

TPJD BÜLTENİ

TÜRKİYE PETROL JEOLGLARI DERNEĞİ

TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS

TAPG BULLETIN



CİLT : 2
VOLUME : 2

SAYI : 1 ARALIK - 1990
NO : 1 DECEMBER - 1990

TPJD YÖNETİM KURULU
TAPG EXECUTIVE COMMITTEE

M.Erdal Ahıska	Başkan President
Murat Köylüoğlu	2.Başkan Vice President
Erkan Atalık	Yazman Secretary
Zühtü Batı	Sayman Treasurer
Hasan Özbahçeci	Üye Member

YAYIN SORUMLUSU
MANAGING EDITOR
Murat Köylüoğlu

YAYIN KURULU
EDITORIAL BOARD

Dursun AÇIKBAŞ	TPAO	Hayrettin B. OKAY	TPAO
Erol AKYOL	DEÜ	Önder ÖZTUNALI	İÜ
Demir ALTINER	ODTÜ	Doğan PERİNÇEK	MOBİL
Mehmet ARAÇ	TPAO	Sallı SANER	KFU
Volkan Ş. EDİGER	TPAO	Hacı SAVCI	TPAO
Özgen EREV	TPAO	Cengiz SOYLU	TPAO
Yavuz ERKAN	HÜ	A.M. Celal ŞENGÖR	İTÜ
İsmet GEDİK	KTÜ	Nuri TERZİOĞLU	TPAO
Kadir GÜRGEY	TPAO	Süleyman TURGUT	TPAO
Ahmet GÜVEN	TPAO	Güner ÜNALAN	MTA
Erçin KASAPOĞLU	HÜ	Namık YALÇIN	TÜBİTAK
Orhan KAYA	DEÜ	Osman YILMAZ	İÜ
Ali KOÇYİĞİT	ODTÜ	Yücel YILMAZ	İTÜ
Teoman NORMAN	ODTÜ	Arif YÜKLER	ABD
Aral OKAY	İTÜ		

SAHİBİ
EXECUTIVE DIRECTOR
M.Erdal Ahıska

YAZIŞMA ADRESİ
CORRESPONDENCE ADDRESS
Mustafa Kemal Mahallesi
2.Cad. No:86 06520 Ankara-Türkiye
Tel: (90-4) 2869100/3370-2296

TPJD BÜLTENİ

İÇİNDEKİLER/CONTENTS

TPAG BULLETIN

CİLT 2, SAYI 1, ARALIK 1990 - VOLUME 2, NO 1, DECEMBER 1990

32. Yılı Kutlarken

İzmir - Ankara Zonu'nun İzmir ile Seferihisar Araandaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi

Stratigraphy and Tectonic Evolution of İzmir-Ankara Zone Between İzmir and Seferihisar

Burhan Erdoğan 1-20

Hakkâri İli ve Dolayının Stratigrafisi, Güneydoğu Anadolu, Türkiye

Stratigraphy of the Hakkari Province, Southeast Türkiye

Doğan Perinçek 21-68

Gülbağçe Körfezi (İzmir) Güneyindeki Alanın Hidrojeolojik, Jeokimyaal ve İzotopsal İncelemesi

Hydrogeologic, Geochemical and Isotopic Study of Geothermal Energy in the South of Gülbağçe Gulf (İzmir)

Şevki Filiz ve Gültekin Tarcan 69-82

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

Geology and Tectonic Evolution of the Biga Peninsula

Aral İ. Okay, Muzaffer Siyako ve Kerem Ali Bürkan 83-121

Gemlik (Bursa) Bölgesindeki Tersiyer Yaşlı Sedimanter Kayaçların Stratigrafisi

Stratigraphy of the Tertiary Sedimentary Rocks in Gemlik (Bursa) Region

Ö. Işık Ece 123-134

Haymana - Mandıra - Dereköy Arasındaki Sahanın Petrol İmkanları

Oil Possibilities of the Region Between Haymana - Mandıra - Dereköy Towns

Bülten Çoşkun, Adnan Özdemir ve Veyssel Işık 135 - 143

Onur Köşesi 145

Bilimsel ve Sosyal Etkinlikler 146 - 148

Kaybettiklerimiz 149 - 152

Yayın Tanıtımı 153 - 154

Yayın Sorumlusundan 155

TPJD Bülteni Yazım Kuralları 156 - 157

Instructions to TAPG Bulletin Authors 157 - 159

KAPAK RESMİ: Alt-Orta Miyoen volkaniklerinde bazalt gülü. Kömür Limanı.

Saros Körfezi, Gelibolu Yarımadası,

Foto - Muzaffer SİYAKO

ON COVER: Radial columnar joints in volcanic rocks of Lower - Middle Miocene. Gulf of Saros, Gelibolu Peninsula, Türkiye.

Photo - Muzaffer SİYAKO

32. Yılı Kutlarken

Değerli Üyemiz,

20. yüzyılın sonlarına yaklaştığımız şu sıralarda, petrole alternatif olabilecek enerji kaynaklarının bulunması ve kullanılması doğrultusunda yoğun çabalar harcanmaktadır. Tüm bu uğraşlara rağmen, petrol halen birincil enerji kaynağı olarak vazgeçilmezliğiyle dünya gündemindeki yerini korumaktadır.

Çağımızın enerji simgesi ve kimya endüstrisinin temel hammaddelerinden biri olan petrol, 19. yüzyılda sanayi devrimini yaratan kömürün yerini alarak, dünyadaki siyasal ve ekonomik gelişmeleri yönlendirmektedir.

Dünya petrol rezervlerinin % 60'tan fazlasını elinde tutan Ortadoğu ülkelerinde yaşanan çoğu olayda olduğu gibi- son körfez krizinin de ana nedeni petroldür. Petrolün oluşturacağı ekonomik ve siyasal güç dengesinin bozulmasını önlemek amacıyla tüm dünya ülkelerinin birleşerek, çağın en son teknolojik silahlarını kullanmaları, petrole verilen önemin açık göstergesidir. Bu krizden arta kalansa binlerce ölü ve yaralı insan, yakılan-yıkılan şehirler ile yıllarca temizlenemeyecek şekilde kirlenmiş bir çevredir.

Dileğimiz sosyal ve ekonomik yaraların bir an önce sarılarak, bölgede yaşanan trajedinin bir daha tekrarlanmaması ve petrolün bölgeye ve tüm insanlığa barış dolu günler getirmesidir.

Petrol, Türkiye ve benzeri ülkeler için kuşkusuz gelişmiş ülkelere göre daha büyük öneme sahiptir. Enerji kaynağımızın % 40'tan fazlası petrolden elde edilmektedir. Bu nedenle petrol fiyatlarındaki oynamalar ekonomik ve sosyal dengeleri kısa sürede ve önemli boyutlarda etkilemektedir.

Petrole olan dışa bağımlılığı azaltmayı amaçlayan çalışmalar, son yıllarda olumlu sonuçlar vermeye başlamıştır. TPAO'nun yanısıra özel petrol şirketlerinin de arama faaliyetlerini artırmalarına paralel olarak Türkiye'nin petrol üretiminde önemli artışlar olmuştur. Bu olumlu gelişmelerden dolayı Türkiye Petrol Jeologları Derneği olarak tüm meslektaşlarımızı kutlar başarılarının devamını dileriz.

Derneğimiz 32 yıllık geçmiş ve Türkiye yerbilimciliğine olan önemli katkıları ile bugünlere gelmiştir. Elinizdeki bu sayı ile TPJD Bülteni 3 yaşını tamamlamıştır. TPJD Bülteni'ni devam ettirerek, sizlerin katkılarıyla daha iyiye götürmeyi amaçlamaktayız.

Yayın kuralları ve TPJD'nin amaçları doğrultusunda üyelerimiz ve tüm yerbilimcilerin desteklerini ve özellikle petrole ilgili yayınlarını bekliyoruz.

TPJD Yönetim Kurulu

İzmir - Ankara Zonu'nun, İzmir ile Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi

Stratigraphy and Tectonic Evolution of İzmir - Ankara Zone Between İzmir and Seferihisar

BURHAN ERDOĞAN*

ÖZ

İzmir yöresinde üç farklı tektonik kuşak bulunmaktadır. Bu kuşaklardan en doğudaki Menderes Masifi alta çok kalın bir mikasist birimi ile bunun üzerinde platform türü karbonat kayaların metamorfizmasından oluşmuş mermer istifinden meydana gelmiştir. Menderes Masifi'nin batısında İzmir-Ankara Zonu adıyla anılan tektonik kuşak bulunmaktadır. Bu kuşak Akhisar çevresinde ofiyolitik bir karmaşıkla temsil edilir; daha güneyde İzmir çevresinde ise filişin baskın olduğu birimlerden yapıdır. İzmir - Ankara Zonu'nun batısında ise Karaburun kuşağı bulunmaktadır. Karaburun kuşağı platform koşullarında çökelmiş kalın bir Mesozoyik karbonat istifinden oluşmuştur.

Batı Anadolu'da, Karaburun platformuna bitişik olarak, Üst Kretase sırasında açılmış olan İzmir - Ankara Zonu'nda, blokları iç yapı sunan Bornova karmaşığı oluşmuştur. Bu karmaşık birim, bir filiş matriks ve içerisinde yüzen platform türü kireçtaşı bloklarından meydana gelmiştir. Matriksin yaşı Kampaniyen ile Daniyen arasında değişmektedir ve bu yaş aralığı İzmir çevresinde İzmir - Ankara Zonu'nun açılım aralığını karşılamaktadır. Matriksin çökelişi sırasında Karaburun platformu İzmir - Ankara Zonu içerisine ilerlemiş ve yer yer 20 km böye erişen kireçtaşı kütleleri megabloklar şeklinde matriks içerisinde yer almıştır. Bu megabloklarda yaşları Üst Triyas'dan Kampaniyen'e kadar değişen farklı kaya birimleri ayrılmıştır. Bu birimler stratigrafik ve paleontolojik özellikleri yönünden Karaburun karbonat istifine eşleştirilebilir.

Biokların yerleşimi ardından, Bornova

karmaşığı şiddetli gevrek deformasyon geçirmiş ve küçük ölçekli ve yaygın sıyrılmalara uğramıştır. Bu sıyrılmalar sonucu tektonik kalınlaşmaya uğrayan Bornova karmaşığı, yanal tektonik sıkışmanın en son aşamasında, rejonel metamorfizmasını tamamlamış olan Menderes metamorfikleri üzerine itilmiştir. Daniyen'den sonra ve oiasılı Geç Eosen sırasında gelişmiş olan bu itilme sırasında, Bornova karmaşığı, daha önce kendi içerisine nap şeklinde yerleşmiş olan Karaburun platformunu da sırtında Menderes Masifi üzerine taşımıştır. Matriks içerisindeki mezoskopik yapıların geometrieleri yakınlarındaki blokların şekilleri tarafından denetlenmiştir ve bu nedenle tektonik taşınma yönünü göstermemektedir.

İzmir ile Seferihisar arasında geniş bir bölgede Bornova karmaşığının matriksi içerisinde mafik volkanik arakatıklar bulunmaktadır fakat ofiyolitik kayalar ancak birkaç fay zonu boyunca yapıkları serpantinler şeklinde görülür. Stratigrafik çalışmaların gösterdiği gibi İzmir-Ankara Zonu'nun batı bölümü açılımının hemen ardından, platformun parçalanmasıyla, kapanmaya başlamıştır ve bu yüzden bu bölgede geniş bir okyanus açılımı gelişmiştir.

ABSTRACT

Three different tectonic belts are present in the İzmir region. The easternmost of these is the Menderes Massif, which consists of very thick mica schists and platform - type marble successions in ascending stratigraphic order. The İzmir - Ankara Zone is the second tectonic belt lying to the west of the Menderes Massif. This belt is represented by an ophiolitic melange in the Akhisar region, whereas in the south near İzmir, flysch - type successions are

* Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi
Bornova, İzmir

predominoant. To the west of the İzmir - Ankara Zone, the Karaburun Belt is located. This third belt consists mainly of a thick Mesozoic carbonate succession that was deposited in platform conditions.

A blocky unit called the Bornova melange was formed in the İzmir - Ankara Zone, which opened in the western Anatolia nearby to the Karaburun platform in Late Cretaceous time. The Bornova melange is composed of a flysch matrix and blocks of platform type carbonate rocks floating in this matrix. The age of the matrix ranges from Campanian to Danian giving the opening period of the İzmir - Ankara Zone around the İzmir region. During deposition of the matrix, the Karaburun platform was tectonically transported into the İzmir - Ankara Zone and limestone megablocks of up to 20 km in length were formed. In the limestone megablocks, different rock units with an age range of Late Triassic to Campanian have been recognized. These units can be correlated stratigraphically and paleontologically with those of the Karaburun carbonate succession.

After the transportation of the blocks, the Bornova melange has suffered strong brittle deformation and was sheared along closely spaced surfaces. With this brittle shearing, the melange thickened tectonically and at the final period of the compressive deformation was thrust over the Menderes Massif that was already regionally metamorphosed. During this thrusting, that was occurred after Danian and probably in Late Eocene, the Bornova melange, in which the Karaburun platform had been already incorporated as a nappe, moved over the Menderes Massif. To find vergence of the tectonic transport, geometry of the mesoscopic structural features in the matrix has been examined and found that it was controlled dominantly by geometry of the limestone megablocks.

In a large region between İzmir and Sefehisar, mafic volcanic intervals are found in the matrix of the Bornova melange, but ophiolitic rocks are only seen along narrow fault zones as foliated serpentinites. Stratigraphic studies indicate that, soon after its opening, the western extension of the İzmir - Ankara Zone had started to close by tectonic disruption of its platform. Therefore, in this region an extensive ocean had never been formed.

GİRİŞ

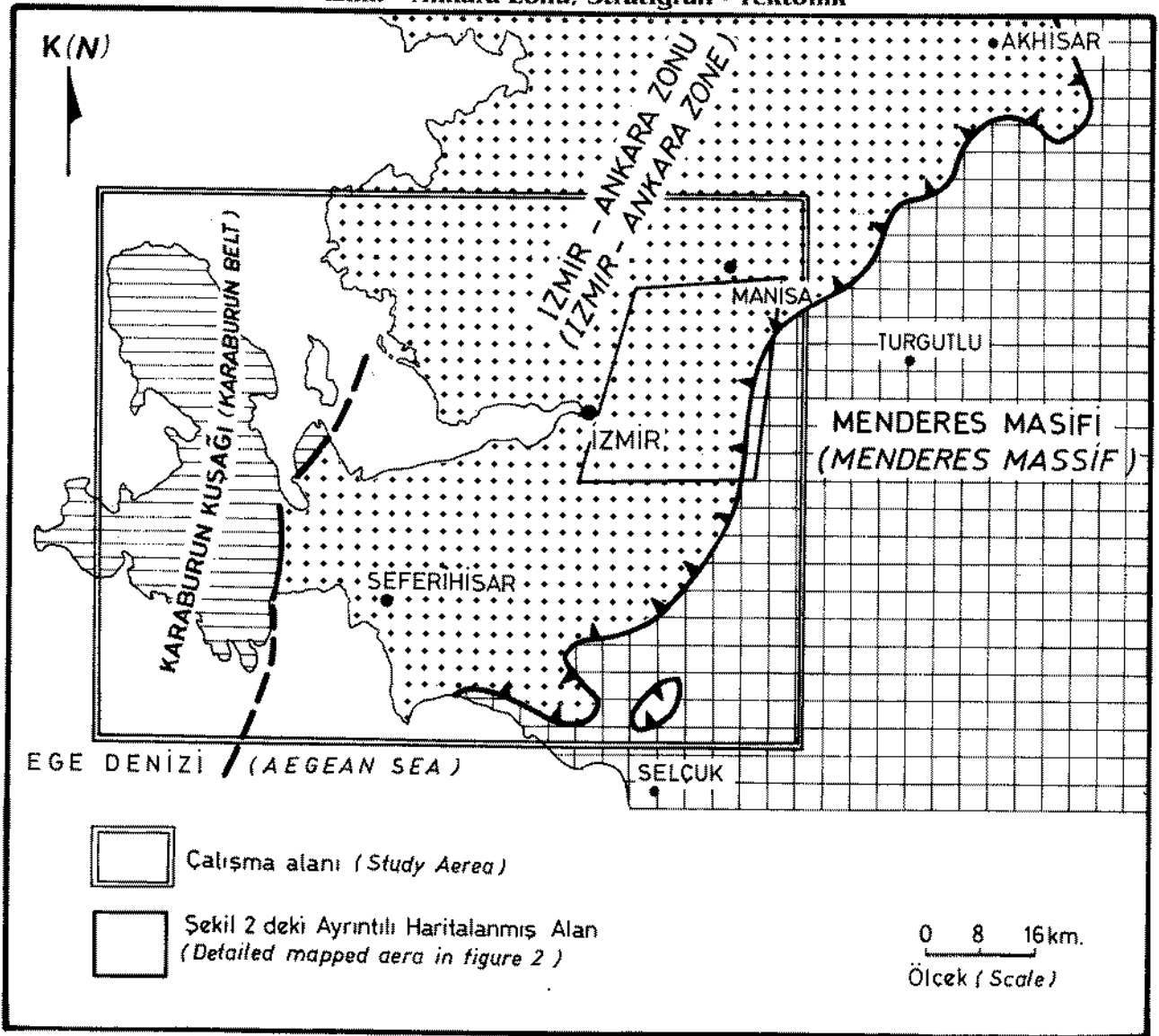
Batı Anadolu'nun bölgesel tektonik kuşakları incelendiğinde doğuda metamorfik kayalardan oluşmuş Menderes Masifi, ortada İzmir - Ankara Zonu ve en batıda ise Karaburun Kuşağı'nın yer aldığı görülür (Şekil- 1). Menderes Masifi metamorfik kayalardan meydana gelmiştir ve alt bölümlerinde gnays ve mikaşistler ile üst bölümlerinde kalın bir karbonat istifli bulunmaktadır (Boray ve diğerleri, 1973; Çağlayan ve diğerleri, 1980; Konak ve diğerleri, 1987). Bu karbonat istifinin yaşı, Muğla ile Milas çevresindeki özellikleriyle, Permokarbonifer'den başlar ve alt düzeylerinde mermer - şist ardalanmasıyla temsil edilir; orta ve üst düzeyleri ise Triyas'dan Üst Kretase'ye kadar devamlı bir kireçtaşı istifinden oluşmuştur. Bu kireçtaşlarının en üst bölümlerinin Alt Eosen'e kadar çıktığı saptanmıştır (Konak ve diğerleri, 1987) ve pelajik kireçtaşları ile filiş türü kırıntılı kayalardan meydana gelmiştir. Menderes Masifi'nin ana metamorfizması tüm istifi etkilemiştir ve bu nedenle Orta ve Geç Eosen sırasında gelişmiş olmalıdır.

Menderes Masifi'nin batısında, filiş türü kayalar, mafik volkanitler ve ofiyolitlerin bulunduğu bir kuşak yer alır. Yaklaşık kuzeydoğu güneybatı uzanımı mostralara oluşturan bu kuşak ilk kez Brinkmann tarafından İzmir - Ankara Zonu adı altında tanımlanmıştır (Brinkmann, 1966, 1972, 1976) ve Tetis okyanusunun Geç Kretase sırasında açılmış olan bir kolu olarak yorumlanmıştır.

İzmir - Ankara Zonu'nun batısında Karaburun Kuşağı yer almaktadır. Karaburun kuşağı'nda altta Alt - Orta Karbonifer kireçtaşları bulunmaktadır ve bunların da üzerinde Alt Triyas'dan Alt Kretase'ye kadar devamlı bir istif yer almaktadır (Brinkmann ve diğerleri, 1972; Erdoğan ve diğerleri, 1990). Karaburun istilinin Orta Triyas'dan Albiyen'e kadarki bölümü platform türü sığ denizel karbonat kayalarından oluşmuştur. Bu istifin en üst bölümünde ise Üst Kretase yaşında filiş birimi ile bloklu bir karmaşık bulunmaktadır. Karaburun kuşağının stratigrafisi ve İzmir-Ankara Zonu ile tektonik ilişkisi iki ayrı yayın altında tarafımızdan incelenmiştir (Erdoğan, 1990; Erdoğan ve diğerleri, 1990).

Bu çalışmada İzmir - Ankara Zonu'nun stratigrafisi ve yapısal özellikleri Manisa ile Bornova arasındaki bölgede yaklaşık 6 paftayı kapsayan bir alanın 1/25000 ölçekli haritası çıkarılarak incelenmiştir. İnceleme alanında 13 ayrı yerde kesit ölçülerek derlenen örnek-

İzmir - Ankara Zonu, Stratigrafi - Tektonik



Şekil 1: Batı Anadolu'nun tektonik kuşakları ve çalışma alanının yeri.

Figure 1: Tectonic belts of Western Anatolia and location of the study area.

lerin paleontolojik determinasyonları yapılmıştır.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

İzmir - Ankara Zonu'nun batı bölümünün stratigrafik ve yapısal özellikleriyle ilgili en eski çalışmalardan biri Akartuna'nın (1962) Seferihisar bölgesinde yaptığı jeolojik incelemedir. Bu bölgede altta Menderes metamorfiklerine ait mikasist ve mermerleri ayırtlamış olan bu çalışmacı, filiş türü kırıntılı kayalar ve neritik kireçtaşlarından oluşan İzmir-Ankara Zonu'na ait birimlerin metamorfikler üzerine uyumsuz olarak geldiğini ileri sürmüştür. Akartuna filişin stratigrafik olarak altta yer aldığını belirtmiş ve yaşının kireçtaşı merceklerinde bulunduğu *Globotruncana* fosillerine göre

Turoniyen - Alt Kampaniyen olduğunu ileri sürmüştür. Bu çalışmacı neritik kireçtaşlarından oluşan kalın bir istifin filiş üzerine geçişli bir dokanakla geldiğini belirtmiştir.

Verdier (1963) Kemalpaşa ile İzmir arasındaki bölgeyi incelemiş ve jeolojik istifte altta kireçtaşları ve dolomitlerin yer aldığını, üstte ise rudist fosilleri içeren Üst Kretase kireçtaşlarının bulunduğunu ileri sürmüştür. Bu araştırmacı Üst Kretase kireçtaşlarının Senoniyen'den Maestrihtiyen'e kadar yaş verdiğini belirtmiş ve üzerlerine ise geçişli bir dokanakla filiş biriminin oturduğunu ileri sürmüştür.

Oğuz (1966) Manisa çevresinde yaptığı çalışmada saptadığı stratigrafik istifin altında 100 m kalınlığı aşkın neritik fasiyeste kireç-

taşlarının bulunduğunu belirtmiştir. Bu kireçtaşlarının üst düzeylerinin rudist ve foraminifer fosillerine dayanarak Üst Kampaniyen - Maestrihtiyen'e kadar çıktığını saptamıştır. Neritik kireçtaşlarının üzerine bir ara düzeyle 800 m kalınlığa erişen denizel mafik volkanitlerin oturduğunu ve onların da üzerine 1000 m kalınlığa varan filiş biriminin geldiğini ileri sürmüştür.

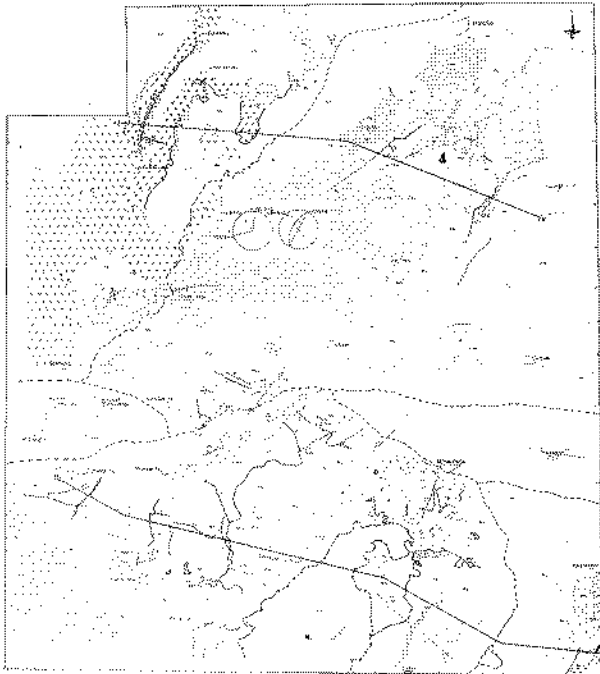
Bu çalışmacının görüşlerine yakın olarak, Marengwa (1968) Işıklar köyü çevresinde altta neritik kireçtaşları ve üstte filişten oluşan bir istifin bulunduğunu ileri sürmüştür. Filişin yaşı, bu çalışmacı tarafından, Turoniyen - Kampaniyen olarak belirtilmiştir.

Brinkmann (1966, 1972, 1976) bölgesel ölçekli çalışmasında, İzmir - Ankara Zonu'nun radyolaritli ve ofiyolitli kayalardan oluştuğunu belirtmiş ve bu zonun Orta Anadolu'da Orta Kretase sırasında açılmaya başlayan ve Geç Kretase'de Batı Anadolu ve Ege'ye uzanan bir çöküntüden meydana geldiğini ileri sürmüştür.

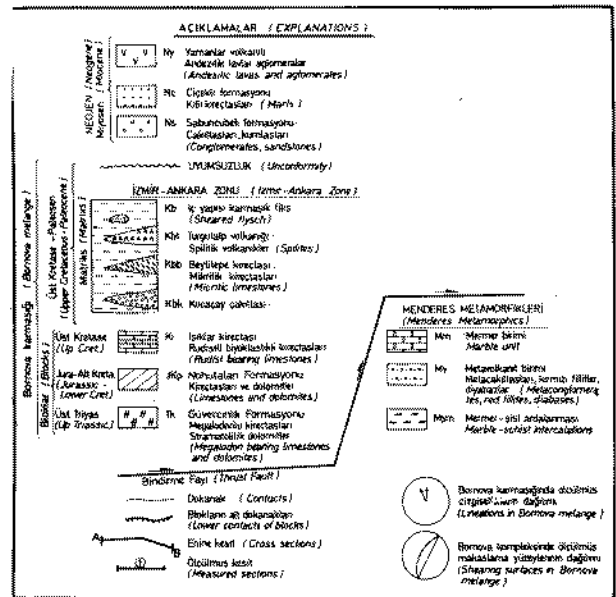
Konuk (1977) Bornova çevresinde dar bir alanda yaptığı çalışmada, stratigrafik istifin altta sığ denizel kireçtaşlarından, üstte ise geçişli bir ilişkiyle flişten meydana geldiğini belirtmiştir. Flişin yaşının Alt Maestrihtiyen ile Danyen arasında değiştiğini fosillerle kanıtlamıştır.

Yağmurlu (1980) Bornova çevresinde yaptığı çalışmada, gözlem sınırları içinde kalan blokları ayırtlamış ve filiş türü kayalarla büyük ölçekteki platform kireçtaşları arasındaki ilişkinin basit olmadığını da ilk kez görmüştür. Bazı alanlarda filiş kayalarını neritik kireçtaşlarının altında ve bazı yerlerde ise üzerinde yapısal bir dokanak olmaksızın bulması nedeniyle, bölgede tek bir filiş değil üç farklı yaşta filiş formasyonunun bulunduğunu savunmuştur. Bu araştırmacı, en altta Kampaniyen yaşlı bir filiş ayırtlamış, üzerine geçişli olarak neritik fasiyeste platform karbonatlarının geldiğini ve bunların da üzerine Maestrihtiyen - Alt Paleosen yaşında ikinci bir filişin yer aldığını ileri sürmüştür. İstifin en üstünde ise, Orta - Üst Paleosen yaşında bir üçüncü filişin bulunduğunu bu çalışmacı belirtmiştir. İlerideki bölümlerde ayrıntılı olarak ortaya konacağı gibi, bu araştırmacının yanlış olarak farklı filiş toplulukları ayırtlamasının nedeni platform karbonat kütlelerinin filişin içerisinde blok olduğunu saptayamamasından ileri gelmiştir. Kireçtaşları ile filiş arasında değişik alanlarda altta veya üstte farklı stratigrafik ilişkiler görünce değişik yaşta filiş birimlerinin bulunduğu sonucuna varmıştır.

Akdeniz ve diğerleri (1982) Manisa ile İzmir arasındaki bölgede yaptıkları çalışmada İzmir - Ankara Zonu'nu içeren kuşağın istifinin alt-



Şekil 2 : Bornova çevresinin Jeolojik haritası.
Figure 2: Geological map of Bornova region.



Şekil 3 : Jeolojik haritaya ait açıklamalar.
Figure 3: Explanations of the geological map in figure 2.

İzmir - Ankara Zonu, Stratigrafi - Tektonik

ta kalın platform karbonatlarından oluştuğunu ve yaşlarının Triyas'dan Üst Kretase'ye ve yer yer Paleosen'e kadar çıktığını belirtirler. Platformun üzerine geçişli olarak geldiğini ileri sürdükleri filişin yaşı ise, Üst Kretase - Paleosen olarak belirtmişlerdir.

Özer ve İrtem (1982) ışıklar ile Altındağ arasında dar bir alanı ayrıntılı olarak incelemişlerdir. Altta yer aldığını belirttikleri sığ denizel kireçtaşlarının yaşının Turoniyen'den Maestrihtiyen'e kadar değiştiğini saptamışlardır. Stratigrafik olarak daha üstte olduğunu ileri sürdükleri filiş biriminin yaşı ise nannoplanktonlarla Daniyen olarak bulmuşlardır.

STRATİGRAFİK JEOLJİ

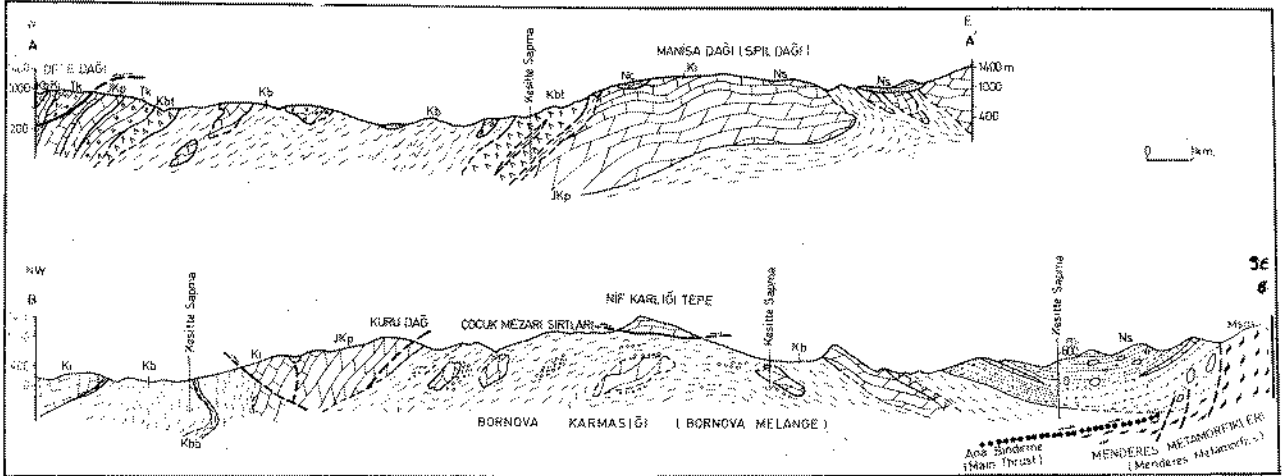
Bu çalışmada, Manisa ile Bornova arasındaki alanın 1/25000 ölçekli haritası çıkarılmıştır (Şekil 2). Manisa'dan Seferihisar'a kadar uzanan geniş bir bölgede İzmir-Ankara Zonu'nun en belirgin özelliği, filiş fasiyesinde bir matriks ile boyları 20 km'ye erişen platform türü kireçtaşı blokları içeren bir karmaşık birimin yer almasıdır. İzmir - Ankara Zonu'nu temsil eden bu bloklu birim önceki çalışmalarda tanınmadığı için filiş ile kireçtaşlarının ilişkisi farklı farklı yorumlanmıştır (Konut, 1977; Yağmurlu, 1980 ; Akdeniz ve diğerleri, 1982).

karmaşığının matriksini oluşturan kayaların özellikleri ve yaşı anlatılacaktır. Daha sonra ise karmaşığın içerisindeki bloklar tanımlanacak ve ölçülü kesitler yardımıyla ayırtlanmış olan birimler anlatılacaktır. Bir başka bölümde ise, Bornova karmaşığının matriksi ile blokların dokanak ilişkileri ve matriksin deformasyon özellikleri tartışılacaktır.

BORNOVA KARMAŞIĞI MATRİKSİ

Bornova karmaşığının matriksi geniş bir bölgede filiş fasiyesinde kumtaşları ve çamurtaşlarından meydana gelmiştir. İç yapısı ileri derecede deform olmuş olan filişin, ilksel tortulaşma sınırları tümüyle bozulmuştur ve matriks makaslama yüzeyleri boyunca kesilmiştir. Filiş matriksin bu makaslanmış iç yapısı, Manisa'dan Seferihisar'a kadar geniş bir alanda, devamlı olarak bulunur.

Filiş matriksin kumtaşları, gri boz renkli olup, deformasyondan korunduğu alanlarda ortalama 10-20 cm tabaka kalınlıkları sunar ve üste doğru her bir kumtaşı tabakası tam veya kesikli Bouma istifleri sunarak çamurtaşlarına geçer. Kumtaşı tabakalarının tabanlarında oturma yapıları, oygu - dolgu yapıları, kanal yapıları ve yoğunluk akıntılarının oluşturduğu sürüklenme izleri yaygındır. Kumtaş-



Şekil 4 : Jeolojik haritadan enine kesitler. Kesit yerleri Şekil 2'de görülmektedir.

Figure 4: Cross sections from the geological map. Locations of the sections are seen on Figure 2.

Bu çalışmada matriksi filiş fasiyesinde kırıntılı kayalar, mikritik kireçtaşı mercekleri ile yer yer mafik volkanitlerden meydana gelen ve değişik boyutta ve yaşta platform türü kireçtaşlarından yapılmış bloklar içeren birime Bornova karmaşığı (Bornova melange) adı verilmiştir. Aşağıdaki bölümlerde önce Bornova

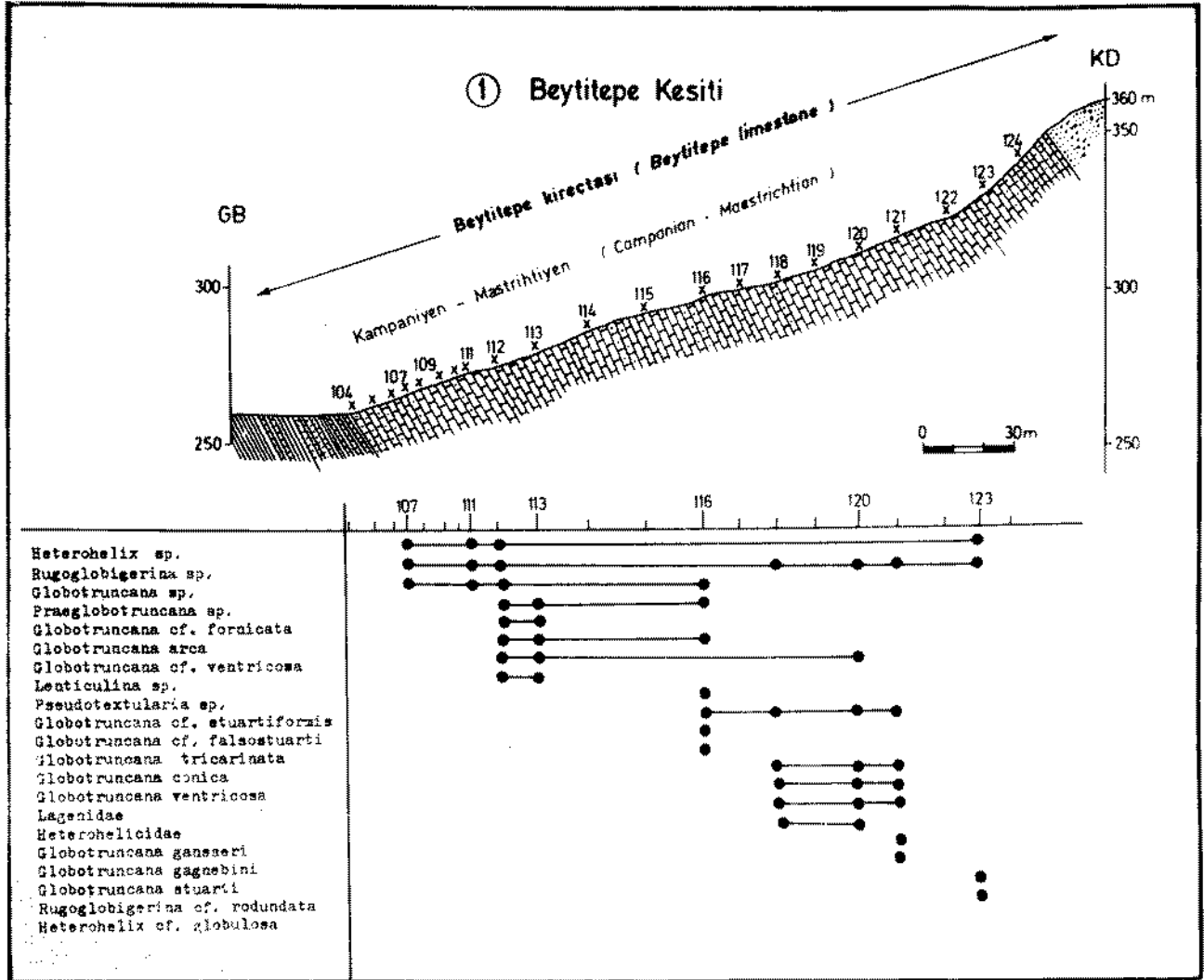
ları dereceli tabakalanma ve çapraz katmanlanma yapıları sunar ve üste doğru ince lami-nalanma göstererek koyu gri renklerdeki çamurtaşlarına geçer. Bölgesel ölçekte incelenildiğinde, baskın olarak kumtaşları ile çamurtaşları arasında geçişli ve düzenli ilişki bulunmaz ve kumtaşları ezik bir çamurtaşı hamuru

içerisinde değişik boyutlarda sucuk yapıları oluşturur. İlksel stratigrafik ilişki tamamen bozulduğu için filiş içerisinde fasiyes analizleri veya paleoakıntı yönlerinin saptanması mümkün değildir. Yalnızca, bölgesel ölçekte alındığında matriksin yaklaşık yüzde yetmişini çamurtaşları, yüzde otuzu ve daha azını ise kumtaşları oluşturur. Kumtaşlarının elemanları koyu renkli çört, değişik renkte kireçtaşları ve kuvars kırıntılarından oluşmuştur. Büyük kireçtaşı bloklarının çevresinde matriks bloklu ve çakıllı bir malzemeden oluşur. Bu malzeme etrafını çevrelediği blokla aynı litolojidedir.

Bornova karmaşığının matriksi içerisinde değişik kalınlıklarda ve farklı stratigrafik ilişki

içerisinde çakıltaşları bulunur. Bunlardan haritalanabilecek boyutta olanları Şekil 2 ve 3 te üye olarak Kocaçay çakıltaşı adı altında gösterilmiştir.

Kocaçay çakıltaşı, üç farklı oluşum türünde bulunmaktadır. Birinci türde çakıltaşları, kireçtaşı megablok ve bloklarının altında ve çevresinde görülür. Kalınlıkları çok kısa mesafede değişen bu çakıltaşları çok köşeli ve değişik boyutta blok ve kırıntılardan meydana gelmiştir. Çok az oranda çamurlu ve kaba dokuda matriks ile tutturulmuş olan bu tür çakıltaşlarının kırıntıları çevreledikleri blokla benzerdir. Bu tür çakıltaşları Kaynaklar köyü çevresinde yaygındır ve BB' kesitinde görüldüğü gibi (Şekil 4). Kurudağ megabloğunun



Şekil 5 : 1'nci Beytitepe ölçülmüş kesiti. Kesit üzerinde örnek yerleri, numaraları ve fosil içerikleri ile dağılımları görülmektedir. Kesit yeri Şekil 2'deki jeolojik harita üzerinde aynı numara ile gösterilmiştir.

Figure 5: Beytitepe measured section, number 1. On the section sample locations, numbers and fossil contents are shown. The location of the section is shown on the geological map in Figure 2 with the same number.

İzmir - Ankara Zonu, Stratigrafi - Tektonik

altında ve bu bloğun yerleşimi öncesinde oluşmuş ve Kaynaklar köyü ile Kemalpaşa arasında bulunan bol bloklu bir filiş zonu içerisinde baskın olarak yüzeyler.

İkinci tür çakıltası düzeyi Pınarbaşı'nın hemen doğusundan başlayan ve KD'ya uzanan bir mercek şeklinde bulunur. Bu çakıltası düzeyi yaygı şeklindedir ve heterojen litolojide çakıl ve blokların çamurlu bir matriks içerisinde yüzdüğü olistostromal bir oluşuk olarak bulunur. Çakıltası düzeyinin elemanlarını değişik renk ve dokuda kireçtaşları, çörtler ve kumtaşları oluşturur ve çakıllar iyi yuvarlaklaşmıştır. Çakıltası merceği alt dokanağı ve üst dokanağı ile doğrultusu boyunca çamur taşlarına geçiş gösterir ve tabanında belirgin bir aşınma izi bulunmaz. Bu ikinci tür çakıltaları, havza dışından taşınarak yamaç boyunca yığılmış ve iyi yuvarlaklaşmış malzemenin duyarsız hale dönüşüp havzanın derin kesimlerine malzeme akması şeklinde yeniden taşınmasıyla meydana gelmiş olmalıdır. Kötü ve iyi boylanmış malzemenin karışımı olan bu ikinci tür çakıltaları içerisinde, yer yer 20 m boya erişen ve çamurtaşlı bir matriks ile çevrelenmiş kütleler bulunur ve bunlar olasılı olarak yoğunluk akıntıları ile havzanın çukurlarına taşınmıştır.

Üçüncü tür çakıltaları, Bornova ilçe merkezinin kuzeyindeki Kocaçay deresi boyunca görülür. Bu alanda çakıltaları 200 m'nin üzerinde kalınlıktadır ve yanal yönde 500 m içerisinde inceliyor son bulur. Çakıltası merceğinin tabanı belirgin bir aşınma yüzeyidir ve bu alanda matriksi oluşturan pelajik kalkerli şeyller aşınmış ve çakıltaları bu aşınmış vadiyi doldurmuştur. Çakıltası merceğinin alt bölümünde tabandaki pelajik çamurtaşlarından koparılmış 1-2 m boylara erişen çamurtaş diskleri bulunur. Çok yumuşak olan bu disklerin, heterojen litolojide ve iyi yuvarlaklaşmış kırıntılardan yapılmış çakıltalarının içinde yüzer konumunda bulunması, tabandan yoğunluk akıntılarıyla kazıldıklarını işaret eder. Çakıltalarının kırıntıları orta ve kötü boylanmış yarı köşeli ve yuvarlak kireçtaşı, çört ve kumtaşı blok ve çakıllarından meydana gelmiştir. Çakıltası merceği içinde kalın tabakalanma görülür ve her tabaka içinde tabandan tavana doğru derecelenme bulunur. Bu üçüncü tür çakıltasının gerek üç boyutlu geometrisi ile tabanının özelliği ve gerekse iç yapısı, bir denizaltı kanyon dolgusu olduğunu gösterir.

Kanyonun tabanı yoğunluk akıntıları tarafından denizaltı aşınması şeklinde oyulmuş ve

daha sonra oluşan vadi çakıltaları tarafından doldurulmuştur.

Bornova karmaşığının matriksini oluşturan bir diğer kaya türü, filiş içerisinde yer alan ve onunla geçişli ilişkiler sunan kalkerli şeyl mercekleridir. Değişik kalınlıklarda bulunan bu merceklerden kalın ve yanal devamlı olanları ayırılarak haritalanmıştır ve üçe mertebesinde, Yağmurlu (1977) tarafından tanımlandığı şekilde, Beytitepe kireçtaşı adı altında gösterilmiştir (Şekil 2,3,4).

Beytitepe üyesi ince lamine ve tabakalı, gri ve pembe renkler sunan kalkerli şeyller ile mikritik kireçtaşlarından oluşmuştur. Bu kireçtaşları, Bornova karmaşığının matriksini teşkil eden filişe yanal ve düşey yönde geçer. Beytitepe üyesi, matriks içerisinde bir metre kalınlıklarda ve yanal yönde birkaç metre içerisinde son bulan mercekler oluşturduğu gibi, açık mostralarının bulunduğu Beytitepe Mevkiinde 200 m kalınlığa erişir ve yanal yönde birkaç kilometre devamlılık sunar (Şekil 5). Bu mevkiide san ve gri renklerde ince lamine mikritik kireçtaşlardan oluşan üye, altta ve üstte filiş fasiyesinde kırıntılı kayalara tedricen geçer (Şekil 5). Beytitepe üyesi Bornova karmaşığı içerisinde tek bir düzey halinde bulunmaz ve değişik kalınlıklarda pelajik karbonat mercekleri şeklinde birimin matriksinin farklı düzeylerinde ortaya çıkar. Işıklar köyü yakınında bir kireçtaşı megabloğunun altında devamlı bir zon halinde kalkerli şeyl düzeyi bulunur. Ayrıca, Kocaçay deresi vadisinde yine kalın bir mercek şeklinde ortaya çıkan bu üyeden kesit ölçülerek örnekler toplanmıştır (Şekil 6). Bu son mevkiide, Beytitepe üyesi, altta bir kireçtaşı megabloğunu sıvar ve onu çevreler, üstte ise denizaltı kanal dolgusu şeklinde bir çakıltası tarafından oyularak örtülmüştür.

Beytitepe üyesi bol mikrofauna içerir ve ölçülmüş kesitlerde görülebileceği gibi pelajik tortullaşma ürünü olarak planktonik mikro-organizma topluluğu sunar.

Bornova karmaşığının matriksini oluşturan filiş içerisinde, yer yer mafik volkanik ara katkılar ve mafik tüfler bulunur. Baskın olarak spilitik ayrışma özelliği sunan hyaloklastitler, tüfler ve ender olarak yastık lavlardan meydana gelmiş olan bu kayalar Turgutalp volkanığı adı altında bir üye olarak ayırılmıştır (Şekil 2, 3, 4). İlk kez Oğuz (1966) tarafından tanımlanmış olan bu birim Manisa çevresinde geniş mostralalar oluşturur ve oldukça kalın kesitler sunar (Şekil 4).

Turgutalp volkanizmasının Manisa'dan Spil Dağı'na çıkan yol boyunca açık görünüşleri bulunur. Bu alanda, mafik volkanik kırıntılı kayalar, hyaloklastitler, yastık lavlar ve mafik tüflerden oluşan bu üye, filiş fasiyesindeki kırıntılı kayalara tedrici geçişler sunar. Mafik volkanitler afanitik dokuda ve yer yer albit ile piroksen fenokristleri içeren porfiritik dokudaki bazaltlardan meydana gelmiştir. İleri derecede spilitik ayrışma geçirmiş olan bu kayalar, klorit, kalsit, epidot ve zeolit mineralleri tarafından ornatılmış ve gözenek ile çatlakları doldurulmuştur. Mafik volkanik kayalar içerisinde, Manisa Spil Dağı'na çıkan yol boyunca ender olarak çörtlü mikritik kireçtaşı mercekleri bulunmaktadır. Bu merceklerde bol oranda planktonik foraminiferler bulunur. Bir sonraki bölümde Bornova karmaşığının matriksinin yaşı anlatılırken bu konuya değinilecektir.

Gerek mafik volkanitlerin içerisindeki pelajik merceklerin yaşı ve gerekse volkanik kayaların yanal yönde filişe geçişli olması, Bornova karmaşığının matriksinin çökeldiği havzada zaman zaman denizaltı volkanik etkinliğinin meydana geldiğini gösterir.

Bornova Karmaşığı Matriksinin Yaşı

Karmaşığın matriksini oluşturan filiş içerisinde fosil bulunmamaktadır. Fakat arada bulunan mercekse kalkerli şeyl arakatıkları bol oranda planktonik foraminiferler içermektedir ve karmaşığın oluşum yaşı bunlardan toplanan örneklerle saptanmıştır. Bu merceklerin kalın olanları Beytitepe üyesi adı altında tanımlanmıştır. 1 nolu Beytitepe kesiti filiş içerisinde yanal yönde devamlı olan bir mercekten ölçülmüştür (Şekil 2.5). Bu kesit boyunca toplanmış olan örneklerin yerleri kesitin üzerinde Şekil 5'te gösterilmiştir ve örneklerin fosil içeriği ise kesitin altında verilmektedir. Bu kesit boyunca tayin edilen foraminiferler Kampaniyen - Maestrihtiyen geniş yaş aralığını belirtmektedir.

Bir diğer ölçülmüş kesit, 9 nolu Kocaçay deresi kesitidir ve Bornova kuzeyinde aynı adı taşıyan dere vadisinde ölçülmüştür (Şekil 2.6). Bu mevkide gri ve kırmızı renkli kalkerli şeyller bir kireçtaşı bloğunun üzerinde ve onu sivar şekilde bulunur. Kocaçay kesitinden derlenen örneklerin fosil içerikleri Şekil 6'da liste halinde verilmiştir ve fosillerin yanal dağılımı kesitin altında görülmektedir. Kocaçay deresi kesitinin alt bölümleri ve neritik kireçtaşı bloğunu sıvadiği yerler Orta - Üst Maestrihtiyen yaşını vermektedir. Kalkerli şeyllerin

orta ve üst bölümlerinden ise Daniyen yaşı elde edilmiştir.

Bu iki ölçülü kesit dışında Bornova karmaşığının matriksinin değişik yerlerinden nokta örnekleri toplanmıştır. Örneğin 3 nolu Pınarbaşı kesitinde (Şekil 7), neritik kireçtaşı bloğunun altında filiş matriks yüzeylemektedir ve içerisindeki 20-30 cm kalınlıklardaki pelajik kalkerli şeyl mercekleri bol oranda *Globotruncana* fosilleri içermektedir. Bu fosiller aynı şeklin altındaki fosil içeriğinden anlaşılacağı gibi Üst Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen yaşını vermektedir.

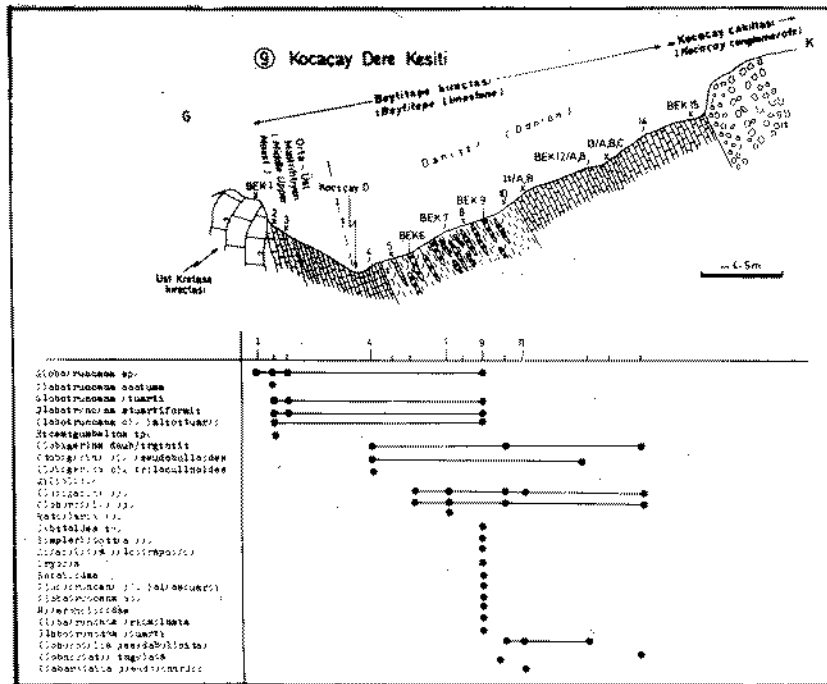
Bornova karmaşığının matriksinin yaşını sınırlandırabilecek önemli verilerden biri Manisa Spil Dağı'ndan elde edilmiştir. Bu dağ, büyük boyutta neritik kireçtaşı megablokları ile bunları çevreleyen filiş matriksden yapıdır (Şekil 2.4). Manisa Spil Dağı'nda 13 nolu kesit megabloğun en üst düzeylerinden ölçülmüştür (Şekil 8) ve fosil içeriğinden görülebileceği gibi, bloğun içindeki en genç yaş Kampaniyen - Orta Maestrihtiyen olarak bulunmuştur. Aynı bloğu çevreleyen ve stratigrafik olarak saran filiş matriks içerisinde kalkerli şeyl mercekleri vardır. Bu merceklerde aşağıdaki fosiller tayin edilmiştir ve bu noktada bloğu sarmalayan matriksin yaşı Orta - Geç Maestrihtiyen olarak bulunmuştur. Matriksden tayin edilen fosiller şunlardır: *Abothomphalus mayoroensis*, *Globotruncana gagnebini*, *Glb. gannseri*, *Glb. fornicata*, *Glb. fornicata fornicata*, *Glb. stuarti*, *Glb. stuartiformis*, *Glb. tricarinata*, *Glb. cf. falsostuarti*, *Glb. cf. contusa*, *Praeglobotruncana cf. citae*, *Rugoglobigerina sp.*, *Pseudoglobelina sp.*, *Orbitoides sp.*, *Gublerina sp.*, *Planoglobulina sp.*

Bu mevkide görüldüğü gibi karmaşık içerindeki blokların en üst kesimlerinin yaşları, kendilerini çevreleyen ve içerisine taşındıkları filişin yaşı ile yer yer üst üste binmektedir. Bu özellik ilerideki bölümlerde ayrıca tartışılacaktır.

Manisa Dağı'na çıkan yol boyunca geniş yüzlekler oluşturan ve filiş matriks ile geçişli ilişkide bulunan Turgutalp volkanizması içerisinde de ender olarak ince pelajik kireçtaşı mercekleri bulunur. Bu merceklerden toplanan örneklerde *Globotruncana lapparenti*, *Glb. cf. fornicata*, *Glb. cf. bulloides*, *Glb. aff. coronata* ve *Praeglobotruncana sp.* fosilleri tayin edilmiş ve Üst Kretase (Kampaniyen) geniş yaş aralığı saptanmıştır.

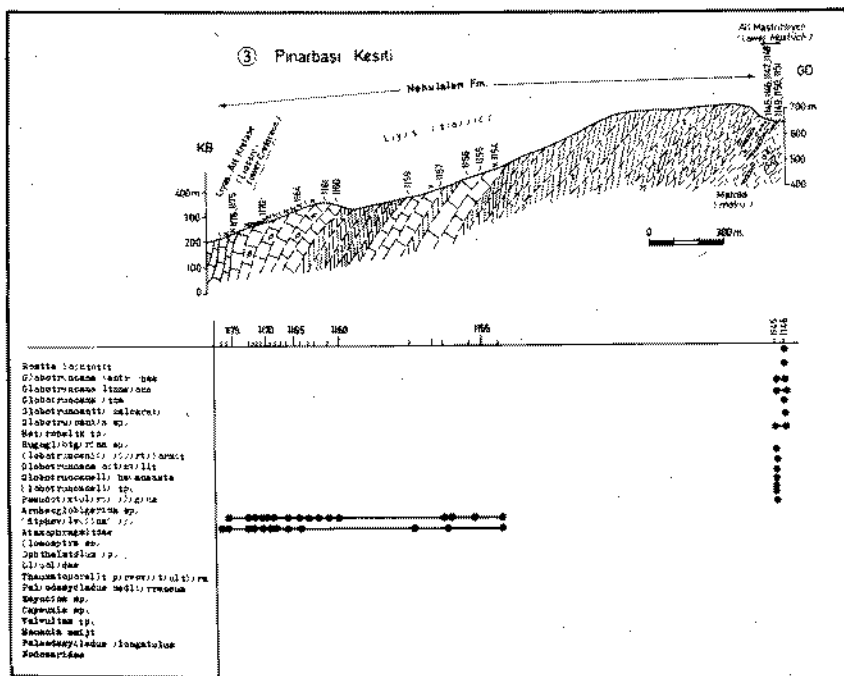
Sonuç olarak, Bornova karmaşığının matriksinin yaşı ölçülü kesitlerden ve nokta ör-

İzmir - Ankara Zonu, Stratigrafi - Tektonik



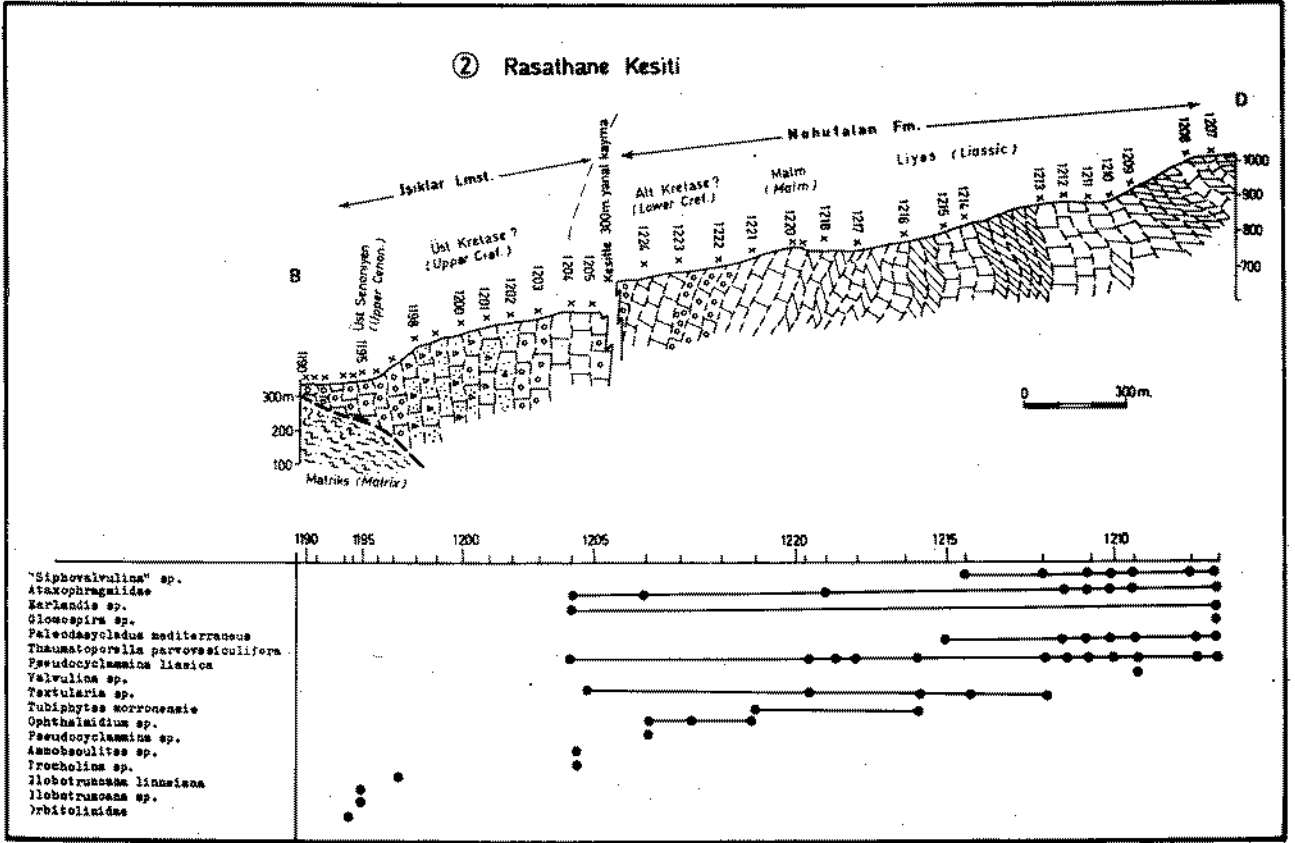
Şekil 6 : 9 nolu Kocaçay ölçülmüş kesiti. Kesit üzerinde örnek yerleri, numaraları ve fosil içerikleri ile dağılımları görülmektedir. Kesit yeri Şekil 2'deki jeolojik harita üzerinde aynı numara ile gösterilmiştir.

Figure 6: Kocaçay measured section, number 9. On the section sample locations, numbers and fossil contents are shown. The location of the section is shown on the geological map in Figure 2 with the same number.



Şekil 7 : 3 nolu Pınarbaşı ölçülmüş kesiti. Kesit üzerinde örnek yerleri, numaraları ve fosil içerikleri ile dağılımları görülmektedir. Kesit yeri Şekil 2'deki jeolojik harita üzerinde aynı numara ile gösterilmiştir.

Figure 7: Pınarbaşı measured section, number 3. On the section sample locations, numbers and fossil contents are shown. The location of the section is shown on the geological map in Figure 2 with the same number.



Şekil 12 : 2 nolu Rasathane ölçülmüş kesiti. Kesit üzerinde örnek yerleri, numaraları ve fosil içerikleri ile dağılımları görülmektedir. Kesit yeri Şekil 2'deki jeolojik harita üzerinde aynı numara ile gösterilmiştir.

Figure 12: Rasathane measured section, number 2. On the section sample locations, numbers and fossil contents are shown. The location of the section is shown on the geological map in Figure 2 with the same number.

Nohutalan Formasyonu :

Bu birim inceleme alanında Dağüstü Dağı, Kurudağ ve Nif Dağı'nı oluşturan megabloklarda yaygın mostralara oluşturur (Şekil 2) ve açık gri, gri renkte kireçtaşları ile dolomitlerden meydana gelmiştir.

Nohutalan formasyonunun alt bölümleri 10, 11 ve 12 nolu Kurudere kesitleri boyunca kesilir (Şekil 9, 10, 11) ve gri renkte masif kireçtaşlarından oluşmuştur. İki numaralı Rasathane kesiti (Şekil 12), 3 numaralı Pınarbaşı kesiti (Şekil 7) ve 4 ile 5 numaralı Palamutdağı kesitlerinde (Şekil 13, 14) gri renkte dolomitler baskın litolojiyi oluşturur ve arada yer yer kireçtaşları bulunur. Naldöken kesitlerinin her üçünde de (Şekil 15, 16, 17) kalın katmanlı kireçtaşları görülür ve üst bölümlerinde yanıl yönde devamsız olan bir boksit merceği bulunmaktadır. Bu üç kesitte kireçtaşları belirgin bir litolojik farklılık sunmadan üste doğru rudistli kireçtaşlarına geçer. Rudistli kireçtaşları, Işıklar kireçtaşı adı altında incelenmiş olmasına karşın iki birimin sınırı

çoğu yerde sorunlu olarak çizilebilir.

