

TPJD BÜLTENİ

TÜRKİYE PETROL JEOLGLARI DERNEĞİ

TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS

TAPG BULLETIN



CİLT : 4
VOLUME : 4

Sayı : 1
No : 1

ARALIK • 1992
DECEMBER • 1992

TPJD YÖNETİM KURULU
TAPG EXECUTIVE COMMITTEE

Erkan ATALIK	Başkan President
Murat KÖYLÜOĞLU	2. Başkan Vice President
A. Aytaç EREN	Yazman Secretary
Zühtü BATI	Sayman Treasurer
Mete GÜREL	Üye Member
Metin KORUCU	Üye Member
Ünal BAYRAM	Üye Member

YAYIN SORUMLUSU
MANAGING EDITOR
Murat KÖYLÜOĞLU

YAYIN KURULU
PUBLICATION BOARD
Vedat AYDEMİR, Ahmet S. DERMAN, Orhan DURAN
Haki NAZ, Muzaffer SİYAKO
TPAO

MAKALE İNCELEME KURULU
EDITORIAL BOARD

Oğuz ERTÜRK	TPAO	Teoman NORMAN	ODTÜ
Erol AKYOL	DEÜ	Aral İ. OKAY	İTÜ
Demir ALTINER	ODTÜ	Önder ÖZTUNALI	İÜ
Volkan Ş. EDİGER	TPAO	Salih SANER	KFU
Steve MITTWEDE		Baki VAROL	AÜ
İsmet GEDİK	KTÜ	A. M. Celal ŞENGÖR	İTÜ
Kadir GÜRGEY	TPAO	Nuri TERZİOĞLU	TPAO
Ahmet GÜVEN	TPAO	Süleyman TURGUT	TPAO
Tuncer GÜVENÇ	HÜ	Namık YALÇIN	TÜBİTAK
Erçin KASAPOĞLU	HÜ	Osman YILMAZ	İÜ
Orhan KAYA	DEÜ	Yücel YILMAZ	İTÜ
Ali KOÇYİĞİT	ODTÜ	Arif YÜKLER	

SAHİBİ
EXECUTIVE DIRECTOR
M. Erdal AHISKA

YAZIŞMA ADRESİ
CORRESPONDENCE ADDRESS
Mustafa Kemal Mahallesi
2. Cad. No : 86 06520 Ankara - Türkiye
Tel : (9 - 4) 286 91 00 / 3370 - 2593

TPJD BÜLTENİ
İÇİNDEKİLER/CONTENTS
TAPG BULLETIN

M. OZAN SUNGURLU
ÖZEL SAYISI

SPECIAL ISSUE FOR
M. OZAN SUNGURLU

CİLT 4, SAYI 1, ARALIK 1992 - VOLUME 4, No 1, DECEMBER 1992

M.Ozan Sungurlu Anısına	IV
On the memory of M. Ozan Sungurlu	
Güneydoğu Anadolu'da, Kenar Kıvrımları Kuşağı İçinde Yeralan Çermik-Kevan Antiklinalinin Jeolojisi Hakkında Tarihsel Bir İnceleme	
A Historical Review About the Geology of Çermik-Kevan Anticline in the Folded Foothills Belt of Southeast Anatolia	
İhsan Ketin ve Ozan Sungurlu	1-8
Menderes Masifi'nin Kuzey Kanadının Stratigrafisi ve Tektonik Evrimi	
Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Northern Margin of Menderes Massif	
Burhan Erdoğan ve Talip Güngör	9-34
Sinop Havzasında Kaynak Keya Fasiyesi, Organik Olgunlaşma ve Petrol Oluşumuna Volkanizma ve Çökeltme Ortamı Açısından Yeni Bir Yaklaşım	
A New Approach to Source Rock Facies, Organic Maturation and Petroleum Formation from the Point of Volcanism and Depositional Environment in the Sinop Basin, Northern Türkiye	
Sadettin Korkmaz	35-45
G.D.Anadolu'daki Rudistlerin Stratigrafik Konumu ve Biyocoğrafik Özellikleri	
Stratigraphic Setting and Biogeographic Characteristics of Rudists in S.E. Anatolia	
Sacit Özer	47-58
Hekimhan Havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase-Tersiyer İstifinin Jeolojisi	
Geology of the Cretaceous-Tertiary Sequence of Hekimhan Basin (Northwestern Malatya)	
Ömer Bozkaya ve Hüseyin Yalçın	59-80
Karakuş Sahası ve Yakın Çevresinin Ortalama Hız Dağılımı ve Derinlik Haritaları	
The Average Velocity Distribution and the Depth Maps of the Karakuş Field and the Vicinity	
Mustafa A. Engin	1-9

Aydın Dağları (Menderes Masifi) Güney Kesimindeki Allohton Metamorfik Birimler

Allochthonous Metamorphic Units at the Southern Part of Aydın Mountains, Menderes Massif

Osman Candan, O.Özcan Dora, Nejat Kunt, Cüneyt Akal ve Ersin Koralay 93-110

Southward-Vergent Imbricate Thrust Zone in Yuvaköy: A record of the Latest Compressional Event Related to the Collisional Tectonic Regime in Ankara-Erzincan Suture Zone

Ali Koçyiğit..... 111-118

Malatya Metamorfikleri Üstündeki Örtü Birimlerinin Stratigrafisi, Yaşı, Sedimenter Fasiyesleri, Depolanma Ortamları ve Tektonik Evrimi

Stratigraphy, Age, Sedimentary Facies, Depositional Environments and Tectonic Evolution of the Covering Units of the Malatya Metamorphics

Mehmet Önal ve Ali M. Gözübol..... 119-127

Yukarıkaşıkara ve Yarikkaya (Isparta) Kömürleri'nin Karşılaştırmalı Palinostratigrafisi ve Paleokolojisi

Paleoecology and Correlative Palinostratigraphy of Yukarıkaşıkara and Yarikkaya (Isparta) Coals

Funda Akgün ve Erol Akyol..... 129-139

Jeokronolojik ve Kronostratigrafik Birimlerde Konum İfade Eden Terimler

Terms Referring to the Position Within Geochronologic and Chronostratigraphic Units

Volkan Ş. Ediger ve Tanyol Çoruh..... 141-145

Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojik ve Neotektonik Evrimi

Geomorphologic and Neotectonic Evolution of the Dardanelles Area, NW Türkiye

Oğuz Erol..... 147-165

Bilimsel ve Sosyal Etkinlikler..... 166

Uluslararası Etkinlikler..... 167-170

Bunları Biliyor muydunuz?..... 171

KAPAK RESMİ : Eğirdir Gölü (ISPARTA) 20 Km güneydoğusunda Kızıldağ Ultrabazikleri içindeki fay zonunda oluşan Üç Yıldız petrol sızıntısı

FOTO - A. Aytaç EREN

ON COVER: Üç Yıldız oil seepage, located along a fault zone in the Kızıldağ ultrabasics, 20 km SE of the Eğirdir Lake (ISPARTA)

Photo By - A. Aytaç EREN

Değerli Üyelerimiz,

1859 'da Albay Drake'in Pennsylvania'daki ilk petrol keşfinden sonra, bu hayati enerji kaynağının paylaşımı için günümüze değin sürdürülen savaşın, 21. yüzyılda da gelişmiş batılı ülkelerin gündemindeki yerini koruyacağı rahatlıkla tahmin edilebilir. Dünya petrol rezervlerine bir göz atıldığında, petrolün tahmini ömrü ve gelecekteki petrol savaşının nerede olabileceğine ilişkin ilginç sonuçlar ortaya çıkmaktadır.

Petrolün dünya enerji tüketimindeki payı, birkaç kez yaşanan petrol krizlerinden sonra, % 60'lardan %40-50'lere düşmüştür. Buna rağmen, günümüzde ve yakın gelecekte kullanılabilir en ucuz enerji kaynağı olması nedeniyle, petrolün en azından 21. yüzyılın ilk çeyreğinde de önemini koruması beklenmektedir.

1991 yılı rakamlarıyla dünyadaki üretilebilir ham petrol rezervleri toplamı 135.4×10^9 ton, aynı yıl için tüketim ise 3141.4×10^6 tondur. Bilinen rezervlere yenilerinin eklenmesi ve yıllık tüketimin sabit kalması durumunda bile dünyadaki petrol rezervlerinin 44 yıllık ömrü kalmış görünmektedir. Kuşkusuz teknolojinin gelişmesiyle birlikte yeni rezervler bulunacaktır, ancak tüketim artışı da dikkate alındığında en iyimser rakamlarla bile petrolün 60-70 yıllık ömrünün kaldığı söylenebilir.

Eldeki mevcut verilere göre dünyadaki tahmini ispatlanmış rezervlerin dağılımına baktığımızda; % 66'sının ($\approx 89.4 \times 10^9$ ton) Orta Doğu'da, rakamlar tam olarak bilinmemekle beraber % 5.6'sının ($\approx 7.8 \times 10^9$ ton) eski Sovyetler Birliği'nde, % 4.2'sinin ($\approx 5.63 \times 10^9$ ton) A.B.D. ve Kanada'da ve % 1.5'inin ($\approx 1.9 \times 10^9$ ton) ise Avrupa'da olduğu görülür. Yıllık tüketim miktarlarına bakıldığında ABD ve Kanada'nın en fazla 7 yıllık petrolü kaldığı görülmektedir. Kuşkusuz bu rakamlar yüzde yüz doğru değildir, ancak yukarıdaki rakamlarla yakın gelecekle ilgili yaklaşımlarda bulunmak mümkündür.

Eski Sovyetler Birliği'ndeki rezervlerin yaklaşık % 10'u Azerbaycan'da, % 20'si ise Kazakistan'dadır. Önümüzdeki yıllarda gelişmiş batılı ülkelerin Orta Doğu'daki ve Türk Cumhuriyetlerindeki petrole daha fazla ihtiyaçları olacaktır. Orta Doğu Petrollerinin çoğu zaten pay edildiğinden, Cumhuriyetlerin önemi daha da fazla olacaktır. Bu durumda, coğrafik ve kültürel bağları nedeniyle Türkiye'nin önemi tartışılmazdır. TPAO'nun Türk Cumhuriyetlerindeki girişimleri ise, bu önemi daha üst boyutlara taşıyacak olup, ülkemiz için son derece yararlı olacaktır.

Arama yatırımlarının rakamlarının oldukça yüksek olduğu bilinmektedir. Ulusal petrol şirketimiz TPAO'nun Türk Cumhuriyetlerindeki arama girişimlerinde diğer petrol şirketleri ile eşit bir şekilde mücadele edebilmesi için, içinde bulunduğu kaynak sıkıntısı aşılmalı ve kendisine bu konuda her türlü destek sağlanmalıdır.

Önümüzdeki dönemin, biz petrol jeologları için yeni ufukların açılacağı, uluslararası deneyimlerin kazanılacağı, daha önce fazla tanınmadığımız yerbilimci toplulukları ile tanışılacağı, teknik ve sosyal ilişkilerimizde yeni kazanımların olacağı umudu ile heptinize sağlık, mutluluk, başarı dolu bir yeni yıl dileriz.

TPJD YÖNETİM KURULU

M. OZAN SUNGURLU ANISINA



MEHMET OZAN SUNGURLU

M. Ozan Sungurlu, 20 Ekim 1939 tarihinde Gümüşhane'de doğmuştur. Süleyman Bey ve Hatice Hanım'ın en küçük çocukları olan M. Ozan Sungurlu ilk ve orta okulu Gümüşhane'de okuduktan sonra, 1956 yılında Eskişehir lisesini bitirdi. 1964 yılında İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Bölümünden mezun oldu. Bilge Hanım'la 22 Aralık 1965 yılında evlendi. Faik ve Ebru adlı iki çocuğu oldu. 1964-1967 yılları arasında MTA'da saha jeoloğu olarak görev yaptıktan sonra, 1967-1969 yılları arasında askerlik görevini tamamladı. Askerlik görevini takiben, TPAO Arama Grubu Başkanlığında jeolog olarak çalışmaya başladı. Jeolog olarak yaptığı çok değerli ve yararlı çalışmalardan sonra, 1980 yılında Arama Grubu Başkan Yardımcılığı, 1984 yılında Arama Grubu Başkanlığı ve 1989 yılında da TPAO Genel Müdür Yardımcılığı görevlerine atandı. Tüm çalışma dönemlerinde gösterdiği özverili, titiz ve bilimsel çalışmalarıyla örnek bir petrol jeoloğu ve yönetici sıfatını haklı olarak elde etti. 1980-1981 yılları arasında

Türkiye Petrol Jeologları Derneği Başkanlığı görevinde de bulunan M. Ozan Sungurlu, arazi çalışmalarında bulunmak amacıyla 19 Eylül 1990 tarihinde çıktığı yolculuk sırasında geçirdiği trafik kazası sonucunda, tüm uğraşlara rağmen kurtarılamayarak 27 Kasım 1990 tarihinde vefat etti.

M. Ozan Sungurlu tüm çalışma hayatı boyunca gösterdiği başarıların yanı sıra, mütevazı kişiliği ve insan sevgisiyle herkesin sevgi ve takdirini kazanmış iyi bir dost ve yerbilimciydi. M. Ozan Sungurlu'nun anı ve erken vefatını kabul edemeyen, onun mesleği ve ülkesi için yapacak daha çok hizmeti olduğuna inanan meslektaşları ve tüm dostları bir araya gelerek, 4 Şubat 1991 tarihinde "Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı"nı kurdular. Adına sempozyumlar düzenleyen, bilimsel yayınlar yapan meslektaşları ve onlara destek veren tüm petrol sektörü, M. Ozan Sungurlu'nun yerbilimleri ve petrol aramacılığındaki düşüncelerini devam ettirerek ve gelecek nesillere aktararak onu yaşatma yarışı içerisinde.

ARKADAŞINDAN OZAN'A

Doğu Tuna, TPAO Ankara

Öyle bir insan ki;

mesleğinde Türkiye'nin en iyilerinden,
amir olarak yetkisini son kertesine kadar kullanan,
ve sorumluluktan kaçmayan,
aile reisi olarak mükemmel bir baba,
iyi bir eş,
arkadaş olarak dert ortağı ve sırdaş,
vatandaş olarak Atatürkü bir vatanperver.

Velhasıl her şeyiyle güzel insan.

1957'nin baharında tanıdığım

bu güzel insanı çok özliyorum.

Mekanın cennet olsun OZAN.

ÖĞRETMENİNDEN ÖĞRENCİSİNE

Prof. Dr. İ. Enver ALTINLI, İstanbul

Bu satırlar bir özlemi belirtmek için yazılmıştır. Kuşkusuz her kişi yaşam boyu bir öğrencidir. Ancak, bunu benimseten öğretime kendini adanmış olanlardır. Bu bağlamda "önce öğretmen, sonra öğrenci" değişmez bir ilkedir. Ancak, toplum özelde öğreticiye öğrenci yetiştirme olanağı tamamdır. Sorun çok boyutludur. Zira öğretim politikası ülkenin genel tutumuna bağlıdır. Tutum, aşağıdan yukarıya ve yukarıdan aşağıya sürekli değişim halindedir. Taş Mektep'te okumuş ve eskiyi görmüş, sonra da Atatürk Devrimi'ni benimsemiş öğretmenlerin, yurdun öğretim tarihinde ayrıcalığı bir yeri vardır. Bunlardan bahşlıları Avrupa'da ve daha da şanslıları önce Avrupa'da ve sonra Amerika'da yetişmiş olanlardır.

Bu satırların yazarının Nancy Üniversitesi'nden sonra yurda döndüğünde atandığı İ.Ü'de öğrencilere aktaracağı pek birşeyleri yoktu. Bu tarihte öğrenciler Jeoloji'den 60 ve Coğrafya'dan 40 kredi saati alarak mezun oluyorlardı. Bilgi ve görgü artırımı için gittiğim C.I.T'de Avrupa ile denestirimler yapmam yanı sıra, öğrencilere yararlı olacağım pekçok yeni bilgiler ve beceriler kazandım. Hayran kaldıklarım sayısızdı: öğretim tansık örgütlenmişti. Dersler, yıllara göre aşamalandırılmıştı. Ön koşullu dersler vardı. Yönetmeliği öğrenci yararına uygulayan ve onu yönlendiren Yönetmen'in sorumluluğunda 1/2 düzine öğrenci vardı. En kalabalık sınıf 1 1/2 düzine kadardı. 2. Dünya Savaşı'ndan henüz dönmele bir an önce mezunluğu gözeten çok bilinçli, yetenekli, üstün becerili ve en baştan kendine karşı sorumlu

son sınıfların öğrencileri vardı. Bunlarla öğretim üyeleri kardeş-ağabey ilişkili idiler. Her bir dersin imrenilir düzeyde kitabı vardı. Özellikle arazi uygulamaları ve çalışmaları imrenilecek düzeydeydi. Öyle ki, hepsinin yurda aktarılması tutkusundayım.

MTA, TPAO, EİEİ, DSİ Yeraltısuları yabancı uzmanlardan yurt çocuklarına yönelik, hızlı bir gelişim sürecinde idiler. Özellikle uygulamalı jeolojiden yetişmişlerin peşindeydiler. Ancak buralarda henüz çırak-kalfa-usta zinciri henüz oluşmamıştı. İ.Ü.F.F. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü'nde 1949-79'da, her biri seçmeli ders olarak 1. yıl Saha J., Yeraltı J. Yapısal J. ve Seminer; 2. yıl Petrol J, Mühendislik J, Yeraltısı J.; laboratuvarlı ve uygulamalı verilmiştir. Bu derslere istekliler değişik bir sistemin bilincindeydiler.

Ne var ki düzenli izlencenin yürütülmesi için aşağıdan yukarıya (öğrenci katılımı) ve yukarıdan aşağıya (yönetim katkısı) gereğince ve yeterince sağlanamamıştır. Öğrenciye gerekli hizmetler örgütlenememiştir. Bunda baş etken, kuşkusuz eski-yeni çatışmasıydı. Ayrıca öğrencilerin TJK'na akınları, belki benim de kimi yeteneksizliklerim dolayısıyla, meslektaşlardan sürekli tepki geldi ve "tek kişilik gösteri" durumu değişmedi. Yönetimde de yeterli asistan kadrosu, arazi çalışmaları için araç ve gereç, vb. edinilemedi. Öğrenci ise noksanlardan kürsüyükü sorumlu gördü. Özellikle arazi çalışmalarında öğrenciler akıl almaz, zorluklara, eziyetlere, yoksulluklara göğüs gerdiler. Arazi parçasının kendilerine tanıtılması dışında başıboş, çaresiz bırakılmışlardı.

TJK'na can ve kan veren yalnız uygulamalı jeolojiye kendini adayan öğrenciler olmuştur. Bunlar yalnız TJK'na ne değil fakat görev aldıkları yurt içi ve hatta yurtdışı jeoloji kurumlarına da yenilikler getirmişler ve jeolojinin işlevini yüceltmişlerdir. Yüksek yönetime geçtiklerinde bunun yaygınlaştırılmasına çalışacakları kesindir. Öbür üniversitelerde de üstün yeteneklerini sergilemişler ve yeni üniversitelere öğretim yardımcıları yetiştirmişlerdir.

TJK'nun çözümlenemediği bir sorun öğretim üyesi/öğrenci oranının 1/10-12 ararında tutulması olmuştur. Bu yüzden kürsü de öğrenciler de büyük acılar çekmiştir. Bir başka durum öğrencinin üniversiteye gerekli ve yeterli hazırlıkla gelmemiş olmasıdır. Ne yazık ki bu öğretimin niteliğine zarar vermiştir. İlişkisiz derslerle diploma alınmıştır. Sanırım bunun olumsuzluğunu meslek yaşamında çok çekmişlerdir. Gerekli bilinci yaz stajına katılanlar kazanmışlardır. Bu eşitlik yetiştirme dolayısıyla meslek uygulanmasında oybirliği, iş ve güç beraberliği, geleceğe yönelik aşamalı planlama, vb kurulamamıştır. Meslekte üstün başarı gösteremeyenler yönetime ve politikaya kaymışlardır. Belki de umut vericilere engel de olmuşlardır. Bunlar gelişmekte olan ülkelerin bir sayırlığıdır. Bir de, sentezli yapılar umuduyla değişik kültürlerden sonuç ummadır. Örneğin Japonya gibi bir kültürden alıntı yapanlar, bunun boşluğunu gösterir. Nitekim FF'inde Almanya ve Fransa'dan

öğretim üyeleri büyük sayıda idi; İngiltere ve Amerika'da yetişmiş yoktu. Her biri okuduğu ülkenin üstünlüğüne inanmakta başkalarından uzak durdu. Tek bir hedefe yürünememiştir.

Herşeylerin apaydın yazıldığı Amerikan kitapları dışında öğrencilere ne öğretebiliyorsun sorusuna: Bilgilerini uygulamayı diye yanıtlardım. TJK ders ve laboratuvarlarının notları vardı. Jeoloji Kitaplığı bir Orta Amerikan üniversitesi varlığında idi. Ne var ki hiçbir öğrencinin kaynağından yararlanacağı İngilizce bilgisi yoktu. Bu nedenle dev bir çeviri dizisi ile bu eksiklik giderilmeye çalışılmıştır. Oysa ders kitabı yanbaşı başka kitaplardan bahisler, meslek dergilerinden bildiriler birlikte okunmalıdır. Öğrenciler "Jeoloji Kulübü" etkinliğiyle konuşmacı çağırır, tartışmaya katılır, konuşma tekniğini kazanır. Jeolog arayanlar buna katılır, hocanın da öğütlenmesi ile aday seçer.

TJK'dan yurttan jeolojinin kritik evresinde yetişmiş olanlar işlev aldıkları her yerde atılımcı olmuşlardır. Yeni buluşları, uygulamaları, yöneltmeleri, sağladıkları kazançlar olmuştur. Her bir "jeoloji bayrak yarışı"nda utkuludur. Yurt kalkınmasına katkıları köklüdür. Yaşamda olsalar da olmasalar da kendilerine şükran borçluyuz. Bunlardan her yönden üstün kişiliği ile başı çeken, vakitsiz yitimiyle başarılarından bizi yoksun bırakan ve tanıyanlarını yasa bürünen Ozan Sungurlu vardı. Nur içinde yatsın.

Güneydoğu Anadolu'da, Kenar Kıvrımları Kuşağı İçinde Yeralan Çermik-Kevan Antiklinalinin Jeolojisi Hakkında Tarihsel Bir İnceleme

A Historical Review About the Geology of Çermik-Kevan Anticline in the Folded Foothills Belt of Southeast Anatolia

İHSAN KETİN* ve OZAN SUNGURLU**

ÖZ

Diyarbakır ili merkezinin yaklaşık 60 km kuzeybatısında yer alan Çermik-Kevan Antiklinali birçok meslektaş tarafından incelenmiş ve jeolojik yapısı farklı şekillerde yorumlanmıştır.

Ancak, Sungurlu'nun engin bilgi ve tecrübesiyle bölgede yapmış olduğu ayrıntılı etüdier ve büyük bir titizlikle hazırlanmış olduğu 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası sayesinde Antiklinalin yapısı gerçek durumu ile ortaya çıkmış bulunmaktadır. Şöyeki :

Çermik - Kevan Antiklinali başlıca iki grup kayac topluluğundan meydana gelmiştir. Antiklinalin merkez kısmında allohton nitelikli, bindirmeli - ekaylı ve Jura - Kretase yaşlı ofiyolitik - karmaşık bir seri; kanatlar kesiminde ise, Alt Eoseo - Alt Miyosen yaşlı yeni otokton Midyat Grubu'nun değişik formasyonları (Gercüş ve Midyat Karbonatları) yer almaktadır.

Bu kısa makale, merhum Ozan Sungurlu arkadaşımızın aziz hatırasına ufak bir katkıda bulunabilmek amacını taşımaktadır.

ABSTRACT

Many geologists have studied and variously interpreted the structure of the Çermik-Kevan Anticline located some 60 km north west of the city of Diyarbakır. Of these, Sungurlu's carefully prepared 1/25.000 scale geological map and the field studies based on this mapping led to an improved understanding of this anticline, thanks to this vast knowledge and experience in field geology.

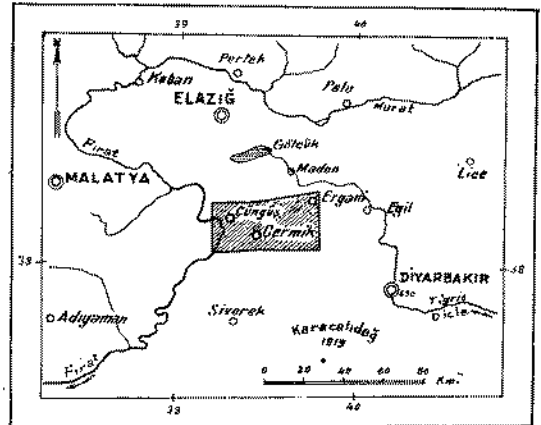
The Çermik-Kevan Anticline is formed from two main rock groups : in the core of the anticline is the highly imbricated Juras-

sic-Cretaceous ophiolitic melange. The flanks are made up of the Lower Eocene to Lower Miocene formations (Gercüş and the Midyat Carbonates) of the Midyat Group neautochon.

This short essay is a small contribution to the commemoration of the late Mr. Ozan Sungurlu and is dedicated to his unforgettable memory.

GİRİŞ

1952 yılında Ketin'in Çermik-Çüngüş bölgesinde (Şekil 1) M.T.A. Enstitüsü adına yapmış olduğu 1/100.000 ve 1/50.000 ölçekli paftalar üzerindeki jeolojik harita alma çalışmaları sırasında ilk kez inceleme olanığı bulunduğu "Çermik-Kevan Antiklinali" ve yakın çevresi (Şekil 2), daha sonraki yıllarda, 1960-1966 arasında Esso, Gulf, Shelle şirketlerinin petrol jeologlarınca araştırılmış, 1961'de Gulf şirketi tarafından Kevan-1 ve 1966'de Shell-Gulf ortaklığı ile Kevan-2 deneme sondajları yapılmıştır.

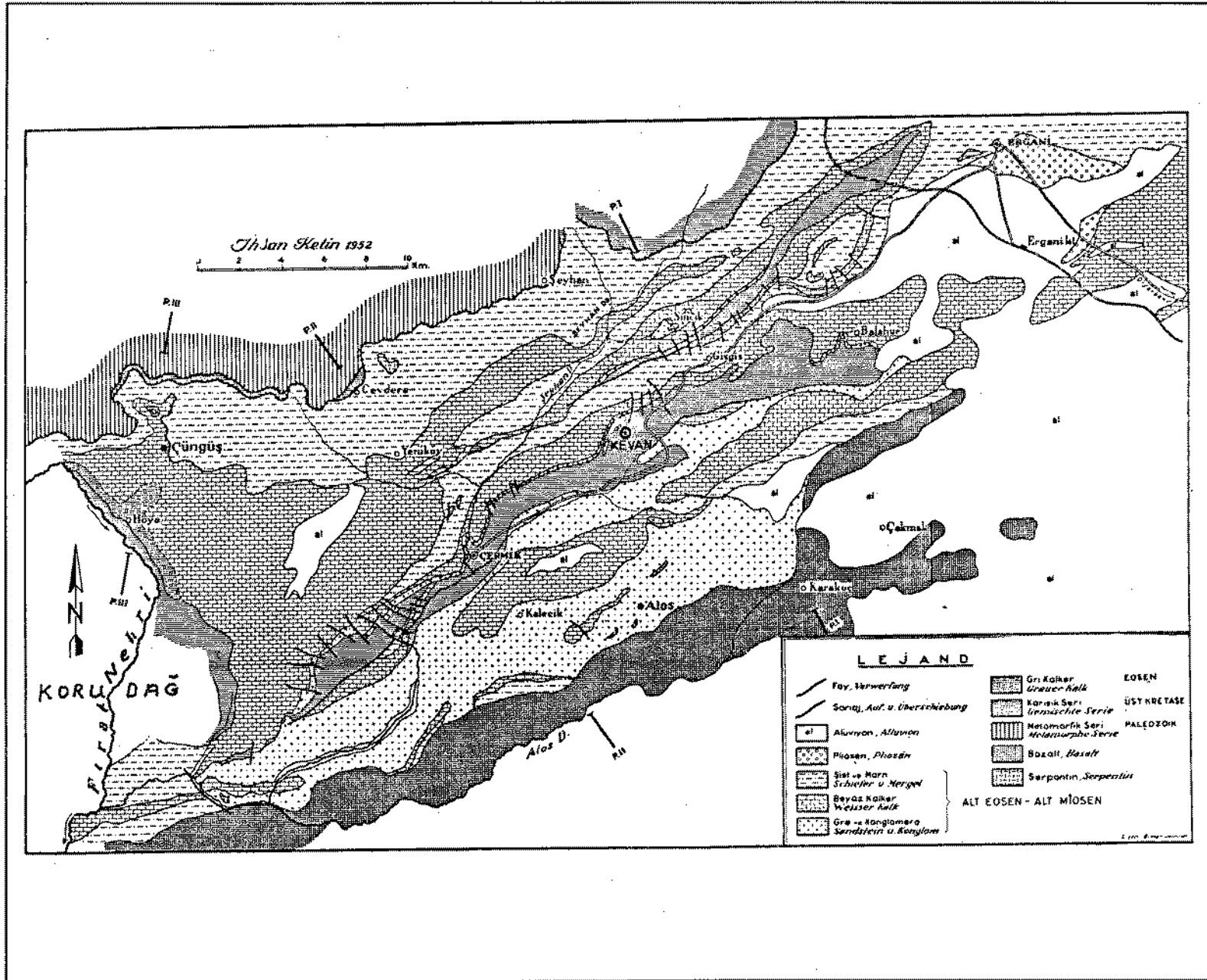


Şekil 1 : Çermik - Kevan Antiklinali ve yakın çevresinin coğrafik yeri.

Figure 1 : Geographic location of the Çermik - Kevan Anticline and its surrounding area.

* Emekli Jeoloji Profesörü, İTÜ Ayazağa, İstanbul

** Jeoloji Müh. (1939-1990)



Şekil 2 : Çermik - Kevan Antiklinali ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Ketin, 1955).

Figure 2: Geological map of the Çermik-Kevan Anticline and its surrounding area (Ketin, 1955).

Çermik Kevan Antiklinali

Bölgede sürdürülen jeoloji çalışmaları özellikle Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Türkse Shell Jeologları (1966), Sungurlu (1974), Perinçek (1979), Yazgan (1983) ve Taşar ve İnceöz (1991) tarafından daha ayrıntılı biçimde ele alınmış, bilhassa Sungurlu'nun yapmış olduğu çok değerli incelemeleri ve bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritasıyla Antiklinal'in gerçek jeolojik yapısı ortaya çıkarılmıştır.

Merhum Ozan Sungurlu'nun aziz hatırasına ufak bir katkıda bulunabilmek amacını taşıyan bu kısa makalede, Ketin'in 1950 ve 1955 yıllardaki çalışmalarının sonuçlarıyla, bölgede daha sonraki yıllarda araştırma yapmış, birçok yenilikler ve gelişmeler ortaya çıkarmış olan yerli ve yabancı meslektaşların ve öncelikle merhum Sungurlu kardeşimizin bu konu üzerindeki çok değerli katkılarıyla karşılaştırılmakta, Çermik-Kevan Antiklinali'nin son jeolojik durumu belirtilmektedir.

ANTİKLİNALİN MERKEZ KESİMİ

1952 yılı çalışmalarımız sırasında, Çermik-Kevan Antiklinalinin merkez kesiminde : Renkli şeyl ve marnlar, kırmızı kireçtaşı ve çörtlü (Radiolaritler), serpentin-peridotit, diyabaz ve spilit'ler, iri kireçtaşı blokları veya kamaları, renkli lav ve tüf seviyeleri, manganezli - siyah çört dilimleri (ara katkıları) gibi kayaç türleri gözlemlenmiş, birbirine giriftirli durumlarda ardaşıklı, karmaşık yapıları olan bu kayaç topluluğuna "Karışık Seri" denilmiş ve Ergani Bakır Madeni yöresindeki litolojik birimlere çok benzemesi nedeniyle de, "Maden Serisi" (Şekil 3) olarak tanımlanmıştır (Ketin, 1955).

Karışık serinin yaşı da, yine Maden yöresindeki kırmızı-pembe renkli kireçtaşı ve marnlar içinde tespit edilen foraminiferlere; *Orbitoides media*, *Siderolites sp.*, *Globotruncana stuarti*'ye göre, Üst Kretase olarak değerlendirilmiştir (Ketin, 1950).

Antiklinal'in merkez kısmında yer alan bu Karışık Seri'nin bir örneği, Çermik yakınında, Çermik ile Değirmenli Dere arasında, arazi gözlemlerine dayalı, kuzey-güney doğrultulu bir kesitte görülmektedir (Şekil 4). Güneye devrik bir istif durumunda ki bu kesit, dere içinde - değirmen yakınında

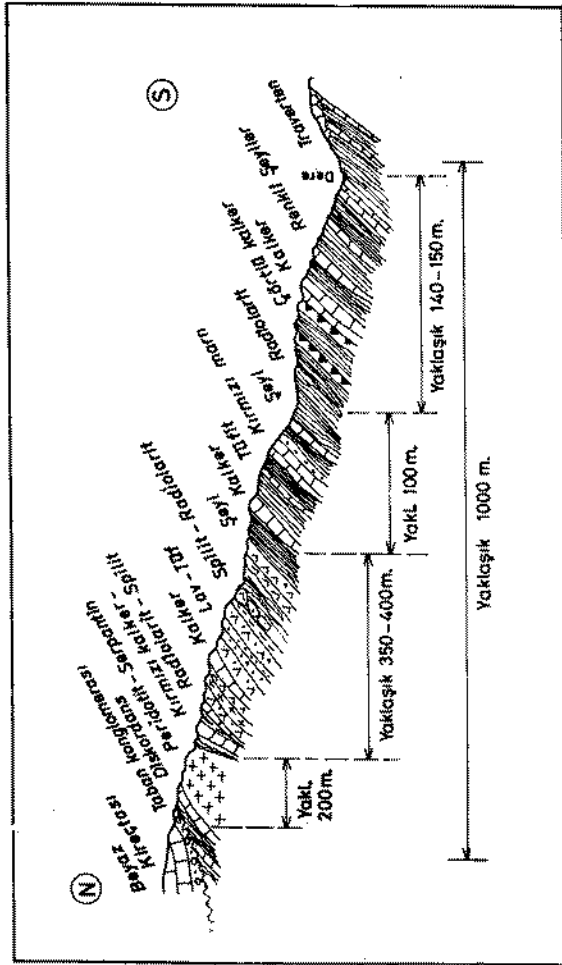
	Litolojik Birimler	KETİN 1955	DE RIGHI ve CORTESINI, 1964	SUNGURLU, 1974 PERİNÇEK, 1979
Antiklinalin Kanatları	Şeyl, marn Silttaşı, Kumtaşı, Kumlu Kireçtaşı Beyaz masif Kireçtaşı Çörtü Kireçtaşı Kili-kumlu Kireçtaşı Dolomitik Kireçtaşı Kili-kumlu Kireçtaşı Kırmızı Kumtaşı, Konglomera	SEDİMENT ÖRTÜ TABAKALARI ALT MİYOSEN (Büraltıylen)	LİCE Formasyonu	LİCE Formasyonu
			MİYOSEN	ALT MİYOSEN
Antiklinalin Merkez Kesimi	Renkli şeyl, marn, tüf, Radiolarit Lav - tüf Kireçtaşı Çörtü, Dolomit, İri Kireçtaşı Blokları Alacalı şeyl, Kırmızı Kireç, Radiolarit, Serpentin, Peridotit, Spilit, tüf, Yastık lavı, Radiolarit	KARIŞIK MADEN SERİSİ ÜST KRETASE KEVAN GRAVİTE NAPI ÜST JURA - ÜST KRETASE	MİDYAT FORMASYONU Çörtü - tebeşirli Karbonatlar ORTA EOSEN	MİDYAT GRUBU ALT EOSEN ALT MİYOSEN
			Gercüş Formasyonu ALT EOSEN	MİDYAT GRUBU ALT EOSEN ALT MİYOSEN
			Perdeso Birimi Altve Üst Kretase	Karadut Karmaşığı Senoman - Alt Türon.
			Hezan Birimi Jura - Alt Kretase	Hezan Grubu Jura - Alt Kretase
			Çermik Birimi Jura - En üst Kretase	Koçali Karmaşığı Üst Jura - Kretase
			ÇEKİM KAYMASIYLA VERLEŞEN ALLOKTON KÜTLELER JURA - KRETASE	

Şekil 3 : Çermik - Kevan Antiklinali'ni oluşturan litolojik birimlerin değişik araştırmacılara göre adlandırılmaları ve değerlendirilmeleri.

Figure 3 : Nomenclature and assessment of the lithological units forming the Çermik - Kevan Anticline, decided by different researchers.

ince tabakalı, aralarında çörtü - radiolaritli seviyelerin yer aldığı pembe renkli marn ve şeyillerle başlamakta; bunları beyaz, ince taneli tüf, kumlu kireçtaşı ve çört (sileks) tabakaları izlemekte; bunların da üzerine, aralarında 4-5 cm kalınlıkta siyah-manganezli çörtlerin bulunduğu kalın tabakalı (50-100 cm, 2-5 m), kırmızı kireçtaşı ve şeyiller gelmekte; bunları da, kırmızı kireçtaşı, radiolarit, spilit, lav ve tüflerden, iri kalker bloklarından, aralarında büyük (yaklaşık 200 m çaplı) serpentin - peridotit kütesinin yer aldığı karışık-karmaşık bir kayaç topluluğu izlemektedir. Bu karmaşık seri, kırmızı konglomera ve kumtaşlarıyla transgresif-diskordan olarak örtülmekte; bunların da üzerine gözenekli, kaba kireçtaşları gelmektedir (Şekil 4).

Rigo de Righi ve Cortesini (1964), bu Karışık Seri'yi (Ofiyolitik Karmaşığı) "Kevan Gravite Napı" (Şekil 3) veya "Besni Olistostromu" ola-



Şekil 4 : Çermik - Kevan Antiklinali'nin merkez kesimini oluşturan Ofiyolitik - Karmaşık Seri'nin Çermik yakınında, arazi üzerinde yapılmış enine kesiti (Ketin, 1952-1955).

Figure 4 : A cross-section through the Ophiolite - Complex forming the central segment of the Çermik-Kevan Anticline, designed by Ketin (1952-1955) on the field near Çermik.

rak adlandırmışlar ve bunların gravite tektoniği ile Üst Kretase esnasında Toros öjeosenklinealinden gelmiş, Jura-Kretase yaşlı allohton kütleler olduklarını belirtmişlerdir.

Bu araştırmacılara göre, allohton kütle başlıca üç litolojik birimden (Perdeso, Çermik ve Hezan Birimlerinden) meydana gelmiştir (Şekil 3).

Perdeso Birimi

Gerger Antiklinali'nin çekirdeğinde ve Perdeso-1 kuyusunda gözlenmiş olup, Alt ve Üst Kretase yaşlı, renkli şeyillerden, yer - yer

silisli - çörtlü şeyillerden, çört yumruları içeren killi - marnlı kireçtaşlarından, Mesozoyik kireçtaşı ve magmatik kayaç bloklarından;

Çermik Birimi

Büyük ölçüde serpantinleşmiş ültrabazik ve diğer ofiyolitik kayalardan, peridotit ve spilitlerden, yastık lavları ve tüflü aglomeralardan ve bunlarla iç-içe bulunan Jura-Üst Kretase yaşlı kırmızı çörtlerden (Radiolaritlerden), rekristalize kireçtaşları, çörtlü kireçtaşları ve kırmızı - silisli şeyillerden; (Şekil 3)

Hezan Birimi

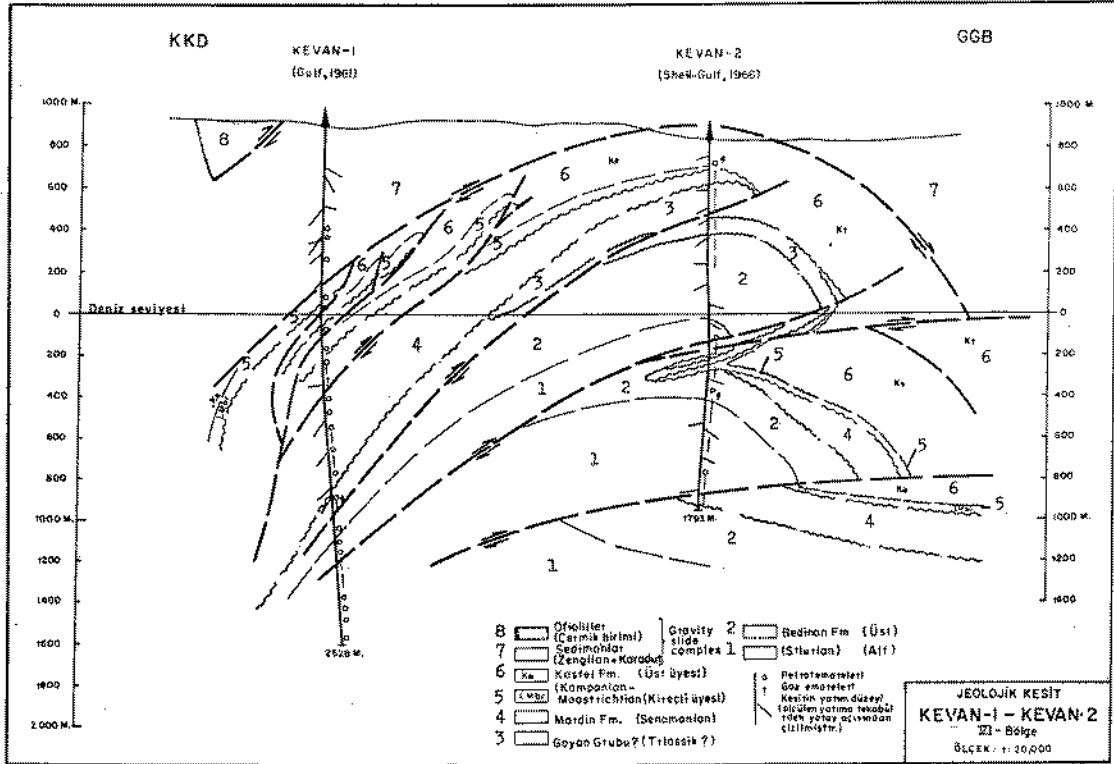
Jura - Alt Kretase yaşlı karbonatlardan oluşmuştur (Şekil 3). Bu birim kayaları en çok Hazro kuzeybatısında, Hezan köyü çevresinde-Hezan dağlık bölgesinde yüzeyler. Çermik-Kevan Antiklinali'nde ise, merkez kesimindeki Karmaşık Seriler içinde tepelikler oluşturan iri bloklar halinde, yüzer durumda bulunurlar.

Oldukça derin-neritik bir ortamda gelişmiş olan Hezan kireçtaşları ve marnları, Jura - Alt Kretase yaşlı bol Ammonit, Belemnit ve Tintinit faunası içerirler.

Kevan çevresinde inceleme yapan yabancı petrol şirketlerinin çalışmalarını ve onların bu yörede açmış oldukları Kevan - 1 ve Kevan - 2 deneme sondajlarını değerlendiren N.V. Turkse Shell Jeologları ise (1966), Antiklinal'in merkezinde yer alan allohton kütleyle topluca "Gravity Slide Complex" adını vermişler ve bu kompleks içindeki ofiyolitleri "Çermik Birimi"; renkli şeyil - kumtaşı-kireçtaşı istifini "Zengilan Birimi" ve diğer silisli - ince kireçtaşı arakatlı Senomanien şeyillerini de "Karadut Birimi" olarak vasıflandırmışlardır (Şekil 5).

Antiklinal'i KKD-GGB doğrultuda enine kesen ve Kevan - 1, Kevan - 2 kuyularını da içine alan bu jeolojik kesitte, sondajlar Antiklinal'in yeryüzünde görülmemeyen derin kesimlerine kadar indirilmiş ve buralarda, Gravite kompleksi altında, üstüste bindirmiş ekaylar halinde, Mesozoyik yaşlı Mardin ve Goyan Grubu sedimanlarıyla Paleozoyik (Silüriyen) yaşlı Bedinan formasyonuna rastlanmıştır (Şekil 5'de 1, 2, 3 ve 4 rakamlarıyla gösterilen birimler).

Çermik Kevan Antiklinali



Şekil 5 : Çermik-Kevan Antiklinali'nde açılmış KEVAN -1 ve KEVAN - 2 kuyuları ve bunlara göre tasarlanan jeolojik düşey kesit (Turkse Shell, 1966).

Figure 5: A vertical section of the Çermik - Kevan Anticline containing the boreholes KEVAN - 1 and KEVAN - 2, prepared by Turkse Shell (1966).

1 : Alt Silüriyen (Lower Silurian); 2 : Üst Silüriyen (Upper Silurian Bedinan formation), 3 : Goyan Grubu - Triyas ? (Goyan Group), 4 : Mardin formasyonu - Senomaniyen (Mardin formation - Cenomanian), 5 : Kampaniyen- Maastrichtiyen - Kireçli Üyesi (Campanian-Maastrichtian-Calcareous member), 6 : Kastel formasyonu - Üst üyesi (Kastel formation - Upper member), 7 : Sedimanlar - Zengilan + Karadut units), 8 : Ofiyolitler - Çermik birimi (Ophtolites - Çermik unit) 7+8: Gravite kaymasıyla oluşan kütle (gravity slide complex)

Bölgede petrol jeolojisi açısından ayrıntılı inceleme-araştırma yapan Sungurlu (1974) ise, Antiklinal'in merkez kısmında yüzeyleyen ofiyolitik karmaşık serileri "Koçalı Birliği" ve "Karadut Birliği" olarak adlandırmıştır (Şekil 3, 8).

Ona göre, Üst Jura yaşlı Koçalı Birliği'nde: serpentinleşmiş ultrabazıklar, kireçtaşları, silisli şeyiller, Radiolaritler ve aglomera-yastık lav karmaşığı yer almaktadır;

Senomaniyen - Alt Türoniyen yaşlı Karadut Birliği ise, tipik fliš özellikleri göstermekte ve çoğunlukla silisleşmiş-çörtlü kireçtaşlarından, silttaşı ve renkli şeyillerden, konglomeratik kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Koçalı Birliğinin kireçtaşları Radiolaria'lı olup, içerisinde tespit edilen : *Calpionella alpina*, *Calpionella sp.*, *Nautilocolina oolithica*, fosillerine göre, Üst Jura yaşındadır.

Karadut Birliği'nin kireçtaşı ve şeyillerinde yaygın olarak bulunan planktonik fauna ve konglomeratik kireçtaşlarında gözlenen aşağıdaki bentonik fosiller ise, Senomaniyen - Alt Türoniyen yaşlı vermişlerdir : *Orbitolina conoidea*, *Praealveolina sp.*, *Ovalveolina sp.*, *Orbitolina sp.*, gibi.

Yine Sungurlu (1974)'e göre, Koçalı ve Karadut Birlikleri, Üst Kampaniyen - Alt Maastrichtiyen döneminde Toros Kordilyerinden koparak, gravite kaymalarıyla Kastel öncükurunu doldurmuşlar, şeyil ve türbiditik kumtaşlarından oluşan ve yine Üst Kampaniyen - Alt Maastrichtiyen yaşlı Kastel sedimanları arasına girmişler, bu sedimanların içine sokulmuşlardır.

Daha yeni zamanlarda bölgede araştırmalar yapan Perinçek (1979) ve Yazgan (1983) da, allokton birimler için "Koçalı" ve

"Karadut-Karmaşığı" deyimlerini kullanmışlardır. Ayrıca Perinçek bunlara, bölgede Alt Jura - Alt Kretase yaşlı karbonatların yer aldığı "Hezan Grubu"nu da eklemiştir (Şekil 3).

ANTİKLİNALİN KANATLARINI OLUŞTURAN SEDİMANTER İSTİF

Konu ile ilgili 1955 yılı yayımlarımızda, Antiklinal'in kanatlarını oluşturan ve merkezdeki ofiyolitik karmaşığı (Maden Serisi) transgresif - diskordan olarak örten sediman kayaç istifinin (şekil 3) alttan - üste doğru : kırmızı konglomera ve kumtaşlarından, beyaz-yoğun kireçtaşlarından ve kumtaşı, şeyl ve marnlardan oluştuğu ifade edilmiş ve bu üç litolojik birimin yaşı da, kireçtaşı ve marnların içerdikleri ve M.T.A. Paleontologlarından C. Öztömür'ün tayin ettiği aşağıdaki Foraminifer türlerine :

Miogypsina irregularis

Miogypsina inflata

Amphistegina radiata

Eulepidina formosa

Nephrolepidina sumatrensis

göre, topluca "Alt Miyosen (Burdigaliyen)" olarak belirtilmiştir (Şekil 3).

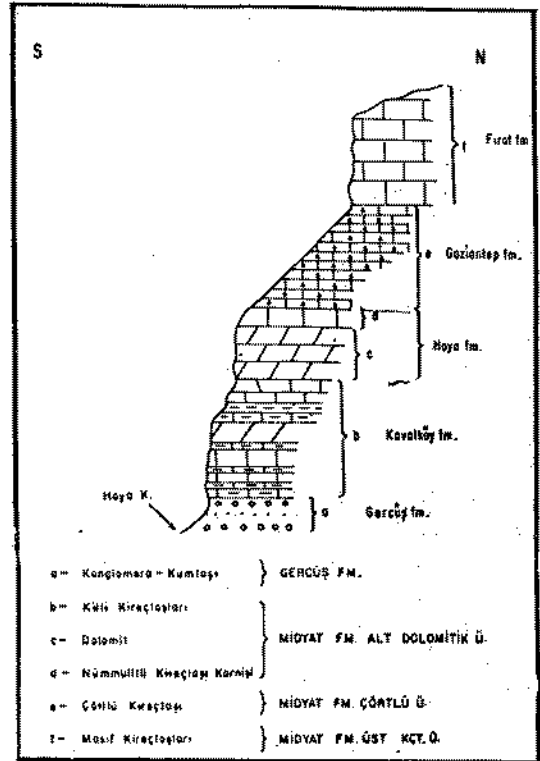
Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Sungurlu (1974) ve Perinçek (1979), bu konu ile ilgili yayınlarında ise : sedimanter istifin tabanında yer alan kırmızı konglomera ve kumtaşlarının Alt Eosen yaşta "Gercüş Formasyonu'nu", orta kesimdeki kalın ve değişik fasiyesteki karbonatların (kireçtaşı, dolomit ve marnların) Alt Eosen - Alt Miyosen yaşlı Midyat Formasyonu'nu veya Midyat Grubu'nu, üst kesimdeki kumtaşı, şeyl ve marnların da, Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu'nu temsil ettiklerini belirtmişlerdir (Şekil 3).

Türkse Shell Jeologları ise (1966), Gercüş Formasyonu yerine, Paleosen - Alt Eosen yaşlı verdikleri Antak Formasyonu; Midyat Grubu yerine de, Orta-Üst Eosen yaşlı Midyat Formasyonunu kullanmışlar; Lice Formasyonu'nu da, sadece "Miyosen" olarak değerlendirmişlerdir.

Antiklinal'in kanatlarını oluşturan bu sedimanter istif Hoya köyü dikme kesitinde (Şekil 6) Sungurlu tarafından ayrıntılı

biçimde incelenmiş (1974), kayaç topluluğunun litostratigrafik özellikleri, fosil içerikleri ve yaş durumları kesin olarak belirlenmiştir, şöyleki :

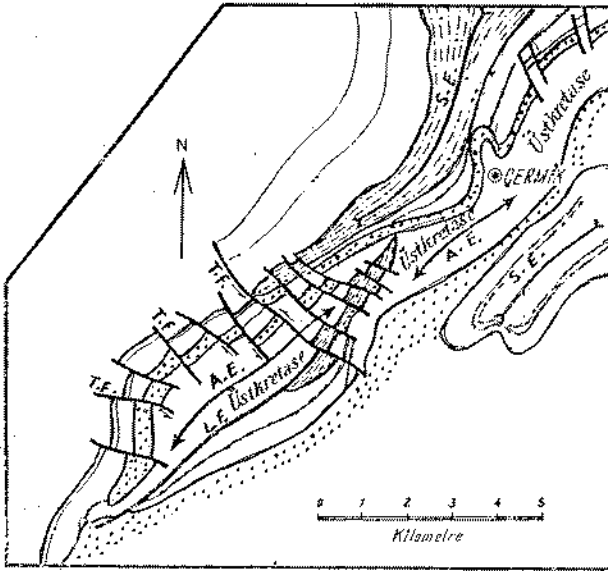
Dikme kesit, Alt Eosen yaşlı Gercüş Formasyonu'nun kırmızı konglomera ve kumtaşlarıyla başlamakta; bunun üzerine Alt Eosen - Alt Miyosen yaşlı Midyat Formasyonu'nun karbonatları gelmektedir. Midyat Formasyonu, alttan-üste doğru : "Alt dolomitik Kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı ve üst kireçtaşı" üyelerinden oluşmaktadır. Ayrıca, Alt dolomitik kireçtaşı üyesi yer - yer killi - fosilli ve dolomitik seviyelerin yer aldığı 230 m. kalınlıkta bir karbonat istifidir. Alt-Orta Eosen yaşlı veren foraminiferler içerir. Çörtlü kireçtaşı üyesi de, killi, yer - yer yumuşak ve ince tabakalı - çörtlü kireçtaşlarından meydana gelmiş 185 m kalınlıkta, Orta Eosen yaşlı bir karbonat topluluğudur. Üst kireçtaşı üyesi ise, kalın tabakalı - masif görünümlü, iri kristalli - algli ve pembemsi - beyaz renkli



Şekil 6 : Midyat Grubunun Hoya köyü (Çüngüş yakınındaki dikme kesiti (Sungurlu, 1974 ve Perinçek, 1979)

Figure 6 : A vertical section of the Midyat - Group Near the village, Hoya-Çüngüş, (Sungurlu, 1974 and Perinçek, 1979)

Çermik Kevan Antiklinali



Şekil 7 : Çermik - Kevan Antiklinali'ni enine kesen doğrultu atımlı faylar (Ketin ve Canitez, 1972)

Figure 7 : Strike - slip faults transversally cutting the Çermik-Kevan Anticline (Ketin and Canitez, 1972)

bir karbonat istifidir, genellikle Üst Eosen-Oligosen ve Alt Miyosen yaşı veren fosilli seviyeler içerir.

Perinçek (1979), Alt Eosen-Alt Miyosen yaşlı bu karbonat istifini Midyat Grubu olarak değerlendirmiş ve Hoya dikme kesitindeki (Şekil 6) killi kireçtaşı birimine Kavalköy Formasyonu; dolomit ve Nummulit'li kireçtaşı birimine Hoya Formasyonu; çörtlü kireçtaşı üyesine "Gaziantep Formasyonu" ve en üstteki masif kireçtaşı birimine de "Fırat Formasyonu" adlarını vermiştir (Şekil 6).

Çermik-Kevan Antiklinali'nin kanatlarında yer alan Alt Eosen-Alt Miyosen yaşlı bu sedimanter istifin değişik birimlerinde saptanan fosil toplulukları da, şöyledir :

Gercüş Formasyonu'nun kireçtaşı tabakaları içinde, Alt Eosen yaşı veren :

Alveolina pasticillata
Nummulites globulus
Miscellanea miscella

Midyat Grubu'nun killi kireçtaşı, dolomit ve Nummulitli kireçtaşları (Kavalköy-Hoya Formasyonları) içinde Alt-Orta Eosen yaşı veren :

Nummulites globulus
Alveolina oblonga
Orbitolites complanatus
Alveolina pasticillata
Discocyclus archiaci
Asterigerina sp.

Midyat Grubu'nun çörtlü kireçtaşları (Gaziantep Formasyonu) içinde, Orta Eosen yaşı veren :

Nummulites globulus
Nummulites aturicus
Discocyclus sella
Sphaerogypsina globula
Asterigerina rotula

Midyat Grubu'nun üst kesiminde yer alan masif kireçtaşları (Fırat Formasyonu) içinde, Alt Miyosen yaşı veren :

Neolueolina curdica
Operculina complanata
Austrotrillina howchini

Lice Formasyonu'nun ince tabakalı marnları içinde ise, yine Alt Miyosen yaşı veren :

Globigerina cf. venezuelana
Globigerinoides trilobus

gibi foraminifer türleri belirlemektedir (Sungurlu, 1974; Perinçek, 1979).

Yukarıda belirtilen fosil verilerine göre, Ketin'in 1955 yayınındaki Alt Miyosen (Bürdigaliyen) yaşı veren fosillerin bulunduğu kireçtaşı ve marn örneklerinin, Midyat Grubu'nun Alt Miyosen yaşlı üst seviyesinden (Masif Üst Kireçtaşı Üyesi) ve Lice Formasyonu'nun marnlarından alınmış olduğu anlaşılmaktadır.

Antiklinalin kanatlarını oluşturan Alt Eosen - Alt Miyosen yaşlı bu sedimanter istif, diğer Kenar Kıvrımlarında olduğu gibi, Orta-Üst Miyosen sırasında, Arabistan/Anadolu Kıtalarının son çarpışma döneminde kıvrılmış, hafifçe güneye devrik "Çermik-Kevan Antiklinali'ni" meydana getirmiştir. Daha sonraki sıkışma hareketlerinin etkisiyle de, güneydoğu - kuzeybatı doğrultulu Antiklinal, yanal atımlı birçok enine faylarla kesilmiş, irili-ufaklı parçalara bölünmüştür. (Şekil 2, 7). Bölgenin bu dönemde geçirmiş olduğu neotektonik deformasyonun çok yönlü

etkileri ise, Tatar ve İnceöz (1991)'in bölgede sürdürmüş oldukları "kırık analizi" çalışmalarıyla daha bir açıklık kazanmıştır.

SONUÇLAR

Diyarbakır il merkezinin yaklaşık 60 km kuzeybatısında, Kenar Kıvrımları Tektonik Birliği içinde yer alan Çermik-Kevan Antiklinali, bugünkü durumu ile :

Merkezi - Çekirdek kısmında allokon nitelikli, bindirmeli-ekaylı ve Jura-Kretase yaşlı ofiyolitik-karmaşık bir seriden (Koçali ve Karadut topluluklarından); kanatları ise, Alt Eosen - Alt Miyosen yaşlı otokon Mıdyat Grubu'nun değişik litolojik birimleriyle Alt Miyosen yaşlı Lice Formasyonu'ndan oluşmaktadır.

Çermik-Kevan Antiklinali, aynı zamanda, bir bölgede değişik araştırmacılar tarafından farklı ölçeklerde zaman-zaman sürdürülen çalışmalarla bölgenin jeolojik yapısı hakkındaki bilgi ve verilerde nasıl bir gelişme olabileceğini; özellikle kullanılan haritaların ölçeği büyüdükçe, inceleme ve araştırmalarda daha fazla ayrıntılara gidildikçe, daha çok bilgi ve verilerin elde edilebileceğini ve bu suretle de, çalışılan bölgenin veya bir jeolojik yapının doğadaki gerçek durumu ile ilgili bilgilerde zamanla nasıl bir ilerleme meydana gelebileceğini gösteren, kanıtlayan somut bir örnek niteliğindedir.

KATKI BELİRTME

Makalenin metnini ve şekillerini inceleyerek değerli önerilerde bulunan Sayın Prof. Dr. Yücel YILMAZ ile ÖZ (ABSTRACT) kısmını İngilizceye çevirme zahmetine katılan Sayın Doç. Dr. A. M. Celal ŞENGÖR'e kalbi teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ketin, İ., 1950, Ergani - Eğil Bölgesinde Yapılan Jeolojik Araştırmaların Tektonik Neticeleri. İst. Üniv. Fen Fak. Mecm. Seri-B, Cilt 15, s. 153-160.
- Ketin, İ., 1955, Diyarbakır Kuzeybatısında Çermik Bölgesinin Jeolojisi Hakkında. İst. Üniv. Fen Fak. Mecm. Seri - B, Cilt 20, Sayı 3, s. 155-159.
- Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972, Yapısal Jeoloji. İst. Teknik Üniv. Kütüphanesi, Sayı 1143, s. 519.
- Perinçek, D., 1979, Geology of Korudağ - Çermik-Çüngüş Area : Guide Book for Excursion "B", First Geol. Congr. on Middle East, Ankara, 4-7 Sept. 1979. S. 13-22.
- Rigo de Righi, M. ve Cortesini, A., 1964, Gravity Tectonics in Foothills Structure Belt of Southeast Turkey. Bull. American Ass. Petr. Geol., Vol. 48, No. 12, 1911-1937.
- Sungurha, O., 1974, VI. Bölge Kuzey Sahalarının Jeolojisi. Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliğleri, s. 85-107.
- Türkse Shell, 1966, Kevan Antiklinali. Petrol Dairesi Neşriyatı No. 11, s. 63-65.
- Yazgan, E., 1983, A Geotraverse Between the Arabian Platform and The Munzur Nappes. Intern. Symp. On The Geology of the Taurus Belt. Field Guide Book, Exc. V, 3/9-4/10, 1983.
- Tatar, Y. ve İnceöz, M., 1991, Ergani - Çermik - Çüngüş Bölgesinde kırık analizi. Çukurova Üniv., Müh. Mim. Fakültesi, Geo. Müh. Böl., "Ahmet Acar Jeoloji Sempozyumu Bildirileri", s. 183-190.

Menderes Masifi'nin Kuzey Kanadının Stratigrafisi ve Tektonik Evrimi

Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Northern Margin of Menderes Massif

BURHAN ERDOĞAN* ve TALİP GÜNGÖR*

ÖZ

Bu çalışmada Menderes Masifi'nin kuzey kanadının stratigrafisi, Selçuk-Bayındır ve Akhisar bölgelerinde incelenmiştir. Bu iki alanda da, altta 2000 m nin üzerinde kalınlık sunan micasistler bulunur. Bayındır formasyonu adını verdiğimiz ve içerisinde mafik olarak mafik metavolkanik mercekleri içeren micasistlerin üzerine düşey ve yanal girik olarak kalın bir mermer ve kristalle kireçtaşı istifli oturur. Kayaaltı formasyonu adını verdiğimiz bu karbonat kayalarının Bayındır şistleriyle geçişli olduğu bölümlerinden Geç Triyas ve Liyas yaşları elde edilmiştir ve bu nedenle alttaki şistlerin yaşının Triyas olduğu düşünülmektedir. Kayaaltı formasyonu'nun orta ve üst düzeylerinden Liyas'dan başlayarak Kampanyen'de içeren yaşlar elde edilmiştir.

Karbonat istifinin üzerine Akhisar yöresinde düşük dereceli metamorfizmaya uğramış ve kırıntılı kayalardan oluşan Hasköy formasyonu, güneyde Bayındır bölgesinde ise mafik metavolkanik merceklerle içeren ve micasistlerden oluşan Selçuk formasyonu geçişli bir dokanak boyunca oturur. Selçuk formasyonu içerisinde bloklar halinde metaserpantin ve mermerler bulunur. Bu iki birim metamorfizmaların en üst düzeyini teşkil eder ve yaşlarının Kampanyenden genç ve olası Maastrichtyen olduğu düşünülmektedir.

Selçuk-Bayındır ve Akhisar bölgelerinde regional metamorfizmalarını tamamlamış olan Menderes metamorfizmalarının değişik birimlerini verev olarak öster konumunda, İzmir-Ankara Zonu'na alt tektonik karmaşıkların napları oturur.

Menderes Masifi'nin kuzey kenarının stratigrafik istifli metamorfik olmayan Karaburun istifine benzerlik sunar ve Maastrichtyen öncesi bu iki kuşağın birleşik bir platform oluşturduğu anlaşılır. İzmir-Ankara Okyanusu'nun bu platformun kuzeyinde Erken Triyas'dan itibaren açılmaya başladığı düşünülmektedir. Karaburun Kuşağı'nın ana Menderes platformundan ayrılmasının Maastrichtyen sırasında İzmir-Ankara Okyanusu içerisinde tall bir kayma ile geliştiği sanılmaktadır.

ABSTRACT

In this study stratigraphy of the Menderes Massif is examined in the Selçuk-Bayındır and the Akhisar regions. In these two areas, the lowest part of the stratigraphic section consists of micaschists of more than 2000 m in thickness. These micaschists, which are named as the Bayındır formation, include rare lenses of mafic metavolcanic rocks and grade vertically and laterally into a thick marble and recrystallized limestone succession. These carbonate rocks, that are called the Kayaaltı formation, yield Late Triassic and Liassic ages in the transitional zone with the underlying micaschists. Thus, the age of the underlying micaschist is considered to be also Triassic. In the middle and upper parts of the Kayaaltı formation, age ranging from Liassic to Campanian has been determined.

Above the carbonate succession, in the Akhisar region there are low-grade detrital metamorphic rocks of the Hasköy formation, whereas in the south around the Bayındır area, there are micaschists with mafic meta-volcanic lenses, which are called the Selçuk formation. The Selçuk formation include

*Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

blocks of metaserpentinites and marbles of exotic origin. These two units are the uppermost part of the metamorphic sections and their ages are younger than the Campanian and probably the Maastrichtian.

In the Selçuk-Bayındır and Akhisar regions, tectonic melanges of the İzmir-Ankara Zone, lay above various units of the Menderes metamorphics as nappes.

The stratigraphic section of the northern margin of the Menderes Massif resembles to that of the Karaburun belt and, before the Maastrichtian, these two belts were probably connected to form a single platform.

To the north of this platform, the İzmir-Ankara ocean probably started to open from the Early Triassic. The Karaburun belt, however, was separated from the main Menderes platform by a subordinate shifting in the İzmir-Ankara ocean, during the Maastrichtian.

BATI ANADOLU'NUN TEKTONİK KUŞAKLARI

Batı Anadolu'nun tektonik kuşakları incelendiğinde kuzeybatıda Sakarya Kıtası yer alır (Şekil 1). Bu kuşağın güney ve güneydoğusunda İzmir-Ankara Zonu adı altında tanımlanan karmaşık kayalardan (melanj) oluşan bir kuşak bulunur. Daha güneybatıdaki Karaburun Kuşağı İzmir-Ankara Zonu'na ait birimler tarafından çevrelenen ve kalın bir platform istifinin yüzeylediği bir bölgedir. İzmir-Ankara Zonu'nun doğusunda ise metamorfik kayalardan meydana gelmiş olan Menderes Masifi yer alır.

Aşağıda kısa olarak Sakarya Kıtası ile İzmir-Ankara Zonu'nun özellikleri anlatılacak ve Karaburun Kuşağının stratigrafisi geniş olarak özetlenecektir. Daha sonra Menderes Masifi'nin kuzey kenarının stratigrafisi ayrıntılı olarak tartışılacaktır.

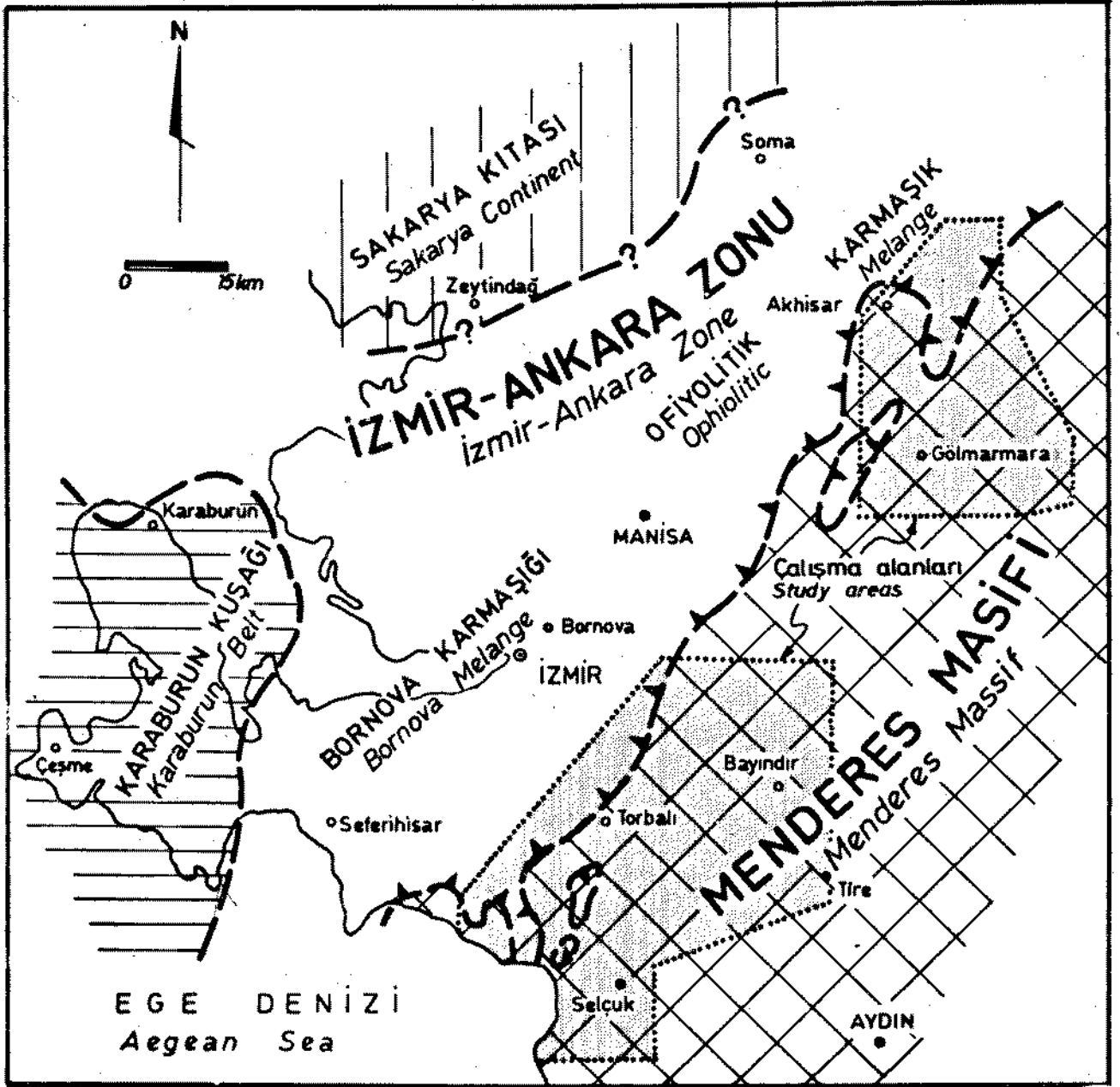
Sakarya Kıtası: Batı Anadolu'nun kuzeyinde yer alan Sakarya Kıtası (Brinkmann, 1971; Şengör ve Yılmaz, 1981) İzmir-Ankara Okyanusunun kapanmasıyla oluşmuş ofiyolitik bir melanjla güneydeki Menderes Masifi ve Karaburun Kuşağı'ndan ayrılır (Şekil 1). Sakarya Kıtası bitişiğindeki Menderes Masifi ve Karaburun Kuşağı'ndan tamamen farklı bir stratigrafik özelliğe sahiptir (Erdoğan ve diğerleri, 1990).

Sakarya Kıtası altta Triyas yaşlı Karakaya

formasyonu'ndan oluşmuştur (Bingöl ve diğerleri, 1975). Bu birim Triyas yaşındaki çamurtaşları ile kumtaşlarından bir matriks ve matriks içinde yer alan mafik volkanit ve Permiyen yaşlı neritik karbonat bloklarından yapıldır. Şiddetli deformasyon geçirmiş olan Karakaya formasyonu üzerine, taban çakıtaşı ve kırıntılı bir düzey ile Liyas yaşlı neritik karbonatlar oturmaktadır. Bu belirgin uyumsuzluk Paleotetis'in bir kolunu oluşturan Karakaya havzasının kapanmasıyla açıklanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Son yapılan çalışmalarda Okay ve diğerleri (1990), Sakarya Zonu diye adlandırdıkları bu kıtanın tektonik dilimlerden oluştuğunu ortaya koymuşlardır. Bu araştırmacılara göre Sakarya Zonu, altta Kazdağ Metamorfikleri ve bu metamorfikleri tektonik olarak üzerleyen Karakaya kompleksi birimlerinden ve Triyas sonrası çökel kayalardan oluşmuştur.

Karakaya formasyonu'nun benzeri blokları bir birim Bergama güneyinde Zeytinalan ve Kınık yöresinde yüzeylenmektedir. Bu yörede çamurtaşları ve kumtaşından oluşan bir matriks içerisinde, bol miktarda, fusulin fosilli Permiyen yaşlı kireçtaşı blokları içeren bir birim yüzeylenmektedir. Bu bölge olasılı olarak Sakarya Kıtası'nın uzantısına dahil edilmelidir. Akyürek ve Soysal (1983) daha doğuda yer alan Soma bölgesini blokları bir birim olması yüzünden Karakaya formasyonu'na dahil etmiştir ve yaşını da Triyas olarak düşünmüştür. Aynı kırıntılı birimler Brinkmann ve diğerleri (1970) tarafından genç Paleozoyik grovakları adı altında tanımlanmıştır ve Üst Jura kireçtaşları tarafından aşılabilir uyumsuzlukla örtüldüğü belirtilmiştir. Oysa Soma yöresinde yaptığımız kısa bir çalışmada, burada blokları grovakların hamurunda Tarhala Köyü çevresinde *Globotruncana* sp. fosilleri bulunmuştur ve yaşının Üst Kretase olduğu anlaşılmıştır. Ayrıca, Jura yaşlı kireçtaşlarının blok halinde olduğu görülmüştür. Bu nedenle Soma yöresindeki bu blokları birimin İzmir-Ankara Zonuna ait olduğu ve Bornova karmaşığı'nın devamını oluşturduğu sonucuna varılmıştır. Bu nedenle, Sakarya Kıtası ile İzmir-Ankara Zonu'nun sınırının Zeytinalan Köyü'nün doğusundan bir yerden geçtiği düşünülmektedir ve Şekil 1'de bu sınır olasılı olarak çizilmiştir.

Menderes Masifi



Şekil 1: Batı Anadolu'nun tektonik kuşakları ve Menderes Masifi'nde çalışılmış olan iki bölgenin yeri. Kuzeydeki alan Akhisar bölgesi, güneydeki alan ise Selçuk-Bayındır bölgesi adı altında tartışılmıştır. İzmir-Ankara Zonu içerisinde, Manisa ile Seferihisar arasında Bornova karmaşığı ve Akhisar çevresinde ofiyolitik karmaşık adı altında iki farklı melanj adlanmıştır.

Figure 1: Tectonic belts of the Western Anatolia and locations of the study areas in Menderes Massif. The northern area is called the Akhisar and the southern one Selçuk-Bayındır regions in the text. In the Izmir-Ankara Zone, two different melanges, named as the Bornova and the Ophiolitic melanges, are separated.

İzmir-Ankara Zonu: Bu zon ilk kez Brinkmann (1971) tarafından tanımlanmıştır ve Ankara'dan güneybatıya uzanan karmaşık kayalardan oluşmuş bir zondur. Aynı Zon Kaya'nın (1981) tanımlanmasında birbirinin devamı olarak kabul edilen, İzmir-Akhisar ve Tavşanlı toplulukları içerisinde mütalaa edilmiştir.

İzmir-Ankara Zonu'nun kayaları Manisa çevresinde iki kola ayrılır, bir kol Karaburun Yarımadası'nın kuzeyinden geçerek Ege Denizi altında batıya uzanırken, diğer kol Karaburun ile Menderes Masifi arasında Seferihisar yönüne uzanır (Şekil 1).

İzmir-Ankara Zonu'nun Bornova ile Seferihisar arasındaki bölümü, Bornova karmaşığı adı verilen bir birim ile temsil edilir (Erdoğan, 1990b). Bornova karmaşığı Maastrihtiyen-Daniyen yaşında filiş fasiyesinde bir matriks ve bu matriks içerisinde yer alan, boyları 20 km yi aşan neritik kireçtaşı bloklarından oluşmuştur. Bu kireçtaşı blokları Karaburun kuşağı'na aittir ve Triyas'tan Kampaniyen'e kadar değişik yaşlar verir. Bornova karmaşığı'nın bir diğer özelliği, matriksin içerisinde az oranda mafik volkanit arakatkıların ve spilitik tufelerin yer almasıdır. Bornova karmaşığı'nın matriksinin yaşının en fazla Maastrihtiyen veya Geç Kampaniyen'e kadar inmesi, Karaburun Kuşağı'na bitişik olan ve okyanus boyutuna erişmemiş bu açılmanın İzmir-Ankara Zonu içerisinde geç evrelerde ve tali olarak geliştiğini gösterir. Günümüzdeki konumuyla, batısında Karaburun kuşağı ve doğusunda Menderes Masifi'nin yer aldığı bu tali açılma ofiyolit üretecek aşamaya erişmemiş fakat içerisinde pelajik kireçtaşları mercceklerinin çökeldiği ve afanitik mafik volkanitlerin püskürdüğü bir filiş havzasının gelişmesine neden olmuştur (Erdoğan, 1990a,b). Bu bölgede yalnızca bazı bindirme fayları boyunca, ender olarak yapraklı serpantinitle bulunmaktadırlar ve kalın ofiyolit dilimleri ve pelajik tortular bulunmamaktadır. Buna karşın, daha kuzeyde Akhisar yöresinde ise, İzmir-Ankara Zonu ofiyolitik bir karmaşıkla temsil edilmektedir. İçerisinde bol olarak ofiyolit dizgelerine ait tektonik dilimler, radiolaritler ve pelajik kireçtaşları içeren bu birim bir tektonik karmaşık niteliğindedir.

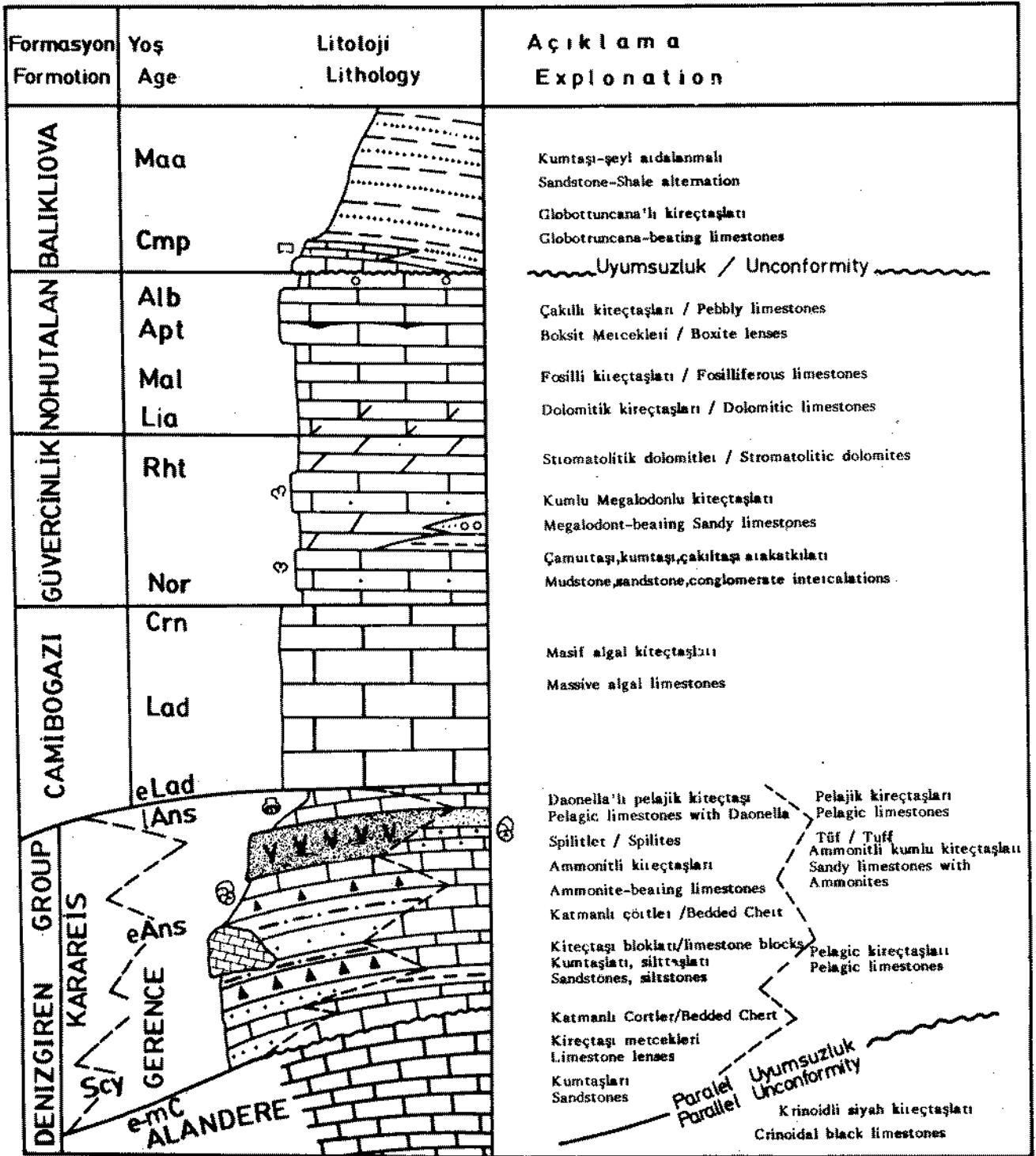
Ayrıca bu karmaşığın matriksinden elde edilen yaşlar, Akhisar yöresindeki çalışmalarımızda özetleneceği gibi, Bornova karmaşığı'ndan farklı olarak daha gerilere Barremiyen, Apsiyen ve Albiyen'e kadar indiği görülür ve dolayısıyla, bu alanda Bornova havzasından daha önce başlamış bir açılmanın olduğu anlaşılır. Bu karmaşık birimin içerisinde bol oranda radiolaritlerin ve yaygın olarak ofiyolitlerin bulunması İzmir-Ankara Zonu'nun geniş okyanus alanı oluşturduğunu işaret eder. İleriki yıllarda yapılabilecek ayrıntılı çalışmalarda bu ofiyolitik karmaşığın, güneydeki Bornova karmaşığı'ndan ayrı bir ad altında tanımlanmasını önermekteyiz. Şekil 1'de bu iki karmaşığın yayılım alanları gösterilmiştir.

Karaburun Kuşağı: Bu kuşak, Mesozoyik yaşında neritik karbonatlardan yapılmış bir platform istifinden oluşmuştur (Erdoğan ve diğerleri, 1990). Karaburun Kuşağı Bornova karmaşığı'nın olduğu Maastrihtiyen Daniyen havzasının platformunu teşkil etmiş ve havzanın oluşumu sırasında naplar şeklinde havzanın içine ilerlemiştir (Erdoğan, 1990b). Karaburun Kuşağı'nın kendisi de, en son aşamada, bir napın burnu şeklinde Bornova Karmaşığı'nın olduğu havza içine ilerlemiş ve bu birim tarafından blok-hamur dokanak ilişkisi şeklinde çevrelenmiştir (Erdoğan, 1990a,b).

Karaburun Kuşağı'nın stratigrafik istili aşağıda özetlenmiştir. Bu istif ilerideki bölümlerde görülebileceği gibi Menderes Masifi'nin kuzey kenarının stratigrafisi ile büyük benzerlikler sunmaktadır.

Karaburun istifinin, en alt bölümlerinde, Erken-Orta Karbonifer yaşlı Alandere formasyonu yer alır (Şekil 2). Alandere formasyonu, sığ denizel ortamda çökelmiş bol krinoid ve mercan fosilli, gri-siyah renki kireçtaşlarından oluşur. Bu birim yer yer yanal fasiyes değişimi ile kıltaşı, kurmtaşı, çörtlü siyah kireçtaşı ardalanmasına geçer. Alt dokanağı görülmeyen birim 300 m nin üzerinde kalınlık sunar. Karaburun istifinde Üst Karbonifer ve Permiyen eksiktir ve Alt Triyas birimleri paralel bir uyumsuzlukla Alandere formasyonu'nun üzerine oturur. Alt Triyas birimlerine Denizgiren grubu adı verilmiştir (Erdoğan ve diğerleri, 1990) ve bu

Menderes Masifi



Şekil 2: Karaburun Kuşağı'nın genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Erdoğan ve diğerleri, 1990'dan yeniden çizilerek).

Figure 2: Generalized stratigraphic section of the Karaburun Belt (redrawn from Erdoğan and others, 1990).

grup yanal yönde giriklik sunan Gerence formasyonu ve Karareis formasyonuna ayrılmıştır. Gerence formasyonu, altta dolomitik kireçtaşları ile Alandere formasyonu'nun karstik oyuklu yüzeyine oturur ve üste doğru, gri renkli çörtlü kireçtaşları, gri kilttaşları, olistostromal çakıltası düzeyleri, kırmızı ammonitik kireçtaşları ve en üst düzeylerinde ender yeşil tuf katkılarında oluşmuştur; yaşı Skitiyen'den Geç Anisiyen'e kadar değişir ve üzerine uyumlu olarak Camiboğazi formasyonu geçişli bir dokanakla oturur.

Gerence formasyonu'nun yanal eşdeğeri olan Karareis formasyonu 2000 m nin üzerinde bir kalınlık sunan, kumtaşı, miltaşı ile ardalanmalı, siyah renkli ve tabakalı çörtlülerden meydana gelmiştir. Karareis formasyonunun içerisinde yer yer kırmızı ve sarı renkli pelajik kireçtaşı arakatıkları bulunur ve bu düzeyler ince kavkılı lamelli fosilleri içerir. Bu birimin içinde, Alandere formasyonu'na ait kireçtaşı blokları bulunur ve ender olarak kendi havzasına ait siyah çört parçaları içeren olistostromal arakatıkları yer alır. Karareis formasyonu'nun üst düzeylerinde mafik spilitik volkanitler, tüfler ve hyaloklastiklerden oluşan mercerler bulunur. Bu denizaltı volkanik arakatıkları, yer yer 150-200 m kalınlığa ulaşır.

Karareis formasyonu'nun Alandere formasyonu ile olan alt dokanağı görülmez, üstte ise platform türü kireçtaşlarından oluşmuş Camiboğazi formasyonu'na tedricen geçer. Geçiş sınırında yer yer ince tabakalı, çörtlü, *Daonella* içeren kireçtaşları bulunur. Karareis formasyonu'ndan Skitiyen'den Geç Anisiyen'e kadar yaşlar elde edilmiştir. Formasyonun üst düzeyleri Geç Anisiyen-Ladiniyen yaşlı olup, Camiboğazi formasyonu'na geçer.

Karareis formasyonu'nun çökeldiği alan, erken Triyas'ta açılmış ve Ladiniyen'de ise tedricen platform haline dönüşen, tektonikçe aktif ve volkanizma üretmiş bir havza olarak yorumlanmıştır (Erdoğan ve diğerleri, 1990). Oysa, Menderes Masifi'nin kuzey kenarının stratigrafisi gözönüne alındığında, ileride tartışılacağı gibi, Karareis formasyonu'nun depolanma alanını, daha kuzeyde açılmaya başlayan İzmir-Ankara okyanusu

na bakan ve bu okyanusun ilk açılmasının ürünü olan, bir pasif kenar olarak düşünmek daha uygun olacaktır.

Karareis ve Gerence formasyonlarının oluşturduğu Denizgiren grubu üzerine Ladiniyen'den itibaren platform koşulları hakim olmuştur. Zaman zaman gelgit düzlüğü fasiyesindeki bu platform koşulları Ladiniyen'den Albiyen'e kadar devam etmiştir (Şekil 2). Bu platformun en üst birimini Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı Balıklıova formasyonu oluşturur (Şekil 2). Düzgün tabakalı, sığ denizel karbonatlarla başlayan bu birim üste doğru, ince bir zon boyunca, önce pelajik kireçtaşlarına ve daha sonra filiş fasiyesinde kırıntılı kayalara geçer. Platformun bu hızlı alçalması Karaburun kuşağı ile Menderes Masifi arasında olduğu düşünülen Bornova havzasının açılmasıyla ilgilidir.

Karaburun Kuşağı ile Bornova karmaşığı arasındaki sınır, büyük ölçekli bir blok sınırını andırır (Erdoğan, 1990a) ve Maastrichtiyen-Daniyen sırasında Karaburun Kuşağının İzmir-Ankara Zonu içerisindeki filiş havzasına parçalanarak ilerlediği görülür. Daniyen'den sonra ise içerisine ilerlediği filişle birlikte (Bornova Karmaşığı'nın sırtında) Menderes Masifi üzerine itilmiştir (Erdoğan, 1990b).

MENDERES MASİFİ'NİN KUZAY KANADININ STRATİGRAFİSİ

Menderes Masifi'nin stratigrafisi üzerine ayrıntılı çalışmalar özellikle masifin güney kanadı boyunca yoğunlaşmıştır ve Bafa Gölü ile Muğla arasındaki bölge değişik araştırmacılar tarafından incelenmiştir (Schuling, 1962; Graciansky, 1965; Başarı, 1970; Dürr, 1975; Boray ve diğerleri, 1975; Çağlayan ve diğerleri, 1980; Öztürk ve Koçyiğit, 1982, 1983; Erakman ve diğerleri, 1986; Konak ve diğerleri, 1987).

Bu çalışmalarda en altta gözlü gnaysların yer aldığı belirtilmiştir. Çekirdek olarak nitelenen gözlü gnaysların yaşının stratigrafik ilişkileri ve sınırlı yaş tayinlerine göre Prekambriyen veya Hersiniyen öncesi yaşta olduğu ileri sürülmüştür (Schuling, 1962, 1973; Öztürk ve Koçyiğit, 1982; Şengör ve diğerleri, 1984; Satır ve Fredrichsen, 1986;

Menderes Masifi

Konat ve diğerleri, 1987). Çekirdek gnaysların üzerine gelen mermer ara düzeyli şistlerde, Muğla bölgesinde, Devoniyen ve Permokarbonifer fosilleri bulunmuştur (Önay, 1949; Çağlayan ve diğerleri 1980). Daha üstte ise kalın şistler bulunmaktadır ve şistlerin de üzerine zımpara seviyeleri içeren neritik karbonatlar gelmektedir. Bu karbonatlardan Triyas'dan Geç Kretase'ye kadar yaşlar elde edilmiştir (Boray ve diğerleri, 1975; Çağlayan ve diğerleri, 1980; Konak ve diğerleri, 1987). Neritik kireçtaşlarının üst düzeyleri rudist kırıntılı kireçtaşları ile kırmızı renkli pelajik kireçtaşlarına geçer. Eosen yaşları veren bu düzeyler (Çağlayan ve diğerleri, 1980) daha üstte olistastromal mercerler içeren filiş birimine geçer. Likya napları Orta Eosen sırasında bu bloklu filiş üzerine yerleşmiştir.

Menderes Masifi'nin kuzey kanadının jeolojisi ile ilgili çalışmalar güney kanadına oranla daha azdır. Bunun sebeplerinden birincisi kuzeyde Neojen yaşlı genç tortul örtünün geniş yayılım sunması, ikinci ise İzmir-Ankara Zonu'na ait karmaşığın bindirme fayları boyunca, Menderes Masifi'nin değişik birimleri üzerine nap şeklinde ilerlemesi ve örtmesidir.

Akhisar ve Simav yörelerinde Menderes metamorfiklerinin stratigrafik özellikleri ile ilgili ayrıntılı çalışmalar vardır (Akdeniz ve Konak, 1979; Akdeniz ve diğerleri, 1980; Akdeniz, 1985). Bu çalışmalarda altta şistlerden başlayarak üstte mermerlerin en üst bölümüne kadar Triyas'tan Geç Kretase'ye kadar yaşlar elde edilmiştir.

Bölgesel ölçekte, Türkiye'nin tektonik kuşaklarının ayırtlanması ve evriminin tartışıldığı çalışmalarda (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğerleri, 1984) Menderes Masifi'nin kuzey kanadının stratigrafisinin güney kanattan farklı olmasının beklendiği ileri sürülmüş ve özellikle daha da kuzeydeki bir bölgede Triyas sırasında açılmış olan Karakaya havzasının Jura öncesi kapanmasının etkilerinin masifin kuzey kanadı boyunca görüldüğü ileri sürülmüştür (Şengör ve diğerleri, 1984).

Birçok araştırmacı Likya naplarının kuzeyden masifi aşarak güneye taşındığını ve

masifin ve tektonik pencere konumunda bulunduğunu ileri sürmüştür (Dürr, 1975; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1984). Bu napların, masifin güney kanadına yerleşim yaşı, Orta Eosen olarak belirtilmiştir. Kuzey kanadın stratigrafisi ve yapısının incelenmesi sayesinde bu teori test edilebilecek ve eğer doğru ise napların ilk ilerleme yaşları ve ilerleme mekanizmalarına ait verilerin araştırılması mümkün olabilecektir.

Bu çalışmada Menderes Masifi'nin kuzey kenarına ait iki bölge çalışılmıştır (Şekil 1). Bu bölgelerden ilki Selçuk-Bayındır yöresidir. Bu bölgenin önemli özellikleri:

a) Masife ait çok kalın ve devamlı bir istifin yüzeylemesi,

b) Masifin en üst bölümünde metaserpantin ve mafik volkanit içeren bir birimin bulunması,

c) İzmir-Ankara Zonu'na ait karmaşık ile masifin dokanağının geniş alanlarda açık mostralara sunmasıdır.

Bu alan her iki yazar tarafından birlikte çalışılmıştır. Diğer bir çalışma alanı Akhisar yöresidir (Şekil 1). Bu ikinci bölgede en alt bölümlerde gözlü gnayslar, şistler ve daha üstte doğru mermerler ve kristalize kireçtaşlarından yapıları devamlı bir istif bulunur. Mermerlerin düşük dereceli metamorfik olan kesimleri ve kristalize kireçtaşlarının yüzeylediği alanlar yer yer kötü korunmuş da olsa fosiller içermektedir. Akhisar yöresi B. Erdoğan tarafından haritalanmıştır.

Aşağıda masifin stratigrafisi anlatılırken, önceki çalışmalarda Prekambriyen çekirdek diye tanımlanmış gnays biriminden söz edilmeyecektir. Bu konu değişik bölgelerde şistler ve gnaysların ilişkilerinin ayrıntılı olarak tasvirini gerektirmektedir ve ayrı bir yayın içerisinde tüm verileriyle irdelenmesi uygun görülmüştür. Aşağıdaki bölümlerde önce Selçuk-Bayındır bölgesinin stratigrafisi, daha sonra ise Akhisar bölgesinin stratigrafisi anlatılacak ve tartışılacaktır.

SELÇUK-BAYINDIR BÖLGESİ

Bu bölge Menderes metamorfikleri'nin güneybatı ucunu oluşturur (Şekil 1); Nif Dağı ile Mahmut Dağı çevresinden başlar ve güneye doğru Bayındır, Tire, Selçuk, Kuşadası

ve Ahmetbeyli'yi içine alır (Şekil 3). Bu bölgede Menderes metamorfite ile İzmir-Ankara Zonu'na ait kayalar yüzeylemektedir.

Selçuk-Bayındır Bölgesinde Menderes Metamorfitleri'nin Özellikleri:

Selçuk-Bayındır bölgesinin güneybatı bölümünü Menderes metamorfite oluşturur. Menderes metamorfite eksenini KD-GB uzamlı ve GB ye dalmalı bir antiklinal yapısı sunar (Bayındır Antiklinali) ve bu yapı boyunca çok kalın bir metamorfik istif yüzeyler (Şekil 3). Bu yapının daha güneydoğusunda ve antiklinal kadar belirgin olmamasına rağmen onun uzantısına paralel bir senklinal yer alır (Selçuk Senklinali).

Selçuk-Bayındır bölgesinde en yaşlı metamorfik birim olarak mikaşistler yer alır. Bu mikaşistler bu çalışmada Bayındır formasyonu adı altında tanımlanmıştır. Mikaşistlerin üzerine mermer-şist ardalanması ile masif mermerlerden oluşan ve bu çalışmada Kayaaltı formasyonu adı verilen birim gelir ve en üstte ise mafik volkanitler ve metaserpantinifler içeren kırılı şistler bulunur. Masifin en üst birimini oluşturan bu kayalar Selçuk formasyonu adı altında incelenmiştir (Şekil 3, 4).

Bayındır formasyonu: Bu birim, Mahmut Dağı ile Bayındır arasında büyük bir antiklinalin çekirdeğini oluşturur (Şekil 3) ve çok kalın mikaşistlerden meydana gelmiştir. Üzerine gelen Mesozoyik karbonat istifine düşey ve yer yer yanal giriklikler sunar. Bayındır formasyonu'nun bir diğer belirleyici özelliği, ender olarak da bulunsa, içerisinde mafik metavolkanit ara katkılarının yer almasıdır. Kuzeyde Akhisar bölgesinde bu metavolkanitler daha yaygındır.

Menderes Masifin'de yapılan çalışmalarda geniş alanlarda yüzeyleyen mikaşistler örtü şistler olarak tanımlanmıştır ve Göktepe (Muğla) bölgesinde ilk kez Önay (1949) ve Göktepe, Milas ve Tavas'da Çağlayan ve diğerleri (1980) aralarında şist düzeyleri bulunan gri mermerlerde Devoniyen ve Permo-Karbonifer fosilleri bulmuşlar ve bu bulgulara dayanarak tüm şistleri Paleozoyik olarak tanımlanmıştır (Çağlayan ve diğerleri, 1980;

Öztürk ve Koçyiğit, 1982; Konak ve diğerleri 1987). Karaburun istifiyle karşılaştırıldığında da görülebileceği gibi karbonat kayalarının baskın olduğu Paleozoyik yaşlı birimler, daha üstte bulunan ve Mesozoyik karbonatlarına geçişli olan, kırıntılı birimlerin altında yer almaktadır ve ancak ender alanlarda mostra vermesi beklenilmelidir. Masifin güney karnadında geniş alanlarda yayılım sunan örtü şistlerinin üstteki Mesozoyik mermerlerine geçişli olduğu bazı araştırmacılar tarafından da özellikle vurgulanmıştır (Bo-ray ve diğerleri, 1975).

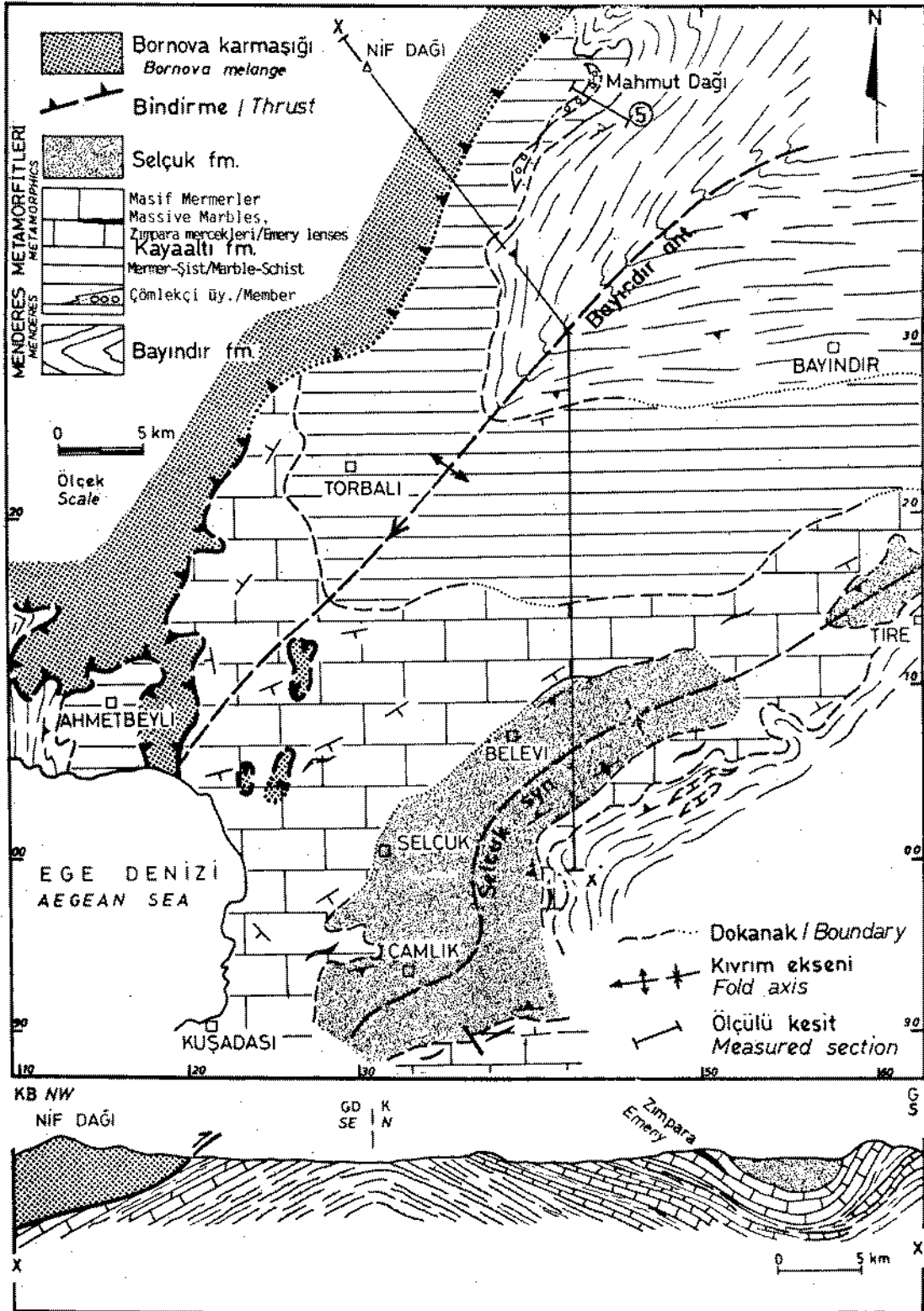
Bayındır formasyonu tékdüze mikaşistler, muskovit ve biyotit şistler, granatlı mikaşistler ve kuvaş mika şistlerden meydana gelmiştir. Mikaşistlerin içerisinde ince mermer mercekleri bulunur. Ayrıca bu birimin içerisinde ender olarak 20-30 m kalınlıklara erişen mafik metavolkanit ve amfibolit mercekleri bulunur.

