskovit ve biyotit minerallerinden K - Ar yöntemiyle yaş tayini yapılmıştır. K - Ar yöntemiyle jeokronolojik yaş tayininde mineralin oluşumu anında hiçbir radyojenik Argon'un bulunmadığı, Potasyum'un radyoaktif bozunmasıyla oluşan Argon'un kaçmadığı ve mineralin oluşumundan hemen sonra Argon'a kapalı bir sistem haline geldiği varsayımları kabul edilmektedir (Fauer, 1986). Bu varsayımlar, K-Ar yöntemiyle yapılan yaş tayinlerinde elde edilen yaşın mineraldeki Argon'un son dengelenme yaşı olacağını göstermektedir. Dolayısıyla bu yaş, minerali etkileyen son tektono - termal olayın yaşını verecektir.

K - Ar yöntemiyle minerallerden elde edilen yaşlar aşağıda verilmiştir:

MA-41	Muskovit-kuvarşist	Muskovit	71.8±2.3 my
MA-65	Mikaşist	Muskovit	74.311.8 my
MA-211	Mikaşist	Muskovit	77.711.8 my
MA - 60	Kalkşist	Biyotit	72.312.1 my
MA-63	Kalkşist	Biyotit	68.111.8 my

### SONUÇLAR VE TARTIŞMA

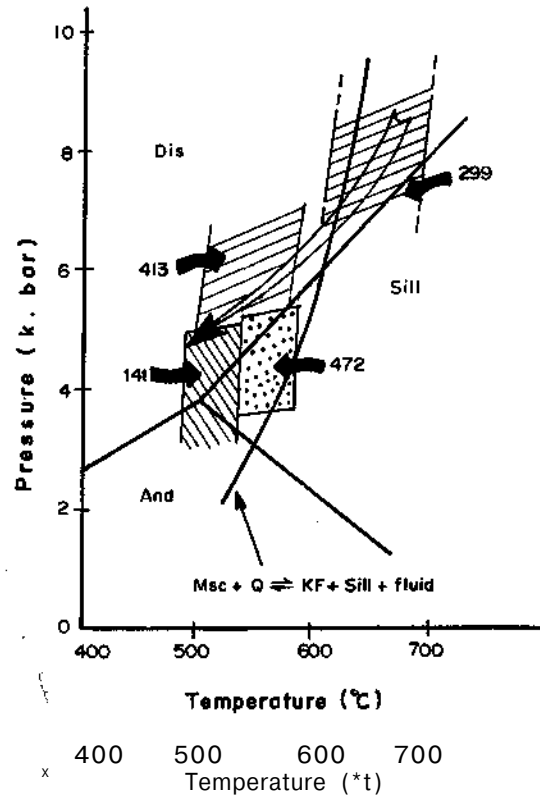
Yıldızeli metasedimanter grubu içerisindeki Fındıcak metamorfite yapılan jeotermobarometre çalışmalarında elde edilen sonuçlar P - T diyagramına aktarıldığında (Şekil 7) analiz edilen örneklerden elde edilen koşulların diğten - sillimanit eğrisi üzerinde 4 kbar'dan 8 kbar'a kadar değişen bir aralıkta değiştiği



Şekil 6. Metin içerisinde verilen reaksiyon için LnK değerleri ve basınç - sıcaklık diyagramı (Powell ve Evans, 1983).

Figure 6. LnK values for reactions given in the paper and pressure - temperature diagram (Powell and Evans, 1983).

görülmektedir. İnce kesitlerdeki gözlemlerden distenin ilk evre ürünü olduğu ve sillimanit gelişimiyle izlendiği belirlenmiştir. Ayrıca analiz edilen MA - 413 nolu örnekte distenin beyaz mikaya dönüşümü de izlenmektedir. Hesaplanan basınç aralığı içerisinde, sıcaklık üst limiti muskovit + kuvars = K - feldispat + sillimanit + su reaksiyonuyla belirlenmektedir. Şekil 7'de inceleme alanı için basitleştirilmiş P - T yolu gösterilmektedir. Şekil 7'ye bakıldığında ilk metamorfik evrenin oldukça yüksek bir basınç evresiyle (M1) belirlendiği görülmektedir. Metamorfitlerin sıg kabuksal düzeylere yükselmesi sırasında oluşan dekompresyon ise metamorfitlerde retrogresyona (M3) neden olmuştur. Jeotermobarometre çalışmalarından elde edilen sonuçlar, mineralojik - petrografik çalışmalardan elde edilen sonuçlarla karşılaştırıldığında; inceleme alanında yüksek basınç metamorfizmasını belirleyen mineral parajenezlerinin bulunduğu görülmektedir. Bu örneklerde gözlenen diğten mineralinin daha sonra fibrolit (sillimanit) mineraline



Şekil 7. Analiz edilen örneklerden elde edilen basınç ve sıcaklık değerlerini gösteren basınç - sıcaklık diyagramı. Alüminyum - silikat üçlü noktası Holdaway (1971)'den alınmıştır. İçi boş ok, olası P - T yolunu gösterir.

Figure 7. Pressure - temperature diagram showing pressure and temperature values obtained from analyzed samples. Aluminium silicate triple point from Holdaway (1971). Open arrow shows a possible P - T trajectory.

paramorfik olarak dönüşümü, sıcaklığın yükselmesini (M2) belirtmektedir (bkz. Kerrick, 1990). Bu veriler; inceleme alanında gözlenen metamorfiteğin ilksel olarak amfibolit fasiyesinin yüksek basınç koşullarında metamorfizmaya (M1) uğradığını ve bu evrenin sıcaklık yükselmesiyle (M2) izlendiğini belirtmektedir. Bu sıcaklık yükselimi ise inceleme alanında yaygın olarak gözlenen ve Üst Kretase - Paleosen yaş aralığında yerleşmiş olan granitoidik intrüzyonların varlığıyla belirlenmektedir. Nitekim, bu intrüzyonlara bağlı olarak gelişen çözeltilerin kayaç içerisindeki milonitik dokulu kısımlarda fibrolit (Şekil 4f) minerallerinin oluşumuna neden olduğu saptanmıştır. Metamorfiteğin sıg kabuksal düzeylere yükselmesini sağlayan tektonik aktiviteler ve bu aktivitelere bağlı olarak gelişen dekompresyon (M3) ise inceleme alanında gözlenen ve yeşilşist fasiyesi mineral parajenezlerini içeren kayaç gruplarının oluşumuna neden olmuştur.

Fındıcak metamorfiteğindeki mikaşist ve kalkıştlerden ayrılan muskovit ve biyotit minerallerinin K - Ar jeokronolojik yaş belirlemeleri, son argon dengelenmesinin Santoniyen - Maestrihtiyen (Üst Kretase) aralığında gerçekleştiğini göstermektedir. Çalışma alanının jeolojik konumu ve yörede gözlenen granitoidik intrüzyonlar gözönüne alındığında; tektonik aktivitelerin ve intrüzyonlardan kaynaklanan sıcaklık yükseliminin muskovit ve biyotit minerallerindeki argon dengesini kolaylıkla bozabilmesi nedeniyle, elde edilen bu yaşların en son tektono - termal aktivitenin yaşı olduğu kabul edilmiştir. İnceleme alanında yüzeyleyen metamorfiteğinin Üst Kretase - Paleosen yaşlı olarak kabul edilen (Tatar, 1977; Yılmaz, 1980) ofiyoitik birimin (Sorhuntu ultramafiti) üzerine bindirmiş olarak gözlenmesi (Alpaslan, 1993). Tersiyer yaşlı birimlerin içerisinde bu metamorfik birimlere ait çakılların bulunması ve Kırşehir yöresinde yapılan çalışmalarda metamorfiteğinin yaşının en azından Mesozoyik öncesi olduğunun belirlenmesi (Erkan, 1975; Tolluoğlu, 1986, 1990) nedeniyle saptanan bu yaşların son metamorfizma yaşı olabileceğini göstermektedir. Derlenen metamorfik kayaç örneklerinde yapılan petrografik çalışmalarda, metasedimentlerin yükselimi (uplift) ile ilgili retrograd metamorfizma izlerinin yanısıra, bu metamorfiteği kesen intrüzyiflerin yol açtığı termal etkiler de gözlenmiştir (Alpaslan, 1993). Bu nedenle, elde edilen bu K - Ar yaşlarının, Kırşehir bloğunun (Görür ve diğ., 1984; Poisson, 1986) veya Orta Anadolu kristalin kırımaşığının (Göncüoğlu ve diğ., 1991; Akıman ve diğ., 1993; Göncüoğlu ve Türeli, 1994) yükselimi ile ilgili son tektono - termal olayların yaşlan olabileceği gibi, intrüzyif kütlelerin yol açabileceği son termal etkilerin yaşlan olabileceği de düşünülmektedir. Diğer taraftan, Erkan ve Ataman (1981) tarafından Kırşehir yöresindeki metamorfik ka-

yaçlarda K - Ar yöntemiyle elde edilen benzer yaşlar da intrüzyif kütlelerin yol açabileceği termal etkinin yaşı olarak yorumlanmıştır. Bu konunun daha ayrıntılı bir şekilde incelenebilmesi için, K - Ar radyometrik yaş tayini yönteminin yanısıra, Ar<sup>40</sup>/Ar<sup>39</sup> yönteminin de kullanılması önerilmektedir.

#### KATKI BELİRTME

Bu çalışma TÜBİTAK - Yerbilimleri Araştırma Grubu tarafından YBAG - 0022 nolu Araştırma Projesi olarak desteklenmiştir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Akıman, O., Erler, A., Göncüoğlu, C., Güleç, N., Geven, A., Türeli, T.K. ve Kadioğlu, Y.K., 1993, Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. In: Keeling, G., Park, R.G. and Rowbotham (eds): Aspects of the Geology of Turkey, Geological Journal, 28, 371 - 382.
- Alpaslan, M., Guezou, J.C., Poisson, A. ve Boztuğ, D., 1991, Structure, kinematic and timing of the Eastern Kırşehir Thrust Complex, EUG - V, Terra Abstracts, 3, 269.
- Alpaslan, M., 1993, Yıldızeli Yöresi (Sivas batısı) metamorfiteğinin Petrolojik incelemesi, C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 359 s., Sivas (yayınlanmamış).
- Alpaslan, M., Guezou, J.C. ve Boztuğ, D., 1995, Structural and Metamorphic features of the Easternmost part of the Kırşehir Block, Second International Turkish Geology Workshop, Sivas, Abstracts, p. 12.
- Dickenson, M.P. and Hewitt, D.A., 1986, A garnet - chlorite geothermometer, Geol. Soc. Am. Bull, Abstract Program., 18, 584.
- Durr, S.T., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. and Seidel, E., 1978, The Median Aegean Crystalline Belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: Closs, H., Rolder, D. and Schmidt, K. (Eds): Alps, Apennines, Hellenides, Inter - Union Comm. Geodyn. Sci. Rep., 38,455 - 477.
- Erkan, Y., 1975, Orta Anadolu Masifinin Güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizmanın petrolojik incelenmesi: H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Doçentlik Tezi, Ankara, 147 s. (Yayımlanmamış).
- Erkan, Y., 1981, Orta Anadolu Masifinin Metamorfizması üzerine yapılmış çalışmalarda varılan sonuçlar: TJK 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı "İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu". 9-11.
- Erkan, Y. ve Ataman, G., 1981, K - Ar metoduyla Orta Ana-



## FINDICAK METAMORFİZİNİN METAMORFİZMASI VE YAŞI

- dolu Masifinin (Kırşehir bölgesi) metamorfizma yaşı üzerine çalışma, H.Ü. Yerbilimleri, 8, 27 - 30.
- Faure, G., 1986, Principles of isotope geology, New York, Wiley, 578 pp.
- Ferry, J.M. and Spear, F.S., 1978, Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contr. Mineral. Petrol, 66, 113-117.
- Ghent, E.D. and Stout, M.Z., 1981, Geobarometry and geothermometry of plagioclase - biotite - garnet - muscovite assemblages, Contr. Mineral. Petrol, 76, 113 - 117.
- Göncüoğlu, C, Toprak, G.M.V., Kuşçu, L, Erler, A. and Olgun, E., 1991, Geology of the western part of the Central Anatolian Massifs, Part I: Southern part, Middle East Technical University (METU) - Turkish Petroleum Corporation (TPAO) Project Report, 140 pp. (Yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, C. ve Türeli, T.K., 1994, Alpine collisional - type granitoids from western Central Anatolian Crystalline Complex, Journal of Kocaeli University, 1, 39 - 46.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, I. ve Şengör, A.M.C., 1984, Paleo - tectonic evolution of the Tuzgölü Basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neo - Tethys closure. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds): The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 17, 455 - 466.
- Grabling, J.A., 1990, Internally consistent geothermometry and H<sub>2</sub>O barometry in metamorphic rocks; the example garnet - chlorite - quartz. Contr. Mineral. Petrol, 105, 617 - 628.
- Holdaway, M.J., 1971, Stability of the andalusite and aluminium silicate phase diagram. Am. J. Sci., 271, 97 - 131.
- Kerrick, D.M., 1990, The Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> polymorphs, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Soc. of America, v. 22, 406 s.
- Koçyiğit, A., 1991, An example of an accretionary forearc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo - Tethys in Turkey, Geol. Soc. Am. Bull., 103, 22 - 36.
- Newton, R.C. and Haselton, H.T., 1981, Thermodynamics of the garnet - plagioclase - Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> - quartz geobarometers. In: Newton, R.C, Navrotsky, A., Woods, B.J. (eds), Thermodynamics of Minerals and Melts. Springer, Berlin - Heidelberg - New York., 131 -147.
- Plyusnina, L.P., 1982, Geothermometry and geobarometry of plagioclase - hornblende bearing assemblages. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 140 - 146.
- Poisson, A., 1986, The Anatolian micro - continent in the Eastern Mediterranean context, The Neo - Tethyan oceanic troughs. Science de la Terre Memoirs, 47, 311 -318.
- Powell, R. and Evans, J.A., 1983, A new geobarometer for the assemblage biotite - muscovite - chlorite - quartz. J. Metam. Geol., 1,331-336.
- Seymen, I., 1981, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin stratigrafisi ve metamorfizm aşısı, TJK Bült., 24, 101 - 108.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O., 1985, Tectonic of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of the Paleo - Tethys. In: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds): The geological evolution of the eastern mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 77 -112.
- Tatar, Y., 1977, Ofiyolitli Çamhbel (Yıldızeli) yöresinin stratigrafisi ve petrografisi, MTA Dergisi, 88, 56 - 72.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1986, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petroteknik incelemeler, H.Ü. Fen Bilimleri Entitüsü, Doktora tezi, Ankara, 237 s., 8 ek (Yayınlanmamış).
- Tolluoğlu, A.Ü., 1990, Orta Anadolu Masifi Kırşehir Metamorfizmasının (Kırşehir kuzeybatısı) petrolojik incelenmesi, C.Ü. Müh. Fak. Dergisi, Seri - A, Yerbilimleri, 6 - 7, 3 - 25.
- Turner, F.J., 1981, Metamorphic petrology: mineralogical, field and tectonic aspects. New York: McGraw Hill. 524.
- Yılmaz, A., 1980, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi. A.Ü. Fen Fak. Jeoloji Kürsüsü, Doktora Tezi, 136 s. (Yayınlanmamış).
- Winkler, H.G.F., 1979, Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Springer - Verlag, New York, 348 s.

Makalenin geliş tarihi: 05.11.1994.

Makalenin yayına kabul tarihi: 12.02.1996.

Received November 5, 1994.

Accepted February 12, 1996.



## Özvatan - Felahiye (Kayseri) dolayının stratigrafisi ve tektoniği

*The stratigraphy and the tectonics of Özvatan - Felahiye (Kayseri) region*

Volkan ÖZAKSOY Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Ankara  
Ergun GÖKTEN Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Ankara

### Öz

İnceleme alanındaki stratigrafi, Kermelik köyünün güney ve kuzey bölümlerinde farklı özellikler sergilemektedir. Kuzey bölümünde, temeli oluşturan Akdağ metamorfikleri ve bunları kesen Kuştepe gabrosu, Silahtar metagraniti ve Atdere fayı üzerinde uyumsuz olarak Lütetiyen yaşlı, karasal ve denizel fasiyeste Malak formasyonu yer alır. Bu formasyon açısal uyumsuz olarak, akarsu ve gölsel fasiyelerle temsil edilen Üst Miyosen - Alt Pliyosen yaşlı Karacaören formasyonu tarafından örtülmektedir. Bu karasal sedimantasyona bazaltik lav akıntıları da eşlik etmiştir. İstif Alt Pliyosen - Kuvaterner yaşlı, karasal klastiklerle temsil edilen Sızır formasyonu ile sona ermektedir.

Kermelik köyünün güneydoğusunda ise en yaşlı birim Üst Kretase - Alt Paleosen yaşlı, derin denizel kireçtaşları ve volkanitlerle temsil edilen, düşük derecede metamorfeleşmeye uğramış olan Tuzla formasyonudur. Bu birim arazide karasal klastikler ve jipslerle temsil edilen Oligosen yaşlı Cevizcik formasyonu üzerine bindirmiş olarak yer almaktadır.

Bölgede metamorfik temel ile Tersiyer yaşlı örtü birimleri birbirlerinden farklı karakterde bir yapısal geometriye sahiptirler. Tersiyer birimleri Neotektonik dönemde gerçekleşmiş olan sıkışma rejim altında, bindirme fayı, kademeli doğrultu atımlı faylar ve bunlara bağlı olarak meydana gelmiş olan eksen düzlemi kıvrımlanmalarıyla bugünkü yapısal geometrilerini kazanmışlardır. Bu sıkışma rejiminin sona ermesi ile bölge bir serbestleme dönemine girmiş ve çok sayıda normal faylanmalar gelişmiştir.

**Anahtar Sözcükler:** Filiş, Akdağ metamorfikleri, Felahiye fayı, Özvatan grabeni.

### Abstract

*The stratigraphy in the investigated area shows different properties in the northern and the southern parts of Kermelik village. Malak formation of Lutetian age, which is represented by terrestrial and marine facies, overlies unconformably the basement, Akdağ metamorphics and Kuştepe gabbro, Silahtar meta granite and Atdere sifoid syenite intruded into them. This formation is overlain by Karacaören formation which is represented by limnic and fluvial facies of Late Miocene - Early Pliocene age with angular unconformity. Subaerial basaltic lava flows which outcrop around Amar at village accompanies to this sedimentation. This succession ends with terrestrial elastics belonging to Sızır formation of Early Pliocene - Quaternary age.*

*The oldest rock unit in the southeast of Kermelik village is Tuzla formation of Late Cretaceous - Early Paleocene age which is represented by low grade metamorphosed pelagic limestone and volcanics. This unit overthrusts to Cevizcik formation of Oligocene age which is represented by terrestrial elastics and gypsum.*

*The metamorphic basement and its Tertiary cover have different structural features with respect to each other in the area. The structural elements of Tertiary units in the area are thrust faults, strike - slip faults and axial plane folds which were created under a compressional regime in Neotectonic period. After that, several normal faults developed during the releasing period of the region.*

**Key Words:** Flysch, Akdağ metamorphics, Felahiye fault, Özvatan graben.

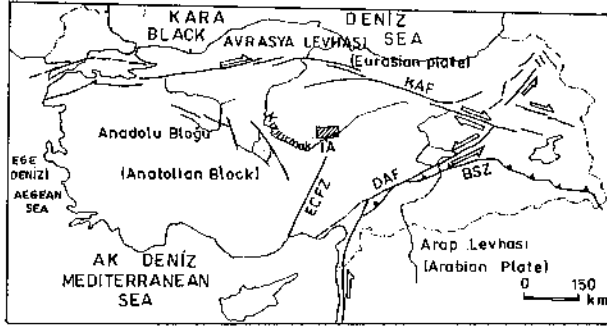
### GİRİŞ

İnceleme alanı Sivas havzasının güneybatı ucunu kapsamaktadır. KD - GB doğrultulu bir uzanımına sahip olan bu havza, ilginç litoloji ve fasiyes özellikleri nedeniyle, uzun yıllardan beri yer bilimcilerin ilgisini çekmiştir. Havza sedimanlarında Ketin (1955, 1963), Lebküchner (1957), Kurtman (1973), Erkan ve diğ. (1978), Gökten (1983, 1993), Sümengen ve diğ. (1987), Tekeli ve diğ. (1992) ve İnan (1993); havzanın temelini oluşturan, geniş anlamda Orta Anadolu Masifi'nin değişik kesimlerinde ise, Erkan (1975, 1980), Gökten (1993), Göncüoğlu (1977, 1981, 1986), Özer ve Göncüoğlu

(1982), Seymen (1984) gibi pek çok araştırmacı çalışmalar yapmışlardır. Bu çalışmanın amacı ise Felahiye, Özvatan (Kayseri) ilçeleri ile (Şekil 1 ve 2) yakın çevresinde yüzeyleyen metamorfik temel ile, özellikle havza sedimanlarının stratigrafik ve yapısal özelliklerini belirleyerek bölge jeolojisine katkı koymaya yöneliktir.

### STRATİGRAFİ

Bu bölümde litostratigrafi birimleri, Kermelik köyünün BKB ve DGD'sunda farklı bir stratigrafik dizilim gösterdiklerinden, kuzey ve güney bölüm başlıkları altında ayrı ayrı ele alınacaklardır (Şekil 3).



Şekil 1. Yer buldum haritası. IA: İnceleme alanı, KAF: Kuzey Anadolu Fay Zonu, DAF: Doğu Anadolu Fay Zonu, ECFZ: Ececiş Fay Zonu, BSZ: Bitlis Kenet Zonu

**Figure 1.** The location map. IA: Investigated area, KAF: North Anatolian Fault Zone, DAF: East Anatolian Fault Zone, ECFZ: Ececiş Fault Zone, BSZ: Bitlis Suture Zone.

## KUZEY BÖLÜM

### Âkdağ Metamorfittleri

Orla Anadolu masiflerinin güneydoğusundaki uzantısını ve çalışma alanının en yaşlı kaya birimlerini içeren bu masif, çalışma alanının kuzey ve batı kesimleri ile Kızılırmak vadisinin de içinden geçerek kazdığı derin vadiler ve Amarat, Hayriye ve Felahiye yerleşimleri dolaylarında geniş bir alanda yüzelemektedir (Şekil 2). Masif başlıca mermer, kuvarsit, mikaşist, fillit ve gnayslarla temsil edilmektedir. Şistler ve gnayslar genellikle serinin alt kesimlerinde, kuvarsitler bazen şistlerle araldanmalı olarak, bazen de mermerlerin üzerinde yer alırken, mermerler genellikle serinin üst kesimlerini meydana getirmektedirler. Bu seri aynı zamanda bileşimi granitten, siyenite kadar değişen ve arazide irili ufaklı mostralara halinde bulunan intrüziyonlar tarafından kesilmiştir (Şekil 2).

Şist: Şistler genellikle metamorfik serinin alt kesimlerinde mostra vermekte olup, mikaşist ve kuvars - mikaşist bileşimindedirler. Lepidogranoblastik doku tipik olup, başlıca kuvars, muskovit ve daha az oranlarda ortoklaz, plajiyoklaz minerallerinden meydana gelmiştir. İncelenen örneklerde kuvars minerallerinin bolluğu ve iri taneli olması yöredeki şistlerin psammitik kökenli olduğuna işaret etmektedir.

Dışten granat gnays: Kuzeybatıda Beştepe'de yaygın olarak gözlenen birim, petrografik olarak lepidogranoblastik doku özelliği sergileyen kuvars, muskovit, biyotit, dışten, granat, plajiyoklaz ve K - feldspat minerallerinden meydana gelmiştir.

Biyotit gnays: Silahtar köyünün yaklaşık 1 km KD'sunda gözlenen birim şistlerle ardalı olarak bulunmaktadır. Lepidogranoblastik dokuya sahip olan kayaç başlıca, kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz ve biyotit mineraleri ile temsil edilmektedir.

Antigorit fillit: Kuzeyde Hamzasultan tepede (Şekil 2) yüzeleyen mermerlerin alt kesimlerinde gözlenmektedir. Lepidoblastik dokuya sahip olan örnek başlıca, antigorit türünden olabilecek serpantin minerallerine sahiptir. Ayrıca talk minerallerine de serpantin minerallerinin bozunma ürünü olarak rastlanılmaktadır.

Mermer: Metamorfik seri içerisinde en yaygın lito-lojiyi oluşturur. Yer yer şistlerle araldanma gösterir. Bol çatlaklı, beyaz, kirli beyaz renkte, orta - ince taneli olup, belirgin bir foliyasyon kazanmıştır. Granoblastik dokuya sahip olan birim başlıca, kalsit minerallerinden meydana gelmiş olup, az miktarda kuvars, muskovit ve opak minarelleri de içermektedir. Ayrıca kalsit mineraleri uğramış oldukları basınç etkisi ile rekristalizasyona ve basınç ikizlenmesine uğramıştır.

Kuvarsit: Genellikle şistlerle araldanmalı olarak gözlenirler. Makroskopik olarak beyaz renkli, 5 - 6 cm kalınlığında, budinaj yapısı sergileyen ince seviyeler halinde izlenirler. Granoblastik ve grift doku özelliği sergileyen kayaç, başlıca kuvars, tali bileşen olarak muskovit, kalsit, apatit ve opak minerallerden meydana gelmiştir.

### Sokulum Kayaçları

Kuştepe gabrosu: Büyüktoraman nahiyesi ile batısında yer alan Karşeyh köyü arasında, Kuştepe, Gültepe ve Evcidir tepeleri civarında, yaklaşık 14 km<sup>2</sup>lik

Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası; 1. Akdağ metamorfittleri, 2. Silahtar metagraniti, 3. Atdere foyid - syeniti, 4. Kuştepe gabrosu, 5. Tuzla formasyonu (Mestrihtiyen - Alt Paleosen), 6. Malak formasyonu (Lütisiyen), 7. Cevizcik formasyonu (Oligosen), 8. Karacaören formasyonu (Üst Miyosen - Alt Pliyosen), 8a. Küpeli konglomera üyesi, 8b. Sultanskisi kireçtaşı üyesi, 8c. Amarat bazalt üyesi, 9. Sızır formasyonu (Pliyo - Kuvaterner), 10. Alüvyon (Kuvaterner), 11. Yatay katman, 12. Katman doğrultu ve eğimi, 13. Dik katman, 14. Folyasyon doğrultu ve eğimi, 15. Antiklinal eksen, 16. Senklinal eksen, 17: Normal fay, 18: Doğrultu atımlı fay, 19: Bindirme fayı, 20: Formasyon sınırı, 21: Olası formasyon sınırı.

**Figure 2.** The geological map of the studied area; 1. Akdağ metamorphics, 2. Silahtar metagranite, 3. Atdere fold - syenite, 4. Kuştepe gabbro, 5. Tuzla formation (Maastricht ion - Lower Paleocene), 6. Malak formation (Lutetian), 7. Cevizcik formation (Oligocene), 8. Karacaören formation (Upper Miocene - Lower Pliocene), 8a. Küpeli conglomerate member, 8b. Sultanskisi limestone member, 8c. Amarat basalt member, 9. Sızır formation (Plio - Quaternary), 10. Alluvium (Quaternary), 11. Horizontal bed, 12. Strike and dip of bed, 13. Vertical bed, 14. Strike and dip of foliation, 15. Anticline axis, 16. Syncline axis, 17. Normal fault, 18. Strike - slip fault, 19. Thrust fault, 20. Contact, 21. Inferred contact.



bir alanda yüzelemektedir (Şekil 2). Koyu gri, yeşil rengi ile arazide kolaylıkla farkedilmektedir. İnce kesitte holokristalen taneseller dokuda olup, başlıca piroksen, plajiyoklaz ve çok az oranda, ikincil oluşumlu kalsit ve epidot minerallerinden meydana gelmiştir. Aşırı derecede sossuritleşme, karbonatlaşma ve opasitleşme göze çarpar. Bunun yanısıra metamorfiklerle olan dokanak kesimlerinde, aşırı derecede serpantinleşmişlerdir.

**Atdere foyid siyeniti:** Hayriye köyünün güneyinde Atdere'nin her iki yakasındaki yamaçlarda mostra verir (Şekil 2). Şist ve mermerler arasına sokulum yaparak dom şeklinde bir yapı kazanmıştır. İlk kez Kraeff ve Pasquare (1966) tarafından petrografi ağırlıklı olarak çalışılmış olan birim, daha sonraları Özkan (1987) tarafından petrografi ve jeokimya ağırlıklı olarak çalışılmış ve litodem adı da ilk kez aynı araştırmacı tarafından verilmiştir. İnceleme alanındaki mostraları çok altere olan birim başlıca, ortoklaz, melanit ve piroksen minerallerinden meydana gelmekte olup bu kesimde sokulum yaşı hakkında ayrıntılı bilgi verebilecek saha verileri sergilememektedir.

**Silahtar metagraniti:** Litodem ismi, Silahtar köyü doğusunda (Şekil 2) yer alan irili ufaklı ve granit bileşimindeki, kataklazma özellikleri sergileyen bilimler için kullanılmıştır. Granit ve alkali feldspat granit bileşimindeki kayalar örneklerinde kuvars ve feldspat minerallerinde basınç etkisi ile kazanılmış kataklazma izleri ve hafif bir yönlenme göze çarpmaktadır. Holokristalin hipidiyomorf taneseller dokuya sahip olan örnekler başlıca kuvars, ortoklaz ve daha az miktardaki biyotit, plajiyoklaz ile tali bileşen olarak apatit, serizit ve opak minerallerden meydana gelmiştir. Mafik minerallerden biyotitler yer yer magma segregasyonu şeklinde oluşup, sonradan hafif bir yönlenme kazanmıştır.

Kuştepe gabrosunun Malak formasyonu tarafından açısız uyumsuzlukla örtülmesi ve Malak formasyonuna ait çökellerin granit çakılları ve blokları içermesi, bu intrüzyonların Lütesiyen'den önce masif içerisine yerleşmiş olduğunu belgelemektedir.

### Örtü Kayaları

#### Malak Formasyonu (Tm)

**Tanım, referans kesiti:** Formasyon adı ilk kez Gökten (1983) tarafından çalışma alanı dışında, Hmzırdağ metamorfikleri üzerine transgressif olarak gelen oluşuklar için kullanılmış olup, çalışma alanında yüzeleyen birimler gerek yaş ve gerekse de litoloji ve ortam benzerliği dolayısıyla formasyon adı değiştirilmeden kullanılmıştır. İnceleme alanımızda formasyonun referans kesiti Yozgat J35 - d2 paftasında yer alan Tuğlaşah köyünün yaklaşık 2 km KB'sında yer alan Karasu deresidir (Şekil 2). Güneyde Silahtar köyü ve yakın çevresinde belirgin olarak yüzelemektedir.

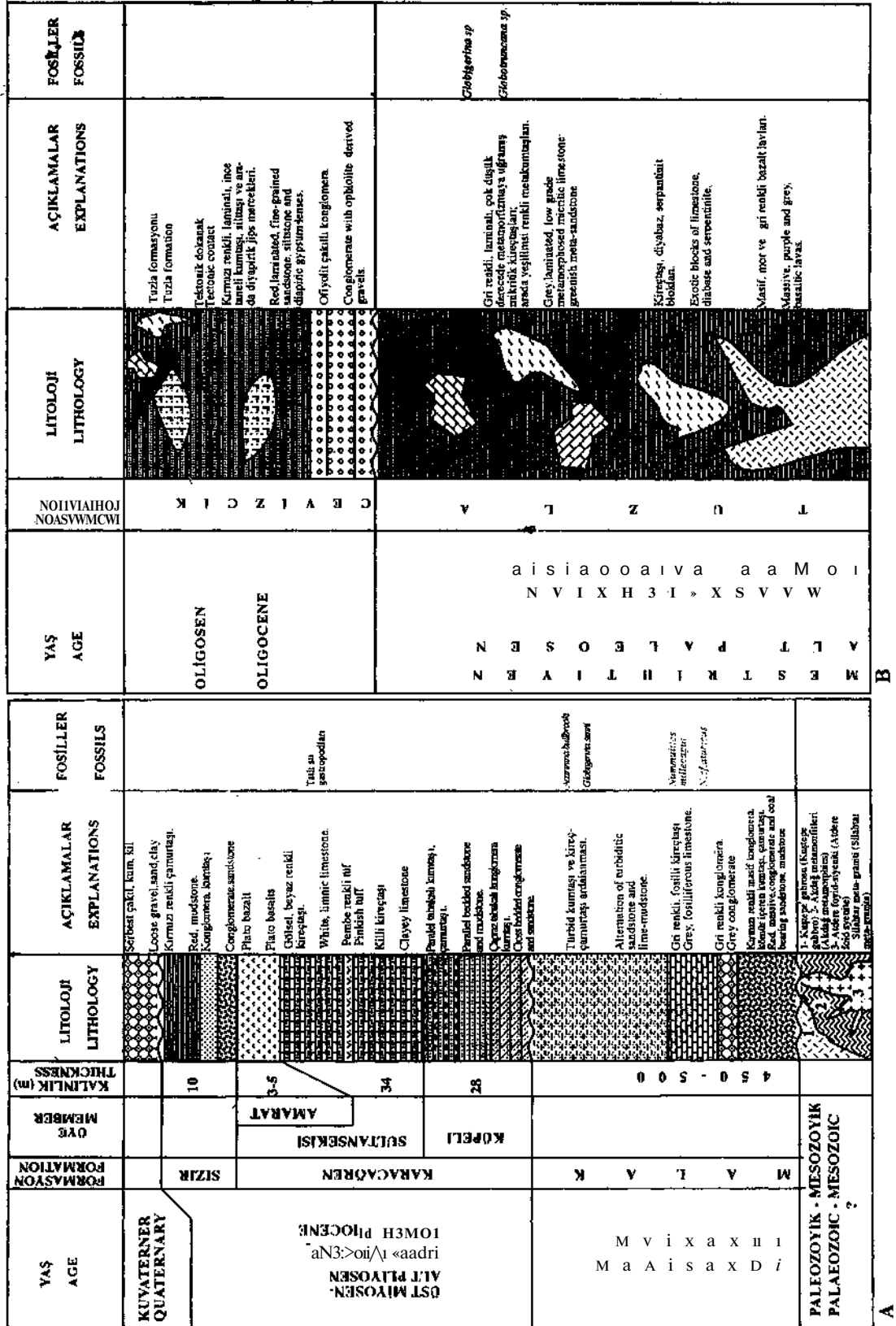
Alt - üst sınırlar, kalınlık ve dağılım: Formasyonun alt sınırı Tuğlaşah köyü kuzeyinde yer alan Karasu deresinde Kuştepe gabrosu üzerine, Silahtar köyü civarında ise masif üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 2). Formasyon Üst Miyosen - Alt Pliyosen yaşlı Karacaören Formasyonu tarafından belirgin bir açısız uyumsuzlukla örtülmektedir. Karasu deresinde yapılan ölçülü kesitte, filiş kesiminin tam kalınlığı ölçülemezmiş olmakla beraber, yaklaşık 450 m lik bir kalınlığa sahip olduğu tahmin edilmektedir.

**Kaya türü:** Formasyon Karasu deresinde tabanda masif, kırmızı renkli 40 - 50 m kalınlığa sahip konglomeralarla başlamaktadır (Şekil 3a). Tamamen metamorfik temelden türemiş olan taneler, çok kötü boylandırmaya sahip olup, köşeli, yarıköşelidirler. Bu birimin üzerine ise gri renkli, kalın tabakalı, normal derecelenme gösteren konglomeratik kumtaşları gelmektedir. Bu kesim yanal ve düşey olarak sarımsı renkli kumtaşları ile gri - krem renkli ve bol makro - mikro fosiller içeren silttaşlarına geçiş göstermektedir. Bu birimin üzerine ise gri, kahverenkli kuvarsarenit, sublitarenit ile gri renkli pelitik tabakaların ritmik ardalanması ile temsil edilen filiş benzeri bir istif gelir. Tabakalar yanal olarak, kalınlıklarında herhangi bir değişim olmaksızın uzun mesafeler boyunca takip edilebilmektedir. Keskin alt ve üst dokanağa sahip, normal derecelenme sergileyen kumtaşı tabakaları tipiktir. Bu tabakalar türbiditik akmanın karakterine uygun özellikler sergilerler. Bir lokasyonda Bouma diziliminin (Bouma, 1962) Ta<sup>1</sup> dan, Te'ye kadar olan tüm bölümleri kesiksiz olarak izlenebilmektedir. Kumtaşı katmanlarının tabanında özellikle oluk izleri yoğunur. Gene alev yapıları, kumtaşları içerisinde mam plastiklastları tipiktir. Pelitik seviyeler ise planktonik fauna bakımından zengindir.

Silahtar köyü çevresindeki istifde Karasu deresindeki istife benzerlik göstermekle beraber, ondan tek farkı, türbiditlere geçmeden önce içerdiği kireçtaşı seviyeleridir. Tabandaki konglomeratik birimleri önce fosilsiz, lamine bir kireçtaşı seviyesi daha sonra da fosilli kireçtaşları ile takip edilerek, filiş tipi tortullarla sona ermektedir. Bununla birlikte tabanda yer alan kırmızı renkli konglomeralar, kırmızı renkli çamurtaşlarına geçiş göstermekte ve Silahtar köyünde yaklaşık 1 - 2 cm kalınlığında linyit bandı içermektedir.

**Ortamsal yorum:** Formasyonun tabanında yer alan konglomeraların, kaya türü bölümünde değinilen özellikleri, bu birimin moloz akması tarzında gelişmiş olan alüvyal yelpaze çökelleri olduğunu ifade etmektedir. Bununla birlikte yoğun demiroksit yıkamaları ile kazanılmış olan kırmızı renk ve kömür seviyesi karasal ortama işaret eden diğer önemli verilerdir. Bu kesimin üzerine gri renkli, normal derecelenme gösteren, fosilli konglomeratik kumtaşları ise, artık karasal ortamın ye-

ÖZVATAN-FELAHİYE (KAYSERİ) STRATİGRAFİSİ VE TEKTONİĞİ



Şekil 3, Çalışma alanına ait genelleştirilmiş stratigrafi kolon kesitleri.