Nohutalan formasyonu, altındaki Güvercinlik formasyonu ile geçişlidir, üstte ise Işıklar kireçtaşına benzer şekilde, tedricen geçer. Ölçülü kesitler boyunca derlenen örneklerin fosil içerikleri incelendiğinde birimin yaşı Liyas'dan başlar, orta kesimlerinde Malm yaşı elde edilir. Devamlılık sunan birimin üst bölümlerinden Berriasiyen, Neokomiyen, Albien, Senomaniyen ve Turoniyen'e kadar yaşlar elde edilir. Üzerinde yer alan Işıklar kireçtaşını da dahil edersek benzer tür kireçtaşları Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen'e kadar devamlı bir istif şeklinde çökelmiştir. Rudist fosillerinin ilk görüldüğü yerler Işıklar kireçtaşına dahil edildiği için Nohutalan formasyonunun yaşı Liyas'dan Senomaniyen'in üst bölümlerine kadar çıkmaktadır.

Nohutalan formasyonu Bornova çevresinde, aynı Karaburun istifinde olduğu gibi, litolojik olarak sahada devamlılık sunmasına karşın Dogger fosilleri içermez. (Erdoğan ve diğerleri, 1990). Saha verileri, birim içerisinde bir ço-

kelmezlik süresinin varlığından ziyade, indeks fosil içermemesi yüzünden istifte görünür olarak Dogger yaşının elde edilmediği görüşünü desteklemektedir.

Işıklar Kireçtaşı :

Bu birim altta Nohutalan formasyonu ile geçişli olarak rudist fosilleri içeren sığ denizel kireçtaşları ile başlar ve üstte çörtlü ince tabakalı pelajik kireçtaşlarından oluşur.

Karaburun istifinde Nohutalan formasyonundan elde edilen en genç yaş Apsiyen - Albien'e çıkmaktadır (Erdogan ve diğerleri, 1990) ve daha üstte uyumsuz bir dokanak boyunca Maestrihtiyen yaşlı Balikhova formasyonu bulunmaktadır. Bornova çevresinde ise kireçtaşı megabloklarında Nohutalan formasyonu Liyas'da başlayıp devamlı kireçtaşları şeklinde Kampaniyen - Maestrihtiyen'e kadar çıkmaktadır. Nohutalan formasyonunun bu devamlı olan üst bölümü litolojik olarak biraz farklı olduğu için Karaburun istifinden değişik olarak, Işıklar kireçtaşı adı altında ayrı bir birim olarak tanımlanması uygun görülmüştür.

Işıklar kireçtaşının en açık yüzlekleri Işıklar köyü çevresinde bulunur ve Özer ve İrtem (1982) bu birimi Üst Kretase kireçtaşları adı altında ayrıntılı olarak tanımlayarak fasiyeslere ayırtlamışlardır. Bu alan dışında Naldöken köyü kuzeyinde, Manisa'nın güneyinde ve Kurudağ'ı oluşturan megablokların içerisinde bu birim yüzylemektedir. Bu birim içerisinden 6 yerde kesitler ölçülmüştür. 4 ve 5 numaralı Palamut Dağı kesitlerinde (Şekil 13, 14), 6, 7, 8 numaralı Naldöken kesitlerinde (Şekil 15, 16, 17) ve 13 numaralı Manisa - Spil Dağı kesitinde (Şekil 8) bu birim parça parça örneklenmiştir.

Işıklar köyü çevresinde, Naldöken civarında ve Manisa Dağı bölgesinde bu birim altta koyu gri renkli ve masif iç yapılı kireçtaşlarından oluşmuştur. Bu kireçtaşları rudist kavkı kırıntıları içermektedir. Birimin en üst bölümlerinde 20-30 m kalınlıkta çört tabaka ve yumruları içeren ince tabakalı pelajik kireçtaşları bulunur. Bol *Globotruncana* fosilleri bulunduran mikritik dokudaki bu kireçtaşları ile ardalanmalı olarak, Manisa Dağı'nda kırıntılı kireçtaşı ara katkıları bulunur ve tipik olarak allotopik kireçtaşı fasiyesindedir. Işıklar köyü çevresinde *Globotruncana* fosilli pelajik fasiyesin üzerine, önce biyoklastik istif taşı fasiyesinde, daha sonra bentik foraminiferler içeren algli istif taşı fasiyesinde kireçtaşları gelmektedir.

Bu birim Rasathane kesitinde (Şekil 12) kalın intraklastli kireçtaşları ve masif kireçtaşları ile temsil edilir ve bunlar yanall yönde rudistli kireçtaşlarına geçer. Intraklastli fasiyes 2-3 cm irilikte çok iyi yuvarlaklaşmış kireçtaşı çakıllarının karbonat çimentoyla tutturulmasından meydana gelmiştir.

Işıklar kireçtaşının alt dokanağı Nohutalan formasyonu ile geçişlidir ve sınır çoğu kez paleontolojik veriler yardımıyla çizilebilir.

Bu birim Bornova karmaşığı içerisindeki kireçtaşı bloklarının en genç birimini oluşturur fakat hiç bir yerde Bornova karmaşığının filiş matriksine stratigrafik olarak geçtiği görülmemiştir.

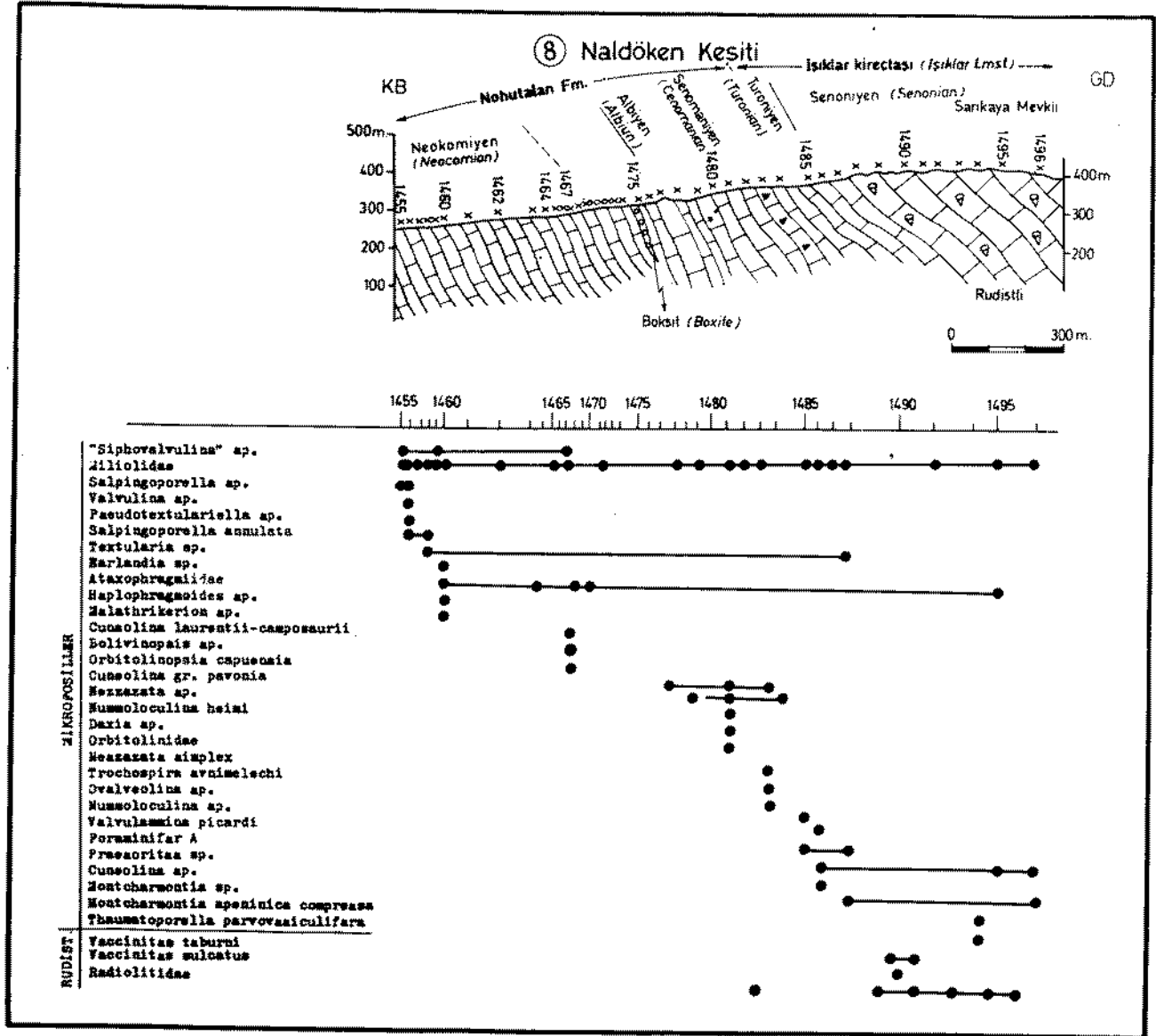
Işıklar kireçtaşının yaşı foraminiferlere göre Turoniyen'den Maestrihtiyen'e dek devamlılık gösterir (Şekil 15, 16, 17, 8). Birimin alt bölümlerinin yaşı foraminifer ve rudist içeriğine dayanılarak Turoniyen - Santoniyen olarak saptanmış ve ayrıntılı çalışmalarda rudistli düzeylerin Santoniyen yaşlı olduğu başka araştırmacılar tarafından da kanıtlanmıştır (Özer ve İrtem, 1982, Özer, 1989).

Işıklar kireçtaşının üst bölümleri 13 nolu Manisa Spil Dağı kesitinde görülmektedir ve çörtlü pelajik kireçtaşlarından oluşan bu kesimin foraminifer içeriği Kampaniyen - Orta Maestrihtiyen yaşını vermektedir (Şekil 8).

Bornova'nın kuzeyinde bulunan ve Dağüstü Dağı'nı oluşturan megablockun üst bölümlerinde, diğer bloklardan biraz farklı bir Üst Kretase bulunmaktadır (Şekil 2). Bu alanda 11 nolu Kurudere kesitinde görüldüğü gibi (Şekil 10), blok içi istifin en altında Üst Triyas yaşı veren Güvercinlik formasyonu, onun da üzerinde Liyas yaşı veren Nohutalan formasyonu bulunur. Nohutalan formasyonunun Liyas yaşı veren bölümleri üzerine doğrudan pelajik fasiyesde çörtlü mikritik kireçtaşlarından oluşan Üst Kretase gelmektedir ve yaşı Santoniyen - Kampaniyen arasında değişmektedir. Dolayısıyla arada Alt Kretase ile Üst Kretase'nin bir bölümü eksiktir. Bu kesit Karaburun Yarımadası'ndaki Balikhova formasyonuna çok benzer ve orada olduğu gibi İzmir - Ankara Zonu'nun açılması sırasında platformun ani alçalması ve derin fasiyesin platformun sığ kesimlerini aşması ile açıklanabilir (Erdogan, 1990).

Yukarıdaki bölümlerde değişik yerlerde ölçülmüş kesitlerin incelenmesinden anlaşıldığı gibi, Bornova karmaşığının bloklarının en genç bölümlerinin yaşı blokları çevreleyen filiş matriksin yaşı ile yer yer çakışmaktadır.

İzmir - Ankara Zonu, Stratigrafi - Tektonik



Şekil 17 : 8 nolu Naldöken ölçülmüş kesiti. Kesit üzerinde örnek yerleri, numaraları ve fosil içerikleri ile dağılımları görülmektedir. Kesit yeri Şekil 2'deki jeolojik harita üzerinde aynı numara ile gösterilmiştir.

Figure 17: Naldöken measured section, number 8. On the section sample locations, numbers and fossil contents are shown. The location of the section is shown on the geological map in Figure 2 with the same number.

Bu özellik kesintisiz devam eden tortullaşma ve aynı zamanda başlamış olan tektonik taşınmanın bölgede etkin olduğunu gösterir.

BORNOVA KARMAŞIĞININ İÇ YAPISI VE İZMİR - ANKARA ZONUNUN TEKTONİK EVRİMİ

Menderes Masifi ve Karaburun kuşağı Triyas'dan Kampaniyen sonuna kadar karbonat çökeliminin geliştiği duraylı bir platform alanı olmuştur (Şekil 18 a). Kampaniyen - Erken Maestrihtiyen'de Bornova ile Seferihisar arasındaki bölgede İzmir - Ankara Zonu'nun ilk alçalması gelişmiştir (Şekil 18 b) ve bu havza içerisinde bloklu Bornova karmaşığı oluşmuştur.

Bornova karmaşığının bloklu iç yapısı, blok boylarının birkaç yüz metre olduğu ve topoğrafyanın engebeli bulunduğu yerlerde açık olarak izlenebilir. Bazı bloklar ise kilometrelerce uzunluktadır ve kalınlıkları, enine jeolojik kesitlerden anlaşılacağı gibi, bir iki kilometreye varır (Şekil 2,4). Boyları bir kilometreden uzun olan bloklar bu çalışmada megablock olarak adlandırılmıştır ve bunların birer blok oldukları ancak jeolojik harita alımı sonucu anlaşılabilir. Kalın kütleler oluşturan platform türü kireçtaşlarının yanal yönde uzantıları takip edildiğinde ya anı olarak son bulunduğu veya birkaç yüz metre boylarda kü-

çük blokların filiş içerisinde yüzdüğü, parçalı bir yapı kazandığı görülür. Jeolojik harita alımı sırasında, megablokların kendi içlerinde yekpare olmadıkları, ve makaslama yüzeyleri boyunca kesildikleri görülür. Bu tür yapısal dilimlenme sınırları, kireçtaşı kütleleri içerisinde geniş beşik zonlar ve filiş matriksle tutturulmuş devamsız bloktaşları ve çakıltaşlarının varlığı ile ayırtlanır. Blokların sınırları çizilirken, eğer bloğun tabanı görülüyor ise jeolojik harita üzerinde görüldüğü gibi tırtıklı çizgi ile gösterilmiştir. Bu tür bir dokanağın görüldüğü yerlerde bloğun tabanından filiş matriksin çıktığı anlaşılır. Matriksin bloğun üzerini sıvıdığı yerler ise düz çizgi ile gösteril-

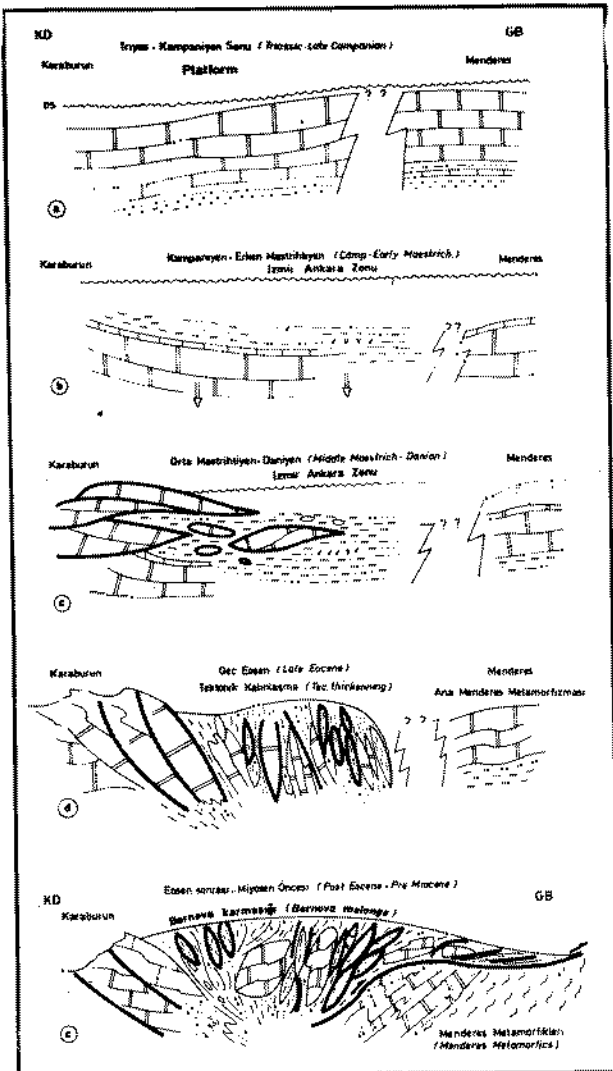
miştir ve matriksin stratigrafik olarak kütleli sardığı anlaşılır (Şekil 2).

Pınarbaşı ile Kaynaklar köyü arasında uzanan ve Kurudağı oluşturan blok alt dokanağı, üst dokanağı ve uç kesimleri açık olarak görülen yegane kütlelerdir (Şekil 2,4). Diğer kütlelerde ise bloğun yalnızca bir bölümü görülebildiği için, matriks ile ilişkisi kısmen incelenebilir.

Kurudağı megabloğu 20 km boya sahiptir ve jeolojik haritadan görülebileceği gibi kuzeydoğu dokanağı boyunca filiş üzerine oturur. Kütleinin üzerinde ise takkeler şeklinde filiş sıvamaları bulunur (Şekil 2,4). Bu filiş sıvamaları bloğun farklı farklı yaşlar veren kısımları üzerinde yer almaktadır. Kurudağı oluşturan megablok doğuya doğru inceler ve Kaynaklar köyü çevresinde daha küçük boyda kütlere ayrılarak son bulur. Bu doğu bölümünde, bloğu vererek kesen ve derin vadisi bulunan bir dere yatağı bulunmaktadır. Bu dere yatağının aşındırması sonucu bloğun altından pencereler şeklinde filiş matriks ortaya çıkmıştır. Kütleinin altında ve doğuya doğru Kaynaklar köyü çevresinde bloğun parçalara ayrılıp son bulduğu yerlerde, filiş matriksde iç örgütlenmesi olmayan çakıltaşları ve bloktaşları tamamen baskın olur. Çok köşeli parçaların karışık bir şekilde tutturulmuş olduğu bu çakıllı bloklu malzemenin elemanları tamamen ana bloktan derlenmiştir.

Blok ve megablokların tabanlarının açık olarak görülebildiği yerlerde filiş matriksin yumuşak deformasyona uğradığı görülür. Örneğin Işıklar köyü çevresinde bir megablok, filiş matriksin kalkerli şeyl düzeyi üzerine doğrudan oturmaktadır. Kalkerli şeyl, bloğun tabanından yukarıya doğru 5-6 m uzunlukta ve 30 - 40 cm kalınlıklarda çamur enjeksiyonları oluşturmuştur. Ayrıca bloğun tabanında yer alan birkaç santimetre kalınlıktaki çatlakların içleri kalkerli şeyl ile doldurulmuştur. Bu dokanak yanıl yönde çok düzensiz girintiler çıkıntılar oluşturur ve yer yer bloktan kopan parçaların oluşturduğu ve aşınmamış parçalardan meydana gelen çakıltaşları ve bloktaşlarından malzemeler bloğun tabanı boyunca yapılmıştır.

Ankara'dan İzmir'e gelen yol boyu, Bornova çevresinde, kireçtaşı megablokları içerisinde büyük taş ocağı işletmeleri açılmıştır. Bazı taş ocaklarının 50-100 m yükseklikte şevleri bulunmaktadır ve bu şevler boyunca kireçtaşlarının çatlak ve yarıklarından filişe ait malzeme çıkmaktadır. Çamurtaşlarından oluşan bu malzeme, blokların tabanından yukarı doğru



Şekil 18 : İzmir-Ankara Zonu'nun tektonik evriminin aşamaları a : Triyas'dan Kampaniyen sonuna kadar platform koşulları, b, c, d, e, Erken Maestrichtiyen - Eosen sonrası arasında tektonik evrimi.

Figure 18: Tectonic evolution of the İzmir-Ankara Zone: a - Triassic - Late Campanian period, platform condition. b, c, d, e, Early Maestrichtian - Post Eocene period, tectonic evolutions.

me çıkmaktadır. Çamurtaşlarından oluşan bu malzeme, blokların tabanından yukarı doğru birkaç yüz metre enjeksiyon yapmış olmalıdır. Bu veriler blokların yerleşimi sırasında matriksin yumuşak olduğunu ve blokların tortulaşma ortamına doğrudan doğruya taşınmış olduğunu gösterir.

Jeolojik harita ve ölçülü kesitler incelendiğinde, blokların alt ve üst sınırlarının farklı yaşlarda başlayıp bittiği görülür. Bazı bloklarda platform istifinin yalnızca en genç bölümü görülürken, bazılarında Üst Triyas'dan Üst Kretase'ye kadar devamlı istifler bulunur. Aynı zamanda, blokların çevresindeki matriksin yaşı da bir bloktan diğerine farklılık gösterir. Örneğin, Kurudağ ve Manisa - Spil Dağı'nın bloklarının üzerini sıvayan matriks Maestrihtiyen yaşı verirken, Işıklar köyü çevresindeki matriks, megabloğun hemen altında, Daniyen yaşı vermektedir (Özer ve İrtem, 1982) ve kalırcı şeylerden oluşan bu malzeme bloğun içine doğru yumuşak sediman sokulmaları yapmıştır. Maestrihtiyen'de başlayan filiş havzasına blokların taşınmasının, Daniyen sırasında devam etmekte olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 18 c).

Bornova karmaşığının bloklu iç yapısına ait açık mostralalar Manisa ilinden Spil Dağı'na çıkan yol boyunca da görülür ve dünyada ender bulunacak jeolojik marızalar sunar. Manisa'da deniz seviyesinden 50 m yükseltiden başlanır ve Spil Dağı zirvesinde 1500 m yükseltiye erişilir. Bir iki kilometre kalınlığa erişen kireçtaşı megabloklarının, hiç bir aşınma izi bulunmayan ve yer yer birkaç yüz metre derinlikteki dar yarıklar içeren paleotopografyasının üzeri filiş matriksle doldurulmuştur. Spil Dağı'nın Alp türü topoğrafyası boyunca, platform kireçtaşlarının filiş içerisinde gömük ve köksüz kütleler oluşturduğu açık olarak görülebilir.

Maestrihtiyen - Daniyen arasında ve filiş çökelişi sırasında, platformun naplar şeklinde havza içine taşınmasıyla başlayan bu ilk deformasyonun ardından, Bornova karmaşığı büyük boyutta tektonik taşınmalarla Menderes metamorfikleri üzerine itilmiştir. Bu son tektonik taşınmalar, özellikle matriks içerisinde, şiddetli makaslanmalarla belirgin bir deformasyona sebep olmuştur. Şiddetli kataklastik deformasyon sonucu karmaşığın matriksinde ilksel stratigrafik dokanıklar tamamen bozulmuştur. Bu son deformasyon fazında matriksin sınırlı olmadığı görülür ve gevrek davranış sonucu kataklastik ezilmeler-

le yapraklarına kazandığı izlenir. Seferihisar bölgesinde, matriks kırılma kaya dilinimleri sunar ve yanall devamsız makaslama diskleri şeklinde fillatlardan oluşmuştur. Matriks içerisindeki kireçtaşları ise, bu son bölgede, şiddetli kristalleşme geçirmiş ve yarı mermer haline dönüşmüştür. Bu son deformasyon fazında, ilksel olarak kumtaşı ve çamurtaşlarının ardalanması şeklinde tortulaşmış olan filiş matriksde kumtaşı tabakaları parçalanarak sucuk yapıları oluşturmuştur. Bir çok yol yarmasında bu sucuk yapıları incelenmiştir ve kaya dilinimleri ile yapraklanma kazanmış çamurtaşı hamuru içerisinde, kumtaşı sucuklarının birbirlerini bağımsız, asılı ve kaya içinde homojen dağıldığı görülmüştür. Yan yana duran kumtaşı sucuklarının bile birbirlerinin devamı olmadığı hemen hemen tüm mostralarda görülmektedir. Bu özellik, matriksin deformasyonunun çok şiddetli geçtiğinin ve sucukların bir veya daha fazla rotasyona uğradığının kanıtıdır.

Menderes metamorfikleri üzerine itilmenin oluşturduğu bu son deformasyon, büyük naplar şeklinde gelişmemiştir. Deformasyon, Bornova karmaşığının tüm hacmine yayılmış, balıkpulu geometrisi sunan makaslamalar şeklindedir ve yüz metrelik bir güzergah boyunca birkaç makaslama diski kesilecek ölçüde küçük ölçekli sınırlımlarla gelişmiştir. Bu deformasyon fazı, Geç Eosen sırasında etkin olmalıdır ve aynı zaman aralığında, Menderes Masifi ana metamorfizmasının gelişmekte olduğu tahmin edilir (Şekil 18 d). Bu son aşamadaki gevrek deformasyon sırasında, bazı megabloklar bindirme fayları ile yeniden kesilmiş ve Menderes Masifi üzerine yürümüşdür. Harita alanı içindeki Nif Dağı'nın altında bulunan bindirme fayı, bu ikinci tür bindirmelere örnektir ve tabanında geniş kataklastik ezilme zonu bulunur (Şekil 4).

Bu çalışmada, Bornova karmaşığının matriksindeki makaslama yüzeyleri istatistiksel olarak incelenmiştir ve bu yolla ana tektonik taşınmanın yönü bulunmaya çalışılmıştır. Makaslama yüzeylerinin doğrultu ve eğimleri arazide ölçülmüş ve bunların stereografik izdüşmelerle kutup noktalarının kontur diyagramları çıkarılmıştır. Kontur diyagramlarında yoğunluk sunan noktalar bulunmuş ve bu noktalara karşıt gelen doğrultu ve eğimler jeolojik harita üzerinde değişik alanlarda gösterilmiştir. Şekil 2'deki harita üzerinde her as alanda görülen doğrultu ve eğim yönleri, o alandaki baskın makaslama yüzeyleri doğrultu ve eğimini göstermektedir. Bunlardan en bü-

görülmür. Makaslama yüzeyleri, baskın bir doğrultu ve eğime sahip değildir. Yalnızca, kireçtaşı megabloklarının sınırlarına, değişik alanlarda ölçülmüş makaslama yüzeylerinin, paralellik sunduğu dikkat çeker. Bu nedenle, kireçtaşı bloklarının geometrilerinin matriksin deformasyonunu yersel olarak denetleyen ana etmen olduğu görülmür. Makaslama zonları, bölgesel tektonik taşınma yönünden çok yersel olarak blokların şekil ve sınırları tarafından biçimlendirilmiş olmalıdır. Ayrıca küçük ölçekli kıvrım eksen yönleri ve varsa dalımları da istatistiksel olarak incelenmiş ve jeolojik harita üzerine stereonete geçirilmiş ve oklarla gösterilmiştir (Şekil 2). Küçük ölçekli kıvrım eksen yönü uzanımlarında da ana tektonik taşınmanın yönünü yansıtabilecek bir düzenlilik bulunmaz ve bu durum, büyük olasılıkla Bornova karmaşığının rijit blok ve sınırlı matriksin birarada bulunduğu heterojen iç yapısından ileri gelmektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada varılan sonuçlar aşağıda özetlenmiştir ve İzmir-Ankara Zonu'nun Üst Kretase sonrası geçirdiği evrim aşamalar şeklinde Şekil 18 de gösterilmiştir.

Batı Anadolu'da İzmir - Ankara Zonu'nun açılımı sonucu bloklu bir birim olan Bornova karmaşığı oluşmuştur. Matriksi fliš, mafik volkanitler, kalkerli şeyller ve çakıltaşlarından yapıları olan bu birimin bloklarını platform karbonatları oluşturur.

Karmaşığın matriksinin yaşı Maestrihtiyen ile Daniyen arasında değişmektedir ve bu yaş pelajik kalkerli şeyl örneklerinden elde edilmiştir. Bazı kalkerli şeyl örnekleri Kampaniyen - Maestrihtiyen geniş yaş aralığını vermektedir.

Karmaşığın bloklarını, Üst Triyas'dan Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen'e kadar devamlı istif sunan, platform türü kireçtaşları oluşturur. Bu istif, stratigrafik, paleontolojik ve litojik özellikleri yönünden, Karaburun Mesozoik özellikleri yönünden, Karaburun Mesozoik istifinin aynıdır. Karmaşığın blokları Karaburun kuşağının parçalarıdır. Şekil 18 c'de görüldüğü ve daha önceki bir yayında bu yazar tarafından ayrıntılı olarak verileriyle ortaya konulduğu gibi (Erdoğan, 1990), Karaburun kısığı İzmir - Ankara Zonu içerisine önce bloklar halinde ilerlemiş ve en sonunda kendisi bir napın burnu olarak aynı zonun içerisine yürümüştür.

Bornova karmaşığı içerisindeki karbonat bloklarının en genç bölümlerini, pelajik fasiyesde olan ve bol *Globotruncana* fosilleri içe-

ren kireçtaşları oluşturur ve bunların yaşı matriksin yaşı ile yer yer aşmalıdır.

Gerek bloklardan ve gerekse matriksden elde edilen veriler İzmir - Ankara Zonu'nun Bornova ile Seferihisar arasında Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen'de açılmaya başladığını göstermektedir. Mafik volkanizma da üretmiş olan bu zonun içerisine blokların yürümesi Orta Maestrihtiyen ile Daniyen sırasında olmuştur (Şekil 18 c). Blokların bazıları 20 km boya erişir ve megablok olarak tanımlanmıştır. Bunların yerleşimi sinsedimanterdir ve matriksde yumuşak sediman deformasyonlarına neden olmuştur.

Bornova karmaşığı daha sonra, içerisindeki bloklarla birlikte, Menderes Masifi üzerine itilmiştir (Şekil 18 d, e). Bu deformasyon gevrek özellik sunar ve matriksde kataklastik ezilmeler oluşturmuştur. Bu deformasyon büyük nap dilimleri şeklinde gelişmemiştir ve matriks içerisinde disk şeklinde sıyrılmalar türündedir. Bornova karmaşığı, iç yapısı ile, bir yitme zonu prizması özelliklerini taşımaktadır. Makaslama zonları boyunca yapısal olarak kalınlaşmış olan bir prizma, en son aşamada Menderes Masifi üzerine yürümüştür. Bölgesel ölçekte irdelendiğinde, yaklaşık olarak hacimce %70 oranında matriksden ve ancak %30 oranında bloklardan müteşekkil olan bu kaya türü, arkadan itme ile stresi ön ucuna iletebilecek özellikte görülmektedir. Bu nedenle, karmaşık birimin Menderes Masifi üzerine itilmesinin sınırlı kaldığı ve çok uzun mesafeler katetmediği düşünülmektedir.

Selçuk bölgesinde yaptığımız çalışmalarda, Bornova karmaşığının yalnızca yapraklanma kazanmış olan ve metamorfizma geçirmemiş kayalarının, Menderes Masifi'nin rejonel metamorfizmasını tamamlamış değişik düzeyleri üzerine bindirmeyle oturduğu açık olarak görülmektedir. Menderes ana metamorfizması, Bornova karmaşığının itilmesi öncesi tamamlanmıştır ve Şekil 18' de bu durum görülmektedir.

Orta Miyosen'den başlayarak bölgede neotektonik evreye geçilmiştir ve tansiyonel rejim altında Batı Anadolu'da graben ve horst yapıları oluşmuştur.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TBAG/644 nolu TÜBİTAK projesi olarak çalışılmış ve TPAO (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) tarafından desteklenmiştir. Özellikle TPAO Arama Grubu'ndan Ozan Sungurlu'ya ve Türksen Erdoğan'a gerek destekle-

İzmir - Ankara Zonu, Stratigrafi - Tektonik

ri ve gerekse araziye gelerek birçok konunun tartışılıp olgunlaşmasına katkılarından dolayı teşekkür ederim.

Bu çalışmadaki Üst Kretase planktonik foraminiferleri Dr. İzver Tansel tarafından, Triyas, Jura ve Kretase kesitleri Doç. Dr. Demir Altiner tarafından incelenmiştir. Her iki araştırmacıya, bu yazının çıkmasındaki bu çok büyük yardımlarından dolayı teşekkürlerimi sunarım.

Stratigrafik kesitler Doç. Dr. Sacit Özer ve Araş. Gör. Talip Güngör ile birlikte ölçülmüştür. Kendilerine şükranlarımı sunarım.

Sayın Kerime Nacaklı çizimleri özenle hazırlamıştır. Kendisine teşekkür ederim.

Makalenin geliş tarihi: 23.5.1990

Manuscript received: 23.5.1990

Yayın Kurulunun onayı: 25.9.1990

Revised manuscript received: 25.9.1990

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M., 1962, İzmir - Torbalı - Seferihisar - Urla Bölgesinin Jeolojik etüdü; İstanbul Üniv. Fen. Fak. Monografisi. 18, 22-29.
- Akdeniz, N., Öztürk, Z., Konak, N., Çakır, M.H., Serdaroglu, M., Armağan, F. ve Çatal, E., 1982, İzmir Manisa dolaylarının stratigrafi ve yapısal özellikleri. Türkiye Jeoloji Kongresi. 1982, Bildiri özle-ri, 49-50, Ankara.
- Boray, A., Akat, U., Akdeniz, N., Akçören, Z., Çağlayan, A., Güney, E., Korkmazer, B., Öztürk, E.M. ve Sav, H., 1973, Menderes Masifi'nin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri: Cumhuriyetin 50 Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, Maden Tetkik ve Arama Enst. Ankara, 11-20.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanatolien: Neus Jahrb. Geol. Palaontol., Monatsh, 10, 603 - 608.
- Brinkmann, R., 1972, Mesozoic troughs and crustal structure in Anatolia : Geol. Soc. America Bull., 83, 819 - 826.
- Brinkmann, R. 1976, Geology of Turkey: en-ke, Stuttgart. 158 s.
- Çağlayan, A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H. ve Akat, U., 1980, Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum: Jeoloji Mühendisliği Derg., 10, 9-17.
- Erdoğan, B., 1990, İzmir - Ankara Zonu ile Karaburun Kuşağının tektonik ilişkisi: Maden Tetkik ve Arama Derg., v.110 (baskıda).
- Erdoğan, B., Altiner, D., Güngör, T. ve Özer, S., 1990, Karaburun Yarımadasının Stratigrafisi: Maden Tetkik ve Arama Derg., v. 111 (baskıda).
- Konak, N., Akdeniz, N. ve Öztürk, E.M., 1987, Geology of South of Menderes Massif : Guide Book For the Field Excursion Along Western Anatolia, Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey, Ankara, p. 42-53.
- Konuk, T., 1977, Bornova filişinin yaşı hakkında: Ege Üniv. Fen Fak. Dergisi. Seri B, 1/1, 65-74.
- Marengwa, B.S., 1968, Geologie des Gebietes Zwischen Işıklar und Buca Östlich İzmir (Turkei): Vorgelegt der Matematiche - Naturwissenschaftlichen, Fakultat der Universität Hamburg, 48 p.
- Oğuz, M., 1966, Manisa Dağının kuzey ve kuzeybatısının Jeolojisi : Ege Üniv. Fen Fakültesi İlmî Raporlar Serisi, 33, 6-7.
- Özer, S., 1989, Sur une faune d'Hippuritidés des calcaires du Crétacé Supérieur de la zone d'Izmir-Ankara (Anatolie Occidentale). Intérêt paléontologique et stratigraphique : Revue de Paléobiologie, 8,2, 335 - 343.
- Özer, S., ve İrtem, O., 1982, Işıklar - Altındağ (Bornova İzmir) alanı Üst Kretase Kireçtaşlarının Jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes özellikleri: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 25, 41-47.
- Verdier, J., 1963, Kemalpaşa Dağı etüdü (İzmir İli), Maden Tetkik ve Arama Derg., 61, 23 - 40.

Hakkâri İli ve Dolayının Stratigrafisi, Güneydoğu Anadolu, Türkiye Stratigraphy of the Hakkâri Province, Southeast Türkiye

DOĞAN PERİNÇEK*

ÖZ

Bölgenin en yaşlı birimi Alt Kambriyen kırıntılarıdır. Bunun üzerine Orta Kambriyen yaşlı karbonat istifi (Koruk formasyonu) gelir. Üste doğru karbonatlar yerini Üst Kambriyen - Ordovisiyen yaş konağında yer alan kırıntılara bırakır (Habur Grubu). Bir boşluğu takiben Üst Devoniyen doğrudan Ordovisiyen üzerine gelir. Üst Devoniyen altta kumtaşı - kireçtaşı (Yığınlı formasyonu) üstte kireçtaşı katkılı şeyil (Köprülü formasyonu) ile temsil olunur. Köprülü formasyonu Karbonifer yaşlı kireçtaşı (Belek formasyonu) ile örtülür. Karbonifer sonrası görülen bölgesel boşluğu, Geç Permiyen yaşlı ince bir kumtaşı ve takiben kalın kireçtaşı izler (Tanin grubu).

Paleozoyik - Mesozoyik sınırında belirgin bir kesiklik görülmez. Alt Triyas, üstte ve altta killi kireçtaşı - marn ardalanması ve bunları birbirinden ayıran kırmızı renkli karasal çamurtaşı olmak üzere üç formasyondan oluşur. Bunlar bir grup (Çıgılı grubu) altında toplanmıştır. Karbonat çökelişi, Orta - Geç Triyas Erken Jura? (Çanaklı formasyonu) ve Geç Jura - Erken Kretase (Latdağı formasyonu) yaş konağında sürmüştür. Bölgesel bir uyumsuzluğu takiben Mardin grubu (Apsiyen - Turoniyen) taban kırıntıları ile (Areban formasyonu) başlar, sığ deniz karbonatları ile (Derdere formasyonu) devam eder. Üzerine uyumsuz olarak şeyil - bol kavrık kireçtaşı (Ortabağ formasyonu) ya da doğrudan killi kireçtaşı (Sayındere formasyonu) gelir. Kampaniyen yaşlı bu birimler kesiksiz olarak marn - killi kireçtaşı (Bozova formasyonu), ya da marn - şeyil - kumtaşı (Germav formasyonu; Maestrihtiyen - Paleosen) ile temsil edilen birimlere geçer. İnceleme alanının

kuzey batı kesiminde sınırlı bir alanda Maestrihtiyen, karasal birimle (Kıradağ formasyonu) başlar, denizel şeyil - kumtaşı ardalanmasıyla devam eder. Cilo dağları alanında Kampaniyen esnasında bölgeye naplar şeklinde yerleşen allokton birimler (Koçali karmaşığı) yüzeyler. Radolarit - tuf - aglomera - bazalt - kireçtaşı ardalanması ve bir ofiyolitik dilimle temsili edilen bu birim içinde, Triyas yaşlı mermer blokları da içermektedir. Koçali karmaşığı ve Germav formasyonu Eosen - Oligosen yaş konağında çökelmiş bulunan karbonat istifinin (Midyat Grubu) taban kırıntıları tarafından örtülür. Erken Miyosen öncesinde bir süreksizlik söz konusudur. Alt Miyosen kireçtaşı (Fırat formasyonu) üzerine karasal Üst Miyosen yaşlı kırıntılar (Şelmo Formasyonu) gelir.

İkinci grup alloktonlar Geç Miyosen sonrasında Şelmo formasyonu üzerine itilmişlerdir. Üç ana dilimin en alttakini Orta Eosen yaşlı, kireçtaşı mercekli, kırıntılı birim (Hakkari karmaşığı) oluşturur. Bu dilim üzerine kireçtaşı - şeyil - bazalt - aglomera diyabaz vb. ile temsil edilen Üst Kretase yaşlı karmaşık (Yüksekova karmaşığı) gelir. Bölgenin üçüncü nap dilimini ise metamorfizite oluşturur.

Bölge Geç Kretase'de ve Geç Miyosen sonlarında farklı yönlerde etkin olarak sıkışma kuvvetleri etkisinde kalmıştır. Bu nedenle Kretase ve Tersiyer yapı eksenlerinin gidişleri farklılıklar gösterir. Hakkari alanında Tersiyer napları ile örtülü alanda, napların altında Tersiyer ve Mesozoyik karbonatlarının hidrokarbon potansiyeli vardır.

ABSTRACT

The oldest unit of the region is represented by the Lower Cambrian clastics.

* Türkiye Petrolleri Anonim ortaklığı, Arama Grubu, Ankara
Yeni adres/Present address:
Mobil Exploration Med. Inc., Ankara

The Middle Cambrian carbonate sequence (Koruk formation) overlies the clastica, which is turn in to cisttics of Late Cambrian to Ordovician age (Hsbur group). The Upper Devonian strata directly overlie the Ordovician rocks and consist of interbedded sandstones and limestones (Yığınlı formation) in the lower part, and shales with limestones (Köprülü formation) in the upper part. The Köprülü Formation is covered by the Carboniferous limestones (Belek formation). The Upper Permian thin sandstonea and thick limestones (Tanin group) transgressively overlie the Carboniferous strata following the regional time break.

No apparent break in sedimentation between the Paleozoic and Mesozoic is observed. The Lower Triassic beds (Çığlı group) are divided into three formations. The lower and upper formations are composed of interbedded limestones and marls whereas a reddish terrigenous mudstone occurs in the middle. Carbonate deposition continued during the Middle - Late Triassic to Early Jurassic (Çsnaklı formation), and Late Jurassic - Esriy Cretaceous (Latdağı formation) times. Following a regional unconformity, the Mardin group (Aptian - Turonian) was deposited with basal clastics (Areban formation), and continue its deposition with shallow marine carbonates (Derdere formation) which are unconformably overlain by either shales and argillaceous limestones (Ortabağ formation) or clayey limestones (Sayındere formation). These formations are Campanian in age, and transitionally overlain by either marls and argillaceous limestones (Bozova formation) or marl - shale - sandstone alternation (Germav formation, Maastrichtian - Paleocene in age). in the northwestern part of the study area, Maastrichtian sedimentation began with non - marine units (Kıradağ formation), and continued with marine shale - sandstone alternation. Around the Cilo Mountains allochthonous units (Koçali complex), which were emplaced as nappes during the Campanian time are composed of radiolarite - tuff - agglomeratebasalt - limestone alternation, an ophiolitic slice and Triassic marble blocks. The Koçali complex and the Germav formation are covered by the basal clastics of the carbonate sequence (Midyat and Siivan groups) deposited during the Eocene - miocene time. There is a break in sedimentation be-

fore the Early Miocene. The Lower Miocene Limestones (Fırat formation) are overlain by the non - marine clastics (Şelmo formation) of late Miocene in age.

Second allochthonous group overthrust on to the Şelmo Formation after the Late Miocene time. Of the there major slices, the Middle Eocene clastic unit with limestone lenses (Hakkâri complex) constitutes the lowermost one. The Upper Cretaceous Yüksekova complex which contains limestone-shale-basalt-agglomerate-diabase and overlies the first slice. The third slice is composed of metmorphics.

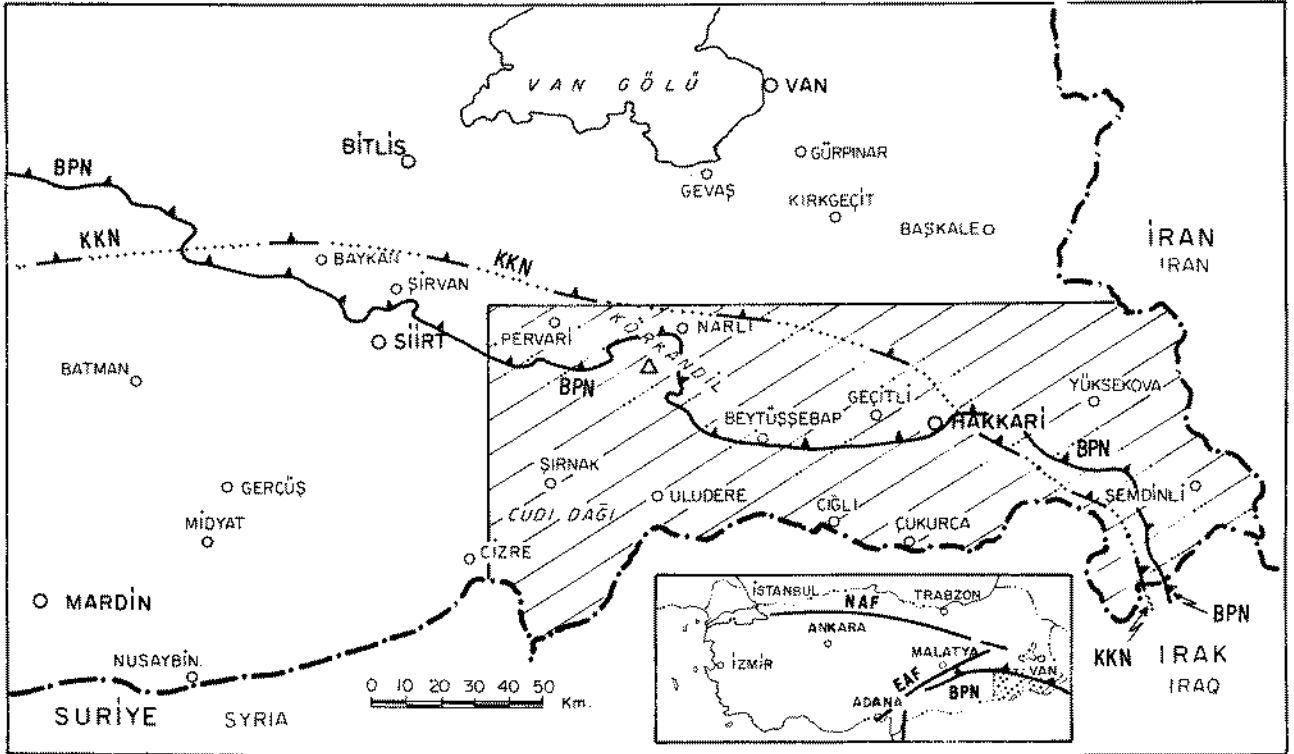
The region was effected by compressional forces originated from different directions during the Late Cretaceous and Late Miocene times. Therefore, the trends of Cretaceous and Miocene structures differ from each other. In the Hakkari Province, the Tertiary and Mesozoic carbonates are of hydrocarbon potentials beneath the Tertiary nappes.

GİRİŞ

İnceleme alanı Toros orojenik kuşağının doğu kesimi ile bunun güneybatısında kalan kenar kıvrımları üzerindedir. Bölgenin kuzeydoğu yarısı alloktan birimlerle örtülür. Güney ve güneybatıda Kambriyen-Miyosen yaş kondağında olan bir istif yüzeylenmektedir. İnceleme alanı Hakkari-Mardin-Siirt illeri sınırları içindedir. (Şekil 1)

1977 yılında bölgenin, 1/25.000 ölçekli jeoloji haritalarını yapmak ve Hakkari yöresinin petrol imkanlarını araştırmak amacıyla Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı tarafından bölgede çalışmaya başlanmıştır. 1977 yılında Pervari yöresinden başlatılan haritalama işlemine Ö.Sungurlu, D.Açıkbaş, D.Perinçek, S.Kozak ve Ö.Balkaş katılmıştır. 1978 yılı yılında haritalama doğuya kaydırılmış ve yukarıda adları verilen jeologlara H.Savcı, E. Tuna, C. Pasin, R.Aksu, Z. Biçer, M. Mancarcı, G. Kurt katılmıştır. 1/25.000 ölçekli haritaların bitirilmesini takiben 110 adet haritanın komplikasyonu, 21 adet ölçülmüş stratigrafi kesitinin değerlendirilmesi D. Perinçek M. E. Çelikdemir, C. Pasin, R. Aksu tarafından gerçekleştirilmiş raporu D. Perinçek (1980 a) kaleme almıştır. Perinçek 1987-1980 yılları arasında kesit ölçümü, harita revizyonu için ilave çalışmalar gerçekleştirmiştir. Jeoloji haritaları 1/50.000, 1/100.000 ve 1/250.000 ölçekli ç-

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi



Şekil 1 : Bulduru haritası. BPN: Geç Miyosen Bitlis-Pütürge napları, KKN: Geç Kretase Koçali-Karadut napları, EAF: Doğu Anadolu Fayı, NAF: Kuzey Anadolu Fayı

Figure 1 : Location map of the study area. BPN: Late Miocene Bitlis-Pütürge nappes. KKN: Late Cretaceous Koçali-Karadut nappes. EAF: East Anatolian Fault, NAF: North Anatolian Fault.

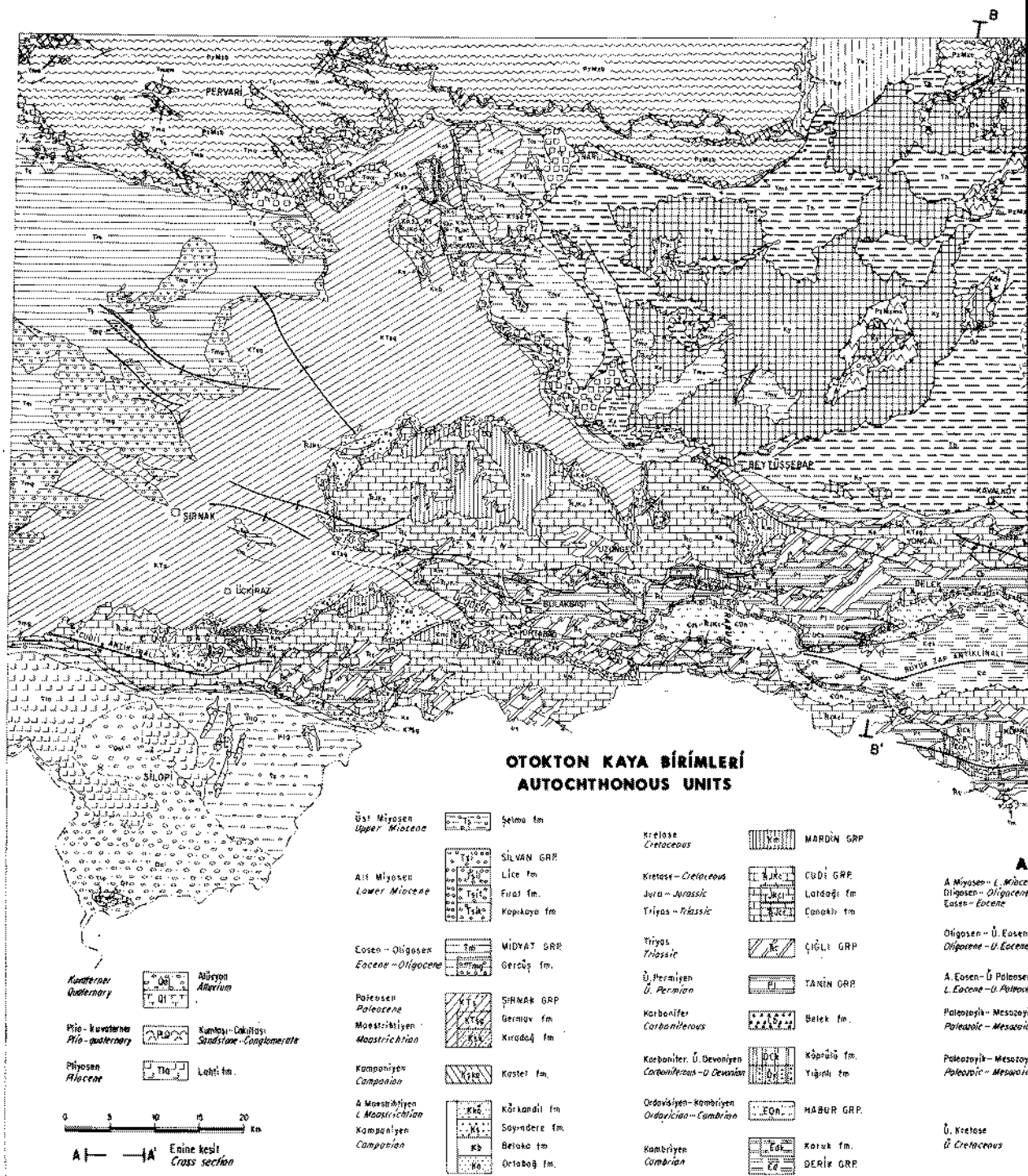
zılmıştır. Yapılan değerlendirmeler sonucu Hakkâri kuzeyinde Çepkenli kuyusu Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı tarafından delinmiş, kuyu alloktan birimlerden başlamış o-tokton istifeye ulaşmadan terkedilmiştir. İkinci olarak da Subaşı kuyusu açılmıştır.

Hakkâri-Siirt yöresindeki ilk çalışmalar Altınlı (1953) ve Türkünal (1951, 1953) tarafından gerçekleştirilmiştir. Türkünal (1951, 1953) bölgenin tektoniği ve stratigrafisi ile ilgili bilgileri toplamış, bazı yaş tayinleri yapmıştır. Altınlı (1953) daha önce Maxon (1937) tarafından Hakkâri kompleksi olarak adlandırılan volkanitli karmaşığı incelemiş ve Hakkâri ve Yüksekova karmaşıklarının (Perinçek, 1980 a) eşdeğeri olan bu karmaşığın önce Oligosen sonra Geç Kretase-Paleosen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Hakkâri kompleksinin tektonizmanın ve volkanizmanın etkin olduğu bir havzada oluştuğunu ileri sürmüştür. Bu çalışmalar, takiben Altınlı (1963) 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasının Cizre paftasını derlemiştir.

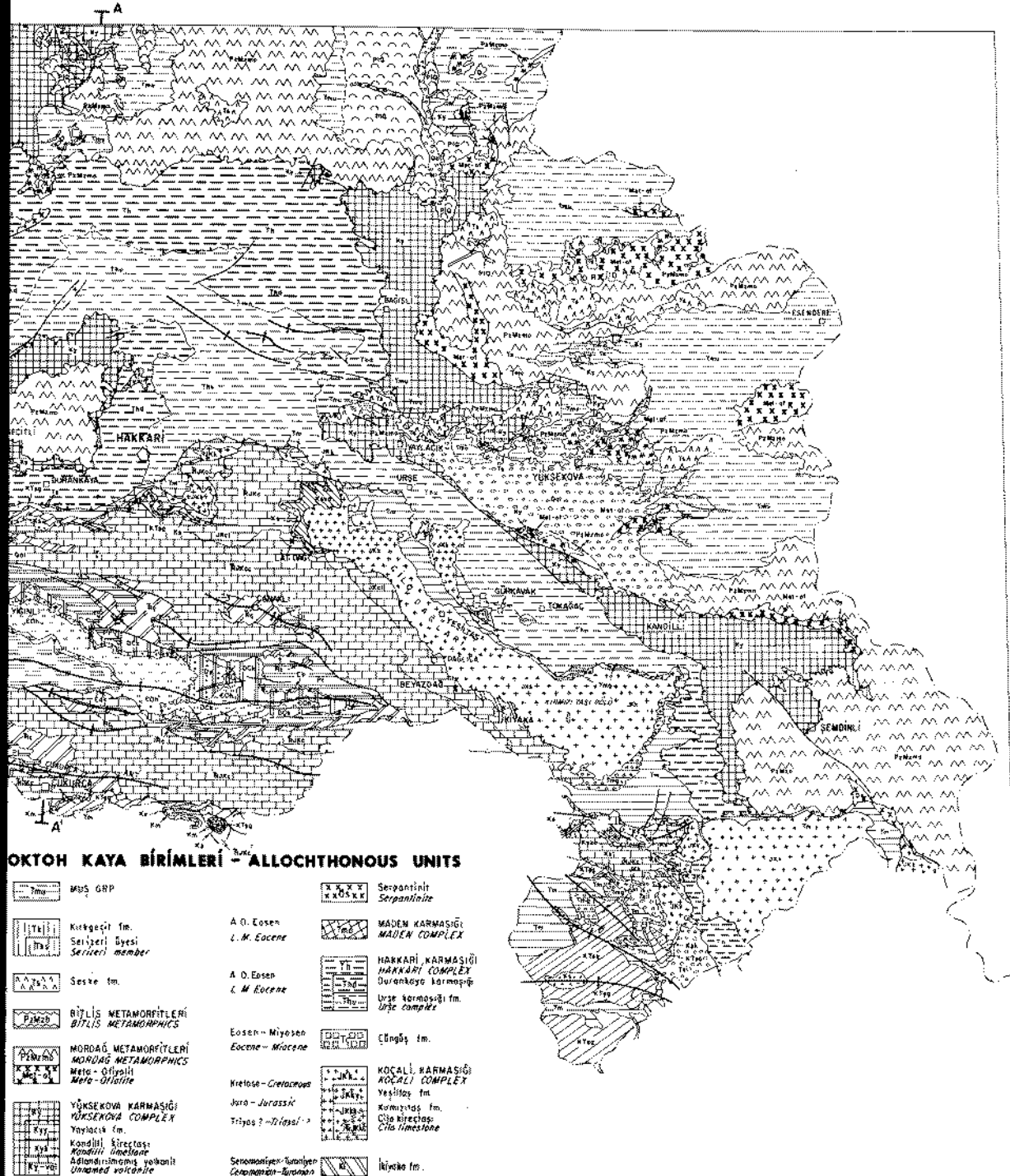
Horstink (1971) Hakkâri yöresinin jeolojisi, paleocoğrafyası ve tektonik özelliklerini çalışmıştır. Özkaya (1978) Yüksekova yöresinde ve güneyinde yaptığı çalışmada, Koçali kar-

maşığı ve Hakkâri karmaşığı eşdeğeri birimlerin ilişkilerini açıklayan bilgiler sağlamış. Hakkâri karmaşığının iç yapısının tanımlanmasında yardımcı verilen derlemiştir. Yılmaz ve diğerler; (1979) Koçali karmaşığını oluşturan istifin eski bir okyanus kabuğu olduğu belirtmişlerdir. Perinçek (1980 a) Kambriyen-Miyosen aralığında bölgede çökelmiş bulunan birimlerin stratigrafisini açıklayıcı bilgiler sağlamıştır. Balkaş ve diğerleri. (1980) Başkale-Gürpınar-Çatak-Van dolayının jeolojisini çalışmışlar ve bu alanda bulunan alloktan birimler ile Doğu Anadolu iç basenlerinde çökelten Tersiyer yaşlı birimlerin ilişkilerini tartışmışlardır. Dean ve diğerler; (1981) Hakkâri güneyindeki Kambriyen Ordovisiyen yaşlı istif ile Güneydoğu Anadolu'nun diğer kesimlerinde yeralan yaşlı formasyonların korelasyonunu sağlamışlardır. Görür ve Akkök (1982) Hakkâri yöresinde Midyat formasyonunun sedimantolojik özelliklerini çalışmışlar ve havzanın doğu yönünde derinleştiğini saptamışlardır. Janvier ve diğerler; (1984) Devoniyen Karbonifer faunasını çalışarak bu iki sistemin sınırını açıklamaya çalışmışlardır.

Güneydoğu Anadolu'nun değişik kesimlerinde Tromp (1941), Gossage (1957), Periam



Şekil 2 : Hakkari-Pervari-Şırnak-Uludere-Çukurca-Yüksekova dahıymn jeoloji harıtası. (-1/25.000 Ölçekli orjinal jeoloji S., Mancarcı, M., Savcı, H., Pasin, C., Bicer, Z., Tuna, E., Aksu, R., Kurt, G.)
Figure 2 : The Geological map of the Hakkari-Pervari-Şırnak-Uludere-Çukurca-Yüksekova area. (-Geologist who worked on the O., Kozak, S., Mancarcı, M., Savcı, H., Pasin, C., Bicer, Z., Tuna, E., Aksu, R., Kurt, G.)



Haritasında çalışanlar: Sungurlu, O., Açıkbaş, D., Perinçek, D., Balkaş, O., Kozak,

Original 1/25.000 scale geological maps Sungurlu, O., Açıkbaş, D., Perinçek, D., Balkaş,

(1958), Ketin ve Akarsu (1964), Peksu (1965) Tuna (1973), Sungurlu (1974), Arıkan (1975) tarafından gerçekleştirilen çalışmalar ile sağlanan bilgi birikimi, bu çalışmanın oluşmasında yönlendirici olmuştur.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanında, Arabistan kıta şelfinde çökelmiş otokton birimler ile Toros orojenez kuşağında yer alan ve bugünkü yerlerine sürüklenim örtüleri oluşturacak tarzda yerleşen allokton birimler bulunur. Bu birimler iki ayrı bölümde tanıtılacaktır. Allokton birimler Kre-tase ve Miyosen sonunda olmak üzere değişik dönemlerde bölgeye yerleşmiş olduklarından ayrı başlıklarla incelenmişlerdir.

OTOKTON BİRİMLER

Derik grubu

Derik ilçesi dolayındaki Kambriyen istifli formasyonlara ayrılabilmiş fakat inceleme alanında aynı ayırım yapılamamıştır. Haritada Sadan, Zabuk formasyonları karşılığı olan istif ayrılmamış Derik grubu olarak gösterilmiştir. tipik mevkide Zabuk formasyonu üstüne uyumlu gelen Koruk formasyonu inceleme alanında aynı haritalanmış fakat daha üstteki Sosink ve Sincin formasyonları ayrılmamış, Bedinan ve Seydişehir formasyonları ile birlikte Habur grubu içinde tanıtılmıştır. Aşağıda tanıtılacak istif Derik yöresindeki Sadan, Zabuk formasyonları eşdeğeridir.

Birim Çığı-Çukurca kuzeyinde Büyük Zap antiklinali çekirdeğinde yüzeyler (Şekil-2) Yapının güney kanadı bindirme ile sınırlıdır. İstif kuvars arenit ve silttaşı ile temsil edilir (Şekil 3) Kuvars arenit sarımsı akpembemsi ak- açık bordo renkli, ince-orta taneli, killi, orta iyi boylanmalı, silis çimentolu, yer yer çapraz katmanlı, taban yapılı kalın-çok kalın katmanlıdır. Silttaşı, bordo-yeşil-efflatın renkli kuvars ve mika taneli iyi boylanmalı, karbонат ve silis çimentolu, laminalı, demir oksitli, çapraz katmalı, ince-orta katmanlı, kuvarsit ile ardalanmalıdır. Birim içinde nadiren diyabaz, diyorit ve tüflü katkıları bulunur. Diyabaz yeşil renklidir. Tüfit, açık yeşil, bol mikalıdır. Derik dolayında Telbesmi formasyonuna (Ketin ve Akarsu, 1964) bırakılan kesimde volkanit katkı oldukça fazla olduğu halde inceleme alanında benzer fasiyes görülmez, ya da yüzeylenmemektedir.