İnceleme alanında 2000 m nin üzerinde kalınlık sunan mikaşistlerin altında farklı bir birim yüzeylemez. Bayındır antiklinalinin (Şekil 3) çekirdeğinin yüzeylemediği harita alanının kuzeydoğu köşesinden yaklaşık 4 km çalışma alanı dışında Horzum Köyü bulunur. Bu köyün çevresinde şistlerin içerisinde geniş alanlar kaplayan mafik metavolkanitler yüzeyler. Bu nedenle, Bayındır formasyonunun Horzum Köyü'ne kadar uzanarak çok büyük kalınlıklar sunduğu ve alt dokanağının incelenen bölgede yüzeylemediği sonucuna varılır.

Birimin üzerine düşey ve yanal yönde giriklikler ve geçişler halinde karbonat kayalarının baskın olduğu Kayaaltı formasyonu oturur. Bu iki birimin dokanak ilişkisi Mahmut Dağı çevresinde açık olarak gözlenir (Şekil 3, 5). Mikaşistlerin üst bölümlerinde metaçört ve ince laminalı mermer ardalanması ile 100 m kalınlıktaki bir zon boyunca dolomitik mermerlerden yapılmış Kayaaltı formasyonuna geçilir. Bu 100 m lik geçiş zonu, Bayındır çevresinde birkaç kilometre kalınlıkta yanal ve düşey giriklik şekline dönüşür.

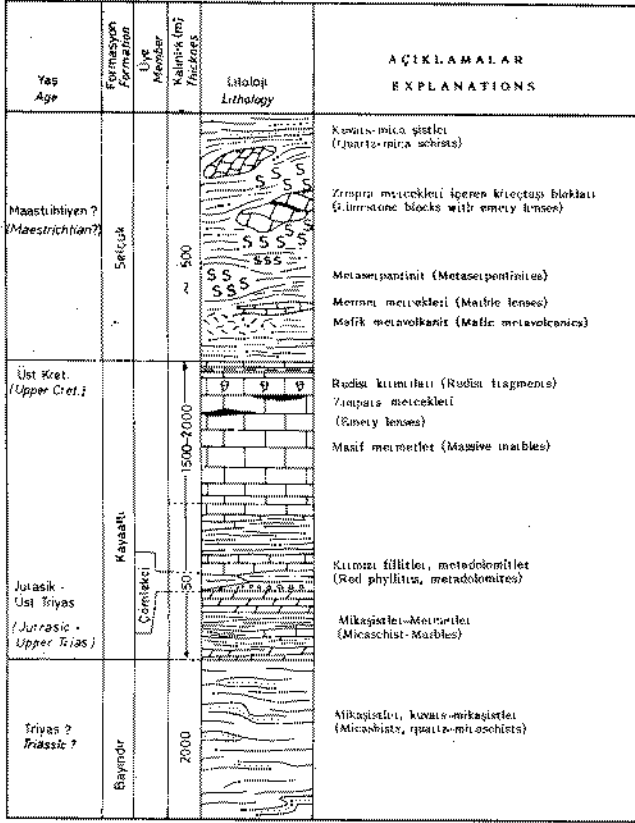
Bu birimin içerisinde yaş verebilecek fosile Selçuk bölgesinde rastlanılmamıştır. Akhisar yöresinde mikaşistlerin hemen üzerine geçişli olarak gelen kristalize kireçtaşlarının-

Menderes Masifi



Şekil 3: Selçuk-Bayındır bölgesinin sadeleştirilmiş jeolojik haritası ve enine kesiti. Ölçülü kesit yeri haritada metin içerisindeki şekil numarası ile gösterilmiştir.

Figure 3: Simplified geological map and cross-section of the Selçuk-Bayındır region. Location of the measured section is shown on the map with the same number as in the text.



Şekil 4: Selçuk Bayındır Bölgesinde, Menderes metamorfizlerinin genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti.

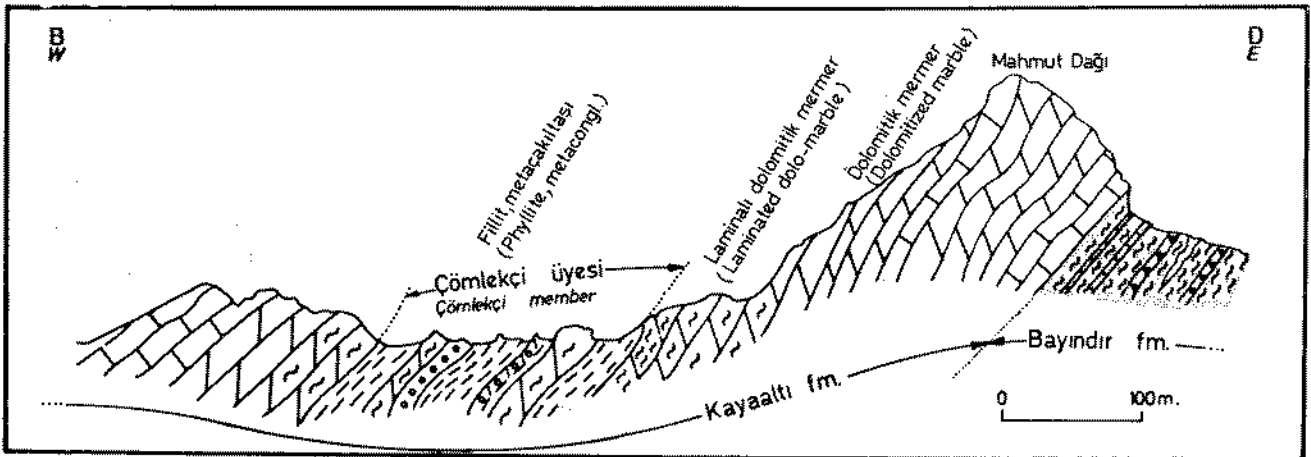
Figure 4: Generalized stratigraphic section of the Menderes metamorphics in the Selçuk-Bayındır region.

da *Thauma toporella parvovesiculifera*, *Paleodacycladus mediterraneus* (Şekil 9) ve karbonatlardan bir noktada (Şekil 11) *Aulotortus sinuosus* fosilleri bulunmuş ve Geç Triyas-Liyas yaşları elde edilmiştir. Bu yüzden karbonat kayalarına yanal giriklikler sunan, Bayındır şistlerinin de Triyas-Geç Triyas yaşında olduğu sonucuna varılır.

Kayaaltı formasyonu: Kayaaltı formasyonu, Bayındır ile Kuşadası arasında geniş bir alanda yüzeyleyen mermer-şist ardalanması ve zımparalı masif mermerlerden oluşan birime denilmiştir (Şekil 3, 4). Bu birim, Menderes metamorfizlerinin güney kanadında Muğla ile Milas arasında yüzeyleyen zımparalı mermerler ve Mesozoyik mermerler adlarıyla anılan kalın mermer istifine eşdeğerdir. Konak ve diğerlerinin (1987) Marçal grubu adı altında incelendikleri birimin kireçtaşlarından oluşan alt bölümlerinin yaklaşık eşdeğeridir.

Bu birimin en açık mostraları Akhisar bölgesinde Kayaaltı Köyü çevresinde görülür ve bu alanda birimden ölçülmüş kesitler ile fosil içerikleri ve yaşı ileriki bölümlerde anlatılacaktır.

Kayaaltı formasyonu Selçuk bölgesinde yaklaşık 1500-2000 m kalınlıktadır ve alt kısmı mermer şist ardalanmasından meydana gelmiştir. Birimin üst kısmı, masif iç yapılı ve zımpara mercerekleli içeren, mermerlerden oluşmuştur. Altta yer alan ve tamamen mikaşistlerden oluşan Bayındır formasyonu



Şekil 5: Mahmut Dağı yaklaşık ölçekli jeoloji enine kesiti. Kesit yeri Şekil 3 te 5 numara ile gösterilmiştir.

Figure 5: Mahmut Dağı sketched geologic cross-section. Location of the section is shown in Figure 3 with number 5.

Menderes Masifi

nu'ndan üzerindeki mermer-şist ardalanmasına ve onlardan da daha üstteki zımparalı masif mermerlere geçiş düşey ve yanal giriklikler şeklindedir. Jeolojik haritadan görüleceği gibi (Şekil 3) Selçuk senkinalinin kuzeybatı kanadında masif mermerlerin altında kalın bir mermer-şist ardalanması varken, güneydoğu kanadında, Tire yöresinde, mermer mercekli mikaşistler bulunur. Yanal ve düşey yönde mikaşistlerle mermerlerin geçişli olması senkinalinin kanatlarının asimetric olmasına neden olmuştur (Şekil 3, enine kesit).

Kayaaltı Formasyonu'nun alt bölümleri, Mahmut Dağı çevresinde dolomitik masif mermerlerden oluşmuştur (Şekil 5), oysa aynı sınır, Bayındır ile Belevi arasında beyaz, koyu gri mermerler ile mikaşistlerin ardalanmasından yapıldır. Bu birimin üst kesimleri masif yapıli zımpara mercekleri içeren mermerlerden oluşmuştur. En üst bölümlerinde ince laminalı mermerlere dönüşen Kayaaltı formasyonu tedrici bir dokanak boyunca Selçuk formasyonu'na geçer.

Kayaaltı formasyonu'nun tabanına yakın olarak, Mahmut Dağı çevresinde, mercek şeklinde kırmızı ve mor renkli fillitler ve laminalı dolomitlerden oluşan bir düzey yer alır. Bu düzeye Çömlekçi üyesi adı verilmiştir (Şekil 5). Altta ve üstte dolomitik mermerlere geçen bu üye, kırmızı mor ve yeşil renkli fillitler, laminalı dolomitler ve metaçakıtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Kırmızı fillitlerin arasında ince laminalı kireçtaşı arakatkıları ve 10-20 cm kalınlıklara varan laminalı dolomitler bulunur. Laminalı dolomitler, rekristalize olmasına rağmen, dalgalı laminalı (wavy lamination) ilksel iç yapılarını korumaktadır ve stromatolitik laminalı dolomitlerin metamorfizmasından meydana geldiği anlaşılır.

Metaçakıtaşları, laminalı stromatolitlerle ardalanmalıdır ve beyaz, sarı renkli kireçtaşı çakıllarından ve kırmızı, siyah renkli çört parçalarından meydana gelmiştir. Metaçakıtaşları, laminalı dolomitlerin çökeldiği ortamda oluşmuş formasyon içi çakıtaşı özelliğindedir.

Akdeniz (1985) bu çakıtaşılarını Mesozo-yik karbonatlarının taban çakıtaşı olarak yorumlamıştır. Akhisar yöresinde de görüle-

ceği gibi, Çömlekçi üyesi dolomitik mermerler içerisinde bir ara düzey ve mercek oluşturur ve taban çakıtaşı olarak yorumlanamaz.

Kayaaltı formasyonu'nun yaşı Akhisar çevresinde fosillerle saptanmıştır. Selçuk bölgesinde, Belevi Köyü kuzeyindeki masif mermerlerin altına gelen mermer-şist ardalanması içinde kötü korunmuş bir mercan fosili bulunmuştur. Köln Üniversitesi'nden Prof.Dr. Ulrich Jux bu fosilin *Procytophora* sp. veya *Isastrica* sp. olabileceğini belirtmiş ve yaşının şüpheli olarak Triyas olduğunu söylemiştir. Birimin üst bölümünü oluşturan masif mermerlerde Selçuk ile Ahmetbeyli arasında (Şekil 3) kötü korumuş olası rudist fosilleri bulunmuştur. Bu verilere göre, Selçuk bölgesindeki verilere dayanarak birimin yaşına şüpheli olarak Triyas-Geç Kretase denilebilir.

Selçuk formasyonu: Bu birim Menderes metamorfiklerinin Bayındır-Selçuk bölgesinde stratigrafik olarak üst bölümünü oluşturur. Selçuk formasyonu, yeşil, koyu gri renkli mikaşistler ile bunlarla ardalanmalı mafik metatüfler, metavolkanitler ve ince laminalı mermer düzeylerinden oluşmuştur. Toplam kalınlığı 500 m nin üzerinde olan birimin içerisinde boyu kilometreye varan zımparalı mermer ve serpantin blokleri bulunur. Bu birim içerisinde, mikaşistler baskındır ve bunlar koyu gri yeşil renklerde muskovit-kuvars şistler, granatlı muskovit-biyotit-kuvars şistlerden oluşmuştur. Mikaşistler, ilksel kayacı, metatüf olan amfibolitlere tedrici geçiş sunar ve amfibolitlerde tedricen mafik metavolkanitlere geçer. Selçuk formasyonu içinde 40-50 m kalınlıklara varan koyu gri renkli ince-orta tabakalı mermer mercekleri, birkaç düzey halinde bulunur ve bu mermerler, yanal yönde şistlere geçişler gösterir.

Selçuk formasyonu'nun değişik düzeylerinde metaserpantinitle yaygındır. Bu metaserpantinitle mikaşistlerle ardalanmalı, yapraklı, granat porfibroblastlı serpantinitle şeklinde görülebileceği gibi yer yer birkaç yüz metre kalınlığa erişen masif iç yapıli kütleler şeklinde de bulunur. Bu ikinci tür serpantinitle şistler içinde blok şekli sunan ve kalınlığı kısa mesafede çok ani olarak azalan kütleler halinde bulunmaktadır.

Serpantinitle de içeren tüm birim, Menderes metamorfizmaları ile birlikte rejyonel metamorfizmaya katılmıştır ve alttaki birimlere uyumlu penetratif yapraklanma sunar. Bu metamorfizma sonucu serpantinitle ya ileri derecede yapraklı iç yapı kazanmış veya masif ve kalın kütleler oluşturan yerlerde, sınırları boyunca şiddetli yapraklanma gelişmiştir. Bu nedenle, içerisinde mafik tüflerin ve volkanitlerin bulunduğu ve sistlerin kaynağını teşkil eden kırıntıların depolandığı Selçuk havzasına, serpantinitle büyük olasılıkla allokton dilimler halinde yerleşmiştir. Aynı yerleşim sırasında zımparalı mermerler de büyük boyutlu kütleler halinde havza içerisinde taşınmış olmalıdır.

Selçuk formasyonu'nun tabanı, Belevi Köyü kuzeyinde, açık mostralarda izlendiği gibi, altında yer alan Kayaaltı formasyonu'na geçişlidir (Şekil 3). Kayaaltı formasyonu'nun en üst bölümleri ince laminalı mermerlere geçer ve bunlarda üste doğru dereceli olarak mikasist-mermer ardalanmasına dönüşür (Şekil 4). Selçuk formasyonu'nun yaşını belirleyecek herhangi bir fosil bulunmamıştır. Fakat stratigrafik geçişli bir dokanak boyunca zımparalı ve rudist kırıntılı karbonatların üzerine gelmesi nedeniyle yaşının Geç Kretase (Kampaniyen-Maestrihtiyen) olacağı düşünülmektedir ve bu birimin alt dokanağının mermerlerle geçişli olması masifin stratigrafik olarak en üst birimi olduğunu gösterir.

Selçuk formasyonu'nun oluştuğu tektonik ortam Candan ve Kun (1989) tarafından masifin içinde uzanan ve Üst Kretase öncesi oluşmuş bir paleomelanj ve yama kuşağı olarak yorumlanmıştır. Üst Kretase öncesi bir yama kuşağını bu alanda oluşturmak mümkün görülmemektedir.

Bu birim, iç yapısı, bloklu özelliği ve kaya türlerine göre İzmir-Ankara Zonu'nda oluşmuş birimlerin metamorfik eşdeğeri olabilir. Bunun dışında, Özkaya (1991) tarafından Alakaya baseni diye adlandırılmış olan masifin güney kanadı boyunca açılmış ve mafik volkanizma türetmiş havzanın devamını da teşkil edebilir.

Selçuk-Bayındır Bölgesinde İzmir-Ankara Zonu'nun Özellikleri:

Selçuk-Bayındır bölgesinin kuzeybatısında İzmir-Ankara Zonu'na ait Bornova karmaşığı, Menderes metamorfizmaları üzerine bindirmiş konumdadır (Şekil 3). Bu bölgede Bornova karmaşığı, iç yapısı şiddetli deforme olmuş ve ilksel stratigrafik ilişkileri tamamen bozulmuş olan bir flişle temsil edilir (Erdoğan, 1990b). Kataklastik deformasyon sonucunda yer yer yapraklanma gösteren bu fliş metamorfik değildir ve içerisindeki mikritik kireçtaşı mercerlerinde Ahmetbeyli kuzeyinde (Şekil 3), bol miktarda *Globotruncana* sp. fosilleri bulunur. Ahmetbeyli çevresinde fliş içerisinde boyları 10 km ye varan dolomitik kireçtaşı blokları bulunmaktadır ve bu blokların çevrelerinde olistostromal malzemeler yer almaktadır. Bu bölgede, karmaşığın içerisinde, özellikle bindirme zonu boyunca yer alan yapraklı serpantinitle bulunmaktadır. Bu serpantinitle Selçuk formasyonu içindeki serpantinitlelerden farklı olarak metamorfik değildir.

Bornova karmaşığı ile Menderes metamorfizmaları'nın sınırı bu bölgede yataya yakın eğimde bir bindirme zonuna karşılık gelmektedir ve yer yer zımparalı mermerler üzerinde korunmuş klipler bulunmaktadır (Şekil 3). Yığılım prizması niteliğindeki Bornova karmaşığı, rejyonel metamorfizma geçirmiş Menderes metamorfizmaları üzerine tektonik bir sıyrılmaya yüzeyi boyunca oturmaktadır. Ahmetbeyli kuzeyinde Bornova karmaşığı'ndan oluşan nap, Menderes metamorfizmaları'nın en yaşlı birimi olan Bayındır formasyonu üzerine doğrudan gelmektedir (Şekil 3). Daha kuzeye ve doğuya doğru bindirme daha genç olan zımparalı mermerlerin üzerine gelmektedir. Bindirme sayı Mahmut Dağı'na doğru izlenirse, Menderes metamorfizmaları'nın KD-GB eksen uzanımlı antiklinal yapısını verev örttüğü açık olarak görülebilir.

Selçuk bölgesinde, İzmir-Ankara Zonu kayalarının Menderes metamorfizmaları üzerine bindirmesinin mekanizması ve yaşını belirtebilecek sonuçlar şunlardır:

1. Bindirme metamorfizmadan sonra gelişmiştir. Metamorfik olmayan Bornova karmaşığı, Menderes metamorfizmaları'nın farklı

Menderes Masifi

seviyeleri olan muskovit-biyotit-kuars şistlerin veya zımparalı mermerlerin üzerine doğrudan oturmaktadır.

2. Bindirme zonu Menderes metamorfitlelerinin yapısal öğelerine verev konumdadır.

3. Bornova karmaşığı'nın hamurundan elde edilen en genç yaş Daniyen'dir (Erdoğan, 1990b) ve dolayısıyla bindirme daha sonra gelişmiştir.

4. Menderes metamorfitleleri'nin ana metamorfizmasının, Bornova karmaşığı'nın Selçuk bölgesinde görülen bindirmesine bağlı olduğunu işaret eden bir veri bulunmamaktadır.

5. Menderes platformu'nun metamorfizması, kuzeyden aşan Likya naplarının yükü sonucu gelişen gömülmeyle izah edilmektedir (Durr, 1975; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1984). Selçuk bölgesinde ilişkiyi aynı mekanizmayla açıklanabilmek için:

i) Önce Menderes platformu'nun kuzey kenedinin kırılarak Likya naplarını oluşturması,

ii) Daha sonra aşınma ile metamorfitlelerin yüzeylenmesi, ve

iii) En sonra da yine İzmir-Ankara Zonuna ait karmaşığın itilerek masifin yüzeylenmiş olan değişik yaştaki birimlerini örtmesi gerekir. Bölgenin jeolojisi gözönüne alındığında iki farklı yaşta itilme ve aralarında bir aşınma fazı açıklanması çok güç bir mekanizma oluşturmaktadır.

AKHİSAR BÖLGESİ

Bu bölgede, altta Menderes metamorfitlelerine ait kalın bir istif bulunur ve bunun üzerine İzmir-Ankara Zonu'na ait karmaşık kayalar yataya yakın bir bindirme zonu boyunca oturmaktadır (Şekil 6, 7).

İncelenen bölgenin doğusunda Demirköprü Barajı'ndan Poyraz Köyü'ne kadar uzanan alanda, önceki çalışmalarda çekirdek gnays adı altında incelenmiş olan birim yüzeylenmektedir (Şekil 6). Gnaysik grantilerden oluşan bu kayaların özellikleri ve Menderes Masifi'nin ana problemlerinden biri olan çekirdek ile örtü ilişkisi ayrı bir yayında incelenecektir. Bu nedenle aşağıda Akhisar yöresinin stratigrafisi anlatılırken gnaysik granitler tartışma dışı tutulmuştur.

Metamorfik istifte altta çok kalın mikaşistlerden meydana gelen Bayındır formasyonu yer alır. Bu birimin üst bölümlerine doğru metamorfizma tedricen azalır ve mikaşistler ile klorit şistler boyunca üstte kristalize kireçtaşlarından oluşan Kayaaltı formasyonu'na geçilir. İstifin en üstünde ise kireçtaşı ve metaçakıtaşı arakatkıları içeren kırmızı-sarı fillitlerden yapıları Hasköy formasyonu bulunur (Şekil 7). Bu birimler Akdeniz ve diğerleri (1980) ve Akdeniz'in (1985) ayırtladıkları istifte tam anlamıyla eşleşmemektedir. Bu nedenle ayrı adlar verilmesi ve her birim alt ve üst sınırlarının yeniden tanımlanması uygun görülmüştür. Yalnızca Hasköy formasyonu bu araştırmacıların verdiği ad altında tartışılmıştır, fakat stratigrafik istifteki yerinin farklı olduğu saptanmıştır. Yine bu araştırmacıların ilk kez adladıkları Çömlekçi formasyonu, bu çalışmada Çömlekçi üyesi adı altında tartışılmıştır, fakat alt dokanağı önceki araştırmacıardan farklı yorumlanmıştır.

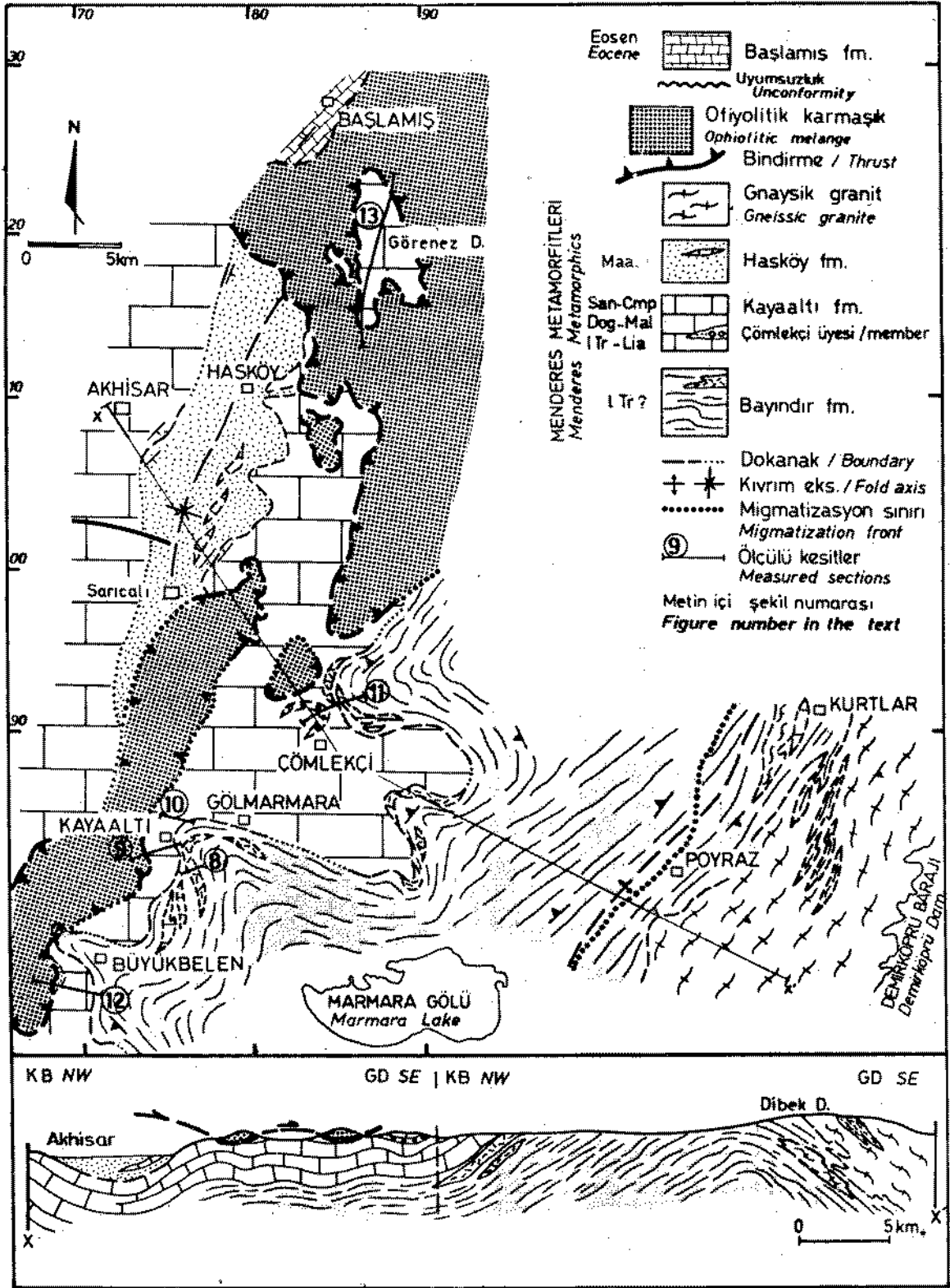
Bayındır formasyonu: Akhisar bölgesinde Bayındır formasyonu Selçuk bölgesine benzer şekilde iki kilometrenin üzerinde kalınlık sunan mikaşist ve kuvars mikaşistlerden meydana gelmiştir.

Muskovit şistler, muskovit-kuars şistler, biyotit-muskovit-kuars şistlerden oluşan birim içerisinde beyaz ve gri renkli mermer mercikleri bulunmaktadır.

Demirköprü Barajı'na doğru gnaysik granitlere yaklaştıkça, mikaşistlerin metamorfizma derecesi artar ve biyotitçe zengin yer yer migmatitik özellikler sunan stavrolitli almandin-muskovit-biyotit şistlere geçilir (Şekil 6).

Akhisar yöresinde Bayındır formasyonu'nun en üst kısmında ve birimin üzerindeki mermerlere yakın olarak belirgin bir stratigrafik düzey boyunca mafik volkanitler ve metatüflerden oluşan mercıklar yer alır (Şekil 6,7). Bu mafik metavolkanitli mercıklar Büyükbelen Köyü'nden başlayarak kuzeybalya doğru Gölarmara, Çömlekçi-Köyü yakınında aynı stratigrafik düzey boyunca 30-40 m kalınlığa erişen mostralalar oluşturur. Mafik metatüfler koyu yeşil renkli, albit porfiroblastlı amfibolitlere dönüşmüştür. Bu benekli amfibolitler mikaşistlerle ardalan-

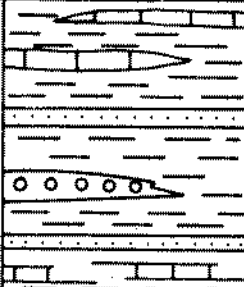
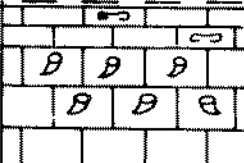
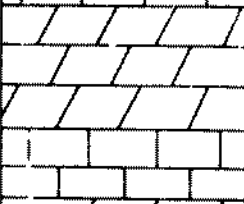
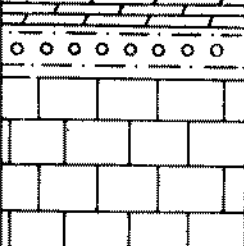
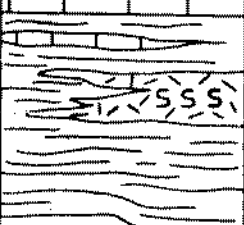
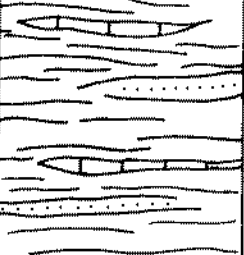
Burhan ERDOĞAN - Talip GÜNGÖR



Şekil 6: Akhisar bölgesinin sadeleştirilmiş jeoloji haritası ve enine kesiti. Ölçülmüş kesit yerleri harita üzerinde metin içerisindeki şekil numaraları ile gösterilmiştir.

Figure 6: Simplified geological map and cross-section of the Akhisar region. Locations of the measured sections are shown on the map, with the same figure number as in the text.

Menderes Masifi

Yas Age	Formasyon Formation	Uye Member	Kalınlık (m) Thickness	Litoloji Lithology	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS
Maestrih.? (Maastrich.?)	Hasköy		~ 500		Sarı kırmızı fillitler, kuvars metakumtaşları, metaçakıltaşları (Yellow-red phyllites, quartz metasandstones, metaconglomerates)
Kampaniyen (Campanian) Santoniyen (Santonian)	Kayaaltı	Çömlükçi	400 - 500		Pelajik kristalize kireçtaşları (Pelagic recrystallized limestones) Rudistli kristalize kireçtaşları (Rudist-bearing recrystallized limest.)
Dogger-Malm			50		Metadolomitler (Metadolomites)
Üst Triyas - Liyas (Upper Triassic Liassic)			100		Pembe-gri mermerler (Pink-gray marbles)
Üst Triyas? Triyas?	Bayındır		40		Mafik metavolkanics, metaserpantinite (Mafic metavolcanics, metaserpentinites)
(Upper Triassic Triassic?)			2000m.		Mikaşistler, kuvars mikaşistler, mermer mercekleri (Micaschists, quartz-micaschists, marble lenses)

Şekil 7: Akhisar bölgesinde Menderes metamorfizmasının genelleştirilmiş stratigrafik sütun kesiti.

Figure 7: Generalized stratigraphic section of the Menderes metamorphics in Akhisar region.

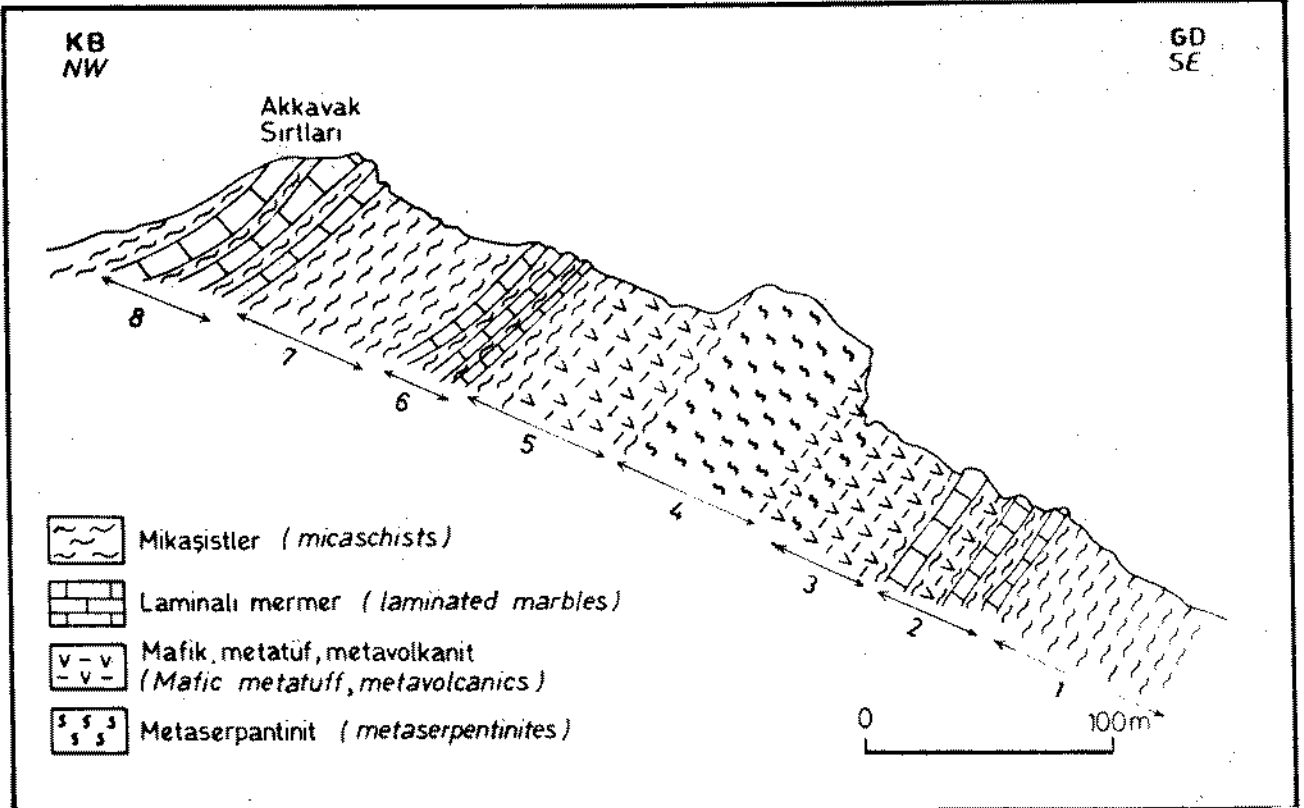
malıdır ve mafik metavolkanitlere geçişler sunar. Metavolkanitlerin kalın ve masif olan kesimlerinde ilksel ofitik ve subofitik doku yer yer korunmuştur.

Mafik metatüfler ve metavolkanitler tedrici olarak koyu yeşil renkli metaserpantinitlere geçer ve bu ilişki Kayaaltı Köyü doğusunda Akkavak sırtları boyunca açık olarak izlenebilir (Şekil 6, 8). Akkavak kesitinden görüleceği gibi altta koyu gri renkli granatlı muskovit-klorit-albit şistler yer alır (1), bunlar üste doğru ince tabakalı mermerler, şistler ve koyu yeşil renkli amfibolitlerden oluşan ardalanmaya geçer (2), bunların üzerine mafik metatüf ve metavolkanitlere geçilir (3) ve bunların üstünde ise metaserpantinitler yer alır (4). Koyu yeşil renkli bu serpantinitler altta ve üste metatüflere geçişlidir (5). Serpantinitlerin üzerinde metatüfler bulunur ve bunların da üzerine mermer laminaları içeren mikaşistler gelir (6, 7, 8). Serpantinitler yer yer ofikalsit özelliği gösterir ve düzensiz şekilli kahverengi kalsiyum karbonat cepleri ve hamur maddesi içermektedir.

Serpantinitlerin ince kesitlerinde ilksel kayanın dokusuna ait herhangi bir ize rastlanılmamıştır ve bu kayalar yönleşme sunan çok ince serpantin kristalciklerinden meydana gelmiştir. Metatüflere geçtiği zonlardan alınan örneklerden serpantin minerallerine ilaveten aktinolit ve amfibol mikrolitleri bulunur. Metatüfler aktinolit ve amfiboller dışında albit porfiroblastları içermektedir.

Metatüf, metavolkanit ve metaserpantinitleri içeren zon, laminalı kireçtaşı düzeyleri ile ardışık şekilde, yanıl yönde düzenli mikaşistler olarak bulunur. Bu zon boyunca bir tektonik karmaşıklık veya bloklu bir yapı bulunmaz. Ayrıca serpantinitlere eşlik eden ofiyolit türü bir malzeme de bulunmaz.

Mafik metatüf ve metavolkanitler, mikaşistlerin köken kayalarının tortullaştığı kırıntılı ortamda, denizaltı volkanizması şeklinde oluştuğu izlenimini vermektedir. Bu kayalarla geçişli olarak bulunan serpantinitler ise komaitik bir volkanizmanın metamorfizması ile oluşmuş olabilir. Bu tür kayalar daha kuzeyde Simav dolaylarında da aynı özelliklerde bulunmuştur (Akdeniz ve Konak, 1979).



Şekil 8: Akkavak Sırtları yaklaşık ölçekli jeolojik enine kesiti. Kesit yeri Şekil 6'da 8 numara ile gösterilmiştir.

Figure 8: Kavak Sırtları sketched geologic cross-section. Location of the section is shown in figure 6 with number 8.

Menderes Masifi

Bayındır formasyonu, mafik merceklerin yer aldığı düzeyin üzerinde, stratigrafik olarak üste doğru, mikasıstler devam eder. Birimin en üst bölümlerinde mermer şist araldanmasından oluşan bir zon ile masif mermerlere (Kayaaltı formasyonu) geçilir. Bu dokanak ilişkisi ileriki bölümlerde ayrıntılı olarak anlatılacaktır.

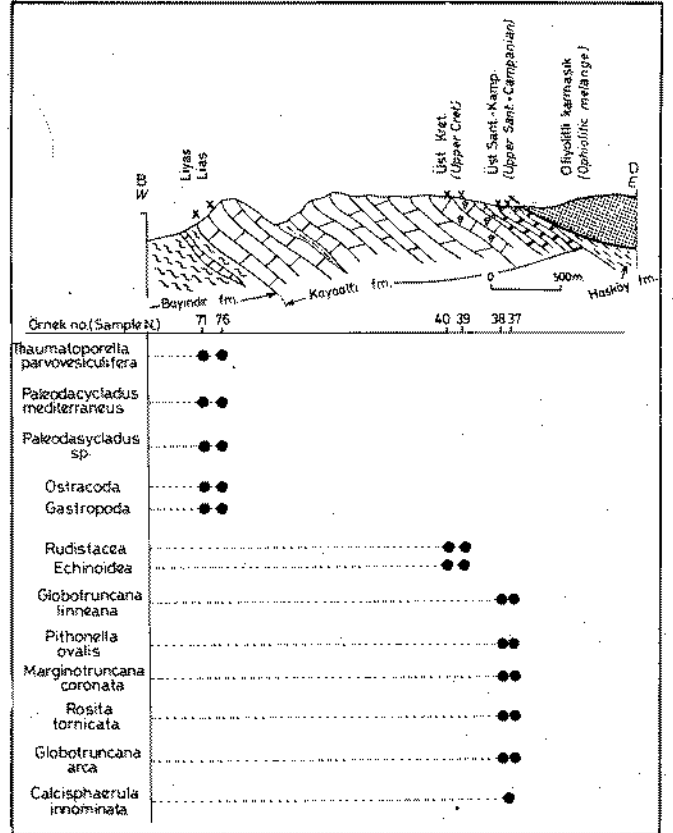
Bayındır formasyonu'nun alt dokanağı incelenen bölgede görülmez. Demirköprü Barajı yakınında gnaysik granitler yüzeylerse de, Jeolojik harita ve kesitten görülebileceği gibi (Şekil 6) gnaysik granitler Bayındır şistlerini migmatitik zonlar boyunca yemiş ve onları gnaysa çevirmiştir.

Bu birimin içerisinde fosil bulunamamıştır fakat üzerindeki karbonatlara tedricen geçer ve Kayaaltı formasyonu'nun en alt düzeylerinde Geç Triyas ve Liyas yaşları elde edilmiştir. Bu yüzden birimin yaşının Triyas olduğu düşünülmektedir (Şekil 7).

Kayaaltı formasyonu: Kayaaltı formasyonu Akhisar bölgesinde mikasıstlerin üzerine gelen masif mermerler, dolomitik mermerler ile kristalize kireçtaşlarından meydana gelmiştir ve toplam olarak 600 metrenin üzerinde kalınlık sunar (ekil 6, 7). Bu birimin içerisinde mercek şeklinde bulunan Çömlekçi üyesi ayrırtlanmıştır. Birimin tipik mos-traları Kayaaltı Köyü çevresinde görülür (Şekil 6, 9). Bu kesitlerde izlenildiği gibi mikasıstlerin üzerine geçişli olarak gelen yer yer pembe damarlı masif mermerlerle başlayan birimin alt düzeyleri Liyas yaş vermektedir ve daha üstte Çömlekçi üyesi mercek şeklinde yer alır ve onun da üzerine oldukça kalın, gri renkli dolomitik mermerler gelir. Birimin en üst bölümlerinde, bu kesit boyunca rudist kırntılı kireçtaşları bulunur ve bunlar da daha üstte gri renkli laminalı pelajik kireçtaşlarına geçer. Bu pelajik fasiyesli kısım *Globotruncana* fosilleri içerir ve Geç Santoniyen-Kampaniyen yaş vermektedir (Şekil 9). Şekil 9'daki ölçülü kesite paralel bir diğer kesit Kayaaltı Köyü'nden başlayarak güneybatı yönünde alınmıştır (Şekil 10). Bu kesitte, altta mikasıstlerin (Bayındır formasyonu) üzerine geçişli olarak pembe damarlı kristalize kireçtaşları gelir. Bu karbonatların yanıl devamından Şekil 9'daki kesitte Liyas fosilleri elde edilmiştir. Masif

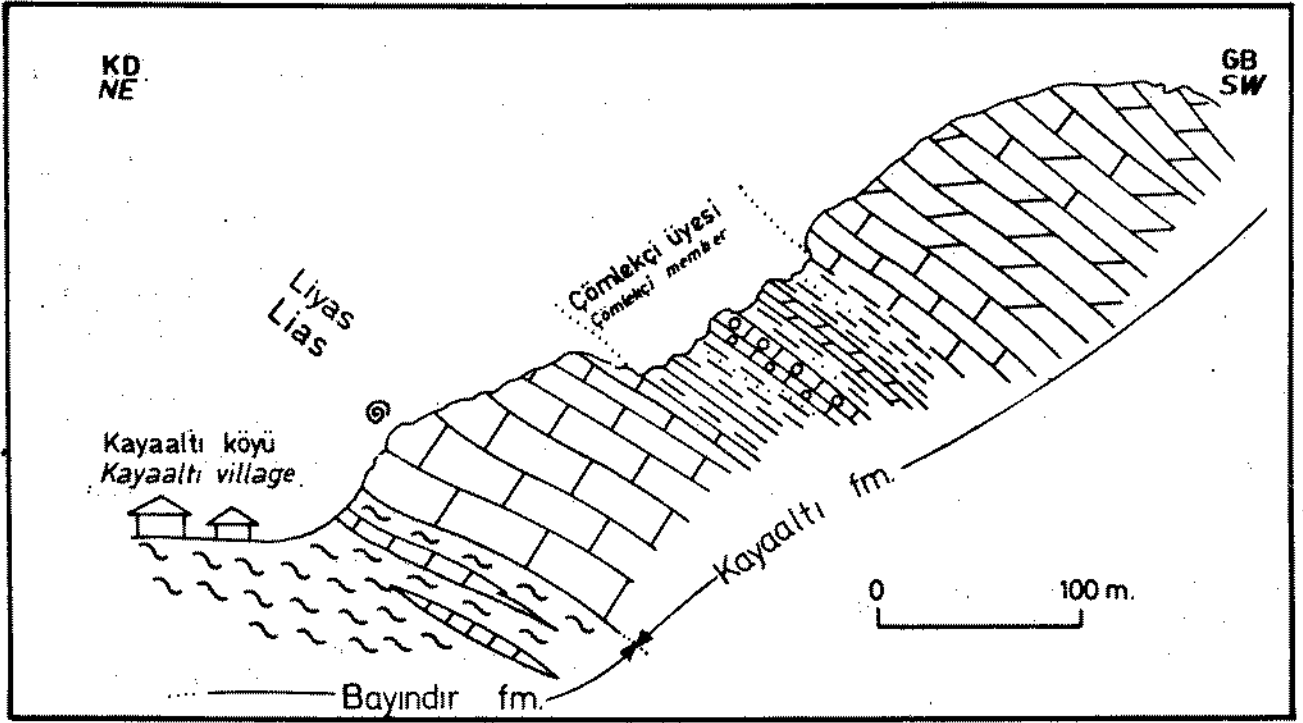
ve kalın tabakalı mermerler ile kristalize kireçtaşlarının üzerinde mercekssel olarak, hem alt hem de üst dokanağı geçişli bir ilişki ile Çömlekçi üyesi yer almaktadır ve kırmızı renkli fillitler ve kireçtaşı araldanmasından meydana gelmiştir.

Kayaaltı formasyonu'na ait diğer bir kesit Çömlekçi Köyü çevresinde alınmıştır Şekil 6. 11). Bu kesitte altta gri masif mermerler ve kristalize kireçtaşları bulunur. Köyün çevresinde bu kireçtaşları içerisinde kırmızı fillitler ve metaçakıllıtaşları ile sarı renkli kireçtaşlarından oluşan Çömlekçi üyesi yer yer gözlenmektedir. Köyün çevresinde gri kireçtaşlarında *Thaumatoporella* sp. fosilleri bulunmuştur ve yaşı Liyas olarak saptanmıştır. Gördes Çayı'nın kuzeybatısında bunların üzerine gelen düzeylerden *Protopeneroplis striata*, *Tubiphytes* sp. ve *Nautiloculina* sp. fosilleri bulunmuş ve Dogger-Malm yaşları elde edilmiştir. Daha kuzeybatıya doğru



Şekil 9: Kayaaltı yaklaşık ölçekli jeoloji enine kesiti. Kesit yeri Şekil 6 da 9 numara ile gösterilmiştir.

Figure 9: Kayaaltı sketched geologic cross-section. Location of the section is shown in figure 6 with number 9.



Şekil 10: Kayaaltı yaklaşık ölçekli jeoloji enine kesiti. Kesit yeri Şekil 6 da 10 numara ile gösterilmiştir.

Figure 10: Kayaaltı sketched geologic cross-section. Location of the section is shown in figure 6 with number 10.

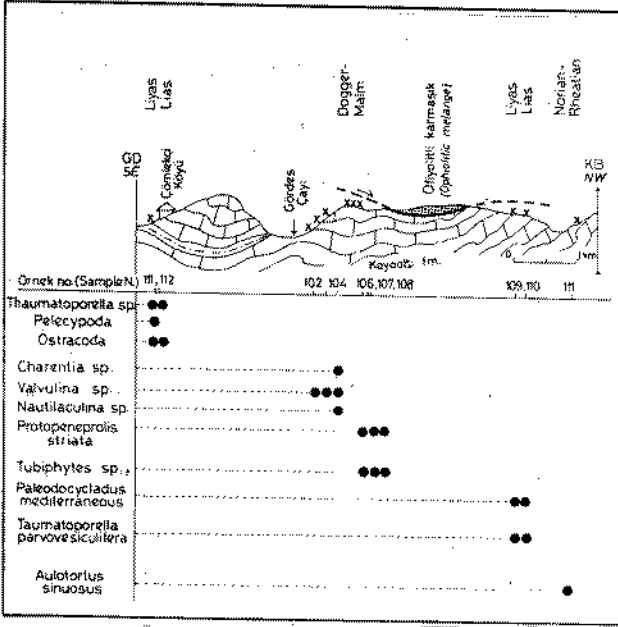
olasılı bir senklinal yapısı oluşturan kireçtaşlarından daha alt düzeylere doğru gidilir ve buralardan *Paleodacycladus mediterraneus* fosili bulunarak Liyas yaşı elde edilmiş ve bunların da altından alınan bir örnekte *Aulotortus sinuosus* fosili bulunmuş ve Noriyen-Resiyen yaşı saptanmıştır.

Kayaaltı formasyonu'nun litolojik özelliklerini, altındaki ve üstündeki birimlerle ilişkisini yansıtan bir kesit Büyükbelen Köyü çevresinde görülür (Şekil 12). Bu kesitte altta mikaşistler ile içerisindeki mafik volkanit merccekleri içeren Bayındır şistleri görülür. Üste doğru mermer-şist ardalanması ile Kayaaltı formasyonu'na geçilir ve birim baskın olarak laminalı dolomitlerden meydana gelmiştir. Bu dolomitler olasılı olarak laminalı stromatolitlerin kristalizasyonundan oluşmuştur. Üste doğru gri, kalın katmanlı kireçtaşlarına geçilir. Kayaaltı formasyonu, bu kesitin en üstünde kırmızı pembe renkli ince laminalı pelajik kireçtaşlarından oluşur ve bunlar da daha üstte kırmızı mor renkli fillitlere geçer. Bu fillitler Hasköy formasyonu'nun tabanına aittir (Şekil 7). Düşük dereceli metamorfik ve yarı kristalize kireçtaşlarından oluşan tüm isti-

fin üzerine ise ofiyolitik karmaşık bindir-miştir (Şekil 12).

Kayaaltı formasyonu'na ait diğer bir kesit incelenen bölgenin kuzeyinde yer alan Görenez Dağı çevresinde yüzeyler (Şekil 6, 13). Görenez Dağı'nda ofiyolitik karmaşığın altından tektonik pencere şeklinde Menderes metamorfikleri yüzlek verir ve tamamen kireçtaşları ve kristalize kireçtaşlarından oluşmuştur. Kayaaltı formasyonu'nun bu yerde tabanı görülmez ve altta çok kalın, düzenli katmanlı gri renkli kireçtaşlarından yapıdır (Şekil 13). Şekilde görüldüğü gibi, kireçtaşlarının alt seviyeleri Malm ve Geç Malm-Erken Neokomiyen yaşlarını vermektedir. İstifin en üstünde ise rudist kavkı parçaları içeren kireçtaşları bulunur, bunlar daha üste doğru bioklastik kireçtaşlarına geçer ve bu biyoklastik kireçtaşları Geç Kampaniyen yaşlarını belirten foraminiferler içermektedir (Şekil 13).

Kayaaltı formasyonu'ndan değişik bölgelerde ölçülen kesitler (Şekil 9, 10, 13), birimin yaşının Geç Triyas'tan (Noriyen-Resiyen) başlayıp Liyas, Dogger-Malm, Erken Kretase ve Geç Kretase'ye (Geç Kampaniyen) kadar devam ettiğini işaret etmektedir.



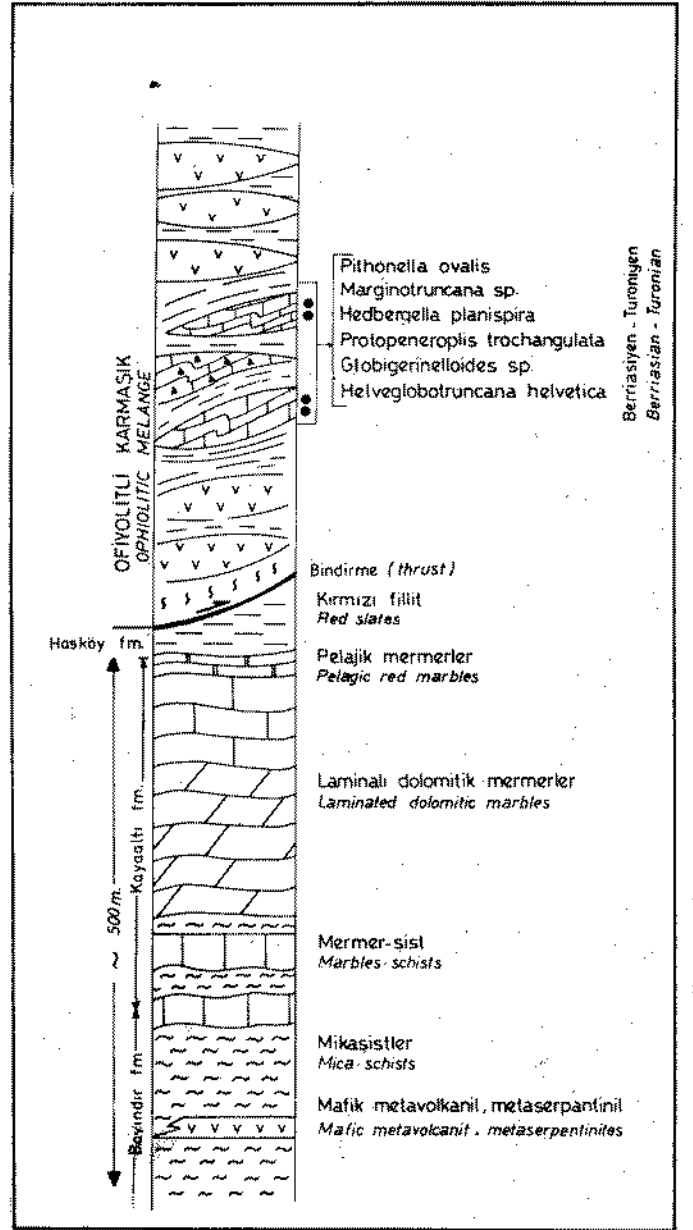
Şekil 11: Çömlekçi yaklaşık ölçekli jeoloji enine kesiti. Kesit yeri Şekil 6 da 11 numara ile gösterilmiştir.

Figure 11: Çömlekçi sketched geologic cross-section. Location of the section is shown in figure 6 with number 11.

Birimin alt dokanağı Şekil 9, 10, ve 12 de görüldüğü gibi düşük dereceli klorit-muskovit şistlerle (Bayındır formasyonu) geçişlidir.

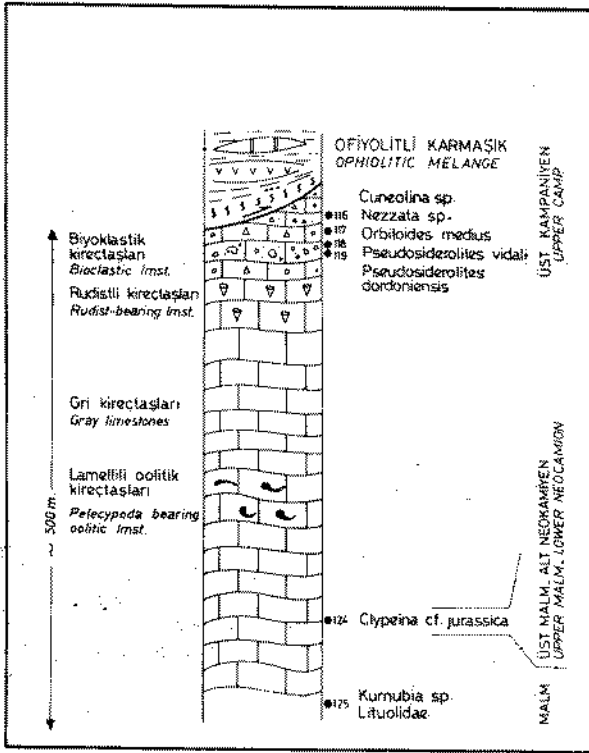
Akdeniz ve diğerleri (1980) ve Akdeniz (1985) bu dokanağı açısız uyumsuzluk sınırı olarak yorumlamışlardır ve Çömlekçi üyesini taban çakıltası olarak kabul etmişlerdir. Bu kırıntılı birimin karbonatlar içerisinde mercek olduğu açıktır (Şekil 9, 10, ve 11) ve daha da altındaki karbonatlardan Liyas yaşları elde edilmiştir (Şekil 9). Birimin üst dokanağı ise Hasköy formasyonu ile düşey geçişlidir.

Hasköy formasyonu: Akhisar bölgesinde, Menderes metamorfizmaları'nın en üst bölümünü Hasköy formasyonu oluşturur. 500 metrenin üzerinde bir kalınlığa erişen bu birim, sarı, mor, kırmızı renklerde fillitler, kuvars kumtaşları, kuvars çakıltılarından oluşur. Birim içerisinde gri renkli ince tabakalı kristalize kireçtaşı mercekleri bulunmaktadır. Hasköy formasyonu'nun başlıca özelliği kırıntılı bir fasiyeste oluşudur. Birimde metamorfizmanın izleri gözlenir. Çakıltıları elemanları yapraklanmaya paralel uzamıştır, fillitlerde yapraklanma



Şekil 12: Büyükbelen genelleştirilmiş dikme kesiti. Kesit yeri Şekil 6 da 12 numara ile gösterilmiştir.

Figure 12: Büyükbelen generalized columnar section. Location of the section is shown in figure 6 with number 12.



Şekil 13: Görenez Dağı genelleştirilmiş dikme kesiti. Kesit yeri Şekil 6 da 13 numara ile gösterilmiştir.

Figure 13: Görenez Dağı generalized columnar section. Location of the section is shown in figure 6 with number 13.

yüzeyleri mika pulları içermektedir ve birimin içerisinde mercekli kireçtaşları yer yer mermerlere dönüşmüştür. Hasköy formasyonu içinde ender olarak, keratofir türü kuvar-sca zengin, altere olmuş ince, yanıl devamsız volkanik arakatıkları bulunmaktadır.

Bu birimin alt dokanağı Kayaaltı formasyonu'nun kristalize kireçtaşları ile uyumlu ve geçişlidir. Büyükbelen kesitinde (Şekil 12), alttaki masif kireçtaşlarından, sarı mor renkli ince laminah mermerlere geçilir ve en üstte ise tabanda mor fillitlerle başlayan Hasköy formasyonu yer alır.

Akhisar'dan Göl-marmara'ya giden yol üzerinde bulunan Sarıçalı Köyü'nün (Şekil 6) yaklaşık 500 m kuzeyinde bu dokanak çok açık olarak görülür. Kayaaltı formasyonu'nun en üst 50-60 metrelik bir kesimi düzgün ve kalın katmanlı çört kırıntılı kireçtaşlarından oluşmuştur. Bu kireçtaşları

Şekil 9'daki rudist kavkı parçaları içeren kireçtaşlarına benzer. Bunların üzerine 10-15 m kalınlıkta kırmızı renkli ince laminah pelajik kireçtaşları gelir ve Şekil 9'daki *Globotruncana*'lı fasiyesin karşılığıdır. Laminah kırmızı kireçtaşları ise kırmızı fillitlere ve kuvarsitlere geçiş sunar. Bu fillitler ve kuvarsit kumtaşları batıya takip edildiğinde Hasköy'den devam eden birimin alt dokanağına bağlanır.

Menderes platformunun neritik karbonatlarla, temsil edilen ve üst bölümünü oluşturan Kayaaltı formasyonundan, pelajik fasiyeste ve bol *Globotruncana* içeren laminah kireçtaşları ile kırıntılı bir birim olan Hasköy formasyonu'na geçilmektedir. Hasköy formasyonu, Geç Kretase'de yaygın ofiyolit üretmiş olan İzmir-Ankara Zonu'nun platforma bitişik kırıntılı kenar fasiyesi olmalıdır. Bu birimin bol kuvars kırıntıları içermesi kıtadan beslenen bir kırıntılı depolanma alanı (depocenter) olduğunu işaret eder.

Akhisar Bölgesinde İzmir-Ankara Zonu'nun Özellikleri:

Akhisar bölgesinde, İzmir-Ankara Zonu ofiyolitik bir karmaşıkla temsil edilmiştir (Şekil 1, 6). İç yapısı tamamen tektonik sıyrılmaya yüzeyleri ile kesilmiş olan bu karmaşığın dilimlerini serpantinleşmiş peridotitler, yapraklı serpantinitletler, gabrolar, yastık lavlar, kırmızı radyolaritler, pelajik kireçtaşları ve yer yer fliš oluşturur. Bu karmaşığın hamuru olabilecek bir birim bulunmamaktadır ve yukarıda sayılan farklı kayalar tektonik sınırlar boyunca üst üste durmaktadır ve dokanakları boyunca yapraklı iç yapı kazanmıştır. Bu gevrek deformasyon özelliğine rağmen ofiyolitik karmaşık metamorfizma geçirmemiştir.

Akhisar bölgesinde ofiyolitik karmaşığın içerisinde bulunan pelajik kireçtaşı dilimlerinden elde edilen fosiller, Şekil 12'deki Büyükbelen kesitinde gösterilmiş olduğu gibi Berriasiyen-Türoniyen yaşını vermektedir.

İzmir-Ankara Zonu'nun güneyinde Manisa ile Seferihisar arasında yüzeyleyen Bornova ile Akhisar arasında yüzeyleyen Bornova karmaşığı'nın hamurun yaşı Geç Kampani-

Menderes Masifi

yen-Maestrihtiyen'e inmektedir (Erdoğan, 1990b). Akhisar bölgesinde İzmir-Ankara Zonu'nun yaşlı olması, ofiyolit üretmiş olan okyanusal havza açılımının daha önceden başlamış olduğunu gösterir.

Akhisar bölgesindeki ofiyolitik karmaşık, İzmir-Ankara Zonu'nun Manisa-Seferihisar arasında yüzeyleyen bölümünü oluşturan Bornova karmaşığında farklılıklar göstermektedir (Şekil 1). Akhisar yöresindeki karmaşığın içinde ofiyolit dilimleri ve kırmızı renkli laminalı radyolaritler çok yaygın bulunmasına karşın Bornova karmaşığında bu litolojiler yoktur ve ancak ana bindirme fayları boyunca yapraklı serpantinler ender olarak bulunmaktadır. Bornova karmaşığının diğer bir farkı, hamurun flišin oluşması ve kilometrelerce uzunlukta neritik kireçtaşı blokları içermesidir.

İzmir-Ankara Zonu'nun bir kolu olan Bornova karmaşığın, sedimenter ve tektonik karmaşık özelliği sunarken, Akhisar yöresindeki ofiyolitik karmaşık baskın olarak tektonik etkinlikler sonucu oluşmuştur. Yukarıda belirtilen farklılıklar nedeni ile İzmir-Ankara Zonu içerisinde birbiriyle oluşum yönünden bağlı olabilecek fakat havzalarının açılımları farklı zamanda gelişmeye başlamış iki ayrı karmaşık ayırtlanmış ve Bornova karmaşığın ve Ofiyolitli karmaşık adlarıyla tanıtılmıştır.

Akhisar bölgesinde, ofiyolitik karmaşık yataya yakın bir bindirme zonu boyunca Menderes metamorfite'nin değişik birimleri üzerinde nap şeklinde durmaktadır (Şekil 1, 6). Ofiyolitli karmaşık metamorfik değildir ve özellikle Şekil 6'da görüldüğü gibi kuzeyde Menderes metamorfite'nin en genç birimi olan Hasköy formasyonu üzerine daha güneyde Kayaaltı formasyonu ve en güneyde de Bayındır şistleri üzerine oturmaktadır. Bindirme yüzeyi Menderes metamorfite'nin iç yapısını, Selçuk-Bayındır bölgesinde olduğu gibi verev olarak örtmektedir (Şekil 6). Daha kuzeyde yaptığı çalışmada Kaya (1981, Şekil 9, 10) Menderes metamorfite'nin gnays birimi üzerine klipler halinde doğrudan doğruya ultramafit dilimlerinin oturduğunu göstermektedir.

MENDERES MASIFI'NİN KUZAY KANADININ STRATIGRAFİSİNİN KARABURUN KUŞAĞI İLE KARŞILAŞTIRILMASI VE BÖLGENİN TEKTONİK EVRİMİ

Menderes Masifi'nin kuzey kanadının Selçuk-Bayındır ve Akhisar bölgelerindeki stratigrafisi Karaburun Kuşağı ile büyük benzerlikler taşır. Bu benzerlikler aşağıda sıralanmıştır:

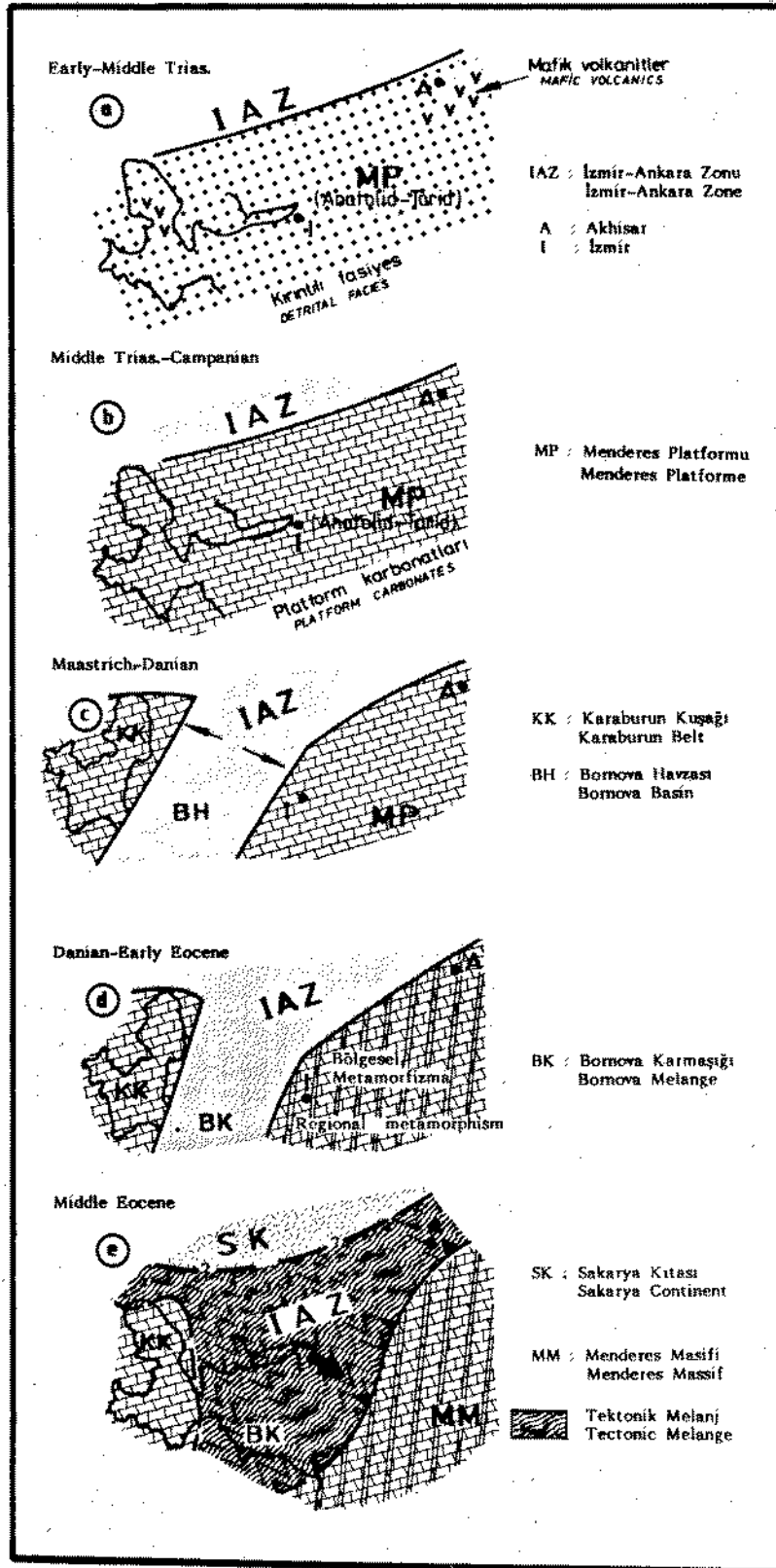
1. Karaburun Kuşağı'nda en altta bulunan Karbonifer yaşlı birimin üzerine çok kalın (2000 m) bir kırıntılı Alt Triyas istifi oturmaktadır (Karareis fm.) (Şekil 2). Kumtaşları, miltaşları ve siyah çörtlerden oluşan bu Alt Triyas istifi içerisinde mafik volkanik ara katkılar bulunur. Bu birim kalınlık ve litolojik özellikleri yönünden Menderes Masifi'nin Akhisar bölgesindeki mafik volkanit düzeyleri içeren Bayındır formasyonu ile eşleştirilebilir (Şekil 7).

2. Karaburun Kuşağı'nda Alt Triyas uyumlu bir dokanakla, üstteki neritik karbonatlara geçer. Üst Kretase'ye kadar devamlı istif oluşturan bu karbonatlar içerisinde, kırıntılı ara düzeyler, stromatolitik laminalı dolomitler (Güvercinlik fm.) ve üstte boksit merccekleri bulunur. En üstte ise *Globotruncana* fosilleri içeren pelajik kireçtaşları ile fliš fasiyesine geçilir (Balıklıova fm.).

Akhisar ve Selçuk-Bayındır bölgelerinde Bayındır şistleri, üstündeki neritik karbonatları geçişlidir. Akhisar çevresinde mermerler ve kristalize kireçtaşları Noriyen-Resiyen'den Üst Kampaniyen'e kadar kesintisiz bir istif sunar, en üstte ise *Globotruncana* fosilleri içeren pelajik karbonatlardan oluşan bir düzey ile kırıntılı fasiyesteki Hasköy formasyonuna geçilir (Şekil 7). Hasköy formasyonu Karaburun kuşağı'ndaki Balıklıova formasyonu'nun kırıntılı fasiyesi ile eşleştirilebilir.

3. Selçuk bölgesinde mermerler içerisinde, kırıntılı düzeyler içeren ve laminalı dolomitler ile ardalanmalı Çömlekçi üyesi bulunur. Bu istifin en üst bölümlerinde zımpara merccekleri vardır ve bunlar Karaburun Kuşağı'ndaki boksit mercceklerinin metamorfik eşdeğerleridir. Selçuk bölgesinde en üstte yer alan bloklu ve mafik volkanitli Selçuk formasyonu, Bornova Karmaşığın veya ofiyolitik

Burhan EROOĞAN - Talip GÜNGÖR



Şekil 14: Menderes Masifi'nin kuzey kesiminin Triyas'dan itibaren tektonik evrimi.

Figure 14: Tectonic evolution of the northern part of the Menderes Massif from the Triassic onward.

Menderes Masifi

karmaşığın metamorfizma geçirmiş eşdeğeri olabilir.

Stratigrafik benzerliklere dayanarak Karaburun Kuşağı'nın Menderes platformunun bir uzantısı ve devamı olduğu sonucuna varılır (Şekil 14). İzmir-Ankara Zonu olasılı Erken Triyas'tan başlamak üzere bu platformun kuzeyinde açılmaya başlamıştır Şekil 14a). Karaburun'daki Karareis formasyonu içindeki mafik volkanitler ve Akhisar'da Bayındır şistleri içerisinde mafik volkanik katkılar bu açılmanın ürünü olmalıdır (Şekil 14a).

İzmir-Ankara Zonu, büyük olasılıkla Karaburun Kuşağı'nın kuzeyinden batıya ve doğuya doğru uzanan bir okyanus oluşturmaktaydı (Şekil 1) ve Karaburun Kuşağı Kampanyen'e kadar Menderes platformuna dahil oldu (Şekil 14b). Anatolit-Torid platformunun devamı olan Karaburun-Menderes Kuşağı, kuzeyinde bulunan bir okyanusa bakan pasif kıta kenarı olarak yorumlanabilir.

Karaburun Kuşağı, Menderes platformundan İzmir-Ankara Zonu içerisindeki bir tali açılma ile Mastrohtiyen-Daniyen'de ayrılmış olmalıdır (Şekil 14c). Bu açılan havza içerisinde, Bornova karmaşığını oluşturacak fliş fasiyesinde kırıntılı kayalar ve mafik volkanitlerden oluşan hamur teşekkül etmiştir.

Daniyen-Erken Eosen arasında (Şekil 14d) İzmir-Ankara Zonu kayaları tektonik melanj haline dönüşmüştür ve gevrek deformasyon sonucu kalınlaşma geçirmiştir (Erdoğan 1990b). Menderes platformunun metamorfizması da aynı zaman aralığında gelişmiştir (Çağlayan ve diğ., 1980; Akdeniz ve diğ., 1980) ve Masifin güney kanadında Paleosen-Alt Eosen metamorfiktir.

Masifin kuzey kenarı boyunca, metamorfizmasını tamamlamış olan istifin üzerine, tektonik melanj haline dönüşmüş olan İzmir-Ankara Zonu kayaları muhtemelen Orta Eosen'den sonra bindirmiştir (Şekil 14'e). Akhisar'ın kuzeyinde Başlamış Köyü çevresinde melanj üzerinde uyumsuz oturan bir Alt Eosen istifi bulunmaktadır (Akdeniz 1980). Kuzeybatı Anadolu'da Kırka çevresinde de ofiyolitik karmaşık üzerinde benzer türde bir Eosen yaşlı istif yer almaktadır (C. Hel-

vacı, 1991 sözlü görüşme). Bu Eosen istiflerinin melanjın sırtında taşınmış olma ihtimalleri olabileceği gibi, bindirme sonrası çökelmiş örtü olmaları da mümkündür ve bu ayrıntılı incelenmesi gereken bir problemidir.

Bölgenin Jeolojik evrimini açıklamada kilit oluşturan sorunların en önemlisi, Menderes Masifi'nin hangi mekanizmayla ve nasıl metamorfizmaya uğradığıdır. Bu konuda bir çok araştırmacının birleştiği ortak görüş Orta Eosen sırasında Anatolit-Torid platformunun kuzey kanadının kırılması ve Likya naplarını oluşturan bu dilimlerin güneye ilerlerken platformun ucunu gömerek metamorfizmaya uğratmasıdır (Dürr, 1975; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1989).

Masifin kuzey kenarından elde ettiğimiz verilerden bazıları bu görüşe uygun düşerken, bazıları ise ters düşmektedir.

A- Kuzeyden ilerleyen Likya naplarının yükü sonucu metamorfizmanın oluştuğunu destekleyen veriler şunlardır:

1. Masifte yapraklanma (penetrative deformation) stratigrafik sınırlara paraleldir ve düşük eğimlidir.

2. Masife ait metamorfik kayaların aşınmasıyla oluşmuş kırıntılı malzeme, ilk kez Neojenin tabanında görülmektedir. Neojen öncesinde Menderes gömülü bir kuşak özelliği taşımaktadır. Bu veriye tek istisna, Hasköy formasyonu içerisinde bol olarak bulunan süt kuvars kırıntılıdır ve bu birimin çökelimi sırasında yakın yörede kratonik bir kaynağın bulunabileceğini işaret etmektedir.

3. Masifte Neojen öncesine ait ve yitme olayına bağlı olarak teşekkül etmiş bir kalkalkalen yüzey volkanizması bulunmamaktadır. Buna karşın, çok büyük hacimlere erişen, granit yerleşimi vardır ve bu granitler önceki çalışmalarda yanlış olarak Prekambriyen çekirdek diye tanımlanmıştır (Erdoğan, hazırlanmakta).

4. Masifin güney kanadında yer alan Likya naplarının ayrıntılı çalışmış olanlar, bunların paleocoğrafik verilere göre daha güneyden kaynaklanamayacağını ileri sürmektedir (M. Meşur, B. Erakman, O.Sungurlu, TPAO Gen.Md., Sözlü görüşme 1990).

5. Bayındır bölgesinde Menderes platformunun en genç birimini oluşturan Selçuk formasyonu'nun içerisinde büyük boyda neritik kireçtaşı ve serpantin blokleri bulunmaktadır. Bu birimin yaşı olasılı Geç Kre-tase'dir ve çökelimi sırasında serpanitinit kütlelerinin Menderes platformunun kuzey kenarına tırmadığı ve formasyonun oluştuğu havzaya taşındığını gösterir.

B- Likya naplarının kuzeyden bindirdiği ve metamorfizmanın bu yüzden olduğu görüşüne ters düşen veriler ise şunlardır:

1. Masifin kuzey kanadı boyunca İzmir-Ankara Zonu'na ait metamorfik olmayan karmaşık birimler, metamorfizmasını tamamlamış olan Menderes istifinin değişik birimleri ve hatta doğrudan gnaysları üzerine oturmaktadır. Bu bindirmeler metamorfizmadan ilişkisiz ve daha sonra gelişmiş yapılar olarak görülmektedir.

2. Likya naplarının bindirmesinin platformun kuzey kanadından başlaması durumunda, en fazla gömülmenin ve dolayısıyla ileri derecede metamorfizmanın Menderes Masifi'nin kuzey kanadı boyunca gözlenmesi beklenirdi. Oysa, Akhisar çevresi, Masif'in fosil içeren ve en düşük derecede metamorfizma geçirmiş bölgesidir.

3. Masif'in kuzey ve orta bölümlerinde Likya naplarının parçaları bulunmamaktadır. Bindirme sonrası Menderes Masifi düşey yükselerek derin bir aşınma geçirmiş olsa dahi bu naplara ait parçaların yer yer korunmuş olması beklenirdi.

4. Menderes Masifi'nde, önceki çalışmalarda, Prekambriyen yaşı gnays diye tanımlanan kayaların, genç gnaysik granitler olduğu son çalışmalarımızda anlaşılmıştır (Erdoğan, hazırlanmakta). Bu genç gnaysik granitler Menderes Masifi'nde çok geniş alanlarda yüzylemektedir. Menderes platformunun gömülmesi ve bölümsel ergimesiyle, bu kadar büyük hacimde granit oluşması petrolojik olarak biraz güç görünmektedir.

5. Likya naplarının masifin en üst birimlerini örten, ilk dilimi Erken Triyas yaşlı Karaova formasyonu ile başlamakta ve stratigrafik olarak üstte karbonatlarla devam etmektedir. Oldukça kalın bir birim olan, Karaova formasyonu, çapraz katmanlanma su-

nan kırmızı renkli kumtaşları ve çakıltaşlarından meydana gelmiştir ve deltaik-karasal bir fasiyeste tortullaşmıştır.

Akhisar ve Selçuk bölgelerinde karbonatların altındaki kırıntılı Bayındır formasyonu denizeldir; Karaburun'da ise pelajik özellikler sunar (Karareis formasyonu). Daha da kuzeyde paleocografik olarak İzmir-Ankara Okyanusu'na geçileceğine göre birimler daha da pelajik olacaktır. Bu yüzden, altında sığ denizel-karasal özellikler taşıyan Karaova formasyonu'nun bulunduğu bir dilimi Karaburun, Selçuk ve Akhisar'ın daha kuzeyine yerleştirmek paleocografik olarak zor görünmektedir.

Sonuç olarak, Menderes Masifi'nin nasıl metamorfizmaya uğradığı henüz tam anlamıyla açıklanmış değildir. Birçok armaştırıcının kabul ettiği Likya naplarının kuzeyden bindirmesi ile gömülerek Menderes platformunun metamorfizma olduğu görüşü jeolojik tüm virelere uygun düşmemektedir.

Farklı bir görüş olarak, Likya napları Masif'in güney kanadından kaynaklanmış ve güneyden bindirerek gömülmeyi sağlamış olabilir. En son çıkan bir yayında, Özkaya (1991) Tefenni napı diye adlandırdığı bir tanesi dışında diğer üç nap diliminin ilksel olduğu alanın Masif ile güneydeki Beydağları otoktonu arasında yer aldığını verilerle göstermektedir. Masif'in güney kanadı boyunca Likya naplarının yükü altında gömülme gelişirken, kuzey kanadın kenarında, yitme zonu yağışın prizması şeklinde melanaj oluşumları gelişmiştir. Hem gömülme ve hem de kuzey ve güneyden etki eden kompresif rejim altında Menderes platformunda reyonel metamorfizma başlamış olmalıdır. Kompresyon ile gömülmenin birlikte etkisiyle platformun kök bölgesinde migmatitik ergimelerle granitik magma cepheleri oluşmuş ve bu cepheler zon ergimleri de yaratarak sığ kesimlere doğru yükselirken yüksek sıcaklık transferine sebep olmuştur. Kompresyon ve yüksek basınç rejiminin hakim olduğu Menderes metamorfizması üzerine cepheler boyunca yüksek sıcaklık metamorfizması eklenilmiştir. Evirgen (1979) Menderes'in yüksek basınç niteliğindeki metamorfizması üzerine gelişmiş yüksek sıcaklık bölgelerinin varlığını ilk kez

Menderes Masifi

saptamış ve "Menderes Masifi tipi" özel bir metamorfizmanın varlığına dikkat çekmiştir.

Dolayısıyla, Menderes Masifi'nin değişik bölgelerinde metamorfizma derecesindeki yükselmeler, o alanların yalnızca napların yükü sonucu ne kadar gömülmüş olduklarına değil, aynı zamanda granitik magma cephelelerine yakın olmasına da bağlı olarak gelişmiştir. Örnek olarak, Akhisar bölgesinde Demirköprü Barajı çevresi, gnaysik granit cephesinin içerisinde bulunduğu için metamorfizma migmatitleşmeye varan derecede yüksektir. Buna rağmen, Göl marmara ile Akhisar arasında, bu cepheden uzaklaştığı için, içerisinde fosillerin yer yer korunduğu düşük dereceli metamorfizma geçirmiş kayalar yüzeylemektedir.

Menderes platformunun kuzey kenarı ile Sakarya Kitası arasında bulunan Okyanusun kapanması sonucu yığılma karmaşıkları oluşur ve tektonikçe kalınlaşırken, Menderes platformu, güney kenarı boyunca yerleşen napların yükü ve kapanma aşamasına erişmiş kuzey kenarın yarattığı kompresyon sonucu metamorfizma geçirmiştir. En son aşamada Sakarya Kitası ile çarpışması sonucu, bu melanj oluşukları metamorfizmasını tamamlamış olan masifin kuzey kenarı boyunca bindirmiştir. Bindiren bu karmaşık kayalar, bölgesel ölçekte düşünüldüğünde sünümlü (ductile) bir materyeldir ve arkadan etki eden stresi ön ucuna iletemedikleri için, uzun mesafeler katedebilecek naplar oluşuramamış ve itilmeler kuzey kenarla sınırlı kalmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma merhum Ozan Sungurlu'nun destekleriyle yapılmıştır ve birçok konuda arazide tartışarak bilgilerinden yararlanılmıştır. Kendisini şükranla anıyoruz. Çalışma T.P.A.O. Genel Müdürlüğü'nün projesi olarak ve özellikle Türksen Erdoğan'ın yardımlarıyla yürütülmüştür. Çalışmalarımızın ileri aşamalarında karşılıklı yazışmalarımız sırasında sayın A.M.Celal Şengör'ün değerli görüş ve önerilerinin büyük yararlarını gördük. Kendisine teşekkür ederiz.

Paleontolojik determinasyonlar Demir Altiner (ODTÜ) ve Engin Meriç (İTÜ) tarafından yapılmıştır. Yayın ilk şekliyle Ali Koçyiğit tarafından okunmuş ve değerli önerileri ile anlaşılır ve daha doğru yazılmasında katkıları olmuştur.

Çizimleri özenle yapan M.Gürle ve S.Karamırnak'a ayrıca teşekkür ederiz.

Makalenin geliş tarihi : 22.8.1991

Manuscript received : 22.8.1991

Yayın inceleme kurulunun onayı : 3.4.1992

Revised manuscript received : 3.4.1992

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akdeniz, N., 1980, Başlamış formasyonu: Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 10, 39-47.
- Akdeniz, N., 1985, Akhisar-Göl marmara-Gördes-Sındırğ Arasının Jeolojisi: İstanbul Üniv., Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Doktora Tezi, 254 s., (Yayınlanmamış).
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979, Menderes Masifinin Sivam dolayındaki kaya birimleri ve Metabazik, Metaultramafik Kayaların konumu: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 175-184.
- Akdeniz, N., Konak, N., Armağan, F., 1980, Akhisar (Manisa) Güneydoğusundaki Alt Mesozoyik kaya birimleri: Türkiye Jeoloji Mühendisliği Kongresi Bülteni, 2, 77-90.
- Akyürek, B. ve Sosyal, Y., 1983, Biga Yarımadası Güneyinin (Savaştepe, Kırkağaç, Bergama, Ayvalık) Temel Jeoloji Özellikleri: MTA Dergisi, 95/96, 1-13.
- Başarır, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda Kalan Menderes Masifi Güney Kanadının Jeolojisi ve Petrografisi: Ege Üniv.Fen Fakültesi, İlim raporlar Serisi, 102, 44 s. İzmir.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1975, Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Karakaya formasyonu'nun Bazı Özellikleri: Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, MTA Enst. 70-77.
- Boray, A., Akat, U., Akdeniz, N., Akçaören, A., Çağlayan, A., Günay, E., Korkmazer, B., Öztürk, E.M. ve Sav, H., 1975, Menderes Masifinin Güney Sınırı Boyunca Bazı Önemli Sorunlar ve Bunların Muhtemel Çözümleri: Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, MTA Enst., 11-20.
- Brinkmann, R., 1971, The Geology of the Western Anatolia: The Geology of Turkey, ed. Campbell, 171-190.
- Brinkmann, R., Feist, R., Marr, W.U., Nickel, E., Schlimm, W. ve Walter, H.R., 1970, Soma Dağlarının Jeolojisi: MTA Dergisi, 74, 41-56.
- Candan, O. ve Kum, N., 1989, Menderes Masifi'nin batısında Paleo-melanj kuşağının varlığı: TPJD Bülteni, 1/3, 237-251.

- Çağlayan, A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H. ve Akat, U., 1980, Menderes Masifi Güneyinde Alt Bulgular ve Yapısal Yorum: Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 10, 9-17.
- Durr, S., 1975, Über Alter und Geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins, SW Anatolien und Seine Äquivalente in der Mittleren Aegais: Doç. Tezi, Marburg, Lahm, Batı Almanya (Yayınlanmamış).
- Durr, S., Alther, R., Keller, J., Okrusch, M., Seidel, E., 1978, The Median Aegean Crystalline Belt: Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism: Alps, Apennins, Hellenids: Inter-Union Commission on Geodynamics, Scientific Report No. 38, 454-477.
- Erakman, B., Meshur, M., Gül, M.A., Alkan, H., Öztaş, Y. ve Akpınar, M., 1986, Fethiye, Köyceğiz, Tefenni, Elmali, Kalkan Arasında Kalan Alanın Jeolojisi: Türkiye 6. Petrol Kongresi Jeoloji Bildirileri, Güven, A., Dincer, A., Derman, A.S., Editörler, 23-32, Ankara.
- Erdoğan, B., 1990a, İzmir-Ankara Zonu ile Karaburun Kuşağı'nın Tektonik İlişkisi: MTA Dergisi, 110, 1-15.
- Erdoğan, B., 1990b, İzmir-Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi: TPJD Bülteni, 2-/1, 1-20.
- Erdoğan, B., Altın, D., Güngör, T. ve Özer, S., 1990, Karaburun Yarımadası'nın Stratigrafisi, MTA Dergisi 111, 1-20.
- Evirgen, M., 1979, Menderes Masifi kuzey kesiminde (Ödemiş-Bayındır-Turgutlu) gelişen metamorfizma ve bazı ender parajenezler: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 109-116.
- Graciansky, P.C., 1965, Menderes Masifi'nin Güney Kıyısı boyunca (Türkiye'nin SW'si) Görülen Metamorfizma Hakkında Açıklamalar: MTA Dergisi, 64, 8-21.
- Kaya, O., 1981, Batı Anadolu Altabindirmesi: Ultramafik birimin ve Menderes Masifi'nin Jeolojik Konumu: Doğa Bilim Dergisi, Atatürk Özel Sayısı, 15-36.
- Konak, N., Akdeniz, N. ve Öztürk, E.M., 1987, Guide Book for Field Excursion Along Western Anatolia, Turkey: I.G.C.P. Project S, Research and Exploration of Turkey (MTA), 42-53, Ankara.
- Okay, A.I., 1984, Kuzeybatı Anadolu'da yer alan Metamorfik Kuşaklar: Ketin simpozyumu, 83-92.
- Okay, A.I., 1989, Denizli Güneyinde Menderes Masifi ve Likya Naplarının Jeolojisi: MTA Dergisi, 109, 45-58.
- Okay, A.I., Siyako, M. ve Bürkan, K.A., 1990, Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi: TPJD Bülteni, c.2/1, 83-121.
- Önay, T., 1949, Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens: Schweiz. Minera. Petrol. Mitt., 29, 359-484.
- Özkaya, I., 1991, Evolution of a Tertiary Volcanogenic Trough in SW Turkey-The Alakaya Basins of the Lycine Belt: Geologische Rundschau, 80/3, 657-668.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1982, Selimiye-Besparmak Yöresindeki (Muğla) Menderes Masifi Kayaların Stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 25, 67-72.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1983, Menderes Grubu Kayaların Temel Örtü İlişkisine Yapısal Bir Yaklaşım (Selimiye-Muğla): Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 26, 99-106.
- Satır, M., Friedrichsen, G. and Friedrichsen, H., 1986, The Origin and Evolution of the Menderes Massif, W-Turkey: A rubidium / Strontium and Oxygen Isotope study: Geologische Rundschau, 75/3, 703-714.
- Schuling, R.D., 1962, Türkiye'nin Güneybatısındaki Menderes Migmatit Kompleksinin Petrolojisi, Yaşı ve Yapısı Hakkında: MTA Dergisi, 58, 71-85, Ankara.
- Schuling, R.D., 1973, The Cyclads: an early Stage of oceanization?: Bull. Geol. Soc. Greece, 10, 174-176.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey: A plate Tectonic Approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Satır, M. ve Akkök, R., 1984, Timing of Tectonic Events in Menderes Massif, Western Turkey: Implications for Tectonic Evolution and Evidence for Pan-African Basement in Turkey: Tectonics, 3, 693-707.

Sinop Havzasında Kaynak Kaya Fasiyesi, Organik Olgunlaşma ve Petrol Oluşumuna Volkanizma ve Çökelme Ortamı Açısından Yeni Bir Yaklaşım

A New Approach to Source Rock Facies, Organic Maturation and Petroleum Formation from the Point of Volcanism and Depositional Environment in the Sinop Basin, Northern Türkiye

SADETTİN KORKMAZ*

ÖZ

Sinop havzasında, kaynak kaya özelliği taşıyan ve siyah renkli şeyllerden oluşan Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu alt kuyu ve yüzey örneklerinin toplam organik karbon miktarları, organik madde tipleri ve olgunlukları birbirlerinden oldukça farklıdır.

Havzada, kaynak kayanın oluşumu ve gelişimi, çökelme ortamının yeri ve özelliği ile yakından ilişkilidir. Jura yaşlı karbonat platformunun parçalanmasıyla gelişen ara havzalarda değişik çökelme fasiyesleri meydana gelmiştir. Özellikle derin ve oksijensiz ortamlarda organik maddece zengin akyah renkli şeyiller oluşmuştur. Buna karşılık daha sığ ve oksijence zengin ortamlardaki çökeller ise organik maddece daha fakirdir.

Organik maddenin olgunlaşmasında ve petrol oluşumunda, birinci derecede Üst Kretase volkanizmasının ısısal etkisinin, daha sonra ise göçürme derinliğinin etkili olabileceği anlaşılmıştır.

ABSTRACT

In the Sinop Basin, surface and well cutting samples collected from the black shaly Lower Cretaceous Çağlayan Formation show different characteristics in terms of total organic carbon content, type of organic matter and maturity.

Source rock formation and its evolution in the Sinop Basin show a close relationship

with the location of depositional environment and its nature. In the intrabasins developed as a result of breakdown of Jurassic carbonate platform, several sedimentary facies are formed. Organic matter-rich shales are formed especially in deep and anaerobic environments. In contrast, sediments deposited in shallow and aerobic environments are poor in organic matter.

Maturity of organic matter and petroleum formation are mainly controlled by the thermal effect of Upper Cretaceous volcanism rather than burial depth.

GİRİŞ

Sinop havzasında yapılan araştırmalara göre, siyah renkli şeyillerden oluşan Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonunun iyi bir kaynak kaya özelliği taşıdığı tespit edilmiştir (Gedik ve Korkmaz, 1984; Korkmaz, 1984). Ayrıca bu formasyon içindeki kumtaşlarından 25 API graviteli petrol sızmaktadır. Bu nedenle havzadaki ana kaya incelemelerinde ilk hedef olarak bu formasyon ele alınmıştır.

Havzada yüzeyleyen ve kaynak kaya özelliği taşıyan birimlerin organik jeokimyasal incelemeleri Gedik ve Korkmaz (1984), Korkmaz (1984), Sonel (1988) ve Korkmaz (1990) tarafından yapılmıştır. Bu makalede ise, yazarın 1984 yılında yüzey örneklerinden elde ettiği sonuçlarla, 1990 yılında kuyu örneklerinden elde ettiği sonuçların karşılaştırılması yapılacaktır.

Yüzey örneklerinin alındığı yer ile sondaj

*K.T.Ü. Müh. - Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, Trabzon

kuyu arasında yaklaşık 8 km.lik bir mesafe bulunmaktadır. Bu kısa aralıkta aynı formasyon organik madde miktarı, organik madde tipi ve olgunluk bakımından oldukça büyük farklılıklar göstermiştir. Bu yazıda, aynı birime ait yüzey ve kuyu örneklerinden elde edilen bu farklı veriler ve nedenleri tartışılacaktır.

GENEL JEOLJİ

Sinop havzası, Pontid kuşağının orta kesiminde yer alır. Havzada Liyas-Kuvaterner zaman aralığında çökelmiş ve kalınlığı 10.000 metreyi aşan tortul istifler yüzeylenir (Şekil 1). Orta Karadeniz (Sinop-Samsun) havzasında yapılan bölgesel ölçekli jeolojik çalışmaların başlıcaları arasında Blumenthal (1940); Badgley (1959); Gayle (1959); Ketin ve Gümüş (1963); Gedik ve diğerleri (1981); Aydın ve diğerleri (1982); Gedik ve Korkmaz (1984) ve Yoldaş ve diğerleri (1985)'ni sayabiliriz. Aşağıda havzanın ana jeolojik özellikleri Gedik ve Korkmaz (1984); Korkmaz (1984) ve Yoldaş ve diğerleri (1985)'den özetlenmiştir.

Orta Karadeniz (Sinop-Samsun) havzasının temelini Jura öncesi yaşlı metamorfik kayalar oluşturur. Bu temel üzerine uyumsuz olarak kumtaşı, marn ve şeyillerden oluşan Liyas yaşlı Akgöl Formasyonu gelir. Bu birimi aşılal uyumsuzlukla, kırmızı renkli konglomeralardan oluşan Bürnük Formasyonu ile kalın tabakalı, masif ve yer yer resifal kireçtaşlarından oluşan Bathoniyen - Kimmericiyen yaşlı Akkaya Kireçtaşı üstler. Akkaya Kireçtaşı üzerine yine uyumsuz olarak siyah renkli şeyillerden oluşan Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonu gelir.

Havzada yüzeyleyen bütün eski birimleri Üst Kretase yaşlı çökeller aşılal uyumsuzlukla üstler. Bu dönemde Santoniyen'de başlayan sedimantasyon İpresiyen'e kadar kesiksiz devam eder. Bu istifin tabanında kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşlarından oluşan Santoniyen-Kampaniyen yaşlı Kapanboğazı Formasyonu yer alır. Bunun üzerine volkanoklastik serilerden oluşan Alt Maestrihtiyen yaşlı Yemişliçay Formasyonu gelir. Havzada geniş alanlarda yüzeyleyen Maestrihtiyen yaşlı Cankurtaran Formasyonu fliš fasiyesinde gelişmiştir. Bu istif üstte doğru beyaz

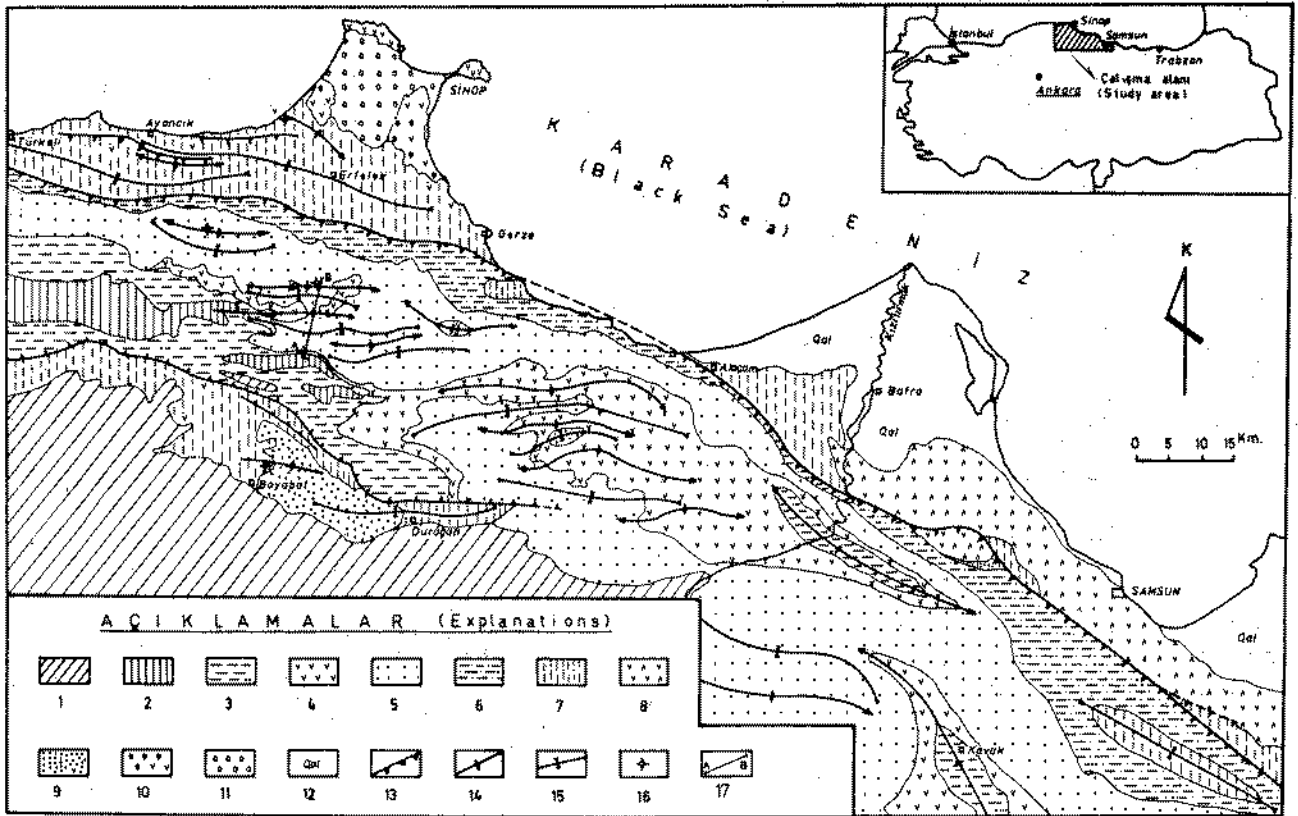
renkli kalsitürbiditlerden oluşan Maestrihtiyen - Paleosen yaşlı Akveren Formasyonuna geçer. Havzada Santoniyen'de başlamış olan sedimantasyon İpresiyen'de kırmızı-bordo renkli kiltası ve marn ardalanmasından oluşan Atbaşı Formasyonu ile son bulur.

Sinop Havzasında, Tersiyer yaşlı çökeller kırıntılı fasiyeslerde gelişmiş olup alttaki bütün birimleri uyumsuz olarak üstlerler. Havzanın kuzeyinde Yenikonak Formasyonu ve güneyinde Gökırmak Formasyonu olarak adlandırılan Lütستیen yaşlı çökeller, tabanda kanal dolguları içeren kalın tabakalı proksimal kumtaşları ile başlayıp üstte doğru türbiditik kumtaşı-marn ardalanması ile son bulurlar. Havzanın kuzeydoğu kesiminde yüzeyleyen Orta Eosen yaşlı Tekkeköy Formasyonu volkano-tortul özelliktedir. Bu birimler üzerine havzanın güneyinde Üst Eosen-Oligosen (?) yaşlı menderesli ve örgülü akarsu çökellerinden oluşan Sakızdağ Formasyonu gelir. Havzanın kuzeyinde ise bu birimleri Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökeller uyumsuz olarak üstler. Bunlardan Miyosen yaşlı Sinop Formasyonu fosilli kireçtaşı, kiltası ve kumtaşlarıyla, Pliyosen yaşlı Sankum Formasyonu ise kum, gevşek kumtaşı ve siltlerle temsil edilirler.

JEOKİMYASAL İNCELEMELER

Sinop havzasında kaynak kaya özelliği taşıyan Alt Kretase yaşlı Çağlayan Formasyonuna ait kuyu ve yüzey örneklerine çeşitli organik jeokimyasal teknikler uygulanmıştır. Bunlar toplam organik karbon miktarı ve vitrinit yansıması ölçümleri ile piroliz (Rock-Eval) analizlerini kapsamaktadır (Tablo 1, 2). Örneklerin toplam organik karbon miktarları Leco analizatörüyle, vitrinit yansıması ölçümleri mikroskop - fotometre yardımıyla, pirolizleri de piroliz aletiyle gerçekleştirilmiştir. Analizler KFA Petrol ve Organik Jeokimya Enstitüsü (Almanya) laboratuvarlarında yaptırılmıştır. Yüzey örnekleri Bürnük Handeresi mevkiinde ölçülen bir kesit boyunca alttan üstte doğru sistematik olarak toplanmıştır. Kuyu örnekleri ise bu yöreden yaklaşık 8 km daha kuzeyde açılan Soğuksu - 1 kuyusunun 1402-2454 metreleri

Sinop Havzasında Petrol Oluşumu



Şekil 1 : Sinop-Samsun (Orta Karadeniz) havzasının basitleştirilmiş jeoloji haritası (Gedik ve Korkmaz, 1984; Korkmaz, 1984 ; Yolbaş ve diğerleri, 1985'den).