- a) Kermelik köyünün B - KB bölümü.
- b) Kermelik köyünün G - GD bölümü.

Figure 3. The generalized stratigraphic columnar sections of the studied area.

- a) The W - NW part of Kermelik village.
- b) The S - SE part of Kermelik village.

rini, yüksek enerjili bir kıyı ortamına bıraktığını belgelemektedir. Daha geniş yayılıma sahip olan filiş benzeri birimlerin, kimi yerde kesiksiz Bouma sekanslarını içermesi, genelde kumtaşlarının, pelitik düzeylere oranının hemen her yerde birbirine eşit, bazan da fazla olması, taban yapıları, yer yer moloz akmaları ile ortama aktarılmış olan blokların varlığı, türbidit akıntılarının neden olduğu bir sedimantasyonu ve bir denizaltı yelpazesinin iç ve orta kesimlerindeki bir depolanmayı ifade etmektedir.

Fosiller ve yaş: Formasyonun Karasu deresi kesitinde yeralan türbiditlerin kireççamurtaşları seviyelerinden derlenen örneklerde belirlenen:

*Acarinina bullbrooki* (Bolü), *Globigerina senni* (Beckmann), *Globorotalia* sp.

Sakarkaya tepe ve çevresindeki kireçtaşları ile bunların üzerine gelen filiş içerisinde belirlenen,

*Acarinina bullbrooki* (Bolli), *Globigerina senni* (Beckmann),

*Nummulites millecaput* BOUBÉE (A formu),

*Nummulites* cf. *aturicus* Joly ve Leymerie, *Textidaria* sp., *Rotalia* sp. *Globorotalia* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Europeritia* sp., *Discocyclina* sp., *Assilina* sp., *Operculina* sp., *Lagenidae*, gibi mikrofosillere dayanarak formasyonun Lütesiyen yaşında olduğu belirlenmiştir.

Deneştirme: Formasyon daha önce Gemerek ilçesinin doğusunda, Hınzırdağları eteklerinde mostra veren ve daha önce Erkan (1978) tarafından "Malakköy" ve Gökten (1983) tarafında da Malak formasyonu olarak tanımlanmış olan birimlerde deneştirilmiştir. Yine Gökten (1993) tarafından kuzeyde Yıldızeli ilçesi ve yakın çevresinde Akdağ metamorfitleleri üzerine uyumsuz olarak gelen Çağlayan formasyonu ve Tekeli ve diğ. (1992) tarafından tanımlanmış olan Beyyurdu formasyonu ile deneştirilebilir.

Karacaören Formasyonu (Tk)

Tanım ve referans kesiti: Formasyon adı ilk kez Gökten (1983) tarafından Gemerek ilçesinin doğusunda yüzeyleyen Pliyosen yaşlı, akarsu, gölsel ve volkanik, volkanoklastik oluşuklar için kullanılmıştır. Çalışma alanındaki birimlerle litoloji, fasiyes ve yaş benzerliğinden dolayı, formasyon adı değiştirilmeden kullanılmıştır. Çalışma alanındaki referans kesiti ise, Özvatan ilçesinde içinde bulunduğu vadi ile Sultansekisi platosunun yamaçlarıdır (Şekil 2).

Alt ve üst sınırlar: Batıda Tuğlaşah köyünün kuzeyinde Malak Formasyonu üzerine ve doğuda Hayriye köyü civarında metamorfitleler üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Formasyon, uyumlu olarak Sızır formasyonu tarafından üstlenmektedir (Şekil 2).

Kaya türü: Altta akarsu kökenli konglomera ve kumtaşları ile temsil edilen birim, üstte gölsel nitelikli kireçtaşı, kıltaşı, tuf arakatlılan ve karasal lavlarla sona ermektedir (Şekil 3a).

Formasyon belirgin litoloji farklılıklarına dayanan üç üyeye ayrılarak incelenmiştir.

Küpeli konglomera üyesi (Tkk)

Tanım ve referans kesiti: Üye adını çalışma alanı dışında, Sultansekisi platosunun doğu yamacında yer alan Küpeli köyünden almıştır. Referans kesiti platosunun doğu ve batı yamaçlarıdır.

Alt - üst sınırlar yayılım ve kalınlık: Küpeli üyesinin alt sınırına ait özellikler formasyon tanımlanırken verilmişti. Üyeyi temsil eden kırıntılı akarsu tortullarının üzerine, Sultansekisi kireçtaşı üyesine ait olan gölsel kireçtaşları uyumlu olarak gelmektedir. Amarat nahiyesi dolaylarında ise üst dokanak, Amarat bazalt üyesi tarafından sınırlanmaktadır. Üye özellikle Sultansekisi platosunun yamaçları boyunca belirgin olarak izlenmektedir. Bu kesimlerde yaklaşık 28 m kadar bir kalınlık ölçülmüştür.

Kaya türü: Üye Küpeli köyü civarında, tabanda çapraz tabakalı, normal derecelenme sergileyen konglomeralarla başlar (Şekil 3a). Bu birimin üzerine ise bej renkli, gevşek dokulu, arada çakıl mercikleri ve kalış düzeyleri içeren ince tabakalı ve ince taneli kumtaşları gelir. Bu seviye üzerinde ise, tabanı aşınmak, kanal dolgusu geometrisine sahip konglomeralar yer alır. Konglomeralar kötü boylanmak, olup, tane boyu en fazla 4 cm dir. Çakıllar genellikle ofiyolit, magmatik ve metamorfik kökenlidir. Üst kesimlere doğru giderek tane boyu azalarak, çok daha küçük ölçekli çapraz tabakalı kumtaşlarına geçen istif, önce paralel tabakalı, ince taneli kumtaşları ve daha üstte yer alan yer yer cm kalınlığa sahip çakıl mercikleri içeren paralel laminalı kumtaşı - silttaşları ile takip edilerek sona erer.

Sultansekisinin batı yamaçlarında ölçülen kesitte, tabanda yaklaşık 10 m kalınlığa sahip, bej renkli, polijenik çakıllı, tane boyu 1 - 5 cm arasında değişen, tane destekli, kötü boylanmak, az yuvarlak konglomeralarla başlamaktadır. Bu seviyenin üzerine ise yaklaşık 18 m kalınlığa sahip, bej renkli, teknesmi çapraz tabakalanmalı kumtaşlarına geçerek sona erer.

Fosiller ve yaş: Çalışma alanında yaş verebilecek herhangi bir fosil topluluğuna rastlanılmamıştır. Yaş ile ilgili tek saha verisi, birimin Lütesiyen üzerinde açılı uyumsuz olarak yer almasıdır. Bununla birlikte birimin yaşının, Sümengen ve diğerleri (1987) tarafından, Uzunyayla yöresinde benzer litoloji içerisinde bulmuş oldukları küçük memeü faunasına dayanarak verdikleri Üst Miyosen - Alt Pliyosen olduğu düşünülmektedir.



## ÖZVATAN-FELAHİYE (KAYSERİ) STRATİGRAFİSİ VE TEKTONİĞİ

Ortamsal yorum: İstif içerisinde görülen, kanal ve oyu - dolgu yapıları, teknesi çapraz tabakalanmalar, çakıl imbrikasyonları, normal derecelenme tipik olarak akarsu ortamında depolanmaya işaret eden önemli kriterlerdendir. Birim içerisindeki alt fasiyesler Miall (1978)'e göre yorumlanmıştır. Laminallı, kalış düzeyleri içeren ince taneli kumtaşı (Fi) taşkın ya da setüstü depolandır. Bu fasiyeste kalış tipi oluşumların varlığı, depolanmanın zaman zaman kesildiğini ve kurak iklim şartlarını ifade etmektedir. Tabanı aşmalı ve Gm litofasiyesine karşılık gelen, masif ya da zayıf çapraz tabakalanma sergileyen, çakıl imbrikasyonuna sahip konglomeralar ile yanall olarak geçiş gösterdiği teknesi çapraz tabakalı, tabanı erozyonal dokanaklı, Gp fasiyesini temsil eden konglomeralar tipik olarak örgülü akarsu sistemindeki, kanal batı depolanmasına işaret etmektedir. Bu birimlerin daha üst kesimlerinde yer alan ve nispeten alt akış rejimini ifade eden, çapraz tabakalı kumtaşları (St) ve Fi fasiyesine karşılık gelen paralel laminallı, ince taneli kumtaşı - silttaşları ise bu sistem içerisinde çökelmiş olan ve taşkın dönemlerini yansıtan setüstü depolarını ifade etmektedir.

### Sultansekisi kireçtaşı üyesi (Tks)

Tanım ve referans kesiti: Adını çalışma alanının doğusunda yer alan Sultansekisi platosundan alan üye, ilk kez Sümengen ve diğ. (1987) tarafından, adlandırılmıştır. Çalışma alanındaki referans kesiti Sultansekisi platosu ve yamaçlarıdır (Şekil 2).

Alt - üst sınırlar, yayılım ve kalınlık: Üyenin altında, Küpeli üyesine ait akarsu oluşukları yer almaktadır. Bununla birlikte, Büyüktoraman nahiyesi, Bodurbayır tepe ve Küçükdikmen tepe çevresinde, tüfler tarafından örtülmüştür. Üye Sultansekisi platosu, Özvatan ilçesi ve kuzeyindeki metamorfik temel arasındaki geniş bir alanda yüzeylenmektedir. Sultansekisi kesitinde yaklaşık 34 m kadar bir kalınlığa sahiptir.

Kaya türü: Üye altta beyaz renkli, kil oranı oldukça yüksek killi kireçtaşları ile başlamaktadır. Üst kesimlere doğru ise, kil oranı giderek azalarak 2.5 - 3 m kalınlığındaki beyaz renkli, sert dokulu, yoğun gözenekli ve yer yer pizolitik kireçtaşları ile sona ermektedir.

Fosiller ve yaş: Çalışma alanında kesin yaş verebilecek fosil topluluğuna rastlanılmamıştır. Gökten (1983) benzer oluşukları, stratigralik ilişkilerine dayanarak Pliyosen yaşında kabul etmiştir. Sümengen ve diğ. (1987) ise, bulunmuş oldukları omurgalı fosillere dayanarak, Üst Miyosen - Alt Pliyosen yaşını vermişlerdir. Bu çalışmada da üyenin yaşı Üst Miyosen - Alt Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Ortamsal yorum: Çalışma alanında killi kireçtaşları içerisinde iyi korunmamış tatlı su gastropodlarının

yer alması, kireçtaşlarının yoğun gözenekli ve pizolitlenmiş olması, birimin gösel nitelikli olduğunu göstermektedir.

Deneştirme: Gökten (1983) tarafından, Gemerek ilçesi dolaylarındaki gösel killi kireçtaşları için adlandırılmış olan, Yenyapan killi kireçtaşı üyesi ile deneştirilebilir.

### Amarat bazalt üyesi (Tka)

Tanım, tip yeri: Üye adını çalışma alanının güneybatısında yer alan Amarat nahiyesinden almaktadır. En belirgin olarak Amarat nahiyesinin güneyindeki platoda ve güneydoğusundaki Kaşkaya mevkiinde gözlenmektedir (Şekil 2).

Alt ve üst sınırlar: Üye, Karacaören formasyonuna ait kırıntılı akarsu oluşuklarını örtmektedir. Üzerinde ise Kuvaterner yaşlı olabilecek alüvyonlar yer almaktadır.

Kaya türü: Birim makroskopik olarak siyah renkli ve bol gaz boşlukludur. Kalınlığı 3 - 5 m arasındadır. Mikroskopik olarak ise, intersertal dokuda olup, mikrolit boyutundaki plajiyoklazların birbirlerini engellemeli bir şekilde kesip, aralarına ojit minerallerini almasıyla esas yapısını oluşturmuştur. Ojit ve plajiyoklaz mineralleri fenokristaller şeklinde görülürler. Plajiyoklazlar sönme açalarına göre labrador bileşimini vermektedirler. Ojit minerallerinin hemen hemen tamamı, kenar ve çatlak zonlarından itibaren idingsitleşmişlerdir. Bunun yanı sıra kayaç içerisinde epidot ve opak mineraller tali bileşen olarak yer almaktadırlar.

Yaş ve ortamsal yorum: Birimin yaşı, stratigrafik konumu bakımından Alt Pliyosen olarak düşünülebilir. Bununla birlikte neotektonik faaliyet Orta Anadolu'da oldukça etkin olmuştur. Bunlardan Erciyes volkanizmasının, Amarat bazaltı ile jenetik açıdan ilgisi olduğu söylenebilir. Erciyes volkanizmasının, Üst Miyosen'de başladığı ve tarihsel çağlara kadar sürdüğü bilinmektedir (Ketin, 1963). Bu nedenle Amarat bazaltının en azından Erken Pliyosen yaşında olduğu söylenebilir. Yakın çevrede herhangi bir çıkış merkezinin bulunmaması, bazaltın bir yarık volkanizması şeklinde yüzeye ulaşmış, aktığını (plato bazalt) ve bugünkü görünümüne ulaştığını ifade etmektedir.

Deneştirme: Amarat bazalt üyesi daha önce Gökten (1983) tarafından Şarkışla dolaylarındaki Adatepe bazalt üyesi, Sümengen ve diğ. (1987) tarafından kuzeyde yüzeyleyen Hardal bazaltı ile deneştirilebilir.

### Sızır Formasyonu (TQs)

Tanım ve referans kesiti: Formasyon adı ilk kez Sümengen ve diğ. (1987) tarafından verilmiştir. Adını çalışma alanı dışında yer alan Sızır köyünden almaktadır. Çalışma alanında ise Büyüktoraman nahiyesinin

kuzeydoğusundaki Akdağ metamorfitlelerinin güney kenarı boyunca ve kalınlığı değişen, yaklaşık D - B doğrultulu bir şerit halinde izlenmektedir (Şekil 2).

**Alt - üst sınırlar ve kalınlık:** Formasyon kuzeyde, doğrudan Akdağ metamorfite üzerine uyumsuzlukla gelmektedir. Ancak güneye doğru ise, uyumlu olarak Sultansekisi kireçtaşı üyesi üzerine gelmektedir. Kalınlığı oldukça değişken olup, güneye doğru 10 m lik bir kalınlığa kadar ulaşabilmektedir.

**Kaya türü:** Formasyon altta, Büyükdikmendede, Kuyucak ve Küçükkarlık tepelerinin güney eteklerinde polijenik çakıllı konglomeralarla başlamaktadır. Açık kırmızı renk tonundaki konglomeralar, kötü boylanmaya sahip olup, çakılların tamamını Akdağ metamorfite-rinden almıştır. Çakıllar genellikle köşelidirler. Yanal olarak çakıllı kumtaşlarına ve nihayet kırmızı renkli kilttaşlarına geçerek sona ererler.

**Fosiller ve yaş:** Çalışma alanında formasyona ait yaş verebilecek herhangi bir fosil topluluğuna rastlanılmamış olmakla beraber muhtemel olarak Pliyo - Kuvarterner yaşında olabilir.

**Ortamsal yorum:** Formasyonun alt kesiminde yer alan konglomeraların kötü boylanmaya ve breşik yapıya sahip olması ve killi birimlere geçiş göstermesi, o dönemde gelişmiş olabilecek faylanmaya bağlı olarak ortaya çıkmış olan, çok sayıda yan yana bulunan küçük alüvyal yelpaze tortullarından oluşmuştur.

## GÜNEY BÖLÜM

### Tuzla Formasyonu (KTt)

**Tanınm ve referans kesiti:** Formasyon adı ilk kez Tekeli ve diğ. (1992) tarafından, Tuzla gölü batısındaki volkanik, volkanoklastik ve pelajik kireçtaşları ile temsil edilen birimler için kullanılmıştır. İnceleme alanında ise, Yağmurbeyli köyü, Kurttepe, Evranseki tepe, Göztepe dolaylarında belirgin olarak izlenmektedir (Şekil 2).

**Alt ve üst sınırlar:** Formasyon çalışma alanı içerisinde Oligosen yaşlı Cevzicik formasyonu üzerine itilmiş olarak izlenir. Bu nedenle formasyonun taban dokanağı çalışma alanı içerisinde gözlenmemektedir. Ancak daha doğuda Tuzla gölü yakınında ofiyolitli melanaj ile tektonik dokanakta bulunmaktadır (Tekeli ve diğ. 1992).

**Kaya türü:** Formasyon çalışma alanı içerisinde alttan üste doğru, bazalt lavları, metakumtaşları, laminai kireçtaşları ve bunlar içerisinde yer alan olistolitlerle temsil edilirler (Şekil 3b). Karaçalık tepe çevresinde mostra veren lavlar, mor - koyu gri renkli, masif ve loblu bir görünüme sahiptir. Ojit bazalt türündeki kayac hyaloplitik doku özelliği sergileyen ojit, klorit, plajiyoklaz mikrolit ve kristalitleri ile daha az oranlarda biyotit,

kalsit ve opak minerallerden meydana gelmiştir. Ojit mineralleri, kenar kısımlarından itibaren kloritleşerek kelfitik korona dokusu sergilemektedir. Gözenekler ve çatlaklar sekonder olarak beyaz renkli kalsit mineralleri tarafından doldurulmuştur. Kayaç içerisinde çıplak gözle farkedilebilen kalsit, plajiyoklaz ve klorit mineralleri basınç etkisi ile uzamış ve belirgin bir lineasyon kazanmışlardır.

Bu birim üzerine gelen kireçtaşları ise laminai olup, taze yüzeyleri gri renklidir. Yoğun gerilmeler etkisi ile, sahada ondülasyonlar yapan, dik ve dike yakın durumda yapraksı bir yapı sergiler. Mikroskop altında rekristalize olmuş *Globigerina* sp., *Globotruncana* sp. gibi pelajik ortamı ifade eden fosiller içerir. Dunham (1962)'ye göre kireç çamurtaşı bileşimindedir. Laminai kireçtaşları ile yer yer aratabakalı olarak yeşilimsi gri renkte, sert dokulu, yoğun makaslama çatlakları içeren metakumtaşları yer alır.

Bunun yanı sıra yukarıda sözü edilen laminai kireçtaşları içerisinde, özellikle Kömürlü sırtı ve Evranseki tepe çevresinde dev kristalize kireçtaşı, diyabaz, serpantin ve radyolaryalı kuvarsit türündeki bloklar yer alır.

**Fosiller ve yaş:** Daha önce Lebküchner (1957), Gökten (1983) ve Tekeli ve diğ. (1992) nin yapmış oldukları paleontolojik determinasyonlara göre, formasyon Mestrihtiyen - Alt Paleosen yaşındadır. Bu çalışmada yukarıdaki yaş verilerine ilave olarak, formasyon içerisinde yer alan egzotik kireçtaşı bloklarının yaşları, içerisinde bulunan;

*Aulotortus sinuosus* (Weynschenk), *Aulotortus* sp. fosillerine dayanarak, Üst Triyas (Noriyen - Resiyen) olarak belirlenmiştir.

**Ortamsal yorum:** Formasyonun hakim litolojisini oluşturan kireçtaşlarının laminai olması ve pelajik fauna içermesi, pillow lav şeklinde bazalt lavları içermesi, derin denizel bir ortama işaret etmektedir. Bununla birlikte, havzaya olistolitler şeklinde tektonosedimanter yolla yerleşen dev bloklar ve sualtı volkanizması, ortamın tektonik etkinliğini göstermesi bakımından önemlidir.

**Deneştirme:** Formasyon, daha önce Erkan ve diğ. (1978) tarafından Şarkışla - Gemerek hattının, güneyinde kalan alanda yüzeyle yen benzer oluşuklar için kullanmış oldukları Elmadağ formasyonu ile deneştirilebilir.

Tuzla formasyonu, Demirtaşlı ve diğ. (1984) tarafından tanımlanmış olan, Geç Kampaniyen - Mestrihtiyen yaşında olan ve Ereğli - Ulukışla havzasının en yaşlı metasedimanter ünitesi olan, başlıca pelajik kireçtaşları ve içerisindeki ofiyolitik olistostrom, olistolit ve aglomeralarla temsil edilen Çiftelen formasyonu ile korelasyon güçlüğüne rağmen yaş ve litoloji benzerliği bakımından deneştirilebilir.



Tuğlaşah senklinali: Tuğlaşah köyünden geçerek, güneyde Aktepe'ye kadar uzanan ve yaklaşık 2 km kadar takip edilebilen açık kıvrım niteliğindeki (Fleuty 1964) bir senklinaldır (Şekil 2 ve 4). Kıvrım asimetrik ve eksen dalımlıdır. Kıvrım ekseninin durumu  $K20^{\circ}D$ ,  $10^{\circ}$ 'dur. Eksenin batısındaki kanatta katman eğimleri  $10^{\circ}$ , doğusundaki kanatta ise  $20^{\circ}$  kadardır. Ayrıca Ak-yokuş tepenin güneybatısında ise senklinalin güney kanadı yeniden kıvrılarak, eksen düzlemi kıvrımlanmalarını meydana getirmiştir. Bu kıvrımların eksenleri ise  $D - B$ ,  $K85^{\circ}D$ ,  $K85^{\circ}B$  gidişine sahiptirler.

Sakarkaya kıvrımları: Sakarkaya tepenin kuzey-batı yamaçlarında yüzeyleyen Malak formasyonunun filiş kesiminde devrik, izoklinal kıvrım geometrisi egemendir. Gene Sakarkaya tepeden güneye doğru bir seri antiklinal ve senklinalardan oluşan kıvrımlar izlenmektedir (Şekil 4). Bununla beraber bu kıvrımların kanatlarında ikinci dereceden kıvrımlanmalara da rastlanılmaktadır. Bu durum Eosen sonrasında formasyonun iki evreli bir deformasyona uğramış olduğu belgeleme-si bakımından önemlidir.

#### Neotektonik Dönem

Felahiye Fayı: Felahiye ilçesinden geçerek, Özde-re'si boyunca yaklaşık  $K55^{\circ}D$  doğrultusu ile hafif bir kavis çizerek uzanan fay hattı çalışma alanı içerisinde yaklaşık 9 km'lik bir uzunluğa sahiptir (Şekil 4). Fay hattının arazide, hava ve uydu fotoğraflarında göze çarpan en belirgin özelliği, uzun mesafeler boyunca takip edilebilen çizgiselliğidir. Bununla birlikte Özde-re'sinin doğusundaki yamaçlarda belirgin olarak izlenen kesilmiş sırtlar ve ortaya çıkan üçgen yüzeyler fayın varlığına işaret eden önemli fizyografik kriterlerdendir (Billings 1972). Fay hattı boyunca litoloji birimlerinin inkompetan özelliğe sahip olmasından dolayı, fay düzlemine ve ona ait karakteristiklere rastlanılmamıştır. Fay başlıca Malak ve Karacaören formasyonlarını etkilemiştir. Hava ve uydu görüntülerinde fayın kuzey ucunun çatallanmış olduğu dikkati çeker (Şekil 4). Fayın çatallanan iki ucu arasında kalan ve elips şeklinde bir geometriye sahip olan Küçükburun tepe sıkışma etkisi altında kalarak basınç sırtı olabilecek bir görünüm kazanmıştır. Çalışma alanında daha önce İnan (1993) tarafından belirlenmiş olan ve Felahiye fayı ile aynı doğrultuya sahip olan, doğrultu atımlı sol yönlü Taşlık fayı ve Kızılırmak fayı zonu göz önüne alındığında (Şekil 4) ve teorik olarak KG yönlü sıkışmaların eseri olması durumu sol yanal karakterli olması gerektiğini düşündürmektedir.

Kermelik fayı: Kermelik köyünün güneyinde yer alan bu fay Tuzla formasyonunun, Cevizcik formasyonu üzerine itilmesine neden olmuştur (Şekil 4). Çalışma alanında Cevizcik formasyonunun  $60^{\circ}$  ile güneye Tuzla formasyonunun altına eğimlenmiş olduğu açık olarak

izlenmektedir. Cevizcik formasyonu bu haliyle tektonik pencere durumundadır. Bu durum Kavaklı ve Kaçak sırtlarında açık olarak izlenmektedir (Şekil 2).

Özvatan Fayları: Özvatan ilçesinin içerisinde bulunduğu vadide yüzeyleyen Karacaören formasyonuna ait birimleri etkilemiş olan çekim fayları ile ortaya çıkmış bir çöküntü alanıdır (Şekil 4). Fay düzlemleri kavisli oldukları için düşen tavan blokları, hareket yönünün aksi tarafına doğru, eğim kazanmışlardır (tilting). Bu şekilde yaklaşık KG doğrultusunda uzanan graben kuzeye doğru etkisini kaybetmektedir.

#### PALEOCOĞRAFİK VE TEKTONİK EVRİM

Orta Anadolu'da Kırşehir, Akdağmadeni ve Niğde yörelerinde geniş bir alanda yüzeyleyen metamorfik kütleler, Orta Anadolu Masifi olarak bilinmektedir. Önceki çalışmalardan masifin, orta basınç - yüksek sıcaklık (Erkan 1975, 1980 ve Gökten 1993) ile düşük basınç - yüksek sıcaklıkla, orta basınç - yüksek sıcaklık tipine değişen (Göncüoğlu 1977, 1981) şartlar altında, pelitik, psammitik, kuvarsitik, evaporitik aratabakalarla, kireçtaşı, manı aratabakalı, çörtlü ve bitümlü kireçtaşları ile ultrabazik kayaların (Seymen 1984, Göncüoğlu 1977, 1981, 1986, Özer ve Göncüoğlu 1982 ve Gökten 1993) bölgesel bir metamorfizmaya uğradığı bilinmektedir. İnceleme alanındaki metamorfitlerin yaygın olarak  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  ve  $SiO_2$  içeren mineral topluluklarına sahip olmaları ve kuvars ve feldspatların önemli bir bileşen olarak yer alması sedimanter kökene işaret etmektedir (Barker 1990). Bununla birlikte Hamzasultan tepesi civarında mermerlerin altında gözlenmiş olan antigorit fillitler ofiyolitik katılımlara işaret etmektedir. Beştepe dolayında mostra veren diştin - granat gnayslarda gözlenen diştin + granat + feldspat + biyotit + muskovit parajenezi yaklaşık  $500^{\circ}C$  sıcaklık ve 6 - 7 kbarlık bir basınca karşılık gelmektedir (Winkler 1979). Barker (1990)'a göre yukarıda belirtilen mineral parajenezi, amfibolit fasiyesi şartlarını karakterize etmektedir. Bununla birlikte çoğu örnekte gözlenmiş olan biyotit minerallerinin klorite dönüşmüş olması retrograd metamorfizmanın varlığına da işaret etmektedir. Metamorfitleri kesen intrüz illerin yaşları konusunda daha önce Ayan (1963) ve Ataman (1972)'in masifin değişik kesimlerinde belirledikleri Üst Kretase - Paleosen aralığı saha verileri ile uyum göstermektedir. İlk olarak, Orta Eosen istifi içerisinde görülen metamorfik kökenli çakılların ve yer yer granit bloklarının varlığı, Paleosen'den, Orta Eosen'e kadar geçen evrenin, Akdağ metamorfitlerinin yükseldiği bir evre olduğunu göstermektedir. Gökten (1983) tarafından, Üst Kretase - Paleosen aralığında yaygın bir havza karakterinde açılmış olduğu belirtilen Şarkışla havzasının çalışma alanının kuzeydoğusunda Kaleköy formasyonu çökelerken, çalışma alanı içerisinde kalan kesiminde yaygın bölgede Tuzla formasyonuna ait oluşuklar çökelmıştır.

## ÖZVATAN-FELAHİYE (KAYSERİ) STRATİGRAFİSİ VE TEKTONİĞİ

Malak formasyonunun tabanında görülen kalın alüvyal yelpaze tortulları yoğun bir tektonik aktiviteye bağlı olarak gelişmişlerdir. Gerilme altında kalan bölge, Eosen istifinin altında varolduğu düşünülen faylar yardımıyla çökmüş ve transgresyon gerçekleşmiştir. Orta Eosen sonlarında ise deniz bölgeyi terketmiştir. Görür ve diğerleri (1984), Orta Eosen sonrasında çekilen denize bağlı olarak gelişen molas havzasında yaygın kırmızı tabakalar ve evaporitlerle karakterize edildiğini belirtmektedirler. Çalışma alanında da, Oligosen'de Eosen denizinden arta kalan kapalı lagün ve göllerde, arit iklim koşulları altında gerçekleşen jips çökelimine, menderesli akarsu kökenli kırmızı renkli tortullarda eşlik etmişlerdir.

Orta Anadolu, Orta Miyosen'de oblik faylarla sınırlı gerilme kökenli havzalarla temsil edilmektedir ("ova rejimi", Şengör, 1980). Bu dönemin başında Tuzla formasyonu, Cevizcik formasyonu üzerine bindirmiştir. Yine bu sıkışmalı rejimin eseri olan, doğrultu atımlı faylar da (Felahiye fayı ile İnan, 1993 tarafından tanımlanan, Taşlık ve Kızılırmak fayları) bu dönemde gelişmişlerdir.

Neotektonik dönemde gelişen sıkışmalara bağlı olarak yükselen bölgede yoğun akarsu faaliyetleri gerçekleşmiş ve Küpeli konglomera üyesi çökelmiştir. Daha sonra etkinliği azalan örgülü akarsu sistemleri, yerini menderesli akarsulara ve nihayet Sultanekisi göl havzasının bırakmıştır. Bir yandan Erciyes volkanizması ile ilgili olabilecek tüller göl sedimantasyonuna eşlik ederken, öte yandan da plato bazaltlarda bölgeye yayılmışlardır. Bu dönemden, günümüze kadar bölgede yükselme ve serbestleme rejimi sonucunda, blok faylanmalarla oransal yükselmeler ve çökmeler (Özvatın grabeni) meydana gelmiş ve bunun sonucunda Karacaören formasyonuna ait oluşuklar 5° - 10° kadar eğim (tilting) kazanmışlardır.

### SONUÇLAR

1- İnceleme alanındaki metaniorfitler, sedimanter (semipelitik, psammitik ve karbonat) ve kısmen de ultramafik kökenli kayalar olup, amfibolit fasiyes şartları altında bölgesel metamorfizmaya uğramışlardır. Masifi kesen irili ufaklı intrüzyonlarda düşük derecede kataklastik metamorfizma izine rastlanılmıştır.

2- Tuzla formasyonu içerisinde yer alan rekrystalize kireçtaşı bloklarında Alt Triyas yaşını veren fosiller belirlenmiştir.

3- Lütesiyen yaşlı Malak formasyonu tabanda alüvyal yelpaze tortulları ile başlayıp, sığ ve derin denizel tortullarla devam eden transgressif bir istif niteliğindedir.

4- Alt Paleosen'den, Lütesiyen'e kadar geçen evre Akdağ metamorfizmasının yükseldiği bir evredir.

5- Felahiye fayı ve Özvatın fayları ilk kez bu çalışmada tanımlanmışlardır. Malak formasyonunda yer alan kıvrımlar iki evreli bir deformasyonun izlerini taşırlar. Paleotektonik dönemde gelişmiş olan ve KD - GB gidişli eksenlere sahip olan kıvrımlar, neotektonik dönemde eksen düzlemi kıvrımlanmasına uğrayarak, kanatlarında, yaklaşık DB gidişli eksenlere sahip kıvrımlar gelişmiştir.

### KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde gerekli lojistik olanakları sağlayan TPAO yetkililerine ve kamp şefi Jeoloji Yüksek Mühendisi Yaşar Kesgin'e teşekkürlerini bir borç bilirler.

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Ataman, G., 1972, Ankara'nın güneydoğusundaki granitik - granodiyoritik kütlelerden Cefalık dağınnın radyometrik yaşı hakkında ön çalışma. Hacettepe Fen ve Müh. Bil. Dergisi, 2,44 - 9.
- Ayan, M., 1963, Contribution à l'étude petrographique et géologique de la region située au NE de Kaman. MTA Yayınları, 155, 1-332, Ankara.
- Barker, A.J., 1990, Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie, 1 - 162, Newyork.
- Billings, M.P., 1972, Structural Geology. Prentice - Hall Inc., 1 - 606, New Jersey.
- Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, 1-168, Amsterdam.
- Cloos, E., 1946, Lineation, Geol. Soc. Am. Mem. No. 18, 1-122.
- Cloos, E., 1947, Boudinage. Trans. Am. Geophys. U. 28. 626s.
- Demirtaş, E., Turhan, N., Bilgin, A.Z. and Selim, M., 1984, Geology of the Bolkar Mountains In: O. Tekeli and M.C.Göncüoğlu (Editors), Geology of the Taurus Belt. 125 - 143, Ankara.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture. A.A.P.G. Mem., 1, 109 - 121.
- Erkan, E., Sümengen, M. ve Terlemez, L., 1978, Sarız, Şarkışla, Gemerek, Tomarza arasının jeolojisi. MTA Rap. No: 5646 (Yayımlanmamış), Ankara.
- Erkan, Y., 1975, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonel metamorfizmanın petrolojik incelemesi. H.Ü. Yerbilimleri Ens. Doçentlik tezi (Yayımlanmamış), Ankara.
- Erkan, Y., 1980, Orta Anadolu Masifinin kuzeydoğusunda (Akdağmadeni - Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi, T.J.K. Bülteni, 23, (2) 213 - 218.

- Fleuty, M.J., 1964, The description of folds. Geol. Assoc. Lond. Proc., 75, 461-492.
- Gökten, E., 1983, Şarkışla (Sivas) güney - güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi. TJK. Bülteni, 26 (2), 167 -176.
- Gökten, E., 1993, Yıldızeli (Sivas) güneyinde Akdağ metamorfileri ve örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği, T.J. Bülteni, 36 (2), 83-94.
- Gökten, E. and Kelling G., 1991, Hafik kuzeyinde Senozoyik istifinin stratigrafisi ve tektoniği: Sivas - Refahiye havzası kuzey sınırında tektonik kontrol. Cengiz Yetiş (Editör), Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu, Çukurova Univ., 113 -125, Adana.
- Göncüoğlu, M.C., 1977, Geologie des Westlichen Niğde - Massivs. Ph. D. Thesis, Rheinischen Friedrich Wilhems Univ., 180, Bonn.
- Göncüoğlu, M.C., 1981, Niğde masifinin jeolojisi. TJK 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu, 16 -19, Ankara.
- Göncüoğlu, M.C., 1986, Orta Anadolu Masifinin güney ucundan jeokronolojik yaş bulguları, MTA Derg., 105 / 106, 111-124, Ankara.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. and Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuzlugölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neotethyan closure. In: J. E. Dixon and A.H.F. Robertson (Editors). The geological evolution of the Mediterranean.
- İnan, S., 1993, Kızılırmak fay zonunun yapısal özellikleri, 46. Türkiye Jeoloji Kurultayı 1993 Bülteni, 8, Tuncay Ercan ve Sefer Örcen (Editörler), 321 - 328, Ankara.
- Ketin, L., 1955, Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu kristalin masifinin tektonik durumu. TJK Bülteni, 6 (1), 1-40.
- Ketin, İ., 1963, 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Kayseri paftası, MTA Yayınları.
- Kraeff, A., ve Pasquare, G., 1966, Kayseri ilinin kuzey keşinünde Çukurköy'de nefelin ihtiva eden indifai kayalar. MTA Dergisi, 66, 122-128.
- Kurtman, F., 1973, Sivas - Hafik - Zara ve imranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. MTA Dergisi, 80, 1 - 32.
- Lebküchner, R.F., 1957, Kayseri - Avanos - Ürgüp havalisi ile Boğazlıyan havalisinin Uzunyayla'ya kadar olan kısmının jeolojisi hakkında rapor, MTA Rap. No: 2656 (Yayımlanmamış), Ankara.
- Mcintyre, D.B., 1950, Note on lineation, boudinage and recumbent folds in the Struan Flags (Moine) near Dalnacardoch, Perthshire, Geol. Mag. 87, 1-427.
- Miall, A.D., 1978, Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits. In: A.D. Miall (Editor), Fluvial Sedimentology, Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, 597 - 604, Canada.
- Özer, S. ve Göncüoğlu, M.C., 1982, Orta Anadolu Masifi doğusunda (Akdağmadeni - Yıldızeli) ilginç metamorfik parajenezler. MTA Dergisi, 95/96, 173 -174.
- Özkan, H.M., 1987, Hayriye (Kayseri) Nefelin - Siyenit int rüzyonunun petrografik ve jeokimyasal incelemesi. A.Ü. Fen Bilimleri Ens. Y. Lisans Tezi (Yayımlanmamış), Ankara.
- Quirke, T.T., 1923, Boudinage, an unusual structural phenomenon. Bull. Geol. Soc. Am., 34, 650 - 2.
- Sanderson, D.H., 1974, Patterns of boudinage and apparent stretching lineations developed in folded rocks. J. Geol. 82, 651-661.
- Seymen, İ., 1984, Kırşehir masifi metamorfilerinin jeolojik evrimi. TJK Yayını, Ketin Semp., 133 - 148, Ankara.
- Sümengen, M., Terlemez, L., Bilgiç, T., Gürbüz, M., Ünay, H., Ozaner, S. ve Tüfekçi, K., 1987, Gemerek dolaylı Tersiyer havzasının stratigrafisi ve jeomorfolojisi, MTA Rap. No: 8118 (Yayımlanmamış), Ankara.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye neotektoniğinin esasları, TJK Konferans serisi, 2, 1 - 40.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tekeli, O., Varol, B. ve Gökten, E., 1992, Sivas havzasının batı kesiminin jeolojisi (Tuzla gölü - Tecer dağı arası), TPAO Rap. No: 3173 (Yayımlanmamış), Ankara.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. and Jeely, D.R., 1973, Basic Wrench Tectonics, AAPG Bull. 57, 74 - 96.
- Winkler, H.G.F., 1979, Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer - Verlag. 1 - 348, Newyork.