Derik grubunun alt düzeylerinde Sadan formasyonuna bırakılabilecek kesimde yaygın olarak çapraz katmanlanma, dalga yapısı, girişim kırışığı, çamur çatlağı görülür. Zapsuyu

vadisinde Sadan formasyonunun eşdeğeri olarak düşünülen kesimde 2-10 m kalınlığında koyu renkli, kalın katmanlı kristalize kireçtaşı katkısı vardır.

İnceleme alanında Derik grubunun tabanı görülmez. Yüzeylenen kesiminin kalınlığı 611 m ölçülmüştür. Derik dolayındaki kalınlık gözletilmiş birimin az bir kısmının ölçülebildiği görülür. İstif üzerindeki Koruk formasyonu ile konkordanslıdır.

Birimin, diğer birimlerle ilişkisi gözetilerek Alt Kambriyen veya Prekambriyen yaşlı olabileceği sonucuna varılmıştır. (Ketin ve Akarsu, 1964; Tuna, 1973; Perinçek, 1980 a). Zapsuyu vadisinde Köprülü köyünün kuş uçuşu 7 km kuzeyinde birim içindeki kireçtaşında bir *Archaeocyathus* saptanmıştır (Dean ve diğerleri ;1981). Aynı bölgede üstteki Koruk formasyonunda Orta Kambriyen yaşını veren fosil bulunmuş (Dean ve diğerleri, 1981) ve biriminin Erken Kambriyen yaşlı olabileceğine karar verilmiştir.

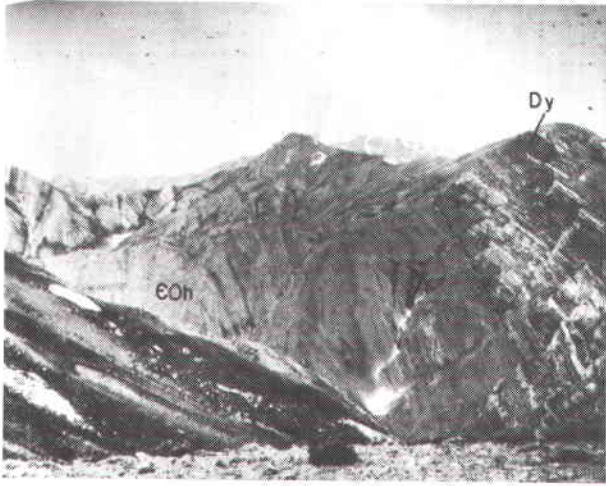
Koruk formasyonu

Büyük Zap antiklinalinin kuzey kanadında yüzeyler (Şekil 2,3,4). Birimin tipik mevkii Derik ilçesi dolayında Koruk köyü yakınındadır. Burada Dolomit formasyonu (Ketin ve Akarsu, 1964) ve Koruk formasyonu (Önem, 1968) olarak iki ayrı adla tanıtılmıştır. Tipik mevkide dolomitli kireçtaşı ve dolotaşı ile temsil edilir, 260 m kalınlığındadır.

İnceleme alanında istif açık gri, koyu gri renkli, zayıf poroziteli dolotaşı, çörtlü yer yer çört katkılı dolomitli kireçtaşı ile yer yer az killi, ince-orta-kalın katmanlı kireçtaşından oluşur. Birimden derlenen numuneler petrograf A.Çubukçu tarafından (1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) dolosparit, dolomikrit, mikrit, yeniden billurlaşmış mikrit olarak tanımlanmıştır. İnceleme alanı batısında Beytüşşebab güneyinde ölçülen bir kesitte dolotaşı hakim litoloji tipini oluşturur. Kesitin tabanında 305 m kalın dolotaşı üstte 9 m kalın kireçtaşı ve dolomitli kireçtaşı vardır. Doğuda ölçülen bir kesitte ise alttan üste doğru 41 m çörtlü kireçtaşı-dolomitli kireçtaşı 8 m dolotaşı, 2m kumtaşı, 15 m dolotaşı, 302 m kireçtaşı-dolomitli kireçtaşı bulunur. Birim bölgede ölçülen iki ayrı kesitte 316 m ve 368 m kalınlığındadır (Perinçek, 1980 a)

Koruk formasyonu altındaki istif ve üstündeki Habur grubu ile uyumludur.

Dean ve diğerleri (1981) Büyük Zap antiklinalinde istifin üstkesimindeki kireçtaşında



Şekil 4 : Çukurca kazası kuzeyinde Büyük Zap Antiklinali çekirdeğindeki Paleozoyik istifine doğudan bakış; soldan (güneyden) sağa (kuzeye) Edk: Koruk Formasyonu, EOk: Habur Grubu, Dy: Yığınlı formasyonu.

Figure 4 : Looking toward Paleozoic section from east, in the core of Büyük Zap Anticline, north of Çukurca town; from left (south) to right (north) Edk: Koruk formation, EOk: Habur group, Dy: Yığınlı formation.

Conocoryphe, *Derik* güneyinde *Paradoxides* (*Eccaparadoxides*), *Corynexochus* ve *Derikaspis* gibi trilobitler bulmuş ve birim için Orta Kambriyen yaşını vermişlerdir.

Koruk formasyonu gelgit arası, üste doğru gelgit altı ortam koşullarında çökelmiştir. (Dean ve diğerleri; 1988, Tunbridge, 1988; Perinçek, 1989)

Habur grubu

Wetzel (1959) kuzey Irak'ta yaptığı çalışmada Habur grubunu tanımlamış ve adlamıştır. Tipik mevkii Beytüşşebab kazası güneyindeki Habur vadisi dolayındır (Şekil-2,3).

İnceleme alanında Habur grubu olarak haritalanan birim, batıda Derik dolayında Koruk formasyonu üzerine gelen Derik grubu içindeki Sosink-Sincin-Seydişehir (Dean ve Monod, 1970) formasyonları ile bunun üzerindeki Bedinan formasyonu eşdeğeridir. Bu birimler Çukurca-Dağdibi dolayında benzer litolojik özellikler sunması nedeniyle ayrılamamışlardır. Habur grubu sahada, sarımsı-kahverengi, çürüme yüzeyli oluşuyla kolay tanınır. Birim Büyük Zap Antiklinali kuzey kanadında, Çukurca antiklinali çekirdeğinde (Şekil 2) mostra verir. Habur grubu, altta kuvarsit-milttaş kumtaşı-şeyl-milttaş ve kilttaş ardalanmalıdır. Kuvarsit, açık gri-yeşilimsi gri-sarımsı gri-sarımsı açık kahverengi-kırmızı-pembemsi ak, ince-orta taneli, iyi-orta boylanmalı, katman yüzeyi kırışıklı, laminali, çapraz katmanlı, orta-kalın-çok kalın katmanlıdır. Metamor-

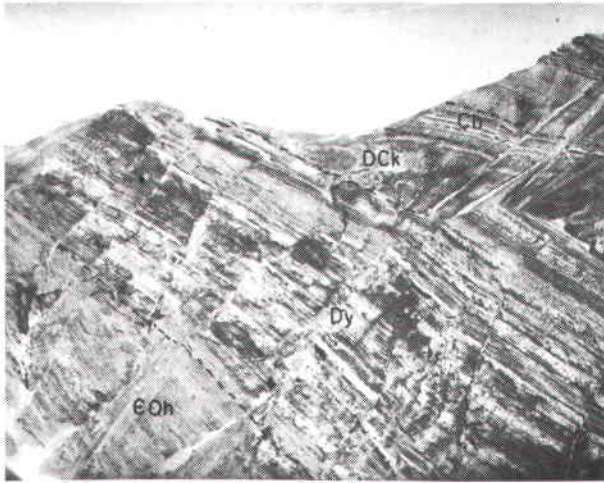
fizma nedeniyle ögeleri bir yönde uzamalı ve dizilidir. Kilttaş ve şeyl açık gri-koyu gri- gri-sarımsı yeşil-grimsi yeşil-kahverengimsi gri renkli, fosilli, yuva izli, yer yer yumrulu, çok ince-ince-orta katmanlıdır.

Beytüşşebab güneyinde ölçülen bir kesitte birimin 427. metresinde (Kesitin tabandan itibaren 750 metresinde) 4 m kalın dolotaşı katkısı bulunur. Köprülü köyü-Çukurca kazası arasında Habur grubu altta a) Kuvarsit-şeylin eşit oranda ardalanması ile başlar b) Şeyil katkılı kuvarsit c) Kuvarsit katkılı şeyil düzeyleri ile devam eder ve sonuçlanır, "a" olarak belirtilen kesim Sosink formasyonu ile korele edilebilir, "c" üzerine gelen ve Bedinan formasyonu olarak düşünülen şeyil düzeyinin altında kuvarsit katmanlarının yüzeyi demirli maddeler içerir oksidasyon yüzeyinin varlığı uyumsuzluk için bir veri kabul edilebilir. Zapsuyu vadisinde Habur grubuna bırakılan kesimin tabanında Derik grubunun Koruk formasyonu yüzeyler, bunun üzerine çok az şeyil katkılı kuvarsit düzeyi gelir. Daha üste ise yüzeyi demirli maddelerle boyalı 1-4 m kalınlığında olabilen kumlu kireçtaşı katmanı bulunur. Kumlu kireçtaşı üste doğru yerini kuvarsit katkılı şeyil ve kuvarsit şeyil ardalanmalı Cruziana izli istife bırakır. Kanımızca Kambriyen yaşlı istif kumlu kireçtaşı altında bitmektedir. Ordovisien yaşlı Cruziana izli kireçtaşı ile başlayan istif (Seydişehir formasyonu eşdeğeri, Monod 1967, Dean ve Monod 1970) altındaki Kambriyen üzerine uyumsuz olarak gelir. Fakat bu dokanağı haritalama olanağı bu aşamada gerçekleşmediğinden, bu iki birim Habur grubu olarak birlikte haritalanmıştır. Mardin yükselişinde tanımlanan Derik grubu inceleme alanında yukarıda tanıtılan kumlu kireçtaşı altında bitmektedir. Diğer bir deyişle Derik grubunun üst formasyonu olan Sosink formasyonu inceleme alanında Habur grubu içinde kalmaktadır. Yukarıda sözü edilen kumlu kireçtaşının katman yüzeyinin demir maddelerle boyalı olması Habur grubu içinde kalan bir diskordansın belirteci olarak kabul edilebilir.

Habur grubu Beytüşşebab güneyinde ölçülmüş stratigrafi kesitinde 1686 m, Çukurca kuzeyinde ölçülmüş stratigrafi kesitinde 1410 m kalınlığında dır. (Perinçek, 1980 a).

Birim, altındaki Koruk formasyonu ile uyumlu üstündeki Yığınlı formasyonu ile uyumsuzdur. (Şekil 4,5) (Birim içinde kaldığı görülen uyumsuzluk düzeyi yukarıda tartışılmıştır.) Habur grubunun altında Orta Kambriyen yaşlı Koruk formasyonu bulunmaktadır. Bu nedenle birimin alt yaş sınırı Orta Kambri-

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi



Şekil 5 : Çukurca kazası kuzeyindeki Paleozoik istifine doğudan bakış; soldan (güneyden) sağa (kuzeye) EÖh: Habur Grubu, Dy: Yiğimli formasyonu, DCK: Köprülü formasyonu, Cb: Belek formasyonu, Pt: Tanin Grubu.

Figure 5 : Looking toward Paleozoic section from east, north of Çukurca town; from left (south) to right (north) EÖh: Habur group, Dy: Yiğimli formation, DCK: Köprülü formation, Cb: Belek formation, Pt: Tanin group.

yene kadar inebilir. Birimde alttan üste *Cruziana semiplicata* salter Geç Kambriyen), brakiopod *Lingulids*, *Eoorthis* sp. trilobit *Chuangia* sp. *Drepanura* sp. *Alborsella* sp. (Erken Kambriyen), *Saukia* sp., *Niobella* sp., *Pagodia* sp. (Tremadosiyen) ve *Cruziana furcifera*, *Cruziana soldfussi*, *Cruziana rugosa* (Tremadosiyen-Arenigiyen) fosilleri ve yaşları bulunmuştur. (Dean ve diğerleri 1981). En üstte kalan ve Bedinan formasyonunun eşdeğeri kabul edilen (Perinçek, 1980 a) kesimde ise *Calymene* sun sp. *Dindymene* sp. *Dionide* sp. *Dufteria* sp. *Hammatocnemis* sp. *Lonchodomo* sp. *Opsimasaphus* sp. *Otarion* sp. *Prionocheilus* sp. *Raphiophorus* sp. *Remopleurides* sp. gibi trilobitler bulunmuş ve Aşgiliyen yaşı elde edilmiştir. (Dean ve diğerleri 1981, Dean ve Zhiyi, 1988). Hakkari dolayında Bedinan formasyonunun altında olan Habur grubu içinde kalan Aşgiliyen ile Arenik arasında bir aşınma dönemi vardır. Bu aşamada bu kesikliğın altındaki ve üstündeki istifler ayrı ayrı haritalanmamış ve birlikte Habur grubu olarak tanıtılmıştır.

Yiğimli formasyonu

Birim ilk kez Türkiye Petrolleri; Anonim Ortaklığı jeologlarınca Hakkari dolayında yapılan (Şekil 2,3) çalışmada tanımlanmış ve adlanmıştır (Perinçek, 1980). Yiğimli formasyonunun hakim litoloji tipi kuvarsit olup çalışma alanının doğu kesiminde tabanda dolotaşı bulunur.

Yiğimli formasyonu, Çukurca kuzeyindeki bir kesitte sarımsı ak-pembemsi ak-bordo-gri

renkli, orta-kalın-çok kalın katmanlı, dolomitik-dolobiyomikrit ve kuvarşlı dolomitikrit (A.Çubukçu, 1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) ardalanması ile başlar, bu kesitin kalınlığı 45 metredir. Daha üste bordomsu pembe-sarımsı gri-mor renkli, ince-çok ince taneli, iyi boylanmış, silis çimentolu, yer yer laminalı, yer yer çapraz katmanlı kuvarsit bulunur. Kuvarsit bazen sarımsı yeşil-yeşil-gri renkli, yapraklanmalı, şeyil katkılıdır. Beytüşşebab güneydoğusunda şeyil katkısı daha fazladır. Zapsuyu vadisi batısında kalan kesitlerde pisaminit katkıları görülür. Burada tabandaki dolotaşı yoktur. İstifteki kırmızı-pembemsi renkli kuvarsit, birimin Habur grubundan kolay ayrılmasını sağlar.

Birim Beytüşşebab güneyinde 126 m, Çukurca kuzeyinde 295 m kalınlıktadır. Altındaki Habur grubu ile uyumsuz, üstündeki Köprülü formasyonu ile uyumludur. Çukurca batısında Yiğimli formasyonu ile Habur grubu arasında açıl diskordans kısmen belirgindir. (Şekil 4,5,6).

Yiğimli formasyonunda fosil kıttır. Fakat istif içindeki karbonat düzeylerinden balık fosilleri derlenmiş ve Janvier ve diğerleri (1984) tarafından tayin edilmiştir. Bunlar *Ctenacanthus* cf. *crenulatus*, *Strepsodus* sp. *Chirodipterus* sp. *Groenlandaspis* sp. *Acanthodidae* olup Devoniyen yaşını verirler. Yiğimli formasyonu üzerindeki Köprülü formasyonu ile tedrici geçişlidir. Geçiş zonunda yer alan kireçtaşı düzeylerinde ise Geç Devoniyen yaşı belirlenmiştir.



Şekil 6 : Beytüşşebab kazası güneyindeki Paleozoik istifine batıdan bakış; sağdan (güneyden) sola (kuzeye) Dy: Yiğimli formasyonu, DCK: Köprülü formasyonu, Cb: Belek formasyonu, Pt: Tanin Grubu, TRÇ: Çığılı Grubu.

Figure 6 : Looking toward Paleozoic section from west, south of Beytüşşebab town, from right (south) to left (north); Dy: Yiğimli formation, DCK: Köprülü formation, Cb: Belek formation, Pt: Tanin group TRÇ: Çığılı group

tır. Bu nedenle Yiğınli formasyonu için Geç Devoniyen yaşı benimsenmiştir.

Köprülü formasyonu

Tipik mevkii Çukurca kazasının kuzeyindeki Köprülü köyü dolayındır (Şekil 2,3,7). Önceki çalışmalarda SHELL Jeologlarınca (Hors-tink ve diğerleri 1971) Ora formasyonu olarak haritalanmıştır.

İstif Köprülü köyü dolayında kara-koyu gri renkli, yer yer killi-kumlu-dolomitli, ince-orta katmanlı kireçtaşı ile başlar. Üstteki yeşilimsi gri-kara renkli mikalı şeyil çok az kireçtaşı (%2-5) veya kumtaşı miltası katkılıdır. Daha üstte kireçtaşı (%15) katkısının arttığı görülür. Kireçtaşı katkılarının yer yer yumrulu ve tabaka yüzeyi bol fosilli (Brakiopod ve bunun gibi) çok ince-ince katmanlı olduğu görülür. Kumtaşı gri-sarımsı gri renkli ince-orta taneli orta-ince katmanlıdır. Zapsuyu doğusundaki kesitlerin bazılarında Köprülü formasyonu, Yiğınli formasyonu üzerinde doğrudan şeyil ile başlar. Altta görülen kumtaşı katkuları üstte doğru yerini kireçtaşı katkılarına bırakır. Birim altındaki ve üstündeki litolojilere oranla daha az dayanımlı olduğundan topografyada az eğimli sırtlar oluşturmaları ile kolay tanınır.

Köprülü formasyonu, bölgede ölçülen üç ayrı kesitte 258 m 223 m, ve 181 m kalınlığındadır.

Köprülü formasyonu altındaki Yiğınli ve üzerindeki Belek formasyonları ile uyumlu ve tedrici geçişlidir. (Şekil 5,6).

Birimden derlenen numunelerde Paleontolog F.Yüksel tarafından (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) yapılan tayinlerde *Umbella ovata*, *Umbella cf. nana*, *Umbella cf. shahrudensis*, *Hyperammia* sp. Geç Devoniyen yaşı verir. Birimde yapılan bir kesitte Palinolog E.Sinanoğlu tarafından tanımlanan *Hymenozonotrilites lepidophytus* ve *Vallatisparritus pusillites* Devoniyen-Karbonifer dokanagının kılavuz seviyesi olan "HL-VP Zonu" nu karakterize ederler ve Geç Strunien Erken Turnaisien yaşı verirler. Sinanoğlu birimin Paleokvatorun K 30°-G30° enlemleri arasında çökelediği belirtmiştir (1977, sözlü görüşme) Paleontolog A.Salanı tarafından tanımlanan (1978) *Ptychomaletoechia* sp. Geç Devoniyen, *Spirifer* aff. *tornacensis* *Rugosochonetes* sp., *Asyrinxia* sp. Erken Karbonifer yaşı verir (Perinçek 1980). Ayrıca, Janvier ve diğerleri (1984) birimden derlenen balık, Ostrakod, brakiopod gibi fosilleri tanımlayarak birim için Geç Devoniyen-Erken Karbonifer yaşı vermişlerdir.

KRONSTRATİĞRAFİ Chronostratigraphy	GRUP Group	FORMASYON Formation	KALINLIK m. Thickness m.	LİTOLOJİ Lithology	AÇIKLAMA Description
EOSEN Eocene	MİDYAT	HOYA	500		Kireçtaşı, Limestone
		GERÇÜŞ	200		Kumtaşı, çakıltaşı Sandstone, Conglomerate
PALEOSEN Paleocene	ŞİRNAK	BEİR - MAN	50		Kireçtaşı, Limestone
		GERMAV	1250		Şeyil, Shale
					Kumtaşı, Sandstone
KAMPAİYEN - MAESTRİTİYEN Campanian - Maastrichtian	ŞİRNAK	ÜÇKIRAZ	455		Killi kireçtaşı Clayey limestone
		BOZOVA	360		Marn, Şeyil Marl, Shale
					Kireçtaşı, Limestone
		SAYIN, DERİŞ	190		Killi kireçtaşı Clayey limestone
KRETASE Cretaceous	MARDİN	ORTA BAĞI	130		Kumlu kireçtaşı Sandy limestone
		DERERE	170		Kireçtaşı, Dolomita
		AREBAN	220		Kumtaşı, Şeyil Sandstone, Shale
					Kireçtaşı, Dolomita
JURA - KRETASE Jura - Cretaceous	CUDI	LAT. DAĞI	800		Dolomita, Dolomite
		ÇANAKLI			
TRİYAS Triassic	ÇİĞLİ	YONCALI	200		Kireçtaşı, Limestone
		UZUNGEÇİT	225		Şeyil Shale
Ü. PERMİYEN U. Permian	TANIN	ULUDERE	150		Şeyil, Shale
		GOMANLI İBRİK	750		Kireçtaşı, gri Limestone, gray
DEV. - KAR. Dev. - Carb.	KÖPRÜLÜ	HAZRO	85		Kireçtaşı, Limestone
		BELEK	> 200		Kumtaşı, Sandstone Kireçtaşı, Limestone
					Şeyil Shale

Şekil 7 : Uludere-Şirnak dolayının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 7 : Generalized stratigraphic columnar section of the Uludere Şirnak area

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

Belek formasyonu

Uludere-Çukurca-Hakkâri dolayında önceki yıllarda yapılan çalışmalarda Karbonifer-Permiyen yaşlı karbonat istifleri birlikte haritalanmış ve adlanmıştır. Altınlı (1952) bu istif için Tanin formasyonu adını kullanmıştır. Hakkâri dolayında Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Jeologlarınca yapılan çalışmada Karbonifer yaşlı karbonat istifi, üzerinde bulunan ve kalınlığı 10-14 m ye ulaşan, yer yer kamalanıp kaybolan bir kumtaşı yardımıyla üstteki Permiyen yaşlı karbonatlardan ayrılmış, tipik mevkii ve tipik kesit verilerle Belek formasyonu olarak adlanmıştır. (Perinçek, 1980 a), (Şekil 2,3,6,7,8). Fakat 1/25.000 ölçekli jeoloji harita alımı sırasında Permiyen ile Karbonifer karbonatları arasında yer alan kumtaşının kamalanması nedeniyle bu iki birimin ayrımı her yerde sağlanamamıştır. Bu nedenle Şekil 2 deki jeoloji haritasında Belek formasyonu "Pt" simgesi ile gösterilen Tanin grubu içinde bırakılmıştır. Birim Çukurca antiklinalinin kuzey kanadında Köprülü köyü dolayında ve Büyük Zap antiklinalinin kuzey kanadında Permiyen karbonatlarından kolay ayrılır. Batıda Beytüşşebab güneyinde Cudi antiklinali çekirdeğinde Permiyen istifinin tabanındaki kumtaşının kamalanması nedeniyle ayrı haritalanması güçleşir.

Belek formasyonu kara-koyu gri-kahverengimsi gri renkli krinoidli-brakioplu-gastropodlu, orta-kalın ve çok kalın katmanlı kireçtaşı ile temsil edilir. İstif içinde yer yer mercan gibi resif yapıcı organizmaların yığıldığı görülür. Yer yer karayemişimsi koyu gri şeyil katkıları içerir. Zapsıyü vadisi doğusunda kalan bir kesitte formasyon için çakıllı seviyeler gözlenir. Belek formasyonu inceleme alanının doğusundaki 355 m kalınlığındaki kesitin ilk yarısında şeyil katlıdır. Batı yönünde gidildiğinde istifin alt kısmında görülen karbonatlar tümüyle şeyil ile yanal geçiş gösterir ve batıdaki kesitlerde birimin tümü biyomikrit ve biyosparitten (A.Bayel, 1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) oluşur.

Birimi tümüyle kateden üç ayrı kesitte kalınlıklar 130 m, 85 m, 355 m olarak ölçülmüştür. (Perinçek, 1980 a). Belek formasyonu altındaki Köprülü formasyonu ile uyumlu ve yanal, düşey geçişlidir. Yanal geçiş yaş sınırlarını aşacak şekildedir. Bazı kesitlerde Karbonifer yaşlı olan birim, 355 m kalınlığında ölçüldüğü yerde Karbonifer-Üst Devoniyen yaşını verir.

Tanin grubu, Belek formasyonu üzerinde diskordanslıdır. Altınlı (1953) Cudi Antiklinali

çekirdeğinde Beytüşşebab güneyinde ölçtüğü kesitlerde Karbonifer yaşını veren fosiller bulunmuştur. Bu kesimi oluşturan karbonatlar Belek formasyonuna ait olmalıdır. Paleontolog F.Yüksel ve G.Özyeğin (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) tarafından birim için Erken Karbonifer yaşı saptanmıştır. Cebecioğlu ve köylüoğlu (1986) birimde ölçülmüş kesitlerde *Earlandia elegans*, *E.vulgaris*, *Parathurammina suleimanovi*, *Endothyra bowmani*, *Endothyra* sp, *Forschia* sp, *Lapparentidiscus* sp, *Çavuşgnathus convexus*, *C.naviculus*, *C.unicornis*, *Neodprioniodus scitulus*, *Gnathodus girtyi*, *Mestognathus beckmanni* fosillerini tayin ederek Erken Karbonifer yaşını tesbit etmişlerdir.

Tanin grubu

Maxon (1937) Tanintanın dağlarında Triyas üzerinde olduğunu ileri sürdüğü karbonatları, Tanintanın formasyonu olarak adlanmış ve birimin Jura-Kretase yaşlı olduğunu belirtmiştir. Altınlı (1952) söz kosunu karbonatların Triyas altında olduğunu saptamış ve Permokarbonifer yaşlı olduğunu bildirdiği istife Tanin formasyonu adını vermiştir. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca 1977 yılında bölgede yapılan çalışmalar sonucunda Altınlı tarafından Permokarbonifer için kullanılan ad Karboniferden ayrı haritalanan Permiyen yaşlı istif için kullanılmıştır. (Perinçek, 1980) Tip mevkii olan Tanintanın dağlarında birim yaygın mostralara ile temsil edilir.

Tanin adı grup aşamasındadır. Birim iki formasyondan oluşur (Şekil 8). Kumtaşı ile temsil edilen, kırıntılıların hakim litoloji tipini oluşturduğu kesim Hazro formasyonu olarak ayrılmış, üstteki karbonat istifi için Gomanibrik formasyonu adı kullanılmıştır. Tanin grubu Büyük Zap antiklinalinin kuzey kanadında ve bu antiklinalin doğu ve batı dalım alanlarında, Çukurca antiklinali kanatlarında, çalışma alanı batısında Cudi antiklinali çekirdeğinde (Şekil 2,3,7) yüzeylenmektedir.

Hazro formasyonu

Birim için tip mevkii batıda Hazro ilçesi dolayındadır. Birim ilk defa Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından adlanmıştır. Tip kesitte birim alacalı şeyil-miltaşı ardalanması ile temsil edilir. Buradaki istifin üst düzeylerinde 10-15 cm kalın kömür katkıları şeyil ve kumtaşı ile birlikte. Bunun da üstüne Gomanibrik formasyonunun karbonatları gelir.

İnceleme alanında birim Büyük Zap Antiklinalinin kuzey kanadında çukurca antiklinalinin kanatlarında bulunursada yanal yönde

yer yer kaybolur, Gomanibrik formasyonu doğrudan Belek formasyonu üzerine gelir. Hazro formasyonun iyi görülebildiği yerlerden biri Çukurca havzasının küzeyindeki Köprülü köyü dolaydır (Şekil 2).

Hazro formasyonu sarımsı ak-grimsi ak-kahverengimsi gri renkli, zayıf gözenekli, orta, kalın katmanlı, yer yer kılı mikapullu kumtaşı ve yer yer şeyil ile temsil edilir. Şeyil kuvarsit ardalanması içinde az miktarda fosilli ince ve orta katmanlı kireçtaşı katkısı görülür. Birim doğuda altta 15 m kalınlığında şeyil ile temsil edilir. Yer yer şeyil miktarı az olmakla birlikte şeyil kuvarsit ardalanması gözlenir. Zapsuyu vadisi batısında ise alttaki şeyil kuvarsit ardalanması, üste doğru yerini kireçtaşı-miltaşı katkılı şeyile bırakır. Birimin ortalama kalınlığı 5-20 m arasında değişir. Ölçülen kesitlerde 10 m, 14 m, 18 m kalınlığındadır.

Hazro formasyonu altındaki Belek formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir, üsteki Gomanibrik formasyonu ile uyumludur. (Şekil 8). Tanin grubunun tahananındaki kırıntılılar olarak temsil edilen birim Güneydoğu Anadolu'daki bölgesel uyumsuzluğun işaretçisidir.

Birim içindeki kireçtaşı katkılarında Paleontolog G.Özyeğin (1977) tarafından *Globivalvulina biserialis*, *Cribrogenerina* sp., *Ammodiscidae* fosilleri tanınmıştır.

Gomanibrik formasyonu

Birim ilk kez Schmidt (1964) tarafından tanımlanmıştır. Tipik mevki Hazro ilçesi doğusundaki Gomanibrik köyü dolaydır. Çalışma alanında yapılan önceki çalışmalarda birim için Harbol formasyonu adı uygulanmıştır (Schmidt, 1964). Harbol, yeni adıyla Aksu köyü inceleme alanı batısında Cudi Antiklinali çekirdeği ne yakındır. Adıyaman-Amonos dolaylarında birim için Kilkayak kireçtaşı formasyonu (Tuna, 1973) adı uygulanmışsa da bugün tüm Güneydoğu Anadolu için tek bir ad üzerinde görüş birliği sağlanarak Gomanibrik formasyonu adı genelleştirilmiştir (Perinçek, 1980 a). Schmidt (1964) tarafından önerilen Harbol formasyonu adından tipik mevki olarak verilen alanda birimin tabandan ters faynedeniyle eksikli olması ve Harbol köyünün Germav formasyonu yüzlekleri üzerinde olması nedeniyle vazgeçilmiştir.

Hazro ilçesi dolayında Gomanibrik formasyonu alttan üste kireçtaşı (40m), kireçtaşı katkılı kumtaşı-şeyil ardalanması (98 m), do-

lotaşı (12 m) ile temsil edildiği halde inceleme alanında karbonat hakim litoloji tipidir. Cudi Antiklinali'nin çekirdeğinde Gomanibrik formasyonunun alt kesimlerinde görülen 2-7 m kalınlığındaki şeyil-kumtaşı katkısı Hazro dolayındaki kırıntılı düzeyin karşılığıdır. İnceleme alanı doğusuna gittikçe kırıntılı düzey tümüyle kaybolur.

Birim Çukurca antiklinali. Büyük Zap Antiklinali kanatlarında ve Cudi Antiklinali çekirdeğinde mostra verir (Şekil 2,3,7). Gomanibrik formasyonu genelde kara-gri renkli yer yer az dolomitik, ince-orta yer yer kalın katmanlı, yer yer sileksit yumrulu ve katkılı mikro ve makro fosilli, hidrokarbon kokulu kireçtaşından oluşur. Kireçtaşı biyomikrit, mikrit, nadiren intrasparit-intramikrit-biyosparit (A. Cubukçu, 1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) görünümündedir. Birim içinde özellikle tabana yakın kesimde gözlenen koyu gri renkli şeyil düzeyi kuvarsit katkılıdır. Aynı kesimdeki kireç taşında yer yer bol mercan gözlenmiştir. Gomanibrik formasyonunda ölçülen kesitlerde 988 m, 871 m, batıda Cudi Antiklinali çekirdeğinde 264 m kalınlığındadır. Batı ve küzeyhatı yönünde birimin kalınlığı azalır.

Gomanibrik formasyonu altındaki Hazro formasyonu ile uyumludur. Üzerine gelen ilk birim Yoncalı formasyonudur. Yoncalı formasyonu ile dokanak ilişkisi Zapsuyu vadisi doğusunda ve batısında farkıdır. Yoncalı formasyonu tabanındaki oolitlik düzey doğuda yoktur, Permian ile Triyas yaşlı birimler arasında herhangi bir eksiklik veya uyumsuzluk sezilememiştir. Batıda ise durum değişiktir. Triyas başlangıcındaki sığlaşmayı gösteren oolitlik düzey gelişmiştir ve tabanında Permian üzerinde kırıntılı ince bir düzey yer alır. Bu nedenle Tanin dağları ve Cudi dağı dolayında Permian Triyas arasında bir kesiklikten söz edilebilir.

Gomanibrik formasyonu mikro ve makro organizma açısından oldukça zengindir. Mikrofosillerin tanıtımı Paleontolog G.Özyeğin (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı 1977) tarafından yapılmıştır. Birimde *Geinitzina* cf. *primitiva*, *Ichtyolaria primitiva*, *Globivalvulina biserialis*, *Paraglobivalvulina mira*, *Danbarula* sp., *Langella* sp., *Hemigordiopsis* sp., *Glomospirella* sp., *Hemigordius* sp., *Climacammina* sp., *Dagmarita* sp., *Mizzia* sp., *Vermiporella* sp., *Permodiculus* sp., *Gymnocodium* sp., tayin edilmiş ve Geç Permian yaşı elde edilmiştir. Köylüoğlu ve Altınar (1989) Üst Permian istifinde ölçülen kesitlerde *Eopolydiexodina* Zonu (Orta-Üst Murghabiyen); *Chusenella* Zonu ("Midian");

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

Paraglobivalvulina Zonu (Alt Djulfıyen) ve *Paradagmarita* Zonu (Üst Djulfıyen - Daroşhamiyen) tesbit etmişlerdir. Ayrıca paleontolog M.Baydar (Maden Tetkik Arama Entitüsü, 1978), mercan türlerinden *Wentzella subtimorica*, *Wentzella* sp., *Stylidophyllum* sp., *Michelinia* sp., fosillerini Permiyen yaşını vererek tanımlamıştır.

Saha gözlemlerine göre Gomanibrik formasyonunun litolojisinin kuzeybatıya Pervari yönünde gidildiğinde değişeceği sanılmaktadır. Güneydoğuda hakim litoloji tipi kireçtaşıdır, kuzeybatı yönünde kireçtaşının kumtaşı ve şeyil katkıları artabilir ve Hazro antiklinali çekirdeğinde görülen Permiyen kesitine benzebilir.

Çığlı grubu

Çığlı grubu adı 1977 yılında Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca Hakkâri-Uludere-Şırnak dolaylarında yürütülen çalışmalar sonucunda önerilmiştir (Perinçek, 1980 a). Tip mevki ve tip kesit Çukureca kazasının 22 km. kuzeybatısındaki Çığlı nahiyesinin 3 km güneydoğusunda kalır. Birim ilk önce Goyan formasyonu adıyla Maxon (1937) tarafından tanıtılmış, daha sonra aynı adla formasyon aşamasında grup aşamasına çıkarılmıştır. Goyan grubunun tipik mevkiileri ve birim adları kuzey Irak'tan alınmıştır. Bunlar sırasıyla alttan üste Mirgamir, Beduh, Gelikana formasyonlarıdır. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca yürütülen çalışma sırasında bu birimlerin eşdeğerlerinin en iyi kesit verdiği yerler gözetilerek alttan üste Yoncalı (= Mirgamir), Uludere (=Beduh), Uzungöçit (=Gelikana) formasyon adları kabul edilmiştir (Perinçek, 1980 a). Shell jeologları Hakkâri dolayında yapılan çalışmada Çığlı grubu için Anitos (Yoncalı köyünün eski adı grubu (Horstink, 1971) veya Beduh formasyonu (Arkan, 1975) adlarını kullanmışlardır. Batıda Kırıkhan yakınlarındaki Triyas kesiti Atan (1969) tarafından Arılık formasyonu olarak adlandırılmıştır. Triyas yaşlı sedimanlar için Rigo de Righi ve Contesini (1964) Beduh formasyonu, Peksu (1965) Aril formasyonu, Krummenacher ve Periam (1958) Eloğlu formasyonu adlarını vermişlerdir.

Çığlı grubu ölçülen kesitlerde 453 m, 548 m kalınlığındadır.

Bitlis metamorfitlelerinde görülen bordo renkli şeyil ve kireçtaşı, Bitlis metamorfitlerinin Guleman kuzeyindeki volkanit katkıları ke-

sime Çığlı grubunun yanal eşdeğeridir (Perinçek, 1980 a). Bunlar Triyas döneminde aynı platformun ürünü olarak çökelmişlerdir.

Yoncalı formasyonu

Tipik mevki Beytüşşebab kazasının 20 km güneydoğusundaki Yoncalı köyü dolayındır. Yoncalı ve Uzungöçit formasyonlarını birbirinden ayıran Uludere formasyonu (Şekil 3,7) Büyük Zap Antiklinalinin doğu dalımının güney kesimlerinde yoktur. Burada bordo rengi ile belirgin Uludere formasyonu olmadığı için Çığlı grubu formasyonlara ayrılamamıştır.

Birimin tabanında Bulakbaşı üyesi ayrırtlanmıştır. Yoncalı formasyonunun bu üye ile birlikte toplam kalınlığı bir kesitte 105 m ölçülmüştür.

Bulakbaşı üyesi: İlk kez Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Jeologlarınca adlandırılmış ve haritalanmıştır (Perinçek, 1980 a). Tipik mevki Uludere ilçesinin yaklaşık 4 km güneydoğusundaki Bulakbaşı köyü dolayındır (Şekil 2). Birim Tanın grubu üzerindeki oldukça belirgin olan kornişleri ile kolay ayrırtlanır. Oolitlik kireçtaşı ile temsil edilir. Birimin tabanında yer yer kalınlığı 40 cm ye varan kumtaşı görülür. Kireçtaşı gri renkli oosparit dokulu, gastropodlu, yer yer kumlu çok kalın katmanlıdır. Ölçülen iki kesitte 29 m ve 46 m kalınlığındadır. Bulakbaşı üyesi inceleme alanı batısında, altındaki Gomanibrik formasyonu üzerine olasılı bir çökelmezliği takiben gelir, paralel uyumsuzluk söz konusudur. Fakat doğuda bu iki birim uyumludur. Şelf karakteri Permiyen'den Alt Triyas'a kadar devam etmiştir. İnceleme alanı batısında oolitlik kireçtaşı, doğuda mikritik kireçtaşı çökelmiştir. Birim kıt fosilleridir. Gastropod ve alg varsa da yaş verecek fosile raslanmamıştır.

Yoncalı formasyonunun Bulakbaşı üyesi üzerinde kalan kesimi altta kireçtaşı, üstte kireçtaşı şeyil ardalanması ile temsil edilir. Uludere formasyonu ile olan üst dokanak çizilirken litoloji sınırından ziyade renk ayırımı sınırı esas alınmıştır. Kireçtaşı biyosparit ile başlar, üstte doğru ortamın durgun olması ile birlikte mikrite dönüşür, daha üstte şeyil katkıları görülür. Kireçtaşı gri-sarımsı gri, aşınma yüzeyi sarımsı gri-sarı renkli, killi, yer yer kumlu, kilaşı katkılı, ince-orta kalın katmanlıdır. Yoncalı formasyonunun ortalarındaki kalın ve çok kalın katmanlı kesim her yerde belirgindir.

Yoncalı formasyonunun Bulakbaşı üyesi di-

şında kalan kesiminin kalınlığı iki kesitte 80 m ve 75 m dolayında ölçülmüştür. Birim yer yer 100 m kalınlığa ulaşır. Birim Bulakbaşı üyesi ve üzerindeki Uludere formasyonu ile uyumlu, yanal ve düşey geçişlidir. bulakbaşı üyesinin olmadığı yerlerde birim doğrudan Permien üzerinde gelir (Şekil 6), dokanak uyumludur. Erken Triyas esnasında kara kuzeybatı yönündedir. Güneydoğuya gidildikçe denizin derinine gidilmektedir.

Yoncalı formasyonunda yaş verecek fosil bulunamamıştır. Hazro ve Kuzey Irak'ta birimde tanımlanan fosillere göre yaş Werfeniyen (Erken Triyas) kabul edilmiştir (Maxon, 1937-Perinçek, 1980 a).

Uludere formasyonu

Birim TPAO jeologlarınca 1977 yılında yeniden tarif edilerek adlanmıştır (Perinçek, 1980 a). Tipik mevkii Uludere ilçesi dolayındır (Şekil 2).

Birim kireçtaşı, şeyil kilaşı ile temsil edilir (Şekil 3,7). Uludere formasyonu, Çukurca batısında kireçtaşı katkılı şeyil ile başlar. Kireçtaşı-şeyil ardalanması ile devam eder, üste oldukça kalın şeyil zonu ile biter. Batıda, Uludere dolayında kesit biraz farklıdır. İstifin ilk yarısında kireçtaşı-şeyil ardalanması görülür, ikinci yarısı ise tümüyle kireçtaşından oluşur. Uludere formasyonu genelde bordo-kırmızı renkli olması ile Çiğli grubunun diğer iki formasyonundan ayrılır. Ayırımıda litoloji farkından ziyade renk farkı esas alınmıştır. Uludere formasyonu ortasında gri-sarımsı gri renkli bir düzey vardır. Bu durumda formasyon renk esas alınarak üç üyeye ayrılmaktadır (Perinçek, 1980 a). Birim içindeki kireçtaşı sarımsı açık yeşil-açık kahve rengi-yeşilimsi gri-yeşil-koyu kırmızı-bordo renkli, biyomikrit-killi mikrit-mikrit-az biyosparit bileşimli (A.Bayel-E.Dilekçöz, 1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) ince-orta katmanlı olup yer yer kumlu, tebeşirimsi dokulu, muskovitli, limonitli, brakiopodludur. Şeyil açık gri-grimsi yeşil-koyu kırmızı-morca kırmızı-bordo renkli yer yer kireçtaşı ile ardalanmalı, ince-çok ince katmanlıdır. Ayrıca yeşil renkli kilaşı istif içinde az miktarda katkılar oluşturur. Uludere formasyonu ölçülen kesitlerde 218 m ve 171 m kalınlığındadır. Doğuya Dağlica nahiyesi yakınlarına gidildikçe birim yanal yönde Çiğli grubunun diğer formasyonlarına geçer, kamlanır.

Uludere formasyonunun altındaki Yoncalı ve üzerindeki Uzungeçit formasyonları ile iliş-

kisi uyumludur. Söz konusu birimlerle yanal ve düşey geçişlidir. Uludere formasyonunun doğuya gidildiğinde de yok olması eşit yönde deniz derinliğinin artması nedeniyledir. Dağlica nahiyesi dolayına gittikçe karadan giderek uzaklaşmaktadır. Uludere formasyonu batıda daha çok kireçtaşı kapsar. Özellikle istifin üst kesimi tümüyle karbonat niteliğindedir. Doğuya gittikçe kireçtaşı azalır, aksine şeyil oranı artar.

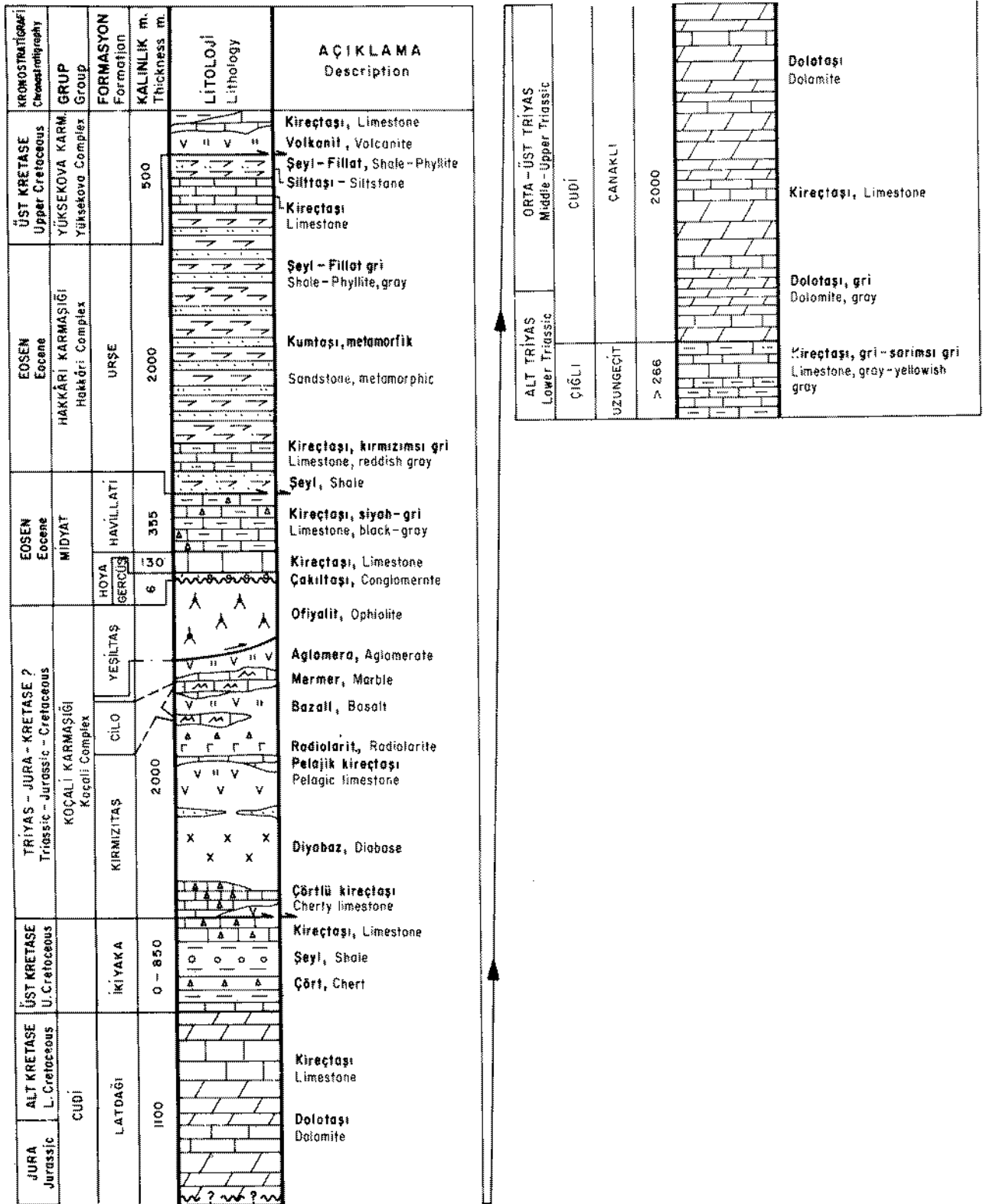
İnceleme alanında birimden derlenen numunelerde yaş verecek organizmaya rastlanmamıştır. Hazro antiklinali çekirdeğinde formasyonda yapılan fosil tayinleriyle yaş Werfeniyen (Erken Triyas) bulunmuştur (Ketin ve Akarsu, 1964 - Tuna, 1973). Hakkari dolayındaki Uludere formasyonu içinde eşit yaş benimsenmiştir (Perinçek, 1980).

Uzungeçit formasyonu

Önceki çalışmalarda birim Gelikana formasyonu olarak tanıtılmıştır (Maxon, 1937). Gelikana adı birimin kuzey Irak'taki tip mevkii gözetilerek kullanılmıştır. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca Hakkari-Çukurca-Uludere yöresinde yürütülen çalışma sonunda Türkiye'deki tipik mevkii ve kesitler gözetilerek yeni ad önerilmesi uygun görülmüştür (Perinçek, 1980 a). Tip mevkii Beytüşşebab ilçesinin 18 km güneydoğusundaki Uzungeçit köyü dolayındır (Şekil 2). İnceleme alanında Büyük Zap, Çukurca, Cudi antiklinaleri kanatlarında mostra verir.

Uzungeçit formasyonu kireçtaşı, dolotaşı şeyil çok az oranda kumtaşı ile temsil edilir (Şekil 3, 7). Kireçtaşı gri - yeşilimsi gri-bej çürüme yüzeyi sarı-sarımsı gri renkli, mikrit-biyomikrit bileşimli (A. Çubukçu - O. Ertürk 1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı), killi, kilaşı katkılı, ince - orta katmanlıdır. Dolotaşı, açık gri renkli, orta-kalın katmanlıdır. Şeyil koyu gri-yeşilimsi gri-yeşil-açık yeşil renkli, kireçtaşı katkılı veya ardalanmalı çok ince katmanlıdır. Kumtaşı yer yer ve birimin tabanına yakın kesimde görülür; bej renkli kumlu, ince - orta taneli, ince-orta katmanlı, kireçtaşı katkılıdır. Uzungeçit formasyonunu oluşturan istif inceleme alanında yanal ve düşey yönde değişimler gösterir. Çukurca kuzeydoğusundaki kesitte birim tabanda killi kireçtaşı, üstte şeyil - kireçtaşı ardalanması ile temsil edilir. Çukurca batısında ölçülen kesit alanına gelindiğinde birimin büyük oranda kireçtaşına dönüştüğü görülür. Daha batıda Uludere dolayında istif alttan üstte şeyil katkılı

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi



Şekil 9 : Cilo dağı dolayının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti

Figure 9 : Generalized stratigraphic columnar section of the Cilo Mountain area

kireçtaşından ve şeyil kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Uzungeçit formasyonunda 235m 177m 469 m kalınlıklar ölçülmüştür (Perinçek, 1980). Zapsuyu vadisi dolayında batıya kalınlıklar azalır. Cudi Dağı'nda 150 metreye iner.

Birim altındaki Uludere formasyonu ile uyumlu ve tedrici geçişlidir. Uzungeçit formasyonu üzerine Cudi grubunun Çanaklı formasyonu gelir. Bu iki birim uyumludur, arada herhangi bir çökmezlik dönemi yoktur.

Birim küt fosillidir. İnce kesitlerde ostrakod gastropoda, lamellibrans gibi (G. Özyegin, 1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) fosillerin kavkı parçalarına rastlanmıştır. Maden Tetkik ve arama Enstitüsü jeologlarının benzer yerlerde ölçtükleri kesitler söz konusu kuruluşun paleontologlarınca incelenmiş ve Uzungeçit formasyonunun Erken Triyas yaşlı olduğu ispatlanmıştır (A. Yurtsever ile sözlü görüşme, 1979).

Cudi grubu

Birimin tip mevkii inceleme alanı sınırları içinde olup ilk kez ALTINLI (1953) tarafından tip mevkii ve tip kesit verilerek tanıtılmıştır. Maxson (1937) Cudi grubunu oluşturan karbonat istifi için Tanintanın formasyonu adını kullanmışsada daha sonraki çalışmalarda Tanintanın dağları dolayındaki karbonat istifinin Mesozoyik yaşında değilde Permiyen yaşlı olduğu anlaşılmıştır. Bu nedenle Tanintanın adının kullanılması sakıncalı bulunmuştur. Birim için, Cudi Dağı dolayında Türkiye Petrolleri Anonim ortaklığı jeologlarınca ölçülen kesit tip kesit olarak değerlendirilmiştir (Perinçek, 1980 a). İnceleme alanının güney yarısında Cudi grubunun yüzlekleri bulunur (Şekil 2, 11, 12).

Birim dolotaşı ve kireçtaşı ile temsil edilir (Şekil 3, 7, 9, 10). Kalınlık ölçülen kesitlerde 1004 m, 1224 m, 1410 m, 3285 m. bulunmuştur. Doğuda, Dağlica yöresinde Cudi grubu maksimum kalınlığa ulaşır. kuzeybatı - batı yönünde geldikçe inceler ve 1000 m kalınlığa düşer.

Cudi grubu Çiğli grubu ile uyumludur. Mardin grubu veya Sayındere formasyonu Cudi grubunu uyumsuzlukla örter. Beytüşşebab - Hakkari arasında ve Pervari doğusunda Midyat grubu karbonatları, büyük bir eksikliği takiben doğrudan Cudi grubu üzerine gelir. Beytüşşebab güneybatısında açılal uyumsuzluk belirgindir.

KRONOSTRATİGRAFI Chronostratigraphy	GRUP Group	FORMASYON Formation	KALINLIK m. Thickness m.	LİTOLOJİ Lithology	AÇIKLAMA Description
PALEOZOYİK - MESOZOYİK Paleozoic - Mesozoic	BİTLİS METAMORFİTLERİ Bitlis Metamorphites		> 800		Mermer, Marble Şist, Schist
E. EÖSEN M. Eocene	MADEN		150		Vulkanit, Şeyil Volcanite, Shale
PALEOZOYİK - MESOZOYİK Paleozoic - Mesozoic	BİTLİS METAMORFİTİ. Bitlis Metamorphites		750		Kireçtaşı, çakıltaşı Limestone, conglomerate Kireçtaşı, metamorfik Limestone, metamorphic
EÖSEN - MİYOSEN Eocene - Miocene		ÇÜNGÜŞ	250		Kumtaşı, Şeyil Sandstone, Shale
MIYOSEN Miocene		SELMO FIRAT	25		Silttaşı, Siltstone
PALEOSEN Paleocene		KAPIKAYA	50		Kumtaşı, Çakıltaşı Sandstone, Conglomerate
PALEOSEN Paleocene	ŞIRNAK	GERMAV	0 - 1000		Kumtaşı, Marn Sandstone, Marl
ÜST KRETASE U. Cretaceous		KIRADAĞI	115		Kırmızı kırıntılılar Red clastics
Ü. JURA U. Jurassic		BELOKA	167		KÖRKANDİL FM. SAYINDERE FM. Kireçtaşı, Limestone
Ü. JURA U. Jurassic	CUDI-MARDİN?		260		Dolotaşı, Dolomite

Şekil 10 : Körkandil dolayının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 10 : Generalized stratigraphic columnar section of the Körkandil area

Cudi Grubu inceleme alanında Erken Triyas - Jura Erken Kretase yaşlı olup iki formasyona ayrılabilmiştir. Altta Çanaklı formasyonu üstte Latdağı formasyonu bulunur. Latdağı formasyonu sahada genellikle kalın katmanlı - masif olması ve dik yarlar oluşturması ile altındaki Çanaklı formasyonundan kolay ayrılır. Cudi grubu eşdeğeri istif inceleme alanı batısında Nusaybin kazası yakınındaki kuyularda asbölümlere ayrılabilmiştir (Perinçek,

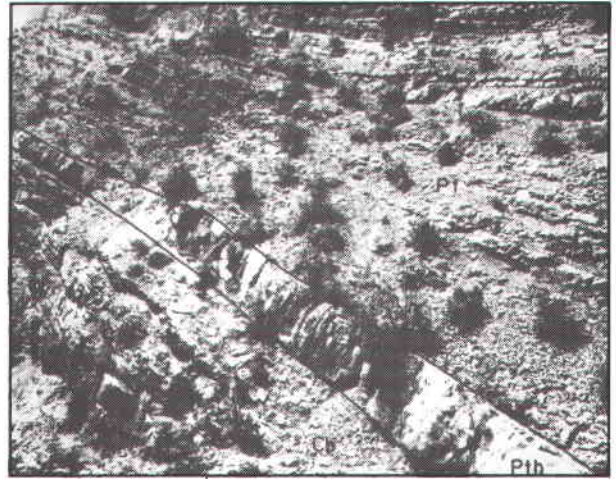
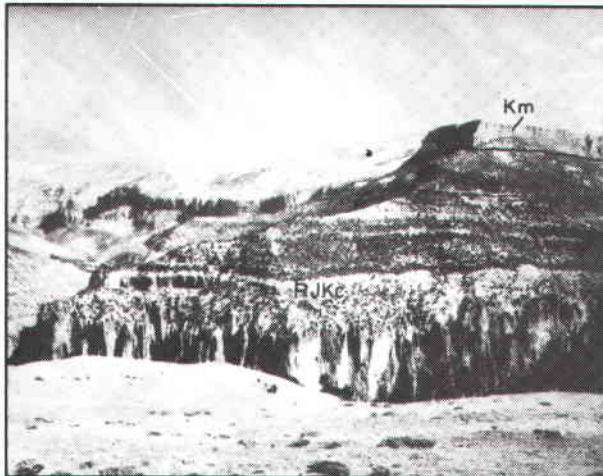
Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

1980 a). Bunlar Erken - Orta Triyas yaşlı Bakûk formasyonu (dolotaşı), Geç Triyas yaşlı Girmeli formasyonu (evaporit), Çamurlu formasyonu (dolotaşı), Telhasan formasyonu (evaporit), Dinçer formasyonu (dolotaşı), Telhasan formasyonu (evaporit), Dinçer formasyonu (dolotaşı), Kozluca formasyonu (evaporit-dolotaşı), Erken Jura yaşlı Yolaçarı formasyonundan oluşur (Şekil 13). Söz konusu bu birimler Çanaklı formasyonunun karşılığıdır.

Çanaklı formasyonu

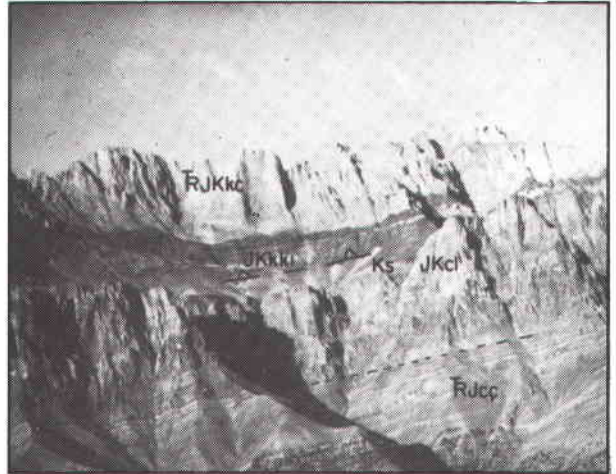
Cudi grubu 1977 yılında Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca formasyonlara ayrılabilmiştir (Perinçek, 1980 a). Altındaki formasyon Çanaklı formasyonu olarak tariflenmiştir. Birimin tip mevkii Hakkari il merkezinin 21 km güneydoğusundaki Çanaklı köyü dolaydır. İnceleme alanının doğusunda Çanaklı formasyonu üzerindeki Latdağı formasyonundan kolay ayırtılır (Şekil 2,11) bunun dışındaki alanlarda iki birimi ayrı ayrı haritalamak konusunda güçlüklerle karşılaşmış, bu durumda Cudi grubu formasyonlara ayrılma-dan bırakılmıştır. Çanaklı formasyonu kornişler oluşturan Latdağı formasyonuna oranla daha az eyimli yamaçlar oluşturmasıyla ondan ayrılır.

Birim dolotaşı ve kireçtaşı ile temsil edilir. Dağlıca nahiyesi doğusunda Geçitli nahiyesi güneyinde az miktarda anhidrit, sileksit ve şeyil katkısına rastlanmıştır. Dolotaşı, gri - kara renkli, yer yer şeker dokulu, düşük - orta porozitelidir. Kireçtaşı genellikle mikrit daha az oranda biyomikrit biyosparit, sparitten oluşmaktadır (A. Çubukçu - A. Bayel, 1977 Türkiye petrolleri Anonim Ortaklığı). Mikrit hamuru yer yer dolomitleşme ile orantılanmıştır. Kireçtaşı kara-gri-krem renkli, yer yer



Şekil 8 : Çukurca kazası kuzeyinde alttan üste Cb: Belek formasyonu, Pth: Hazro formasyonu, Pt: Tanin grubu karbonatları (Gomanilbrik formasyon).

Figure 8 : Stratigraphic Section in the north of Çukurca town, from bottom to top: Cb: Belek formation, Pth: Hazro formation, Pt: Tanin group-Gomanilbrik formation.

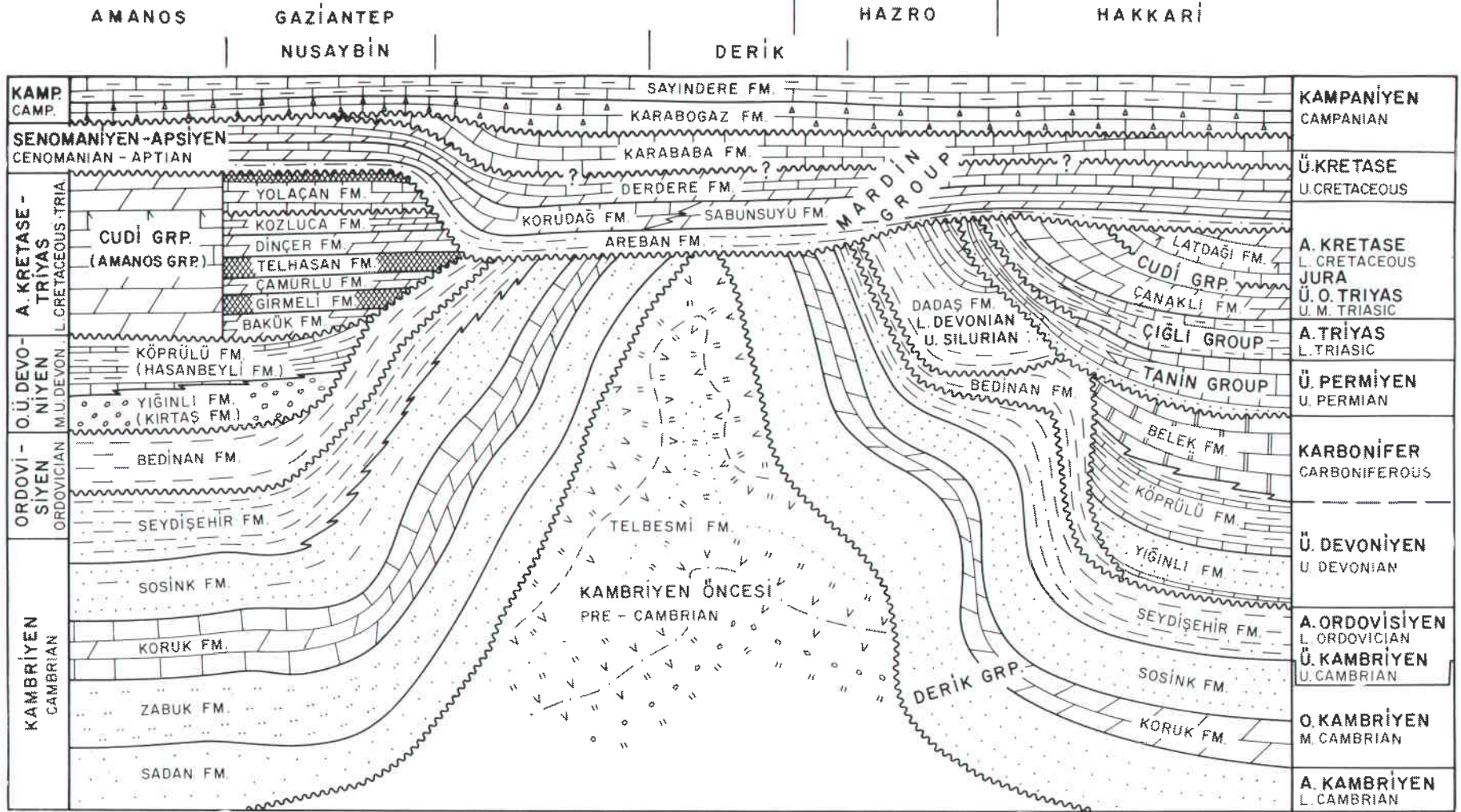


Şekil 11 : Hakkari il merkezi güneydoğusundaki Cilo Dağı'nın güneyine bakış, alttan üste TRJKc: Çanaklı formasyonu, JKcl: Latdağı formasyonu, Ks: Sayındere formasyonu ve bunun üstündeki Kastel formasyonu, JKkc: Koçalı karmaşığı Kırmızıtaş formasyonu, TRJKc: Cilo kireçtaşı.