1. Metamorfik temel (Jura öncesi), 2. Jura (Akgöl Fm., Bürnük Fm. ve Akkaya Kçt.), 3. Alt Kretase (Çağlayan Fm.), 4. Üst Kretase (Kapanboğazı Fm. ve Yemişliçay Fm.), 5. Üst Kretase (Cankurtaran Fm.), 6. Üst Kretase-Alt Eosen (Akveren Fm. ve Atbaşı Fm.), 7. Orta Eosen (Yenikonak Fm. ve Gökırmak Fm.), 8. Orta Eosen (Tekkeköy Fm.), 9. Üst Eosen - Oligosen (?) (Sakızdağ Fm.), 10. Miyosen (Sinop Fm.), 11. Pliyosen (Sarıkum Fm.), 12. Kuvaterner, 13. Ters faylar, 14. Antiklinal eksenli, 15. Senklinal eksenli, 16. Sondaj yerleri, 17. Şekil-2'deki kesit yeri.

Figure 1 : Simplified geological map of the Sinop-Samsun (Middle Black Sea) basin, northern Türkiye (after Gedik and Korkmaz, 1984; Korkmaz, 1984, Yolbaş et al., 1985).

1. Metamorphic basement (Pre Jurassic), 2. Jurassic (Akgöl Fm., Bürnük Fm. and Akkaya Limestone), 3. Lower Cretaceous (Çağlayan Fm.), 4. Upper Cretaceous (Kapanboğazı Fm. and Yemişliçay Fm.), 5. Upper Cretaceous (Cankurtaran Fm.) 6. Upper Cretaceous - Lower Eocene (Akveren Fm. and Atbaşı Fm.), 7. Middle Eocene (Yenikonak Fm. and Gökırmak Fm.), 8. Middle Eocene (Tekkeköy Fm.), 9. Upper Eocene - Oligocene (?) (Sakızdağ Fm.), 10. Miocene (Sinop Fm.), 11. Pliocene (Sarıkum Fm.), 12. Quaternary, 13. Thrust faults, 14. Anticline, 15. Syncline, 16. Well locations, 17. Cross-section locality in figure - 2.

YAŞ (Age)	Form. adı (Formation)	Örnek No (Sample)	Toplam organik karbon (Total organic carbon)	S ₁ (Mg HC/g)	S ₂ (Mg HC/g)	S ₃ (Mg CO ₂ /g)	Hidrojen indeksi (Hydrogen index) (HI)	Oksijen indeksi (Oxygen index) (OI)	Tmax. (°C)	Jenetik potansiyel (Genetic potential) (S ₁ + S ₂)	Tranformasyon oranı (T. Ratio) (S ₁ /S ₁ + S ₂)	Vitrinit yansımaları (Vitrinite reflectance) (R _o)
ALT KRETASE (Lower Cretaceous)	ÇAĞLAYAN	7	1,94	0,20	4,17	0,26	215	13	428	4,37	0,05	0,54
		6	1,70	0,33	7,28	0,31	428	19	433	7,61	0,04	0,43
		5	0,51	0,01	0,18	0,25	36	49	428	0,19	0,05	0,55
		4	1,57	0,14	3,34	0,61	213	39	431	3,48	0,04	0,63
		3	1,73	0,08	5,96	-	344	-	432	6,04	0,01	0,65
		2	1,41	0,21	5,15	-	365	-	433	5,36	0,04	0,75

Tablo 1 : Kuyu örneklerine ait toplam organik karbon miktarı, piroliz ve vitrinit yansımaları ölçüm sonuçları.

Table 1 : Results of total organic carbon, pyrolysis and vitrinite reflectance of well samples.

YAŞ (Age)	Form. adı (Formation)	Örnek No (Sample)	Derinlik (Depth)	Toplam organik karbon (Total organic carbon)	S ₁ (Mg HC/g)	S ₂ (Mg HC/g)	S ₃ (Mg CO ₂ /g)	Hidrojen indeksi (Hydrogen index) (HI)	Oksijen indeksi (Oxygen index) (OI)	Tmax. (°C)	Jenetik potansiyel (Genetic potential) (S ₁ + S ₂)	Tranformasyon oranı (T. Ratio) (S ₁ /S ₁ + S ₂)	Vitrinit yansımaları (Vitrinite reflectance) (R _o)
ALT KRETASE (Lower Cretaceous)	ÇAĞLAYAN	2	1530	0,41	0,06	0,09	0,08	22	20	451	0,15	0,40	0,77
		3	1760	0,24	0,04	0,01	0,23	4	96	-	0,05	0,80	0,89
		4	1900	0,13	0,01	0,00	0,07	-	54	-	0,01	1,00	0,76
		5	2105	0,11	0,00	0,00	0,09	-	82	-	0,00	-	0,87
		6	2290	0,11	0,01	0,00	0,17	-	155	-	0,01	1,00	0,88
		7	2354	1,17	0,05	0,13	0,27	11	23	498	0,18	0,27	1,02
		8	2356	0,93	0,04	0,06	0,18	6	19	-	0,10	0,40	0,89
		9	2360	1,08	0,04	0,08	0,17	7	16	-	0,12	0,33	0,92
		10	2410	0,93	0,11	0,11	0,83	12	89	-	0,22	0,50	0,92

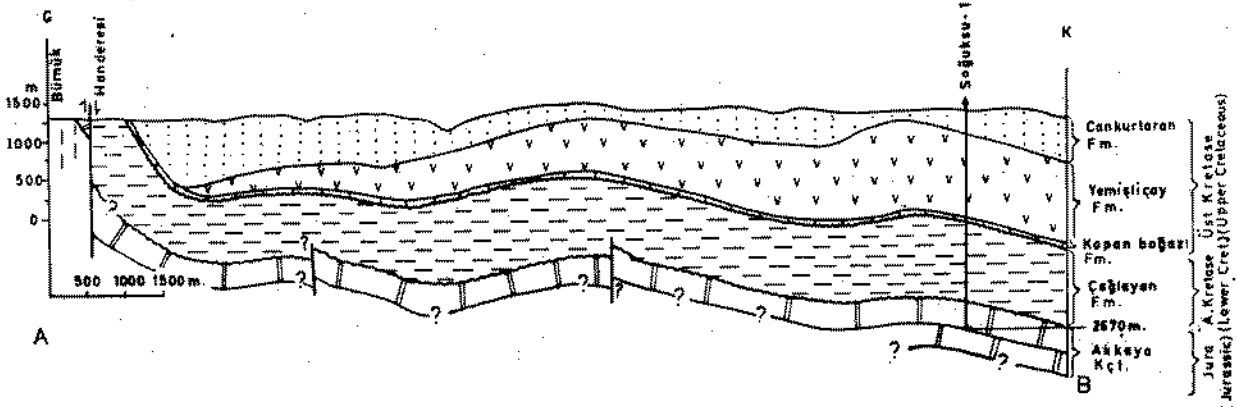
Tablo 2 : Yüze örneklerine ait toplam organik karbon miktarı, piroliz ve vitrinit yansımaları ölçüm sonuçları.

Table 2 : Results of total organic carbon, pyrolysis and vitrinite reflectance of surface samples.

arasından alınmıştır (Şekil 2). Kuyu örneklerinin 2354-2360 metreleri arası karot örneği, geri kalan bölümü ise kesinti örnekleridir.

Organik Madde Miktarı

Organik madde miktarı, kaya içindeki toplam organik karbon (TOK) miktarının ölçülmesiyle belirlenmiştir.



Şekil 2 : Soğuksu - 1 kuyusu ile Bürnük-Handeresi (yüze örneklerinin alındığı yer) arasının jeolojik kesiti (kesiti yeri Şekil-1'de A-B hatta).

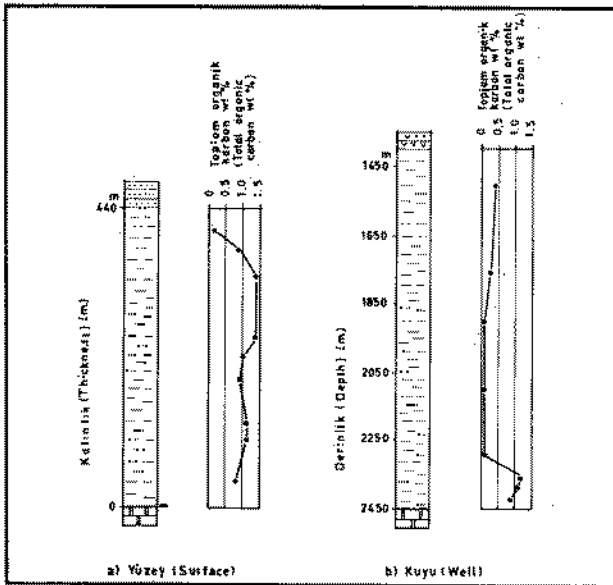
Figure 2 : Geological cross-section between the Soğuksu - 1 well and Bürnük-Handeresi (Cross-section locality in Figure 1, A-B).

Sinop Havzasında Petrol Oluşumu

Toplam organik karbon miktarı kaya içindeki kerojene ilişkin karbon miktarı ile bu kerojenden türemiş fakat kaya dışına atılamamış hidrokarbonlara ait karbon miktarı olup kaynak kaya potansiyeli hakkında fikir verir (Durand ve diğerleri, 1972; Jonathan ve diğerleri, 1976; Tissot ve Welte, 1978).

Yapılan ölçümlere göre, yüzey örneklerindeki toplam organik karbon miktarı % 0.51 ile 1.94 arasında değişmektedir. Ortalama değer ise %1.50 dir (Şekil 3a). Kuyu örneklerindeki toplam organik karbon miktarı %0.11 ile 1.17 arasında değişmektedir. Ortalama ise % 0.57 dir (Şekil 3b). Bu değerlerin önerilen kaynak kaya sınıflamaları ile karşılaştırmaları yapılmıştır.

Kraus ve Parker (1979) toplam organik karbon yüzdesini 0-0.5 zayıf, 0.5-1.0 orta ve 1'den büyük ise iyi olarak, Thomas (1979) ise, 0-0.5 zayıf, 0.5-1.0 orta, 1.0-2.0 iyi ve 2.0'den büyük ise çok iyi olarak yorumlamışlardır. Elde edilen TOK değerleri bu sınıflamalarla karşılaştırıldığında, yüzey örneklerinin çok iyi kaynak kaya olmalarına karşın kuyu örnekleri, zayıf-orta arası kaynak kaya özelliği taşımaktadırlar. Kuyuda sadece 2354 metreden daha derindeki örneklerin TOK miktarı % 1 civarındadır.

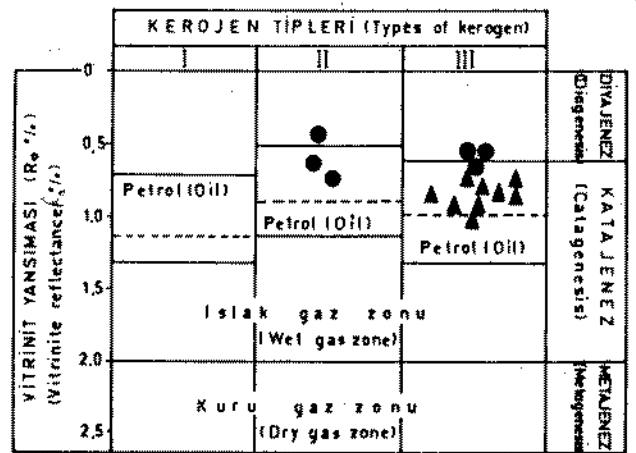


Şekil 3 : Soğuksu - 1 kuyusu ve yüzey örneklerindeki toplam organik karbon miktarlarının dağılımı.

Figure 3 : Distribution of total organic carbon of the well Soğuksu-1, and the surface samples.

Organik Maddenin Olgunluğu

Vitrinit yansımaları ölçümleri organik maddelerin olgunluklarını belirlemede kullanılan en güvenilir yöntemlerden biridir (Urban, 1976; Raynaud ve Robert, 1976; Dow, 1977; Tissot ve Welte, 1978). Vitrinit yansımaları değeri 0-0.5 arası olgunlaşmamış evreyi, 0.5-2 arası olgunlaşmış evreyi ve 2.0 - 4.0 arası ise aşırı olgun evreyi göstermektedir. Petrol türümü ancak olgunlaşmış evrede gerçekleşmektedir (Tissot ve Welte, 1978). Bu nedenle kuyu ve yüzey örneklerinin hangi olgunluk aşamasında olduklarını belirlemek üzere seçilmiş örnekler üzerinde vitrinit yansımaları ölçümleri yapılmıştır. Bu ölçümlere göre, yüzey örneklerinin olgunlukları $R_o = 0.43-0.75$ arasında değişirken kuyu örneklerinde $R_o = 0.76 - 1.02$ arasında değişim göstermektedir. Kuyu örneklerindeki minimum olgunlaşma yüzey örneklerindeki maksimum olgunlaşmadan daha büyüktür. Dolayısıyla kuyu örneklerinin tamamı petrol üretebilecek olgunluk evresine erişmişlerdir. Buna karşılık yüzey örneklerinin alındığı istifin sadece alt seviyeleri yeterli olgunlukta dırlar. İstifin üst seviyelerinden alınan örnekler ise diyajenez aşamasında olup henüz olgunlaşmamış kaynak kayalardır (Tablo 3).



Tablo 3 : Vitrinit yansımaları ve kerojen tipi açısından petrol ve gaz zonlarının yaklaşık sınırları (Tissot ve Welte, 1978) ile kuyu ve yüzey örneklerinin dağılımı.

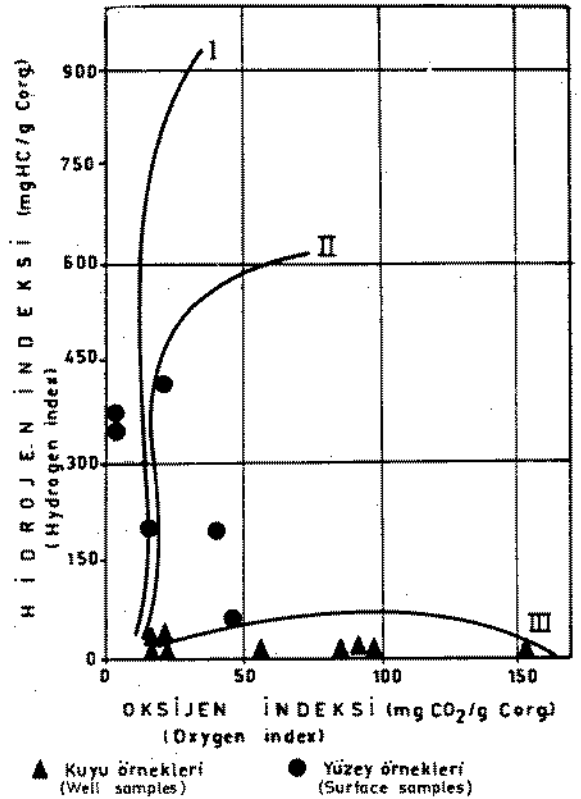
Table 3 : Approximate boundaries of oil and gas zones in terms of vitrinite reflectance and kerogen types (Tissot and Welte, 1978) and distribution of surface and well samples).

Organik Madde Tipi

Havzadaki kaynak kayaların organik madde tiplerini belirlemek üzere örneklerin Rock Eval aletiyle (Espitalié ve diğerleri, 1977) pirolizleri yapılmıştır. Analiz sırasında önce serbest hidrokarbonlar (S_1) açığa çıkar, daha sonra kerojenin parçalanması sonucu yeni hidrokarbonlar (S_2) oluşur. Ayrıca piroliz sırasında bir miktarda CO_2 açığa çıkar (S_3). T_{max} değeri piroliz sırasında kerojenin parçalanması sonucu açığa çıkan hidrokarbon miktarının maksimuma ulaştığı sıcaklığı göstermektedir. Bu ölçümlerden yararlanarak genetik potansiyel ($S_1 + S_2$), transformasyon oranı ($S_1 / S_1 + S_2$), hidrojen indeksi (HI) $S_2/Corg.$ ve oksijen indeksi (OI) $S_3/Corg.$ değerleri hesaplanmıştır (Tablo 1, 2).

Kaynak kayaların içerdiği organik madde tiplerinden yararlanarak hidrokarbon potansiyeli taşıyıp taşımadıkları belirlenebilmektedir (Tissot ve Welte, 1978; Peters, 1986). Analizlere göre kuyu örneklerinin tamamı 0-22 arasında değişen düşük HI değerleri vermiştir. Aynı örneklerin OI değerleri ise 16-155 arasında olup, çoğunluğu normal değerlerdir. Dolayısıyla kuyu örneklerinin tamamı çok az petrol potansiyeli taşıyan tip III kerojen içermektedir. Buna karşılık yüzey örneklerinin bir bölümü tip II, bir bölümü ise tip II ve III arası, az bir kısmında tip III kerojen içermektedir. Özellikle tip II kerojen içeren kaynak kayalar petrol türetebilecek potansiyele sahiptirler (Tablo 3, 4).

Jenetik potansiyel (S_1+S_2) değerleri kaynak kaya hakkında nicelik yönünden bir fikir vermektedir. Jenetik potansiyel değeri, kaynak kayalarda 2 kg/tondan az olursa zayıf kaynak kaya, 2-6 kg/ton arasında olanlar orta derecede potansiyele sahip kaynak kaya ve 6 kg/tondan daha fazla olanlar ise iyi derecede potansiyele sahip kaynak kaya olarak sınıflanmaktadır (Tissot ve Welte, 1978). Buna göre Tablo 1 ve 2'de verilen yüzey örneklerinin genetik potansiyel değerleri yer yer iyi potansiyele sahipken, kuyu örnekleri son derece düşük değerdedir. Dolayısıyla kuyu örneklerinin hiç bir petrol potansiyelleri yoktur.



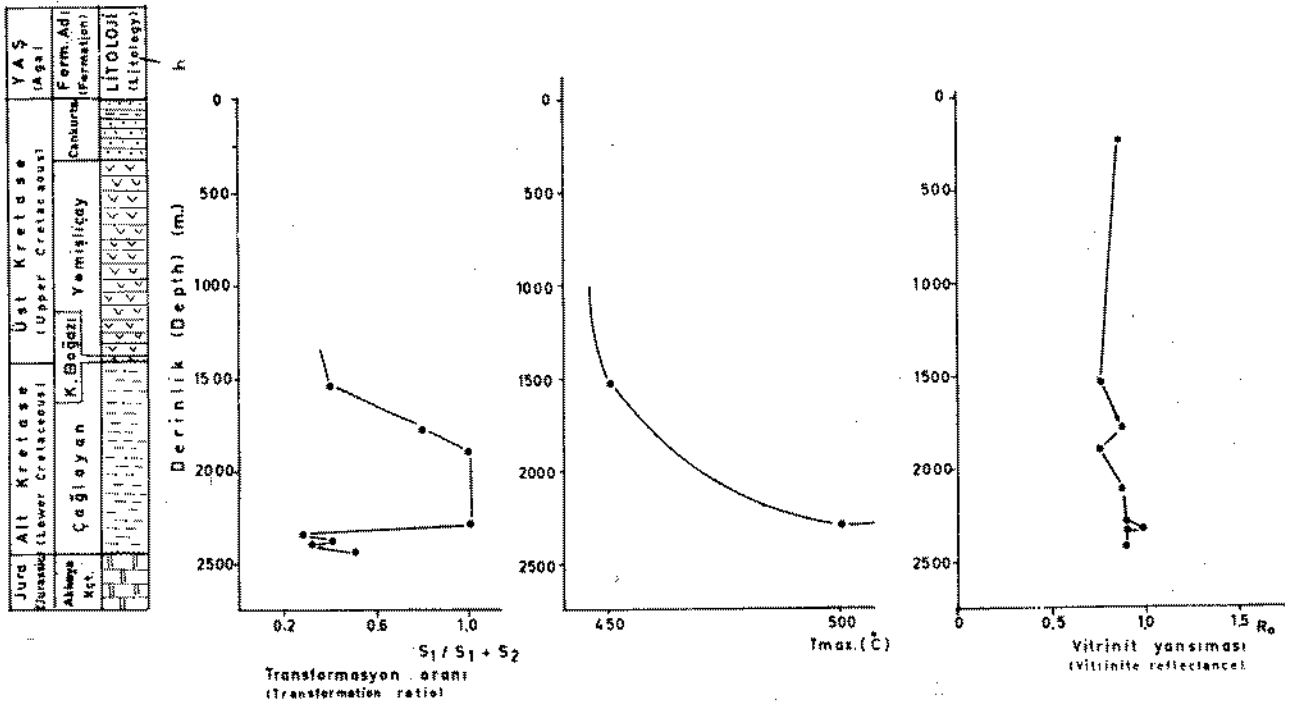
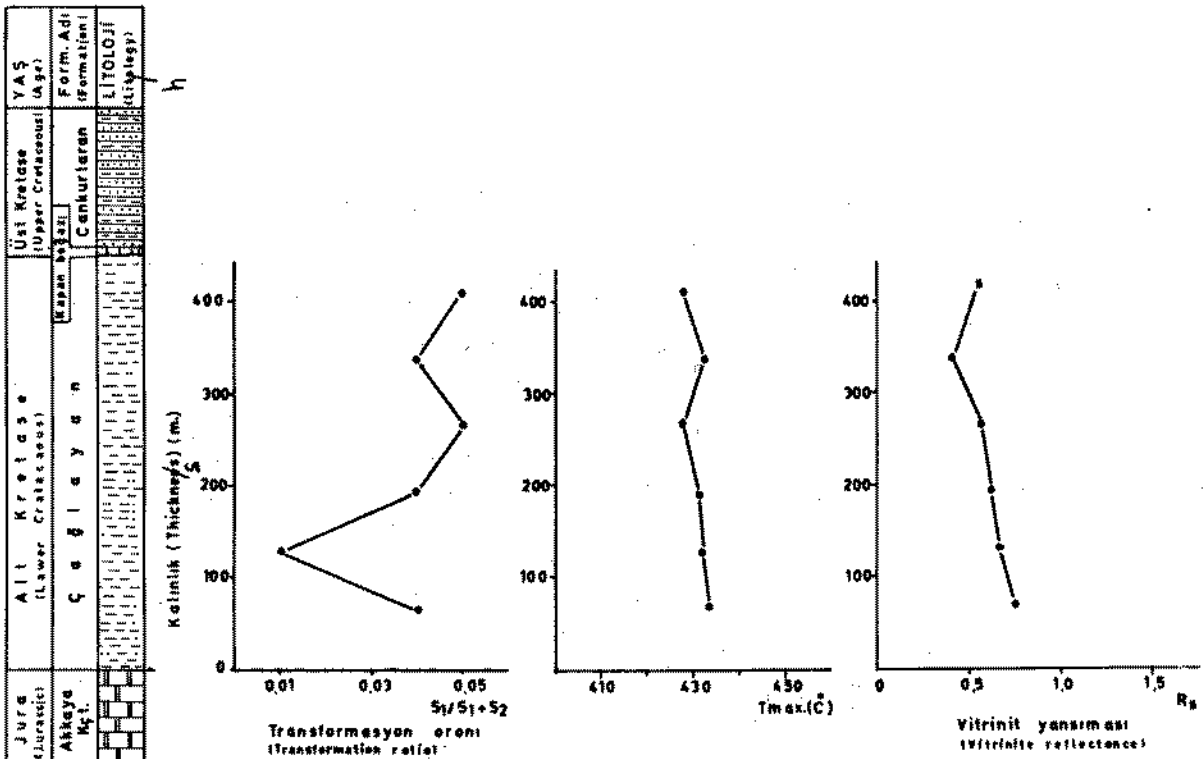
Tablo 4 : Organik madde tipinin hidrojen ve oksijen indekslerine göre sınıflaması (Espitalié ve diğerleri, 1977). Kuyu ve yüzey örneklerinin dağılımı.

Table 4 : Type of organic matter in terms of hydrogen and oxygen indices (Espitalié et al., 1977) and distribution of surface and well samples.

Olgunlaşmaya Etki Eden Faktörler

Yüzey örneklerinin bir bölümü henüz diyajenez aşamasında olup olgunlaşmamışlardır. Bir bölümü ise katajenez evresinin ilk olgunluk safhasına karşılık gelmektedir. Halbuki kuyu örnekleri tam olarak hidrokarbon türetebilecek olgunluğa erişmişlerdir (Tablo 3). Ancak kuyu örneklerinden elde edilen transformasyon oranı, T_{max} ve vitrinit yansıması değerleri derinliğin fonksiyonu olarak incelendiği zaman bunların düzenli bir artış göstermeyip anormal sapmalara uğradıkları görülmüştür (Tablo 5). Bunun nedenini havzada yaygın olarak gözlenen Kretase yaşlı volkanizmaya bağlayabiliriz. Hatta kuyudaki bu sapmaları siyah şeyiller içinde bazı seviyelerde gözlenen volkanik düzeyler ve bunların neden olduğu yüksek sıcaklıkla açıklayabiliriz. Özellikle kuyu örnekleri transformasyon oranı ve T_{max} açısından in-

Sinop Havzasında Petrol Oluşumu

Tablo 5 : Kuyu örneklerine ait transformasyon oranı, T_{max} ve vitrinit yansımaları - derinlik diyagramı.Table 5 : Plot of depth - transformation ratio, T_{max} and vitrinite reflectance of well samples.Tablo 6 : Yüze örneklerine ait transformasyon oranı, T_{max} ve vitrinit yansımaları - tortul kalınlığı diyagramı.Table 6 : Plot of sediment thickness - transformation ratio, T_{max} and vitrinite reflectance of surface samples.

celendiği zaman bunların bir bölümünün 1500-2300 metreler arasında aşırı olgun oldukları görülür.

Yüzey örneklerine ait transformasyon oranı, T_{max} ve vitrinit yansıması değerlerinin tortul kalınlığına bağlı olarak değişimleri incelendiği zaman, T_{max} ve vitrinit yansımasının düzenli bir artış gösterdiği ve istifin taban seviyelerinde petrol oluşumu için yeterli olgunluğa eriştiği görülür. Transformasyon oranındaki sapmaları ise örnekleri yüzeysel oksidasyondan etkilenmesine bağlayabiliriz (Tablo 6).

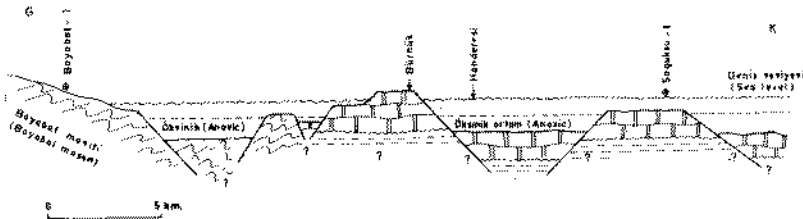
Havza Pontid volkanik kuşağının kenarında yer alıp, Üst Kretase'de yoğun volkanizmanın etkisindedir. Havzada Çağlayan formasyonunu, kırmızı renkli biyomikritik kireçtaşları ile bunun üzerinde kalınlığı bin metreye ulaşan volkano-klastik çökeller örter. Kuyuda, Alt Kretase yaşlı şeyiller içerisinde seviyeler halinde, Üst Kretase'de ise yaklaşık bin metrelik bir volkano-klastik seri kesilmiştir. Buna karşılık, yüzey örneklerinin alındığı yörede ise siyah şeyiller üzerine doğrudan doğruya Üst Kretase yaşlı flišlerden oluşan çökeller gelmektedir. Dolayısıyla volkanizmanın etkilerine yüzey örneklerinin alındığı bölgede rastlanmamıştır. Bu nedenle kuyuda gözlenen yer yer aşırı olgunluk değerlerini ve bu olgunluktaki çeşitli sapmaları öncelikle volkanizmanın ısısal etkisiyle açıklayabiliriz. Benzer şekilde volkanizmanın petrol oluşumunu hızlandırıcı bir etki yaptığı diğer çalışmalarla da gösterilmiştir (Pelin, 1981; Simoneit ve diğerleri, 1981; Peters ve diğerleri, 1983).

Volkanizmanın ısısal etkisinin yanında olgunlaşmaya etki eden ikinci faktör çökel kalınlığıdır. Kuyuda kaynak kayanın üzerinde 1402 metre kalınlığında bir istif kesilmiştir. Halbuki yüzey örneklerinin alındığı yörede kaynak kaya üzerindeki çökel kalınlığı ise sadece bir kaç yüz metre olup, faylanma ve aşınma nedeniyle kaynak kaya yüzeye çıkmıştır.

Kaynak Kaya Fasiyesinin Oluşumu ve Çökelme Ortamının Evrimi

Sinop havzasında yapılan arazi çalışmaları Alt Kretase yaşlı Çağlayan formasyonunun değişik fasiyeslerde geliştiği gözlenmiştir. Bu fasiyeslerin başlıcaları, siyah renkli şeyl-marn ardalanması, kireçtaşı olistolit ve olistostromları içeren kumtaşı, şeyl ve marn ardalanması, jips içeren kumtaşı, marn ve şeyl ardalanması, plaj kumtaşı fasiyesleri ile olağan fliš fasiyesleridir. Formasyon bu değişik fasiyeslerin yanısıra oldukça farklı kalınlıklara sahiptir. Birimin kalınlığı 100 m ile 1500 m arasında değişim gösterir (Gedik ve Korkmaz, 1984; Korkmaz, 1984).

Bu formasyonunun kısa mesafeler içerisinde fasiyes ve kalınlık değişiklikleri göstermesi doğrudan doğruya çökelme ortamı ile ilgilidir. Jura-Alt Kretase döneminde Pontidler karbonat platformu özelliğindedir. Ancak Doğu Pontidler bu özelliğini Alt Kretase sonuna kadar korurken, Batı Pontidlerde durum daha değişiktir. Sinop havzasını da içine alan Batı Pontid karbonat platformu Jura sonunda bölgesel tektonik nedeniyle duraysızlaşarak parçalanmaya başlar. Bu par-



Şekil 4 : Jura karbonat platformunun parçalanması ve Alt Kretase dönemindeki çökelme ortamlarını gösterir şematik kesit (Yer adları ve kuyu lokasyonları yaklaşık bugünkü konumlarındadır).

Figure 4 : Sketch section showing depositional environments and breaking-up of the Jurassic carbonate platform in the Lower Cretaceous. Locations and well positions are in the present day position).

Sinop Havzasında Petrol Oluşumu

çalanan platform üzerinde Alt Kretase döneminde yeni çökel havzaları oluşmaya başlar. Sinop havzasında oldukça değişik fasiyeslerde gelişmiş olan Alt Kretase yaşlı Çağlayan formasyonunun oluşumunu ancak bu değişik ortam özellikleri ile açıklayabiliriz (Şekil 4).

Karbonat platformunun parçalanması ile oluşan ara havzalar birbirlerinden eşiklerle ayrılıyordu. Bu ara havzalardaki çökel tipi ve kalınlığı, bu havzaların büyüklükleri, derinlikleri ve sediman kaynak alanına olan uzaklıkları ile doğrudan ilişkilidir. Derin ve akıntısız ortamlarda aneorobik (oksijensiz) koşullar gelişirken, daha sığ ve akıntılı ortamlarda muhtemelen aerobik (oksijenli) koşullar egemen olmuştur. Dolayısıyla kuyu ve yüzey örnekleri arasındaki organik madde miktarı farklılıkları ancak bu değişik ortam özellikleri ve organik maddelerin yer yer oksidasyondan korunması ile açıklanabilir. Buna göre, yüzey örneklerinin alındığı yer aerobik ortam özelliği taşıırken, kuyunun açıldığı yöre aneorobik ortam şartlarında gelişmiştir. Bu ortamlar ve çökel tipleri Demaison ve Moore (1980) ve Demaison ve Holck (1984) tarafından tanımlanan ortam ve fasiyeslerle benzerdir. Buna göre yüzey örneklerinin alındığı yöre kapalı havza (silled basin) olup, petrol ve gaz potansiyeli taşıyan organik fasiyes II ve III içermektedir. Kuyunun bulunduğu yöre ise oksijen etkisinde bir havza (ventilated basin) olup, gaz potansiyeli taşıyan organik fasiyes III ve hiç bir potansiyel taşımayan organik fasiyes IV kapsamaktadır.

Yüzey örneklerinin alındığı yerdeki ana kayalar çok az kumtaşı, kilitaşı arakatmanları içeren siyah renkli şeyllerden oluşmuştur. Bunlar fosilce son derece fakir olup, piril içerirler. Ayrıca organik jeokimsiyal incelemeler bunların tamamen aneorobik ortam şartlarında çökeldiğini göstermektedir. Kuyunun taban seviyelerinin yine organik maddece oldukça zengin, üste doğru ise, yine organik maddece son derece fakir şeyillerden oluştuğu gözlenmiştir. Kuyuda sadece 2354 metreden daha derinde organik madde miktarının fazlalığını Çağlayan formasyonu havza tabanının oksidasyondan korunması ile açıklayabiliriz.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Havzada yapılan organik jeokimsiyal incelemelere göre, yüzey örneklerinin bir bölümü henüz olgunlaşmamışlardır. Bu örneklerin diğer bölümü ise petrol oluşum zonuna girmişlerdir. Buna karşılık kuyu örneklerinin tamamı petrol oluşumu için yeterli olgunluğa erişmişlerdir.

Bu birimin, kısa mesafede ve yanal yönde oldukça farklı olgunluk göstermesini iki şekilde açıklayabiliriz. Bunlardan birisi gömülme derinliğidir. Kuyuda kaynak kaya üzerinde 1402 metre kalınlıkta bir istif varken, yüzey örneklerinin alındığı yerde örtü kalınlığı birkaç yüz metreyi geçmez. Kaynak kaya bu yörede faylanma ve aşınma nedeniyle yüzeylemiş durumdadır. Dolayısıyla kuyu ve yüzey örnekleri arasında farklı derinliklere bağlı gömülmeler nedeniyle olgunlaşmalar da farklı olabilir.

Olgunlaşmaya etki eden ikinci ve önemli faktör ise Üst Kretase volkanizmasının ısısal etkisidir. Kuyuda ana kaya üzerinde 1056 metrelik bir volkano-klastik seri kesilmiştir. Ayrıca kuyuda kaynak kaya içerisinde yer yer volkanik siller de kesilmiştir. Havzada bu volkanik aktivite, olgunlaşmayı ve petrol oluşumunu hızlandıran önemli bir faktördür. Buna karşılık yüzey örneklerinin alındığı yörede kaynak kaya üzerine doğrudan doğruya flišler gelir. Dolayısıyla volkanik aktivitenin ulaşmadığı bu yöredeki kaynak kayaların olgunlaşmasına volkanizmanın hızlandırıcı etkisi olmamıştır.

Kuyu ve yüzey örnekleri arasında organik madde miktarı ve tipi açısından da çok önemli farklar vardır. Kuyu örnekleri organik madde miktarı açısından son derece fakir, buna karşılık yüzey örnekleri organik madde miktarı bakımından oldukça zengindir. Kuyu ve yüzey örnekleri arasındaki bu önemli farklılığı her şeyden önce çökeltme ortamı açısından irdelemek gerekir. Buna göre, yüzey örneklerinin alındığı yörede ortam aneorobik koşullarda gelişirken, kuyunun bulunduğu yörede aerobik ortam şartları hüküm sürüyordu. Bu iki yer arasında böyle bir olayın gerçekleşebilmesini ancak bir eşigin varlığı ile açıklayabiliriz. Muhtemelen, par-

çalanmış platform üzerinde gelişen ara havzalar eşiklerle birbirlerine bağlanıyordu. Özellikle derin, akıntısız ve oksijensiz ortamlarda aneorobik şartlar egemendi. Dolayısıyla organik maddelerin oksidasyondan korunduğu bu ortamlarda organik madde miktarı da yüksek olmaktadır (Şekil 4). Kuyu örneklerindeki organik madde miktarı ve tipi bunların daha çok karasal kökenli olduklarını ve ortamın başlangıçta aneorobik daha sonra ise aerobik ortama dönüştüğünü göstermektedir. Dolayısıyla havzada gözlenen petrol oluşumları esas olarak çökeltme ortamı, volkanizmanın ısısal etkisi ve gömülme derinliği gibi faktörler tarafından kontrol edilmektedir.

Sonuç olarak, Sinop havzasında kaynak kaya fasiyesinin oluşum ve gelişiminde, çökeltme ortamının yeri ve özelliği çok büyük önem taşımaktadır. Ayrıca organik olgunlaşma ve petrol oluşumunda birinci derecede volkanizmanın ısısal etkisinin, daha sonra ise gömülme derinliğinin etkili olabileceği anlaşılmıştır. Bu nedenle, havza değerlendirilirken bu verilerin de göz önünde bulundurulması şüphesiz çok yararlı olur.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın değişik aşamalarında yardım ve katkılarını esirgemeyen Prof. Dr. S. Pelin (H.Ü.), A. Gedik (M.T.A.), K. Saka ve M. Aydın (T.P.A.O)'a, ayrıca organik jeokimyasal analizlerin yapımını sağlayan Prof. Dr. D. H. Welte, Dr. U. Mann ve Dr. R. Littke (KFA Petrol ve Organik Jeokimya Enstitüsü, Almanya)'ye içtenlikle teşekkür ederim.

Makalenin geliş tarihi : 25. 8. 1991

Manuscript received : 25. 8. 1991

Makale inceleme kurulunun onayı : 3. 1. 1992

Revised manuscript received : 3. 1. 1992

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aydın, M., Serdar, H.S. ve Şahintürk, Ö., 1982, Orta Karadeniz bölgesinin jeolojisi ve petrol olanakları, Türkiye 6. Petrol Kongresi, Jeoloji Bildirileri Kitabı, 63-71.
- Badgley, P.C., 1959, Stratigraphy and petroleum possibilities of the Sinop region, Tidewater Oil Co. report, Petrol İşleri Genel Müd. arşivi, Ankara.
- Blumenthal, M.M., 1940, Gökırmak ile Karadeniz arasındaki Pontik silsilcelerinin jeolojisi hakkında rapor, MTA derleme rapor no : 1066, Ankara.
- Demaison, G.J. and Holck, A.J.J., 1984, Predictive source bed stratigraphy : A guide to regional petroleum occurrence, north sea basin and eastern north American continental margin, World Petroleum Congresses from volume 2, 17-19, John Wiley and Sons Ltd.
- Demaison, G.J. and Moore, G.T., 1980, Anoxic environments and oil source bed genesis, A.A.P.G. Bull., 65, 8, 1179-1209.
- Dow, W.G., 1977, Kerogen studies and geological interpretations, J. Geochem. Explor., 7, 79-99.
- Durand, B., Espitalié, J. et Nicaise, G., 1972, Etude de la matière organique soluble des argiles de Toarcien du Bassin de Paris, Rev. Ins. Fr. Pétrole, 27, 6, 865-884.
- Espitalié, J., Madec, M., Tissot, B.P., Menning, J.J. and Leplat, P., 1977, Source rock characterization method for petroleum exploration, Proceeding of the 9th Annual Offshore Technology Conference, v.3, 439-448.
- Gayle, R.B., 1959, Geology of the Sinop region, Tidewater Oil Co. report, Petrol İşleri Genel Müd. arşivi, Ankara.
- Gedik, A. ve Korkmaz, S., 1984, Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları, Jeoloji Mühendisliği, 19, 53-79.
- Gedik, A., Özbudak, N., Korkmaz, S., İztan, H. ve Ağrıdağ, D.S., 1981, Sinop havzasının jeolojisi ve petrol olanakları ile ilgili ön sonuçlar, T.J.K. 35. Bil. ve Tek. Kurultayı, Bildiri Özetleri, 23-24.
- Jonathan, D., Le Tran, K. Oudin, J.L. et Van Der Weide, B.M., 1976, Les methodes d'étude physico-chimique de la matière organique, Bull. Centre Rech. Pau. SNPA, 10, 1, 89-108.
- Kraus, G.P. ve Parker, K.A., 1979, Geochemical evaluation of petroleum source rock in Bonaparte Gulf Timor sea region, northwestern Australia, A.A.P.G. Bull., 63, 11, 2021-2041.
- Korkmaz, S., 1984, Boyabat (Sinop) kuzeydoğusunun petrol yönünden jeolojik ve jeokimyasal incelemesi, Doktora tezi (yayınlanmamış), K.T.Ü. Fen Bil. Enst., 193 s. Trabzon.
- Korkmaz, S., 1990, Soğuksu - 1 kuyusunda (Sinop Havzası) ana kaya fasiyesi ve petrol oluşumunun organik jeokimyasal yöntemlerle incelenmesi ve kuyu ile yüzey verilerinin karşılaştırılması, TPAO raporu no : 2825.
- Pelin, S., 1981, Pasinler (Erzurum) havzasında ana kaya özelliklerinin ve petrol oluşumunun açıklanması, K.T.Ü. Yer Bilimleri Dergisi, Jeoloji, 1, 2, 127-143.

Sinop Havzasında Petrol Oluşumu

- Peters, K.E., 1986, Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis, A.A.P.G. 70, 3, 318-329.
- Peters, K.E., Whelan, J.K., Hunt, J.M. and Tarafa, M.E., 1983, Programmed pyrolysis of organic matter from thermally altered Cretaceous black shales, AAPG Bull., 67, 11, 2137-2146.
- Raynaud, J.F. et Robert, P., 1976, Les méthodes d'études optiques de la matière organique, Bul. Centre Rech. Pau, SNPA, 10, 1, 109-127.
- Simoncit, B.R., Brenner, S., Peters, K.E. and Kaplan, I.R., 1981, Thermal alteration of Cretaceous black shale by diabase intrusions in the eastern Atlantic - II: Effects on bitumen and kerogen, Geochim. et Cosm. Acta, 45, 1581-1602.
- Soncl, N., 1988, Boyabat havzası (Sinop) birimlerinin petrol ana kaya özellikleri, S.Ü. Müh. Mim. Fak. Derg., 3, 1, 80-98.
- Tissot, B.P. and Welte, D.H., 1978, Petroleum Formation and Occurrence, 538 s., Springer Verlag, Heidelberg.
- Thomas, B.M., 1979, Geochemical analysis of hydrocarbon occurrences in northern Perth basin, Australia, A.A.P.G. Bull., 63, 7, 1092-1107.
- Urban, J.B., 1976, Palynology, thermal maturation by vitrinite reflectance and visual color estimation and kerogen description of source rock, Core Lab. Inc., Special publ.
- Yoldaş, R., Keskin, B., Granit, S., Korkmaz, S., Didik, S., Kalkan, İ., Ağrıdağ, D.S., Besbelli, B., 1985, Samsun ve dolayının (Kızılırmak ve Yeşilirmak arasındaki bölgenin) jeolojisi ve petrol olanakları, MTA rapor no : 8130.

G.D. Anadolu'daki Rudistlerin Stratigrafik Konumu ve Biyocoğrafik Özellikleri

Stratigraphic Setting and Biogeographic Characteristic of Rudists in S.E. Anatolia

SACİT ÖZER*

ÖZ

Rudistler, GD Anadolu Bölgesinde Maestrihtiyen transgresyonu ile gelişen Terbüzek, Besni ve Germav Formasyonlarında bulunur ve K.Maraş ile Diyarbakır arasındaki alanda dağılım gösterir. Ayrıca, Yayladağı (Antakya) dolayında da rudistler saptanmıştır.

Terbüzek Formasyonunun kırmızı renkli çakıltaşları ve kumtaşları içinde rudistli kireçtaşı mercekleri yer alır. Besni Formasyonunun simgeleyen kireçtaşları bol miktarda iri rudistler kapsar. Germav Formasyonunun planktonik foraminiferli çamurtaşları içinde platformda çökelimlini sürdürmekte olan Besni Formasyonundan taşınmış rudist kavkı parçaları içeren "floatstone" bileşimli kireçtaşı bandları bulunur.

Rudist faunası Maestrihtiyen yaşını belgeleyen formlardan oluşur.

Tanımlanan rudistlerden *Vautrinia*, *Dictyoptychus*, *Hatayia* cinsleri ile *Hippurites syriaca* ve *Pironaea syriaca* türleri, Akdeniz Provencesinde, GD Anadolu Bölgesi, Suriye, İran ve Umman Yarımadasını içine alan dar bir coğrafik alanda yayılım gösterirler. Bu formlar, endemik karakterleri nedeniyle bu çalışmada *Arap platformu rudist faunası* olarak tanımlanmıştır.

ABSTRACT

The rudists occur in the Terbüzek, Besni and Germav Formations which were laid down following the Maestrichtian transgression in SE Anatolia. They are mainly distributed between K.Maraş and Diyarbakır. The rudists are also observed around the Yayladağı (Antakya) area.

The rudist bearing limestone lenses are recognized in the reddish conglomerates and sandstones of the Terbüzek Formation. The limestones of the Besni Formation contain large and abundant rudist forms. The floatstone limestone bands with rudist fragments are observed in the mudstones with planktonic foraminifers of the Germav Formation. These rudist fragments were transported from the platform carbonates of the Besni Formation.

The rudist fauna consist of forms indicating a Maestrichtian age.

The genera *Vautrinia*, *Dictyoptychus*, *Hatayia* and the species *Hippurites syriaca* and *Pironaea syriaca* show a geographic distribution in the SE Anatolia, Syria, Iran and Oman Peninsula of Mediterranean Province. Because of their endemic characters, these forms are described as *Arabian platform rudist fauna* in this study.

GİRİŞ

Kampaniyen-Erken Maestrihtiyen zaman aralığı, GD Anadolu Bölgesi için önemli tektonik evrelerden birini oluşturur (Perinçek, 1990). Bu evrede, Toros orojenik kuşağının güneyinde Kastel çukurluğu oluşmuş, Karadut ve Koçali birliklerine ait kayalar gravite kaymalarıyla bu çukurluğa yerleşmiştir (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Sungurlu, 1974; Perinçek, 1979). Tektonik etkinliğin Erken Maestrihtiyen sonlarında azalmasına koşut olarak, Arabistan kıtasının kuzeyinde bir transgresyon gelişmiştir. Bu çalışmanın konusunu oluşturan rudistler, transgresif istifin aşamalarını oluşturan Terbüzek, Besni ve Germav Formasyonlarında saptanmıştır.

* Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

G. D. Anadolu Rudistleri

İstifin taban bölümünde yer alan Terbüzek ve Besni Formasyonlarında, rudistler, iri benetik foraminiferlerle birlikte önemli faunal bileşenleri oluşturur.

Sungurlu (1974) tarafından da vurgulandığı gibi, rudistler Adıyaman ve Diyarbakır arasındaki alanda bol miktarda ve yığınlar halinde gözlenir. Terbüzek, Gölbaşı ve K.Maraş dolaylarında Besni Formasyonu'na ait kireçtaşlarında rudistler oldukça yaygındır. Rudistlerin, K.Maraş ve Diyarbakır arasında dağılım gösterdiği bu zonun dışında, Yayladağı (Antakya) çevresinde de rudistli lokaliteler saptanmıştır (Şekil 1). Yayladağındaki rudistler faunal benzerlik nedeniyle bu çalışmada GD Anadolu Bölgesi içinde ele alınmıştır.

Bu çalışmanın amacı, rudistli kireçtaşı düzeylerinin transgresif istif içerisindeki stratigrafik konumunu tartışmak ve rudist faunasının Akdeniz Provensi'ndeki biyo-coğrafik özelliğini vurgulamaktır.

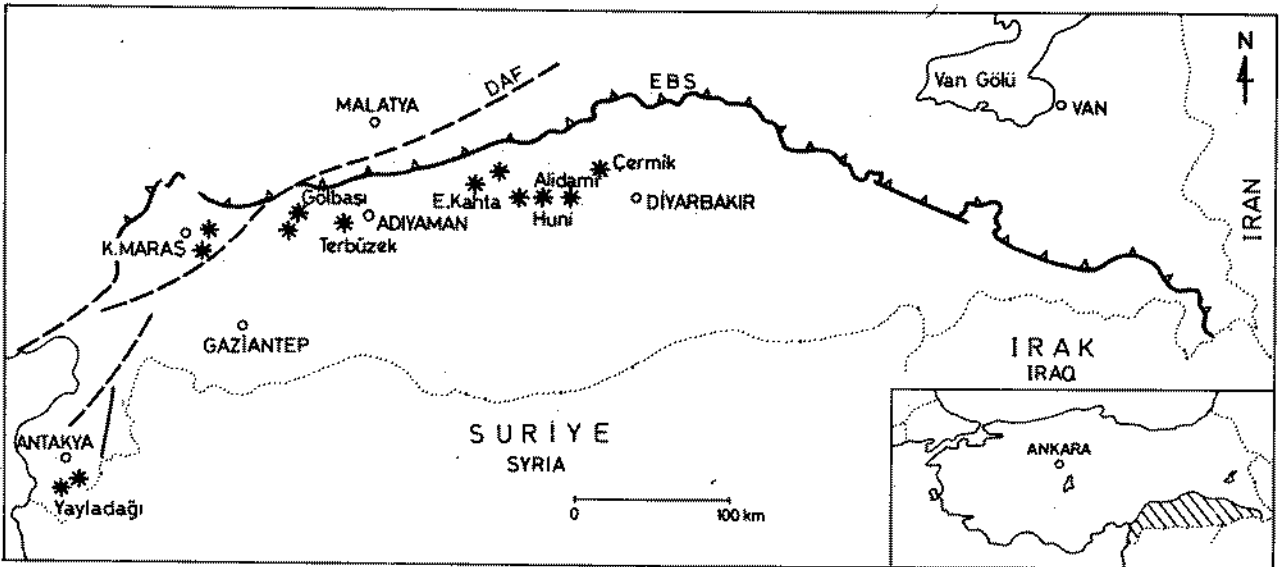
Rudistli lokalitelerde, stratigrafi kesitleri ölçülmüş ve rudistli düzeylerin formasyonlar içindeki konumu belirlenmiştir. Rudist yığılımlarının dokusal adlamalarında Embry ve Klovan'a (1971) uyulmuştur.

Örneklemelelerde alt ve üst kavkısı birarada içeren rudistlerin toplanmasına özen gösterilmiştir. Coğrafik ve stratigrafik dağılımların incelenmesinde, en son rudist katoloğundan (Sanchez, 1981) yararlanılmıştır.

STRATİGRAFİK KONUMU

GD Anadolu Bölgesindeki Maestrihtiyen transgresif istifini oluşturan Terbüzek, Besni ve Germav Formasyonlarının özellikleri birçok çalışmada (Sungurlu, 1974; Tuna, 1974; Yalçın, 1977; Perinçek, 1979; Meriç, 1987) ayrıntılı olarak verilmiş olması nedeniyle, bu bölümde yalnızca rudistli düzeylerin formasyonlar içindeki stratigrafik özelliklerine değinilecektir.

Terbüzek Formasyonu: Rudistli düzeyler içeren Terbüzek Formasyonu'nun en tipik mostraları, Kahta kuzeydoğu'sundaki Alıdamı yöresinde gözlenir. Alıdamı kuzeybatı'sında, Kastel Formasyonunu uyumsuz olarak üzerleyen kırmızı renkli çakıtaşı ve kumtaşlarından yapılmış Terbüzek Formasyonunun taban bölümünde iri rudistlerden oluşan 5-6 adet kireçtaşı merceği yer alır

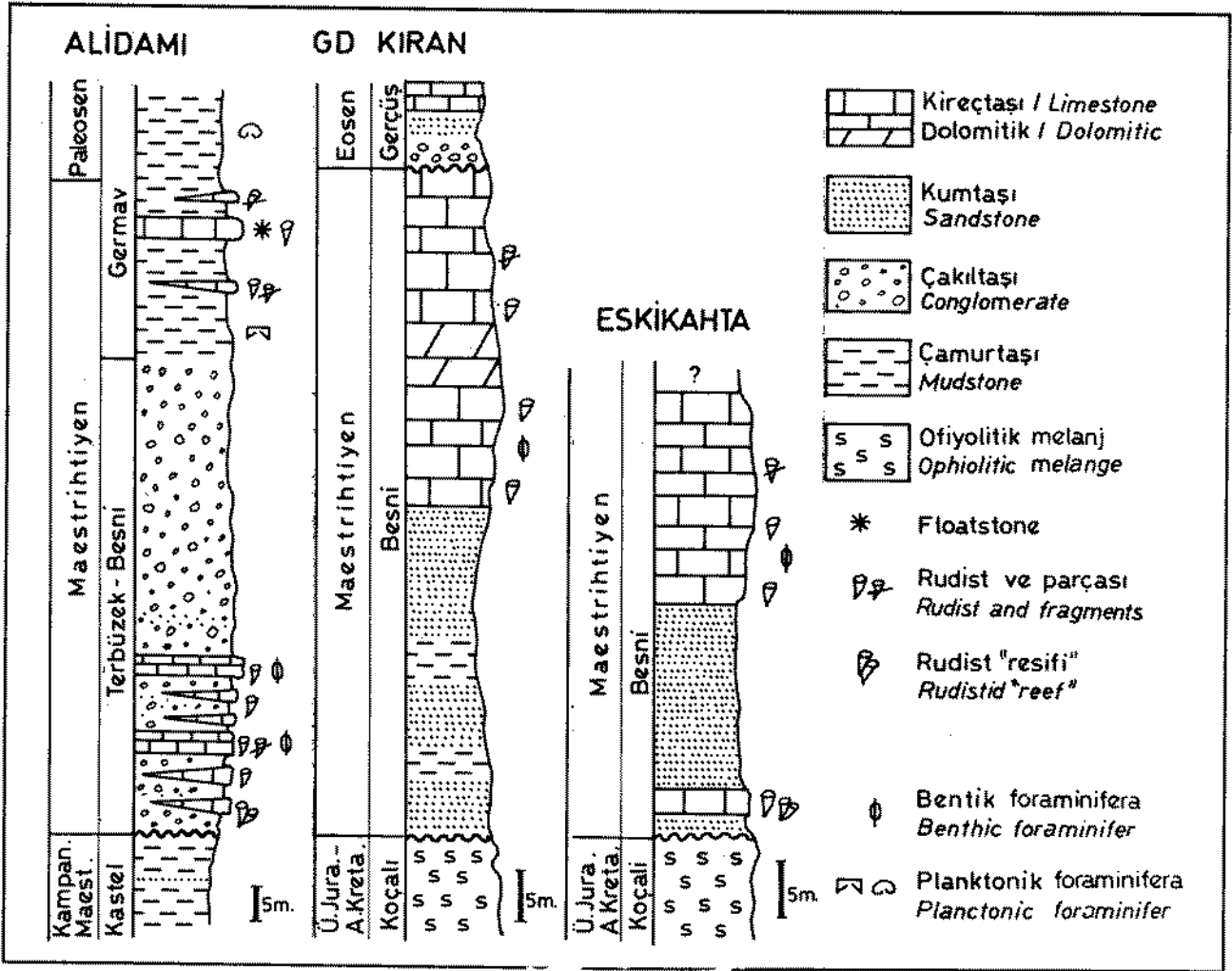


Şekil 1: GD Anadolu bölgesinin şematik yapı haritası (Sungurlu, 1974'ten) ve rudistli lokalitelerin dağılımı.

EBS-Elazığ-Bitlis sürüklenimi, DAF-Doğu Anadolu Fayı.

Figure 1: Structural sketch map showing the distribution of the rudist localities (asterisks) in SE Anatolia.

EBS-Elazığ-Bitlis overthrust, DAF-East Anatolian Fault.



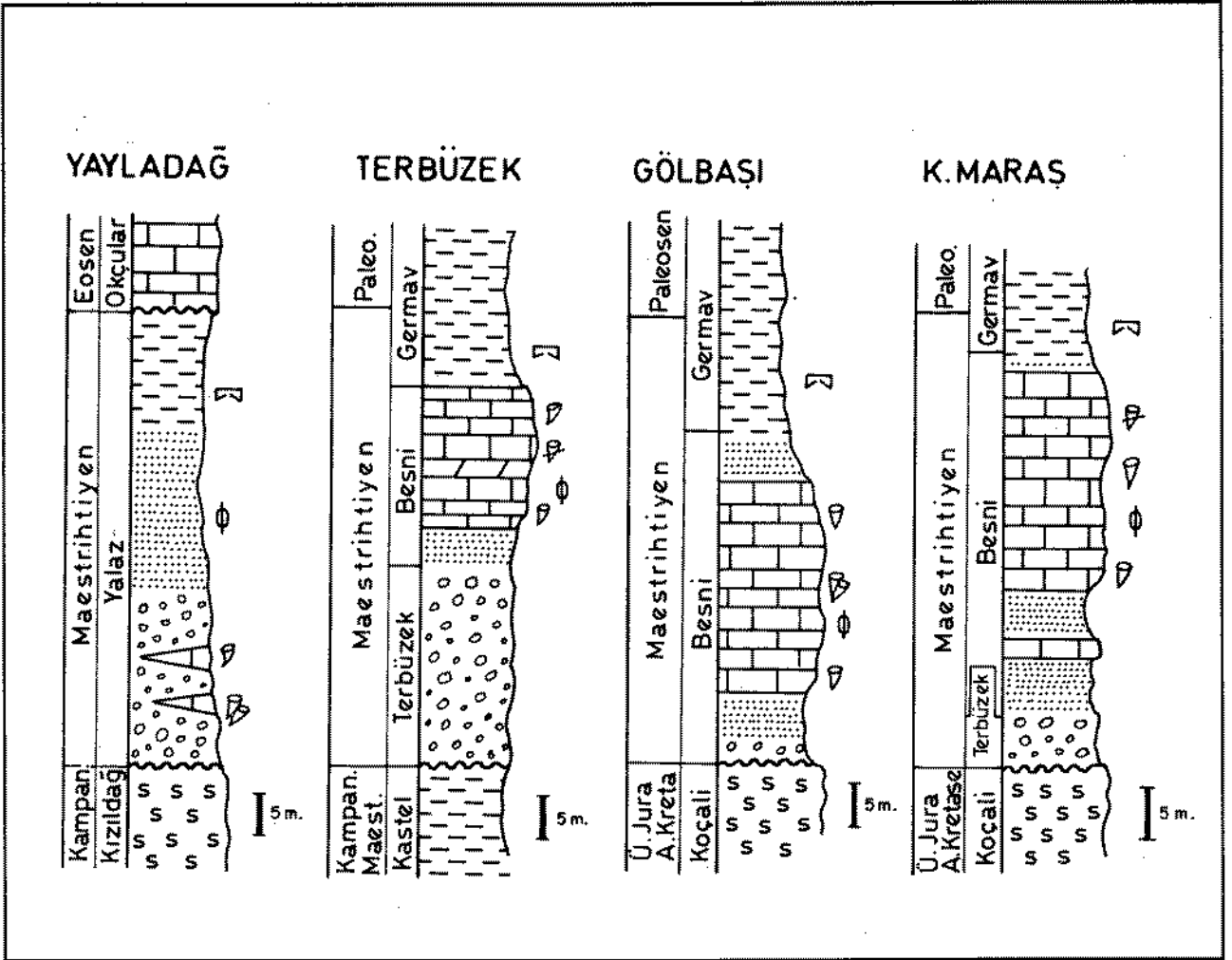
Şekil 2: Ölçülü stratigrafi kesitleri.

Figure 2: Measured stratigraphic sections.

(Şekil 2). Bu kireçtaşlarının kalınlıkları 0.5-4 m arasında değişir ve rudistlerle birlikte iri bentik foraminiferler, algler, mercanlar ve lamellibranslar kapsar (Meriç ve diğerleri, 1985). Rudistler çoğu kez yerli yerinde ve yaşam konumunda fosilleşmiş bireylerden oluşan framestone (çatıtaşı) dokulu, katmanlı yapısal şekiller oluşturur. *Vautrinia syriaca* ve *Vaccinites braciensis* türlerine ait bireylerden yapılu rudist biyostromları, en alttaki kireçtaşı mercceklerinde yaygındır. Kireçtaşı mercceklerinin sonuçlandığı yerlerde, akıntularla devrilmiş ve aynı düzey içinde başka bir yere sürüklenmiş, taşınmış rudist parçalarından oluşan yığınlar gözlenir. Bu yığınlardaki rudist parçalarının

kavkı boşluğu ve yer yer kavkı duvarı, Terbüzek Formasyonu'na ait çakıl ve kum boyutundaki kırmızı renkli kırıntı ile doldurulmuştur. Alıdamı yöresinde Terbüzek Formasyonu'nun üst bölümde rudistli kireçtaşları saptanmamıştır (Şekil 2).

Kireçtaşı mercceklerinden derlenen rudist faunası Maestrihtiyen yaşını belgeleyen formlardan oluşur (Şekil 4). Bazı rudist türlerine göre, Özer (1988a ve b) Alıdamı yöresindeki rudist faunasının, ayrıntıda, Orta Maestrihtiyen yaşlı olduğunu vurgular. Meriç (1987), rudistlerle birlikte bulunduğu foraminiferlerin Orta-Üst Maestrihtiyen yaşlı bir zonu simgelediğini belirtir.



Şekil 3: Ölçümlü stratigrafik kesitleri. Açıklamalar Şekil 2'de.

Figure 3: Measured stratigraphic sections. See explanations in Figure 2.

Alıdamı kuzeybatısında çakıltaşları içerisinde gözlenen rudistli kireçtaşı mercaklerine benzer stratigrafik gelişmeler, Yayladağı (Antakya) dolayındaki Yalaz Formasyonu'nda da saptanmıştır (Şekil 3). Bu yöredeki Yaylaçiftliği, Yalaz Köyü, Kabaçınar çiftliği ve Şakşak Köyünde, ofiyolitik kayaları uyumsuz olarak üzerleyen Yalaz Formasyonu'na ait çakıltaşları içerisindeki kumlu kireçtaşı mercakleri bol miktarda iri rudistler kapsar (Karacabey-Öztemür ve Selçuk, 1981; Özer, 1988b ve 1991a). Rudistli kireçtaşı mercakleri 0.5-1 m kalınlığındadır ve yerel gelişmeler gösterir. Rudistler çoğunlukla ana kayadan ayrılmış ve döküntü izlenimini verir şekilde arazide yayılmıştır. Bazı kireçtaşı

mercakleri, baskın olarak *Vautrinia syriaca* türüne ait bireylerden yapıldır. Yaylaçiftliğinde, seyrek olarak yaşam konumunda fosilleşmiş *Vautrinia*'lar gözlenir. Rudist faunası Maestrihtiyen yaşı vurgular (Özer, 1991a). Bentik foraminiferlerde bu yaşı destekler (Selçuk, 1980; Özer 1991a).

Besni Formasyonu: Formasyonun GD Anadolu Bölgesinde yüzlek verdiği tüm lokalitelerde rudistler saptanmıştır. Besni Formasyonu'nda iki rudistli düzey ayırtlanabilir:

Olasılıkla formasyonun taban bölümünde yer alan sarı renkli kumtaşları içerisinde iri boyutlu rudistler ve bentik foraminiferler (özellikle iri *Loftusia*'lar) kapsayan kumlu

Sacit ÖZER

LOKALİTELER Localities		RUDİSTLER Rudists																										
		<i>Vautrinia syriaca</i>	<i>Dictyoptychus euphratica</i>	<i>Dictyoptychus leesi</i>	<i>Dictyoptychus striatus</i>	<i>Dictyoptychus orontica</i>	<i>Dictyoptychus sp.</i>	<i>Hatayia spinosus</i>	<i>Pironaea syriaca</i>	<i>Hippurites syriaca</i>	<i>Hippurites cornucopiae</i>	<i>Hippurites sp.</i>	<i>Vaccinites braciensis</i>	<i>Vaccinites sp.</i>	<i>Pironaea anatolica</i>	<i>Pironaea praesiavonica</i>	<i>Pironaea sp.</i>	<i>H. (Tetracoinites) sp.</i>	<i>Sabina klinghardtii</i>	<i>Sabina sp.</i>	<i>Pseudopolyconites ovalis</i>	<i>Pseudopolyconites sp.</i>	<i>L. spetrousia sp.</i>	<i>Bournomia sp.</i>	<i>Biradiolites sp.</i>	<i>Radiolites sp.</i>	<i>Praeradiolites sp.</i>	
Besin, Çermik (Diyarbakır)	Alıdamı	•	•	•			•	•			•	•	•	•	•	•	•	•	•									•
	Huni, Siver, Saluk	•	•				•																					•
	Eskikahta				•		•				•		•									•	•	•	•			
	Bahçeköy, Kıran, Çörtinek						•				•	•		•										•	•	•		
	Terbüzek											•												•	•	•		
	Gölbaşı	•					•								•	•	•			•		•						•
K.Maraş	Yellibelen Tepe	•						•	•											•	•	•					•	
	Ayvalı Tepe - Elmalı	•								•											•	•					•	
Antakya	Yayla Çiftliği	•				•	•	•	•											•	•	•						
	Yalaz	•							•											•		•						
	Kabaçınar Çiftliği	•												•														
	Saksak	•						•																				

Şekil 4: Rudistlerin lokalitelere göre dağılımı.

Figure 4: Distributions of rudists in the localities.

kireçtaşı düzeyi gözlenir. Eskikahta çevresinde saptanan bu düzey (Şekil 2), 1-1.5 m kalınlığındadır ve baskın olarak *Dictyoptychus* cinsine ait iri boyutlu bireyler içerir. *Biradiolites*'lerden oluşan yerel rudist yığımları da gözlenir.

Formasyonun ana kütlelerini oluşturan kireçtaşları ise yaygın olarak rudist kavkı kesitleri ve iri rudistler içerir. Eskikahta, Bahçeköy ve Kıran güneydoğusunda yüzleyen sarımsı-gri renkli kireçtaşlarında (Şekil 2), Radiolitidae ailesine ait kavkı kesitleri yaygındır. Çörtinek ve Kaksır dolaylarındaki kireçtaşları ise iri boyutlu Hippuritidae formlarından oluşur. Bu kireçtaşlarında *Hippurites cornucopiae* biyostromları gözlenir. Terbüzek Köyü kuzeyindeki kireçtaşlarında rudistler seyrek ve Radiolitidae kesitleri içerir. Gölbaşı ve K.Maraş dolaylarındaki kireçtaşlarında iri boyutlu rudistler baskındır. Gölbaşı yakınındaki Oluklu

Sirtında (Şekil 3), *Vautrinia* cinsine ait bireylerden oluşmuş yerel rudist biyostromları gözlenir. K.Maraş dolayındaki Yellibelen Tepe, Çamolugu Sirtı ve çevresinde (Elmalı Köyü doğusu), kireçtaşları oldukça aşınmıştır ve iri rudistler ana kayadan ayrılmıştır. Bu lokalitelerde özellikle *Vautrinia* ve *Pironaea* cinslerine ait örnekler iri boyutludur (Levha II, Şekil 2) ve serbest halde gözlenirler. Elmalı Köyü, Payamlı Dere mevkiindeki kumtaşları içinde gözlenen yerel gelişmiş kireçtaşı düzeyinde *Vautrinia* ve Radiolitidae kavkı parçaları saptanmıştır. Erkenez Çayı yakınındaki Ayvalı Tepede, kumtaşlarıyla ardalanmış 3-4 m kalınlığındaki kumlu kireçtaşları iri boyutlu rudistler kassar. Bu lokalitede rudistler seyrek, ancak *Vautrinia* ve *Lapeirousia* cinslerine ait örnekler diğer rudistlerden baskındır. Rudistlere, hermatik mercanlar ve *Cyclolites*'ler eşlik eder.

Besni Formasyonu'nun kireçtaşlarında bulunan rudist faunası tipik Maestrihtiyen formlarından oluşur. Ayrıntıda, bazı *Pironaea* türlerinin varlığı, Gölbaşı ve K.Maraş'taki rudistli kireçtaşlarının Orta Maestrihtiyen yaşlı olduğunu vurgular (Özer, 1988a).

Germav Formasyonu: Germav Formasyonu'nun Maestrihtiyen yaşını belgeleyen planktonik foraminiferli çamurtaşları içinde rudistli düzeyler gözlenir. Bu düzeyler Alıdamı kuzeybatısında ve Salük-Siver-Huni hattında saptanmıştır. Alıdamı'nda, Germav Formasyonu içinde değişik kalınlıklarda 3-4 rudistli kireçtaşı bandı ayırtlanmıştır (Şekil 2). En altta yer alan kireçtaşı merceği 0.50-1 m kalınlığındadır ve tümüyle *Praeradiolites* cinsine ait örneklerden oluşur. Seyrek olarak *Dictyoptychus*'lar da bulunmuştur. Daha üstte yer alan, yaklaşık 8-10 m kalınlığındaki rudistli kireçtaşı bandı ise, topoğrafyada belirgin bir görünüş sunar ve km'lerce yanal devamlılık gösterir. Rudist içeriği zengin değildir. *Dictyoptychus* cinsine ait örnekler baskındır. Bazı Hippuritidae ve Radiolitidae kavkı parçaları da gözlenir. Alıdamı'nda, en üstteki kireçtaşı merceği 50 cm kalınlıktadır. Rudistler oldukça seyrek ve olasılıkla Radiolitidae ailesinden kavkı kesitleri tanımlanabilmiştir.

Salük-Siver-Huni Köyleri boyunca km'lerce uzanım gösteren ve Yalçın (1977) tarafından haritalanan rudistli kireçtaşı bandı yaklaşık 10 m kalınlığındadır ve baskın olarak *Dictyoptychus* cinsine ait örnekler içerir. Radiolitidae ve Hippuritidae parçaları da saptanmıştır. Rudist parçalarına, mercan, lamellibrans ve iri bentik foraminifer parçaları eşlik eder.

Germav Formasyonu içinde saptanan rudistli kireçtaşı bantları düzensiz bir iç yapıya sahiptir. Embry ve Klovan'a (1971) göre floatstone (yüzertaş) bileşimli bu düzeylerde, rudistler iridir ve çamur-kum boyutlu karbonat kırıntularından yapılmış bir matriks içinde yüzer durumda gelişigüzel dağılmışlardır. İri ve ufak boyutlu rudist parçaları yanyana ve düzensiz bir şekilde gözlenebilir. Rudist parçalarından oluşan ve resifal bir özellik göstermeyen yerel kavkı yığınları bulunabilir. Rudistlerle birlikte tüm faunal bileşenler kırıklı ve parçalıdır. Besni For-

masyonu'na ait olan faunal bileşenler kuzeydeki platformdan taşınmış olmalıdır. Germav Formasyonu içinde saptanan bu düzeylerde, Terbüzek veya Besni Formasyonlarındaki gibi yerli yerinde ve yaşam konumunda fosilleşmiş rudistler saptanmamıştır.

RUDİST FAUNASI

K.Maraş ve Diyarbakır arasındaki alanda dağılım gösteren rudistlere yönelik eski çalışmalar oldukça azdır (Cox, 1965; Karacabey-Öztemür, 1979). Bu çalışmalarda yalnızca yeni formlar tanımlanmıştır. Bölgedeki rudist içeriğini belirlemeyi amaçlayan ilk çalışma Kahta yöresinde yapılmıştır (Özer, 1986, 1988b). Terbüzek, Gölbaşı ve K.Maraş dolaylarındaki rudistlerde Özer (1988a, b) tarafından yapılan başka çalışmalarla tanımlanmıştır.

GD Anadolu'da rudistlerin gözlemlendiği diğer bir alanı oluşturan Yayladağındaki (Antakya) çalışmalar yalnızca Yaylaçiftliği lokalitesinden derlenen örneklerle dayandırılmıştır (Vautrin, 1933; Karacabey-Öztemür ve Selçuk, 1981). Özer (1991a) ise Yayladağı'nda rudistlerin birçok lokalitede dağılım gösterdiğini kanıtlamış ve rudist faunasını ortaya koymuştur.

Bu çalışmalarla belirlenen rudist faunasının, lokalitelerdeki içeriğinin listeler halinde ayrı ayrı verilmesi yerine, rudistlerin dağılımlarının Şekil 4'de sunulması yeğlenmiştir.

Rudist faunasının en belirgin özelliği tür açısından fakir olmasıdır.

Tanımlanan cinslerden *Vautrinia* ve *Dictyoptychus* diğerlerine baskındır. Özellikle *Vautrinia syriaca* bulunduğu tüm lokalitelerde bol miktarda bireylerle (Levha I, Şekil 1) temsil edilir. Karacabey-Öztemür'ün (1979) tanımladığı *Dictyoptychus euphratica* ve *Dictyophychus orantica* türlerinin yanında *Dictyoptychus leesi* ve *Dictyoptychus striatus* gibi bilinen türlerde saptanmıştır. *Dictyoptychus euphratica* türünün tip lokalitesi olan Alıdamı dışında, Kahta çevresinde birçok lokalitede dağılım gösterdiği belirlenmiştir.

Vaccinities braciensis türünün oldukça iyi korunmuş ve her iki kavkısını da birlikte içeren örnekleri (Levha I, Şekil 3) Alıdamı'nda

bulunmuştur. Bu lokalitede *Vaccinites braciensis* bol miktarda ve yığınlar halinde gözlenir.

Pironaea ve *Hippurites* türleri, bulunduğu lokalitelerde iri boyutlu bireylerle temsil edilir (Levha II, Şekil 1, 2 ve 5).

GD Anadolu'da ilk kez Eskikahta'da saptanan *Pseudopolyconites* cinsi, K.Maraş, Gölbaşı ve Yayladağı'nda da bulunmuştur (Levha I, Şekil 4). Ancak bu cinsle ait örnekler seyreklerdir.

Laperousia, *Bourmonia*, *Biradiolites* ve *Radiolites* cinslerinin iyi korunmuş örnekleri bulunamamıştır. Bu cinsler GD Anadolu'da seyrek olarak gözlenir.

Hippuritidae ailesinden olan ve ender olarak bulunan üç pilyeli *Hippuritella* (*Tetracoinites*) sp., Türkiye'de ilk kez Besin Köyü-Çermik'te (Diyarbakır) saptanmıştır (Levha II, Şekil 5). Bu lokalitede *Pironaea praeslavonica* türünün çok iyi korunmuş örnekleri bulunmuştur.

BİYOCOĞRAFYA

Tanımlanan rudistlerden bazıları, Akdeniz Provensinde kısıtlı bir dağılıma sahiptir. *Vautrinia*, *Dictyoptychus*, *Hatayia* cinsleri ile *Hippurites syriaca* ve *Pironaea syriaca* türleri Güneydoğu Anadolu Bölgesi, Kuzey Suriye, İran ve Umman Yarımadası'nı içine alan dar bir coğrafik alanda yayılım gösterirler. Bu rudistler günümüze değin Güneydoğu Anadolu dışındaki bölgelerde ve Akdeniz Provensindeki diğer ülkelerde saptanamamıştır.

Vautrinia syriaca türü Yayladağı (Antakya), K.Maraş, Adıyaman'da ve Suriye ile İran'da Maestrihtiyen yaşlı birimlerde bulunmuştur (Vautrin, 1933; Déchaseaux, 1954; Dubertret, 1966; Karacabey-Öztemür ve Selçuk, 1981; Sanchez, 1981; Özer, 1986a ve b, 1991a).

İran ve Umman Yarımadasında Maestrihtiyen yaşını belgeleyen foraminiferlerle birlikte bulunan *Dictyoptychus leesi* ve *Dictyoptychus striatus* türleri (Douville, 1910; Kühn, 1929), tip lokaliteleri dışında ilk kez Kahta-Adıyaman dolayında saptanmıştır (Özer, 1986). Karacabey-Öztemür (1979) *Dictyoptychus* cinsinin Yayladağı (Antakya) ve Alıdamı-Kanta yöresinde yeni türlerle temsil

edildiğini ortaya koymuştur. Bu veriler, *Dictyoptychus* cinsinin İran ve Umman Yarımadası dışında Güneydoğu Anadolu'yu da içine alan bir coğrafik dağılıma sahip olduğunu kanıtlar.

Hatayia cinsi, tip lokalitesi olan Yaylaçifliği (Antakya) dışında Güneydoğu Anadolu'da hiçbir lokalite saptanamamıştır.

Hippurites syriaca ve *Pironaea syriaca* türleri Güneydoğu Anadolu'ya özgü formlardır. Bu türlere ait çok sayıda örnek, Yayladağı, Kahta ve K.Maraş dolayında bulunmuştur (Vautrin, 1933; Dubertret, 1966; Özer, 1986, 1988b, 1991a).

Akdeniz Provensindeki biyocoğrafik özellikleri vurgulanan *Vautrinia*, *Dictyoptychus*, *Hatayia* cinsleri ve *Hippurites syriaca* ile *Pironaea syriaca* türlerinin özel bir dağılım alanına sahip olmaları endemik formlar olduklarını kanıtlar. Bu nedenle söz konusu formlar bu çalışmada *Arap platformu rudist faunası* olarak adlanmıştır.

Yukarıda coğrafik dağılımları verilen cins ve türler dışındaki rudistler, Akdeniz Provensinde geniş bir yayılım gösterirler. *Vaccinites braciensis*, *Pseudopolyconites ovalis*, *Hippurites cornucopiae* ve *Pironaea praeslavonica* türleri Anadolu'da birçok lokalitede (Özer, 1985, 1988a ve b) ve Yugoslavya, Bulgaristan, İtalya, Sicilya ve Tunus'ta (Sanchez, 1981) Maestrihtiyen yaşlı rudistlerle birlikte gözlenir. Bu rudistlerin bu denli yayılım göstermeleri, her türlü ekolojik koşula uyum sağlamalarıyla açıklanabilir. Rudistlerle birlikte bulunan bazı bentik foraminiferlerin de aynı özelliğe sahip olduğu kanıtlanmıştır (Fleury ve diğerleri, 1985; Meriç, 1985).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Rudistler GD Anadolu Bölgesinde Terbüzek, Besni ve Germav Formasyonlarında bulunur.

Rudistli kireçtaşı düzeyleri Terbüzek Formasyonu'nda merccekler şeklindedir ve Alıdamı-Kahta yöresinde gözlenir. Yalçın (1977) bu lokalitedeki kireçtaşı mercceklerini, Kastel ve Terbüzek Formasyonları arasında süreksiz ve iri rudistli bir kireçtaşı üyesi şeklinde ayırtlar. Gözlemlerimize göre, rudistli kireçtaşı merccekleri Terbüzek Formasyonu içinde gelişmiştir. Terbüzek Formasyonu'ndaki rudistli kireçtaşı mercceklerine benzer stratigrafik gelişmeler, Anadolu'da birçok lokalite-

de saptanmıştır. Hekimhan-Darende(Malatya), Tuz Gölü Doğusu, Beypazarı-Ankara, Hekreke-Kocaeli ve Yiğilca-Bolu dolaylarında, çakıldaşları ve kumtaşları içinde rudistli kireçtaşı merccekleri yaygındır (Özer, 1988b).

Germav Formasyonu'ndaki rudistler, Alıdamı'nda ve Siver-Huni Köyleri boyunca, doğu-batı yönünde uzanım gösteren kireçtaşı bantlarında yer alır. Yalçın (1977), bu kireçtaşı bantlarını Besni Formasyonu olarak haritalamıştır. Aynı zamanda, rudistli bantların tüm faunal bileşenlerinin taşınmış olduğu ve düzensiz bir iç yapıya sahip olduğu gözlenir. Çamur-kum boyutlu karbonat kırıntılardan yapılmış bir matriks içinde, 2 mm den büyük, yüzer durumda veya seyrek olarak yığınlar şeklindeki kavkl parçaları, daha kuzeyde ve kuzeybatıdaki platformda çökelmiş olan Besni Formasyonu'ndan taşınmıştır. Bu bantlar, Germav Formasyonu'nun çökelişi sırasında gelişmiş floatstone bileşimli aratabakalardır. Litolojik olarak Besni Formasyonu'nun özelliklerini göstermezler. Bu nedenle, rudistli kireçtaşı bantları Besni Formasyonu olarak ayırdedilmemelidir. Germav Formasyonu'nda saptanan bu stratigrafik gelişmelere benzer özellikler, Haymana-Ankara çevresinde de gözlenir (Özer, 1985). Haymana antklinalinde, planktonik foraminiferli şeyl ve çamurtaşları içinde, platformdan kaynaklanan taşınmış rudistler ve makrofosiller içeren ve tüm antklinal çevreleyen floatstone bileşimli kireçtaşı bandı yer alır.

Özer (1991b), GD Anadolu'da Maestrihtiyen transgresyonunun eğimli bir karbonat yokuşunda geliştiğini belirtir. Yazara göre, Terbüzek Formasyonu içindeki rudistli kireçtaşı merccekleri ve Germav Formasyonu'ndaki floatstone bileşimli kireçtaşı bantları, bu tip bir karbonat platformunun gelişim sürecinden kaynaklanır.

GD Anadolu rudist faunası Akdeniz Provensinde kendine özgü bir biyocoğrafik özelliğe sahiptir. Bu özellik, *Vautrinia*, *Dictyoptychus*, *Hatayia*, *Hippurites syriaca* ve *Pironaea syriaca* gibi formların kısıtlı bir yayılım göstermesinden kaynaklanır. Endemizmi vurgulayan bu veriler nedeniyle yukarıdaki formlar *Arap platformu rudist faunası* olarak tanımlanmıştır.

KATKI BELİRTME

Kahta-Adıyaman dolaylarındaki çalışmalara olanak sağlayan ve yardımlarını esirgemeyen Ozan Sungurlu'ya şükranla yadedirim. Kahta dolayındaki çalışmalara eşlik eden Prof.Dr. Engin Meriç'e, K.Maraş ve Antakya'daki kamp olanaklarından yararlandığım M.T.A. yetkililerine teşekkür ederim. Çizimler için Mualla Gürle'ye ve fotoğraflar için Erol Şanlı'ya teşekkür ederim.

Makalenin geliş tarihi : 12.8.1991

Manuscript received : 12.8.1991

Makale inceleme kurulunun onayı: 3.2.1992

Revised manuscript received: 3.2.1992

DEĞİNİLEN BELGELER

- Cox, L.R., 1965, Two new Radiolitids (Rudistid, Lamelli-branchia) from the Upper Cretaceous of Turkey. Bull. British Museum (Nat. His.) Geol., 4, 9, 427-433.
- Déchascaux, C., 1954, Etude sur un Rudiste de Syrie le genre *Vautrinia* Millovanovic. Notes et Mém. sur le Moyen-Orient, V., 173-190.
- Douvillè, H., 1910, Etudes sur les Rudistes. Rudistes de Sicile, d'Algérie, d'Égypte, du Liban et de la Perse. Mém. Soc. Géol. France, 41, 84 s.
- Dubertret, L., 1966, Liban, Syrie et bordure des pays voisins. Notes et Mém. sur le Moyent-Orient, VIII, 251-358.
- Embry, A.F. ve Klován, J.G., 1971, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Islands, Northwest Territories. Can. Petrol Geol. Bull., 19, 4, 730-781.
- Fleury, J.J., Bignot, G., Blondeau, A. ve Poignat, A., 1985, Biogéographie de Foraminifères benthiques téthysiens du Sénonien à l'Eocène supérieur. Bull. Soc. Géol. France, 8. sér., 1, 5, 757-771.
- Karacabey-Öztemür, N., 1979, Türkiye'de *Dictyoptychus* cinsine ait iki yeni türün tanımı. M.T.A. Enst. Derg., 92, 64-67.
- Karacabey-Öztemür, N. ve Selçuk, H., 1981, Hatay bölgesinde derlenen rudistlere ait bir yeni cins ve iki yeni tür. M.T.A. Enst. Derg., 95/96, 140-148.
- Kühn, O., 1929, Beiträge zur paläontologie und stratigraphie von Oman (Ost-Arabien). Ann. Naturhist. Museum in Wien, 43, 13-33.
- Meriç, E., 1985, *Loftusia anatolica* Meriç'in Neo-Tenis içinde yayılımı. T.J.K. Bül., 28, 1, 11-18.
- Meriç, E., 1987, Adıyaman yöresinin biyostratigrafik incelemesi. Türkiye 7. Petrol Kong., Bildiriler, 141-153.
- Meriç, E., Oktay, F. Y. ve Özer, S., 1985, Alıdamı (Kahta-Adıyaman) yöresindeki Besni Formasyonu'nun stratigrafik gelişimi ile ilgili yeni gözlemler. Jeoloji Müh., 25, 51-54.

Sacit ÖZER

- Özer, S., 1985, İç Anadolu Bölgesi Rudist paleontolojisi ve paleobiyoğrafyası, D.E.Ü. Doktora Tezi, 183 s. (Yayınlanmamış).
- Özer, S., 1986, Kahta-Adıyaman dolay Maestrihtiyen rudist faunası. M.T.A. Derg., 107, 141-145.
- Özer, S., 1988a, Orta-Doğu-Güneydoğu Anadolu ve Kocaeli Yarımadasında bulunan *Pironaea* (Rudist) türlerinin paleontolojisi ve biyoğrafyası. T.J.K. Bült., 31, 47-58.
- Özer, S., 1988b, Distributions stratigraphiques et géographiques des rudistes du Crétacé supérieur en Turquie. First International Conference on rudists, Abstracts, s. 16.
- Özer, S., 1991a, Yayladağı (Antakya) alanı Maestrihtiyen rudist faunası ve biyoğrafyası. AHMET ACAR JEOLOJİ SİMP., Ç.Ü. Müh. Mim. Fak., Bildiriler, 145-154.
- Özer, S., 1991b, Rudist Carbonate Platform in Southeast Anatolia, Turkey, Scott, R. W., Simo, T. ve Masse, J. P. ed., Atlas of Cretaceous Carbonate Platforms. Carbonate Platform Working Group of Cretaceous Resources, Events and Rhythms Project of IUGS and SEMP, (Baskıda).
- Perinçek, D., 1979, Geological investigation of the Çelikhan-Sincik-Koçali area (Adıyaman province). I.Ü.F.F. Mecm., seri B., 44, 127-147.
- Perinçek, D., 1980, Arabistan kıtası kuzeyindeki tektonik evrimin, kıta üzerinde çökelen istiflere etkileri. T.P.A.O. Rapor No: 1534, 93 s.
- Rigo de Righi, M. ve Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey. Bull. A.A.P.G., 48, 1911-1937.
- Sanchez, M. V., 1981, Hippuritidae y Radiolitidae (Bivalvia). Catalogo de especies. Univ. Autonoma de Barcelona, Publ. de Geol., 15, 228 s.
- Seçuk, H., 1980, Géologie de la partie méridionale du Hatay (Turquie). Univ. Genève, Thèse.
- Sungurlu, O., 1974, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi. Türkiye İkinci Petrol Kong., 85-107.
- Tuna, D., 1974, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlanmasının açıklayıcı raporu. Türkiye İkinci Petrol Kong., 183-192.
- Vautrin, H., 1933, Sur quelques formes nouvelles de rudistes recueillies en Syrie septentrionale. Notes Mém. Syrie, Liban, 1, 29-43.
- Yalçın, N., 1977, Geology of the Narince-Gerger area (Adıyaman province) and its petroleum possibilities. I.Ü.F.F. Mecm., seri B, 41, 1-4, 57-82.

LEVHA I

- Şekil 1: *Vautrinia syriaca* (VAUTRIN)
Alt ve üst kavkılı iki birey. Alıdamı-Kahta, x 0.5, Maestrihtiyen.
- Şekil 2: *Dictyoptychus euphratica* KARACABEY-ÖZTEMÜR
Alt ve üst kavkının antero-dorsal taraftan görünüşü. Üst kavki tepesi (s) kancaca şeklindedir ve kenara doğru yaklaşmıştır. Alıdamı-Kahta, x 0.6, Maestrihtiyen.
- Şekil 3: *Vaccinites braciensis* SLADIC-TRIFUNOVIC
Alt ve üst kavkının yandan görünüşü. Alıdamı-Kahta, x 0.6, Maestrihtiyen.
- Şekil 4: *Pseudopolyconites* sp.
Alt kavkının anterior taraftan görünüşü. Boyuna ince oyuğa (ok) dikkat ediniz. Yalaz-Antakya, x 1, Maestrihtiyen.
- Şekil 5: *Hatayia spinosus* KARACABEY-ÖZTEMÜR
Alt kavkının posteriyor taraftan görünüşü. Yaylaçiftliği-Antakya, x 1.1, Maestrihtiyen.

PLATE I

- Figure 1: *Vautrinia syriaca* (VAUTRIN)
Lower and upper valves, two individuals. Alıdamı-Kahta, x 0.5, Maastrichtian.
- Figure 2: *Dictyoptychus euphratica* KARACABEY-ÖZTEMÜR
Lower and upper valves, antero-dorsal view. Summit is in the form of a hook (s) and inclined towards the margin. Alıdamı-Kahta, x 0.6, Maastrichtian.
- Figure 3: *Vaccinites braciensis* SLADIC-TRIFUNOVIC
Lower and upper valves, external view. Alıdamı-Kahta, x 0.6, Maastrichtian.
- Figure 4: *Pseudopolyconites* sp.
Lower valve, anterior view. Note the groove (arrow) longitudinal. Yalaz-Antakya, x 1, Maastrichtian.
- Figure 5: *Hatayia spinosus* KARACABEY-ÖZTEMÜR
Lower valve, posterior view. Yaylaçiftliği-Antakya, x 1.1, Maastrichtian.

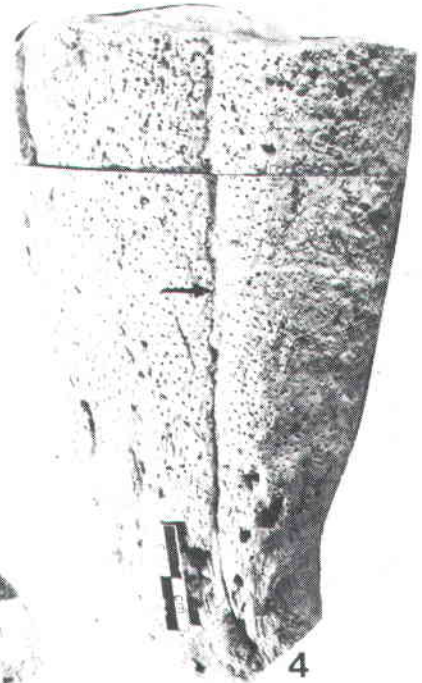
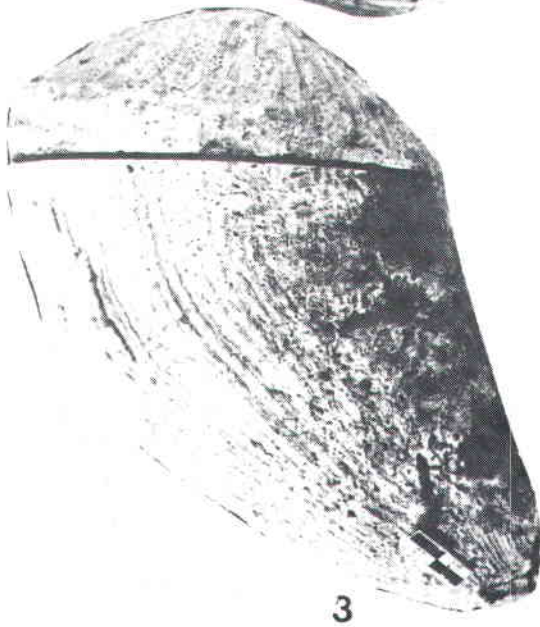
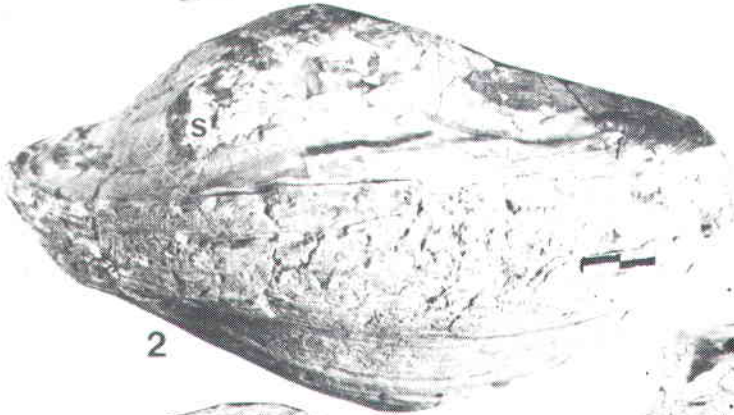
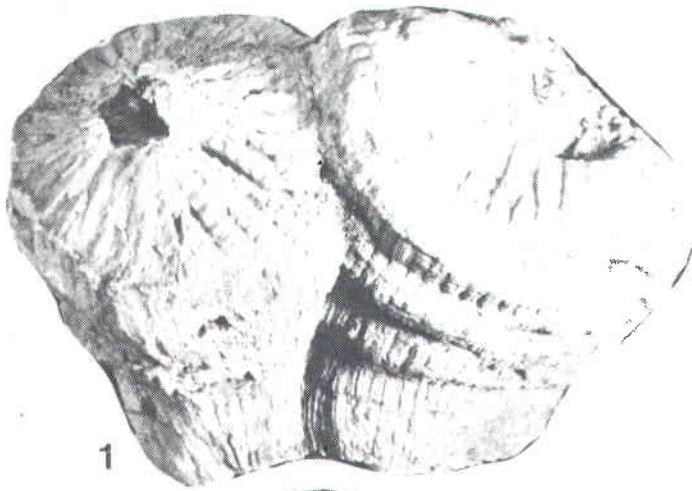
LEVHA II

- Şekil 1: *Hippurites syriaca* VAUTRIN
Üst kavkının üstten görünüşü. Yalaz-Antakya, x 1, Maestrihtiyen.
- Şekil 2: *Pironaea syriaca* VAUTRIN
Alt ve üst kavkının sifonal bölgeden görünüşü. L, S ve E'nin boyuna oyuklarına dikkat ediniz. Yelibelen Tepe-K.Maraş, x 0.4, Maestrihtiyen.
- Şekil 3: *Dictyoptychus* sp.
Üst kavkının üstten görünüşü. Işınal kanallara dikkat ediniz. Gölbaşı-Adıyaman, x 0.6, Maestrihtiyen.
- Şekil 4: *Dictyoptychus leesi* KUHN
Üst kavkının üstten görünüşü. Alıdamı-Kahta, x 0.5, Maestrihtiyen.
- Şekil 5: *Hippuritella (Tetracoinites)* sp.
Alt ve üst kavkının ligament tarafından görünüşü. Ligament ve üçüncü pliye ile ilgili boyuna oyuğa dikkat ediniz. Besin-Çermik Diyarbakır, x 0.8, Maestrihtiyen.

PLATE II

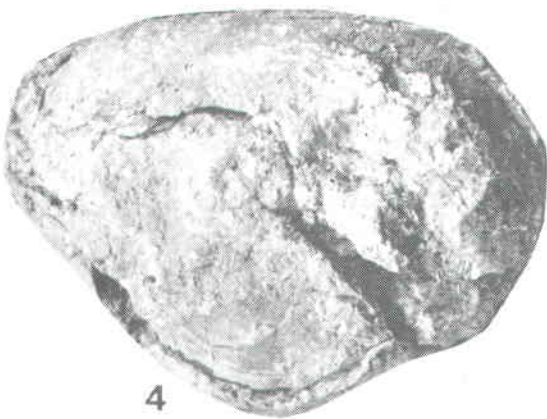
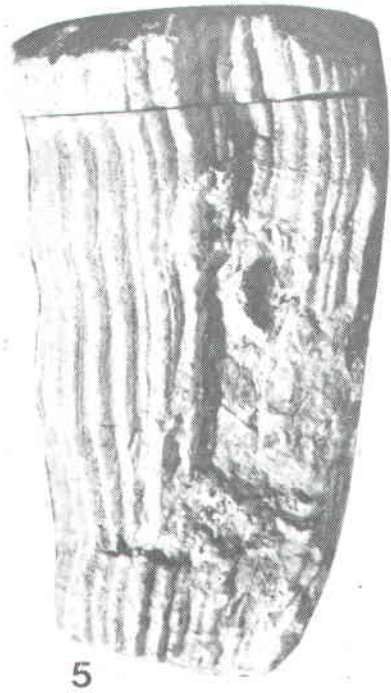
- Figure 1: *Hippurites syriaca* VAUTRIN
Upper view of the upper valve. Yalaz-Antakya, x 1, Maastrichtian.
- Figure 2: *Pironaea syriaca* VAUTRIN
Lower and upper valves, external view of the siphonal region. Note the longitudinal grooves of L, S and E. Yelibelen Tepe-K.Maraş, x 0.4, Maastrichtian.
- Figure 3: *Dictyoptychus* sp.
Upper view of the upper valve. Note the radial canals. Gölbaşı-Adıyaman, x 0.6, Maastrichtian.
- Figure 4: *Dictyoptychus leesi* KUHN
Upper view of the upper valve. Alıdamı-Kahta, x 0.5, Maastrichtian.
- Figure 5: *Hippuritella (Tetracoinites)* sp.
Lower and upper valves, ligamental side. Note the longitudinal groove corresponding ligament and third pillar. Besin-Çermik Diyarbakır, x 0.8, Maastrichtian.

LEVHA- I
PLATE- I



G. D. Anadolu Rudistleri

LEVHA - II
PLATE - II



Hekimhan Havzası (Kuzeybatı Malatya) Üst Kretase-Tersiyer İstifinin Jeolojisi

Geology of the Cretaceous-Tertiary Sequence of Hekimhan Basin (Northwestern Malatya)

ÖMER BOZKAYA* ve HÜSEYİN YALÇIN*

ÖZ

Toros kuşağının doğu ucunda yer alan Hekimhan havzasında Üst Kretase-Alt Miyosen yaşlı uyumlu bir istif bulunmaktadır. Bu dizilimin temelinde Üst Jura-Alt Kretase yaşlı karbonat kayaçları ve Üst Kretase yaşlı tektonik dokanıklı ofiyolitik seri yer almaktadır. Üst Kretase, proksimal türbiditler ve bunlarla yanai geçişli organik resifal kireçtaşları ile başlamakta, fiiliş fasiyesindeki volkaniklastik distal türbiditler ile devam etmekte ve kimyasal kireçtaşlarına geçmektedir. Tersiyer ise Alt Paleosen'de evaporitik seri, Üst Paleosen-Alt Oligosen'de kimyasal-biyokimyasal karbonat kayaçları, Üst Oligosen-Alt Miyosen'de genellikle klastik kayaçlar ile temsil edilmektedir. Bu denizel istif, Orta-Üst Miyosen yaşlı karasal volkanizmanın ürünleri ile örtülmektedir.

Bölgedeki tektonik öğeleri; uyumsuzluklar, K-G yönlü sıkışma rejimine bağlı olarak gelişmiş K-G yönlü normal faylar, D-B yönlü kıvrım eksenleri ve bindirmeleer ile KD-GB yönlü doğrultu atılımı faylar oluşturmaktadır.

ABSTRACT

A conformable sequence of Upper Cretaceous-Lower Miocene is found in the Hekimhan basin located in the eastern point of Taurus belt. Carbonate rocks of Upper Jurassic-Lower Cretaceous and ophiolitic series with tectonic contact of Uper Cretaceous are situated in the basement of this sequence. Upper Cretaceous begins with proximal turbidites with lateral transition to organic reefal limestones. It continues with volcanoclastic distal

turbidites in the flysch facies and passes into chemical limestones. As for Tertiary, it is represented by evaporitic series in Lower Paleocene, chemical-biochemical carbonate rocks in Upper Paleocene-lower Oligocene, and generally clastic rocks in Upper Oligocene-Lower Miocene. This sequence is overlain by continental volcanic products of Middle-Upper miocene.

The tectonic elements in the region are unconformities, normal faults with N-S direction, folded axis and thrusts with E-W trending and NE-SW directed strike-slip faults, which were developed as a result of N-S directed compressional regime.

GİRİŞ

İnceleme alanı Hekimhan ilçesinin doğu ve güneyinde, Malatya K-39 b2, b3, b4, c1, c2, Malatya K-40 a1, a4 ve d4 paftalarının kesiştiği bölgede (520 km²) yer almaktadır (Şekil 1).

Çalışma alanı ve yakın çevresinde 1960'lı yıllardan sonra ayrıntılı incelemeler yapılmış ve bu araştırmalar aşağıdaki gibi gruplandırılmıştır. Bunlar, bölgenin jeolojisi (Kurtman, 1961; İzdar, 1963; Ayan ve Bulut, 1964; Baykal, 1965; Akkuş, 1971; İzdar ve Ünlü, 1977; Kurtman, 1978; Özçelik ve diğerleri, 1990), paleontolojisi (Sirel, 1976a ve b; Örcen, 1986), petrol jeolojisi (Ayan, 1961; Yoldaş, 1972) ve maden jeolojisi (Ünlü, 1983) gibi konuları kapsamaktadır. Hekimhan kuzeybatı kesiminin stratigrafisi ile magmatik kayaçların petrografik ve jeokimyasal özellikleri Yılmaz (1991), Hekimhan doğu ve güneydoğusundaki sedimanter kayaçların mineralojik ve jeokimyasal karakteristikleri Bozkaya ve Yalçın (1991a), kil mineralojisi Bozkaya ve Yalçın (1991b) ve Üst Kretase yaşlı

* Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas

zeolit oluşumları da Yalçın ve Bozkaya (1991) tarafından incelenmiştir.