Makalenin geliş tarihi: 25.04.1995

Makalenin yayma kabul tarihi: 15.12.1995

Received April 25, 1995

Accepted December, 15, 1995

# Türkiye'de *Laffitteina* türlerinin coğrafik yayılımı ve stratigrafik dağılımı

*The geographic expansion and stratigraphic distribution of Laffitteina species in Turkey*

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

## Öz

Türkiye'de, *Laffitteina* (Marie, 1946) türleri, Maastrichtiyen - Orta Paleosen yaşlı yüzleklerin tipik foraminiferlerindedir. Türkiye'de, *Laffitteina* aff. *mar sicana* Farinacci ve *Laffitteina marsicana* Farinacci, Erken Maastrichtiyen'in üst seviyelerinden Geç Maastrichtiyen ortasına; *Laffitteina oeztuerki* İnan, Geç Maastrichtiyen ortasından, Geç Maastrichtiyen bitimine; *Laffitteina boluensis* Dizer, Geç Maastrichtiyen ortasından Dariyen sonuna; *Laffitteina erki* (Sirel), Erken Daniyen ortasından, Erken Tanesiyen ortasına; *Laffitteina* cf. *monodi* Marie Erken Daniyen ortasından, Daniyen bitimine; *Laffitteina bibensis* Marie ise, Erken Maastrichtiyen tabanından, Erken Tanesiyen sonuna kadar stratigrafik dağılım göstermektedir. Doğu Pontidlerde, *Laffitteina* türleri, özellikle Kretase / Tersiyer geçişinin takibinde çok önemlidirler. İlgaz (Batı Pontidler) ve Beydağları (Baü Antalya) bölgelerinde, sadece Maastrichtiyen yaşlı seviyelerde mevcut olup, bu bölgelerin dışındaki (Batı Pontidler, Anadolu, Bolkardağı ve Adıyaman civarı) *Laffitteina* türleri Paleosen yaşındadır.

**Anahtar Sözcükler:** Foraminifer, *Laffitteina*, Türkiye, Coğrafik yayılım, Stratigrafik dağılım.

## Abstract

*Laffitteina* (Marie, 1946) species are characteristic foraminifer as of Maastrichtian - Middle Paleocene units in Turkey. *Laffitteina* aff. *marsicana* Farinacci and *Laffitteina marsicana* Farinacci from upper part of Early Maastrichtian; up to Middle part of Late Maastrichtian *Laffitteina oeztuerki* İnan from middle part of Late Maastrichtian; *Laffitteina boluensis* Dizer from middle of Late Maastrichtian to end Danian; *Laffitteina erki* (Sirel) from middle part of Early Danian to middle part of Early Thanetian; *Laffitteina* cf. *monodi* Marie from middle part of Early Danian to end of Late Danian and *Laffitteina bibensis* Marie from Early Maastrichtian last to end of Early Thanetian show stratigraphical distribution in Turkey. *Laffitteina* species are very important for transition of Cretaceous / Tertiary particularly in Eastern Pontids. *Laffitteina*'s are observed only in Maastrichtian levels in İlgaz and Beydağları (W Antalya) regions. On the other hand (W Pontids, Anatolids, Bolkardağ and Adıyaman regions), *Laffitteina* outcrops of Turkey are Paleocene in age.

**Key Words:** Foraminifera, *Laffitteina*, Turkey, Geographic expansion, Stratigraphic distribution.

## GİRİŞ

Bu çalışmayla, Türkiye'de Maastrichtiyen ve Paleosen yaşlı sığ denizel, lagüner çökellerde sıklıkla rastlanan *Laffitteina* türleri ve bunların coğrafik yayılımıyla, stratigrafik dağılımlarının tesbit edilmesi, görülen değişimlerin ve bunun nedenlerinin tartışılması amaçlanmıştır.

İspanya, Fransa, İtalya, Moritanya, Cezayir ve İran'da da Maastrichtiyen - Geç Paleosen yaşlı yüzleklerde sıklıkla rastlanan *Laffitteina* cinsi, ilk kez Marie (1946) tarafından tanımlanmış ve tip türü *Laffitteina bibensis* olarak gösterilmiştir. Astre'nin, bu türü daha önce (1923) *Nummulites mengaudi* olarak adlandırdığı, karışıklığa neden olmuş, bir kısım araştırmacı *Laffitteina bibensis* Marie, bir kısım araştırmacı *Laffitteina mengaudi* (Astre) adlandırmalarını kullanmışlardır. Aynı türün adı (Synonime) olan bu kullanımlardan, paleontolojik adlandırma kurallarına uygun olanı, *Laffitteina mengaudi* (Astre)'dir. Ancak, yaygın kullanımı, *Laffitteina biben-*

*sis* Marie'dir. Dolayısıyla, bu çalışmada da, değişik bölgelerde, değişik araştırmacılarca tesbit edilmiş olan *Laffitteina mengaudi* (Astre) adlanması yerine *Laffitteina bibensis* Marie adlanması kullanılmıştır. Aynı şekilde, Sirel (1969) tarafından tanımlanan: *Orduina erki* ve *Orduina erki corUca'mn* bu çalışmadaki kullanımı, *Laffitteina erki* (Sirel) olarak (İnan, 1995) yapılmıştır.

Türkiye ve Dünya'da, Paleosen serisi katlarının kullanımında bir karmaşa mevcuttur (İnan, 1991). Bu karmaşaya, stratotipinin hiçbir Alpin ve Akdeniz faunasıyla karşılaştırılmayıp, devamlı tartışma konusu olmasıyla Monsiyen katıda dahildir. Ancak, "Erken Paleojen Bentikleri" projesi kapsamında yapılan çalışmalarda, Monsiyen katının, Geç Daniyen olarak kullanımı önerilmiş ve benimsenmiştir (IGCP 286 - 1990). Böylece, daha önce Daniyen olarak tanımlanan seviyelerin stratigrafik yeri, Erken Daniyen olarak kabul edilmiştir.

Bu çalışmada da, değişik bölgelerde, değişik araştırmacılarca kullanılan Monsiyen yerine, Geç Daniyen;





## TÜRKİYE'DE LAFFITTEINA TÜRLERİ

sis Marie Maastrichtiyen yaşlı seviyelerde belirlenmiştir (Farinacci ve Köylüoğlu, 1985; Farinacci ve Yeniay, 1986; Köylüoğlu, 1987). Torid'lerin doğu kesiminde, sadece Güneydoğu Anadolu Otoktonunun Adıyaman civarındaki Geç Daniyen yaşlı yüzleklerinde *Laffitteina* sp. belirtilmiştir (Köylüoğlu, 1986).

Pontid'lerin doğu kesiminde (Ordu, Tokat, Sivas arası ve Kelkit vadisi kesimi) *Laffitteina* Maastrichtiyen'den, Erken Tanesiyen sonuna kadar sürekliliğe ulaştığı, birey sayısının arttığı ve türlerinin çeşitlendiği görülür.

Gölköy (Ordu) civarında *Orduina* cinsi tanımlanmıştır (Sirel, 1969). Bu cinsin *Laffitteina* cinsi içinde düşünülmesi uygun görülmüştür (İnan, 1995). Terlemes ve Yılmaz (1980), Gölköy Formasyonunda (Gölköy - Ordu) *Laffitteina bibensis*'in varlığını göstermişlerdir. Aynı formasyonda, *Laffitteina oeztuerki* İnan tesbit edilmiş ve formasyonun yaşı Geç Maastrichtiyen'e indirilmiştir (Meriç ve İnan, 1995). Aynı çalışmayla, formasyonun Paleosen yaşlı seviyelerinde *Laffitteina erki* (Sirel) tesbit edilmiştir (Levha IV, şekil 6).

Niksar (Tokat) dolayında Erencik Formasyonunda, *Laffitteina bibensis* Marie, *Laffitteina cf. monodi* Marie (Levha III, şekil 1, 3, 7 ve şekil 9 - 13). Daniyen yaşlı seviyelerde tesbit edilmişlerdir (İnan ve Temiz, 1992). Koyulhisar (Sivas) civarında Daniyen yaşlı Şihlar Formasyonunda *Laffitteina* belirtilmiş olup, tür ayrımı verilmemiştir (Toprak ve diğ., 1988).

İnan ve diğ. (1992) ve İnan (1995), Koyulhisar - Reşadiye arasında yüzlek veren İğdir Formasyonunun tabanında, Geç Maastrichtiyen'in alt seviyelerinde *Laffitteina aff. marsicana* Farinacci, üst seviyelerinde *Laffitteina oeztuerki* İnan, Erken Daniyen'de *Laffitteina bibensis* Marie ve *Laffitteina erki* (Sirel), Tanesiyen'in alt seviyelerinde ise *Laffitteina bibensis* Marie varlığını belirtmiştir.

Doğu Pontid'lerin Kelkit vadisi kesiminde *Laffitteina bibensis*, *Laffitteina* sp., Orta - Geç Paleosen'de tesbit edilmiştir (Seymen, 1975). Kelkit vadisinden doğuya doğru, Maastrichtiyen ve Paleosen yaşlı yüzleklerin sona erişiyile birlikte, artık *Laffitteina*'lara rastlanmaz. Tecer Dağları kesiminde (Güneydoğu Sivas), Pontidlerin iç kesimiyle uyumlu olarak Üst Maastrichtiyen'de *Laffitteina cf. marsicana* Farinacci, *Laffitteina marsicana* Farinacci, Daniyen yaşlı seviyelerde, *Laffitteina bibensis* Marie, *Laffitteina erki* (Sirel), Tanesiyen yaşlı kesimlerde ise, *Laffitteina erki* (Sirel) tesbit edilmiştir (İnan ve İnan, 1987).

### SONUÇLAR

1- Türkiye'de, *Laffitteina* cinsinin; *Laffitteina aff. marsicana* Farinacci, *Laffitteina marsicana* Farinacci,

*Laffitteina oeztuerki* İnan, *Laffitteina bibensis* Marie, *Laffitteina erki* (Sirel), *Laffitteina cf. monodi* Marie ve *Laffitteina boluensis* Dizer türleri mevcuttur.

2- Türkiye'de, *Laffitteina*'nın Maastrichtiyen yaşlı seviyelerde Batı Toroslarda *Laffitteina bibensis* Marie, Doğu Pontid'lerde Gölköy (Ordu), Koyulhisar (Sivas), Reşadiye (Tokat) ve Anatolid'lerin doğu ucunda Tecer Dağlarında (Sivas), *Laffitteina aff. marsicana* Farinacci, *Laffitteina marsicana* Farinacci, *Laffitteina oeztuerki* İnan ve *Laffitteina bibensis* Marie, ayrıca İlgaz Dağlarında (Kastamonu) *Laffitteina boluensis* Dizer türleriyle, Pontid'lerin batı kesiminde Medetli (Bilecik), Mudurnu, Göynük (Bolu), Safranbolu, Eflani, Kargı, Taşköprü, Daday, İlgaz (Kastamonu) merkezi Anatolid'lerde Polatlı - Haymana, Kırkkale, Tuz Gölü civarıyla, Tecer Dağları kesiminde, Torid'lerin orta kesiminde Bolkar Dağlarında, doğu kesiminde Adıyaman civarında, Pontid'lerin doğu kesiminde Niksar, Gölköy (Ordu), Reşadiye (Tokat), Koyulhisar (Sivas) ve Kelkit Vadisi kesimindeki Paleosen yaşlı yüzleklerde ise, *Laffitteina bibensis* Marie, *Laffitteina cf. monodi* Marie, *Laffitteina boluensis* Dizer, *Laffitteina erki* (Sirel) türleriyle temsil edildiği görülmektedir (Şekil 1).

*Laffitteina* türleri, hernekadar, coğrafik olarak geniş bir yayılım sunuyorsa da; bu türlerin, Trakya, Ege, Torosların orta ve doğusuyla, Doğu ve Güneydoğu (Adıyaman dışında) Anadolu bölgesindeki hiçbir Maastrichtiyen ve Paleosen yaşlı yüzlekte bulunmaması, sadece Pontid kuşağı ve Anatolid'lere özgü oluşları dikkat çekicidir.

3- *Laffitteina* türlerinden, *Laffitteina aff. marsicana* Farinacci (Levha I, şekil 1, 2) ve *Laffitteina marsicana* Farinacci (Levha I, Şekil 3 - 6) türlerinin Erken Maastrichtiyen'in üstünden. Geç Maastrichtiyen'in ortasına ka-

GEÇ KRETASE (Late Cretaceous)		PALEOSEN (Paleocene)		Y A Ş (Age)
MAASTRIHTİYEN (Maastrichtian) Erken (Early)   Geç (Late)		DANIYEN (Danian) Erken (Early)   Geç (Late)		
-----		-----		<i>L. aff. marsicana</i>
-----		-----		<i>L. marsicana</i>
-----		-----		<i>L. oeztuerki</i>
-----		-----		<i>L. bibensis</i>
-----		-----		<i>L. erki</i>
-----		-----		<i>L. cf. monodi</i>
-----		-----		<i>L. boluensis</i>

Şekil 2. Türkiye'deki *Laffitteina* türlerinin stratigrafik dağılımı.

Figure 2. The stratigraphical distribution of *Laffitteina* species in the Turkey.

dar: *Laffitteina oeztuerki* inan (Levha I, şekil 7 - 11, Levha II, şekil 1 - 7) türünün, Geç Maastrichtiyen ortasından sonuna; *Laffitteina boluensis* Dizer (Levha II, şekil 8-12) türünün Geç Maastrichtiyen üstünden Daniyen sonuna; *Laffitteina erki* (Sirel) türünün (Levha IV, şekil 1 - 14) Erken Daniyen ortasından - Alt Tanesiyen ortasına; *Laffitteina cf. monodi* Marie (Levha III, şekil 9-13) türünün, Erken Daniyen ortasından, Geç Daniyen sonuna ve *Laffitteina bibensis* Marie (Levha III, şekil 1 - 8) türünün ise, Erken Maastrichtiyen'den Erken Tanesiyen sonuna kadar stratigrafik dağılım gösterdiği görülmüştür (Şekil 2).

4- Maastrichtiyen'i simgeleyen *Laffitteina* türlerinden, *Laffitteina aff. narsicana* Farinacci'ye; *Omphalocyclus macroporus* Lamarck, *Cuneolina ketini* inan, *Pseudomphalocyclus blumenthali* Meriç, *Loftusia minor* Cox, *Smoutina cruysi* Drooger ve Miliolidae'ler; *Laffitteina bibensis* Marie'ye, *Antalya korayi* Farinacci ve Köylüoğlu, *Rhapydionina liburnica* (Stache); *Laffitteina boluensis* Dizer'e, *Laffitteina bibensis* Marie, *Laffitteina aff. marsicana* Farinacci, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Omphalocyclus macroporus* Lamarck, *Sire-Una orduensis* Meriç ve İnan, *Smoutina cruysi* Drooger, *Sirtina orbitoidiformis* Brönnimann; *Laffitteina oeztuerki* inan'a, *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Postomphalocyclus meriçi* İnan, *Cideina soezerii* (Sirel), *Cuneolina ketini* İnan, *Idalina snjarica* Grimsdale, *Moncharmontia* sp., *Dargenioella* sp. bentik foraminiferleri eşlik ederler.

Paleosen'de mevcut olan *Laffitteina* türlerinden, *Laffitteina bibensis* Marie'ye; *Laffitteina cf. monodi* Marie, *Laffitteina boluensis* Dizer, *Laffitteina erki* (Sirel) gibi diğer *Laffitteina* türleriyle birlikte *Miscellanea miscella* d'Archiac, *Rotalia trochidiformis* Lamarck, *Rotalia cf. perovalis* (Terquem), *Kathina cf. delseota* Smout, *Scandonea samnitica* De Castro, *Idalina snjarica* Grimsdale, *Operculina* sp., *Anomalina* sp., *Eponides* sp., *Planorbulina* sp. bentik foraminiferleri; *Laffitteina erki* (Sirel)'e, Daniyen'de *Laffitteina bibensis* Marie, *Scandonea samnitica* De Castro, Tanesiyen'de, *Pseudolacazina oeztemueri* (Sirel), *Bolkarina aksarayi* Sirel ve Miliolidae bentik foraminiferleri eşlik ederler.

5- *Laffitteina'lann*, özellikle Doğu Pontidlerde (Gölköy, Reşadiye, Niksar, Koyulhisar yöreleri) ve Anadolu'da doğu ucunda (Tecer Dağları), sayısal bolluğa ulaşarak, türlerinin çeşitlendiği; Maastrichtiyen'den Alt Tanesiyen sonuna kadar stratigrafik dağılım süren bu türlerin, bu yüzleklerdeki Kretase / Tersiyer geçişinin takibinde önemli rol oynadıkları gözlenir. İlgaz ve Beydağları kesiminde sadece Maastrichtiyen yaşlı seviyelerde gözlenen *Laffitteina'lann* dışında, diğer tüm yüzleklerdeki *Laffitteina*'ds Paleosen'e özgüdürler.

6- Anadolu'da doğu ucu olan Sivas güneydoğu-

sunda allokon olarak yer alan (İnan ve İnan, 1987) Tecer Dağları kesimi, yapılan çalışmalarla (Seymen, 1975; Terlemez ve Yılmaz, 1980; Toprak ve diğ., 1988; İnan ve Temiz, 1992; İnan ve diğ., 1992 ve Meriç ve İnan, 1995) karşılaştırıldığında; litostratigrafik, biyost- ratigrafik, kronostratigrafik ve fasiyes özellikleri bakımından doğu iç Pontid'lerle büyük uyum sağlamaktadır.

Bu çalışmada, Tecer Dağları kesiminin içerdiği *Laffitteina* türleri bakımından da doğu iç Pontid'lerle uyum sağladığı görülür (Şekil 1).

Bu veriler, Anadolu'da doğu ucunda, allokon konumunda olduğu kabul edilen Tecer Dağlarının, doğu iç Pontid'lerle ilişkisini ortaya koymakta ve kuzeyden geldiği fikrini oluşturmaktadır.

7- Kretase sonunda, Neo - Tetis'in kuzey ve güney kollarında aynı iklimsel koşulları egemen olmadığı, güney kolunda tropikal, kuzey kolunda ise, ılıman (yarıtropikal) koşulların egemen olduğu varsayılır (Meriç, 1985). Anadolu bölgesi, Maastrichtiyen'deki ekvatoryal bölgeye son derece yakın olup, 0-10° enlemleri arasında yer almaktadır. Maastrichtiyen'in tüm iri bentik foraminiferleride bu bölgede yoğunlaşmışlardır (Meriç, 1985). Oysa, *Laffitteina* türlerinin, coğrafik olarak daha soğuk bölge koşullarına (Neo - Tetis'in kuzey kolu, 15 - 30° enlemleri arası) uyum sağlamış oldukları görülür. Kuzeye çıkıldıkça ısının azalmasına paralel olarak tuzluluğunda düşmesi beklenmelidir. Maastrichtiyen ve Paleosen yaşlı olup, *Laffitteina* cinsinde içeren yüzleklerde, farklı bentik foraminifer topluluklarının bulunuşu da, bu bölgelerde farklı yaşam koşullarının egemen olduğunu ortaya koyar. Bu durumda, bu devirlerde, Neo - Tetis'in kuzey ve güney kolunda olduğu gibi (Meriç, 1985), bu kolların doğu ve batısında da farklı koşulların hüküm sürdüğü açıktır.

Gordon (1973), Maastrichtiyen'deki denizlerde egemen akıntı yönünün, doğudan batıya olduğunu ileri sürmüştür. Maastrichtiyen'de, Doğu Pontidlerde rastlanan *Laffitteina* türlerinden, *Laffitteina marsicana* Farinacci, *Laffitteina aff. marsicana* Farinacci, *Laffitteina oeztuerki* İnan ve *Laffitteina bibensis* Marie batıda mevcut değildir. Bu türlerden hiçbirinin batıdaki koşullara uyum sağlayamadığı ve yok oldukları düşünülebilir. Bu durumda, Maastrichtiyen'de, Neo - Tetis'in kuzey kolunda, Pontidlerin batı ve doğu kesimlerindeki koşulların aynı olmadığını ortaya koyar.

8- Paleosen'de *Laffitteina* türlerinden, öncelikle *Laffitteina bibensis* Marie ile, *Laffitteina erki* (Sirel)'in Neo - Tetis'in kuzey kolunun doğu ve batısıyla çok yaygın olmamakla birlikte güney kolunda da mevcut olduğu görülür. Bu durum, bu türlerin, farklı ortamsal koşullara kolay uyum sağlayabildikleriyle açıklanabileceği gibi, Paleosen'de, Neo - Tetis'in kuzey ve güney kolları-

## TÜRKİYE'DE *LAFFITTEINA* TÜRLERİ

la, bu kollann doğu ve batısında da aynı koşulların egemen olduğu şeklinde de yorumlanabilir.

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Astre, G., 1923, Etude paléontologique des *Nummulites* du Crétacé Supérieur de Cezan Lavardens (Gers) (*Nummulites mengaudi* n.sp.): Bulletin de la Société Géologique de France, 23(4), 360 - 368, Paris.
- Dizer, A., 1957, Observations on a fauna of foraminifera from Montian beds in Turkey: Journal of the Palaeontological Society of India, Lucknow, D.N. Wadia Jubilee Number, vol. 2, 38-41.
- Dizer, A. ve Meriç, E., 1983, Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase - Paleosen Biyostratigrafisi: M.T.A. Ens. Derg., 95/96, 149 -163, Ankara.
- Farinacci, A. ve Köylüoğlu, M., 1985, *Antalya koray'i* n. sp. in the phyletic lineage of the Nazzatidae (Foraminifera): Revue de Micropaléontologie, 28(2), 103 - 108, Paris.
- Farinacci, A. ve Yeniay, G., 1986, Biostratigraphy and event - analysis of the Cenoman - Maastrichtian carbonates of the Bey Dağları (Western Taurus, Turkey): Estratto da Geologica Romana, 25, 257 - 284, Roma.
- Gordon, W.A., 1973, Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous: Journal of Geology, 81(3), 269 - 284.
- IGCP Project, N. 286, 1990, Early Paleogene Benthos, Introduction to the Early Paleogene of the South Pyrenean Basin. Field - Trip Guidebook: Instituto Tecnológico Geo Minero de Espana First Meeting, Jaca (Spain).
- İnan, N., 1987, Bentik foraminiferlerle Tecer kireçtaşı formasyonunun kronostratigrafik incelenmesi: Cumhuriyet Üniv. Müh. Fak. Derg., Seri A - Yerbilimler, 4 (1), 23 - 28, Sivas.
- İnan, N., 1991, Güney Pirene Havzası (İspanya) ve Türkiye Paleosen'ine genel bir bakış: Cumhuriyet Üniv. Müh. Fak. Derg., Seri A - Yerbilimleri, 8(1), 63 - 81, Sivas.
- İnan, N., 1995, The importance of *Laffiteina* (Foraminifera) Genus at the Symposium on the Geology of the Black Sea Region, September, 7-11, 1992, 109-118, Ankara.
- İnan, N. ve İnan, S., 1990, Gürlevik kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim: Tecer Formasyonu: Türkiye Jeoloji Bülteni, 33(1), 51 - 56, Ankara.
- İnan N., Kurt, I. ve Demirbaş, M., 1992, Kretase - Paleosen geçişinde yeni paleontolojik bulgular: İğdir Kireçtaşı (Koyulhisar - Sivas), 45. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, 28, Ankara.
- İnan, N. ve Temiz, H., 1992, Niksar (Tokat) yöresinde Kretase / Tersiyer geçişinin litostratigrafik ve biyostratigrafik özellikleri: Türkiye Jeoloji Bülteni, 35(2), 39 - 49, Ankara.
- İnan, S. ve İnan, N., 1987, Tecer Kireçtaşı Formasyonunun stratigrafik tanımlaması: Cumhuriyet Üniv., Müh. Fak. Derg., Seri A - Yerbilimleri, 3 - 12, Sivas.
- Kalafatçıoğlu, A. ve Uysallı, 1964, Beypazarı - Nallıhan - Sebencivan jeolojisi; M.T.A. Ens. Derg., 62, Ankara.
- Köylüoğlu, M., 1986, Güneydoğu Anadolu Otokton birimlerinin kronostratigrafik, mikrofasiyes ve mikrofosilleri: T.P.A.O. Araştırma Merkezi Grubu Başkanlığı, Eğitim yayınları No. 9, Ankara.
- Köylüoğlu, M., 1987, Bey dağları Otoktonu Maestrihtiyen karbonatlarının mikro - paleontoloji, mikrofasiyes ve ortamsal yorumları: T.P.A.O. Araş. Merk., Rap. no. 1157, Ankara.
- Marie, F., 1946, Sur *Laffiteina bibensis* et *Laffiteina monodi* nouveau genre et nouvelles espèces de foraminifères du Montien Bull.: Soc. Géol. France Ser. 5, tome 15, (1945), fasc. 7-8, 430, Paris.
- Meriç, E., 1985, *Loftusia anaolica* Meriç'in Neo - Tetis içinde yayılımı: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 28(1), 11 - 18, Ankara.
- Meriç, E. ve Tansel, I., 1990, Stratigraphical distribution of *Laffiteina bibensis* biozone in the Haymana Basin (Central Anatolia - Turkey): Revista Espanola De Micropaleontologia, 22(3), 451 - 458.
- Meriç, E. ve İnan, N., 1995, *Sire Una orduensis* (Foraminifera) a new genus and species from the Maastrichtian of North - East Anatolia (Gölköy - Ordu): Micropaleontology, (Okuma Komitesinde).
- Norman, T., 1972, Ankara Yahşihan bölgesinde Üst Kretase - Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Bülteni, 15(2), Ankara.
- Öztürk, A., İnan, S. ve Tutkun, Z., 1984, Abant - Yeniçağ (Bolu) yöresinin stratigrafisi: Cumhuriyet Üniv. Müh. Fak. Derg. Seri A - Yerbilimleri, 1(1), 1 - 18, Sivas.
- Saner, S., 1978, Orta Sakarya'daki Üst Kretase - Paleosen - Eosen çökeltme ilişkileri ve Anadolu'da petrol aramalarındaki önemi: Dördüncü Petrol Kongresi, 95 - 112.
- Seymeh, I., 1975, Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik özelliği I.T.Ü. Maden Fak., Doktora tezi (Yayınlanmamış).
- Sirel, E., 1969, Rotaliidae familyasına ait yeni bir cins *Ordu'ma* n. gen. ve türü hakkında: M.T.A. Ens. Derg., 73, 160 - 162, Ankara.

- Sirel, E., 1981, *Bolkarina*, new genus (Foraminiferida) and some associated species from the Thanetian limestone (Central Turkey): *Eclogae Geol. Helv.*, 74(1), 75 - 95, Basle.
- Sirel, E., Dağer, Z. ve Sözeri, B., 1986, Some biostratigraphic and paleogeographic observations on the Cretaceous / Tertiary boundary in the Haymana - Polatlı region (Central Turkey): *Lecture Notes in Earth Sciences*, 8, 385 - 396.
- Sirel, E., 1987, iç Anadolu Tanesiyen'inde bulunmuş *Lacazina oeztemueri* Sirel, 1981 in *Pseudolacazian oeztemueri* (Sirel olarak yeniden adlandırılması: M.T.A.

Ens. Derg.

- Şengün, M., Akçaören, F., Keskin, H., Akat, U., Altun, I.E., Deveciler, E., Sevin, M., 1988, Daday - Kastamonu - İnebolu yöresinin Jeolojisi: M.T.A. Gen. Müd. Derleme Rap. No. 8994, Ankara (Yayınlanmamış).
- Terlemeç, I. ve Yılmaz, A., 1980, Ünye - Ordu - Koyulhisar - Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 23(2), 179 - 192.
- Toprak, V., Sirel, E. ve Özkan, S., 1988, Koyulhisar (Sivas) dolayında Kretase / Paleosen geçişi: Akdeniz Univ., İsparta, Müh. Fak. Derg., 4, 396 - 407, İsparta.

Makalenin geliş tarihi: 13.05.1995.

Makalenin yayma kabul tarihi: 10.02.1996.

Received May 13, 1995.

Accepted February 10, 1996.

#### LEVHA I

*Laffitteina* aff. *marsicana* Farinacci

Şekil 1, 2. Eksenel kesitler, Tecer Dağları (Sivas), Koyulhisar (Sivas), (1) D14, X80; (2) 14, X33, 3.

*Laffitteina marsicana* Farinacci

Şekil 3, 4. Ekvatoryal kesitleri, Tecer Dağları (Sivas), (3, 4) N42/79A, X40

Şekil 5, 6. Eksenel kesitler, Tecer Dağları (Sivas), (5, 6) N42/79A, X40.

*Laffitteina oeztuerki* İnan

Şekil 7, 8. Eksenel kesitler, Koyulhisar (Sivas), (7) N27, X33, 3; (8) 33, X33, 3.

Şekil 9, 10. Ekvatoryale hafifçe paralel oblik kesitler, Koyulhisar (Sivas), Tecer Dağları (Sivas), (9) N27, X33, 3; (10) E2, X70.

Şekil 11. Ekvatoryal kesit, Koyulhisar (Sivas), X33, 3.

#### PLATE I

*Laffitteina* aff. *marsicana* Farinacci

Figure 1, 2. Axial sections Tecer Mountains (Sivas), Koyulhisar (Sivas), (1) D14, X80; (2) 14, X33, 3.

*Laffitteina marsicana* Farinacci

Figure 3, 4. Equatorial sections, Tecer Mountains (Sivas), (3, 4) N42/79A, X40.

Figure 5, 6. Axial sections Tecer Mountains (Sivas), (5, 6) N42/79A, X40.

*Laffitteina oeztuerki* İnan

Figure 7, 8. Axial sections Koyulhisar (Sivas), (7) N27, X33, 3; (8) 33, X33, 3.

Figure 9, 10. Oblique section slightly parallel to equatorial, Koyulhisar (Sivas), Tecer Mountains (Sivas), (9) N27, X33, 3; (10) E2, X70.

Figure 11. Equatorial section, Koyulhisar (Sivas), X33, 3.

## TÜRKİYE'DE LAFFITTEINA TÜRLERİ

### LEVHA II

#### *Laffitteina oeztuerki* İnan

Şekil 1, 2. Eksenel kesitler, Koyulhisar (Sivas), Tecer Dağları (Sivas), (1) X33, 3; (2) D19, X72.

Şekil 3, 4. Ekvatoryal kesitler, Koyulhisar (Sivas), (3, 4) 27, X33, 3.

Şekil 5, 7. Ekvatoryale hafifçe eğik oblik kesitler, (5) Tecer Dağları (Sivas) (6, 7) Koyulhisar (Sivas) (5) X40; (6) 29, X33, 3; (7) 29, X33, 3.

#### *Laffitteina boluensis* Dizer

Şekil 8, 9. Eksenel kesitler, İlgaz Dağları (Kastamonu), (8) 96/2, X26, 8; (9) 07, X24, 8.

Şekil 10, 11. Eksenele paralel kesitler, İlgaz Dağları (Kastamonu), (10) S4, X25, 1; (11) Ö 7/2, X25, 8.

Şekil 12. Ekvatoryal kesit, İlgaz Dağları (Kastamonu), 07, X25, 6.

### LEVHA III

#### *Laffitteina bibensis* Marie

Şekil 1, 7. Eksenel kesitler, (1 - 3, 7) Niksar (Tokat), (4, 6) Koyulhisar (Sivas) (5) Kayaboğazı (Mudurnu), (1) 105, X46; (2) 105, X46; (3) 105, X38; (4) N43, X33, 3; (5) Ky3, X37, 2; (6) 43, X33, 3; (7) 105, X38.

Şekil 8. Ekvatoryal kesit, Niksar (Tokat), 105, X41.

#### *Laffitteina cf. monodi* Marie

Şekil 9, 10. Ekvatoryal kesitler, Niksar (Tokat), (9, 10) 105, X89.

Şekil 11, 12. Eksenel kesitler, Niksar (Tokat), (11, 12) 103, X117.

Şekil 13. Eksenele paralel kesit, Niksar (Tokat), 103, X113.

### LEVHA IV

#### *Laffitteina erki* (Sirel)

Şekil 1, 7. Eksenel kesitler, (1, 3) Tecer Dağları (Sivas), (2) Kayaboğazı (Mudurnu), (4, 5, 7) Koyulhisar (Sivas), (6) Gölköy (Ordu), (1) K29/131, X25, 3; (2) Kyl3, X26; (3) K29/131, X36; (4) 43, X33, 3; (5) 43, X33, 3; (6) GK 10, X25; (7) 43, X33, 3.

Şekil 8, 10. Hafifçe eğik, eksenele paralel kesitler, (8) Koyulhisar (Sivas), (9, 10) Haymana (Ankara), (8) 43, X33, 3; (9) X25, 6; (10) X25, 6.

Şekil 11, 13. Ekvatoryal kesitler, (11) Tecer Dağları (Sivas), (12) Haymana (Ankara), (13) Koyulhisar (Sivas), (11) X45; (12) X26; (13) 43, X33, 3.

Şekil 14. Eğik ekvatoryal kesit, Koyulhisar (Sivas), 43, X33, 3.

### PLATE II

#### *Laffitteina oeztuerki* İnan

**Figure 1, 2.** Axial sections, Koyulhisar (Sivas), Tecer Mountains (Sivas), (1) X33, 3; (2) D19, X72.

**Figure 3, 4.** Equatorial sections, Koyulhisar (Sivas), (3, 4) 27, X33, 3.

**Figure 5, 7.** Oblique section slightly inclined to equatorial, (5) Tecer Mountains (Sivas) (6, 7) Koyulhisar (Sivas) (5) X40; (6) 29, X33, 3; (7) 29, X33, 3.

#### *Laffitteina boluensis* Dizer

**Figure 8, 9.** Axial sections, Ilgaz Mountains (Kastamonu), (8) 96/2, X26, 8; (9) Ö7, X24, 8.

**Figure 10, 11.** Subaxial sections, Ilgaz Mountains (Kastamonu), (10) S4, X25, 1; (11) Ö 7/2, X25, 8.

**Figure 12.** Equatorial section, Ilgaz Mountains (Kastamonu), Ö7, X25, 6.

### PLATE III

#### *Laffitteina bibensis* Marie

**Figure 1, 7.** Axial sections, (1 - 3, 7) Niksar (Tokat), (4, 6) Koyulhisar (Sivas) (5) Kayaboğazı (Mudurnu), (1) 105, X46; (2) 105, X46; (3) 105, X38; (4) N43, X33, 3; (5) Ky3, X37, 2; (6) 43, X33, 3; (7) 105, X38.

**Figure 8.** Equatorial section, Niksar (Tokat), 105, X41.

#### *Laffitteina cf. monodi* Marie

**Figure 9, 10.** Equatorial sections, Niksar (Tokat), (9, 10) 105, X89.

**Figure 11, 12.** Axial sections, Niksar (Tokat), (11, 12) 103, X117.

**Figure 13.** Subaxial section, Niksar (Tokat), 103, X113.

### PLATE IV

#### *Laffitteina erki* (Sirel)

**Figure 1, 7.** Axial sections, (1, 3) Tecer Mountains (Sivas), (2) Kayaboğazı (Mudurnu), (4, 5, 7) Koyulhisar (Sivas), (6) Gölköy (Ordu), (1) K29/131, X25, 3; (2) Kyl3, X26; (3) K29/131, X36; (4) 43, X33, 3; (5) 43, X33, 3; (6) GK 10, X25; (7) 43, X33, 3.

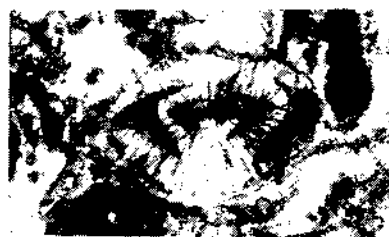
**Figure 8, 10.** Subaxial sections slightly inclined, (8) Koyulhisar (Sivas), (9, 10) Haymana (Ankara), (8) 43, X33, 3; (9) X25, 6; (10) X25, 6.

**Figure 11, 13.** Equatorial sections, (11) Tecer Mountains (Sivas), (12) Haymana (Ankara), (13) Koyulhisar (Sivas), (11) X45; (12) X26; (13) 43, X33, 3.