Figure 11 : Looking toward the south of Cilo mountain in the southeast of Hakkari city from bottom to top; TRJKc: Çanaklı formation, JKcl: Latdağı formation, Ks: Sayındere formasyonu and Kastel formation, JKkc: Koçalı complex-Kırmızıtaş formation, TRJKc: Cilo limestone.

Şekil 12 : Şırnak kazası kuzeydoğusunda Mehmet Yusuf Dağı dolayında alttan üste TRJKc: Cudi grubu, Km: Mardin grubu

Figure 12 : Stratigraphic sequence around Mehmet Yusuf Mountain in the of Şırnak town, from bottom to top; TRJKc: Cudi group, Km: Mardin group



Şekil 13: Güneydoğu Anadolu otokton kayastratigrafi birimleri korelasyon çizelgesi.
Figure 13: Gorelation chart of the Lithostratigraphic units of southeastern anatolian autochthonous rock.

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

killi, yumrulu, intraformasyonel çakıllı, makro fosilli ve ince - orta - kalın katmanlıdır. Çanaklı formasyonu doğudaki kesitlerde 2000 m, batıda Cudi Antiklinali çekirdeğinde ölçülen kesitte 807 m kalınlığındadır. Birim Hakkari ili kuzeyinde alloktan birimler altında da yer almaktadır. Kalınlık 800 - 2000 metre arasındadır. Birimin kalınlığı doğudan batıya incelmektedir.

Çanaklı formasyonu ile altındaki Uzungeçit formasyonu uyumlu ve düşey geçişlidir. Uzungeçit formasyonundan Çanaklı formasyonuna geçerken görülen gri renkli kalın katmanlı som ilk kireçtaşı korniş Çanaklı formasyonunun tabanını oluşturur.

Çanaklı formasyonu ile üzerindeki Latdağı formasyonu arasında herhangi bir açısız uyumsuzluk gözlenmemiştir. Fakat çökeltmezlik söz konusudur. Orta-Geç Triyas - Erken Jurasik yaşlı Çanaklı formasyonu üzerine Geç Jurasik - Erken Kretase yaşlı Latdağı formasyonu gelmektedir. Orta Jurasik tesbit edilememiştir. Batıda Nusaybin dolayındaki kuyularda Erken Jurasik (Liyas) yaşlı Yolaçan formasyonu üzerine Apsiyen yaşlı Areban formasyonu gelir. Dağlıca nahiyesi güneyinde Latdağı formasyonu altında Çanaklı formasyonunun üst kısmında paleokarstlaşmayı gösteren veriler, fosil toprak vardır.

Çanaklı formasyonunda dolomitleşme ileri derecede olup karbonat istifte dolotaşı hakim litoloji tipidir. Bu nedenle birimden alınan numunelerde sınırlı oranda fosil Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı paleontologlarınca (F. Yüksel - Ö. Özer - E. Özlüner, 1977 - 1978) tanıtılmıştır. *Parafavreina thoronetensis*, *Involulina* sp. *Glomospirella* sp. ile Anisiyen - Ladinien (Orta Triyas) yaşlı *Trocholina* cf. *proce-ra*, *Trocholina* cf. *acuta*, *Trocholina cordevolica*, *Aciculinella* (*Acicularia*) sp. *Involulina* sp. ile Ladinien - Karnien (Orta - Geç Triyas) yaşlı ve *Mayncina termieri* ile Orta Liyas (erken Jura) yaşlı elde edilmiştir (Perinçek, 1980 a). Böylece Çanaklı formasyonu için elde edilen yaş konağı Orta - Geç Triyas, Erken Jura olarak saptanmıştır. Birimin Erken Triyas yada Orta Jura yaşlı olabileceğini gösterir fosil bulunamamışsada bu olasılık vardır.

Latdağı formasyonu

Birim ilk kez Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca tanıtılmış ve adlanmıştır (Perinçek, 1980 a). Latdağı formasyonunun tipik mevkii Hakkari il merkezinin 25 km güneydoğusundaki Latdağı dolaydır (Şekil 2). Bu alan ile Irak sınırı arasında kalan kesimde

Latdağı formasyonu dik yarlar oluşturmaları nedeniyle kolay ayrılır (Şekil 11). Dağlıca nahiyesi dolayında birim içindeki dayanımsız düzeyler 1/25 000 ölçekte ayrı haritalanmış ve Beyazdağı üyesi olarak adlanmıştır (Perinçek, 1980 a).

Beyazdağı üyesi : Tipik mevkii Dağlıca nahiyesinin 4 km güney - güneydoğusundaki Beyazdağı dolaydır (Şekil 2). Bu üyenin most-ra verdiği alanda aşınma yüzeyi rengi beyazdır. Dağlıca yöresinde sınırlarımız içinde 14 km uzunluğunda mostra şeritleri oluşturur. Güneydoğuda Irak sınırları içine girer kuzeybatıda ise alloktan Koçali karmaşığı sürüklenimleri altında kaybolur. Beyazdağı üyesi Latdağı formasyonu içinde iki seviye halinde bulunur. Üstteki seviyenin kalınlığı 3-15 m alt-takinin kalınlığı 15-20 m arasında değişir. Üye kireçtaşı, killi kireçtaşı, marn milli şeyil, dolotaşı ve kumtaşından oluşur. Kireçtaşı ko-yu gri renkli, ince-orta katmanlı, milli şeyil - marn katkılıdır. Dolotaşı kara - gri kenklidir. Milli şeyil ve marn grimsi sarı renkli olup top-rağımsı görünümlüdür. Birim Barremien - Apsiyen yaşlıdır (Perinçek 1980 a).

Latdağı formasyonu karbonatlar ile temsil olunur. Hakim litoloji tipi kireçtaşıdır, dolotaşı daha az orandadır (Şekil 3,7). Kireçtaşı kara-gri-açık gri renkli yer yer biresik dokulu yumrulu, katman araları yer yer çok ince mil-taşı, şeyil ile sıvalı, ince-orta kalın katmanlı veya masiftir. Dolotaşı gri-beyaz renkli, yer yer şeker dokulu, zayıf-orta poroziteli yer yer intraformasyonel çakıllı, ince-orta-kalın katmanlı veya masiftir. Birim ölçülen kesitlerde 1293 m, 736 m, 305 m, 219 m kalınlığındadır. 1293 m kalınlığında ölçümün yapıldığı kesit inceleme alanının en doğusundaki kesittir. Hakkari yönünde kalınlık aşınma nede-niyle üstten eksilerek 736 metreye düşer. 1293 m kalınlığın üstten 820 metresi, 736 m kalınlığın üstten 113 metresinde Erken Kretase yaşlı veren fosiller bulunmuştur (Perinçek, 1980 a).

Latdağı formasyonu olası Orta Jura çökeltmezliğini takiben oluşmuştur. Geç Jura - Erken Kretase yaşlıdır, Triyas - Erken Jura yaşlı Çanaklı formasyonu üzerine paralel diskordansla gelir. Dağlıca yöresinde bölgeye Geç Kretasede alloktan olarak yerleşen Koçali karmaşığı Latdağı formasyonu üzerinde sürüklenimlidir. Hakkari Beytüşşebab hattının güneyinde Sayındere ve Germav formasyonları, Beytüşşebab batı ve güneybatısında Mardin grubu ve inceleme alanının değişik kesimlerinde (Şekil 2) Midyat grubu ve Fırat formas-

yonu doğrudan Latdağı formasyonu (Cudi grubu) üzerine uyumsuzlukla gelir. Beytüşşebab güneybatısında Midyat grubu ile Cudi grubu arasında ve Narlı nahiyesi batısında Fırat formasyonu ile Cudi grubu arasında açık uyumsuzluk belirgindir.

Latdağı formasyonunda ölçülen kesitler Paleontolog F. Yüksel, G. Özyeğin ve Sigal (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977 - 1979) tarafından incelenmiş ve yapılan tayinler ile birimin Geç Jura - Erken Kretase yaşlı olduğu saptanmıştır. *Pfenderina trochidea*, *Pseudocyclammina lituus*, *Nautiloculina oolithica*, *Kurnubia palastiniensis*, *Pseudocyclammina* cf. *jaccardi*, *Meyendorffina* sp., *Pseudochrysalidina* sp., *Clypeina jurassica*, *Thaumatoporella* sp. fosilleri Üst Jura yaşı vermektedir. *Orbitolina* cf. *conoidea*, *Dictyomitra* sp., *Chofatella* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Hensonella* sp. fosilleri ise Apsiyen - Albiyen yaşını göstermektedir. Köylüoğlu (1984) Latdağı formasyonunun yaşının Orta Jura'ya indiğini saptamıştır. Narlı batısındaki Körkandil dağı dolayında ölçülen kesitte sadece Geç Jura yaşı elde edilmiştir. Burada Alt Kretase çökelmemiş veya Kampaniyen öncesinde aşındırılmıştır. Latdağı formasyonu batıya gildikçe inceler. Birimin Alt Kretase yaşlı üst karbonatlarının kalınlığı azalır ve Narlı batısında tümüyle yok olur. Latdağı formasyonu genelleme yapılsa altta dolotaşı, üstte kireçtaşı ile temsil edilir, üstteki kireçtaşı bazı alanlarda dolotaşı katkıları içerir.

Latdağı formasyonunun üst kesiminde Barremiyen ve Apsiyen katları tesbit edilmiştir. Birim kuzey Suriye'de Erken Kretase yaşlı Qamchuga formasyonu ve Türkiye'deki Apsiyen - Albiyen yaşlı Areban ve Sabunsuyu formasyonları ile korele edilebilir (Perinçek 1980 a). İnceleme alanında Mardin grubunun tabanında Sabunsuyu formasyonunun olmaması ve Areban formasyonu olarak kabul edilen dolotaşı katlı şeyil ve miltasından oluşan birimin üzerine doğrudan Senomaniyen Turoniyen yaşlı Derdere formasyonunun gelmesi dikkati çeker. Hakkari yöresinde Areban formasyonu olarak adlanan birim Derdere formasyonunun transgressif başlangıcı olabilir. Bu durumda batıda inceleme alanı dışında Sabunsuyu formasyonu olarak kabul edilen istif inceleme alanındaki Latdağı formasyonunun bir kısmının karşılığıdır. İnceleme alanında Areban formasyonu olarak tanımlanan birim ise Derik ilçesi kuzeyinde Derdere formasyonunun tabanında görülen koyu yeşilgrimsi yeşil renkli kesimin eşdeğeri olabilir

(Perinçek, 1980 a), bu konu tartışmaya açıktır. İnceleme alanında Derdere formasyonunun altındaki şeyil - miltas istifi Areban formasyonu olarak tanıtılacaktır.

İkiyaka formasyonu

Birimin tip mevki ve kesiti Dağlıca nahiyesinin 10 km. güneydoğusundaki İkiyaka köyü dolayındadır (Şekil 2). İkiyaka formasyonu Güneydoğu Anadolu'nun hiçbir yerinde mostrada görülmeven sadece Dağlıca dolayında Latdağı formasyonu üzerinde görülen ve Mardin grubunun yanal eşdeğeri olan fakat litolojik olarak Mardin grubuna benzemeyen bir birimdir. Perinçek (1980 a) söz konusu birimi Mardin grubunun Derdere formasyonu ile korele etmiş ve Karadut formasyonu olarak yorumlamıştır. Birim allokton olan Karadut karmaşığında da farklı özellikler gösterir. Bu nedenle söz konusu istif için İkiyaka formasyonu adı kullanılmıştır. İkiyaka formasyonunun Karadut karmaşığı ve Mardin grubunun bir kısmının yanal eşdeğeri olduğu varsayımı ise aynen korunmuştur.

İkiyaka formasyonu kireçtaşı, şeyil, radiolarit, çakıltasından oluşur. Kireçtaşı gri, sarımsı gri, krem renkli silisleşmiş, dolomitleşmiş, sileksit yumrulu ve katkılı, radiolarialı, ince-orta katmanlıdır. Şeyil gri renkli, silisleşmiş olistostromal çakıltası ve kireçtaşı katkılı, kireçtaşı çakıllı, pelajik fosillidir. Tipik kesitte birim tabanda kireçtaşı şeyil aralanması ile başlar (20 m) üstte doğru olistostromal çakıltası (27 m çakıllar kireçtaşı ve karbonatlı şeyilden meydana gelir), kireçtaşı, radiolarit arakatlı silisleşmiş şeyil (280 m) görülür. Daha üstte sileksit yumru ve tabakalı kireçtaşı (270 m), olistostromal çakıltası katkılı şeyil (185 m) ve kireçtaşı - sileksit - şeyil aralanmasından (120 m) oluşan kesim vardır. Birim en kalın olduğu yerde 895 m ölçülmüştür. İkiyaka formasyonu tipik mevki dolayında haritalanmışsada Dağlıca yöresinde allokton birimlerin altında ince olduğu yada aşırı derece deforme olduğu kesimlerde haritalanma imkanı olmamıştır.

Latdağı formasyonu ile İkiyaka formasyonu uyumlu görülmektedir. İkiyaka formasyonunun üzerine ise tektonik ilişkili olarak koçali karmaşığı gelir.

Paleontolog G. Özyeğin (1977, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) biriminden alınan numunelerde *Oligostegina* sp., *Pithonella* sp., *Stomiosphaera* sp., *Hedbergella* sp., *Rotalipora* sp., *Calcisphaera* sp., *Praeglobotruncana* sp. (Çakıldan), *Oligostegina* sp., *Calcisphaerula*

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

sp. *Dictyomitra* sp., *Nezzezata* sp. (Çakıldan), *Radiolaria* tesbit etmiş ve Senomaniyen yaşını önermiştir. (Perinçek 1980 a).

Mardin grubu

Birimin tipik mevkii Mardin ile merkezi dolaydır. Birimin adı ilk kez "Fransız Petrol Enstitüsü" jeologlarınca Mezozoyik karbonatlarını içerecek şekilde kullanılmıştır (Tuna 1973). Shell jeologları Apsiyen - Turoniyen yaşlı karbonatları Mardin formasyonu adı altında toplamış (Tuna, 1973 - Perinçek, 1980 a) ve üye aşamasında dörtlü bir ayırdı benimsemişlerdir. Tuna (1973) birim için grup aşamasını kullanmıştır. Bu çalışmada Mardin adı grup aşamasında kullanılmıştır. Güneydoğu Anadolu'da Mardin grubu alttan üste Areban formasyonu, Sabunsuyu formasyonu (=Korudağ formasyonu), Derdere formasyonu ve Karababa formasyonundan oluşur. Beytüşşebab, Uludere, Cudi Dağı dolaylarında, Çukurca ilçesi güneyinde Mardin grubunun Areban, Derdere, Karababa? formasyonları tanımlanmış ve haritalanmışsada Şekil 2 de bu formasyonların hepsi harita ölçeği gereği birlikte ve "Km" simgesiyle gösterilmiştir. Latdağı formasyonu tanıtılırken belirtilen nedenlerle burada Sabunsuyu formasyonu yoktur veya Latdağı formasyonunu bir kısmını oluşturur. Derdere formasyonu Cudi Antiklinali kuzey kanadı üzerinde ölçülen kesitte ve inceleme alanı batısında iki üyeye ayrılmıştır (Perinçek, 1980 a).

Areban formasyonu

Birim tip mevkii ve tipik kesiti Mardin ili Derik kazasının 16 km güneydoğusundaki Areban köyü dolaydır. Areban formasyonu ilk kez Schmidt (1961) tarafından adlanmış ve tarif edilmiştir. Eşit birim için Kellog (1960) Şerife formasyonu adını kullanmıştır. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologları Areban formasyonu adını benimsemişlerdir. Tipik mevkide litoloji kumtaşı ve katkılar halindeki kireçtaşı ile temsil olunur.

Birimin inceleme alanındaki yüzlekleri Uludere ilçesi ve Cudi Dağı'nın kuzeyinde kalır (Şekil 2). Uludere güneyinden doğuya gittikçe Mardin grubunun karbonatları ile birlikte Areban formasyonu da kamalanır. Beytüşşebab güneyinde de benzer bir şekilde Mardin grubu karbonatları ve Areban formasyonu doğu yönünde inceliyor kaybolur. Üstteki Sayındere formasyonu doğrudan Cudi grubu üzerine gelir. Birim üstündeki Derdere formasyonu ve altındaki Cudi grubuna oranla kolay aşındırılabilirliğinden bu iki dik yar yapan karbo-

nat istifi arasında kolay ayrılır (Şekil 12, 14).

Areban formasyonu koyugri-gri renkli, ince katmanlı miltası, açık gri-bej renkli kuvars taneli yer yer kireç çimentolu ince-orta-kalın katmanlı kumtaşı, kara-kahverengimsi koyu gri renkli yer yer iyi poroziteli, ince-orta katmanlı kireçtaşı - dolotaşından oluşur. Birim tabanda miltası - kumtaşı ile başlar, kireçtaşı ve dolotaşı katkılı şeyil - kumtaşı ile devam eder. Areban formasyonu ölçülen kesitlerde 14 m ve 37 m kalınlığındadır. Uludere dolayından doğu yönünde gidilirse kalınlığın sıfırlandığı görülür.

Birim uyumsuz olarak Latdağı formasyonu üstünde yer alır. Üzerindeki Derdere formasyonu ile uyumlu ve düşen geçişlidir (Şekil 7). Narlı doğusunda Körkandil dağı dolayında Areban formasyonu yoktur. Mardin grubuna ait olduğu sanılan karbonatlar doğrudan Cudi grubu üzerine gelir (Şekil 10).

Areban formasyonunun ince kesitlerinde yaş verecek fosile rastlanmamıştır. İnceleme alanında birim için kabul edilen Apsiyen-Albiyen yaşı korelasyonla verilmiştir. Mardin ili dolayındaki tip mevkide Areban formasyonu üzerine gelen karbonatların en alt düzeyinin yaşı *Orbitolina concavata* bulunarak Albiyen olarak saptanmıştır. Kuzey Irak'ta birimin Apsiyen'e indiği ve bu yaşı verecek fosiller içerdği bilinmektedir (Perinçek, 1980 a).

Derdere formasyonu

Birimin tip mevkii ve tip kesiti Çüngüş ilçe-



Şekil 14 : Şırnak kazası kuzeydoğusunda Mehmet Yusuf Dağı kuzeyinde; Km: Mardin grubu, Ks: Sayındere formasyonu KTşg: Germav formasyonu

Figure 14 : Stratigraphic sequence in the north of Mehmet Yusuf Mountain in the northeast of Şırnak town; Km: Mardin group, Ks: Sayındere formation, KTşg: Germav formation

sinin batısındaki Korudağ antiklinali çekirdeğinin kuzeyindeki Derdere köyü dolayısıdır. Birim ilk kez Hadfield ve diğerleri (1959) tarafından adlanmış ve tariflenmiştir.

İnceleme alanında birim 1/25 000 ölçekli jeoloji harita alımı sırasında ikiye ayrılmış, alttaki dolotaşı - kireçtaşıdan oluşan üye Derdere-1, üstteki sadece kireçtaşı ile temsil edilen üye ise Derdere - 2 olarak adlanmıştır (Perinçek, 1980 a). Şekil - 2'de bu üyeler ve Areban formasyonu "Km" simgesi ile Mardin grubu olarak gösterilmiştir. Derdere - 2 olarak bilinen kesimde yapılan ek çalışmada (T. Çoruh, 1988 Aralık, Sözlü görüşme) bu istifin Santoniyen? - Kampaniyen yaşını veren fosilleri içerdiği belirlenmiştir. Bu durumda Derdere-2 üyesi Karababa formasyonu eşdeğeri olarak değerlendirilmelidir.

Derdere formasyonu kireçtaşı ve dolotaşı ile temsil edilir. Kireçtaşı koyu gri - gri renkli biyomikrit - intramikrit - intrasparit bileşimli (A. Bayel - A. Çubukçu, 1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) orta - kalın - çok kalın katmanlı yer yer masiftir. Dolotaşı gri renkli, dolosparit dokulu, kalın çok kalın katmanlı ve somdur. Derdere-1 üyesi altta kireçtaşı ortada dolotaşı üstte kireçtaşı ile temsil edilir. Derdere-2 üyesi yumrulu kireçtaşı ile başlar, tümüyle forsilili, orta-kalın katmanlı kireçtaşı ile devam eder. Derdere-1 üyesinin aşınma yüzeyi koyu gri, Derdere-2 üyesinin ise açık beyazımsı gri renklidir. Böylece bu iki birim kolay ayrılabilir. Derdere formasyonu ölçülen kesitlerde 67 m, 117 m, 159 m, 161 m kalınlığa sahiptir. Son ölçülen kalınlığın 90 metresi Derdere-1 üyesine, 71 metresi Derdere-2 üyesine aittir. Derdere formasyonu altındaki Areban formasyonu ile uyumlu ve düşey geçişlidir. Ortabağ ve Sayındere formasyonları Derdere formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir (Şekil 7). Korkandil Dağı dolayında Mardin? grubuna bırakılan karbonatlar ile üstteki Beloka formasyonu arasında çökeltmezlik dönemi olduğu sanılmaktadır, fakat sahada ilişkinin türünü belirleyecek veri yetersizdir. Aynı alanda Kıradağ formasyonu, Germav formasyonu, Midyat grubu doğrudan Mardin? grubu karbonatları üzerine açısız uyumsuzlukla gelir. Beytüşşebab doğusunda da Midyat grubunun açısız uyumsuzlukla Mardin grubu ve beraberindeki birimler üzerine geldiği görülür.

Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı paleontologlarından G. Özyeğin (1977) birimde *Praeglobotruncana* sp., *Nezzazata* sp., *Gumbelina* sp., *Cuneolina* sp., *Hedbergella* sp., *Pseudocr-*

ysalidina sp., *Dicyclina* sp., *Rotalia* sp., *Optalmidiidae*, *Buluminiidae* fosillerini tayin etmiş ve Senomaniyen - Turoniyen yaşı verilmiştir. Paleontolog T. Çoruh (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1988) Derdere - 2 olarak ayrıtılan kesimde *Moncharmontia apenninica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Planorbolina* sp., *Aeolisaccus* sp., *Gavelinellidae*, *Rotaliidae*, *Discorbacea* fosillerini tayin ederek Geç Kretase bazı numunelerde *Murciella*, *cuvillieri*, *Minouxia conica*, *Nummofallotia* sp., *Cuneolina* sp., *Nezzazatidae* fosillerini tanımlayarak Santoniyen? - Kampaniyen yaşını saptamıştır. Derdere - 2 üyesi ile altındaki Derdere-1 üyesi sahada konkordan görülmektedir. Fakat iki birim arasında Koniasiyen döneminde çökeltmezlik söz konusu olabilir. Konu ile ilgili çalışmalar Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca sürdürülmektedir.

Güneydoğu Anadolu'da Mardin grubunun en üstteki birimi olan Karababa formasyonunun Santoniyen - Kampaniyen yaş konağında olduğu düşünülürse bu formasyonun Beloka formasyonunun değişik ortam koşullarında çökelmiş yanal eşdeğeri olduğu kabul edilebilir. Genelleme yapılırsa iki birimin üst üste geldiği yerler pek azdır. Bu formasyonların yanal geçişli olduğu düşünülmektedir. Güneydoğu Anadolu'nun batısında Karababa formasyonu, doğusunda Beloka formasyonu yaygındır.

Areban formasyonunun kırıntıları üstte doğru sığ deniz - gelgit altı koşullarda çökelmiş karbonatlara geçer (Çelikdemir ve diğerleri 1989). Mardin grubu Sabunsuyu formasyonunu ikinci bir çökeltme evresi izler ve Derdere formasyonu bu evrede üstte doğru sığlaşan bir karbonat istifi ile temsil olunur. Derdere formasyonu tabanında bulunan planktonik fosilli kireçtaşı üstte platform kenarı, lagünü ve gelgit düzlüğü altında durulan karbonatlara geçer (Çelikdemir ve diğerleri 1989). Bu sığlaşmayı yüzeyleme ve karstlaşma izler. Üçüncü evrede ise yine üstte doğru sığlaşan bir karbonat kesiti tesbit edilmiştir (Çelikdemir ve diğerleri (1989). Karababa formasyonu bu üçüncü evrenin ürünüdür. Derin deniz koşulları üstte doğru yerini tahditli sığ deniz koşullarına bırakır. Karababa formasyonu intraself çukurlarında birikmiştir. (Çelikdemir vd 1989). Güneydoğu Anadolu şelf alanında Mardin grubunun Senomaniyen - Turoniyen yaşlı karbonatları çökeltirken kuzeyde açık deniz yönünde, hızlı derinleşen alanlarda Karadut formasyonu (bugünkü yerinde karmaşık) çökelmiştir (Sungurlu 1974, Perinçek 1980 c, Şengör ve Yılmaz 1981). Arabistan levhasının

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

kuzeyindeki Anadolu levhası yönündeki yaklaşması muhtemelen orta Kimmericiden ile Santoniyen aralığında başlamıştır (Şengör ve Yılmaz 1981). Böylece Neo-Tetis'e ait okyanusal ürünler Arabistan kıtası kuzey kenarı üzerine yerleşmeye başlamıştır. İlk üzerlenmenin Turoniyen'de başlamış olması mümkündür (Perinçek, Özkaya 1981). Arabistan levhası üzerine yerleşen ofiyolit napları Senoniyen de Karadut formasyonunun ait tektonik dilimlerinde önünde taşıyarak güneye kıta kabuğu üzerine atmıştır (Perinçek 1979 a).

Ortabağ formasyonu

Birim ilk kez Uludere ilçesi dolayında haritalanmış ve adlanmıştır (Perinçek, 1980 a). İnceleme alanı dışında Güneydoğu Anadolu'nun diğer kesimlerinde Karaboğaz formasyonu olarak bilinen birimin eşdeğeridir. Karaboğaz formasyonu çörtlü kireçtaşı ile Ortabağ formasyonu ise kireçli miltaşı - kireçtaşı - şeyil ile temsil edilir. Ortabağ formasyonunun ölçüldüğü tip kesit Uludere ilçesinin 7.5 km güneydoğusundaki Ortabağ köyünün 2 km güneybatısındadır (Şekil 2). Birim altındaki dayanımlı korniş yapan mardin grubu ile üstündeki oldukça dayanımlı Sayındere formasyonu arasında kolay aşındığından topografyada girintiler az eğimli sırtlar oluşturur. Birim Beytüşşebab ilçesinden geçen kuzey-güney hattın batısında görülür ve kalın olduğu yerlerde kolaylıkla haritalanabilir. Ortabağ formasyonu kireçtaşı, killi - milli kireçtaşı, kireçli miltaşı şeyil, marn, miltaşı ile temsil edilir (Şekil 7,17). Bu litoloji tipleri birbiri ile ardalanır veya bazıları sadece katkılar oluşturur. Kireçtaşı kara-gri renkli, yer yer milli - killi, yer yer yumru bol lamellibranslı, ostrakodlu, orta-kalın katmanlı, yer yer laminalıdır. Miltaşı koyu gri-gri renkli, dağınık kireç çimentolu ince-orta belirsiz katmanlıdır. Şeyil kara-gri renkli dağınık, ince-orta belirsiz katmanlıdır. Şeyil kara-gri renkli dağınık, ince-orta belirsiz katmanlıdır. Marn gri renkli, bol fosilli ince-orta belirsiz katmanlıdır. Birimde ölçülen kesitlerde kalınlık 129 m, 49 m, 26 m, 4 m, bulunmuştur. Bazı alanlarda kalınlık sıfıra iner.

Ortabağ formasyonu altındaki Mardin grubu üzerinde uyumsuzdur. Birim üzerindeki Sayındere ve Beloka formasyonları ile uyumludur.

Ortabağ formasyonundan derlenen numunelerde *Globotruncana* sp., *Hebergella* sp., *Heterohelix* sp. fosilleri Paleontolog Ö. Özer (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) tarafından tanımlanmış ve Kampaniyen yaşı elde

edilmiştir. Şırnak ilçesi kuzeydoğusunda Sayındere formasyonu altında kalan, Ortabağ ile Karaboğaz formasyonlarının eşdeğeri olan kireçtaşı istifinden alınan numunelerde Paleontolog G. Özyeğin (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) *Globotruncana* cf. *coronata*, *Globotruncana schneegansi*, *Globotruncana* cf. *sigali*, *Globotruncana* cf. *Lapparenti*, *Globotruncana* cf. *fornicatab.*, *Stomiosphera* sp., *Oligostegina* sp., *Gumbelina* sp., *Hedbergella* sp., *Dictyomitra* sp., fosillerini tayin ederek Koniasiyen - Santoniyen yaşını vermiştir.

Beloka formasyonu

Önceki yıllarda birim için Raman formasyonu, Saytepe üyesi adları kullanılmıştır. 1978 yılında tüm Güneydoğu Anadolu için hazırlanan lejantta Beloka formasyonu adı benimsenmiştir (Perinçek, 1980 a). İnceleme alanında birim Narlı nahiyesi batısındaki Korkandil dağı dolayında ve Cudi Dağının kuzey yamaçlarında sınırlı alanlarda görülür (Şekil 1,2)

Beloka formasyonu gri renkli, glokonili, orta-kalın katmanlı kireçtaşı ile temsil edilir. Ölçülen kesitlerde 167 m 6 m kalınlığında bulunmuştur. Cudi Dağı kuzey yamacında 5-10 m kalınlığında kornişleri ile tanınır ve doğu-batı yönünde kamalanır.

Beloka formasyonu altındaki Ortabağ formasyonu ve üzerindeki Sayındere formasyonu ile uyumludur. birimden derlenen numunelerde *Globotruncana lapparenti*, *G. ventricosa*, *G. arca*, *Siderolites calcitropoides*, *Rugoglobigerina* cf. *rugosa*, *Pithonella ovalis*, *Pithonella perlonga*, *Praeglobotruncana* sp., *Hedbergella* sp., *Sulcoperculina* sp., *Pseudosiderolites* sp., *Globigerinelloides* sp. fosilleri Paleontolog G. Özyeğin (1977, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) tarafından tayin edilmiş, Kampaniyen yaşı elde edilmiştir. Beloka formasyonunun hemen üzerindeki Sayındere formasyonunun numunelerindeki fosiller de Kampaniyen yaşı vermektedir.

Sayındere formasyonu

Birimin tipik mevkii Gölbaşı-Adıyaman karayolunun 10. kilometresi dolayındaki Sayındere vadisinin batı yakasıdır. İlk kez Gossage (1959) tarafından tarif edilmiştir. İnceleme alanında birimin mostraları Cudi Dağı kuzey yamaçlarında, Şırnak - Beytüşşebab arasında, Korkandil Dağı dolayında, Çukurca güneyinde görülür. Ayrıca Beytüşşebab - Hakkari hattının güneyinde yer yer aşınma ile ortadan kaldırılmış doğu-batı uzanımlı mostralara raslanır (Şekil 2, 14, 15).

Birim killi kireçtaşı ile temsil edilir. Kireçtaşı koyu gri renkli, killi biyomikrit dokulu, nadiren intraklastlı ve lamellibranchia kavkalı, orta-kalın katmanlıdır. Sayındere formasyonu aşınma yüzeyinin grimsi beyaz renkli olmasıyla tüm Güneydoğu Anadolu'da kolay tanınır. Bölgedeki kesitlerde 320 m, 214 m, 190 m, 178 m, 163 m, 28 m kalınlığında ölçülmüştür. En ince olduğu kesim Körkandil Dağı dolayını, en kalın olduğu alan Şırnak ilçesinin kuzeydoğusudur (Şekil 1, 2).

Sayındere formasyonu incelem alanının doğusunda Cudi grubunu batısında Mardin grubunu uyumsuz olarak örter (Şekil 14). altındaki Ortabağ formasyonu, Beloka formasyonu ve üzerindeki Şırnak grubu ile konkordan ilişkilidir.

Paleontolog G. Özyeğin (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı 1977) tarafından tayin edilen fosillere göre birimin yaşı Kampaniyendir. Bu fosiller *Globotruncana fornicata*, *Heterohelix globulosa*, *Globotruncana cf. marginata* G. cf. *lapparenti*, *G. stuartiformis*, *G. bulloides*, *G. tricarinata*, *G. stuartiformis elevata*, *G. ventricosa*, *G. arca*, *G. calcarata* (parçası) *Pithonella* sp., *Hedbergella* sp., *Pseudosiderolites* sp., *Pseudorbitoides* sp., *Rugoglobigerina* sp., *Sulcoperculina* sp. olup ayrıca Sayındere formasyonunun sığ ortamda çökelmiş Beloka formasyonu eşdeğeri kesiminde *Orbitoides*, *Medius* tayin edilmiştir. İncelenen kesitlerin bazılarında altta monoton bir şekilde görülen bi-

yomikrit üstte doğru intraklastlı kötü yıkanmış biyosparite dönüşür (A. Çubukçu - A. Bayel, 1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı). Gözlenen ostracod alg gibi biyoklastik parçalarının varlığı düşey yöndeki fasiyes değişimine örnektir.

Sayındere formasyonu yanal yönde değişim gösterir. Uludere batısındaki kesitlerde killi kireçtaşı ile temsil edilen istif Uludere güneydoğusundaki kesitlerde milli - killi kireçtaşı ve lamina boyutundaki kiltası - miltası katkaları bulundurulur (Şekil 1,2).

Körkandil formasyonu

Birimin tipik mevkii ve tipik kesiti Pervari ilçesinin 22.5 km güneydoğusundaki Körkandil Dağı dolayındadır (Şekil 2, 15). Körkandil formasyonu ile kez Perinçek (1980 a) tarafından tarif edilmiş ve adlanmıştır. Birim bu alan dışında Cudi antikinali'nin kuzey kanadında Şırnak ilçesi kuzey doğusunda gözlenir. Bu alanlar dışında çökelmemiş veya yanal eşdeğeri olan Sayındere formasyonu fasiyesinde çökelmiştir.

Körkandil formasyonu kireçtaşı ile temsil edilir. Kireçtaşı üste doğru çakıllı kireçtaşı yada kireç çimentolu, kireçtaşından türeme çakıllı çakıltaşına dönüşür, kireçtaşı gri renkli, istiflenmiş biyomikrit dokulu, nadiren hematit ile boyalı konkresyonlu, orta-kalın katmanlıdır. Çakıllı kireçtaşı yada kireçtaşı çakıllı, çakıltaş ise gri renkli kalın-çok kalın katmanlıdır. Çakıllı kesim sadece Körkandil Dağı dolayında ve birimin üst kesimlerinde gözlenir. Körkandil formasyonu Geç Kretase dönemindeki paleo-yükselimlerin işaretçisi olan bir birimdir. söz konusu paleo-yükselimlerden uzaklaştıkça önce çakıllı kireçtaşı ve ardından körkandil kireçtaşı yerini Sayındere formasyonunun pelajik kireçtaşına bırakır. Birim Körkandil Dağı dolayında 25 m, diğer alanlarda 7 m, 6 m kalınlığında ölçülmüştür.

Körkandil formasyonu altındaki Sayındere formasyonu ile düşey ve yanal geçişlidir. Körkandil Dağı dolayında Kıradağ formasyonu, birimi uyumsuz olarak örter. Körkandil ve Kıradağ formasyonlarının bulunmadığı Geç Kretase denizinin derin kesimlerinde Sayındere formasyonu herhangi bir kesiklik görülmeden konkordan olarak üstteki Bozova ve Germav formasyonlarına geçer. Üst Kretase paleoyükselim alanlarından uzaklaştıkça Sayındere formasyonu ile Kıradağ Germav formasyonları arasında görülen uyumsuzluk yok olur.

Paleontolog G. Özyeğin (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) birimden derlenen nu-



Şekil 15 : Pervari-Narlı yerleşim alanları arasındaki Körkandil Dağı batı yamacına bakış alttan üste Beloka formasyonu Ks: Sayındere formasyonu, Kkō: Körkandil kireçtaşı, Ksk: Kıradağ formasyonu, KTsö: Germav formasyonu

Figure 15 : Looking toward western flank of Körkandil Mountain located between Pervari and Narlı town from bottom to top, Beloka formation, Ks: Sayındere formation, Kkō: Körkandil limestone, Ksk: Kıradağ formation, KTsö: Germav formation

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

munelerde tayin ettiği *Globotruncana lapparenti*, *G. arca*, *G. falsostuarta*, *G. stuarti*, *Pithonella ovalis*, *Pithonella perlonga*, *Hedbergella* sp., *Gumbelina* sp. fosillerine göre birimin Erken Maestrihtiyen yaşında olabileceğini belirtmiş ve Sayındere formasyonunu üst düzeylerini de bu yaş konasının içine sokmuştur. Birimin Sayındere formasyonu ile ilişkisi gözetilerek Geç Kampaniyen Erken Maestrihtiyen yaşlı olacağı düşünülmüştür.

Kastel formasyonu

Birimin tip mevkii Diyarbakır il merkezinin yaklaşık 30 km kuzeyinde Esso şirketi tarafından açılan Kastel-1 kuyusudur (Tuna, 1973). Birimin inceleme alanındaki sınırlı mostraları Hakkâri il merkezinin 18 km doğu-güneydoğusunda kalır. Buradan Kuzeydoğu ve güneybatı yönünde gidilirse Kastel formasyonunun allokton birimler altında kaybolduğu görülür (Şekil 2, 16).

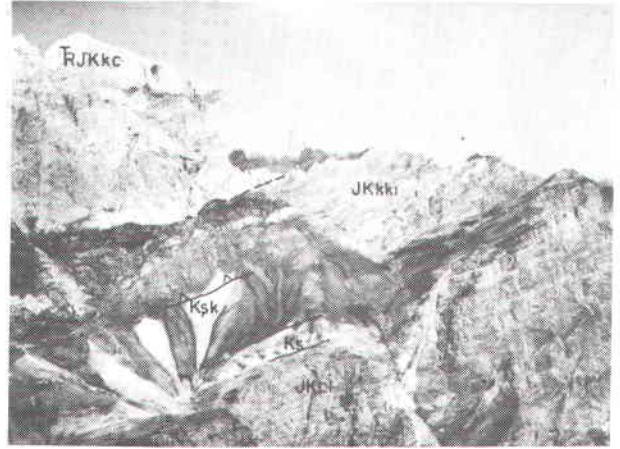
Birim yeşilimsi gri-gri renkli, milli, kumlu, çakıllı şeyil ve killi çakıllı ince-orta katmanlı kumtaşı ardalanması ile temsil olunur. Kastel formasyonu içinde ofiyolit ve kireçtaşından türemiş çakıllar ve bloklar içeren olistostromal çakıllı düzeyleri ve tek bloklar görülür. Bunlar istif içine, tektonizmanın etkin olduğu dönemde, allokton birimlerin Kastel formasyonunun çökeldiği havzaya yaklaştığı sırada aktarılmışlardır. Blok ve çakılların bir kısmı ultrabazik kayalardan bazıları Cilo kireçtaşından, az bir bölümü Cudi grubunun karbonatlarından aktarılmıştır. Kastel formasyonu allokton birimlerin naplar halinde ulaştığı bölgede çökelirken Güneydoğu Anadolu platformunun diğer kesimlerinde Bozova ve Germav formasyonları çökelimlerini sürdürmüştür.

Hakkâri yöresinde Kastel formasyonunun kalınlığı 0-250 metreler arasında değişir. Birim altındaki Sayındere formasyonu ile uyumlu ve geçişlidir. Koçali karmaşığı nap olarak kastel formasyonu üzerinde yer alır.

Bu çalışma sırasında birimde yaş verecek fosil bulunamamıştır. Sayındere formasyonundan elde edilen yaşlar dikkate alınırsa birimin Kampaniyen yaşlı olduğu söylenebilir. Sungurlu (1974) eşit birim için Geç Kampaniyen - Erken Maestrihtiyen yaşını vermiştir.

Şırnak grubu

Üst Kretase - Paleosen yaşlı killi kireçtaşı, marn, şeyil, kumtaşı, çakıllarının farklı oranlarda bir araya gelmesiyle bu grup içinde değişik formasyon ve üyeler tanımlanmıştır. Antak formasyonu, Kayaköy evaporit üyesi, Ter-



Şekil 16 : Cilo Dağı'nın batı kesimine bakış alttan üste JKci: Latdağı formasyonu, Ks: Sayındere formasyonu, Ksk: Kastel formasyonu, allokton TRJKkc. Cilo kireçtaşı

Figure 16 : Looking toward the western part of the Cilo Mountain, from bottom to top; JKci: Latdağı formation, Ks: Sayındere formation Ksk: Kastel formation, allochthonous TRJKkc: Cilo limestone.

büzek çakıllı üyesi, Garzan, Besni, Sinan formasyonları (Şekil 17) ve inceleme alanında yüzlekleri olan Kıradağ, Bozova, Üçkiraz, Germav formasyonları ile birlikte Şırnak grubunu oluşturur (Perinçek, 1978).

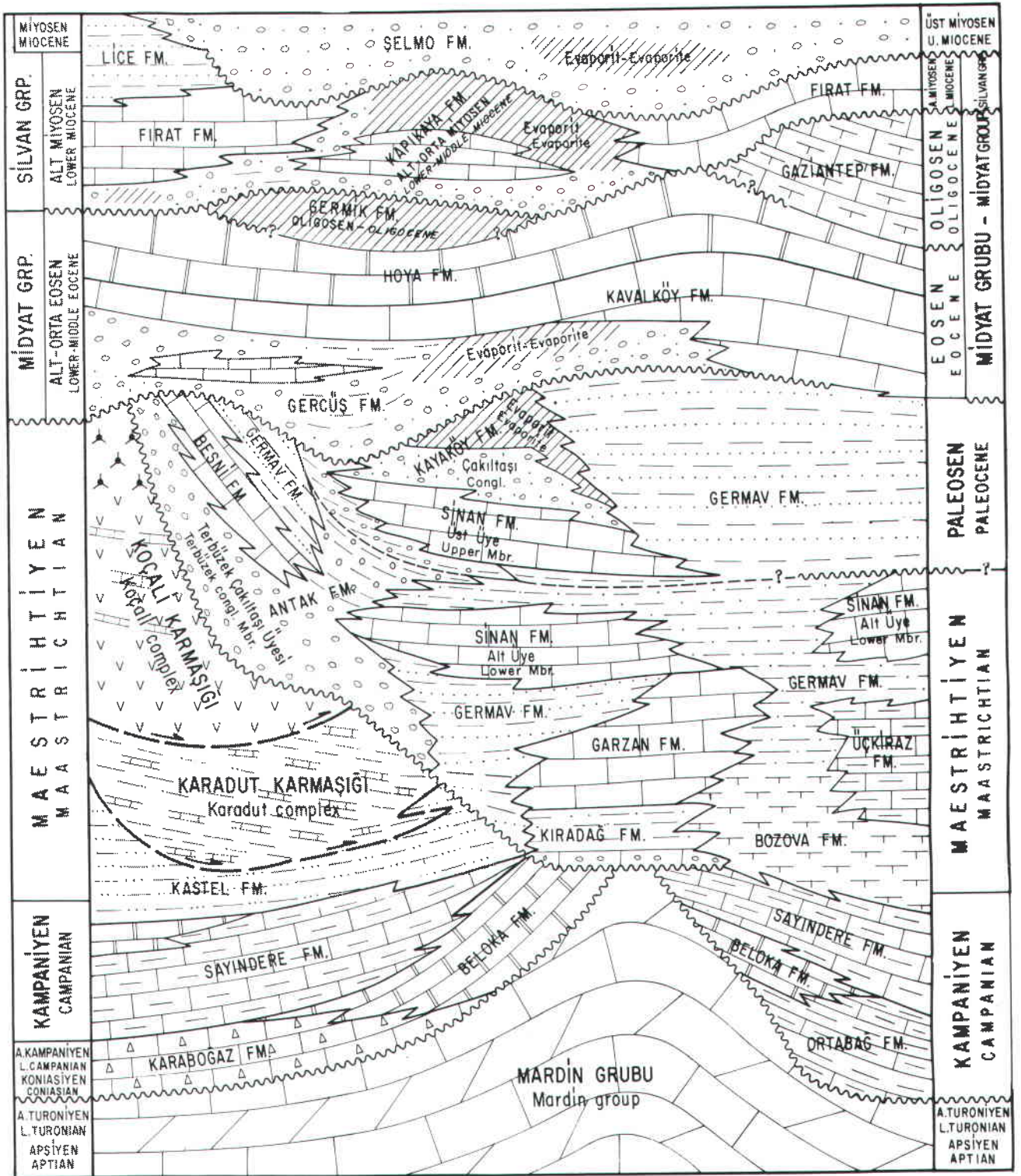
Bozova formasyonu

Birim ilk kez Periam ve Krummenacher (1958) tarafında Urfa dolayında Sayındere formasyonu ile birlikte haritalanmış ve tariflenmiştir. Tip mevkii Adıyaman ilinin 32 km güneyinde Atatürk barajı ve Bozova ilçesi dolayındadır. İnceleme alanında Şırnak güneyinde, Cudi Dağı'nın kuzey kanadında görülür (Şekil 1,2).

Bozova formasyonu gri-yeşilimsi gri renkli kireçtaşı, marn ve şeyil ardalanması ile temsil olunur. Kireçtaşı killi, marna geçişli yer yer çörtlü, orta-kalın katmanlıdır. Şeyil kireçli belirsiz katmanlı yer yer yumrulu. İstif yer yer ince taneli kumtaşı katkılarını içerir. Birim Şırnak güneyinde ölçülen bir kesitte 360 m kalınlığındadır. Bu kalınlık bu alandaki ortalama kalınlığı temsil etmektedir.

Bozova formasyonu altındaki Sayındere formasyonu ve üzerindeki Üçkiraz formasyonu ile uyumludur (Şekil 7). Germav, Üçkiraz formasyonları ile yanar ve düşey geçişlidir.

Paleontolog E. Öztümer ve Ö. Özer (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) tarafından birimde *Orbitoides medius*, *Lepidorbitoides socialis*, *Omphalocyclus macroporus*, *Globotrunc-*



Sekil 17 : Güneydoğu Anadolu otokton kaya stratigrafik birimleri korelasyon çizelgesi

Figure 17 : Correlation chart of the autochthonous lithostratigraphic units of Southeast Anatolia.

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

cana arca, *G. falsostuarti*, *G. bulloides*, *G. contusa*, *G. stuarti*, *G. gansseri*, *Heterohelix globulosa*, *Rugoglobigerina* sp. *Marssonella oxycona*, sp., *Siderolites calcitropoides*, *Hellenocyclina* sp. fosilleri tayin edilerek Kampaniyen Maestrihtiyen yaşı elde edilmiştir.

Üçkiraz formasyonu

Birimin tip mevkii Cudi Dağı'nın kuzey kanadındaki Üçkiraz köyü dolayındır. İlk kez bu alanda Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca yapılan çalışma sırasında adlanmış ve haritalanmıştır (Perinçek, 1978, 1980 c). Şekil 2'deki jeoloji haritasında Üçkiraz formasyonu Şırnak grubunun diğer formasyonları ile birlikte ve KTŞ simgesiyle gösterilmiştir. Üçkiraz formasyonu inceleme alanında sadece Şırnak ilçesi güneydoğusunda bulunur. Diğer alanlarda ise birimin yanal eşdeğeri olan ve Şırnak grubu içinde bulunan formasyonlar vardır. Üçkiraz formasyonu killi kireçtaşı, marn ardalanmasından oluşur. birinci litoloji ikinciye oranla daha dayanımlıdır, farklı oranda aşınırlar ve birim için tipik bir görünüm oluşturmurlar. kireçtaşı gri renkli, killi yer yer milli, konkav yüzeyli kırılmalı, marn ile ardalanmalı, orta-kalın yer yer belirsiz katmanlıdır. Birim aşınma yüzeyinin grimsi beyaz olmasıyla kolay tanınır ve Sayındere formasyonunu andırır. Üçkiraz köyü dolayında ölçülen kalınlığı 459 metredir. Formasyonunun kalınlığı 300-460 metre arasında değişir.

Üçkiraz formasyonu altındaki Bozova formasyonu ve üzerindeki Germav formasyonu ile uyumlu ve bu birimlerle yanal ve düşey geçişlidir.

Paleontolog E. Öztürmer ve Ö. Özer (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı 1977) tarafından tayin edilen *Globotruncana stuarti*, *G. arca*, *G. contusa*, *G. gansseri*, *G. conica*, *G. bulloides*, *G. falsosturati*, *G. gagnebini*, *Omphalocyclus macroporus*, *Heterohelix globulosa*, *Rugoglobigerina* sp. fosilleri ile Maestrihtiyen yaşı bulunmuştur.

Kıradağ formasyonu

Birim adını Batman ilçesinin 7 km kuzeydoğusundaki Kıradağ kuyusundan almıştır. Formasyonun inceleme alanında ve Güneydoğu Anadolu'daki tek mostrası Pervari ilçesinin güneydoğusunda kalır (Şekil 2,15). Kıradağ formasyonu, Batman dolaylarında açılan kuyularda yeşil - gri - kahverengimsi kırmızı renkli, şeyil, marn, konglomeratik kireçtaşı ile temsil edilir.

Körkandil Dağı dolayında kumtaşı, şeyil, miltaşı ardalanması cuzi miktarda kireçtaşı ve çakıtaşı katkısıyla temsil olunur. İstif genelde bordo gri renkli olması ile kolay tanınır. Kumtaşı; orta-kalın katmanlıdır. Çakıtaşı Polijenik elemanlı olup üste doğru tane boyu küçülür ve yanal yönde kamalanan kanal yapıları oluşturur. İstifin ortalarında yer alan yeşilimsi gri, grimsi sarı renkli denizel kumtaşı ve şeyilden oluşan kireçtaşı katkılı kesim alta ve üstteki bordo renkli karasal kırıntılı istifi birbirinden ayırır. Birimin içindeki kum ve çakıllarda ofiyolit ve çört parçaları tanınır. Bu taneler körkandil alanının kuzeyinde olması beklenen ve Geç Kretasede bölgenin kuzeyine naplar oluşturarak yerleşen Koçali karmaşığından taşınmış olmalıdır. Birim körkandil yöresinde ölçülen kesitlerde 115 m, 127m kalınlığındadır. İnceleme alanında kalınlık 0-135 metreler arasında değişir. Batman - Gercüş dolaylarındaki kuyularda ise birimin kalınlığı 13-52 metreler arasındadır (Perinçek, 1980 b).

Kıradağ formasyonu yanal yönde ve kısa mesafelerde Germav formasyonuna geçer. Altındaki Körkandil, Sayındere ve Beloka formasyonlarını uyumsuz olarak örter. Üzerindeki Germav formasyonu ile uyumlu düşey ve yanal geçişlidir.

Paleontolog G. Özyeğin (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) birim içindeki kireçtaşı katkılarından alınan numunelerde *Dendulna* sp., *Cibicides* sp., Ostracoda, Miliolidae, Algae fosilleri tayin etmiştir. Bu fosiller yaş belirlemek için yetersizdir. Bu nedenle birim üzerindeki Germav formasyonunun tabanında bulunan fosiller dikkate alınarak Kıradağ formasyonu için Erken - Orta Maestrihtiyen yaşı kabul edilmiştir.

Germav formasyonu

İlk kez Maxson ve Tromp tarafından tarif edilmiştir (Tromp 1941). Tip mevkii Gercüş ilçesinin 40 km doğusundaki Germav köyü dolayındır. Burada kalınlık 729 m kadardır (Perinçek, 1980 b). Germav formasyonu Hakkari - Beytüşşebab hattının güneyindeki şeritte, Çukurca güneyinde ve inceleme alanının batısında yaygın olarak yüzeyler (Şekil 14, 15, 18).

Birim, koyu gri-gri-yeşilimsi gri renkli kumtaşı, şeyil, marn ardalanmasından oluşur ve yer yer killi kireçtaşı, çakıtaşı katkıları görülür. Kumtaşı polijenik elemanlı, yer yer çakıllı kireç çimentolu, ince-orta katmanlıdır. Marn

ince - orta - kalın katmanlıdır. Kireçtaşı killi kumlu, orta-kalın katmanlıdır. Çakıltası içinde muhtemelen birim ile yaşıtlı kireçtaşından taşınmış parçalar çoğunluktadır. Hakkari yakın güneybatısında Germav formasyonunun tabanında 150 m kalınlığında kumtaşının hakim olduğu düzey vardır. Daha üstte ise kumtaşı-marn ardalanması görülür. Batıda Uludere dolayında kumtaşı azalır. İstif şeyil, killi kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Şırnak yakın dolayında kumtaşı tekrar artar ve Germav formasyonu kumtaşı - şeyil ardalanması ile temsil edilir, diğer yerlerden farklı olarak çakıltası katkılarının varlığı gözlenir. Korkandil Dağı (Şekil 1,2) dolayında ise Germav formasyonu yer yer gastropod, rudist parçalı kireçtaşı, kumtaşı ve şeyil ardalanması ile başlar. Birim doğuda 370 m batıda 1220m ve 1745 m kalınlığında ölçülmüştür. Doğudaki kesitlerin ince olmasının nedeni bölgenin çökme hızının farklılığı ve özellikle Eosen öncesi aşınmadır. Bu aşınma ile Beytüşşebab - Hakkari arasında Miyosen sürüklenimin güneyinde Germav formasyonu" yer yer tümüyle aşındırılmış olup Midyat grubu doğrudan Cudi grubu üzerine gelmektedir (Şekil 2)

Germav formasyonu altındaki Kıradag, Üçkiraz, Sayındere formasyonları ile uyumludur. Beytüşşebab - Hakkari hattının güneyinde yer yer doğrudan Cudi grubu üzerine aşılal uyumsuzlukla gelir. Eosen, Miyosen yaşlı Midyat ve Silvan grupları paralel veya aşılal uyumsuzlukla birim üzerinde yer alır. Yanal

yönde Bozova ve Üçkiraz formasyonlarına geçer, geçiş zonlarında formasyon haritalanması güçleşir.

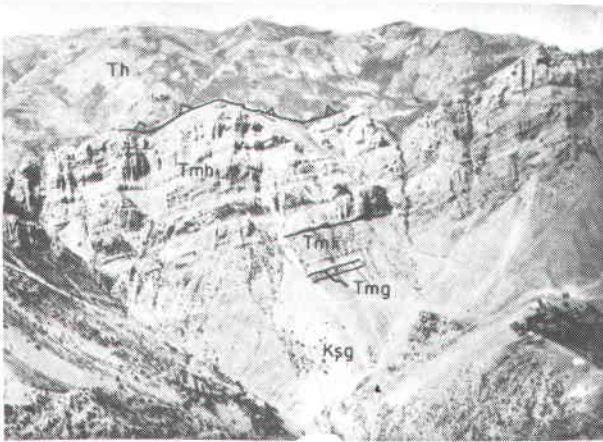
Paleontolog F. Yüksel, Ö. Özer, E. Öztümer (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı 1977) birimden derlenen numunelerde aşağıda verilen fosilleri bularak birim için Kampaniyen - Maestrihtiyen - Erken Paleosen yaşını vermişlerdir. Germav formasyonunun alt kesimini oluşturan ve Bozova, Üçkiraz formasyonlarının eşdeğeri olan kesimde *Orbitoides* parçaları, *Globotruncana stuartiformis*, *Rugoglobigerina rotundata*, *Globotruncana calcarata*, *Gavelinopsis* sp. tayin edilerek Kampaniyen yaşı elde edilmiştir. Şırnak güneyinde Üçkiraz formasyonu üzerindeki Germav formasyonundan *Globotruncana cf mayorensis* *Globotruncana fornicata*, *Globotruncana stuartiformis*, *Orbitoides medius*, *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., *Gumbelina* sp., *Siderolites* sp., *Robulus* sp., *Pseudotextularia* sp. *Cibicididae* tayin edilerek maestrihtiyen, kesitin devamından *Globorotalia pseudobulloides* sp., *Robulus* sp., *Gyrodina* sp., *Cibicides* sp., *Bathysphion* sp., *Lenticula* sp., *Rotaliidae*, *Globigeriniidae*, *Miliolidae* fosilleriyle Erken Paleosen yaşları bulunmuştur. Güneydoğu Anadolu'da Maestrihtiyen yaşlı kesim "Alt Germav formasyonu" Paleosen yaşlı kesim "Üst Germav formasyonu" olarak ayrılmaktaysada bu adama tartışmaya açıktır.

Midyat grubu

Bu birim formasyon aşamasında Maxson ve Tromp tarafından 1957 yılında tariflenmiş. Shell jeologları daha sonra adı grup aşamasında kullanmıştır (Tuna, 1973). Perinçek (1978, 1980 c) Midyat adını grup aşamasında kullanmıştır. Grup alttan üste Gercüş formasyonu, Becirman kireçtaşı üyesi, Kavalköy, Hoya; Gaziantep, Germik, Havillati formasyonları ile Fırat formasyonundan oluşur. Duran ve diğerleri (1988) Fırat formasyonunu Silvan grubu başlığı altında değerlendirmişlerdir. İnceleme alınında yukarıda adları verilen formasyonlar ayrı ayrı haritalanmışsada Şekil 2'de Midyat grubuna ait olan birimler ve Silvan grubu içinde yer alan Fırat formasyonu "Tm" simgesi ile birlikte gösterilmiştir. Midyat grubunun tipik mevkii Midyat ilçesi kuzeyindeki Hasankeyf dolayındır.

Gercüş formasyonu

Maxson ve Tromp tarafından 1940 yılında tariflenmiştir (Tuna, 1973). birimin tip mevkii



Şekil 18 : Geçitli bucağı güneybatısına bakış alttan üste; Ksg: Germav formasyonu, Tmg: Gercüş formasyonu Tmk: Kavalköy formasyonu, Tmb: Hoya formasyonu, allohton Th: Hakkari karmaşığı

Figure 18 : Looking toward the southwest of Geçitli town, from bottom to top; Ksg: Germav formation, Tmg: Gercüş formation, Tmk: Kavalköy formation, Tmb: Hoya formation, allochthonous Th: Hakkari complex

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

Gercüş ilçesi dolayındır. Birim inceleme alınırken Şırnak ilçesi batısında yaygın olarak yüzeyler (Şekil 2). Bu alan Güneydoğu Anadolu'da Gercüş formasyonunun en kalın olduğu yerdir.

Şemdinli ilçesi batısında altta karasal kaba kırmızı çakıltası kumtaşı ve yer yer kırmızı marn ve şeyil ile temsil olunur. Daha üstte, kırmızı gri renkli, killi ince katmanlı fosilli kireçtaşı, miltaşı, kumtaşı, marn ardalanmasından oluşan denizel ortam koşullarında çökelmiş bulunan istif yer alır. Bu düzey içinde fosillerin yığılmasından oluşan marnlı kireçli katkılar dikkati çeker. Gri renkli şeyil - miltaşı - killi kireçtaşı, birimin buradaki en üst düzeyini oluşturur. Altta karasal kırmızı çakıltası - kumtaşı miltaşı düzeyi kuzeybatıya doğru Hakkari yönünde inceler, kırmızı gri renkli kireç çimentolu çakıltasına dönüşür. Üste doğru kireç çimento artarak çakıllı kireçtaşına geçer. Hakkari - Beytüşşebab hattının güneyinde Midyat grubunun tabanındaki Gercüş formasyonu ince olup kırmızı yer yer gri renklidir. Şırnak dolayında Gercüş formasyonu kırmızı renkli marn - siltaşı kumtaşı ardalanmalı, çakıltası katkılıdır. Kumtaşı düzeyleri yer yer gri renkli olup dayanımlı olmaları nedeniyle topoğrafik çıkıntılar yapar. İstif genelde karasal ortam koşullarında durulmuşsada birimin tabanında veya tabanına yakın kesiminde kireçtaşı katkıları (Becirman kireçtaşı üyesi) vardır.

Becirman kireçtaşı üyesi: Tip mevkii Gercüş kazasının 40 km. güneyindeki Becirman köyü dolayındır. Birim çalışılan bölgede gri-bej renkli, yer yer kumlu, çok kalın katmanlı som tabakalıdır. Biyomikrit, intraklastlı biyomikritten oluşur (Şekil 7). Birimin kalınlığı 0-120 metre arasında değişir. Şırnak ilçesi yakın kuzeydoğusunda Becirman kireçtaşı içindeki mağaralarda asfalt işletilmektedir. Becirman kireçtaşı üyesi altındaki Germav formasyonu ile uyumsuz, üzerindeki ve içinde bulunduğu Gercüş formasyonu ile düşey ve yanal geçişlidir. Paleontolog T. Çoruh, İ. Sezgin (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı 1988) birimden derlenen numunelerde *Miscellanea cf. pirimitiva*, *Lockhartia diversa*, *Kathina* sp., *Glomospira* sp., *Miliolidae*, *Ataxophragmidae* fosillerini tayin ederek Geç Paleosen yaşını saptamışlardır. Becirman kireçtaşı üyesi Gercüş formasyonunun alt yaş sınırının değişmesine paralel olarak Erken Eosen yaşlı olduğu yerlerde vardır (Tuna, 1973).

Gercüş formasyonu Beytüşşebab doğusunda 5-30 m, Şemdinli yakın batısında sınırlı

bir alanda 200-300 m kalınlığındadır. Şırnak dolaylarında ise genelde 500 m olmak üzere kalınlığı 300-500 m arasında değişir.