LİTOSTRATİGRAFİ BİRİMLERİ

Bu çalışmada, bölgenin 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış (Şekil 1) ve geliştirilmiş stratigrafik istif oluşturulmuştur (Şekil 2). Bölgedeki istif, Türkiye Stratigrafi Komitesi'nce saptanan kurallara bağlı kalınarak formasyon düzeyinde oniki, üye düzeyinde dört litostratigrafi-litodem birimlerine ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru, Yukarıselimli formasyonu, Hekimhan ofiyoliti, Güzelyurt-Boyalıkdere ve Kösehasan formasyonları, Deveci volkanitleri, Zorbehan, Yağca, Kızılyatak, Kocaözü ve Uğurlu formasyonları ile Yamadağı volkanitleridir. Yamadağı volkanitleri, üye düzeyinde dört birime ayrılmış olup sırasıyla Basak riyoliti, Kale andeziti, Başkınık piroklastikleri ve Kozdere bazaltı olarak adlandırılmıştır. Kuvaterner oluşukları ise tüm bu birimleri örtmektedir. İnceleme alanı ve yakın çevresinde değişik araştırmacılarca tanımlanan litostratigrafi ve litoloji birimlerinin korelasyonu da Şekil 3'de verilmiştir. Bunların açıklanması ve tartışılması birimlerin tanımlanması sırasında sırasıyla yapılacaktır.

Yukarıselimli formasyonu

Dağılımı ve topoğrafya görünümü: İnceleme alanının batı kesiminde yüzlek veren bu birim, Yukarıselimli köyü çevresi ve Kızıлмаğara köyü kuzeyinde geniş bir yayılma sahiptir. Topoğrafik olarak yüksek kesimlerde yer alan formasyon geniş düzlükler oluşturmaktadır.

Tip kesit, yeri ve kalınlık: Birimin düzlükler oluşturması nedeniyle kalınlık ölçümüne uygun lokaliteler sınırlı olmakla birlikte, Kızıлмаğara derede tip kesit ölçümü yapılmış ve yaklaşık 500 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 4).

Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırları: Tümüyle kalın tabakalı (2-4 m) kireçtaşlarından oluşan formasyonun Üst Jura ile temsil edilen alt seviyeleri dolomitik kireçtaşı arakatlı olup, breşik, kristalize ve bol çatlaklıdır. birimin Alt Kretase yaşlı üst seviyeleri ise genellikle krem renkli, breşik ve

daha az kristalizedir. Formasyon bitüm kokulu olmasıyla da karakteristiktir.

Alt sınırlı gözlenemeyen birimin üst sınırı Güzelyurt, Kösehasan ve Kızılyatak formasyonları ile açısız uyumsuzlukla örtülmektedir.

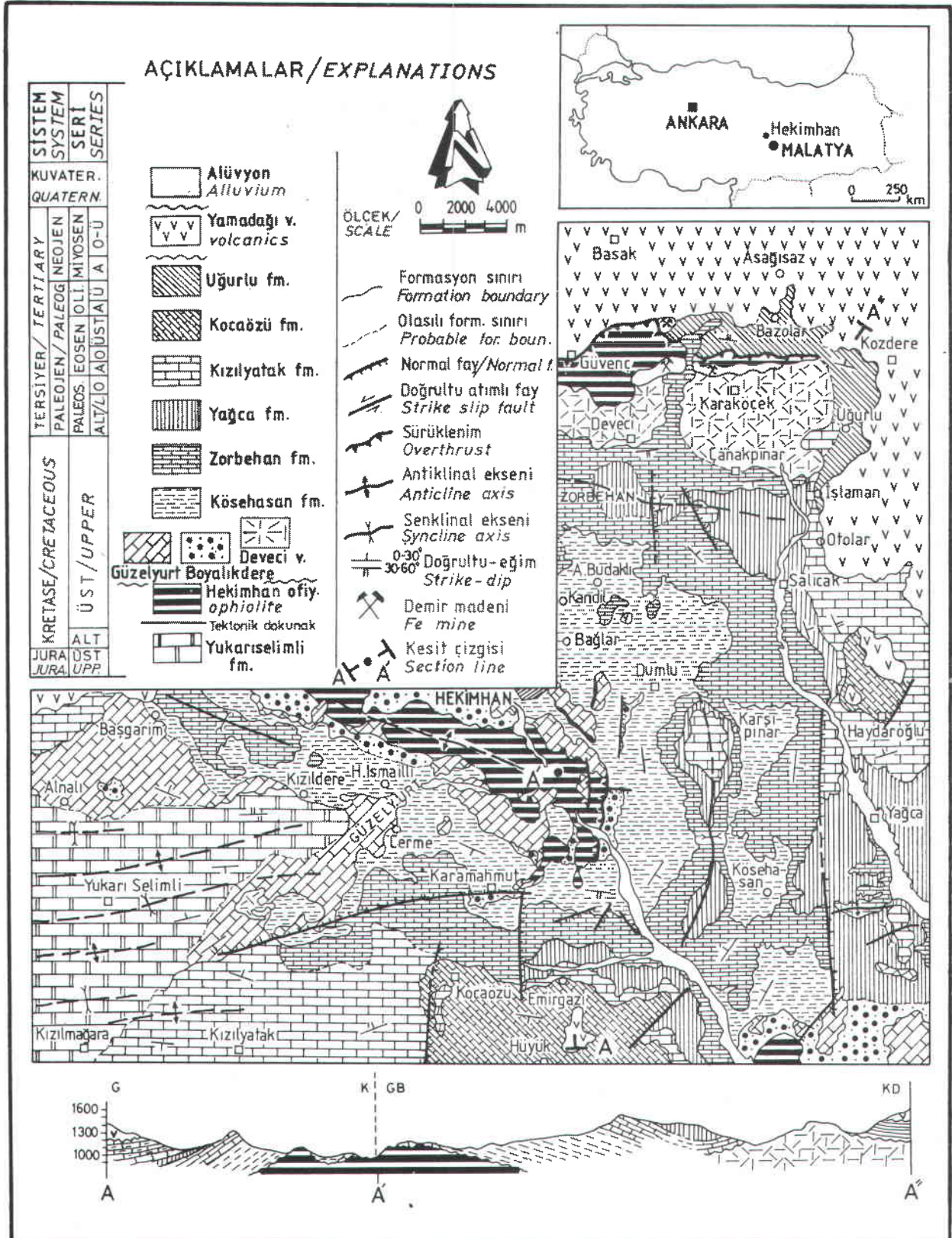
Fosil topluluğu ve yaş: Formasyonun alt kesimlerinden alınan örneklerde yapılan paleontolojik çalışmalarda (M.Tunç, C.Ü.), *Trocholina alpina* LEUPOLD, Calpionellid, Lituolidae (*Pseudocyclamina* sp?) ile Ostrakod kavkaları saptanmış ve Üst Jura (Malm) yaşı verilmiştir. Yukarıselimli köyü güneyinde yüzeylenen bu formasyonun üst kesimlerini temsil eden kireçtaşlarında ise *Rotalipora* sp., Dasycladacea algleri ve Radiolaria fosilleri saptanmış ve Alt Kretase (Albiyen-Senomaniyen) yaşlı oldukları belirtilmiştir. Yukarıdaki veriler birimin Üst Jura-Alt Kretase yaşlı olduğunu göstermekle birlikte, sık aralıklarla alınan örnekler üzerinde yapılacak paleontolojik ve mineralojik (kalsit-dolomit ayrımı) çalışmalar sonucu, birbirine çok benzeyen üst Jura ve Alt Kretase'nin ayrılabilirliğini ortaya koymaktadır.

Karşılaştırma ve yorum: Birim, Ayan'ın (1961) Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı, Ayan ve Bulut'un (1964) tanımladığı Geniz kalkerleri, Örcen (1986) ile Özçelik ve diğerleri (1990) tarafından tanımlanan Horasançal formasyonu ile litolojik ve yaş olarak eşdeğerdir. Ancak, Üst Jura'daki dolomit olayı bu çalışmalarda vurgulanmamıştır.

Üst Jura ile Alt Kretase arasında herhangi bir uyumsuzluğun gözlenmediği bu formasyonun sığ ve duraylı bir denizel ortamda (Akkuş, 1971), mikrofauna ve çökel özelliklerine göre açık-şelf ortamında (Özçelik ve diğerleri, 1990) çökeldiği bildirilmektedir. Bu görüşlerle birlikte, birimin duraylı karbonat platformu niteliğinde olduğu Calpionellid ve Radiolaria gibi fosillere dayanılarak kısmen derin denizel ortamda çökeldiği kabul edilmiştir.

Hekimhan ofiyoliti

Yukarıselimli formasyonu ile birlikte Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimlerin temelini oluşturan birim, inceleme alanının kuzey ve orta kesimlerinde gözlenmektedir. Ofiyolitler, kuzeyde Güvenç köyü ile Otmangözü ma-



Şekil 1 : İnceleme alanının bulduru ve jeoloji haritası
Figure 1 : Location and geological maps of the study area.

Hekimhan Havzası

ÜST SİSTEM ERATHEM	SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIES	KAT STAGE	FORMASYON/FORMA ÜYE / MEMBER	KALINLIK (m) / THICKNESS	LİTOLOJİK SİMGE / LITHOLOGIC SYMBOL	AÇIKLAMALAR / EXPLANATIONS				
							LİTOLOJİ/ LITHOLOGY	PALEONTOLOJİ/ PALEONTOLOGY			
SENZOYİK / CENOZOIC							KUVATERNER / QUATERNARY				
							TERTİARY		20	Alüvyon / Alluvium	
							NEOJEN / NEOGENE		?	Olivin-bazalt / Olivine-basalt	
							MIYÖSEN / MIOCENE		80	Aglomera/bres / Agglomerate/breccia	
							OLİYOSEN / OLILOCEN		?	Tüf / Tuff	
							OLİYOSEN / OLILOCEN		?	Andezit / Andesite	
							OLİYOSEN / OLILOCEN		?	Riyolitik breş / Rhyolitic breccia	
							OLİYOSEN / OLILOCEN		?	Riyolit / Rhyolite	
							OLİYOSEN / OLILOCEN		170	Çörtlü kireçtaşı / Cherty limestone	Miogypsina sp.
							OLİYOSEN / OLILOCEN		170	Kumtaşı-Konglomera -kumlu marn / Sandstone-conglomerate-sandy marl	Rotalia sp.
T E R S İ Y E R / T E R T I A R Y							PALEOJEN / PALEOGENE				
							EÖSEN / EOCENE		100-240	Kireçtaşı / Limestone	Archais compressus (d'ORBIGNY) Idalina aff. sinjarica GRIMSDALE
							EÖSEN / EOCENE		100-240	Killi kireçtaşı / Clayey limestone	Globorotalia crassata (CUSHMAN) Kriithe cf. papillata (BOSQUET) Quadrocythere cf. casidea
							EÖSEN / EOCENE		75	Fosilli kireçtaşı / Fossiliferous limestone	BRENDALA Discocyclina seunesi DOUVILLE
							EÖSEN / EOCENE		150-260	Dolomit-kırmızı kiltası / marn -jips ardalanması / Dolomite -red claystone / marl-gypsum alternations	Rotalia trochidiformis LAMARCK Nummulites atocicus LEYMERIE Nummulites perforatus (MONFORT) Alveolina decipiens SCHWAGER
							EÖSEN / EOCENE		150-260	Dolomit-kırmızı kiltası / marn -jips ardalanması / Dolomite -red claystone / marl-gypsum alternations	Idalina cf. sinjarica GRIMSDALE
							EÖSEN / EOCENE		90-600	Kireçtaşı, yer yer killi kireçtaşı, alt kesiminde Fe oluşumları / Limestone, partly clayey limestone, Fe occurrences at bottom part	Globotruncana stuarti (d'LAPPARENT) Globotruncana bulloides VÖGLER Abothomphalus mayaraensis BOLLI Rosita fornicata PLUMMER Globotruncana arca (CUSHMAN) Orbitoides medius (d'ARCHIAC) Lepidorbitoides minor (SCHLUMBERGER) Sirtina orbitoidiformis BRÖNNMANN
							EÖSEN / EOCENE		440	Zeolitli tüf arakatlı, alt kesimleri kumtaşı - marn, üst kesimleri killi kireçtaşı - marn ardalanması / Alternations of sandstone - marl at bottom, clayey limestone - marl at top, intercalated with zeolitic tuff	Orbitoides medius (d'ARCHIAC) Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER Lepidorbitoides minor (SCHLUMBERGER) Siderolites calcitrapoides LAMARCK
							EÖSEN / EOCENE		120-150	Yeşil kumtaşı / Green sandstone	Orbitoides medius (d'ARCHIAC)
							EÖSEN / EOCENE		120-250	Kırmızı konglomera / Red conglomerate	Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER
MESOZOYİK / MESOZOIC							KRETASE / CRETACEOUS				
							ÜST / UPPER		440	Spilit, bazalt / Spilit, basalt	
							ÜST / UPPER		120-150	Yeşil kumtaşı / Green sandstone	Orbitoides medius (d'ARCHIAC)
							ÜST / UPPER		120-250	Kırmızı konglomera / Red conglomerate	Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER
							ÜST / UPPER		500	Resifal kireçtaşı / Reefal limestone	
							ÜST / UPPER		500	Ofiyolitik seri / Ophiolitic series	Rotalipora sp.
							ÜST / UPPER		500	Kristalize kireçtaşı / Crystallized limestone	Trocholina alpina LEUPOLD
							ÜST / UPPER		500	Ofiyolitik seri / Ophiolitic series	
							ÜST / UPPER		500	Kristalize kireçtaşı / Crystallized limestone	
							ÜST / UPPER		500	Ofiyolitik seri / Ophiolitic series	

Şekil 2 : İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 2 : Generalized stratigraphy section of the study area.

SERİ SERIES	Ayan, 1961 Hekimhan- Ebreme	Ayan; Bulut, 1964 Balaban-Yazihan Kürşünlü-Levent	Akkuş, 1971 Darende- Bataban	Yoldaş, 1972	Sirel, 1976 Darende	İzdar; Ünlü, 1977 Hekimhan- Hasançelebi- Kuluncak	Örçen, 1986 Medik- Ebreme	Özçelik vd., 1990 Hisarcık- Esenbey	Bu çalışma Hekimhan	
	KB-MALATYA	KB-MALATYA	B-MALATYA	K-MALATYA	B-MALATYA	KB-MALATYA	KB-MALATYA	B-MALATYA	KB-MALATYA	
SENOZYİK / CENOZOIC	KUVATERNER QUATERNARY	Alüvyon Alluvium	Alüvyon Alluvium		Alüvyon Konglomera Alluvium Conglomerate	Alüvyon, döküntü Alluvium, debris	Alüvyon Alluvium	Alüvyon Alluvium	Alüvyon Alluvium	
	PLİYOSEN PLIOCENE		Çakıllıtaşı-kumtaşı Conglomerate-sand.	ÇAYBAŞI FM. FORMATION		Tuf, marn. aglom. bazalt/Tuff, aggl. marl. basalt	MISIRDERE FM. FORMATION			
	OLİGOSEN MIOSENE	ÜST UPPER					Alacalı detritikler detritals			YAMADAĞI VOLKANİTLERİ VOLCANICS
		ORTAM MIDDLE						ANSURÇAY FM.		
	OLİGOSEN OLIGOCENE	ALT LOWER	Kireçtaşı-şeyl/Sh.	Kçt.-şeyl. killi kçt.	TAHTALITEPE FM.	Kireçtaşı/Limest.		ÇAVUŞ FM.	ÇAVUŞ FM.	UĞURLU FORMASYONU FORMATION
		ÜST UPPER	Kumlu kireçtaşı Sandy limestone	Kumtaşı-kumlu kireçtaşı-killi kireçtaşı			Andezit Andesite			
	E O S E N E E O C E N E	ALT LOWER		Sandstone-sandy limestone-clayey limestone			Nummülitesli ve Alveolinalı az silisifiyele kireçtaşı			KOCAÖZÜ FORMASYONU FORMATION
		ÜST UPPER	Şeyl-kireçtaşı Shale-limestone	Şeyl-kireçtaşı limestone	BALABAN FM. DARENDE FM.	Marn. kumlu kçt. konglomera Marl, sandy lim. congl.	Partly silisifer limestone with Num. and Alve.	TOHMA FORMASYONU FORMATION	TOHMA FORMASYONU FORMATION	
	PALEOSEN PALEOC.	ORTA MIDDLE	Şeyl-kireçtaşı Shale-limestone	Kçt.-şeyl/Lime-shale Şeyl-kçt./Shale-lime	ASARTEPE FM. YENİCE FM. KORGANTEPE KO	Kçt. kumtaşı, şeyl konglomera Lime- sandst shale congl.	Killi kçt Clayey lim. Konglomera Conglo.	Jips, kırmızı kil ve marn Gypsum, red clay and marl		KIZILYATAK FORMASYONU FORMATION
		ALT LOWER	Kireçtaşı Limestone	Kireçtaşı-konglomera Limestone-conglom.		Kong. kuml. kilitaşı, jips, Congl. sandst. claystone gypsum				
MESOZYİK / MESOZOIC	ÜST JURA - ALT KRETASE UPPER JURAS- LOWER CRET.	Kireçtaşı Limestone	Komprehansif kireçtaşı Comprehensive limestone	TOHMA RESİFLERİ TOHMA REEFS	Konglomera- kumtaşı Congl.-sandstone	Siderolitesli ve Orbitoidesli kireçtaşı Limestone with Orbitoides and Siderolites	Kireçtaşı Limestone	MEDİK FM. FORMATION	YAGCA FORMASYONU FORMATION	
	ÜST KRETASE UPPER CRETACEOUS MAASTRICHTIAN		Filiş Flysch	ULUPINAR FORMASYONU FORMATION	Killi kireçtaşı Clayey limestone	Marn. kumtaşı kilitaşı Marl, sandstone claystone			ZORBEHAN FM.	
						Resif kireçtaşı, konglomera Reef limestone conglomerate	ULUPINAR FORMASYONU FORMATION		KÖŞEHASAN FM/FORMATI BOYALIKDERE FM.	
						Dolomitik kçt. radiolarit, çört gabro serpan tinit Dolomitic lime- radiolarit, chert, gabro, serpenlinit	HORASANÇAL FORMASYONU FORMATION	HORASANÇAL FORMASYONU FORMATION	GÜZELYURT FM. HEKİMHAN OFİYOLİTİ OPHIOLITE	

Ömer BOZKAYA - Hüseyin YALÇIN

Şekil 3 : Hekimhan ve yakın çevresinde tanımlanan birimlerin korelasyonu.

Figure 3 : Correlation of the described stratigraphic units in surrounding area of Hekimhan.

hallesi boyunca D-B doğrultulu bir uzanıma sahip olup, Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Uğurlu formasyonu ve Orta-Üst Miyosen yaşlı Yamadağı volkanitleri üzerine bindirmiş konumdadır. Havzanın orta kesiminde, Hekimhan'ın güneyinde Dursunlu köyü, Kuşçuluk mahallesi ve Karamahmut köyü doğrultusunda KD uzanımlı olarak gözlenen birim, bu lokasyonlarla Üst Maestrihtiyen yaşlı Boyalıkdere formasyonu üzerine bindirmiştir.

Birim ultramafitler ile bunları kesen gabro ve granodiyorit bileşimli plütonik kayalar ve epiofiyolitik örtüyü temsil eden silisli sedimanter kayalardan (radyolarit) oluşmaktadır. Ultramafik kayalar, serpantinleşmiş peridotit ve piroksenitler ile çoğunlukla da serpantinlerle temsil edilmektedir. Genellikle yeşilimsi, siyahımsı, bazen de bordo renkli olup, aşırı serpantinleşme ve tektonik hareketlerden dolayı parlak kayma yüzeylerine sahiptirler. Birim içerisinde tektonik dokanıklı olarak yer alan ofiyolitik dizilimin en üst seviyelerini oluşturan pelajik sedimantasyon ürünü radyolaritler,

Kızılceviz tepe ve Güvenç köyü doğusunda geniş bir yayılıma sahiptir. Kırmızı-kahverengi, beyaz silis daneli, ince tabakalanmalı ve genellikle bol kıvrımlıdır. Ayrıca, ofiyolitik seri içerisinde bu kayalarla ilişkili olduğu düşünülen pembemsi-sarımsı renkli bol demir içeren kireçtaşları da yer almaktadır.

Birime ofiyolit ismi, ideal bir ofiyolitik dizilimdeki kayaç gruplarının büyük bir kısmını oluşturması nedeniyle verilmiştir. İnceleme alanında gözlenmekle birlikte, Hekimhan'ın kuzeybatısında geniş yayılıma sahip yastık yapıli bazaltların bulunduğu bildirilmektedir (Yılmaz, 1991). Birim, Hekimhan çevresinde genellikle düşük topoğrafyalarda yer almakta, gabro ve radyolaritler ise az engeli olan ultramafitler üzerinde küçük sarplıklar oluşturmaktadır.

Hekimhan ofiyoliti, Güzelyurt, Boyalıkdere ve Kösehasan formasyonları ile Devenci volkanitlerince örtülmektedir. İnceleme alanında birimin tabanı görülmemekte, ancak bölgesel jeolojik konumu açısından Yukarıselimli formasyonu üzerine tektonik dokanıklı geldiği bilinmektedir. Yine inceleme alanındaki gözlemler, ofiyolitlerin Üst Maestrihtiyen öncesi Alt Kretase sonrası bir yaşa sahip olduğunu göstermektedir.

Güzelyurt formasyonu

Dağılımı ve topoğrafya görünümü: Formasyon, havzasının batı, orta ve güneydoğu kesimlerinde yüzlek vermektedir. Bölgedeki sedimanter birimlerin temelini oluşturan Yukarıselimli formasyonu ve Hekimhan ofiyolitinin çevresinde yüzeylenen bu birim, paleocoğrafik konumu açısından temel kayalara yakın sığ ortamları yansıtmaktadır. Ofiyolitlerin üzerine doğrudan geldiği bölgelerde hafif sarplıklar oluşturmakla birlikte, Kösehasan formasyonunun altında erozyon sonucu yüzeylenmiş olarak düşük topoğrafik bölgelerde de gözlenmektedir.

Tip kesit, yeri ve kalınlık: Tip kesit ölçümü havzanın güneydoğusunda gerçekleştirilmiş ve 120 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 5). Batı kesimindekilerin kalınlığı 250 m ye kadar çıkabilmektedir. Birimin kalınlığının sık değişimi, resiflerin çökeltme özelliğinin bir sonucu biçiminde değerlendirilmiştir.

SERİ/SERIES / KALINLIK / THICKNESS	LİTOLOJİ / LITHOLOGY	LİTOLOJİK AÇIKLAMA / LITHOLOGIC EXPLANATION	FOSİL İÇERİĞİ / FOSSIL CONTENT
		Kızılyatak Formasyonu/Formation	
ALT KRETASE / LOWER CRETACEOUS		Krem renkli, kalın tabakalı, yer yer breşik ve kristalize kireçtaşı / <i>Cream colored, thick bedded, partly breccial and crystallized limestone</i>	<i>Rotoligora</i> sp. Radiolaria
500		Griimsi renkli, bol çatlaklı, yer yer breşik, kalın tabakalı, bitüm kokulu, dolomitik kireç taşı arakatlı kristalize kireçtaşı / <i>Grey colored, plentiful cracked, partly breccial thick bedded, bitumen smelled, crystallized limestone, with dolomitic limestone intercalation</i>	<i>Trocholine alpina</i> LEUPOLD Calpionellid Littorididae
ÜST JURA / UPPER JURASSIC			
?			

Şekil 4 : Yukarıselimli formasyonu tip kesiti (Kızılmağara dere).

Figure 4 : Type section of the Yukarıselimli formation at Kızılmağara creek.

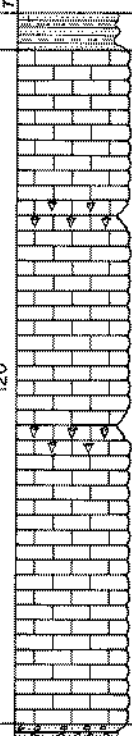
Ömer BOZKAYA - Hüseyin YALÇIN

Kayaç türü, yanıl değişim ve alt/üst sınırlar: Formasyon tümüyle bol fosilli kireçtaşı ve yer yer 4-5 m kalınlığındaki resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır. Resiflerdeki rudistlerin (Hippurites) büyüklükleri 5-40 cm arasında değişmektedir. Birimdeki bu organik-biyokimyasal kireçtaşları, havzanın orta ve doğusunda beyaz-sarı renkli ve bol fosilli iken, batı kesimlerde grimsi renkli ve bitüm kokulu olup daha az fosil içermektedir. Karamahmut köyü doğusundaki Mumyalık tepelerinde asfaltit sızmaları izlenmektedir.

Birim, Yukarıselimli formasyonu ve Hekimhan ofiyolitinin üzerinde doğrudan yer almakla birlikte, Boyalıkdere formasyonu ile yanıl geçişli olarak gözlenebilmektedir. Üst sınırı Kösehasan formasyonu ile uyumlu iken, havzanın batısında Kızılyatak formasyonu birimi aşmalı sedimantasyonla örtmektedir.

Fosil topluluğu ve yaş: Bol miktarda makro ve mikro fosil içeren karbonat kayaçların Hippurites fosillerinin tanımlanması A. Poisson (Paris-Sud Üniv.) tarafından yapılmış ve aşağıdaki türler belirlenerek Maestrihtiyen yaşı verilmiştir: *Vaccinites ultimus* MELOV, *Sabinia rtraryica triangularis* KARACABEY, *Pironaea polystyla* MENEĞH, *Colveria* sp. Mikrofosil içeren örneklerde yapılan fosil tayinlerinde *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC), *Lepidorbitoides minor* LAMARCK, *Sulcoperculina* sp., *Anomalina* sp. saptanmış ve birime Üst Maestrihtiyen yaşı verilmiştir.

Karşılaştırma ve yorum: Formasyon, Akkuş'un (1971) Üst Kretase yaşı Tohma resifi olarak adlandırdığı resifal kireçtaşlarına karşılık gelmektedir. Yoldaş'ın (1972) Maestrihtiyen yaşı konglomera-kumtaşı-şeyilkilli kireçtaşı serisi içerisinde tanımlamış olduğu mercek şeklindeki kireçtaşları, Sirel'in (1976a) tanımladığı Orbitoidesli ve Siderolitesli kireçtaşları ile de eşdeğer gibi gözükmektedir. Ayrıca, İzdar ve Ünlü'nün (1977) orta seri içerisinde belirttikleri taban konglomeraları üzerinde yer alan resif kireçtaşları ile Özçelik ve diğerlerinin (1990) Ulupınar formasyonu içerisinde tanımladıkları mercekler biçimindeki kireçtaşları bu birime karşılık gelmektedir.

KAT/STAGE	KALINLIK (m) THICKNESS	LİTOLOJİ/ LITHOLOGY	LİTOLOJİK AÇIKLAMA/ LITHOLOGIC EXPLANATION	FOSİL İÇERİĞİ/ FOSSIL CONTENT
			Kösehasan Formasyonu / Formation	
ÜST MAESTRIHTİYEN / UPPER MAESTRIHTIAN	120		Hippurites fosilli resifal kireçtaşı arakatkıları içeren kalın tabakalı sarımsı renkli kireçtaşı	<i>Orbitoides medius</i> (d'ARCHIAC)
			Thick bedded, yellowish limestone including reefal limestone with Hippurites fossils intercalations	<i>Lepidorbitoides minor</i> LAMARCK <i>Sulcoperculina</i> sp. <i>Anomalina</i> sp. <i>Hippurites</i> sp.
			Boyalıkdere Formasyonu / Formation	

Şekil 5 : Güzelyurt formasyonun tip kesiti (Basaklı kayalıkları).

Figure 5 : Type section of the Güzelyurt formation at Basaklı rockies.

Birim içerdiği fosillere göre, sığ neritik ortam koşullarında gelişen organik-biyokimyasal çökelmeyle oluşmuştur. Resiflerin farklı seviyelerde oluşması paleocoğrafya hakkında bilgi verebilmektedir. Şöyle ki, klastik kayaçlardan oluşan Boyalıkdere formasyonu sığ-kısmen derin bölgelerde çökelirken, resifler daha sığ bölgelerde oluşumunu sürdürmüşlerdir. Resiflerin gösterdiği jeomorfolojiye göre (Selle, 1976), bunların kıyıya yakın-yapışık olanları 'saçak-yama resifi', ofiyolitik kayaçlarla konglomeralar üzerinde bir set oluşturacak şekilde gelişenleri ise 'set resifi' biçiminde değerlendirilmiştir. Bu açıdan havzanın güneydoğusundaki resifal kireçtaşları set resifi özelliğinde iken, kuzey kesimdekiler saçak-yama resifi özelliği göstermektedir. Resifal kireçtaşları biyostrom, kısmen de biyoherm niteliğindedirler.

Boyalıkdere formasyonu

Dağılımı ve topoğrafya görünümü: Genellikle ofiyolitik kayaların çevresinde yer alan birim, inceleme alanının kuzeyinde ve güneydoğusunda yüzlek vermektedir. Kuzeyde Ellezli mahallesi çevresi, Hekimhan güneybatısı ve Boyalıkdere boyunca, güneydoğuda ise Kesikköprü istasyonu kuzeyinde geniş yayılma sahiptir.

Birimi temsil eden kayalar aşınmaya uygun bir litolojiye sahip oldukları için sarp topoğrafya oluşturmamakta ve daha çok dere-lerde ve sırtlar boyunca gözlenmektedir.

Tip kesit, yeri ve kalınlık: Birimin yanıl yöndeki değişimlerinin belirlenebilmesi amacıyla, kuzey ve güneydoğuda olmak üzere iki adet tip kesit ölçümü yapılmıştır. Kuzeyde Pamuklu tepe doğu yamacından yapılan ölçülü kesitte 150 m kalınlık bulunmuştur (Şekil 6). Güneydoğuda ise Şihoğlu tepe ile Köçek kayalıkları arasında kesit ölçümü gerçekleştirilmiş ve 120m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 7). Birimin kalınlığı Hekimhan'ın güneydoğu kesiminde daha da artmaktadır.

Kayaç türü, yanıl değişim ve alt/üst sınırlar: Havzanın kuzeyinde birim (Şekil 6), 5-10 cm kalınlığında yeşil renkli kumtaşı aratabakalı, kırmızı-bordo renkli iyi yuvarlaklaşmış bol miktarda ofiyolitik kayaç parçaları ve Güzelyurt formasyonuna ait kireçtaşı parçacıkları içeren 35 m'lik konglomera ile başlamakta, yukarıya doğru 34 m kalınlığında yer yer 2-3 m lik kumtaşı ve 15-20 cm lik çakıllı-kumlu-kireçtaşı arakatlı konglomera düzeylerine geçmektedir. Çakıl boyutları 2 mm - 10 cm arasında değişmekte olup, orta-iyi yuvarlaklaşmıştır. Birim, 5-6 cm kalınlığında kalem ve disk (piller and dish) yapıli kumtaşları ve 3 m kalınlığında kırmızı renkli çakıltası seviyesiyle devam etmekte ve 75 m kalınlığında, yeşil renkli, yer yer disk yapıli ve fosilli kumtaşları ile son bulmaktadır.

Güneydoğu kesiminde ise (Şekil 7), en altta 75 m kalınlığında kırmızı renkli konglomera seviyesi yer almaktadır. Çakıl boyutları 2 mm-20 cm arasında değişmektedir. Çevredeki ofiyolitik kayalardan ve kristalize kireç-

KAT/STAGE	KALINLIK (m) / THICKNESS	LİTOLOJİ / LITHOLOGY	LİTOLOJİK AÇIKLAMA / LITHOLOGIC EXPLANATION	FOSİL İÇERİĞİ / FOSSIL CONTENT
			Güzelyurt Formasyonu / " Formation	
ÜST MAESTRIHTIYEN / UPPER MAESTRIHTIAN	120		Yeşil renkli çakıllı kumtaşı / Green colored gravelly sandstone	Orbitoides medius (d'ARCHIAC)
			Kırmızı renkli kumlu marn-kumtaşı-çakıltası ardalanması / Alternations of red sandy marl-sandstone conglomerate	
			Kırmızı renkli çapraz tabakalanmalı kumtaşı / Red colored sandstone with cross-bedding	
			Kırmızı-yeşil renkli konglomera / Red-green conglomerate	
			Hekimhan Ofiyoliti / Ophiolite	

Şekil 6: Boyalıkdere formasyonunun Pamuklu tepe doğusundaki tip kesiti (kuzey kesimi)

Figure 6: Type section of the Boyalıkdere formation (northern part) in the east of Pamuklu hill.

taşlarından (Yukarıselimli formasyonu) beslenen birim 35 m kalınlığa sahip, 10-15 cm lik konglomera arakatlı, yer yer çapraz tabakalanmalı kırmızı renkli kumtaşlarıyla devam etmektedir. Üst kesimlere doğru kırmızı renkli kumlu marn-kumtaşı-çakıltası ardalanmasına geçen birim, 10 m kalınlığında yeşilimsi gri renkli çakıltası-çakıllı kumtaşı ile son bulmaktadır.

Kuzeyde gözlenen bazı lokasyonlarda D-B doğrultulu ripilmark yapıli kumtaşlarına da rastlanılmıştır. Birim, Hekimhan ofiyoliti üzerine uyumsuzlukla gelmekte olup, üst sınıın Kösehasan formasyonu ile uyumlu ve Güzelyurt formasyonu ile yanıl geçişlidir.

Fosil topluluğu ve yaş: Formasyonun üst seviyelerinde yer alan kumtaşlarında yapılan paleontolojik çalışmalar sonucu, *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC), *Orbitoides apiculatus* SCHLUMBERGER, *Lepidorbitoides* sp., *Sulco-perculina* sp. fosilleri saptanmış ve birime Üst Maestrihtiyen yaşı verilmiştir (N.İnan, C.Ü.).

Birimdeki konglomeralar içerisinde yer yer Hippurites fosilleri ve resifal kireçtaşlarının bulunması, bu birimin resifal kireçtaşlarından (Güzelyurt formasyonu) daha genç veya

eş zamanlı olabileceğine işaretler. Nitekim, fosil türleri ve yaş açısından her ikisinin de aynı zamanda oluştuğu belirlenmiştir. Ancak, resifal kireçtaşlarının küçük zaman aralıklarında değişik seviyelerde oluşması kuvvetli bir olasılıktır. Bu verileri aynı yaşlı olmasına rağmen çabuk taşlaşabilmesi nedeniyle resifal kireçtaşlarının konglomeralara parça vermesi ve tektonik etkilerin de önemli bir rol oynadığı şeklinde yorumlamak da mümkündür (A.Poisson, Paris-Sud Üniv., sözlü görüşme, 1991).

Karşılaştırma ve yorum: Birim, Yoldaş'ın (1972) Malatya kuzeyinde yapmış olduğu çalışmasında Üst Kretase birimlerinin alt seviyesinde yer alan konglomera-kumtaşı litolojilerine karşılık gelmektedir. Aynı şekilde, İzdar ve Ünlü'nün (1977) orta seri içerisinde tanımladıkları Üst Kretase yaşlı taban kon-

glomeralarıyla, Özçelik ve diğerlerinin (1990) tanımladıkları Uludere formasyonu alt kesimlerinde bulunan konglomeralara eşdeğerdir. Taban konglomerası konumundaki bu birim, transgresif bir serinin başlangıcını temsil etmektedir.

Birimin üst seviyelerinde gözlenen ripil-mark gibi sedimanter yapılar, ortamın sığ olması nedeniyle dalga hareketlerinden etkilendiğini göstermektedir. Kumtaşlarında yerli Orbitoides fosillerinin bulunması, birimi oluşturan kayaçların sığ deniz ortamında çöktüklerini desteklemektedir.

Ayrıca, birim en altta kalın tabakalı, iri taneli ve köşeli bileşenli konglomeralardan oluşmakta, üste doğru derecelenme ve çapraz tabakalanma gibi sedimanter yapılara geçiş göstermektedir. Bu veriler, birimin önce kütle-tane akışı şeklinde çöktüğünü, daha sonra yoğunluk-yüksek enerjili türbid akıntılara (proksimal türbiditler) geçildiğini düşündürmektedir. Diğer bir ifadeyle birim, birçok araştırmacı (Slaczka ve Thompson, 1975; Davies ve Walker, 1974; Gökçen ve Şahbaz, 1979) tarafından tanımlanan flaksotürbidit fasiyesinde çöktürülmüştür.

Kösheasan formasyonu

Dağılımı ve topoğrafya görünümü: Çalışma alanında en geniş yüzey alanını kapsayan birimlerden biri olup, Kösheasan mahallesi ve kuzeye doğru Karşıpınar mahallesi, Dumlu köyü, Bağlar, Kandil ve Aşağı Budaklı mahalleleri boyunca K-G yönlü bir uzanıma sahiptir. D-B yönünde Karamahmut köyü, Hacıosmanlı, Cerme, Hacıismailli, Kızıldere ve Başgarım mahalleleri çevresi birimin gözlemlendiği diğer lokalitelerdir.

Aşınmaya elverişli litolojilerden oluştuğu için düşük topoğrafik seviyelerde yer almaktadır. Genellikle üstteki birimin (Zorbehan formasyonu) aşınması sonucu yüzeylenmekte ve birbirine yakın birçok derenin gelişmesine neden olmaktadır.



Tip kesit, yeri ve kalınlık: Tip kesit seçimi Dumlu köyü güneyinde Boyalıklar deresi ile Ayölen sırtı arasında yapılmış ve 440 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 8). Formasyonun yanal yöndeki değişimi de Köslüler sırtı batı yarımındaki referans kesitte incelenmiş ve bu yerde 140 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 9).

KAT/STAGE	KALINLIK (m) THICKNESS	LİTOLOJİ/ LITHOLOGY	LİTOLOJİK AÇIKLAMA/ LITHOLOGIC EXPLANATION	FOSİL İÇERİŞİ/ FOSSIL CONTENT
			Kösheasan Formasyonu/Formasyon	
ÜST MAESTRIHTİYEN / UPPER MAASTRICHTIAN	150		Yeşil renkli yer yer disk yapılı fosilli kumtaşı / Green colored, fossiliferous sandstone with partly disc structure	Orbitoides medius (d'ARCHIAC) Orbitoides apiculatus SCHLUMBERGER Lepidorbitoides sp.
			Kırmızı mikrokonglomera / Red microconglomerate	Suicoperulina sp.
			Yeşil renkli oyu izli ve disk yapılı kumtaşı, çakıllı-kumlu kireçtaşı / Green colored sandstone with flute mark and disc structure gravelly-sandy limestone	
			Kumtaşı arabanfisi kırmızı renkli konglomera / Red colored conglomerate interbedded with sandstones	
			Hekimhan Otiyaliti /Ophiolite	

Şekil 7 : Boyalıklar deresi formasyonunun Şihoğlu tepe-Köçek kayalıkları arasındaki tip kesiti (güney kesimi)

Figure 7 : Type section of the Boyalıklar deresi formation in the area between Şihoğlu hill and Köçek rockies (southern part).

Hekimhan Havzası

KAT / STAGE	KALINLIK (m) THICKNESS	LİTOLOJİ/ LITHOLOGY	LİTOLOJİK AÇIKLAMA / LITHOLOGIC EXPLANATION	FOSİL İÇERİĞİ / FOSSIL CONTENT
ÜST MAESTRIHTIYEN / UPPER MAASTRICHTIAN	440		Zorbehan Formasyonu / <i>Formation</i>	
			Kırmızı-yeşil renkli kilitaşı-sarı renkli kireçtaşı ardalanması / <i>Alternations of red-green claystone -yellow limestone</i> Yeşil renkli pomzalı, derecelenme gösteren klinoptilolitli tuf / <i>Green, pumiceous, graded clinoptilolitic tuff</i> Bitki fosilli, canlı izleri içeren kireçtaşı / <i>Limestone with plant fossil containing animal burrows</i> Sarimsı renkli killi kireçtaşı - marn ardalanması / <i>Yellowish clayey limestone -marl alternations</i> Yeşil renkli kumtaşı - marn ardalanması / <i>Alternations of green sandstone -marl</i> Derecelenme gösteren ve pomza içeren sarı-yeşil renkli, analsimli tuf / <i>Yellow-green pumiceous, graded analsimic tuff</i> Yeşil renkli kumtaşı - marn ardalanması / <i>Green sandstone - marl alternations</i>	<i>Orbitoides medius</i> (d'ARCHIAC) <i>Globotruncana</i> cf. <i>havanensis</i> WOORWIJK <i>Globotruncanella</i> sp.
			Boyalıkdere Formasyonu / <i>Formation</i>	

Şekil 8 : Kösheasan formasyonunun tip kesiti (Boyalıkdere-Ayölen sırtı).

Figure 8 : Type section of the Kösheasan formation at Boyalıkdere-Ayölen ridge.

Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar: Formasyonun egemen litolojisini filiş türü sedimantasyon ürünü yeşil renkli kumtaşı-marn ile kimyasal sedimantasyon ürünü kireçtaşları oluşturmaktadır. Birimin alt kesimlerinde epiklastik, üst kesimlerinde ise karbonat kayaçları daha bol bulunmaktadır. Ayrıca, üst seviyelerde piroklastik sedimantasyon ürünü zeolitli tuf seviyeleri de yer almaktadır (Şekil 8 ve 9).

Yanal yönde havzanın güneyine doğru karbonat kayaç oranında bir artma gözlenmektedir. Bu durum güneyde derinliğin artmasının yanı sıra, detritik getirimin de az olmasından kaynaklanmaktadır. Nitekim, güneye doğru kumtaşı seviyeleri azalmakta veya yerini tümüyle kireçtaşlarına bırakmaktadır (Şekil 9).

Tüflü düzeyler kılavuz seviye niteliğinde olup, bu formasyon ile Zorbehan formasyonu sınırında veya sınıra çok yakın seviyelerde ortaya çıkmaktadır. Birim, Boyalıkdere formasyonu ve yer yer de Güzelyurt formasyonunu uyumlu olarak örtmektedir. Üst sınır ise Zorbehan formasyonu ile tedrici geçişlidir.

Fosil topluluğu ve yaş: Formasyon içerisinde resif önu şeklinde tanımlanan kireçtaşlarında neritik ve pelajik ortamı karakterize eden fosiller birlikte bulunmaktadır. Resif bölgesinden aktarılmış ve yer yer breşik özellikteki neritik fosiller (N.İnan, C.Ü.) şunlardır: *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC), *Lepidorbitoides apiculatus* SCHLUMBERGER, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Anomalina* sp., *Sulcoperculina* sp. Pelajik fosiller (M. Tunç, C.Ü.) ise aşağıda sıralanmıştır: *Globotruncana* cf. *havanensis* WOORWIJK, *Globotruncana* sp., *Globotruncanella* sp., *Textulariidae*, *Miliolidae*, *radiolaria*. Belirlenen bu fosillere dayanılarak birime Üst Maestrihtiyen yaşı verilmiştir.

Karşılaştırma ve yorum: Birim Ayan ve Bulut'un (1964) Yazihan-Kurşunlu-Levent çevresinde yapmış oldukları çalışmalarında tanımladıkları Üst Kretase filişine karşılık gelmektedir. Akkuş (1971) tarafından Darınde-Balaban havzasında tanımlanan Ulupınar formasyonu ve Yoldaş'ın (1972) Malatya kuzeyinde belirlediği Üst Kretase yaşlı kireç-

KAT/STAGE	KALINLIK (m) THICKNESS	LİTOLOJİ LITHOLOGY	LİTOLOJİK AÇIKLAMA/ LITHOLOGIC EXPLANATION	FOSİL İÇERİĞİ/ FOSSIL CONTENT
			Zorbehan Formasyonu/Formation	
ÜST MAESTRIHTIYEN / UPPER MAESTRIHTIAN	140		Yeşil renkli, pomza içeren, derecelenmiş gösleren, klinoptiloliti tuf / Green, pumiceous, graded tuff with clinoptilolite	<i>Orbitoides medius</i> (d'ARCHIAC)
			Sarımsı renkli marn-kireçtaşı ardalanması / Yellowish marl-limestone alternations	<i>Lepidorbitoides minor</i> SCHLUMBERGER
			Sarı - beyaz renkli kireçtaşı / White-yellow limestone	<i>Orbitoides apiculatus</i> SCHLUMBERGER <i>Anomalina</i> sp. <i>Sulcoperculina</i> sp.
		Yeşil renkli marn - sarımsı renkli yer yer kumlu kireçtaşı ardalanması / Green marl - yellowish, partly sandy, limestone alternations	<i>Globotruncana</i> sp. <i>Globotruncanella</i> sp.	

Şekil 9 : Kösehasan formasyonunun referans kesiti (Köslüler sırtı).

Figure 9 : Reference Section of the Kösehasan formation at Köslüler ridge.

taşı-şeyl ve kireçtaşı biçimindeki litolojik birimler Kösehasan formasyonuna eşdeğerdir. İnceleme alanında ve daha batıda İzdar ve Ünlü'nün (1977) çalışmaları da bu formasyon, orta seri içerisinde yer alan marnlı kireçtaşı-kiltaşı ve üstte de kireçtaşı olarak tanımlanmıştır. Son olarak Özçelik ve diğerlerinin (1990) yine Ulupınar formasyonu olarak adlandırdıkları birimin üst kesimleri, bu çalışmada tanımlanan birime karşılık gelmektedir.

Pelajik, derin ortamda çökeltilen birimde sığ ortam fosillerinin de gözlenmesi çelişkili bir durum yaratmakta olup, bunlar türbid akıntularla taşınmışlardır. Ayrıca kötü boyanmış türbidit türü kumtaşları ve volkanojenik oluşumlar ve birtakım taban yapıları (oygu ve yük çökme) Filiş fasiyesini yansıtmaktadır. Gerçekte sedimantolojik gözlemler, bileşenlerin distal türbidit akıntılar (Walker, 1976) ile taşındığını düşündürmektedir. Tuf arakatıkları ve kumtaşlarındaki volkanoklastik bileşenler ise kırıntılı sedimantasyonla eş zamanlı bir volkanizmanın (Deveci volkanitleri) varlığına işaret etmektedir.

Deveci volkanitleri

Dağılımı ve topoğrafya görünümü: Volkanik kayalar Deveci, Karaköçek ve Çanakpınar köyleri çevresinde gözlenmekte ve yaklaşık D-B uzanımlı olarak inceleme alanının kuzeyinde yaklaşık 20 km²'lik bir alanı kapsamaktadır. Havzanın batısında Kuzukulağı mezrasının kuzeyinde küçük bir yüzlek (1 km²) de vermektedir. Birim engebeli bir morfoloji oluşturmaktadır.

Kayaç türü ve alt/üst sınırlar: Volkanitler, yeşil-siyah ve bazen bordo renklerde, yer yer breşik ve genellikle bazaltik bileşimlidir. Volkanizmanın birkaç evreliliğine işaret eden, bazalt, diyabaz ve spilit türü dayklar da gözlenmektedir. Daykları oluşturan volkanik kayalar esas kütleyle göre daha taze ve temiz yüzeyledir. Kuzukulağı mezrası yakınlarında gözlemlendiği gibi volkanitlerle birlikte yanall devamlılığı olmayan 1-2 m kalınlığında radyolaritler de bulunmaktadır. Volkanik kayalar, alt/üst sınırlarında uyumsuz ilişkiler sunmaktadır.

Volkanizmanın yaşı ve karşılaştırma: Boyalıdere ve Köşehasan formasyonları ile eş zamanlı olarak oluştuğu düşünülen birim, Zorbehan formasyonunun çökmeye başlamasına kadar faaliyetini sürdürmüştür. Bölgedeki deveci demir yatağının bulunduğu lokasyonun bu volkanitlerle ofiyolitik kayaların sınırında yer alması, jenetik bir ilişkiyi gündeme getirmektedir. Ayrıca, Köşehasan formasyonunu kesen volkanik kayalar, bu formasyonun üst kesimlerinde gözlenen tüflerin de kaynağını oluşturmaktadır. Diğer araştırmacılar İzdar ve Ünlü (1977) bunları Üst Kretase yaşlı tüflere malzeme veren denizaltı volkanik kayaları biçiminde değerlendirmişlerdir. Denizaltı volkanizmasının karakteristiği olan radyolarit beraberliği de bu görüşü güçlendirmektedir. Bölgede yer alan tüm volkanik aktiviteler (Üst Kretase yaşlı Deveci volkanitleri ve Orta-Üst Miyosen yaşlı Yamadağı volkanitleri) ayrı bir çalışmada irdeleneceğinden burada ayrıntıya inilmeyecektir.

Zorbehan formasyonu

Dağılımı ve topoğrafya görünümü: İnceleme alanında geniş bir yayılım gösteren birim, havzanın güneyinde Karamahmut köyü ve

Yiğitler mahallesi boyunca D-B uzanımlı olarak yer almaktadır. Köşehasan ve Karşıpınar mahallesi, Zorbehan dağı ve Deveci köyü doğrultusunda ise K-G yönlü bir yayılıma sahiptir. Batıda Başgarım mahallesi doğusunda da yüzlek vermektedir.

Birim genellikle yüksek kotlarda ortaya çıkmaktadır. Özellikle inceleme alanının kuzey (Zorbehan dağı, Hatunkaya tepesi) ve güney (Saçayak, Mağarakayası ve Uma tepesi) kesimlerinde oldukça engebeli morfolojiler sunmaktadır.

Tip kesit, yeri ve kalınlık: Birimin kalınlığı en tipik görünümüne sahip olduğu Zorbehan Dağı güney yamacında ölçülmüş ve 600 m kalınlık bulunmuştur (Şekil 10). Ayrıca, güneyde Köslüler sırtında da tip kesit ölçümü yapılarak 87 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 11). Diğer bir ifadeyle, birimin kalınlığı kuzeyden güneye doğru azalmaktadır.

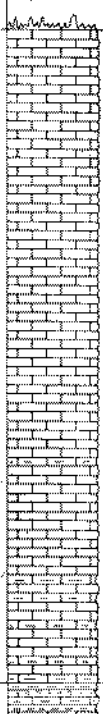
Kayaç türü, yanall değişim ve alt/üst sınırlar: Alt kesimlerde killi kireçtaşı, üste doğru tümüyle kireçtaşı litolojisindedir. Bölgenin doğusunda sarımsı renkli, yer yer mavimsi kireçtaşı yamacıkları içeren orta tabakalanmalı (30-40 cm), konkoidal kırıklı killi kireçtaşı egemendir. Kuzey ve batıda ise koyu sarı renkli kalın tabakalanmalı (bazen 1-2 m) sert kireçtaşları ile temsil edilmektedir.

Birim içerisinde çatlaklar boyunca gelişmiş 15-20 cm kalınlığında limonitleşmiş zonlar yer almaktadır. İnceleme alanının güneydoğusunda yaklaşık 150 m²'lik bir alanı kaplayan demirce zengin zonlar da gözlenmektedir. Deveci demir maddenin bu birimin tabanında yer aldığı da bilinmektedir.

Köslüler sırtı güneyinde 25-30 cm kalınlığında breşik kireçtaşı seviyeleri de bulunmaktadır. Aynı yerde yumru ve kalem (pillar) yapıları kireçtaşları da gözlenmektedir.

Birim alt sınırı Köşehasan formasyonu ile uyumlu olduğu gibi üst sınırı da Paleosen yaşlı Yağca formasyonu ile geçişlidir. Bu tedrici geçiş Salıcak köyü güneyinde oldukça belirgin bir biçimde izlenebilmektedir.

Fosil topluluğu ve yaş: Karbonat kayalarında yapılan fosil tanımlamalarında, planktonik fosillerden (*M.Tunç*, C.Ü.), *Abothomphalus mayaroensis* (BOLL), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Racemigümbelina* sp., *Globigerinella* sp., *Globigerinelloides* sp., *Het-*

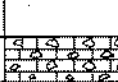

KAT/STAGE KALINLIK(m) THICKNESS	LİTOLOJİ/ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR/ EXPLANATIONS	FOSİL İÇERİĞİ/ FOSSIL CONTENT
(ÜST) MAESTRİHTİYEN / (UPPER) MAESTRİCHTIAN ~ 600		Orta - kalın tabakalı kireçtaşı/ Medium - thick bedded limestone	<i>Abothomphalus mayaroensis</i> (BOLLI) <i>Globotruncana citacea</i> (BOLLI) <i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN) <i>Rosito contusa</i> (CUSHMAN) <i>Siderolites calcitrapoides</i> LAMARCK <i>Sirtina orbitoidiformis</i> BRÖNNMANN <i>Smoutina cruysi</i> DROOGER <i>Lepidorbitoides minor</i> (SCHLUMBERGER)
		Orta tabakalı killi kireçtaşı - kireçtaşı / Medium bedded clayey limestone - limestone	
		Kösehan formasyonu / formation	

Şekil 10 : Zorbehan formasyonunun Zorbehan Dağı güneyindeki tip kesiti (kuzey kesimi).

Figure 10 : Type section of the Zorbehan formation on the south flank of the Zorbehan Mountain.

erohelix sp., Rotaliidae, Nodosariidae, radiolaria ve sünger spikülleri saptanmıştır. Bentonik fosillerden ise (N.İnan, C.Ü.). *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC), *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *Sirtina orbitoidiformis* BRÖNNMANN, *Lepidorbitoides minor* (SCHLUMBERGER), *Smoutina cruysi* DROOGER, *Sulcoperculina* sp., Textularidae, Miliolidae ve rudist parçaları belirlenmiştir. Gerek derin denizel, gerekse taşınmış neritik fosillere göre birim Üst Maestrihtiyen yaşındadır. Ayrıca, birimin üst seviyesine ait bir örnekte ostrakod taraması yapılmış (C.Tunoğlu, H.Ü.) ve *Bairdia cymbula* DELTEL ve *Bairdia* sp. fosilleri belirlenerek aynı yaş önerilmiştir.

Karşılaştırma ve yorum: Formasyon, Yolbaş'ın (1972) Üst Kretase yaşı olarak tanımladığı birimin en üst seviyesinde yer alan killi kireçtaşına karşılık gelmektedir.

KAT/STAGE KALINLIK(m) THICKNESS	LİTOLOJİ/ LITHOLOGY	LİTOLOJİK AÇIKLAMA/ LITHOLOGIC EXPLANATION	FOSİL İÇERİĞİ/ FOSSIL CONTENT
		Yağca Fm./Formation	
(ÜST) MAESTRİHTİYEN / (UPPER) MAESTRİCHTIAN 87		Killi kireçtaşı / marn arabaklıları içeren sarımsı renkli kireçtaşı / Yellowish limestone including clayey limestone / marl intercalations	<i>Bairdia cymbula</i> DELTEL <i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN) <i>Rosito fornicata</i> PLUMMER <i>Bairdia</i> sp. <i>Rugoglobigerina</i> sp. <i>Globigerinella</i> sp.
		Breşik kireçtaşı / Breccial limestone	
		Sarımsı renkli, kısmen kristalize kireçtaşı / Yellowish partly crystallized limestone	
		Mavimsi gri killi kireçtaşı / Blue-grey clayey limestone	
		Kösehan Fm./Formation	

Şekil 11 : Zorbehan formasyonunun Köslüleri - sırtındaki tip kesiti (güney kesimi).

Figure 11 : Type section of the Zorbehan formation (southern part) at the Köslüleri ridge.

İzdar ve Ünlü'nün (1977) orta seri biçiminde adlandırdıkları marn, kumtaşı ve kiltası seviyesinin hemen üzerinde bulunan kireçtaşlarına eşdeğer gözükmektedir.

Birim içerdiği fosillere göre derin denizel ortamda çökeltilmiştir. Planktonik foraminiferlerle birlikte radiolariaların da gözlenmesi ve bu görüşü desteklemektedir. Formasyonun alt kesimlerinde yer alan demir karbonat oluşumları, ultrabaziklerin bozunması ve açığa çıkan demirin kimyasal çökmesini temsil etmektedir.

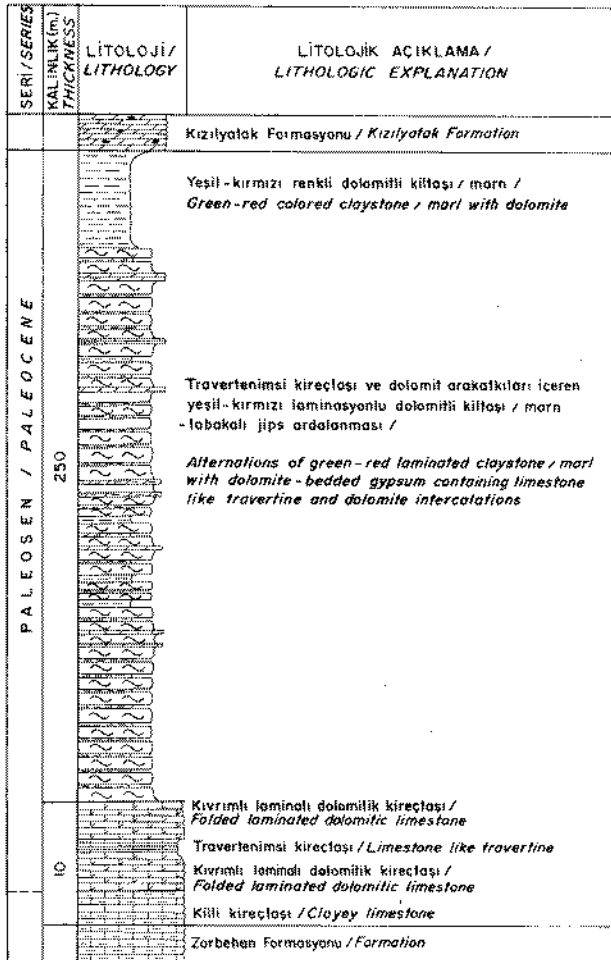
Yağca formasyonu

Dağılımı ve topoğrafya görünümü: Birim doğu kesimde Yağca köyü çevresinde en geniş yüzey alanına sahiptir. Batıya doğru Suyunguzu ve Örü tepe boyunca, ayrıca kuzeyde Salıcak köyü ve Zorbehan dağı arasında da gözlenmektedir. Düşük topoğrafik seviyelerde yer

alan birimin dolomitli ve çörtlü seviyeleri yer yer çıkıntılar oluşturmaktadır.

Tip kesit, yeri ve kalınlık: Formasyonun havzanın doğu, kuzey ve güneyinde farklılıklar gösterdiği için bu yörelerden 1 adet tip, 2 adet referans kesit ölçümü yapılmıştır. Kuzeyde Salıcak köyü güneyinde 260 m (Şekil 12), güneyde Tavşan tepe ve Nadar tepe arasında 153 m (Şekil 13), doğuda ise Yağca köyü batısında 118 m (Şekil 14) kalınlık bulunmaktadır.

Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar: Birim tip kesitte (Şekil 12). 10 m kalınlığında tabakalar arası kıvrımlanmalar gösteren laminasyonlu kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı ardalanmasından oluşan bir seviye

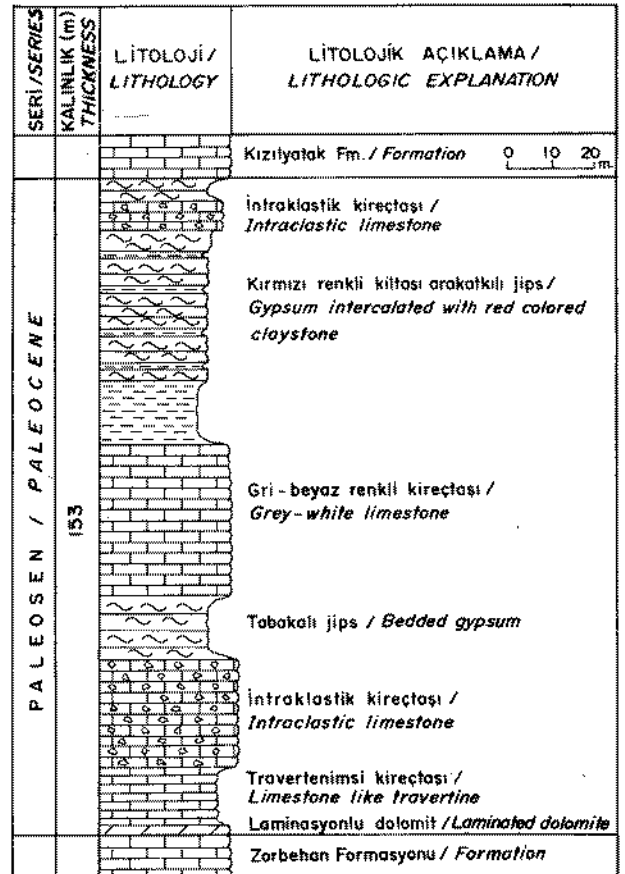


Şekil 12 : Yağca formasyonunun tip kesiti (Uzun kaya tepesi).

Figure 12 : Type section of the Yağca formation at Uzun kaya hill.

ile başlamaktadır. Üste doğru dolomitik kiltası/marl-jips ve yer yer dolomitin de katıldığı ardalanmalara geçmektedir. Jipslere eser miktarda sölestin mineralleri de eşlik etmektedir. Killi seviyeler kırmızı ve yeşil renkli olup, kalınlıkları 15-20 cm arasında değişmektedir. Jipsler genellikle tabakalı (3-5 m), yer yer de masif özelliktedir.

Güneydeki referans kesitte (Şekil 13), altta ince laminasyonlu 2 m kalınlığında dolomit gözlenmekte ve bu seviyeyi 14m kalınlığındaki travertenimsi kireçtaşı ve 25 m kalınlığındaki intraklastik kireçtaşı izlemektedir. Birim yer yer kömür içeren 15 m lik jips ve 30 m lik kireçtaşı ile 15 m lik kırmızı marlarla devam etmektedir. Üstte 35 m



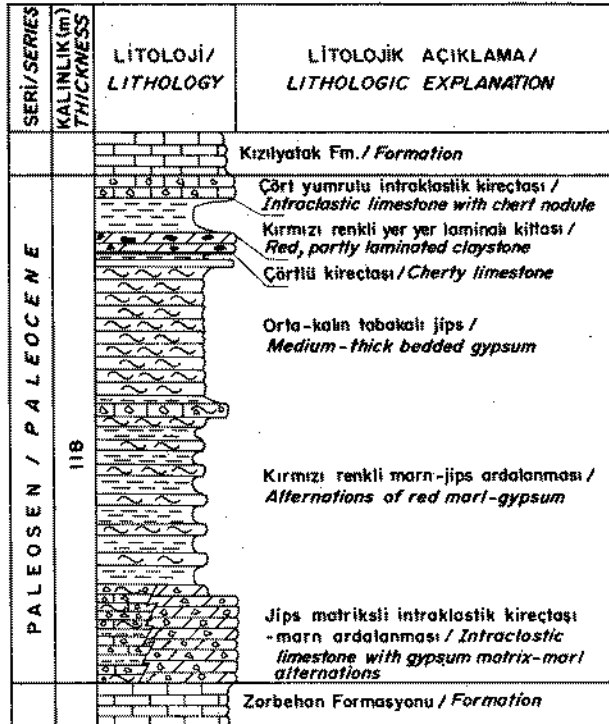
Şekil 13 : Yağca formasyonunun Tavşan-Nadar tepedeki referans kesiti.

Figure 13 : Reference section of the Yağca formation at Tavşan-Nadar hill.

kalınlığında yer yer iğnemsiz özellikteki jipsler, 7 m kalınlığında breşik intraklastik kireçtaşı ve 5 m kalınlığındaki tabakalı jipsler ile son bulmaktadır.

İnceleme alanının doğusunda (Şekil 14), birim jips matriksli intraklastik karakterde ve yer yer çört yumrulu dolomitte başlamakta ve üste doğru 57 m kalınlığa sahip kırmızı marn-jips ardalanmasına geçmektedir. Bu seviyeyi tabakalı, yer yer lifsi jipsler (30 m), çörtler (5 m) ve marn-çörtlü kireçtaşları (8 m) izlemektedir. En üstte 5 m kalınlığa sahip intraklastik kireçtaşları yer almaktadır.

Yukarıdaki açıklamalardan görüldüğü gibi, havzanın değişik kesimlerinde kayaç türlerinde ve bunların kalınlık ve bolluklarında önemli fasiyes farklılıkları ortaya çıkmaktadır. Birimin alt sınırı Zorbehan, üst sınırı se Kızılyatak formasyonu ile uyumlu olup, sınırlar belirgindir.



Şekil 14 : Yağca formasyonunun Yağca Köyü batısındaki referans kesiti.

Figure 14 : Reference section of the Yağca formation in the west of the Yağca village.

Fosil topluluğu ve yaş: Birimin tabanındaki karbonat kayaçlarında *Idalina cf. sirjarica* GRIMSDALE fosili belirlenmiştir (N.İnan, C.Ü.). Ayrıca diğer seviyelerde Millolidae, Textularidae, mavi ve yeşil algere de rastlanılmıştır. Gerek stratigrafik ilişkilere (altında Üst Maestrihtiyen ve üzerinde Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı birimlerin bulunması), gerekse yukarıdaki tipik fosile dayanılarak Alt Paleosen yaşlı önerilmiştir. Nitekim biyofasiyesin Paleosen'e benzediği (Köylüoğlu, Sözlü görüşme, TPAO) ifade edilmektedir. Ayrıca, birimde belirlenen kil ve karbonat mineral parajenezlerinin değişik ülkelerdeki Paleosen'in mineral topluluklarına büyük benzerlik gösterdiği de önemli olmaktadır (Bozkaya ve Yalçın, 1991).

Karşılaştırma ve yorum: Formasyon Akkuş'un (1991) Darende formasyonu olarak tanımladığı jipsli birime benzemekle birlikte, yaşları (Üst Eosen) farklılık oluşturmaktadır. Aynı şekilde Yoldaş'ın (1972) Malatya kuzeyinde belirlediği Alt Eosen yaşlı jipsli birime litolojik açıdan benzer görülmektedir. İnceleme alanının belirli bir kesiminde çalışan İzdar ve Ünlü (1977) ise aynı birime Eosen yaşını vermişlerdir. Birim, global ölçekte denestirildiğinde stratigrafik, litolojik ve fasiyes özellikleri bakımından Güneydoğu Anadolu'daki Paleosen yaşlı serilere (Köylüoğlu, 1986) de büyük benzerlik gösterdiği belirtilebilir.

Birimin litolojik ve sedimentolojik özellikleri, evaporitik bir sabıka ortamını yansıtmaktadır. Birim içerisinde çok ender fosil bulunması veya dolomitli seviyelerde hiç gözlenmemesi, bu aşırı alkalın ortamın canlı yaşamasına olanak vermemesine bağlanabilir. Ayrıca, Kretase-Tersiyer geçişinde gözlenen fosiller, tabakalar arası kıvrımlanma ve mikrofaylanmalar ile dolomitler, bu sınırı belirlemede kullanılacak paleontolojik, fiziksel ve litolojik ölçütler olarak değerlendirilmiştir.

Kızılyatak formasyonu

Dağılımı ve topoğrafya görünümü: Kızılyatak köyü çevresi birimin en iyi gözlemlendiği yerlerdir. Ayrıca, inceleme alanının D-KD'sunda Yağca, Haydaroğlu ve Sahçak köyleri arasında da geniş yüzleklere rastlanılmaktadır. Formasyon genellikle tepelerin üst seviyelerinde sarplıklar oluşturmaktadır.

Hekimhan Havzası

Tip kesit, yeri ve kalınlık: Kuzeydoğuda Haydaroğlu köyü güneyinde gerçekleştirilen tip kesitte 75 m kalınlık saptanmıştır (Şekil 15). Batıda çok geniş yüzey kaplamasına rağmen, genelde örtülü olması nedeniyle kalınlık ölçümüne uygun lokaliteler bulunmamaktadır. Ancak, birimin kalınlığının 200 m ye ulaşabileceği jeolojik kesitlerden anlaşılmaktadır.

Kayaç türü, yanal değişim ve alt/üst sınırlar: Birim tümüyle biyokimyasal karbonat sedimantasyonu ürünü fosilli kireçtaşı ve nadiren de killi kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bazı lokasyonlarda (Uzunkaya tepe, Ağtepe, Tepedüzü tepe) ise beyaz renkl çörtlü dolomit ile temsil edilmektedir. İnceleme alanının güneydoğusundaki Çatal tepe civarında oolitlik/pizolitlik kireçtaşları da yer almaktadır. Yağca formasyonunun üzerinde uyumlu olarak gözlenen birimin üst sınırı Kocaözü formasyonu ile de uyumlu ilişkilere sahiptir.

Fosil topluluğu ve yaş: Birimin en alt seviyelerindeki kireçtaşlarında N.İnan (C.Ü.) tarafından *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp. pelajik fosilleri saptanmış, üste doğru *Alveolina* (*Alveolina*) sp., *Nummulites* sp., *Orbitolites* sp., *Idalina* sp., *Milliolidae*, *Textularidae* fosilleri tanımlanmış ve İlerdiyen (Üst Paleosen-Alt Eosen) yaşı verilmiştir. Bu seviyelerin daha üst kesimlerinde ise *Nummulites atacicus* LEYMERIE, *Nummulites perforatus* (MONFORT), *Nummulites* sp., *Orbitolites* sp., *Gypsina* sp., fosilleri belirlenerek Küviziyen (Alt Eosen), en üst seviyelerde ise *Discocyclina seunesi* DOUVILLE, *Nummulites globulus* LEYMERIE, *Nummulites* sp., *Assilina* sp., *Operculina* sp., *Actionocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Eponides* sp., *Rotalia* sp. fosilleri ile Lütésiyen (Orta Eosen) yaşlı oldukları belirlenmiştir. Tüm bu veriler birimin Üst Paleosen-Orta Eosen yaşı olduğunu ortaya koymaktadır.

Karşılaştırma ve yorum: Kızılyatak formasyonu, litoloji ve fosil içerdiği açısından diğer araştırmacıların tanımladıkları birimlere karşılık geliyor gibi gözükse de yaş problemi farklılığı ortaya çıkmaktadır. Örneğin, Yoldaş'ın (1972) jipsli seri üzerinde yer aldığı belirttiği Orta Eosen yaşlı birim,

SERİ/SERIES	KALINLIK (m) THICKNESS	LİTOLOJİ/ LITHOLOGY	LİTOLOJİK AÇIKLAMA/ LITHOLOGIC EXPLANATION	FOSİL İÇERİĞİ/ FOSSIL CONTENT
			Kocaözü Formasyonu/ Formation	
ÜST PALEOSEN - ORTA EOSEN / UPPER PALEOCENE - MIDDLE EOCENE	75		Sarı renkli fosilli kireçtaşı / Yellow colored fossiliferous limestone	<i>Discocyclina seunesi</i> DOUVILLE <i>Nummulites globulus</i> LEYMERIE <i>Rotalia trochidiformis</i> LAMARCK <i>Nummulites atacicus</i> LEYMERIE <i>Nummulites perforatus</i> (MONFORT)
			Fosilli marn / Fossiliferous marl Fosilli beyaz-sarı renkli kireçtaşı / White - yellow fossiliferous limestone	<i>Alveolina decipiens</i> SCHWAGER
			Yağca Formasyonu / Formation	

Şekil 15 : Kızılyatak formasyonunun tip kesiti (Haydaroğlu köyü güneyi).

Figure 15 : Type section of the Kızılyatak formation on the south of Haydaroğlu village.

İzdar ve Ünlü'nün (1977) yine jipsli seri üzerinde tanımladıkları fosilli kireçtaşları, Örcen (1986), Özçelik ve diğerleri (1990) tarafından adlandırılan Lütésiyen yaşlı Tohma formasyonu, bu çalışmada tanımlanan Kızılyatak formasyonunun ancak belirli bir kesimini kapsamaktadır.

Birim, altta derin deniz fosilleri, üstte neritik ortam fosilleri içermektedir. Doğu ve güneyde ise kireçtaşı yerine dolomitlerle temsil edilmektedir. Derin denizle başlayan ortamda biyokimyasal kireçtaşları ve kimyasal dolomitler gelişmiştir.

Kocaözü formasyonu

Dağılımı ve topografya görünümü: Birim en iyi Kocaözü ile Hüyük mahallesi arasında gözlenmektedir. Doğuda Haydaroğlu köyü çevresinde de yüzlekler vermektedir. Genelde beyaz renkli karbonat kayaçlarından oluşan birim, birçok küçük sırt ve derede yayvan bir morfoloji sunmaktadır.

Tip kesit, yeri ve kalınlık: Birim havzanın doğu ve güneyinde ayrı ayrı iki bölgede gözlemlendiği için iki adet tip kesit ölçümü gerçekleştirilmiştir. Bunlardan Haydaroğlu köyünün hemen kuzeyindeki Ağtepe'de 100 m (Şekil 16), Gelnek sırtında 125 m (Şekil 17) kalınlık ölçülmüştür.

Kayaç türü, yanıl değişim ve alt/üst sınırlar: Birim, alt seviyeleri killi olmak üzere beyaz renkli kireçtaşlarından oluşmaktadır. Doğuda yersel olarak dolomitler de gözlenmektedir. Tip kesitlerden (Şekil 16 ve 17) görüleceği gibi havzanın batısına doğru karbonat kayaçlarının kil içeriği artmakta, kireçtaşlarından marnlara geçmekte ve yer yer de turba oluşumlarına rastlanılmaktadır.

Kızılyatak formasyonunun üzerine uyumlu olarak gelen birim, Yamadağı volkanitlerince örtülmektedir.

Fosil topluluğu ve yaş: Birimin alt seviyelerini temsil eden marnlardan yıkama örnekleri hazırlanarak ostrakod tayinleri yapılmış (C.Tunoğlu, H.Ü.) ve aşağıdaki fosiller belirlenerek Üst Eosen yaşı verilmiştir: *Krithe cf. papillasa* (BOSQUET), *Quadrocythere cf. ca-sidea* BRENDA, *Cyterella* sp., *Bairdia* sp. Alt seviyelerdeki kireçtaşlarında planktonik foraminiferlerden (M.Tunç, C.Ü.) *Globorotalia crassata* CUSHMAN, *Hantkenina* sp., *Globigerina* sp., *Globigerinella* sp., neretik foraminiferlerden ise (N.İnan, C.Ü.) *Lepidocyclina* sp., *Rotalia* sp., *Victoriella* sp., *Miliolidea* fosilleri saptanmış ve Priabonyen (Üst Eosen) yaşı önerilmiştir. En üst seviyede yer alan kireçtaşlarında da Alt Oligosen yaşını temsil eden (N.İnan, C.Ü.) *Archaias compressus* (d'ORBIGNY), ayrıca *Idalina* aff. *sinjarica* GRIMSDALE ve *Amphistegina* sp. fosilleri belirlenmiştir.

Yukarıdaki paleontolojik verilere ve stratigrafik ilişkilere dayanılarak birim için Üst Eosen-Alt Oligosen yaşı benimsenmiştir. Şöyleki, birimin altında Üst Paleosen-Orta Eosen'in (Kızılyatak formasyonu), üzerinde Üst Oligosen-Alt Miyosen'in (Uğurlu formasyonu) bulunması, benimsenen yaşa açıklık getirmektedir.

Karşılaştırma ve yorum: İnceleme alanının çevresinde ve yakın bölgelerde yapılan önceki çalışmalarda litolojik ve yaş açısından benzer bir formasyon tanımlanması bulun-

mamıştır. Ancak, Ayan ve Bulut (1964) Üst Eosen-Oligosen yaşlı kireçtaşı, kumtaşı ve kumlu kireçtaşı şeklinde bir litolojik birimden bahsetmektedir.

Formasyon içerdiği fosillere göre derin ve daha sonra sığlaşan denizel bir ortamda çökelmiştir. En üst kesimde (Köslüler sırtı) *Madreporaria* ve *Favia* gibi resifal mercanların bulunması sığlaşmanın arttığına bir işarettir.

Uğurlu formasyonu

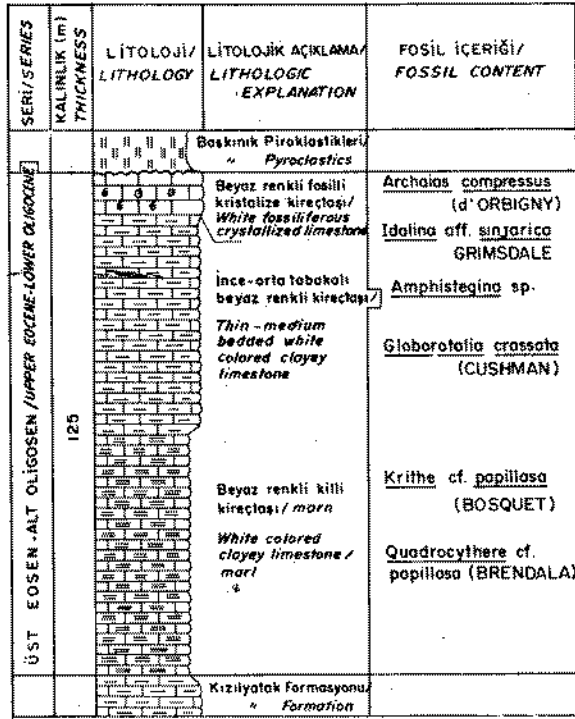
Dağılımı ve topoğrafya görünümü: Bu birim inceleme alanının kuzeyinde yaklaşık 9 km² lik bir alanda yüzeylenmektedir. Aşınmaya elverişli litolojilerden oluşması nedeniyle, genellikle vadilerde yüzlemler vermekte ve üst seviyelerindeki kireçtaşlarıyla da yer yer çıkıntılar meydana getirmektedir.

Tip kesit, yeri ve kalınlık: Litolojik özellikleri tanımlamak ve düşey yöndeki dizilimi saptamak amacıyla, birimin en iyi yüzlemlendiği Kozdere köyü batısındaki Kuzgedik

SERİ / SERIES	KALINLIK (m) THICKNESS	LİTOLOJİ / LITHOLOGY	LİTOLOJİK AÇIKLAMA / LITHOLOGIC EXPLANATION	FOSİL İÇERİĞİ / FOSSIL CONTENT
ÜST EOSEN-ALT OLGİOSEN / UPPER EOCENE - LOWER OLGİOGENE	100	X X X X X	Kozdere bazalt / " basalt	
			İnce-orta tabakalı beyaz renkli kireçtaşı / Thin-medium bedded white colored limestone	<i>Globorotalia crassata</i> (CUSHMAN) <i>Hantkenina</i> sp. <i>Globigerinoides</i> sp. <i>Globigerina</i> sp.
			Beyaz-gri renkli marn / killi kireçtaşı / White-grey marl / clayey limestone Beyaz renkli killi kireçtaşı / White clayey limestone	
			Kızılyatak Formasyonu " Formation	

Şekil 16 : Kocaözü formasyonunun Gelnek sırtındaki tip kesiti.

Figure 16 : Type section of the Kocaözü formation in the Gelnek ridge.



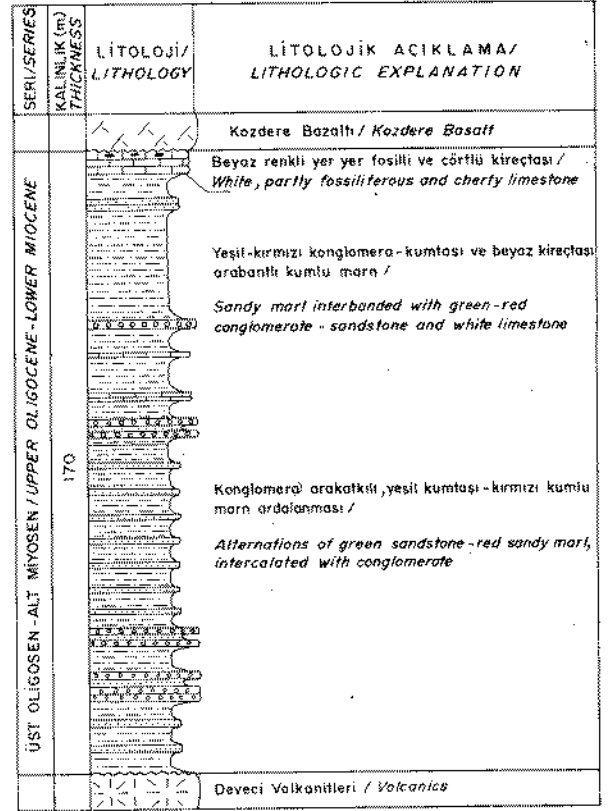
Şekil 17 : Kocaözü formasyonunun Ağtepe'deki tip kesiti.
Figure 17 : Type section of the Kocaözü formation at the Ağtepe.

tepede tip kesit ölçümü gerçekleştirilmiş ve 170 m kalınlık ölçülmüştür (Şekil 18).

Kayaç türü, yanai değişim ve ait/üst sınırlar: Birim, 20 m kalınlığında yeşil renkli kumtaşı arakatıkları (50 cm) içeren kırmızı renkli kumlu marn ile başlamaktadır. Bunu 20 m kalınlığa sahip kumtaşı arabanth yeşil-kırmızı renkli çakıtaşı-killi kumtaşı/çamurtaşı ile 50 m kalınlığındaki kumlu marn kumtaşı aralanması izlemektedir. 5 m kalınlığında kumtaşı-çakıtaşı aralanmasıyla devam eden istif, 70 m kalınlığında kırmızı-yeşil marn-beyaz kireçtaşı ile yer yer çapraz tabakalı kumtaşı ve çakıtaşı aralanması ve en üstte de 5 m kalınlığında çörtü kireçtaşı ile son bulmaktadır.

Fosil topluluğu ve yaş: Birimdeki en üst düzeyleri temsil eden kireçtaşlarında *Mio-gypsina* sp., *Rotalia* sp. ile ostrakod ve gastropod kavkaları saptanmış (N.İnan, C.Ü.) ve Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşı önerilmiştir.

Karşılaştırma ve yorum: Birim, İzdar ve Ünlü'nün (1977) üst seri içerisinde tanımlanmıştır.



Şekil 18 : Uğurlu formasyonunun tip kesiti (Kumgedik tepe).
Figure 18 : Type section of the Uğurlu formation at the Kumgedik hill.

ladığı alacalı detritik seriye karşılık gelmektedir. Fosil bulgularına göre birim oldukça sığ denizel ortamda çökeltilmiştir.

Yamadağı volkanitleri

İnceleme alanının kuzeyinde geniş bir yayılıma sahip olan bu birim Basak riyoliti, Kale andeziti, Başkınık piroklastikleri ve Kozdere bazaltı olmak üzere litolojik ve volkanizma evrelerine göre dört üyeye ayrılmıştır.

Volkanik ürünler, inceleme alanının kuzeyinde Otolar ve İşlanan mahalleleri ile Kozdere, Aşağısaz, Bazolar, Güvenç ve Basak köyleri çevresinde gözlenmekte olup, incelenen birimler içerisinde en yüksek ve sarp topografik düzeyleri oluştururlar.

Genellikle kaolinleşmiş riyolit, riyolitik volkanik breş, gri renkli yer yer sütünsal yapılu andezit, beyaz-gri renkli tuf ve aglome-

ralar ile siyah renkli bazaltlar ile temsil edilmektedir. Diğer sedimanter birimleri uyumsuzlukla örten volkanik kayaların üst sınırı aşınma yüzeyine karşılık gelmektedir. Birimin en geç olarak Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı Uğurlu formasyonunu örtmesi/kesmesi nedeniyle yaşının Orta-Üst Miyosen olabileceği düşünülmektedir. Daha öncede değinildiği gibi bu volkanik kayalar daha sonraki bir çalışmada ayrıntılı olarak ele alınacağından ayrıntıya isnlmeyecektir. Birim, İzdar ve Ünlü (1977) tarafından Miyosen-Pliyosen yaşlı olarak değerlendirilmiştir.

Kuvaterner oluşuklar

Yağca çayı ve Kuruçay derelerinin tabanında yer alan ve bölgedeki her yaşa sahip kayalardan oluşmuş, iyi yuvarlaklaşmış-az köşeli çakıllar ile kil, silt ve kum boyutunda pekişmemiş-az pekişmiş bir bağlayıcı malzemeye sahip maksimum 20 m kalınlığındaki alüvyonlardan meydana gelmiştir.

TEKTONİK

İnceleme alanı Ketin (1966) tarafından ayrırtlanan tektonik birliklerden Güneydoğu Anadolu Kenar Kıvrımları'nın kuzeyinde ve Anatolidlerin güneyinde bir yay gibi uzanan Torid kuşağı içerisinde yer almaktadır. Bu bölgede aynı zamanda Şengör ve Yılmaz (1983) ve Görür ve diğerleri (1984) tarafından tanımlanan Alt Jura'da açılıp Miyosen'de kapanan İç Torid Okyanusu ve Poisson (1986) tarafından belirtilen Alt Triyas'ta açılıp Paleosen-Alt Eosen'de kapanan Kuzey Torid Çukurluğu'na karşılık gelmektedir.

İnceleme alanının yer aldığı bu bölgeye genel olarak bakıldığında, tektonik unsurların D-B ve KD-GB yönünde uzanım gösterdikleri görülebilir. Tektonik yapılar birtakım sıkışma ve genişleme rejimlerinin etkisini yansıtmaktadır. Özellikle yaklaşık K-G yönlü sıkışmalara bağlı olarak K-G doğrultulu normal faylar ve D-B yönlü eksenlere sahip kıvrımlar oluşmuştur (Şekil 1). Belirlenen tektonik öğeler aşağıda ayrı ayrı irdelenmiştir.

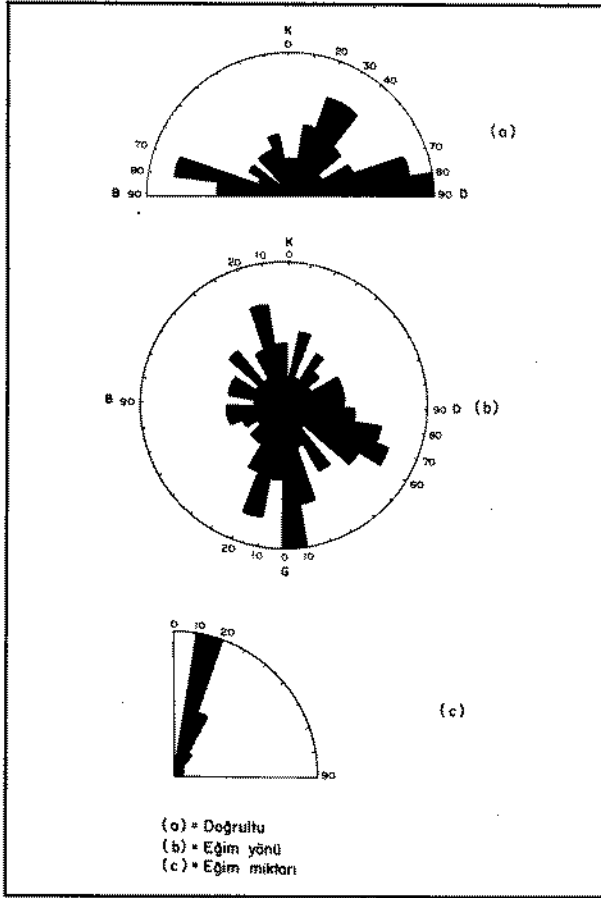
Kıvrımlar

İncelem alanında birbirini izleyen antiklinal ve senklinal dizilimleri gözlenmektedir.

Bu kıvrımların eksenleri yaklaşık D-B doğrultusuna sahip olup, K-G yönlü sıkışmanın etkisinde kalındığını düşündürmektedir. İnceleme alanındaki büyük yükseltileri oluşturan Zorbehan dağı ve Hatunkaya tepe bir senklinal yükseltisi konumunda olup, çekirdeğinde Yağca formasyonu bulunmaktadır. Batı kesiminde Yukarıselimli formasyonunda gelişmiş bir dizi kıvrım da göze çarpmaktadır. Diğer yandan, Hekimhan güneyinde KB-GD yönlü olarak uzanan ofiyolitik seri de bir antiklinal konumundadır. İnceleme alanının doğusunda düşük açılı tabaka konumlarının oluşturduğu yaklaşık K-G yönlü bir senklinal bulunmaktadır. Bu kıvrımın K-G yönlü genel bir sıkışma rejimine bağlı olarak gelişmesi olası görülmemektedir. Bunun ofiyolitik kayaların güneydoğuya sürüklenimleri sırasında kıvrımlandıkları düşünülmektedir. Ayrıca, kıvrımlar büyük ölçekli gözlenebildiği gibi, özellikle Kösehasan formasyonu içerisinde haritalanamayacak ölçekte de izlenebilmektedir. Birimlerden elde edilen tabaka konumlarının gül diyagramları (Tablo 1), yukarıda kıvrımlanma ile ilgili görüşlere paralel veriler sunmaktadır.

Faylar

İnceleme alanında belirlenen fayların önemli bir bölümü yaklaşık K-G doğrultulu eğim atımlı normal faylar oluşturmaktadır. Bu fayların eğimi 65-70° arasında değişmektedir. Bölgedeki en büyük fay Kösehasan mahallesi ile Yağca köyü arasında yaklaşık 10 km uzunluğunda KG, 65D durumlu eğim-atımlı normal faydır. Havzadaki ikinci büyük fay ise Güzelyurt'un güneyinde yaklaşık D-B yönlü eğim atımlı normal faydır. Bu fayın formasyonları doğrultu atımlı olarak ötelemesi de bunun oblik bir fay olabileceğini düşündürmektedir. Güneydoğuda Atça dere ve devamı olan Ören dereye doğrultu atımlı bir fay da gelişmiştir. Bölgedeki bindirme (sürüklenim) ise ofiyolitik kayaların daha genç birimleri (Miyosen'e kadar) üzerlemesi sonucu gerçekleşmiştir. Havzanın kuzeyinde D-B yönlü ve kuzeye doğru bir bindirme kuşağı yer almaktadır. Bu bindirmeler, ofiyolitlerin yerleşmelerinden daha sonra gelişen hareketlere bağlıdır. Diğer bir ifadeyle, ofiyolitlerin remobilizasyonu ile ilişkilidir.



Tablo 1 : Üst Kretase-Alt Miyosen yaşlı sedimanter birimlerden elde edilen gül diyagramları.

Table 1 : Rose diagrams of the Upper Cretaceous-Lower Miocene sedimentary units.

Çatlak sistemleri

Uygun litolojiye ve yoğun kıvrımlanmaya neden olan Zorbehan formasyonunda yaygın çatlak sistemleri gelişmiştir. Bu birimden alınan çatlak ölçümlerinde genel doğrultuları K-G olan (eğimleri 80-85°) çatlaklar ölçülmüştür. Diğer formasyonlarda ise daha az çatlak gözlenmiştir. Ancak doğrultuları benzer değerler vermektedir.

Uyumsuzluklar

Bölgedeki en belirgin uyumsuzluk Boyalıkdere, Güzelyurt, Kösehasan ve Uğurlu formasyonları ile Hekimhan ofiyoliti arasında gözlenmektedir. Ayrıca, Yamadağı volkanitleri ile Kızılyatak, Kocaözü ve Uğurlu formasyonları arasındaki sınır ilişkileri de uyumsuz seri niteliğindedir. Yukarıselimli

formasyonunun diğer birimlerle olan dokanakları ise açısız bir uyumsuzluğu simgelemektedir. İnceleme alanının kuzeyinde Kızılyatak ile Uğurlu formasyonları arasındaki sınır ilişkileri ise aşmalı sedimantasyonla ilişkili yerel bir uyumsuzluk oluşturmaktadır.

Tartışma ve Genelleme

Bölgede gözlenen ve genellikle D-B doğrultulu olan kıvrımlar, K-G yönlü bir kompresiyonel rejimin ürünüdürler. Yaklaşık KD-GB yönlü doğrultu atımlı faylar ile K-G yönlü eğim atımlı normal faylar da aynı mekanizmanın sonucunda gelişmişlerdir. D-B yönlü normal fayları aynı mekanizma içinde açıklamak olası görülmemektedir. Bunların ise kırılma sonrası genişleme rejimi ile meydana gelebilecekleri düşünülmektedir.

Orojenik fazlardan fazla etkilenmeyen bölgede muhtemelen Alt Kretase ile Üst Kretase (Maestrihtiyen) arasında Austriyen ve Subhersiniyen fazları etkin olmuştur. Laramiyen fazı ise kısmen etkinliğini göstermiştir.

JEOLJİK EVRİM

Sedimanter jeolojik ve tektonik çalışmalardan elde edilen veriler aşağıdaki gibi açıklanmıştır:

a) İnceleme alanındaki Üst Kretase-Tersiyer yaşlı birimlerin temelini Üst Jura-Alt Kretase yaşlı karbonat platformu konumundaki kayalar (Yukarıselimli formasyonu) ile Üst Kretase'de yerleşen ofiyolitik kayalar oluşturmaktadır.

b) Üst Kretase'de transgresif bir sedimantasyon başlamış ve konglomera (Boyalıkdere formasyonu) ile başlayıp üste doğru kumtaşı-marn-killi kireçtaşı (Kösehasan formasyonu), en üste kireçtaşı (Zorbehan formasyonu) ile temsil edilen bir seri çökeltiştir. Bu sedimantasyona eş zamanlı olarak volkanik faaliyetler eşlik etmiş (Deveci volkanitleri) ve volkanizmanın lav ve tuf türündeki ürünleri sedimanter kayalar içerisine sokulmuşlardır. Üst Kretase'nin sonuna doğru volkanizma etkinliğini yitirmiş ve bölgede tümüyle kimyasal sedimantasyon egemen olmuştur (Zorbehan formasyonu). Boyalıkdere formasyonu ile eş zamanlı olarak organik çökeltme sonucu

resifal kireçtaşları da (Güzelyurt formasyonu) çökelmiştir.

c) Paleosen'de deniz oldukça sığlaşmaya başlamış ve aşırı alkalın-tuzlu bir ortamda evaporitik serinin gelişimine neden olmuştur (Yağca formasyonu).

d) Alt-Orta Eosen döneminde kimyasal-biyokimyasal sedimantasyonun egemen olmasıyla neritik ortamı karakterize eden karbonat kayaçları çökelmiştir (Kızılyatak formasyonu).

e) Üst Eosen-Alt Oligosen'de detritik ve kimyasal sedimantasyon birlikte gelişmiş ve derin kesimlere doğru tümüyle kimyasal sedimantasyon koşulları egemen olmuştur (Koca-özü formasyonu).

f) Üst Oligosen-Alt Miyosen'de varlığını sadece kuzeyde sürdüren denizel ortamda gelişen kıastik ve kısmen kimyasal sedimantasyon ile havza evrimini tamamlamıştır (Uğurlu formasyonu).

g) Orta-Üst Miyosen döneminde bölgedeki zayıf zonlardan itibaren yeryüzüne çıkan karasal volkanizmanın değişik bileşim ve litolojideki ürünleri geniş alanlara yayılmışlardır (Yamadağı volkanitleri).

h) Bölgedeki sedimanter-tektonik kontrollü havza Üst Kretase'de maksimum derinliğe ulaşmış, Paleosen'de sığlaşmıştır. Alt Paleosen-Orta Eosen döneminde de sığ deniz özelliğini korumuş, Üst Eosen'de güneye doğru derinleşmeye başlamıştır. Neojen'de yaygın bir sıkışma etkisinde kalan bölge, Üst Kretase-Alt Miyosen yaşlı denizel sedimanter birimlerde çeşitli tektonik öğelerin gelişmesine neden olmuştur. Daha sonraki tansiyonal rejime bağlı olarak yaklaşık D-B doğrultulu normal faların oluşması ile havza kırıklı bir yapı kazanmış ve aynı zamanda volkanizmanın çıkış noktalarını da oluşturmuştur.

SONUÇ

Hekimhan baseninde gerçekleştirilen bu çalışma ile aşağıda özetlenen sonuçlara ulaşılmıştır:

Havzanın 520 km² lik 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak genelleştirilmiş stratigrafik istif oluşturulmuştur. Ayrıca tektonik yapılar ortaya konulmuştur.

Haritalanan kaya birimleri formasyon mertebesinde oniki litostratigrafi-litodem ve üye mertebesinde dört birime ayrılmıştır. Bu birimlerden bir kısmının varlığı ve tanımlanması bu çalışmada ortaya çıkarılmıştır.

Paleontolojik verilere ve stratigrafik ilişkilere dayanılarak bölgede Üst Kretase'den Alt Miyosen sonuna kadar süren kesiksiz bir istifin bulunduğu belirlenmiştir. Bu istif içerisinde Kretase-Tersiyer sınır geçişli olup, bu sınır litolojik ve paleontolojik olarak ayırtedilmiştir.

Bölgedeki volkanizmayı yerleşim ortamları ve karakterleri birbirinden farklı iki evre temsil etmektedir. Bunlardan Üst Kretase yaşlı volkanitler denizel, Orta-Üst Miyosen yaşlı volkanitler ise karasal bir ortamda gelişmişlerdir. Son volkanik evre, ürünleri göz önüne alındığında dört alt evreye ayrılabilir.

Sonuçta stratigrafik-sedimantolojik bulguların ışığında havzanın jeolojik evrimi belirlenmiştir.

Makalenin geliş tarihi : 4.8.1991

Manuscript received : 4.8.1991

Yayın inceleme kurulunun onayı : 24.2.1992

Revised manuscript received : 24.2.1992

KATKI BELİRTME

Yazarlar, fosil tanımlamalarındaki değerli katkıları için Doç.Dr.Nurdan İnan, Yrd.Doç. Dr. Mahmut Tunç (C.Ü.), Dr. Cemal Tunoğlu (H.Ü.) ve Jeo.Yük.Müh. Murat Köylüoğlu'na (TPAO), arazi çalışmalarındaki yardım ve bilimsel katkıları için André Poisson (Paris-Sud Üniv.), Yrd.Doç.Dr. Durmuş Boztuğ, Ali Uçurum ve Sabah Yılmaz'a (C.Ü.), lojistik destekleri için TDÇİ Hekimhan Madenleri Müessese Müdürlüğü'ne, Jeoloji haritasının son şeklini almasındaki önerileri için Doç. Dr. S.Zeki Tutkun'a ve Yrd.Doç.Dr. Oran Cerit'e (C.Ü.) teşekkürü bir borç bilirler.

Hekimhan Havzası

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkuş, M.F., 1971, Darende-Balaban havzasının (Malatya, ESE Anadolu) jeolojik ve stratigrafik incelemesi: M.T.A. Dergisi, S.76, s.1-60.
- Ayan, T., 1961, Malatya kuzeyindeki Hekimhan-Ebreme köyü bölgesinin detay jeolojisi: M.T.A. Rapor no. 4186.
- Ayan, T. ve Bulut, C., 1964, Balaban, Yazihan, Kurşunlu ve Levent bucaqları (malatya) arasındaki alanın genel jeolojisi: M.T.A. Dergisi, S.62, s.58-71.
- Baykal, F., 1965, Malatya-Darende-Gürün bölgesindeki yeşil sahrelerle sediment kayalar arasındaki ilişki: M.T.A. Rapor no. 1257.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1991a, Hekimhan doğu ve güney kesimindeki Üst Kretase-Tersiyer yaşlı sedimentler birimlerinin mineralojisi ve jeokimyası: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, S.6, s.234-252.
- Bozkaya, Ö. ve Yalçın, H., 1991b, An approach to Upper Cretaceous-Tertiary transition by using clay and carbonate mineralogy, Malatya-Hekimhan province, Eastern Turkey: 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, Proceedings, v.1, p.141-146.
- Davies, I.C. ve Walker, R.G., 1974, Transport and deposition of resedimented conglomerates, The Cop Ennage Formation, Cambro-Ordovician, Quebec, J. Sediment. Petrol., v.44, p. 1200-1216.
- Gökçen, S.L. ve Şahbaz, A., 1979, Sualtı kütle akımı fasiyesleri: Kavramsal eleştirisi ve ortamsal yorum: M.T.A. Dergisi, S.92, s.49-63.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. ve Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethys closure: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (Eds), The geological evolution of the Eastern Mediterranean, Geol. Soc. London, p. 467-491.
- Izdar, E., 1963, Doğu Hekimhan-Hasançelebi (Doğu Anadolu) bölgesinin jeolojik yapısı, magmatizma ve cevher yatakları: M.T.A. Yayını no. 122.
- Izdar, E. ve Ünlü, T., 1977, Hekimhan-Hasançelebi-Kuluncak bölgesinin jeolojisi: Uluslararası 6. Ege Jeolojisi Kollojyumu, s.303-329.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: M.T.A. Dergisi, S.66, s.20-34.
- Köylüoğlu, M., 1986, Güneydoğu Anadolu otokton birimlerinin kronostratigrafisi, mikrofasiyes ve mikrofosilleri: T.P.A.O. Eğitim Yayınları, No. 9, 53s, 146 levha.
- Kurtman, F., 1961, Sivas-Divriđi arasındaki sahanın jeolojisi ve jipsli seri hakkında müşahadeler: M.T.A. Dergisi, S.56, s. 14-25.
- Kurtman, F., 1978, Gürün bölgesinin jeolojisi ve tektonik özellikleri: M.T.A. Dergisi, S.91, s.1-12.
- Örçen, S., 1986, Medik-Ebreme (KB-Malatya) dolayının biyostratigrafisi ve paleontolojisi: M.T.A. Rapor no. 105/106.
- Özçelik, O., Meriç, E. ve Özer, S., 1990, Hisarcık-Esenbey (Balaban-Malatya) yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin stratigrafik özellikleri: Selçuk Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Dergisi, C.5, S.1-2, s.20-28.
- Poisson, A., 1986, The Anatolian micro-continental the Eastern Mediterranean context: The Neo-Tethysian oceanic troughs: Sciences de la Terre, Memoire, v.47, p. 311-328.
- Selley, R.C., 1976, An introduction to sedimentology: Academic Press, London, 408 p.
- Sirel, E., 1976a, Rhapydionina liburnica (Stucche), Rhapydionina malatyaensis n.sp. türlerinin tanımları ve Rhapydionina Stache cinsi hakkında yeni görüşler: M.T.A. Dergisi, S.86, s.99-104.
- Sirel, E., 1976b, Eonnullaria conica n.sp. türünün tanımı ve Darende-Gürün (Batı Malatya) yöresindeki Üst Lütetsiyen-Alt Priaboniyen kireçtaşlarına ait yeni görüşler: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, S.19, s. 79-82.
- Slaczka, A. ve Thompson, C.V., 1975, Flaksoturbidite model: Porc. IX. Inter. Cong. Sedimentology, Nice, France, v.6, p. 175-277.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: T.J.K. Yerbilimleri Özel Dizisi, No. 1, 75s.
- Ünlü, T., 1983, Die genese der siderit-lagerstätte Deveci in der Hekimhan-Provinz Malatya/Turkei und ihre wirtschaftliche Bewertung, Doktorarbeit, TU Berlin.
- Walker, R.G., 1976, Facies models 1. Turbidites and associated coarse clastic deposits. Geosciences, Can., v.3, p. 25-36.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1991, Hekimhan çevresi volkanoklastik kayalarındaki gömülme diyajenezi ile ilişkili denizel zeolitlerin incelenmesi: V. Ulusal Kil Sempozyumu, Anadolu Üniversitesi, Eskişehir, 16-20 Eylül, Bildiriler Kitabı, s. 127-139.
- Yılmaz, S., 1991, Hekimhan-Hasançelebi (KB Malatya) yöresi jeolojisi ve magmatitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri: Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 256s.
- Yoldaş, R., 1972, Malatya kuzeyinin jeolojisi ve petrol imkanları: M.T.A. Rapor no. 4936.