**Figure 14.** Inclined equatorial section, Koyulhisar (Sivas), 43, X33, 3.



1



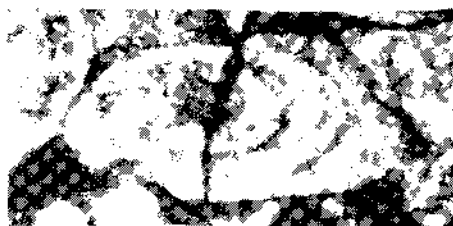
2



3



4



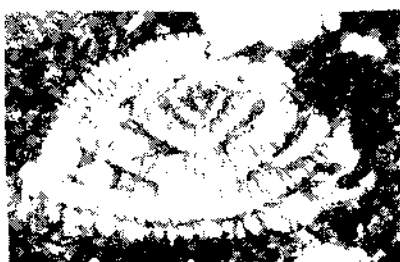
5



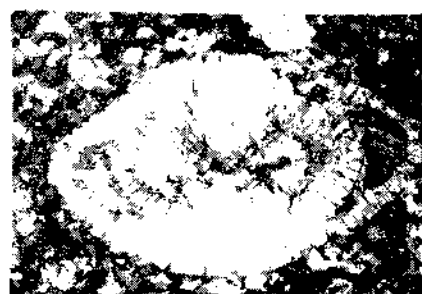
6



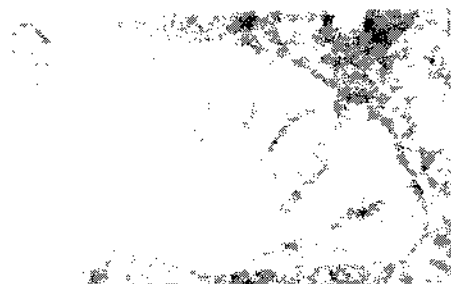
7



9



7



10



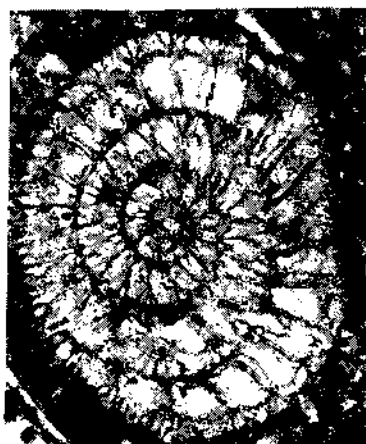
8



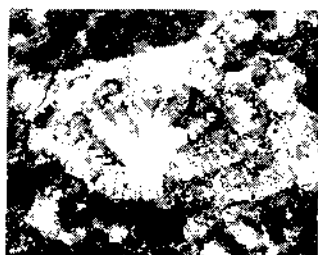
1



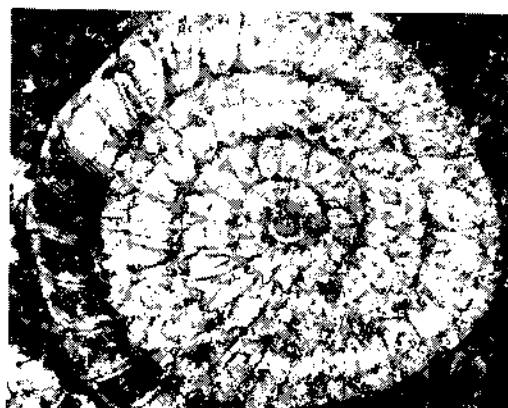
2



3



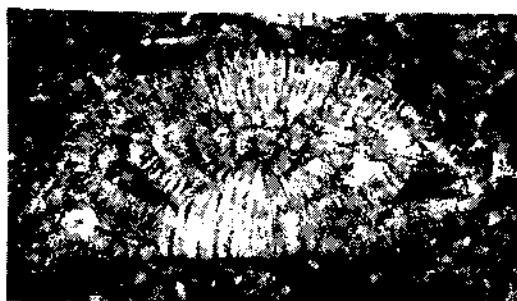
5



4



6



7



8



12



9

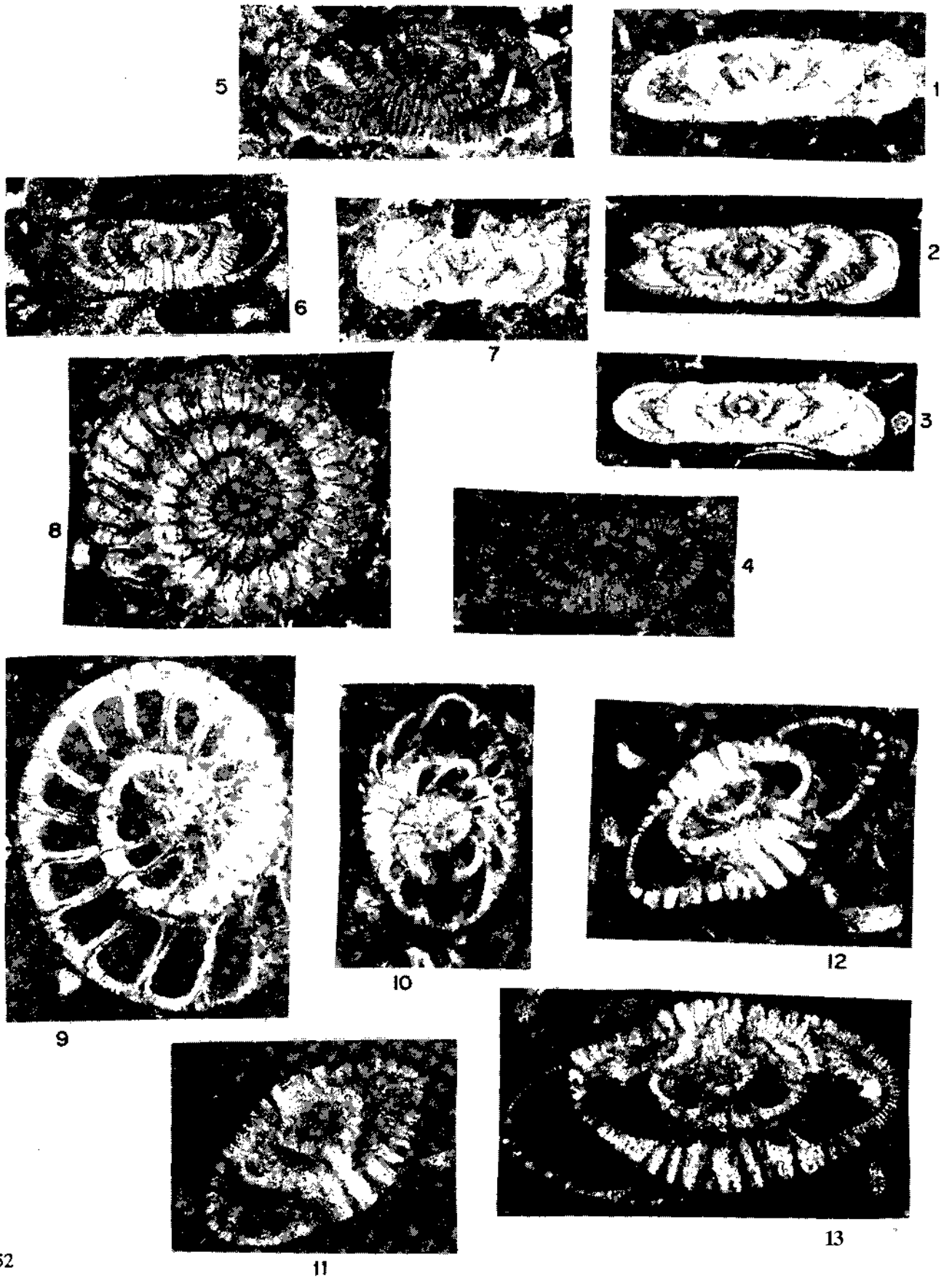


11



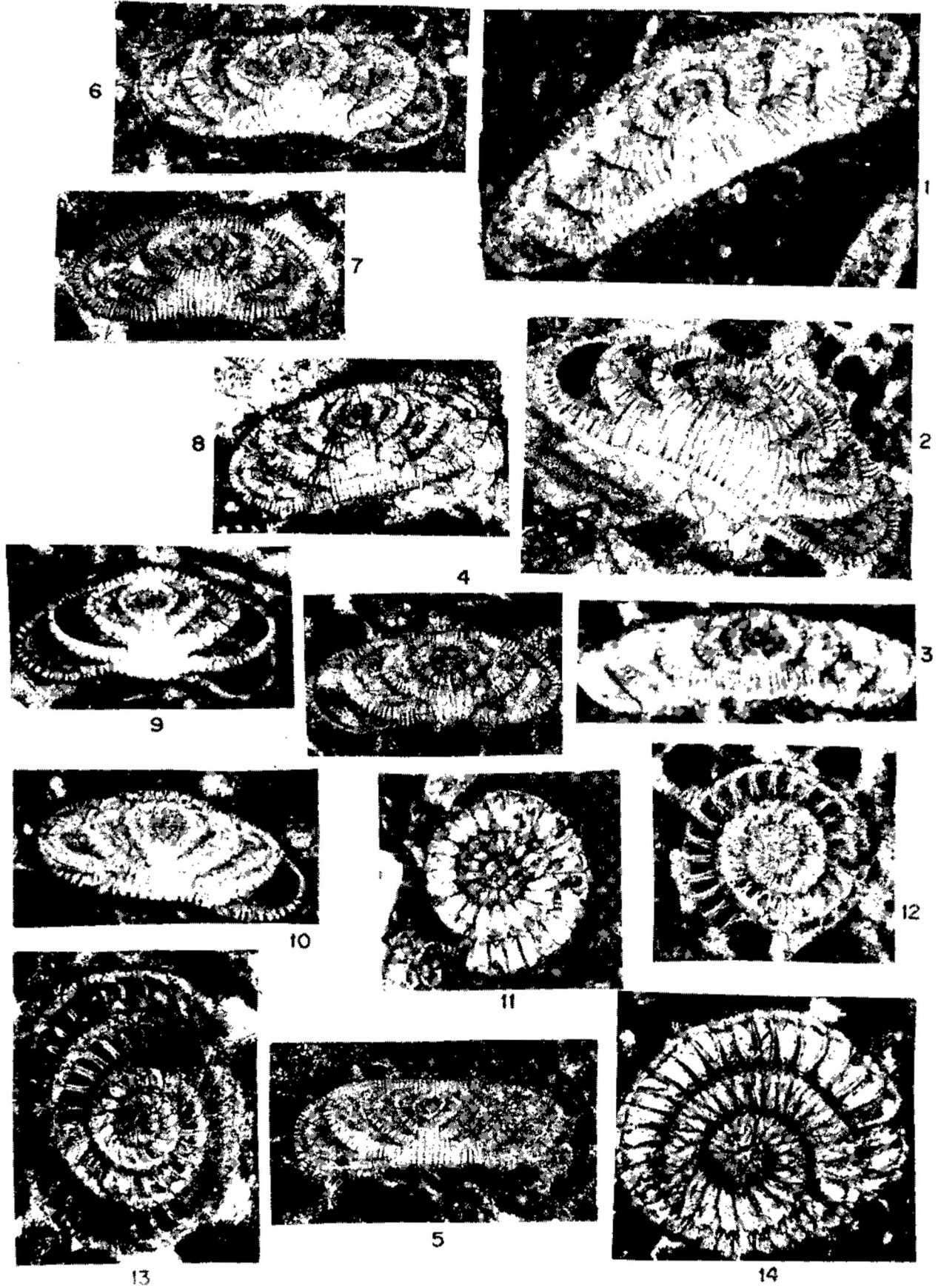
10

LEVHA III  
PLATE HI





LEVHA IV  
PLATE IV





# Nevşehir - Acıgöl maarının tortul dolgusundaki (Kuvaterner) fasiyeslerin gelişimine jeotermal süreçlerin etkileri

*The effects of geothermal processes on fades development in sedimentary fill of Quaternary Nevşehir - Acıgöl maar lake, Central Anatolia, Turkey*

Nizamettin KAZANCI Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 Ankara  
Ali İhsan GEVREK Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Enerji Dairesi, 06535 Ankara

## Öz

Nevşehir - Acıgöl Maarı Kuvaterner yaşlı bir volkanik çıkış merkezi olup, içinde sonradan oluşan gölün kırıntılı, organik ve kimyasal tortullardan kurulu dolgusu vardır. Gölsel dolgunun asıl litolojisi, maar yan duvarlarından beslenen tüftik kırıntılıdır. Ayrıca turba ve bitkili çamurtaşları, kuruma breşleri, bakteri kökenli kireçtaşları değişik seviyeler halinde tüftikler içine yerleşmişlerdir. Dolgu istifinin en üstünde sıcak su çıkışlarına bağlı traverten bulunur. C14 yaşlandırmasına göre turbalar yaklaşık 2000 yaşındadır ve kalori değerleri 2300 kCal/kg'den yüksektir. Genç turbaların linyitle mukayese edilebilecek kalori değerini kazanmasında jeotermal süreçlerin rolü olmuştur. Kuruma breşleri ve kireçtaşlarının çamurtaşları içinde tekrarlanan tabakaları, göl su seviyesinin sık sık önemli değişimler gösterdiğini ortaya koyarlar. Gölsel depolanmadaki bu iklim kontrolü, jeotermal faaliyetle birlikte etkili olmuş ve farklı fasiyeslerin (tüftik, turba, breş, kireçtaşı, traverten) oluşumuna imkan hazırlanmıştır.

**Anahtar Sözcükler:** Nevşehir - Acıgöl maarı, yüksek kalorili turba, piroklastikler.

## Abstract

*The Nevşehir - Acıgöl maar is one of the eruption centers of Quaternary volcanism in central Anatolia. The Maar - lake fill contains clastic, chemical and organic deposits, including high - calorific peats formed in late Holocene. The main (host) sediments of the infill are tuffaceous sandy mudstones. The other accessory fades, controlled mainly by climate, are peats and plant - bearing mudstones, brecciated mudstones, limestones and also travertines originated by thermal waters at the top of the succession. According to the C14 dating of the peats, they formed ca. 2000 yrs BP; their calorific values are 2300 to 3165 kCal/kg. These values are very high, considering the youngness of the peats. It is thought that the lake was primarily dependent on climate, and deposition was further controlled by the hydrothermal system. The associated heat flow played an important role in sedimentation by creating a micro - climatic niche, where late - Quaternary (cold regional climate) vegetation could flourish and form substantial peat deposits. The heat flow through the groundwater and clastic sediments was crucial to the high maturation of the peat deposits.*

**Key Words:** Nevşehir - Acıgöl maar, high calorific peats, pyroclastics.

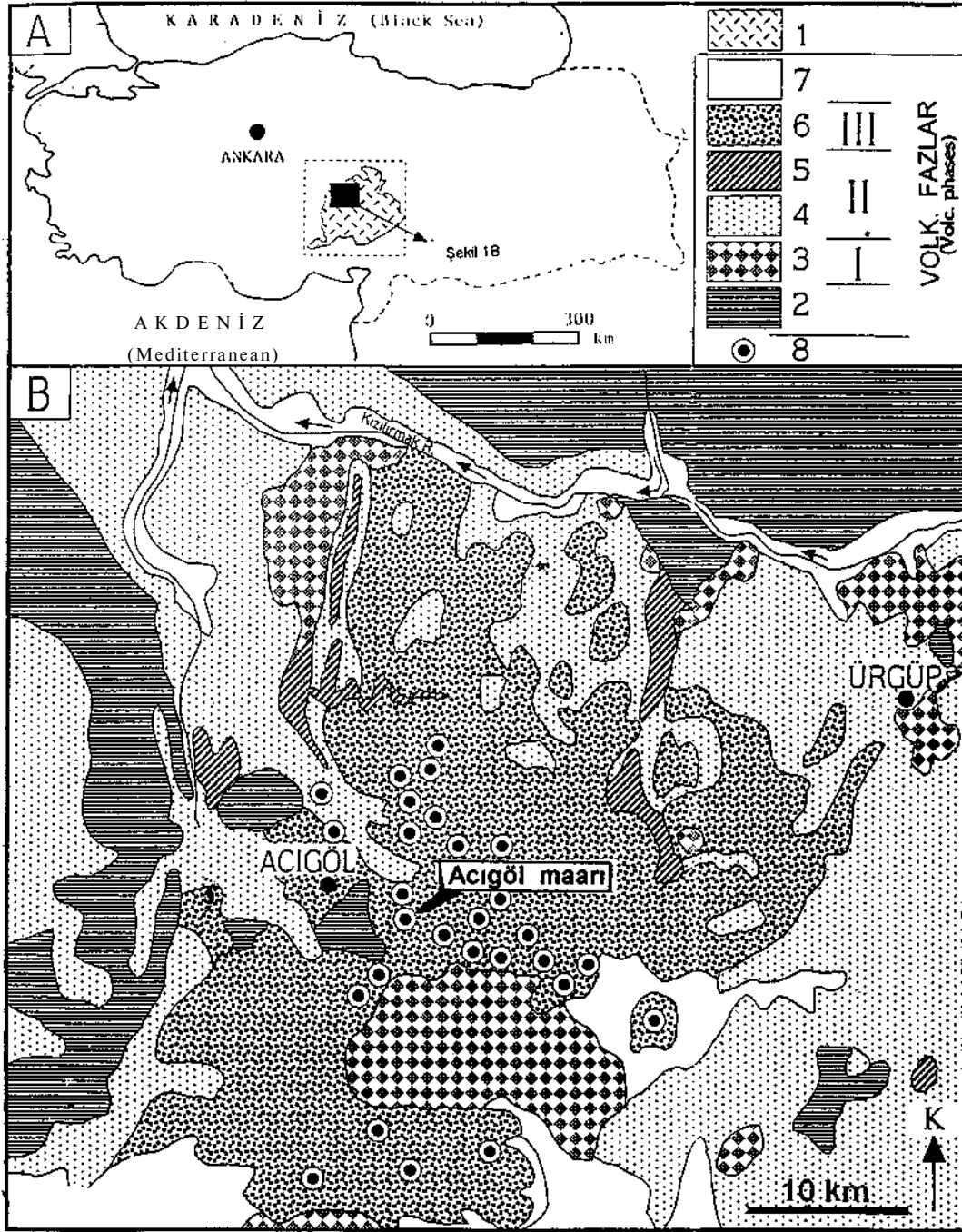
## GİRİŞ

Maar gölü su toplama bölgesi genelde tek tip kayaçtan yapılmış, göreceli olarak sınırlı büyüklükte bir depolanma alanıdır. Göl yüzeyi ve drenaj alanının küçükliğinden dolayı, iklimin depolanma üzerindeki etkisi diğer tip göllere göre daha belirgindir. Özellikle maar duvarlarının korunduğu kapalı göllerde acı veya tuzlu suların varlığı bunu ortaya koyar. Dolayısıyla maar göllerinde kimyasal tortullar mutlaka bulunurlar (Last ve de Decker, 1990; Last, 1992). Dışarıdan mevsimlik veya daimi su girişi olduğunda, maar gölü kenarında kırıntılı tortul prizmaları, örneğin deltalar oluşabilir (Williams, 1992). Bazı durumlarda, çevresi ile uyumlu olmayan, göle özgü makro- ve mikro organizma topluluğu gelişmektedir (Ambert, 1989; Bahrig, 1989; Brugal ve diğ., 1990).

Maar göllerinin tortul fasiyesleri, drenaj alanının darlığı ve kaynak kayanın tek tip oluşu nedeniyle çok çeşitli değildir. Ancak inceleme konusu edilen Acıgöl maar gölünde durum bunun tersidir ve farklı fasiyesler

üst üste ve yan yana gelişebilmiştir. Dolgunun toplam kalınlığı bilinmemekte ve yalnızca üstteki 6 m lik kısımında gözlem yapılabilmektedir. Bu kesimde göl kenarı kırıntıları, ince ve kaba taneli tüftik tortullar, breşik çamurtaşları (kuruma breşleri) kireçtaşları, turba ve bitkili çamurtaşları ve traverten ayrı fasiyesler olarak seçilmektedir. Gölsel istifin asıl oluşturucu, yerli litolojisi tüftik kırıntılılar olup diğerleri bu evsahibi tortullar içine değişik seviyeler halinde yerleşmiştir. İstifin ilginç fasiyesi turbalardır. Geç Holosen yaşlı (C14 metoduна göre 2010 + 80 ile 1810 + 65 yıl) bu fasiyesin kalori değerleri 2301 ile 3165 kCal / kg arasındadır. Turbaların kalori değerleri yaşlan ile mukayese edildiğinde aşırı yüksek ve hatta linyit türü kömürlere yakın olduğu görülmektedir (Bouska, 1981). Bu durum turbalaşmaya başka faktörlerin de katkıda bulunduğunu ortaya koymaktadır.

Acıgöl maarındaki dolgunun oluşumunu etkileyen süreçler Kazancı ve diğ. (1995) de özetlenerek verilmiştir. Bu makalenin amacı önceki çalışmayı genişlet-



**Şekil 1.** A) Kapadokya Bölgesi ve çalışma yerinin bulduru haritası (kesik çizgili kare içindeki siyah dörtgen) B) Acigöl civarının jeolojik haritası (Ercan, 1987 ve Pasquare ve diğ., 1988'den değiştirilerek alınmıştır). Simgeler: 1- tç Anadolu Senozoyik volkanikleri, 2- Miyosen öncesi kayalar, 3- Eski lav akmaları, 4- Ignimbitler, 5- Yeni lav akmaları, 6- Piroklastik tortullar, 7- Güncel alüvyon tortullar, 8- Maar ve diğer Kuaterner volkanik merkezler. Volk. fazlar: I- Üst Miyosen, II- Pliyosen, İÜ- Kuaterner.

**Figure 1.** Location of the Cappadocia district (dashed frame) and the study area (black square) in the Cenozoic volcanics at the central Anatolia. B) Geological map of the Acigöl area (modified from Ercan, 1987 and Pasquare et al, 1988). 1- Cenozoic volcanics in Central Anatolia, 2- Pre - Miocene rocks, 3- Older lava flows, 4- Ignimbrites, 5- Younger lava flows, 6- Pyroclastic deposits, 7- Recent alluvial deposits, 8- Maar and Quaternary volcano centers. Volcanic phases: I- Upper Miocene, II- Pliocene, III- Quaternary.

## NEVŞEHİR - ACIGÖL MAARI

mektir. Bunun için istifte tortul fasiyes ayırımına gidilmiş, önceki araştırmada bulunmayan birçok yeni analiz yapılmıştır. Elde edilen bulgularla jeotermal faaliyetin fasiyes çeşitlenmesine etkileri ve bilhassa turbaların yüksek kalorili oluşlarına katkıları tartışılmaktadır.

### BÖLGESEL JEOLoji

Acıgöl maarı İç Anadolu'da Kapadokya olarak adlandırılan bölgede yer alan Kuvaterner yaşlı pek çok volkanik çıkış merkezlerinden biridir (Şekil 1). Bu bölge Senozoyik volkanik istifinin en iyi korunduğu ve yüzeleendiği yerdir. Volkanizma Miyosen'den Holosen'e kadar başlıca üç temel fazda aralı olarak meydana gelmiş, farklı çıkış merkezlerinden yayılan volkanik malzeme geniş alanları örtmüştür.

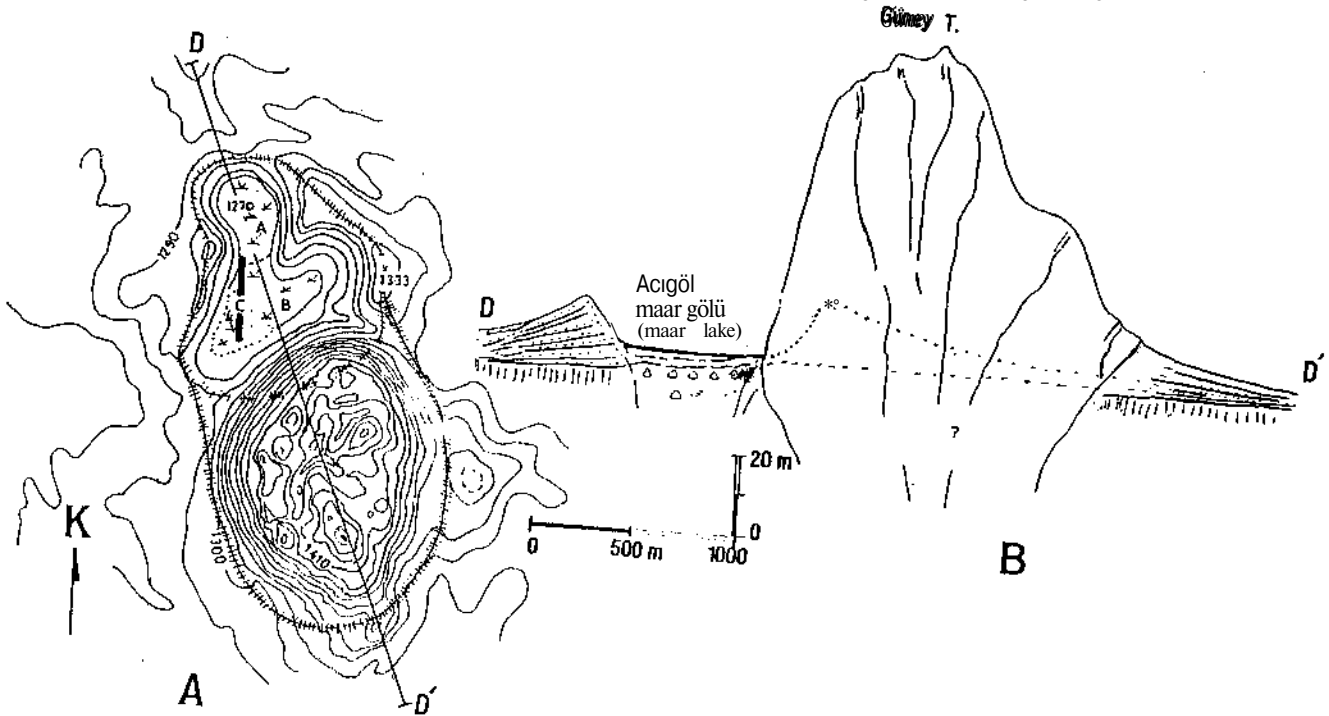
İç Anadolu ve Kapadokya yöresinin volkanik istifi ve bunları doğuran tektonizma önceki pek çok araştırmada ele alınmıştır (Sassano, 1964; Pasquare, 1968; Innocenti ve diğ., 1975; Batum, 1978; Ercan, 1984; Pasquare ve diğ., 1988; Ercan ve diğ., 1991; Toprak, 1994; Aydar ve diğ., 1994). Batum (1978) yörede ilk kez 11 formasyon ayırarak volkanik stratigrafi kurmuş ve daha önce savunulan görüşlerin tersine, 2 ve 3 volkanik çıkış merkezi değil, yörede üç temel fazda pek çok volkanik merkezin faaliyetle olduğunu vurgulamıştır.

Farklı araştırmacıların elde ettiği radyometrik yaş verileri (Batum, 1975; Innocenti ve diğ., 1975; Yeğingik 1984; Besang ve diğ., 1985) Batum (1978)'un yorumlarını desteklemektedir, acıgöl maarı son volkanik fazda, Pleyistosen'de (0.7 m.y.) oluşmuştur ve buradaki piroklastikler, Batum (1978)'un volkanik stratigrafisindeki 8. formasyon olan "Beyaz Tüfler"e dahildir.

Acıgöl maanın yakın civarında pek çok püskürmeli ve patlamalı çıkış merkezi yer alır (Şekil 1). Yaklaşık 300 km<sup>2</sup>lik bir alanda maar, tüf halkası, tüf konisi, lav domu şeklindeki merkezler içice ve yan yana bulunurlar (Şekil 1, 3, 4). Bunların tümüne yakını Kuvaterner (3. volkanik evre)'de oluşmuştur. Bu yakın oluşum ve toplu bulunuş yöresinin büyük bir çöküntü kalderası (down - sag caldera) olarak yorumlanmasına yol açmıştır (Nevşehir kalderası: Öngür, 1978; Yıldırım ve Özgür, 1979, 1981; Ekingen, 1982; Tokgöz ve Bilginer, 1982; Ercan ve diğ., 1991; Gevrek ve Kazancı, 1994). Acıgöl maarı bu olası kaldera içinde bulunmaktadır.

### Acıgöl Maarı

Acıgöl maanın bugünkü biçimi eliptik olup, orijinal uzun eksenini 2200 m'dir. Güney yansı sonradan büyük bir riyolit domu ile işgal edilmiş ve maar çukurluğu büyük ölçüde daralmıştır (Şekil 2). Maar



Şekil 2. A) Acıgöl maanın topoğrafik haritası. Maar çeperti tırtıklı çizgi ile belirtilmiştir. Maann güney kısmı riyolit domu ile kaplanmış olup maar gölü kuzeyde A ve B sektörleri halindedir. Buradaki düz kalın çizgi gölü boşaltan drenaj kanalını temsil eder. B) A'daki D - D' hattı boyunca alınmış jeolojik kesiti.

Figure 2. A) Topographic map of the Acıgöl maar, whose southern part is occupied by a large rhyolitic intrusion. The maar's rim is shown by the jagged line. The maar lake is divided as A and B sector in the north. B) Cross - section correspond to transect D - D' in A.

duvarlarının maar göl tabanından yüksekliği 62 m, bölgede oluşturduğu huni biçimli röliyef 40 m kadardır. Duvarların göl içine eğimi halen 120 - 200 arasında olmakla birlikte orijinal eğimin çok daha fazla olduğu sınımlanmaktadır. Maarın içi 0.96 km<sup>2</sup>, tortulları ile birlikte kapladığı olan 4.5 km<sup>2</sup>'dir. Maar duvarlarının eğimi, maar yarıçapı ve oluşturucu piroklastik tortullarının tane özellikleri dikkate alınarak, maarın orijinal çukurluğunun 350 m - 450 m arasında olduğu tahmin edilmiştir. Buna göre en az 300 m lik bir kısmı sonradan dolarak kapanmıştır.

Maarın güney yarısını kaplayan riyolit sokulumu topoğrafik olarak önemli bir yükselti teşkil eder (Şekil 3B). Yaklaşık 0.3 m.y. önce yerleşmiştir ve Batum (1978) un stratigrafisinde 9. birim olan "Riyolitik Dom ve Lav Akmaları" na dahildir. Maar oluşumu ise daha eski olup 0.7 my önce gerçekleşmiştir (Besang ve diğ., 1977; Innocenti ve diğ., 1975).

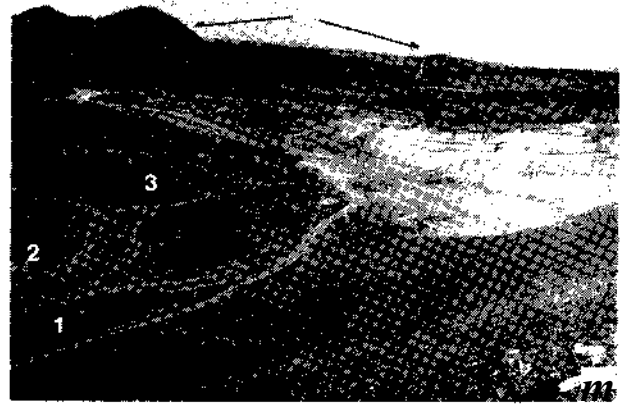
Maar oluşturan piroklastik istifin özellikleri taş ve kum ocağı yarmalarında iyi gözlenir. Genel olarak açık renkli, ince taneli, pümsiçe zengin piroklastiklerle, kahve siyah renkli lapilli tüflerin arkalanmasından oluşmuştur. Tümüyle gevşek ve / veya dağılğan haldedir. Tabaka kalınlıkları 0.2 - 75 cm arasındadır. Piroklastik istifin taban düzeylerinde çapı 1 m'ye ulaşan granit blokları gözlenir. Bunlar muhtemelen patlama sırasında temelden kopartılmışlardır. Maar istifinin içinde yer yer antidün ve küçük ölçekli çapraz tabakalarıyla tipik olan base - surge tortulları gözlenil\*. Mineralojik yapı sadedir. Litik ve mineral taneler camsı tanelerden hacimce daha az miktarlarda bulunur. Tüm litofasiyes topluluğu Schimincke ve Fisher (1984) ve Cas ve Wright (1988)'de tanımlanan klasik maar tortullarının benzeridir.

Maar Gölü tortulları maar duvarlarını ve riyolit domunu uyumsuz olarak üstler.

#### Maar Gölü

Acıgöl maarının gölü (0.21 km<sup>2</sup>), aşırı sivrisinek ürettiği gerekçesiyle 1972'de 3 m derinliğinde bir drenaj kanalı açılarak boşaltılmıştır. Bu kanal yaklaşık 500 m uzunluklu olup K - G yönlüdür ve gölün güney yarısında bulunur. Halen, gölün kuzey yansında kış ve ilkbahar aylarında küçük su birikintileri oluşur ve kısa sürede kurur. Kalan sürede göl tabanı açıktadır ve hemen hemen düzdür. Eski göl topoğrafik olarak biri kuzeyde (A), diğeri güneyde (B) iki sektöre ayrılmıştır ve güneydeki 20 cm daha yüksektedir (Şekil 3).

Göl kıyısındaki dalga aşındırma teraslarının konumlarına göre, kanal açılmadan önce göl derinliği bazı yıllar 4 m'ye ulaşabilmekte, bazı yıllar ise tümüyle kurumaktaydı. Ortalama 1 m civarında olmuştur. Gölün kış aylarında donduğuna ilişkin kayıt yoktur. Göl



Şekil 3. Acıgöl maarı eski göl tabanı ve maar duvarlarını oluşturan piroklastik tortullar (Şekil 2 A'daki A sektörü). 1- Yüzeylemiş turba, 2- Göl tabanında traverten, 3- Gölün en düşük kotlu çayır kaplı bölgesi, 4- Maar dışında lav domları. Resim kuzey batıya doğru alınmıştır.

Figure 3. Pyroclastic deposits on the maar walls (A sector in Figure 2). 1- Peat, 2- Travertine, 3- Marsh deposits, 4- Lava domes, photo taken from southwest direction.

suyu eskiden beri acı ve / veya az tuzludur (Lahn, 1948; Keller, 1974). Göl adının da buradan kaynaklandığı sınımlanmaktadır.

Acıgöl maarının gölü, dışarıdan su girişi olmadığı gibi dışarıya su boşalmanın da bulunmadığı kapalı, küçük bir depolanma havzasıdır. Beslenme yalnızca 0.96 km<sup>2</sup>'lik drenaj alanına düşen yağış ile olur. Göl tabanının rakımı 1270 m'dir. Yan kurak bir iklimin hüküm sürdüğü bu yörede ortalama yağış miktarı 389 mm / yıFdır. Yaz günlerinin ortalama sıcaklığı 29.5°C, kışın ise 10.9°C dir (Met. Bült., 1974). Drenaj alanı çıplaktır ve seyrek otlar dışında bitki örtüsü bulunmaz. Bu nedenle yağışlı dönemlerde fazla miktar tortul maar duvarlarından göl içine aktarılır. Rüzgar erozyonu da önemli ölçülerdedir.

Acıgöl maar gölsel dolgusunun en üst 3 m si turba ocağı yarmalarında, hemen altındaki 3 m de drenaj kanalı duvarlarında incelenebilir. Bu 6 m'den başka yüzeyleme yoktur. İleriki bölümlerde tanıtılacak fasiyesler bu kesimde gözlenir (Şekil 3 - 5).

#### İNCELEME YÖNTEMİ

Maar gölü dolgusunun saha incelemesi, 1992 yazında, tek tabaka gözlemlerine dayalı kesit ölçümü ve sistematik örnek toplama şeklinde yürütülmüştür. Drenaj kanalı duvarları ve turba ocağı yarmaları uygun kesitler oluşturmakta ve dolguyu 3 boyutlu inceleme imkanı vermektedir (Şekil 3 - 6). Ayrıca RD - 200 EDA radon dedektörü ile tortulların kapsadığı radon gazı ölçümleri

Tablo 1. Acıgöl maar dolgusunun bazı düzeylerinin kimyasal bileşimi. 5/2 ve 5/3 fasiyes 5'in orta ve üst tabakalarını 6/1 ve 6/2 ise fasiyes 6'nın taban ve tavanı temsil eder.

Fasiyes (facies)	ELEMENTLER % (elements %)									ppm		
	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	Au	As	Hg
Fas.2	31.65	0.30	1.75	0.01	2.90	1.30	0.60	0.40	0.02	-	45	0.1
Fas5/2	54.75	0.55	3.75	0.15	1.70	0.75	0.60	0.50	0.03	-	95	0.1
Fas5/3	23.90	0.80	2.90	0.15	23.75	7.20	0.60	0.50	0.40	-	65	0.1
Fas6/1	21.35	0.70	2.30	0.20	28.45	6.80	0.40	0.45	0.13	-	70	0.1
Fas6/2	24.40	0.50	2.35	0.20	28.00	4.20	0.80	0.40	0.25	-	100	0.1

yapılmış ve sonuçlar önceki yıllarda elde edilenler ile karşılaştırılmıştır. Tortul örnekleri rutin laboratuvar teknikleri ile analiz edilmiştir. İnorganik tortullarda petrografik inceleme, eleme ve hidrometre yöntemleri ile tane boyu analizleri, ağır mineral tanımlamaları, HCl ile CO<sub>2</sub> miktarı tayinleri, major ve minör elementler için kimyasal analizler ve elektron mikroskobu incelemeleri yapılmıştır. Turba örneklerinde ise spor - polen tanımlamaları, organik madde kapsamı (ISO R - 562'ye göre; kükürt için ASTM D. 3177), toplam karbon, kül miktarı (ISO R - 1171'e göre), nem (ISO R - 589'a göre) Au - As - Hg kapsamı ve kalorifik değer analizleri (DİN 51900'a göre) gerçekleştirilmiştir (Tablo 1 - 3).

Gösel istiflerde, özellikle maar gölü tortullarında radon, altın, cıva ve arsenik gibi özel bazı elementlerin aranmasının amacı, göl suyuna zeminden sıcak suların karışıp karışmadığının ortaya koyulması, ısıtıcı sistemin (varsa) niteliğinin açıklanmasıdır. Yüksek radon akifer varlığını temsil eder (Shigeno, 1990). Isınmayı doğuran su döngüsü dokunan (connective) veya dolaşan (convective) tipte olabilmektedir (White, 1973).

Tablo 2. Turba ve bitkili çamurtaşlarının (fasiyes 5) palinolojik kapsamı.

Table 2. Palynological content of peat and plant - bearing mudstones (facies 5).

BİTKİLER (PLANTS)	% (sayıca bolluk) (number of spedes %)
Monogemmites	2
Taxodiceae	11
Pinaceae	2
Gramineae	48
Betulaceae	2
Fagaceae	5
Cyrrillaceae	2
Compositae	2
Nyssaceae	2
Chenopodiaceae	1
Tanınamayan	23

Table L Chemical analyses of the samples taken from Acıgöl maarfacies (512 and 513 belong to middle and upper units of fades 5, 6/1 and 612 belong to upper and bottom units of fades 6).

Göl istifin temel element bileşimi, volkaniklastikler ve bitkili çamurtaşları için olağan sınırlar içindedir (Tablo 2, 3). Hg tüm örneklerde 0.1 ppm civarında, As 45-100 ppm arasındadır. As turbalarda göreceli olarak yüksektir. Örneklerde Au izlenmemiştir (Au için bu çalışmada yararlanılan aletin tanımlama sınırı 0.5 gr / ton).