Gercüş formasyonu altındaki Germav formasyonu ile genellikle uyumsuz ve yer yer açısal uyumsuz, Sayındere formasyonu, Mardin ve Cudi grupları, Koçali karmaşığı ile açısal uyumsuzdur. Birim üzerindeki Kavalköy ve Hoya formasyonları (Midyat grubunun karbonatları) ile uyumlu ve düşey geçişlidir (Şekil 18, 19, 20).

Birim genelde karasal ortam koşullarında çökeldiğinden fosil bulmak oldukça zordur. Denizel katkılı düzeylerinden derlenen numunelerde Paleontolog E. Öztümer (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı 1917) *Assilina exponens*, *Assilina spira*, *Actinocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., fosilleri ile Erken Eosen yaşını vermiştir. Gercüş formasyonu Beytüşşebab batısında Erken Eosen yaşlı olmasına karşın Şırnak yöresinde Üst Paleosen'e iner.

Kavalköy formasyonu

Birimin tip mevkii Hakkari il merkezinin 22 km güneybatısındaki Kavalköy köyü dolayındır (Perinçek, 1978, 1979, 1980 a).

Kavalköy formasyonu koyu gri renkli ince katmanlı, dalgali tabaka yüzeyli kireçtaşı ile temsil olunur. Kireçtaşı mikrit, seyrek biyomikritten oluşur (Duran ve diğerleri, 1988). Kavalköy Formasyonu ince katmanlı olmasıyla üzerindeki kalın-çok kalın katmanlı masif Hoya formasyonunda kolay ayrılır (Şekil 3). Birim ölçülen kesitlerde 63 m, 70 m kalınlığındadır.

Kavalköy formasyonu altındaki Gercüş formasyonu ile yanal ve düşey geçişli uyumludur. Üzerindeki Hoya formasyonu ile de uyumludur (Şekil 18). Kavalköy formasyonunun olmadığı alanlarda Hoya formasyonu doğrudan Gercüş formasyonu üzerine gelir.

Birimden alınan numuneler paleontolog F. Yüksek (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) tarafından tayin edilmiş ve *Assilina exponens*, *Opertoorbitolites douvillei*, *Orbitolites complanatus*, *Alveolina pasticillata*, *Alveolina cf. oblonga*, *Glomospira* sp., *Discocyclina* sp., *Miscellanea* sp., *Nummulites* sp. (Küçük tip), *Valvuliniidae* fosilleri bulunmuştur. Birim Erken Eosen yaşlıdır.

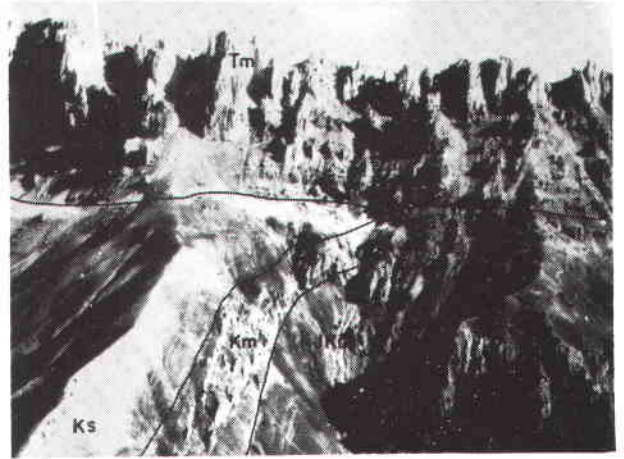
Hoya formasyonu

Birimin tip mevkii Çüngüş ilçesi 2 km gü-



Şekil 19 : Hakkari il merkezli doğusunda Cilo Dağı'nın batı kesimine bakış, altta buzul gölü dolayında JKky: Koçalı karmaşığı-Yeşiltaş formasyonu, Üstte Tm: Midyat grubu

Figure 19 : Looking toward the western part of the Cilo Mountain, in the east of Hakkari city; JKky: Koçalı complex-Yeşiltaş formation crops out around the lake and Tm: Midyat group rests on Yeşiltaş formation.



Şekil 20 : Beytüşşebab kazası'nın batısında JKc: Cudi grubu, Km: Mardin grubu Ks: Sayındere formasyonu ile bunların üzerindeki Tm: Midyat grubu arasındaki açısal diskordans.

Figure 20 : Angular unconformity between JKc: Cudi group, Km: Mardin group, Ks: Sayındere formation and Tm: Midyat group in the west of Beytüşşebab town.

neybatısındaki Hoya köyü dolayındır. İlk kez Sungurlu tarafından tariflenmiştir (Perinçek, 1979).

Hoya formasyonu gri-bej-kara renkli yer yer çöplü-çört ara bantlı, çok kalın katmanlı - masif kireçtaşı ile temsil edilir. Kireçtaşı biyomikrit nadiren biyosparitten oluşur (Duran ve diğeri 1988). Yer yer dolomitik kireçtaşı, dolomita geçişlidir. İnceleme alanının doğrusundaki ölçülen kesitlerde 280 m, 128 m kalınlıklar bulunmuştur. Batıda ise kalınlık artar, 500 m ye erişir.

Hoya formasyonu altındaki Kavalköy, Gercüş formasyonları ve üzerindeki Havillati formasyonu ile uyumlu ve düşey geçişlidir (Şekil 18). İnceleme alanında Oligosen genellikle eksiktir, bu alanlarda Erken Miyosen yaşlı Fırat ve Kapıkaya formasyonları Hoya formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelir.

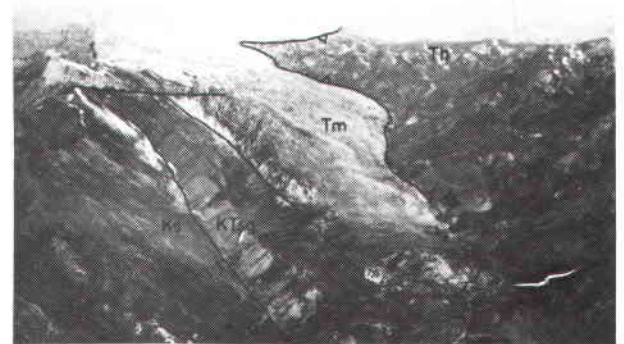
Paleontolog F. Yüksel ve İ. Sezgin (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı 1977-1987) birim içinde *Discocyclus sella*, *Asterigerina rotula*, *Nummulites globulus*, *Fabiania cf. casis*, *Operculites douweillei*, *Globovalia cerroazulensis*, *Globovalia bullbrookii*, *Globovalia formosa*, *Orbitolites complanatus*, *Nummulites cf. a-turicus*, *Nummulites millicaput*, *Assilina expensis*, *Globigerina corpulenta*, *Alveolina pasticcillata*, *alveolina sp.*, *Actinocyclus sp.*, *Operculina sp.*, *Praerhapydionina sp.*, *Taberina sp.*, *Deditina sp.*, *Orbitolites sp.*, *Tritaxia sp.*, *Halykardia sp.*, *Gypsinidae*, *Valvulinidae*, *Miliolidae*, *Ataxophragminidae*, *Distichoplax bise-*

rialis, *melobesia sp.*, fosillerini tayin ederek Alt - Orta - Üst Eosen yaşlarını bulmuşlardır.

Havillati formasyonu

Birimin tip mevkii Yüksekova ilçesinin 20 km güneybatısındaki Havillati dağı dolayındır (Perinçek 1980a). Özkaya (1978) aynı adı Hoya-Kavalköy formasyonları eşdeğeri olan kesim için kullanmış ve bunu Midyat formasyonu ile korele etmiştir.

Birim kara-açık yeşil-yeşilimsi gri-gri renkli killi, çok ince-orta-kalın katmanlı kireçtaşından oluşur. İnce kesitlerde genellikle killi biyo-



Şekil 21 : Beytüşşebab Kazası'nın batısında soldan sağa (güneyden kuzeye) Ks: Sayındere formasyonu KTg: Germav formasyonu, Tm: Midyat grubu ve Fırat formasyonu, allokton Th: Hakkari karmaşığı

Figure 21 : Stratigraphic sequence in the west of Beytüşşebab town, from left (south) to right (north); Ks: Sayındere formation, KTg: Germav formation, Tm: Midyat group and Fırat formation, allochthonous Th: Hakkari complex.

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

mikrit olarak tariflenir (A. Çubukçu, 1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı). Yer yer çört yumrulu, katman yüzeyi dalgalıdır. Birim tip mevkii de 355 metre kalınlığında ölçülmüştür.

Havillati formasyonu altındaki Hoya formasyonu ile uyumlu ve yanıl-düşey geçişlidir. Üzerine ise sürüklenimli olarak Hakkari karmaşığı (Urşe karmaşığı) gelir. Bu dokanak ilişkisi yer yer tartışmalıdır. Urşe karmaşığının normal bir dokanak ilişkisiyle Havillati formasyonu üzerine geldiği izlenimini veren yerler varsada Şekil 2 deki jeoloji haritası tektonik ilişkinin varlığı kabul edilerek çizilmiştir. Kuzeyde bir alanda Midyat grubu ile Hakkari karmaşığı arasında geçiş söz konusu olabilir. Yüksekova-Dağlıca yolu üzerindeki Tokağaç Mahallesi güneyinde "Tm" simgesiyle (Midyat grubu) gösterilen mostra Hakkari karmaşığının altından çıkar (Şekil 2). Bu mostra Miyosen şariyajının kuzeyinde kalır ve haritada iki birim arasında tektonik dokanak gösterilmemiştir. İlişki normal gibi gözüküyorsa da alttaki kireçtaşıdan Erken Miyosen yaşı alınmış fakat üstte Hakkari karmaşığına bırakılan kesimde yaş verecek bir fosile rastlanmamıştır. Hakkari karmaşığının batıdaki mostralarından bilinen yaşı Eosen olduğuna göre buradaki ilişkinin de tektonik olması gerekmektedir. Konu tartışmaya açıktır.

Paleontolog F. Yüksel (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) birimin numunelerinde *Truncorotaloides topiliensis*, *Globigerina senni*, *Hastigerina micra*, *Globorotalia cf. centralis*, *Globorotalia aragonensis*, *Hantkenina* sp., *Globigerinatheka* sp., *Globigerinoides* sp., *Tritaxia* sp., *Globigerinidae* fosillerini tanımlayarak Orta-? Geç Eosen yaşını vermiştir.

Silvan grubu

Duran ve diğerleri (1988) Kapıkaya, Fırat, Lice formasyonlarını grup aşamasında birleştirmiş, Silvan grubu adını vermişlerdir (Şekil 17). Önceki yıllarda Silvan adı formasyon aşamasında Fırat formasyonu karşılığı olarak kullanılmıştır (Arıkan, 1975). Silvan formasyonu ve yeni Silvan grubunun tip mevkii Silvan ilçesi kuzeyi ve kuzeydoğusudur. Bu alanda Fırat formasyonu kuzeyinde Lice formasyonu ve doğusunda Kapıkaya formasyonu tipik kesitler verirler. Malabadi köprüsü dolayları söz konusu üç formasyonunun birbiri ile yanıl ve düşey geçişli olduğu bir alandır. İnceleme alanında Fırat formasyonu ve Narlı - Pervari arasında sınırlı bir alanda Kapıkaya formasyonu bulunur.

Kapıkaya formasyonu

İlk kez Açıkbaş ve diğerleri (1981) tariflemiştir. Formasyonun tip mevkii Siirt ilinin yaklaşık 32 km batı-kuzeybatısındaki Kapıkaya köyü dolaylarıdır. Birim yaygın olarak Siirt - Malabadi - Kızıltalan dolaylarında mostra verir (Duran ve diğerleri 1988, Perinçek 1980 c). İnceleme alanında Pervari güneydoğusu ve Narlı nahiyesi batısında Fırat formasyonunun tabanında ve onunla yanıl düşey geçişli olarak bulunur.

Kapıkaya formasyonu tip mevkii dolayında kumtaşı, çamurtaşı, miltaşı, evaporit, kireçtaşı ile temsil edilir. İnceleme alanında ise kırmızı renkli kumtaşı, miltaşı, çamurtaşı, çakıltaşının düzensiz ardalanması ile oluşur. Yer yer gri renkli çamurtaşı katkısı görülür. Kalınlığı 10-80 metreler arasında değişir.

Birim altındaki Hoya formasyonu ve bu formasyonun olmadığı yerlerde (Narlı nahiyesinin 10 km batısındaki Selad köyü dolayında) Gercüş ve Germav formasyonları üzerine uyumsuz olarak gelir. Germav formasyonu üzerindeki aşıl uyumsuzluk belirgindir. Kapıkaya formasyonunu üzerindeki Fırat formasyonu ile düşey geçişlidir. Yer yer Fırat formasyonu üzerinde de Kapıkaya formasyonuna dahil edilebilecek bordo, kırmızı, gri renkli kumtaşı, çamurtaşı, miltaşı bulunur.

Körkandil Dağı yöresinde ölçülen kesitte yaş verecek fosile rastlanmamıştır. Fakat Fırat formasyonu ile olan ilişkisi nedeniyle Kapıkaya formasyonunun da Erken Miyosen yaşı olduğu kabul edilmiştir. Batıda birim içinde yer alan kireçtaşı katkılarında Erken Miyosen yaşı elde edilmiştir. Duran ve diğerleri (1988) kireçtaşı üzerindeki kırıntılıların Orta Miyosen yaşı olabileceğini bölgesel korelasyonla ihtiyatlı olmak kaydıyla kabul etmişlerdir.

Fırat formasyonu

Birimin adı Urfa ili Birecik ilçesi yakınında Fırat nehri boyunca görülen kireçtaşı istifi gözetilerek verilmiştir (Tuna, 1973). Burada bulunan karbonatların Erken Miyosen yaşı olmadığı tesbit edilmiştir (Duran ve diğerleri 1988). Fırat formasyonu adının önceki çalışmalarda yaygın olarak kullanılması nedeniyle, bu yazıda aynı ad korunmuştur. Tuna (1973) birimi Midyat formasyonu Fırat üyesi olarak tariflemiştir. Arıkan (1975) ise Silvan formasyonu adını kullanmıştır. Birim için tip mevkii ve kesit Hazro - Silvan ilçeleri dolaylarıdır (Duran ve diğerleri, 1988).

Fırat formasyonu gri-beyaz-bej renkli, kalın - çok kalın katmanlı - masif kireçtaşı ile temsil olunur. Kireçtaşı genellikle istiflenmiş biyomikritten oluşur, yer yer resif yapıcı organizma çoğalır kireçtaşı, resifal kireçtaşına dönüşür (Düran ve diğeri, 1988).

Birim Körkandil Dağı dolayında ortamın derinleşmesine bağlı olarak killi istif, killi vaketaşından oluşmuştur. Hakkari ili güneybatısında ölçüleri kesitte 135 m Narlı batısında 70 m kalınlık tesbit edilmiştir. Kalınlık 60-150 metreler arasında değişir.

Paleontolog F. Yüksel ve İ. Sezgin (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977-1987), Fırat formasyonunda *Miogypsina cf. intermedia*, *Miogypsina globulina*, *Borelis curdica*, *Globigerinoides trilobus*, *Amphistegina lessoni*, *Elphidium cf. crispum*, *Heterostegina sp.*, *Peneroplis sp.*, *Archaias sp.*, *Neocalveolina sp.*, *Meandropsina sp.*, Gypsiniidae fosillerini tayin ederek Erken Miyosen yaşını vermişlerdir. Birim içinde kırmızı alg parçaları, ekinid plaka ve dikenleri bulunur.

Şelmo formasyonu

Irak'daki Üst Fars formasyonunun eşdeğeri (Tuna 1973). Tipik mevkii Silvan ilçesinin yaklaşık 28 km kuzeydoğusundaki Şelmo köyü dolayındır. Gossage (1957) aynı alanda ölçtüğü kesiti tipik kesit olarak vermiştir. İnceleme alanında Hakkari-Beytüşşebab-Narlı-Pervari yakınından geçen Miyosen Şariyaf hattı boyunca allokton birimlerin altında yer yer mostra verir (Şekil2).

Birim bordo-kırmızı-alacalı-grimsi bordo renkli, miltası-kumtaşı-çamurtaşı ile temsil olunur, yer yer çakıltası katıkları görülür. Kırıntılılar polijenik elemanlı ve kötü boyalanmalıdır. Formasyon karasal ortam koşullarında çökelmiştir (O. Düran, 1979 sözlü görüşme). Kalınlık 0-85 metreler arasında değişir.

Şelmo formasyonu Fırat formasyonu üzerinde yer alan Kapıkaya formasyonu ile karıştırılmaktadır. Siirt yöresinde iki birimin ayrılması oldukça güçtür. İnceleme alanında konu tartışmaya açıktır. Fırat formasyonu üzerinde uyumsuz olarak bulunan Şelmo formasyonu naplar halinde bölgeye yerleşen allokton birimler altında kalır.

Plio-kuvaterner

İnceleme alanının kuzeydoğusunda Başkale yöresindeki çakıltası, kumtaşı, çamurtaşı ile

temsil olunur. Bu birimler göl ve akarsu koşullarında oluşmuşlardır. İstif içinde yer yer kömür katıkları gözlenir. Kalınlık 300 metreye kadar ulaşır.

Kuvaterner

Yüksekova ilçesi güneyindeki geniş düzlükler alüvyonla örtülüdür. bu alan kısmen bataklıktır. Alüvyon örtünün altında Plio-kuvaterner yaşlı çökeller olabilir. Bölgedeki nehir vadileri tabanında alüvyon ve taraça oluşukları vardır. Cilo Dağlarında güncel bir buzulun moren ve tilleri görülür. Ayrıca Cilo Dağları üzerinde 30 dolayında buzul gölü tesbit edilmiştir. Yamaç molozu, heyelanlarla yer değiştiren malzeme diğer kuvaterner oluşuklarıdır.

ALLOKTON BİRİMLER

Güneydoğu Anadolu ve inceleme alanında allokton birimler değişik zamanlarda bugün bulundukları yerlere yerleşmişlerdir. Koçali ve Karadut karmaşıkları ile Hezan grubu Üst Kretase'de, Bitlis metamorfileri, Güleman grubu, Mordag metamorfileri ve Yüksekova karmaşığı önce Orta Eosen sonrasında, ardından Maden, Hakkari karmaşıklıkları, Hazar ve Çüngüş formasyonları ile birlikte Geç Miyosen döneminde naplar oluşturarak birbirleri ve Arabistan platformu üzerine itilmişlerdir (Perinçek, 1980 c). Allokton birimler üzerinde çökelen ve daha sonra onların sırtında güneye taşınarak allokton konum kazanan Seske, Kırkgeçit formasyonları ve Muş grubu da bu bölümde tanıtılacaktır. Miyosen sırasında bölgeye naplar halinde yerleşen allokton birimler, yaşları gözetilmeden, en alttaki tektonik dilimi oluşturan birimden başlamak kaydıyla tanıtılacaktır.

Koçali karmaşığı

Sungurlu (1974) Adıyaman ilinin 18 km kuzeyindeki Koçali nahiyesi dolayını tip mevkii göstererek Koçali karmaşığını tariflemiş ve adlandırmıştır. Aynı alanda volkanitlerden oluşan kesim Tarasa formasyonu, kireçtaşı-radiolarit-şeyil-volkanit ardalanmalı birim Konak formasyonu, serpantin-diyoşit-diyoabaz ve benzeri kayalardan oluşan topluluk ise Kale formasyonu olarak haritalanmış ve adlandırılmıştır (Sungurlu, 1974; Perinçek, 1979). Yüksekova ilçesinin yaklaşık 24 km güneybatısındaki Cilo dağları dolayını birimin inceleme alanındaki tek ve yaygın yüzlekleridir (Şekil 2.11). Burada alttaki sedimanter kayalar ile

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

volkanit ardalanmasından oluşan kesim Kırmızıtaş formasyonu (Şekil 22) (≡ Konak formasyonu), kristalize kireçtaşı-mermer ile temsil edilen birim Cilo Kireçtaşı ve ofiyolitik kayalardan oluşarı bölüm ise Yeşiltaş formasyonu (≡ Kale formasyonu) olarak adlanmıştır (Perinçek 1978, 1980 a, Yılmaz ve diğerleri 1979).

Koçali karmaşığı Kampaniyen - Erken Maestrihtiyen döneminde kuzeydoğudan güneybatıya naplar oluşturacak şekilde ilerleyerek Kastel, Sayındere formasyonları ve Cudi grubu üzerine yerleşmiştir (Şekil 16). Birim kuzeybatı ve güneydoğu yönünde Eosen yaşlı Midyat grubu ve Miyosen de bölgeye yerleşen allokon birimler altında kaybolur (Şekil 2). Hakkâri ile güneydoğusunda Midyat grubu altında kaybolan Koçali karmaşığı şarıyajının güneybatı cephesi, kuzey yönünde ilerleyerek kuzeybatıya döner. Miyosen allokonları ile örtülü alarında yapılan aeromanyetik, bouguer haritaları kullanılarak şarıyajın yeraltındaki cephesi çizilmiştir (Perinçek ve diğerleri 1983). Bu işlem sırasında Gercüş formasyonuna Koçali karmaşığından aktarılan malzeme miktarına bakılmıştır. Koçali karmaşığından uzaklaştıkça bu birimleri Gercüş formasyonuna aktarılan çakıl miktarı azalmaktadır. Narlı nahiyesi yakın batısında otokton istif tekrar yüzeyler Burada Üst Kretase kesiti içinde Koçali karmaşığının dilimleri yer almaz, fakat Kıradağ formasyonu içinde Koçali karmaşığından taşınmış çakıllar bulunmuştur. Bu nedenle Üst Kretase şarıyajının yeraltındaki güney cephesinin Narlı (Şekil 2) kuzeyinden geçtiği kabul edilmiştir.

Kırmızıtaş formasyonu

Birimin tip mevkii Yüksekova ilçesinin 26 km güneyindeki Kırmızıtaş Gölü dolaydır.

Kırmızıtaş formasyonu koyu нефти yeşil-açık yeşil-yeşil renkli, lav-tüf-diyabaz-silisleşmiş tüf, bej-açık kırmızı renkli, ince katmanlı pelajik kireçtaşı, gri renkli yer yer kumlu ince-orta katmanlı kireçtaşı, silisleşmiş kireçtaşı, gri-yeşilimsi gri renkli olistostromal çakıltaşı, kırmızı renkli radiolarit ardalanması ve karışımından oluşur (Şekil 9). Ardalanma düzensizdir, yukarıda sayılan litoloji tiplerinin herhangi biri hakim litoloji tipini oluşturabilir. Birim içindeki kayalar çökme sırasında havzada duraysız volkanizmanın etkin olması nedeniyle aşırı derece karışmıştır. Sonraki tektonik etkinlik ise birimi daha da düzensiz hale getirmiştir. Koçali karmaşığının içinde ayrıca



Şekil 22 : Cilo Dağı'nın batı ucunda Yeşiltaş formasyonu içinde koyu renkli tüf-bazalt ile beyaz renkli kireçtaşı (mermer) ardalanması ve Cilo kireçtaşı

Figure 22 : Looking toward the western end of Cilo Mountain, dark colour tuff-basalt and white colour limestone (marbles) intercalation in Yeşiltaş formation and Cilo limestone on top of it.

haritalanan Cilo kireçtaşının bloklarını Kırmızıtaş formasyonu içinde görmek mümkündür. Volkanik etkinliğin sürdüğü dönemde çökelen Cilo kireçtaşının çakıl, blok, ırı blok boyutundaki parçaları aynı dönemde oluşmakta olan Kırmızıtaş formasyonu içinde yer almıştır (Şekil 22,23).

Lav-piroklastik düzeyi; Cilo kireçtaşını oluşturan kristalize karbonat düzeyleri ile iç içedir. Koyu нефти yeşil lav akıntıları, çoğunlukla camsı yada ince taneli ve bazik kökenlidir. Kayada amigdal yaygındır. Lavda ve orunla sık ardalanmış volkanik breşte akıntı laminasyonu tanınır. Lav ayrıca hiyaloklastik kayalar ve tüflerle iç içedir. Spilitik lavın yanı sıra, hiyaloklastit, lapilli tüfleri, bunlarla bir arada yaygın kristalize kireçtaşı (Cilo kireçtaşı) parçaları da (debris) vardır. Volkanoklastik kayalar çoğun monojenik volkan breşidir. Yastık yapısı yer yer iyi korunmuş biçimde tanınabilmektedir. Deniz suyunda ani soğuma sonucu lav camsı doku kazanmıştır. İstifte farklı lav düzeyleri ayrılmıştır. Bazik lav spilitik olup gözenekler kuvars ve kalsitle doldurulmuştur. Lavın içine bir önceki akıntının parçaları, ekzotik mermer blokları karışmıştır (Yılmaz ve diğerleri 1979).

Çört-tüf ardalanması; bu istifin egemen birimi çört olup ayrıca silisli, karbonatlı çamurtaşı içerir. Çört yeşilimsi beyaz ve bazı kesimlerde radiolaria içermektedir. İnce rekristalize kuvars agregat ile demir oksitten oluşur. Katmanlanma birkaç cm ile 1 m mertebesinde değişir.

Kırmızıtaş formasyonu bazı alanlarda silisifiye tüf, beyaz mermer ve radiolaritın düzenli aralanmasından oluşur. Olistostromal çakıltası gri renkli kumlu kireçtaşı-çört tabakaları ile ardalanır ve yer yer yukarıda tanıtılan lav katkıları ile birlikte bulunur.

Kırmızıtaş formasyonu 500-1300 metre kalınlığındadır. İçindeki Cilo kireçtaşı adeseleleri ile birlikte bu kalınlık 2000 metreye ulaşır.

Kırmızıtaş formasyonu Sayındere, Kastel, İkiyaka formasyonları ve Cudi grubu üzerinde nap olarak yer alır. Cilo kireçtaşının dağ oluşturan mermer merccekleri birim içinde kalır. Yeşiltaş formasyonu Kırmızıtaş formasyonu üzerine itilmiştir. Kırmızıtaş gölü kuzeydoğusunda Yeşiltaş formasyonu, üzerindeki Kırmızıtaş formasyonu ile birincil ilişkili olabilir. Katmanlar iki birimin dokanağı ile uyumlu doğrultu ve eğimdedir. Midyat grubunun uyumsuz olarak doğrudan Kırmızıtaş formasyonu üzerine geldiği alanlar da vardır. İnceleme alanının güneydoğusunda Irak sınırına yakın bir alanda Koçali karmaşığının üzerinde de Kastel formasyonu bulunur. Bu alan geç Kretasede bölgeye naplar oluşturarak ulaşan koçali karmaşığının cephesini oluşturur. Bu nedenle allokton Koçali karmaşığının uzantıları Kampaniyen-Erken Macstrihtiyen yaşlı Kastel formasyonu içinde yer alır ve bu uzantılar güney yönünde incelererek Kastel formasyonu içinde kamalanır. Söz konusu alan Güneydoğu Anadolu da iki birimin bu tipteki ilişkisinin görülebildiği nadir yerlerden bir tanesidir.

Kırmızıtaş formasyonu içindeki gri renkli kireçtaşı katkı ve mercceklerinde *Coprolithus cf. salevensis*, *Coprolithus sp.*, *Cayeuxia sp.* (alg), İ. Sezgin (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı 1978) tarafından tanınmış ve Geç Jura yaşı elde edilmiştir (Perinçek, 1980 c). Birim içindeki Radiolaria'lı açık kırmızı-bej kireçtaşı ise muhtemel Jura yaşını vermektedir (Paleontolog F. Yüksel, sözlü görüşme, 1978). Sungurlu (1974) Koçali karmaşığı için Geç Jura-Erken Kretase yaşını vermektedir. Delaune-Mayere ve diğerleri (1983) Türkiye ve Suriye sınırları içinde kalan Koçali karmaşığı ve eşdeğeri birimler için Geç Triyas-Geç Jura yaşını elde etmişlerdir.

Cilo kireçtaşı

Birimin tip mevkii Yüksekova ilçesinin yaklaşık 25 km güneybatısındaki Cilo Dağları dolaydır (Şekil 16).



Şekil 23 : Yeşiltaş formasyonu içinde C: Kireçtaşı - mermer (Cilo kireçtaşının parçaları) ile koyu renkli tüf, bazalt, aglomera'nın birincil ilişkisi

Figure 23 : View from Yeşiltaş formation, primary relation between C: Limestone-marbles (belongs to Cilo limestone) and dark colour tuff, basalt, agglomerate.

Formasyon beyaz-açık gri yer yer gri renkli kristalize masif kireçtaşı ve mermerden oluşur. Dağlıca nahiyesinin 8 km kuzeybatısında kuzeyden güneye akan nehrin doğu yamacında birim içinde Megaladont fosilleri bulunmuştur. Yeniden kristallenme nedeniyle birim içinde tanınabilir fosil bulmak oldukça güçtür. Mermer mercceklerinin boyutları metre mertebesinden kilometre mertebesine kadar değişir. Kalınlık ise 0-700 metreler arasındadır.

Cilo kireçtaşı, Kırmızıtaş formasyonunun içinde, genelde tabanına yakın olmak üzere değişik kesimlerinde katkılar oluşturur, onunla yanal geçişlidir. Triyas-Jura döneminde platform alanında neritik Cilo karbonatları çökelirken sınırları faylarla kontrollu havzada volkanik aktivite sürmekte bu nedenle olistostromal çakıltası-bireşik dokulu kireçtaşı-beyaz Cilo kireçtaşı-lav-piroklastik kayalar düzensiz ve birbiri ile geçişli olarak birarada oluşmaktadır.

Kırmızıtaş formasyonu içindeki Geç Jura yaşlı kireçtaşı Cilo kireçtaşı ile aynı yaştadır. Cilo kireçtaşı içinde bulunan fakat kesin yaşı tayin edilemeyen megalodont fosilleri ise muhtemel Triyas-Jura yaşını vermektedir. Birim için Geç Triyas-Jura yaşı kabul edilmiştir.

Yeşiltaş formasyonu

Formasyonun tip mevkii Yüksekova Dağlıca yolu üzerindeki Yeşiltaş köyü dolaydır. Bu köy Dağlıca nahiyesinin 2,5 km kuzeyinde kalır (Şekil 2)

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

Yeşiltaş formasyonunun piroklastik kesimi başlıca intrüzif kayalar ve bunlarla birlikte görülen hipabisal kayalar ile lavlardan ibarettir. Üst dilimi oluşturan intrüzyonun tabanını kümülat lökagabro oluşturur. Bu kesim dereceli olarak, diyorit ve plajiyogranit gibi lökokratik kayalara geçer. Bu kayalar, albit-granit (aplit) daykları ile kesilmiştir (Yılmaz ve diğerleri 1979). Intrüzif kayalar yine dereceli olarak hipabisal kayalara ve giderek bunlarla ilişkili lavlara geçmektedir.

Lökokratik kayalar ve onlarla ilişkili mafik kayalar arasında belirgin ve keskin intrüzif ilişkisi saptamak çoğunlukla güçtür. Lökokratik kayalar ince-orta tanelidir. Başlıca kuvars ve feldspattan oluşmaktadır. Ferromagnezyen minerallerine hemen hiç raslanmaz. K feldspat nadiren görülür. Dolayısıyla bileşimleri albit granit ile tronjemit arasında değişmektedir (Yılmaz ve diğerleri 1979).

Dayk kayaları Yeşiltaş formasyonunu oluşturan ofiyolitte başlıca iki grupta toplanabilir: Aplit ve ilişkili asidik dayklar, bazik dayklar. Daykların içlerine yerleşmiş olduğu ana kaya, çoğunlukla diyorit ve kuvars diyoritten oluşmaktadır. Ancak lav düzeyini kesen dolerit daykları da görülür. Bazik dayk kayaları başlıca keratofir, ince taneli gablo ve dolerittir.

Koçali karmaşığını oluşturan iki formasyondan alttaki Kırmızıtaş formasyonu alttan üste doğru lav, piroklastik kayalar ve çökel kayalarla oluşmaktadır. Üst dilimi oluşturan Yeşiltaş formasyonunun (Şekil 24) tabanında ise bazik intrüzif kayalar görülür. Bu derinlik kayaları üste doğru dereceli olarak hipabisal, subvolkanik ve volkanik kayalara geçmektedir. Formasyonların kendi aralarında terslendiği anlaşılmaktadır. Kırmızıtaş gölünün kuzeyinde sınırlı bir alanda Yeşiltaş formasyonu üzerinde bulunan Kırmızıtaş formasyonunun varlığı düşünülecek olursa, litolojik ilişkilerin anlamlı ve doğal bir geçişin var olduğu tek bir ofiyolitik dizi ortaya çıkmaktadır. Bir başka deyişle, başlangıçta aralarında normal ilişki olan ofiyolit dizisi yerleşme sırasında (Kırmızıtaş Gölü kuzeyi hariç) terslenerek günümüzdeki kesiti vermiştir.

Yeşiltaş formasyonunun tahmini kalınlığı 1500 metre kadardır. Birim nap olarak Kırmızıtaş formasyonu üzerine itilmişse (Şekil 24) bazı yerlerde aynı birim tarafından örtülür. Midyat grubu Yeşiltaş formasyonunu açısal uyumsuzlukla örtmektedir.

Yeşiltaş formasyonunun yaşının Koçali karmaşığı içindeki diğer birimlerle ilişkileri göze-

tilerek Geç Triyas- Erken Kretase olabileceği kabul edilmiştir.

Çüngüş formasyonu

Geç Miyosen sırasında bölgeye yerleşen allokton birimlerin en alt dilimini oluşturur.

Formasyon ilk kez Sungurlu tarafından adlandırılmıştır. (sözlü görüşme 1975). Tip mevkii Çüngüş ilçesi dolayındır. İnceleme alanında Beytüşşebab-Narlı-Pervari yakınlarında Miyosen şaryajının en alt dilimini oluşturarak yer yer mostra verir. Beytüşşebab doğusunda ise görülmez.

Litolojik olarak Lice formasyonuna benzerse de, renginin daha koyu olması, aşırı deformasyon olması ve Maden karmaşığının bloklarını içermesi ile ondan ayrılır (Perinçek, 1979 a). Çüngüş formasyonu yeşil, gri, grimsi yeşil renkli şeyil - kumtaşı - marn aralanmalıdır. Pervari güneydoğusunda olistostromal çakıtaşı katkılarını içerir ve aynı alanda içinde Maden karmaşığının olistolitleri de vardır. Sahada aşınma yüzeyinin grimsi kahverengi, gri, sarımsı gri olması ile kolay tanınır. kumtaşında tabanı yapıları, derecelenme, çapraz lamina ile türbidit katmanları belirgindir. Birimin geçirdiği deformasyon nedeniyle yer yer ince-orta katmanlı kumtaşı parçalanarak şeyil-marn içinde bağımsız bloklar oluşturmuştur. Olistostromal çakıtaşı polijenik elemanlıdır. Metamorfik, volkanit, kireçtaşı türündeki çakıllardan oluşur. Volkanit ve kireçtaşının bir kısmı Maden karmaşığından aktarılmıştır. Birimin



Şekil 24 : Dağlica bucağı doğusunda Cilo Dağı üzerinde yer alan Buzul göllerinden birtanesine bakış altta JKkk: Kırmızıtaş formasyonu, üstte JKky: Yeşiltaş formasyonu, iki birim arasındaki şaryaj işaretlenmiştir.

Figure 24 : Looking toward one of the glacier lakes on the Cilo Mountain, east of Dağlica town at the bottom JKkk: Kırmızıtaş formation and on top of it JKky: Yeşiltaş formation. Line indicates thrust.

kalınlığı alt ve üst sınırının tektonik olması nedeniyle değişkendir. Bölgede 0-500 metreler arasında değişir.

Çüngüş formasyonu Şelmo-Fırat-Hoya formasyonları üzerinde itilmiştir. Maden-Hakkari karmaşığı, Bitlis metamorfikleri tektonik dokanakla Çüngüş formasyonu üzerine gelir.

Birim içinde Geç Kretase yaşı veren taşınmış fosiller vardır. Ayrıca *Alveolina* sp., *Operculina* sp., *Miscellanea* sp., *Discocyclus* sp., *Globigerina* sp., *Nummulites* sp., *Assilina* sp. fosilleri ile Eosen yaşı elde edilmiştir. Açıkbaş ve diğerleri (1981) ve Sungurlu ve diğerleri (1985) tarafından birim için kabul edilen Eosen-Miyosen yaşı burada da benimsenmiştir. Güneydoğu Anadolu platformunda Midyat-Silvan grupları çökelirken kuzeyde bugün allokton birimlerle örtülü alanda Çüngüş formasyonu sedimantasyonunu sürdürmüştür. Lice formasyonu Çüngüş formasyonunun çökelediği havzanın güney kesiminde yer almıştır.

Hakkari karmaşığı

Maxon (1937) Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca ayrı ayrı haritalanan Yüksekova ve Hakkari karmaşığını tek bir birim olarak tanımlamış ve "Hakkari Kompleksi" adını kullanmıştır. Türkünal (1953) Hakkari karışık serisi olarak adlandırdığı bu birimin Kretase - Paleosen - Eosen yaşı olduğunu belirtmiştir. Altınlı (1952) Hakkari karışık formasyonu olarak adlandırdığı birimin Oligosen'de çökelediğini belirtmiştir. Perinçek (1978) Hakkari karmaşığı için Eosen-Oligosen yaş konacağını vermiş, birimi ikiye ayırmıştır.

Hakkari karmaşığının alttaki düzenli kesimi Urşe formasyonu, üstteki bloklu bölümü Durankaya karmaşığı olarak tanıtılacaktır. İki birimin bölgenin her yerinde ayrı ayrı haritalandığı yerlerde Urşe formasyonu için "Thu", Durankaya karmaşığı için "Thd" simgesi kullanılmıştır. Bunun dışındaki kesimlerde ise haritaya sadece "Th" simgesi konmuştur (Şekil 2). Hakkari ili doğusunda çoğunlukla Urşe formasyonu, batısında ise Durankaya karmaşığı yaygındır. Durankaya karmaşığı muhtemelen Urşe formasyonu üzerine itilmiştir. Durankaya karmaşığı içindeki kireçtaşı blok ve katkılarında genellikle Orta Eosen yaşı tesbit edilmiştir. Bazı numuneler ise Geç Paleosen (blok) yada sadece Eosen yaşı vermektedir.

Urşe formasyonu oldukça kıt fosillidir. Bu birimi özkaya (1978) Geçkan formasyonu olarak adlandırmış ve Orta Eosen yaşı olduğunu belirtmiştir. Ayrıca Geçkan formasyonu ile Midyat grubunun uyumlu, normal ilişkili olduğunu belirtmiştir. Otokton birimlerin tanıtımı sırasında değinildiği gibi bu konu tartışmaya açıktır. Şekil 2 de bu tartışmalı dokanak Hakkari doğusunda soru işaretli şarıyaj olarak belirlenmiştir.

Hakkari karmaşığı Maden karmaşığının Güneydoğu Anadolu'nun doğusundaki eşdeğeridir. İki birim arasındaki en önemli fark Hakkari karmaşığında volkanik aktivitenin olmaması veya oldukça az olmasıdır (Özkaya 1978). Hakkari karmaşığında hakim litoloji tipini oluşturan gri renkli şeyil-fillat-kumtaşı-silttaşı ardalanmasından oluşan istifin benzeri Maden karmaşığında görülmez. Sadece Maden karmaşığının Narlıdere formasyonu kısmen Hakkari karmaşığını andırır.

Urşe formasyonu

Birimin tip mevkii ve kesiti Yüksekova ilçesinin yaklaşık 23 km batı-güneybatısındaki Urşe köyü dolayındır (Perinçek, 1980 a).

Urşe formasyonu tip mevkideki (Şekil 2) kesitinde beş üyeye ayrılmıştır. En altta 115 m kalınlığında gri-kara renkli kumtaşı-şeyil ardalanmasında oluşan birinci üye bulunur. Kumtaşı ince-orta taneli kötü boyanmalı çamur destekli, biyotitli ince-orta katmanlıdır. İkinci üye 165 m kalınlığında gri-koyu gri-açık yeşil yer yer kırmızımsı gri renkli kireçtaşı - killi kireçtaşı ile temsil edilir. Kireçtaşı altta ince-orta-yer yer kilsiz ve kalın katmanlı üstte ince-çok ince katmanlı bol kilidir. Paleontolog F. Yüksel'e (Türkiye Petrolleri Anonim ortaklığı, 1977) göre bu üye Eosen-Oligosen yaşlıdır. Üçüncü üye 1445 m kalınlığında olup kumtaşı-silttaşı şeyil ardalanmasından meydana gelir. Özkaya (1978) bu üye için Beyazpınar üyesi adını kullanmıştır ve Orta Eosen yaşı olduğunu belirtmiştir. Beyazpınar üyesi altta türbiditli kumtaşı katkılı şeyil, daha üstte türbiditik kumtaşı-şeyil ardalanması ile temsil olunur, kesitin üst kısmına yakın gri renkli killi metamorfizma geçirmiş kireçtaşı katkısı görülür. Bu üyenin griyeşilimsi gri renkli kumtaşı düzeyleride metamorfizma geçirmiştir. Bu nedenle tanelerde bir yönde dizilme ve uzama görülür. Urşe formasyonunun dördüncü üyesi 300 m kalınlığında, bordo-grimsi kırmızı-yeşil-krem renkli kireçtaşı ile temsil olunur. İnce kesitlerde metamorfize killi seyrek

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

biyomikrit ve mikrit olarak tariflenmiştir (A. Çubukcu, 1977 Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı) fosiller bir yörede uzamış şekil değiştirmiş tanınmaz duruma gelmişse de, ince-orta katmanlı kireçtaşı ile temsil edilen dördüncü üyeden Orta Eosen yaşı alınmıştır. Beşinci üye ise yeşil renkli şeyil-siltli şeyilden oluşmuştur. Kalınlığı 50 m kadardır.

Urşe formasyonu içindeki kireçtaşı katkıları yanal yönde incelik ve kamalanırlar. İstif içinde olistostromal katkılar vardır. Bu düzeyler içinde serpantinitten türemiş çakıl ve bloklar görülür. Beyazpınar üyesi türbiditik kumtaşlarından oluşur, birim fliš görünümündedir. Urşe formasyonunda ölçülen kesitte toplam kalınlık 2070 metre olup Hakkari, Şemdinli arasında 1500-3000 metreler arasında değişir.

Urşe formasyonu, altındaki Midyat grubu ile kışkulu tektonik ilişkilidir. Durankaya ve Yüksekova karmaşığı Urşe formasyonu üzerine itilmiştir.

Formasyon içindeki kireçtaşı katkılarında (ikinci Üye) Paleontolog F. Yüksel (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) *Globigerina cf senni*, *Globorotalia cf aragonensis*, *Globorotalia cf bullbrooki*, *Numulites cf fichteli*, *Eoruperitia* sp., *Amphistegina* sp., *Operculina* sp., *Globigerinatheka* sp., *Tritaxia* sp., *Globigerinidae* fosilleriyle Eosen-? Oligosen yaşını önermiştir. Özkaya (1978) Geçkan (=Urşe) formasyonundan alınan örneklerde *Globigerina cf senni*, *Truncorotaloides topilensis*, *Asterigerina rotula*, *Orbitolites complanatus*, *Alveolina* sp., *Discocyclus* sp., *Globigerinatheka* sp., fosilleriyle Erken-Orta Eosen yaşını vermiştir. Birim için kabul edilecek yaş Erken-Orta Eosendir.

Durankaya karmaşığı

Birimin tip mevkii Hakkari ilinin 12 km batı-güney batısındaki Durankaya köyü dolayındır (Şekil 2).

Karmaşık gri, koyu gri, sarımsı gri renkli şeyil, fillat, bordo kırmızı renkli pelajik kireçtaşı ve gri renkli kireçtaşı mercek ve bloklarından oluşur. İstif içinde yer yer çakıltaşı katkıları gözlenir. Olistostromal nitelikli bu çakıltaşı düzeylerinden bazıları sadece serpantin çakıllarından meydana gelmiştir. Durankaya karmaşığı oldukça deforme olmuş aşırı konum bozumuna uğramıştır. Bu nedenle ilksel olarak mercek şeklinde birim içinde yer alan kireçtaşı katkıları tektonizma ile bloklanmış çoğunlukla çevre kayalarla birincil ilişkisini kaybetmiştir. Söz konusu yaygın kireçtaşı

blokları dışında birim içinde serpantin, gabbro, bazik volkanik, metamorfik kireçtaşı, amfibolitlerden oluşan bloklar da bulunur. Şeyil ve fillat bloklar arasında bağlayıcı görevi yapar. Durankaya karmaşığı ile yaşit kırmızı, bordo, krem renkli pelajik fosilli kireçtaşı yer yer tepeler oluşturacak kadar kalın (150-250 m), çörtlü-çört katkılı fakat yanal yönde devamsızdır. Gri renkli kireçtaşı blokları nummulitli olup bu fosiller bazen taşınmış ve kırıklıdır.

Birimdeki metamorfizma kuzey yönünde artar ve Durankaya karmaşığının kuzeydeki Mordağ metamorfitlerinden ayırdı güçleşir. Karmaşık için kalınlık değişken olup, ortalama 2000 m dolayındadır.

Durankaya karmaşığı Yüksekova karmaşığı ve Mordağ metamorfitleri napları tarafından örtülür. Birimin altında tektonik ilişkili olarak Midyat grubu, (Şekil 18, 21) Fırat-Şelmo formasyonları, Çüngüş-Urşe formasyonları yer alır (Şekil 2, 3, 21).

Birimin kırmızı-krem renkli kireçtaşından alınan numunelerde *Globorotalia aragonensis*, *G. bullbrooki*, *Truncorotaloides topilensis*, *Globigerinatheka* sp., *Globorotalia* sp., fosilleri, gri renkli kireçtaşından alınan numunelerde ise *Numulites aturicus*, *N. globulus*, *Asterigerina rotula*, *Alveolina pastillata*, *Discocyclus* sp., *Lockhartia* sp. fosilleri Paleontolog F. Yüksel (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) tarafından tayin edilerek Orta Eosen, Erken - Orta Eosen yaşları bulunmuştur.

Maden karmaşığı

Birim ilk kez Rigo de Righi ve Cortesini (1964) tarafından Maden birimi olarak adlandırılmıştır. Sungur (1974) eşit birim için Baykan karmaşığı adını kullanmış, 1975 yılında Çüngüş-Ergani dolaylarında gerçekleştirdiği çalışmada ise Baykan karmaşığı adını "grup" aşamasına çıkarmıştır. Bu grup içinde üçlü ayırın yapmış as gruplara Maden birliği, Hazar birliği, Guleman ultramafti adlarını vermiştir (Perinçek, 1979 a). Maden karmaşığının tipik mevkii Maden ilçesi dolayındır. Birimin yüzlekleri inceleme alanı kuzeybatısındaki Pervari-Narlı yerleşim alanları dolayındadır (Şekil 2).

Maden karmaşığı doğrudan Bitlis metamorfitleri üzerine geldiği yerlerde tabanı çakıltaşı ile başlar. Çakıltaşı kırmızı gri renkli polijenik elemanlı, kötü boylanmış. İstif üste doğru nummulitli gri renkli kireçtaşı, kırmızı renkli

globorotalia'lı kireçtaşı ve bordo renkli çamur-taşı veya spilitik bazalta geçer. Bu birimler yer yer düzenli olabildiği gibi, karışık olarak birbiri üzerinde de bulunabilir. Çakıltasını kırmızı mikritik kireçtaşı veya doğrudan volkanitler izleyebilir. Karmaşığı oluşturan litolojiler yanal yönde süresizdir. Gri renkli kireçtaşının blokları diğer litoloji grupları içinde ve şeyil-kumtaşının düzensiz ardalanmış istif içinde görülür. Gri renkli kireçtaşındaki nummulit taneleri bazan taşınmayı işaret edecek şekilde parçalıdır. Yer yer nummulit tanelerine kırmızı mikritik hamurun bağlayıcı olduğu kireçtaşında da rastlanır. Gri kireçtaşı, altında çakıltası olmadan doğrudan Bitlis metamorfittleri üzerine de gelir. Narlı nahiyesi kuzeyinde Maden karmaşığındaki hakim litoloji tipi bazalttır.

Maden karmaşığının bazan üst sınırı yer yer alt ve üst sınırı tektoniktir. Bu nedenle düzenli bir kalınlık değişimi sunmaz. Kalınlık 100-600 metreler arasında değişir.

Birim uyumsuz olarak Bitlis metamorfittleri üzerinde bulunur. Aynı zamanda Bitlis metamorfittlerinin diğer bir dilimi altında kalır (Şekil 10). Pervari güneyinde birim Şelmo, Germav, Çüngüş formasyonları üzerine nap olarak gelir, kendisi üzerine ise Bitlis metamorfittleri itilmiştir.

Gri renkli kireçtaşlarında *Assilina praespira*, *Rotalia trochidiformis*, *Truncorotaloides topilensis*, *Nummulites globulus*, *Nummulites milicaput*, *N. cf. aturicus*, *Sphaerogypsina* sp., *Actinocyclus* sp., *Discocyclus* sp., fosilleri, Kırmızı renkli kireçtaşında *Globorotalia aragonensis*, *G. cerroazulensis*, *G. cf. spinuloza*, *G. centralis*, *G. bulbrookii*, *Distichoplax biserialis*, *Globigerina senni*, *Asterigerina rotula*, *Globigerinatheka* sp. fosilleri Paleontolog F. Yüksel (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977) tarafından tayin edilmiş ve Erken Orta Eosen yaşı bulunmuştur. Çoğunlukla numunelerdeki fosiller sadece Orta Eosen yaşı vermiştir.

Serpantinit "Guleman grubu"

Bitlis kenet kuşağında bulunan genellikle serpantinleşmiş ultramafik kütleler ve bunlarla ilgili volkanitler için Guleman grubu adı kullanılmıştır (Perinçek, 1978). Yaygın litoloji tipleri serpantinit, piroksenit, dunit, harzburgit, gabro, diyabaz ve bazalt olup Maden ilçesi dolayında geniş alanları örterler. Tip mevkii Maden ilçesi doğusundaki Guleman yerleşim alanı kuzeydir. Birim için Sungurlu Guleman

ultramafikleri, Özkaya Behro ultrabazik ve serpantinittleri adlarını kullanmıştır (Perinçek, 1979 a).

İnceleme alanında birim çok az görülür ve genellikle serpantinleşmiş bazik kayalardan oluşur. Tip mevkiiinde görülen özellikleri tanınmaz, bu nedenle Şekil-2 de "Qs" simgesiyle serpantinit olarak gösterilmiştir. İnceleme alanındaki serpantinittlerin tümünün Guleman grubuna ait olup olmadığı kesin bilinmemektedir.

Serpantinit dilimleri, Maden karmaşığı ile birlikte, Yüksekova yüzlekleri içinde veya bu birimin tabanına yakın kesimlerde, Bitlis ve Mordag metamorfittlerinin altında şarıyaj hatları boyunca görülürler.

İnceleme alanındaki serpantinittlerin eşdeğeri kabul edilen Guleman grubu için yaş verileri sınırlıdır. Perinçek (1979 a) Palu ilçesi güneyinde ve Maden ilçesi kuzeyinde Guleman grubunun üst kesimlerini oluşturan bazaltlar içinde kireçtaşı katkıları saptamıştır. Kırmızı renkli bu kireçtaşı düzeyleri Kampaniyen - Erken Maestrihtiyen yaşı verir. Bu yaş birimin üst sınırını gösterir.

Yüksekova karmaşığı

Birim grup aşamasında adlandırılmıştır (Perinçek, 1978). Tip mevkii inceleme alanı doğusunda kalan Yüksekova ilçesi dolayındadır. Maxon (1937) Yüksekova karmaşığının da içinde bulunduğu birimlerin bütünü için "Hakkari kompleksi" adını kullanmıştır. Birimin bazalt piroklastik kaya, asidik dayk kompleksi ve sedimanter kayalarının yaygın bulunduğu diğer bir alan Elazığ ili dolayındadır (Sungurlu ve diğerleri 1985). İnceleme alanında Beytüşşebab kuzeyinde, Hakkari kuzeybatısında, Yüksekova dolayında birimin yaygın yüzlekleri görülür.

Yüksekova karmaşığı spilitik bazalt kireçtaşı, daha az oranda granit, granodiyorit, tuf, şeyil, çamurtaşı, çakıltası ve fliş fasiyesindeki litolojiler ile temsil edilir. Bunlar düzensiz bir şekilde bir arada bulunurlar. Açık kırmızı-krem renkli Globotruncanalı kireçtaşı volkanitlerle girik ve ardalanmalıdır. Çoğunlukla istif içinde bloklar şeklindedir (Şekil 3.9). Büyük olanları Kandilli kireçtaşı adı altında haritalanmıştır. Kireçtaşı radiolarit, lav ile ardalanmalı, sileksit yumrulu ve katkılı, belirsiz katmanlıdır. Çakıltası ve çakılçıklı kumtaşı içindeki çakılların bir bölümü Yüksekova karmaşığının kendisinden aktarılmıştır. Kireçtaşı içinde yanal yönde kamalanan katkılar oluş-

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

turur. Bazı alanlarda çakıllı hamuru volkanit malzemeden türemiş olup yeşil renklidir. Çakıllar sileksit, radiolarit, kırmızı kireçtaşı, krem kireçtaşı, volkanit parçalarıdır. Çakıltası hamur veya tane desteklidir. Geçitli nahiyesinin yakın doğusunda granodiyorit, kırırs diyorit kuvarsporfir türü kayalar bulunur. Spilitik bazalt yastık lavlı, kalsit amigdallıdır. Lav parçalarının kırmızı kireçtaşı içinde veya kırmızı kireçtaşı mercceklerinin lav içinde olduğu yerler vardır (Şekil 3). Bazalt dışında, aglomera, tüf türünde volkanik kayalar yer yer görülür. Yüksekova karmaşığı içinde mermer ve Senomaniyen-Turoniyen yaşlı gri renkli kireçtaşı blokları görülmüştür. Yüksekova karmaşığı içinde ayrı haritalanan diğer bir birim Yaylacık formasyonudur. Bu formasyon filiş fasiyesindeki kumtaşı-şeyil ardalanmasından oluşur. Şeyil genelde gri-grimsi yeşil yer yer bordo renklidir. Kumtaşı grimsi yeşil renkli türbiditik katmanlıdır. Yaylacık formasyonu Yüksekova ilçesinin batısında Büyükkıftlık köyü dolayında yaygındır (Perinçek 1980 a).

Yüksekova karmaşığının kalınlığı kısa mesafelerde değişir. Kalınlık 500-2000 metreler arasındadır.

Yüksekova karmaşığı nap olarak Hakkari karmaşığı üzerine gelir. Mordağ metamorfitleleri, serpantin dilimleri birim üzerine şariyajlıdır. Söz konusu tektonik ilişkilerin en iyi görüldüğü alan Geçitli nahiyesi kuzeydoğusunda bulunan Geçitli klipidir. Burada alttan üstte Hakkari karmaşığı, Yüksekova karmaşığı, Mordağ metamorfitleleri üstüste gelir (Şekil 2). Mordağ metamorfitlelerinin üstünde de Yüksekova karmaşığını görmek mümkündür. Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı Seske formasyonu, Geç Eosen-Oligosen-Erken Miyosen yaşlı Muş grubu Yüksekova karmaşığını açısız uyumsuzlukla örter. Bu birimlerin herbirinin tabanında çakıltası saptanmıştır.

Birimden derlenen numuneler Paleontolog F. Yüksel (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977), tarafından incelenmiş *Globotruncana stuarti*, *G. arca*, *G. gansseri*, *G. lapparenti*, *G. lapperenti*, *G. stuartiformis*, *G. cf. contusa*, *G. cf. conica*, *G. fornicata*, *Gumbelina globulosa*, *Pseudotextularia elegans*, *Hedbergella* sp. saptanarak Koniasiyen-Kampaniyen yaşı verilmiştir.

Bitlis metamorfitleleri

Bitlis metamorfitleleri Toros orojenik kuşağının orta tektonik dilimini oluşturur. Alt tekto-

nik dilimde Çüngüş formasyonu, Maden karmaşığı, Guleman grubu, Üst tektonik dilimde Yüksekova karmaşığı ve bu birimin üstünde çökelmiş bulunan tersiyer yaşlı istif bulunur. Bitlis metamorfitleleri tip mevki olan Bitlis ili dolayında iki gruba ayrılmıştır (Göncüoğlu ve Turhan, 1984). Altteki Hizan grubu gnays, amfibolit, metagranit, biotitist, muskovitist gibi kayalardan oluşur. Üsteki Mutki grubu ise Devoniyen-Triyas yaşlı, düşük derece metamorfe olmuş istif ile temsil olunur. Mutki grubu metakuvarsit, metakonglomera, albit-kloritist, albit-aktinolitist, kristalize kireçtaşı, kalkışist, metavolkanit türündeki kaya topluluğundan oluşur (Göncüoğlu ve Turhan, 1984).

İnceleme alanında Bitlis metamorfitleleri iki ayrı nap diliminden oluşur. Üsteki dilim mutki grubunun eşdeğeridir. Alt dilim ise hafif metamorfe karbonatlardan meydana gelir. Bu karbonat istifi otokton istifte görülen Cudi grubu ile korele edilmektedir (Perinçek, 1980 a, Çağlayan ve diğerleri 1984, Aktürk, 1985). Gri-koyu gri renkli orta-kalın katmanlı kristalize kireçtaşı, Narlı nahiyesinin hemen kuzeyinde yaklaşık 50 km uzunluğunda doğu-batı uzanımlı bir alan içinde görülür. Bu yüzeylenmenin batı ucunda kristalize kireçtaşı istifi üzerinde serpantinitleler vardır. Aynı dilimin diğer kesimlerinde ise Maden karmaşığı sedimenter ilişkili olarak kristalize kireçtaşı üzerinde de bulunur (Şekil 2). Bitlis metamorfitlelerinin ikinci tektonik dilimi mikaşist, kloritist, metakuvarsit, kalkışist, fillat ve kristalize kireçtaşından oluşur. Pervari kuzeyindeki Botan vadisinin güney yamacında metamorfitlelere ait bir kesit otokton istiftaki Yığınlı, Köprülü formasyonları ve Permiyen yaşlı Gomanibirik formasyonu ile korele edilebilmektedir. Ayrıca Pervari ilçesinin yakın batısında otokton kesitteki Çıglı grubu ile benzerlik gösteren bordo-sarı fillat kalkışist istifi gözlenir. Botan nehri vadisinin kuzeyinde yeşilimsi kahverengi aşınma yüzeyi rengiyle mikaşist, fillat, kloritist türü kayalar yaygındır. Bitlis metamorfitlelerinin inceleme alanının doğusundaki yüzlekleri ise genellikle kristalize kireçtaşı ile temsil olunur. Bu alandaki kireçtaşlarından Permiyen ve Triyas yaşları bulunmuştur.

Bitlis metamorfitleleri, otokton Şelmo formasyonu ve allokon Çüngüş formasyonu üzerine itilmiştir. Bitlis metamorfitlelerinin alt tektonik dilimi üzerinde uyumsuz olarak Maden karmaşığı vardır. Bu karmaşığı üst tektonik dilim şariyajla örter (Şekil-2). Her iki dilim ve bu dilimler arasındaki şariyaj hattı Kirkgeçit for-

masyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Şekil -10). Bitlis metamorfitlelerinin, inceleme alanında 2000-4000 metreler arasında kalınlıkta olduğu sanılmaktadır.

Bitlis metamorfitlelerinin Mutki grubunda Devoniyen (Göncüoğlu, Turhan, 1984), Permien-Triyas (Perinçek, 1980 a, Çağlayan ve diğerleri 1984, Aktürk, 1985), Jura (Çağlayan, 1984, Aktürk, 1985), Kretase (Açıkbaş ve diğerleri 1981, Çağlayan, 1984), yaşlarını veren fosiller bulunmuştur.

Mordağ metamorfitleleri

Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca Hakkari yöresinde yapılan ilk çalışmalarda, birim Bitlis metamorfitleleri içinde değerlendirilmiştir (Perinçek, 1978, 1980 a). Birimin tip mevkii Yüksekova ilçesinin yaklaşık 20 km kuzeyindeki Mor Dağ dolayındır (Şekil 2). Mordağ metamorfitleleri Elbistan dolaylarındaki Berit grubu, Malatya doğusundaki Kömürhan ofiyoliti ile korele edilmiştir (Perinçek ve Kozlu 1984).

Birim sedimanter kökenli metamorfik kayalar ve metagabro, metadiyabaz, metalav, serpentinit, amfibolit türü kayalar ile temsil olunur. Ofiyolitik kayalar bazı yerlerde ayrı haritalanmış ve Şekil 2'de "Met-of" simgesiyle gösterilmiştir. Sedimanter ve magmatik kökenli kayalar etkin tektonizmaya karışmış ve metamorfize olmuşlardır. Metapelitik kayalar içinde gnays, mikasist, kloritsist, kalksist, kristalize kireçtaşı, pelajik mikritik kireçtaşı, radiolarit, fillat gibi litolojiler saptanmıştır.

Mordağ metamorfitlelerinin Yüksekova karmaşığı, Bitlis metamorfitleleri ve belkide Hakkari karmaşığının etkin tektonizma sonucu karışmasıyla ve birlikte metamorfizma geçirmesiyle oluştuğu sanılmaktadır. Birim içinde Triyas yaşlı volkanitler olabileceği gibi Yüksekova karmaşığının Geç Kretase yaşlı volkanitleri de olabilir.

Mordağ metamorfitleleri Hakkari ve Yüksekova karmaşığı üzerinde nap olarak bulunur. Yüksekova karmaşığının birim üstüne geldiği yerlerde vardır, aradaki ilişki belirgin değildir. Mordağ metamorfitleleri Seske formasyonu, Muş grubu tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Birimden alınan numunelerde Geç Permien, Triyas, Erken Jura, Geç Kretase? yaşlarını veren fosiller saptanmıştır (Balkaş ve diğerleri 1980, Perinçek 1980 a). Fosillerin tanınması yer yer oldukça güçtür.