Karakuş Sahası ve Yakın Civarının Ortalama Hız Dağılımı ve Derinlik Haritaları

The Average Velocity Distribution and the Depth Maps of the Karakuş Field and the Vicinity

MUSTAFA A. ENGİN*

ÖZ

Bu çalışmada, Karakuş civarında açılmış kuyulardan 48 tanesine ait sonik ve kompozit loglar kullanılarak, sismik gidiş-geliş zamanına karşı, ortalama hız ve derinlik haritaları üretilmiştir.

Her kuyuya alt formasyon dokanakları ve bu dokanıklara alt ITT (Integrated Travel Time) değerlerini kullanarak en uygun derinliğe karşı ortalama hız eğrisi hesaplandı ve çizdirildi.

En uygun polinomun katsayıları kullanılarak o kuyu için sismik gidiş-geliş zamanına karşılık ortalama hız ve derinlikler hesaplandı. Bu hesaplamalar neticesinde, sismik gidiş - geliş zamanı sabit tutularak, ortalama hız dağılımı ve derinlik haritaları elde edilmiş ve çizdirilmiştir.

Derinlik haritaları, henüz delinmemiş kuyuların beklenen sütun kesitlerinin yapılmasında ve Basen Analizi çalışmalarında formasyon kalınlıklarının elde edilmesinde başarı ile kullanılmıştır.

ABSTRACT

The sonic and the composite logs of 48 wells which were drilled around Karakuş area were used to produce the seismic two-way travel time versus the average velocity and the depth maps.

Using formation depths and ITT (Integrated Travel Time) values of each well, a best fitted the depth versus the average velocity curve calculated and plotted.

The best fitted polynomial coefficients of the each well used to calculate values of seis-

mic two-way travel time versus the average velocity and the depth. Using this calculation, the average velocity and the depth maps for constant seismic two-way travel times were produced and plotted.

The depth maps successfully used to make the geological columnar section for a well which has not been drilled yet and to obtain the formation thicknesses that was used in Basen Analysis Study.

GİRİŞ

Yüzeyde kullanılan bir enerji kaynağının ürettiği ses dalgaları yeraltındaki yansıtıcı yüzeylerden yansıyıp yine yüzeyde belli bir düzene göre yerleştirilmiş alıcılara gelir ve kaydedilirler. Bu kayıtlar çeşitli veri-işlem teknikleri kullanılarak yorumcuların çalışma yapabilecekleri hale getirilirler. Bu hale getirilen sismik kesitlerde eksenlerden yatay olanı mesafe, düşey olanı sismik gidiş-geliş zamanıdır. Bir başka anlatımla sismik gidiş-geliş zamanını, yüzeyden aşağıya gidip belli bir yansıtıcı yüzeyden yansıyıp gelen ses dalgalarının seyahat zamanı olarak tarifleyebiliriz. Dolayısıyla yer altındaki belli bir yansıtıcı yüzeyi, sismik kesitleri kullanarak sismik gidiş-geliş zamanının fonksiyonu olarak verebiliriz. Fakat çoğunlukla zamanda yapılan bu tariflemenin gerçek boyut olan derinliğe, şu veya bu şekilde mümkün olduğunca sıhhatli bir şekilde, dönüştürülmesi gerekir. Bunun için yeraltına gidip-gelen ses dalgasının hız bilgisine ihtiyaç vardır. Hız bilgisinden bahsedilince problem daha da karmaşık bir hal alır. Çünkü sismikte hız sözü konusu olunca mutlaka onun sıfatından da bahsetmek gerekir. Bunlar Ortalama, Yığma, RMS (Root-Mean-Square), Ara vb. gibi sıfat-

*T.P.A.O. Arama Grubu, M. Kemal Mah. 2. Cad. No. 86 Ankara

Karakuş Sahası Ortalama Hız Dağılımı ve Derinlik Haritaları

lardır. Burada sıfatlarını saydığımız hızların üzerinde durmak yerine, işlerimizde kullanacağımız ortalama hızın en az hata ile nasıl elde edileceğini ve sismik gidiş-geliş zamanından derinliğine nasıl geçileceğini açıklamaya çalışacağız.

METODLAR

Çalışma alanında açılmış kuyulardan Güneydoğu Anadolu Şarījaj Bölge Sorumluluğu Jeofizikçi ve Jeologları ile yapılan görüşme neticesinde sahayı tarifleyebilecek 48 kuyu seçilmiştir. Bu kuyulara ait liste Tablo 1 de verilmiştir. Seçilen kuyularda yapılmış ve daha sonra tarafımızdan yapılan çalışmalar neticesinde formasyon dokanakları ve bu dokanıklara ait ITT değerleri belirlenmiştir.

Bu işlem yapılırken izlenen yol şöyledir :

i) İncelenen kuyuda, kesilen formasyonlar ve o formasyonlara K.B. (Kelly Bushing)'ten itibaren kaç metrede girildiği saptanır.

ii) Tercihan 1/200 lük Sonik log alınır. Sonik log üzerine SRD, K.B., S.B. (Sonik Başlangıcı) yerleri işaretlenir (Tablo 2). Buna göre seçilen 0 ITT başlangıcından itibaren formasyon dokanağına kadar geçen ITT toplam ITT olarak yazılır. Bilahere ikinci dokanak için derinlik ve toplam ITT değerleri dokanak karşısına yazılır. Bu işlem son de-

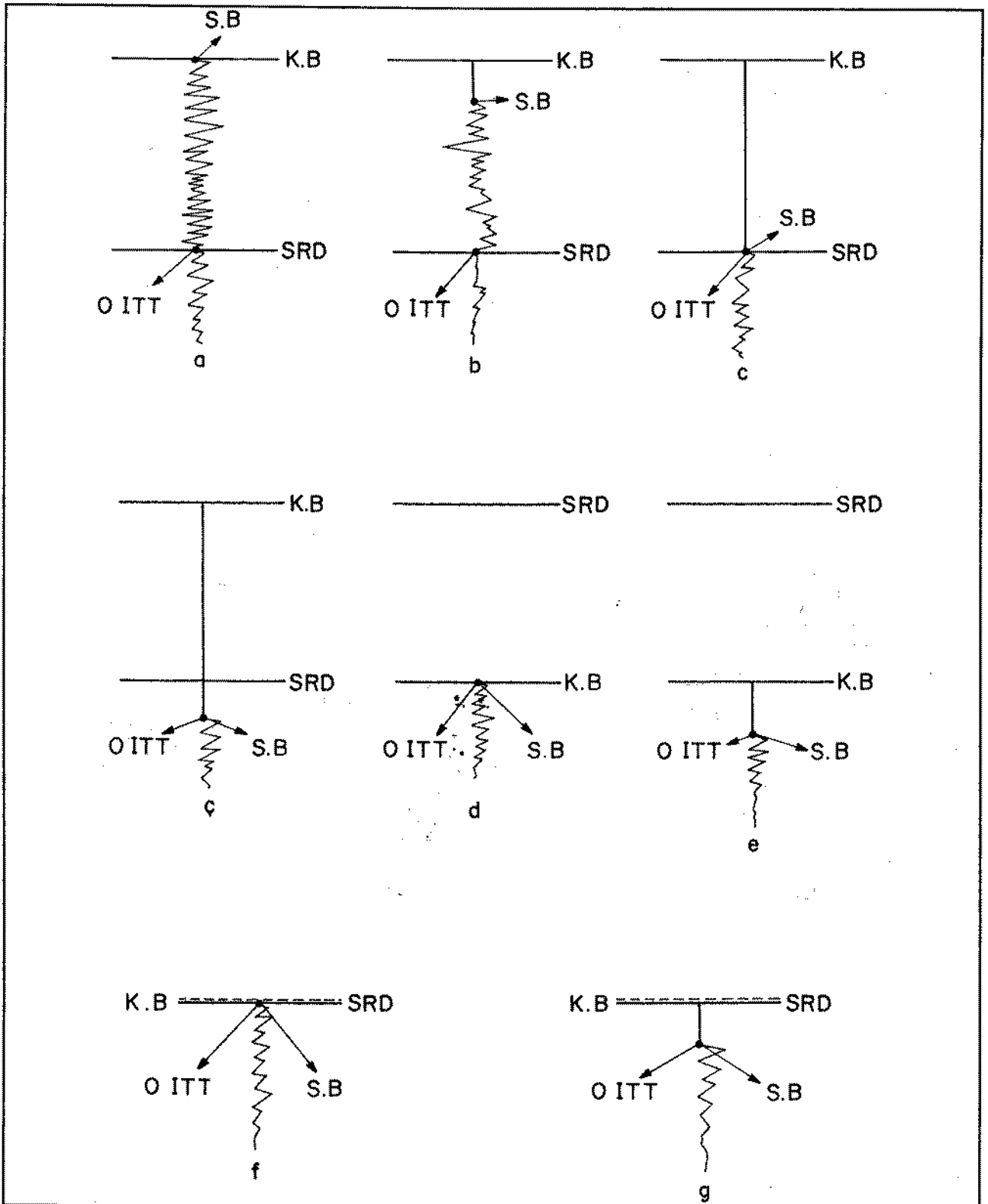
rinliğe kadar devam ettirilerek derinliklere karşılık toplam ITT değerleri elde edilir. Elde edilen formasyon derinliklerine karşılık toplam ITT değerleri yazmış olduğumuz 'SISLOG' kompüter programı kullanılarak çalıştığımız kuyu ile ilgili çıktı elde edilmiştir. Tablo 4'de Nasrettin-1'in Sislog çıktısı görülmektedir. Bu çıktıda en soldaki "K.B. DERİNLİK (M.)" ile en sağdan bir önceki "TEK ZAMAN (MSN)" sütunları, sonik logdan elde ettiğimiz formasyon dokanaklarına ait derinlik ve toplam ITT değerleridir. Yine incelendiğinde bu bilgilere ilave diğer bilgiler de çıktıda mevcuttur. Bunlardan altıncı ve yedinci sütunlardaki derinlik ve ortalama hız değerleri yaptığımız çalışmada kullanılacaklardır. Diğer bilgiler çeşitli amaçlar için Jeofizikçiler ve Jeologlar tarafından kullanılırlar.

Sismik gidiş-geliş zamanına bağlı olarak, hız dağılımını ve derinlik haritalarını elde edebilmek için ortalama hızın derinliğin bir fonksiyonu olduğunu kabul etmek uygun olur. Gerçekten de yapılmış yayınların çoğunda hızın derinlik ile doğrusal arttığı kabul edilerek $V = V_0 + A * Z$ eşitliği verilir. Burada V_0 başlangıç hızı, Z derinlik, A eğim sabiti ve V de Z derinliğindeki hızdır. Mamafih yaptığımız çalışmalar sonucunda $V = V_0 + A * Z$ gibi birinci derecede denklem çözümü ile elde edilen hızlar aradığımız hassasiyette neticelenmedi (Tablo 5, 6). Görüleceği gibi, Nasrettin - I kuyusuna ait bu örnekte birinci derece doğrusal çözüm iyi netice vermemiştir. 1350 metre derinliğe kadar olan ortalama hızlarda çok büyük farklar vardır. Bu farklar eğrinin başlangıcında (190 m. de) 220 m/sn kadar düşük, ortalarında (950 m. de) 124 m/sn kadar yüksek olup eğrinin sonlarında göreceli olarak azalip 23 m/sn değerine ulaşmaktadır. Diğer kuyularda da aynı buna benzer neticeler alınca, daha yüksek dereceden doğrusal denklem çözümleri irdelenmesi yoluna gidildi ve en iyi uyumu sağlayan doğrusal denklemin derecesi ve katsayıları bulundu. Bunun için "REGTERM" programı yazıldı. Bu program kullanılarak birinci dereceden yirminci dereceye kadar doğrusal denklem sistemlerinin en küçük kareler anlamında çözümü yapabilmekte ve en iyi uyum sağlayan denklemin katsayılarını hesaplayabilmektedir.

AKPINAR-1/A	AKPINAR-2	AKPINAR-4	ALIDAĞ-1
ALIDAĞ-2	BAKACAK-1	BAKRAÇLI-2	BEŞİKLİ-1
BEŞİKLİ-3	BEŞİKLİ-5	B.FIRAT-2	B.YAYLA-6
B.PİRİN-1	CALGAN-1	CALGAN-101	ÇEMBERLITAŞ-6
CENDERE-1	COŞKUNSEL-1	ÇUKURTAŞ-1	ÇUKURTAŞ-2
DİKMEŞ-1	D.BEŞİKLİ-1	DURUKAYNAK-1	FIRAT-1
G.ADIYAMAN-1	GEDİK-1	G.KARAKUŞ-1	G.KARAKUŞ-3
GÜVEN-2	GÜZELSU-1	KARAHÖYÜK-1	KARAKÖPRÜ-1
KARAKUŞ-3	KAYATEPE-1	KINIK-1	K.KARAKUŞ-2
K.PİRİN-1	NASRETTİN-1	NEMRUT-1	OLUKLU-3
O.SUNGURLU-1	SAMSAT-1	TAŞLIK-1	TAŞLIK-2
TOKARIS-2	TOKARIS-3	TÜMAY-1	ZEY-1

Tablo 1 : Çalışmada kullanılan kuyular.

Table 1 : The wells which were used in this study.



Tablo 2 : O ITT başlangıç noktası ve K.B., SRD, S.B ile ilişkisi.

Table2 : O ITT starting point and it's relation with the Kelly Bushing, the Seismic Datum and the Sonic starting point.

Karakuş Sahası Ortalama Hız Oağıtımı ve Derinlik Haritaları

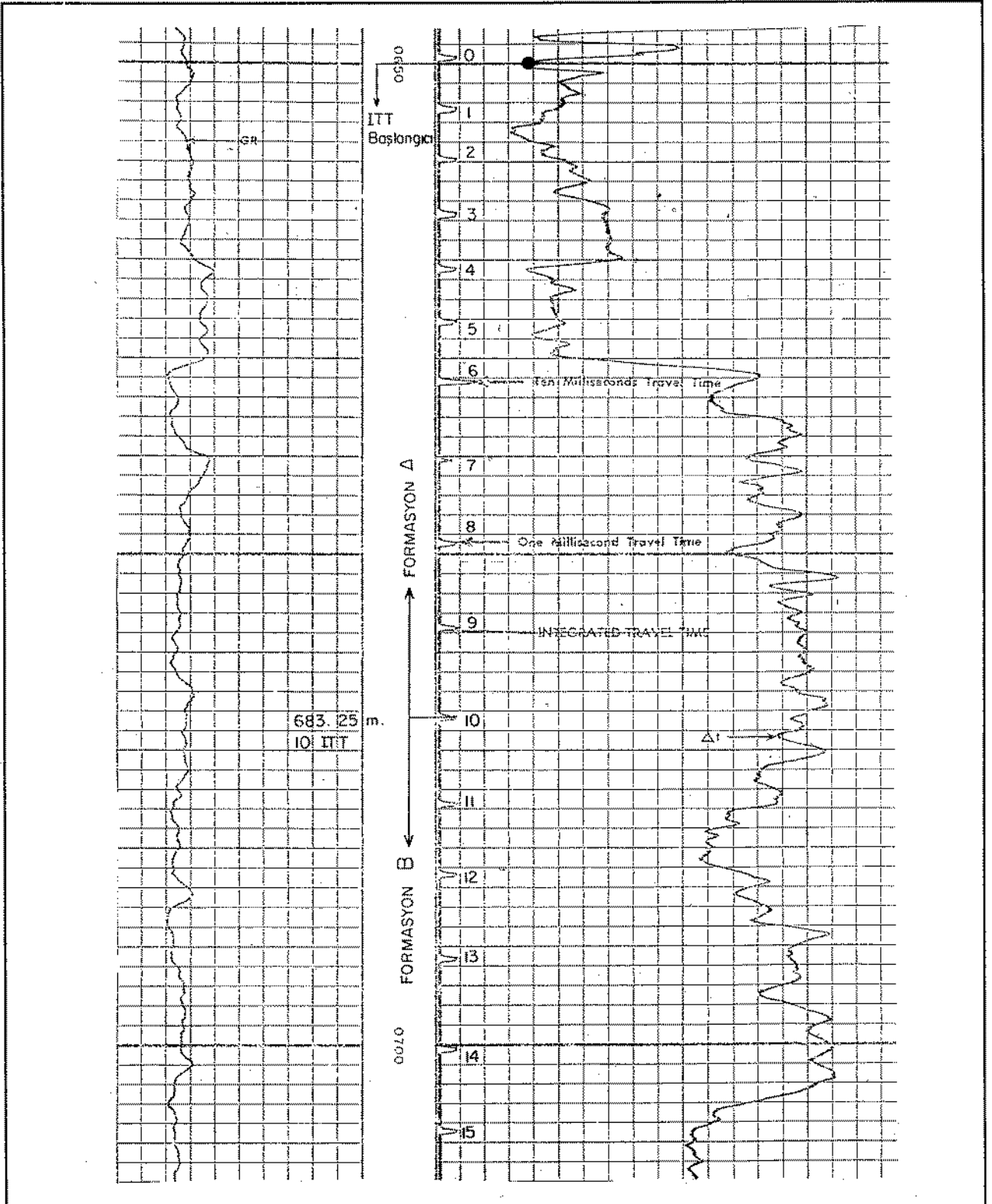


Table 3 : Sonik log üzerinde 0 ITT başlangıç noktası ve formasyon dokanakları.

Table 3 : The formation tops and 0 ITT starting point on the Sonic log.

Mustafa A. ENGIN

```

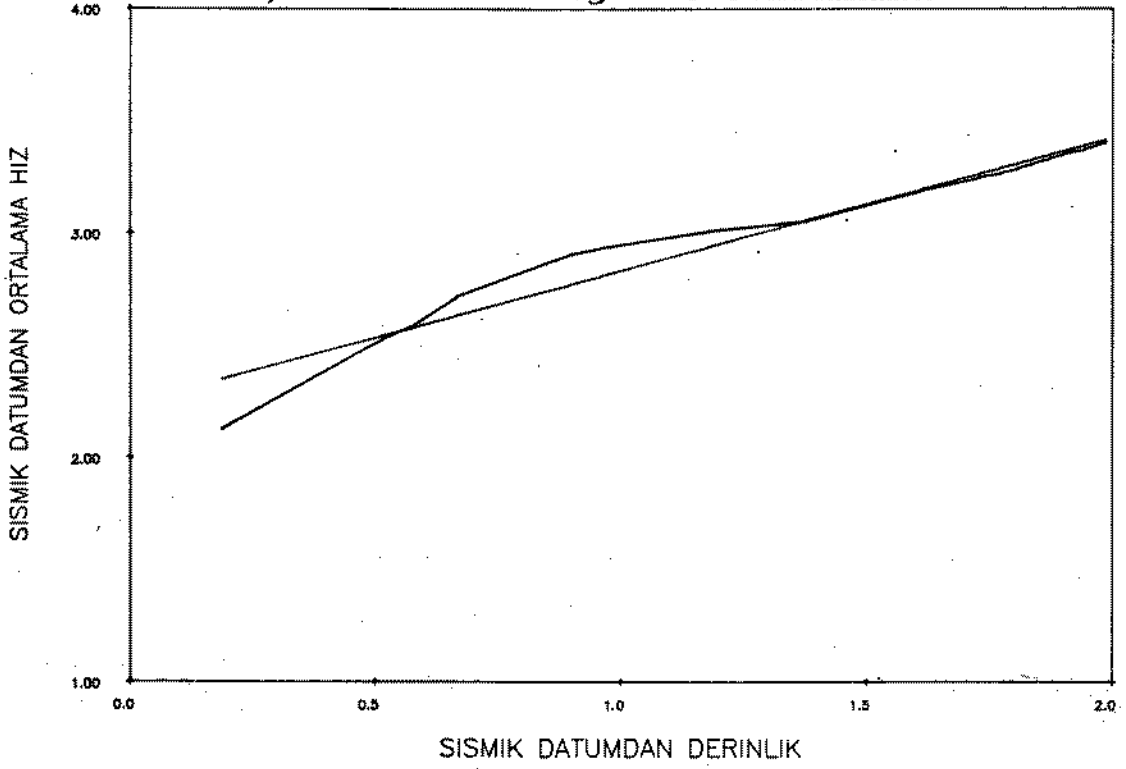
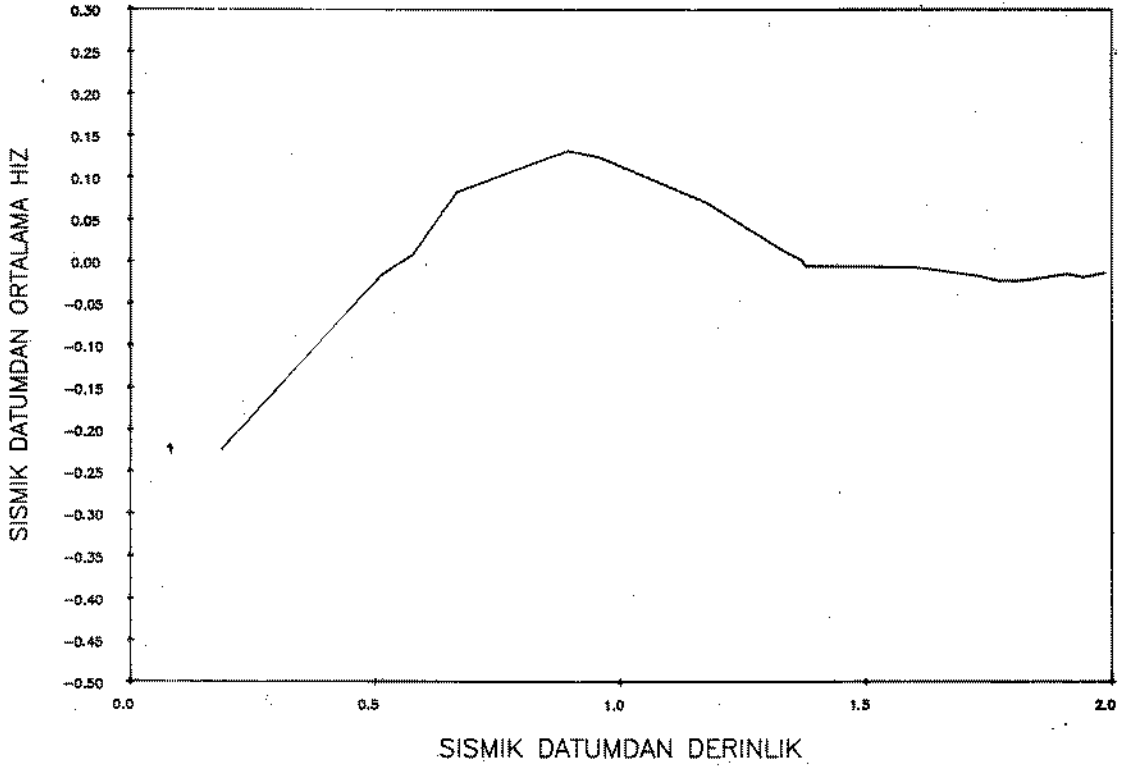
*****
*
*          KUYU ADI = NASHETTINI          K.B. = 573.0   S.D. = 700.0
*
*-----*
*  K.B.   !   FORMASYON   !   KALINLIK   !   ZAMAN   !   ARA   !   SONIC LOG (SISMİK DATUM) DAN   !   TOPLAM   !
*  DERINLIK !   ADI           !           !   FARKI   !   HIZLAR !   DERINLIK !   ORTALAMA   !   ZAMAN   !   !
*  (M.)     !           !   (M.)     !   DT MSN  !   V M/SM !   (M.)     !   HIZ(M/SM)!   (MSN)   !   (MSN)*
*-----*
*  MIDYAT   !   186.0   !   87.4!   2128.   !           !   186.0   !   2128.   !   87.4!   175.*
*  59.0     !           !           !           !           !           !           !           !           !           !
*  385.0    !           !   326.0   !   115.1!   2832.   !           !   512.0   !   2528.   !   202.5!   405.*
*  451.0    !           !   66.0    !   20.4!   3235.   !           !           !           !           !           !
*  538.0    !           !   87.0    !   21.8!   3991.   !           !           !           !           !           !
*  538.0    !           !   229.0   !   63.1!   3629.   !           !           !           !           !           !
*  767.0    !           !   65.0    !   19.1!   3403.   !           !           !           !           !           !
*  832.0    !           !           !           !           !           !           !           !           !           !
*  GERNAV   !   218.0   !   64.2!   3396.   !           !           !           !           !           !
*  1050.0   !           !   147.0   !   44.1!   3333.   !           !           !           !           !           !
*  1197.0   !           !   47.0    !   13.6!   3456.   !           !           !           !           !           !
*  1244.0   !           !   7.0     !   2.6!   2692.   !           !           !           !           !           !
*  1251.0   !           !   229.0   !   52.9!   4329.   !           !           !           !           !           !
*  1480.0   !           !   121.0   !   27.6!   4384.   !           !           !           !           !           !
*  1601.0   !           !   44.0    !   10.1!   4356.   !           !           !           !           !           !
*  KASTEL   !           !           !           !           !           !           !           !           !           !
*  1645.0   !           !   35.0    !   7.2!   4861.   !           !           !           !           !           !
*  KARABOGAZ !           !           !           !           !           !           !           !           !           !
*  1680.0   !           !   7.0     !   1.3!   5385.   !           !           !           !           !           !
*  KARABABA-C !           !           !           !           !           !           !           !           !           !
*  1687.0   !           !   26.0    !   5.0!   5200.   !           !           !           !           !           !
*  1713.0   !           !   34.0    !   6.4!   5313.   !           !           !           !           !           !
*  1747.0   !           !           !           !           !           !           !           !           !           !
*  KARABABA-B !           !           !           !           !           !           !           !           !           !
*  1783.0   !           !   36.0    !   6.6!   5455.   !           !           !           !           !           !
*  KARABABA-A !           !           !           !           !           !           !           !           !           !
*  1816.0   !           !   33.0    !   7.2!   4583.   !           !           !           !           !           !
*  DERDERE   !           !           !           !           !           !           !           !           !           !
*  1860.0   !           !   44.0    !   7.5!   5867.   !           !           !           !           !           !
*-----*
*
*  NOT =SISMİK DATUM 700 GORE HESAPLANDI.BILGILER GANI BREN'DEN ALINDI.
*
*****

```

Tablo 4: Sislog bilgüŖler program ıktısı.

Table 4: The output of the Sislog computer program.

Karakuş Sahası Ortalama Hız Dağılımı ve Derinlik Haritaları

Tablo 5 : Nasrettin - 1 kuyusunun birinci derece ($V = V_0 + AZ$) eğri uyumuTable 5 : First degree ($V = V_0 + AZ$) polynomial fitting of the Nasrettin - 1 well.

Tablo 6 : Nasrettin - 1 kuyusunun birinci derece eğri uyum farkı.

Table 6 : First degree polynomial fitting discrimination of the Nasrettin - 1 well.

Mustafa A. ENGİN

REGTERM programının yazımında kullanılan matematik'in bu aşamada verilmesinde yarar olduğu düşüncesindeyiz. N inci dereceden doğrusal bir denklem (polinom) aşağıdaki gibi yazılabilir.

$$V = A*Z^{**N} + B*Z^{** (N-1)} + \dots + U * Z + VO$$

Bu denklemi birinci derece halini daha öncede yazdığımız gibi

$$V + VO + A * Z$$

halinde olur.

Ölçü değerlerimizi (ortalama hızlar) G ile gösterirsek ve N inci derece doğrusal denkleminizi bu değerlerden çıkarırsak

$R = G - (A*Z^{**N} + B * Z^{** (N-1)} + \dots + U * Z + VO)$ yazabiliriz. (** üs'ü, * çarpımı göstermektedir.) Buradan,

$$\begin{aligned} \Sigma R * \frac{\partial R}{\partial A} &= 0 \\ \Sigma R * \frac{\partial R}{\partial B} &= 0 \\ &'' '' \\ &'' '' \\ \Sigma R * \frac{\partial R}{\partial VO} &= 0 \end{aligned}$$

olmalı ki en küçük kareler anlamında hatamız en az olsun. Bunun için R denkleminin katsayılarına göre kısmi türevleri alınır, kendisi ile çarpılır ve sıfıra eşitlenir. Burada neticeyi sadece ikinci ve birinci dereceden doğrusal denklem takımları için vermekle yetineceğiz.

İkinci dereceden doğrusal denklem için,

$$\Sigma A*Z^{**4} + \Sigma B*Z^{**3} + \Sigma C*Z^{**2} = \Sigma G*Z^{**2}$$

$$\Sigma A*Z^{**3} + \Sigma B*Z^{**2} + \Sigma C*Z^{**1} = \Sigma G*Z^{**1}$$

$$\Sigma A*Z^{**2} + \Sigma B*Z^{**1} + \Sigma C*Z^{**0} = \Sigma G*Z^{**0}$$

veya, birinci derece doğrusal denklem için

$$\Sigma A*Z^{**2} + \Sigma B*Z^{**1} = \Sigma G*Z^{**1}$$

$$\Sigma A*Z^{**1} + \Sigma B*Z^{**0} = \Sigma G*Z^{**0}$$

elde edilir. Yukarıda bulmuş olduğumuz eşitlik takımlarının çözümleri için çeşitli matematik teknikler vardır. REGTERM programında "Inverse Matrix" çözümünü kullanılmıştır.

En küçük kareler yöntemi neticesinde en iyi uyum sağlayan doğrusal denklemi determinasyon katsayısına bakarak tespit etmek olanaklıdır. Birinci derece doğrusal denklem için determinasyon katsayısı aşağıdaki formül ile bulunur.

$$R^{**2} = \frac{B * \Sigma VI + A \Sigma Zi * VI - 1/N * (\Sigma Vi) ** 2}{\Sigma (Vi ** 2) - 1/N * (\Sigma Vi) ** 2}$$

ikinci derece doğrusal denklem için ise,

$$R^{**2} = \frac{C*\Sigma VI + B* \Sigma Zi*VI + A*\Sigma Zi**2*VI - 1/N*(\Sigma Vi)** 2}{\Sigma (Vi ** 2) - 1/N * (\Sigma Vi) ** 2}$$

şeklinde yazılır.

UYGULAMALAR

Sonik log ve formasyon girişleri kullanılarak yukarıda anlatılan teknikte 48 kuyuya ait derinliğe karşı ortalama hız değerleri elde edildi. Bu değerler REGTERM kompütür programına girdi yapıldı. Her kuyuya ait determinasyon katsayısına bakılarak en iyi uyum sağlayan doğrusal denklem ve bu doğrusal denklemin katsayıları hesaplandı. Burada örnek çalışma olarak Nasrettin - 1 kuyusunu vereceğiz.

Nasrettin - 1 kuyusunun sonik verileri kullandığımızda, bu girdilere en iyi uyumu sağlayan doğrusal denklemin 7 inci dereceden bir denklem olduğu anlaşıldı. Hesaplamalar Tablo 7 'de ve ayrıca hesaplamaya ait eğri uyum çizimi Tablo 8'de verilmiştir. Görüleceği gibi, derinlik ve ortalama hızlar metre ve metre/saniye cinsinden değilde kilometre ve kilometre/saniye cinsinden alınmışlardır. Bunun nedeni kompütürde hesaplamalar yapılırken 20 inci dereceye kadar yükselen üs alma zorunluluğudur. Tablo 7 den anlaşılacağı üzere yirmi tane veri çiftinin kullanılmış olduğu görülür. Bu veriler S. D dan olan derinlik ve buna karşılık gelen ölçülen ortalama hızlardır. Bunlara karşılık çıktı olarak, hesaplanan ortalama hızlar ve bu ortalama hızların ölçülen ortalama hızlardan farkları elde edilmiştir. Bunlara ek olarak determinasyon katsayılarına ait değer de çıktıda görülmektedir. Son olarak yedinci derece doğrusal denkleme ait katsayılar Polinom katsayıları adı altında yazdırılmıştır.

Karakuş Sahası Ortalama Hız Dağılımı ve Derinlik Haritaları

NASRETTİNİ KUYUSU

7. OERECE POLİNOM

SAYAC	S.D DAN OERINLIK	OLCULEN ORTALAMA HIZ	HESAPLANAN ORTALAMA HIZ	OLCU-HESAP FARKI
1	0.1860000E+00	0.2128000E+01	0.2128062E+01	-0.6227172E-04
2	0.5120000E+00	0.2528000E+01	0.2522364E+01	0.5635688E-02
3	0.5780000E+00	0.2593000E+01	0.2605831E+01	-0.1283114E-01
4	0.6650000E+00	0.2718000E+01	0.2708898E+01	0.9102434E-02
5	0.8940000E+00	0.2904000E+01	0.2904754E+01	-0.7535782E-03
6	0.9590000E+00	0.2934000E+01	0.2937653E+01	-0.3652731E-02
7	0.1177000E+01	0.3009000E+01	0.3002305E+01	0.6695078E-02
8	0.1324000E+01	0.3042000E+01	0.3041096E+01	0.9035829E-03
9	0.1371000E+01	0.3055000E+01	0.3057523E+01	-0.2523019E-02
10	0.1378000E+01	0.3053000E+01	0.3060190E+01	-0.7190128E-02
11	0.1607000E+01	0.3187000E+01	0.3176602E+01	0.1039827E-01
12	0.1728000E+01	0.3249000E+01	0.3248938E+01	0.6169296E-04
13	0.1772000E+01	0.3269000E+01	0.3274376E+01	-0.5375650E-02
14	0.1807000E+01	0.3290000E+01	0.3294131E+01	-0.4130694E-02
15	0.1814000E+01	0.3295000E+01	0.3298047E+01	-0.3047132E-02
16	0.1840000E+01	0.3312000E+01	0.3312573E+01	-0.5732181E-03
17	0.1874000E+01	0.3335000E+01	0.3331819E+01	0.3180987E-02
18	0.1910000E+01	0.3360000E+01	0.3353274E+01	0.6725971E-02
19	0.1943000E+01	0.3375000E+01	0.3375000E+01	0.4658345E-06
20	0.1987000E+01	0.3407000E+01	0.3409567E+01	-0.2566668E-02

```

*****
*
*
* DETERMINASYON
* KATSAYISI ==> R = 0.999718
*
*
*****

```

```

*****
*
* POLİNOM KATSAYILARI :
*
* X ** 7 = 0.114066912E+01
* X ** 6 = -.863564504E+01
* X ** 5 = 0.257521715E+02
* X ** 4 = -.380548248E+02
* X ** 3 = 0.289152189E+02
* X ** 2 = -.111611873E+02
* X ** 1 = 0.323022688E+01
* X ** 0 = 0.176747026E+01
*
*****

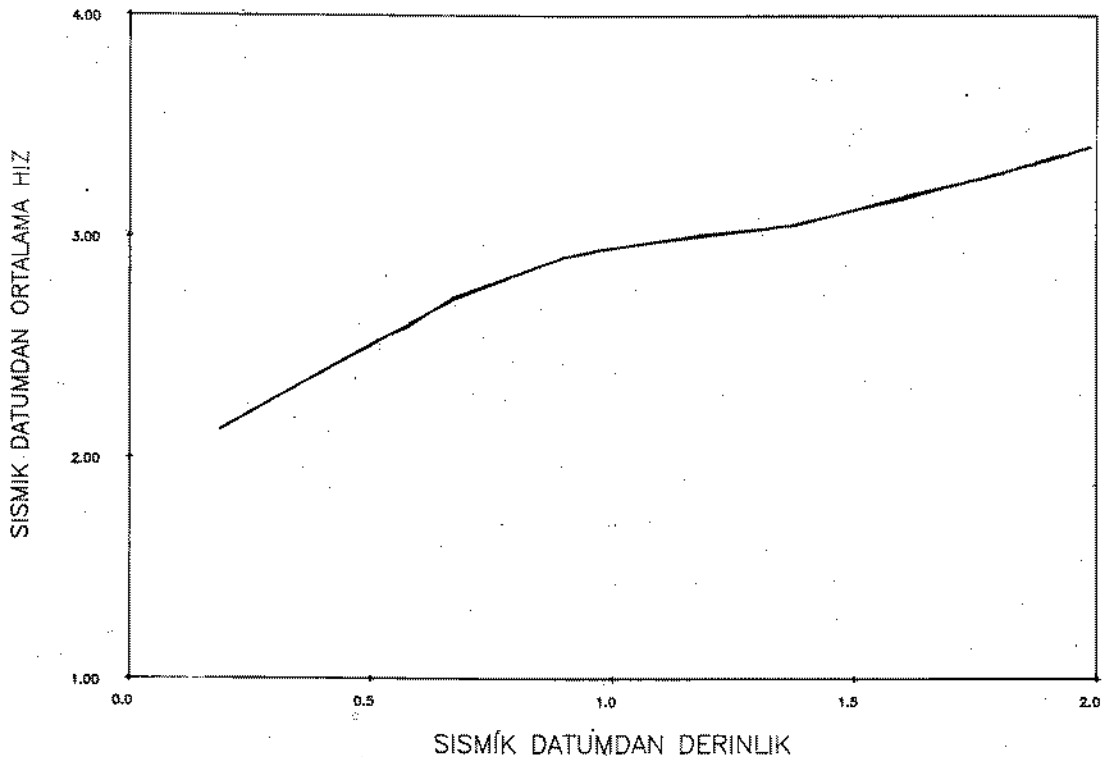
```

Tablo 7 : Nasrettin - 1 kuyusuna ait Regterm çıktısı.
Table 7 : The Regterm output of the Nasrettin - 1 well.

Mustafa A. ENGİN

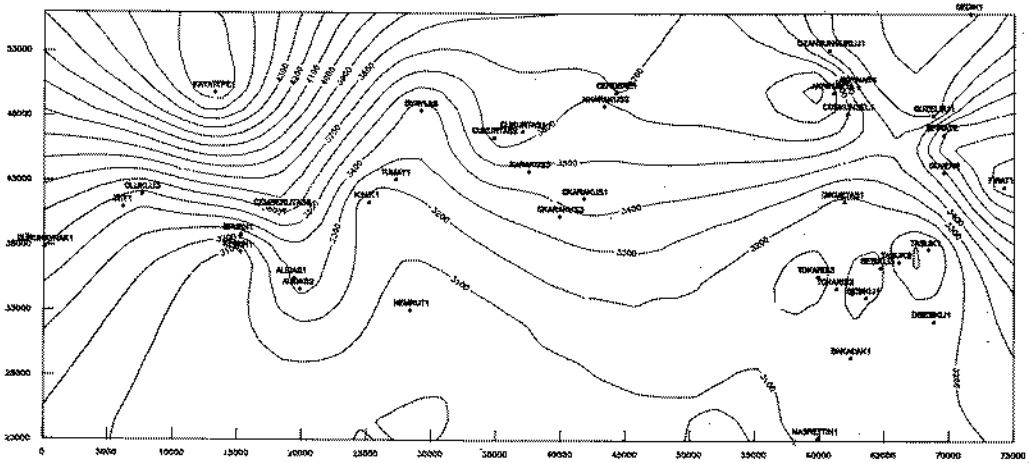
Tablo 7 deki determinasyon katsayısı 1 değerine çok yakındır ve değeri 0.999718 dir. Dolayısıyla bu dereceden (7. derece) doğrusal denklem ile elde edeceğimiz ortalama hızlar kullanılabilir en uygun hızlar olacaktır. Böylece bu doğrusal denklemler kullanılarak istediğimiz her derinliğe karşı bir ortalama hız hesaplamamız mümkündür. Ayrıca $T = 2*Z/V$ eşitliği kullanılarak sismik gidiş-geliş zamanında hesaplanabilir. Bu işlemler her kuyu için yapılırsa derinliğe karşı ortalama hız ve sismik gidiş - geliş zamanları hesaplanabilir. Bu hesaplamalar sonucunda, sismik zaman sabit tutularak ortalama hız dağılımı ve derinlik haritaları üretmek mümkündür (Şekil 1, 2, 3). Bu çalışmada sismik ortalama hız tek bir sismik zaman (1000 Msn.) için çizdirildi (Şekil 1) Fakat derinlik çizimleri ise iki ayrı zaman (600 Msn. ve 1000 Msn.) için çizdirildi (Şekil 2, 3). Gerek ortalama hız gerekse derinlik dağılımları 700 metre SRD'ye göre hesaplandı ve çizdirildi. Hesaplamalar ve çizimler kuyuların penetrasyon derinliği ile sınırlı kalmıştır.

Sismik zamana karşı ortalama hız dağılımı ve derinlik haritalarından oldukça sıhhatli neticeler elde edilmiştir. Çalışmada kullanmadığımız kuyu derinlikleri ve çalışmanın bitiminden sonra açılmış kuyuların derinlikleri yapılan çalışma ile kontrol edilmiştir. Örnek olarak Doğu Beşikli - 2 kuyusu alınmıştır. Yorumlanmış sismik kesite Doğu Beşikli - 2 kuyusunun yeri konduktan sonra, formasyonların girişlerine ait sismik zamanları okundu. Bu zamanlara karşılık gelen derinlikler, yapılan derinlik haritalarından (Şekil 2, 3) alındı ve Tablo 9 üretildi. Tablo 9 'da görüleceği gibi, hesaplanan formasyon girişleri ile gerçek formasyon girişleri ve formasyonlara ait hesaplanan ile gerçek kalınlık değerleri yazdırılmıştır. Burada, Germav girişindeki hata hariç tutulursa, formasyon girişlerindeki hata % 3 den azdır. Formasyon girişlerinde - 34 ile - 53 metreler arasında değişen farklar vardır ki bu değerler genelde kuyu programlarında kabul edilen sınırların altındadır. Kalınlık hesaplamalarında ise, her ne kadar yüzde

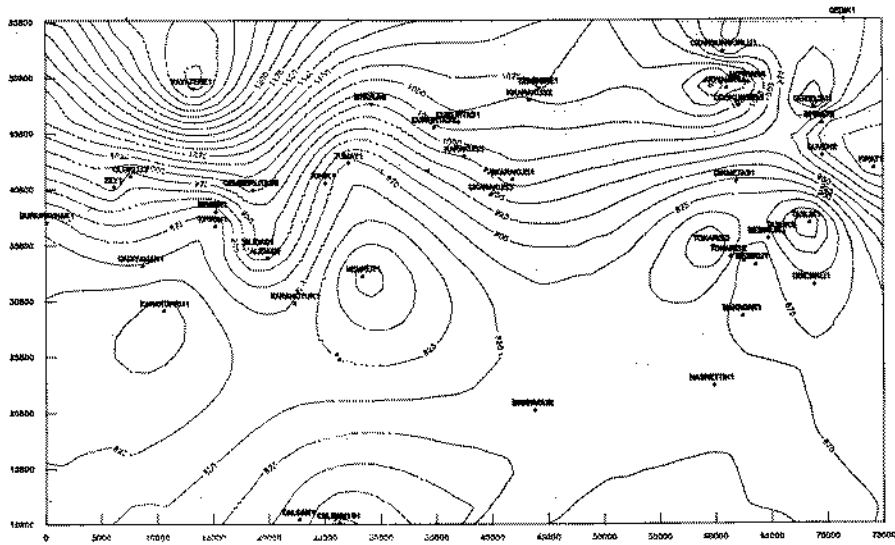


Tablo 8 : Nasrettin - 1 kuyusunun yedinci derece eğri uyumu.
Table 8 : Seventh degree polynomial fitting of the Nasrettin - 1 well.

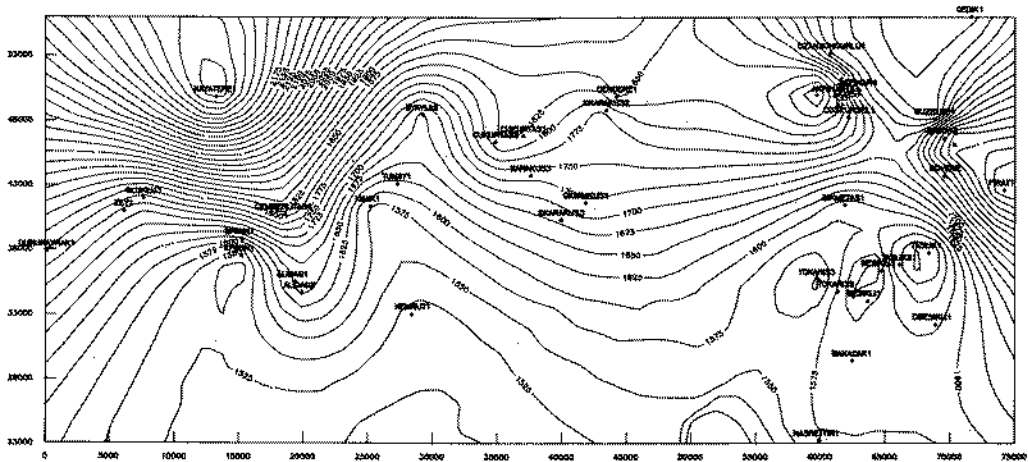
Karakuş Sahası Ortalama Hız Dağılımı ve Derinlik Haritaları



Şekil 1 : 1000 Msn. sismik gidiş-geliş zamanına karşılık gelen ortalama hız dağılımı.
Figure 1 : The average velocity distribution at 1000 Msec seismic two-way travel time.



Şekil 2 : 600 Msn. sismik gidiş-geliş zamanına karşılık gelen derinlik haritası.
Figure 2 : The depth map at 600 Msec seismic two-way travel time.



Şekil 3 : 1000 Msn. sismik gidiş-geliş zamanına karşılık gelen derinlik haritası.
Figure 3 : The depth map at 1000 Msec seismic two-way travel time.

D. BEŞİKLİ - 2

FORMASYON ADI	FORMASYON GİRİŞİ				KALINLIK			
	GERÇEK	HESAP	FARK	% HATA	GERÇEK	HESAP	FARK	% HATA
GERMAV	931	875	- 56	- 6.0	689	705	+ 16	+ 2.3
KASTEL	1620	1580	- 40	- 2.5	80	86	+ 6	+ 7.5
SAYINDERE	1700	1666	- 34	- 2.0	273	254	- 19	- 7.0
DERDERE	1973	1920	- 53	- 2.7	-	-	-	-

Tablo 9 : Formasyon girişleri ve kalınlıkları.
Table 9 : The formation tops and their thicknesses.

hatalar yüksek görünüyorsa da, büyük sayılabilecek kalınlık farkları meydana gelmemiştir. Germav, Kastel, Sayındere formasyonlarının gerçek toplam kalınlığı 1042 (689 + 80 + 273) metre olmasına karşılık aynı formasyonlar için hesaplanan toplam kalınlık 1045 (705 + 86 + 254) metredir. Görüleceği gibi, üç formasyona ait kalınlıkta 3 metre gibi cüzi bir fark vardır.

Yapılan çalışma sonucunda elde edilen kalınlık ve formasyon girişleri değerleri gerek beklenir sütun kesitlerinin hazırlanmasında ve gerekse Basen Analizi tek ve çok boyut çalışmalarında kullanılabilirler. Zira Basen Analizi çalışmalarında 10-20 metre gibi kalınlık farkları çalışmanın sonuçlarını etkilemeyecektir.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

i) SİSLOG programı üretilmiştir. Bu program kullanılarak kuyulara ait derinlik bilgisinden sismik gidiş-geliş bilgisine geçme

işlemi otomatik ve basit bir hale getirilmiştir.

ii) REGTERM programı üretilmiştir. Bu program kullanılarak sismik gidiş-geliş zamanlarına karşılık ortalama hızlar ve derinlikler hesaplanmış ve haritaları çizdirilmiştir.

iii) Ortalama hız ve derinlik haritaları beklenir sütun kesitlerin hazırlanmasında güvenilir olarak kullanılabilirliği gözlenmiştir.

iv) Hazırlanabilecek beklenir sütun kesitlerinden elde edilecek kalınlıklar, gerçek kalınlıklara çok yakın olacağından, tek ve çok boyutlu Basen Analizi çalışmalarında rahatlıkla kullanılabilir.

v) Bir sonraki aşamada yapılacak iş, sismik kesitlerdeki hız analizleri ile kuyu hız bilgilerinin korelasyonlarını yaparak, daha geniş data yoğunluğu elde edip, gerek hız ve gerekse derinlik dağılımlarını detaylı bir biçimde elde etmek olmalıdır.

Karakuş Sahası Ortalama Hız Dağılımı ve Derinlik Haritaları**Makalenin geliş tarihi : 5. 4. 1991**

Manuscript received : 5. 4. 1991

Yayın İnceleme Kurulunun Onayı : 3.9.1991

Revised manuscript received : 3.9.1991

DEĞİNİLEN BELGELER

ENGİN, M.A., 1975, En küçük kareler yönteminin gravite verilerine uygulanması, İst. Üniv. Fen Fakültesi Jeofizik Yük. Müh. tezi (Yayınlanmamış).

Aydın Dağları (Menderes Masifi) Güney Kesimindeki Allokton Metamorfik Birimler

Allochthonous Metamorphic Units at the Southern Part of Aydın Mountains, Menderes Massif

OSMAN CANDAN*, O.ÖZCAN DORA*, NEJAT KUN*,
CÜNEYT AKAL*, ve ERSİN KORALAY*

ÖZ

Ödemiş-Kiraz Asması'nın Aydın Dağları kesiminde, Menderes Masifi'nin çekirdek serisini oluşturan yüksek dereceli metamorfiklerin şist, fillit ve mermer ardalanmasından oluşan örtü serisi üzerinde tektonik dokanakiaria konumlandığı saptanmıştır. Aliokton birimler olarak adlandırılan gnays, metavolkanit ve disten-granat şistlerden yapılabilmektedir, bölgenin her yerine dağılmış irili ufaklı küppler şeklinde gözlenmektedir. Bölgesel ölçekte, metamorfiklerde ileri derecede katalastizmaya neden olan bu post-metamorfik sıkışma tektoniği fazının Batı Anadolu'nun Paleotektonik evrimine uygun olarak K-G yönünü aldığı, ancak itilmelerin kuzeye doğru gerçekleştiği ortaya çıkmaktadır. Erken Miyosen yaşlı post-metamorfik granitik plutonlar bu sıkışma tektoniğinden aşırı derecede etkilenmiş, allokton birimler ise Batı Anadolu'da Tortoniyen'de başlayan Neotektonik evrenin ürünü grabenlerle kesilmişlerdir. Bu verilere göre, Menderes Masifi'ndeki bu etkin sıkışma rejiminin Erken-Orta Miyosen aralığında gerçekleştiği söylenebilir.

ABSTRACT

The high-grade metamorphic rock which comprise the core series of the Menderes Massif rest tectonically upon the core units consisting mainly of schist, phyllite and marble intercalations around Aydın Mountains, Ödemiş-Kiraz Submassif. The allochthonous units composed of gneiss, metavolcanite and

kyanite-garnet schist occur as klippen of various sizes over all the region. On a regional scale, this post-metamorphic compressional tectonic regime in the Menderes Massif is N-S directed and is consistent with the Paleotectonic evolution of the Western Anatolia. However, the allochthonous units were thrust from south to north in this region. The post-metamorphic granitic plutons which were radiometrically dated as Early Miocene have been strongly deformed by these compressional tectonic events. The allochthonous units in the study area were cut by the graben systems which are the products of the Neotectonic regime set in during the Tortonian time in the Western Anatolia. Thus, the compressional tectonic regime in the Menderes Massif spanned an interval between Early and Middle Miocene time.

GİRİŞ

Önce Ege Üniversitesi, daha sonra Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nce Menderes Masifi'nde son 25 yıldan beri yürütülen jeolojik çalışmalar, Masif'in orta kesiminin (Ödemiş-Kiraz Asması) 1/100.000 ölçekli haritalarının tamamlanması aşamasına yaklaşmıştır. Bu çerçevede, MTA'nın jeotermal enerji sondajlarından elde ettiği ilk verilerden de yola çıkarak, Aydın Dağları güney kesiminde gerçekleştirilen 1/25.000'lik jeoloji haritalama çalışmalarında, 1989 yılına kadar ortaya konmuş Menderes Masifi genel litostratigrafik istifine uymayan bulgularla karşılaşmıştır. Masif'in genel kaya istifinde en altta bulunan yüksek dereceli gnays,

*Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

metavolkanit (leptit) ve şistlerin alçak dereceli şist ve mermerler üzerinde yatay tektonikle sürüklenmiş klipler şeklinde konumlandıkları ve bu kliplerin binlerce km²'lik alana yayıldıkları görülmüştür. Bu çalışmada, büyük olasılıkla Ödemiş-Kiraz Asması'nın tüm bölgelerine yayılmış olan kliplerin, ilk planda ayrıntılı olarak incelendikleri Aydın Dağları güney kesimine ait petrografik ve tektonik ön bulguları sergilenmektedir. Bir TÜBİTAK projesi kapsamında (TBAG-937) tüm Ödemiş-Kiraz Asması'nı ele alan bu araştırma tamamlandığında, daha net ve kesin bulguların elde edileceği açıktır. Ön bulguların şimdiden duyurulmasının, Masif'te gerek ekonomik gerekse bilimsel amaçlı çalışan kişi ve kuruluşların sorunlarına çok yönlü bakmalarına katkı sağlayabileceği düşünülmektedir.

LİTOSTRATİGRAFİ

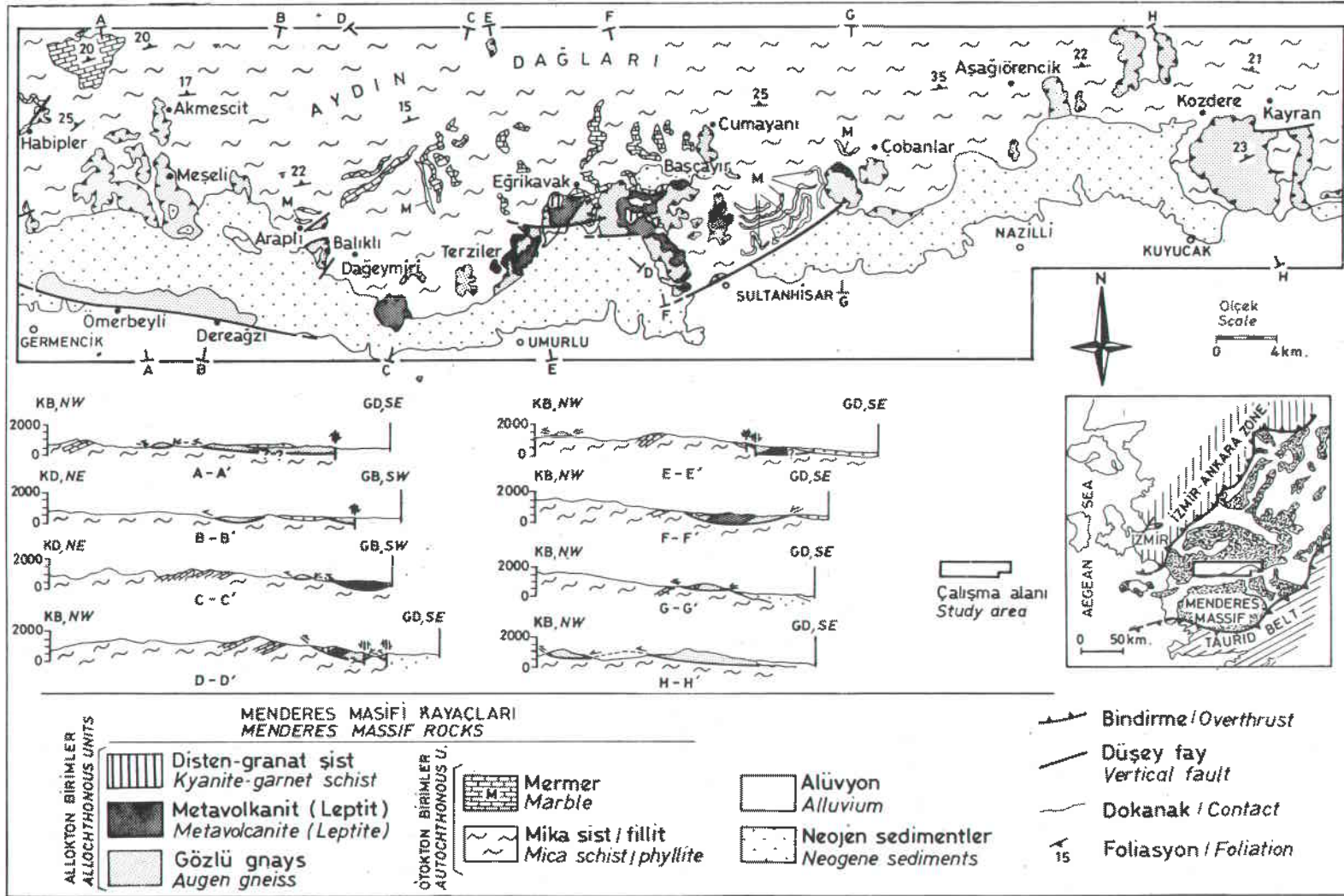
Ödemiş-Kiraz Asması'nın güney kesiminde, Aydın Dağları'nda yer alan çalışma alanı Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kenarına paralel uzanım göstermektedir (Şekil 1). Bölgede başlıca üç ana kaya topluluğu ayrılanmıştır. Bunlar alttan üste doğru otokton birimler, allokton birimler ve Neojen yaşlı çökellerdir. Farklı koşullarda metamorfizmaya uğramış serilerden oluşan allokton ve otokton kayalar Menderes Masifi'ne ait metamorfittlerdir (Şekil 2).

İnceleme alanındaki istifin en alt düzeylerini oluşturan ve bu çalışmada otokton topluluk başlığı altında toplanan kayalar değişik bileşimdeki şist, fillit ve mermer birimlerinden oluşmaktadır. Baskın litolojyiyi oluşturan şistler genelde granat-mika şist ve mika şist bileşimindedir. Şistlerin arasında yer yer muskovit-kuars şist, kalk şist ve değişik kalınlıklarda amfibollilere rastlanmaktadır. Otokton seri içerisindeki ikinci ana kaya türünü oluşturan fillitler şistlerle sürekli ardalanma sunmaktadır. Gerek arazi gerekse mikroskopik çalışmalarda fillitlerin istifin alt düzeylerinde disten-staurolit-granat fillit, üst düzeylerinde ise azalan metamorfizma derecesine bağlı olarak granat fillit ve klorit fillit bileşiminde olduğu saptanmıştır. Otokton serinin hemen her düzeyinde gözlenen mermerler çeşitli

kalınlıklarda arakatman ve mercekler şeklindedir.

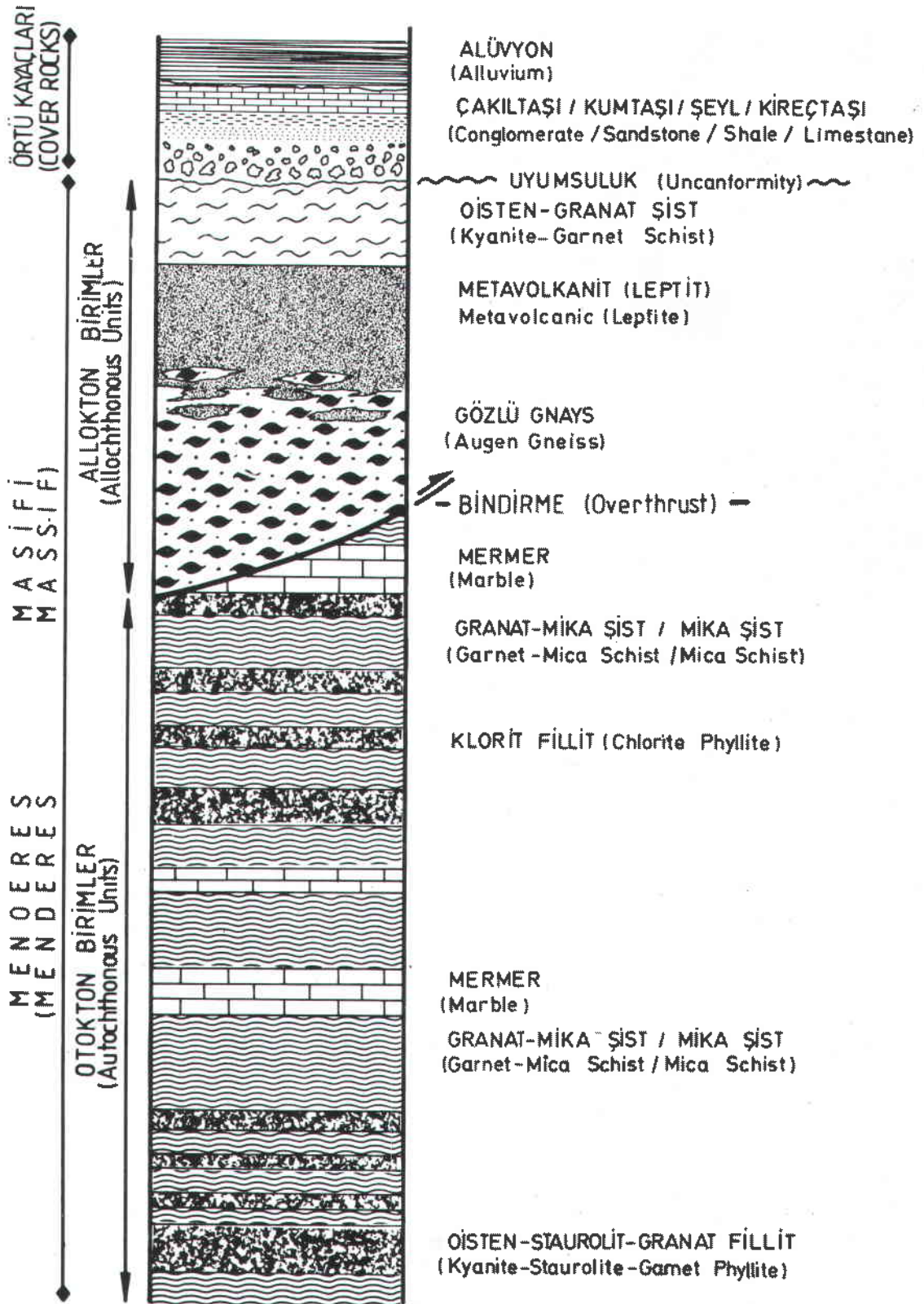
Bölgede allokton topluluk olarak tanımlanan ve gözlü gnays, metavolkanit(leptit) ve ender olarak yüksek dereceli şistlerden oluşan kaya toplulukları, önceki çalışmalarda çekirdek serileri olarak adlandırılan yüksek dereceli metamorfittlere karşılık gelmektedir. Çalışma alanında klipler şeklinde uzanan allokton birimlerin en alt düzeylerinde genelde aşırı derecede milonitleşmiş gözlü gnayslar yer alır. Birçok klipte gnayslar uyumlu bir dokanak ile metavolkanitler (leptit) tarafından üstlenir. Dokanak boyunca, değişik kalınlıklarda bir geçiş zonu bulunmaktadır. Bu geçiş zonunda gerek metavolkanit içinde gözlü gnays, gerekse gözlü gnays içinde metavolkanit düzeyleri yaygın olarak aralanırlar. Özellikle metavolkanitlerle ardalanmış gnayslarda, Masif'in diğer birçok yöresinde de gözlenen iri mavi/lacivert K-feldspat gözleri bulunmaktadır. Genelde sert, masif ince taneli ve kırmızı/mor renkli kayalardan yapılmış metavolkanitler bazı yörelerde çok az bir yönelme kazanabilmektedir. "Sillimanit-ortoklasalmandin" topluluğu içeren yüksek derecede metamorfizmaya uğramış bu metavolkanitlerde ptigmatik yapıların yanısıra, budinlenmiş bazik damar kayaları da yaygın olarak gözlenmektedir. Bölgedeki kliplerin büyük çoğunluğunun gnays ve/veya metavolkanitten oluşmasına karşın, özellikle çalışma alanının orta kesimlerinde, Umurlu çevresinde yer alan kliplerde bu kayalara seyrek olarak şistler de eşlik etmektedir. Bu yörede, birimlerin en üst düzeylerini oluşturan şistler, disten-granat şist bileşiminde olup, yer yer ufak boyutlu, distence zengin pegmatoid damarı içerirler.

Çalışmada allokton ve otokton topluluklar başlığı altında toplanan kayalar inceleme alanının güney kesiminde yer alan Neojen yaşlı çökeller tarafından aşılabilir uyumsuzlukla örtülmektedir. Büyük Menderes Grabeni'nin kuzey kesimindeki bu genç çökeller tabanda, metamorfik temelden türemeye kaba taneli, bloklu bir düzey ile başlamakta ve üst düzeylere doğru kumtaşı, çamurtaşı, kiltası ve gölsel kireçtaşlarına geçmektedir.

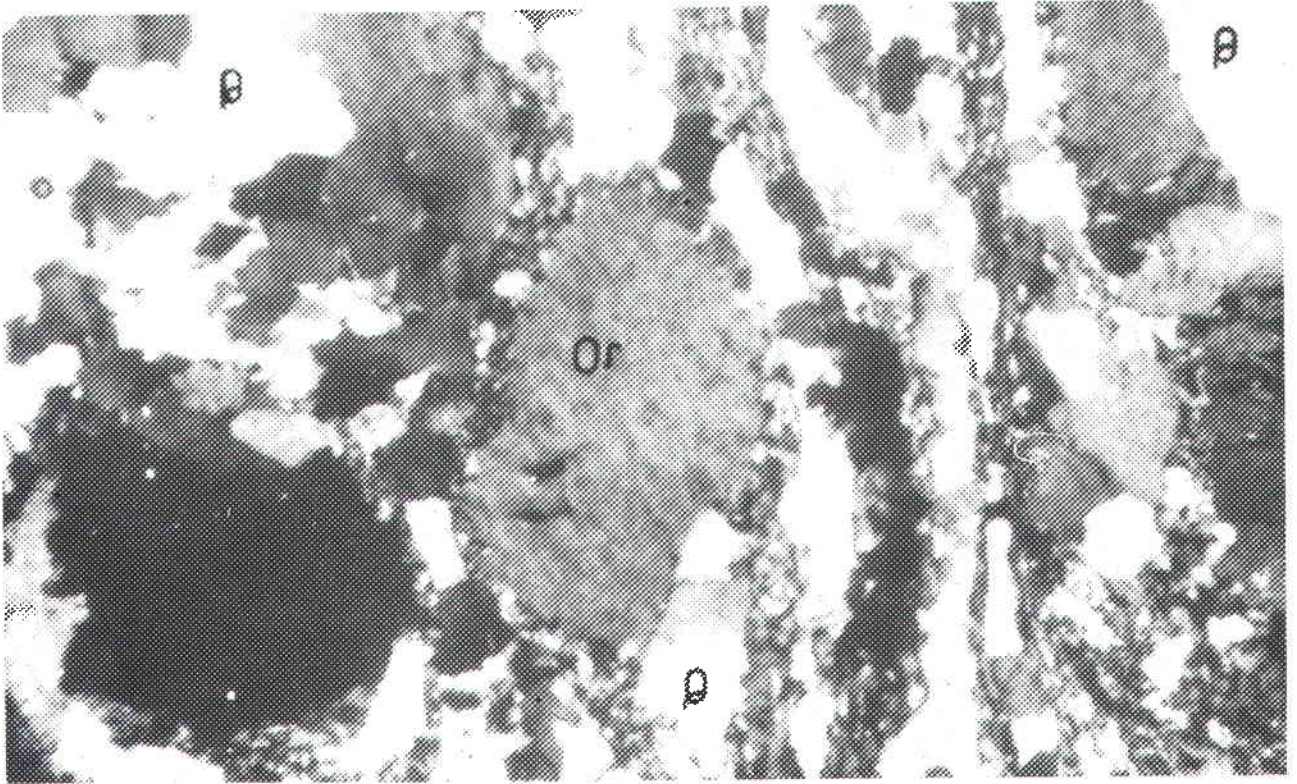


Şekil 1: Çalışma alanının jeoloji haritası.
Figure 1: Geological map of the study area.

Allokton Metamorfik Birimler



Şekil 2: Bölgenin genelleştirilmiş sütun kesiti.
Figure 2: Generalized columnar section of the region.



Şekil 3: Gneyslarda gözlenen kataklastik mortar doku. Or: Ortoklas, Q: Kuvars, Haç nikoller 2.5x
Figure 3: Cataclastic-Mortar texture observed in the gneisses. Or: Orthoclase, Q: Quartz, Crossed nicols 2.5x

BİRİMLERİN PETROGRAFİSİ

Menderes Masifi'ne ait çekirdek ve örtü serilerine karşılık gelen farklı kaya türlerinin petrografik özellikleri tektonik konumlarına göre ayrı ayrı ele alınmıştır.

ALLOKTON TOPLULUK

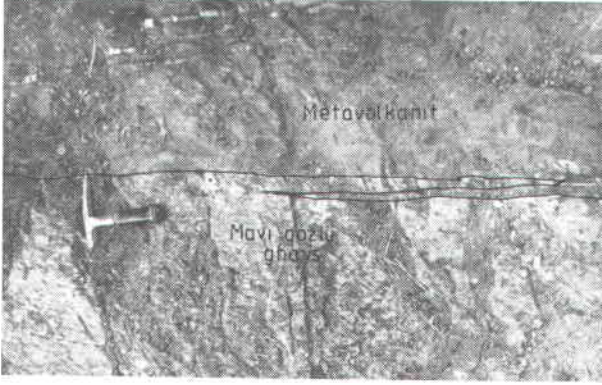
Çalışma alanında allokton kayalar olarak adlandırılan topluluk başlıca gözlü gnays, metavolkanit ve yüksek dereceli şistlerden yapıldır.

Gözlü Gnayslar: Yalnızca gnays kapsayan klipler özellikle bölgenin batısında, Meşeli köyü çevresinde yaygın olarak gözlenmektedir. Menderes Masifi genel istifinin en alt düzeylerine karşılık gelen bu kayalar genelde gözlü gnays, yer yer de granitik gnays karakterindedir. Kuyucak kuzeyinde yer alan gnayslar ise iri amfibol kristalleri içermeleri nedeniyle amfibollü gnays olarak adlandırılabilir. Bu tür gnayslara, özellikle Nazil'inin güneyinde, Karıncalı Dağ'da otokton konumda yaygın olarak rastlanmaktadır. Kliplerin alt düzeylerinde, aşırı deformasyon nedeniyle ultramilonite kadar ulaşan kataklastik doku gösteren gnayslar kirli beyaz/sarımsı renklindedir. Gözlü gnaysların genel olarak mineral bileşimleri "Kuvars-Plajyoklas - Ortoklas/Mikroklin - Biotit -

Muskovit - Klorit - Granat - Apatit - Turmalin-Zirkon" olarak saptanmıştır (Tablo 1). Kayalarda 5-6 cm'ye ulaşabilen gözler K-feldspatlardan oluşmaktadır. Bunlar baskın olarak ortoklas türü olup yer yer mikrokline döngümler gözlenmektedir. Plajyoklaslar oligoklas bileşimindedir. Gneyslarda kataklastik ve mortar doku çok yaygındır (Şekil 3). Bugüne kadar çeşitli araştırmacılar tarafından değinilen ve Menderes Masifi'nin gnayslarında çok yaygın olarak gözlenen mortar dokunun gelişimini, bölgesel ölçekli bu yatay tektonik hareketlere bağlamak olasıdır.

Metavolkanitler (leptit): Son yıllarda Menderes Masifi'nde adından sıkça sözedilen (Kun ve diğerleri, 1988; Dora ve diğerleri, 1990) ve Masifi'nin genel istifinde gnayslar ile şistler arasında yerleştirilen metavolkanitler çalışma alanının orta kesiminde, Aydın, Umurlu, Köşk ve Sultanhisar'ın kuzeyindeki kliplerde yaygın olarak gözlenmektedir. Bölgede metavolkanitler, makroskobik olarak morumsu gri renkleri, ince taneli, genelde yönlenmesiz, sert ve masif görünüşleri ile karakteristiktir. Bunların yanısıra, yaygın olarak çevre kayalardan daha bazik bileşimli olan ve bugün baskın olarak anortit

Allohton Metamorfik Birimler

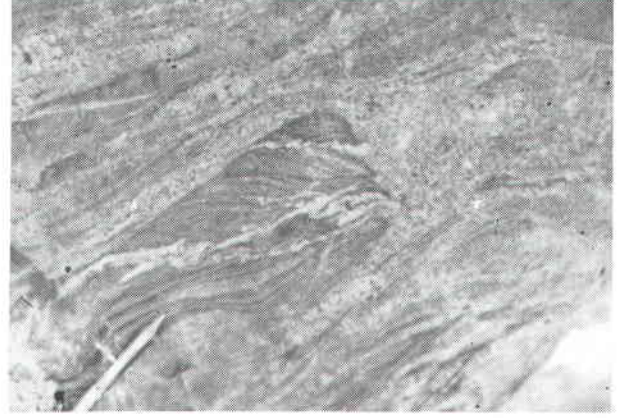


Şekil 4: Metavolkanitlerde gözlenen mavi gözlü gnays arakatmanları.

Figure 4: Metavolcanites interlayered with the blue augen gneisses.

ve diopsitten oluşan bazik damar kayalarını içermeleri bu kayaların diğer bir ayırtaç özelliğidir (Kun ve Candan, 1987). Dar arılamda leptit olarak adlandırılan ve ilksel kayaları ortaç-asitik bileşimdeki volkanitlerden oluşan kayalarda yer yer ilksel volkanitlere ait korunmuş porfiritik dokuları gözlemek olasıdır.

Bölgedeki metavolkanitler, Menderes Masifi'nin çeşitli yörelerindeki benzer şekilde, mavi gözlü gnays olarak tanımlanan kayaçlarla bazen santimetre boyutlarında aralanmalı olarak gözlenmektedir (Şekil 4). Şekil 2'de verilen genelleştirilmiş sütun kesitte görüldüğü gibi tabanda yer alan gözlü gnayslar ile bunları üstleyen metavolkanit birimi arasında aralanmalı bir geçiş zonu yer almaktadır. Bu geçiş zonu düzeyine karşılık gelen kliplerde mavi gözlü gnays/metavolkanit aralanmaları sıkça gözlenmektedir. Metavolkanitten mavi gözlü gnayslara geçişte, matriksini morumsu gri renkle metavolkanitin oluşturduğu, içinde ufak feldspat gözleri ve bantları bulunan geçiş kayaları ortaya çıkmaktadır. Mavi gözlü gnayslara doğru gidildikçe feldspat bantları yavaş yavaş iri göz yapısı kazanmakta ve daha sonra da tümüyle mavi gözlü gnayslara geçilmektedir. Ayrıca, mavi gözlü gnayslar içinde metavolkanit kalıntılarının sıkça gözlenmesi, bu gnaysların ilksel kayalarının da volkanik kökenli olduğunu ve son ana metamorfizma ile gnays yapısı kazandığını göstermektedir.



Şekil 5: Yüksek derecede metamorfizmaya uğramış metavolkanitlerde gözlenen migmatitleşmeler.

Figure 5: Migmatization of the metavolcanites under went high-grade metamorphism.

Menderes Masifi'ndeki varlığından ilk kez Kun ve Candan (1987) tarafından söz edilen mavi gözlü gnayslar gerek yapı gerekse mineralojik bileşim açısından Menderes Masifi'nin en alt düzeylerini oluşturan gnays serisi ile büyük benzerlik gösterir. Ancak Ödemiş-Kiraz yöresinde yapılan çalışmada, bunların diğer gnayslardan farklı olup sillimanit içerdikleri saptanmıştır (Kun ve diğerleri, 1988). Sahada 2-6 cm büyüklüğündeki mavi/lacivert ortoklas gözleri ile karakterize olan bu gnaysların inceleme bölgesindeki genel mineral bileşimleri "Kuvars - Plajyoklas - Ortoklas - Biotit - Muskovit - Klorit - Turmalin - Zirkon - Apatit" olarak verilebilir.

Yüksek dereceli koşullarda metamorfizmaya uğramış olan metavolkanit birimi içerisinde, çok farklı türde migmatitleşmeler gözlenmektedir. Genelde schollen, pitigmatik ve schlieren türü migmatitlerin baskın olduğu bu bölgede (Şekil 5) migmatitleşme yer yer nebulitik aşamaya kadar ulaşabilmektedir.

Mikroskopik çalışmalarda metavolkanitlerin genel mineral bileşimleri "Kuvars - Plajyoklas - Ortoklas - Biotit - Granat - Sillimanit - Muskovit - Turmalin - Apatit - Zirkon" olarak saptanmıştır (Tablo 1). Metavolkanitlerde kimi zaman % 10 değerine ulaşabilen sillimanitler, genelde feldspat dokanaklarında saç örgüsü yapısı sunan fibrolitlerden oluşmaktadır. Bunun yanısıra granat yuvarlarında, granatı ornatarak gelişen sillimanitler de oldukça yaygındır.

	GNAYS					METAVOLKANİT					DİSTEN - GRANAT ŞİST		
	142	73	84	220	235	87	92	90	96	100	120	107	125
KUVARS	45	35	37	32	36	30	40	35	22	21	40	60	42
PLAJİOKLAS	11	34	12	13	31	11	9	11	12	16	8	8	15
ORTOKLAS	24	20	13	19	28	26	16	17	26	23	-	-	-
BIOTİT	16	4	30	32	1	24	18	24	23	25	20	15	8
MUSKOVİT	3	5	8	4	4	7	12	9	4	8	12	10	15
GRANAT	E	-	E	E	-	1	4	4	8	5	10	5	10
SİLLİMANİT	-	-	-	-	-	-	-	-	5	1	-	-	-
DİSTEN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	2	4
APATİT	E	E	E	E	E	E	-	E	-	E	E	E	-
ZİRKON	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E
TURMALİN	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	-	E
OPAK M.	1	2	E	E	E	1	1	E	E	1	E	E	E
RUTİL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	E	-	2
TOPLAM :	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tablo 1 : Allohton birimlerin mineral bileşimleri

Table 1 : Mineral composition of the allochthonous units

Örnek yerleri : Gnays = 142 : Meşeli, 73 : Balıklı, 82 : Terziler, 220 : Cumayanı kuzeyi, 235 : Kozdere güneyi; Metavolkanit = 87, 90 : Terziler, 92 : Eğrikavak güneyi, 56, 100 : Başçayır güneyi; Disten - granat şist = 102, 107 : Eğrikavak güneyi, 125 : Başçayır güneyi.

Sample location: Gneiss = 142: Meşeli, 73 : Balıklı, 82 : Terziler, 220 : South of Cumayanı, 235 : South of Kozdere ; Metavolcanite = 87, 90 : Terziler, 92 south of Eğrikavak, 96,100 : south of Başçayır ; Kyanite - garnet schist = 102, 109; South of Eğrikavak, 125 : South of Başçayır.

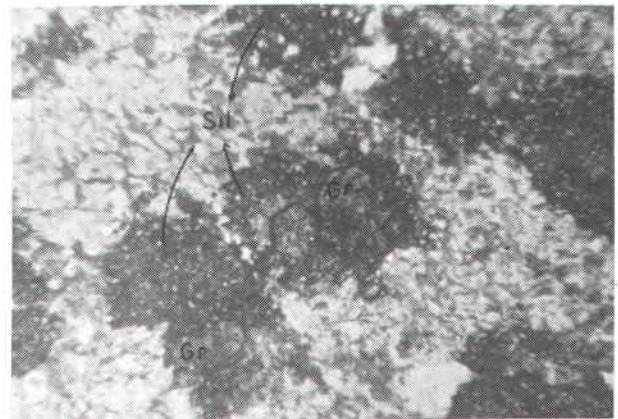
Tablo 1 : Allohton birimlerin mineral bileşimleri.

Table 1 : Mineral composition of the allochthonous units.

(Şekil 6). Bu kayalarda saptanan "Sillimanit-Ortoklas" parajenezi yüksek derece metamorfizma koşullarını yansıtmaktadır. Metavolkanitler oldukça ince taneli kayalar olup, poligonal doku gösterirler.

Disten-granat Şist: Disten-granat şistler inceleme alanının orta kesiminde, Eğrikavak Köyü çevresindeki kliplerde gözlenmektedir. Genelde kahverengi-mor renkli bu kayalar biotit oranının artmasına paralel olarak koyu bir renk kazanmaktadır. Disten-granat şist içinde granat-mika şist, mika şist düzeyleri ve ufak boyutlu disten pegmatoid damarları gözlenmektedir. Allohton birimlerin en üst düzeylerini oluşturan bu kayalar uyumlu olarak metavolkanitleri üstlerler.

Mikroskopik gözlemlerde disten-granat şistlerin genel mineral bileşimleri "Kuars - Plajiolklas - Muskovit - Granat - Disten - Sfen - Turmalin-Zirkon-Apatit-Rutil" olarak saptanmıştır (Tablo 1). Orta derece koşullarda



Şekil 6: Metavolkanitlerde granatların ornatılmasıyla gelişen sillimanit kristalleri. Sil: Sillimanit, gr: Granat, Düz ışık 10x.

Figure 6: The sillimanite crystals which were formed by the replacement of garnets in metavolcanites. Sil: Sillimanite, Gr: garnet, Plain light 10x.

Allokton Metamorfik Birimler

metamorfizmaya uğramış bu kayalarda disten ve granat miktarı toplam %20 değerlerine ulaşmaktadır. Kayalarda tipik lepidoblastik-porfiroblastik dokular gözlenmektedir.

OTOKTON TOPLULUK

Bölgede otokton kayalar olarak adlandırılan topluluk, çeşitli bileşimlerde şist ve fillit ardalanmalarının yanı sıra, bu birimler içinde mercek ve arakatman konumundaki mermer ve amfibolitlerden oluşmaktadır.

Şistler: Çalışma alanında çok geniş alanlarda yüzlek veren şistler otokton serinin en baskın kaya türünü oluşturur. Arazi çalışmaları ve petrografik gözlemlerde bu kayaların başlıca granat-mika şist, mika şist, klorit-muskovit şist ve muskovit-kuars şist bileşiminde olduğu ve çok değişik kalınlık-

larda ardalanmalar sunduğu saptanmıştır.

Şist serisi içinde en baskın litolojiyi granat-mika şistler oluşturur. Makroskopik olarak açık kahverengi ile kirli sarı renklerde gözlenen granat-mika şistler orta/ince taneli olup, içlerinde bir kaç mm boyutlarındaki granatlar gözle rahatlıkla tanınabilmektedir. Petrografik incelemelerde bu kayaların genel mineral bileşimleri "Kuvars - Plajiolklas - Biotit - Muskovit - Klorit - Granat - Apatit - Zirkon - Opak" olarak saptanmıştır (Tablo 2). Kuvarsça zengin bu kayalarda baskın mika türünün biotit ve muskovit oluşturmaktadır. Öz şekilli, ufak kristaller şeklinde büyüyen granatlar almandin türüdür. Granat-mika şistlerde tipik lepidoblastik ve yer yer de porfiroblastik doku gözlenmektedir.

	Granat-Mika şist			Mika şist		Klorit-Muskovit şist		Muskovit-Kuars şist		Klorit fillit		Disten-staurolit granat fillit		Amfibolit	
	138	226	276	133	148	111	86	56	288	27	272	109	120	76	80
KUARS	4	40	35	60	60	16	14	67	70	20	42	19	10	37	5
PLAJIOKLAS	60	7	15	3	4	26	31	3	5	2	9	-	-	10	2
BIOTİT	9	20	-	20	13	-	-	-	-	10	12	-	-	-	-
MUSKOVİT	10	14	10	10	5	40	42	20	15	55	20	24	15	-	-
KLORİT	10	7	30	2	23	15	11	-	-	13	8	-	-	26	25
GRANAT	2	9	2	-	-	-	-	-	-	-	-	13	20	-	-
STAUROLİT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	40	45	-	-
DİSTEN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	8	-	-
AMFİBOL	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4	45
EPİDOT	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11	1
SFEN	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	22
APATİT	5	2	E	5	E	-	-	E	E	-	-	-	-	-	-
ZİRKON	-	E	1	E	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
TURMALİN	-	E	2	-	-	-	2	-	-	-	2	-	-	-	-
OPAK	E	1	5	-	5	3	-	2	5	-	7	2	2	10	-
TOPLAM :	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Tablo 2 : Otokton birimlerin mineral bileşimleri.

Table 2 : Mineral composition of the autochthonous units

Örnek yerleri : Granat-mika şist = 138 : Akmescit kuzeyi, 226 : Çobanlar kuzeyi, 276 : Kayran kuzeyi; Mika-şist = 133, 148 : Akmescit kuzeyi; klorit-muskovit şist = 111 : Cumayarı, 66 : Habipler; Muskovit-kuars şist = 56 : Dağeymiri, 288 : Kayran; Klorit fillit = 27 : Akmescit kuzeyi, 272 : Aşağıörencik; Disten-staurolit-granat fillit = 109, 120 : Eğrikavak; amfibolit = 76, 80 : Terziler.

Sample locations: Garnet-mica schist = 138 : North of Akmescit, 226 : North of Çobanlar, 276 : North of Kayran; Mica-schist = 133, 148 : North of Akmescit; Chlorite - muscovite schist = 111 : Cumayarı, 66 : Habipler; Muscovite - quartz schist = 56 : Dağeymiri, 288 : Kayran; Chlorite phyllite = 27 : North of Akmescit, 272 : Aşağıörencik; Kynaitite - staurolite-garnet phyllite = 109, 120 : Eğrikavak; Amphibolite = 76, 80 : Terziler.

Tablo 2 : Otokton birimlerin mineral bileşimleri.

Table 2 : Mineral compositions of the autochthonous units.

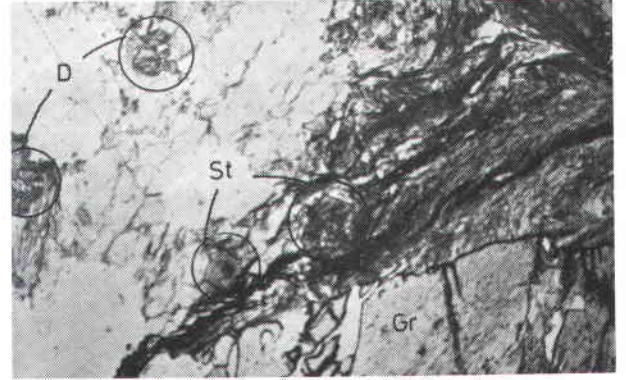
Otokton serideki ikinci baskın kaya türü olan mika şistler gerek makroskopik gerekse mikroskopik açıdan granat-mika şistlere çok büyük benzerlik sunarlar. Orta-iri taneli bu kayalarda biotit ve muskovitler makroskopik olarak tanımlanabilen belli başlı minerallerdir. Granatın kaybolmasıyla granat-mika şistlerden ayırtılabilen mika şistlerin genel mineral bileşimleri "Kuvars-Plajiyoklas-Muskovit-Biotit-Zirkon" olarak saptanmıştır (Tablo 2). Lepidoblastik dokudaki bu kayalar büyük oranda kuvars, biotit ve muskovitten oluşmaktadır.

Özellikle bölgenin kuzey kesiminde, istifin daha üst düzeylerinde gözlenen klorit-muskovit şistler açık gri-yeşil renkleriyle sahada diğer şistlerden ayırtılırlar. Çok ince taneli bu kayalarda mineraller gözle seçilemeyecek kadar küçüktür. Mikroskopik gözlemlerde genel mineral bileşimleri "Kuvars-Plajiyoklas-Muskovit-Klorit-Opak" olarak saptanmıştır (Tablo 2). Klorit-muskovit şistlerde bol grafit kapanımlı albit porfiroblastlarının oluşturduğu porfiroblastik doku gelişmiştir.

Muskovit-kuvars şistler otokton seri içindeki diğer bir şist türünü oluşturur. Açık sarı-kirli beyaz renklerdeki bu sert ve dayanımlı kayalar çeşitli kalınlıklarda arakatmanlar şeklinde gözlenmektedir. Kuvarsça çok zengin olan kayaların genel mineral bileşimleri "Kuvars - Plajiyoklas - Muskovit - Turmalin - Apatit - Zirkon - Opak" mineral olarak saptanmıştır (Tablo 2).

Fillitler: Bölgede fillitler genelde şistler içerisinde çeşitli kalınlıklarda arakatmanlar şeklinde gözlenmektedir. Bölgede iki farklı fillit türü saptanmıştır. Bunlardan klorit fillitler istifin üst düzeylerindeki düşük dereceli metamorfizma içerisinde yer alır. Orta derece metamorfizma koşullarını yansıtan Disten-staurolit-granat fillitler ise bölgenin güneyinde, otokton istifin en alt düzeylerinde yüzlek vermektedir.

Klorit Fillitler: Mika şist, klorit-muskovit şist ve muskovit-kuvars şist ardalanmalı seri içinde arakatmanlar şeklinde bulunan klorit fillitler bölgenin kuzey kesiminde geniş alanlarda yüzlek vermektedir. Gri/yeşilimsi gri renkli, çok ince taneli bu kayalar içinde sıkça makro ve mikro boyutlu



Şekil 7: Orta derece metamorfizmasına uğramış fillitlerde gözlenen staurolit, disten ve granat porfiroblastları. Gr: Granat, St: Staurolit, D: Disten, Düz ışık 2.5x.

Figure 7: Staurolite, kyanite and garnet porphyroblasts occurred in the phyllites which were subjected to medium-grade metamorphism. Gr: Garnet, St: Staurolite, D: Kyanite, Plain light 2.5x.

kıvrımlar gelişmiştir. İnce kesit çalışmalarında klorit fillitlerin genel mineral bileşimleri "Kuvars-Plajiyoklas-Biotit-Muskovit-Klorit-Turmalin-Opak" olarak saptanmıştır (Tablo 2). Albit türü plajiyoklaslar içeren ve mikaca çok zengin düşük dereceli bu metamorfizmalarda karakteristik lepidoblastik doku egemendir.

Disten-Staurolit-Granat Fillitler: Otokton serinin en alt düzeylerinde, mika şist ve mermir birimleri içerisinde arakatmanlar şeklinde gözlenen bu kayalar özellikle Eğrika-vak Köyü çevresinde geniş alanlarda yüzlek vermektedir. Genelde koyu gri-siyah renkli, ince taneli kayaçlar olan disten-staurolit-granat fillitlerde granat ve staurolit kristalleri birkaç cm boyutlu olmaları nedeniyle, ancak mikroskop altında tanımlanabilmektedir.

Disten-staurolit-granat fillitlerin genel mineral bileşimleri "Kuvars-Muskovit-Klorit-Granat-Staurolit-Disten-Opak" mineral olarak belirlenmiştir (Tablo 2). Granat, staurolit ve disten mineralleri porfiroblastlar şeklinde büyümüşür (Şekil 7). Almandin bileşimindeki granatlardaki kloritleşme ve distenlerdeki serisitleşme çok yaygındır. Orta derece metamorfizma koşullarını yansıtan bu kayalarda tipik porfiroblastik doku gelişmiştir.

Amfibolitler: Amfibolitler bölgenin orta kesimlerinde, Terziler Köyü kuzeyinde mermerler ile ardalanmalı olarak gözlenir. Ufak boyutlu olmaları nedeniyle haritalanamayan bu kayalar yeşilin çeşitli tonlarında görünürler. Mikroskop çalışmalarında amfibolitlerin genel mineral bileşimleri "Kuvars-Plajyoklas-Klorit-Amfibol (Tremolit)-Epidot-Sfen-Zirkon-Manyetit" olarak saptanmıştır (Tablo 2). Baskın olarak tremolit, epidot ve kloritten oluşan bu kayalarda nematoblastik doku gözlenir.

Mermer ve Kalkşistler: Mermerler çalışma alanında şist/fillit birimleri içinde arakatman ve mercek şeklinde gözlenir. Gri ve kırılı beyaz renkli bu kayalar iri kristallidir. Mikroskopik gözlemlerde mermerlerde kalsitin yanısıra az oranda muskovit ve kuvars da saptanmıştır. Genelde polisentetik ikizli kalsitlerden oluşan mermerlerde granoblastik doku egemendir.

Bölgede mermer dokanaklarına yakın kesimlerde eski killi kireçtaşı düzeylerinden türeyen kalkşist geçiş zonları gözlenir. Sarımsı renkli bu kayaların mineral bileşimleri "Kuvars-Muskovit-Kalsit-Opak" olarak belirlenmiştir.

Yukarıda mineralojik ve petrografik özelliklerine kısaca değinilen birimler Menderes Masifi'nin genelinde çok yaygın olarak gözlenmektedir. Aydın Dağları'nın güney kesimini içeren inceleme alanında, kalın şist serisi içinde bulunan fillitlerin güneyden kuzeye doğru disten-staurolit-granat fillit, granat-fillit ve klorit-fillit bileşiminde olmaları otokton birimlerin metamorfizma koşullarının yeşil şist fasiyesi düzeyinden başlayarak güneye doğru arttığını ve istifin en alt düzeylerinde Almandin-Amfibolit fasiyesinin disten zonuna ulaştığını göstermektedir. Bu meta-pelitik kayaları tektonik dokanaklarla üstleyen allokton birimler ise Almandin-Amfibolit fasiyesinin sillimanit zonunda metamorfizmaya uğramışlardır. Özellikle metavolkanitlerde yaygın olarak gözlenen "Sillimanit-Ortoklas" biraradalığı yüksek derece metamorfizması koşullarının başlangıcı için karakteristiktir.

Menderes Masifi'ni etkileyen metamorfizmanın yaşları, sayıları ve şiddetleri konusunda günümüzde farklı görüşler bulunmaktadır. Satır ve Friedrichsen (1986), Dora ve

diğerleri (1987, 1990) Masif'teki gnaysların Pan-Afrikan döneminde yaklaşık 500 m.y. önce bir metamorfizmaya uğradığına değinir. Üst Paleosen-Eosen'de meydana gelen son etkin metamorfizma ise ilksel metamorfizmanın izlerini hemen hemen tamamen silmiş ve Menderes Masifi'ndeki metamorfizma günümüzdeki bileşimlerini bu metamorfizma ile kazanmıştır. Masif'in geneliyle büyük benzerlikler gösteren inceleme alanındaki metamorfizmalar da aynı metamorfizmalardan etkilendiği düşünülmektedir.

BÖLGEDEKİ KLİPLERİN DAĞILIMI VE DOKANAKLARIN AYRINTILI TANIMI

Menderes Masifi'nde Phillipson (1911)'den bu yana sürdürülen çalışmalar genelde Masif'in içerdiği kaya türleri, litostratigrafisi, metamorfizma koşulları, sayısı ve zamanı konularında yoğunlaşmıştır. Bunların yanısıra, İzmir-Ankara Zonu ile Toros Kuşağı ile olan dokanakları bir yana bırakıldığında, çoğu araştırmacı tarafından Masif'in genelde açık dalga boyulu klivajlar ve genç düşey faylardan oluşan basit bir tektonik yapıya sahip olduğu belirtilmiştir.

Menderes Masifi'nin ana birimleri arasındaki anormal dokanak ilişkilerine ilk kez Akartuna (1965) tarafından değinilmektedir. Araştırmacı, Aydın-Nazilli hattında (Aydın Dağları) yaptığı çalışmada, istifin altında bulunması gereken gnaysların mermerlerin üzerinde durduğunu belirtmektedir. Hareketin yaşı ve mekanizması konusunda yorum yapmayan araştırmacı, Neojen sonrası devam eden Alpin hareketlerinin önemini vurgulamakla yetinmiştir. İzdar (1971), Ödemiş-Kiraz Asmasifi'nde, Bozdağlar kesiminde yaptığı çalışmada, sillimanit, disten, staurolit gibi anahtar mineraller içeren ve yüksek/orta dereceli metamorfizmalardan oluşan gnays ve şist serisinin yaklaşık D-B uzanımlı, Alaşehir-Bozdağ-Bayındır hattı boyunca fillit, kuvarsit ve meta-grovaklardan oluşan düşük dereceli metamorfizmaların üzerinde yer aldığına değinmektedir. Araştırmacı büyük ölçekli bu hattı, metamorfizma derecesinde sıçramaya neden olan yüksek açılı bir ters fay olarak yorumlamıştır.

1980'li yıllara gelindiğinde, M.T.A. kurumunun Büyük Menderes Grabeni boyunca sürdürdüğü jeotermal enerjisi çalışmaları

Menderes Masifi'nde büyük ölçekli bindirmelerin varlığı konusundaki tartışmalara yeniden güncellik kazandırmıştır. Salavath ve Germencik yakınlarında yapılan sondajlarda gnaysların altında, kalınlığı 800 metreye kadar ulaşan, mermerler ve şist birimleri kesilmiştir (Şimşek ve diğerleri, 1983; Karamanderesi ve Özgüler, 1988; Karamanderesi ve diğerleri 1989). Araştırmacılar, bu sondaj verilerinin yanısıra arazi gözlemlerine dayanarak "Bozköy Sürüklenimi" olarak adlandırdıkları Menderes Masifi'nin çekirdek kesimini oluşturan birimlerin Aydın/Germencik çevresinde şist serilerini tektonik olarak üstlediklerine ve Bozdağ-Salihli yöresine kadar uzanım gösterdiklerine değinirler.

Yukarıda kısaca özetlenen önceki çalışmalardan, Masifi'teki yatay tektonik etkilere ait verilerin araştırılmasında kilit bölgenin Ödemiş-Kiraz Asması olduğu açıkça anlaşılmaktadır. Bu amaçla, ilk aşamada Ortaklar-Kuyucak hattı boyunca, DB uzanımı yaklaşık 100 km boyunca ve 20 km eninde bir bölgenin haritalanması gerçekleştirilmiştir. Litostratigrafi bölümünde de açıkladığı gibi bölgedeki otokton toplulukları oluşturan ve Menderes Masifi'nin örtü birimleri olarak adlandırılan şist, fillit ve mermer ardalı serinin üzerinde, Menderes Masifi'nin çekirdek kesimini oluşturan yüksek dereceli metamorfizma klipleri şeklinde bulunmaktadır.

Arazi ve petrografik çalışmalarda bu yatay harekete ait tektonik veriler yaygın ve net olarak saptanmıştır. Kırılgan minerallerden oluşan gnayslarda ultramilonite kadar ulaşan kataklazmanın yanı sıra, dokanaklar boyunca özellikle alttaki yumuşak kesimi oluşturan fillitlerin ezilmeleri ile oluşan ve kalınlıkları 2 m'ye ulaşan fay killi zonları bu etkin tektoniğin en karakteristik verileridir. Bölgedeki kliplerin sürekli güncel topoğrafyadaki en yüksek tepe noktalarında bulunmaları ve dokanakların çoğu yerde eş yükselti eğrilerine hemen hemen koşut uzanmaları bindirmelerin örtü fayı niteliğinde olduğunu göstermektedir.

Bu yapısal verilerin yanısıra çok farklı koşullarda metamorfizmaya uğramış birimlerin birarada gözlenmesi yatay tektoniği destekleyen diğer bir önemli veridir. Örneğin

"Sillimanit-Ortoklas" parajenezi içeren metavolkanitler birçok yörede klorit fillitlerle yanyana bulunmaktadır. Ayrıca, yine yüksek dereceli metamorfizmalardan oluşan gözlü gnaysların benzer şekilde çok düşük dereceli mika şist, fillit ve mermer ile dokanak yapıları ve bu dokanaklarda hiçbir metasomatik verinin bulunmaması yatay tektonik görüşünü, metamorfizma evrimi ve süreci açısından da desteklemektedir.