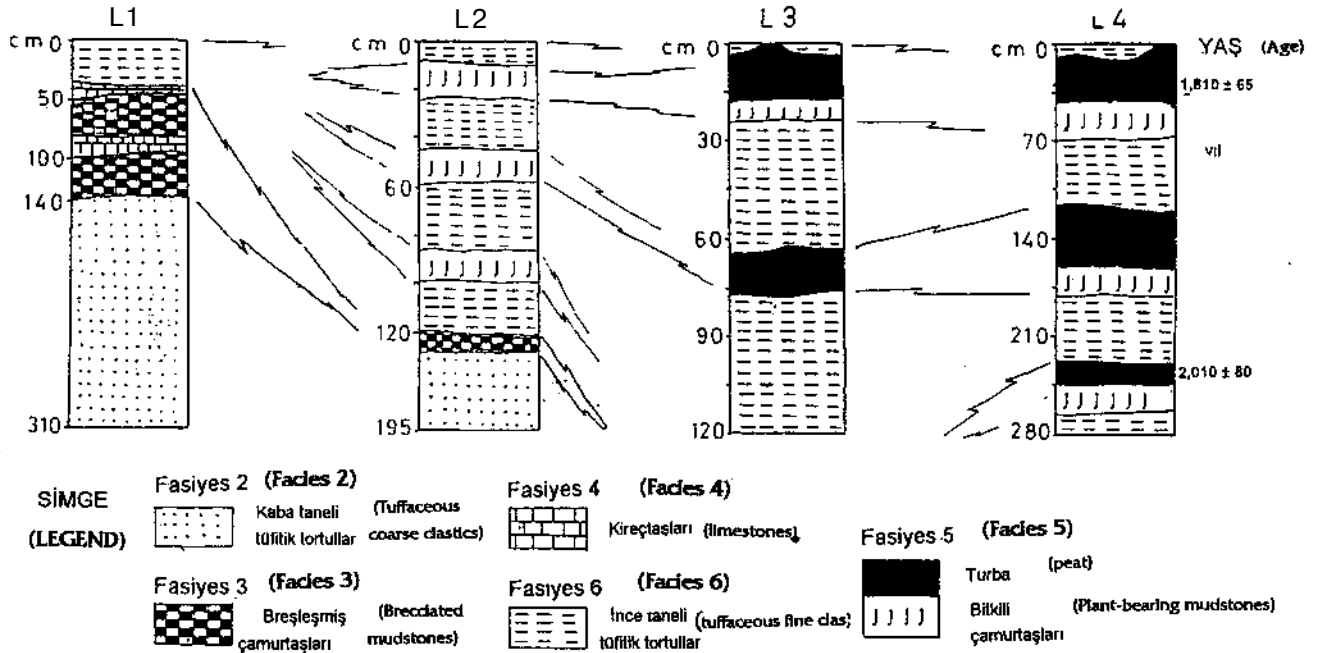
#### MAAR GÖLÜ DOLGUSU VE FASİYESLERİ

Acıgöl maarı tortul dolgusunun gözlenebilen en üst kesimlerinin saha ve stratigrafik durumu şekil 5'te verilmiştir. Ayırtlanan başlıca fasiyesler şunlardır: Göl kenarı kırıntılıları (fasiyes 1), kaba taneli tüfitik tortullar (fasiyes 2), breşleşmiş çamurtaşları (kuruma breşleri - fasiyes 3), kireçtaşlan (fasiyes 4), turba ve bitkili çamurtaşlan (fasiyes 5), ince taneli tüfitik tortullar (fasiyes 6) ve traverten (fasiyes 7). Stratigrafik olarak en üstteki travertenler (fasiyes 7) hariç, diğer fasiyes tabakaları çoğunlukla birbirleriyle ardalıdır (Şekil 5). Dolgunun toplam kalınlığı bilinmemektedir. Bununla birlikte yüzeylenmiş kısımların da fasiyes 1 ve 2'den oluştuğu sanılmaktadır. Belki maar içinde daha göl doğmamışken, dik maar duvarlarından aşırı miktar malzeme kitle halinde dökülerek (avalanching) orijinal maar çukurluğunu büyük ölçüde (en az 300 m) doldurmuştur. Jeofizik kayıtlarda belirlenen bazı tortul nitelikleri de bu dolma fikrini desteklemektedir (Ekingen, 1982; Tokgöz ve Bilginer, 1982).

Maar gölünün ilk oluşumu ve / veya içinde tortulaşmanın başladığı zamana ait kesin yaş verisi yoktur. Fasiyes 2'nin en alt stratigrafik seviyede bulunan tabakaları bazı tipik olmayan güncel, gösel gastropod ve lamelli kabuklan kapsar. Aynı şekilde fasiyes 5 içindeki spor ve polen dağılımı depolanmanın erken Holozen'den günümüze kadar sürdüğünü göstermektedir (Tablo 2). Bu çalışma kapsamında, fasiyes 5'in (turba ve bitkili çamurtaşları) en alt ve en üst tabakalarından C14 yöntemiyle yaşlandırma yapılmış (Şekil 4, 5) ve 2010 ± 80 ile 1810 ± 65 tarihleri elde edilmiştir. Turbaların radyometrik yaşlan, spor - polen kapsamıyla

**Tablo 3.** Göl dolgusundaki üç adet turba seviyesinin (fasiyes 5) bileşim özellikleri (Analiz yöntemleri için metne bakınız).

Analizler (analyses)	Orijinal (doğal) örnekler (peat samples) turba düzeyleri			Kurutulmuş örnekler (dried peat samples) turba düzeyleri		
	Alt	Orta	Üst	Alt	Orta	Üst
Nem %	10.00	16.00	9.6	-	-	-
Kül %	26.92	22.50	43.06	29.91	26.79	47.63
Kükürt						
org. - piritik %	0.74	0.76	0.30	0.82	0.90	0.33
külde %	1.03	0.84	0.42	1.15	1.00	0.47
toplam %	1.77	1.60	0.72	1.97	1.90	0.80
Kalorifik değerler						
düşük kCal/kg	3165	2974	2301	3584	3655	2609
yüksek kCal/kg	3414	3230	2485	3793	3845	2749
Element % (elements %)				külsüz örnekler (ash - free samples)		
C	36.83	34.43	27.19	58.39	55.98	57.44
H	3.49	2.96	2.34	5.53	4.81	4.94
N	.	1	1.36	2.62	2.65	2.87
O	20.37	21.72	16.15	32.29	35.32	34.12
S	0.74	0.76	0.30	1.17	1.24	0.63



**Şekil 4.** Göl istifinin en üst kesimlerinin ölçülü kesitleri. Yerleri için Şekil 5A'ya bakınız.

**Figure 4.** Representative logs of lake -fill succession. See Fig. 5A for location.

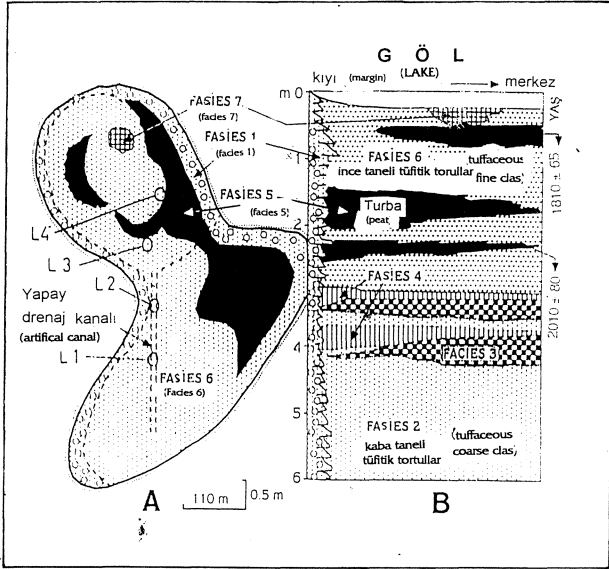
(Tablo 2) uyumludur ancak, bunun gösel dolgunun yaşını değil, yalnızca yaşını ortaya koyduğu hatırlanmalıdır.

#### Fasiyes 1: Göl kenarı kırıntılıları

Kısmen karasal kısmen su içinde depolanmış olan bu kırıntılı tortullar göl kıyası boyunca yerleşmiştir.

Gösel fasiyesleri çevreler ve onlarla yanal geçişlidir (Şekil 5). Bugün bile maar duvarlarının alt etekleri önünde oluşumu devam etmektedir. Boşaltıştan önceki göl su seviyesinin üst düzeyini işaret eden dalga aşındırma platformu veya taraçası oldukça iyi korunmuştur (Şekil 6). Fasiyesin gözlenebilen tortulları 0.2 - 2 m kalınlığa sahip boylamsız kırıntılılardır. Çoğu yer-





Şekil 5. Acigöl maar dolgusunda ayrılan fasiyelerin alan- sal (A) ve stratigrafik (B) dağılışı.

Figure 5. The areal (A) and stratigraphic (B) distribution of main lake sediments.

de aşınmış veya üzeri örtülmüştür. Maksimum tane boyu 18 cm olmakla birlikte 6-10 cm çapında taneler yaygındır. Tabakalanma kötü gelişmiştir. Sınırlı sayıda gözlem noktalarında yukarı doğru incelmeye ve açık doku (open - work texture) belirgin özelliklerdir. Bazı yerlerde ise silt - kil boyu taneler arasında gömülmüş çakıllar gözlenir.

Fasiyes kolüvyon veya etek döküntüleri olarak depolanmıştır. Güncel eşdeğerlerinde iyi gözlemlendiği gibi bu oluşuklarda tane dökülmesi ve moloz akması türü gravite etkili tane taşınmaları (avalanches) yaygındır (Selby, 1994). Bir bölüm tane su içine ulaşmış ve fakat bunlar delta oluşturamamıştır.

Gölün güncel topografyası ve göl kıyı tortularının dağılımı, bu fasiyesin göl alanının daralmasında rol oynadığını göstermektedir. Maar duvarlarının yüksek eğimli ve tümüyle gevşek piroklastiklerden yapılı olması, bu fasiyes tortularının sürekli beslenmesini ve gelişmesini sağlamıştır.

Fasiyes 2: Kaba taneli tüftik tortullar

Fasiyes incelenen istifin alt kesimini meydana getirir (Şekil 4). Kesin kalınlığı ölçülememektedir ve muhtemelen dolgunun altta kalan kısma da bu tortulardan kuruludur. Mavimsi gri renkli zayıf tutturulmuş tüftit ve / veya tüftik kumtaşı - çamurtaşı olup yerel oksitlenme sebebiyle sarımsı ve yeşilimsi kesimler meydana gelmiştir. Tek belirgin tortul yapı kalınlıkları 2 - 15 cm arasında değişen paralel tabakalanmadır. Yer yer biyo-



Şekil 6. Göl istifinin drenaj kanalı içindeki, turba içermeyen bölümü. Şekil 4'teki kesit L1'in ölçüm yeri. Ok dalga aşındırma taraçasını (gölün en yüksek su seviyesini) göstermektedir.

Figure 6. Lake fades except peat distributions in the artificial channel, the location of measured section of LL. Arrow indicates high level of lake water.

türbasyon nedeniyle tabaka ara yüzeyleri belirsizleşmiştir. Tabakalarda ekseri normal, seyrekçe ters derecelenme izlenmektedir. Ortalama tane boyu 0.2 mm, maksimum tane boyu ise 2.2 mm olarak ölçülmüştür. Fasiyes tortullarında göl kıyısından merkeze doğru belirgin bir tane boyu incelmeye izlenir. Taneler köşeli - az köşelidir. Fasiyes minerolojik açıdan sadedir. İri tanelerin tümü pümis ve obsidyen parçalarıdır. İnce taneler arasında az oranda feldspat ve kuvars, nadiren biyotit ve hornblende gözlenmiştir.

Fasiyeste CaCO<sub>3</sub> oranı düşey yönde değişme gösterir. Altlarda %6.4 olan bu oran üst kesimlerde %18'e ulaşır. Genel kimyasal bileşimi ise diğer fasiyelerle benzerlidir (Tablo 1).

Fasiyes içindeki lamellibrans kabuk kırıkları bu tortulların sulu ortamda depolandıklarını açık şekilde ortaya koymaktadır. Muhtemelen bu fasiyes havza kenarı tortularının (fasiyes 1) su içindeki yanıl devamı olarak meydana gelmişlerdir. Yağışlı dönemlerde gravite kontrollü taşınmalarla (avalanches) maar duvarlarından havzaya aktarılan tortulların su içine ulaşmaları, dalgalarla dağıtılarak bu fasiyesi oluşturmuştur. Fasiyesin gelişmesinde dalga etkinliğinin tipik işaretleri, lamellibrans kabuklarının aşırı kırılmış olması ve düzensel tabakaların varlığıdır. Dalga faaliyeti olmasaydı, yalnızca kıyıda veya kıyı yakını kesimlerde pümis parçalarının egemen olduğu asiltidan çökelim görülürdü. Oysa tabakalar göl merkezine doğru uzanmaktadır. Fasiyes içinde kütle taşınmalarının işaretleri olan derece-

lenmeler mevcuttur. Ters derecelenme moloz akmalarına özgüdür. Normal derecelenme gösteren tabakalar da aynı şekilde maar duvarlarından başlayıp su altında devam eden türbülan karakterli moloz akmalarıyla oluşabilmektedir.

Fasiyesin çöklediği göl çok derin değildir, zira dalgalar tabanı etkileyebilmiştir. Zaman içinde göldeki  $\text{CaCO}_3$  miktarının arttığı ve %6.4'ten %18'e yükseldiği izlenir. Bu artış göl suyundaki buharlaşma ile yakın ilgilidir ve fasiyesin depolandığı göl üzerinde iklimin tesirli olduğu ortaya koymaktadır.

### Fasiye 3: Breşleşmiş çamurtaşları

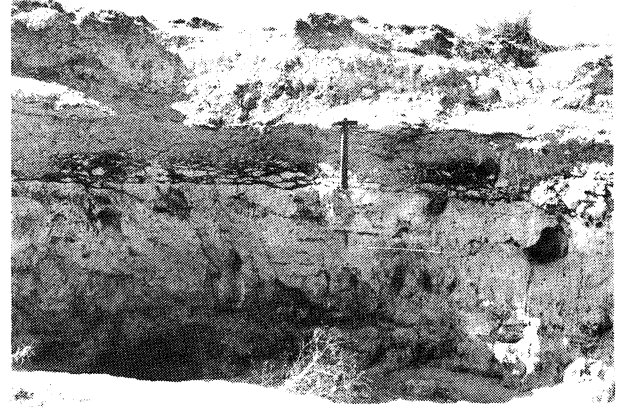
Çamurtaşı breşleri şeklinde de adlandırılabilir. Fasiyes 35 cm ve 45 cm lik üst üste iki seviye halinde, önceki fasiyes 2'nin üst kısımları içine gömülmüş olarak bulunurlar (Şekil 4 - 7). Her iki seviyenin taban dokanıkları ani / kesin geçişlidir (Şekil 6). Yanal uzanımlarda göl içi alana doğru kalınlaşarak giderler. Fasiyesi tanımlayan breşleşme alttaki seviyede çok tipiktir. Taneler çubuksu, yassı, düz biçimli, genellikle orta - ince çakıl boyundadırlar. Seviyenin alt kısımlarında tane boyu daha iri, üstlere doğru incilir (Şekil 7). Üstteki ikinci seviyede breşik doku, güncel alterasyon ve / veya topraklaşma sebebiyle ancak sınırlı alanlarda korunabilmiştir.

Çamurtaşlarının tüftük karakteri belirgin olup silt - kil boyu volkanik kırıntılılar ile kalsiyum karbonattan yapılmışlardır. Her iki seviyede de  $\text{CaCO}_3$  miktarı seviyelerin altından üstlerine doğru artar. Alttakinde bu oran %18'den 33'e, üst seviyede ise %25'den 39'a ulaşmıştır. İlginç olarak breş taneleri matriksten daima daha az oranda  $\text{CaCO}_3$  kapsamaktadır. Matriks gözeneklidir. Gözeneklerin bir kısmının biçimlerini ilginç olup, silindirik tüpsü ve düşey yönde daralan tüpler halindedir. Bu tür gözeneklerin kök izleri ve kuruma çatlak dolguları olduğu düşünülmektedir.

Fasiyesin oluşumu, gölün aşırı sığlaşma döneminde, karbonat çökelişi ve biyotürbasyonun eşlik ettiği kuruma olayları ile kontrol edilmiştir. İklim periyodik olarak yağışlı ve kurak hal almış ve iki fasiyes birimi çökelmiştir. Kurak dönemde göle çok az tortul taşınabilmiş, göl tabanı kuruyabilmiştir. Sığ göllerde bu durum olağandır (Eugster ve Hardie, 1978; Eugster, 1986).

### Fasiyes 4: Kireçtaşları

Bu fasiyes breşik çamurtaşı seviyeleri ile birlikte gözlenir ve onları üzerleyen 19 cm ile 24 cm kalınlığında iki tabakadan kuruludur (Şekil 5 - 7). Tabaka kalınlıkları yanal yönde, breşlerin tersine, göl içine incelmektedir. Fasiyes dismikritten yapılmıştır. Yer yer bitki kök faaliyetlerine bağlı olarak mikrobreşleşme



Şekil 7. Şekil 6'da işaretli yerin yakından görünüşü. Fasiyes 3'ün üst tabakası büyük ölçüde topraklaşmaya uğramıştır. Aynı şekilde fasiyes 4'ün üst seviyesi parçalanmıştır. Çekiç 40 cm.

*Figure 7. Close review of the narrow in figure 6. The upper unit of fades 3 is obscured by recent pedogenic processes. The upper unit of fades 4 is brecciated. The hammer is 40 cm.*

gözlenir. Ayrıca kök kalıpları ve rastgele dağılmış mollusk kavkuları kapsamaktadır. Fasiyesin her iki seviyesinin üst kısımları kalker kabuklarda (kalkret) yaygın olan laminalanma bulundurmaktadır. Bu kesimlerde alveoler doku, yuvarlağımsı taneler ve tane çeperlerini izleyen mikroçatlaklar gözlenir. Tüm bu dokusal özellikler topraklaşmaya giden ileri bir alterasyonu temsil etmektedir.

Elektron mikroskobu incelemeleri karbonat çamurunun mikrosferlerden meydana geldiğini ortaya koymuştur (Şekil 8). Hamurdaki yuvarlağımsı yapıların bir kısmı eşboyutlu ve ideal küre biçimli iken, bir kısmı düzensizdir. Bu tarz oluşumlara travertenlerde (Chafetz ve diğ., 1991), anoksik göl tortullarında (Dickman, 1986) ve tuzlu sulu geçici göllerde (Meyers, 1990) rastlanmış, mikroalglerin ya da bakterilerin ürünü olabileceği belirtilmiştir. İncelediğimiz örneklerde herhangi bir alg izi gözlenmemiş olup, dolayısıyla bu mikrosferlerin bakteriler tarafından meydana getirilmiş olması kuvvetle muhtemeldir. Fasiyesin breşlerle ardalı saha durumu (Şekil 5 - 7), ortamda aşırı sığlaşma ve kuruma evrelerini yüksek göl seviyesinin izlediği, karbonatların bu dönemde çöklediğini belirtmektedir. Yüksek su seviyesine sahip gölde bakteri faaliyeti çökelişi yönlendirebilmiştir.

### Fasiyes 5: Turba ve bitkili çamurtaşları

Bu fasiyes göl dolgusunun üst kesimlerinde bulunur ve ince taneli volkaniklastikler (fasiyes 6) içine yerleşmiştir (Şekil 5, 9). Turba 17 cm, 70 cm ve 45 cm kalın-



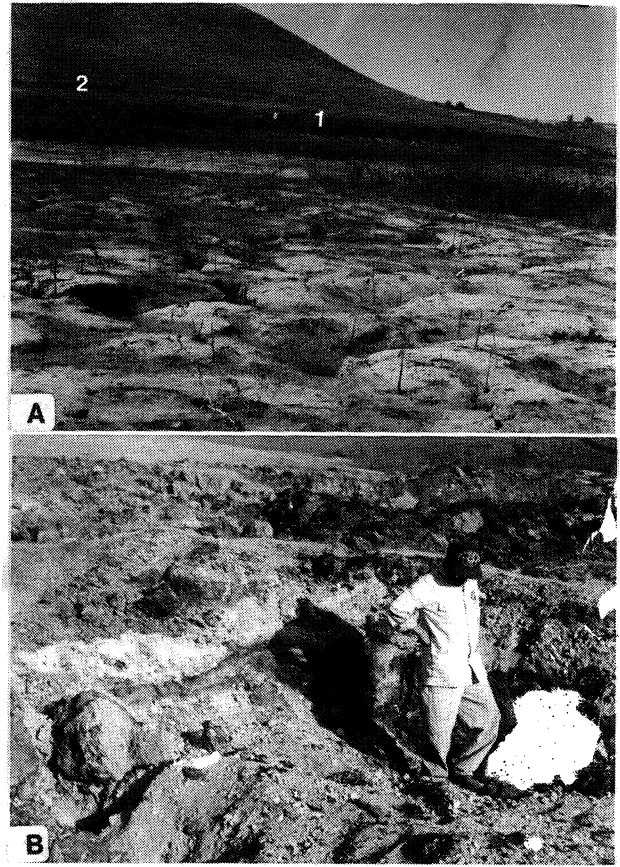
**Şekil 8.** Kireçtaşlarının (iâsiyes 4) mikroküreciklerinden meydana gelen ve bakteriyel faaliyete yorulan iç yapısı.

*Figure 8. Microspheroidal structures of bacterial activity in the faciès 4.*

lığında üç seviye halindedir. Bitkili çamurtaşlan ilk turba seviyesinin (17 cm) altında, 40 cm kalınlığında olup, içindeki organik madde - bitki - oranı hacim olarak %18'e yaklaşmaktadır. Çamurtaşlan tüfitik karakterlidir. Kapsadığı bitkilerin dokuları turbalar ile benzer.

Fasiyesin en üstteki seviyesi (45 cm), hem doğal süpürülme hem de hammadde işletmeleri sebebiyle geniş ölçüde yüzeye çıkmıştır (Şekil 9). Bu üstü açılma yüzünden yaz aylarının sıcak günlerinde kendi kendine yanmakta ve beyaz küle dönüşmektedir (Yazarlardan biri - A.İ.G. - tarafından 1992 Ağustosunda yanma sıcaklığı 550°C olarak ölçülmüştür).

Turba seviyeleri gölün doğu kenarlarına yakın bölgelerde en fazla kalınlığa sahiptir. Göl içine doğru nispeten incilir, batı ve güney kesirrtlerde gelişmemiştir (Şekil 4, 5). Alt ve üst turba tabakaları oldukça gevşek ve aşın gözeneklidir. Bitkilerin ince ve ipliksi dokuları vardır ve olasılıkla çayır ve yosun türü organizmalar tarafından oluşturulmuşlardır. Ortadaki seviye ise (70 cm) nispeten pekişmiştir ve bitkiler kaba ipliksi dokudadır. İçlerinde Compositae familyasından *Onopordium*



**Şekil 9.** Acigöl maar dolgusunda yer alan turbaların (fasiyes 5) saha görünüşü. A) En üst turba seviyesi üzerinde rüzgar erozyonu nedeniyle zayıflamış ince taneli tüfitik tortullar (fasiyes 6). Resmin gerisinde yüzeylenmiş turba (1) ve görsel taraça (2) görülüyor. B) Doğal yanma ile üst turbanın küle dönüşmüş durumu. Kişi yanmaya uğramamış orta turba seviyesini açan yarma içindedir.

*Figure 9. Areal view of faciès 5. A) The upper unit of fades 6.1) Terrace of lake. 2) The ash part of peat. B) Fired and ash part of upper peat unit. The person stands in the unfired part of peat.*

sp. ve *Cirsium* sp. dal ve kök parçaları seçilebilmektedir. Palinolojik incelemeler her üç seviyenin benzer topluluk içerdiğini gösterir ve özellikle *Taxodicea* ile *Graminae* türleri yaygındır (Tablo 2). Bir bölümünün havza dışından aktarılmış olması kuvvetle muhtemeldir, ancak bu topluluk genelde step türü kuru - soğuk iklim şartlarını yansıtmaktadır. Fasiyesin bütün tabakaları bolca küçük boylu *Gastropoda* kavkı ve kavkı parçaları bulundurulur.

Alt ve üst turba seviyelerinin C14 yöntemi ile yaşlandırılması yapılmıştır. Yaşlandırma örnekleri alt\* seviyenin alt kısımları ile üst seviyenin üst kısımlarından

seçilmiş olup, altta  $2010 \pm 80$  yıl, üstte  $1810 \pm 65$  yıl bulunmuştur. Sonuçlar bu fasiyesin kabaca 200 yıllık bir zaman diliminde çökeldiğini göstermektedir.

Turbaların laboratuvar incelemeleri, beklenilenden yüksek kalori değerlerine ve çok az kül içeriğine sahip olduklarını göstermektedir (Tablo 3). Toplam 7 örnekten elde edilen minimum değer  $2301$  kCal / kg, maksimum ise  $3165$  kCal / kg'dir. Orijinal ve kuru örnekler arasındaki kalori farkının azlığı da dikkat çekicidir (Tablo 3). Bu değerler turbalar için oldukça yüksek olup linyit mertebesindedir (Bouska, 1981; Trinkle ve Hower, 1984; Shimoyama, 1984). Fasiyesin element bileşimi ile içerdikleri Au, Ag ve As değerleri de tüfitik tortullara (fasiyes 2 ve 6) yakındır (Tablo 3).

#### Fasiyes 6: İnce taneli tüfitik tortullar

Fasiyes istifin üst kesimlerinin oluşturan ve geniş yayımlı tortullardır. Turbalar bunların içinde gelişmiştir (Şekil 5B). Hali hazırda göl tabanında yüzeyler. Beyaz renkli, ince taneli volkaniklastikler olup hiç bir pekişme göstermezler. Maksimum tane boyu  $12$  mikron, ortalama tane boyu ise  $2$  mikron olarak ölçülmüştür. Paralel laminalanma tek tanıtman tortul yapısıdır. Turba seviyelerine yakın yerlerde deformasyon yapıları izlenir.

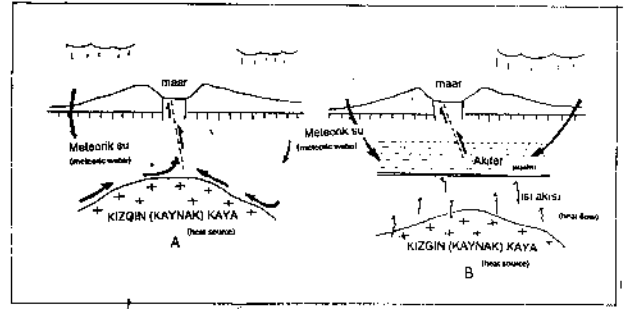
XRD analizleri ve SEM incelemeleri tortulların esas olarak pumis tozlarından meydana geldiğini göstermiştir. Az oranda kuvars, feldspat, kalsit ve jips bulunur. Herhangi bir kil minerali saptanamamıştır. Fasiyesin çok ince taneli tortullardan kurulu olması ve yalnızca paralel laminalanma gözlenmesi, bunların gölde aslıtından çökeldiğini düşündürmektedir. Muhtemelen gevşek maar duvarlarından rüzgar erozyonu ile göle aktarılan malzeme burada çökelmiştir. Az orandaki kalsit ve jips ise göl seviyesinin çok düştüğü veya tümüyle kurduğu evrelerde oluşmuştur.

#### Fasiyes 7: Travertenler

Traverten göl istifinin en üstünde yalnızca bir yerde yama şeklinde gözlenir (Şekil 4, 5). Göl tabanında  $0.6$  m yükseldikte,  $5$  m çapında az çok konik bir biçime sahiptir ve fasiyes 6'nın tortullarıyla çevrelenmiştir. Parlak beyaz renklidir. Gözenekli ve iplikli bir dokusu vardır. Tüpsü ve yuvarlağımsı olabilen boşlukları küçük boyutludur. Birimin taze yüzeyinde basamakvari yapılar gözlenir. Bunlar ekseri hidrotermal sulan yüzeyden akışı sırasında oluşmaktadır (Julia, 1981). Tortul yarı - katılmıştır. Fasiyes muhtemelen sıcak su çıkışı ile ilgili olup, çok yakın dönemde gölün çekildiği veya tümüyle kurduğu kurak / yarı - kurak iklimde meydana gelmiştir.

## TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Acıgöl maan Kapadokya bölgesinin büyük volkanik



Şekil 10. Maar içindeki jeotermal süreçlerin işleyişi (şematik). Dokunan (A) ve Dolaşan (B).

Figure 10. The cartoon modelling of geothermal system in the maar. Connective (A) system, convective (B) system.

çıkış merkezlerinden biridir. Boyutları ile püsküren ürünlerinin oranına göre de "büyük boyutlu maarlar" grubuna girer (Gevrek ve Kazancı, 1994). Maar gölü tortullarının da en iyi geliştiği yerdir. Civarda bol olan sıcak su kaynakları ve Acıgöl içinde oluşan traverten, yörenin jeotermal bakımdan aktif olduğunun açık işaretleridir. Bu nedenle, maardaki gösel depolanma bir yandan iklim ve havza geometrisi, diğer yandan jeotermal olaylarla etkilenmiş ve kendine özgü bir istif oluşturmuştur. Acıgöl maanının tortul dolgusu başlıca iki özelliğe sahiptir. Birisi sınırlı depolanma alanında fasiyes çeşitliliği göstermesi, öteki çok genç turbaların yüksek kalorili oluşudur. Bu özelliklerin ortaya çıkmasında jeotermal aktivitenin rol oynadığı düşünülmektedir.

#### a) Acıgöl maardaki jeotermal etkinlik

Acıgöl maanında travertenlerin varlığına rağmen, tarafımızdan yapılan radon gazı ölçümleri ve jeofizik incelemeler (Ekingen, 1982; Tokgöz ve Bilginer, 1982), derinlerde sıcak su doygunluk zonu veya bir akifer varlığı göstermemiştir. Bu durum maardaki ısı akısının dokunan sistem (connective system) de olduğunu belirtmektedir. Dokunan sistem (connective system) de yağış suyu / meteorik su, volkaniklastik kayaların fazlaca gözenekli oluşlarının da yardımıyla derinlere sızar. Kızgın kayalarla temasa gelir, ısınır ve sıcak su kaynağı olarak yeryüzüne döner (Şekil 10A). Bu sistemdeki su döngüsü iklim değişimlerine karşı dolaşan sistemden (convective system) çok daha duyarlıdır (White, 1973). Isı akısının dolaşan sistemde (convective system) olması durumunda, kızgın kayaktan gelen ısı akısı önce akiferi ısıtır, sonra bu akiferden sıcak su kaynakları beslenir (Şekil 10B). Fasiyes analizlerine göre Acıgöl maanından sürekli bir sıcak su çıkışı yoktur. Kurak iklim dönemlerinde yok olan ancak yağışlı dönemlerde yeniden oluşan sıcak sular göle girmektedir. Bu girişin gölün su bütçesinde değil ama su kimyasında

değişikliklere yol açtığı ve devrinsel karbonat çökelimini sağladığı istiftenden anlaşılmaktadır. Kurak iklim dönemlerine yağış azlığı nedeniyle göl seviyesi düşmüştür. Bu sırada yeraltından gelen olası ısı akısı sıcak - kurak dönemlerde buharlaşmayı ve gölün kurumasını daha da hızlandırmış olmalıdır. Buna karşılık soğuk - kurak dönemde ise bu ısı akısı maar içinde düşük su seviyeli, göreceli ılık bir göl ortamı yaratacaktır. Böylece yerel olarak aşın bitki gelişmesi olmuş, bundan doğan organik yığılma daha sonra hızlı şekilde turbalaşmamıştır. Isı akısının kömürleşme üzerine olumlu etkisi iyi bilinen bir özelliktir (Bouska, 1981).

### b) Acıgöl maarında gölsel depolanma

Gölsel istif yedi fasiyesten oluşur. Genelde karbonatlar (fasiyes 4 ve 7) ile organik tortullar (fasiyes 5), uygun ortam koşullarında kırıntılıların içine yerleşmiş veya kırıntılılarla ardalı hale gelmiştir. Bunların yerleşimi maar duvarlarından kırıntılı aktarılmasının kesildiği zamanlara karşılık gelir. Göle tortul taşınmasını hem yağışlı iklim hem de maann yüksek röliyefi kontrol etmiştir. Hale hazırda maar içi duvarlarının eğimi 12 - 200, yüksekliği 60 m'den fazladır. Başlangıç zamanlarında bu değerlerin 35 - 400 ile 300 - 350 m dolayında olduğu tahmin edilmektedir. Depolanmalı maar gölü maksimum 1100 m çapında, 0.21 km<sup>2</sup> yüzölçümlü küçük bir havza olup (orijinal maar 2200 m) suyu zaman zaman tümüyle kuruyabilmiştir. Depolanma tarihi boyunca gölün genelde sığ kaldığı, fasiyelerin fosil kapsamı ve kaba taneli kıyı tortullarından (fasiyes 1) anlaşılmaktadır.

Olası depolanma tarihçesi özetle şu sırayı izlemiştir:

1) Mevcut yerşeklinin boyut ve röliyefinden anlaşıldığına göre önce büyük bir freatomagmatik patlamayla, derinliği 350 m'ye ulaşan maar meydana geldi. Maar oluşumunu izleyen, duvarlarından büyük miktar malzeme maar çukurluğuna aktarıldı ve orayı doldurdu. Bu dönemde henüz göl yoktu. Olasılıkla maar çukurluğunun %75 den fazla bir kısmı bu ilk evrede, karasal şartlardaki kütle taşınmalarıyla (tane dökülmeleri ve çekim akmalarıyla) dolduruldu.

2) Maar duvarlarının eğimi azaldıkça, buralardan çukurluğa aktarılan malzeme de azaldı. Bu azalışa paralel olarak Holosen ve öncesindeki yağışlı iklim dönemlerinde maar çukurluğunda su birikerek göl meydana geldi. Gölü oluşturan dönemin yağış sulan, duvarlardan göl içine malzeme aktarılmasını yeniden başlattı. Su seviyesinin yükseldiği dönemlerde karbonatlar (fasiyes 4), düştüğü ve kurduğu dönemlerde kuruma breşleri (fasiyes 3) oluşmuştur. Kapalı göllerde kuruma ve buna bağlı olan sedimanter breş oluşumları olağan özelliklerdir (Last, 1992). Acıgöl'de çökelen kar-

bonatların olağan gölsel karbonatlardan farkı vardır. Dismikrit dokulu bu karbonatlar, mikrobiyal kökenin işareti olan mikrokürelerden yapılmıştır (Şekil 8). Mikrobiyal olaylar (bakteri ve / veya alg faaliyetleri) göllerde her zaman az çok bulunur, fakat karbonat çökeltebilecek yoğunluğa özel durumlarda erişebilirler (Tucker ve diğ., 1990). Acıgöl maar gölünde hidrotermal süreçler bakteriyal faaliyeti hızlandırmış veya hiç olmazsa başlatmış olabilir. Kireçtaşlarının fosil kapsamı ve dokusal özellikleri karbonat çökelimini yüksek su seviyesinde ve bunu oluşturan yağışlı iklim dönemlerinde gerçekleştiğini gösterir. İstifte kireçtaşları ile kuruma breşleri tekrarlandığına göre (Şekil 5) kurak ve yağışlı iklim dönemleri birbirini izlemiştir. Yağışlı dönemin yalnız göl su bütçesini değil, yeraltı sıcak suyunu da etkilemiş olabileceğine yukarıda değinilmiştir. Bu sonuçlar birbirine eklenirse, göldeki mikrobiyolojik faaliyetin sıcak su girişi sonucu yoğunlaştığı söylenebilir.

3) Dolgu istifinin en üst 3 m'lik bölümü, ince taneli volkaniklastikler (fasiyes 6) ve bunlar içine yerleşmiş, aynı zamanda onlarla yanal geçişli turba ve bitkili çamurtaşlar (fasiyes 5) içermektedir (Şekil 5). Turbalar yerinde oluşmuştur. Bunları meydana getiren bitkilerde hiç bir taşınma izi yoktur. Bitki tipi ve spor - polen özelliklerine göre, gölün çekili dönemlerinde, göl tabanı çoğunlukla ot türü bitkiler, daha az oranda kamış ve köklü bitkiler ile kaplanmıştır. Bu sırada iklim kuru ve soğuktur. Turbaların içinde bulunan spor ve polenlerin (Tablo 2) büyük kısmı maar dışından aktarılmıştır ve bu topluluk çevrede soğuk ve kuru iklimin hüküm sürdüğünü belirtir. Çevrede az bitkili soğuk ve kurak iklim hüküm sürerken, maar içinde kalın turba seviyeleri oluşturacak kadar yoğun bitki gelişmesi bir tersliktir. Buradaki jeotermal süreçlerin maar içinde, korunaklı, özel bir bitki gelişim alanı oluşturduğu anlaşılmaktadır. Maar gölü zaman zaman maar duvarlarından aktarılan ince taneli kırıntılı malzemenin aslıtından çökelebildiği (fasiyes 6), nispeten derin su kütlesi haline dönüşmüştür. Bu sırada (yüksek su seviyesi) turba malzemesi, bitkili bataklık, tümüyle örtülmüştür. Gömülme, hem su seviyesi, hem de aslıtından çökeltme tortul ile sağlanmıştır. Fasiyes 5 ile fasiyes 6'nın tabakaların birbiriyle ardalı halde olduğuna göre, oluşumları sağlayan soğuk- kuru ve yağışlı iklim dönemleri en az üç kez birbirini izlemiştir.

4) Turbalann her üç seviyesinden beşer örnek analiz edilmiş ve beş örneğin ortalaması o seviyenin değeri olarak Tablo 3'de verilmiştir. Buradaki dikkat çeken durum, turbaların genç yaşlarına rağmen (alt turba seviyesi 2010 + 80 yıl, üst seviye 1810 + 65 yıl) sahip oldukları yüksek kalori değerleridir. Kaldı ki hemen yok denecek kadar az gömülmüşlerdir (Şekil 5). Bunun yanında turba seviyeleri göreceli olarak kalın (40 cm, 70 cm, 17 cm) ve oluşturu bitki çeşidi az sayıdadır.