PARAALLOKTON BİRİMLER

Burada tanıtılacak birimler allokton birimler üzerine çökelmiş ve daha sonra bunlarla birlikte güneye taşınmışlardır. Allokton birimlerin sırtında yer değiştiren bu birimler Kirkgeçit formasyonu, Seske formasyonu, Muş grubudur.

Kirkgeçit formasyonu

Birimin tip mevkii Van ilinin yaklaşık 40 km güneyindeki Kirkgeçit nahiyesi dolayındır. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı jeologlarınca haritalanmış ve adlanmıştır (Perinçek 1978, 1979 a, Balkaş ve diğerleri 1980). Sungurlu ve diğerleri (1985) eşit birim için Gevlaçayı formasyonu adını kullanmışlardır.

Formasyon gri, kırmızı renkli alacalı taban çakıltısı ile başlar. Bu çakıltısı Serizeri üyesi olarak ayrıca haritalanmıştır. Çakıltısı polijenik elemanlı olup çakıllar mermer kristalize kireçtaşı, şist ve cuzi oranda magmatik kaya parçalarında oluşur. Serizeri üyesi içinde kırmızı çamurtaşı katkuları da görülür. Çakıllarının çoğunun Bitlis metamorfitlelerinden aktarıldığı durumlarda bu birimden renk olarak ayırdı güçtür. Çakıltısının kalınlığı 5-50 metreler arasında değişir. Üste doğru Kirkgeçit formasyonunun kumtaşı, marn ve şeyil ardalanmasından oluşan kesimine tedrici geçer.

Gri, yeşilimsi gri renkli kumtaşı ince orta katmanlıdır. Marn yeşilimsi gri, grimsi yeşil, gri renklidir. İstif içinde türbidit katmanları görülür. Yer yer olistostromal çakıltısı düzeyleride vardır. Bu çakıltısı düzeyleri yanal yönde incelenerek kaybolur. Kirkgeçit formasyonunun kalınlığı 1000 m. dolayında değişir.

Birim Bitlis metamorfitleleri, Maden karmaşığı ve Hakkari karmaşığı üzerine uyumsuzlukla gelir. Narlı nahiyesi doğu kuzeydoğusunda Hakkari karmaşığı ile olan ilişkisi bu alandaki faylar nedeniyle açık değildir. Birim inceleme alanında sınırlı bir kesimde, dışında ise yaygın olarak Yüksekova karmaşığının napları altında kaldığı görülür (Şekil 25).

Kirkgeçit formasyonu Geç Eosen-Oligosen yaşlıdır (Perinçek 1979 a). İnceleme alanı yakın kuzeyinde Balkaş ve diğerleri (1980) Kirkgeçit formasyonu eşdeğeri birim için Gürpınar grubu adını kullanmışlar ve Erken Miyosen yaşlı istifde bu grup içinde değerlendirerek Gürpınar grubunun tümü için Geç Eosen-Oligosen-Erken Miyosen yaşını vermişlerdir.

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

Seske formasyonu

Birimin tip mevkii Adıyaman ili Gölbaşı ilçesi kuzeyidir (Perinçek ve Kozlu, 1984). Seske formasyonu tip mevkii'de çakıtaşı ve kireçtaşı ile temsil olunur. İnceleme alanında birimin mostralarına Yüksekova ilçesi kuzey ve kuzeybatısında rastlanır.

Formasyon gri-açık kırmızı renkli çakıtaşı ile başlar ve yer yer çamurtaşı katkılıdır. Çakıtaşının malzemesi Mordağ metamorfileri, Yüksekova karmaşığında aktarılmıştır. Kalınlığı 10-200 metreler arasında değişir. Yanal ve düşey yönde gri-kırmızı renkli şeyil, kumtaşı, miltası ardalanmasına geçer. Bu litoloji topluluğu yanal ve düşey yönde kireçtaşı ile giriktir. Kireçtaşı gri-bej renkli, orta-kalın katmanlı, bol fosillidir. Kalınlığı 50-300 metre dolayındadır.

Seske formasyonu Mordağ metamorfileri, Yüksekova karmaşığı üzerine uyumsuz olarak gelir. Muş grubu tarafından uyumsuzlukla örtülür.

Birimden derlenen numunelerde Paleontolog F. Yüksel (Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, 1977). *Alveolina cf. pasticillata*, *Orbitolites* sp., *Kathina* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclus* sp., *Operculina* sp., *Rotalidae*, *Distichoplax biserialis* (alg) fosillerini tayin ederek Geç Paleosen - Erken Eosen yaşını saptamıştır.

Muş grubu

Birimin tip mevkii ve tipik kesiti Muş ilinin kuzeybatısındadır (Sungurlu ve diğerleri 1985). Grup Geç Eosen-Oligosen ve Erken Miyosen yaşlı iki ayrı formasyondan oluşur. İnceleme alanında Geç Eosen-Oligosen yaşlı istif bulunur. Bu istif Muş grubu başlığı altında tanımlanacaktır. Erken Miyosen yaşlı Alibonca formasyonu çalışma alanında yoktur veya Eosen-Oligosen istifinden ayrılmamıştır.

Muş grubu ve Kırkgeçit formasyonu litolojik ve yaş olarak aynıdır. Muş grubu alttan üste kırmızı renkli çakıtaşı, gri-yeşilimsi gri renkli, ince-orta katmanlı, filiş fasiyesinde çökelmiş kumtaşı-marn-şeyil ardalanması ile temsil olunur. Türbiditik katmanlı kumtaşı vardır. Olistostramal çakıtaşı katkısı görülür. Ayrıca birim içinde azda olsa yabancı bloklar vardır. Kuzeye inceleme alanı dışına çıkınca bu tip bloklar artar. Muş grubu ile Kırkgeçit formasyonu aynı denizin çökelleri olabilir. Fakat günümüzde iki birimin bulundukları tek tonik dilimler farklıdır. Muş grubu altındaki Yüksek-

kova karmaşığı ve diğer alloktan birimlerle birlikte yaşlı olan Kırgeçit formasyonu üzerine itilmiştir.

Birim Mordağ metamorfileri, Yüksekova karmaşığı, Seske formasyonu üzerinde uyumsuzdur. Yüksekova kuzey batısında Pilo-kuvaterner, Yüksekova dolayında ise Kuvaterner yaşlı birimlerce örtülür.

İnceleme alanında Muş grubu Geç Eosen-Oligosen yaş konağında çökelmiştir. Kırgeçit formasyonu ile benzer fauna içerir.

YAPISAL UNSURLAR

Güneydoğu Anadolu Kampaniyen Erken Maestrihtiyen döneminde kuzeyden güneye ilerleyen nap kütlelerinin etkisinde kalmıştır. Bu dönemde Koçali karmaşığı ile birlikte Karadut karmaşığı ve Hezan grubu farklı tektonik dilimler halinde bölgeye yerleşmişlerdir. (Şekil 1 KKN, 25). İnceleme alanında sadece Koçali karmaşığı vardır. Cilo Dağları dolayında Üst Kretase şariyaj cephesi yüzeylemektedir (Şekil 11,16). Fakat kuzeybatı yönünde önce Midyat grubu, sonra Miyosen şariyajı (Şekil 1, BPN) ile bölgeye yerleşen alloktan birimler altında kaybolur. Sedimentolojik veriler ve aeromanyetik harita verileri kullanılarak Üst kretase Şariyaj cephesinin önce kuzey-kuzeybatı sonra kuzeybatı yönünde uzandığı, Narlı dolayından ve Körkandil Dağı kuzeyinden geçerek yüzeye çıkmadan Bitlis metamorfileri altında inceleme alanını terkettiği düşünülmüştür (Şekil 1, KKN).

Geç Kretase döneminde bölgeyi etkileyen tektonik olayların etkisiyle şariyaj cephesi güneyinde kıvrımlanma ve yükselme olmuştur. Körkandil (Şekil 1) dolayı bu aşamada olmuş eski bir yükselimidir. Yükselim alanı üzerinde ve dolayında karasal veya sığ denizel ortam koşullarında Kırdağ formasyonu gelişirken paleoyükselimden uzak alanlarda eşit dönemde derin denizel Germav formasyonu çökelmiştir.

Hakkari dolayları Erken Eosen öncesinde muhtemelen Orta Paleosen döneminde diğer bir tektonik fazın etkisinde kalmıştır. Germav formasyonu ve altındaki otokton istif kıvrımlanmıştır. Beytüşşebab (Şekil 1) batısında ve Beytüşşebab - Hakkari hattının yakın güneyinde Paleosen dönemindeki kıvrımlanmayı gösteren veriler açıktır. Beytüşşebab batısındaki mostrada kıvrımlı Jura Kretase istifi Midyat grubu tarafından açısal diskordansla örtülür. Muhtemelen Orta Paleosen yaşlı söz

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

konusu kıvrımlar kuzeybatı- güneydoğu doğrultuludur. Beyütşşebab güneydoğusunda Permian ve Triyas yaşlı birimler arasında görülen düşük açılı faylar muhtemelen Erken Eosen öncesidir.

İnceleme alanı Orta Eosen sonrasında da etkin bir tektonik faz geçirmiştir. Bu olayın en belirgin delili Narlı kuzeyinde Maden karmaşığı ile Bitlis metamorfikleri arasında görülen şariyajdır. Orta Eosen yaşlı Maden karmaşığı iki metamorfik dilimi arasında kalmıştır. Şariyaj hattı Narlı doğu-kuzeydoğusunda Geç Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu tarafından örtülür (Şekil 2). Eşit dönemde Yüksekova karmaşığı ve Mordağ metamorfiklerinin Hakkari karmaşığı üzerine itildiği düşünülmüştür. Hakkari yakın kuzeybatısındaki "Geçitli klibi" (Şekil 2,9, 25) altında Erken Orta Eosen yaşlı Hakkari karmaşığı vardır. Daha üstteki orta dilimde ise Kampaniyen Erken Maastrihtiyen yaşlı Yüksekova karmaşığı bulunur.

Üst Miyosen dönemi Güneydoğu Anadolu ve Hakkari yöresi için tektonizmanın en etkin olduğu dönemdir. Bu dönemde bölgede oluşan yapıların genleri öncekilerine oranla oldukça fazladır. Hakkari-Beyütşşebab güneyinde, Şırnak güneydoğusunda doğu-batı doğrultulu yapı eksenleri oluşmuştur (Şekil 2.25). Büyük Zap Antiklinali, Cudi Antiklinali, Çukurca Antiklinali bu yapıların büyüklerini oluşturur. Şırnak dolayından batı yönünde gidildiğinde yapı eksenlerinin doğrultuları değişir ve kuzeybatı - güneydoğu olur.

Geç Miyosen döneminde bölgeye alloktan olarak yerleşen birimlerin (Şekil 21) şariyaj cephesinin doğrultusu doğudan batıya yukarıda tanımlanan kıvrım eksenlerinin doğrultularıyla uyumludur. Hakkari ilinin güneydoğusunda ise Şariyaj kuzeybatı - güneydoğu olur. Şariyaj hattı Korkandil paleoyükseliminin doğusundan geçtikten sonra tekrar batıya döner, doğu-batı doğrultusunu kazanır.

Miyosen döneminde Güneydoğu Anadolu'yu etkileyen sıkışma kuvvetleri önce yatay hareketlerin oluşmasına neden olmuş bunu yanal atımlı faylanma olayları izlemiştir. Güneydoğu Anadolu kuzeybatıdan Doğu Anadolu Fayı ile sınırlanır. bu fay zone gibi belirgin olmayan diğer bir fay zone ise Güneydoğu Anadolu'yu kuzeydoğudan sınırlar. Bu fay Kozluk yakınından, Şırvan güneyinden geçer doğu yönünde ilerler ve Pervari dolayında inceleme alanına girer, sağ yanal atımlıdır. Kozluk-Narlı Fay Zone olarak adlandırılmıştır (Perinçek 1987).

Pervari yakınındaki fay izlerinden sonra fay zone Narlı nahiyesi dolayına sıçrar ve bundan sonra belirgin olup 38 km hemen hemen kesintisiz izlenir. Önce doğu-batı doğrultulu olan fay kuzeye dönerek doğrultusunu değiştirir. İnceleme alanı dışına çıkar. Bundan sonra fayın izleri net değildir. Hakkari yöresindeki diğer önemli bir fay Şemdinli Fayı'dır (Perinçek, 1987). Şemdinli Fayı Yüksekova ilçesi güneybatısında kalır ve ovayı sınırlar. Kuzeybatı-güneydoğu doğrultuludur. Şemdinli ilçesi yakınından geçtikten sonra Türkiye sınırları dışına çıkar. Sağ yanal atımlı bir faydır. İran levhasının doğuya kayması ile bölge doğu yönlü çekme kuvvetlerinin etkisinde kalmış. Başkale yöresindeki çöküntü alanı muhtemelen bu nedenle oluşmuştur.

Jeoloji enine kesitlerinin (Şekil 25) kuzey kenarı Şekil 2'de verilen Jeoloji haritasının dışına uzanmaktadır. Harita ile kesitler karşılaştırılırken bu husus dikkate alınmalıdır.

Petrol İmkanları

Hakkari dolayında sürüklenim kütleleri altındaki otokton istifin petrol potansiyeli olduğu düşünülmüş 1976 yılında TPAO tarafından çalışmalara başlanmıştır. 1976-1981 yıllarında sürdürülen çalışmalar sonucu Çepkenli kuyusunun açılmasına karar verilmiştir. Sondaj çalışmaları 1982-1983 yılları içinde sürmüş fakat kuyu otokton istife ulaşmadan alloktan birimler içinde terkedilmiştir. 1987 yılı içinde ikinci kuyu Hakkari ilinin yaklaşık 13 km kuzeyinde Subaşı kuyusu olarak başlatılmıştır.

Şariyaj örtüleri altında hedeflenen rezervuar kayalar Erken Miyosen yaşlı Fırat formasyonu, Eosen yaşlı Hoya formasyonu, Mardin ve Cudi gruplarının karbonatlarıdır. Mardin grubu Beyütşşebab doğusunda yoktur, bu nedenle arama alanlarının doğu kesiminde Tersiyer yaşlı karbonatlar dışında sadece Cudi grubunun dolotaşı-kireçtaşı düzeyleri hedeflenmektedir. Hakkari doğusunda ise Cudi grubu Geç kretase de bölgeye yerleşen alloktan birimlerin devreye girmesi nedeniyle ulaşamaz duruma düşmektedir. Bu durumda sadece Fırat ve Hoya formasyonları değerlendirilebilir.

Örtü kayalar Fırat Formasyonu için Şelmo formasyonunun çamurtaşı düzeyleri ve Hakkari karmaşığının binlerce metreye varan şeyil, killi mikritik kireçtaşı, Eosen Hoya formasyonu için Havillatı formasyonunun mikritik kireçtaşı, Mardin ve Cudi grupları için Sa-

yındere formasyonu ve bu grupların üst düzeylerindeki mikritik kireçtaşıdır.

İnceleme alanındaki ana kayalar Geç Devonyen - Karbonifer yaşlı Köprülü formasyonu, Cudi grubu içindeki şeyil katkıları, Albiyen-Apsiyen yaşlı Areban formasyonu ve Geç Kretase yaşlı Ortabağ formasyonudur.

Güneydoğu Anadolu'da petrolün önemli bir kısmı Geç Kretase yaşlı şariyajın cephesine yakın yapılarda birikmiştir. Söz konusu yapılar çoğunlukla bu cephenin yakın kuzeyinde kalır. Ayrıca Üst Kretase allokonlarının Arabistan levhası üzerine itilmesi sırasında Güneydoğu Anadolu platformu sıkışma kuvvetlerinin etkisiyle yer yer yükselmiş, Kampaniyen döneminde sığlaşan alanlarda rezervuar kaya olan Beloka formasyonu çökelmiştir. Eşit kuvvetin etkisiyle yer yer sığlaşan platform üzerinde ve allokon kütlelerin yığılması ile oluşan paleoyükselim alanlarında sığ karbonatlardan oluşan Besni, Garzan, Sinan formasyonları Maestrihtiyende çökelmiştir.

Hakkari alanında Miyosen allokonları ve o-tokton Eosen Miyosen istifi altında gömülü bulunan Üst kretase şariyaj cephesi boyunca kretase yaşlı yapısal kapanlar beklenmektedir. Burada oluşan yapıların doğrultuları şariyaj cephesine paralel, yaklaşık güneydoğu-kuzeybatı olabilir. Burada da Güneydoğu Anadolu'nun diğer kesimlerinde olduğu gibi Kretase allokonlarının yığılması ile oluşan ve yer yer kara haline gelen yükselim üzerinde Maestrihtiyen yaşlı karbonatların (Besni formasyonu) çökelmiş olduğu varsayılmaktadır. Bunlar Üst Kretase şariyajının cephesine yaklaşık paralel bir kıyı çizgisi boyunca gelişmiş olabilirler. Söz konusu paleoyükselim Eosen döneminde de etkisini sürdürmüş ise Mıdyat grubu içinde sığlaşmaya paralel olarak sığ deniz karbonatlarının çökmesi beklenebilir. Paleoyükselim alanından kuzeydoğu-doğu yönünde gidilirse Mıdyat grubu karbonatlarının Havillatı formasyonu tipinde mikritik derin deniz çökellerine geçtiği görülür.

SONUÇLAR

Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı elemanları 1975, 1976 yıllarında Hakkari, yüksekova, Çukurca, Pervari alanında gerçekleştirdikleri ekip çalışması sonucu 110 adet 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır. bu haritalar daha sonra 1/50 000, 1/100 000, 1/250 000 ölçekli haritalar halinde Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı arşivine verilmiştir. Arazi ça-

lışması sırasında 21 adet stratigrafi kesiti ölçülmüş birimlerin litostratigrafik özellikleri ve çökeltme ortamları ortaya konulmaya çalışılmıştır. Ölçülen stratigrafi kesitleride Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı arşivlerine intikal ettirilmiştir. İnceleme alanının kuzey-güney yönünde kesen jeoloji enine kesitleri hazırlanmıştır.

İnceleme alanında yeni litolojik birimler tanımlanmış tip mevkii ve kesit yerleri verilerek yeni adlamalar yapılmıştır. Bunlar, Geç Devonyen yaşlı Yığınlı formasyonu, Geç Devonyen-Karbonifer yaşlı Köprülü formasyonu, Karbonifer Belek formasyonudur. Karbonifer yaşlı Belek formasyonu ilk kez Geç Permiyen yaşlı birimlerden ayrı haritalanmıştır. Üst Permiyen ile Karbonifer arasında çökeltmezlik saptanmıştır. Erken Triyas yaşlı Çığlı grubu tekerradlanarak üç formasyona ayrılmıştır. Bunlarda tip mevkii ve kesitleri verilerek tanımlanmış ve alttan üste Yoncalı, Uludere, Uzungeçit formasyonları olarak yeniden adlanmıştır. Alt Triyas tabanında oolitlik kireçtaşı düzeyi belirlenmiş, klavuz tabaka karakterli bu üye Yoncalı formasyonu içinde tanımlanmıştır. Oolitlik kireçtaşı düzeyinin batıda Toros Dağları yöresinde eşdeğeri ile korelasyonu sağlanmıştır.

Önceki çalışmalarda tanımlanan Cudi grubu bu çalışmada iki formasyona ayrılmış, Çanakkale ve Latdağı formasyonları olarak adlanmıştır.

Mardin grubunun Areban ve Derdere formasyonları bölgede ilk kez Cudi grubu karbonatlarından ayrı haritalanmıştır. Kampaniyen - Erken Maestrihtiyen yaşlı Ortabağ ve Körkandil formasyonları Güneydoğu Anadolu'da ilk kez haritalanmış ve adlanmıştır. Maestrihtiyen-Paleosen yaş konağında oluşan ve Güneydoğu Anadolu'nun değişik kesimlerinde farklı fasiyeslerde çökelen birimler (Antak, Terbüzek, Kıradağ, Besni, Garzan, Kayaköy, Sinan, Üçkiraz, Bozova, Kastel, Germav) tek bir grup altında toplanmış Şırnak ve dolaylı tip mevkii gösterilerek, Şırnak grubu olarak adlanmıştır. Maestrihtiyen yaşlı Bozova formasyonun yanıl eşdeğeri olan üçkiraz formasyonu haritalanmış ve adlanmıştır.

Hakkari ve dolayında haritalama çalışmaları sürdürülürken Eosen-Miyosen yaş konağında çökelmiş bulunan karbonatlar Mıdyat grubu altında toplanmış ve bu grubun içinde kalan Kavalköy, Hoya, Havillatı formasyonları ilk kez adlanmıştır. Tüm bu adlamalar sırasında Güneydoğu Anadolu'nun tümündeki is-

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

tifler dikkate alınmıştır. İlk aşamada Midyat grubu içinde düşünülen Kapıkaya ve Fırat formasyonları Duran ve diğerleri (1988) tarafından gerçekleştirilen çalışma sonucu ayrı bir grup halinde toplanmıştır. Böylece Kapıkaya, Fırat, Lice formasyonları Silvan grubu içinde yer almıştır. Bu yayında bu ayırım esas alınmıştır.

Midyat grubu ile Silvan grubu arasında Oligosen yaşlı istifin eksikliği olduğu Silvan grubu Fırat formasyonunun uyumsuz olarak Eosen üzerine geldiği saptanmıştır.

Allokton birimlerden Geç Kretase yaşlı Yüksekova karmaşığı Paleozoyik Mesozoyik yaşlı Mordag metamorfileri Alt-Orta Eosen yaşlı Hakkari karmaşığı yeniden tanımlanmış ayrı ayrı haritalanmış ve adlanmıştır. Yüksekova karmaşığı formasyonlara ayrılmış, adlanmıştır. Önceki çalışmalarda Hakkari karmaşığı ile birlikte haritalanan Yüksekova karmaşığının Hakkari, Van, Elazığ, Malatya dolaylarında yaygın olarak bulunduğu görülmüştür. Mordag metamorfileri tanımlanmış ve batıda Elbistan güneyinde mostra veren Berit grubu ile korele edilmiştir (Perinçek, Kozlu 1984). Hakkari karmaşığı Urşe ve Durankaya olmak üzere ikiye ayrılmış ayrı ayrı haritalanmıştır. Hakkari karmaşığının Maden karmaşığı ile korelasyonu sağlanmıştır.

Kampaniyen Maestrihtiyen de bölgeye yerleşen allokton birimlerden Koçalı karmaşığının Cilo Dağları yöresinde yüzeyler. Cilo Dağları yöresindeki istifin batıdaki Koçalı karmaşığı ile korelasyonu sağlanmış, farklı istifsel özellikler gösteren kesimler ayrıca adlanmıştır. Cilo Dağları yöresinde Koçalı karmaşığı Cilo kireçtaşı Kırmızıtaş formasyonu, Yeşiltaş formasyonu'na ayrılmıştır. İnceleme alanındaki Kırmızıtaş formasyonu ile Cilo kireçtaşının Neo-Tetis açılmasının başlangıcında riftleşme döneminde olduğu düşünülmüştür. Tetis okyanusunun olgun döneminin ürünleri ise Adıyaman yöresindeki kesit ile temsil edilmektedir. Her iki alanda tektonik dilim halinde en üstte ofiyolitik istifler (Kale ve Yeşiltaş formasyonları) yer alır.

Geç Kretase'de allokton yerleşmesi sırasında Güneydoğu Anadolu şelf alanınının kuzey kesimleri kıvrımlanmış ve ekaylı yapı kazanmıştır. İnceleme alanında bu kıvrımınma fazının etkileri Beytüşşebab Hakkari hattının yakın güneyinde tesbit edilmiştir. Hakkari Geçitli dolayında bulunan klipte Yüksekova karmaşığı ile Hakkari karmaşığı arasındaki ve Narlı yakın kuzeyinde Maden karmaşığı ile

Bitlis metamorfileri arasındaki şariyayın oluşum yaşının Orta Eosen sonrası yaşta olduğu saptanmıştır. Narlı kuzeyindeki şariyay hattı doğu yönünde Geç Eosen-Oligosen yaşlı Kırgeçit formasyonu tarafından örtülür.

İnceleme alanında Üst Kretase yaşlı yapı eksenlerinin kuzeybatı- güneydoğu doğrultulu olduğu tesbit edilmiştir. Miyosen yapı eksenlerin gidişi ise yaklaşık doğu-batı veya kuzeybatı batı-güneydoğu doğu olarak saptanmıştır.

Pervari-Narlı dolayında yer alan sağ yanal atımlı bir fayın varlığı tesbit edilmiştir. Bu fay zonu Perinçek (1987) tarafından Kozluk-Narlı fayı olarak adlanmıştır. İkinci bir sağ yanal atımlı fay zonu ise Yüksekova, Şemdinli yerleşim alanları dolayında tesbit edilmiştir. Bu fay ülke dışında İran sınırları içinde devam eder. Yüksekova Şemdinli yöresindeki doğrultulu atımlı fay etkisiyle Yüksekova ve dolaylı doğu yönünde hareket etmekte bu ise Başka- le çöküntü havzasının oluşmasını sağlamaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Türkiye Petrolleri Anonim ortaklığı Arama Grup Başkanlığının imkanları ve bilgi birikimi ile katkı kazanmıştır.

Yazar, bu çalışmanın yayınlanmasına izin veren Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı'na, Genel Müdür muavini Ozan Sungurlu'ya ve Arama Grubu Başkanı Dursun Açıkbaz'a teşekkürü borç bilir.

Jeoloji harita alımı, kesitlerin ölçümü, bölgenin stratigrafisinin anlaşılması verilerin derlenmesi sırasında Ozan sungurlu, Dursun Açıkbaz, Doğan Perinçek, Senai Kozak, Özer Balkaş, Hacı Savcı, Murat Mancarcı, Ergun Tuna, Cevat Pasin, Remzi Aksu, Zülfikar Biçer, Güray Kurt, M. Erdal Çelikdemir, Özcan Özsumcu, Ömer Çuhadar, Ahmet Tosunkara bizzat görev almış katkı koymuşlardır. Paleontolojik ve Petrografik tayinler Araştırma Grubu elemanlarından Figen Yüksel, Ercan Öztümer, Aybars Hünerman, Alpay Bayel, Güngör Özyeğin, Ayla Çubukçu, Özden Özer, Orhan Duran, Mehmet Araç, İsmet Sezgin, Tanyol Çoruh, Erhan Dileköz tarafından yapılmıştır.

Metin yazılırken değişik aşamalarda Ahmet Dinçer, Yılmaz Günay, Orhan Duran, A. Sami Derman, Oğuz Ertürk, Ümit Şehap Tezcan Murat Köylüoğlu katkı koymuşlardır. Makale

ierindeki çizimler İbrahim Süven, Turgut Bekremen tarafından yapılmıştır. Yazım aşamasında Semra Keskin yardım etmiştir. Dr. D. Altınar makaleyi son aşamasında titizlikle okumuş, yapıcı eleştiri ve katkıları olmuştur.

Yazar, yukarıda adı geçenlere katkı ve yardımlarını esirgemeyen kuruluş ve şahıslara teşekkürü borç bilir.

Makalenin geliş tarihi: 29.5.1990

Manuscript received : 29.5.1990

Yayın kurulunun onayı: 28.10.1990

Revised manuscript received: 28.10.1990

DEĞİNİLEN BELGELER

- Açıkbaş, D., Akgül, A ve Erdoğan, L.T., 1981, Güneydoğu Anadolu'nun hidrokarbon olanakları ve Baykan-Şirvan-Pervari yöresinin jeolojisi, TPAO Rap. No. 1543, 3875, Ankara
- Altınlı, İ.E., 1952, Siirt Güneydoğusu jeoloji incelemesi, MTA Rap. No. 1977.
- Altınlı, İ.E., 1953, Hakkari güneyini jeoloji incelemesi, TPAO Rap. No. 98,
- Altınlı, İ., E., (ed.), 1963, 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Erzurum paftası, MTA yayını.
- Aktürk, A., 1985, Çatak-Narlı (Van) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği, Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 218 s.
- Anıkan, Y., 1975, Stratigraphic nomenclature to accompany the geological compilation map of SE Turkey, Turkse Shell Rep., GRT. 89, 1085, Ankara.
- Altan, R.O., 1969, Eğribucak - Karacaören (Hassa) - Ceylanlı - Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos Dağlarının Jeolojisi, MTA Derg. No. 139.
- Balkaş, Ö., Serdar, H.S., Erakman, B., Üngör A., Pasin, C., Aksu, R. ve İşbilir M., 1980, Başkale-Gürpınar-Çatak-Van Alanının Jeolojisi ve Petrol Olanakları, TPAO Rap. No. 1455, 124 s., Ankara.
- Cebecioğlu, K. and Köylüoğlu, M., 1986, Conflicting Chronostratigraphic Inferences on Conodont and Foraminifera occurs in the Belek Formation, Bulletin of the faculty of Engineering, Cum. Uni, Serie A-Earthsciences V.3 N.1
- Çağlayan, M.A., İnal R.N., Şengün, M. ve Yurtsever, A., 1984, Structural setting of Bitlis massif, International Symp. on the Turkey. Mineral Research and Exploration Institute, 245-254.
- Çelikdemir M.E., Dülger, S., Görür, N., Wagner, C. ve Uygur, K., 1989, Stratigraphy, sedimentology, and hydrocarbon potential of the Mardin Group, Southeast Turkey: International Congress, European Association of Petroleum Geoscientists, abs. P. 49.
- Dean, W.T. and Monad, O., 1979, The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey, I. Stratigraphy. Brit. Mus (Nat. Hist.) Bull. Geol., 19, 411-426.
- Dean, W.T. and Zhiyi, Z., 1988, Upper Ordovician Trilobites from the Zap Valley, South-East Turkey, Paleontology, Vol. 31, Part 3, 621-649, pls. 58-62.
- Delaune-Mayere, M., Fontaine, J.M. and Perinçek, D., 1983, La Bordure de la Plagve Arabo-Africaine au Mesozoique en Syrie et en Turquie du Sud-Est: One Comparaison; Cah. O.R.S.T.O.M., ser. Geol., Vol. XIII/1 31-41.
- Duran, O., Şemşir, D., Sezgin, İ. ve Perinçek, D., 1988, Güneydoğu Anadolu'da Midyat ve Silvan gruplarının stratigrafisi, sedimentolojisi ve petrol potansiyeli, Petrol Jeologları Derneği Bülteni, Cilt 1/2, 99-126
- Gossage, D.W. 1957, Report on Stratigraphical Surveys in District VI. Siirt, SE Turkey, Turkse Shell Rep. GRT. 7.
- Göncüoğlu, C., and Turhan, N., 1984, Geology of the Bitlis Metamorphic Belt, International Symp. on the Geology of the Taurus Belt. The Geological society of Turkey, Mineral research and Exploration Institute, 237-244.
- Görür, N. ve Akkök, R., 1982, Hakkari Bölgesinde Midyat Formasyonunun sedimentolojik özellikleri, TPAO Rap., No. 1666, 72 s.
- Handfield, R.W., Bryant, G.F. and Keskin, C., 1959, Measured section, Korudağ, P.A. Archives. Amoseas.
- Horstink, J., 1971 Geology of the Hakkari Area (District XI), including an Interpretation of the Regional Paleogeography and Megatectionic History, Turkse Shell Rep. GRT. 72.

Hakkâri Yöresi Stratigrafisi

- Janvier, P.H., Lethiers, F., Monod, O. and Bal-
kaş, Ö. (1984), Discovery of a vertebrate
Fauna at the Devonian-Carboniferous
Boundary in SE Turkey (Hakkari Provin-
ce), *Journal of Petroleum Geology*, 7,2,
147-168.
- Kellog, H.E., 1960, The geology of the Derik-
Mardin area southeastern Turkey, Rep.
Explor. Division American Overseas
Petr. Ltd.
- Ketin, İ. ve Akarsu İ., 1964, Güneydoğu Ana-
dolu Paleozoyik teşekküllerinin Jeolojik
etüdü hakkında rapor, kısım 1; Derik-
Bedinan-Pembeğli-Tut-Hazro bölgeleri;
TPAO Rap. No: 287, 36s.
- Köylüoğlu, M., 1984, Hakkari yöresinin Dog-
ger, Malm ve Senomaniyen birimlerinin
Biyostratigrafisi, Türkiye altıncı Petrol
Kongresi Tebliğleri, Ankara.
- Köylüoğlu, M. and Altiner, D., 1989, Micropa-
leontologie (Foraminiferes) et Biostratig-
raphie du Permien Supérieur de la Régi-
on D' Hakkari (SE Turquie), *Revue de
Paleobiologie*, V.8, N.2, pp 467-503
- Krummenacher, R. and Periam, C.E., 1958,
Geology studies in the Amanos Mount-
ains, with some Regional Considerations,
Turkse Shell Rep. GRT. 11
- Maxon, J.H., 1937, Reconnaissance Geology,
Oil Possibilities and Mineral Resources
of Southeastern Turkey, MTA Rap. No.
680
- Ozkaya, İ., 1978, Yüksekova-Şemdinli Yöresi
stratigrafisi, Tektonik evrimi ve Petrol o-
lanakları, TPAO Rap. No. 1276, 330 s.
- Peksu, M., 1965, Güneydoğu Türkiye'de Mar-
din Formasyonu Öncésinin Stratigrafisi,
TPAO Rap. No. 341,
- Periam, C.E. and Krummenacher, R., 1958,
The Geology of the Eastern Part of dist-
rict VI (Urfa Area), Southeast Turkey,
Turkse Shell Rep. GRT. 10, p. 37.
- Perinçek, D., 1978, V-VI-XI Bölge (Güneydoğu
Anadolu otokton allokton birimleri) jeo-
loji sembolleri, TPAO Arşiv No. 6657.
- Perinçek, D., 1979 a, Interrelation of the Ara-
bian and Anatolian plates, Guide book
for excursion "B": First Geological Con-
gress on Middle East, Ankara, p. 33
- Perinçek, D. 1979 b, Geological Investigation
of the Çelikhan-Sincik-Koçalı Area (Adı-
yaman Province), Istanbul Univ. Fen
Fak. Mec. Seri B, 44, 127-147.
- Perinçek, D., 1980 a, Hakkari-Yüksekova-
Çukurca-Beytüşşebab-Uludere Pervari
dolayının jeolojisi, TPAO Rap. No. 1481,
80 s.
- Perinçek, D., 1980 b, Soflek Antiklinalinde ve
yakın dolayında Mardin grubu ile Belo-
ka formasyonunun petrol olanakları,
TPAO Rap. No. 1430, 28 s.
- Perinçek, D., 1980 c, Arabistan kıtası kuze-
yindeki tektonik evrimin, kıta üzerinde
çökelen istifteki etkileri, Türkiye Beşinci
Petrol Kongresi tebliğleri 77-93.
- Perinçek, D., Özkaya, İ. 1981, Arabistan Lev-
hası Kuzey kenarı tektonik evrimi: Ha-
cettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitü-
sü, Yerbilimleri, 8, 91-101.
- Perinçek, D., Günay, Y., Biçer, Z., Sarıdaş, B.,
1983, Hakkari Bölgesinin petrol olanak-
ları, TPAO Rap. No. 1811, 13s, 22 ek,
Ankara.
- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1984, Stratigraphy
and structural relations of the units in
the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region
(Eastern Taurus), International Symp.
on the Geology of the Taurus Belt. The
Geological Society of Turkey, Mineral
Research and Exploration Institute,
181-198.
- Perinçek, D., Günay, Y. ve Kozlu, H., 1987,
Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesin-
deki yanal atımlı faylar ile ilgili yeni göz-
lemler Türkiye 7. Petrol Kongresi tebliğ-
leri, Türkiye Petrol Jeologları Derneği,
TMMOB Petrol Mühendisleri Odası, 89-
104.
- Perinçek, D., 1989, Hakkari ili ve dolayının
stratigrafisi, yapısal özellikleri, petrol
imkanları, TPAO Rap. No. 2545, 132 s.
- Rigo de Righi, M. and Cortesini, A., 1964, Gra-
vith tectonics in foothills structure belt of
SE Turkey, AAPG Bull., 48, 1911-1937.
- Schmidt, G.C. 1961, Stratigraphy and Petro-
leum possibilities of central district VI.,
Turkey Mobil Exploration Mediterranean
Inc. Rep., Ankara.
- Sungurlu, O. 1974, VI. Bölge Kuzeyinin Jeolo-
jisi ve petrol imkanları, Türkiye İkinci
Petrol Kongresi tebliğleri, 85-107.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna,
E., Dülger, S., Çelikdemir, E., Naz, H.,
1985, Elazığ-Hazar-Palu Alanının Jeolo-
jisi, T.C. Petrol İşleri G. Md. Dergisi, 29,
85-189.

- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey, A Plate Tectonic Approach: Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tromp, S.W. 1941, Preliminary Compilation of Stratigraphy, Structural Features and Oil Possibilities of SE Turkey and a Comparison with other areas. MTA Publ. Series A.
- Tuna, D., 1973, VI. Bölge Litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu, TPAO Rap. No. 813, 131 s.
- Tunbridge, I.P., 1988, Sedimentary Evolution of the Paleozoic Basın Fill, Southeast Turkey. AAPG Bulletin, 72/8, 1028
- Türkunal, S., 1951, Hakkari dağları hakkında jeolojik not, TJK Bült., 3/1.
- Türkunal, S., 1953, Hakkari ve Başkale Bölgelerinin Jeolojisi, MTA yayın. Ser. B., N. 18.
- Wetzel, R., 1959, In Lexique Stratigraphic International, Vol. III, Asie, fasc. 10 a. I-raq ; Centre Nat. Recn, Scien. Paris.
- Yılmaz, Y., Sungurlu, O. ve Perinçek, D., 1979, Cilo dağlarında eski bir okyanus kabuğu? Altınlı simyozumu bildirileri, TJK özel sayı. 45-56.

Gülbahçe Körfezi (İzmir) Güneyindeki Alanın Hidrojeolojik, Jeokimyasal ve İzotopsal İncelenmesi

Hydrogeologic, Geochemical and Isotopic Study of Geothermal Energy in the South of Gülbahçe Gulf (İzmir)

ŞEVKİ FİLİZ* ve GÜLTEKİN TARCAN*

ÖZ

İzmir'in yaklaşık 45 km batısında yer alan inceleme alanının temelini olasılıkla İzmir Filiş Formasyonu'nun bir devamı niteliğinde olan Üst Kretase-Paleosen yaşlı Demircili Karmaşığı oluşturur. Pek çok kırık ve karstik şekiller içeren Orta-Üst Triyas yaşlı İçmeler Kireçtaşı birimi temeli bindirme fayı ile üstler. Neojen yaşlı Yağcılar birimi, Mesozoik yaşlı birimleri aşılmal uyuşmazlıkla örter. Ortalama kalınlığı 400 m olan Yağcılar birimi çakıltası, kumtaşı, kilitaşı, çamurtaşı, tüf, marn ve gölge kireçtaşı ardalanmasından oluşur. Neojen yaşlı genç volkanitler tüm birimleri keserek yüzeyler.

İçmeler Kireçtaşı birimi Gülbahçe Kaplıcası'nın hazne kayasını oluşturur. Yağcılar birimi geçirimsiz örtü niteliğindedir ve hazne kayada konveksiyon ısı iletiminin doğmasına neden olur. Hidrojeolojik, jeokimyasal ve izotopsal çalışmalardan bu suların kökeninin deniz suyu olduğu anlaşılmıştır. Fay ve kırıklardan yeraltına süzülen deniz suyu derinlerde ısınır ve benzer yolu izleyerek yüzeylenir. Bu sular yüzeye erişinceye kadar farklı oranlarda soğuk deniz suyu ve soğuk yeraltı suları ile karışırlar. Termal akışkan ile karışan meteorik su oranı %7,5-11, soğuk deniz suyu oranı ise %87 olarak saptanmıştır. Hazne kaya sıcaklığı Jeotermometre uygulamalarına göre yaklaşık 124°-155°C arasında, ölçülen kaynak sıcaklığı 37°C ve hazne kaya derinliği yaklaşık 400 m civarındadır. Hemen hemen hiç Tritiyum içermeyen bu suların yeraltında dolaşım hızı balyı yavaştır. Tritiyumun yarılanma ömrü 12,6 yıl olduğundan en az 50 yıl önce sisteme girmiş yapımlardır.

ABSTRACT

The study area located at about 45 km distance from İzmir. The basement rock of the study area is Upper Cretaceous-Paleocene Demircili ophiolitic melange which may be a continuation of İzmir Flysh Formation. Middle-Upper Triassic İçmeler Limestone unit which contains many fractures and karstic features overlies the basement rock units with a tectonic contact. The Mesozoic units have been overlain discordantly by the Neogene Yağcılar unit. Yağcılar unit consists of conglomerate, sandstone, claystone, mudstone, tuffs, marl and lacustrine limestone intercalations. The average thickness of the Yağcılar unit is about 400 meters and covered discordantly by andesitic and rhyolitic volcanics.

İçmeler Limestone unit comprises the aquifer of the Gülbahçe hot spring. Since the Yağcılar unit is the cap rock, it causes heat convection in the aquifer. The hydrogeologic, geochemical and isotopic studies have shown that the origin of Gülbahçe hot spring is the sea water. The sea water that percolates through the faults and fractures is heated at depth and moves to the surface through the same way. These waters are mixed different proportions of cold sea water and cold ground water as they travel to the surface. The amount of fresh water mixed the thermal waters has been estimated to be 7,5-11 % and the amount of cold sea water mixed with the thermal water has been determined to be 87 %. The reservoir rock temperature is approximately 124°C - 155°C, the hot water temperature is 37°C and the depth of reservoir rock is about 400 meters. The circulation velocity of these waters which hardly have any Tritiyum in the ground is very low. Their minimum age is 50 years.

* Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi
Bornova, İzmir

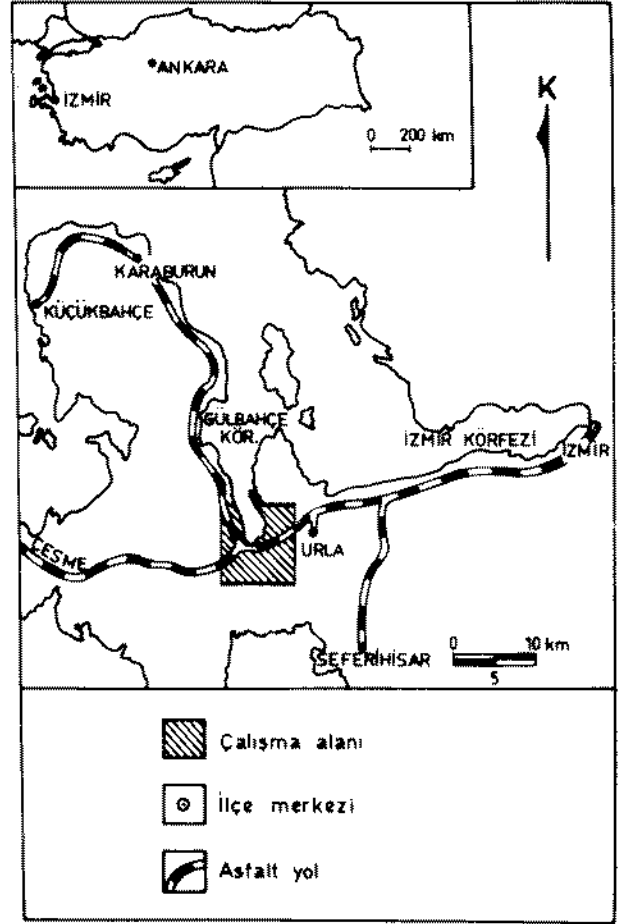
GİRİŞ

Fosil enerji kaynaklarının tükenebilirliği ve buna koşut olarak da enerji gereksinimlerinin hızla artmasıyla birlikte Türkiye'de jeotermal kaynakların yeniden ele alınması zorunluluğu kendini hissettirmektedir. Bu öyle geniş boyutlu bir problemdir ki, pekçok değişik bilim dallarındaki uzmanların görüş ve katkılarını, ayrıca özgün araştırma sonuçlarını ortak olarak değerlendirmek gerekmektedir. Bazen jeotermal enerji problemi bir araştırmacının üstesinden gelemeyeceği kadar büyük olabilir. Ülkemizde, özellikle Batı Anadolu jeotermal sahalarında 1960'lı yıllardan bu yana başta MTA olmak üzere değişik kuruluş ve araştırmacılar tarafından birçok değişik yöntem kullanılarak sistematik jeotermal arama ve araştırmalar yapılmıştır.

Ege Bölgesi'ndeki bazı önemli jeotermal alanların O18, H2, H3, C13 izotoplarıyla incelenmesi kapsamında, zincirin bir halkasını oluşturan Gülbahçe Körfezi hakkında daha önce (Filiz, 1982) TBAG-350 nolu Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu projesi ve akademik çalışmalar çerçevesinde adı geçen jeotermal yöreye ışık tutulmaya çalışılmıştır. Yine aynı yörenin hidrotermal karst yapısının aydınlatılmasına yönelik çalışmalar daha geniş ölçekte Ildır-Balıkova (İZMİR) arasında sürdürülmüştür (Filiz ve Yalçın, 1984).

Bu çalışmada Batı Anadolu jeotermal bölgesinde yer alan Gülbahçe Körfezi güneyi ve burada bulunan Gülbahçe Kaplıcası pilot olarak seçilmiş, jeotermal sistem modellemesi yapılarak sıcak suların kökensel ve jeokimyasal özellikleri, hazne kaya sıcaklıklarının saptanması ve benzeri sorunların çözümünde hidrojeolojik, jeokimyasal ve izotopsal bulgular değerlendirilmiştir.

İnceleme alanı İzmir'in 45 km batısında, Karaburun Yarımadası ile Anadolu'nun hemen birleştiği yerde bulunur (Şekil 1). Yapılan çalışmalarda yaklaşık 60 km²'lik bir alanın jeoloji haritası yapılarak, kaya birimlerinin litolojik, hidrojeolojik ve tektonik özellikleri incelenmiştir. Gülbahçe Kaplıcası, deniz suyu ve bazı soğuk kaynak ve kıyı sularından 1987 yılında 10 aylık bir dönemde her ay su örnekleri alınarak D.E.Ü.M.M.F. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Jeokimya Laboratuvarında kimyasal analizler yapılmıştır. O18, H2, H3 izotopsal ve kimyasal analizlerin bir kısmı Fransa'da Thonon-Les-Bains Jeodinamik Araştırma Merkezi'nde yapılmıştır.



Şekil 1 : Burdur haritası
Figure 1 : Location map.

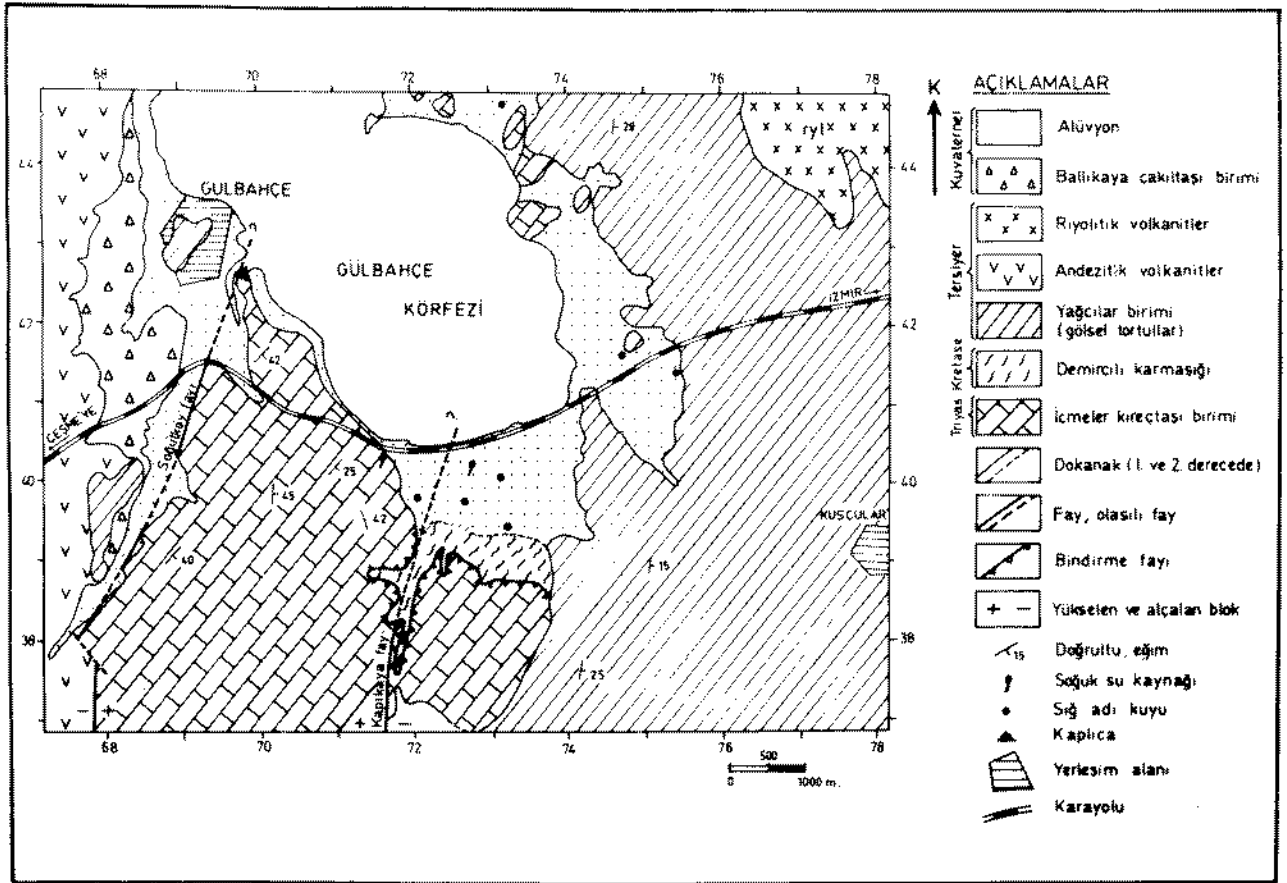
STRATİGRAFİ

İnceleme alanında litolojik ve hidrojeolojik özellikleri birbirinden farklı yedi kaya birimi ayrılmıştır (Şekil 2). Bunlar yaşlıdan gence doğru sırasıyla Orta-Üst Triyas yaşlı İçmeler Kireçtaşı, Üst Kretase-Paleosen yaşlı Demircili Karmaşığı, Neojen yaşlı Yağcılar birimi, andezitik ve riolititik volkanitler ile Kuvaterner yaşlı Ballıkaya Çakıltası birimi ve alüvyondur (Şekil 3).

İçmeler Kireçtaşı Birimi

Krem beyaz, açık gri ve siyah renk tonlarında gözlenen birim ince taneli, orta-kalın düzenli katmanlanmalı, yer yer bitüm kokulu, ortaça dayanımlı, karstik özellikli kireçtaşları ile yersel dolomitik kireçtaşlarından oluşur. İçerdiği Megalodont sp. fosillerinden yola çıkılarak Orta-Üst Triyas yaşlı önerilen birim, inceleme alanının temelini oluşturan Demircili Karmaşığını bindirme fayı ile üstler. Yanal i-

G lba e Körfezi, Jeotermal Alanın Hidrojeolojisi ve Jeokimyası



Şekil 2 : İnceleme alanının jeoloji haritası.
Figure 2 : The geological map of the studied area.

tilmelerle allokon olarak yerleşmiş ve olasılıkla filiş çökelimi sırasında naplaşmaya başlamıştır. Bunun en güzel verisi dokanak boyunca ( rne in  cmeler ovası güney batısında) birimin bazı üst seviyelerinde Demircili Karma ığına ait seviyelerin (filiş enjeksiyonlarının) gözlenmesidir. Birimin  st dokana ı Ya cılar birimi ve volkanik kayalarla uyumsuz, yer yer de faylıdır.

Demircili Karmaşığı

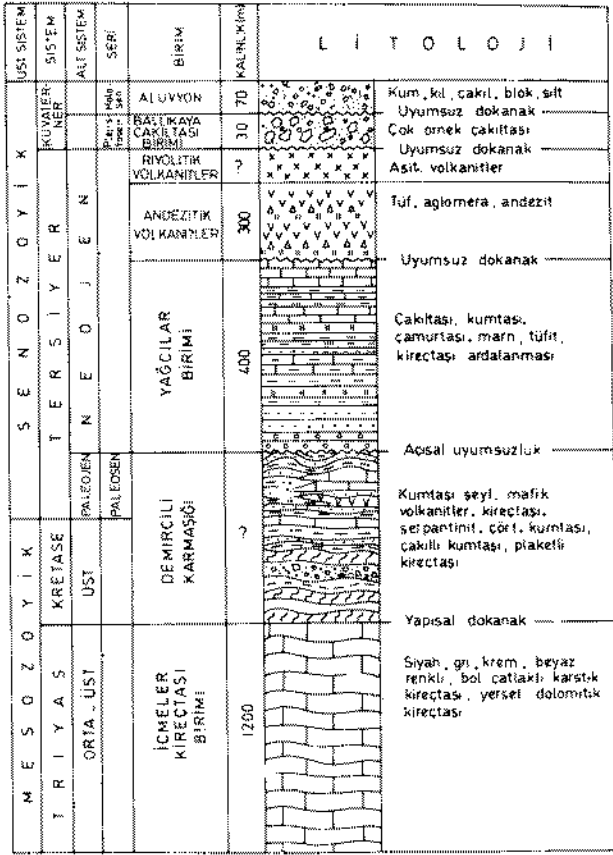
İnceleme alanının tabanını oluşturan birim, filiş fasiyesinde çökelmiş tortul kayalar ve mafik volkanik ara katkılarından yapılı bir matriks ve bu matriks içinde yüzen irili ufaklı kire tas  bloklarından oluşmuştur. Olasılıkla İzmir-Ankara Zonu'na ait kayaç topluluğunun bir uzantısı olan birim kumtaşı-şeyl ardalanması,  ak ltas , kumtaşı,  ak lı kumtaşı, serpantin, mafik (denizaltı) volkanitler, kire tas , radiolaria içeren katmanlı çörtler ve pla-

ketli kire tas ları gibi değişik türde kayaçlardan oluşan ofiyolitik karmaşıktır. Birimin İzmir Filiş Formasyonu'nun devamı olabileceği d    n ld  nden  st Kretase-Paleosen ya ı önerilmiştir.

Neojen yaşlı Ya cılar birimi Demircili Karma ığını ve  cmeler Kire tas  birimi açısal uyumsuzlukla  rt r.

Ya cılar Birimi

Neojen yaşlı çeşitli çökel kayalardan oluşan birim çalışma alanının doğusunda geniş yayılım sunar. Tabanda gri-pembe renkli bir taban  ak ltas yla ba layan birim üste doğru kumtaşı, çamurtaşı, kil, marn ve yer yer tüfit ardalanmasıyla sürer. Bu ardalanmalı düzeyler üzerine açık beyaz-bej renkli, ince taneli, bol kırıklı, alg ve gastropod fosilleri içeren, yer yer ooid ve ku  z  yapılarının bulunduğu ince-orta düzenli katmanlanmalı gölsel kire tas ları ile yine marn ve kil ardalanması gel-



Şekil 3 : İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 3 : Generalized columnar section of the studied area.

mektedir. Bu ardalanmada yer alan kireçtaşları 1-25 m arasında değişen kalınlıktadır. Tüfler yer yer çamurtaşlarıyla yanıl geçişlidir.

Önceki çalışmalara göre (Akartuna, 1962) Miyosen yaşı verilen Yağcılar birimi Mesozoyik birimlerini apsal uyumsuzlukla örter ve Miyosen sonu-Pliyosen yaşı andezitik ve riyolitik volkanitler (Borsi, 1973 ve Savaşın, 1978) tarafından kesilir.

Andezitik Volkanitler

Tuf, aglomera ve andezitlerden oluşan bir istif sunan birim çalışma alanının batısında geniş yayılım sunar. İstifte kirli beyaz renkli tüfler altta, aglomeralar ortada, kırıklı yersel akma yapıları içeren andezitler üstte yer alır. İstifteki tüflerin Yağcılar birimi içindeki ardalanmada da yer alması ve hatta çamurtaşla-

ıyla yer yer geçişli olması bölgede iki evreli bir volkanizmanın varlığını gösterir. Birime göreceli yaş kavramından yola çıkılarak Miyosen sonu-Pliyosen yaşı önerilir. Bu önerilen yaş radyometrik yaş tayinleri ile de desteklenir (Borsi, 1973 ve Savaşın, 1978)

Riyolitik Volkanitler

Çalışma alanının kuzeydoğusunda yayılım gösteren birim, riyolit-trakit arasında değişen asit volkanitlerden oluşur. Andezitik volkanitler gibi Miyosen sonu-Pliyosen yaşı önerilen birim, Yağcılar birimini keserek uyumsuz olarak örter. Önceki araştırmacılar (Borsi, 1973 ve Savaşın, 1978) tarafından yapılan yaş tayinlerinde de bu birime yine andezitik volkanitler gibi Miyosen sonu-Pliyosen yaşı verilmiştir.

Balıkaya Çakıltası Birimi

İnceleme alanının batısında yayılım gösteren birim çok bileşenli çakıl ve yer yer bloklardan oluşur. Az pekişmiş bir alüvyonal yelpaze oluşuğu olan birim tortul kayalardaki çakıltıların türümsel ve kökensel sınıflamasında "fanglomera" terimine karşılık gelir. Kalınlığı az olan birim Yağcılar birimi ile andezitik volkanitleri uyumsuz olarak örter.

Alüvyon

Genellikle çalışma alanının kuzey kesimlerinde, Gülbahçe Körfezi çevresinde yeralan birim kum, çakıl, kumlu çakıl, killi kum, siltli kum ile kil ve siltlerden oluşur. Ortalama kalınlığı 0-20 m, İçmeler Ovası'nda 60-70 m olan birim diğer tüm birimleri uyumsuz olarak örter.

YAPISAL JEOLJİ

Mesozoyik yaşı İçmeler Kireçtaşı biriminin doğrultusu K-KD, eğimleri ise 30°-40° doğu-yadır. Neojen yaşı görsel oluşukların eğimleri yatay ya da yataya yakın doğuya doğrudur ve küçük kıvrımlanmalar belirgindir. İçmeler Kireçtaşı birimi, Demircili Karmaşığı bindirme fayı ile üstler. Söğütköy Fayı ve Kapıkaya Fayı Neojen sonrası gelişen ve bölgenin jeolojik yapısının şekillenmesinde çok önemli rol oynayan genç faylardır. Eklem takımları K60-70D ve K80-90B doğrultularında yoğunlaşır. Eklem ve çatlakların eğimleri çoğunlukla düşey ya da düşeye yakındır.

HİDROJEOLOJİ

Bu bölümde kayaçların hidrojeolojik özellikleri, sıcak ve soğuk suların kimyasal özellikleri, iyonlaşma gücü, iyon etkinliği, kalsit, sülfat, dolomit doyma indeksleri ve kısmi karbondioksit basınçları (PCO2) ; Gölbahçe Kaplıcası'nın oluşumu, kökeni ve karışım oranı ile jeokimyasal özellikleri, hazne kaya sıcaklığının saptanması gibi konular ele alınmıştır.

Stratigrafik Birimlerin Hidrojeolojik Özellikleri

İçmeler kireçtaşı birimi karstik akifer niteliğindedir ve Gölbahçe Kaplıcası'nın hazne kayasını oluşturur. Tektonik kırık ve çatlaklar boyunca yeraltına süzülen yağış suları iklimolojik etkenlere de bağlı olarak CO2'ce zenginleşir ve hafif asidik bir özellik kazanır. Suyun pH değeri içerdiği CO2 miktarı ile yakından ilgilidir. $H_2O + CO_2 = HCO_3 + H^+$ tepkimesinde görüldüğü gibi suya giren CO2 ile bikarbonat oluşur ve H^+ açığa çıkar Dolayısıyla suyun pH'si düşecek ve hafif asidik özellik kazanacaktır. Bu şekilde hafif asidik özelliğe sahip yeraltı suları kireçtaşlarını çözündürerek lap-yalar, kaşık, kepçe yapıları, mağaralar ve pol-yeler olmak üzere çeşitli boyut ve çapta karstik yapıların oluşmasına neden olurlar.

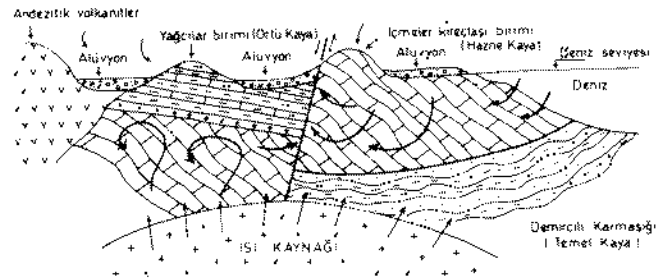
İçmeler Kireçtaşı birimi geçirmiş olduğu deformasyon nedeniyle bol kırıklı ve çatlaklıdır. Değişik doğrultu ve eğimde olan bu çatlaklar yeraltında keşismekte ve karstlaşmanın da etkisiyle bağlantılı karst rejimini oluşturmaktadır. Karstlaşma henüz çok ileri boyutlarda değildir. Yeraltısu tabanı seviyesini, deniz seviyesi oluşturmaktadır. Bu nedenle denize yakın kesimlerde yeraltısuyla deniz suyu karışımı olabilmektedir. Temelde bulunan Demircili Karmaşığı ise geçirimsiz tabanı oluşturur. Yağcılar birimi içinde yer alan ve kalınlıkları 1-25 m arasında değişen çatlaklı kireçtaşları yeraltısu beslenme ve depolanması açısından birimin en önemli düzeyleridir. Killi düzeyler ise geçirimsiz temel niteliğindedir ve yeraltısuunu tutucu işleve sahiptir. Neojen yaşlı volkanitler, tektonik ve soğuma çatlakları nedeniyle yer yer akifer özelliği taşırlar. Özellikle andezitik volkanitlerden memba suyu kalitesinde su elde edilmektedir. Gölbahçe Köyü'nün içme suları buna örnek olarak verilebilir.