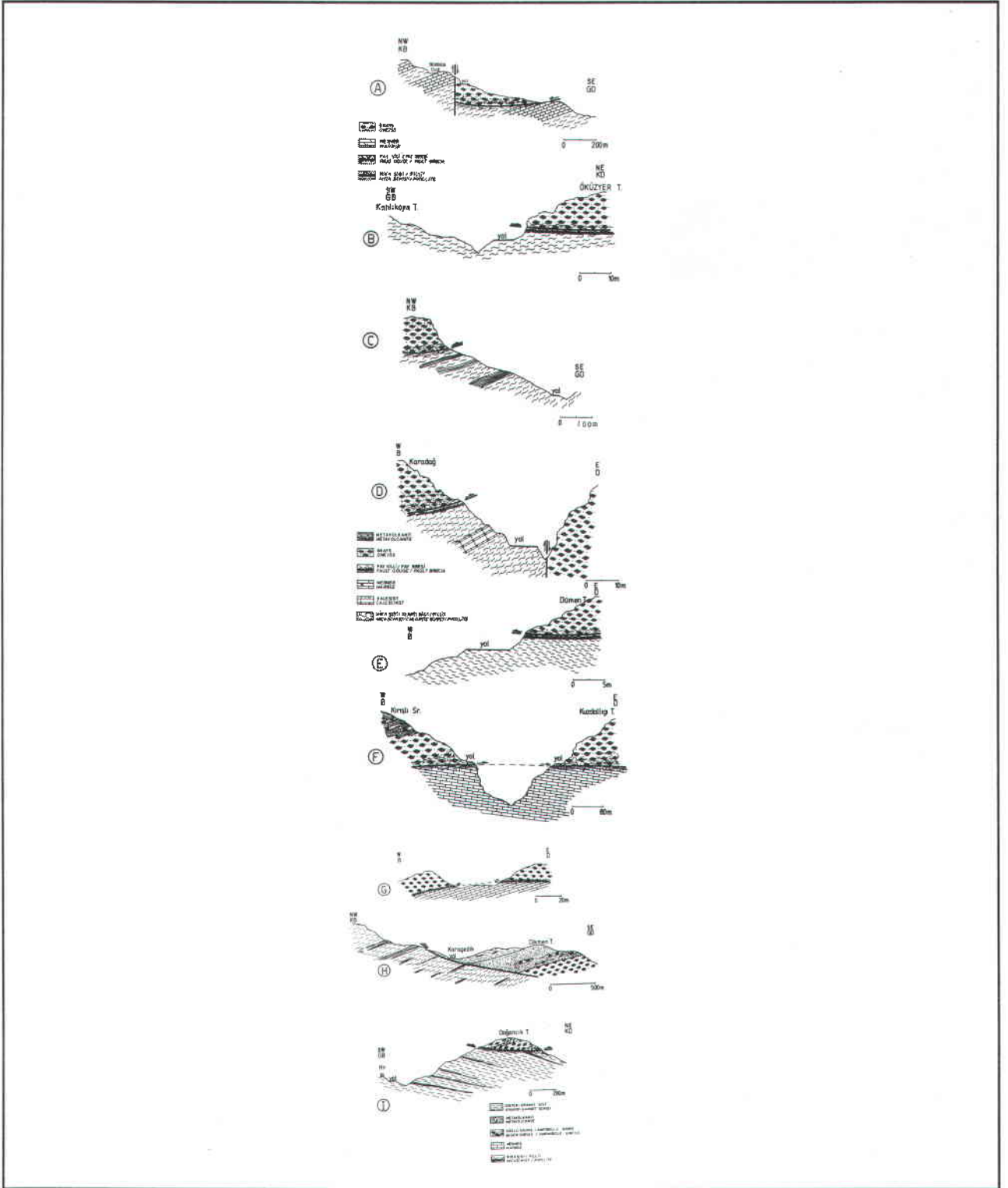
DB uzanımı inceleme alanındaki kliplere ait karakteristik dokanak ilişkileri, bölgenin batısından doğusuna doğru aşağıda özetlenmiştir.

1. Habipler Köyü Çevresi: Germencik kasabasının kuzeyinde, Habipler Köyü çevresinde gözlenen bu gnays klipi Menderes Masifi'nin batı kesiminde gözlenen en uç yüzleği oluşturur. Bölge, mermer arakatmanlı düşük dereceli klorit fillit ve mika şist ardalılarından oluşmaktadır. Köye ait orman yolu üzerinde, batıdaki faylı dokanaktan kaynaklanan bloklu malzemenin yanısıra oldukça milonitleşmiş yerli granitik/gözlü gnays yüzlekleri de net olarak gözlenmektedir (Şekil 8-A). Gnaysların yanısıra otokton kesimi oluşturan şist ve fillitlerde de dokanak boyunca tektonik izleri rahatlıkla gözlemek mümkündür.

2. İncirliova Çevresi: Bu kasabanın kuzeyinde Dereboğazı, Meşeli ve Akmescit köyleri çevresinde tümüyle gözlü ve granitik gnayslardan oluşan irili ufaklı çok sayıda klip bulunmaktadır. Yörede, bazı sivri tepelerin üzerinde haritaya alınamayacak küçüklükte gnays parçaları çok yaygındır. Buna en iyi örnek Meşeli Köyü'nde 2 km KB'sındaki Uzunalan Tepe civarındaki kliplerdir.

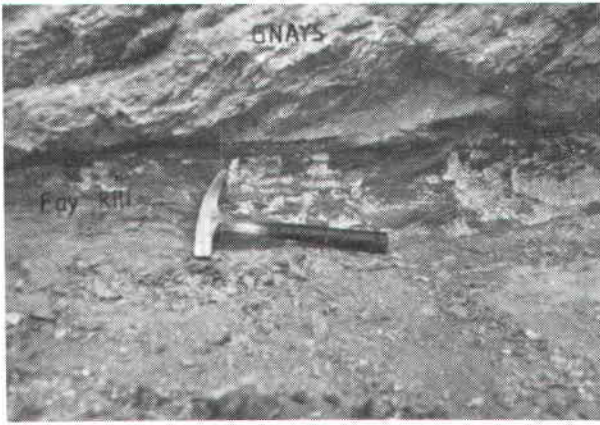
Bu yöredeki en tipik dokanak ilişkisi Meşeli Köyü'nün 1 km KB'sında, Öküzler Tepe'nin yamacındaki yol yarmasında görülebilir (Şekil 8-B). Burada, baskın olarak düşük dereceli fillitlerden oluşan otokton seri üzerinde yataya yakın açılı bir dokanakla gnays klipi yer almaktadır. Gnaysların milonitleşmelerinin yanısıra dokanak boyunca kalın bir kil zonu gelişmiştir (Şekil 9). Bu zon hemen hemen tüm dokanak boyunca net olarak izlenebilmektedir.

Bu yöredeki ikinci tipik yüzlek Akmescit



Şekil 8: A.B.C.D.E.F.G.H.I.: Gnays, metavolkanit ve disten-granat şistlerden oluşan allohton birimlerin Menderes Masifine ait örtü serileri ile olan dokanak ilişkileri.

Figure 8: A.B.C.D.E.F.G.H.I.: Contact relations between the allochthonous units consisting of gneiss, metavolcanite and kyanite-garnet schist and the cover series of the Menderes Massif.

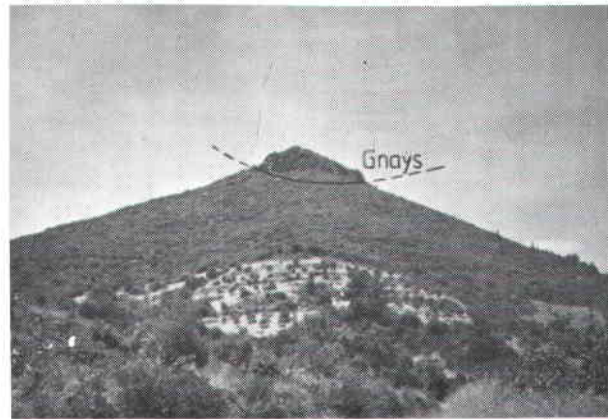


Şekil 9: Bindirme zonu boyunca gelişen fay kili ve breşi (Meşeli Köyü).

Figure 9: Fault gouge and breccia developed along the thrust plain (Meşeli Village).

Köyü güneyindeki Peynir kayasında gözlenmektedir (Şekil 8-C). Şekil 10'da net olarak görüldüğü gibi, yer yer ultramilonite kadar dönüşen gnayslar çok tipik klip morfolojisi sunarlar. Bu özellik, çalışma alanındaki hemen hemen tüm klipler için geçerlidir.

M.T.A. Kurumunun Ömerbeyli Jeotermal sahasında yapılan sondaj çalışmalarında, Germencik-İncirliova arasında DB uzanımli sarp morfolojiyi oluşturan gnays yüzleğinin Neojen çökellerle örtülü bir klip olduğu belirlenmiştir (Şimşek ve diğerleri, 1983). Bu sonuç, Dereağzı Köyü yolu üzerinde arazi verileriyle de desteklenmektedir. Şekil 8-D'de



Şekil 10: Örtü serileri üzerinde yer alan allokton birim kalıntıları.

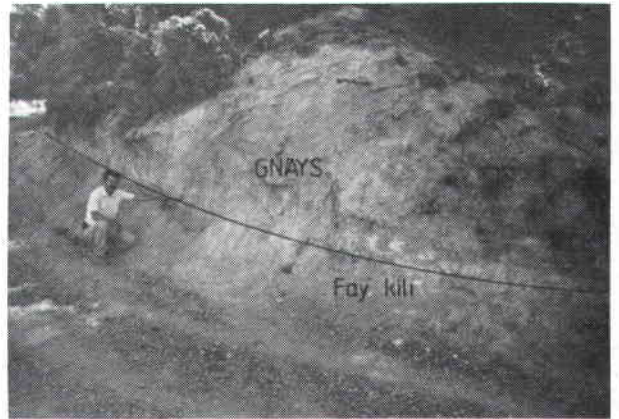
Figure 10: Remnants of the allochthonous units rest upon the cover series.

görüldüğü gibi bu oldukça geniş gnays yüzleğinin altında mika şist, kalk şist ve mermerden oluşan otokton seri, ana yol üzerinde ufak bir kesimde yüzlek vermektedir.

3. Araplı Köyü Çevresi: Mermer ardalanmalı mika şist ve fillitlerden oluşan otokton seri üzerinde, Araplı ve Balıkköy çevresinde birkaç, irili ufaklı gnays klipi gözlenmektedir. Bunlardan özellikle kuzeyde, Dümen Tepe üzerindeki ufak klipte dokanak ilişkileri oldukça nettir (Şekil 8-E). Burada klorit şist/fillit serisi üzerinde, yataya yakın açılı bir dokanakla milonitleşmiş gözlü gnayslar yer alır. Dokanak boyunca alttaki yumuşak birimden türeyen kalın bir fay kili zonu orman yolu üzerinde net olarak gözlenmektedir (Şekil 11). Yöredeki diğer kliplerde de benzer tektonik verilere rastlanır.

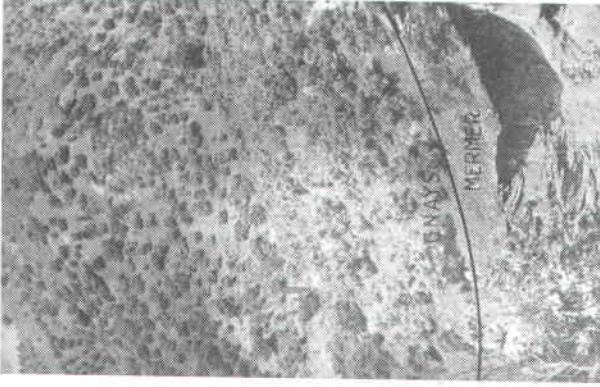
4. Eğrikavak-Salavatlı Köyleri Çevresi: Bu yöre, kliplerin yaygınlığı ve litoloji zenginliği ile çalışma alanının en karakteristik kesimini oluşturur. Buradaki kliplerde başkin kaya türleri metavolkanitler ve gözlü gnayslardır. Bunun dışında Eğrikavak Köyü çevresinde, bazı allokton topluluklar içinde Menderes Masifi'nin örtü serilerini oluşturan şistlerin yüksek dereceli kesimleri de yer alır.

Özellikle Eğrikavak Köyü'nün 1 km GB'sındaki Koçak Deresi boyunca, yol üzerinde granitik ve gözlü gnaysların kalın mermer serileri ile olan dokanak ilişkisi çok net olarak



Şekil 11: Bindirme zonu boyunca gözlenen fay kili zonu (Balıkköyü).

Figure 11: Fault-gouge zone developed along the thrust plain (Balıkköyü).



Şekil 12: Mermerleri tektonik dokanaklarla üstleyen gözlü gnayslar (Eğrikavak Köyü).

Figure 12: Augen gneisses rest upon the marble with tectonic contact (Eğrikavak Village).

gözlenmektedir (Şekil 12). Burada klibi ikiye ayıran dere içinde alttaki otokton seriye ait mermer birimi 100 m'ye ulaşan bir kalınlıkta yüzlek vermektedir (Şekil 8-F). Gerek üstteki gnayslarda gerekse alttaki mermerlerde etkin tektonikten kaynaklanan kataklastik dokular yaygındır. Özellikle bu dokanak bölgede dağınık olarak gözlenen çok sayıdaki gnays yüzleğinin, kimi araştırmacıların ileri sürdüğü gibi (Scotford, 1969), Şistlerin potasyum metasomatizması ile türetebilmesi düşüncesini kesin olarak çürütmektedir. Aynı şekilde bu yöredeki kliplerde gözlü gnayslara ek olarak, ilksel kayaları Riyolit/Dasit bileşimindeki asitik volkanitler olan ve "Sillimaıt-Ortoklas" parajenezi içeren metavolkanitlerin de yaygın olarak bulunması çok düşük sıcaklıklarda gerçekleştiği varsayılan metasomatizma düşüncesi aleyhine diğer bir önemli veridir.

Çalışma alanında gnaysların mermerlerle dokanak yaptığı diğer bir yöre Başçayır Köyü'nün 2 km GD'sundaki Sandalbayırı sirtlarıdır. Bu yörede, kliplerin çok incelendiği kesimlerde, Eğrikavak Köyüne benzer şekilde alta otokton serilere ait mermerler yüzlek vermektedir (Şekil 8-G).

Menderes Masifi'nin genelleştirilmiş istifinde tabanda yer alan gözlü gnayslardan başlayarak üstteki örtü serisini oluşturan şistleri de içine alan en kalın allokton dilim Eğrikavak Köyü'nün hemen güneyinde göz-

lenmektedir (Şekil 8-H). Bu paket içerisinde tabanda gözlü gnayslar yer almakta, bu kayalar geçişli bir dokanakla metavolkanitler tarafından üstlenmektedir. Dilimin en üst birimini ise disten-granat şistler oluşturmaktadır. Bu yüksek/orta dereceli metamorfitlet fillit ve mika şistlerden oluşan düşük dereceli birimler üzerine tektonik dokanakla gelmektedir.

5. Kuyucak Çevresi: Bu yörede, kuzeyde Kayran Köyü çevresindeki yüksek tepelerde çok sayıda gnays kübi haritalanmıştır. Bölge amfibolitçe zengin gnayslar ile karakterize olmaktadır. Menderes Masifi'nde oldukça ender olarak gözlenen bu tür gnayslar özellikle Büyük Menderes Grabeni'nin güneyinde, Karıncalı Dağları kesiminde otokton konumda geniş alanlarda yüzlek vermektedir.

Çalışma alanının doğu kesiminde Kızkaya-sı/Doğancı Sırtı (Kayran Köyü güneyi) boyunca bu kliplerin en karakteristik yüzlekleri bulunmaktadır (Şekil 8-I). Amfibolitçe zengin gnayslar yöredeki diğer küplere benzer şekilde mika şist ve fillit aralanmasından oluşan otokton serilerin üzerinde yer almaktadır. Dokanaklarda bölgedeki etkin yatay tektoniğe ait verileri gözlemek mümkündür.

YORUM VE TARTIŞMA

Bu çalışmada ayrıntılı jeoloji haritası sunulan bölgenin yanısıra, Ödemiş-Kiraz Asması'nın tümünde geliştirilerek sürdürülen araştırmalarda, kuzeyde Salihli çevresinde de aynı yatay tektoniğin verileri saptanmış olup bu yörelerde harita almalarına devam edilmektedir. İlk bulguların ön değerlendirmesi niteliğindeki bu çalışmanın ileride Masif'in genelinde ele alınması ve değişik yörelerden elde edilebilecek yeni verilerle, bölgesel ölçekli olduğu düşünülen bu olayın Menderes Masifi'nin genel tektonik evrimi içerisindeki yerinin belirlenmesi planlanmaktadır.

Menderes Masifi'nde 20. yüzyılın başlarından beri süren çalışmalarda, Masif'in içerdiği kaya türleri, kökenleri ve yaşları konusunda, günümüzde araştırmacılar arasında yaklaşık bir fikir birliğine varılmıştır. Çok kısa bir şekilde özetlenecek olursa Menderes Masifi granitik-gözlü-bantlı gnays, metagranit ve metavolkanitlerden oluşan ve olasılıkla Pre-

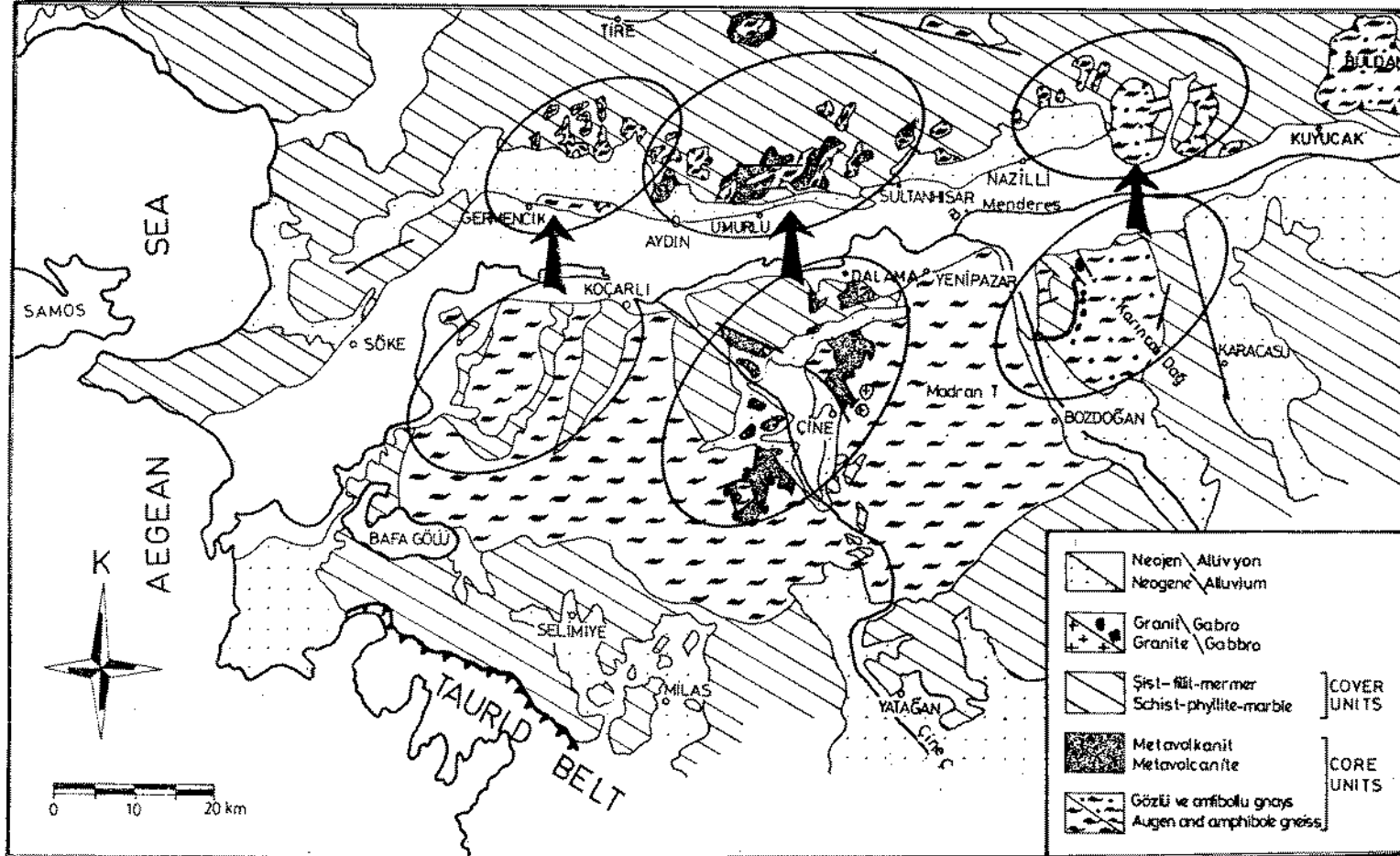
kambriyen/Kambriyen yaşlı çekirdek serile-riyle alt düzeylerinde çeşitli bileşimde şist ve fillit, üst düzeylerinde kahr platform türü karbonatlardan oluşan örtü serilerinden meydana gelmektedir. Altmışlı yıllarda, veri yetersizlikleri nedeniyle Masif'in istifinin en üst birimlerini oluşturan karbonatlara Devoniyen (Önay, 1949; Schuiling, 1962), Triyas (Wipperf, 1964) ve Alt Jura (Brinkmann 1966, 1967) gibi değişik yaşlar verilmiştir. Buna karşın son yıllarda, özellikle Menderes Masifi'nin güney sınırı boyunca yapılan çalışmalarda, serinin Tersiyer'e kadar uzandığı kesinlik kazanmıştır. İstifin en üst düzeyindeki bu karbonatlı kayalara Çağlayan ve diğerleri (1980) Üst Paleosen, Dürr (1975), Dürr ve diğerleri (1978) Alt Tersiyer, Gutnic ve diğerleri (1979) ve Konak ve diğerleri (1987) Alt Eosen yaşını vermektedir.

Menderes Masifi'nin metamorfik evrimi konusunda önceleri farklı görüşler ileri sürülmüş olmasına karşın, Masif'e bugünkü yapısını kazandıran son etkin metamorfizmanın Neotetis'in evrimine bağlı olarak Eosen yaşlı olduğu günümüzde genelde kabul edilmektedir (Dürr, 1975; Dürr ve diğerleri, 1978; Şengör ve Yılmaz, 1983; Şengör ve diğerleri, 1984; Dora ve diğerleri, 1987; Okay, 1989; Dora ve diğerleri, 1990). Buna karşın Menderes Masifi'nin Ege Denizi'ndeki devamı olan Kiklad Adalarında yapılan çok sayıdaki radyometrik çalışmada, Batı Anadolu'daki bulgulardan farklı olarak bölgedeki migmatitik aşamaya kadar ulaşan Yüksek sıcaklık/Orta Basınç metamorfizmasının yaşı Oligosen/Erken Miyosen olarak verilmektedir (Andriessen et.al, 1979; Kunst and Kreveer, 1982; Okrusch and Bröcker, 1990).

Gerek adalarda gerekse Batı Anadolu'da metamorfik seriler Erken Miyosen yaşlı granitik plütonlarla kesilmektedir. Batı Anadolu'daki kuzey-güney yönlü sıkışma tektoniği rejimi Erken Miyosen (Burdigaliyen) de Likya Napları ve Menderes Metamorfitle-ri'nin bir kıta içi kırılma zonu ile Beydağları otoktonu üzerine taşınmasıyla son bulmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1983). Bu itilme sonucunda, Menderes Masifi'nin altındaki kabuk iyice kalınlaşmakta ve kısmi ergimeler başyarak Batı Anadolu'daki asitik mag-

matizmanın gelişimine neden olmaktadır. Menderes Masifi metamorfileri içerisindeki post-metamorfik asitik plütonların kökenleri ana olarak bu olaya bağlanmaktadır (Şengör ve diğerleri, 1984; Dora ve diğerleri, 1987).

Menderes Masifi'nin orta kesimlerinde, özellikle Ödemiş-Kiraz Asması'nda oldukça geniş alanlarda, kuvvetli bir yatay tektoniğin verileri yaygın şekilde gözlenmektedir. Menderes Masifi'nin jeotektonik evriminde oldukça önemli bir dönemi simgeleyen büyük ölçekli bu yatay tektonik fazın hareket yönünün saptanmasında, Masif'in bölgesel ölçekte ele alınma zorunluluğu vardır. Şekil 13'de Menderes Masifi'nin Büyük Menderes Nehri ile Çine kesimini içeren sadeleştirilmiş jeolojik haritası sunulmaktadır. Bu haritada Aydın Dağlarında ayrıntılı olarak haritalanan kliplerin Masif'in kesiksiz tüm serilerini içeren ve otokton olarak kabul ettiğimiz Çine Asması'ndeki karşılıkları ile yapılan korelasyonu gösterilmektedir. Bölgenin GB'sında, Koçarlı civarındaki seriler baskın olarak gözlü gnayslardan, kısmen de senklinallerin çekirdeklerinde korunmuş şistlerden oluşmakta ve metavolkanit kapsamaktadır. Bu topluluğun kuzeyde, Germencik çevresindeki karşılıkları olan klipler de metavolkanit içermemekte ve tümüyle benzer karakterdeki gözlü gnayslardan oluşmaktadır. Bölgenin orta kesiminde, Çine-Dalama-Yenipazar çevresine gelindiğinde ise, bu yörenin özellikle asitik bileşimli metavolkanitlerin yaygınlığı ile karakterize olduğu hemen göze çarpmaktadır. Yine bu yörenin kuzeyinde Aydın-Umurlu-Köşk çevresindeki kliplerde de metavolkanitlerce belirgin bir zenginlik gözlenmektedir. Bölgenin GD'suna ulaşıldığında, Karıncalı Dağlarında yer alan gnayslar amfibollü gnays karakterinde olup, Masif'in hemen hemen hiçbir yöresinde gözlenmeyen sıklıkta amfibolit düzeyleri kapsarlar. Yine bu yörenin hemen kuzeyinde, Nazilli-Kuyucak-Buldan çevresinde yer alan kliplerdeki gnayslarda da benzer şekilde amfibolit düzeyleri açısından belirgin bir zenginlik gözlenmektedir. Yukarıda sergilenen bölgesel ölçekli bu korelasyon sonucunda, sıkışmanın Batı Anadolu'nun Paleotektonik evrimine uygun olarak yaklaşık K-G yönlü



Şekil 13: Allohton birimlerin yerleşim yönünü gösteren Menderes Masifi'nin güney kanadına ait basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 13: Simplified geological map of the southern flank of the Menderes Massif illustrating the emplacement direction of the allochthonous units.

olduğu, ancak itilmelerin güneyden kuzeye doğru geliştiği açıkça görülmektedir.

Önceki bölümlerde de açıklandığı gibi, bölgesel ölçekli bir tektonik olay post-metamorfik karakterde olup, gerek allohton gerekse otokton serilerde ultramilonite varan kataklastik etklere neden olmuştur. Ayrıca bölgenin dışında, çalışmaların sürdürüldüğü gerek Küre (Tire) gerekse Derbent (Alaşehir) civarında allohton topluluklar içerisinde köksüz kütleler şeklinde post-metamorfik granitik plütonların bulunması ve yine Salıhlı'nın güneyinde Çakaldoğan ve Yağmurlar Köyleri çevresindeki genç granitlerin dereceli olarak kataklastiklere geçmeleri Masif'teki bu yatay tektonik evrenin Erken Miyosen yaşlı (18.2 ± 0.7 My) post-metamorfik plütonların yerleşiminden sonra gerçekleştirildiğini göstermektedir.

Granitleri milonitize eden benzer genç yatay tektonik olaylara Ege'deki Kiklad adalarında da rastlanmıştır Jansen (1973), Jansen and Schuiling (1976) tarafından Naxos Adasında yapılan çalışmada, mermer mika şist ardalanmalı serilerin post-metamorfik asitik plütonlar üzerine çok genç bir sıkışma fazı ile itildiği belirtilmektedir. Yine Okrusch and Bröcker (1990), Tinos adasında serinin en üstünde bulunan ve konumu henüz tartışmalı olan amfibollü gnaysların, Selçuk-Kuşadası civarındaki paleomelanj kuşağı (Candan ve Kun, 1989) ile korele edilebilecek olan ofiolitik içerikli fillitik yeşil şistlerin üzerinde, büyük olasılıkla tektonik dilimler şeklinde bulunduğu değerlendirilir. Özellikle bu ada, jeolojik açıdan çalışma alanı ve yakın çevresine büyük benzerlik sunmaktadır.

Batı Anadolu'da Geç Miyosen (Tortoniyen)'den itibaren başlayan Neotektonik evrede, D-B uzanımlı graben sistemleri oluşmaya başlamakta ve Masif bu kırık hatları boyunca parçalanmaktadır. Arazi gözlemlerinde, genleşme tektoniği ürünleri olan söz konusu düşey fayların klipleri kestiği net bir biçimde gözlenmektedir. Ayrıca bu görüşü destekleyen veriler Büyük Menderes Grabeni'nde yapılan jeolojik çalışmaları ve jeotermal enerji sondajlarında da elde edilmiştir (Şimşek ve diğerleri, 1980; Şimşek ve diğerleri, 1983; Şimşek, 1984; Karamanderesi ve Özgüler, 1988).

Tüm bu veriler sonucunda, ana metamorfizmasını Erken Eosen'de tamamlamış olan Menderes Masifi'nde, Batı Anadolu'da sıkışma tektoniği rejiminin en son evresinin hüküm sürdüğü Erken Miyosen döneminde gnays, metavolkanit, yüksek dereceli şist ve post-metamorfik plütonlardan oluşan birimlerin, kuzeye doğru uzun mesafelerde itildiği ve bu evrenin Neotektonik rejimin başladığı Geç Miyosen (Tortoniyen)'den önce sona erdiği anlaşılmaktadır. Sıkışmanın Batı Anadolu'nun genelinde kabul edildiği gibi K-G yönlü olmasına karşın itilmelerin Likya Napları'nın tersine kuzeye doğru olması büyük olasılıkla Erken Miyosen süresince, sıkışma rejiminin son evresinde, etkin kuvvet yönünde kuzeye doğru bir değişimin gerçekleştiğini göstermektedir. Menderes Masifi'ni çevreleyen diğer ünitelerde çalışan ve çalışacak diğer araştırmacıların Masif'te net olarak gözlenen bu olayı destekler veriler elde etmeleri, büyük ölçekli bu tektonik fazın Batı Anadolu'nun evrimi içerisindeki yerinin daha net olarak belirlenebilmesini sağlayacaktır.

Makalenin geliş tarihi : 15.8.1991

Manuscript received : 15.8.1991

Yayın inceleme kurulunun onayı : 19.2.1992

Revised manuscript received : 19.2.1992

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M., 1965, Aydın-Nazilli hattı kuzeyindeki verilerin jeolojisi hakkında. M.T.A. Bül. 65, 1-11.
- Andriessen, P.A.M., Boeririjk, N.A.J.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H., 1979, Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine Orogen of Naxos (Cyclades, Greece). Contrub. Mineral. Petrol., 69, 215-225.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanotolien. N. 5.b. Geol. Paleont. Mh. 10, 603-618.
- Brinkmann, R., 1967, Menderes Masifi'nin Milas-Bodrum-Ören civarındaki güney kanadı. E.Ü.F.F.İlmi Raporlar Serisi, 43, 12.s.
- Candan, O., Kun, N., 1989, Menderes Masifi'nin batısında Paleo-Melanj Kuşağının Varlığı, TPJD Bülteni, C. 1/3, s.237-251.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U., 1980, Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. Jeo.Müh.Der., s.9-17.

Allohton Metamorfik Birimler

- Dora, O.Ö., Savaşın, M.Y., Kun, N., Candan, O., 1987, Menderes Masifi'nde Postmetamorfik Plütonlar. H.Ü.Yerbilim. Uy. ve Araş.Mer.Bült.14, s.121-137.
- Dora, O.Ö., Kun, N., Candan, O., 1990, Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes Masif. International Earth Sciences Congress on Aegean Regions, Izmir, Turkey. p.102-115.
- Dürr, S., 1975, Über alter und geotektonische stellung des Menderes Kristallins/SW-Anatolien und seine se-quivalente in der mittleren Aegaeins, Marburg/Lahn 1975, (Doçentlik tezi) yayınlanmıştır.
- Dürr, S., Alther, R., Keller, J., Okrusch, M., Seidel, E., 1978, Alps, Apennines, Hellenides, Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report No: 38, p.454-477.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dument, J.F., 1979, geologie des Taurides occidentales (Turquie). mem. Soc. Geol.Fr. v. 58. (N.S.) 112 p.
- Izdar, K.E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of the Menderes Masif of Western Turkey. Geology and history of Turkey, Petroleum Explor. Soc. of Libya, p. 495-500.
- Jansen, J.B.H., 1973, geological map of Naxos: Athens, Inst. Geol. and Mineral Reserchces.
- Jansen, J.B.H., Schuiling, R.D., 1976, Metamorphism on Naxos: Petrology and geothermal gradientis. American Journal of Science, Vol. 276, p.1225-1253.
- Karamanderesi, İ.H., Özgüler, M.E., 1988, Menderes ve Gediz graben sahalarında jeotermal enerji alanlarının oluşum mekanizması. Akdeniz Üniv. Isparta Müh. Fak. Dergisi, 4, s. 196-228.
- Karamanderesi, İ.H., Özgüler, M.E., Çiçekli, K., Üstün, Z., Yakabağ A., Çağlayan, F., 1989, The modelling studies of Aydın Salavath geothermal fields by hydrothermal alteration periods. United Nations, Economic Commission For Europe, Seminar on New Developments in Geothermal Energy, Ankara (Turkey), 22-25, 15 s.
- Konak, N., Akdeniz, N., Öztürk, E.M., 1987, Geology of the south of Menderes Massif, I.G.C.P. project No. 5, Correlation of Variscan and pre-Variscan events of the alpine mediterranean mountain belt, field meeting, Turkey, 42-53.
- Kun, N., Candan, O., 1987, Ödemiş Asması'ndeki leptitlerin dağılımı, konumları ve oluşum koşulları. TBAG-688 nolu proje, 133 s.
- Kun, N., Candan, O., 1987, Menderes Masifi'ndeki Erken Paleozoik yaşlı bazik damar kayaları. Hacettepe Üniv. Yerbil. Uygulama ve Araş. Merkezi Bülteni, 14, s. 121-132.
- Kun, N., Candan, O., Dora, O.Ö., 1988, Kiraz-Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavolkanitlerin (leptitlerin) varlığı. Türkiye Jeoloji Bülteni, c. 31, s. 21-28.
- Kunst, F.H., Kreuzer, H., 1982, Isotopic dating of Pre-Alpidic rocks from the Island of Ios (Cyclades, Greece). Contributions to mineralogy and Petrology, 80, 245-253.
- Okay, A.I., 1989, Denizli'nin güneyinde Menderes Masifi ve Likya Naplarının jeolojisi, M.T.A. Dergisi, 109, s. 45-58.
- Okrusch, M., Bröcker, M., 1990, Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece: A review. Eur.J.Mineral, 2, 451-478.
- Önay, T.S., 1949, Über die Smirgelgesteine Sudwest-Anatolien. Schweiz Min.Petc. Mitt., 29, 359-491.
- Phillipson, A., 1911, Reisen und forshungen in Westlichen Kleinasien. Petermanns Mitt Erganzonpscheft 172. Gotha.
- Satır, M. and Friedrichsen, H., 1986, The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey: A rubidium/strontium and oxygen isotope study. Geol. Rutschau., 7513, 703-174.
- Schuiling, R.D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında. M.T.A. Dergisi, 58, s. 71-84.
- Scotford, D.M., 1969, Metasomatic augen gnciss in greenschist facies Western Turkey. Geol. Soc. of Amer. Bull., 80, 1079-1094.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. T.J.K. Yerbil. Özel Dizisi No. 1. Ankara.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey. Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. Tectonics, 3/7, 693-707.
- Şimşek, S., Karamanderesi, İ.H., T. Yılmaz, S., Güner, A., 1983, The importance of Bozköy Overthrust (Germencik) trough B.Menderes Graben in respect of geothermal energy possibilities. 3. th scientific and technical meeting of geothermal Energy Association, p. 166-167. Ankara.
- Şimşek, S., 1984, Aydın-Germencik-Ömerbeyli geothermal field of Turkey. United Nations Seminar on Utilization of geothermal Energy. p.1-29, Florence-Italy.
- Şimşek, Ş., Uygur N., Özbayrak, İ.N., Dikmeoğlu., Coşkun B.s., Aras, A., 1980 Germencik-Söke (Aydın) alanının jeotermal enerji olanakları, TÜBİTAK VI. Temel Kongresi Cilt I, p. 251-264, Kuşadası.
- Wippert, J., 1964, Menderes Masifi'nin Alpidik dağ oluşumu içerisindeki durumu, M.T.A. Der. 7/4, 19-20.

Southward-Vergent Imbricate Thrust Zone in Yuvaköy: A record of the Latest Compressional Event Related to the Collisional Tectonic Regime in Ankara-Erzincan Suture Zone

ALİ KOÇYİĞİT*

ABSTRACT

Yuvaköy is sited approximately 17 km NNW of Ankara. In the Yuvaköy area, two major units are well exposed: (1) pre-middle Campanian ophiolitic melange, the Anatolian Complex, and (2) Pontian continental clastic rocks with andesitic volcanic rock intercalation, the İvedik Formation.

The Anatolian Complex is a tectonosedimentary mixture of various blocks of dissimilar age, origin, size and setting. The İvedik Formation consists mainly of debris flow to braided river conglomerates and lacustrine marls of Pontian age. Not only in the study area, but also at several localities of Ankara region, both the Anatolian Complex and the Pontian continental clastics have been thrown into a southward-vergent imbricate thrust zone. This observation implies that an approximately N-S directed compressional tectonic regime prevailed in the Yuvaköy area, as well as the other localities of Ankara region, during Pontian.

ÖZ

Yuvaköy, Ankara'nın yaklaşık olarak 17 km kuzey-kuzeybatı kesiminde yer alır. Yuvaköy çevresinde başlıca iki kayabirimli yüzeyler. Bunlar Orta Kampanyen öncesi yaşlı ofiyolitli melanjdan oluşan Anadolu Karmaşığı ve Ponsiyon yaşlı İvedik Formasyonu'dur. İvedik Formasyonu, andezitik düzeyler içeren karasal kırıntılı kayalardan oluşur.

Anadolu Karmaşığı farklı yaş, köken, boyut ve oluşum ortamına sahip çeşitli blokların tectonosedimanter bir karışımıdır. İvedik

Formasyonu ise başlıca döküntü akması-örgülü nehir çakıltaşları ile yeşil-beyaz renkli gösel marnlardan oluşur ve Ponsiyon yaşlıdır. Yalnızca Yuvaköy'de değil fakat Ankara'nın daha birçok yöresinde, ofiyolitli melanjdan oluşan Anadolu Karmaşığı ile Ponsiyon yaşlı akarsu-göl kırıntılı kayalar güneye bakan bindirilmiş bir fay zonu içinde üst üste getirilmiştir. Bu gözlem, Ankara'nın diğer yörelerinde olduğu kadar iyi bir şekilde, Yuvaköy çevresinde de, yaklaşık K-G yönelimli sıkışma türü bir tektonik rejimin Ponsiyon sırasında etkin olduğunu göstermektedir.

INTRODUCTION

Throughout the Ankara-Erzincan Suture Belt, the convergence between the Pontide and Kırşehir blocks was continued due to an approximately N-S directed compressional tectonic regime at least up to end of Pontian. Distinctive records of this convergence and compressional tectonic regime are the overturned folds and tectonic contacts changing in nature from an overturned boundary to the reverse and low-angle thrust faults with a horizontal displacement of a few km (Nebert, 1958; Koçyiğit, 1979; Koçyiğit, 1989; Koçyiğit, 1991a, 1991b, 1991c, 1991d, Koçyiğit and Tokay, 1985; Tatar, 1982; Yılmaz, 1983; Özalp, 1991). One of the best localities where the Upper Cretaceous ophiolitic melange and the Pontian continental clastic rocks together form a southward-vergent imbricate thrust fault zone in Ankara region, is the Yuvaköy area, which is located at approximately 17 km NNW of Ankara (Fig. 1). Aim of this paper is to describe and introduce the field records of the Pontian thrust tectonics in the Ankara-Erzincan Suture Zone to the literature.

* Middle East Technical University, Engineering Faculty, Geological Engineering Department, 05531 Ankara

Ankara-Erzincan Suture Zone

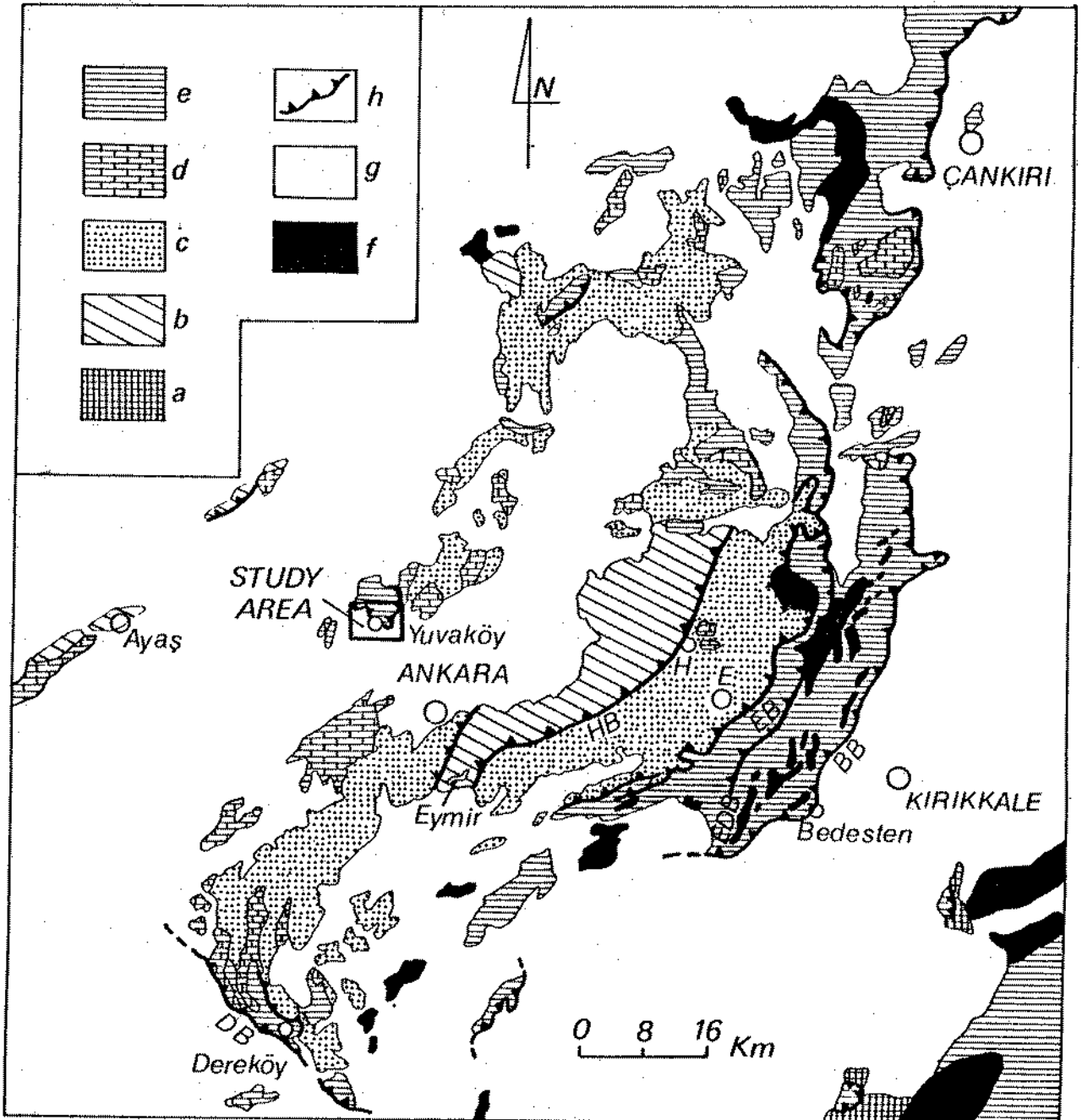


Figure 1: Simplified geologic map showing pre-Middle Campanian major rock units, ESE-vergent imbricate thrust fault zones and location of the study area in the Ankara segment of the Ankara-Erzincan Suture Zone. A- Pre-Jurassic Kirşehir Metamorphics, b- pre-Permian Eymir structural complex, c- Permo (?) -Triassic Karakaya Group, d- Jurassic-Lower Cretaceous Ankara Group, e-f- pre-Middle Campanian Anatolian Complex, g- Middle Campanian-Recent cover rocks, and h-thrust to reverse faults; H- Hasanoglan, E- Elmadağ, BB- Bedesten Thrust Fault Zone, EB- Elmadağ Thrust Fault Zone, and EDB- Edige Thrust Fault Zone.

TECTONIC SETTING

In Ankara region, seven major rock units are exposed: (1) pre-Jurassic "Kirşehir Metamorphics", (2) pre-Permian Eymir Complex,

that is composed of low-grade metamorphic rocks. (3) Permo (?) -Triassic Karakaya Group, (4) Jurassic-Lower Cretaceous Ankara Group, that consists mainly of Lower-Middle Liassic

clastic rocks and Callovian-Aptian pelagic carbonates, (5) Cenomanian-Campanian Anatolian Complex dominated by an ophiolitic melange, (6) Upper Jurassic-Lower Cretaceous Kayadibi ultramafics, and (7) Middle Campanian-Recent cover rocks (Fig. 1). Except for the Upper Pliocene-Quaternary cover rocks, the whole of these rocks are exposed within a wide and approximately NNE-SSW-trending imbricate thrust fault zone (Ankara segment of the Ankara-Erzincan Suture Zone) between Dereköy in the SW and north of Çankırı in the NE (Fig. 1). The pre-Permian Eymir complex, the Permo (?) - Triassic Karakaya Group, the Jurassic-Cretaceous Ankara Group and the Upper Cretaceous Anatolian Complex altogether were erroneously combined into a single unit and named as the now-famous "Ankara Melange" by Bailey and McCallian (1953). Indeed, these units are the products of entirely different orogenesis (Koçyiğit, 1991b).

The area studied in detail in the frame of this paper contains only the Cenomanian-Lower Campanian ophiolitic melange (Anatolian Complex) and the Pontian continental cover rocks (İvedik Formation).

STRATIGRAPHY

In the Yuvaköy area, two major rock units are exposed: (1) the Cenomanian-Lower Campanian Anatolian Complex, and (2) the Pontian İvedik Formation (Fig. 2).

Anatolian Complex

In general, the Upper Cretaceous ophiolitic melange exposing widely throughout the Ankara-Erzincan Suture Zone was previously named as the Anatolian Complex (Koçyiğit, 1991b). It is dominated by the Cenomanian-Lower Campanian ophiolitic melange originated from the northward subduction of the North Neo-Tethys. In other words, it is a well-preserved remnant of the subduction complex accreted at the south-facing active margin of the North Neo-Tethys during Late Cretaceous (Şengör and Yılmaz, 1981). The Anatolian Complex is a chaotic tectonosedimentary mixture of various blocks of dissimilar age, origin, facies and size set in an intensively sheared, semischistose or milonitized fine-grained matrix composed of ophiolitic sandstone, i.e. the sandstone containing domi-

nantly detrital ophiolitic material, shale, turbidite and pelagic mudstone.

Blocks range from a few cm to tens of km in size. They are generally lenticular, wedge, rectangular and irregular in shape, and rootless. Secondary mineralization such as calcitization and silicification, is most common on the polished and striated block surfaces. Based upon their sources, blocks can be classified into four groups: (1) passive continental margin-derived blocks, (2) active continental margin-derived blocks, (3) ocean floor-derived blocks, and (4) older basement-derived blocks (Koçyiğit et al., 1988; Koçyiğit, 1989). The first group blocks are composed chiefly of pelagic oolite-bearing sparitic, micritic cherty carbonates of Callovian-Oxfordian age, Upper Jurassic-Lower Cretaceous calciturbidites, shallow-water fossil-bearing slope breccias, *Calpionella*-bearing pelagic cherty limestones of Late Tithonian-Aptian age, and thin bedded to laminated argillaceous biomicrite of Aptian age. The second group consists mainly of volcanic to ophiolitic material-rich olistostromes, turbidites and flyschoidal broken formations of Albian to Early Campanian age. The third group blocks, which are predominant, are composed of abundant serpentinite, chromite-bearing peridotite, rare pyroxenite, gabbro, spilitic pillow basalt, pillow breccia, litharenite, tuffite, manganese-bearing folded radiolarian chert, radiolaria-rich wackestone, Cenomanian *Globigerina* sp.-bearing pelagic cherty limestone interbedded with red radiolarian chert bands, and volcanic breccias. Among the fourth group of blocks; marble, recrystallized carbonate, graywacke, Carboniferous-Permian fossiliferous carbonates and low-grade metamorphics can be mentioned. The last group blocks have been derived from the Eymir complex and Permo (?) - Triassic Karakaya Group. Due to map scale, only a few of these blocks could be mapped. These are serpentinite, gabbro, spilitic pillow basalts, red radiolarian chert and Upper Jurassic-Lower Cretaceous cherty pelagic carbonates and flyschoidal broken formation blocks (Fig.2). Remaining small blocks and the matrix together have been shown in an inclined ruled pattern in the geological map (Fig.2).

Ankara-Erzincan Suture Zone

Blocks or allochthonous slices are mostly in fault-contact with each other. Some of these fault-bounded slices of dissimilar age, lithofaces and origin occur in fault-parallel strips of contrasting colours which commonly correspond to the internal imbricate thrust structure of the ophiolitic melange, the Anatolian Complex. Pinch and swells, bedding pull-apart, dispersed phacoids of sandstones and limestones, disrupted beds, hinges and folds (close, upright, overturned, recumbent, isoclinal, disharmonic folds), quartz or calcite-filled shear planes, spaced to axial plane cleavages, local thrust to normal faults and discrete thrust nappes are the common mesoscopic-scale structures observed within mostly trench-fill turbidites, *Globigerina* sp.-bearing mudstone of Cenomanian age, radiolaria-rich wackestone, radiolarian cherts and

volcaniclastic sedimentary piles. The whole of these features seem to have resulted from a single progressive deformation changing from a ductile flow at early stage to brittle failure at the advanced stage, due to a simple shearing prevailed at the base of inner trench slope during the rapid subduction of a relatively thin trench floor sequence (Moore, 1979; Moore and Karing, 1980; Nelson, 1982).

The apparent thickness of the Anatolian Complex is over at least 2 km. In addition, the youngest block found in the clastic mixture of the Anatolian Complex is a thin-bedded, pinkish to red pelagic biomicrite. It contains a rich biofacies. These are *Globotruncana linnetana*, *Margino-truncana coronata*, *Heterohelix* sp., and *Hedbergella* sp. This fossil assemblage indicated an age of Santonian-Early Campanian. Besides, the Anatolian Complex is over-

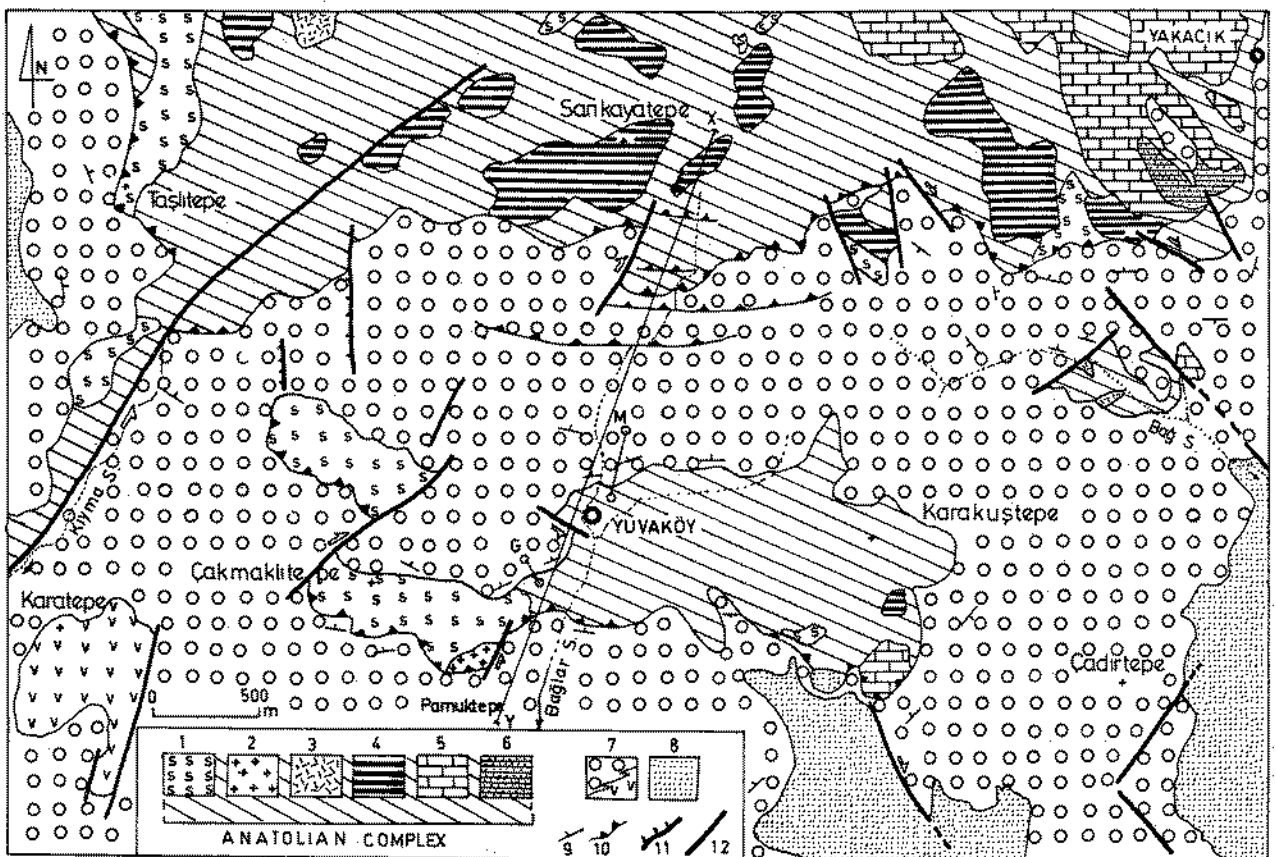


Figure 2: Geological map of the Yuvaköy area. 1- Serpentinite to peridotite, 2- Gabbro, 3- spilitic pillow basalt and pillow breccias, 4- manganesse-bearing bedded and folded radiolarite-radiolarian cherts, 5- Upper Jurassic-Lower Cretaceous cherty pelagic carbonates, 6, flyschoidal broken formation, 7- small-scale blocks and matrix of the ophiolitic melange, 8- Pontian İvedik Formation, 9- Quaternary alluvial sediments, 10- dip and strike of bed, 11- reverse to thrust fault, 12- oblique-slip normal fault, 13- strike-slip faults (arrows show relative sense of movement) and fault of unknown origin. G-site of Fig. 4, M- site of Fig. 3, and X-Y is the line of cross-section (Fig. 5).

Ali KOÇYİĞİT

lain depositionally by the Middle Campanian olistostromal levels of the Kızılkaya Formation, that is the lowermost unit of a well-preserved accretionary forearc sequence (Koçyiğit et al., 1988; Koçyiğit, 1991b). Thus, the uppermost limit of the growth age of the Anatolian Complex, as a accretionary wedge, at the base of south-facing inner trench slope must be pre-Early Middle Campanian.

İvedik Formation

In general, in Ankara region, the widespread Upper Miocene-Lower Pliocene continental rock assemblage composed chiefly of volcanoclastic rocks, andesitic to basaltic lava flows, fluvial clastic rocks and lacustrine marls to carbonates that were previously named together as the Yuva Group by Koçyiğit (1988, 1991b). Later on, the same assemblage was divided into two formations by Tokay et al. (1988). These are the Kuşkonan Formation that consists of lacustrine facies, and the İvedik Formation containing mostly of fluvial facies. These two units display both vertical and lateral gradations into each other (Koçyiğit, 1991d).

In the Yuvaköy area, which comprises the eastern most marginal part of the Temelli-Kazan depression (Koçyiğit and Türkmenoğlu, 1991), the fluvial clastics of the Yuvaköy Group, i.e., the İvedik Formation, are well-exposed (Figure 2). The reference sections of the İvedik Formation are located around Yuvaköy village (M and G in Figure 2). In Yuvaköy and its neighbourhood, the İvedik Formation shows both normal stratigraphic erosional and tectonic contact relationship with the Anatolian Complex (Fig. 2). In near NNE and SSW of Yuvaköy village, the İvedik Formation starts with a basal conglomerate on the erosional top surface of the Anatolian Complex and grades upward into either reworked volcanoclastic rocks (Fig. 3) or loose conglomerates (Figure 4). As shown in both the measured stratigraphical reference section (Fig. 3) and the sketch geologic cross-section (Fig. 4), the reworked volcanoclastic rocks are composed chiefly of tuff and volcanic breccia, and occur as a cyclic alternation of the reworked deposits, namely the tuffite and debris flow to braided river conglomerates. Here, the finer grained clastic rocks are composed of

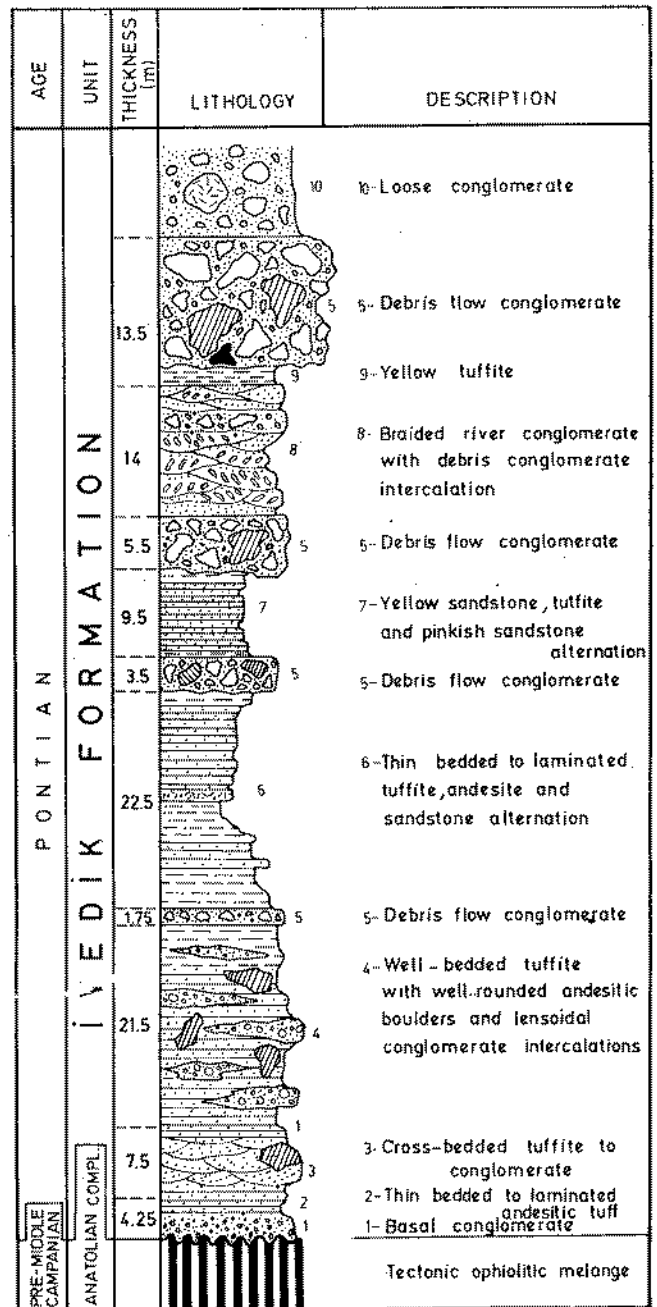


Figure 3: Stratigraphic measured section of the İvedik Formation (Location: M in Fig. 2).

yellow-white, thin bedded to laminated andesitic tuffite and sandstone with rounded to subrounded andesite pebbles and boulders, up to 15 cm in diameter. On the other hand, coarse-grained clastic rocks are made up of massive to thick bedded (80 cm-4 m) and very poorly sorted fan conglomerate of debris flow

Ankara-Erzincan Suture Zone

origin, and medium to thick-, graded bedded braided river conglomerates. Size of components of conglomerates ranges from a few mm to boulders of 2 m in diameter. Components are well-rounded to subrounded, mostly andesitic in petrographic composition, and set in a tuffaceous sandy matrix. Large-scale trough to planar cross-bedding, pebble imbrication and growth faults up to 1 to 4 m long are the diagnostic syndepositional mesoscopic-scale features observed frequently in the İvedik Formation.

The İvedik Formation also displays a more or less concentric zonation, in which the grain size decreases gradually from the margin of Temelli-Kazan depression to its axial depocenter. Marginal lithofacies are composed of alluvial fan, fan-delta and braided river conglomerates, while the central facies consist of white-yellow, thin-bedded to laminated tuffite, green-blue marl, silica rich layers and light gray argillaceous carbonates with thin andesitic lava interaction. These fine-grained depocentral facies (lacustrine facies) are exposed 2 km south of Yuvaköy village, outside the study area. The total thickness of the İvedik Formation is about 400 m but only 100 m thick part was measured (Fig. 3).

No fossil is found in the study area, however the İvedik Formation contains rich Mammalian fossils at some other localities of the An-

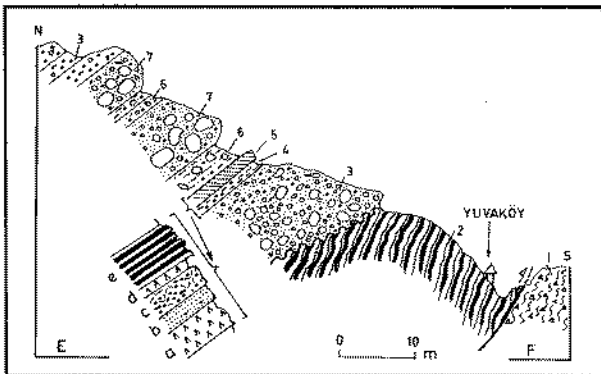


Figure 4: Sketch geological cross-section depicting various lithofacies and bottom contact relationship of the İvedik Formation (Location: G in Fig. 2). 1- cataclastic serpentinite, 2- well-bedded and folded red radiolarite, 3- polygenetic loose conglomerate, a- yellow andesitic tuff, b- pinkish sandstone, c- pinkish andesitic lava flow, d- yellow andesitic tuff, e- silica-rich layer (calcedony), 6- yellow, gray and pinkish sandstone to tuff with scattered andesite boulders, 7- unsorted fan conglomerate.

kara region. For instance around Yassıören village at the northwestern margin of the Temelli-Kazan depression, Tekkaya (1975) found *Palaeoreas elegans*, *Palaeoreas brachyceras* and *Gazella deperdita* fossils in the continental clastics and carbonates and assigned them the pontian age. These facies are the lateral extension of the İvedik Formation. In addition, an other rich Mammalian fossils assemblage consisted of *Mastodon pentellici*, *Hipparion gracile*, *Sus erymanthius*, *Tragocerus amaltheus*, *Palaeoryx pallei*, *Helicotragus rotundicornis*, *Gazella gaudryi*, *Gazella deperdita*, *Otoceros rothii*, *Helladotherium duvernoyi*, *Giraffa* sp., and *Aceratherium* sp., has been found by Tschachtli (1942) and Şenyürek (1952, 1953) at the Karacahasan and Gökdere localities of Elmadağ county and also Pontian age has been assigned to the same continental rocks. Within the fluvial-lacustrine clastics exposing in the area between Çandır and Çankırı, approximately the above-mentioned fossil assemblage has also been found by Tekkaya et al. (1975). Consequently, age of the İvedik Formation is Pontian.

STRUCTURE

In general, the study area is dominated by faults, which are four basic groups: (1) thrust to reverse faults, (2) strike-slip faults, (3) normal faults, and (4) faults of unknown origin (Fig. 2).

Thrust-reverse Faults

Except for the thrust fault exposing west of Taşlıtepe locality, most of the thrust faults strike approximately E-W and dip toward north (Fig. 2). They vary in nature from the southward overturned contact to reverse-thrust faults, along which older Anatolian Complex is thrust onto the Pontian fluvial clastics of the İvedik Formation. As a whole, they display a south-vergent imbricate thrust fault zone around Yuvaköy village (Fig. 5).

Strike-Slip Faults

In the Yuvaköy area, thrust faults are accompanied by a series of small-scale (0.2-3 km) sinistral to dextral strike-slip faults. They display a conjugate system composed of approximately NNE- and NNW-trending dextral and sinistral strike-slip faults. They cut not only the normal stratigraphic contact

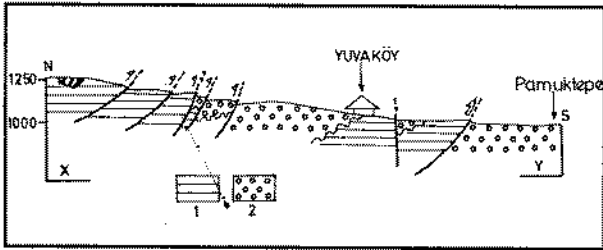


Figure 5: Geological cross-section showing the south-vergent imbricate thrust fault zone in the Yuvaköy area (Location: X-Y in Fig. 2). 1- Cenomanian-Lower Campanian Anatolian Complex, 2- Pontian İvedik Formation.

between the Anatolian Complex and the İvedik Formation, but also the thrust to reverse faults, and displace sinistrally and dextrally, up to 0.2-1 km as shown in Kıyma stream, Çakmaklı hill, north of Pamuktepe, south of Sarıkayatepe and southwest of Yakacık village (Fig. 2).

Normal Faults

Only two normal faults have been observed in the Yuvaköy area. They are 250-700 m long and N-S trending faults with the westward down-thrown blocks. One of them is exposed entirely in the İvedik Formation, while the longer one cuts the Anatolian Complex-İvedik Formation contact to the SE of Taşlıtepe (Fig. 2).

Age and Kinematics of Faults

The youngest rock unit exposing in the study area is the Pontian İvedik Formation. It has been cut and thrown into a south-vergent imbricate thrust fault zone by the thrust to reverse faults (Figs. 2, 5). This imbricate structure reveals that an approximately N-S-directed compressional tectonic regime prevailed in the Yuvaköy area during at least Late Pontian.

The NE-trending dextral and NW-trending sinistral strike-slip faults constitute together a conjugate strike-slip fault system (Fig. 2). On the other hand, the N-S-trending normal faults, the NE-trending sinistral and the NNW-trending dextral strike-slip faults altogether form a second conjugate strike-slip fault system (Fig. 2). The first and second conjugate fault systems cut and displace both the Pontian İvedik Formation and thrust faults. Therefore, strike-slip faulting is younger than thrusting, and it must have taken after

Pontian. In addition, based on the kinematics of the strike-slip faulting, the first and second strike-slip fault systems indicate approximately E-W and N-S-directed stress systems, respectively (Tchalenko and Ambraseys, 1970; Wilcox et al., 1973; Christie-Blick and Biddle, 1985).

Consequently, the Yuvaköy area experienced the N-S-, E-W- and again N-S-directed compressional tectonic events, respectively. The first event is the latest deformational phase of the collisional tectonic regime, that closed the northern branch of Neo-Tethys. Remaining two of them are related to the Neotectonic regime in Turkey, and the N-S-directed compressional event, which created the second strike-slip fault system, is still lasting in Ankara region (Koçyiğit, 1991d).

DISCUSSION AND CONCLUSION

One of the youngest and widespread units exposing throughout the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone is a molasse such as the İvedik Formation. It consists of fluvial to lacustrine facies of Pontian age, and is exposed in a south-vergent imbricate thrust fault zone as in the Yuvaköy area (Koçyiğit, 1979; Koçyiğit, 1991a, 1991b; Koçyiğit and Tokay, 1985; Tatar, 1982; Yılmaz, 1983, 1984). Thus, across the Ankara-Erzincan Suture Zone, age of the latest compressional event resulted from the collisional tectonic regime is Pontian. Later on, it was superimposed by the E-W- and N-S-directed compressional event, that caused the strike-slip faults of the Plio-Quaternary Neotectonic regime in northern Türkiye.

Manuscript received : 20.5.1992

Revised manuscript received : 26.6.1992

REFERENCES

- Bailey, E.B. and McCallian, W.J., 1953, Serpentine Lavas, the Ankara Melange and the Anatolian Thrust: Royal Society of London Philosophical Transactions, V.LXII, pp.404-442.
- Christie-Blick, N. and Biddle, K.T., 1985, Deformation and basin formation along strike-slip faults: In: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation, K.T.Biddle and N.Christie-Blick (eds), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, N.37, pp.1-34.

Ankara-Erzincan Suture Zone

- Coşkun, B., Özdemir, A. ve Işık, V., 1990, Haymana-Mandıra-Dereköy arasındaki sahanın petrol imkanları: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, C.2, S.1, S.135-143.
- Koçyiğit, A., 1979, Tekneli Bölgesinin (Tokat güneyi) Tektonik Özelliği: TÜBİTAK Proje Raporu, N.TBAG-262, 63 s.
- Koçyiğit, A., 1988, Yuvaköy-Memlik-Yakacık (KB Ankara) dolayının jeolojisi: Anadolu Napı'nın oluşum ve son yerleşim yaşı üzerine sınırlama: Jeoloji ve Madencilik Sempozyum Program ve Özetler Kitabı, Sivas, s.22-23.
- Koçyiğit, A., 1989, Basic geological characteristics and total offset of North Anatolian Fault Zone in Susehri arca, NE Turkey: Middle East Technical University Journal of Pure and Applied Sciences, V.22, n.3, pp.43-68.
- Koçyiğit, A., 1991a, Üç Kenet Kuşağının Erzincan batısındaki (KD Türkiye) yapısal ilişkileri: Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kentleri: Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler Kitabı, s.152-160.
- Koçyiğit, A., 1991b, An example of an accretionary forearc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neotethys in Turkey: Geological Society of America Bulletin, V.103, pp.22-36.
- Koçyiğit, A., 1991c, Neotectonic structures and related landforms expressing the contractional and extensional strains along the North Anatolian Fault and the northwestern margin of the Erzincan Basin, NE Turkey: Bulletin of the Technical University of Istanbul, V.44, n.3-4, pp.455-473.
- Koçyiğit, A., 1991d, Changing Stress Orientation in progressive Intracontinental Deformation as indicated by the Neotectonics of the Ankara Region (NW Central Anatolia): Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, V.3, n.1 pp.
- Koçyiğit, A., Özkan, S. and Rojay, B.F., 1988, Examples from the forearc basin remnants at the active margin of northern Neo-Tethys; Development and emplacement ages of the Anatolian Nappe, Turkey: Middle East Technical University Journal of Pure and Applied Sciences, V.21, n.1-3, pp.183-210.
- Koçyiğit, A. ve Tokay, M., 1985, Çatalçam (Zevker)-Erzincan arasındaki Kuzey Anadolu Fay Kuşağının sismo-tektonik incelemesi: Fay kuşağının tektono-stratigrafisi, sistematiği ve neotektonik özellikleri: Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Uygulama Araştırmalar Projesi, No.82-04-08-00-02 101 s.
- Moore, J., 1979, Variation in strain and strain rate during underthrusting of trench deposits: Geology, V.d, pp. 185-188.
- Moore, G. and Karing, D., 1980, Structural geology of Nias Island: implications for subduction zone tectonics: American Journal of Science, V.280, pp. 193-223.
- Nebert, K., 1958, İç Anadolu'nun en geç jeolojik-tektonik olayı hakkında bir etüd: Ankara vilayetinin (Kayı-Bucak) civarındaki Waalachen orojenez safhasının ispatı: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, s.50, s.16-29.
- Nelson, K., 1982, A suggestion for origin of mesoscopic fabric in accretionary melange based on features observed in the Chrystalls Beach Complex, South Island, New Zealand: Geological Society of America Bulletin, V.93, pp. 625-634.
- Özalp, T., 1991, Geology, Mineralogy, Petrography and Chemical composition of the Hançılı Bentonites and associated rocks, Northwest of Kalecik, Ankara: A Master's Thesis in Geological Engineering, Middle East Technical University, Ankara, pp.87.
- Şenyürek, M.S., 1953, A note on a new species of Gazella from the Pontian of Kûçükyozgat: Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Dergisi, V.XI, n.1, pp.1-21.
- Tatar, Y., 1982, Yıldızeli (Sivas) kuzeyinde Çamlıbel Dağlarının Tektonik Yapısı: Karadeniz Üniversitesi Yerbilimleri Dergisi, C.2, s.1-2, s.1-20.
- Tchalonko, J.S. and Ambraseys N., N., 1970, Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures: Geological Society of America Bulletin, V.81, pp.41-60.
- Tekkaya, I., 1975, Orta Sinop Bovinac Faunası: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C.18, s.1, s.27-32.
- Tekkaya, I., Atalay, Z., Gürbüz, M., Ünay, E., ve Ermumcu, M., 1975, Çankırı-Kalecik Bölgesi Karasal Neojen'in Biostratigrafisi Araştırması: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, C.18, s.1, s.77-80.
- Tschachtli, B.C., 1942, Küçük Yozgat civarında bulunan memeli hayvanat fosilleri: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Mecmuası, c.2, s.27, s.322-324 ve 325-327.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P. and Seely, D.R., 1973, Basic wrench tectonics: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V.57, pp.74-96.
- Yılmaz, A., 1983, Tokat (Dumanlı dağı) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, s.99-100, s.1-18.
- Yılmaz, A., 1984, Kuzey Anadolu Bindirme Kuşağının Akdağ (Yozgat) ile Karacayır (Sivas) Arasındaki Bölümünün Temel Jeoloji İncelemesi ve Tersiyer Havzasının Yapısal Evrimi: Türkiye Jeoloji Kurumu, Ketin Sempozyumu Özel Sayısı, s.163-174.

Malatya Metamorfikleri Üstündeki Örtü Birimlerinin Stratigrafisi, Yaşı, Sedimanter Fasiyesleri, Depolanma Ortamları ve Tektonik Evrimi

Stratigraphy, Age, Sedimentary Facies, Depositional Environments and Tectonic Evolution of the Covering Units of the Malatya Metamorphics

MEHMET ÖNAL* ve ALİ M. GÖZÜBOL**

ÖZ

Geç Kretase ve Tersiyer yaşlı kaya birimleri allohton Malatya metamorfikleri üzerinde parallohton ve otokton olarak bulunur. Parallohton birimici iki grup ve on formasyona ayrılmıştır. Bölgeyi etkileyen transgresyon ve regresyona bağlı olarak çökmüş resifal ve pelajik kireçtaşları ile fliş başlıca fasiyes birimleridir. Depolanma karasal, sığ su, ycipaze ve derin su ortamlarında oluşmuştur.

Malatya güneyinde, Malatya metamorfikleri üzerinde bulunan Erken-Orta Eosen yaşlı resifal kireçtaşı (Yıldız kireçtaşı) metamorfik değildir. Fakat, Malatya metamorfikleri altında bulunan ve Yıldız kireçtaşı ile aynı yaşlı ve litolojili Çelikhhan formasyonu metamorfiktir. Bundan başka, Yıldız kireçtaşı Malatya Metamorfiklerinin hem üstünde hem de altında bulunmaktadır. Bundan dolayı, Malatya metamorfiklerinin yerleşim yaşı olasılıkla Geç Eosen'dir.

ABSTRACT

Late Cretaceous and Tertiary rock units are localized as parallochthon and autochthon on allochthon Malatya metamorphics. The parallochthon units are divided into two groups and ten formations. Facies units consist of reefal and pelagic limestone with flysch which were deposited by transgression and regression affected the region. Rock units were deposited in nonmarine, shallow water, fan and deep water environments.

Reefoidal limestone (Yıldız limestone) Lower and Middle Eocene in age on Malatya metamorphics is not metamorphic. Underneath Malatya metamorphics and Çelikhhan formation which is the same lithology and age as Yıldız limestone is metamorphic. Apart from this, Yıldız limestone is located both overneath and underneath of the Malatya metamorphics. Therefore, the localization age of the Malatya metamorphics is probably Late Eocene.

GİRİŞ

Araştırma, Malatya ve Adıyaman sınırları arasındaki geniş bir bölgede yapılmıştır.

Malatya metamorfikleri üstünde örtü birimleri şeklinde bulunan, Geç Kretase-Geç Eosen zaman aralığında çökmüş olan tortul istifin stratigrafisi, yaşı, sedimanter fasiyesleri, depolanma ortamlarının ortaya çıkarılması ve bu istifin tektonizma ile olan ilişkisinin araştırması çalışmanın amacını oluşturur. Çalışma ayrıntılı jeolojik harita alımı, stratigrafik kesit ölçümü ile seri ve nokta örnekleriyle gerçekleştirilmiştir. Fasiyes ve ortam belirlemede Dunham (1962), Mutti ve Ricci-Lucchi (1972), Folk (1962) ve Wilson (1975)'in sınıflamalarından yararlanılmıştır.

Bölgede yapılan başlıca araştırmalar: D.S.İ. (1977); Gözübol ve Önal (1986); ve Önal ve diğerleri (1986) tarafından düzenlenmiştir.

STRATİGRAFİ

Çalışmanın konusunu kapsayan Geç Kretase yaşlı Gündüzbey grubu ile bunun formasyonları ve Eosen yaşlı Yeşilyurt grubu ile bu-

* İnönü Üniversitesi M.Y.Okulu Maden Bölümü, Malatya
** İstanbul Üniversitesi Müh.Fak. Jeoloji Müh. Bölümü,
İstanbul

Malatya Metamorfittleri Üstündeki Birimler

nun formasyonlarının tortul istifi içindeki yeri, depolanma ortamları, fasiyes birimleri, oluşum mekanizmaları ve fosil dağılımları Şekil 1'de belirtilmiştir. Kaya birimleri ve yapının dağılımı ise basitleştirilmiş jeoloji haritasında gösterilmiştir (Şekil 2).

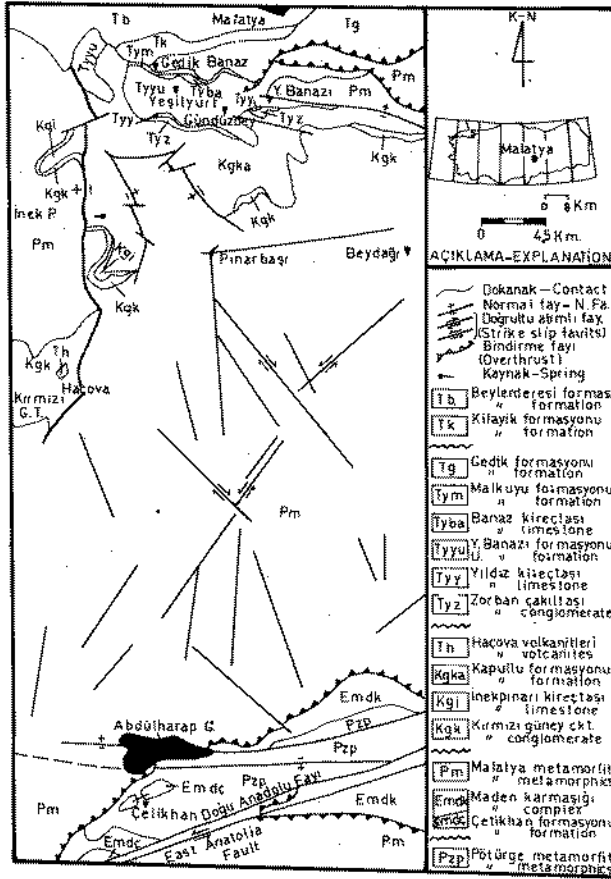
GÜNDÜZBEY GRUBU

Gündüzbey grubu adını, tipik görünümünün bulunduğu Gündüzbey nahiyesinden almıştır. Grup, birbiriyle yanal ve düşey geçişli heterojen bir istif sunan üç tortul formasyona ve bir de volkanik formasyona

Yas Age	Grup-Group	Formasyon Formation	Kalınlık Thic(m)	Litoloji-Lithology	Depolanma ortamı Depositional environment			Fosiller Fossils	Fasiyes birimleri ve depolanma ortamları	Depolanma evresi Phase of depositional		
					Karasal Nonmarine	Sığ su Shallow water	Derin su Deep water					
Kretase — Cretaceous Gec — Late Gec Kampaniyen — Maestrihtiyen Late Campanian — Maestrichtian	Tersiyer — Tertiary Eoosen — Eocens / Erken-Orta — Early-Middle İpresiyen-Lütesiyen — Yprasian-Lutetian	YERLİYURT	Banazlı Kireçtaşı Malıyuyu Gedik 1400 0-100	Resifal kireçtaşı Reefalidal limestone					Biyolilit-Biolitite Biyostromit-Biosl. Sığ su Shallow water	Regresyon Regression		
				Marn-Marn					Marn-Marn Sığ su-Shallow water Açıkdeniz-Openm	Transgres. Transgression		
				Resifal kireçtaşı Reefalidal limestone					Resifal kireçtaşı Reefal limestone Sığ su-Shallow w	Regresyon Regression		
				Fliş: Kumtaşı, çakıltası ve şeyl ardalanması Flysch: Sandstone, cong- lomerate and shale alter- nations					Fliş-Flysch Açık deniz Open marine Yelpaze-Fan Derin su Deep water	Mak-Max. Regression Regression		
				Resifal kireçtaşı Reefalidal limestone						Biyolilit-Biolitite Biyostromit-Biosl. Sığ su Shallow water	Transgresyon Transgression	
				Kırmızı kumtaşı ve çakıl- taşı-Red sandstone and conglomerate						Kırmızı kumtaşı ve çakıltası-Red sandstone and conglomerate Alüvyial yelpaze Aluvial fan	Transgresyon Transgression	
				Tuf ve andezit Tuf and andesite								
				Çakıltası ve kumtaşı ara- katmanlı kireçtaşı, şeyl ardalanması Conglomerate and sand- stone interbedded lime- stone, shale alternations								
				Rudist ve alg resifi Rudist and algal reef								
				Kırmızı kumtaşı, çamur- taşı ve çakıltası Red sandstone, mudstone and conglomerate								
Kretase — Cretaceous Gec — Late Gec Kampaniyen — Maestrihtiyen Late Campanian — Maestrichtian	GÜNDÜZBEY	Kırmızı çakıltaşı Kireçtaşı 1500 10-80	300-400	Yünlü ve andezit Tuf and andesite								
				Çakıltası ve kumtaşı ara- katmanlı kireçtaşı, şeyl ardalanması Conglomerate and sand- stone interbedded lime- stone, shale alternations								
Permo-Car. Permo-Car. Malatya Metamorfittleri	GÜNDÜZBEY	Kırmızı çakıltaşı Kireçtaşı 1500 10-80	300-400	Rudist ve alg resifi Rudist and algal reef								
				Kırmızı kumtaşı, çamur- taşı ve çakıltası Red sandstone, mudstone and conglomerate								
Permo-Car. Permo-Car. Malatya Metamorfittleri	GÜNDÜZBEY	Kırmızı çakıltaşı Kireçtaşı 1500 10-80	300-400	Amyant-Asbeston Sist ve rekrystalize kireçtaşı-Schist and recrystallized limestone								

Şekil 1: Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 1: Generalized stratigraphic section of the study area.



Şekil 2: Çalışma alanının basitleştirilmiş jeolojik haritası.
Figure 2: Simplified geological map of the study area.

ayrılarak incelenmiştir. Bunlar: 1. Kırmızı güney çakıltası, 2. İnekpınarı kireçtaşı, 3. Kapullu formasyonu ve 4. Hacıova volkanitleri.

Kırmızı güney çakıltası

Tanım ve dağılımı: Kırmızı güney adı, Kırmızı güney tepede tip kesiti görülen, kumtaşı ve çamurtaşı arakatki ve arakatmanlı kırmızı çakıltası için kullanılmıştır. Birim genelde düzensiz bir dağılım gösterir.

Litoloji: Genelde kırmızı-kahverengi, iyi pekişmiş, az belirli masif katmanlı polijenik çakıltasıdır. Çakıllar Malatya metamorfite-rinden türeme çeşitli şistler, mermer, dolomit, kireçtaşı ve kuvarsitden yapılıdır. Alt düzeylerde bloklu ve masif katmanlı, orta düzeylerde orta-kalın düzensiz katmanlıdır. Üst düzeylerde ise çamurtaşı arakatki ve arakatmanlı çakıllı kumtaşı yer alır. Çakıllar

yersel tane destekli, uzun eksen yönlü ve genelde ortaç yuvarlaklaşmıştır. Çakıltası ve kumtaşlarında düşey derecelenme, düzlemsel çapraz katmanlanma ile renk ve fabrik lami-nalanması yaygın olarak görülmektedir.

Stratigrafi ilişkisi: Çakıltası altta bulunan Malatya metamorfite-rini açıktı uyumsuz olarak örter. Bu uyumsuzluk dokanağı permo-karbonifer'den Geç Kretase'ye kadar devam eden tortul eksikliğine karşılık gelir. Ma-latya'nın kuzeyinde çakıllar içinde bulunan Jura yaşlı (Ammonitli) kireçtaşları, Jura yaşlı kireçtaşının varlığını, ancak aşınarak tü-kendiğini kanıtlar. Çakıltası Malatya meta-morfite-rinin üzerinde bulunan daha genç bi-rimlerin taban çakıltasını karşılar. Toplam tortul kalınlığı 500 m'den daha fazladır. Yanal yönde inceli-p kalınlaşan değişken bir kalınlık sunar.

Yaşı: Birim fosil kapsamaz. Üsteki birimle-rin yaşı gözetildiğinde olasılıkla Kampani-yen-Maestrihtiyen yaşında olabilir.

Yorum: Çakıltası renk, tane şekli, tortul yapı ve dağılımı gözetildiğinde alüvyal yel-paze tortul ortamını yansıtır. Renk, çok örnek bileşim ve Geç Kretase tortullarının tabanında bulunması nedeniyle tipik bir taban çakıltasıdır (Şekil 1). Çamurtaşları taşkın düzlüğü ortamını gösterir.

İnekpınarı kireçtaşı

Tanım ve dağılımı: İnekpınarı adı, İnekpınarı dolayında tip kesiti görülen Rudist, alg, mercan ve foraminiferli resifal nitelikli kireçtaşı için kullanılmıştır. Kireçtaşının mostraları KD-GB gidişli olup mercek şekilli ve yanal yönde birbirinden bağımsız düzeyler şeklindedir. Tohma çayının Malatya-Gürün arasında kalan bölümünde geniş bir yayılım sunan Tohma resifine karşılık gelir.

Litoloji: Kireçtaşı açık gri renkli, orta-masif katmanlı, yanal yönde incelenip kalınlaşma sunan düzensiz kalınlıkta biyolitit ve biyostromit niteliktedir. Tip kesitinin görüldüğü İnekpınarı'nda resif çekirdeği (biyolitit = bağlamtaşı), örtü ve kanat katman-ları içerir. Resif çekirdeği 3 m kalınlıkta ve 20 m enindedir.

Stratigrafi ilişkisi: Birim alttaki Kırmızı güney Çakıltası ve üsteki Kapullu kireçtaşına

Malatya Metamorfileri Üstündeki Birimler

yanal ve düşey geçişlidir. Kireçtaşı yanal yönde inceli kalınlaşma sunar. Tip kesitinin bulunduğu İnekpınarı'nda kireçtaşı en fazla 80 m kalınlıktadır.

Yaşı: Birimden derlenen fosiller aşağıdadır.

Bunlar: *Vaccinites aff. narentauus* SLIS-KOVIC, *Balabania cf. acuticostata* KARACABEY-ÖZTEMUR, *Pseudapolicanite cf. parvus* MILOVANOVIC, *Vaccinites loftusi* WOODWARD, *Radiolites sp.*, *Joufia sp.*, *Sabinia sp.*, *Pseudopolyconites sp.*, *Orbitoides medius* (d'ARCHIAC), *Orbitoides apiculatus* (SCHLUMBERGER), *Lepidorbitoides sp.*, *Siderolites calcitropoides* LAMARCK, *Gavellinella sp.*, *Sulcoperculines cf. obesa* de CIZANOURT, *Robulus sp.*

Kireçtaşı bu fosillere göre Geç Kampaniyen-Maestrihtiyen yaş aralığını belirtmektedir.

Yorum: Resifal nitelikli kireçtaşı, Dunham (1962) sınıflandırmasında genelde istif taşı, taneli ve bağlamtaşına karşılık gelir. Birim dalga tabanı üstünde yüksek enerjili ve korumalı sığ suda çökelmiştir (Şekil 1). Ancak, zaman zaman gelişen büyük dalgalar ve döküntü akmaları nedeniyle kavki ve yersel yönlenebilir yığılımlar gelişmiştir.

Kapullu Formasyonu

Tanım ve dağılımı: Birim, tip kesiti Kapullu santrali dolaylarında bulunan yersel çakıltası, kumtaşı ve şeyl arakatmanlı pelajik kireçtaşından oluşan bir istif için kullanılmıştır. Kireçtaşı genelde KD-GB gidişli bir yayılım gösterir.

Litoloji: Yeşilimsi, açık gri renkli, ince-orta düzgün katmanlı, şeyl, kumtaşı ve çakıltası arakatki ve arakatmanlı pelajik kireçtaşından yapıldır. Kireçtaşları bol mikro fosil kapsar. Kumtaşları ve çakıltaları türbiditik nitelikli ve Bouma (1962) Ta-e bölümlerini yersel ve tümsel olarak kapsar. Çok nadir olarak görülen, yanal devamlı 4-7 m kalın çakıltası düzeyleri olistostromal niteliktedir.

Stratigrafi ilişkisi: Altındaki İnekpınarı kireçtaşı ile yanal ve düşey geçişli, üstteki Eosen tortulları tarafından düşük açılı uyumsuz olarak örtülür. Kireçtaşı en fazla 400 m kalınlıktadır.

Yaşı: Birimden derlenen fosiller aşağıdadır.

Bunlar: *Globotruncana stuarti* (de LAPPARENT), *Globotruncana falsostuarti* SIGAL, *Globotruncana bulloides* VOGLER, *Globotruncana mazyoni* SIGAL, *Globotruncana cf.*, *arca* (CUSMAN), *Globotruncana cf.*, *ventricosa* WHITE, *Globotruncana linneiana* (d'ORBIGNY), *Hedbergella sp.*, *Heterohelix globulosa* EHRENBERG, *Globotruncana sp.*, *Robulus sp.*, *Globigerinelloides sp.*, ve Radiolaria.

Birim bu fosillere göre Maestrihtiyen yaşındadır.

Yorum: Kapullu formasyonu kaya türü, renk, katmanlanma geometrisi, dokusal özellikleri ve fosil kapsamına göre, Wilson (1975) karbonat fasiyes kuşaklarından; alt düzeyler havza kenarı veya derin şelf kenarını, üst düzeyler ise açık şelf ve havza fasiyeslerini yansıtır. Kumtaşı ve çakıltası arakatmanları türbiditik niteliklidir. Kalsilit ve koyu renkli şeyl düzeyleri oldukça derin ve durgun su ortamını yansıtır (Şekil 1).

Haçova Volkanitleri

Tip görünümü Haçova köyü dolaylarında bulunan tuf ve latit andezit bileşimli volkanitlerden yapıldır. Değişik yerlerde dayk, sil ve lav akmaları şeklinde görülür. Volkanitler Malatya metamorfilerini ve Geç Kretase yaşlı İnekpınarı kireçtaşını keser. Birimin yaşı kesilen ilişkisine göre olasılıkla Geç Kretase-Paleosen olabilir. Birim, Malatya (Cafana) Zn-Pb cevher yatağını oluşturan volkanitlerle eş yaşlı ve benzer bileşimlidir.

YEŞİLYURT GRUBU

Yeşilyurt dolayında, tipik mostraları bulunan, Eosen yaşlı tortul istifi Yeşilyurt grubu olarak adlandırılmış ve altı formasyona bölünerek incelenmiştir. Bunları: 1) Zorkan çakıltası, 2) Yıldız kireçtaşı, 3) Yukarı Banazı formasyonu, 4) Banaz kireçtaşı, 5) Malkuyu formasyonu ve 6) Gedik formasyonu'dur.

Zorkan çakıltası

Tanım ve dağılımı: Birim, tip kesiti Zorkan mevki dolaylarında bulunan kırmızı ve kahverengi, oldukça iyi tutturulmuş, orta boylanmış polijenik çakıltası için kullanılmıştır. Yersel mostralar şeklinde bulunur.

Litoloji: Çakıltası kırmızı ve kahverengi, masif katmanlı polijenik bir çakıltasıdır.

Çakıllar Malatya metamorfileri ve Gündüzbey grubundan türemiş olup, başlıca kireçtaşı, şeyl, kumtaşı, kuvars, kuvarsit ve çeşitli şistlerden yapıdır. Çakıl bileşenler en fazla 10-15 cm iyi yuvarlaklaşmış, tane değimli, yersel tane yönlenneli ve ortaç boylanmalıdır. Üst düzeylerde çamurtaşı ve kumtaşı arakatki ve arakatmanları yer alır.

Stratigrafi ilişkisi: Çakıltası altta bulunan Kapullu formasyonunu düşük açılı uyumsuz olarak örter, yanıl yönde incelenip kalınlaşma sunar. Birim en fazla 120 m kalınlıktadır. Üstte bulunan Yıldız kireçtaşına yanıl ve düşey geçiştir.

Yaşı: Fosil içermez. Olası yaş üstteki birimin yaş gözetildiğinde Erken Eosen olabilir.

Yorum: Çakıltası daha genç birimlerin taban çakıltalarını oluşturur. Tortul bileşenler renk, katmanlanma geometrisi ve dokusal özellikleri çakıltasının döküntü akması ile oluşmuş alüvyial yelpaze tortullarını simgeler (Şekil 1).

Yıldız kireçtaşı

Tanım ve dağılımı: Birim, tip kesiti Yıldıztepe'de bulunan resifal nitelikli kireçtaşı için adlanmıştır. Kireçtaşı yersel mostralalar şeklinde olup, genelde kuzey doğuya doğru yanıl devamlılık sunar.

Litoloji: Kireçtaşı alt düzeylerde kahverengi, üst düzeylerde açık gri renkli, orta-masif düzensiz katmanlı ve yanıl devamsızdır. Birim alttan üste doğru karbonatlı kumtaşı, karbonatlı istiftaşı, karbonatlı tanetaşı ve karbonatlı bağlamtaşı bileşimindedir. Büyütüleri alg ve mercanlar oluşturur. Bazı düzeyler çok bol foraminifer, özellikle *Nummulites* fosilleri içerir. Alt düzeylerde kumtaşı ve çamurtaşı arakatki ve arakatmanları yaygın olarak bulunur.

Stratigrafi ilişkisi: Birim alttaki Zorkan çakıltasına üste ise Yukarı Banazı formasyonuna yanıl ve düşey geçiştir. Kireçtaşı en fazla 50 m kalınlığındadır. Yanıl yönde incelenip kalınlaşma ve devamsızlık sunar.

Yaşı: Birimin alt düzeylerinde bulunan kumtaşı ve çamurtaşlarından derlenen örneklerdeki Nannoplankton fosilleri aşağıdadır.

Bunlar: *Discoaster lodoensis*, *Cyclococcolithus formosus*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster binodosus*, *Sohenolithus raedians*,

Chiasmolithus grandis, *Zycolithus dubius* ve *Chiasmolithus solitus*.

Bu fosillere göre birimin yaş Kuiziyendir ve Nannoplankton zonu: NP-13 *Discoaster lodoensis* zonunu temsil eder.

Birimin kireçtaşı ve çamurtaşları düzeylerinden derlenen fosiller aşağıdadır.

Bunlar: *Acarinina* cf. *bullbrookii* (BOLLI) *Morozovella* cf. *aragonensis* (BOLLI), *Globigerina* cf. *linaperta* FINLAY, *Pseudohastigerina* sp., *Nummulites* sp. alg ve mercanlar.

Bu fosillere göre birimin yaş İpresiyen-Lütesiyen yaş aralığını belirtmektedir.

Yorum: Birim fosil kapsamı, dokusal özellikleri ve katman geometrisine göre dalga tabanı üstünde ve yüksek enerjili sığ suda çökelmiştir (Şekil 1). Ancak, yersel olarak bulunan kumtaşı ve çamurtaşları ise korumalı sığ ve sakin ortamda çökelmiş olabilir.

Kireçtaşı Erken Eosen'de gelişen transgresyonun en alt birimini oluşturur (Şekil 1).

Yukarıbanazı formasyonu

Tanım ve dağılımı: Yukarıbanazı formasyonu adı, Yukarıbanazı nahiyesinde tip mostralaları bulunan çakıltası arakatmanlı kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan bir istif için adlanmıştır. Birimin mostralaları KD-GB gidişli devamlı bir yayılım gösterir.

Litoloji: Genelde alt düzeylerde çakıltası, orta düzeylerde kumtaşı-şeyl ardalanması ve üst düzeylerde şeyl çamurtaşları egemendir. Çakıltaları kahverenkli kalın-masif, yanıl devamsız, polijenik, kötü boyanmış olistostromal nitelik taşır. Kumtaşı-şeyl ardalanması türbiditik nitelikli olup Bouma (1962) istifindeki Ta-e bölümlerinin tümünü veya bir kısmını kapsar. Kumtaşları litikvake bileşimindedir. Şeyl ve çamurtaşları fabrik, renk ve bileşim laminelanması kapsar. Kumtaşları oldukça bol taban yapıları (oluk, yiv, sürünme izi vb.) kapsar.

Stratigrafi ilişkisi: Birim altta Yıldız kireçtaşı üste ise Banaz kireçtaşı ile yanıl ve düşey geçiştir. Kireçtaşı düşey ve yanıl yönde sıkça fasiyes değişimi gösterir. Tip görünümünün bulunduğu yerde en fazla 350 m kalınlıktadır.

Yaşı: Birimden derlenen yıkama örnekleri aşağıdadır.

Malatya Metamorfikleri Üstündeki Birimler

Bunlar: *Nummulites cf. praeaturicus* SCHAUB, *Nummulites praeaturicus aturicus*, *Nummulites cf. pinfoldi* DAVIES, *Assilina cf. spira* (SOWERBY), *Discocyclina sp. Lockhartia sp.* ve *Rotalidae*

Bu fosillere göre birim Orta Eosen yaşındadır.

Yorum: Fliş benzeri bir fasiyes gösteren birim Erken Eosen transgresyonu ile bölgeye yerleşen denizin Lütésiyen'de derinleşmesi ile gelişen türbiditik akıntularla beslenmiştir. Fliş kaba, normal ve şeyilli fliş fasiyesini temsil eder. Türbiditler Mutti ve Ricci-Lucchi (1972) fasiyes sınıflandırmasında alt düzeyler A, orta ve üst düzeyler C ve D asfasiyeslerini yansıtır. Çökelme su, kanyon, yelpaze ve derin su ortamlarında olmuş olabilir (Şekil 1).

Banaz kireçtaşı

Tanım ve dağılımı: Birim, Banaz dolaylarında tip kesiti bulunan bol fosilli resifal kireçtaşı için adlanmıştır. Kireçtaşı KD-GB gidişli olup yanal yönde incelenip kalınlaşma gösterir.

Litoloji: Birim ak-gri renkli, ince-masif düzensiz katmanlı, bol *Nummulit*, alg ve mercan büyültülü biyolititleri ve yersel kumtaşı arakatmanları kapsar. Kireçtaşı egemen olarak karbonat çamurtaşı, karbonat istiftaşı ve karbonat vaketaşı, yersel olarak da karbonat bağlamtaşlarından yapıldır.

Stratigrafi ilişkisi: Kireçtaşı altta Yukarı-banazı formasyonuna üstte ile Malkuyu formasyonuna yanal ve düşey geçişlidir. Ölçülen kalınlığı en fazla 32 m dir.

Yaşı: Kireçtaşından derlenen fosiller aşağıdadır.

Bunlar: *Nummulites aff. uranensis* de la HARPE, *Assilina sp.*, *Asterigerina sp.*, *Gypsina merianensis* HANZAVA, *Gypsina globosa* (REUSS) ve *Miliolidea*.

Bu fosillere göre birimin yaşı Orta Eosen'dir.

Malkuyu formasyonu

Tanım ve dağılımı: Birim, Malkuyu dolaylarında bulunan şeyl ve marn ardalanmasından oluşan bir istif için adlanmıştır. KD-GB gidişli olan birim yanal yönde fasiyes değişimi göstermez.

Litoloji: Marn açık-koyu sarı renkli, orta-

masif katmanlı ve laminalıdır. Şeyl açık gri renkli, ince-orta düzgün katmanlı ve laminalıdır.

Stratigrafi ilişkisi: Formasyon alttaki ve üstteki birimlerle kısa aralıkta düşey geçişlidir. Tip yerinde ölçülen en fazla kalınlığı 190 m dir. Yanal yönde özellikle KD'ya doğru aşırı incelmeye gösterir.

Yaşı: Birim fosil içermez. Alttaki ve üstteki birimlerin yaşı gözetildiğinde olasılıkla Orta Eosen yaşında olabilir.

Yorum: Orta Eosen denizinin yersel derinleşmesi ile dalga tabanı altında ve oldukça durgun bir ortamda çökelmiştir (Şekil 1).