Tüm bu özellikler bir arada ele alınınca, yoğun bitki gelişmesine tesir eden jeotermal süreçlerin hızlı turbalaşmaya da sebep olduğu anlaşılmaktadır. Birikmiş bitkisel malzemenin üzerine ince tanelilerce örtüldükten sonra bunlar içine yayılan ısı homojen bir turbalaşmaya yol açmıştır. Üst üste gelen üç seviyede de turbalaşmanın aynı derecede bulunuşu (Tablo 3) bu konuda önemli bir ipucudur ve bu yorumu destekler. Görsel istifin en üstündeki, yeni oluşmuş travertenlerin varlığı dikkate alınarak bu süreçlerin hali hazırda da devam ettiği söylenebilir.

Acıgöl maarından elde edilen sonuçlar maar gölündeki depolanma şartlarının olağan göllerden bir hayli farklılık gösterdiğini ortaya koymaktadır.

#### KATKI BELİRTME

Bu çalışma Ankara Üniversitesi, Araştırma Fonu tarafından desteklenen 91.05.01.01 nolu proje kapsamında, pek çok kurum ve kişinin katkılarıyla gerçekleştirilmiştir. Kimyasal analizleri Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Laboratuvarlarında R. Narin'in desteğiyle, yaş tayinleri W. Nemeç'in aracılığı ile Trondheim Laboratoriet for Radiologisk Datering (Norway)'de S. Gulliksen tarafından yapıldı. Saha ve laboratuvar çalışmaları Ö. İleri ve L. Karadenizli'nin yardımlarıyla gerçekleştirildi. Makaledeki fikirlerin olgunlaştırılmasında, Kazancı ve diğ. (1995)'i yayımlandığı dergi için inceleyen W. Nemeç (Norveç), L. Cabrera (İspanya) ve M.W. Last (A.B.D.)'in eleştirilerinden büyük ölçüde yararlandı. B. Varol karbonat fasiyeslerin tanımı ve yorumunu yaptı. Yazarlar tüm katkılar için şükran ve minnet borçludurlar.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Ambert, P., 1989, Les maar languedociens. Leur contribution a revolution morphologique Quaternaire. Bull. Assoc. Geogr. Fr. 66, 379 - 385.
- Aydar, E., Gündoğdu, N., Bayhan, H. ve Gourgaud, A., 1994, Kapadokya Bölgesinin Kuvaterner yaşlı volkanizmasının volkanik - yapısal ve petrolojik incelenmesi. Doğa Yerbilimleri Dergisi cilt 3, sayı 1, 25 - 42, TÜBİTAK.
- Bahrig, B., 1989, Stable isotope composition of siderite as an indicator of the paleoenvironmental history of oil shale lakes. Paleogeog. Palaeoclimatol., Palaeoecol., 70, 39-141.
- Batum, I., 1975, Petrographische und geochemische in den vulkangebieten Göllüdağ und Acıgöl (Zentralanatolien, Türkei): Doktora tezi, Albert Ludwigs Üniv. Freiburg, Almanya, 102 s.
- Batum, I., 1978, Nevşehir güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl yöresi volkanitlerin jeolojisi ve petrografisi. Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Derg. 4, 50 - 69.
- Besang, C., Ehardt, F.J., Harre, W., Kreuser, H. and Muller,

P., 1977, Radiometrische alterbestimmungen an Neogenen eruptivegesteinen der Türkei. Geol. Jahrb., B - 25, 3-36.

- Bouska, V., 1981, Geochemistry of Coal In: Series of Coal Sciences and Technology, 1, Elsevier Pub., 284 pp. Amsterdam.
- Brugal, J.P., Ambert, P., Bandet, Y., Leroy, S., Roiron, P., Sue, J.P. et Vernety, J.L., 1990, Mammiferes et vegetaux du maar Pliocene final de Nogoret (Escandorgue: Hérault, France). Geobios. 23, 231 - 247.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.V., 1988, Volcanic Succession; Modern and Ancient. Unwin Hyman Pub., 528 pp., London.
- Chafetz, H.S., Rush, P.F. and Utech, M.N., 1991, Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO<sub>3</sub> precipitates: an example from an active travertine system. Sedimentology 38, 107 - 126.
- Dickman, M., 1985, Seasonal succession and microlamina formation in a meromictic lake displaying varved sediments. Sedimentology 32, 109 - 118.
- Ekingen, A., 1982, Nevşehir kalderasında jeofizik prospeksiyon sonuçları: Türkiye Jeoloji Kurultayı 1982 Bildiri Özetleri Kitabı 82.
- Ercan, T., 1987, Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması. MTA Derg. 107, 119-140.
- Ercan, T. ve Yıldırım, T., 1988, Maar volkanizmasının özellikleri ve Anadolu'dan örnekler. Akdeniz Üniv. İsparta Müh. Fak. Derg., 4, 36 - 52.
- Ercan, T., Akbaşı, A., Yıldırım, T., Fişekçi, A., Selvi, Ölmez, M. ve Can, B., 1991, Acıgöl (Nevşehir) yöresindeki Senozoyik yaşlı volkanik kayaların petrolojisi. MTA Derg. 113, 31 - 44.
- Eugster, H.P., 1986, Lake Magadi, Kenya: a model for rift valley hydrochemistry and sedimentation? In: Sedimentation in African Rifts (Eds. L.E. Frostick et al.), Geol. Soc. Spec. Pub., 25, 177 -189.
- Eugster, H.P. and Hardie, L.A., 1978, Saline lakes. In: Lakes: Chemistry Geology, Physics (Ed. A. Lerman), 237 - 284.
- Fisher, R.V. and Schimincke, H.U., 1984, Pyroclastic Rocks. Springer Verlag, 448 pp., Berlin.
- Gevrek, A.I. ve Kazancı, N., 1994, Material - rich and - poor maars with examples from central Anatolia, Turkey. International Volcanology Congress, IAVCEI, Abstracts, Ankara.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F. and Villari, L., 1975, The Neogene calc - alkaline volcanism of central Anatolia: geochronological da-

## NEVŞEHİR - ACIGÖL MAARI

- ta on Kayseri - Niğde area. *Geol. Mag.*, 112, 349 - 360.
- Julia, R., 1983, Traverten: In: Carbonate Depositional Environments. (Eds. P.A. Scholle, Don G., Bebout and C.H. Moore). AAPG Tulsa Meni. 33, 64 - 72.
- Kazancı, N., Gevrek, A.İ. ve Varol, B., 1995, Facies changes and high calorific peat formation in a Quaternary maar lake, central Anatolia, Turkey: the possible role of geothermal processes in a closed lacustrine basin. *Sedimentary Geol.* 94, 225 - 266.
- Keller, J., 1974, Quaternary maar volcanism near Karapınar in central Anatolia. *Bull. Volcanology*, 38, 378 - 396.
- Lahn, E., 1948, Contribution a l'etude geologique et geomorphologique des lacs de la Turquie. *Miner. Res. Explor. Ins. Publ. Turkey, Series B*, no 12, 117 pp. Ankara.
- Last, W.M., 1992, Petrology of modern carbonate hardgrounds from East Basin Lake, a saline maar lake, southern Australia. *Sediment. Geol.*, 81, 215 - 229.
- Last, W.M. and De Deckker, P., 1990, Modern and Holocene carbonate sedimentology of two saline volcanic maar lakes, southern Australia. *Sedimentology*, 37, 967 - 981.
- Meteoroloji Genel Müdürlüğü, 1974, Türkiye Meteoroloji Bülteni. No 448 - 1974, Başkanlık Basımevi, Ankara.
- Meyers, P.A., 1990, Impact of late Quaternary fluctuation in water level on the accumulation of sedimentary organic matter in Walker Lake, Nevada. *Palaeogeogr., Palaeoecol., Palaeoclimat.*, 78, 229 - 240.
- Öngür, T., 1978, Nevşehir kalderası: TJK 32. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 43.
- Pasquare, G., 1968, Geology of the Cenozoic volcanic area of central Anatolia. *Atti Accad. Naz. Lincei, Mem. Series*, 9, 53 - 209.
- Pasquare, G., Polli, S., Vezzoli, L. and Zanchi, A., 1988, Continental arc volcanism tectonic setting in central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 146, 217 - 230.
- Sassano, G., 1964, Acıgöl (Nevşehir) bölgesi Kuvaterner volkanizması MTA Derg. 63, 16-21.
- Selby, M.J., 1994, Hillslope sediment transport and deposition. In: *Sediment Transport and Depositional Processes* (Ed. by K. Pye), 61-83, Blackwell Pub. London.
- Shigeno, H., 1990, Application of geochemistry in geothermal field development of Japan. UNIT AR /UNDP Geothermal Programme, Technical Guide, 5, 183 s.
- Shimoyama, T., 1984, Sulphur concentration in the Japanese Palaeogene coal. In: *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences* (Eds. R.A. Rahmani and R.M. Flores), Intern. Assoc. Sedimentol. Spec. Pub. 7, 361 - 374.
- Tokgöz, T. ve Bilginer, Ö., 1982, Acıgöl (Nevşehir) kalderası rezistivite etüdü. MTA Rap., 7154 (yayınlanmamış)- Ankara.
- Toprak, V., 1994, Central Kızılırmak Fault Zone: Northern Margin of central Anatolia Volcanics. *Journal of Earth Sciences* vol, 3, no, 1, 29 - 38, the Scientific and Technical Research Council of Turkey, Ankara.
- Trinkle, E.J. and Hower, J.C., 1984, Petrography of the middle Pennsylvanian Upper Eikhorn no. 3 coal of eastern Kentucky. In: *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences* (Eds. R.A. Rahmani and R.M. Flores), Intern. Assoc. Sedimentol. Spec. Pub. no 7, 349 - 360.
- Tucker, M.E., Wright, W.P. and Dickson, J.A.D., 1990, Carbonate Sedimentology. Blackwell Pub., 482 pp, London.
- White, D.E., 1973, Characteristics of geochemical resources. In: *Geothermal Energy* (Eds. P.G. Kruger and C. Otte), Stanford Univ. 95 - 128, California.
- White, J.D.L., 1992, Pliocene subaqueous fans and Gilbert-type deltas in maar crater lake, Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), U.S.A., *Sedimentology*, 39, 931 - 946.
- Yeğingil, Z., 1984, Fizyon izleriyle tarihlendirme yönteminin obsidiyenlere uygulanması: TÜBİTAK Arkeometri Ünitesi Bilimsel Toplantı Bildirileri 5. Tebliğler Kitabı, 94 - 100.
- Yıldırım, T. ve Özgür, R., 1981, Acıgöl Kalderası. *Jeomorf. Derg.* 10, 59 - 70.

Makalenin geliş tarihi: 25.10.1995.

Makalenin yayma kabul tarihi: 15.02.1996.

Received October 25, 1995.

Accepted February 15, 1996.





# Girdev Gölü - Kazanpınarı kaynağı arasındaki (Antalya) allokton birimlerde yeraltı suyu dolaşımının incelenmesi

## *Investigation of ground water circulation in the allochthonous units between Girdev Lake and Kazanpınarı spring (Antalya), SW Turkey*

Mehmet ÇELİK  
Nail UNSAL

Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06570 Ankara  
Gazi Üniversitesi, İnşaat Mühendisliği Bölümü, 06570 Ankara

### Öz

Bu çalışmada, Girdev Gölü ve Kazanpınarı Kaynağı arasında genellikle kireçtaşlarından oluşan allokton birimlerdeki yeraltı suyunun akım yönü ve hızı, Girdev Gölü suları ile ilişkisi ve litolojik ve yapısal özelliklerin yeraltı suyu dolaşımı üzerine etkisi araştırılmıştır.

Fluoresein boya deneyi ile yeraltı suyu görünür akım hızı 31 m/saat bulunmuştur. Yeraltı suyu genel akım yönü DKD'ya doğrudur. Tritiyum ve Oksijen - 18 izotop analiz sonuçlarına göre, Girdev Gölü suları ile yeraltı sularının aynı yaşta olabileceği ve Girdev Gölü sularının izotopik kompozisyonunda değişikliğe uğramadan düdenlerle yeraltı suyunu beslediği düşünülmektedir. Elmalı polyesine düşen yağışlar Doğu Akdeniz ve İç Anadolu yağışları doğrusu arasında yer almaktadır.

Allokton kireçtaşlarındaki çatlaklı, faylı ve bindirmeli yapı ile oluşan ikincil porozite ve buna bağlı olarak gelişen permeabilitenin, bu birimlerin akifer olma özelliğini arttırdığı düşünülmektedir.

**Anahtar Sözcükler:** Girdev Gölü, kaynak, yeraltısuyu, boya deneyi, izotop, akifer, allokton birimler.

### Abstract

*This study aims to investigate the interaction between Lake Girdev and ground water in the allochthonous limestones which crop out in the area between Lake Girdev and Kazanpınarı spring. In particular, the flow direction and velocity of ground water, its relationship with Lake Girdev and the effect of lithological and structural features on the ground water circulation were analyzed.*

*The apparent ground water flow velocity was found to be 31 m h<sup>-1</sup> using the fluorescein tracer. The ground water flows in ENE direction. Tritium and Oxygen - 18 isotope data suggest that the water of Lake Girdev and ground water are likely to be of the same age and the water sinking in Lake Girdev recharges the aquifer without any change in its composition. The rainfall belt in the Elmalı Polje falls on a zone between the Eastern Mediterranean and Central Anatolia regions. It is interpreted that the allochthonous limestone aquifer has been developed as a result of the jointed, faulted and thrust nature of limestones.*

**Key Words:** Girdev Lake, spring, groundwater, dye test, isotope, aquifer, allochthonous units.

### GİRİŞ

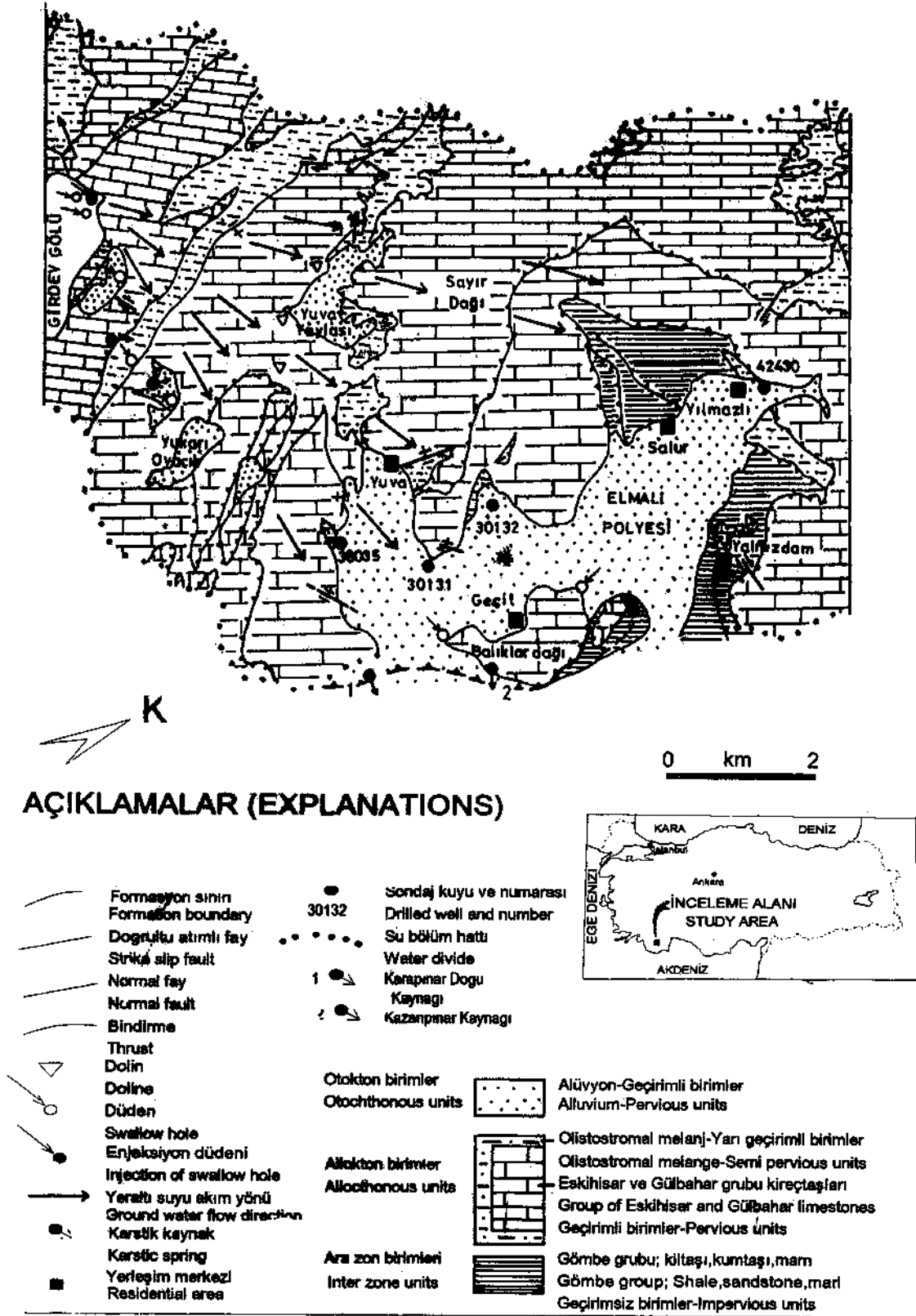
İnceleme alanı, Batı Akdeniz Bölgesinde, Elmalı Polyesinin batısında yer alan Kazanpınarı Kaynağı ile Elmalı Polyesinin yaklaşık 8 km kuzeybatısındaki Girdev Gölü ve dolayında 75 km<sup>2</sup>lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). İnceleme alanı ve dolayında jeoloji ve hidrojeoloji amaçlı çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalardan; Colin (1962), Önalın (1979), Şenel ve diğ. (1989) jeolojik amaçlı başlıca çalışmaları oluşur. Genel jeoloji çalışmalarında birimler ve ilişkileri ayrıntılı olarak çalışılmış, fakat formasyon adlamalarında ortak görüş sağlanamamıştır. DSİ (1978, 1992) ve Bayan (1986) tarafından hidrojeolojik amaçlı çalışmalar yapılmış olup; birimlerin hidrojeolojik özellikleri belirlenmiştir.

Elmalı polyesinin, batısında yer alan ve önemli bu su potansiyeli oluşturan Girdev Gölü ile ilişkisi, yeraltı suyunun akiferde dolaşım özellikleri ile bölgedeki kayaların yapısal konumunun yeraltı suyu dolaşımı üzerindeki etkisinin ve tüm verilerin birlikte yorumlanmasına gerek duyulmuştur. Bu yorum; su kimyası, izleme deneyi ve izotop çalışmaları ile desteklenecektir.

İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ

### İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ

Batı Toroslann orta kesiminde yer alan inceleme alanındaki birimler otokton, ara zon ve allokton birimlerden oluşur (Şekil 1). Ara zon ile allokton birimlerden oluşur (Şekil 1). Ara zon ile allokton birimler Fethiye - Elmalı Napı ile birbirinden ayrılır. Beydağları otoktonu ile Menderes masifi arasındaki bu alan Batı Toros teknesi olarak tanımlanmıştır (Ersoy, 1990). Bu tekne yer alan birimler Oligosen'den Orta Miyosen'e (Langiyen) kadar olan dönemde sıkışma rejimi etkisi ile Beydağları otoktonuna doğru ilerlemişler ve tüm tektonik birlikler Langiyen'de (Stiriyen Fazı) Beydağları üzerine yerleşmiştir. Bu yerleşme sırasında Orta Miyosen başına kadar çökelmiş olan kırıntılılar da allokton duruma geçmişlerdir. Böylece paleotektonik dönem sona ermiştir. Bu kırıntılılar Şenel ve diğ. (1989) tarafından ara zon olarak isimlendirilmiştir.



Şekil 1. İnceleme alanının hidrojeoloji ve yer belirleme haritası (Şenel, 1989'dan sadeleştirilmiştir).

Figure 1. Location and Hydrogeological map of study area (revised after Şenel, 1989).

## GİRDEV GÖLÜ-KAZANPINARI KAYNAĞI

İnceleme alanında, altta Gömbe grubu birimlerinin oluşturduğu Elmalı ve Yavuz formasyonları yer alır. Bu formasyonlar aynı hidrojeolojik özelliğe sahip oldukları için Gömbe grubu olarak haritalanmıştır (Şekil 1). Gömbe grubu; kiltası, kumtaşı, silttaşı, çakiltası ve mam ardalanmalıdır. Bu birimler kendi aralarında yanal geçişlidir. Yavuz formasyonu, Elmalı formasyonu üzerine tektonik dokanaklı olarak gelmiştir. Yavuz formasyonu da kiltası ve kumtaşı ardalanmalı olup yer yer kireçtaşı bantları içerir.

Alloktan birimler, Gömbe grubu üzerine tektonik dokanaklı olarak gelmektedir. Bu birimleri, olistostromal melanj ile alanın büyük bir bölümünü kaplayan kireçtaşı kütleleri oluşturmaktadır. Olistostromal melanj; kristalize, mikritik, radyolyalı ve manganlı kristalize kireçtaşı blokları, kumtaşı ve kuvarsit kayaç blokları ile çakıl, kum ve kil boyutlu tanelerden oluşur. Eskihsar ve Gülbahar gruplarının içerdiği kireçtaşı kütleleri; Triyas - Kretase yaşlı olup, kristalize, dolomitik, intramikritik ve biyosparitik kireçtaşlarından ve radyolaritlerden oluşmaktadır. Bu birimler, en üstte yer alan alüvyon birimleri tarafından Elmalı polyesinde kısmen örtülüdür.

### YÖNTEM

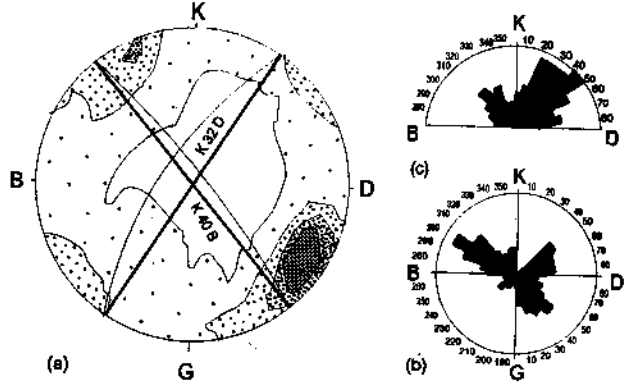
Hidrojeoloji çalışmalarından; su kimyası, izleme ve izotop deneyleri için alınan örneklerin analizleri DSİ laboratuvarlarında yapılmıştır.

İzleme deneyi öncesinde yeraltı suyu kimyası araştırılmış olup suyun kalsiyum ve bikarbonatlı olmasından dolayı fluoresein boya kullanılmıştır. Laboratuvar saflıkta boya (Merck) kullanılmıştır. Enjeksiyon düdeni olarak, Girdev Gölü düdenlerinden yeraltı suyu ile ilişkili olanı seçilmiştir. Diğer düdenler o dönemde kuru durumdadır. Fluoresein miktarı; Ravier (1955) formülü sadeleştirilerek; enjeksiyon düdeni ile en uzak gözlem noktası arasındaki mesafeye, gözlem noktalarındaki toplam debiye ve yeraltı suyu hızı 500 m/gün kabul edilerek hesaplanmıştır (Schoeller, 1962).

$$P = \frac{1}{2} \times \frac{d \times L}{a} \quad (\text{Ravier, 1955})$$

Burada; P= Fluoresein miktarı, kg; d= Kaynakların toplam debisi, m<sup>3</sup>/s; L= Enjeksiyon düdeni ile en uzak gözlem noktası arasındaki mesafe, m; a= Yeraltı suyu hızı, 500 m/gün.

İzleyici 200 litrelik varilde karıştırılarak 40 dakika düdene enjekte edilmiştir. Numuneler gözlem noktalarından, izleyicinin enjeksiyonundan itibaren her 4 saatte bir 100 ml'lik koyu renkli ve çift kapaklı plastik şişelere alınmıştır. Fluoresein derişimleri "Turner Fil-



Şekil 2. Balıklardağı kireçtaşlarında ölçülen 203 çatlığa ait kontur (a), eğim yönü (b) ve doğrultu diyagramı (c).

Figure 2. Contour (a), dip direction (b), and strike diagrams (c) of 203 joints measured in Balıklardağı limestones.

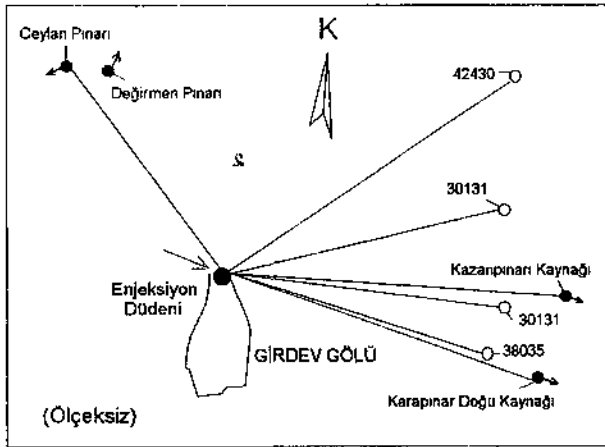
ter Fluorometer Model 111" cihazı ile yapılmıştır. Su örneklerin numune alıcılarla kaynaklardan doğrudan, kuyulardan ise, su tablasının 5 m altından alınmıştır. Yeraltı suyu hızı, gözlem noktalarında boyanın ilk tesbit edildiği zaman dikkate alınarak hesaplanmıştır. İzotop örnekleri için 1 litrelik çift kapaklı plastik kaplar kullanılmıştır.

### İNCELEME ALANININ HİDROJEOLOJİSİ

İnceleme alanının tabanında yer alan Elmalı ve Yavuz formasyonları geçirimsiz birimlerdir. Bu birimler Karapınar Doğu ve Kazanpınarı kaynaklarının oluşması için bariyer oluştururlar (Şekil 1). Eskihsar ve Gülbahar grubu birimleri geçirimsiz birimlerdir (Çelik, 1994). Bu birimler düden, dolin, lapy, mağara, oluk yapıları (rundkarren) ve düzensiz karst şekilleri içermektedir. Bu birimlerde ikincil porozite gelişmiştir. Balıklardağı kireçtaşlarında ölçülen çatlak konumlarına göre K32°D ve K40°B doğrultulu olmak üzere iki ana çatlak sistemi gelişmiştir (Şekil 2). Birimlerin alloktan olarak bölgeye yerleşmesi, bu birimlerin bindirmeli, faylı, çok kinklı ve çatlaklı yapı kazanmasını sağlamıştır. Olistostromal melanj birimleri geçirimsiz ve geçirimsiz birimlerin karışımı şeklinde yerleştikleri için yan geçirimsiz birimler olarak değerlendirilmiştir. Geçirimsiz bloklar süreklilik arz etmezler. Birimin bu özelliği inceleme alanı içerisinde düşük debili kaynaklanıl oluşmasını sağlamıştır.

Alüvyon birimleri geçirimsiz özellikte olup Balıklardağı batısındaki alüvyonun genellikle tabanında, yer yer de ara seviyelerde bantlar halinde killi geçirimsiz seviyeler bulunmaktadır.

Alloktan birimlerde yeraltı suyu genel akım yönü BGB'dan DKD'ya doğrudur (Şekil 1).



Şekil 3. Enjeksiyon ve gözlem noktaları  
Figure 3. Injection and observation points.

### İzleme Deneyi Çalışmaları

İzleme deneyinde kullanılan organik boya Girdev Gölü düdenlerinden yeraltı suyu ile ilişkili olanından enjekte edilmiştir. İzleme noktaları olarak Kazanpınarı ve Karapınar doğu kaynakları, 30131, 30132, 38035 ve 42430 nolu sondaj kuyuları seçilmiştir (Şekil 1). Kazanpınarı kaynağının ortalama debisi 2300 l/s, Karapınar doğu kaynağının ortalama debisi ise 30 l/s'dir (DSİ, 1992). Fluoressein boya, Balıklardağı dolayında gözlem yapılan tüm noktalarda gözlenmiştir. Düdenin batısında, inceleme alanı dışındaki iki gözlem noktasından biri olan Ceylanpınarı'nda da gözlenmiş olup, bu kaynak yakınlarında yer alan Değirmenpınarı'nda gözlenmemiştir (Şekil 3). Bu kaynak Seki Platosu kaynakları olarak belirtilmekte ve kurak dönemdeki boşalımı 50 - 1500 l/s arasında değişmektedir (Bayan, 1986). Boyanın gözlem noktalarına ulaşma zamanları dikkate alınarak görünür yeraltı suyu hızı hesaplanmıştır (Çizelge 1). Hesaplamalarda enjeksiyon ve gözlem noktaları arasındaki kuş uçuşu mesafe alınmıştır. Gerçekte ise yeraltı suyunun akım yolu daha uzundur. Bu nedenle "görünür yeraltı suyu hızı" terimi kullanılmıştır. Allokton birimlerde yeraltı suyu hızı 26 - 35.6 m/saat arasında

Çizelge 1. Boya gözlem noktaları, ulaşma zamanı ve yeraltı su hızları.

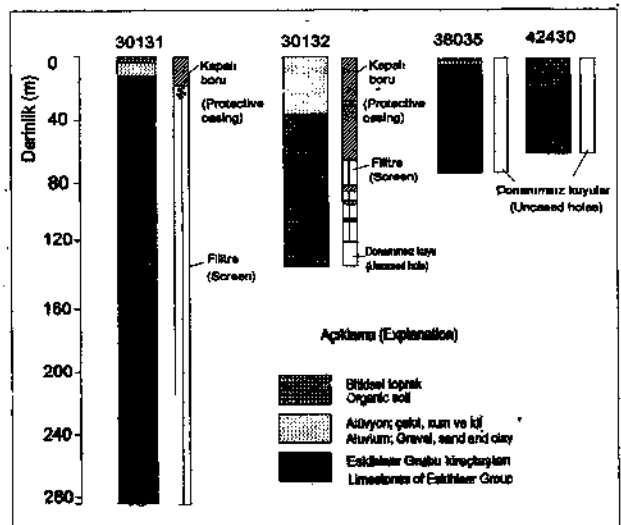
Table 1. Dye observation points, travel time and groundwater velocities.

Gözlem noktaları	Boyanın ulaşma zamanı (saniye)	Enjeksiyon noktasına uzaklık (m)	Hidrolik eğim (%)	Yeraltı suyu hızı (m/saat)
30131	309	11000	6	35,60
30132	405	12000	6	29,60
38035	325	8500	8	26,20
42430	517	17500	4	33,80
Kazanpınar Doğu Kay.	365	9500	7	26,00
Kazanpınar Kay.	437	14500	5	33,20

değişmekte olup ortalama saatte 31 m'dir. Sv. Ivan Karst Kaynağı (Istria - Hırvatistan) beslenme alanında izleme deneyi ile 10.8 - 396 m/saat ve arası hızlar elde edilmiştir (Bonacei and Magdalenic, 1993). Nadir (Orhangazi - Bursa) karstik kaynağı dolayındaki mermerlerde yapılan boya deneyinde görünür yeraltı suyu hızı saatte 90 m olarak bulunmuştur (Canik, 1989). Bu çalışma alanında yeraltı suyu hızının gözlem noktalarına göre değişmesinde hidrolik eğim, yan geçirimli birimlerin konumu, karstik yapılar ve bindirme yapıları birlikte etkili olmuştur. En uzun süreli boya akışı, gözlem noktalarından 30131 ve 30132 nolu kuyular ile Karapınar Doğu ve Kazanpınar kaynağında olmuştur. Gözlem yapılan kuyularda 38035 ve 42430 nolu kuyular tamamen Eskişehir grubu kireç taşlarını; 30131 ve 30132 nolu sondaj kuyuları da hem alüvyon hem de Eskişehir grubu kireçtaşlarını kesmektedir (Şekil 4).

### İzotop Çalışmaları

Girdev Gölü ve gözlem noktalarından alınan numunelerin Oksijen - 18 ve Tritiyum izotop analizleri yapılmıştır (DSİ, 1992). Oksijen - 18 izotop değerleri Akdeniz tipi yağışların izotop değerleri ile hata sınırları içerisinde aynıdır (Yurtsever, 1980). Buna göre yağış suları Girdev Gölü'nde izotopik kompozisyonunda değişikliğe uğramadan akifere süzülmekte, orandan da kuyu ve kaynaklara ulaşmaktadır (Sözlü görüşme; Bayan, 1995). Tritiyum analiz sonuçları da akifere süzülen yağış ve yüzey sularının kısa sürede kuyu ve kaynaklara ulaştığını göstermektedir. Girdev Gölü'ne gelen sular burada fazla buharlaşmadan düden ve sızma ile gölden uzaklaşmakta, bir taraftan da göl kaynaklarında beslenmektedir. Göl suları atmosfere açık olarak uzun süre beklemiş olsaydı bu suların buharlaşma sonucu Oksijen - 18 izotop değerlerinin pozitif yönde artması beklenirdi.



Şekil 4. Sondaj kuyu logları.

Figure 4. Logs of drilling well.

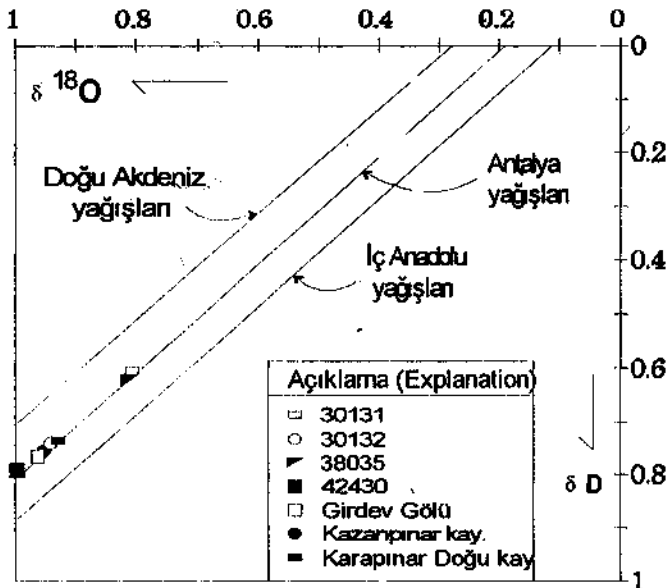
## GİRDEV GÖLÜ-KAZANPINARI KAYNAĞI

nirdi. Sayın (1987) tarafından yapılan bir çalışmada, Konya yağışlarının bir kısmının izotopik değerlerinin Doğu Akdeniz yağışlarını temsil eden doğru üzerine düşmesi iki ayrı iklim sisteminin, Anadolu'nun güney kesiminde karşılaştığı ve ara kesitin Toros Dağları üzerinde yer aldığı kabul edilmiştir. Buna göre;

Doğu Akdeniz yağışları denklemi;  $5D = 8 \times 8^{18}O + 22$ , şekilde olup, İç Anadolu yağışları denklemi;  $8D = 8 \times 5^{18}O + 10$  Global Meteorik Su Doğrusuna uymaktadır. Elmalı Polyesi'ne düşen yağışlar bu iki doğru denklemi arasında düşmekte olup, Antalya yağışları olarak;  $8D = 8 \times 8^{18}O + 16$  denklemi ile ifade edilmiştir. Döteryum değerleri; Girdev Gölü'ndeki suların izotopik değerlerini değiştirecek kadar buharlaşmanın olmadığı, yeraltı sularında da olmayacağı düşünüldükten Antalya Yağışları denklemine göre tesaplanmıştır (Şekil 5). Gözlem noktalarında yapılan elektriki konduktivite ve klorür analiz sonuçları, Girdev Gölü sularına göre iyonlarca daha fazla konsantr olmuştur (Çizelge 2).

### SONUÇLAR VE TARTIŞMA

İnceleme alanında yapılan fluoressein boya deneyi sonuçlarına göre, Girdev Gölü ile Elmalı Polyesi arasındaki allokton birimlerde yeraltı suyu akım yönünün DKD ya doğru, yeraltı suyu görünür hızının saatte en az 26 m, en çok 35.6 m, ortalama görünür hızın 31 m olduğu tesbit edilmiştir. Girdev Gölü ile Ceylanpınarı arasında yeraltı suyu akım hızı saatte 41 m dir. İzleyicinin Değirmenpınarı'nda gözlenmemesi, bu kaynağın Girdev Gölü'nden kaçan sularla ilişkisinin olmadığını



Şekil 5.  $^{18}O$  ve D izotoplarına göre çizilen yağış doğruları.

Figure 5. Precipitation curves drawn based on  $^{18}O$  and D isotopes.

Çizelge 2. Gözlem noktalarından elde edilen su örneklerine ait kimyasal tahlil sonuçları.

Table 2. Chemical analyses results of water samples collected from observation points.

Numune noktası	pH	EC (mikrohm/cm) 25°C	Cl (mg/l)	$^{18}O$	T.U.	D (Hesaplanan)
30131	7,4	400	18,52	-8,06	15,0	-46,48
30132	7,9	440	16,33	-8,44	18,0	-59,52
38035	7,5	270	19,88	-8,18	12,7	-49,44
42430	7,3	485	14,20	-9,93	5,7	-63,44
Karapınar D Kaynağı	7,7	320	12,07	-9,25	21,8	-58,80
Kazanpınar Kaynağı	7,7	380	10,85	-9,59	17,7	-60,72
Girdev Gölü	7,8	215	10,29	-9,84	15,5	-60,32

gösterir. Aynı sistem içerisindeki bu kaynağın Girdev Gölü ile hiçbir ilişkisinin olmadığı kaynak ve dolayında yapılacak ayrıntılı bir çalışma ile ortaya konabilir.

Yeraltı suyu akım hızının gözlem noktalarına göre değişmesinde hidrolik eğim, yarı geçirimli birimlerin konumu, karstik yapılar ve özellikle bindirme yapıları etkili olmuştur. Yan geçirimli birimlerin ve bindirme yapılarının yeraltı suyu akım yönüne dik doğrultuda uzanması yeraltı suyunun akım hızını azaltmış olmalıdır (Şekil 1).