Gölbahçe Kaplıcası'nın Oluşumu

Jeotermal enerji açısından Gölbahçe Kaplıcası, esas olarak deniz suyundan oluşan yüzey sularının süzülerek ısıtılıp tekrar yüzeye erişmesi şeklinde tanımlanabilen "devirli sistem" sınıfına girer. Deniz suyu, kısmen meteorik su (yaklaşık % 10) kırık ve çatlaklardan derinlere süzülerek hazne kayaya erişir ve burada sıcaklığını henüz yitirmemiş olduğu tahmin edilen Pliyosen yaşlı genç magmatik sokulumların etkisiyle ısınarak Söğütköy Fayı'nın yarattığı süreksizlik hattını izleyerek yüzeyler (Şekil 4).

İnceleme alanının temelini oluşturan Demircili Karmaşığı temel kaya niteliğindedir ve ısıtıcı kayadan gelen ısı "**kondüksiyon ısı iletimi**" ile hazne kayaya iletilir. Hazne kaya niteliğindeki İçmeler Kireçtaşı biriminin üzerinde aşılal uyumsuz olarak gelen Yağcılar birimi, içerdiği killi seviyeler nedeniyle örtü kaya niteliğindedir ve hazne kayada "**konveksiyon ısı iletimi**" nin doğmasını sağlar.

Derinlerde ısınan sıcak akışkan ileride de değinileceği gibi yüzeye erişinceye kadar büyük oranda soğuk deniz sularıyla karışır. Suyun yüzeylendiği yerdeki sıcaklığı 37°C dir.



Şekil 4 : Gölbahçe Kaplıcası'nın oluşumunu açıklayan şematik kesit.

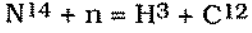
Figure 4 : The schematic cross section explaining the origin of the Gölbahçe Hot Spring.

Doğal İzotoplarla Suyun Yaşının ve İzlediği Yolu Araştırılması

İzotop hidrojeolojisinde çoğunlukla su molekülünün H^3 H^1 O^{16} , H^1 H^1 O^{18} ve H^1 H^2 O^{16} türleri kullanılır. Bunlardan H^3 (Tritiyum) hidrojenin radyoaktif izotopu olup yarılanma yaşı 12,25 yıldır ve suların bağlı yaşlarıyla sistemdeki dolaşım hızlarını saptamada kullanılır. Bu izotop β - ışını yaydığından radyasyon dektörleriyle kolayca saptanabilir.

Tritiyum (H^3) = $He^3 + \beta^-$

Tritiyumun doğal ve yapay iki kökeni vardır. Doğal Tritiyum, kozmik ışınlardaki nötronların (n), N^{14} üzerine etkimesiyle oluşur.



Tritiyumun yapay kökeni nükleer patlamalardır. 1952 yılından sonra yapılan, nükleer denemeler sonucunda atmosferdeki Tritiyum miktarı hızla artmıştır. Yağışlardaki doğal Tritiyum içeriği, bölge ve iklim kuşaklarına bağlı olarak 5-20 Tritiyum birimi (UT) arasında değişirken nükleer patlamaların katkısı sonucu binlerce UT'ye yükselmiştir. 1 Tritiyum birimi (UT), 10^{18} H^1 atomunun içindeki 1 atom Tritiyum miktarıdır.

O^{18} ve H^2 (Döteryum), su molekülünün duralı izotoplarıdır. O^{18} kaynakların beslenme alanlarını ve kökenini saptamada, O^{18} - H^2 ikilisi su-hazne kayaç ilişkilerini ve ortamsal sıcaklıkları belirlemede kullanılır. Bunların ölçümleri kütle spektrometresinde yapılmakta ve sonuçlar % 0 δ ile gösterilmektedir. O^{18} ve H^2 ölçüm sonuçları uluslararası başvuru standardı olarak kabul edilmiş olan SMOW'a (Standart Mean Ocean Water) göre verilmektedir. SMOW Atlas Okyanusu sularının çeşitli noktalarından alınmış deniz suyunun bir karışımıdır. 1 δ , yaklaşık olarak 2 ppm O^{18} ve 0,3 ppm H^2 'yi karşılamaktadır. δ 'nın tanım eşitliği (Craig, 1961) aşağıdaki bağıntıyla tanımlanır :

$$\delta = \left(\frac{\text{Örneğin izotop oranı}}{\text{Standart izotop oran}} - 1 \right) \times 1000$$

Okyanusların, hidrojeolojik devrin başlangıcı ve sonunu oluşturması nedeniyle, herhangi bir suyun içerdiği O^{18} miktarı okyanus sularıyla karşılaştırılır. Eğer suyun δ 'sı -5 ise, bu suyun ağır izotoplarının okyanus suları ortalamasına (SMOW'a) göre binde 5 daha fakir olduğu anlamına gelir. Tersine δ + 5 ise edilen suyun ağır izotopları SMOW'a göre binde 5 daha zengin demektir. Yerküresinde doğal sulardaki O^{18} miktarları çok değişiktir. Sahra ortalarında +30'a erişen suyun δ 'sı Güney Kutbu kar sularında -55'e düşer. Döteryum da δ değerleri açısından benzer özellik gösterir (Sahra'da + 150 δ H^2 , Güney Kutbu kar sularında -450 δ H^2).

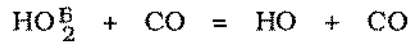
Buharlaşma ve hazne kaya yapısındaki minerallerle akışkan (su) arasındaki kimyasal tepkimelerde H ve O değişimi, suyun ilksel izotop yapısını etkiler. Suyun hafif izotopları buharlaşma ile ortamdan kolayca ayrılırken, ağır izotoplar sıvı ortamda bağlı olarak zenginleşir. Buharın yoğunlaşmasında öncelikle ağır izotoplar sıvı faza geçer ve geride kalan artık buhar, ağır izotoplarca fakirleşir. Böylece birbirini izleyen aynı bulut kütlelerinden gelen yağışlarda, bulutlar yağışlarının büyük bir kısmını yüksek bölgelere bıraktıklarından, kıta içlerine düşen yağışlar ağır su izotoplarının fakirdir. Şiddetli buharlaşma etkisinde kalan suların ağır izotopları, buharlaşma göstermeyen sularınkinden fazladır.

Ağır izotop zenginleşmesi buharlaşmanın şiddetiyle orantılıdır. Bununla birlikte aynı yörede farklı buharlaşma etkisinde kalan sulara O^{18} - H^2 arasında doğrusal bir ilişki bulunur.

$$\delta H^2 = a \delta O^{18} + b$$

Bağıntıda a, 3'ten büyük, 8 den küçüktür, b ise 10'dan küçüktür. Buharlaşma doğrusunun eğimi yağış doğrusunun eğiminden azdır, yağış eğrisinin sağında ve altında yer alır. Bu iki doğrunun kesim noktası buharlaşmadan önceki suyun izotop içeriğini tanımlar (Şekil 5).

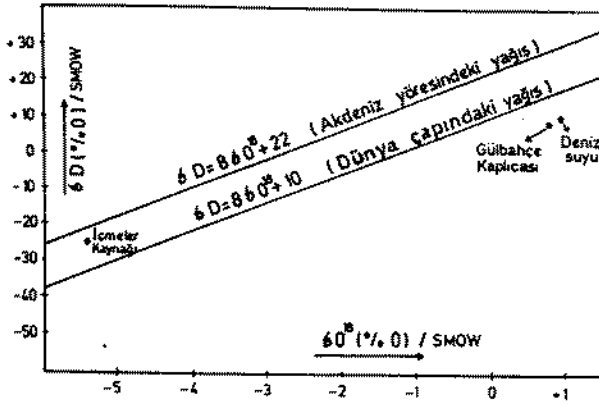
Jeotermal sistemlerin hazne kayalarında yeralan silikat ve karbonat mineralleri, genellikle O^{18} 'ce zengindir. Kimyasal tepkime sonucu hazne kayadaki sıcak akışkanın O^{18} oranı artar.



Çok yüksek sıcaklıkta kaya ile akışkan arasındaki O^{18} oranları bine erişir. Buna karşın kayalarda hidrojen içeren mineraller yok denecek kadar az olduğundan, döteryum miktarında fazla değişiklik gözlenmez. Böylece O^{18} - H^2 diyagramları üzerinde termal sular, soğuk yeraltısularının sağında yer alır (Şekil 5). Yata bir doğru üzerinde hazne kaya içindeki akışkanın, ısı alışverişine bağlı O^{18} evrimi gözlenebilir. Bu doğrunun yağış suları doğrusunu kestiği nokta, ilksel suyun izotop yapısını belirler.

İnceleme alanlarında Gülbahçe Kaplıcası ve deniz suyunun (Gülbahçe Körfezi) izotop analizleri, aşağıda belirtilmiştir.

Gülbahçe Körfezi, Jeotermal Alanın Hidrojeolojisi ve Jeokimyası



Şekil 5 : Gülbahçe Kaplıcası ve Gülbahçe Körfezi'ndeki deniz suyu arasındaki $O^{18} - H^2$ ilişkisi.
Figure 5 : The $O^{18} - H^2$ relations between Gülbahçe Hot Spring and sea water in the Gülbahçe Gulf.

$O^{18} - H^2$ arasında doğrusal bir ilişki olduğu daha önce belirtilmişti. Akdeniz yöresindeki yağış $\delta H^2 = 8 \delta O^{18} + 22$ doğrusuyla temsil edilir. Dünya çapındaki yağış ise, $\delta H^2 = 8 \delta O^{18} + 10$ standart doğrusu olarak kendini gösterir. Bu iki doğru $O^{18} - H^2$ diyagramında yerleştirilir ve yukarıdaki çizelgede verilen değerlerle yerinde incelenirse şu yorumlar yapılabilir (Şekil 5).

Gülbahçe Kaplıcası suyunun kökeni deniz suyudur. Ancak, bu su az miktarda meteorik suyla karışmaktadır. O^{18} değeri SMOW'a göre yüzbinde 61 ile yüzbinde 79 daha zengindir. Bu zenginleşmelerden dolayı hazne kaya sıcaklığının yüksek olduğu söylenebilir. Ancak, bu zenginleşme kaplıcası suyunun denizel kökenli olmasından da ileri gelebilir. Hemen hemen hiç Trityum içermeyen Gülbahçe Kaplıcası çok yaşlı ve ısınmış bir deniz suyudur. Bundan da suyun uzun bir hidrojeolojik dönüye sahip olduğu ve güncel meteorolojik olaylardan etkilenmediği sonucuna varılabilir.

Suların Jeokimyasal Özellikleri

Çalışma alanında Gülbahçe Kaplıcası'ndan, deniz suyundan, çevredeki bazı soğuk kaynak ve kuyu sularından 1987 yılı içinde 10 ay boyunca her ay periyodik olarak su örneği alınmış ve kimyasal analizler yapılmıştır. Jeokimyasal yorumlamalarda on aylık analiz sonuçlarının ortalaması gözönüne alınmıştır (Çizelge 1,2,3). Ayrıca, karşılaştırma amacıyla Gülbahçe Kaplıcası sularından 1979 yılında Fransa'da yapılan kimyasal analizler de gözönüne alınmıştır (Çizelge 4).

Gülbahçe Kaplıcası sularında anyonlar mek/litre olarak $Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^- > CO_3^{2-}$, kationlar ise $Na^+ + K^+ > Ca^{2+} \approx Mg^{2+}$ olarak sıralanır. Schoeller'e göre klorotalasik-hiposülfatlı sular sınıfına girer. Denizel kökenli olan bu suların içme ve sulama amacıyla kullanılması sakıncalıdır.

İyonlaşma Gücü, İyon Etkinliği, Kalsit, Dolomit ve Sülfat Doyma İndeksleri ile Kısmi Karbondioksit Basınçlarının Hesaplanması

Sulardaki kalsit, dolomit ve sülfat doymuluklarının bilinmesi çok önemlidir. Şöyle ki suların çökeltme özelliklerinin önceden bilinmesi kuyu ve dağıtım şebekelerinde gerekli önlemlerin zamanında alınmasına yardımcı olur. Sulardaki doymulukları hesaplayabilmek için iyonlaşma gücü ve iyon etkinliğinin (AC) hesabı gerekir. İyonlaşma gücü (I); büyüklük olarak iyonların herbirinin stokiyometrik molaritesinin (C) yarısı ile iyon değeri (Z) karesinin çarpımına eşittir.

$$I = 0,5 \sum CZ^2$$

İyon etkinliği (AC); tuzların suda çözünürlüğünün, iyonlararası kimyasal tepkime hızlarını etkileyen nedenlerden biridir. Bir iyonun tahlil edilen derişimi (C), molarite olarak iyon etkinlik katsayısı (F) ile çarpılarak iyon etkinliği hesap edilir.

İyon etkinlik katsayısı (F) boyutsuzdur ve genellikle birden küçük olduğundan gerçek derişim, görünür derişimden küçüktür. Böylece, çözeltilerde bulunan iyonlar, derişimlerinden çok, iyon etkinlikleri ile (gerçek derişimleri) tepkimeleri denetlerler. İyon etkinlik katsayısının hesaplanması için iyonlaşma gücü değerlerine göre birçok bağıntı bulunmaktadır. Bu bağıntılarla hesaplanan değerler ve bazı kimyasal özellikler Çizelge 1,2,3,4 te belirtilmiştir.

Suların doymulukları, hesaplama yöntemiyle bulunmuştur. Gülbahçe Kaplıcası'nın 40°C için,

kalsit doyma indeksi (Sc) = -0,923,

dolomit doyma indeksi (Sd) = -0,673,

sülfat doyma indeksi (Ss) = -1,945,

kısmi kabondiksit gaz basıncı $PCO_2 = -2,36$

olarak bulunmuştur. Buna göre bu sular kalsiyum karbonatı, dolomiti ve sülfatı çözündürür. CO_2 gaz basıncı atmosferdeki CO_2 gaz basıncından yüksek olduğu için kuramsal olarak karbonat çökebilir (PCO_2 atmosfer = -3,5).

Şevki FİLİZ ve Gültekin TARCAN

KAYNAK ADI : GÜLBAHÇE KAPLICASI NUMUNENİN ALINDIĞI TARİH : YILLIK ORT.(1988) LAB NO : T362								
ELE	MG/L	MEK/L	MOL/L	CZ2	.5CZ2	AC	F	%
NA	11468	498.83	0.49883	0.49883	0.2494	0.3456	0.69	76.92
K	469	12.03	0.01203	0.01203	0.0060	0.0083	0.69	1.85
CA	1383	69.01	0.03451	0.13802	0.0690	0.0080	0.23	10.64
MG	835	68.67	0.03433	0.13734	0.0687	0.0079	0.23	10.59
CL	19877	560.39	0.56039	0.56039	0.2802	0.3883	0.69	90.05
HCO3	140	2.30	0.00230	0.00230	0.0011	0.0016	0.69	0.37
SO4	2865	59.65	0.02982	0.11929	0.0596	0.0069	0.23	9.58
CO3	12	0.40	0.00020	0.00080	0.0004	0.0009	0.23	0.06
TOPLAM KATYON MİKTARI (MEK/L) : 648.53				PH : 7.39				
TOPLAM ANYON MİKTARI (MEK/L) : 622.33				EC : 34390				
TOPLAM İYON MİKTARI (MEK/L) : 1270.86				Sİ (MG/L) : 11				
İYONLAŞMA GÜCÜ : 0.734				SERTLİK(FR.) : 688.40				
SAR (YÜZDE TEHLİKESİ) : 49.07				TOPLAM SERTLİK : 688.94				
CL/(SO4+HCO3) : 0.05				CA/MG : 1.91				

Çizelge 1 : Gülbahçe Kaplıcası sularının kimyasal özellikleri.
Table 1 : The chemical properties of the Gülbahçe Hot Spring.

KAYNAK ADI : DENİZ SUYU(GÜLBAMÇE KÖRFEZİ) NUMUNENİN ALINDIĞI TARİH : YILLIK ORT.(1988) LAB NO : T365								
ELE	MG/L	MEK/L	MOL/L	CZ2	.5CZ2	AC	F	%
NA	12164	529.10	0.52910	0.52910	0.2645	0.3675	0.69	78.15
K	502	12.87	0.01287	0.01287	0.0064	0.0089	0.69	1.90
CA	532	26.55	0.01327	0.05309	0.0265	0.0031	0.23	3.92
MG	1320	108.55	0.05428	0.21711	0.1086	0.0126	0.23	16.03
CL	22262	627.63	0.62763	0.62763	0.3138	0.4359	0.69	90.24
HCO3	62	1.02	0.00102	0.00102	0.0005	0.0007	0.69	0.15
SO4	3211	66.85	0.03342	0.13370	0.0668	0.0078	0.23	9.61
CO3	52	1.73	0.00087	0.00347	0.0017	0.0002	0.23	0.25
TOPLAM KATYON MİKTARI (MEK/L) : 677.07				PH : 8.15				
TOPLAM ANYON MİKTARI (MEK/L) : 695.50				EC : 36725				
TOPLAM İYON MİKTARI (MEK/L) : 1372.57				Sİ (MG/L) : 3				
İYONLAŞMA GÜCÜ : 0.789				SERTLİK(FR.) : 675.50				
SAR (YÜZDE TEHLİKESİ) : 58.85				TOPLAM SERTLİK : 676.02				
CL/(SO4+HCO3) : 9.25				CA/MG : 0.24				

Çizelge 2 : Gülbahçe Körfezi deniz suyunun kimyasal özellikleri
Table 2 : The chemical properties of the sea water in the Gülbahçe Gulf.

Gölbahçe Körfezi, Jeotermal Alanın Hidrojeolojisi ve Jeokimyası

KAYNAK ADI : SOĞUK SU ORTALAMALARI NUMUNENİN ALINDIĞI TARİH : YILLIK CRT.(1988) LAB NO : T107								
ELE	MG/L	MEK/L	MOL/L	CE2	.5CE2	AC	F	%
NA	22	0.96	0.00096	0.00096	0.0005	0.0009	0.90	14.35
K	1	0.03	0.00003	0.00003	0.0000	0.0000	0.90	0.38
CA	81	4.04	0.00202	0.00808	0.0040	0.0013	0.66	60.61
MG	20	1.64	0.00082	0.00329	0.0016	0.0005	0.66	24.66
CL	46	1.35	0.00135	0.00135	0.0007	0.0012	0.90	21.90
HCO3	241	3.95	0.00395	0.00395	0.0020	0.0036	0.90	63.94
SO4	42	0.87	0.00044	0.00175	0.0009	0.0003	0.66	14.15
CO3	0	0.00	0.00000	0.00000	0.0000	0.0000	0.66	0.00
TOPLAM KATYON MİKTARI (MEK/L) : 6.87 PH : 7.56 TOPLAM ANYON MİKTARI (MEK/L) : 6.18 EC : 748 TOPLAM İYON MİKTARI (MEK/L) : 13.05 SI (MG/L) : 17 İYONLAŞMA GÜCÜ : 0.618 SERTLİK (FR.) : 28.43 SAR (YÜZDE TEHLİKESİ) : 0.43 TOPLAM SERTLİK : 28.46 CL/(SO4+HCO3) : 0.28 CA/MG : 2.40								

Çizelge 3 : Çalışma alanındaki soğuk su ortalamalarının kimyasal özellikleri.
 Table 3 : The average chemical properties of the cold ground waters in the studi-

KAYNAK ADI : GÖLBAHÇE KAPLICASI NUMUNENİN ALINDIĞI TARİH : 1979 LAB NO : T108								
ELE	MG/L	MEK/L	MOL/L	CE2	.5CE2	AC	F	%
NA	10720	466.29	0.46629	0.46629	0.2331	0.3225	0.69	75.50
K	514	13.18	0.01318	0.01318	0.0066	0.0091	0.69	2.13
CA	1174	56.58	0.02929	0.11717	0.0586	0.0067	0.23	9.49
MG	967	79.52	0.03976	0.15905	0.0795	0.0091	0.23	12.88
CL	20528	578.74	0.57874	0.57874	0.2894	0.4003	0.69	99.55
HCO3	161	2.63	0.00263	0.00263	0.0013	0.0018	0.69	0.45
SO4	0	0.00	0.00000	0.00000	0.0000	0.0000	0.23	0.00
CO3	0	0.00	0.00000	0.00000	0.0000	0.0000	0.23	0.00
TOPLAM KATYON MİKTARI (MEK/L) : 617.58 PH : 7.45 TOPLAM ANYON MİKTARI (MEK/L) : 581.38 EC : 42700 TOPLAM İYON MİKTARI (MEK/L) : 1198.95 SiO2 (MG/L) : 16.6 İYONLAŞMA GÜCÜ : 0.669 SERTLİK (FR.) : 690.53 SAR (YÜZDE TEHLİKESİ) : 47.02 Sr++ (MG/L) : 7.00 CL/(SO4+HCO3) : 219.82 CA/MG : 0.74								

Çizelge 4 : Gölbahçe Kaplıcası sularının 1979 yılındaki kimyasal bileşimi
 Table 4 : The chemical composition of the Gölbahçe Hot Spring in 1979.

Tatlı ve Tuzlu Suların Karışım Miktarları

Bu çalışmada suların derişim ve hacimsel miktarlarına bağı bağıntılar aracılığıyla Gülbahçe Kaplıcası sularının karışım oranları üzerinde durulmuştur.

$$V_1 : \frac{V_3 (C_2 - C_1)}{C_2 - C_1}$$

V1 : Karışımındaki birinci suyun hacmi

V2 : Karışımındaki ikinci suyun hacmi

V3 : Karışımındaki suyunun hacmi

$$V_2 : \frac{V_3 (C_3 - C_2)}{C_2 - C_1}$$

C1 : Birinci suyun toplam iyon derişimi (mek/l veya mg/l)

C2 : İkinci suyun toplam iyon derişimi (mek/l veya mg/l)

$$V_3 : \frac{V_1 C_1 + V_2 C_2}{C_3}$$

C3 : Karışım suyunun toplam iyon derişimi (mek/l veya mg/l)

Suların toplam iyon derişimi (C) yerine herhangi bir iyonun (örneğin klorür) derişimi de alınabilir. Karışım suyu 1 lt kabul edilirse V3: 1 olur. Yukarıdaki bağıntılar Gülbahçe Kaplıcası için şöyle uygulanır : Gülbahçe Kaplıcası toplam iyon miktarı 1270,86 mek/l , klorür miktarı 627,63 mek/l'dir. Tatlı su ortalamaları toplam iyon miktarı 12,85 mek/l , klorür miktarı ise 1,35 mek/l'dir. Yukarıdaki bağıntılara bu değerler konduğunda Gülbahçe Kaplıcası suyunda % 89-%92,5 deniz suyu ve % 11-%7,5 tatlı su bulunmaktadır.

Gülbahçe Kaplıcası Hazne Kaya Sıcaklığı

Hazne kaya sıcaklığının saptanması için değişik yöntemler önerilmiştir. Bu bölümde kimyasal jeotermometreler kullanılmış ve bunlardan SiO₂, Na/K, Na-K, Ca jeotermometreleri

gözününe alınmıştır. Bu yaklaşık yöntemler bazı koşullarda iyi sonuç vermezler. Örneğin Gülbahçe Kaplıcası suyunun kökeni deniz suyu olduğundan SiO₂ jeotermometrelerini uygulamak olası değildir. Çünkü deniz suyunda çok az Si bulunmaktadır.

Na/K jeotermometre bağıntılarıyla bulunan hazne kaya sıcaklıkları 98°C - 154°C arasındadır. Na-K-Ca ve iyon etkinliğine bağı kalseduan jeotermometreleri de bu sulara çok düşük hazne kaya sıcaklığı vermektedir.

Bu çalışmada diğer jeotermometrelerden olumlu sonuç alınmadığından karışım modellerine dayalı sili jeotermometreleri kullanılmıştır.

Sıcak sular yüzeye erişirken az veya çok yeraltılarıyla karışabilirler. Fournier ve Truesdell (1974), sıcak ve soğuk su karışımlarından yararlanarak hazne kaya sıcaklıklarını saptamışlardır. Bu hesaplamalar iki varsayım üzerine kurulmuştur. Birinci varsayım göre karışımından önce ve sonra buhar kaybı yoktur. İkinci varsayım göre karışımından önce buhar, derinlerde sıcak akışkandan ayrılarak ortamdan uzaklaşır. Genellikle birinci varsayım hesaplanan hazne kaya sıcaklığı en yüksek, ikinci varsayım hesaplanan ise en düşük hazne kaya sıcaklığını verir.

Siliye Bağı Buhar Kaybının Bulunmadığı Varsayımına Dayalı Karışım Modeli

Bu modelde karışım ile soğuk yeraltı suyunu ısıtan akışkanın entalpisinin, hazne kayadaki entalpisine eşit olduğu varsayılır. Hazne kaya sıcaklığı ile soğuk su karışım oranını saptamak için sonuçta şu iki bağıntı çıkarılmıştır:

$$X : (H_h - H_s) / (H_h - H_c) \dots\dots\dots (1)$$

$$X : (Si_h - Si_s) / (Si_h - Si_c) \dots\dots\dots (2)$$

Yukarıdaki denklemlerde X : karışımı temsil eden kaplıca suyundaki soğuk su oranı ; H_c, H_h, H_s sırasıyla soğuk, hazne kaya ve kaplıca suyunun entalpileri (cal/g) ; Si_c, Si_h, Si_s ise sırasıyla soğuk, hazne kaya ve kaplıca suyunda bulunan SiO₂ miktarı (mg/l) anlamına gelmektedir. Gülbahçe Kaplıcası'nda SiO₂ ortalaması 24 mg/l yöredeki soğuk suların SiO₂ ortalaması 36,4 mg/l'dir. Deniz suyunun ise (Gülbahçe Körfezi) 6,16 mg/l'dir. Her sıcaklık değerine karşılık gelen kuramsal entalpiler (H_h) ve o sıcaklık değerine karşılık ge-

Gölbahçe Körfezi, Jeotermal Alanın Hidrojeolojisi ve Jeokimyası

len kuramsal çözünmesi gereken silis miktarı (Si_h) ilgili çizelgelerden bulunarak (1) ve (2) bağıntılarında yerine konur (Şahinci, 1987.). Bu şekilde saptanan entalpi ve SiO_2 miktarları aşağıda belirtilmiştir.

Sıcaklık ($t^{\circ}C$)	Entalpi (Hh) cal/g	SiO_2 (mg/l)
50	50	13,5
75	50	26,6
100	100,09	48
125	125,41	80
175	177,055	185
200	203,61	265
225	225,52	367
250	259,2	286
275	289	614
300	321	692

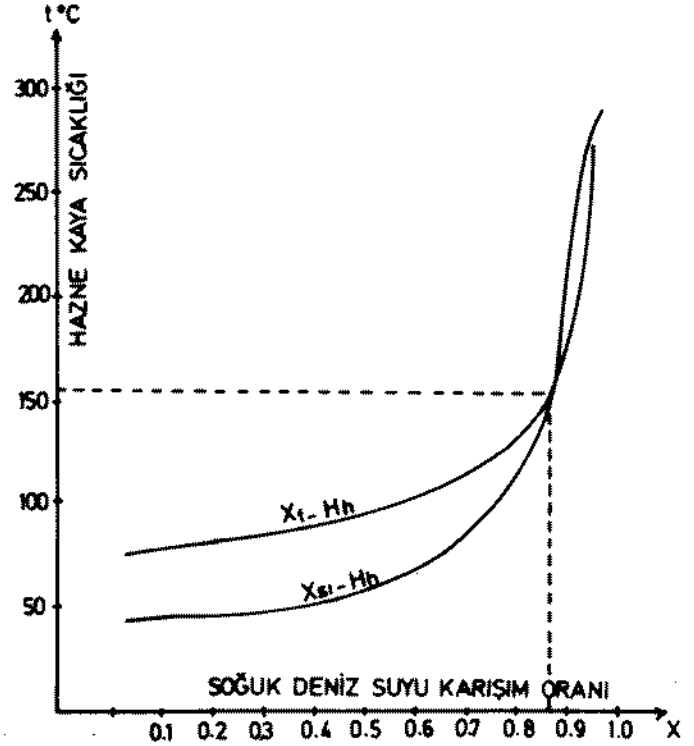
(1) ve (2) bağıntılarıyla hesaplanan x (mg/l) değerleri yatay eksene, sıcaklık ise düşey eksene olmak üzere X_t-H_h ve $X_{Si}-H_h$ eğrileri çizilir ve iki eğrinin kesişim noktasından yatay eksene indirilecek doğru soğuk su karışım oranını, düşey ekseni kesecek doğru ise hazne kaya sıcaklığını verir.

Soğuk yeraltı suları ile sıcak suların karışım modeline dayanan bu yöntem % 11- % 7,5 arasında meteorik su karışımı içeren denizel kökenli Gölbahçe Kaplıcası için uygulandığında X_t-H_h eğrisi ile $X_{Si}-H_h$ eğrisi kesişmemektedir ve X_{Si} değerler ilgisiz sonuçlar vermektedir. Bunun nedeni soğuk yeraltı sularının kaplıca sularından daha fazla silisyum içermesidir.

Fournier ve Truesdell (1974) tarafından sıcak akışkan ile soğuk yeraltı sularının karışımına dayalı silise bağlı karışım modelleri bu çalışmada soğuk deniz suyu ile sıcak akışkanın karışımına dayalı olarak uygulanmıştır. Kaplıca coğrafik konumu ve beslenme alanının denizle çevrili olması, sıcak akışkanın yüzeye erişirken soğuk deniz suyu ile karışmasının daha kuvvetli bir olasılık olduğunu gösterir. Deniz suyunun sıcaklığı $18^{\circ}C$, SiO_2 ortalaması 6,16 mg/l olarak alınmıştır. (1) ve (2) bağıntıları ile hesap edilen değerler aşağıda belirtilmiştir.

Sıcaklık ($t^{\circ}C$)	Soğuk Deniz Suyu Karışım Oranı (X_1)	Kuramsal Çözünmesi Gereken SiO_2 Oranı (X_{Si})
75	0,66	0,13
100	0,76	0,57
125	0,82	0,76
175	0,88	0,90
200	0,89	0,91
225	0,91	0,92
250	0,93	0,93
275	0,93	0,94
300	1,0	0,95

Bu modele göre Gölbahçe Kaplıcası'nın hazne kaya sıcaklığı $155^{\circ}C$ olarak bulunmuştur ve bu sular yüzeye erişirken %87 oranında soğuk deniz suyu ile karışmaktadır (Şekil 6).



Şekil 6 : Gölbahçe Kaplıcası'nın silis karışım modeline göre hazne kaya sıcaklığı ve soğuk deniz suyu karışım oranı.

Figure 6 : The reservoir rock temperature of the Gölbahçe Hot Spring according to the silicon mixture model.

Buhar Kaybı Varsayımına Dayalı Silis Karışım Modeli

Bu modelde sıcak akışkandan buhar ayrıldıktan sonra, geri kalan sıcak suyun soğuk yeraltı suları ile karıştığı varsayılır. Buhar kaybı nedeniyle, sıcak ve soğuk su karışım bölge-

sindeki sıcak suyun entalpisi hazne kayadaki entalpisinden azdır. Sıcak suda kuvars çözünürlüğü kahul edilir ve buhar ayrılmasından sonra kalan suda silis zenginleşmesi şu bağıntıyla bulunur.

$$\text{Silis zenginleşmesi : } \frac{\text{İlksel silis}}{(1 - y)} \quad (3)$$

Bağıntıda y, derinlerde ayrılan buhar miktarıdır. Eğer derinlerdeki buharlaşma sıcaklığı (ts) bilinirse silis zenginleşmesi saptanabilir. Böylece buhar ayrılmasından önceki akışkan sıcaklığının hesaplanması olasıdır. Genellikle sıcak suyun yüzeye çıktığı bölgede suyun kaynama sıcaklığı, sıcak akışkandan buharın ayrıldığı sıcaklık (ts) olarak alınır. Hesaplamalar şöyle yapılır :

1. (1) bağıntısında H_h yerine suyun kaynama sıcaklığı (ts) konur ve X_{ts} bulunur. Kaynama sıcaklığı deniz seviyesinde 100°C dir. X_{ts} kaynama sıcaklığındaki karışım suyunda bulunması gereken soğuk su miktarıdır.
2. (2) bağıntısında X_{ts} değeri aşağıdaki bağıntıda olduğu gibi yerleştirilerek X_{Si} hesaplanır.

$$X_{Si} = S_i - (X_{ts} \times S_c) / (1 - X_{ts}) \dots \dots \dots (4)$$

Bağıntıda X_{Si} kuramsal olarak hazne kayada bulunması gereken SiO_2 (mg/1) miktarıdır.

3. (4) bağıntısıyla hesaplanan x_{Si} değeri (5) nolu bağıntıda yerine konularak hazne kaya sıcaklığı hesap edilir.

$$t^\circ\text{C} = \frac{1522}{5,75 - \log X_{Si}} - 273,15 \dots \dots \dots (5)$$

Bu jeotermometre Gülbahçe Kaplıcası'na uygulandığında, kaplıca deniz seviyesinde olduğundan suyun kaynama sıcaklığının entalpisi $100,09 \text{ cal/g}$ alınır ve X_{ts} değeri $0,769$ olarak bulunur. (4) bağıntısında aşağıda olduğu gibi X_{Si} hesap edilir.

$$X_{Si} : 24 - (6,16 \times 0,769) / (1 - 0,769)$$

$$X_{Si} : 83,39 \text{ ml/l olarak bulunur.}$$

(5) bağıntısında X_{Si} değeri yerine konursa,

$$t^\circ\text{C} = \frac{1522}{5,75 - \log 83,89} = 273,15$$

$t^\circ\text{C} : 124,35^\circ\text{C}$ (Gülbahçe Kaplıcası'nın buhar kaybı varsayımına göre silis karışım modeliyle saptanan hazne kaya sıcaklığı)

Görüldüğü gibi, kökeninin deniz suyu olması nedeniyle birçok jeotermometrenin olumsuz sonuç verdiği Gülbahçe Kaplıcası'nda her iki varsayım dayalı silis karışım modeli başarıyla uygulanmaktadır. Buna göre Gülbahçe Kaplıcası'nın hazne kaya sıcaklığı 124°C - 155°C arasında değişmektedir.

SONUÇLAR

1. İnceleme alanının temelini olasılıkla İzmir-Ankara Zonu boyunca yayılım gösteren filişin bir uzantısı olan Demircili Karmaşığı oluşturur. Orta-Üst Triyas yaşlı İcmeler Kireçtaşı birimi, temelın üzerine bindirmeyle yerleşmiştir. Neojen yaşlı toriullardan oluşan Yağcılar birimi Mesozoyik yaşlı birimleri aşırı uyumsuzlukla örter. Bazalttan riyo-lite kadar değişen Neojen yaşlı volkanik kayalar tüm birimleri keserek yüzeylenirler. Alüvyon ve Ballıkaya Çakıtaşı birimi yörenin en genç oluşuklarıdır.

2. Gülbahçe Kaplıcası kökenini deniz suyunun, kısmen meteorik suların oluşturduğu devirli sistem sınıfına girer. Hazne kayası İcmeler Kireçtaşı birimidir. Yağcılar birimi geçirimsiz örtü kaya niteliğinde olup, hazne kayada konveksiyon ısı iletiminin doğmasına neden olur. Isı kaynağı Pliyosen yaşlı genç magmatik etkinlikler olup, ısıyı temel kaya niteliğindeki Demircili karmaşığından kondüksiyon ısı iletimi ile hazne kayaya iletir.

3. Gülbahçe Kaplıcası suları % 89 - % 92,5 deniz suyu, % 7,5-% 11 meteorik su karışımından oluşmaktadır.

4. Gülbahçe Kaplıcası sularında O_{18} izotop değeri SMOW'a göre yüzbinde 61-79 daha zengindir. H_2 değeri de onbinde 91'den daha zengindir. Bu zenginleşme suların denizel kökenli olduğunu ya da hazne kaya sıcaklığının yüksek olabileceğini gösterir. Hemen hemen

Gölbahçe Körfezi, Jeotermal Alanın Hidrojeolojisi ve Jeokimyası

hiç Trityum içermeyen bu sular çok yaşlı bir deniz suyudur. Uzun bir hidrojeolojik döngüye sahip olduğundan güncel meteorolojik olaylardan etkilenmez.

5. Sıcak sular kalsiti, dolomiti ve sülfatı çözümlendirebilir özelliktedir.

6. Fournier ve Truesdell (1974) tarafından geliştirilen soğuk yeraltısuları sıcak akışkan yüzeye erişirken karıştığı varsayımına dayalı silis karışım modelleri, bu çalışmada sıcak akışkanın soğuk deniz suyu ile karıştığı varsayımına göre uygulanmıştır. Bunun sonucunda hazne kaya sıcaklığı 124°C-155°C arasında, soğuk deniz suyu karışımı ise % 87 olarak bulunmuştur.

Makalenin geliş tarihi: 18.5.1990

Manuscript received: 18.5.1990

Yayın kurulu onayı: 6.9.1990

Revised manuscript received: 6.9.1990

DEĞİNİLEN BELGELER

Akariuna, M., 1962, On the Geology of İzmir-Torbalı-Urla-Seferihisar, MTA, Bul., 59 1119.

Borsi, S., 1973, Geochronology and Petrology of Recent volcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesbos Island), Bull. Volcanol., 473-496.

Erdoğan, B., 1988, İzmir-Ankara Zonu ile Karaburun Karbonat İstifi'nin Tektonik İlişkisi, H.Ü. Yerbilimleri Yirminci Yıl Kutlamaları Bildiri Özetleri, s. 16, Ankara.

Filiz, Ş., 1982, Ege Bölgesindeki Önemli Jeotermal Alanların O_{18} , H_2 , H_3 , C_{13} İzotoplarıyla İncelenmesi, Doçentlik Tezi, E.Ü.Y.B.F. (Yayınlanmamış).

Filiz, Ş. ve Yalçın, L., 1984, Ildır-Balıklıova Karbonat Karaköprüsünün Karst Hidrojeolojisi, TJK Bül., s.5, 189-197.

Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1974, Geochemical Indicators of Subsurface Temperature Part 2, Estimation of Temperature and Fraction of Hot Water Mixed With Cold Water. Jour. Res. U.S.Geol. Survey, Vol. 2, no. 3, 263-270.

Fournier, R.O., 1977, Chemical Geothermometers and Mixing Models for Geothermal Systems, Geothermics, Vol. 5, 41-50, Pergamon Press.

Fournier, R.O. 1979, A Revised Equation For the Na/K Geothermometer, Geoth. Res. Consil, Transac., Vol. 3, 221-224.

Fournier, R.O., and Potter, R.W., 1979, Magnesium Correction to the Na-K-Ca Chemical Geothermometer, Geochim. and Cosmochem. Acta, Vol. 43, 1543-1550.

Gümüş, H. ve Savaşın, M.Y., 1984, Karaburun-Menteş Yarımadaı, Senozoyik Stratigrafisi ve Magnetizması, TJK. 38. Bil. ve Tek. Kurultayı, Bildiri Özetleri, s. 139.

Gümüş, H., 1988, Urla Yöresinde Yeni Boksit Yatakları, Akdeniz Üniversitesi, Isparta Müh.Fak., Yayınları, No. 34, s. 58.

Kaya, O., 1979, Oriadoğu Ege Çöküntüsünün (Neojen) Stratigrafisi ve Tektoniği, TJK Bül., C.22, 35-58

Savaşın, M.Y., 1978, Foça-Urla Neojen Volkanitlerinin Mineralojik-Jeokimyasal İncelenmesi ve Kökensel Yorumu, E.Ü.Y.B.F., Doçentlik Tezi (Yayınlanmamış).

Şahinci, A. ve Gümüş, H., 1984, Gölbahçe İlçesi ve Malkaça İlçesi Hidrojeoloji İncelenmesi, TJK. Bül., s. 5, 199-206.

Şahinci, A., 1986, Yeraltısuları Jeokimyası, DEÜ, Müh. Mim. Fak. Yayınları, No:MM/JE 86 EY 123, İzmir, 394 sayfa.

Şahinci, A., 1987, Jeotermal Sistemler ve Jeokimyasal Özellikleri, DEÜ Müh.Mim.Fak. Yayınları, N:MM/JEO-87 EY 124, İzmir, 166 sayfa.

Tarcan, G., 1989, Urla-İçmeler (İzmir) ve Çevresinin Jeolojik Hidro-Jeolojik İncelenmesi, Yeraltı Sularının Jeokimyasal Yorumlanması, Yüksek Lisans Tezi, DEÜ. Fen Bilimleri Enst., İzmir (Yayınlanmamış).

Truesdell, A.H., and Fourier, R.O., 1975. Calculation of Deep Temperatures in Geothermal Systems From the Chemistry of Boiling Spring Waters of Mixed Origin. Proc. UN.Symp. On the Dev. and Use of Geoth. Res. Vol. 1, pp. 837-844.

Truesdell, A.H., and Fournier, R.O., 1977, Procedure for Estimating the Temperature of A Hot-Water Component in Mixed Water By Using a Plot of Dissolved Silica Versus Enthalpy. Jour. Res US.Geol. Survey, Vol. 5, No: 1, pp.49-52.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi Geology And Tectonic Evolution Of The Biga Peninsula

ARAL İ. OKAY*, MUZAFFER SİYAKO** ve
KEREM ALİ BÜRKAN**

ÖZ

Gelibolu ve Biga yarımadaalarında KD-GB yöünde uzanan Tersiyer ööceal dört tektonik zon yer alır. Bunlar kuzeybatıdan itibaren, Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır.

Gelibolu Zoonu, Geç Kretase/Paleosen yaşta pelajik kireçtaşı, radyolarit, serpantin, gabro, mavşist gibi kayalardan meydana gelmiş, yığışım prizması niteliğinde bir ofiyolitli melaojdır. Çetmi Ofiyolit Melanjı ismi verilmiş bu birim, Gelibolu Yarımadası'nın Eoaeo ile başlayan sedimanter istifinin temelini oluşturur.

Gelibolu Zoonu'nun güneydoğusunda kıtasal kökenli kayalardan oluşan Ezine Zoonu yer alır. Ezine Zoonu, batı kesiminde yeşilist faslyesinde metamorfizma geçirmiş, Permo-Karbonifer yaşta sedimanter bir istifte ve bu istifli Permo-Triyas'ta üzerlemiş olan bir ofiyolitten, doğuda ise aedimaoater kökenli, yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşur.

Ezine Zoonu'nun güneydoğusunda yer alan Ayvacık-Karabiga Zoonu, Gelibolu Zonu gibi, Çetmi Ofiyolit Melanjı'ndan oluşur. Bu melanj içerisinde yer alan eklojit ve Üst Triyas kireçtaşı blokları, Ayvacık-Karabiga Zonu için tipiktir.

Sakarya Zoonu, başlıca Kazdağ Grubu metamorfizmlerinde, bu metamorfizmi tektonik olarak üzerleyen Karakaya Kompleksi birimlerinden ve Triyas soorası çökellerden oluşur. Biga Yarımadası'nda Karakaya Kompleksi, benzer yaşta fakat değişik havza koşulları ve tektonik ortamları yansıtan dört tektonostratigrafik birimde meydana gelmiştir: Nilüfer Birimi, Hodul Birimi, Orhanlar Grovakı ve Çal Birimi.

Nilüfer Birimi başlıca yeşil metatüflerden ve bu metatüflerle ardalanmalı mermer ve fillatlardan yapılmıştır. En alt Karakaya birimini oluşturan Nilüfer Birimi, genellikle doğrudan Kazdağ Grubu gnayları üzerinde tektonik bir dokanakla yer alır. Hodul Birimi, beyaz arkozik kumtaşları ve bunların üzerine geleo değişik boyda Permo-Karbonifer yaşta kireçtaşı olistolitlerle içereo kirli kumtaşı ve şeyllerde yapılmıştır. Bazı bölgelerde arkozik kumtaşları içerde spilit tektonik bloklar bulunur. Hodul Birimi'nin üst kesiminin yaşı Noriyen'dir. Orhanlar Grovakı, aarimsı kabve, monoton grovak ve şeyllerden meydana gelmiştir; grovaklar içerisinde seyrek ara seviyeler halinde silyah çörtler ve ufak bloklar şeklinde Alt Karbonifer siyah kireçtaşları bulunur. Çal Birimi, başlıca spilit, grovak, şeyl ve değişik boyda yaygın Permiyeo kireçtaşı ve spilit blokları içerde olistostromlardan yapılmıştır. Ayrıca, Çal Birimi içerde seyrek arasevlyeler halinde radyolaryalı çört ve pelajik kireçtaşları bulunur.

Karakaya Kompleksi birimleri karmaşık ve yoğun bir deformasyon geçirmiştir. Yer yer melanjli yapıları oluşmasına yol açan bu deformasyondan en fazla Nilüfer ve Hodul birimleri etkilenmiştir. Karakaya Kompleksi birimlerinin stratigrafik temeli genellikle gözlenmez; yalnızca Havrao'nun kuzeyde Hodul Birimi'ne ait arkozik kumtaşları düşük dereceli bir metamorfizma geçirmiş ve deforme olmuş bir granitoid üzerinde uyumsuzlukla yer alır. Triyas ööcesi bu granitoid, düşük dereceli metamorfizma geçirmiş sedimanter kökeo kayaları batı sınırı boyunca kesmektedir.

Biga Yarımadaarı'nda Karakaya birimleri Jura yaşındaki Bayırköy Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülür. Bayırköy Formasyonu, Karakaya birimlerinde gözleno deformasyon ve metamorfizmadan et-

* İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Ayazağa, İstanbul

** TPAO Arama Grubu, Ankara

kilenmemiştir. Başlıca kumtaşı, silttaşı ve marndan oluşan Bayırköy Formasyonu, genellikle arada bir ammonitli rosso seviyesi ile, Geç Jura-Erken Kretase yaşı Blieçik Kireçtaşı'na geçer. Blieçik Kireçtaşı üzerinde ise paralel bir uyumsuzlukla ince tabakalı, marnlı, pelajik kireçtaşlarından oluşan Geç Kretase yaşı Vezirhan Formasyonu yer alır.

Biga Yarımadası'nda Üst Kretase ile Oligosen arasındaki çökeller, Oligosen sonundaki rejyonal yüklenme sonucu, büyük ölçüde aşımıştır. Erken/Orta Miyosen'de yaygın bir kalk-alkalen magmatizma hölgede egemen olmuş ve buna bağlı olarak birçok granodiyorit bileşimli pluton bölgeye yerleşmiş ve geniş alanlar andezit, dasit hileşimli volkanik kayalarla kaplanmıştır.

ABSTRACT

Four distinct NE-SW trending zones are recognised in the Biga and Gelibolu peninsulas, which from northwest to southeast are: the Gelibolu, the Ezine, the Ayvacık-Karahıga and the Sakarya zones. The Gelibolu and Ayvacık-Karahıga zones are made up of an Upper Cretaceous/Paleocene ophiolitic melange called the Çetmi Ophiolitic Melange. The Çetmi Ophiolitic Melange consists of spilite, limestone, pelagic shales, turbiditic sandstone, blueschist/eclogite, minor amounts of serpentinite and radiolarian cherts. The large Norian limestone and eclogite blocks are the characteristic features of the Çetmi Ophiolitic Melange.

The Ezine Zone consists of a slightly metamorphosed epicontinental Permo-Carboniferous sedimentary sequence (the Karadağ Unit) which is tectonically overlain by a Permo-Triassic ophiolite (the Denizgören Ophiolite); both were thrust later over the high-grade metasedimentary rocks (the Çamlıca Micaschiata).

The Sakarya Zone, that occurs east of the Çetmi Ophiolitic Melange of the Ayvacık-Karahıga Zone, is made up of the Triassic Karakaya Complex overlain unconformably by the Jurassic-Cretaceous sedimentary rocks. In the west, the gneisses, amphibolites and marbles of the Kazdağ Group occur tectonically below the Karakaya Complex while in the east low grade metamorphic rocks intruded by a granite form the stratigraphic basement to one of the Karakaya units (the Hodul Unit). Four tec-

tonostratigraphic units are distinguished in the Karakaya Complex. The Niliifer Unit largely made up of metatuffs and metavolcanic rocks with intercalations of marble and phyllite constitutes the lowest of the Karakaya units. The Hodul Unit consists of a thick sequence of arkosic sandstones overlain by Norian shales, siltstones and olistostromes with Permian limestone olistoliths. The Orhanlar Greywacke is made up of monotonous greywackes with subordinate shale and small Lower Carboniferous limestone olistoliths. The Çal Unit, forming the uppermost of the Karakaya units, consists of basic volcanic and pyroclastic flows, olistostromes with spilite and Upper Permian limestone fragments and olistoliths, volcanogenic sandstone and minor amounts of red radiolarian chert, calcarenite and pelagic limestone. Large Middle Triassic limestone blocks (the Camialan Limestone) are associated with the Çal Unit.

All the four Karakaya units are strongly deformed during the late Triassic Karakaya orogeny and are later unconformably overlain by the Jurassic sandstone, marl and conglomerate (the Bayırköy Formation) and by a thick sequence of Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestone (the Blieçik Limestone). The Blieçik Limestone is unconformably overlain by a thin sequence of Mid-Cretaceous pelagic limestones (the Vezirhan Formation).

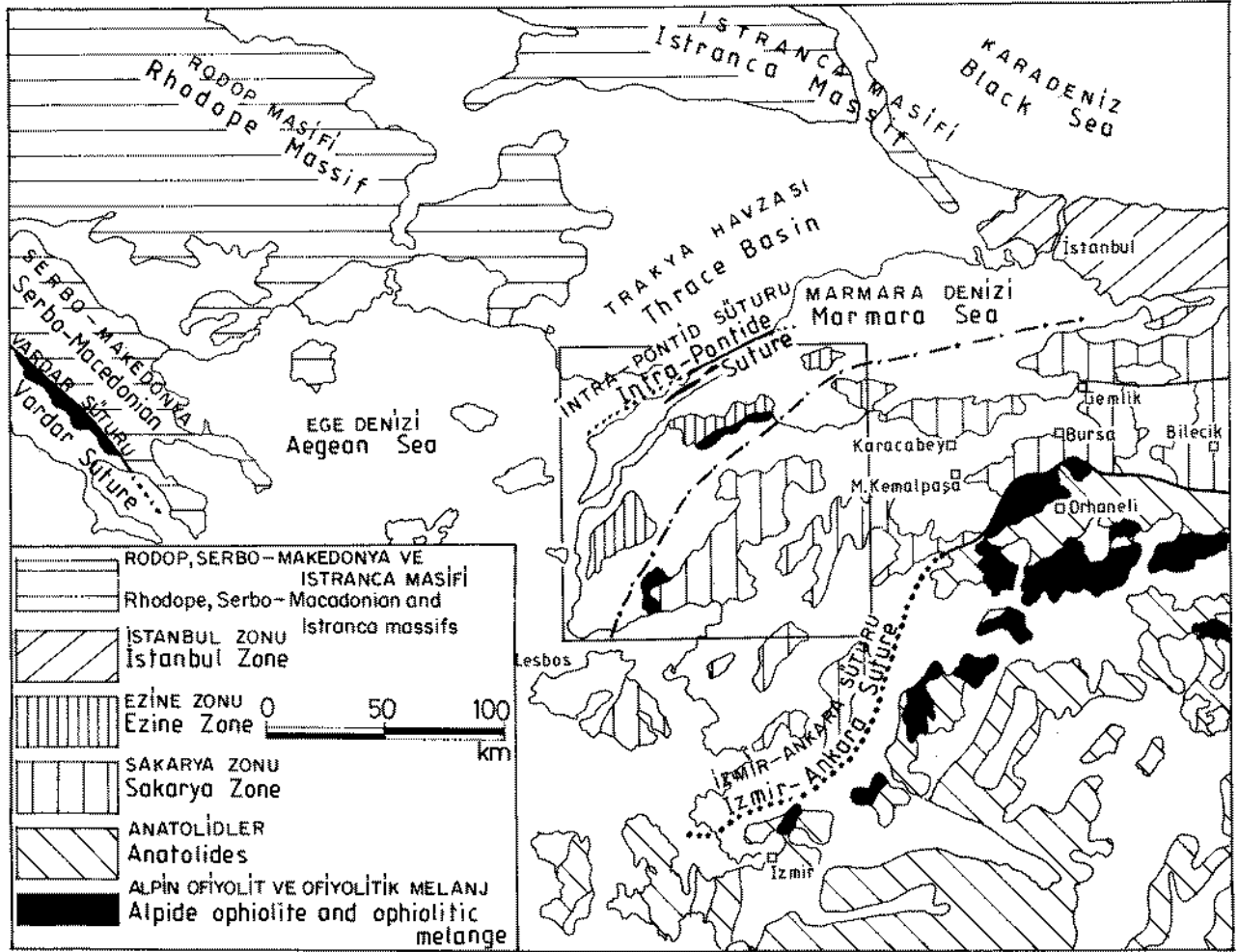
The juxtaposition of the four zones of the Biga and Gelibolu peninsulas occurred during the Late Paleocene/Early Eocene, following the closure of the Intra-Pontide Suture along the Gelibolu Zone. Following the deposition of a thick clastic sequence during the Middle Eocene-Oligocene, there was a major uplift and erosion in the Late Oligocene. This was followed by an extensive calc-alkaline magmatism of Early to Middle Miocene age.

GİRİŞ

Biga Yarımadası Sakarya Zonu'nun en batı ucunda, Yunanistan'daki Rodop ve Serbo-Makedonya masifleri ile Trakya Tersiyer havzasının güneyinde yer alır (Şekil-1).

Biga Yarımadası'ndan Doğu Karadeniz dağlarına doğru uzanan Sakarya Zonu, kuzeyinde yer alan İstanbul Zonu'ndan farklı olarak,

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi



Şekil 1: Çalışma alanını gösteren Marmara bölgesi ve çevresinin jeotektonik haritası. Beyaz bıkırlanmış bölgeler tektonizma sonrası Tersiyer çökellerini, çizgi ve nokta ile gösterilen hat ise Paleo-Tetis kenarının muhtemel konumunu göstermektedir.
Figure 1: Geotectonic map of the region around the Marmara Sea; the studied region is outlined. The blank areas are post-tectonic Tertiary deposits and the dash-dot line shows the possible trace of the Paleo-Tethyan suture.

Alt Paleozoyik ve otokton konumlu üst Paleozoyik sedimanter kayalarımı kapsamaz (Okay, 1986, 1989b). Sakarya Zonu'nun Jura ve daha genç sedimanter kayalarının temelini Karakaya Kompleksi olarak adlanan (Şengör ve diğerleri, 1984; Okay, 1985) ve ilk defa Biga Yarımadası'ndan düzenli bir istif olarak ve formasyon aşamasında tanımlanan (Bingöl ve diğerleri, 1975), Triyas yaşı bir orojenik kaya topluluğu teşkil eder. Karakaya Kompleksi'nin, Türkiye jeoloji literatüründe çok ismi geçmesine rağmen, bu birimin litolojisi, stratigrafisi, yapısı ve metamorfizması ile ilgili ayrıntılı veriler çok sınırlıdır. Biga Yarımadası'nda yaptığımız çalışmanın amaçlarından bir tanesi de Karakaya Kompleksi'ni tanımlamak ve anlamak olmuştur. Tüm Biga Yarımadası ve doğusu 1986 ile 1989 yılları arasında bu bölgedeki ana tektonostratigrafik birimleri ortaya çıkarmak amacı ile 1/25 000 ölçeğe haritalanmıştır. Jeolojik

haritalama sırasında, beklenmedik bir şekilde, Biga Yarımadası'nın merkezinden geçen önemli bir Üst Kretase ofiyolitli melanj kuşağı ve Yarımada'nın kuzeybatısında bir Permiyen karbonat platformunu üzerlemiş bir Permo-Triyas ofiyoliti keşfedilmiştir.

Biga Yarımadası'nda, Türkiye'nin 1/500 000 ölçekli jeoloji haritası yapılması amacı ile ilk modern rejyonel çalışmalar Aygen (1956), Kaaden (1959) ve Kalafatçıoğlu (1963) tarafından yürütülmüştür. Daha sonra Gümüş (1964), Aslaner (1965), Bingöl (1968) ve Blanc (1969) Biga Yarımadası'nın güneydoğu kesimlerinde doktora çalışmasına dönük detaylı araştırmalar yapmıştır. MTA Enstitüsü jeologları tarafından 1960'ların sonlarında ve 1970'lerin başlarında yürütülen rejyonel jeolojik haritalama çalışmalarının sonuçları Bingöl ve diğerleri (1975) tarafından yayınlanmıştır; bu makele ile aynı za-

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

manda "Karakaya" terimi ortaya atılmış, Gözler ve diğerleri (1984) Biga Yarımadası'nın doğu kesimi için benzer nitelikte fakat yayınlanmamış bir çalışma yapmışlardır.

BİGA VE GELİBOLU YARIMADALARININ TEKTONİK YAPISI

Gelibolu ve Biga yarımadaalarında KD-GB yönünde uzanan dört büyük tektonik kuşak ayrılmıştır, bunlar kuzeybatıdan itibaren; Gelibolu, Ezine, Ayvacık-Karabiga ve Sakarya zonlarıdır (Şekil 1,2). Gelibolu ve Ayvacık - Karabiga, zonları Geç Kretase/Paleosen yaşta bir ofiyolitli melanjdan yapılmıştır. Ezine Zonu Permo-Triyas yaşta bir ofiyolit üzerlemesi ile karakterize olur, Sakarya Zonu ise Karakaya Kompleksi birimlerini ve bunları uyumsuzlukla örten Jura-Kretase sedimanter kayalarını kapsar. Bu tektonik kuşakların litolojik ve stratigrafik özellikleri ve iç yapıları aşağıda tasvir edilecektir.

GELİBOLU ZONU

Çetmi Ofiyolit Melanji olarak isimlendirilen Geç Kretase/Paleosen yaşta bir melanj, Gelibolu Yarımadası'nın ve Ganos Fayı'nın güneyinde kalan Tersiyer yaşta Trakya Havzası'nın temelini oluşturur (Şekil 2, 3). Bu melanj, Şengör ve Yılmaz (1981)'in tanımladığı Rodop-Pontid parçasını Sakarya Zonu'ndan ayıran Pontid-içi kenedini temsil eder. Çetmi Ofiyolit Melanji, Şarköy kuzeyinde antiklinal çekirdeklerinde mostra verir (Kopp ve diğerleri, 1969; Şentürk ve Okay, 1984) ve Gelibolu Yarımadası'nda, Mürefte ve Marmara Denizi'nin batı kesiminde açılan petrol kuyularında Orta Eosen kireçtaşlarının altında kesilmiştir (Şekil 2). Çetmi Ofiyolit Melanji'nın bu zondaki en güney mostrası, Marmara Adası'nın kuzeybatı köşesinde yer alır. Bu bölgede ufak serpantin dilimleri, mikaşistlerle dik bir tektonik dokanak oluşturur (Yüzer, 1971, Şekil 2).

Gelibolu Zonu'nda Çetmi Ofiyolit Melanji başlıca serpantin, radyolaryalı çört, kırmızı ve gri kireçtaşı, spilit ve doleritten yapılmıştır. Bazık magmatik kayalar yerel olarak mavişist metamorfizması etkisi gösterir (Kopp ve diğerleri, 1969; Şentürk ve Okay, 1984). Bu farklı litolojiler arada belirgin bir hamur olmaksızın tektonik olarak yanyana gelmiş bloklar oluşturur. Şarköy'ün kuzeyinde Çetmi Ofiyolit Melanji içinde yer alan pelajik kireçtaşları, Geç Kretase (Kopp ve diğerleri, 1969) ve Orta Paleosen foraminiferleri içerir. Öte yandan Orta Eosen neritik kireçtaşları Şarköy'ün kuzeyinde Çetmi Ofiyolit Melanji'ni belirgin bir açıl uyumsuzlukla örter. Çetmi Ofiyolit Melan-

ji'nın temeli Gelibolu Zonu'nda mostra vermez.

Litolojisi, iç yapısı ve gösterdiği mavişist metamorfizması ile Gelibolu Zonu'ndaki Çetmi Ofiyolit Melanji, klastik sedimanter kayalarca fakir bir eklenir prizma özelliğini gösterir.

EZİNE ZONU

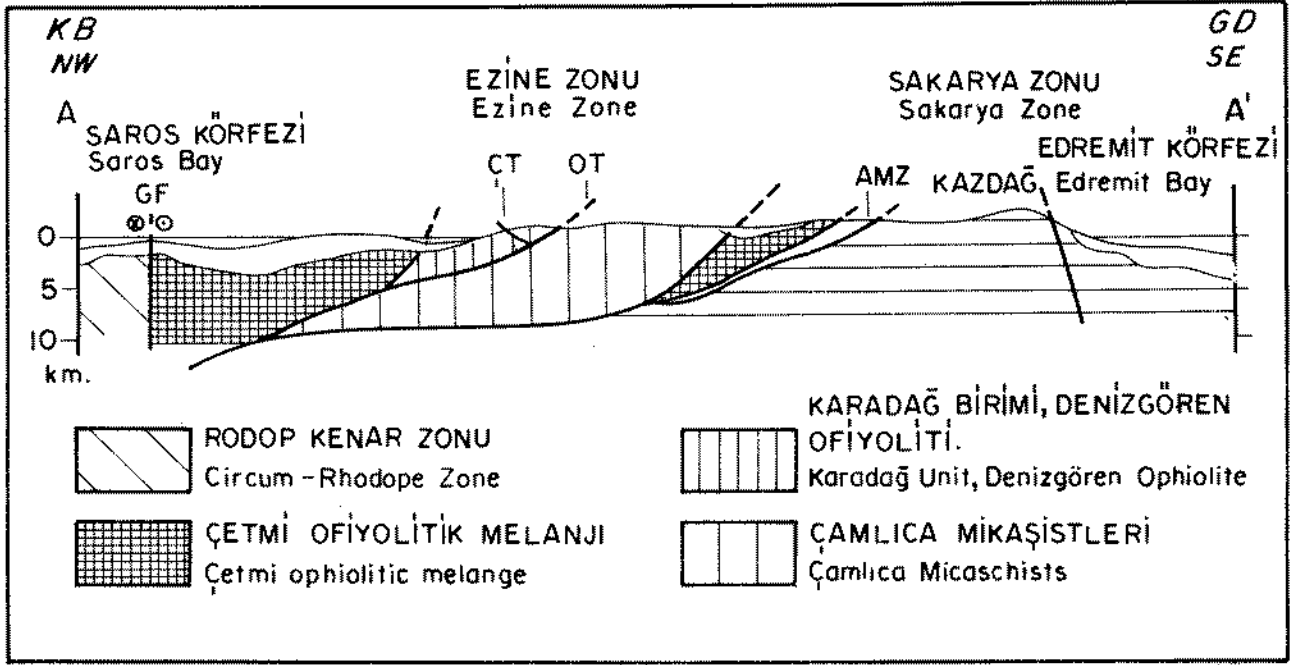
Büyük bir kesimi kıtasal kökenli kayalar-dan oluşan Ezine Zonu, Gelibolu Zonu'nun güneydoğusunda yer alır (Şekil 2, 3). Bu iki kuşak arasındaki dokanak genellikle Üst Tersiyer kayaları tarafından örtülmüştür. Yalnızca Marmara Adası'nda kuzeye dikçe eğimli bir fay Çetmi Ofiyolit Melanji'na ait serpantinlerle Marmara Adası'nın mikaşistlerinden ayırır (Yüzer, 1971).