Gedik formasyonu

Tanım ve dağılımı: Birim, Gedik dolayında bulunan açık gri renkli orta-kalın katmanlı, bol foraminifer, alg ve mercan fosillidir. Başlıca karbonat vaketaşı, karbonat çamurtaşı ve karbonat tanetaşından yapıldır. Yersel olarak da karbonat bağlamtaşı bileşimindedir. Kumtaşı ve şeyl arakatki ve arakatmanları seyrek olarak bulunur.

Stratigrafi ilişkisi: Birim üstteki Neojen tortulları tarafından açılı uyumsuz olarak örtülür. Tip yerinde ölçülen kalınlığı 300 m dir.

Yaşı: Birimden derlenen fosiller aşağıdadır.

Bunlar: *Nummulites sp.*, *Alveolina sp.*, *Operculina sp.*, *Gypsina marianensis* MANZAVA, *Triloculina sp.*, *Gypsina globosa* (REUSS), *Globigerina sp.*, *Ethelia alba* (PFENDER), alg ve mercan.

Bu fosillere göre birim Orta Eosen yaşındadır.

Yorum: Birim litofasiyes özellikleri ve fosil kapsamına göre oldukça sık, tektonik bakımdan duraylı şelf ortamında çökelmiş olabilir. Wilson (1975) karbonat fasiyes sınıflandırmasında açık platform ve karbonat düzlüğü fasiyes ortamlarını simgeler. Bölgeyi Erken Eosen'de etkileyen deniz, Orta Eosen'in sonunda regresyonla sona ermiştir (Şekil 1).

SEDİMANTER DİZİLİM VE TEKTONİK EVRİM

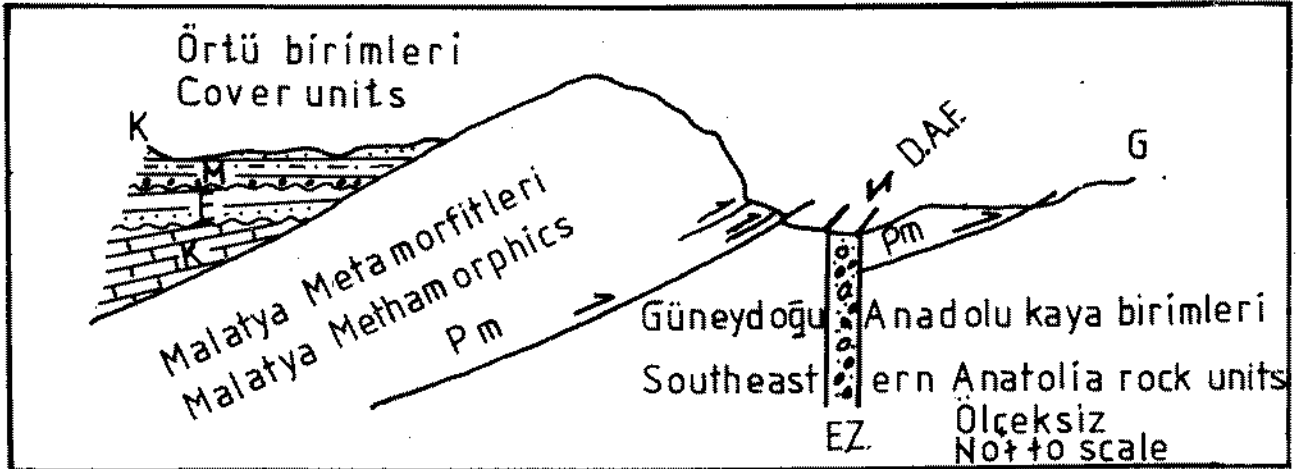
Güneyden kuzeye doğru gençleşen istif, bölgeyi Geç Kretase ve Erken Eosen'de etkile-

yen transgresyonlara ve regresyonlara bağlı olarak gelişen iki tortul istife bölünebilir. Bunlar: 1) Geç Kretase istifi, 2) Eosen istifi.

1) Geç Kertase İstifi: Geç Kretase transgresyonu ile Malatya metamorfiteilerinin aşınma ürünü olan polijenik bileşimli taban çakıltaşları (alüviyal yelpaze) üzerinde resifal nitelikli İnekpınarı kireçtaşının çökeli mi başlamaktadır (Şekil 1). Çökel istifinin alt bölümünü oluşturan kireçtaşı, egemen olarak rudist, alg, mercan fosilli olup, biyostromitten yapıldır. Yer yer çok iyi gelişmiş (İnekpınarı dolayı) resif çekirdeği, örtü ve kanat katmanları sunar. Kireçtaşı genelde karbonat tanetaşı, karbonat istiftaşı ve karbonat bağlamtaşından yapıldır ve çok bol iri form-lu rudist fosilleri kapsar. Yanal yönde incelik kalınlaşma gösteren kireçtaşı 0-80 m arasında değişen bir kalınlık sunar. Birim dalga tabanı üstünde, yüksek enerjili ve sığ suda çökelmiştir (Şekil 1). Üstteki kireçtaşları mikritik nitelikli olup, bol miktarda planktonik fosiller içerir. Birim Mutti ve Ricci-Lucchi(1972) sınıflamasında türbiditik fas-siyeslerden C ve D asfasiyesleri yansıtır. Tekrarlanan bu asfasiyesler deniz altı orta yelpaze, açık deniz ve derin su ortamlarını yansıtır. Yersel olarak da fliš benzeri bir fas-siyes gösterir. Olasılıkla Geç Kretase sonunda, havzanın kapanma evresinde volkanitlerin ortaya çıkışı görülmektedir.

2) Eosen istifi: Geç Kretase'de çökelen istifi aşınma yüzeyi üzerine, düşük açılı uyumsuz olarak, Erken Eosen transgresyonu ile yeni bir çökelim başlamaktadır (Şekil 1). Erken Eosen'de açılmaya başlayan havzanın alt çökeltme dönemini Zorban çakıltaşı ve Yıldız kireçtaşı oluşturur. Çakıltaşı tipik olarak kırmızı ve kahverengi, ortaç pekişmiş, ortaç masif katmanlı litikvake bileşimli alüviyal yelpaze tortul fasfiyeslerini yansıtır. Eosen transgresyonunun bölgeye yerleşmesinden sonra dalga tabanı üstünde ve yüksek enerjili ortamda egemen olarak *Nummulit*, alg mercan fosilleri içeren resifal nitelikli Yıldız kireçtaşının çökeli mi başlamaktadır. Kireçtaşı başlıca biyolitik ve biyostromitten yapıldır (Şekil 1).

Orta Eosen'de ortamın derinleşmesi ile dalga tabanı altında açık deniz, yelpaze ve derin su ortamında çakıltaşı arakatmanlı kumtaşı-şeyl ardalanmasından yapı (Yukarı Banazı formasyonu) türbiditik tortulların çökeli mi başlamaktadır (Şekil 1). Bu türbiditik tortullar yer yer fliš benzeri fasfiyesi yansıtır. Türbiditik tortullar Mutti ve Ricci-Lucchi (1972) sınıflamasına göre egemen olarak C ve D asfasiyeslerini yansıtır. Orta Eosen'deki yersel bir regresyon ile sığ su ortamını yansıtan bol *Nummulit* alg ve mercan fosilleri içeren, resifal nitelikli Banaz kireçtaşı çökelmiştir (Şekil 1). Ortamın tekrar derin-



Şekil 3: Çalışma alanının K-G yönlü basitleştirilmiş yapısal enine kesiti, DAF: Doğu Anadolu Fayı, K: Kretase, E: Eosen, M: Miyosen

Figure 3: N-S directed generalized structural cross-section of the study area, DAF: East Anatolia Fault, K: Cretaceous, E: Eocene, M: Miocene.

Malatya Metamorfizmaları Üstündeki Birimler

leşmesi ile dalga tabanı altında oldukça sakin bir ortamda marn bileşimli Malkuyu formasyonu çökelmiştir. Ortamın tekrar sığlaşması ile sığ su ortamında, küçük *Nummulit*, alg ve mercerin fosilli biyolitik ve biyostromit fasiyesine, duraylı karbonat platformunda Yıldız kireçtaşı çökelmiştir.

Sonuç olarak: Erken Eosen'de bölgeye yerleşen transgresyon, Orta Eosen'de yersel bir regresyon ve yersel bir transgresyon ve sonunda bölgesel bir regresyonla çökme döneminin tamamlanmış ve havza kapanmıştır (Şekil 1).

TEKTONİK EVRİM

Çalışma alanında, Pütürge metamorfizmaları ile Maden karmaşığının oluşturan Toros orojenik kuşağının Güneydoğu Anadolu kaya birimleri üzerine sürüklenim ile kuzeyden gelmiş alloktan Malatya metamorfizmaları bulunur (Şekil 3).

İncelenen kaya birimleri Malatya metamorfizmaları üzerine: 1) Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı parallokton kaya birimleri, 2) Otokton örtü birimleri şeklinde bulunur. Parallokton kaya birimleri Geç Kretase yaşlı Gündüzbey grubu ve Erken-Orta Eosen yaşlı Yeşilyurt grubudur. Otokton kaya birimleri ise Neojen yaşlı birimlerdir (Şekil 3).

Bölgenin ana tektonik unsurları Doğu Anadolu Fay zonu ve KD-GB gidişli Malatya metamorfizmalarının güneye iletilmesini sağlayan Şerephan bindirmesidir. Bundan başka, küçük ölçekli farklı gidişler sunan itilme, gravite ve KD-GB ile KD-GD gidişli makaslama fayları yaygın olarak bulunur.

Şerephan bindirmesi Elazığ Bitlis sürüklenimi (Rigo ve Righi ve Cortesini, 1964)'nin yanıl eşdeğeridir. Malatya metamorfizmalarının bölgeye yerleşmesi Arap levhasının Anadolu levhasına yaklaşması ve çarpışmasının bir ürünüdür. Bu çarpışma ile Anadolu levhasının Doğu Anadolu fayı vasıtası ile batıya itilmesi (Şengör, 1980) bölgenin tektonik çatışmasının oluşumunu sağlamıştır. Bu ana tektonik olaya bağlı olarak bölgenin tektonik yapısı şekillenmiştir.

Çelikhhan dolayında tip kestti bulunan ve Perinçek (1978) tarafından adlanan Orta-Geç Eosen yaşlı Çelikhhan formasyonu, Malatya

metamorfizmaları altında ve metamorfittir. Fakat, Malatya dolaylarında Geç Kretase ve Erken-Orta Eosen yaşlı kaya birimleri, Malatya metamorfizmaları üzerinde açılı diskordanslı ve metamorfik değildir. Bundan dolayı, Malatya metamorfizmalarının yerleşim yaşı Geç Eosen olabilir. Bunun sonucu olarak, Geç Kretase ve Eosen yaşlı kaya birimleri Malatya metamorfizmalarının güneye itilmesi sırasında Malatya metamorfizmalarının sırtında pasif olarak güneye taşınmış parallokton ürünü birimleridir (Şekil 3). Neojen tortulları ise bu itilmeden sonra kuzeyde açılan havzada birikmiş otokton kaya birimleridir.

SONUÇ VE TARTIŞMALAR

Bu çalışma ile ilk kez Malatya-Çelikhhan arasındaki bölgenin ayrıntılı 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış ve allokton (Malatya metamorfizmaları), parallokton (Gündüzbey ve Yeşilyurt grubu) ve otokton (Neojen kaya birimleri) kaya toplulukları ayırtlanmıştır.

Geç Kretase ve Erken-Orta Eosen yaşlı kaya birimleri daha yaşlı birimler üzerinde transgresif ve birbirleri ile açılı uyumsuzdur.

Geç Kretase ve Erken-Orta Eosen yaşlı birimleri transgresyon ve regresyona bağlı olarak gelişen resifal, pelajik ve fliš benzeri fasiyes birimleri ile temsil edilir. Depolanma karasal, sığ su, yelpaze ve derin su ortamlarında olmuştur.

Malatya metamorfizmalarının yerleşim yaşı olasılıkla Geç Eosen'dir. Üstündeki örtü birimleri (Geç Kretase ve Erken-Geç Eosen kaya birimleri) ise açılı uyumsuz ve pasif taşınmalı bulunur. Neojen tortulları ise büyüme fayları ile sınırlanmış yataya yakın bulunur.

KATKI BELİRTME

TBAG-647 nolu çalışmayı destekleyen TÜBİTAK'a şükranlarımızı sunarız. Ayrıca, fosillerin tayinini yapan Sayın Prof.Dr. A.Dizer'e, Prof.Dr. E.Meriç'e, Doç.Dr. S.Özer'e, Doç.Dr. İ.Tansel'e ve Ö.Aköz'e teşekkür ederiz.

Makalenin geliş tarihi : 12.7.1991

Manuscript received : 12.7.1991

Yayın inceleme kurulunun onayı : 2.1.1992

Revised manuscript received : 2.1.1992

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits. A Graphic Approach to facies interpretation: Elsevier, Amsterdam, 168.
- Dunham, R.G., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture; Ham, N.E., ed., Classification of carbonate rocks in: Am.Assoc. Petroleum Geologists Mem., 1, p.108-121.
- D.S.İ., 1977, Malatya Ovasının hidrojeolojik etüd raporu: D.S.İ. yayınları, Malatya.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types; Ham, W.F., ed., Classification of carbonate rocks in: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem., VI, P.62-84.
- Gözübol, A.M., ve Önal, M., 1986, Çat Barajı isale tünelinin mühendislik jeolojisi ve kaya mekaniği incelemesi ve Malatya-Çelikhan alanının jeolojisi: TÜBİTAK, TB AG-647, Ankara.
- Mutti, E. ve Ricci-Lucchi, F., 1972, Le türbiditi dell Apennin sattentrionale: Introduzione all analisi difacies, Mem. Soc. Geol., Italy.
- Önal, M., Şahinci, A. ve Gözübol, A.M., 1986, Yeşilyurt-Çelikhan (Malatya Adıyaman) dolayının hidrojeolojik incelemesi: TMMOB., Jeo.Müh.Odası, s. 29, 5-12, Ankara.
- Perinçek, D., 1978, Çelikhan-Sincik-Koçalı (Adıyaman ili) Alanının jeolojik İncelenmesi (Doktora tezi): İ.Ü. Fen Fak. Tat. Jeo. Kürs. Arşivi, İstanbul.
- Rigo de Righi, M. and Cortesini, A., 1964, Gravity Tektonics in Foothills Structure Belt of Southeast Turkey: Bull, A.A.P.G., Vol. 48, No: 12.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin Jeolojik tarihinin yapısal sınıflanması: Katin Sımpozyumu Kitabı, S.37-61, Ankara.
- Wilson, J.L., 1975, İdeal bir karbonat karmaşığı modelinde görülebilecek standart fasiyes kuşakları, In: O.İrtem, 1978, Karbonat kayalarında fasiyes örnekleri ve petrol aramalarındaki önemi: TJK ve T.P.A.O. Konf. dizisi, No. 14, s. 5-20, Ankara.

Yukarıkaşıkara ve Yarikkaya (Isparta) Kömürlerinin Karşılaştırmalı Palinostratigrafisi ve Paleoekolojisi

Paleoecology and Correlative Palinostratigraphy of Yukarıkaşıkara and Yarikkaya (Isparta) Coals

FUNDA AKGÜN* ve EROL AKYOL*

ÖZ

Isparta-Yalvaç çevresi Yukarıkaşıkara ve Yarikkaya havzalarında Neojen kayaları kilitaşı, çamurtaşı kilitli kireçtaşıdan oluşur ve kömür içerir. Neojen istifinin kömür içeren bölümlerinde ölçülen beş kesit, paleontolojik açıdan incelenmiştir.

İnceleme sonucunda 4 Pteridophyta, 6 Gymnospermae ve 31 Angiospermae taksonuna ait spor ve pollenlere rastlanmıştır. Benzer polen toplulukları sunan her iki havzadaki kömür oluşumlarının yaşı Orta Miyosen (Geç Badeniyen)'dir. Topluluklarda *Pinus*, *Quercus*, *Castanea* ve *Alnus* polenlerinin baskın olması ve *Taxodium*, Cupressaceae, Cyrillaceae, *Carya* ve *Engelhardia* gibi subtropikal taksonların varlığı, kömür oluşumu sırasındaki iklimin nemli-sıcak olduğunu yansıtır.

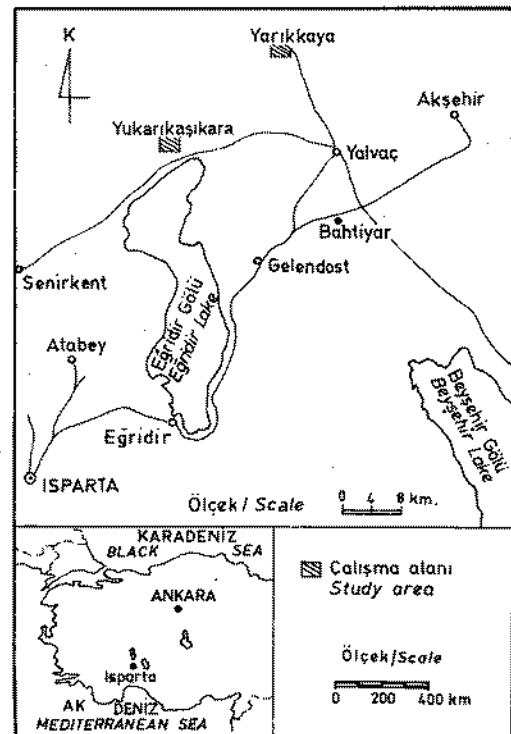
ABSTRACT

Neogene rocks of the Yukarıkaşıkara and Yarikkaya (Isparta-Yalvaç) basins include claystone, mudstone, clayey limestone and minor coal. Five sections of the coal-bearing parts of the Neogene sequence are investigated.

The spores and pollen belong to 4 Pteridophyta, 6 Gymnospermae and 31 Angiospermae taxa. Both basins have an almost uniform pollen assemblage. The age of the coal-bearing sections are Middle Miocene (Late Badenian). The dominance of pollen of *Pinus*, *Quercus*, *Castanea* and *Alnus* and the presence of subtropical taxa such as *Taxodium*, Cupressaceae, Cyrillaceae, *Carya* and *Engelhardia* suggest that the paleoclimate was moist and hot.

GİRİŞ

Yukarıkaşıkara ve Yarikkaya Neojen kömür havzaları Batı Toroslar içinde Isparta kuzeyinde yer alır (Şekil 1). Bugüne değin, bölgedeki Neojen tortullarının gerek tektonik ve stratigrafik özelliklerinin, gerekse içerdikleri kömür açısından ekonomik potansiyellerinin ortaya çıkarılmasına yönelik pek çok çalışma yapılmıştır (Boray ve diğerleri 1985 ; Demirkol, 1984; Dumont ve Kerey, 1975; Kerey, 1987 ; Karaman, 1989; Koçyiğit, 1984; Özgül, 1984; Yağmurlu, 1989).



Şekil 1 : Bulduru haritası.

Figure : Location map.

*D.E.Ü. Müh. - M.İ. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, İzmir.

Bu çalışmada, Yukarıkaşıkara ve Yarık-kaya Neojen havzaları içindeki kömürlerin palinolojik incelemeleri yapılmış ve her iki yöreden elde edilen palinostratigrafik ve paleoekolojik sonuçlar karşılaştırılmıştır.

STRATİGRAFİ VE ÖRNEKLEME

Yukarıkaşıkara ve Yarikkaya çevresi Neojen tortulları, egemen litoloji ve sedimantoloji özelliklerine dayanılarak, değişik araştırmacılar tarafından, değişik sayılarda formasyon ve üyelere ayrılmışlardır.

Koçyiğit (1984), Hoyran gölü kuzeyinde Yukarıkaşıkara'yı içine alan bir bölgede gözlediği Neojen istifinde Kızılçık Formasyonuna bağlı üç üye ayırtlamıştır; Karacaören, Gedikyurt ve Tepesidelik üyeleri. Yukarıkaşıkara kömürleri Tepesidelik killi kireçtaşları içinde yer alır. Yazar, Karacaören üyesi eşdeğeri Akçaköy tüflerinden elde edilen radyometrik yaş (Becker-Platen ve diğ., 1977) ile, Tepesidelik üyesi eşdeğeri Afyon-Gürleyik Neojen tortulları gastropod içeriğinin İnal (1975) tarafından yaşlandırılmasına dayanarak, Kızılçık Formasyonunun Üst Miyosen-Pliyosen yaş aralığında çökeldiğine işaret etmiştir.

Yalvaç havzasında, alttan üste, kiltası, çamurtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşan birim, Demirkol (1984) tarafından, Yarikkaya Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Çalışmacı Yarikkaya Formasyonu ile yanak ve düşey geçişli kireçtaşları içinde bol Gastropod ve Lamellibrans kavkı kırıntılarının bulunduğunu, ancak bunların tayin edilemediklerini belirtmiştir. Diğer yandan, Yarikkaya Formasyonuna Pliyosen yaşını, İnal (1975)'in Yukarıkaşıkara yakınında yaptığı (Afyon-Gürleyik) çalışmaya dayanarak vermiştir.

Boray ve diğerleri (1985), Yalvaç-Gelendost alanında Neojen çökeliminin, kömür düzeyleri içeren killi kireçtaşı ve kiltasından oluşan bölümü için, önceki çalışmalara uyarak (Demirkol, 1984) Yarikkaya Formasyonu adını kullanmışlar, Isparta büklümünde Neotektonik dönemin Üst Miyosen'de başladığını, dolayısıyla bu dönem doğrultu atımlı fayları arasında gelişen havzalardaki Neojen tortullarının Tortoniyen (Üst Miyosen) ve daha genç yaşlı olduklarını belirtmişlerdir.

Kerey (1987), Sultandağları bölgesinde Koçbeyli doğusu için verdiği genelleştirilmiş stratigrafi kesitinde, Yarikkaya Formasyonunu, herhangi bir fosil bulgusundan sözetmeden, Miyosen yaşlı kabul etmiştir.

Yukarıkaşıkara havzasında jeoloji ve rezerv çalışmaları yapan Karaman (1989), Neojen içinde birbirleri ile uyumlu iki formasyonu ayırtlamıştır; altta kumtaşı arakatlı çakıltaşlarından oluşan Aşağıkaşıkara Formasyonu, üstte ise, marn ve kiltası ardalanmalı ve kömür arakatlı Yukarıkaşıkara Formasyonu yer alır. Yukarıkaşıkara köyü kuzeyinde Asar Tepe kömür ocağında ölçülen stratigrafik kesitin kömürlü ve marnlı düzeylerinde palinolojik incelemeler için 19 örnek alınmıştır (Şekil 2, Kesit 1)

Yarikkaya Neojen havzasında stratigrafik çalışma yapan Yağmurlu (1989) ise, Demirkol (1984) adlamasını kullanarak, Neojen içinde Yarikkaya Formasyonunu ayırtlamıştır. Bu formasyonun kiltası, çamurtaşı ve killi kireçtaşı ardalanmasından oluştuğunu belirten yazar, kömürlü düzeylerin, formasyonun alt kesimindeki kiltaları içinde yer aldığına değinir. Palinolojik inceleme yapmak üzere kömürlü ve killi düzeylerden, Yarikkaya Formasyonunun yüzlek verdiği İslamski Tepe 2 no'lu kömür ocağından 7 (Şekil 2, Kesit 2), İslamski Tepe güneyi kömür ocağından 3 (Şekil 2, Kesit 3), Aktepe yol yarmasından 5 (Şekil 2, Kesit 4 ve 5) örnek derlenmiştir.

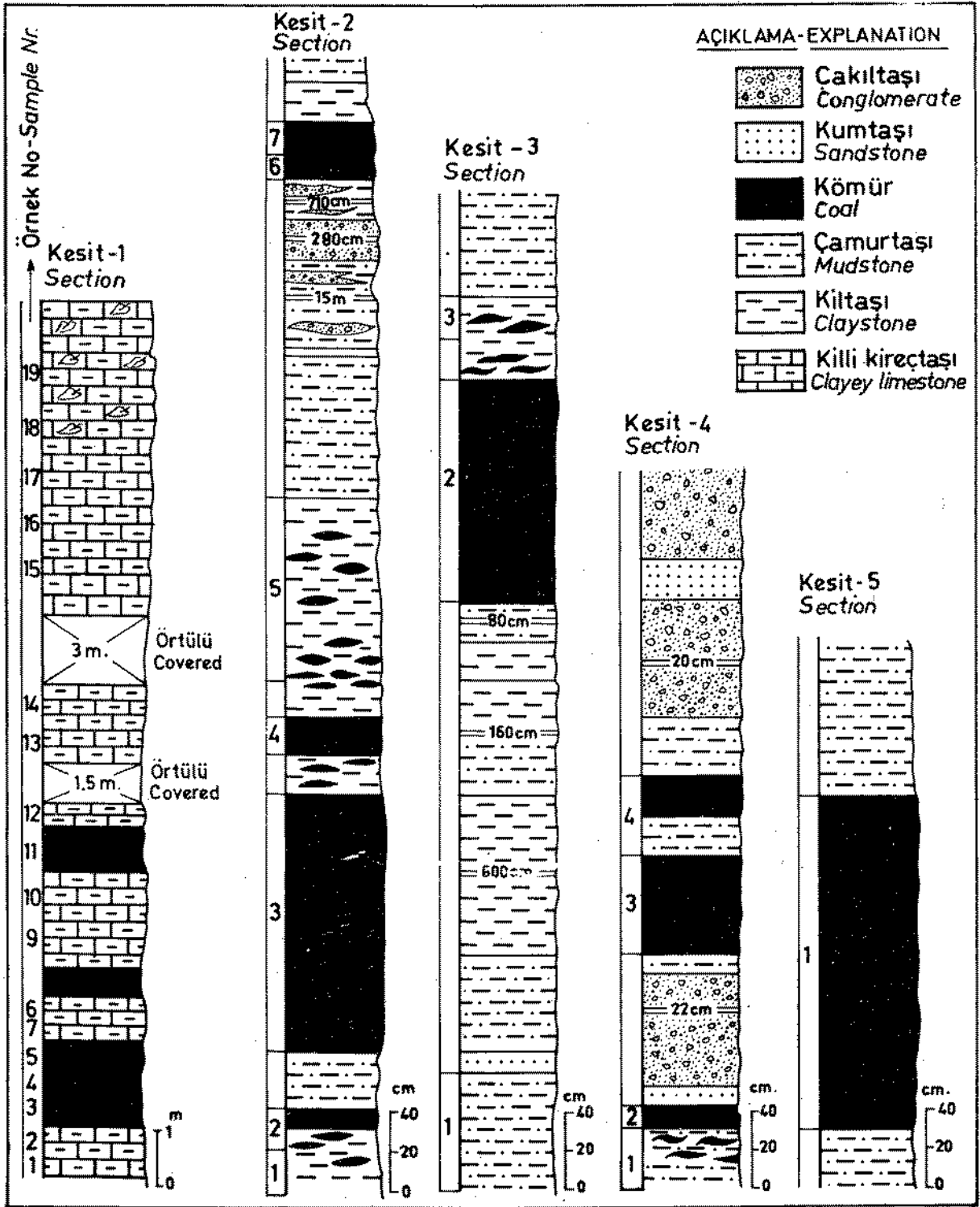
PALİNOLOJİK İNCELEMELER

Palinolojik Diyagramlar

Hem Yukarıkaşıkara hem de Yarikkaya örneklerinin beşi, bol miktarda sporomorf içermektedir (Şekil 2 ve 3). Diğer örnekler ait preparatların pek seyrek fosil içerdiği ve bunların da iyi korunmamış, tayinleri ya çok güç, ya da olanaksız bireyler oldukları gözlenmiştir.

Sporomorfa zengin olan her örnekten 200 birey sayımı yapılmış, her sporomorfun ait olduğu bitki cinsi, ya da ailesi gözönüne alınarak bir örnekten diğerine bağlı bolluklarındaki değişimleri belirlemek amacıyla, Yukarıkaşıkara ve Yarikkaya fosilli örneklerinin palinolojik diyagramları çizilmiştir

Palinostratigrafi ve Paleoeкологи

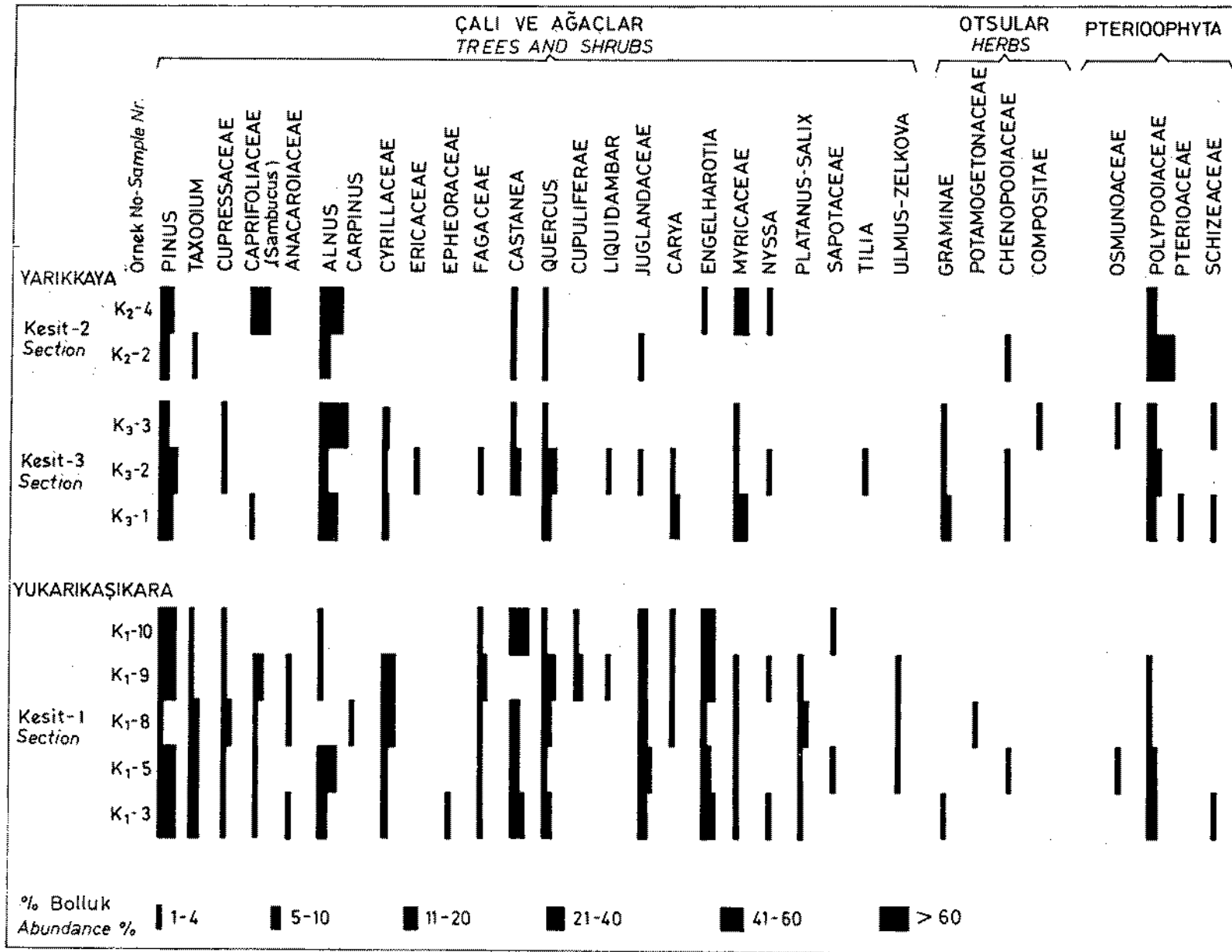


Şekil 2 : Ölçülmüş stratigrafi kesitleri.

Figure 2 : The measured stratigraphic sections.

Kesit 1 · Yukarıkaşıkara Köyü K'l Asar Tepe kömür ocağı
Section 1 · Asar Tepe coal mine North of Yukarıkaşıkara village

Kesit 2 · İslamselki Tepe 2 no'lu kömür ocağı
Section 2 · İslamselki Tepe coal mine num. 2
Kesit 3 · İslamselki Tepe G'l kömür ocağı
Section 3 · Coal mine South of İslamselki Tepe
Kesit 4 ve 5 · Aktepe yol yarması
Section 4 and 5 · Aktepe road cut



Şekil 3 : Örneklerin palinolojik diyagramı.

Figure 3 : Palynological diagrams of samples.

Palinostratigrafi ve Paleoekoloji

(Şekil 3). Böylece her iki havzada, 4 Pteridophyta, 6 Gymnospermae ve 31 Angiospermae taksonunun varlığı saptanmıştır. Bu taksonların varlığını belgeleyen spor ve pollen listesi aşağıdaki gibidir.

PTERIDOPHYTA

Osmundaceae

Baculatisporites primarius (WOLFF) TH. ve PF.

Polypodiaceae

Laevigatosporites haardti (R. POT. ve VEN.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 1, 2)

Pteridaceae

Cingulatisporites sp.

Schizeaceae

Leiotriletes microadriennis KRUTZCH

(Levha I, Şekil 3)

GYMNOSPERMAE

Pinus (*haploxylon* tip)

Pityosporites microalatus (R. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 4, 5)

Pinus (*silvestris* tip)

Pityosporites labdacus (R.POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 6)

Podocarpus

Pityosporites libellus (R.POT.) NAKOMAN

(Levha I, Şekil 7)

Pseudotsuga

Inaperturopollenites magnus (R. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 8)

Taxodium

Inaperturopollenites hiatus (R. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 9)

Cupressaceae

Inaperturopollenites dubius (R.POT. ve VEN.) TH. ve PF.

ANGIOSPERMAE

Gramineae

Monoporopollenites gramineoides MEYER

Palmae

Monocolpopollenites trachycarpoides NAKOMAN

(Levha I, Şekil 10)

Patomogetonaceae

Inaperturopollenites sp.

(Levha I, Şekil 11, 12, 13)

Sparganium - Typha

Monoporopollenites solaris WEYLAND ve PF.

Anacardiaceae

Tricolporopollenites pseudocingulum (R.POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 17, 18)

Araliaceae

Tricolporopollenites euphorii (R.POT.) TH. ve PF.

Alnus

Polyvestibulopollenites verus (P. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 14, 15, 16)

Caprifoliaceae (kısmen *Sambucus*)

Tricolporopollenites microreticulatus PF. ve TH.

(Levha I, Şekil 19, 20)

Carpinus

Polyporopollenites carpinooides PF.

(Levha I, Şekil 21)

Chenopodiaceae

Periporopollenites multiporatus PF. ve TH.

(Levha I, Şekil 22, 23)

Compositae

Tricolporopollenites sp.

Cyrillaceae

Tricolporopollenites megaexactus (R. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 24)

Ericaceae

Tetradopollenites sp.

Ephedraceae

Ephedripites sp.

Fagaceae

Tricolpopollenites liblarensis (TH.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 25, 26)

Tricolporopollenites villensis (TH.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 27, 28)

Castanea

Tricolporopollenites cingulum (R. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 29, 30, 31)

Quercus

Tricolpopollenites densus PF.

(Levha I, Şekil 32, 33, 34)

Tricolporopollenites microhenrici (R. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 35, 36)

Cupuliferae

Tricolporopollenites porasper PF.

(Levha I, Şekil 37, 38, 39)

Liquidambar

Periporopollenites stigmosus (R. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 40)

Juglandaceae

Tripoporopollenites simpliformis PF. ve TH.

Tripoporopollenites labraferus (R. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 41)

Triatriopollenites plicatus (R. POT.) TH. ve PF.

Subtripoporopollenites simplex (R. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 42, 43)

Engelhardia

Triatriopollenites coryphaeus (P. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 44, 45, 46)

Pterocarya

Polyporopollenites stellatus (R. POT. ve VEN.) TH. ve PF.

(Levha I, ve Şekil 47)

Myricaceae

Triatriopollenites rurensis PF. ve TH.

(Levha I, Şekil 48, 49, 50)

Triatriopollenites bituitus (R. POT.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 51, 52, 53, 54)

Triatriopollenites myricoides (KREMP) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 55, 56)

Nyssa

Tricolporopollenites kruschi (R. POT.) TH. ve PF.

Platanus - Salix

Tricolpopollenites retiformis PF. ve TH.

(Levha I, Şekil 57, 58)

Sapotaceae

Tetracolporopollenites microellipsus PF.

(Levha I, Şekil 59)

Tetracolporopollenites microrhombus PF.

(Levha I, Şekil 60)

Tetracolporopollenites obscurus PF. ve TH.

(Levha I, Şekil 61, 62)

Simaroubaceae (Ailanthus)

Tricolporopollenites pacatus PF.

(Levha I, Şekil 63)

Symplocaceae

Porocolpopollenites sp.

(Levha I, Şekil 64)

Tilia

Intratiporopollenites instructus (R. POT. ve VEN.) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 65)

Ulmus - Zelkova

Polyporopollenites undulosus (WOLFF) TH. ve PF.

(Levha I, Şekil 66, 67)

Botanik bağılılığı bilinmeyen

Tricolporopollenites helmsteddensis PF.

(Levha I, Şekil 68, 69)

Palinolojik Diyagramların Yorumu ve Yaş

Söz konusu iki havzaya ilişkin palinolojik diyagramlar incelenince (Şekil 3);

Yukarıkaşıkara kömürlerinde;

- *Pinus* polenlerinin tüm örneklerde bol (% 20-40) olduğu, bu polenlere zaman zaman *Alnus* ve *Castanea* polenlerinin katıldıkları,

- *Quercus*, *Engelhardia* polenlerinin her örnekte oldukça bol (%10-20) oldukları,

- *Taxodium*, *Cupressaceae*, *Cyrillaceae*, *Fagaceae*, *Juglandaceae* ve *Myricaceae* polenlerinin ise az (%5-15), ancak düzenli olarak buldukları,

Palinostratigrafi ve Paleoekoloji

Yarıkkaya kömürlerinde ise;

- Polypodiaceae sporları ile, *Pinus* ve *Alnus* polenlerinin genelde % 10-20 dolayında olan bolluklarının zaman zaman % 20-40'a ulaştığı,

- Cyrillaceae, *Castanea*, *Quercus* ve Myricaceae polenlerinin az (%5-15), ancak düzenli olarak buldukları, gözlenmektedir.

Her iki havza palinolojik diyagramlarının bize sunduğu en önemli ortak özellikler,

1. Varlığı saptanan 41 taksonun birkaçı dışında tümünün her iki diyagramda da yer almaları,

2. *Pinus* polenlerinin çok büyük çoğunluğunun (% 99) *haploxylon* tip olmaları,

3. *Liquidambar*, Gramineae ve Compositae polenlerinin, ancak bazı örneklerde ve son derece düşük yüzdelerle (%1 dolayında) bulunmaları, şeklinde vurgulanabilir. Bu ortak özellikler, iki havza arasında, palinolojik açıdan varolan büyük bir benzerliğin açık kanıtlarıdır.

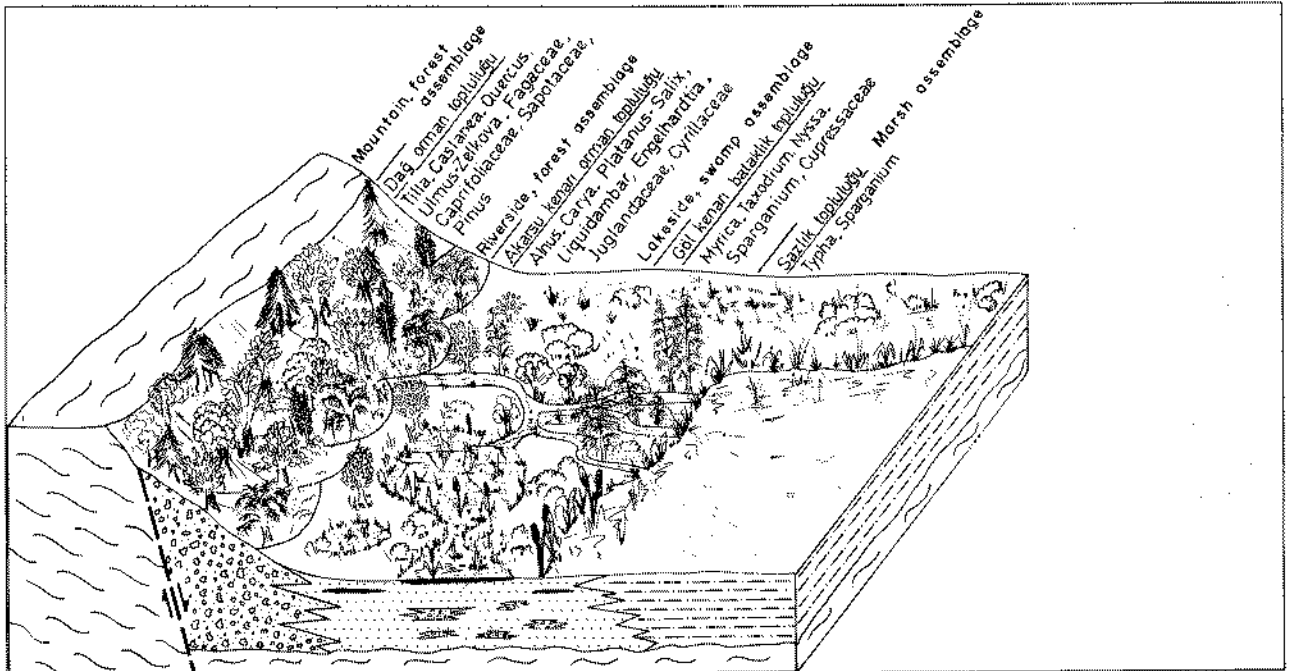
Pollinik diyagramlarda yer alan taksonlardan *diploxylon* tip *Pinus*, *Liquidambar*, Gramineae ve Compositae dışında kalan tüm taksonlara ait sporomorflar geniş bir düzey dağılıma sahiptirler. Buna karşın sözkonusu dört taksona ait sporomorflar ise Miyosen ortasında belirerek, örneklerimizde olduğu

gibi, çok düşük bağıl bolluk değerleri (maksimum % 3) gösterirler, Geç Miyosen'de sayıca artarak (% 10 dolay), Pliosen'de maksimum değerlere (en az % 40) ulaşırlar. O halde Yukarıkaşıkara ve Yarıkkaya kömürlü tortullarının yaşı Orta Miyosen'dir. Bu yaş, Neojen biyostratigrafik ve kronostratigrafik üniteleri korelasyon tablosunda (Steininger ve Rögl, 1984), Orta Paratetis katlarından Geç Badeniyen'e karşılık gelir.

Yukarıkaşıkara ve Yarıkkaya kömürlü tortulları, Soma alt kömür damarı (Gemici ve diğerleri, 1990) ve Bigadiç, Kestelek, Emet ve Kırka borlu tortullarında saptanan (Akyol ve Akgün, 1990) alt pollen topluluğu ile, palinolojik açıdan tamamen benzer stratigrafik özellikler sunarlar; diğer bir deyimle eş yaşlıdır. Benzer bir eşleştirme, "Eskihisar - Yeni Eskihisar" pollen toplulukları geçişi (Benda ve Meulenkamp, 1990) ile de yapılabilir.

Paleoekoloji

Yukarıkaşıkara ve Yarıkkaya kömürlerinin içerdiği spor ve pollenlerin bağlı oldukları bitki taksonları, göl kıyısından çevredeki yüksek kesimlere doğru yerleşimlerine göre sınıflandırılabilir (Şekil 4). Göl kenarında, *Thypha* (su kamışı) ve



Şekil 4 : Kömürleşme sırasındaki topografya - bitki örtüsünü açıklayıcı blok diyagram.

Figure 4 : Block diagram showing the topography - vegetation during the coal formation.

Sparganium (bataklık sazı) "sazlık topluluğu"nu, *Myrica*, *Taxodium* (Bataklık servisi), *Nyssa*, Patomogetonaceae, *Sambucus* (mürver), Cupressaceae (servigiller), Osmundaceae ve *Sparganium* "göl kenarı bataklık topluluğu"nu oluşturur. Göle açılan akarsular boyunca "akarsu kenarı orman topluluğu" gelişmiştir. Bu topluluk *Myrica*, *Alnus* (kızılağaç), *Carya*, Juglandaceae(cevizgiler), *Liquidambar* (günlük), *Engelhardia*, *Platanus* (çınar), *Salix* (söğüt), Cyrillaceae, Anacardiaceae (sakızağacıgiller), Ericaceae (fundagiller) ve Schizaceae'den oluşur. Topoğrafyanın yüksek kesimleri, *Tilia* (ihlamur), *Quercus* (meşe), *Castanea*(kestane), *Pinus* (çam), *Ulmus - Zelkova*(karaağaç), Fagaceae (kayingiller), *Carpinus*(gürgen), Sapotaceae ve Caprifoliaceae(hanım-eligiller)'li "dağ orman topluluğu" tarafından kaplanmıştır. Ayrıca düzlük ve yükselti ormanı içinde, kuru zeminde, otsul bitkiler olan Chenopodiaceae (kazayağacıgiller), Gramine (buğdaygiller) ve Compositae (papatyagiller) yaygındır.

Gymnospermae ve Angiospermae bitkilerinin birlikte gözleendiği, sürekli yeşil ağaçlardan olan Coniferae ailesinden birkaç cins içeren bu floristik kompozisyon, nemli - sıcak bir iklime işaret eden mezofitik bir ortam topluluğunu simgeler. Bu topluluk, her iki havzada da, göl kıyısı ve akarsu taşkın düzlükleri bataklıklarında gerçekleşen kömürleşmenin ana materyelini oluşturmuştur.

Orta Paratetis bölgesinde (Romanya, Macaristan, Polonya, Rusya, Avusturya ve Almanya) Orta Miyosen ve Orta - Üst Miyosen geçişi fosil yaprak ve pollen incelemeleri, bu dönemdeki floranın, sazlık ve su bitkileri ile akarsu boyu ve dağ ormanlarını simgelediğini ve subtropikal bir iklime işaret ettiğini ortaya koymuştur (Kover-Eder, 1987). İnceleme bölgelerimiz ile Orta Paratetis bölgesi arasında büyük bir benzerliğin varlığını vurgulamak yerinde olacaktır.

KATKI BELİRTME

Örneklerin derlenmesindeki yardımlarından dolayı Doç. Dr. Sacit ÖZER'e (D.E.Ü.) ve Doç. Dr. Fuzuli YAĞMURLUYA (I.M.F.), şekillerin çizimini özenle yapan Mualla GÜRLE'ye ve fotoğrafların basımını yapan Erol ŞANLI'ya teşekkür ederiz.

Makalenin geliş tarihi : 12. 2. 1991

Manuscript received : 12. 2. 1991

Yayın inceleme kurulunun onayı : 17. 4. 1991

Revised manuscript received : 17. 4. 1991

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyol, E. ve Akgün, F., 1990, Bigadiç, Kestelek, Emek ve Kirka borath Neojen tortullarının palinolojisi ve karşılaştırılması : Maden Tetkik Arama Enst. Derg. S. 111, s.165-173.
- Becker - Platen, J.D., Benda, L. ve Stefferns, P., 1977, Litho-und biostratigraphische Deutung radiometrischer Alterbestimmungen aus dem Jungtertiär der Türkei (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei, 18) : Geol. Jb., B 25, s. 139 - 167.
- Benda, L. ve Meulenkamp, J.E., 1990, Biostratigraphic correlations in the Eastren Mediterranean Neogene 9. Sporomorph associations and event stratigraphy of the Eastren Mediterranean : Newsl. Stratigr. C. 23 (1), s. 1-10.
- Boray, A., Şaroğlu, F. ve Emre, Ö., 1985, Isparta büklümünün Kuzey kesiminde doğu-batı daralma için veriler : Jeoloji Müh. Der., S : 23, s. 9-20.
- Demirkol, C., 1984, Geology and tectonics of the region south of Çay (Afyon). In : O. Tekeli ve C. Göncüoğlu (ed.), International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Mineral Research and Exploration İnstitute, s. 77-90.
- Dumont, J.F. ve Kerey, E., 1975, Eğridir Gölü güneyinin temel jeolojik etüdü : Türki-ye Jeoloji Kur. Bült., C. 18/2, s. 169-175.
- Gemici, Y., Akyol, E., Seçmen, Ö. ve Akgün, F., 1991, Soma kömür havzası fosil makro ve mikro florası : Maden Tetkik Arama Enst. Derg., S. 112, s.161-178.
- İnal, A., 1975, Afyon bölgesi gölsel Neojen'inde bulunmuş yeni iki Gastropod türü ve bir alt türün tanımı : Türkiye Jeol. Kur. Bült., C. 8/2, s. 161 - 164.
- Karanian, E., 1989, Yukarıkasıkara (Yalvaç) Kömür sahasının Jeoloji Mühendisliği etüd ve rezerv raporu; Akd. Üniv. Isparta Müh. Fak. Döner Sermaye İşletmesi raporu (yayınlanmamış).
- Kerey, E., 1987, Sultandağları bölgesinde Koçbeyli tektonik penceresi : Akd. Üniv. Isparta Müh. fak. Derg., Sayı 3, s. 61-69.
- Koçyiğit, A., 1984, Tectono-stratigraphic characteristic of Hoyran Lake region (Isparta-bend). In : O. Tekeli ve C. Göncüoğlu (ed.) International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Mineral Research and Exploration İnstitute, s. 53-67.

Palinostratigrafi ve Paleoeoloji

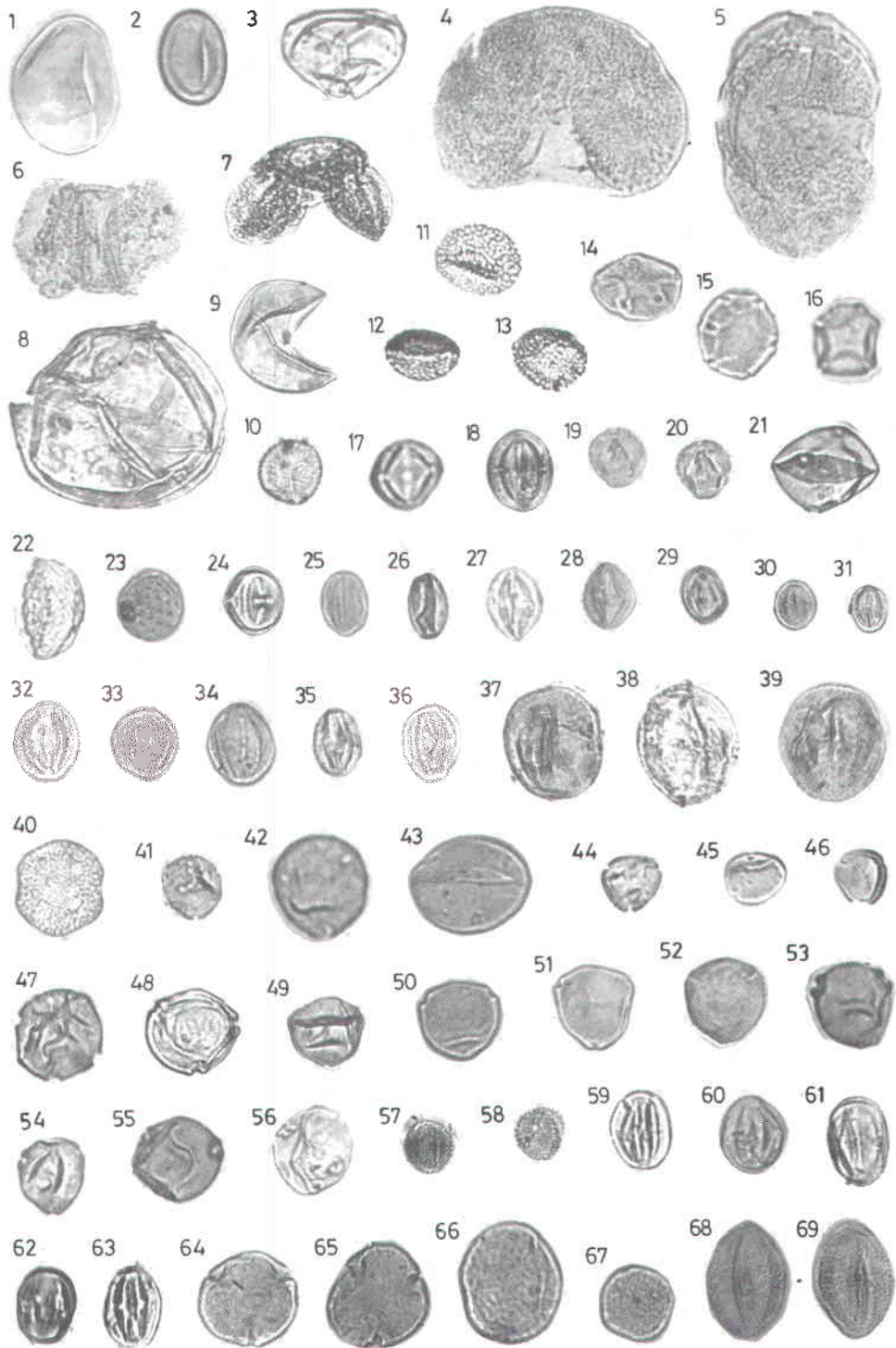
- Kovar-Eder, J., 1987, Pannonian (Upper Miocene) vegetational character and climatic inferences in the Central Paratethys Area : *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, C. 88, A, s. 117-129.
- Özgül, N., 1984, Stratigraphy and tectonic evolution of the central Taurides. In : O. Tekeli ve C. Gönçüoğlu (ed), *International Symposium on the Geology of the Taurus Belt*, Mineral Research and Exploration Institute, s. 77-90.
- Steninger, F.F. ve Rögl, F., 1984, Paleogeography and palinspactic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. In : J.E. Dixon ve A.H.F. Robertson (ed). *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*, *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, C. 17, s. 659-668.
- Thomson, P.W. ve Pflug, H., 1953, Pollen un sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs: *Palaeontographica*, B, C. 94, s. 1-138.
- Yağmurlu, F., 1989, Yalvaç-Yarıkkaya Neojen havzasının stratigrafisi ve depolanma ortamları: *Türkiye Jeol. Bült.* (Baskıda).

LEVHA / PLATE I

(Tüm mikrofotolar x 500 / All photomicrographs x 500)

-
- Şekil 1, 2 - *Laevigatosporites haardtii* (R. POT. ve VEN.) TH. ve PF.
 3 - *Leiotriletes microadriennis* KRUTZSCH
 4,5 - *Pityosporites microalatus* (R. POT.) TH. ve PF.
 6 - *Pityosporites labdacus* (R. POT.) TH. ve PF.
 7 - *Pityosporites libellus* (R.POT.) TH. ve PF.
 8 - *Inaperturopollenites magnus* (R.POT.) TH. ve PF.
 9 - *Inaperturopollenites hiatus* (R.POT.) TH. ve PF.
 10 - *Monocolpopollenites trachycarpoides* NAKOMAN
 11-13 - *Inaperturopollenites* sp.
 17-18 - *Tricolporopollenites pseudocingulum* (R.POT.) TH. ve PF.
 14-16 - *Polyvestibulopollenites verus* (R.POT.) TH. ve PF.
 19-20 - *Tricolporopollenites microreticulatus* PF. ve TH.
 21 - *Polyporopollenites carpinoide* PF.
 22-23 - *Periporopollenites multiporatus* PF. ve TH.
 24 - *Tricolporopollenites megaexactus* (R.POT.) TH. ve PF.
 25-26 - *Tricolpopollenites liblarensis* (TH.) TH. ve PF.
 27-28 - *Tricolporopollenites villensis* (TH.) TH. ve PF.
 29-31 - *Tricolporopollenites cingulum* (R. POT.) TH. ve PF.
 32-34 - *Tricolpopollenites densus* PF.
 35-36 - *Tricolpopollenites microhenrici* (R.POT.) TH. ve PF.
 37-39 - *Tricolporopollenites porasper* PF.
 40 - *Periporopollenites stigmosus* (R. POT.) TH. ve PF.
 41 - *Triporopollenites labraferus* (R.POT.) TH. ve PF.
 42-43 - *Subtriporopollenites simplex* (R.POT.) TH. ve PF.
 44-46 - *Triatriopollenites coryphaeus* (R.POT.) TH. ve PF.
 47 - *Polyporopollenites stellatus* (R.POT. ve VEN.) TH. ve PF.
 48-50 - *Triatriopollenites rurensis* PF. ve TH.
 51-54 - *Triatriopollenites bituitus* (R.POT.) TH. ve PF.
 55-56 - *Triatriopollenites myricoides* (KREMP) TH. ve PF.
 57-58 - *Tricolpopollenites retiformis* PF. ve TH.
 59 - *Tetracolporopollenites microellipsus* PF.
 60 - *Tetracolporopollenites microrhombus* PF.
 61-62 - *Tetracolporopollenites obscurus* PF. ve TH.
 63 - *Tricolporopollenites pacatus* PF.
 64 - *Porocolpopollenites* sp.
 65 - *Intratirporopollenites instructus* (R. POT. ve VEN.) TH. ve PF.
 66-67 - *Polyporopollenites undulosus* (WOLFF) TH. ve PF.
 68-69 - *Tricolporopollenites helmsteddensis* PF.
-

LEVHA - I
PLATE - I



Jeokronolojik ve Kronostratigrafik Birimlerde Konum İfade Eden Terimler Terms Referring to the Position Within Geochronologic and Chronostratigraphic Units

VOLKAN Ş. EDİGER* ve TANYOL ÇORUH*

ÖZ

Jeokronolojik ve kronostratigrafik birimlerde konum ifade eden terimler tartışılmıştır. Konum, kronostratigrafik birimlerde, alt, orta, üst gibi sıfatlarla ifade edilirken; jeokronolojik birimlerde ise, erken, orta, geç gibi zamanla ilgili sıfatlar kullanılmamalıdır.

ABSTRACT

Terms referring to the position within geochronologic and chronostratigraphic units are discussed. Position within a chronostratigraphic unit is indicated by such adjectives as: lower, middle, upper; whereas temporal adjectives such as: early, middle, late are to be used for geochronological units.

GİRİŞ

Jeokronolojik ve kronostratigrafik birimlerde konum (position) ifade eden terimler, gerek ülkemiz, gerekse tüm dünya jeologları tarafından sık sık karıştırılmakta ve çoğu kez de yanlış kullanılmaktadır. Bazen, genel terimlerin özel anlam taşıyan terimler yerine kullanılması karışıklığı daha da artırmaktadır. Bu nedenle, Hedberg (1976)'ın da önerdiği gibi, jeolojik terimlerin orijinal genel anlamlarının korunarak, özel anlamlar için daha açık ve kesin terimler kullanılması yararlı olacaktır.

JEOKRONOLOJİ VE KRONOSTRATİGRAFI

Jeokronoloji, yerküre tarihi boyunca meydana gelen jeolojik olayların yaşlarını saptayan,

bir başka deyişle, yerküre tarihinin zaman ile ilişkilerini ortaya koyan (Hedberg, 1976; Bates ve Jackson, 1987) bir bilim dalıdır. Kronostratigrafi ise, stratigrafinin, kaya topluluklarını, onların oluşum yaşı ya da zamanını esas alarak birimlere ayıran ve sınıflayan bir bölümüdür. Ayrılan bu birimlere, yani litolojik fark gözetmeksizin jeolojik zamanın belli bir süresi içinde oluşmuş kaya topluluklarına, kronostratigrafik birimler (zaman stratigrafik birimleri) denilmektedir. Tanımlardan da anlaşılacağı gibi, jeokronoloji ile kronostratigrafi arasında sıkı bir ilişki söz konusudur. Jeokronoloji kayaların yaşlarını saptar, kronostratigrafi ise, bu yaşları esas alarak kayaları birimlere ayırır, sınıflar ya da onları denestirir.

Bu tanımların anahtar sözcükleri olan "yaş (age)" ve "zaman (time)" sözcükleri üzerinde biraz tartışmaya gerek olduğu kanısındayız. "Age" sözcüğü Türkçeye ya "yaş" olarak (örneğin, age determination), ya da "devir" veya "çağ" (örneğin, age of mammals ve ice age) olarak çevrilebilir. Jeolojik zaman tablosunda ise bu sözcük, jeokronolojinin Türkçeye "çağ" olarak çevrilebilecek dördüncü mertebedeki birimi için kullanılmaktadır. "Age" sözcüğünün böyle birden fazla anlamda kullanılmasıyla çelişkili durumlar ortaya çıkabilmektedir (Toker, 1990; Kişisel Görüşme). Şöyle ki, bir fosil topluluğunun yaşı, jeokronolojik birimlerden "era", "period", "epoch", "age" veya "subage" in herhangi biri düzeyinde belirlenebilir ve sonuç; örneğin, Mesozoyik, Triyas, Geç Triyas ya da Noriyen olarak verilebilir. Ancak, hangi düzeyde olursa olsun, yapılan işlem "age determination" (= yaş tesbiti) dir. Bunlardan sadece Noriyen'e "age" denildiği gerçeğinden yola

* TPAO Araştırma Merkezi Grubu, Ankara

çıkıldığında ise, diğerlerinin "age determination" sonucu olarak verilemeyeceğini düşünmek yanlış olmaz. Bu çelişkiyi düzeltmek için, ya "age determination" tabirinin değiştirilmesi, ya da dördüncü mertebedeki jeokronolojik birimin adının, Türkçeleştirilirken yapıldığı gibi, "yaş" anlamını da taşımayan başka bir terimle değiştirilmesi gerekmektedir.

Diğer yanda, "age determination", "age assignment" veya "age dating" tabirlerinin karşılığı olarak Türkçe'de, "yaş almak", "yaş vermek", "yaş bulmak" gibi yanlış ifadeler kullanılmaktadır. Oysa, yaşı alınıp verilen veya bulunan bir şey olmadığı açıktır. Zaten bu deyimlerle kastedilen de yaşı direkt olarak almak, vermek, bulmak değil; örneklerden yaşla ilgili bir netice almak veya bulmaktır. Öyleyse, yukarıdaki İngilizce deyimlerin daha uygun karşılığı, "yaş tesbiti" veya "yaş saptaması" olmalıdır.

Jeokronoloji ve kronostratigrafi tanımlarının diğer anahtar sözcüğü olan "zaman"ın sözlük anlamı, "Bir eylemin içinde geçtiği, geçmekte olduğu ya da geçeceği süre veya bu sürenin belirli bir parçası"dır. Ediger (1983), zaman kavramındaki en belirgin ögenin olayların ardışıklığı ve birbirine göre sıralanması olduğunu vurgulamıştır. Miller (1965)'te geniş bir biçimde anlatıldığı gibi, daha çok, stratigrafik kolonu birimlere ayırmak ve bu birimleri bir yerden diğerine denestirmekle uğraşan ilk stratigraflar, "zaman"la çok az ilgilenmekteydiler. Stratigrafide ilk "zaman" kavramını, "Lito ve biyostratigrafik korelasyonların senkron oldukları kanıtlanamaz" diyen Huxley, 1862'de ortaya atmıştır (Hancock, 1977) ve böylece "homotaxis" kavramı doğmuştur (bu kavramla ilgili geniş bir özet Scott, 1985'te bulunabilir). Ancak, jeolojide "zaman" (fosille belirlenebilecek zaman) ile "taş" (litostratigrafi birimleri)'in farklı şeyler oldukları ilk kez Alexander von Humboldt tarafından 1823'te açıkça belirtilmiştir (Şengör, 1990 ; Kişisel Görüşme). Humboldt (1823, s. 44-45), fosillerin dağılımında iklim ve diğer ortamsal koşulların önemli bir rol oynadığına dikkati çekerek, farklı bölgelerde bulunan aynı fosillerin dahi mutlak aynı yaşta olmayabileceklerini belirtmiştir. Daha sonra, 1880-1903

yılları arasında, "age", "moment", "phase", "seculum" ve "hemera" gibi zaman ifade eden sözcükler ortaya atılmıştır (geniş bir özet Hancock, 1977'de bulunabilir). İlk kez Hedberg, 1952'de Cezayir'de yapılan Uluslararası Jeoloji Kongresi'nde kronostratigrafik birimleri önermiştir. Ancak, burada da "zaman"ı ifade etmek için önerilen sözcük, istenen anlamı tam olarak veremeyen ve Türkçe karşılığı "kat" olan "stage" sözcüğüdür. Hancock (1977, s. 19), bu konuda şunları söylemektedir : "Really, if Hedberg were not the gentleman I know him to be I should be tempted to accuse him of a form of scientific theft".

Jeolojide "zaman" dikey boyutu oluşturmaktaysa da; sedimantasyon ve sıkışma hızındaki farklılıklardan dolayı tabaka kalınlıkları, her yerde çökme süresi ya da zamanı ifade edemeyebilir. Ancak, bazı durumlarda litostratigrafi de zamansal bir anlam taşımaktadır ve kayalara düşey konumlarına göre göreceli bir yaş vermek mümkündür. Değişik yerlerde oluşmuş bazı litostratigrafik birimlerin aynı jeolojik zamanda oluşabildikleri bilinmektedir. Bununla birlikte, litostratigrafik birimlerin gerek tekrarlanabilir (repeatable) olması, gerekse derine doğru gidildiğinde zaman sınırlarıyla kesişmesi, onların zamansal anlamlarının önemini azaltır ya da yok eder. Bu nedenle kayaların jeolojik zaman tablosu içindeki yerlerini saptamada ve "zaman" korelasyonlarında en sağlıklı yolun biyostratigrafi olduğu rahatlıkla söylenebilir. Çünkü fosiller ileriye doğru, yani gelişimsel (progressive); tekrarlanmayan, yani dönüşümsüz (nonrepetative) ve belli bir gelişim zinciri içinde, yani evrimsel (evolutionary)'dirler.

Kronostratigrafinin aksine, litostratigrafi ve biyostratigrafide tabakaların fiziksel özelliği ve fosil içeriği kullanılmaktadır. Kronostratigrafik birimlerin sınırlarının izokron olmasına karşılık diğer iki birimin sınırları izokron olmayabilir.

KONUM İFADE EDEN TERİMLER

Bilindiği gibi, jeokronoloji ve kronostratigrafi temel birimleri, era-erathem, period-system, epoch-series, age-stage ve subage-

Volkan S. EDİGER - Tanyol ÇORUH

substage'dir. Örneğin jeokronolojik birimler, Mesozoyik (era), Kretase (period), Geç Kretase (epoch), Maastrichtiyen (age) olduğu halde; krnostratigrafik birimler, Mesozoyik (era-them), Kretase (system), Üst Kretase (series), Maastrichtiyen (stage)'dir. Hem jeokronolojik hem de kronostratigrafik birimlerin yukarıda belirtilen son mertebelerinin (subage ve substage) kullanımı pek yaygın değildir.

Bundan önceki bölümde de geniş bir biçimde değinildiği gibi, jeokronolojik birimlerle kastedilen zamanın kendisi, kronostratigrafik birimlerle kastedilen ise jeolojik zaman aralıklarında oluşmuş kaya gruplarıdır. Şu halde, bu birimlerde konum (position) belirtmek gerektiğinde, jeokronolojik birimlerde, herhangi bir zamanın neresinde bulunduğunu vurgulayan zamanla ilgili sıfatlar; kronostratigrafik birimlerde ise, bu zamanda oluşmuş kaya grubunun neresinde bulunduğunu vurgulayan yerle ilgili sıfatlar kullanılmaktadır. Bu gibi durumlarda jeokronolojik birimler için "early", "middle (medial)", "late", "latest"; kronostratigrafik birimler için ise "basal", "lower", "middle", "upper", "uppermost" sıfatları (Hedberg, 1976, s.68-69) kullanılmaktadır. Bunlardan ilk grup sıfatlar Türkçe'ye çoğunlukla "erken", "orta", "geç", "en geç", ikinci grup sıfatlar ise "taban", "alt", "orta", "üst", "tavan (en üst)" olarak çevrilmişse de; zaman sıfatlarını "başı", "ortası", "sonu", "en sonu", yer sıfatlarını "tabanda", "alt", "orta", "üst", olarak çevirenler de vardır (Altınlı, 1961, 1978). Burada dikkat çeken noktalardan biri, kronostratigrafik birimlerde "en üst" için "uppermost" sıfatı kullanıldığı halde "en alt"ın ifadesinin "lowermost" yerine "basal" sıfatıyla yapılması; diğeri de, jeokronolojik birimlerde "en erken"i ifade edecek "earliest" sıfatının kullanılmamasıdır.

Aşağıda bu sıfatların doğru olarak kullanıldığı bazı örnekler verilmiştir :

- Erken Devoniyen karasal bitkileri
- Geç Karbonifer ada yayları
- Erken ve Geç Permiyen kara ve denizleri
- Erken Jurasik nehir taraçaları
- Geç Kretase reyonel metamorfizması
- Erken Siluriyen orojenez

- Üst Kretase Besni Formasyonu
- Üst Kretase - Eosen Dowson arkozları
- Alt Triyas karbonat kayaları
- Alt Jurasik bisakkat pollenleri

Görüldüğü gibi, jeolojik zamanın kendisinden veya jeolojik zamanın vurgulandığı olaylardan söz ederken, erken, orta ve geç gibi zamanla ilgili sıfatlar; kayaların fiziksel konumlarından söz ederken ise, alt, orta ve üst gibi yerle ilgili sıfatlar kullanılmaktadır. En son örnek için, birinci örnekteki benzer şekilde "Erken Jurasik bisakkat pollenleri"nin daha doğru olduğu düşünülebilir. Ancak, U.S.G.S. (1978, s. 152)'deki "... Fossils of Early Devonian age are Early Devonian..." ve "...Fossils from Lower Devonian rocks are Lower Devonian fossils..." cümlelerinde de olduğu gibi, "Erken Devoniyen" fosilleri için "Erken Devoniyen", "Alt Devoniyen" kayalarındaki fosiller için "Alt Devoniyen" kullanılmaktadır. Bu cümlelerden birincisinde (yukarıda verilen örneklerin birincisinde de olduğu gibi) vurgulanan, fosillerin nerede bulduklarına bakılmaksızın sadece yaşadıkları zaman; ikincisinde (yukarıdaki son örnekte de olduğu gibi) vurgulanan ise, o fosillerin içinde buldukları çökellerdir.

Tablo - 1'de, jeokronolojik ve kronostratigrafik birimlerde resmi (formal) olan ve uluslararası stratigrafik kurallarına göre yazı dilinde büyük harfle başlaması gereken "konum ifade eden terimler" gösterilmiştir. Kat (age ya da stage)'inkiler de dahil olmak üzere bunların dışındaki, konum ifade eden terimlerin hiçbirisi resmi değildir ve baş harfi küçük olarak yazılmalıdır. (Örneğin, alt Tersiyer, üst Paleozoyik, erken Senoniyen, orta Kampaniyen). Bununla birlikte, pek doğaldır ki, "sistemin en genç kısmı", "katın en üst tabakası", "Devoniyen'in alt kısımları", "Siluriyen zamanının başları" (Hedberg, 1976, s. 69-73) gibi kullanımlar da her zaman mümkündür. U.S.G.S (1978)'de, Senozoyik' teki epoklarda konum ifade eden terimlerin kullanılmamasına rağmen, Haq ve Van Eysinga (1987) gibi daha sonraki referanslarda, konum ifade eden terimler bütün epoklarda kullanılmıştır.

Jeokronolojik birimlerin "zaman" ifade eden resmi terimlerinin, büyük ya da küçük

Jeokronoloji ve Kronostratigrafi

ERA	SİSTEM (PERİYOD)	SERİ (EPOK)	
SENZOZOYİK	KUVATERNER	HOLOSEN	
		PLEYİSTOSEN ÜST (GEC) ALT (ERKEN)	
	TERTİSİYER	NEOJEN	PLİYÖSEN ÜST (GEC) ALT (ERKEN)
			MİYOSEN ÜST (GEC) ORTA (ORTA) ALT (ERKEN)
		PALEOJEN	OLİGOSEN ÜST (GEC) ALT (ERKEN)
			EÖSEN ÜST (GEC) ORTA (ORTA) ALT (ERKEN)
	PALEOSEN ÜST (GEC) ALT (ERKEN)		
	MESOZOYİK	KRETASE ÜST (GEC) ALT (ERKEN)	
		JURASİK ÜST (GEC) ORTA (ORTA) ALT (ERKEN)	
		TRİYAS ÜST (GEC) ORTA (ORTA) ALT (ERKEN)	
PALEOZOYİK	PERMİYEN ÜST (GEC) ALT (ERKEN)		
	KARBONİFER ÜST (GEC) ORTA (ORTA) ALT (ERKEN)		
	DEVONİYEN ÜST (GEC) ORTA (ORTA) ALT (ERKEN)		
	SİLURİYEN ÜST (GEC) ALT (ERKEN)		
	ORDOVİSİYEN ÜST (GEC) ORTA (ORTA) ALT (ERKEN)		
	KAMBRİYEN ÜST (GEC) ORTA (ORTA) ALT (ERKEN)		

Tablo I. Jeokronolojik ve kronostratigrafik birimlerde konum ifade eden resmi terimler (Jeolojik zaman tablosu Haq ve Van Eysinga, 1987 esas alınarak hazırlanmıştır.)

harfle başlatılması konusunda da değişik görüşler bulunmaktadır. Gerek Uluslararası Stratigrafik Klasifikasyon Komitesi (Hedberg, 1976), gerekse pek çok Amerikalı ve Kanadalı stratigraf, bu terimlerin de "formal" oldukları ve bu nedenle büyük harfle başlamaları gerektiği görüşündedirler.

Buna karşılık, genellikle İngiliz kökenli stratigraflar ve bazı Türk yazarlar (örneğin, Şengör, 1990; Kişisel Görüşme), aynı terimlerin zaman belirlemedeki belirsizlikler nedeniyle "formal" olamayacaklarını, "formal" terimlerin kaya birimleri üzerinde belirlenmiş olduklarını savunmaktadırlar. Bu makalenin yazarları ise, bu konuda Hedberg (1976)'in kurallarının geçerli olduğu görüşündedirler.

Tablo-I'de sistem - seri ya da periyod-epok

terimlerinin Türkçe karşılıkları konusunda da henüz tam anlamıyla bir birliktelik sağlanabilmiş değildir. Jeolojik zaman çizelgesinde yer alan adlar, genelde, Fransızca okunuşları Türkçe yazılarak dilimize aktarılmıştır (Akyol, 1990; Kişisel görüşme). Ancak, bu kurala aykırı bazı uygulamalar da bulunmaktadır. Örneğin, Senozoyik olarak yazılan zamanın aslında Yunanca kökenli bir sözcük olması nedeniyle "Kenozoyik" olarak yazılması ve Almanca'da olduğu gibi, Latin dillerinde "c" olarak translitere edilen harfin Türkçeye de "k" olarak translitere edilmesi gerektiği savunulmaktadır (Şengör, 1990; Kişisel Görüşme). Ayrıca, Türkçe'de "era" sözcüğü genellikle "zaman"; "period" sözcüğü ise "devir" olarak kullanılmasına rağmen, bu tabloda Anglisize edilmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu makalenin yayınlanmasına izin veren ve değerli katkılarını hiç bir zaman esirgemeyen, T.P.A.O. Genel Müdürlük ve Araştırma Merkez Grubu Başkanlığı yetkililerinden başta merhum Ozan Sungurlu olmak üzere, Hayrettin B. Okay ve Figen Yüksel'e teşekkürü borç bilirlir. Bu metin, Prof. Dr. Erol Akyol, Dokuz Eylül Üniversitesi, Doç. Dr. İbrahim Çemen, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Prof. Dr. Engin Meriç, İstanbul Teknik Üniversitesi, Dr. Sefer Örcen, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Doç. Dr. A. M. Celal Şengör, İstanbul Teknik Üniversitesi, Prof. Dr. Vedia Toker, Ankara Üniversitesi ile T.P.A.O. Araştırma Merkezi Grubu Mikropaleontoloji, Palinoloji ve Nanoplankton Laboratuvarları elemanlarının değerli öneri ve katkıları ile mevcut düzeyine getirilebilmiştir. Doç. Dr. A.M. Celal Şengör, bunlara ilaveten, yazarlarda bulunmayan eserlerin fotokopilerini sağlayarak da yardımcı olmuştur.

Makalenin geliş tarihi : 9. 1. 1991

Manuscript received : 9. 1. 1991

Yayın inceleme kurulunun onayı : 7. 7. 1991

Revised manuscript received : 7.7.1991

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, E. İ., 1961, Stratigrafi adlaması kanun kitabı : T.J.K. Yayınları (A.A.P.G. Bull., 1961, cilt 45, no. 5, s. 645-665'in Türkçe çevirisi), 24 s.
- Altınlı, E.İ., 1978, Uluslararası stratigrafi klavuzu : T.P.A.O. Yerbilimleri Yayını (Hedberg, 1976'nın Türkçe çevirisi), 116 s.
- Bates, R.L. ve Jackson, J.A. (Eds.), 1987, Glossary of geology : American Geological Institute, 3. Baskı, s. 269.
- Edlger, V.Ş., 1983, Yerküre'nin yaşı : Yeryuvarı ve İnsan, Cilt 7, no. 4, s. 3-4.
- Haq, B.U. ve Van Eysinga, F.W.B., 1987, Geological time table, Fourth revised enlarged updated edition, Elsevier Science Publishing Co.
- Hancock, J.M., 1977, The historical development of concepts of biostratigraphic correlation: in Hauffman, E.G. ve Hazel, J.E. (Eds.), Concepts and methods of biostratigraphy, Dowden Hutchinson and Ross Inc., s. 3-22.
- Hedberg H.D. (Ed.), 1976, A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure : John Wiley and Sons, 200 s.
- Miller, G., 1965, Time in stratigraphy : Paleontology, cilt 8, kısım 1, s. 113-131.
- Scott, G.H., 1985, Homotaxy and biostratigraphical theory : Paleontology, cilt 28, kısım 4, s. 777-782.
- Türkiye Stratigrafi Komitesi, 1986, Stratigrafi sınıflama ve adlama kuralları : M.T.A. Yayınları, 28 s.
- U.S.G.S. (United States Geological Survey), 1978, Suggestions to authors of the reports of the United States Geological Survey : Sixth Edition, U.S. Government Printing Office, Washington, 273 s
- Von Humboldt, A., 1823, Essai Geognostique sur le Gisement des Roches dans les deux Hemispheres : F.G. Levrault, Paris.

Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojik ve Neotektonik Evrimi

Geomorphologic and Neotectonic Evolution of the Dardanelles Area, NW Türkiye

OĞUZ EROL*

ÖZ

Çanakkale Boğazı, Üst Miyosen yaşlı Çanakkale bavyasının hafif kıvrımlı tortulları üzerinde, fayların denetimi altında Pliyosen-Alt Pleyistosen'de gelişmiş epijenik bir akarsu vadisidir ve bu vadi Üst Pleyistosen ve Holosen'de deniz suları tarafından istila edilmiştir. Çanakkale havzası, Mesozoyik yaşlı temel üzerinde, Üst Kretase-Alt Tersiyer'de oluşmuş ve havzada denizel tortullar çökelmiştir. Alt Miyosen volkanik etkinliğin egemen olduğu karasal bir dönemdir. Orta Miyosen'de KD-GB yönlü havzayı bir acısu gölü kaplamış ve onun tortulları, memeli bayvan fosilleri taşıyan karasal tortullarla aralanmıştır. Bu havzanın kenarlarını oluşturan yüksek yerlerde nemli sıcak iklimlerin etkisi altında (Erol 1981b) aşınım yüzeyleri meydana gelmiştir. Orta Miyosen sonlarında, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun uzantıları olan kenar faylarının etkisi ile bu (D1) aşınım yüzeyleri yükselmiş ve havza ortalarında meydana gelen daha dar yeni havzada Üst Miyosen tortulları çökelmiştir. Üst Miyosen sonlarına doğru (Messiniyen'de) bütün havzayı kaplayan bir (D II jenerasyonu) aşınım yüzeyi meydana gelmiştir. Bu yüzeyin oluşumunu izleyen dönemde ve Alt Pliyosen'de meydana gelen tektonik hareketler ve yükselmeler nedeniyle, güneydeki Biga Yarımadası yüksekliklerinden kuzeye Marmaraya doğru akmakta olan akarsular Pliyosen'den itibaren D I ve D II yüzeylerini yarma'ya başlamıştır. Bu nedenle Çanakkale Boğazı yöresinin bugünkü jeomorfolojik görünümü genelde Pliyosen'den önceki

yapısal çizgiler ve tabaka duruşlarının denetiminde gelişmiş bir akarsu erozyonunun eseri-
 dir. Pliyosen ve sonrasına ait yapısal çizgilerin, özellikle fay çizgilerinin bu gelişim üzerindeki denetimi ikinci derecede önemlidir. Çanakkale boğaz oluşunun kuzey ucunda, yani Gelibolu dolaylarında Üst Pliyosen'de bir gölsel ve en Alt Pleyistosen'de (Çavda) ise bir acısu formasyonu gelişmiş, bu tortulların korelanı olan (D III ve D IV dönemi) aşınım yüzeyleri güneye boğaz oluşu içine doğru uzanmışlardır. Çanakkale oluşu içinde Alt ve Orta Pleyistosen'e ait üç akarsu sekisi (SY 1a, b, SY 2) ile Üst Pleyistosen'e ait de üç denizel scki (SA 1, 2) gelişmiştir. Bu bölgeye ilk Akdeniz istilasından yaklaşık 300.000 yıl önce Orta Pleyistosen'in geç evrelerinde meydana gelmiştir. Üst Pleyistosen yaşlı yüksek Tireniyen sekileri ile onlardan alçak monastriyen sekilerinin oluşum evreleri arasında önemli sayılabilecek tektonik hareketler olmuştur. Bölgede Holosen hareketlerini gösteren izler de mevcuttur.

ABSTRACT

The Çanakkale (Dardanelles) Strait, is a fault controlled Pliocene-Lower Pleistocene epigenetic valley which had been developed on gently folded sediments of the upper Miocene basin and this valley has been invaded by the sea during the upper Pleistocene and Holocene. The Çanakkale Basin, had developed on the Mesozoic basement during the Late Cretaceous - Lower Tertiary and marine sediments had been deposited there. Lower Miocene was a continental period with volcanic activity. During the Middle Miocene, the NE-SW extending basin had been covered by a brackish water lake and the sediments of it were interbedded by continental sediments

containing fossils of vertebrates. On the marginal highlands of this basin denudational surfaces (Erol 1981h) had been developed. At the end of the middle Miocene under the influence of faults which were the extension of the North Anatolian Fault system, the marginal denudational surfaces had been uplifted, the Upper Miocene sediments filled the middle part of the basin, and towards the end of the upper Miocene (Messinian) a denudational surface (D II systems) had covered the whole area. Because of the tectonic movements at the end of the upper Miocene, a river system which were extending from the highlands of the Biga Peninsula towards the north into the Marmara basin, began to cut the former D I and D II denudational surfaces, during the Pliocene. Therefore, the landscape of the Dardanelles is principally the result of this valley which were cut under the control of the structural lines and fault systems older than Pliocene. The younger renewed faultlines have only a secondary role on this landscape. In the Upper Pliocene, a lacustrine, and in the Lowest Pleistocene a brackish water (Tchauda) formation have been developed around Gelibolu and their correlated surfaces have been developed in the erosional depression (valley) of the ancient Dardanelles river. Three fluvial terraces (SY 1a, b, SY 2) of Lower and Middle Pleistocene age, and three marine terraces (SA 1,2) of the Upper Pleistocene age had developed in the Dardanelles depression. The first invasion of the Mediterranean sea into the ancient Dardanelles river valley had occurred during the middle Pleistocene at about 300.000 years BP. Fairly important tectonic movements had occurred between the formation of higher Tyrrhenian and lower Monastrian terraces of the Upper Pleistocene age. There are indications of Holocene movements in the study area.

GİRİŞ

Türkiye'nin jeomorfolojik evrimi üzerinde son on yıl içerisinde yazar tarafından yapılan araştırma ve incelemeler, Türkiye'nin aşınım alanlarında Miyosen başlarından günümüze en az 5 evre halinde yerçekli sistemlerinin (jenerasyonları) oluştuğunu; bu sistemlerin genelde, aşınım alanlarının

arasında ve çevresindeki havzalarda tortulanmış bulunan kendileri ile yaşıt jeolojik formasyonlar ya da formasyon gruplarına karşılık geldiğini ortaya koymuştur (Erol 1981a,b, 1985, 1990a). Yazarın yine bu çalışmalarına göre, her yerçekli jenerasyonunun son gelişim evresini (relief climax) belirleyen katmanlar üzerinde üstü örtülmemiş diskordans yüzeyleri halinde devam etmektedirler. Bu olayın en belirgin örneği, Anadolu karası üzerinde çok tipik kurak bölge şekilleri ile karakteristik, Üst Miyosen sonlarına (Messiniyen'e) ait aşınım yüzeyinin Akdeniz'in Pliyokuvaterner depoları ile, sismik kesitlerde çok belirgin refleksiyon veren evaporitler arasında belirgin bir açılı diskordans yüzeyi halinde devam etmesidir (Erol 1990a). Bu konuda, denizdibi sismik kesitlerine değinen birçok başka yayında da bilgi mevcuttur (Ryan vd. 1978, Özhan 1983, 1988, Turgut 1987, 1990). Tortul havzalarda oluşan jeolojik formasyonların birbirinden ayırd edilmesini sağlayan bu açılı diskordanslar (angular unconformity) yüzeyleri, aşınım alanlarında önceki döneme ait yassı yer şekli sistemlerinin bir sonraki dönemde yarılmasına neden olan jeomorfolojik diskordanslar halinde kendisini belli eder. Üst Miyosen (Messiniyen) aşınım yüzeylerini (Erol'a göre D II sistemlerini) yaran dar ve derin Pliyosen vadileri bunun belirgin bir örneğidir. Bu jeolojik ve jeomorfolojik diskordansların oluşmasının ise birinci nedeni bir yörede zaman zaman güçlenen tektonik hareketler, diğer nedeni de önemli iklim değişmesi olaylarıdır. Gerçekten Miyosen sonlarında (Messiniyende) meydana gelen önemli tektonik hareketler ve hızla kuraklaşan iklim değişmeleri üst üste çakıştığı zaman bu diskordans yüzeyleri çok daha belirgin olarak ortaya çıkar (Erol 1990a, Perinçek 1987, Turgut 1990). Bu nedenlerle yazara göre, jeomorfolojik ve neotektonik çalışmalarında kara üzerindeki aşınım alanlarında saptadığı yerçekli jenerasyonları ile onların yaşıtı (korelasyonu) olan havza tortullarını birlikte değerlendirmek ve jeolojik geçmişteki doğal ortam değişmelerinin bir bütün halinde incelenmesi üzerinde saptanan bazı yerçekillerinin korelasyonu olan depolardaki verilerden yararlanılarak yaşlandırılması; havzalarda-

Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojisi ve Neotektoniği

ki tortulanma koşulları ile karalardaki aşınım koşullarının denestirilmesi mümkün olmaktadır. Örneğin havzalarda Orta Miyosen'e, hatta Alt-Orta Eosene ait ince taneli tortullarla kara alanındaki alçak ve yassı bir rölyef (eski tanımı ile peneplen, bugünkü tanımı ile etchplain) sıcak nemli iklimle kıyı yakınlarındaki resifal kireçtaşları ya da kuruyan havzalardaki evaporit oluşumları ile kurak sıcak iklim ilişkileri; iri taneli tortullar ve artan volkanik etkinliklerle hızlanan tektonik etkinlik, yükselen ve sarplaşan rölyef şiddetlenen iklim koşulları arasındaki ilişkiler genellikle bilinen konulardır ve bütün bunlar aşınım alanları ile tortulanma havzalarının birlikte ele alınması yönteminin yararlarını ortaya koyar. Yine bu yöntemle, havza tortulları arasında açıklıkla gözlenemeyen bazı değişim olaylarının, karadaki jeomorfolojik kanıtları ile mevcudiyetini saptamak ya da kesin kanıtları bulunmayan bazı yerçekli jenerasyonlarını, onların korelanı olan tortullardan yararlanılarak ayırd etmek mümkün olabilir. Bu husus özellikle Marmara ve Çanakkale dolayları ve Trakya havzasındaki Miyosen ve Pliyosen yerçekli jenersayonları ve onların korelanı olan tortulların belirlenmesi açısından çok önemlidir. Örneğin bu bölgelerde eski çalışmalarda Miyosen-Pliyosen, ya da Pliyokuvaterner şeklindeki tanımlamaların bugün artık çok yetersiz olduğu anlaşılmaktadır, ve bölgede, henüz bazı eksiklikler olmasına rağmen, jeomorfolojik yöntemlerle saptanan yerçekli jenerasyonları ve özellikle aşınım yüzeylerini (Erol'a göre D I, D II, D III, D IV sistemlerini) birer "kılavuz seviye" olarak kullanmak ve o yüzeylerle yaşlı (korelan) formasyon grupları, formasyonlar ve onların üyeleri arasındaki bağlantıyı kurmak mümkün olmaktadır. Aşağıda bu ilişkiler bir tablo halinde özet olarak gösterilmiştir (Tablo 1).

Çanakkale yöresinde yapılmış olan çalışmalarda jeolojik, tektonik ve jeomorfolojik konulara yukarıdaki yöntemle yaklaşıldığı zaman, henüz yeterince üzerinde durulmayan ve aşağıda kısaca belirtilen eksikler ortaya çıkmış ve yazarın çalışmalarında bu noktalara açıklık getirilmeye çalışılmıştır. Örneğin, önceki jeomorfolojik çalışmalarda aşınım alanlarındaki yerçekillerinin,

özellikle aşınım yüzeyi alanlarının tanımlanması ile yetinilmiş, bu yer şekli tiplerinin geçmiş jeolojik zamanlar içindeki jenerasyonları, onların çevredeki tortulanma havzalarında bulunan korelan formasyonların saptanmasına gerek görülmemiştir. Aynı şekilde, mevcut jeolojik çalışmalarda da eski ya da güncel havzalarda formasyonların ve tektonik yapıların, özellikle fayların saptanması ve adlandırılması yolunda çaba sarfolunmuş, ancak diskordans yüzeylerinin belirlenmesi, fayların yaşları, zaman içinde farklı hareket evreleri, fayın yerçekli olarak belirgin olup olmadığı pek belirtilmemiştir. Örneğin, Çanakkale yöresinin güneydoğusunda Tersiyer öncesine ait temel üzerinde gelişmiş bulunan Messiniyen (Erol sistemine göre D II jenerasyonu) aşınım yüzeylerini etkilemiş fay basamakları vardır (Şekil 1, 2) ve bu fay yamaçlarını da Pliyosene (D III jenerasyona) ait V biçimli dar ve derin akarsu vadileri yarmıştır. Bu nedenle o faylar Messiniyen/Pliyosen geçiş dönemine ait olarak kabul edilmiştir. Ancak, topografyada gözlenen bir fay her zaman genç olmayabilir, çünkü önceleri topoğrafyadan erozyonla silinmiş eski bir fay çizgisi, daha sonra akarsular tarafından aşındırılarak, bir yamaç olarak ortaya çıkabilir (rejuvenated faultline), ama artık bu sadece bir erozyon yamacıdır. Buna karşılık, topoğrafyadan erozyonla silinmeye yüz tutmuş bazı fay çizgileri yeniden canlanarak (renewed faultlines), topoğrafyada belirginleşebilir. Bu tip faylar genellikle uzun ömürlü, büyük ve yüksek faylardır. Öte yandan, fayın alçalan tarafı kayaç sertliği nedeniyle aşınımına mukavemet ederek topoğrafyada yüksekte kalırken, yükselen taraf dayanıksız kayalardan oluştuğu için kolay aşınıp çukurda kalarak (inverted faultlines) yanlış yorumlara neden olabilir. Bu nedenle, araştırma, yöresinde yeryüzünü etkileyen fay çizgilerinin yorumlanmasında (Şekil 2), yörenin jeomorfolojik gelişiminin, ve fayın etkinlik everlerini kanıtlayan jeolojik ve jeomorfolojik verilerin birlikte değerlendirilmesine dikkat edilmiştir. Bu nokta Çanakkale Boğazının oluşum şekli ve oluşum zamanı yönünden önemli bir konudur. Çünkü bazı araştırmacılara göre (Druitt 1960, İlhan 1976, Önal 1987) Çanakkale boğazının kuzey kesimi bir antiklinal eksen

Tablo 1 : Çanakkale yöresinde yerçekli sistemleri ve onlarla eşzamanlı (izokron, korelan) olan jeolojik formasyonlar

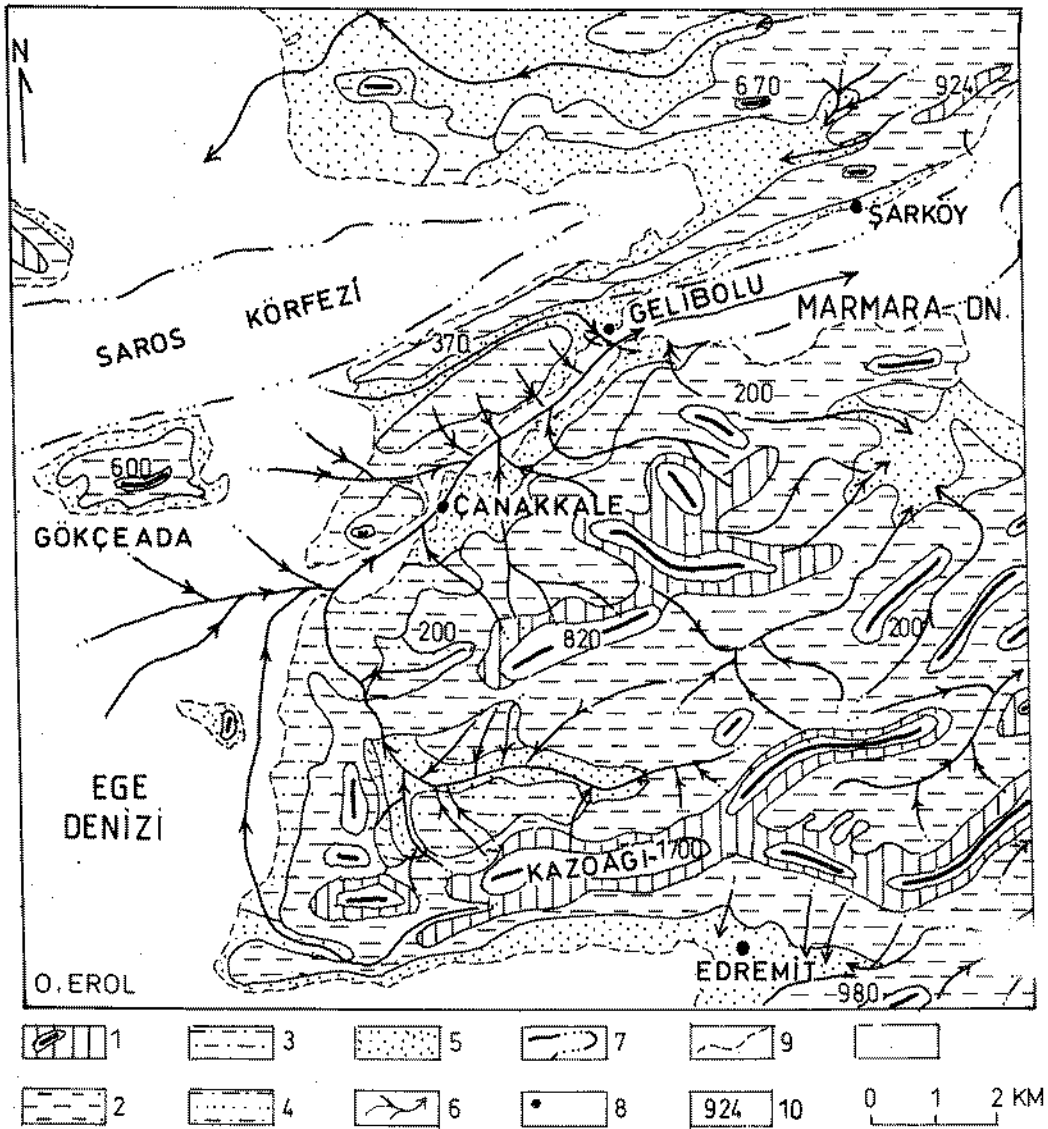
Yerçekilleri		Formasyonlar
Yaşı	Simgesi, niteliği yüksekliği, adı	Adı (adlayan yazar), kayaçları
Holosen	Güncel kumsal 0 m.	denizel kum, çakıl
Holosen orta	SH seki denizel 2-3 m.	Yapıldak üyesi (Erol 1985), kumsal tortulu
Pleyisto - sen üst	SA 2 seki denizel 7-8 m. Monastriyen	Boğaz form. Kaplantepe üyesi (Erol) deltayık, denizel fosil, kum, çakıl
Pleyisto - sen üst	SA 2 seki denizel 15 m. Monastriyen	Boğaz form. Pilavtepe üyesi (Erol 1985) denizel fosil, kum, çakıl
Pleyisto - sen üst	SA 1 seki denizel 35 m. Tirenien	Boğaz form. Saraltepe üyesi (Erol 1985) denizel, fosil, kum, çakıl
Pleyisto - sen orta	SY 2 seki karasal 50-60 m.	Narababa formasyonu (Erol 1985) karasal, akarsu kuvars çakılları
Pleyisto - sen alt	Sy 1 b. seki karasal 70-80 m.	Büyükkır formasyonu (Erol 1985) karasal, akarsu volkanik çakıllı
Pleyisto - sen alt	SY 1a, seki karasal 100-80 m.	Büyükkır formasyonu (Erol 1985) karasal akarsu volkanik çakıllı
Pleyisto - sen alt	D IV, denizel seki 25-50 m. Çavda Boğazda karasal sekiler 150-250 m.	Gelibolu form. (Taner 1971, 1981) acısu fosilleri Akarsu çakılları
Pliyosen	D III, aşınım-birikim yüzeyi 200-400 m.	Arıburnu form. (Erol*), Conkbayırı form. (Karaköse 1980, Saner 1985), Eceabat fm. (Taner 1982), Akyar fm. (Önal 1986, 1987).
Miyosen	D II aşınım yüzeyi 250-750 m.	Sarıköz Tepe fm (Erol*), Eceabat fm (Taner 1979, Saner 1985), Alçitepe fm (Druitt 1960, Saner 1985, Siyako 1989), Değirmendere-Sığındere fm. <Valesiyen-Turoliyen> (Kaya 1989).
Miyosen orta	D I aşınım yüzeyi 450-1100 m.	Kalkına Dağı fm (Erol*), Kilitbahir fm. (Druitt 1960, Taner 1979, Saner 1985), Çanakkale fm. <Orta-Üst Miyosen> (Karaköse 1980, Önal 1986, Ünay 1980, 1981), Kirazlı-Gazhanedere <Orta-Üst Miyosen> (Siyako 1989), Nebisuyu <Astarasiyen> (Kaya 1989).
Oligosen	D 0 gömülü (fosil) aşınım (unconformity) yüzeyi	Cevizli, Saray, Tırpan formasyonları (Druitt 1960), Göksu, Sarıyar, Anafarta form. (Karaköse 1980, Önal 1986, kısmen Saner 1985)
Eosen	Fosil aşınım yüzeyi	Karaağaç, Fıçitepe fm. (Druitt 1960, Saner 1985, Siyako 1989, Önal 1986).
Paleosen Kretase üst		Lört kireçtaşı fm. (Druitt 1960, Saner 1985, Siyako 1989, Önal (1986)

Mezozoik temel (yörede yüzeylenmemiş) (Okay 1990)

Açıklama - - - - - conformity ————— angular unconformity

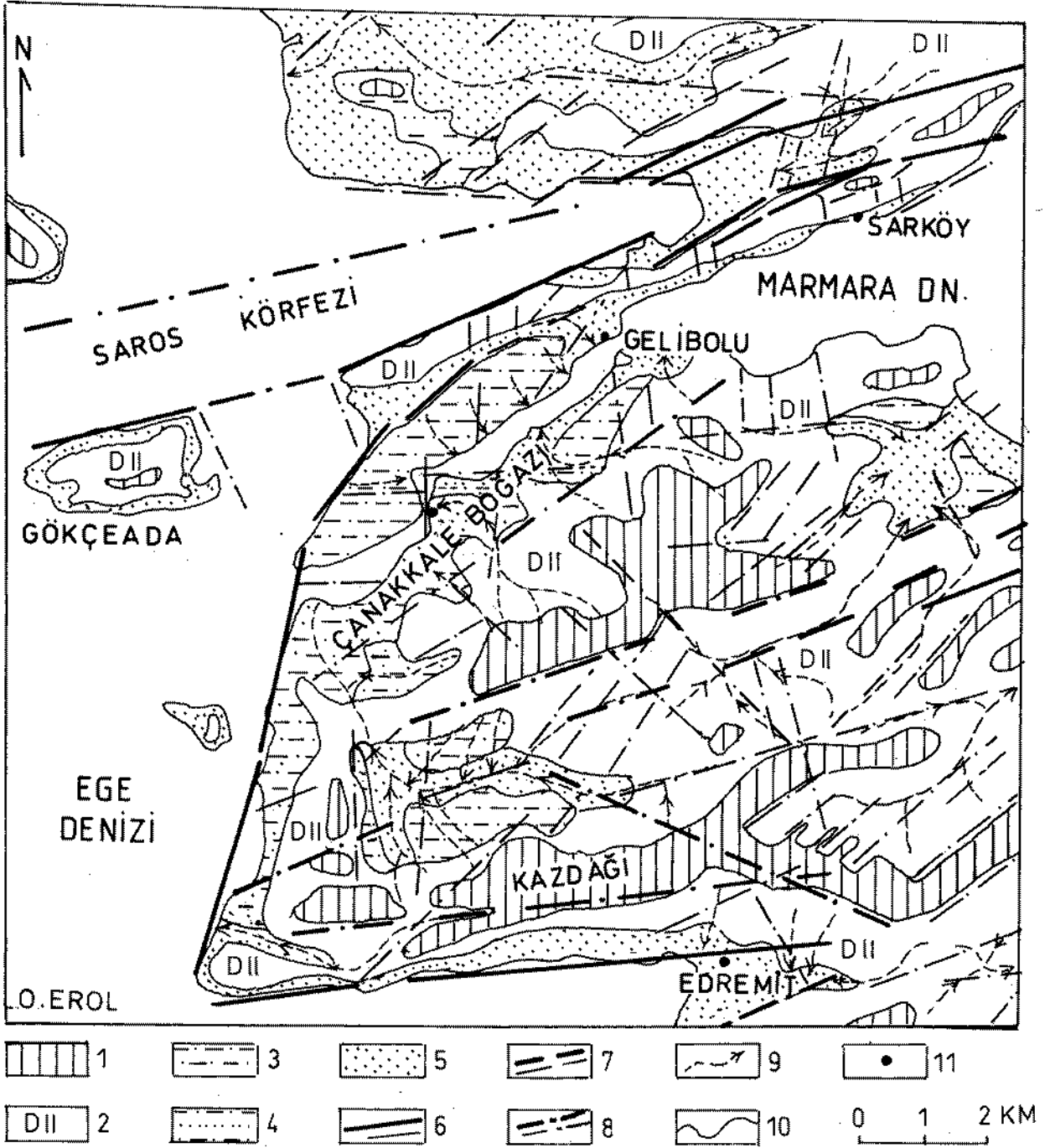
*Erol 1959 tarihli jeoloji çalışmasında formasyon adlaması yapmamış, bu isimleri daha sonraki yıllarda kendi arazi çalışmalarında kullanmış, ancak yayınlamamıştır. Bu çalışmaya ait jeolojik harita ve jeolojik kesitler Erol'un 1969 tarihli "Ön not"unda sadeleştirilmiş bir şekilde yayınlanmıştır. O yayındaki jeolojik kesitler, üzerine yer şekli sistemlerine ait D I, II, III, SY, SA simgeleri yazılarak bu çalışmaya eklenmiştir (Şekil 3).

Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojisi ve Neotektoniği



Şekil 1: Çanakkale Boğazi yöresinin Orta-Üst Miyosen ve Pliyosen başlangıcı dönemine ait Paleojeomorfolojik haritası. İşaretler: 1. Orta Miyosen aşınım yüzeyleri (D I sistemleri) ve o yüzeyler üzerinde bulunan adadağlar, 2. Miyosen'den yaşlı formasyonlar üzerinde gelişmiş bulunan Üst Miyosen (Messinyen) aşınım yüzeyleri (D II sistemleri), 3. Üst Miyosen yüzeylerinin üst Miyosen tortulları üzerinde gelişmiş olan aşınım ve dolgu yüzeyleri, 4. Pliyosen ve Alt Pliyosen depresyonlarının genç dolguları üzerinde gelişmiş yüzeyler (D III ve D IV sistemleri) ve yüksek sekiler (SY), 5. Üst Pliyosen alçak sekileri (SA) ve Holosen vadi tabanı altıvyonları, 6. Üst Miyosen (Messinyen)'in kurak iklim koşulları altında oluşmuş pediment yüzeyleri (D II) üzerinde, Pliyosen başlangıcında nemlileşen iklim koşulları altında yerleşmiş olan konsekan akarsu ağı. Bu akarsular Pliyosen içinde vadilerin derinleştirerek, D II platoları içine gömülmüşlerdir, 7. Pliyosen başlarında Saros Körfezinde ve Marmara havzası ortalarında oluşmuş bulunan sığ su birikintilerinin yaklaşık sınırı, 8. Bugünkü bazı şehirlerin yerleri, 9. Bugünkü kıyı çizgisi, 10. Aşınım yüzeylerinin bugünkü yükseklikleri.

Figure 1: Paleogeomorphologic map of the Çanakkale Boğazi (Dardanelles) area during the period of Middle-Upper Miocene and early Pliocene. Legend: 1. Middle Miocene etchplain (D I systems) and island mountains rising above these surfaces, 2. Upper Miocene (Messinian) denudational surfaces (D II systems) which had been developed on the formations older than Miocene, 3. Upper Miocene (Messinian) denudational and depositional surfaces which had been developed on Upper Miocene sediments, 4. Surfaces (D III and D IV) and higher terraces (SY) which had been developed on the sediments of Pliocene and lower Pleistocene depressions, 5. Upper Pleistocene lower terraces (SA) and Holocene valley bottom alluviums, 6. Consequent river system which had developed on the Upper Miocene (Messinian) plateau surfaces during the Lower Pliocene. Inclined Messinian surfaces, eventually pediments had been developed under dry climatic conditions and this river system had developed on them, under the influence of increasing rainy conditions of early Pleistocene. These rivers had cut their deep valleys into these plateau surfaces during the later periods of Pliocene, 7. Approximate boundary of shallow water bodies in the Saros Bay and Marmara basins during the early Pliocene, 8. Site of some recent cities, 9. Recent coastline, 10. Recent elevation of of the Upper Miocene surface.



Şekil 2: Çanakkale Boğası yöresinin geç Pliyosen ve Kuvaterner'deki paleogeomorfolojik haritası. İşaretleri: 1. Üst Miyosenden önceki döneme ait yüksek relief, 2. Miyosen'den yaşlı formasyonlar üzerinde gelişmiş Üst Miyosen tortulları üzerinde gelişmiş aşınım ve dolgu yüzeyleri (D II sistemleri), 3. Üst Miyosen tortulları üzerinde gelişmiş aşınım ve dolgu yüzeyleri (D II sistemleri), 4. Pliyosen ve Alt Pliyosen'e ait sekiler (SA) ve Holosen vadi tabanları, 5. Üst Pliyosen'e ait sekiler (SA) ve Holosen vadi tabanları, 6. Ana fay sistemleri, 7. Fayların olası uzanımları, 8. Genellikle çizgisellikler, 9. Bugünkü akarsular, 10. Bugünkü kıyı çizgisi, 11. Bazı şehirler.

Figure 2: Palaeogeomorphologic map of the Çanakkale (Dardanelles) area during the late Pliocene and Quaternary. Legend: 1. High relief older than upper Miocene, 2. Upper Miocene (Messinian) denudational surfaces which had been developed on the formations older than Miocene, 3. Upper Miocene (D II) denudational and depositional surfaces which had been developed on Upper Miocene sediments, 4. Upper Pliocene (D III) surfaces and lower Pleistocene terraces (SY), 5. Upper Pleistocene terraces (SA) and Holocene valley bottoms, 6. Principal faultlines, 7. Probable extension of faultlines, 8. Generally linaments, 9. Recent rivers, 10. Recent coastline, 11. Some cities.

Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojisi ve Neotektoniği

boyunca uzanan genç çöküntü hendeğidir. Buna karşılık, jeomorfolojik verilere göre bu yörede Pliyosen ve Kuvaterner süresince yöredeki akarsu erozyonunu denetlemiş bazı fay çizgileri bulunmakla birlikte, boğazın kuzey bölümü esas itibarıyla bir antiklinal eksenini boyuna yerleşmiş akarsu vadisidir (Şekil 3, 4), (Erol 1959, 1969, 1987).

Eski jeolojik çağlara ait formasyonlar halen yüzeylenmiş durumda oldukları için, jeolojik yöntemleri kullanarak o çağlar hakkında ayrıntılı bilgiler edinilmesi mümkündür. Ancak genç dönemler, özellikle Kuvaterner tortulları deniz diplerinde suyla örtülü olduğu, dağların yüksek bölümlerinde ise erozyon egemen olduğu için, genç dönem tortulları aşınım ve birikim alanlarının sınırındaki kıyı bölgelerinde toplanmıştır. Bu nedenle kıyı bölgelerinde Kuvaterner araştırmaları özellikle yapılır. Ancak burada da tortullar, süreksiz bir dağılım gösterirler. Bu nedenle de buralarda jeolojik ve jeomorfolojik araştırmaları birlikte yürütmek gereklidir. Çanakkale yöresi bu açıdan ayrı bir önem taşır ve bu yörede yazarın yaptığı çalışmalarla ilk defa bir kuvaterner stratigrafik adlanması yapılmıştır (Erol vd. 1973, 1980, 1981a, 1981b, 1985). Ancak günümüz koşullarında, bu formasyonların radyometrik yaşlandırılması amacıyla çalışmalar da başlatılmış bulunmaktadır. Bu çalışmalarda da, kıyı şekillerinin jeomorfolojisi (Şekil 5), güncel kıyı değişimlerinin araştırılması yanında, deniz dibi topoğrafyası ve oralardaki genç çökellerin birlikte incelenmesi ve değerlendirilmesi gereklidir.

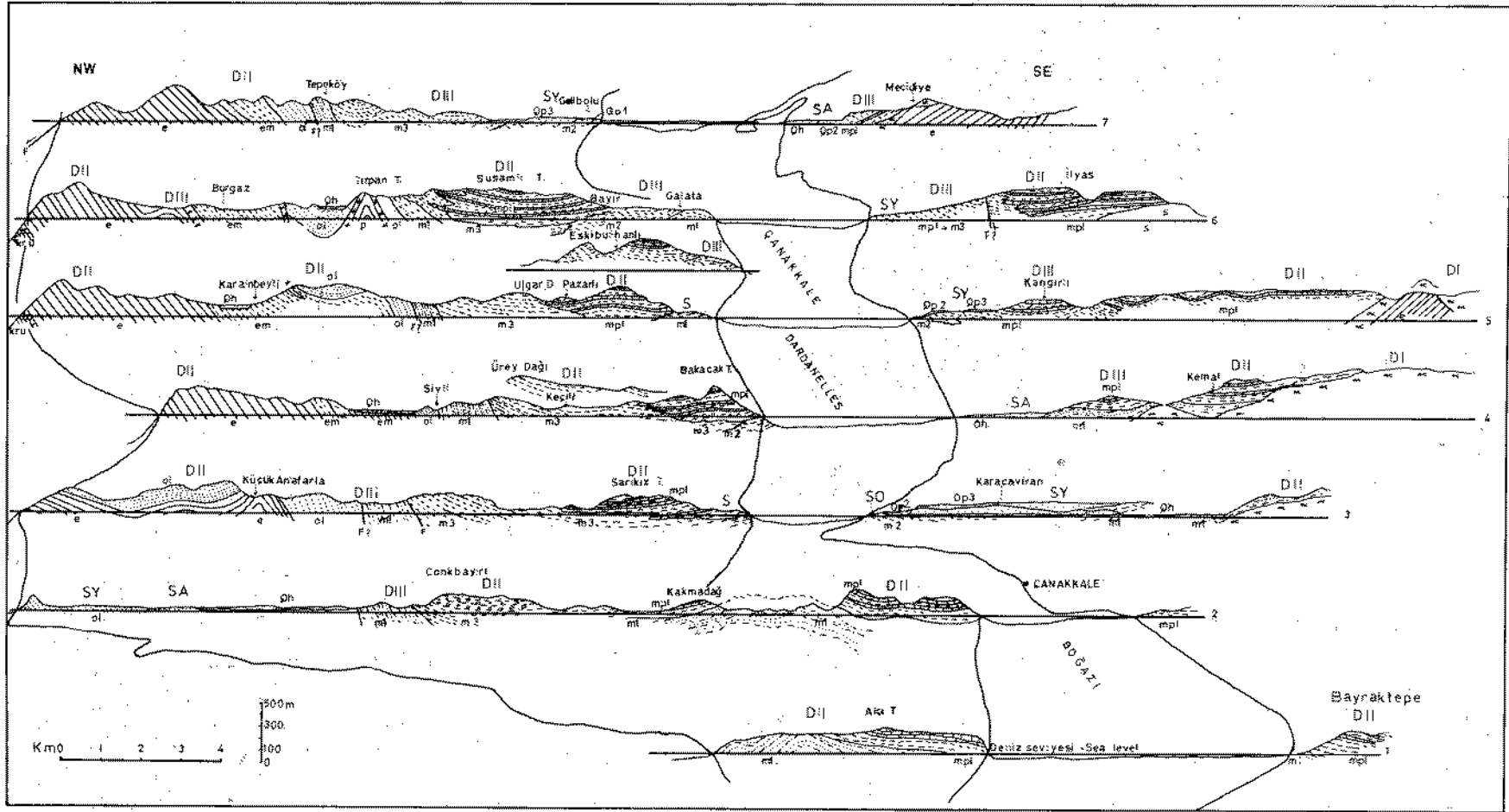
ÇANAKKALE YÖRESİNDE YERŞEKLİ SİSTEMLERİ (JENERASYONLARI) VE ONLARLA EŞZAMANLI (KORELAN) OLAN TORTUL FORMASYONLAR

Çanakkale yöresinde Erol (1985) tarafından saptanmış olan yerşekli sistemleri (jenerasyonları) ve onlarla eşzamanlı (izokron, korelan) jeolojik formasyonlar ve formasyon grupları Tablo-I'de özetlenmiştir:

ÇANAKKALE YÖRESİNİN GELİŞİM EVRELERİ

Yukarıdaki özet tablodan da görüldüğü gibi Çanakkale Boğazı yöresi Paleotektonik evrede Mesozoyik temel kayaçları (Okay 1990) üzerinde Üst Kretaseden beri (Maestrihtiyen)

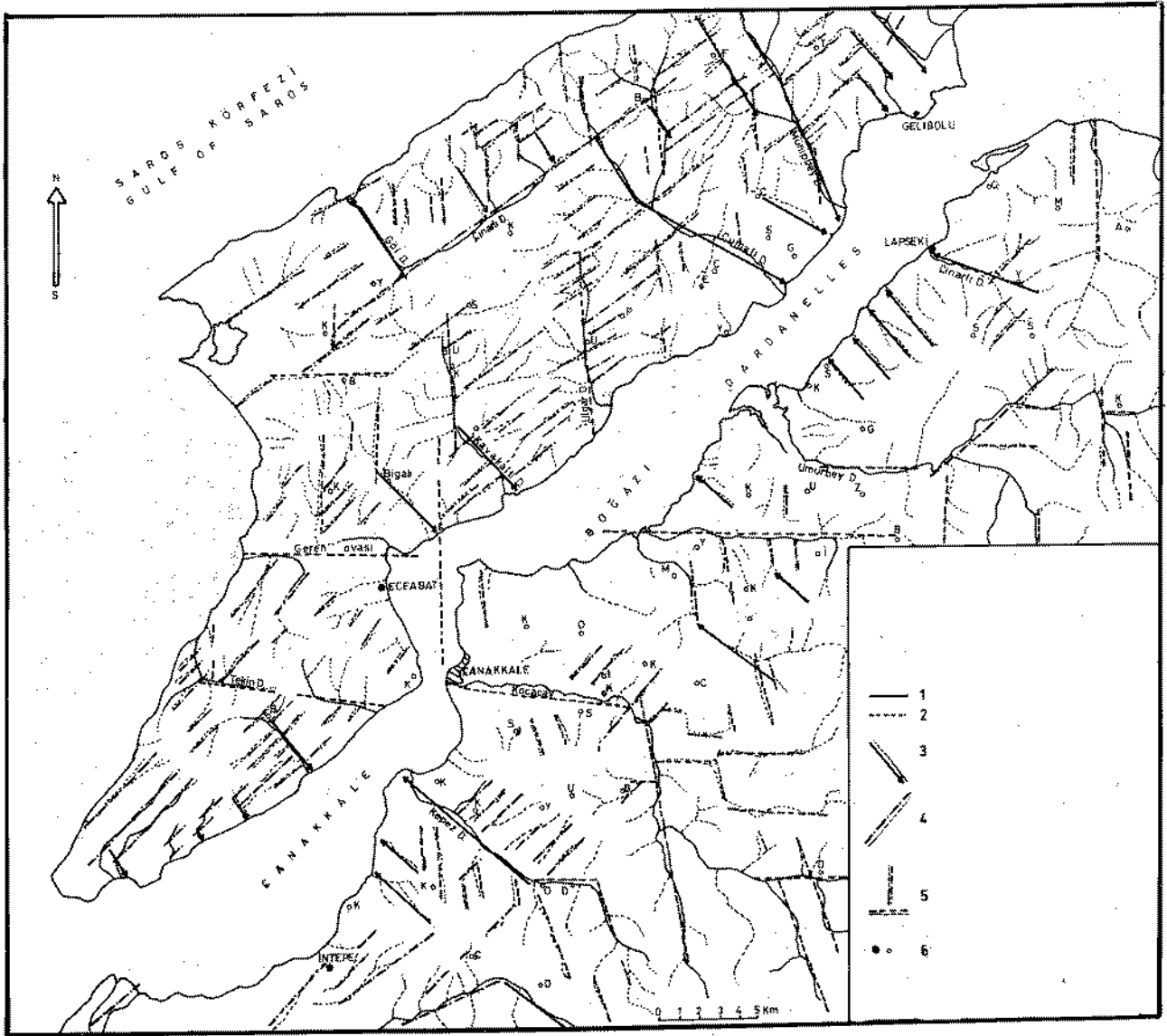
bir tortulanma alanı olarak belirlemiştir. Genel olarak Eosen sonlarına kadar yörede denizel ortamlar egemen olmuş, Oligosende karasal ortamlara dönüşüm başlamıştır. Eosen içindeki volkanik evrelerden sonra, Oligosen sonları Miyosen başlarında ikinci bir evrede Biga ve Yeniköy volkanikleri oluşmuş, daha sona yörede karalaşma süresi egemen olmuş ve Orta Üst Miyosen'de, bugünkü Çanakkale Boğazı eksenine uygun uzanışla, adeta geniş bir boğaza benzeyen dar uzun havzada acısu/karasal ortamların zaman zaman egemen olduğu bir tortulanma alanı belirlemiştir. İşte bu geniş suyolunun iki yanında, Miyosen ortalarında güneydoğuda Biga Yarımadası, kuzeybatıda Gelibolu Yarımadası-Saros Körfezi yönlerinde (Erol'a göre D I jenerasyonuna ait aşınım yüzeyleri gelişmiştir. Bu yüzeyler günümüzde, dağlar üzerinde 450 ila 1100 metreler kadar yükselmiş halde gözlenmektedir (Şekil 1, 6 ve Şekil 3 içindeki kesit 4). Ancak Miyosen havzası kenarındaki bu yükselmelere neden olan tektonik hareketler evreler halinde olmuştur. Gerçekten bu havzada Neotektonik evrenin ilk dislokasyonları Orta-Üst Miyosen arasında meydana gelmiş, tortulanma olduğunun güneydoğu ve kuzeybatı kenarlarındaki D I sistemi aşınım yüzeyleri birkaç yüz metre kadar yükselirken, oluğun orta kısımlarında tortulanma devam etmiştir. Bu nedenle bazı araştırmacılar (Druitt 1960, Sfondrini 1961, Taner 1978, Gillet vd. 1978, Saner 1985, Siyako vd. 1989, Önal 1987) havzada Orta/Üst Miyosen formasyonları arasında önemli ortam değişimleri olmadığını kabul ederken, özellikle omurgalı faunaları inceleyen yazarlar (Ozansoy 1960, 1973, Ünay 1980, 1981, Kaya 1989) denizel ve karasal ortam değişikliklerinin belirgin olduğunu vurgulamaktadır. Erol'a göre de havza kenarlarında D I ve D II jenerasyonlarına ait aşınım yüzeyleri arasında birkaç yüz metrelik bir basamağın belirmesi (Erol, 1985), Alçitepe formasyonunda jips oluşumlarının gözlenmesi ve Miyosen ile Pliyosen formasyonları arasında özellikle havza kenarlarına doğru hafif açılı diskordansların bulunması (Şekil 3), (Erol 1959, 1985), Orta Miyosen'den Üst Miyosene geçişte dislokasyonlar, özellikle havza kenarları boyunca kırılmaların (faylanmanın) olduğunun kanıtıdır. Bu gözlem Trakya havzasında (Perinçek 1987), Kuzey Ege



Şekil 3: Çanakkale yöresinin sadeleştirilmiş jeolojik kesitleri (Erol 1969'dan). N. İşaretler: s.Serpantin, a.andezit, krü.Üst Kretase, e.Eosen, ol.Oligosen, m1-m2. Alt-Orta Miyosen, m3-mp1. Üst Miyosen, Qp1.Enalt Pleyistosen-Çavda, Qp2. Denizel Üst Pleyistosen, Qp3. Karasal seki çakılları.

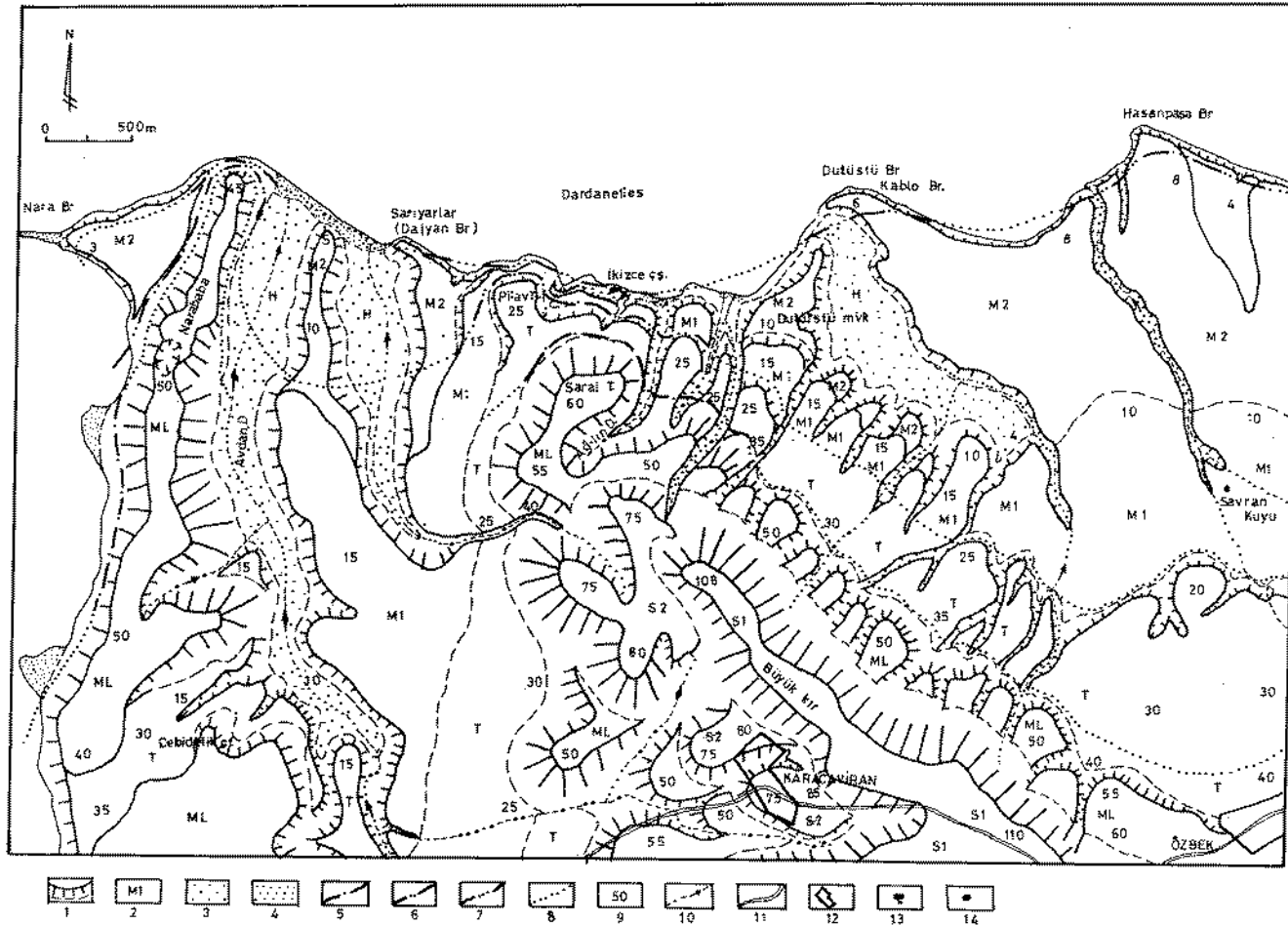
Figure 3: Simplified geological cross-sections of the Çanakkale (Dardanelles) Area (From Erol 1969). Legend: s.Serpentine, a.andesite, krü.Upper Cretaceous, e.Eocene, ol.Oligocene, m1-m2.Lower-Middle Miocene, m3-mp1.Upper Miocene, Qp1.Lowest Pleistocene-Tchada, Qp2. Marine Upper Pleistocene, Qp3. Fluvial Terrace pebbles.

Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojisi ve Neotektoniği



Şekil 4: Çanakkale yöresinin akarsu ağı (Erol 1969'dan). İşaretler: 1. Akarsular, 2. Kuruyan akarsular, 3. Çanakkale Boğazı'na doğru akan transversal akarsular, 4. Kıvrım ve tabaka yönlerine uyumlu (paralel) olarak akan subsekan akarsular, 5. Kuzey-güney ve doğu-batı yönlü olası yapısal çizgilere uyumlu akan akarsular, 6. Bazı şehir ve köyler.

Figure 4: Drainage pattern in the Çanakkale (Dardanelles) Area (from Erol 1969). Legend: 1. Streams, 2. Intermittent streams, 3. Transverse streams flowing towards the Dardanelles, 4. Subsequent streams flowing towards the Dardanelles, 4. Subsequent streams flowing parallel to the folds axes and the strike, 5. Streams adopted to the north-south or east-west structural lines, faults?, 6. Towns and villages.



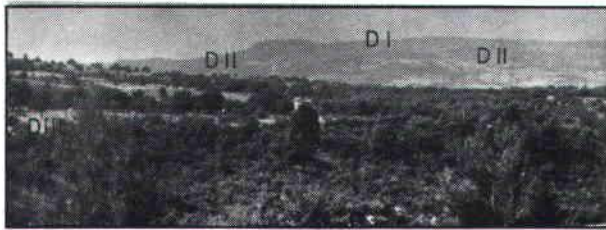
Şekil 5: Çanakkale yöresinde Karacaviran, Özbek köyleri kuzeyinin jeomorfolojik haritası (Erol-İnal 1980'den). İşaretler: 1. Yamaçlar, 2. Alt ve Orta Pleyistosen akarsu seki düzlükleri: S1, S2. Büyükkır akarsu seki, ML.Narababa akarsu seki. Üst Pleyistosen denizel sekileri: T.Saral Tepe denizel sekisi, M1. Pilav Tepe denizel sekisi, M2. Hasarıpaşa Burnu sekisi, 3. Vadli tabanı düzlükleri, 4. bugünkü (Holosen) kumsal. 5. 35 m (Tirenien) kıyı çizgisi, 6. 20 m (Esas Monastriyen) kıyı çizgisi, 7. 10 m (Geç Monastriyen) kıyı çizgisi, 8. Eski Holosen kıyı çizgisinin olası uzanışı, 9. Yükseltiler, 10. Akarsular, 11. Yollar, 12. Köyler, 13. Çeşmeler, 14. Kuyular.

Figure 5: Geomorphological map of the area in the north of Karacaviran and Özbek villages. Çanakkale area (from Erol-İnal 1980). Legend: 1. Slopes. 2. Lower and Middle Pleistocene fluvial terraces: S1, S2. Büyükkır river terraces. ML.Narababa river terrace. Upper Pleistocene marine terraces: T.Saral Tepe marine terrace, M1. Pilav Tepe marine terrace. M2. Hasarıpaşa Burnu marine terrace. 3. Valley bottom plains. 4. Recent (Holocene) beach. 5. 35 m (Tyrrhenian) coastline. 6. 20 m (Main Monastrian) coastline. 7. 10 m (Late Monastrian) coastline. 8. Old (subrecent) Holocene coastline. 9. Elevations. 10. Rivers, 11. Roads. 12. Villages, 13. Flowing wells. 14. Deep wells.

Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojisi ve Neotektoniği

(Turgut vd. 1987) ve Saros Körfezi (Turgut vd. 1990, Türkaslan vd. 1990) grabenlerindeki gözlemleri ile de uyum gösterir. Yani Orta Miyosen sonlarında oluşmaya başlayan Kuzey Anadolu Fay sisteminin, Perinçek'in ifade ettiği gibi (1987) atkuyruğu (horsetail) benzeri saçaklar halindeki uzantıları bir yandan kuzeybatı yönünde Trakya havzasına, öte yandan da güneybatı yönünde Çanakkale havzasına doğru uzanmıştır (Erol, 1969). Kuzey Anadolu Fay sisteminin (Şengör, 1979, Barka vd. 1988, Şaroğlu 1988) genç birimlerinin ise Üst Miyosen sonlarında Trakya havzasından güneye (Perinçek 1987) ve Çanakkale havzasından da kuzeye (Şekil 2) doğru yer değiştirerek Marmara-Saros Körfezinin oluşturduğu yaklaşık doğu batı eksenine yerleşerek derinleşmeye başladığı ve Pliyosen'de yeni bir grabenleşme evresinin (Türkaslan ve Siyako 1990) başladığı anlaşılmaktadır. Bu duruma göre, Çanakkale havzası bir bakıma, Kuzey Anadolu Fay sisteminin kuzeydeki kolu olan Ergene havzasının güneydeki benzeri, hatta belki de simetriğidir. Sadece güneyde tatlı, acısu formasyonlarının tortulanmasına karşın, kuzeyde Ergene havzasında daha karasal özellikle formasyonlar oluşmuştur.

Erol'un gözlemlerine göre (1969, 1985) Miyosen ve öncesine ait formasyonları aynı hizada kesen Üst Miyosen (Messiniyen) yaşlı D II aşınım yüzeyi sistemleri bütün Çanakkale yöresinde kesintisiz bir yayılım göstermektedir (Şekil 7, 8, 10, 11). Bu gözlemden, Üst Miyosen sonlarında (Messiniyen'de) yörenin hemen tümüyle karalaşmış olduğu, aşınım yüzeyinin, havza kuzeyinde hafif kıvrımlı, güneyde hafif monoklinal duruşlu Üst Miyosen tortulları üzerinde geliştiği sonucu



Şekil 6: Çanakkale kuzeydoğusunda Kemalköy dolayından kuzeydoğuya D I, D II aşınım ve D III birikim düzlüklerine bakış.

Figure 6: Looking towards the NE from the environs of Kemal Village, to the D I, D II denudational and D III depositional surfaces in the NE of the city of Çanakkale.

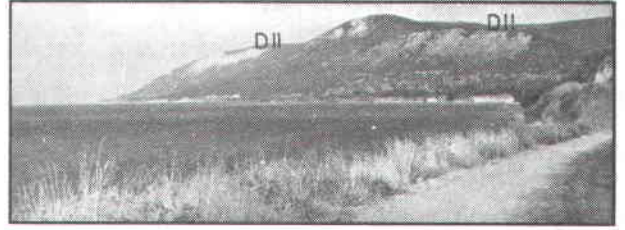
çıkarılabilir. Kaya(1989)nın açıklıkla belirttiği üzere Gelibolu Yarımadasının güney ucunda Alçitepe dolaylarında Üst Miyosen sonlarında (Turoliyende) mevcut olan geniş step ve savanlarda omurgalı hayvanlar yaşamıştır.

ÇANAKKALE YÖRESİNİN JEOMORFOLOJİSİ

Miyosen sonlarında başlayan tektonik hareketler, Çanakkale yöresinin jeomorfolojik görünümünü önemli ölçüde değiştirmiş ve bu yöredeki Üst Miyosen (D II jenerasyonu) aşınım yüzeyleri yükselerek yarılmaya başlamıştır. Erol'a göre (1985) Arıburnu formasyonunun kumlar ve iri taneli çakıllardan oluşan üst bölümleri bu erozyon canlanması ve yarıma nedeniyle meydana gelmiştir. Yani oradaki yüksek kesitin alt bölümlerini oluşturan seviyeler (Conkbayırı Formasyonu) Üst Miyosen'e, üst bölümlerini oluşturan (Arıburnu Formasyonu) olasılıkla Alt Pliyosene ait olmalıdır (Şekil 8). Üst Pliyosende bu karasal formasyonlar üzerinde genç aşınım yüzeyleri (D III ve D IV düzlükleri) gelişmiştir (Şekil 9). Buna karşılık, Ergene havzasının çukur kesimlerinde karasal tortulanmanın devam ettiği düşünülürse Marmara-Saros eksenini boyunca derinleşmeye başlayan Kuzey Anadolu Fay Zonu genç grabeninin Çanakkale-Biga dolayındaki güney kanadının, Trakya kesimindeki kuzey kanada oranla daha erken ve daha fazla yükseldiği, bunun sonucunda da Çanakkale Orta-Üst Miyosen havzasının artık tümüyle kuruyarak, tortulanma havzasının Gelibolu Yarımadası batısına, Kuzey Ege-Saros-Marmara kesimine kaydığı anlaşılmaktadır (Şekil 1, 2). Miyosen sonu tektonik hareketleriyle derinleşen bu genç havzalar, güneydoğu ve güneydeki Biga Yarımadası yüksekliklerinden gelip, Üst Miyosen aşınım yüzeyleri (D II) üzerinden batı ve kuzeybatıya doğru akmaya başlayan akarsuların taban düzeylerini (base level) alçalttığı için, bu yörede derin vadiler, bu arada Kazdağ'ından gelip, Miyosen oluşu eksenini boyunca Marmara havzasına doğru akan en eski Çanakkale akarsuyu vadisi kazılmaya başlamıştır (Şekil 1). Yani Penck'in daha 1917 de belirttiği gibi, Boğaz vadisinin oluşumu "oolitli ve maktrahlı kalkerlerin oluşumunu" (Şekil 3'de Sarıkız

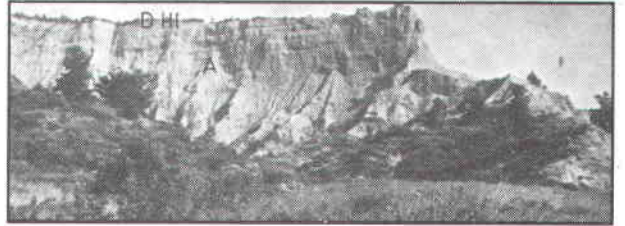
Şekil 7: Kilitbahir güneyinde, Havuzlar mevkiinden Mata Dağına bakış. Yukarı seviyelerinde Alçı Tepe jipslerinin de bulunduğu Üst Miyosen tortulları üzerinde gelişmiş bulunan Üst Miyosen (Messiniyen) birikim yüzeyi (D II). Bu yüzey Seddülbahir üzerinden Gökçeada şelfinin suları altına dalar.

Figure 7: The Upper Miocene (Messinian) depositional surface (D II) which had developed on the upper Miocene sediments. This formation contains gypsum in its higher levels at Alçıtepe and the surface is submerging into the Gökçeada shelf area towards the SW.



Şekil 8: Eceabat kuzeybatısı, Arıburnunda Üst Miyosen Pliyosen geçiş dönemine ait kum-çakıl depoları (A) ve onların üzerinde gelişmiş bulunan aşınım yüzeyi (D III).

Figure 8: Pebble and sand deposits (A) belonging the transitional phase between upper Miocene and Pliocene and the denudational surface of Pliocene age (D III) on this formation, in the Arıburnu area, in the NW of Eceabat.



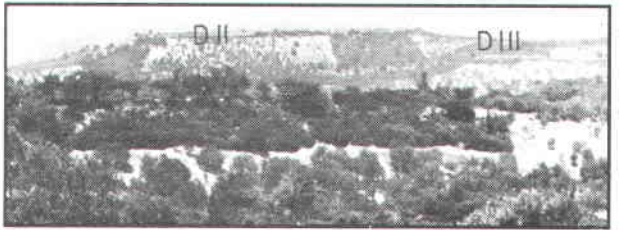
Şekil 9: Arıburnu formasyonu üzerinde Mehmetcik Anıtı ve Kemalçeri dolayında gelişmiş bulunan (D III) ve Kanlısırt (D IV) aşınım yüzeyleri ile bu yüzeyleri yaran Kuvaterner vadileri.

Figure 9: Denudational surfaces of the Mehmetcik Anıtı and Kemalçeri (D III) and Kanlısırt (D IV) on the Arıburnu formation and the Quaternary deep valleys cutting these surfaces.



Şekil 10: Geyikli güneyinde, Gölpinar Behramkale yolu üzerinde alçalmış Üst Pliyosen (D III) yüzeyleri.

Figure 10: Upper Miocene (D II) and Upper Pliocene (D III) surfaces on the upper Miocene formations on the Gölpinar Behramkale road, in the Geyikli area.



Şekil 11: Gelibolu güneyi, Bayırköy dolayında Üst Miyosen formasyonu üzerinde gelişmiş (D II), Pliyosen formasyonu üzerinde gelişmiş (D III) yüzeyleri ile SY yüksek ve SA alçak seki sistemlerine ait Kuvaterner formasyonlarının jeomorfolojik ilişkileri.

Figure 11: Geomorphological relations among the denudational surfaces which had developed on the upper Miocene (D II), Pliocene (D III) sediments, higher (SY) and lower (SA) Pleistocene terraces and their deposits, in the Bayırköy area, south of City of Gelibolu.



Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojisi ve Neotektoniği

Formasyonu), yarı Üst Miyosen'i izleyen dönemde başlamış ve Üst Pleyistosen'de bu vadinin deniz suları ile istilasına kadar derinleşerek devam etmiştir (Yalçınlar 1949, Erol 1987). Ancak Çanakkale Boğaz akarsuyunun ve onun kollarının bütün Pliyosen Alt Pleyistosen boyunca gömülmesi, evreler halinde olmuş, gömülen akarsular hafif kıvrımlı yapıya ve eski fay çizgilerine uyum göstererek bölgede enine ve boyuna subsekan vadi sistemleri oluşmuştur (Erol, 1969), (Şekil 4). Bu drenaj haritasında gözlemlendiği üzere, yörede doğu-batı yönlü faylar kıvrımlardan gençtir, çünkü onları keser; kuzey-güney yönlü faylar da doğu-batı yönlülerden gençtir ve Çanakkale-Eceabat kesiminde onları ötelenmeye uğratmıştır.

Üst Miyosen tortullarının, Boğaz yöresinin kuzey kesimlerinde hafif kıvrımlı bir özellik göstermelerine karşılık (Şekil 3), güney ve güneybatıya doğru giderek daha az kıvrımlı, hatta genelde monoklinal bir özellik kazandığı; bu toriulların üzerindeki aşınım yüzeyinin (D II) de bugün kuzeyde 370-400 metre yüksekliklerde gözlenmesine karşılık, güneye Seddülbahir, İntepe ve Gülpınar (Şekil 1) yönüne gittikçe alçaldığı ve hatta faylarını etkisiyle Bozcaada-Gökçeada şelfi alanında yer yer sualtında kaldığı gözlenir. Yani Çanakkale yöresinde Üst Miyosen (D II) yüzeyinde kuzeydoğudan güneybatıya doğru, genel bir çarpılma meydana gelmiştir. Buna karşılık Üst Pliyosen (D III) dönemine ait yüzeylerin hemen bütün yörede ortalama 200-250 metre yükseklikte bulunduğu gözlenmiştir. Bu nedenle, örneğin Gelibolu dolayında D II ve D III yüzeyleri arasında oldukça belirgin bir basamak varken (Şekil 11), güneye gittikçe iki yüzey arasındaki bu basamak silinir, başka bir sözle Gelibolu tarafında daha dar ve derin görünen Çanakkale Boğaz vadisi, Seddülbahir tarafında daha sığ ve geniştir. bu gözleme göre, Boğaz yöresindeki Üst Miyosen (D II) yüzeylerinde, Miyosen/Pliyosen geçiş döneminde başlayan güneye çarpılma hareketinin, Pliyosen sonlarına doğru giderek azaldığı söylenebilir.

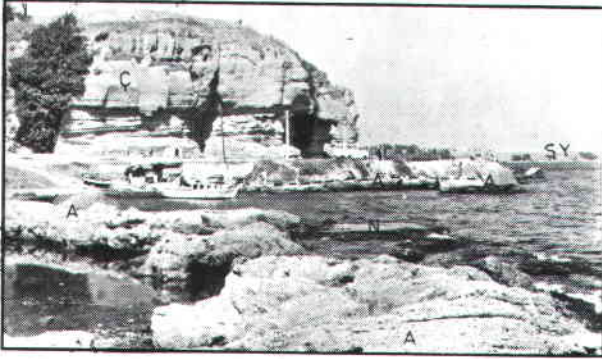
Çanakkale Boğazı yöresinde Üst Miyosen yüzeyini etkileyen Miyosen/Pliyosen geçiş dönemi faylarından daha genç Üst Pliyosen ve Kuvaterner faylanmasının ne derecede et-

kili olduğu konusuna, aşağıda yörenin genç dönemlerdeki gelişimi açıklanırken yeniden değinilecek ise de, Boğaz vadisinin ana özelliğini Pliyosen süresince genelde Marmara havzasındaki taban düzeyi alçalmasına bağlı bir akarsu erozyonu sonucunda kazandığını; Kuvaterner şekilleri ve denizel formasyonlarını etkilemiş genç fayların büyük ölçekli boğaz morfolojisinde ikinci derecede bir etkiye sahip olduğunu hemen söylemekte yarar vardır.

Çanakkale Boğazı'nın bir benzeri olan İstanbul Boğazı da genelde aynı oluşum özelliklerine sahiptir. Bu vadinin oluşumu da esas itibarıyla Miyosen sonlarına (D II jenerasyona) ait aşınım yüzeylerinin, Marmara ve Karadeniz havzalarında, Pliyosen tektonik hareketlerine bağlı olan derinleşmeler nedeniyle canlanan akarsular tarafından yarılmasıyla başlamış; İstanbul Boğazı vadisi de, Pliyosen'den eski KB-GD ve GB-KD yönlü fay çizgilerinin denetiminde ve evreler halinde derinleşmiştir (Eroskay vd. 1986, Meriç vd. 1988). Bu boğaz da, Çanakkale Boğazı gibi Üst Pleyistosen'de iki defa deniz suları altında kalmış (Erol 1987), üçüncü deniz istilası ise geç Holosende meydana gelmiştir (Meriç vd. 1988). İstanbul Boğazı ve dolaylarında genç vadi dolguları içindeki farkı denizel depoların, Holosen faylanmalarının eseri olduğuna yayınlarda değinilmektedir (Meriç vd. 1988, Oktay vd. 1990).

Çanakkale Boğaz yöresinde, Üst Miyosen (D II) yüzeyleri üzerinde oluşan akarsuların vadileri içinde, Alt Pliyosen başlarındaki hızlı gömülmesi, Pliyosen sonlarına doğru yavaşlamış, bölge ve çevresine nisbi bir süku net egemen olmuş ve Marmara Havzası'nın, Çanakkale Akarsuyu'nun döküldüğü güneybatı kesiminde, yani Gelibolu, Çardak ve Bayırköy dolaylarında küçük bir gölsel havza oluşmuştur (Erol 1969 harita, Taner 1978-1982, Önal 1985-1987, Akyar Formasyonu). Bu kesimdeki göl koşullarının En alt Pleyistosen'de (Çavda evresinde) de devam ettiğine dair gözlemler yapılmıştır (English 1904, Gillet 1957, Taner 1978-1982, Erol 1969). Çanakkale Boğazı yöresinde Üst Pliyosen'e (D III jenerasyonuna) ait olup bugün aşınım yüzeylerinin Boğaz vadisinin iki yanında 200-300 metreler arasında, En alt

Pleyistosen'e (D IV jenerasyonuna) ait seki benzeri yüzeylerin ise Boğazın Anadolu yakasında 200-250, Gelibolu Yarımadası yakasında ise 150-180 metreler arasında olduğu gözlenmektedir (Erol 1985). Bu gözlemlere göre D III ve D IV jenerasyonlarına ait seki benzeri akarsu aşındırma (erozyon) yüzeylerinin kuzeyden güneye boğaz oluğu içine sokulduğu ve güneye doğru giderek yükseldiği söylenebilir. Bu görünüm akarsu aşınım sistemleri için olağan bir şekildir. Ancak yüzeylerde boğazın Anadolu ve Gelibolu yakalarında 50-70 metreye varan farklar görülmesi, boğazın içindeki fluvial sistemlerin Geliboludaki korelanı olan fosilli Çavda acısu depolarının (Şekil 12) 25-50 metreler arasında görülmesi, bu aşınım şekillerinin oluşumu sırasında hafif de olsa faylarda oynamalar meydana gelmekte olduğunun kanıtı olarak kabul edilebilir. Pliyosen sonu-Pleyistosen başlarına ait olan ve Gelibolu dolayında gölssel ya da acısu fasiyesli tortulların meydana gelmesine neden olan bir "taban düzeyi (base level) duraklama dönemi"nin mevcudiyetini kanıtlayan seviyeler hemen bütün Marmara dolayında gözlenmektedir. Bandırma-Gönen arasında (Erol 1982), Çınarcık-Yalova-Yalakdere dolaylarında gözlenen (Gillet vd. 1978, Barka vd. 1988, Kayacılar 1990, Şencan 1990) yüzeyler

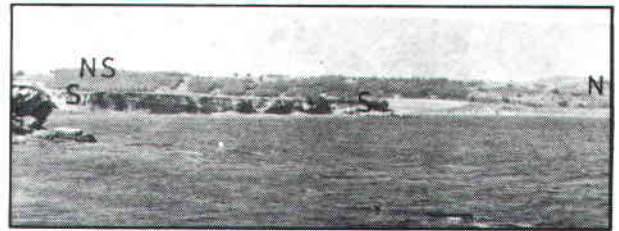


Şekil 12: Gelibolu şehri kıyısında, Pliyosen-Enalt Pleyistosen gölünün (Ç. Çavda) detritik depoları. Ön planda +50-60 cm yükselmiş deniz aşındırma izleri (A) ve onların önünde güncel biyojenik aşınım-birikim izleri (N. noç'lar). En geri planda yani uzaklarda yüksek sekiler (SY).

Figure 12: Detritic deposits of Pliocene-Lowest Pleistocene (Ç.Tchauda) lake at the coastline of the City of Gelibolu. In the foreground +50-60 cm elevated marine erosional level (A) and at the edge of them biogenic notches (N) at the recent sea level are seen. In the far distant there is a high terrace (SY).

ve onların yataya yakın duruşlu gölssel depoları bunlara örnek olarak gösterilebilir. Marmara Denizi'nin güney kenarında, denizden fay basamakları ile ayrılmış olan bu yüzeyler, günümüzde Kuzey Anadolu Fayının Marmara güneyinde kalan bloğunun, Pliyosen sonu Kuaterner başlarından bugüne kadar enaz 150-250 m yükseldiğini gösterir (Şekil 1).

Çanakkale yöresinde Enalt Pleyistosen (D IV evresi) yüzeyleri ile Alt Pleyistosen Büyükkır yüksek akarsu sekileri (SY 1) arasında 40-50 metreye varan bir basamak ve seki depolarında belirgin bir ortam farklılaşması gözlenir (Şekil 5 ve Erol 1969, 1980, 1981c, 1985). İri, bazen 10-15 cm. çaplı, volkanik çakıllardan oluşan bir örtüye sahip Büyükkır sekileri, gerçekte bugünkü deniz düzeyine göre 70-80 ve 100-110 m. yüksekliktedir ve Orta Pleyistosen Narababa akarsu sekilerinden (SY 2) (Şekil 13) 10-20 m yükseklikteki bir basamakla ayrılırlar. Yüzeyinde iyi yuvarlanmış akarsu kökenli kuvars çakılları bulunan Narababa sekileri ile daha yüksek ve daha eski Büyükkır sekileri genel olarak Boğaz boyunca kuzeye Marmara Denizine doğru eğimli, yani ona yönelmiş olmakta beraber, karakter olarak birbirinden farklı iki ortamı temsil etmektedirler. Alt ve Orta Pleyistosen'e ait bu her üç akarsu seki basamağı, kendilerini oluşturan o zamanki boğaz akarsuyunun kuzeyde Gelibolu dolaylarında ulaştığı Marmara havzasının oluşturduğu taban düzeyindeki (base level) değişimleri, bu değişimler ise Marmara havzası tabanındaki tektonik derinleşme evrele-



Şekil 13: Çanakkale Boğazı orta kesiminde, Narababa Burnunda (N) 50-60 metre yükseklikteki karasal çakıl sekileri (NS) ve onların altındaki 35, 20 ve 10 metrelik fosilli denizel sekiler (S Sarıyar sekisi) bulunmaktadır. Şekil 5 ile karşılaştırınız.

Figure 13: Below the 50-60 m elevated fluvial pebble terrace (NS) of Narababa Burnu (N) there are also lower marine terraces at 35, 20 and 10 meters (S Sarıyar terrace). Compare with the Figure 5.

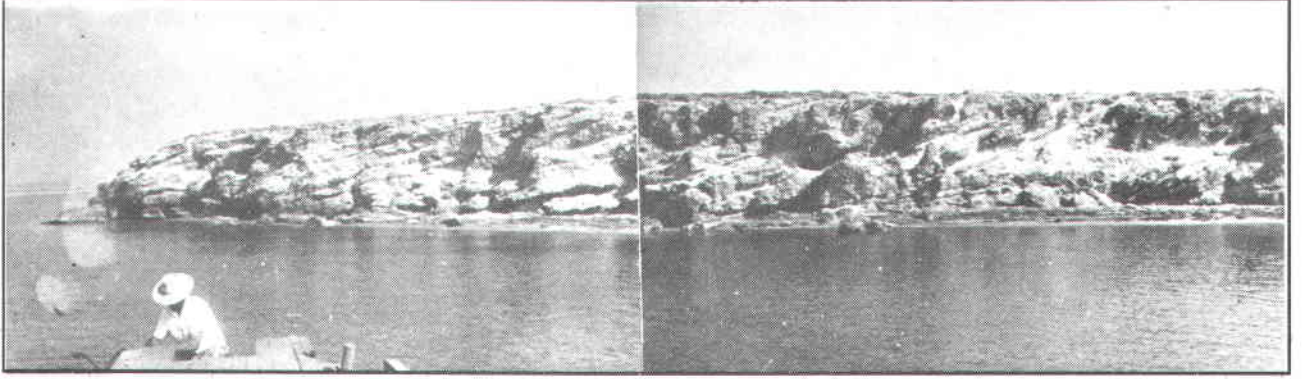
rini yansıtmaktadır. Marmara havzası kenarlarındaki yüksek seki sistemlerinin karakterine bakılarak, Alt ve Orta Pleyistosen'de bu havza kenarlarının ve Çanakkale Boğaz vadisinin karasal özellikte olduğu söylenebilir. Ancak kuzeydeki Marmara havzasının orta bölümleri, bugün suyla kaplı olduğu için, orada Alt Pleyistosen'de nasıl bir ortam olduğunun kesin olarak söylenmesi mümkün değildir. Bununla birlikte Pleyistosen'in ilk bölümünde Marmara'nın doğu-batı eksenini boyunca hızlı bir derinleşme sürecinin devam ettiğini tahmin etmek mümkündür.

Çeşitli yayınlarda mevcut olan ve yazar tarafından saptanan çeşitli Jeomorfolojik verilere göre Orta Pleyistosen'in ortalarında Anadolu plakasında ve özellikle Kuzey Anadolu Fay zonunda yerşekii oluşturacak güçte tektonik hareketler olduğunu söylemek mümkündür (Erol 1981a, 1982a). Bu hareketler Türkiye'nin çeşitli yerlerinde ve bu arada Saros Grabeninin Gelibolu kıyılarındaki fay basamaklarının biraz daha yükselmesine, buna karşılık Gökçeada-Bozcaada şelf alanının su altında kalmasına neden olmuş, Orta Pleyistosen sonlarına doğru alçalan taban düzeyi nedeniyle, güçlenerek Saros fay basamağı üzerinde geri aşındırma yapan akursulardan birisi Seddülbahir dolayında, o zamana kadar Kaz Dağı Ezine dolaylarından gelip Gelibolu yönünde akmakta olan Plyosen-Alt Pleyistosen yaşlı Boğaz akarsuyunu kaparak (Şekil 2), Akdeniz sularının ilk kez, olasılıkla Mindel/Riss buzularası çağında, Boğazlar ve Marmara alanını kaplayıp Karadenize ulaşmasına neden olmuştur (Erol 1985, 1987 ve çeşitli diğer yayınlar). Marmara güney kıyılarındaki Karamürsel dolayındaki Üst Pleyistosen deniz sekilerindeki fosillerin ilk radyometrik yaşlandırılmasına (Paluska vd. 1989, Sakınc ve Bargu 1989), Çukurovada yüksek (SY) ve alçak (SA) seki sistemleri arasındaki aktif vadi yarılmasının, kalışlarda yapılan radyometrik incelemelerden yararlanılarak yaşlandırılmasına (Erol 1990) dayanarak suretiyle, eski Çanakkale akarsu vadisinin ilk kez deniz suları tarafından istila edilmesi olayının yaklaşık günümüzden 300.000 yıl kadar önce vaki olduğunu, bu olmaya da belirgin yer şekilleri oluşturan, akarsuların

faaliyete geçerek vadilerini derinleştirmesine neden olan nisbetsen şiddetli tektonik olayların neden olduğunu söylemek mümkündür.

Üst Pleyistosen, Çanakkale Boğazı ve Marmara-Karadeniz'de yeni bir denizel ortamın oluştuğu dönemdir. Bu dönemde Çanakkale yöresinde Narababa karasal Çakıl sekilerinden alçak bir basamak halinde (Şekil 13) 35 m. Saraltepe, 15 m. Pilavtepe ve 8 m. Hasanpaşa Burnu (Şekil 14) ve Kaplantepe denizel fosilli Pleyistosen sekileri oluşmuştur (Şekil 5 ve Erol vd. 1973, 1980, 1987). Bu sekilerden Pilavtepe ve Kaplantepe alçak sekilerinin depolarında önemli bir tektonik dislokasyon gözlenmemesine karşın, daha yüksek Saraltepe seki depolarının özellikle boğaz olduğu kenarlarında disloke olduğu, oralarda ve Marmara denizi güney kıyılarındaki Akdenizin ilk istilasına ait bu eski (Mindel/Riss, Tirenien) depolarının 70-80 metreye kadar yükseldiği gözlenir (Erinç 1956, Göney 1964, Meriç vd. 1988, Erol 1989b, Sakınc ve Bargu 1989). Buna göre Üst Pleyistosenin erken ve geç evreleri, yani Erol'a göre SA 1 Tirenien ve SA 2 Monastriyen sekileri arasında da tektonik hareketler olmuştur, ve anlaşılıyorki Riss regresyonunun Boğazlar bölgesinde oluşum nedeni sadece glasyal östatik deniz düzeyi değişmesi değildir. Akdenizin ilk istila dönemine ait disloke denizel fosilli depoların Çanakkale yöresinde ve Marmara Denizinin güney kıyılarındaki Karamürsel dolaylarında gözlenmesine (Erol 1989b) karşın, kuzey kıyılarda saptanmamış olması, Üst Pleyistosen'in ilk evresine ait bu tektonik hareketler sırasında Marmara Fay eksenini güneyindeki bloğun, kuzeydeki bloğa oranla en az 50 m daha fazla yükseldiğini gösterir.

Çanakkale ve Marmara kıyılarındaki, Akdeniz'in ikinci istilasına ait 8 ve 15 metrelik Riss/Würm, monastriyen seki depolarında birazı dislokasyonlar görünmemektedir. Marmara Denizi'nin eksenini boyunca doğu-batı yönünde uzanan Kuzey Anadolu Fay çizgisinin kuzeyinde ve güneyindeki kıyılardaki bu sekilerin bugünkü yüksekliklerinde belirgin bir seviye farkı da yoktur. Buna göre Üst Pleyistosenin ikinci evresinde (Riss ila Würm); ilk evresine (Mindel ve Mindel/Riss) oranla görece bir tektonik durgunluk mevcuttur.



Şekil 14: Narababa Burnu'nun 5-6 km kadar doğusunda, Hasanpaşa burnunda 7-8 metre sekisinin deltayik tortulları. Bu tortullar denizel kum-çakıl, fosiller ve özellikle iri ostrelerden oluşmaktadır. Şekil 5 ile karşılaştırınız.

Figure 14: Deltaic sediments of 7-8 m elevated terrace of the Hasanpaşa Burnu in the 5-6 kms east of the Narababa Burnu. These sediments are marine sand and pebbles which full of fossils, especially of large oysters. Compare with the Figure 5.

Boğazlar ve Marmara-Karadeniz alanını Akdenizin üçüncü istilası, Geç Pleyistosen ve Holosen'de Versiliyen (Flandriyen) transgresyonu sonucunda olmuştur. Akdeniz sularının Marmara havasına ve İstanbul boğazına ulaşmasının son 9000-ila 7000 yıl içinde olduğuna dair gözlemler yapılmıştır (Stanley vd. 1980, Meriç vd. 1988, 1990). Bu evreye ait denizdibi depolarının faylarla disloke olduğunu belirten yayınlar da vardır (Oktay vd. 1990). Bölgedeki en genç tektonik hareketler konusundaki bu veriler yanında, bazı jeomorfolojik kanıtlardan da söz edilebilir. Örneğin İzmit körfezi güney kenarında Hersek deltası kıyılarında fener burnunda en-genç fosilli kıyı depolarının denizden 50-100 cm. daha yüksekte olduğu, Gelibolu Hamza Koyda (Erol 1969), Gelibolu şehri kıyısında (Erol 1989a), Çanakkale kuzeydoğusunda Hasanpaşa Burnunda (Erol 1969) yine 50 cm. kadar yüksek kıyı izleri, olasılıkla biyeroz-yonal kıyı çentikleri (notch'lar) mevcuttur. Akdeniz kıyılarındaki benzerlerine (Kayan vd. 1984) bakılarak bu çentiklerin olasılıkla 1400 yıl öncesine ait olduğu, fakat yine Geliboluda aynı yerde bugünkü deniz düzeyine göre oluşmuş biyokonstrüksiyonal oluşumlara (rimlere) de bakılarak (Erol 1989a) deniz düzeyinin son birkaçyüz yılda değişmediğini söylemek mümkündür.

SONUÇLAR

Çanakkale Boğaz yöresinde Mesozoyik temel üzerinde bir Alt Tersiyer denizel havzası oluşmuş ve Oligosende havzada karalaşma eğilimi belirlemiştir.

Geç Oligosen ve Alt Miyosen volkanizmanın ve karasal koşulların egemen olduğu bir dönemdir.

Orta Miyosen'de yörede, içinde karasal, sığ su ve acısu tortullarının dönüşümlü olarak çökeldiği KD-GB uzanışlı bir havza belirmiş, bu havzanın kuzeybatı ve güneydoğu kenarlarında nemli sıcak iklimlerin etkisi altında (Erol'a göre D I dönemi jenerasyonu olan) aşınım yüzeyleri belirlemiştir.

Orta Miyosen sonu tektonik hareketlerinin havza kenarında oluşturduğu faylar oradaki aşınım yüzeylerinde yükselmeler meydana getirmiş, çukurlaşan havza ortalarında ise Üst Miyosen birimleri çökelmiştir. Bu Orta Miyosen yaşlı ve KD-GB yönlü fay sistemleri, Trakya havzasında aynı yaştaki KB-GD yönlü faylarla birlikte oluşmaya başlayan Kuzey Anadolu Fay kuşağının bölümleridir.

Üst Miyosende havza ortasında yine gölssel ve acısu fasiyesli tortullar, onların çevresinde de karasal birimler oluşmuş, dönem sonlarına doğru Messiniyen de ise bütün yöreyi kaplayan (D II jenerasyonu) aşınım yüzeyleri meydana gelmiştir.

Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojisi ve Neotektoniği

Üst Miyosen sonlarında başlayan tektonik hareketlerle yörede ve Biga yarımadasında önemli yükselmeler olmuş, havzada tortulanma sona ererek yarıma başlamış ve Alt Pliyosende Kazdağlarından kuzeye, derinleşmeye başlayan Marmara havzasına doğru akan bir akarsu sistemi, eski boğaz akarsuyu belirlemiştir. Bu akarsu vadisi, evreler halinde Pliyosen, hatta Kuvaterner'de, eski yapısal çizgiler ve hafif kıvrımların denetiminde derinleşmiştir. Çanakkale boğazının jeomorfolojik gelişiminde bu akarsu aşırımı birinci derecede etkindir. Daha sonra Pliyosen ve Kuvaternerde eski fay çizgilerinde yeni oynamalar meydana gelmiş ise de bunların önemi daha az olmuştur.

Üst Pliyosen ve Enalt Pleystosen'de boğaz vadisi kuzey ucunda, Gelibolu dolaylarında görsel ve acısu koşulları egemen olmuş, bu döneme ait daha alçak (D III ve IV evresi) aşınım yüzeyleri ve sekileri boğaz boyunca güneye sokulmuştur.

Alt ve Orta Pleystosen, kuzeyde derinleşmeye devam eden Marmara havzasının meydana getirdiği daha alçak taban düzeylerine (base level) göre şekillenmiş üç akarsu sekisinin (SY 1a, b, SY 2) olduğu bir evredir.

Orta Pleystosen'in geç evrelerinde, bugünden yaklaşık 300.000 yıl önce önemli tektonik hareketlerin ve Saros-Marmara faylarının derinleşmesinin sonucu olarak, Üst Pleystosen'de Çanakkale Boğazı ve Marmara denizini Akdeniz suları istila etmiş ve bu olay Holosene kadar iki kez daha tekrarlanmıştır. Yörede bu döneme ait üç denizel seki vardır ve bunlardan Tirenien'e ait olanların (SA 1) depolarının yer yer disloke olmasına karşın, Monastriyen'e ait olanların (SA 2) duruşları bozulmamıştır.

Akdenizin suları üçüncü kez geç Holosen'de Boğazlar ve Marmara'ya erişmiştir. Bu döneme ait denizdibi tortullarında tektonik deformasyonlar olduğuna değinen yayınlar vardır. İzmit Körfezi-Hersek'de, Gelibolu'da ve Çanakkale yakınında şimdiki kıyıda 50 cm. yükseklikte muhtemel biyoerozyon çentikleri vardır. Akdeniz kıyılarındaki benzerlerine bakılarak bunların 1400 yıl öncesine ait olduğu söylenebilir. Geliboludaki güncel kıyıda şekillere bakılarak da deniz düzeyinin son birkaç yüzyılda değişmediği sonucu çıkarılabilir.

KATKI BELİRTME

Yazar, son yıllarda Toroslar'da sistemli jeomorfolojik araştırmalar yaparak, Anadolu'daki yerçekli sistemleri (jenerasyonları), özellikle de Messiniyen (Üst Miyosen) aşınım yüzeyi'nin paleojeomorfolojisini belirleme çalışmalarının, geniş açılı bilimsel görüşü ile Türkiye Petrolleri A.O. tarafından desteklenmesini sağlayan değerli bilimadamı merhum Ozan Sungurlu'yu anmayı öncelikle borç bilir. Yazar ayrıca, kendisini Çanakkale Boğaz yöresi üzerinde bir yazı hazırlamaya teşvik eden Prof.Dr. Okay Eroskay'a, hazırlanan ilk metni okuyarak olumlu eleştirileri ile olanaklar ölçüsünde geliştirilmesine katkıda bulunan Prof.Dr. Yücel Yılmaz'a; metnin hazırlanması, şekillerin çizilmesi yönünden yardımcı olan öğrencileri uzman jeomorfoloj Bekir Necati Altın ile Türkan Bayer'e içten teşekkürlerini sunar.

Makalenin geliş tarihi : 6.7.1991

Manuscript received : 6.7.1991

Yayın inceleme kurulunun onayı : 14.1.1992

Revised manuscript received : 14.1.1992

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arslan, F., 1987, Çanakkale çevresi carnivora fosilleri. Türkiye Jeoloji Kurultayı 1987 Bildiri Özleri. s.60-61.
- Barka, A. ve Gülen, L., 1988, Kuzey Anadolu Fay zonu yaş, Toplam atımı ve Doğu Akdeniz bölgesinin tektonik tarihçesiyle günümüz dinamiğini daha iyi anlayabilmede önemi (özet). Orta Doğu Teknik Üniv. Temel ve Uygulamalı Bilimler Derg. Seri A Yerbilimleri. Tokay Sempozyumu, s.39-63.
- Calvert, F. ve Neumayr, E., 1880, Die jungen Ablagerungen am Hülléspont. Denkschrift K.K.Akad. Wiss. Math. Nat. Kl. 40, s.357-378.
- Druitt, C.E., 1960, Report on stratigraphic reconnaissance in the Gelibolu Peninsula area: Petrol Dairesi Rapor, Turkish Gulf Oil Co.I, 7. Yayınlanmamıştır.
- English, Th., 1904, Eocene and later formations surrounding the Dardanelles. Quart.Journ.Geol.Soc. 58.
- Erguvanlı, K., 1957, Outline of Geology of the Dardanelles. Geol. Magazine, 94,s.47-53.
- Erinç, S., 1956, Yalova civarında bahri Pleistosen depoları ve taraçaları. Türk Coğrafya Dergisi, 15-16, s.183-190.

- Erol, O., 1959, Çanakkale Boğazı bölgesinin Jeolojisi. Petrol Dairesi Arşivi, AR/ITG. Yayınlanmamıştır.
- Erol, O., 1969, Çanakkale Boğazı çevresinin jeomorfolojisi hakkında ön not. Coğrafya Araştırmaları Derg. 2, s.53-71.
- Erol, O. ve Nuttall, C.P., 1973, Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuaterner depoları. Coğrafya Araştırmaları Derg., 5-6, s.27-91.
- Erol, O., 1976, Akdeniz ve Karadenizin Kuaterner kıyıları. Coğrafya Araşt.Derg. 8, s.205-220.
- Erol, O. ve Inal, A., 1980, Çanakkale Yöresi Karacaviran köyü çevresindeki Kuaterner depoları ve denizel fosilleri. Jeomorfoloji Derg. 9, s.1-35.
- Erol, O. ve Bircan, A., Bozbey, E., Durukal, A., Durukal, S., Gürel, N., Herece, M., Kozan, T., Mülazımoğlu, N., Ozaner, S., Ögdüm., Ünsal, Y. 1981a, Morphotectonic results of the geomorphological study of the Biga Peninsula, Northwestern Turkey. The INQUA Neotectonics Comm.Bull. 4, s.31-42.
- Erol, O., 1981b Neotectonic and Geomorphologic evolution of Turkey. In Fairbridge, R.W. (Ed.) Neotectonics. Zeitschr. für Geom. Suppl. Bd. 40, s.193-211.
- Erol, O., 1981c, Türkiye denizel Kuaternerine ait bazı problemler ve G.Ruggieri'nin "İtalya denizel Kuaterneri için yeni bir stratigrafik şema"sı ile bir karşılaştırma. Coğrafya Araşt.Derg. 10, s.1-4.
- Erol, O., 1982a, Türkiye'de Orta Pleistosen genç tektonik hareketlerin önemini vurgulayan yeni gözlemler. Tür.Jeoloji Kurult.1982, Özetler: 114.
- Erol, O., 1982b, Batı Anadolu genç tektoniğinin jeomorfolojik sonuçları, Türkiye Jeoloji Kurultayı,1982. Batı Anadolunun genç tektoniği ve volkanizması paneli. Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını, s. 15-21.
- Erol, O., 1985, Çanakkale Yöresi güney kesiminin jeomorfolojisi. Jeomorfoloji Derg. 13, s.1-8.
- Erol, O., 1987, Çanakkale Yöresinde Kuaterner kıyı oynamaları. Ank. Ün. Dil ve Tarih-Coğrafya Fak. 60. Yıl Armağanı, s.179-187.
- Erol, O., 1989a, Zonality of the actual coastal processes in Turkey. Essener Geographische Arbeiten, 18, s.283-295.
- Erol, O., 1989b, Marmara Bölgesinde jeomorfoloji araştırmaları. Türkiye 13. Jeomorfoloji Kurultayı 1989 Ankara, Özetler, s.30-31.
- Erol, O., 1990a, Batı Toros Dağlarının Messiniyen paleo-jeomorfolojisi ve neotektoniği. Türkiye 8. Petrol Kong. 1990 Ankara, Genişletilmiş Bildiri Özleri: 91-92. Esas metin baskıda.
- Erol, O., 1990b, Geomorphological interpretation of the ESR and TL ages of caliche specimens from Çukurova, Turkey. Quaternary Research'de baskıda.
- Erol, O., 1991, Geomorphological evolution of the Taurus Mountains, Turkey. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. Suppl. -Bd.82, s. 99-109.
- Eroskay, O. ve Kale, S., 1986, İstanbul Boğazı tüp geçişi güzergahında jeoteknik bulgular. Mühendislik Jeolojisi Bült. 8, s.2-7.
- Gillett, S., Gramann, F., Steffens, P., Benda, L., 1978, Neue biostratigraphische Ergebnisse aus dem brakischen Neogen an Dardanellen und Marmara-Meer (Türckl). Newsl. Stratigr. 7.1, s. 53-64.
- Göney, S., 1964, Karamürsel (İzmit) civarında Pleistosen ait bazı eski kıyı izleri. İst. Üniv. Coğrafya Enst. Derg., 18-19, s.200-20.
- İlhan, E., 1976, Türkiye Jeolojisi. ODTÜ Müh. Fak. Yayını, 51.
- Karaköse, C. ve Şentürk, K., (1980), Çanakkale yöresi genel jeoloji durumu, MTA rapor özeti. Yayınlanmamıştır.
- Kaya, T., 1989, Alçıtepe (Gelibolu Yarımadası) yöresi memeli faunaları: Perissodactyla bulguları. Türkiye Jeoloji Bülteni, 32, 1-2, s.79-88.
- Kayan, İ., Kelletat, D., J.F. Venzke, J.F., 1985, Erläuterungen zur küstenmorphologischen Karte der Region Karaburun-Fığla Burnu westlich Alanya, Türkei. Beih. zum Tübinger Atlas des Vorderen Orients. Reihe A.
- Kayaçılar, C., 1989, Karamürsel ve güneyinin jeomorfolojisi. İst. Üniv. Deniz. Bilimleri ve Coğrafya Enst. Yüksek Lisans tezl. Yayınlanmamıştır.
- Meriç, E., Sakıncı, M., Eroskay, O., 1988, İstanbul Boğazı ve Haliç çökellerinin evrim modeli. Müh. Jeolojisi Bülteni, 10, s.10-14.
- Meriç, E., 1990, (Ed.) İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in geç Kuaterner (Holosen) dip tortulları. Late Quaternary (Holocene) bottom sediments of the southern Bosphorus and Golden Horn (Abstract), 114 s.
- Oktay, F., Sakıncı, M., Meriç, E., 1988, Geological evolution of İstanbul Late Quaternary basins: Kuşdili, Ayamama and Büyükdere, IESCA 90 Abstracts s.123-124.
- Okay, A.İ., 1990, Biga Yarımadası ve çevresinin tektonik yapısı. Tür. 8. Petrol Kong. Ankara 1990, Genişletilmiş Bildiri Özleri, s. 21.
- Ozansoy, F., 1960, Ege Bölgesi karasal Senozolik stratigrafisi. MTA Derg., 55, s.1-27.
- Ozansoy, F., 1964, Faunizon birimleri ışığında Çanakkale çevresi Neojen stratigrafisi ve Neojen paleocoğrafyasında bölgede tabii rejimler problemi: Karasal-denizel-somat ve karasal. Antropoloji c.1, Sayı: 2, s.32-55.
- Ozansoy, F., 1973, Les Caractéristiques de Neogene des Dardanelles, Antropoloji 6, s.171-180.
- Önal, M., 1986, Gelibolu Yarımadası orta bölümünün sedimanter fasiyesleri ve tektonik evrimi, KB Anadolu,Türkiye: Jeoloji Mühendisliği Bülteni, Sayı 5, s.21-38.
- Önal, M., 1987, Gelibolu Yarımadası orta bölümünün çökeltme istifi ve tektoniği, Kuzeybatı Anadolu, Türkiye. İst. Üniv. Yerbilimleri, Sayı: 5, s.21-38.

Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojisi ve Neotektoniği

- Özhan, G., 1983, Kıyıötesi jeofizik verilerin ışığında Antalya Körfezinin jeolojik yorumu. *Tür. Jeoloji Kong. Bül.*, 4, s. 47-50.
- Özhan, G., 1988, Sismik yansıma verileri ışığında Kuzeydoğu Akdeniz: Türkiye Jeoloji Bül., 31, s.51-62.
- Paluska, A. ve Barga, S., 1989, Dating and mechanism of paleo-seismotectonic activities in the Sapanca-Abant Region (NW Turkey, North Anatolian Fault Zone) in relation to recent Earthquakes. *IASPEJ Abstracts*, s.329.
- Penck, W., 1917, Bau und Oberflächenformen des Dardanellenlandschaft. *Zeitschr. Gesellsch. Erdkunde zu Berlin*.
- Perinçek, D., 1987, Trakya havzası renç fay zonunun sismik özellikleri. *Türkiye 7. Petrol Kong. Bildiriler*, s.11-21.
- Ryan, W.B.F. ve Cita, W.B., 1978, The nature and distribution of Messinian erosional surfaces. Indicators of several kilometer deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, 27, s.193-230.
- Sakıncı, M. ve Baurgu, S., 1989, İzmit Körfezi güneyindeki genç Pleyistosen (Tireniyen) çökel stratigrafisi ve bölgenin neotektonik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 32, 1-2, s.51-64.
- Saner, S., 1980, Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramı ile açıklanması, *Kuzeybatı Türkiye. MTA Derg.*, 93-94, s.1-19.
- Saner, S., 1985, Saros Körfezi dolayının çökelme istifleri ve tektonik yerleşimi, *Kuzeydoğu Ege Denizi, Türkiye-Türkiye Jeol. Kurumu Bül.*, 28.1, s.1-10.
- Sfondrini, G., 1961, Surface geological report on AR/TGO/1/538 and 537 Eceabat and Çanakkale area. *Petrol Dairesi Rapor. I. 8. Turkish Gulf Oil.Co. Yayınlanmamıştır*.
- Siyako, M., Bürkan, K.A., Okay, A.L., 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadalarının Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, *TPJD Bülteni* 1/3, s.183-199.
- Stanley, D.J. ve Blanpied, C., 1980, Late Quaternary water exchange between the Eastern Mediterranean and the Black Sea. *Nature*, 285, s.537-541.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., 1987 Gelibolu Yarımadası ve güneybatı Trakya havzasının stratigrafisi, sedimentolojisi ve tektoniği, *MTA raporu. Yayınlanmamıştır*.
- Şaroğlu, F., 1988, Age and offset of the North Anatolian Fault. *Kuzey Anadolu Fayının yaşı ve atımı (Özet)*, *Orta Doğu Teknik Üniv. Temel ve Uygulamalı Bilimler Dergisi. Tokay Simpozyumu*, c. 21, Sayı 1-3, s.65-80.
- Şencan, A., 1989, Çınarcık ve güneyinin jeomorfolojisi. *İst. Üni. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enst. Yüksek Lisans tezi. Yayınlanmamıştır*.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Journ. Geol. Soc. London*, 136, s.269-282.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985, Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and mineralogists. Special Publication No 37*, s.227-264.
- Taner, G., 1979, Die Molluskenfauna der neogenen Formationen der Halbinsel-Gelibolu. *ICMN 7. Ann. Geol. Pays. Hellen. Tome Hors Serie 3*, s. 1189-1194.
- Taner, G., 1981, Gelibolu yarımadasının denizel Kuvarterner molluskaları. *Jeomorfoloji Dergisi*, 10, s. 71-116.
- Taner, G., 1982, Die mollusken Fauna und Pliozäne Stratigraphie des Halbinsel Gelibolu. *Comm. de la Fac. de Science de l'Univ. de Ankara. c. 25*.
- Turgut, S., Siyako, M., Dilki, A., 1983, Trakya havzasının jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. *Türkiye Jeoloji Kong. Bül.*, 4, s.35-46.
- Turgut, S., 1987, Ege denizi ve dolaylarının tektonik evrimi ve hidrokarbon olanakları. *Türkiye 7. Petrol Kong. 1987 Ankara. Bildiriler*, s.22-35.
- Turgut, S., Siyako, M., Bürkan, K.A., Sarbay, N., 1990, Effects of the neotectonics in the North Aegean area and formation of grabens. *IESCA 90, Abstracts*, s.195.
- Türkaslan, M. ve Siyako, M., 1990, The structural evolution of the Saros bay area. *IESCA 90, Abstracts*, s.196.
- Ünay, E., 1980, The *Cricetodontini* (Rodentia) from the Bayraktepe section (Çanakkale, Turkey). *Proc. of the Konink. Nederl. Akad. van Wetenschappen, Series B*, 83.4, s.399-418.
- Ünay, E., 1981, Middle and upper Miocene Rodents from the Bayraktepe Section (Çanakkale, Turkey). *Proc. of the Konink. Nederl. Akad. van Wetenschappen, Series B, c.84., Sayı:2*, s.217-238.
- Yalçınlar, İ., 1949, Çanakkale Boğazı civarının jeomorfolojisi üzerine müşahedeler. *Türk Coğrafya Derg.*, c.6-8, Sayı 11-12, s.129-138.

BİLİMSEL VE SOSYAL ETKİNLİKLER

* İlk kez 1971 yılında düzenlenmiş olan Türkiye Petrol Kongresi'ne ilgi ve katılım giderek artmış ve 9. Petrol Kongresi 17-21 Şubat 1992 tarihleri arasında, 700'ü aşkın delege ve % 20 yabancı dilde olmak üzere 150 adet teknik bildirinin sunumu, iki panel ve 12 büyük firmanın katıldığı sergi ile bilimsel ve sosyal bir etkinlik olarak yaşanmıştır.

Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Sergisi ise, Ankara Hilton Salonlarında 8-12 Nisan 1994 tarihinde yapılacaktır. Bu kongre ve sergide petrolün aranması ve üretimi konuları tüm boyutları ile incelenecek, tartışılacak ve sergilenecektir.

Türkiye Petrol Jeologları Derneği, Petrol Mühendisleri Odası ve Jeofizik Mühendisleri Odası tarafından ortaklaşa düzenlenmekte olan bu kongrede bildiri ve poster sunumları, petrol sektöründeki teknik gelişimleri yansıtan bir sergi, paneller ve çeşitli sosyal ve kültürel etkinlikler yer alacaktır.

* 3 Kasım 1992 tarihinde TPAO Araştırma Merkezi Konferans Salonunda Dr. R.J. Murrin tarafından "World Oil and Gas - Techniques for the Future" başlıklı bir konferans verilmiştir.

* 2 Temmuz 1992 tarihinde TPAO Araştırma Merkezi Konferans Salonunda Dr. İrfan Taner tarafından "Surge tectonics - New concepts in global tectonics" başlıklı bir konferans verilmiştir.

* 8 Mayıs 1992 tarihinde, TPAO Araştırma Merkezi Konferansı Salonunda yapılan 32. Genel Kurulda yapılan seçimlerde, TPJD Yönetim Yönetim ve Denetim Kurulları asil ve yedek üyeleri aşağıdaki gibi belirlenmiştir.

Yönetim Kurulu (Asil) :

Erkan ATALIK	(Başkan)
Murat KÖYLÜOĞLU	(2. Başkan)
A. Aytaç EREN	(Yazman)
Zühtü BATI	(Sayman)
Mete GÜREL	(Üye)
Ünal BAYRAM	(Üye)
Metin KORUCU	(Üye)

Yönetim Kurulu (Yedek) :

Alaettin SAYILI
Kaya ERTUĞ
Doğan ŞİRİKÇİ
Levent AKÇA
M. Ali KAYA

Denetim Kurulu (Asil) :

Oğuz ERTÜRK
Ergün TUNA
Ruşen ERSOY

Denetim Kurulu (Yedek) :

Atilla KARABULUT
Ahmet DİNÇER
Ayşegül GÜRGEY

ULUSLARARASI BİLİMSEL ETKİNLİKLER

1993

JANUARY 20-21, 1993

ORGANIC GEOCHEMISTRY OF RESERVOIRS, London, England (J. Cubitt, geochemical group, Chester CH4 8RD, England. Fax: 0244 683 306)

JANUARY 25-27, 1993

4 TH CONFERENCE ON SINKHOLES AND ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL IMPACTS OF KARST, Panama City, Florida, USA (Barry F. Beck, Florida Sinkhole Research Institute, Research Bldg, Alpha, University of Central Florida, Orlando, FL 32816, USA. Tel : + 1 407 823 5645) .

JANUARY 26-27, 1993

QUANTIFYING SEDIMENTARY GEOCHEMICAL PROCESSES, London, England, (C.A Johnson, The Royal Society, 6 Carlton House Terrace, London SW 1Y 5AG, England. Tel: 071 839 5561) .

FEBRUARY 1-2, 1993

SEQUENCE STRATIGRAPHY : APPLICATIONS AND ADVANCES FOR EXPLORATION AND PRODUCTION IN NORTH WEST EUROPE, Stavanger, Norvege, (E. Holter, Norsk Petroleumsforening, P.O. Box 1897 Vika, 0124, Oslo I Norvege. Tel : 010 472 430 050. Fax : 010 472 554 630) .

FEBRUARY 8-11, 1993

INTERNATIONAL CONFERENCE ON ENVIRONMENTAL MANAGEMENT, GEOWATER AND ENGINEERING ASPECTS, Wollongong, Australia, (M. Sivakumar, Dept. of Civil and Mining Engineering, University of Wollongong, NSW, Australia 2500. Tel : 010614 221 3238. Fax: 010 614 221 3055).

FEBRUARY 8-11, 1993

GEOLOGIC REMOTE SENSING, Pasadena, Calif. USA, (Nancy J. Nallman, ERIM, Box 134001, Ann Arbor, Mich. USA., 48113-4001. Tem: 313/994 1200. Fax: 313/994 5123).

FEBRUARY 11-16, 1993

AMERICAN ASSOCIATION FOR THE ADVANCEMENT OF SCIENCE, ANN. MTG. . Boston, USA, (AAAS, 1333 H: ST. N. W. Washington, D.C. 20 005).

FEBRUARY 15-19, 1993

46. TÜRKİYE JEOLJİ KURULTAYI, Ankara, Türkiye. (MTA Genel Müdürlüğü Kültür Sitesi 46. Türkiye Jeolojisi Kurultayı, Yürütme Kurulu Başkanlığı, P.K. 507, 06424 Ankara, Türkiye) .

MARCH 14-17, 1993

VENEZUELAN SOCIETY OF GEOLOGISTS & AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS, INTERNATIONAL MEETING, Caracas, Venezuela, (AAPG Convention Department, Box 979, Tulsa Okla 7401 0979. Tel: 918/584 2555. Fax: 918/584 2274) .

MARCH 30-APRIL 1, 1993

PETROLEUM GEOLOGY OF NW EUROPE (4th Conference), London, England, (Petroleum Geology of Europe Conference 1993. Conference Associates & Services Ltd., Congress House, 55 New Cavendish Street, London WIM 7RE, England. Tel: 071-486 0531. Telefax: 071-935 7559).

APRIL 1-2, 1993

RARE EARTH MINERALS: CHEMISTRY ORIGIN AND ORE DEPOSITS. CONFERENCE INTERNATIONAL, London, England, (Ms Frances Wall, Department of Mineralogy, The natural history Museum, Cromwell Road, London, SW7 5BD, England. Tel: + 44 71 938 93 57. Fax: + 44 71 938 9268) .

APRIL 4-8, 1993

25 th INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON REMOTE SENSING AND GLOBAL ENVIRONMENTAL CHANGE, Graz, Autriche, (D.M. Humprey, ERIM, P.O. Box. 134 001, Ann Arbor, Mi. 48113-4001, USA. Tel: 313 994 1200. Fax: 313 994 5123).

APRIL 4-8, 1993

7 th EUROPEAN UNION OF GEOSCIENCE MEETING, Strasbourg, France, (Geological Survey of Netherlands, P.O. Box 157, 2000 AD Haarlem, Pays-Bas. Fax: 31 23 351 614).

APRIL 5-7, 1993

SYMPOSIUM INTERNATIONAL ISRM: ASSESSMENT AND PREVENTION OF FAILURE PHENOMENA IN ROCK ENGINEERING, İstanbul, Türkiye, (A. Grinhan Pazammetoğlu, Middle East Technical University (ODTÜ), Depart. of Mining Engineering, 06531, Ankara, Türkiye. Tel: 90 (4) 223 7100. Fax: 90 (4) 223 3054).

ARPIL 5-9, 1993

TÜRKİYE 13. JEOFİZİK KURULTAYI, Ankara, Türkiye. (M. Ali Ak, A. Ersin Us, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Türkiye 13. Jeofizik Kurultayı Düzenleme Kurulu P.K. 255 Kızılay, 06420 Ankara, Türkiye. Tel: (4) 484 1106 veya (4) 286 9100 Ex. 2935).

ARPIL 6-7, 1993

REGIONAL CONFERENCE ON NATURAL GAS, Erzurum, Türkiye. (M. Salih Bayraktutan Atatürk University, Faculty of Engineering 25240 Erzurum Türkiye. Tel: (011) 43398. Fax: (011) 17140, Telex: 74362 damu tr).

ARPIL 25-27, 1993

AAPG-SEPM: ANNUAL MEETING, NEW Orleans, Louisiane, USA, (Convention Department, AAPG Box 979, Tulsa, Oklo. 74101 USA).

MAY 3-5, 1993

1993 NATIONAL EARTHQUAKE CONFERENCE, Memphis, Tennessee, USA, (central United States Earthquake Consortium, 2630 E. Holmes Road, Memphis TN 38118-8001, USA).

MAY 17-19, 1993

GEOLOGICAL ASSOCIATION OF CANADA AND MINERALOGICAL ASSOCIATION OF CANADA: ANNUAL MEETING, Edmonton, Alberta, Canada. (J.W. Kramers, Alberta Geological Survey, P.O. Box 8330, Station F, Edmonton, Alberta T6H 5X2, Canada).

MAY 25-JUNE 15, 1993

BASIN TECTONIC AND HYDROCARBON ACCUMULATION, Manking, Chine, (David G. Howell, USGS, M.S. 902, 345 Middlefield Road, Menlo Park, Calif, 94025, USA. Tel: 415 329 5430. Fax: 415 354 3224).

JUNE 1993

THE FIRST MEETING ON MUD VOLCANOES, Baku, Azerbaycan. (M. Salih Bayraktutan, SCOM-MV Membership, Dept. Civil Eng. Geotechnique, Faculty of Engineering Atatürk University 25240, Erzurum, Türkiye. Tel: 90 011 87193, Fax: 90 011 8714, Telex: 74362 damu tr).

JUNE 7-11, 1993

55 th ANNUAL MEETING: EUROPEAN ASSOCIATION OF EXPLORATION GEOPHYSICIST, Stavanger, Norvege. (Ever van der Gaag, European Association of Exploration geophysicists, Utrechtseweg 62, NL-3704 HE Zeist, Pays-Bas. Tel: (03404) 56997. Fax: 03404 62640).

JULY 18-23, 1993

CLAY CONFERENCE (10th INTERNATIONAL CONFERENCE), Adelaide, Australie. (Tony Eggleton, Geology Department, ANU, GRO Box 4, Canberra, ACT 2601, Australie).

AUGUST 1993

2 nd INTERNATIONAL PALEOZOIC MICROVERTEBRATE SYMPOSIUM IN CONJUNCTION WITH 90 TH BIRTHDAY ANNIVERSARY OF PROFESSOR WALTER GROSS (1903-1974), Berlin, Germany. (S. Turner, Queensland Museum, P.O Box 3300, South Brisbane, Qld 4101, Australie).

AUGUST 1993

INTRAPLATE VOLCANISM: THE POLYNESIAN PLUME PROVINCE (WITH PRE-AND POST CONFERENCE FIELD EXCURSION), Tahiti. (Workshop Tahiti 1993, C: Dupuy, Centre geologique et geophysique, case 060, pl. E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France. Tel. (33) 67 33 49 83. Fax: (33) 67 52 39 08).

AUGUST 11-15, 1993

INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOSCIENCE IN URBAN DEVELOPMENT, Beijing, Chine. (ICGUB (Landplan IV), P.O. Box 634, Beijing, Chine 100029. Fax. 86-1 4919 140).

AUGUST 22,29, 1993

XIX th INTERNATIONAL CONGRESS OF HISTORY OF SCIENCE, Saragosse, Spain. (XIX th International Congress of History of Science, Facultad de Ciencias Matematicas), Ciudad Universitaria, 50009 Saragosse, Espagne. Fax. 76 56 58 52).

AUGUST 23-26, 1993

INTERNATIONAL CONGRESS ON MINE DESIGN, Kingston, Ontario, Canada. (Peter Scott, Public relations, ICMD, Dept. of Mining Engineering, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada K7L 3N6. Fax. 613 545 6597).

AUGUST 23-29, 1993

COASTAL SEDIMENTOLOGY, Hamilton, Ontario, Canada. (William F. Tanner, Dept. of Geology B-160, Florida State University, Tallahassee 32306. Tel: 904/644.3208, Florida, U.S.A.).

AUGUST 24-27, 1993

ENVIRONMENT NORTHERN SEAS, INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, Stavangerger, Norvege. (ENS secretariat, P.O. Box 410, 4001 Stavanger, Norvege. Tel: 47 455 81 00, Fax: 47 455 10 15).

AUGUST 28-September 15, 1993

7 th ICFL' 93 INTERNATIONAL CONFERENCE AND FIELD WORKSHOP ON LANDSLIDES, Prague, Tchecoslovaquie, (ICFL-C.S. Landslies' 93, I. Sekaniny 1801, CS-70800 Ostrava 4, Tchecoslovaquie, Tel: (42-69) 47-30-28. Fax: (42-2) 38-18-48).

AUGUST 30-SEPTEMBER 12, 1993

15 th INTERNATIONAL CONGRESS ON IRRIGATION AND DRAINAGE, The Haugue, Pays-Bas, (Secret. 48 Nyaya Marg. Chanakypuri, New Delhi 110021, Inde).

SEPTEMBER, 1993

5 th INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MINING WITH BACKFILL, Johannesburg, South Africa, (The Symposium secretary Minefil 93, SAIMM P.O. Box 61127, Marshalltown 2107, Afrique du sud. Tel: (27) (11) 834-1273. Fax (27) (11) 838-5923. Telex: 4-86431 SAIMM).

SEPTEMBER 1-3, 1993

INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MINERALIZATION RELATED TO MAFIC AND ULTRAMAFIC ROCKS, Orleans, France, (IAGOD, D. Ohnenst, etter, CRSCM, 1 A, rue de la Ferroellerie, 45071 Orleans Cedex 2, France. Fax: 33 38 63 64 88. Tel: 33 38 51 54 01).

SEPTEMBER 9-11, 1993

1993 BIENNAL SGA MEETING, Grenade, Spain, (Puri Fenoll Hach-Ali, Depart. De Minerologia-Petrologia, Facultad de Ciencias/Universidad/c/Fuentenueva s/u. 18002 Grenade, Espagne).

SEPTEMBER 13-21, 1993

CARPATHA-BALCAN GEOLOGICAL ASSOCIATION (CBGA) 15 th CONGRESS, Budapest,

Hungary, (Geological Society of Hungary, P:O: Box 443, H-1371 Budapest, Hungary. Tel: (36-1) 201929. Telefax: (36-1) 1561215. Telex: mtes2 mft 2244343).

SEPTEMBER 14-16, 1993

16 th INTERNATIONAL COLOQUIUM OF AFRICAN GEOLOGY, Ezulwini, Swaziland, (Secretary 16 th colloquium, P.O. Box 9, Mbabane. Swaziland. Fax: 45 215. Telex: 2301 WD)..

SEPTEMBER 19-26, 1993

8 th MEETING OF THE ASSOCIATION OF EUROPEAN GEOLOGICAL SOCIETIES (EVOLUTION OF INTRAMONTANE BASINS ON THE EXAMPLE OF THE PANNONIAN BASIN), Budapest, Hongrie. (MAEGS-8 Org. COM. ; Hungarian Geological Society, H-1027 Budapest, FÖ U.68.1.102. Hongrie: Tel: 36-1-251-0999. Fax: 36-12-251-0703).

SEPTEMBER 21-23, 1993

ISAG 93 - 2nd INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ANDEAN GEODYNAMICS, Oxford, G. -B. . (P. Soler, ISAG 93, ORSTOM, CS1, 213, rue Lafayette, 75480 Paris Cedex 10, France. Fax: (33) 1 48 03 08 29).

SEPTEMBER 25-October 1, 1993

INTERNATIONAL ASSOCIATION OF VOLCANOLOGY AND CHEMISTRY OF THE EARTH'S INTERIOR, MEETING, Canberra, Australie. (IAVEI ACTS, G: P.O. Box 2200, Canberra Act 2601, Australie. Tel: 61/6/257-3299. Fax: 61/6/257/3256).

OCTOBER 4-9, 1993

BASIN INVERSION, Oxford, G. -B. . (J. Buchanan, British Gas Exploration and Production, 100 Thames Valley Park Drive, Reading Berks RG6 IPT, G. -B. Tel: 0734 29 23 49. Fax: 0734 29 23 73).

OCTOBER 17-20, 1993

AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGIST, INTERNATIONAL MEETING, La Haye, Pays-Bas, (AAPG, P.O. Box 979, Tulsa, OK 74101-0979 U.S.A. Tel: (1) (918) 584-2555).

OCTOBER 25-28, 1993

GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, ANNUAL MEETING, Boston, U.S.A., 5Vanessa George, GSA, Box 9140, Boulder, Colo, 80301, U.S.A. Tel: 303/447-20-20).

NOVEMBER 15-19, 1993

YERBİLİMLERİNİN 25. YILI SEMPOZYUMU, Beytepe, Ankara, Türkiye, (Türker Kurttaş Sempozyum Serteri, Bestekar Sok. 7/11, 06680 Kavaklıdere, Ankara Türkiye, Ankara, Tel: (4) 418 9005., Fax: 417 40 39 Telex: 46203 tskz tr).

NOVEMBER 15-30, 1993

IGCP PROJECT 294 THEMATIC MEETING LOW TEMPERATURE METAMORPHISM: PROCESSES, PRODUCTS AND ECONOMIC SIGNIFICANCE, Santiago, Chili, (M. Vergara, Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Casilla 13518, Correo 21, Santiago Chili, Fax: 56 2 68 630 50).

1994**FEBRUARY 18-23, 1994**

AMERICAN ASSOCIATION FOR THE ADVANCEMENT OF SCIENCE, Ann. Mtg., San Francisco, U.S.A., (AAAS 1333 H St. N.W. Washington D.C. 20005, U.S.A

JUNE 5-11, 1994

GEOCHRONOLOGY, COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY (ICOG-8), Berkeley, Ca, U.S.A., (Garniss H. Cuntis, Institute of Human Origins-Geochronology Center, 2453 Ridge Road, Berkeley, CA 94709. Tel: 415/845.4003. Fax: 415/845-9453).

JUNE 6-10, 1994

EUROPEAN ASSOCIATION OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS : 56th ANNUAL MEETING, Vienne, Autriche, (Evert Van der Gaag, European Association of Exploration Geophysicist, Utrechtseweg 62, NL-3704 NE Zeist, Pay-Bas. Tel: (03404) 56977. Fax: (03404) 62640.

JUNE 4-10, 1995

XXVI CONGRESS OF IAH. SOLUTIONS 95. MANAGING THE EFFECTS OF MAN'S ACTIVITIES ON GROUNDWATER, Edmonton, Canada, (Solutions 95, 10769-99 Strett, Edmonton, Elberta, Canada T 5H 4H6. Tel: 403 4245281. Fax: 03 4245306).

BUNLARI BİLİYOR MUYDUNUZ?

* Van ili kuzeydoğusunda bulunan ve Ulaş ile Beşparmak köyleri arasında yer alan Kurzot petrol sızıntısında 1912 ile 1945 yılları arasında tüneller ve kuyular açılarak petrol araması yapıldığını, bu aramaların bölgeyi o yıllarda işgal altında tutan Ruslar ve daha sonra MTA tarafından yapıldığını, Rus aramacıların bölgede bir kuyu açtıklarını, ayrıca 150 metre uzunluğunda bir tünel kazdıklarını, MTA'nın ise 1937 ve 1945 yılları arasında toplam 348 metre tünel şebekesi açtığını, sızıntının bölgeyi kaplıyan ve Yüksekova olarak adlandırılan karmaşıktan geldiğini, bu sızıntıdan bölge halkının ısınma, aydınlatma ve hayvan yaralarının tedavisinde kullanımları dışında, 1937 yılı yazında 3000 kg, 1938 yazında 1.5 varil ve 1945 yazında da 3 varil ham petrol üretimi yapıldığını ve Van Gölü'nde çalışan feribotların dizel motorunda kullanılmak üzere Van Gölü Gemicilik İşletmesi'ne gönderildiğini, bu sızıntının artık mevcut olmadığını biliyor muydunuz?

Kaynak: MTA Rapor No. 1670

* Türkiye'de 1934 yılından bu yana, 1049 arama ve istikşaf kuyusu açıldığını ve 82 ekonomik petrol ve 13 ekonomik doğalgaz sahası keşfedildiğini, bugüne kadar 1551 üretim ve tespit kuyusu açıldığını, istatistiksel olarak Türkiye'de hidrokarbon keşfi olasılığının 11 kuyuda bir olduğunu biliyor muydunuz?

Kaynak: PIGM Dergisi, No.36

* Amerika Birleşik Devletleri'nde yapılan bir araştırma sonucunda, Petrol Endüstrisinde en canlı dönemin yaşandığı Ocak 1982 tarihinden 1992 yılı sonuna kadar ABD petrol endüstrisinde mevcut 400 bin işin kaldırıldığını ve bugünlerde Petrol Şirketlerinin işe eleman almak yerine, "outsourcing" denilen müteahhit veya müşavirlere (consultant) yaptırma eğiliminde olduklarını;

* Amerikan Petrol Jeologları Birliği'ne (AAPG) kayıtlı üyelerin yüzde 30,2 ile en büyük kısmının müşavir veya bağımsız çalışanlardan oluştuğunu biliyor muydunuz?

Kaynak: AAPG Explorer, c.13, 6

* 1991 sonu itibari ile Dünya ispatlanmış toplam petrol rezervlerinin 1 trilyon varil olduğunu ve bu rezervlerin yüzde 66,1'inin

Orta Doğu'da bulunduğunu, bu rezervlerin dünyaya yaklaşık 43 yıl daha yeteceğini, ülkemizde ise 1991 yılı sonu itibari ile kalan üretilebilir petrol rezervlerinin 297 milyon varil olduğunu;

* 1991 yılı sonu itibari ile Dünya ispatlanmış doğal gaz rezervlerinin 124 trilyon metreküp olduğunu ve bu rezervlerin yüzde 40 ile en büyük kısmının eski Sovyet Cumhuriyetleri'nde bulunduğunu, bu rezervlerin dünyaya yaklaşık 59 yıl daha yeteceğini, ülkemizde ise 1991 yılı sonu itibari ile kalan üretilebilir gaz rezervlerinin 18 milyar metreküp olduğunu biliyor muydunuz?

Kaynak: BP Statistical Review of World Energy, PIGM Dergisi, No. 36

* Dünya toplam petrol üretiminin günlük 64,2 milyon varil olduğunu ve toplam tüketimin günlük 65,2 milyon varil olduğunu;

* Ülkemizin günlük petrol üretiminin yaklaşık 80 bin varil olduğunu ve tüketiminin günlük 465 bin varil olduğunu biliyor muydunuz?

Kaynak: BP Statistical Review of World Energy

* Bugün bilinen rezervleri ile kömürün, petrol ve doğalgaz rezervlerinin toplamından iki kat daha uzun süreyle dünyaya yeteceğini biliyor muydunuz?

Kaynak: BP Statistical Review of World Energy

* Amerikan Petrol Jeologları Birliği (AAPG) tarafından 1991 yılında hazırlanan ve 200'den fazla şirket ve bağımsız çalışandan alınan bilgilerle derlenen maaş araştırmasında, ortalama olarak işe yeni başlayan jeologların ayda brüt 3500 dolar, 6-9 yıllık tecrübeli jeologların ayda brüt 4640 dolar, 20 yıldan fazla tecrübelilerin ise ayda brüt 7650 dolar aldıklarını biliyor muydunuz?

Kaynak: AAPG Explorer, c. 13, 6

* 1963-1965 yılları arasında Milliyet ve Cumhuriyet gazetelerinde Türkiye'de petrol aramacılığı, üretimi ve petrol ile ilgili diğer konularda toplam 65 makalenin yayımlandığını biliyor muydunuz.

Kaynak: Sadun Çancar



ARCO TURKEY INC.

**CONGRATULATIONS TO
THE TURKISH ASSOCIATION OF
PETROLEUM GEOLOGISTS
ON THE PUBLICATION OF YOUR BULLETIN**



THRUST FAULTING IN THE MARDİN FORMATION, ALONG THE FIRAT RIVER, ÇERMİK, DİYARBAKIR.

Photography by Sezgin Aytuna

**ARCO Turkey, Inc.
Kader Sokak 43/1
G.O.P., Ankara, Turkey
Tel: 136 60 30**