Yeraltı suyu hareketi sadece karstik kanallarla olmayıp daha çok birbirini kesen, birbiri ile ilişkili kırıklar boyunca gelişen ikincil porozite ile olmaktadır. Alanda karstik yapılar yaygındır. Karstlaşmanın gelişmesi, tektonizmaya bağlı olarak oluşan ikincil porozite ile daha da artmıştır. Balıklardağı'nda yapılan çatlak ölçümlerine göre allokton kireçtaşlarında  $K32^{\circ}D$  ve  $K40^{\circ}B$  doğrultusunda gelişmiş iki ana çatlak sistemi olduğu belirlenmiştir (Şekil 2). Yeraltı suyu akım doğrultusu ile 1. derecede oluşmuş çatlak doğrultusu uyum göstermektedir.

Girdev Gölü düdeninden kaçan göl suları sadece Elmalı polyesine değil, aynı zamanda düdenin batısında yer alan Ceylanpınarı'na doğru da akmaktadır. Oksijen - 18 izotopu analizlerine göre Girdev Gölü'nün aktif bir göl olduğu belirlenmiştir; göl bir taraftan kaynaklarla beslenirken diğer taraftan düdenlerle suyunu boşaltmaktadır. Trityum analiz sonuçlarına göre göl suları, allokton kireçtaşlarından beslenen Elmalı Polyesi'ndeki yeraltı suları ile aynı yaşta olduğu söylenebilir.

İnceleme alanındaki allokton kireçtaşlarında bulunan yeraltı suyunun alandaki düdenlerle ilişkili olduğu ve yeraltı suyu hızının, diğer araştırmacıların benzer karstik birimlerde elde ettikleri yeraltı suyu hızları ile benzerlik gösterdiği görülmektedir.

### KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın gerçekleşmesinde önemli katkıları olan DSI Genel Müdürlüğü, Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı Suları Dairesi, Karst Araştırma Şubesi elemanlarından

Kimya Mühendisi Ali Kaplan ve arkadaşlarına; ayrıca, değerli katkılarından dolayı Doç. Dr. Serdar Bayan'ya (H.Ü.) teşekkür ederler.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Bayan, C.S., 1986, Yukarı Eşençay Havzası (KD Fethiye) Karst Hidrojeolojisi İncelemesi. Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yük. Müh. Tezi, 363s, Ankara.

Bonacci, O. and Magdalenic, A., 1993, The Catchment Area of the Sv. Ivan Karst Spring in Istria (Croatia). Groundwater, 31(5), 767-773.

Canik, B., 1989, Orhangazi - Nadir Karstik Kaynağının Hidrojeoloji İncelemesi ve Kaynak Suyunun Bulanmasını Önleme Çalışmaları. Mühendislik Jeolojisi Bülteni, 11, 51-56, İstanbul.

Colin, H.J., 1962, Fethiye - Antalya - Kaş - Finike (GB Anadolu) Bölgesinde Yapılan Jeolojik Etüdlere, MTA Dergisi, No. 59, 19 - 59, Ankara.

Çelik, M., 1994, Antalya - Elmalı Polyesinin Hidrojeoloji ve Çayboğazı Baraj Yerinin Jeoteknik İncelemesi. A.Ü. Fen Bilimleri Enst., Dok. Tezi, 268s, Ankara (Yayınlanmamış).

DSİ, 1978, Elmalı, Akçay ve Demre Ovaları Hidrojeolojik Etüd Raporu, s. 51, Ankara.

DSİ, 1992, Elmalı Kazanımaları Kaynakları ve Çevresi Karst Hidrojeolojik Etüd Raporu, 32s, Antalya.

Önalın, M., 1979, Elmalı - Kaş (Antalya Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. Doktora Tezi, I.Ü. Fen Fak. Monografileri 29, İstanbul.

Sayın, M., 1987, İzotop Teknikleri Kullanarak Yeraltı Suyu Orijininin Belirlenmesi. Hidrojeolojide İzotoplar ve Nükleer Teknikler, DSİ Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi Başkanlığı, 177 - 196, Adana.

Schoeller, H., 1962, Les Eaux Souterraines, Masson and cie, France.

Şenel, M., Selçuk, H., Bilgin, Z.R., Şen, M.A., Karaman, T., Dinçer, M.A., Durukan, E., Arbas, A., Örgen, S., Bilgi, C., 1989, Çameli (Denizli) - Yeşilova (Burdur) - Elmalı (Antalya) ve Dolayının Jeolojisi. MTA Rapor No. 9429, 344s, (Yayınlanmamış), Ankara.

Yurtsever, Y., 1980, Environmental izotopes as a tool in hydrogeological investigations of Southern Karst Region of Turkey. Proa, of int. seminar on Karst Hydrology, Oymapınar - Turkey, DSİ - UNDP, Publ. (Ed. G. Günay), 269-293.

Makalenin geliş tarihi: 16.01.1995.

Makalenin yayma kabul tarihi: 23.01.1996.

Received January 16, 1995.

Accepted January 23, 1996.

# Koçpınar (Aksaray) kaynaklarının su kimyası açısından değerlendirilmesi

## *Hydrochemical evaluation of the Koçpınar springs (Aksaray)*

Mustafa AFŞİN  
Halil BAŞ

Niğde Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 51200 Aksaray  
Niğde Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 51200 Aksaray

### Öz

Koçpınar kaynakları KB - GD yönlü Tuzgölü Fay Zonu (TFZ) boyunca doğrultu atımlı Hasandağı Fay Seti (HFS) üzerinde açığa çıkmaktadır. Çoğunluğu volkanik olan kaynak alanındaki kayalar farklı hidrojeolojik özelliklerine sahiptir. Meteorik kökenli sular yüzeye doğru yükselirken su - gaz - kayaç etkileşimi sonucu iyon değişimi olmaktadır. Kaynakların akiferi Paleozoik yaşlı mermerlerdir. Kaynak sularında kuru buz üretimi yapılabilecek miktarda bulunan CO<sub>2</sub> gazı karbonik asit açığa çıkararak suların kalitesi çözmesine neden olmuştur. Sularında iyon değişimine bağlı Ca - Mg - HCO<sub>3</sub> ve Na - HCO<sub>3</sub> şeklinde iki su kimyası fasiyesi ayrılmıştır. İçme suyu standartlarına uygun kaynakların her türlü kirlenme tehlikesine karşı üç korunma alanı belirlenmiştir.

**Anahtar Sözcükler:** Tuzgölü Fay Zonu, Akifer, Su kimyası fasiyesi, Kuru buz, Korunma alanı.

### Abstract

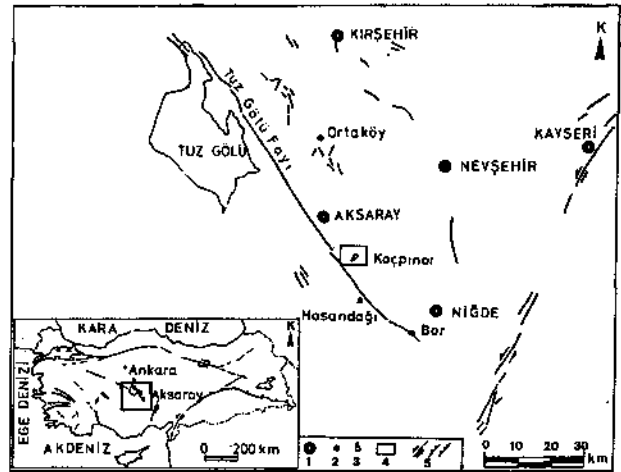
*Koçpınar springs emerge on strike - slip Hasandağı Fault Set (HFS) along Tuzgölü Fault Zone (TFZ) which extends in northwest - southeast direction. The exposed rocks, most of which are volcanic, exhibit different hydrogeologic properties in the study area. As meteoric waters rise to the surface ion concentration occurs through water - gas - rock interaction. Marbles of Paleozoic age form the aquifer of the springs. The CO<sub>2</sub> gas content of the springwaters is high enough to produce dry ice (solidified carbon dioxide). The CO<sub>2</sub> gas is also responsible for the calcite dissolution in the marbles forming carbonic acid through reactions with water. On the basis of ion concentrations, two hydrochemical fades have been identified as Ca - Mg - HCO<sub>3</sub> and Na - HCO<sub>3</sub>, springwaters meet the drinking water standards. Three protection zones are suggested against the external effects in the spring area.*

**Key Words:** Tuzgölü Fault Zone, Aquifer, Hydrochemical fades, Dry ice, Protection area.

### GİRİŞ

Koçpınar kaynakları, Aksaray'ın yaklaşık 28 km GD'sunda ve Hasandağı'nın 10 km K'inde yer alır (Şekil 1). Koçpınar ve yakın çevresiyle ilgili önceki çalışmaların çoğu jeoloji ve jeomorfoloji amaçlıdır [Beekman (1966), Erol (1984), Batum (1978 a, b), Emre (1990), Ercan ve diğ., (1992) ve Toprak ve Göncüoğlu (1993)]. Diğer taraftan Çağlar'ın (1950) çalışması Koçpınar kaynaklarının sadece su kimyasına yöneliktir. Ancak, doğrudan inceleme alanıyla ilgili olmayan genelde Zığa ve dolayındaki sıcak su kaynaklarının hidrojeolojisine yönelik çalışmalar da bulunmaktadır (Öktü ve Kalkan, 1984; Göçmez, 1994).

Daha önce yapılan çalışmalarda doğrultu atımlı ve aktif olarak tanımlanan Tuzgölü Fay Zonu (TFZ) (Şaroğlu ve diğ., 1987; Toprak ve Göncüoğlu, 1993) boyunca çok sayıda soğuk, sıcak, sıcak ve mineralli su kaynağı açığa çıkmaktadır. Bu çalışmanın amacı, TFZ'na giren Hasandağı Fay Seti'nde (HFS) yer alan Koçpınar kaynaklarının hidrokimyasal ve izotopik incelemesine yönelik Eylül 1995 tarihinde başlayan TÜBİTAK YDABÇAG - 120 nolu projenin Koçpınar



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası [1. İl merkezi, 2. İlçe merkezi, 3. Kaynak, 4. İnceleme alanı, 5. Fay (Olasılı vb)].

Figure 1. Location map of the study area [1. Provincial capital, 2. County town, 3. Spring, 4. Studied area, 5. Fault (Possible etc.)].

kaynaklarına ait su kimyası ve bakteriyoloji analizlerini önceki sonuçlarla birlikte değerlendirmektedir.

Koçpınar kaynaklarının debileri 1994 yılının Nisan ve Ekim ayları ile 1995 yılının Nisan ayında üçgen savakla ölçülmüştür. Kaynak sularının sıcaklık ve gaz dışında tüm parametreleri laboratuvarında saptanmıştır. CO<sub>2</sub> gazı kaynak başında gaz ölçer cihazıyla ölçülmüştür. İncelenen kaynak alanında özel bir kuruluş tarafından CO<sub>2</sub> elde edilmesine yönelik olarak Ağustos 1995 tarihinde başlayan sondaj çalışmaları devam etmektedir.

Kaynakların su kimyası analizleri iki dönemde yapılmıştır. 1994 Mayıs ayında çift kapaklı 1 litrelik plastik şişelere alınan su örnekleri MTA Genel Müdürlüğü Su Kimyası Laboratuvarı'nda (Ankara); 1995 Ekim ayında asitli (HNO<sub>3</sub>) ve asitsiz olarak çift kapaklı 1 litrelik plastik şişelere alınan su örnekleri H.Ü. Uluslararası Karst Su Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi Su Kimyası Laboratuvarı'nda (Ankara); 100 ml lik steril şişelere alınan bakteriyoloji örnekleri ise Halk Sağlığı Laboratuvarı'nda (Aksaray) analiz edilmiştir. İlk dönemde araziden alınıp doğrudan laboratuvara taşınan su örneklerinin analizlerinde laboratuvarından kaynaklanan iki haftalık bir gecikme olmuştur. İkinci dönemdeki analizlerde ise arazi ve laboratuvar arasında sadece 12 saatlik bir gecikme söz konusudur.

## JEOLAJİ

İnceleme alanındaki volkanitler Toros dağ kuşağı eksenine paralel olarak Orta Anadolu masifi ve Toroslar üzerinde gelişen Neojen - Kuvaterner volkanik zincirinin önemli bir halkasını oluşturur (Şekil 2 ve 3). Alandaki volkanik kayaların çoğunluğu yer yer akarsu ve göl çökelleriyle birlikte yüzeylenmektedir. Koçpınar kaynaklarının bulunduğu alanda Neojen öncesi birimler, volkanizma ve sonrasına ait çökellerle örtülü olduğu için gözlenmemektedir. Bunlardan, Paleozoyik yaşlı metamorfizmlerde (Pb: Bozçaldağ formasyonu) mermer, yarı mermer ve metaçörtler baskın durumdadır. Yer yer amfibolit - amfibolit şist arabantlı olan istifli başlıca kayaç yapıcı kalsit minerali yanında, ilerleyen metamorfizma şartlarına bağlı olarak granat, diyopsit, vollastonit, skapolit, muskovit ve epidot mineralleri yer alır. Eosen yaşlı denizel ve Oligo - Miyosen yaşlı karasal çökeller (Tm: Mezgit formasyonu) ise, çakıltaşı, kumtaşı, gips ve kilaşmandan meydana gelmiştir.

İnceleme alanının KD'sunda Boztoprak ovası çevresinde yer alan Kızılkaya ignimbiritlerinin (Tk) alt seviyeleri sıkı dokulu, üst seviyeleri ise bozuşmuş durumdadır. İncekesit örneklerinde kristal tuf özelliği gösteren camsı mikrolitler içermekte, fenokristallerin çoğunluğu ise andezit, biyotit, kuvars ve hornblend oluşturmaktadır (Göçmez, 1994). Tabanda yer yer süngertaşı par-

çaları da içeren birim ile alttaki tüfler (Ts: Selime formasyonu) arasında kırmızı renkli pişme zonu gözlenmektedir. Biyotitlere uygulanan K/Ar yöntemi ile birimin yaşı 4.9 - 5.5 ± 0.2 MY (Alt Pliyosen) olarak (Batum, 1978 a, b) bulunmuştur.

Mahmutlar Tepede, bazaltik cüruf, kül, lapilli ve volkan bombasından oluşmuş Alt Kuvaterner yaşlı koni (sinter cone) (Emre, 1990) yer almaktadır.

Yuva, Elmacık ve Koçpınar dolaylarında gözlenen Yuva laharı (Qy) olarak da adlandırılan (Emre, 1990) birim, andezit, kısmen dasit bileşimli kül, lapilli, tuf, aglomera ve kum boyutundan birkaç metreye varan çaplardaki lav bloklarının karışık yapısından oluşmuştur. Hasandağ'ının ilk volkanik ürünleri büyük olasılıkla Yuva volkanitleridir (Ercan ve diğ., 1992). Bunların üzeri daha genç volkanik ürünlerle örtülüdür.

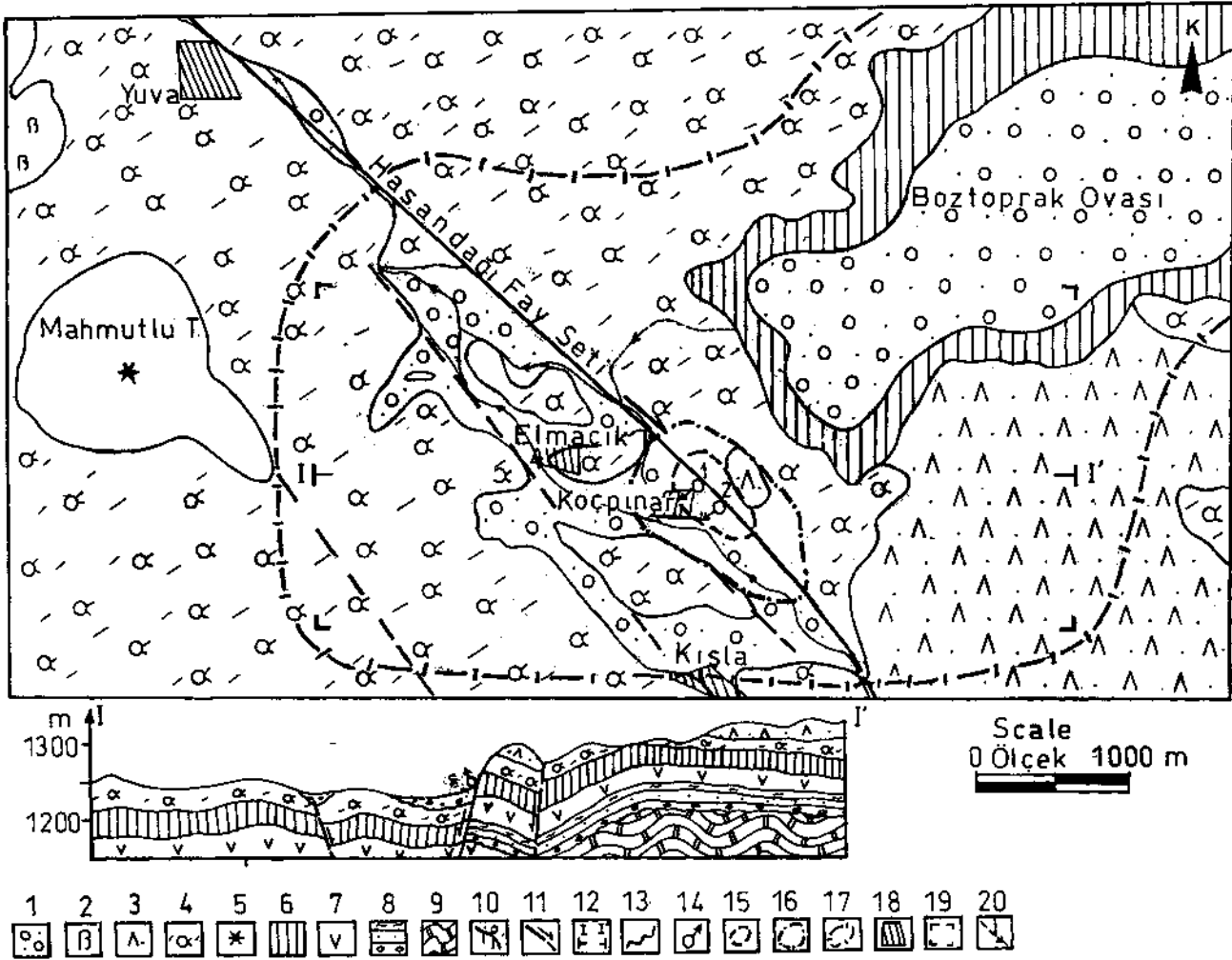
Hasandağ külleri (Qhk) tarafından örtüldüğü için kaynak alanında gözlenemeyen Akçeşme riyoliti (Qa), riyoitik lav ve obsidyenden oluşmuştur. Hasandağ ana konisini çevreleyen Hasandağ külleri, muhtemelen alt Kuvaterner'de genelde karasal yer yer de gölsel ortamda çökelmiştir. Bu piroklastik birim, mercek şeklinde lapilli yatakları, tuf, süngertaşı, obsidyen ve lav parçalarını içerir. Koçpınar kaynakları ve çevresinde yüzeyleyen, aynı çıkış merkezli Hasandağ volkanitleri (Ohv), stratovolkan kompleksi çevresinde tek dönemli andezit ve dasit türde lav ve piroklastikler ile geniş yayılım alanları gösteren kısmen ignimbiritik tüflerden oluşmuştur. Kuru kaynak alanının 20 m kuzeyinden alınan kayaç örneklerinin incekesitlerinde, volkanik cam (% 40 - 45), plajiyoklaz mikrolitleri (% 30 - 35), feldispat ve piroksen (% 1 - 2), opaklaşmış hornblend ve biyotit (% 10) ikincil kuvars tarafından doldurulmuş olan kayaçlar genelde pırfirik, hamurlanmış ise hiyalopolitik dokuludur. Birime ait andezitik lavlar plajiyoklaz, yer yer opasitleşmiş hornblend, ojit, daha az hipersten ve biyotit fenokristalleri içerir. Birimin yaşı K/Ar yöntemiyle Üst Kuvaterner olarak saptanmıştır (Batum, 1978 a, b).

Kaynak alanı ve çevresinde genelde alüvyon yelpazesi şeklinde gözlenen volkanik kökenli akarsu sedimanları (Qal), kum, silt ve kil boyutundadır. Tuzgölü havzasının çalışma alanındaki devamı olan Boztoprak ovasındaki havza taban dolgulunun kalınlığı sondaj verilerinden 4 - 6 m dolayında ölçülmüştür.

## Fay zonu

İnceleme alanı, TFZ üzerinde yer alır. Geç Kretase esnasında gelişmiş Tuzgölü havzasının (Görür ve diğ., 1984) kuzeyinden başlayarak KB - GD Yönünde Bor'a kadar devam eden genç bir morfolojiye sahip Tuzgölü Fayının uzunluğu 180 km dir (Şaroğlu ve diğ., 1987). Fay, çalışılan alanda Yuva'dan başlayarak GD yönünde





Şekil 2. inceleme alanının jeoloji haritası ve enine kesiti [1. Qal: Alüvyon, 2. Qhv: Hasandağı volkanitleri, 3. Qhk: Hasandağı külleri, 4. Qy: Yuva laharı, 5. Cüruf konisi, 6. Kızılkaya ignimbiriti, 7. Ts: Selime formasyonu, 8. Tm: Mezgıt formasyonu, 9. Pb: Bozçaldağ formasyonu, 10. Dokanak, 11. Doğrultu atımlı fay (Olasılı vb), 12. Kesit yönü, 13. Uyumsuzluk, 14. Kaynak (1. Koru, 2. Ayazmana), 15. I. Korunma alanı, 16. II. Korunma alanı, 17. III. Korunma alanı, 18. Yerleşim merkezi, 19. Blok diyagram alanı, 20. Mevsimlik akarsu [Emre (1990) ile Toprak ve Göncüoğlu (1993)'ndan gözden geçirilerek çizilmiştir].

Figure 2. Geological map and cross - section of the study area [1. Qal: Alluvium, 2. Qhv: Hasandağı volcanics, 3. Qhk: Hasandağı ash, 4. Qy: Yuva laharı, 5. Sinter cone, 6. Kızılkaya ignimbrite, 7. Ts: Selime formation, 8. Tm: Mezgıt formasyonu, 9. Pb: Bozçaldağ formasyonu, 10. Contact (Boundary of formation), 11. Strike - Slip fault (Possible etc.), 12. Cross - section line, 13. Unconformity, 14. Spring (1. Koru, 2. Ayazmana), 15. Protection zone -I, 16. Protection zone -II, 17. Protection zone -III, 18. Settlement, 19. Boundary of block diagram area, 20. Perennial stream]. [From Emre (1990) and Toprak and Göncüoğlu (1993) revised by the authors].

Hasandağı'na doğru yaklaşık 7 km uzunluğunda devam eden HFS'ne girer (Şekil 2). HFS, yaklaşık birbirine paralel ve aralı aşmalı (en echelon) sıçramalar yapan genelde K48B doğrultulu birçok kırktan oluşan sağ yönlü doğrultu atımlı aktif bir fay grubudur (Şaroğlu ve diğ., 1987; Toprak ve Göncüoğlu, 1993). Bu fay / fay grubu Yuva lahalarını kesmekte ve alüvyonla dokunmasını oluşturmaktadır. Koçpınar kaynaklarının batı bloğu morfolojik olarak aşağıda bulunmaktadır. Bu blok üzerinde fay boyunca alüvyonla doldurulmuş kapalı havzalar ve fay vadisinde alüvyon düzlükleri gelişmiştir.

Alüvyon yelpaze çökellerinin kesilmesi ve deformasyona uğraması fayın aktif olduğuna işaret edebilir. Dolayısıyla bu durum, inceleme alanındaki kayaların hidrojeoloji açısından yeniden şekillenmesine sebep olmuştur.

#### HİDROJEOLOJİ

İnceleme alanında yüzeyleyen çoğunluğu volkanik kökenli olan kayalar, heterojen yapılarından dolayı farklı hidroloji ve hidrojeoloji özelliklerine sahiptir. Bu nedenle kaynak alanı ve yakın çevresinde yer alan bi-

ÜST SİSTEM Upper System	SİSTEM System	SERİ Series	LİTOLOJİ Lithology	AÇIKLAMALAR Explanations	HİDROJEOLOJİ ÖZELLİKLERİ Hydrogeologic Properties	
SENOZOYİK Senozoic	KUVATERNER Quaternary	HÖRSE Luff Series	o o o o	Çakıl, kum, silt, kil Gravel, sand, silt, clay	Alüvyon (Alluvium)	Geçirimi Permeable
			β β	Andezit, daşıt Andesite, dacite	Hasandağı volkanitleri (H. volcanics)	Az Geçirimi Semi-permeable
			Λ Λ Λ	Kül, tüf Ash, tuff	Hasandağı külleri (H. Ash)	Geçirimi Permeable
			Λ Λ Λ	Riyolit, obsidyen Rhyolite, obsidian	Akçeşme riyoliti (A. rhyolite)	Az Geçirimi Semi-permeable
			α α α	Lahar (Kül, tüf, andezit blokları) Lahar (Ash, tuff, andesite boulders)	Yuva laharı (Y. lahar)	Geçirimi Permeable
			Λ Λ Λ	İgnimbirit Ignimbrite	Kızıl kaya ignimbiriti (K. ignimbrite)	Geçirimi Permeable
			V V V	Tüf Tuff	Selime formasyonu (S. formation)	Az Geçirimi Semi-permeable
			T T T	Mezgit formasyonu Conglomerate, sandstone, gypsum, claystone		Geçirimsiz Impermeable
			Granitoid Granitoid			Geçirimsiz Impermeable
			PALEZOYİK Paleozoic	KRETAŞE Cretaceous	Ukrayna Paleozoik Ukrainian Paleozoic	Pb: Bozcaada formasyonu (B. formation) Marmer, şist, gneiss, kuvarzit Marble, schist, gneiss, quartzite Mermerler geçirimsiz Marbles permeable

Şekil 3. inceleme alanı ve dolayının genelleştirilmiş dik-me kesiti.

Figure 3. Generalized stratigraphic columnar section of the study area and its vicinity.

rimleri hidrojeoloji özelliklerine göre birbirinden kesin çizgilerle ayırmak oldukça güçtür. Ancak, birimler oransal olarak geçirimsiz, az geçirimsiz ve geçirimsiz olarak sınıflandırılabilir (Şekil 3).

Geçirimsiz birimler, temeli oluşturan metamorfite- rin şistli seviyeleridir. Fakat bu formasyon içindeki mermerler, tektonizmadan dolayı kırıklı yapıya sahip olmaları nedeniyle ana akifer özelliğindedir.

Oligo - Miyosen yaşlı birimde kökeni ve boyutu farklı kayaç blokları bulunduğundan boylanma oldukça kötüdür. Killi seviyeler birimin geçirimsizliğini azaltmıştır. İnceleme alanında geniş bir alana yayılan volkanik kayaçlardan tüf, aglomera ve laharda gözenekliliğin aksine geçirimsizlik düşüktür. Selime tüllerinde özgül ağırlık yöntemiyle gözeneklilik %20 - 30 dolayında saptanmıştır (Göçmez, 1994). Kaynak alanı ve çevresinde soğuma çatlaklı olan lavların, tüllerin alterasyon ürünü olan killi dolmuş bölümleri geçirimsizdir.

Koçpınar'ın K ve KD'sunda gözlenen ignimbiritlerde yer yer birbirlerini kesen düşey çatlaklar çok geliştiği için üst seviyeler bloklu ve parçalı durumdadır. Bunun için birimin gözenek ve geçirimsizliği artmıştır. Birimde özgül ağırlık yöntemiyle yapılan deneylerle toplam gözeneklilik % 18 ile % 37 arasında hesaplanmıştır (Göçmez, 1994). Sızdırma katsayısının yüksek

olması beklenen birim geçirimsiz olarak değerlendirilebilir. Volkan küllerinin elek analizleriyle saptanan hidrolik iletkenliğinin  $1.6 \times 10^{-14}$  m/s ile  $3.6 \times 10^{-15}$  m/s arasında olması (Öktü ve Kalkan, 1984) orta düzeyde iletkenliğe işaret etmektedir.

Akarsu çökelleri arasındaki bloklu molozlar genelde akım yönüne paralel uzanırlar. Bu yönde gözenekliliğin aksine geçirimsizliğin artması beklenir (Freeze ve Cherry, 1979). İncelenen alanda oldukça geniş bir alanda yayılmış olan alüvyonlar, genelde % 30 dolayında gözenekliliğe sahiptir ve geçirimsizdir. Killi ve siltli seviyeleri geçirimsiz olan birimin beslenmesi muhtemelen yağıştan olmaktadır.

İnceleme alanındaki birimler birleşik bir hidrolik sistem oluşturacak konumdadır. Kaynak sularının asıl su taşıyan formasyonunu oluşturan mermerler basınçlı akifer özelliğine sahiptir. Bu birimin üzerine gelen Kızıl kaya ignimbiriti, Hasandağı külleri ve alüvyon tali akiferleri; Yuva laharı ve Mezgit formasyonu ise yarı geçirimsiz akiferleri oluşturmaktadır. Bunlar meteorik suların derinlere süzülmesini sağlar. Ayrıca, ana akiferden yükselen sular üstte bulunan ve sığ dolaşım sularla temasa geçerek kaynak sularının karışık su özelliği kazanmasına neden olabilir.

## SU KİMYASI DEĞERLENDİRMESİ

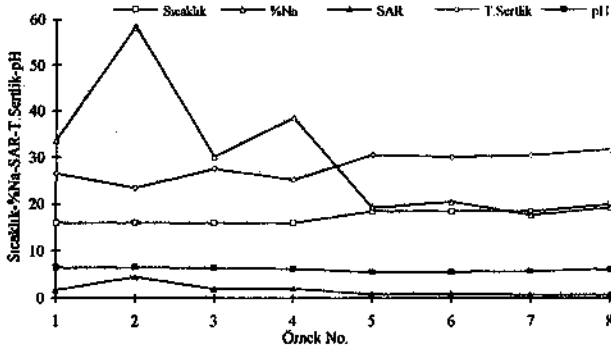
Kaynakların kimyasal özellikleri ve köken yorumu

Koçpınar kaynakları KB - GD yönündeki HFS boyunca, Kuru (1) ve Ayazmana (2) adıyla anılan iki alanda 1248 m kotunda çok sayıda noktada açığa çıkmaktadır (Şekil 2). İnceleme alanının yıllık sıcaklık ortalaması  $11.5^{\circ}\text{C}$  tir. Çağlar (1950) ve bu çalışmada yapılan ölçümler birlikte değerlendirildiğinde tüm kaynakların pH, sıcaklık, toplam debi, toplam çözünmüş katı madde (TDS) ve çözünmüş  $\text{CO}_2$  miktarları sırasıyla 5.5 - 6.6, 16 -  $20^{\circ}\text{C}$ , 9 - 11 l/s, 626 - 1021 mg/l ve 461 - 2623 mg/l arasında değişmiştir (Çizelge 1 ve 2):

Su ve kayaç arasındaki etkileşimler, değişen basınç ve sıcaklık şartları altında su ve gazın bulunduğu bir ortamda minerallerin termodinamik dengesizliği ile ilişkilidir (Stumm ve Morgan, 1981). Bu nedenle, incelenen kaynak sularında saptanan iyonların yorumunda kaynak alanı ve çevresindeki kayaç özellikleri de dikkate alınmıştır.

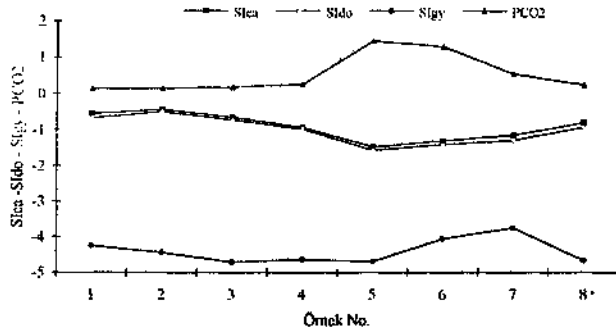
Koçpınar kaynaklarının basınçlı akiferi olan mermerlerde kapalı bir dolaşım söz konusu olabilir. Birleşik hidrolik sistemin üst seviyelerinde havalanma kuşağında, bitkilerin solunumu, organik maddelerin oksidasyonu ve volkanik kayaçlarla temas sonucu açığa çıktığı tahmin edilen  $\text{CO}_2$  gazının bir bölümü meteorik sularla basınçlı akifere kadar taşınmış olabilir. Ercan ve diğ., (1992) Hasandağı - Karacadağ Kuvaterner vol-

## KOÇPINAR (AKSARAY) KAYNAKLARI



**Şekil 4.** Koçpinar kaynaklarının bazı parametre değişimleri (Örnek numaraları Çizelge 1'deki gibidir).

**Figure 4.** Variation of some parameters of the Koçpinar springs (Sample numbers are as in Table 1).

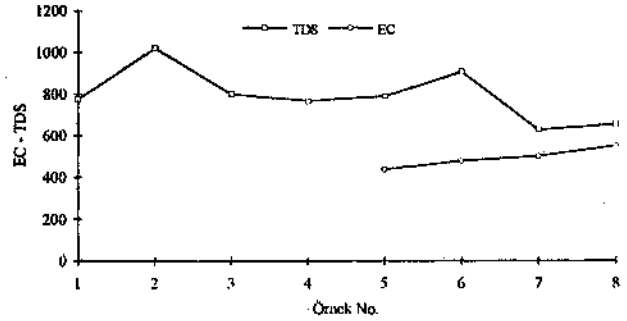


**Şekil 6.** Kaynak sularının kalsit (Slca), dolomit (Slido) ve jips (Slgy) doyma indekslerinin değişimi.

**Figure 6.** Variation of calcite (Slca), dolomite (Slido) and gypsum (Slgy) saturation index values of the springwaters.

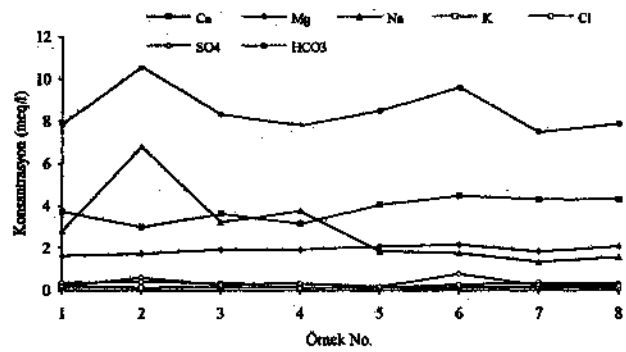
kanizmasına bağlı ürünlerin, Arap - Afrika plakası ile Anadolu plakası arasında meydana gelen çarpışma zonunda kabuk kalınlaşması ve bunu izleyen litosfer incelmelerinin doğurduğu genişleme kuvvetlerinin etkileriyle basınç azalması ve siğ mantoda kısmi ergimelerle oluştuklarını ileri sürmüştür. Dolayısıyla plaka sınırları boyunca sürtünme prosesleriyle aktif olarak etkilenen ve litosfer plakalarıyla ilişkili olan denizel karbonatların metamorfizmasıyla (Barnes, 1978; Greber, 1992) Hasandağı Fay Seti boyunca CO<sub>2</sub> gazı açığa çıkmış olabilir. Yani CO<sub>2</sub> gazı, sıcaklığın 100°C in altında olduğu mofet evresine (Başkan ve Canik, 1983; Pinnerker, 1983; Yılmaz, 1994) karşılık gelmektedir. Karbonatların metamorfizmasma bağlı CO<sub>2</sub> gazı ile manto kökenli CO<sub>2</sub> gazı izotop analizleri sonucu ayrıntılı şekilde açıklanabilir. Bu amaçla izotop analiz (<sup>18</sup>O ve <sup>13</sup>C) çalışmaları sürdürülmektedir.

Kaynak alanında pekçok noktada kabarcıklar halinde çıkmakta olan CO<sub>2</sub> gazı, kaynak sularında H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> şeklindedir (Hem, 1985). Suların karbonat doygunluğu



**Şekil 5.** Kaynak sularında toplam çözünmüş katı madde (TDS) miktarı ve elektriksel iletkenlik (EC) parametrelerinin değişimi.

**Figure 5.** Variation of total dissolved solids (TDS) and electrical conductivity (EC) parameters of the springwaters.



**Şekil 7.** Kaynak sularında iyon değişimi.

**Figure 7.** Variation of ionic composition of the springs.

içerdiği Ca<sup>2+</sup>, CO<sub>2</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> ve H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> in konsantrasyonlarıyla ilişkilidir. Suların pH değeri arttıkça pCO<sub>2</sub> ve %H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> değerleri azalarak %HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> artmıştır (Çizelge 1, Şekil 4). Karbonat minerallerinin çözünmesi için gerekli olan karbonik asidin eksikliği kütle transferinin hızını azalttığı için (Bayan ve Kurttaş, 1995) toplam iyon miktarında da azalmalar gözlenmiştir (Şekil 5).

Kaynak sularındaki kalsit (Slca), dolomit (Slido) ve jips (Slgy) doyma indekslerinin (Şahinci, 1991) sıfırdan küçük değerlere çıkması, bu suların uygun fizikokimyasal şartlar sağlandığında kalsit çökeltebileceğine işaret etmektedir. Karbonik asidin azalması jipsin çözünmesini doğrudan etkilemez. Çünkü aralarında termodinamik bir ilişki yoktur (Şekil 6).

İnceleme alanındaki kaynak sularında baskın olarak bulunan Ca<sup>2+</sup> ve HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> m kökeni değişik şekilde yorumlanabilir. Suda çözünmüş CO<sub>2</sub> miktarı arttıkça kalsitin çözünürlüğü artmış olabilir. Ca<sup>2+</sup>\volkanik kayalarındaki albitin bozuluşu, Mezgit formasyonundaki jipslerin ve mermerleri oluşturan kalsitin çözünmesi sonucu suya katılmış olabilir. Ayrıca, derinlere süzülen

meteorik kökenli sular jeotermik gradyanla ısınmıştır. Dolayısıyla yeraltısulunun doyma indekslerinin yükselmesinde sıcaklığın artmasının da rolü olabilir. Çünkü, akifer formasyonda dolaşan yeraltısuyu yüksek hidrolik basınç altında bulunduğu için çözünen karbonat miktarı da buna bağlı olarak artmış (Bayan ve Kurttaş, 1995) olabilir.

Kaynak sularındaki  $SO_4^{2-}$  m kökeni çoğunlukla akifer formasyonun üzerinde yer aldığı düşünülen jipslerin çözünmesine bağlanabilir. Jipsin çözünmesini doğrudan etkileyen  $Ca^{++}$  iyonudur. Şekil 7 de  $Ca^{++}$  iyonu arttıkça  $SO_4^{2-}$  m bir başka kaynağı olabilir. Sansu kaynağı (Ayazmana) çıkışındaki demirhidroksit çökellerinin kimyasal analizlerinde %0.07 S tespit edilmiştir. Bunun nedeni, bakterilerin etkisi sonucu  $SO_4^{2-}$  m uzaklaştırılması olabilir. Sansu kaynağında çürük yumurta kokusunun alınması burada bir miktar  $H_2S$  gazının olabileceğine (Hem, 1985) işaret edebilir.

$Mg^{++}$  ise Yuva ve Hasandağı volkanitlerindeki biyotit, hornblend, ojit ve piroksenlerin bozuşmalarıyla açığa çıkmış olabilir. Hasandağı küllerindeki albitin çözünürlüğü  $pCO_2$  in artmasıyla önemli ölçüde artmış (Stumm ve Morgan, 1981) ve  $Na^+$  bu fazdan kanşımış olabilir.  $Na^+$  miktannın artmasında yeraltısulundaki  $Ca^{++}$  ve  $Mg^{++}$  iyonlarının mineral - su ilişkisi ile yer değiştirmesinin de rolü olabilir. 1 ve 2 nolu örnekler arasında  $Na^+$  ve  $HCO_3^-$  m değerlerinde keskin bir artış gözlenmektedir (Şekil 7). Bu durum sulann killerle temas süresinin uzun olmasına bağlanabilir. Daha sonra  $Na^+$  un azalarak  $Ca^{++}$  un artması, jipslerin çözünmesinin artmasıyla iyon değişiminin  $Ca^{++}$  lehinde geliştiğini gösterebilir.

Koçpınar kaynaklarında 0.09 - 018 mg/l olarak saptanan toplam demir, derindeki suların gerçek değerinin çok altında olmalıdır. Çünkü sudaki demirin önemli bir bölümünün hava ile temasta demir bakterileri etkisiyle oksitlenerek  $Fe(OH)_3$  şeklinde çökelmiş olduğu Sansu kaynaklarında açıkça gözlenmektedir. Bazı analizlere göre (Çağlar, 1950) mineralli su olarak görünen Koçpınar kaynaklarında, yüksek miktarda  $CO_2$  in bulunması piroksen, biyotit vb demirli minerallerin çözünmesi için etkin bir ortamdır. Kayaç analizlerinde saptanan toplam demir miktan %10 dolayındadır (Emre, 1990). Suda demir iyonlarının fazla miktarda bulunması kuyu vç su borularında paslanma ve tıkanmalara yol açar. Özellikle Crenothrix adlı demir bakterileri iplik yumaklan şeklinde yeraltısuyunun akımını yavaşlatır (Şahinci, 1991; Edet, 1993).

Kaynaklardaki  $SiO_2$  miktan 80 - 110 mg/l dolayındadır. Bölgede yer alan riyolit, andezit ve dasit gibi magmatik kayaçlarda bulunan silikat minerallerinin bozunumu ve alkali ortamlarda bulunan kuvarsın çözünmesi sonucu suya silis karışmış olabilir. Kaynak alanı

ve çevresine ait kayaç analizlerinde  $SiO_2$  miktannın %50 dolayında olması (Emre, 1990; Ercan ve diğ., 1992), volkan külü, lav akıntısı ve tüflerin baskın olduğu yerlerde silis miktannın yüksek olması gerektiğine ilişkin görüş (Şahinci, 1991)  $SiO_2$  in kökeniyle ilgili yukandaki yorumu desteklemektedir.

Koçpınar kaynaklarındaki katyon ve anyonların kendi aralarında konsantrasyon (meq/l) büyüklüklerine göre sıralanması şöyledir (Çizelge 1): Aksu (1) ve Üst Kaynak (3);  $Ca^{++} > (Na^+ + K^+) > Mg^{++} > HCCV > Cl^- > SO_4^{2-}$  (Çağlar, 1950).

Sansu (2) ve Alt Kaynak (4);  $(Na^+ + K^+) > Ca^{++} > Mg^{++}, HCCV > SO_4^{2-} > d^-$  (Çağlar, 1950).

Bu çalışma ile ilgili analiz sonuçlarına göre iyonların sıralanması şöyledir:

$Ca^{++} > Mg^{++} > (Na^+ + K^+), HCA_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$  (1994).

$Ca^{++} > Mg^{++} > (Na^+ + K^+), HCCV > Cl^- > SO_4^{2-}$  (1995).

Baskın iyon sıralamasında meydana gelen değişikliğin nedeni öncelikle analiz yöntem ve sürelerindeki farklılığa ve deneysel hata oranına bağlanabilir. Ayrıca, Sansu (Ayazmana) kaynağında organik bir kirlenme ihtimalinin yanısıra yüzey sulanyla daha az kanşım, Kuru'daki kaynaklarda ise süzülme nedeniyle daha fazla kanşım gözlenmektedir. Sansu kaynağının sıcaklığı ve iyon miktannın Aksu kaynağından daha fazla olması (Şekil 4 ve 5) Aksu kaynağının yüzeye çıkmadan önce alüvyon içerisinde dağılmış olabileceğini gösterebilir.

Bütün kaynak sulannında baskın katyon ve anyonların genelde  $Ca^{++}$  ve  $HCO_3^-$  olduğu görülmektedir (Şekil 7 ve 8). Bu durum, kayfiaklann akifer formasyonunun aynı olduğuna işaret edebilir. Sadece 2 ve 4 nolu kaynak sulannında  $Na^+ + K^+$  üstün durumdadır. Bu sularda  $Na^+ > Mg^{++}$  ve  $Na^+ > Ca^{++}$  olması, suların kaynak alanındaki tüflerin alterasyon ürünü olan killerle temasa geldiğini gösterebilir.  $Na^+$  ve  $Cl^-$  miktarları arasında büyük fark olması baz değişimine yani sulann killerdeki sodyumu çözmesine bağlanabilir.  $SO_4^{2-}$  miktarlanın diğer iyonlara göre çok düşük olması ise sularda sülfat indirgenmesinin olduğuna işaret edebilir.

### Su kimyası fasiyesleri ve sınıflama

Su kimyasa fasiyesi (Seaber, 1962; Morgan ve Winner, 1962; Back, 1961) hidroloji sistemlerindeki suların farklı kimyasal özelliklerini göstermek için kullanılmıştır (Back, 1966). Yani fasiyes, yeraltı suyu ile kayaç mineralleri etkileşimi, sular arası kanşım, evaporasyon vb. kimyasal prosesleri yansıtır (Edet, 1993).

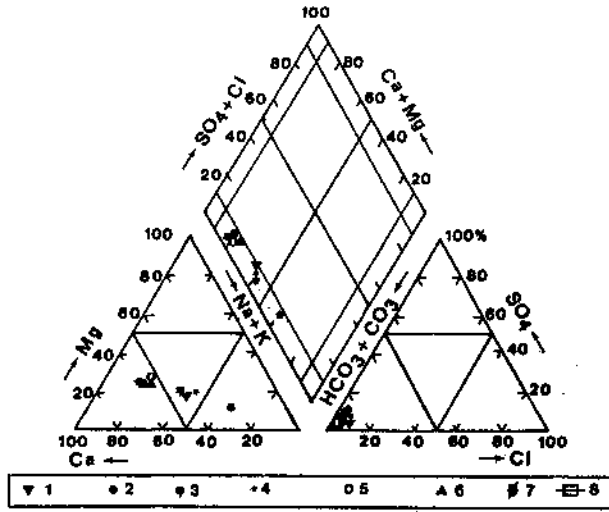
Koçpınar kaynakları köken olarak aynı akiferden gelmektedir. Ancak, sulann dolaşım yolunda ilişkili ol-

KOÇPINAR (AKSARAY) KAYNAKLARI

Kaynak No	1 (Akseu - Ayzamana)			2 (Samsat - Ayzamana)			3 (Koru - Da. Kaymak)			4 (Koru - Ali Kaymak)			5 (Akseu - Koru)			6 (Samsat - Ayzamana)			7 (Akseu - Koru)			8 (Samsat - Ayzamana)			
	mg/l	meq/l	%	mg/l	meq/l	%	mg/l	meq/l	%	mg/l	meq/l	%	mg/l	meq/l	%	mg/l	meq/l	%	mg/l	meq/l	%	mg/l	meq/l	%	
Analiz Tarihi	28.7.1948 (Çağlar, 1950)			28.7.1948 (Çağlar, 1950)			28.7.1948 (Çağlar, 1950)			28.7.1948 (Çağlar, 1950)			6.6.1994 (Bu calışma)			6.6.1994 (Bu calışma)			31.10.1995 (Bu calışma)			31.10.1995 (Bu calışma)			
Ca <sup>++</sup>	74.4	3.71	22.23	59.90	2.99	12.88	72.30	3.61	20.29	63.00	3.14	18.60	81.20	4.05	24.52	89.60	4.29	27.38	86.00	4.29	27.38	86.00	4.29	27.38	
Mg <sup>++</sup>	19.60	1.61	9.65	20.80	1.71	7.37	23.20	1.91	10.74	23.20	1.91	11.32	25.00	2.06	12.47	26.00	2.14	11.21	22.00	1.81	11.55	25.00	2.06	12.55	
Na <sup>+</sup>	64.2	2.79	16.72	156.60	6.81	29.34	73.80	3.21	18.05	74.70	3.25	19.25	34.00	1.48	8.96	40.00	1.74	9.12	30.88	1.34	8.55	35.71	1.55	9.44	
K <sup>+</sup>	7.90	0.20	1.20	4.80	0.12	0.52	6.20	0.16	0.90	5.30	0.14	0.93	4.90	0.13	0.79	5.30	0.14	0.73	6.00	0.15	0.96	5.00	0.13	0.79	
Cl <sup>-</sup>	12.40	0.35	2.10	14.40	0.41	1.77	10.80	0.31	1.74	10.80	0.31	1.84	4.60	0.13	0.79	9.23	0.26	1.36	12.41	0.35	2.23	10.64	0.30	1.83	
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	9.00	0.19	1.14	28.50	0.59	2.54	12.70	0.26	1.46	16.40	0.34	2.01	8.16	0.17	1.02	35.50	0.74	3.88	11.87	0.25	1.60	11.16	0.23	1.40	
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	478.20	7.84	46.97	645.60	10.58	45.58	508.10	8.33	46.92	475.20	7.79	46.15	518.5	8.50	51.45	585.90	9.60	50.29	456.28	7.48	47.73	479.46	7.86	47.86	
Fer (mg/l)	0.18			0.15			0.12		0.092			0.19		0.13				<0.1							
Al <sup>+++</sup> (mg/l)	0.53			0.16			0.17		0.15			0.19		0.13				<0.1							
SiO <sub>2</sub> (mg/l)	108.30			83.50			90.20		67.40			105		100				105							
Abr. (mg/l)																									
F <sup>-</sup> (mg/l)																									
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)																									
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	1.10			3.80			1.50		1.50			1.50		2.52				0.11							
TDS (mg/l)	73.51			102.14			799.19		763.38			907.00		790.00				907.00							
Sıcaklık (°C)	16			16			16		16			18.5		18.5				18.5							
CO <sub>2</sub> (mg/l)	1518.00			872.30			1347.30		1896.50			2623.40		2623.40				2353.53							
pH	6.5			6.5			6.1		6.2			5.5		5.6				5.6							
EC (µmho/cm)																									
Bullantısma Kalınesi (mg/l)																									
Radıyoaktivite (Emuon)	6.8			8.8			7.9		7.6			520.00		520.00				520.00							
Toplam Sertlik (Fr.)	26.60			23.50			27.60		25.20			30.55		30.55				30.55							
% Na	33.57			58.56			36.10		38.51			19.17		19.17				20.50							
SAR (Na Abs. Oranı)	1.71			4.46			1.95		2.95			0.85		0.85				0.96							
Uçunük Kıvrımı	0.0111			0.0143			0.0118		0.0106			0.0114		0.0114				0.0133							
Sıta (Kalıt Doyma İndeksi)	-0.5458			-0.4338			-0.6518		-0.9780			-1.4727		-1.4727				-1.3019							
Sıta (Delemit Doyma İndeksi)	-0.6687			-0.4971			-0.7222		-0.9799			-1.5625		-1.5625				-1.4053							
Sıby (İpe Doyma İndeksi)	-4.2442			-4.1444			-4.7061		-4.6417			-4.6927		-4.6927				-4.0359							
PCO <sub>2</sub>	0.1244			0.1425			0.1798		0.2647			1.4576		1.4576				1.2932							
HCO <sub>3</sub> (%)	60			58			57		58			22		22				17							
H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> (%)	40			42			43		42			88		88				83							

Çizelge 1. Koçpinar kaynak sularının kimyasal analiz sonuçları.

Table 1. Results of chemical analyses of the Koçpinar spring-waters.



Şekil 8. Ana iyon yüzdelere göre katyon ve anyon fasiyelerinin sınıflandırılması [(Morgan ve Winner, 1962; Back, 1966)].

Figure 8. Classification of anion and cation facies in terms of major ion percentages [(After Morgan ve Winner, 1962; Bach 1966)].

duğu kayalara bağlı olarak iki fasiye ayırılmıştır (Şekil 8 ve 9): 1, Ca - Mg -  $\text{HCO}_3$ , 2. Na -  $\text{HCO}_3$ .

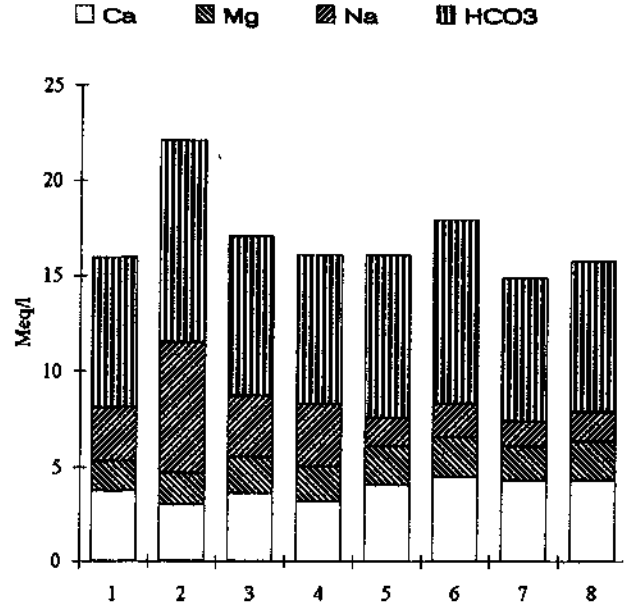
Ca - Mg -  $\text{HCO}_3$  fasiyesinde  $\text{Ca}^+$  Mg toplam katyonların %60 m,  $\text{HCO}_3^-$  ise toplam anyonların %90 m oluşturur. Ca - Mg -  $\text{HCO}_3$  lı sular, sığ kuşaklarda hızlı dolaşan, düşük iyon konsantrasyonlu yeraltı sularına işaret edebilir. Na -  $\text{HCO}_3$  fasiyesinde Na toplam katyonların %60 m,  $\text{HCO}_3^-$  ise toplam anyonların %90 m oluşturur. Na -  $\text{HCO}_3$  tipli su, düşük hidrolik iletkenliğe sahip akiferlerdeki yavaş dolaşımından dolayı kayalarla temas süresinin uzaması sonucu iyon miktarı artmış yeraltı sularının göstergesi olabilir.

Koçpınar kaynakları 250 mg/l den fazla çözünmüş  $\text{CO}_2$  içerdiği için  $\text{CO}_2$  li (Yılmaz, 1994); normal klorürlü, normal sülfatlı ve aşın karbonatlı (Schoeller, 1955); sert (Erguvanlı ve Yüzer, 1984); hafif tuzlu, sulama için uygun (Şahinci, 1991) sulardır (Şekil 4 ve 5).

#### Sağlık açısından değerlendirme ve korunma alanları

Koçpınar kaynakları sağlık ve kirlenme açısından Türk Standardları (1986) ve Su Kirliliği Yönetmeliği (1988)'ne göre değerlendirilmiştir (Çizelge 2).

TSE (1986)'ne göre Koçpınar kaynakları içme suyu standartlarına uygundur. Su Kirliliği Yönetmeliği (1988) kısıtlı su kalitesi sınıflamasına göre, Aksu (5) ve Sansu (6) kaynakları yüksek kaliteli yeraltı suları (YAS - I) grubuna girmektedir. Bunlar içme suyunda ve gıda sanayiinde antmaya gerek olmadan kullanılabilir.



Şekil 9. Kaynak sularının önemli kimyasal parametrelerinin karşılaştırılması.

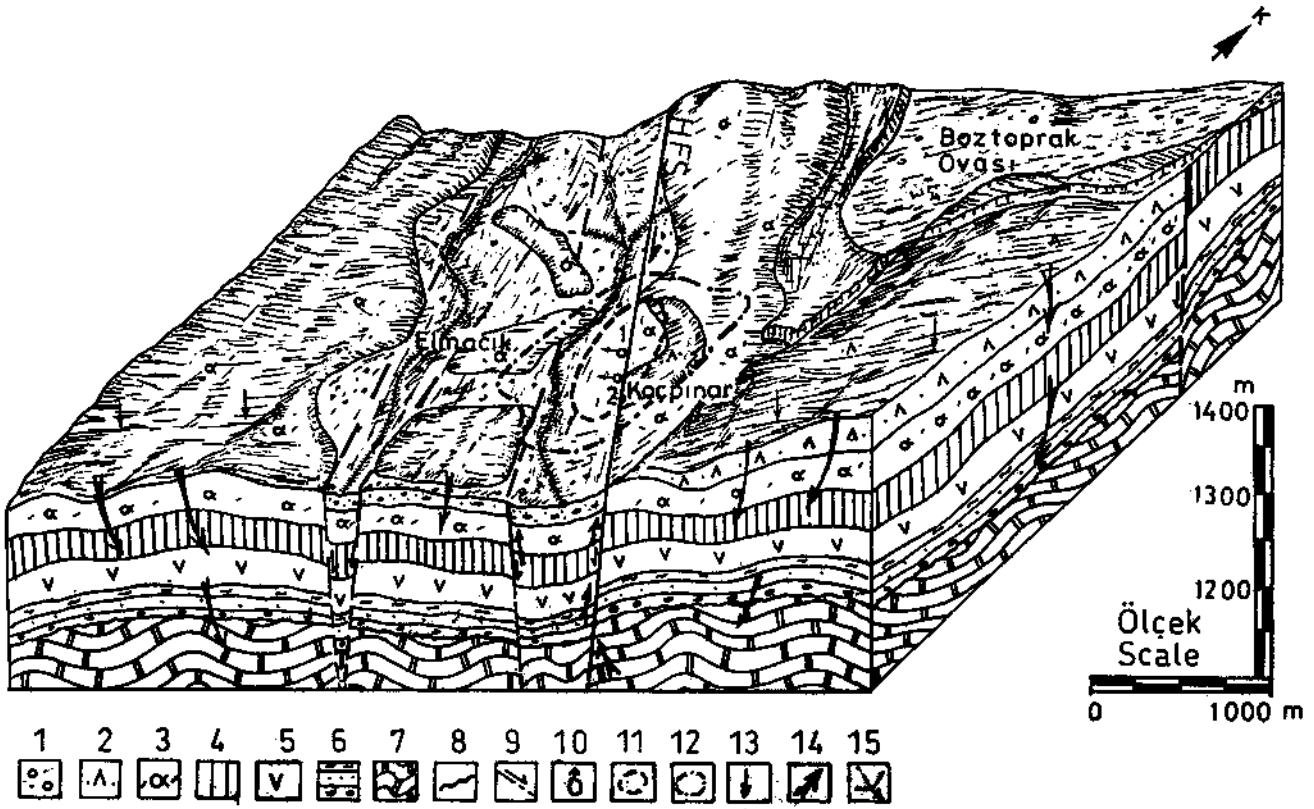
Figure 9. Comparison of the main chemical parameters of the springwaters.

Çizelge 2. Kaynak sularının standartlarla karşılaştırılması.

Table 2. Comparison of the springwaters to the standards.

Parametre	Koçpınar kaynak suları	TSE (1986) Kaynak suları	TSE (1986) İçme suları	Su Kirliliği Yönetmeliği (1988) Kısıtlı su kalite sınıflaması
pH	5.5 - 6.6	7.0 - 8.5	6.5 - 8.5	I
Sıcaklık ( $^{\circ}\text{C}$ )	16 - 20	-	-	II
TDS (mg/l)	626.29 - 1021.1	500	1500	
$\text{Ca}^{++}$ (mg/l)	59.9 - 89.6	25	75 - 200	
$\text{Mg}^{++}$ (mg/l)	19.6 - 26.0	10	50 - 150	
$\text{Na}^+$ (mg/l)	34 - 156.6	-	-	
$\text{Cl}^-$ (mg/l)	4.6 - 14.4	30	200 - 600	I
$\text{SO}_4^{--}$ (mg/l)	8.16 - 35.5	20	200 - 400	I
$\text{NO}_2^-$ (mg/l)	< 0.1	-	-	I
$\text{NO}_3^-$ (mg/l)	0.12 - 3.8	25	0 - 45	I
$\text{Fe}$ (mg/l)	0.09 - 0.18	0.3	0.3 - 1	
$\text{As}$ (mg/l)	< 0.1	-	0.01	
$\text{P}$ (mg/l)	< 0.1 - 0.14	1	0.8 - 1.7	I
Buharlaştırma Kalınlaşma (mg/l)	428 - 530	500	500 - 1500	
Toplam Organik Karbon (mg/l)	1.6 - 2.6	-	-	I
Fekal Koliform (EMS / 100 ml)	0 - 240	-	-	I - Sansu (6) II

Toplam çözünmüş maddeler (TDS) açısından Aksu (5) ve Sansu (6), fekal koliform bakımından Sansu (6) orta kaliteli yeraltı suları (YAS - II) grubuna girmektedir.



Şekil 10. inceleme alanının bir bölümünün blok diyagramı ve kaynak sularının şematik dolaşım modeli [1. Qal: Alüvyon, 2. Qhk: Hasandağı külleri, 3.Qy: Yuva lahan, 4. Tk: Kızılkaya ignimbiriti, 5. Ts: Selime formasyonu, 6. Tm: Mezgıt formasyonu, 7. Pb: Bozçaldağ formasyonu, 8. Uyumsuzluk, 9. Doğrultu atımlı fay (Olasılı vb), 10. Kaynak (1. Koru, 2. Ayazmana), 11.1. Korunma alanı, 12. II. Korunma alanı, 13. Yağış, 14. Suyun dolaşım yönü, 15. Mevsimlik akarsu].

Figure 10. Block diagram of a part of the study area and schematic circulation model of the springwater [1. Qal: Alluvium, 2. Qhk: Hasandağı ash, 3.Qy: Yuva lahan, 4. Tk: Kızılkaya ignimbrite, 5. Ts: Selime formation, 6. Tm: Mezgıt formation, 7. Pb: Bozçaldağ formamaton ion, 8. Unconformity, 9. Strike - slip fault (Possible etc.), 10. Spring (1. Koru, 2. Ayazmana), 11. Protection zone -1,12. Protection zone -11,13. Precipitation, 14. Flow direction of the springs, 15. Perennial stream].

Koçpınar kaynakları, her türlü kirlenme tehlikesine karşı gerekli tedbirler alınarak korunmalıdır. Çünkü, mevcut kaynak alanının gerek evsel gerekse hayvansal atıklar tarafından kirletilmekte olduğu gözlenmektedir. Yerleşim alanları yakınındaki kaynakların korunma alanlarının belirlenmesinde çok sayıda problem açığa çıkmaktadır. Ancak, içilebilme özelliğine de sahip olan Koçpınar kaynakları için, insan sağlığı ve çevre kirliliğinin önlenmesi açısından Çevre fetki Değerlendirme (ÇED) yönetmeliğine (1993) göre zorunlu hale getirilen bir ÇED raporunun hazırlanması şarttır. Kaynak alanı çevresinde küçük yerleşim alanı bulunduğu için korunma alanlarına yönelik çözümler kolayca uygulanabilir. Bu kaynakları her türlü dış etkiden uzak kalması için yağış ve beslenme alanları ile alandaki birimlerin hid-

rojeoloji, kaynakların su kimyası ve bakteriyoloji özellikleri dikkate alınarak birbiri içinde üç korunma alanı saptanmıştır (Şekil 2 ve 10):

I. Korunma alanının belirlenmesinde kaynak alanı, KB - GD yönlü fay ve alüvyonun yayılımı gözönünde tutulmuştur. Bu alanda örtü tabaka durumundaki alüvyonun etkili gözenekliliği %20 olarak tahmin edilmektedir. İyi temizleme özelliğine sahip geçirimsiz bu birime düşen yağışın çoğunluğu süzülmemektedir. Fayın KD'sunda kalan lahanın hidrolik iletkenliği ve sızdırma katsayısı düşük olabilir. Bu nedenle korunma alanının %60'ını alüvyon, %40'ını ise lahar oluşturmuştur. Sadece kaptaja yönelik çalışmaların yapılabileceği yaklaşık 0.20 km<sup>2</sup>'lik bu alandaki foseptik çukurlar kaldırılma-

rak tüm kuşak çim, beton vb gibi temiz tutucu bir madde ile örtülmelidir.

II. Korunma alanı, mikrobiyolojik kirlenmenin azalacağı veya yok olacağı öngörüldüğü 50 gün çizgisi (Demirel, 1988; Fricke, 1993) ve fay kuşağı dikkate alınarak belirlenmeye çalışılmıştır. Bu alanda yer alan alüvyon ve laharın özellikleri I. Korunma alanında açıklanmıştır. Alandaki Hasandağı külleri ise orta düzeyde iletkenliğe sahiptir. Kaynak alanında faylı yapıdan dolayı ikincil gözeneklilik ve geçirimsizlik önem kazanmıştır. Bu alanı en doğru şekilde saptamak için yeraltı suyunun gerçek akış hızının izleyicilerle belirlenmesi gerekir. I. Korunma alanında alınacak tedbirler yaklaşık 0.75 km<sup>2</sup> lik bu alanda da uygulanmalıdır. Ayrıca, atık suları III. Korunma alanının dışına atılmak şartıyla park ve çocuklara yönelik oyun alanları yapılabilir.

III. Korunma alanı, kaynağın beslenme alanı ve çevresindeki bol çatlaklı ignimbiritlerin yayılımına göre belirlenmiştir. Alüvyon akiferin tamamı ile Yuva laharının önemli bir bölümünü içeren bu alan, inceleme alanının dışına kadar uzanabilir. Haritalama alanındaki bölümü yaklaşık 20 km<sup>2</sup> olan Boztoprak ovasını oluşturan alüvyon ile onu çevreleyen geçirimsiz özelliklere sahip ignimbiritlerin tamamını içine alacak şekilde genişletilebilir. Bu alanda kirlenme etkisi dışarı atılmayan hiçbir tesis ve yapılaşmaya izin verilmemelidir.

#### TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İnceleme alanında yer alan kayaçların çoğunluğu volkanik olduğu için bunların hidrojeoloji özellikleri ancak göreceli olarak birbirinden ayrılabilmiştir. Temelde bulunması gereken çatlaklı ve kırıklı yapıdaki mermerler Koçpınar kaynaklarına ait basınçlı akiferi oluşturmaktadır (Şekil 10). Yağış alanının yüzeyinden uygun süreksizlikler boyunca düşey olarak süzülen meteorik sular, iç kökenli CO<sub>2</sub> in neden olduğu yoğunluk azalması nedeniyle akiferden kolayca yükselen sularla karışarak üst seviyelerdeki ignimbirit, andezit ve tüflere doğru hareket etmiş olabilir. Sular yüzeye doğru yükselirken temas ettikleri kayaçlarla su - gaz - kayaç etkileşimine girerek iyon değişimine uğramıştır. Kaynak sularının kimyasal bileşimi CO<sub>2</sub> in çözünmesiyle kuvvetli şekilde etkilenmiştir. Örneğin sulara fazla miktarda bulunan Na<sup>+</sup> iyonu, CO<sub>2</sub> in etkisiyle volkanik kayaçlardaki plajiyoklazların (albitin) bozulması ve Na<sup>+</sup> ile Ca<sup>++</sup> arasındaki iyon değişimi sonucu suya katılmış olabilir. Akiferden yükselen suların sıcaklıklar sığ yeraltı sularından ve atmosferden etkilenerek düşmüş olabilir.

Sulardaki yüksek CO<sub>2</sub> in kökeni, havalanma kuşağındaki bitki solunumu ve organik maddelerin oksidasyonu ile volkanik kayaçlarla temasın yanı sıra denizel karbonatların metamorfizmasına da bağlanabilir. Ancak

bu varsayım izotop analizleri sonuçlandırıldığında açığa kavuşturulabilecektir.

Kaynakların kökeni aynı akifer olmakla birlikte dolaylı olarak kayaçlarla olan iyon değişimi sonucu kaynaklarda Ca - Mg - HCO<sub>3</sub> ve Na - HCO<sub>3</sub> şeklinde iki su kimyası fasiyesi ayırdedüştür.

İçme suyu standartlarına genelde uygun kaynakların her türlü kirlenme tehlikesine karşı önlem olarak üç korunma alanı önerilmiştir.

Koçpınar kaynaklarında çözünmüş yüksek miktardaki CO<sub>2</sub> gazının sudan ayrılmasıyla kuru buz üretiminde yararlanılabilir. Kaynaklarda yaptığımız gaz ölçümlerine göre günde yaklaşık 500 kg CO<sub>2</sub> gazı elde edilebilecektir.

Bu çalışma, analizleri devam eden izotopik incelemenin temelini oluşturmaktadır. Bu nedenle kaynak sularının izotop analizlerinin (<sup>18</sup>O, <sup>2</sup>H, <sup>3</sup>H, <sup>13</sup>C) yapılmasıyla köken açısından daha sağlıklı yorum yapılabilecektir.

#### KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın yapılması sırasında su kimyası analizlerinde MTA Genel Müdürü Dr. M.Z. Gözler'e ve MAT Dairesi laboratuvar çalışanlarına; H.Ü. Uluslararası Karst Su Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi Müdürü Prof. Dr. G. Günay'a ve laboratuvar çalışanlarına; bu çalışmayı YDABÇAG - 120 nolu proje ile destekleyen TÜBİTAK'na; bakteriyoloji analizlerinde Aksaray il Sağlık Müdürü Dr. A. Südemen'e, Halk Sağlığı Laboratuvar Müdürü N. Bulak'a ve biyolog Ş. Emekli'ye teşekkür ederler.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Back, W., 1961, Technique for mapping of hydrochemical facies. US. Geol. Surv. Prof. Paper 424 - D, pp. 380 - 382.
- Back, W., 1966, Hydrochemical facies and groundwater flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain. US. Geol. Surv. Prof. Paper 498 - A, 42 pp.
- Barnes, I., Irwin, W.P. and White, D.E., 1978, Global distribution of carbon dioxide discharges and major zones of seismicity, US. Geol. Survey Wat. Res. Invest., 78 - 39, Open - File Report, 12 pp.
- Başkan, M.E. ve Canik, B., 1983, AIH Türkiye sıcak ve mineralli sular haritası - Ege Bölgesi. MTA Enst. Yay. No. 189.
- Batum, I., 1978a, Nevşehir güneybatısında Göllüdağ ve Acıgöl yöresi volkanitlerinin jeolojisi ve petrografisi. H.Ü. Yerbilimleri Dergisi, 4/1 -2.
- Batum, I., 1978b, Nevşehir güneybatısında Göllüdağ ve Acıgöl volkanitlerinin Jeokimyası ve petrolojisi. H.Ü. Yerbilimleri Dergisi, 4/1 - 2.



## KOÇPINAR (AKSARAY) KAYNAKLARI

- Bayan, C.S. ve Kurttaş, T., 1995, Geochemistry of regional flow in the Aladağ karstic aquifer, Eastern Taurids - Turkey: Effect of flow conditions. Tr. J. of Earth Sciences, 4, 29 - 37.
- Beekman, P.H., 1966, Hasandağı - Melendiz dağı bölgesinde ki Pliyosen ve Kuvaterner volkanizma faaliyetleri. MTA Derg., 66, 88-103.
- Çağlar, K.Ö., 1950, Türkiye maden suları ve kaplıcaları. MTA Enst. YayınL, Seri B, No. 11, Fas. 3, 356 - 362.
- Çevresel Etki Değerlendirme Yönetmeliği (ÇED). TC. Resmi Gazete, 7 Şubat 1993, S. 21489, 20 - 28.
- Demirel, Z., 1988, Korunma alanlarının belirlenmesinde hidrojeoloji kriterleri. Ulusal I. Hidrojeoloji Semp., Bildiriler, A.Ü.F.F.F. Jeo. Müh. Böl., 257 - 269.
- Edet, A.E., 1993, Groundwater quality assessment in parts of Eastern Niger Delta, Nigeria. Environmental Geology 22, 41 - 46.
- Emre, Ö., 1990, Hasandağı - Keçiboyduran dağı yöresi volkanizmasının jeomorfolojisi. Doktora Tezi, I.Ü. Deniz Bil. ve Coğr. Enst. 207 s.
- Ercan, T., Tokel, S., Matsuda, J.I., Ui, T., Notsu, K., ve Fujitani, T., 1992, Hasandağı - Karacadağ (Orta Anadolu) Kuvaterner volkanizmasına ilişkin yeni jeokimyasal, izotopik ve radyometrik veriler. Türk. Jeo. Kur. Bült., s. 7, 8-21.
- Erguvanlı, K. ve Yüzer, E., 1984, Yeraltısuları jeolojisi (Hidrojeoloji). İTÜ. Maden Fak. 339 s.
- Erol, O., 1984, Geomorphology and neotectonics of the pluvial lake basins in the Taurus belt and South Central Anatolia. Intern. Symp. on the geology of Taurus Belt, 119 -124. Min. Res. and Exp. (MTA) Publ.
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979, Groundwater. Prentice - Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey 07632, p 604.
- Fricke, M., 1993, Natural mineral waters, curative - medical waters and their protection. Environmental Geology 22, 153-161.
- Göçmez, G., 1994, Aksaray sıcak ve mineralli su kaynaklarının hidrojeoloji incelemesi. Doktora Tezi, S.Ü. Fen Bilimleri Enst., 281 s, Konya.
- Görür, N., Oktay, Y., Seymen, İ. ve Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonics evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey, sedimentary record of a Neo - Tethyan closure. Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Ed). Geol. Soc. London Spect. Publ. 14, 467 - 482.
- Greber, E., 1992, Das Geothermalfeld von Kuzuluk / Adapazarı (NW - Türkei) - Geologie, active Tektonik, Hydrogeologie, Hydrochemie, Gase und Isotope. Ph. D. thesis, ETHZ, unpubl., 213 pp.
- Greber, E., 1994, Deep circulation of CO<sub>2</sub> rich palaeowaters in a seismically active zone (Kuzuluk / Adapazarı, Northwestern Turkey). Geothermics, Vol. 23, No. 2, pp. 151 -174.
- Hem, J.D., 1985, Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water: USGS Water Supply Paper 2254, 263 p.
- Morgan, C.O. and Winner, M.D., 1962, Hydrochemical facies in the 400 foot and 600 foot sands of the Baton Rouge Area, Louisiana. US. Geol. Surv. Prof. Paper 450 -B, B120-121.
- Öktü, G. ve Kalkan, I., 1984, Niğde - Aksaray - Ziga kaplıcasının hidrojeoloji incelemesi. MTA Gen. Mdl. Derleme Rapor No. 7505.
- Pinneker, E.V., 1983, General hydrogeology (Translated by Howard, D.E. and Harvey, J.C.). Cambridge Univ. press, 141 p.
- Schoeller, H., 1955, Gechemie des eaux souterranes. Rev. Inst. Franc. Petrole, Paris, 10. No. 3-4.
- Schoeller, H., 1962, Les Eaux Souterraines. Mason et Cie, Paris.
- Seaber, P.R., 1962, Cation hydrochemical facies of ground water in the English town Formation, New Jersey, US. Geol. Surv. Prof. Paper 450 - B, pp. B124 B126.
- Stumm, W. and Morgan, J.J., 1981, Aquatic chemistry - An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters (2nd Ed), 780 pp. Wiley - Interscience, New York.
- Su Kirliliği ve Kontrolü Yönetmeliği, T.C. Resmi Gazete, 4 Eylül 1988, S. 19919. s. 13 - 73.
- Şahinci, A., 1991, Doğal suların jeokimyası. 548 s. Reform Matbaası, İzmir.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Herece, E., 1987, Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. Türk. İnşaat Müh. IX. Teknik Kongre Bildiriler Kitabı, Cilt I, 231 - 245, Ankara.

Toprak, V. and Göncüoğlu, M.C., 1993, Tectonic control on the development of the Neogene - Quaternary Central Anatolian Volcanic Province, Turkey. Geological Journal, Vol. 28, 357 - 369.

---

Makalenin geliş tarihi: 6.06.1995.  
Makalenin yayına kabul tarihi: 15.01.1996.  
*Received June 6, 1995.*  
*Accepted January 15, 1996.*

Türk Standardları, 1986, içme Sulan. TSE, Ankara. 97 s.

Yılmaz, H., 1994, Doğal karbondioksit. Türkiye Enerji Bülteni. Cilt 1, Sayı 1, 75 - 86.