Ezine Zonu KD-GB yönünde uzanan üç birimden oluşmuştur: Karadağ Birimi, Denizgören Ofiyoliti ve Çamlıca mikaşistleri (Şekil 1,2,4).

Karadağ Birimi

Ezine ile Çanakkale arasında mostra veren Geç Paleozoyik-Triyas yaşta hafif metamorfik epikontinental sedimanter istif Karadağ Birimi olarak isimlendirilmiştir. Birimin ismi Ezine'nin kuzeyindeki Karadağ Köyü'nden gelmektedir. Birimin referans kesiti Geyikli ile Karadağ köyleri arasındaki yol boyuncaadır (Şekil 4).

Karadağ istifinin en alt kesiminde, Geyikli Köyü çevresinde gümüş grimsi, yeşilimsi kahverengi metaseyl; beyaz metakuvarsit ve kalkışt yer alır (Şekil 4). Metaklastikler üste doğru rekristalize kireçtaşı-metaseyl ardalanması ile gri, siyah, kalın tabakalı/masif rekristalize kireçtaşlarına geçer. Metaklastikler ile karbonatlar arasındaki bu uyumlu stratigrafik geçiş, Gökçebayır Köyü kuzeyindeki taş ocaklarında izlenebilir. Yaklaşık 1600 metre kalınlıkta bu rekristalize kireçtaşı istifi düşey ve yanal yönde geçiş gösteren üç üyeye ayrılır. (Şekil 4). En altta, metaklastikler üzerinde 650 metre kalınlıkta masif/kalın tabakalı, koyu renkli fosilsiz kireçtaşları bulunur. Bu koyu renkli kireçtaşları, üste doğru uyumlu olarak 600 metre kalınlıkta, ince/orta tabakalı, fusulinid kapsayan, koyu gri, siyah, bej kireçtaşlarına geçer. Bu kireçtaşlarından Taştepe Köyü'nün güneyinden alınan bir örnekte Geç Permiyen'i karakterize eden *Neoschwagerina* sp. ve *Stafella* sp. tespit edilmiştir. Benzer bir Üst Permiyen faunası Kalafatçıoğlu (1963) ve Gözler ve diğerleri (1984) tarafından da bu istiftten belirlenmiştir. Fusulin kapsayan bu ki-



Şekil 3: Biga Yarımadası'nın basitleştirilmiş ve yorumsal kesiti. Kesitin konumu için Şekil 2'ye bakınız. Kesitte beyaz bırakılmış yerler Tersiyer ve Kuaterner çökellerini göstermektedir. GF, Ganos Fayı; CT, Çamlıca Bindirmesi; OT, Ovacık Bindirmesi; AMZ, Alakeçi Milonit Zonu.

Figure 3: Simplified interpretative cross-section across the Biga Peninsula. For the location of the cross-section see Figure - 2. The blank areas in the section represent the Tertiary and Quaternary deposits; GF, Ganos Strike-Slip Fault; CT, Çamlıca Thrust; OT, Ovacık Thrust; AMZ, Alakeçi Mylonite Zone.

reçtaşlarının üzerine, üst kesimlerinde Geç Permiyen'in karakteristik algi *Mizzia* sp. içeren 350 metre kalınlıkta, kalın tabakalı/masif, beyaz kireçtaşları gelir (Şekil 4).

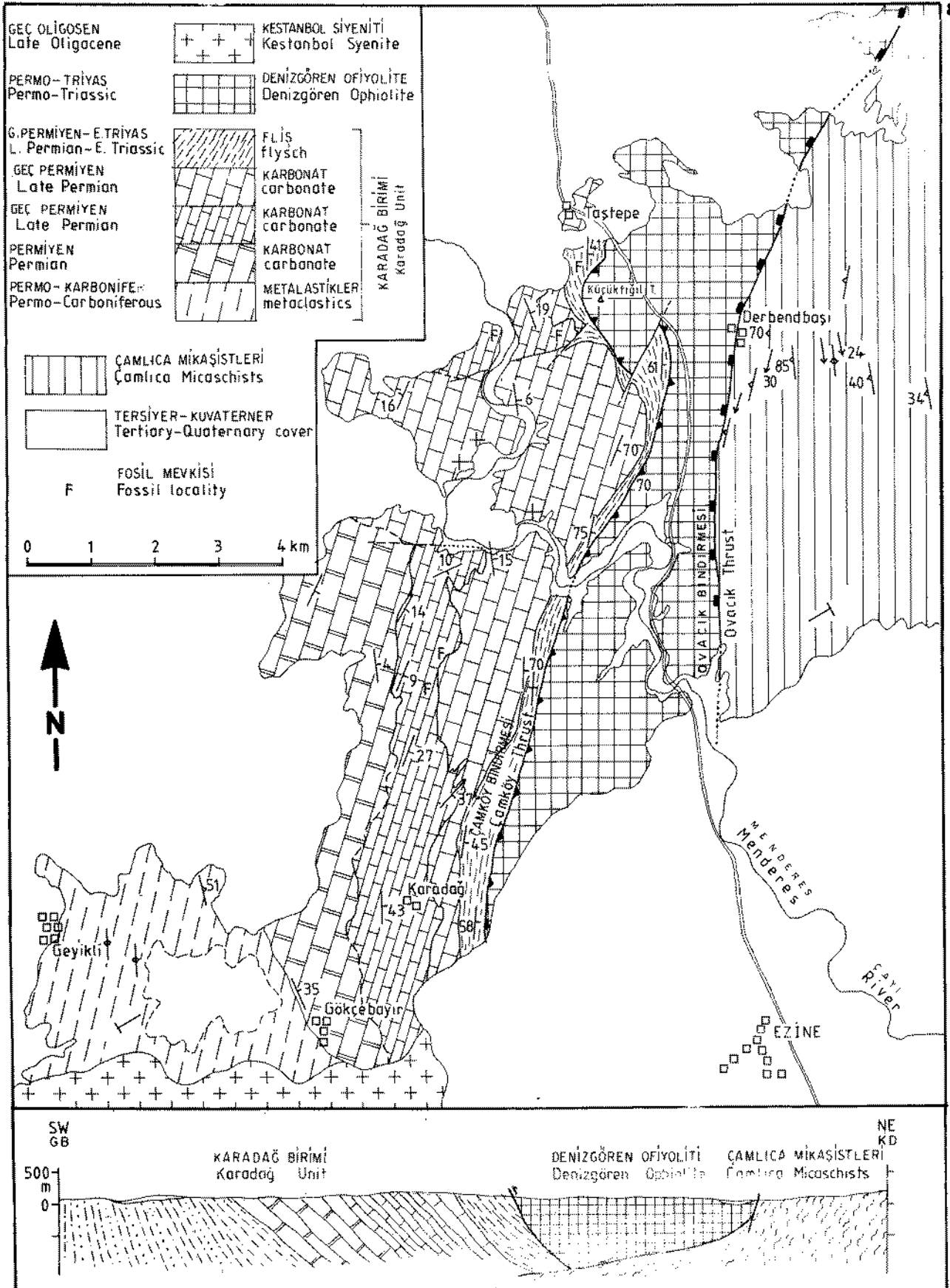
Bu kalın neritik kireçtaşı istifi, üste doğru arada kalsitürbidit seviyeleri ile yaklaşık 350 metre kalınlıkta sinorojenik bir metaklastik istife geçer (Şekil 4). Bu istif Çamköy çevresinde güzel izlenebilir. Metaklastik istif, yeşil şeyl, silttaşı, kalsitürbidit, bazik volkanit, pelajik çörtlü kireçtaşı ve kireçtaşı ile bazik volkanit olistolitlerinden oluşur ve Karadağ istifinin diğer kesimleri ile beraber yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiştir. Bu metamorfizma sonucu, metabazik kayalarda hornblend/aktinolit + epidot + klorit + albit + sifen parajenezi gelişmiştir. Buna rağmen, Taştepe Köyü'nün güneyinden alınan kalsitürbidit örnekleri, hala tanınabilen ve muhtemelen altta yer alan karbonat platformundan taşınmış olan, Geç Permiyen foraminiferleri *Kahlerina* sp. ve *Globivalvulina* sp. kapsar. Metaklastik kayalar, tektonik olarak Denizgören Ofiyoliti tarafından üzerlenir. Kuzeydoğuda Armutalanı Köyü çevresinde, Karadağ Birimi'nin sinorojenik klastikleri, Denizgören Ofiyoliti'nin doğusunda da mostra vererek, Çamlıca Metamorfitleri ile doğrudan bir tektonik dokanak yapar (Şekil 2).

İlerleyen bir ofiyolit napı önünde ve Geç Permiyen yaşta bir karbonat platformu üzerinde hızlı bir çökmeyi simgeleyen metaklastik istifin yaşı bilinmemektedir. Fakat Menderes Masifi'nde (Dürr, 1975; Gutnic ve diğerleri, 1979) ve Apalaşlar'daki (Bradley ve Kusky 1986) benzer sinorojenik klastikler dar bir zaman süreci içinde, hızlı bir sedimantasyon sonucu oluşmuştur. Buradan yola çıkarak, Karadağ Birimi'nin en üst kesimini oluşturan sinorojenik klastiklerin yaşı, en Geç Permiyen veya Erken Triyas olmalıdır.

Denizgören Ofiyoliti

Karadağ Birimi'nin en üst kesimini oluşturan metaklastikler Denizgören Ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenir (Şekil 2.4). Ofiyolitin ismi Denizgören Köyü'nden gelmektedir. Denizgören Ofiyoliti başlıca kısmen serpantinleşmiş harzburgitten oluşmuştur. Denizgören Ofiyoliti için iyi bir referans kesiti, Çanakkale-İzmir yolunun Truva ile Ezine arasında kalan kesimdir (Şekil 4).

Karadağ Birimi ile Denizgören Ofiyoliti arasındaki tektonik dokanagı oluşturan Çamköy Bindirmesi'nin güneyde, doğuya doğru 70-80 derecelik bir eğimi vardır; bu eğim kuzeye doğru azalarak Küçükfıgıl Tepe'nin batısında 20-30 dereceye iner (Şekil 4). Denizgören Ofi-



yoliti, doğuda da Çamlıca Metamorfitleri üzerinde tektonik olarak yer alır ve bu şekilde doğudan ve batıdan tektonik batılarla sınırlandırılmış 2-3 km eninde bir mostra bandı oluşturarak KKD-GGB yönünde 25-30 km takip edilir (Şekil 2).

Çamlıca Metamorfitleri

Ezine kuzeyinde ve Karabiga batısında geniş alanlarda yüzeyleyen metasedimanter kayalar Çamlıca Metamorfitleri olarak isimlendirilmiştir. Marmara Adası'nın metamorfik kayaları da şüpheli olarak Çamlıca Metamorfitleri'ne dahil edilmiştir (Şekil 2). Birimin ismi Ezine kuzeydoğusundaki Çamlıca Köyü'nden gelmektedir; referans kesiti Derbendbaşı ile Çamlıca köyleri arasındaki yol boyunca. Çamlıca Metamorfitleri yaygın bir Miyosen volkanik örtü ile ayrılmış iki büyük bölgede yüzeyler (Şekil 2); bu iki bölge bir takım litolojik farklılıklar gösterdiğinden ayrı ayrı tasvir edilecektir.

Ezine Kuzeyindeki Çamlıca Metamorfitleri: Ezine'nin kuzey ve kuzeydoğusunda 300 km² yi aşkın bir alanda yüzeyleyen Çamlıca Metamorfitleri'nin çok monoton bir litolojisi vardır. Bu bölgedeki Çamlıca Metamorfitleri'nin % 80'den fazla kesimi gri, kahverengi, yeşilimsi kahverengi, güzel foliasyon gösteren, mikaca zengin kuvars-mikaşistlerden oluşur; kuvars-mikaşistlerdeki yaygın mineral parajenez kuvars + muskovit + karbonat + albit + klorit + klinozoit + granat'tır. Bu monoton kuvars-mikaşistler içinde bir ile on metre kalınlıkta seviyeler halinde sarımsı kalkışist, beyaz, sarı veya siyah mermer, beyaz metakuvarsit ve albit-klorit şistler yer alır. Yalnızca Çamlıca Köyü'nün batısında rastlanan metabazik kayalar, kompleks polimetamorfik dokular gösterir ve çözülmekte olan granat ile beraber bulunan hornblend/aktinolit, klorit, epidot, kalsit, karbonat ve albitten oluşur. Alınan bir örnekte büyük bornblend kristallerinin çekirdeğinde mavi sodik amfiboller yer almaktadır.

Çamlıca Metamorfitleri kalın, monoton epikontinental bir kıstak istifin metamorfizması sonucu oluşmuştur. Çamlıca Metamorfitleri içinde yer alan seyrek metabazik kayaların petrografisi, istifin ilksel olarak muhtemelen bir yüksek basınç- düşük sıcaklık metamorfizması geçirdiğini, fakat bunun daha sonraki yeşilşist fasiyesinde bir metamorfizma ile hemen hemen tamamen yok edildiğini göstermektedir.

Ezine kuzeyindeki Çamlıca Metamorfitleri'nin nispeten basit bir iç yapısı vardır. Meta-

morfik kayalarda foliasyon düzlemleri genellikle K-G doğrultulu, eğimler batıya doğru 20° ile 50° arasındadır (Şekil 4). Mikaşistler içinde eksen düzlemleri, foliasyona paralel olan çok sayıda mesozkopik izoklinal kıvrımlar bulunur. Muhtemelen bu tip kıvrımlanma neticesinde Çamlıca Metamorfitleri'nin bu bölgedeki kalınlığı yedi kilometrenin üzerindedir.

Çamlıca Metamorfitleri, uzunluğu 30 km'den fazla ve eğimi batıya ve kuzeybatıya doğru 30° ile 80° arasında değişen Ovacık Bindirmesi boyunca Karadağ Birimi ve Denizgören Ofiyoliti'nin tektonik olarak altında yer alır (Şekil 2,3,4). Ovacık Bindirmesi'nin eğimi kuzeyden güneye doğru artarak ezine kuzeyinde 70°-80°'ye ulaşır. Bu son bölgede Ovacık Bindirmesi, Bayramiç Neojen havzasının batı sınırını belirleyen bir normal fay tarafından kullanılmış muhtemel kaim bir yapıdır (Şekil 4). Ovacık Bindirmesi'nin hemen altında 5-6 metre kalınlıkta, kuvvetli bir foliasyon gösteren, beyaz bir protomilonit zonu yer alır. Ovacık Bindirmesi'ne yakın kesimlerde Çamlıca Metamorfitleri içinde K-G yönelimli ve güneye dalımlı kuvvetli bir lineasyon gelişmiştir. Lineasyon bindirmeden uzaklaştıkça, iki kilometre genişlikte bir alan içerisinde tedrici olarak kaybolur (Şekil 4).

Çamlıca Metamorfitleri, güneydoğuda muhtemelen Karakaya Kompleksi'nin Nilüfer Birimi'ne ait olan yeşil, kahverengimsi yeşil metaseyl ve metasilttaşları ile, ufak serpantinit dilimleriyle bezenmiş, dik eğimli bir tektonik hat boyunca dokanaktadır (Şekil 2). Bu metaseyl ve metasilttaşları birçok serpantinit dilimi içerir. Benzer serpantinit dilimleri Çamlıca Metamorfitleri'nin kuzeydoğu kesiminde de yer alır (Şekil 2). Bu serpantinitlerin dokanak ilişkileri, serpantinit yerleşmesinin Çamlıca Metamorfitlerini etkileyen metamorfizma ve foliasyon gelişiminden sonra olduğunu gösterir.

Karabiga Batısındaki Çamlıca Metamorfitleri: Bu bölgede Çamlıca Metamorfitleri, Ayvacık-Karabiga Zonu'ndaki ofiyolitli melanjin batı ve kuzeyinde, yaklaşık 200 km² büyüklükte bir alanda mostra verir (Şekil-2). Bu alanda Çamlıca Metamorfitleri'nin büyük bir kesimi mikaca zengin, iyi foliasyon gösteren, gri, koyu gri, kırmızı, kahverengi kuvars-mikaşist ve fillatlardan ve bunlar içinde bir ile yüz metre kalınlıkta seviyeler halinde yer alan kalkışist, metakuvarsit ve mermerden oluşur. Metamorfitlerin içinde, foliasyona paralel dizilmiş, boyları 20-30 metreden 2-3 kilometreye kadar değişen serpantin dilimleri ve daha

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

seyrek olarak, Çetmi Ofiyolit Melanjı'na ait diğer litolojiler yer alır (Şekil 2).

Karabiga batısında Çamlıca Metamorfittleri, Orta Eosen veya daha genç sedimanter ve volkanik kayalar tarafından uyumsuzlukla örtülür ve muhtemelen Geç Tersiyer yaşta iki büyük granodiyorit kütleleri tarafından kesilir (Şekil 2). Güneyde Çamlıca Metamorfittleri, Ayvacık-Karabiga Zonu'nun ofiyolitli melanjı ile muhtemelen Tersiyer yaşta dik eğimli faylar boyunca tektonik dokanaktadır (Şekil 2).

AYVACIK-KARABİGA ZONU

Ayvacık-Karabiga Zonu da, Gelibolu Zonu gibi, Çetmi Ofiyolit Melanjı'ndan oluşur fakat konum olarak Ezine ile Sakarya Zonu arasında yer alır. Ayvacık-Karabiga Zonu yaygın bir Miyosen volkanik örtüsü ile ayrılmış olan iki büyük alanda mostra verir (Şekil 2).

Küçükküyü ile Bayramiç Arası

Bu bölgede Çetmi Ofiyolit Melanjı, arada iki kilometre kalınlıkta bir milonit zonu olmak üzere, Kazdağ metamorfittleri üzerinde yer alır. Çetmi Ofiyolit Melanjı içinde bu bölgede Ellia-yak Eklojiti adı verilen eklojit ve granatlı mikasist tektonik dilimleri yer alır.

Alakeçi Milonit Zonu: Alakeçi Milonit Zonu'nun ismi Alakeçi Köyü'nden gelmektedir; referans kesitleri Çaldağ Köyü'nden güneye ve doğuya giden orman yolları boyunca (Şekil 5).

Alakeçi Milonit Zonu başlıca iki litolojiden oluşur: Milonitik gnays ve metaserpantinit. Ezilmiş ve milonitleşmiş gnayslar kirli kahverengi, gri, sarı, dağınık kayalar oluşturur ve N-S yönelimli ve kuzeye dalımlı kuvvetli bir lineasyon gösterir (Şekil 5). Petrografik olarak milonitler ince öğütülmüş, foliasyon gösteren, kısmen tekrar kristalleşmiş kuvars, serisit, opak mineral, biyotit ve lineasyon yönüne doğru dönmüş plajiyoklas porfiroklastlarından oluşur. Milonitik gnayslar içinde siyah amfibolitler ve kuvvetli bir budinaja uğramış mermer mercekleri yer alır.

Boyları 10 cm ile 3-4 km arasında değişen metaserpantinit dilimleri Alakeçi Milonit Zonu'nun milonitik gnaysları içinde yer alır (Şekil 5). Metaserpantinit koyu yeşil, mavimsi yeşil, genellikle ince taneli, masif ve serttir. Petrografik olarak ilksel ultramafik doku tamamen kaybolmuştur ve kaya esas olarak antigorit ve az oranda antofillit, talk ve diyopsitten oluşur. Metaserpantinitler içinde seyrek olarak hornblend ve plajiyoklastan oluşan ince taneli mikrogabro mercekleri yer alır.

Alakeçi Milonit Zonu'nun Kazdağ metamorfittleri ile olan kuzeybatıya 30°-40° eğimli alt dokanağı birkaç yüz metre içinde geçişlidir; buna karşın Çetmi Ofiyolit Melanjı ile olan üst dokanağı keskindir. Çetmi Ofiyolitli Melanjı'nın spilit ve rekristalize kireçtaşları Alakeçi Milonit Zonu'nun milonitik gnays ve metaserpantinitleri üzerinde 10° ile 80° arasında değişen eğimlerle yer alır. Alakeçi Milonit Zonu'nun kalınlığı yaklaşık iki kilometredir (Şekil 5).

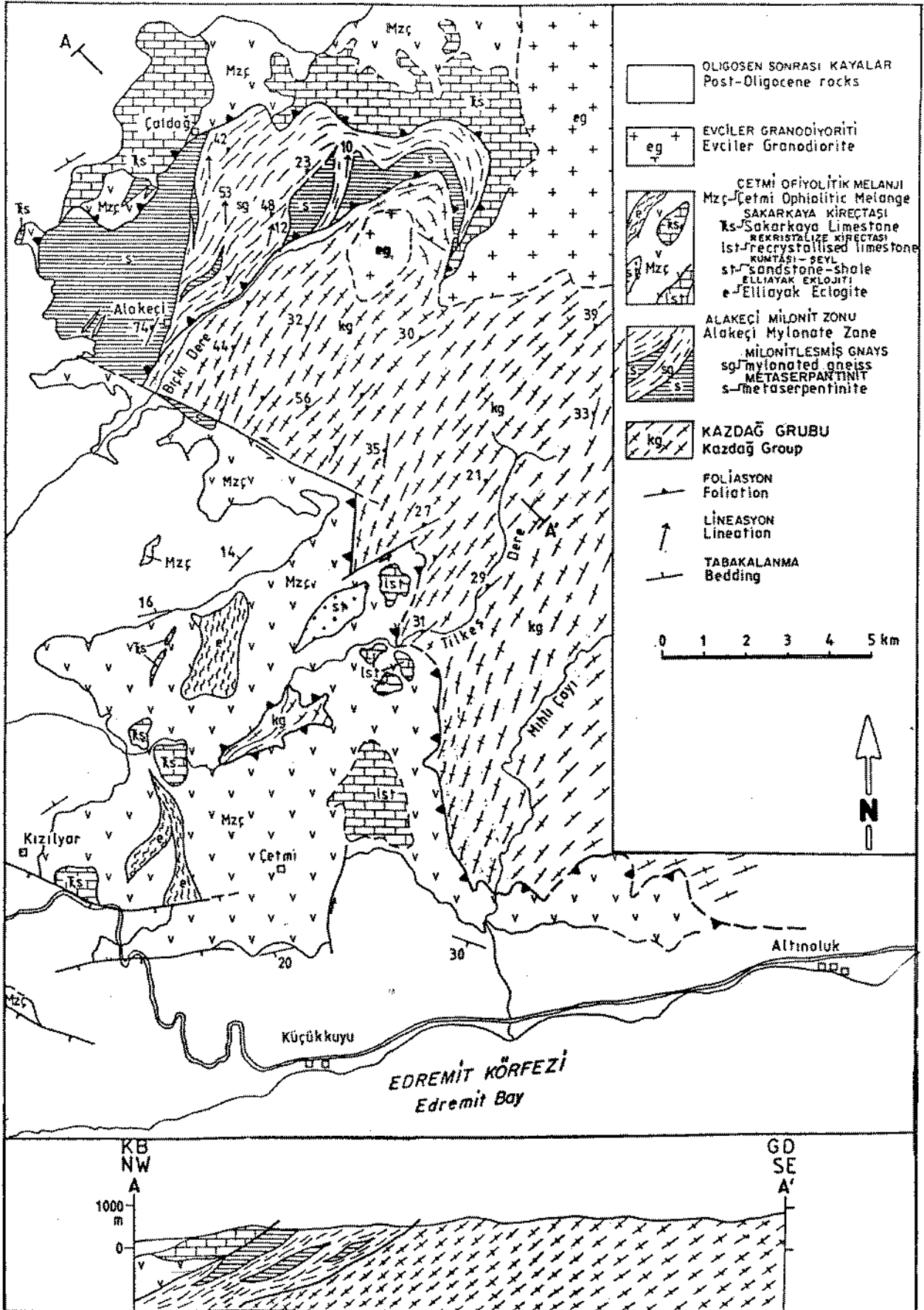
Alakeçi Milonit Zonu, atımı en az dokuz kilometre olan sol yanal atımlı bir fayın güneyinde izlenmez ve bu bölgede Çetmi Ofiyolit Melanjı doğrudan Kazdağ Grubu metamorfittleri üzerinde yer alır (Şekil 5). Alakeçi Milonit Zonu, Evciler Granodiyoritinin sokulumundan önce muhtemelen Kazdağ Grubu'nun tüm kuzeybatı dokanağı boyunca uzanmaktaydı. Nitekim metaserpantinit, ezik gnays, metatüf, spilit, rekristalize kireçtaşı ve radyolaryalı çörtten oluşan Alakeçi Milonit Zonu'nun kalıntıları Çan'ın güneyinde Kazdağ Grubu metamorfittleri ile düşey faylı bir dokanak yapmaktadır.

Çetmi Ofiyolit Melanjı: Kazdağ Grubu metamorfittlerinin batısında geniş alanlarda mostra veren Çetmi Ofiyolit Melanjı başlıca spilitleşmiş bazik volkanik ve piroklastik kayalar, Üst Triyas, Üst Jura-Alt Kretase ve Üst Kretase kireçtaşı blokları, şeyl ve grovaktan oluşur. Melanjın %90'dan fazlasını oluşturan bu litolojiler dışında az miktarda serpantinit ve radyolaryalı çört, granatlı mikasist ve eklojit dilimleri melanj içinde yer alır (Şekil 5).

Spilitler koyu yeşil, siyahımsı yeşil, genellikle ince taneli ve seyrek amigdaloyidallidir. Sakarkaya Tepe'nin batısında olduğu gibi yerel olarak volkanik kayalar içinde yastık lav yapılarına rastlanır. Spilitler genellikle foliasyon göstermez ve albit, pembemsi Ti-ojit ve kloritten oluşur. Yalnızca eklojit tektonik bloklarının çevresinde yer alan spilitler, belirgin bir foliasyon ve aktinolit ile epidot tarafından karakterize edilen bir yeşilist fasiyesi mineral topluluğu gösterir.

Çetmi Ofiyolit Melanjı içinde çeşitli tipte ve yaşta kireçtaşı blokları yer alır. En çok bulunan kireçtaşı tipi krem renkte, ince taneli, ince tabakalı/masif, yerel olarak çörtlü Üst Triyas mikrit ve biyomikritleridir. Bunlar genellikle spilitler içinde tektonik dokanaklarla yer alır ve boyları birkaç metreden iki kilometreye kadar değişir.

Üst Triyas kireçtaşı blokları litolojik olarak, ince tabakalı radyolaryalı pelajik mikritler-



Şekil 5: Küçükkuş ile Bayramiç arasında kalan Kazdağ'ın batı yamacının jeolojik harita ve kesiti.

Figure 5: The geological map and cross-section of the western flank of the Kazdağ between Küçükkuş and Bayramiç.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

den, kalın tabakalı/ masif, bol miktarda Üst Triyas lamellibransı *Megalodont* sp. kapsayan biyoruditlere kadar değişim gösterir ve lagün, resif ve resif önü fasiyeslerini temsil ederler. Geç Triyas'ın karakteristik foraminiferleri olan *Involutina* formları pelajik kireçtaşı blokları içinde sıkça bulunur. Bu tip bloklardan alınan numunelerde Noriye için karakteristik olan *Trochammina* sp. *Agathammina austroalpina*, *Galeanella* cf. *panticae*, *Nodosaria* sp. *N. ordinata*, *Austrocolomia* sp. *Involutina* spp., *I. gaschei*, *I. communis*, *I. gr. sinousus*, *Spiramphorella carpathica* formları tespit edilmiştir. Bu kireçtaşı blokları aynı zamanda Geç Noriye'nin karakteristik lamellibransı olan *Monotis salinaria*'yı kapsar. Gözler (1986) de bu kireçtaşlarına Oria-Geç Triyas yaşı vermektedir. Çetmi Ofiyolit Melanjı'nın Kazdağ Grubu'na yakın kesimlerinde yer alan büyük rekristalize kireçtaşı blokları da muhtemelen Triyas yaştaadır (Şekil 5). Triyas yaşta volkanik kayalarla beraber bulunan, benzer tipte *Megalodont*'lu Üst Triyas kireçtaşı blokları Umman'daki Haybi Kompleksi'nde (Glennie ve diğerleri, 1974; Lippard ve diğerleri, 1986) ve İran'ın güneyindeki Zagros dağlarında (Stöcklin, 1974; Hallam, 1976) da tasvir edilmiştir. Umman'da bu kireçtaşlarının bazik volkanitlerle olan dokanağı stratigrafik olarak belirlenmiş ve bu kireçtaşları rift volkanitleri üzerinde gelişen karbonatlar olarak yorumlanmıştır (Lippard ve diğerleri, 1986).

Çetmi Ofiyolit Melanjı'nda yaygın olarak bulunan Üst Triyas kireçtaşları dışında ufak, kırmızı, Üst Kretase kireçtaşı blokları Kızılyar Köyü'nün güneydoğusunda yer alır (Şekil 5); bunlar grovak-şeyl hamuru içinde 0.2-1 metre boyunda, Couches Rouges fasiyesinde kırmızı, silisli biyomikrit blokları şeklinde görülür. Bloklardan alınan numuneler Turoniye-Santoniyen yaşında foraminiferler vermiştir: *Marginotruncata* sp., *M. coronata*, *M. marginata*, *M. cf. pseudolinneiana*. Aynı bölgeden Brinkmann ve diğerleri (1977), benzer pelajik kireçtaşlarından Geç Turoniye-Koniaseyen yaşta pelajik foraminiferler tasvir etmekte fakat, yanlış bir görüşle bu kireçtaşlarını grovak ve spilitler üzerinde transgressif olarak yorumlamaktadır. Üst Kretase kireçtaşı blokları dışında bu bölgede kırmızı, radyolaryalı çöri ve ammonitli, yumrulu Hallstatt tipi kireçtaşı ile *Pseudocyclammina* sp. *Conicospirulina* sp. *Trocholina* sp. kapsayan Geç Jura-Erken Kretase yaşta ufak neritik kireçtaşı blokları da görülür.

Çetmi Ofiyolit Melanjı içinde siyah, koyu gri

grovak ve silisli şeyl ardalanması oldukça yaygındır. Bu klastiklerin spilitlerle olan dokanakları tektoniktir. Açık bej, gri, orta tabakalı feldispatik kumtaşı ve ardalanmalı laminalı şeylden oluşan büyük bir tektonik dilim, Çetmi Ofiyolit Melanjı içerisinde Kapıkaya Tepesi batısındaki Gelinmezari Sirtını oluşturur (Şekil 5). Bu klastikler muhtemelen, eklenir prizma üzerinde gelişmiş ufak bir havzayı temsil etmektedir.

Kırmızı ve seyrek olarak yeşil, ince tabakalı radyolaryalı çörtler, spilitler içinde birkaç on metre büyüklükte tektonik bloklar şeklinde görülür. Serpantinit, melanj içinde seyrek gözlenen bir litolojidir; birkaç ufak (<10 m) tektonik dilim şeklinde bulunur.

Küçükkuşu kuzeyindeki Çetmi Ofiyolit Melanjı'nın karmaşık ve imbrike bir iç yapısı vardır. Melanj içinde spilitler en yaygın litoloji olmalarına karşın, diğer litolojiler için bir hamur teşkil etmezler. Çetmi Ofiyolit Melanjı, daha çok, çok sayıda sık aralıklı, dikçe eğimli ve genellikle K-G doğrultulu faylar ve makaslama zonlarınca kesilmiş ve bu faylar boyunca yanyana getirilmiş bir kaya topluluğudur. Bu karmaşık makaslama zonları, Çetmi Ofiyolit Melanjı içerisinde yamulmanın (strain) çok heterojen bir şekilde dağılmasına neden olmuş ve hiçbir deformasyon göstermeyen kayalarla, kaotik bir şekilde deforme olmuş veya foliasyon gösteren kayaların yanyana gelmelerini sağlamıştır. Litolojik ve yapısal özellikleri ile Çetmi Ofiyolit Melanjı, çok az miktarda hendek yelpazesi ve hendek eksenli çökelleri kapsayan eklenir prizma özellikleri gösterir ve Mesozoyik yaşta olan muhtemel bir pasif kıta kenarının parçalarını da bulundurur.

Elliyak Eklojiti: Elliyak Eklojiti, eklojit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş, granatlı mikaşist ve metabazik kayalardan oluşur ve Küçükkuşu kuzeyindeki Çetmi Ofiyolit Melanjı içerisinde büyük tektonik dilimler şeklinde bulunur (Şekil 5). Birimin ismi, Küçükkuşu kuzeyinde bu kayalardan oluşan Elliyak Tepesi'nden gelmektedir.

Elliyak Eklojiti başlıca gümüş grisi, bol mikali, güzel foliasyon gösteren, iri taneli granatlı mikaşistlerden meydana gelir. Granatlı mikaşistlerde yaygın mineral parajenezi kuvars + beyaz mika + granat + kalsit'tir. Eklojitler, granatlı mikaşistler arasında 0.2-20 metre kalınlıkta seviyeler halinde bulunur ve granat + omfasit + glokofan + epidot + beyaz mika'dan oluşan mavimsi yeşil, masif, sert, bantlı, orta/kaba taneli kayalar oluşur.

Karabiga Batısındaki Çetmi Ofiyolit Melanji

Karabiga'da batıya doğru 35-40 km uzunlukta ve 3-4 km eninde bir şerit halinde most-
ra veren ofiyolitli melanj (Şekil 2) litoloji ve ya-
pı özellikleri ile Gelibolu Zonu'ndaki ve Kü-
çükkuyu kuzeyindeki Çetmi Ofiyolit Melan-
ji'na çok benzer ve bu birime dahil edilmiştir.
Bu hölgede Çetmi Ofiyolit Melanji, Çamlıca
Metamorfittleri ile tektonik olarak dokanak ha-
lindedir, ayrıca büyük bir granodiyorit tara-
fından kesilmiştir (Şekil 2).

Karabiga batısında yüzeyleyen Çetmi Ofiy-
olit Melanji, yoğunluk sırasına göre, split, de-
ğişik tipte kireçtaşı blokları, şeyl, kumtaşı,
serpantin ve radyolaritten oluşmuştur. De-
nizaltı lav ve tüflerini temsil eden splitler, ge-
nellikle iksel özelliklerini korumuştur; ezilme
ve foliasyon gelişimine ender olarak rastlanır.
Splitler ile iksel ilişkili radyolarit ve kırmızı
mikritler Kemer Çayı boyunca izlenebilir.

Beyaz, kalın tabakalı/masif, büyük Üst Tri-
yas kireçtaşı blokları Karabiga batısındaki
Çetmi Ofiyolit Melanji'nda da bulunur. Bu tip
kireçtaşı bloklarından alınan örnekler, Kü-
çükkuyu kuzeyindekilere çok benzeyen bir
Geç Triyas faunası vermiştir: *Involutina cf.*
gaschei, *Trocholina sp.* Bu tip bir kireçtaşı ile
ilgili önemli bir kesit Karapürçek Köyü'nün
1.5 km kuzeyinde bulunmuştur. Bu Karapür-
çek kesitinin tabanında 50 metreyi aşkın ka-
lınlıkta, kalın tabakalı, gri, beyaz, kısmen rek-
ristalize kireçtaşı bulunur (Şekil 6). Bu kireç-
taşından alınan örnekler Noriye-Resiye ya-
şını gösteren bir fauna vermiştir: *Trochammi-*
na sp., *Fronicularia sp.*, *Involutina sp.*, *I. cf.*
gaschei, *Trocholina sp.*, *Nodorsariidae*, *Milio-*
pora sp., *Solenopora*, *Cayuxia sp.* Bu ne-
ritik kireçtaşları üzerine paralel bir uyumsuz-
lukla 25 metre kalınlıkta kalsitürbidit arakat-
kılı, ince tabakalı, laminalı, kırmızı, pelajik ki-
reçtaşları ve ince tabakalı siltli mikritler gelir.
Siltli, sarımsı kahverengi mikritlerden Kretase
(Senomaniye-Turoniyen) yaşta bir fauna tes-
pit edilmiştir: *Hedbergella sp.*, *H. cf. delrioen-*
sis, *Praeglobotruncana sp.*, *Heterohelix sp.*
Kretase yaşta bu siltli mikritlerin üzerine ise
volkanojenik kumtaşı ve spilitik bazik volka-
nik kayalar gelmektedir (Şekil 6). Bu ufak ke-
sit böylece, geç Triyas ile Geç Kretase arasın-
da, muhtemelen tüm Jura'yı kapsayan bir u-
yumsuzluğu da içeren, bir stratigrafiyi muha-
faza etmektedir.

Üst Triyas kireçtaşı blokları dışında Karabi-
ga batısındaki Çetmi Ofiyolit Melanji içinde

orta/kalın tabakalı kalsitürbidit, kırmızı rad-
yolaryalı çört ile ardalanmalı ince tabakalı
kırmızı pelajik kireçtaşı ve ince tabakalı, bol
pelajik lamellibrans kavkılı gri kireçtaşı blok-
ları bulunur. Bu bloklar yaş vermemiştir fa-
kat muhtemelen Geç Mesozoyik yaşındadır.
Splitler içinde yer alan bir ufak, beyaz mikri-
tik kireçtaşı bloku Tintinidae? kapsar ve
muhtemelen Geç Jura yaşındadır. Çok seyrek
izlenen bir kireçtaşı tipi ise sfer kapsayan,
muhtemelen Permiyen yaşında, koyu gri nerit-
tik kireçtaşıdır.

Doğandere Köyü çevresinde Çetmi Ofiyolit
Melanji içinde kumtaşı ve şeylden oluşan bü-
yük, homojen litolojide bir tektonik dilim yer
alır (Şekil 2). Bu dilimin birkaç yüz metre ka-
lınlığı vardır ve Çetmi Ofiyolit Melanji'nın di-
ğer litolojileri ile büyük eğimli tektonik doka-
naklar yapar. Doğandere Kumtaşı olarak ad-
lanan bu birim, yeşilimsi gri, açık gri, oria/
kalın tabakalı kumtaşları ile ardalanmalı ko-
yu renkli şeylden oluşur; birimin litolojik özel-
likleri Doğandere Köyü'nden batıya ve kuzey-
batıya giden yollar boyunca izlenebilir. Do-
ğandere Kumtaşı az miktarda (%5) ufak kireç-
taşı, radyolaryalı çört ve split olistolitleri de
kapsar. Bir metre boyunda böyle bir kireçtaşı
olistoliti, *Hedbergella gr. planispira*, *H. gr.*
trochospira? içermekte ve Apsiyen-Albiyen ya-
şını vermektedir. Çamlıca Metamorfittleri ile o-
lan dokanağı boyunca Doğandere Kumtaşı i-
çinde uzun, ezik serpantin tektonik dilimleri
bulunur (Şekil 2).

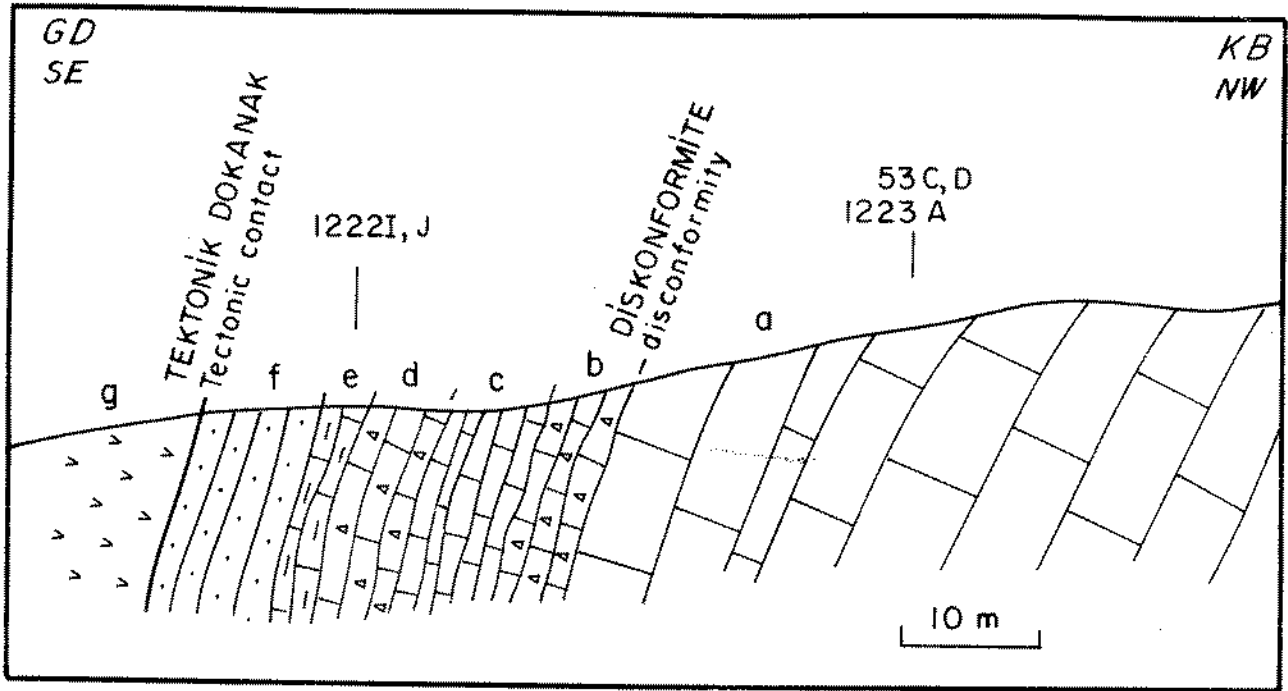
Doğandere Kumtaşı büyümekte olan bir ek-
lenir prizma üzerine çökelmiş yerel bir türbi-
dit yelpazesini simgelemektedir ve hendek du-
varında oluşan ufak askılı havzalara (Moore
ve Karig, 1976) güzel bir örnek oluşturur. Do-
ğandere Kumtaşı'nın yaşı Albiyen sonrası ve
muhtemelen Geç Kretase/Paleosen'dir.

Serpantin dilimleri ile bezenmiş, D-B ve
KD-GB doğrultulu dik eğimli iki fay Çetmi O-
fiyolit Melanji'nı kuzeyde yer alan Çamlıca
Metamorfittleri'nden ayırır (Şekil 2); bu faylar
çok muhtemelen Geç Tersiyer yapılarıdır. Bu
iki fay arasında kalan ufak bir bölgede, Çam-
lıca Metamorfittleri'nin Çetmi Ofiyolit Melanji
üzerinde tektonik olarak yer aldığı gözlenmiş-
tir (Şekil 3).

SAKARYA ZONU

İstanbul çevresinde yer alan kalın ve iyi ge-
lişmiş Paleozoyik istife büyük bir tezat olarak,
kuzeybatı Anadolu'da Paleozoyik kayalarının

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi



Şekil 6: Noriye kireçtaşları üzerinde uyumsuzlukla yer alan Kretase kayalarını gösteren, Karabiga batısındaki Çetmi Ophiolit Melanjli-çindeki Karapürçek kesiti. a. Kalın tabakalı/masif, kısmen rektistalize, neritlik, gri, Noriye kireçtaşı, örnek 53C, 53D ve 1223A. *Trochammina* sp., *Fronidularia* sp., *Aulotortus* cf. *gaschei*, *Trocholina* sp., *Nodosariidae*, *Miliolidae*, b. breşleşmiş, ince tabakalı, kırmızı kireçtaşı, c. ince laminalı, kırmızı mikrit, d. ince tabakalı, bol intraklast ve volkanik tane kapsayan kırmızı intramikrit, e. sarımsı kahverenkli, ince tabakalı, siltli Kretase yaşında mikrit, örnek 1222I, J, *Hedbergella* sp., *H. cf. delrioensis*, f. koyu gri, volkanojenik grovak, g. yeşillimsi kahverenkli, spilitleşmiş bazik volkanit.

Figure 6: The Karapürçek section in the Çetmi Ophiolite Melange west of Karabiga showing the Cretaceous disconformity above the Norian li-mestones. a. thickly bedded to massive, partly recrystallised, neritic, grey Norian limestone. Sample 53C, 53D and 1223A. *Trochammina* sp., *Fronidularia* sp., *Aulotortus* cf. *gaschei*, *Trocholina* sp., *Nodosariidae*, *Miliolidae* b. brecciated, thinly bedded, red limestone, c. finely laminated thinly bedded, red micrite, d. thinly bedded, red intramicrite with abundant intraclasts and volcanic fragments, e. yellowish brown, thinly bedded, silty, fossiliferous Cretaceous micrite. Sample 1222I, J, *Hedbergella* sp., *Hedbergella* cf. *delrioensis*, f. dark grey, volcanogenic greywacke, g. brownish green spilitised basic volcanic rock.

genellikle bulunmaması muhtelen ilk defa Brinkmann (1966, 1971a) tarafından fark edilmiştir. Brinkmann (1966, 1971a) Paleozoyik kayalarının bulunmadığı bu bölgeyi "Mysisch-Galatische Scholle" veya Kuzey Anadolu Ülkesi olarak adlandırmış ve bu bölgede Paleozoyik kayalarının bulunmamasını Paleozoyik sonunda meydana gelmiş önemli bir erozyona bağlamıştır. Şengör ve Yılmaz (1971), bu bölgeye Sakarya Ku-tası adını vermiş ve sınırlarını kuzeyde Pontid-İçi Kenedi, güneyde ise İzmir-Ankara Kenedi olarak tespit etmiştir. Hem Brinkmann (1966, 1971a) hem de Şengör ve Yılmaz (1981) bu tektonik birimi Ankara'nın hemen doğusunda so-na erdirmiştir. Okay (1984b, 1989b), Sakarya Zonu'nun doğu sınırını, kuzeybatı Anadolu'ya çok benzeyen bir stratigrafi ve tektonik gelişme gösteren Doğu Pontidleri de içine alacak şekilde doğruya doğru genişletmiştir.

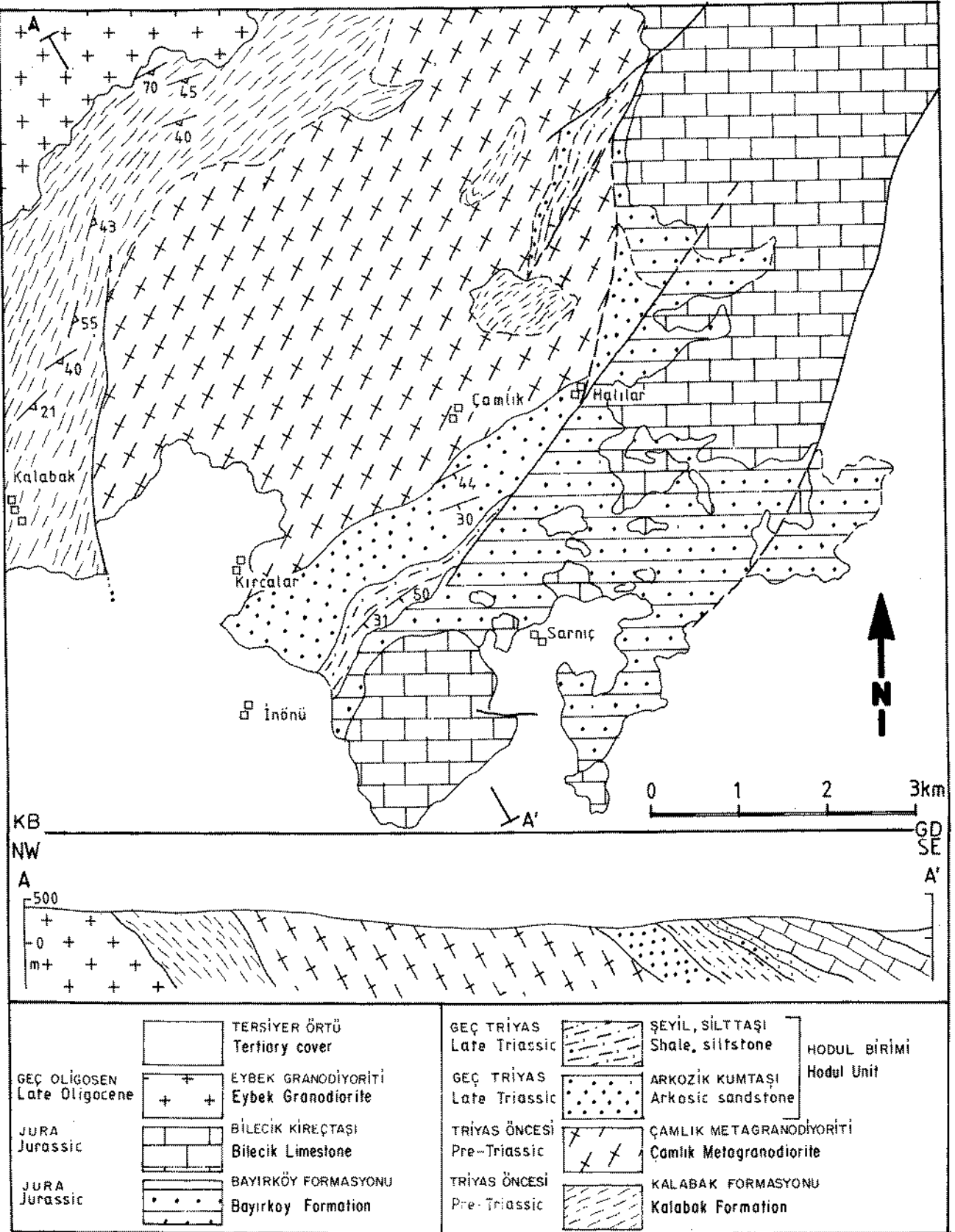
Tüm Sakarya Zonu boyunca, karmaşık bir şe-kilde deforme olmuş ve genellikle metamorfiz-ma geçirmiş Jura öncesi bir temel ile çok daha az bir deformasyon kapsayan ve hiç metamor-fizma göstermeyen bir Jura- Tersiyer örtü ayırı-mı yapmak mümkündür. Biga Yarımadası'nın

doğu kesiminde Sakarya Zonu'nun Jura öncesi temeli üç birime ayrılmıştır: Karakaya öncesi bi-rimler, Kazdağ Grubu ve Karakaya Kompleksi birimleri.

Karakaya Öncesi Birimler

Biga Yarımadası'nda Karakaya öncesi olduğu söylenebilecek birimler, Edremit ve Havran'ın kuzeyinde yüzeyleyen metasedimanter kayalar (Kalabak Formasyonu) ve intruzif bir granodi-yorittir (Çamlık Metagranodiyoriti) (Şekil 2, 7).

Kalabak Formasyonu: Edremit ve Havran'dan kuzeye Pazarköy'e doğru uzanan bir zon boyunca mostra veren (Şekil 2) Triyas ön-cesi düşük dereceli bir metamorfizma geçirmiş metasedimanter kayalar, Krushensky ve diğerleri (1980)'nin adlamasına uyularak Ka-labak Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Kalabak Formasyonu için referans kesiti, Havran'ın kuzeyindeki Kalabak Köyü'nden, kuzeye doğru uzanan sırt boyuncadır (Şekil 7). Bu kesitte Kalabak Formasyonu, ince ta-neli, sarımsı gri, gümüş grisi, koyu gri fillat; orta taneli, sarımsı gri, karakteristik bir bile-şimsel bantlaşma gösteren kuvarso-



Şekil 7: Havran'ın kuzeydoğusunun jeolojik harita ve kesiti. Gümüş (1964), Aslaner (1965) ve Krushensky ve diğerleri (1980)'den değiştirilerek alınmıştır.

Figure 7: The geological map and cross-section of the region northeast of Havran. Modified from Gümüş (1964), Aslaner (1965) and Krushensky et al (1980).

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

feldispatik şist ve birkaç metre kalınlıkta seyrek araseviyeler halinde görülen mermer ve yeşil metabazitten oluşur. Edremit'in kuzeyinde ise Kalabak Formasyonu koyu gri, mavimsi gri, kahverengi, mikaca zengin fillatlardan yapılmıştır. Petrografik olarak fillatlar kuvars, albit, muskovit ve biyotitten oluşur. Seyrek izlenen metabazitler de aktinolit + epidot + klorit + albit'ten oluşan tipik bir yeşilşist fasiyesi mineral topluluğu sunar.

Kalabak Formasyonu doğuda Geç Triyas öncesi Çamlık Granodiyoriti, batıda ise Oligo-Miyosen yaşta Eybek Granodiyoriti tarafından kesilmiştir (Şekil 2, 7). Edremit kuzeyinde ise Kalabak Formasyonu Karakaya Kompleksi'nin Hodul Birimi'nin distal türbiditleri üzerinde ve split, şeyl ve Permiyen kireçtaşı olisitolitlerinden oluşan yine Karkaya Kompleksi'ne ait Çal Birimi'nin altında tektonik olarak yer alır (Şekil 8). Pazarköy'ün güneyinde ise Kalabak Formasyonu, Karakaya Kompleksi'nin Orhanlar Grovaki üzerinde, imbrike bir tektonik zon boyunca yer alır (Şekil 2, 9). Bu son bölgede Kalabak Formasyonu Jura yaşta Bayırköy Formasyonu'nun klastikleri tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 9).

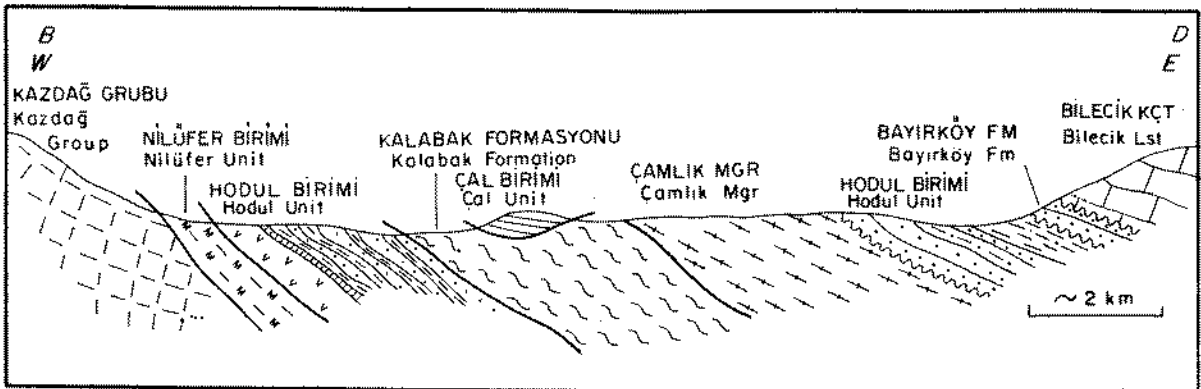
Çamlık Metagranodiyoriti : Havran'dan kuzeydoğuya doğru 4-5 km eninde bir zon oluşturarak uzanan Geç Triyas öncesi metagranodiyorit, Çamlık Metagranodiyoriti olarak isimlendirilmiştir (Şekil 2). Birimin ismi bu bölgedeki Çamlık Köyü'nden gelir (Şekil 7).

Çamlık Metagranodiyoriti esas olarak kuvars, plajiyoklas ve kloritten oluşur; lökokratiktir, sıkça aplit ve kuvars damarları tarafından kesilmiştir; orta taneli, afirik ve tektonik kökenli foliasyon gösteren bir dokusu vardır.

Foliasyon bilhassa Kalabak Formasyonu'na yakın olan kesimlerde, fillatlardaki foliasyona paralel olacak bir şekilde, kuvvetlice gelişmiştir. Metagranodiyoritin iç kesimlerine doğru gidildikçe foliasyon tedrici olarak kaybolur. Arazî ilişkileri, ve bilhassa Kalabak Formasyonu'nun Çamlık Metagranodiyoriti'ne yakın olan kesimlerinde izlenen kontakt metamorfik kayalar, Çamlık Metagranodiyoriti'nin Kalabak Formasyonu'nu, her iki birimi de beraberce etkilemiş olan yeşilşist fasiyesindeki regional metamorfizma öncesi kestiğini gösterir. Çamlık Metagranodiyoriti'ne ait ikinci bir büyük mostra Eybek Dağı'nın kuzeyinde yer alır (Şekil 2).

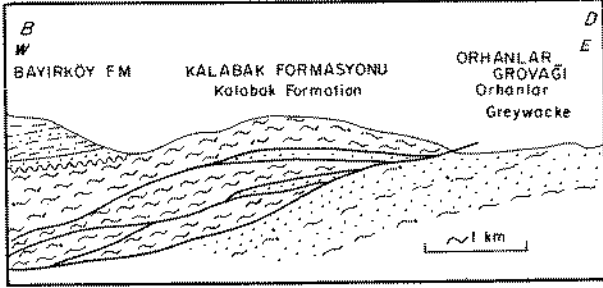
Çamlık Köyü çevresinde Çamlık Metagranodiyoriti, bariz bir diskordansla, 3-4 cm büyüklükte granodiyorit ve fillat çakılları kapsayan, Hodul Birimi'nin Üst Triyas kaba taneli arkozik kumtaşları ile örtülür (Şekil 7). Krushensky ve diğerleri (1980) anlaşılması güç nedenlerle, Çamlık Metagranodiyoriti'nin varlığını tümünden reddetmekte ve graniti, yayınladıkları jeoloji haritasında, kumtaşı olarak göstermektedir. Gümüş (1964) ve Aslaner (1965) ise Çamlık Metagranodiyoriti ile Oligo-Miyosen yaşta Eybek Granodiyoriti'ni tek bir plutonik kompleks olarak görmüş ve her ikisine de Geç Triyas yaşı öngörmüştür.

Eldeki az sayıda veriler, Sakarya Zonu'nun Permiyen öncesi temelinin genellikle granitik ve metasedimanter kayalardan oluştuğunu göstermektedir. Sakarya Zonu'nun doğu kesiminde yer alan Gümüşhane Graniti (Yılmaz, 1981), Karacabey kuzeyindeki Karacabey Granodiyoriti ve bu kayaların çevresindeki metasedimanter kayalar Sakarya Zonu'nun



Şekil 8: Kazdağ Grubu, Karakaya birimleri, Kalabaklar Formasyonu ve Çamlık Metagranodiyoriti arasındaki ilişkileri gösteren Edremit'in kuzeyinden geçen, D-B yönlü basitleştirilmiş jeolojik kesit. Batıda Nilüfer Birimi üzerinde tektonik olarak yer alan Hodul Birimi, doğuda granit üzerinde transgresif olarak oturan Hodul Birimi'ne nazaran çok daha derin bir bavyada çökelmiş ve çok daha kuvvetli tektonize olmuştur.

Figure 8: Simplified E-W trending cross-section, in the north of Edremit, showing the tectonic relations between the Kazdağ Group, the Karakaya units, the Kalabak Formation and the Çamlık Metagranodiorite. The Hodul Unit tectonically overlying the Nilüfer Unit in the west is strongly tectonised in contrast with the little deformed Hodul Unit in the east which overlies granitic transgressively.



Şekil 9: Kalabak Formasyonu ile Orhanlar Grovaki arasındaki imbrike bindirme zonunu ve bu birimleri uyumsuzlukla örten Jura Bayırköy Formasyonu'nu gösteren Pazarköy'ün güneyinden geçen şematik jeolojik kesit.

Figure 9: Schematic cross-section from south of Pazarköy showing the imbricate thrust zone between the Kalabak Formation and the Orhanlar Greywacke and the unconformably overlying Jurassic Bayırköy Formation.

Permien öncesi temelini oluşturur. Saner (1978) Geyve'nin güneyinde granitik ve metamorfik bir temeli örten Üst Permien klastik ve karbonatları tanımlamaktadır. Bu eski granitler arasında yalnızca Söğüt Graniti'nin izotopik yaşı bilinmektedir; granitte yapılmış tek bir biyotit K/Ar yaş tayini 272 ± 3 My (Erken Permien) vermiştir (Çoğulu ve Krummenacher, 1967); bu veri kristalen temelin oluşumu için Geç Paleozoyik (muhtemelen Variskan) yaşını göstermektedir.

İstanbul Zonu'nda ve Toridler'de kristalen temelin yaşının Prekambriyen olduğu bilinmektedir. Geç Paleozoyik yaşta kristalen bir temel Yunanistan'daki Pelagoniyen Zonu'ndan tasvir edilmiştir (Yarwood ve Aftalion, 1976; Mountrakis, 1984). Metasedimanter kayalardan ve Üst Karbonifer granitlerinden oluşan bu temel üzerine klastik ağırlıklı kalın bir Permo-Karbonifer istifli gelir (Jacobshagen, 1986). İlginç olarak bu istifin Üst Permien kayaları içinde, Salamis Adası'nda, olistolitler ve türbiditler de yer alır (Papanikolaou ve Sideris, 1983). Bu sebeplerden dolayı Triyas öncesi tarihi açısından Sakarya Zonu, Yunanistan'daki Pelagoniyen Zonu'nun devamı olmasıdır.

Kazdağ Grubu : Kazdağ'ın çekirdeğini oluşturan gnays, amfibolit ve mermer Bingöl ve diğerleri (1975) tarafından Kazdağ Grubu olarak adlandırılmıştır. Kazdağ Grubu 50 km uzunlukta güneybatı-kuzeydoğu yönelimli, çok sayıda muhtemelen Geç Tersiyer yaşta granodiyoritlerce kesilmiş, kompleks bir antiklinoryum oluşturur (Şekil 2). Kazdağ Grubu doğuda Karakaya Kompleksi'nin metatüfleri (Nilüfer Birimi) ve arkozik kumtaşları (Hodul Birimi) tarafından, batıda ve kuzeyde ise Geç Kretase yaşta Çetmi Ofiyolit Melanjı tarafından tektonik olarak örtülür (Şekil 2, 5). Kazdağ

Grubu'nun temeli gözlenmez.

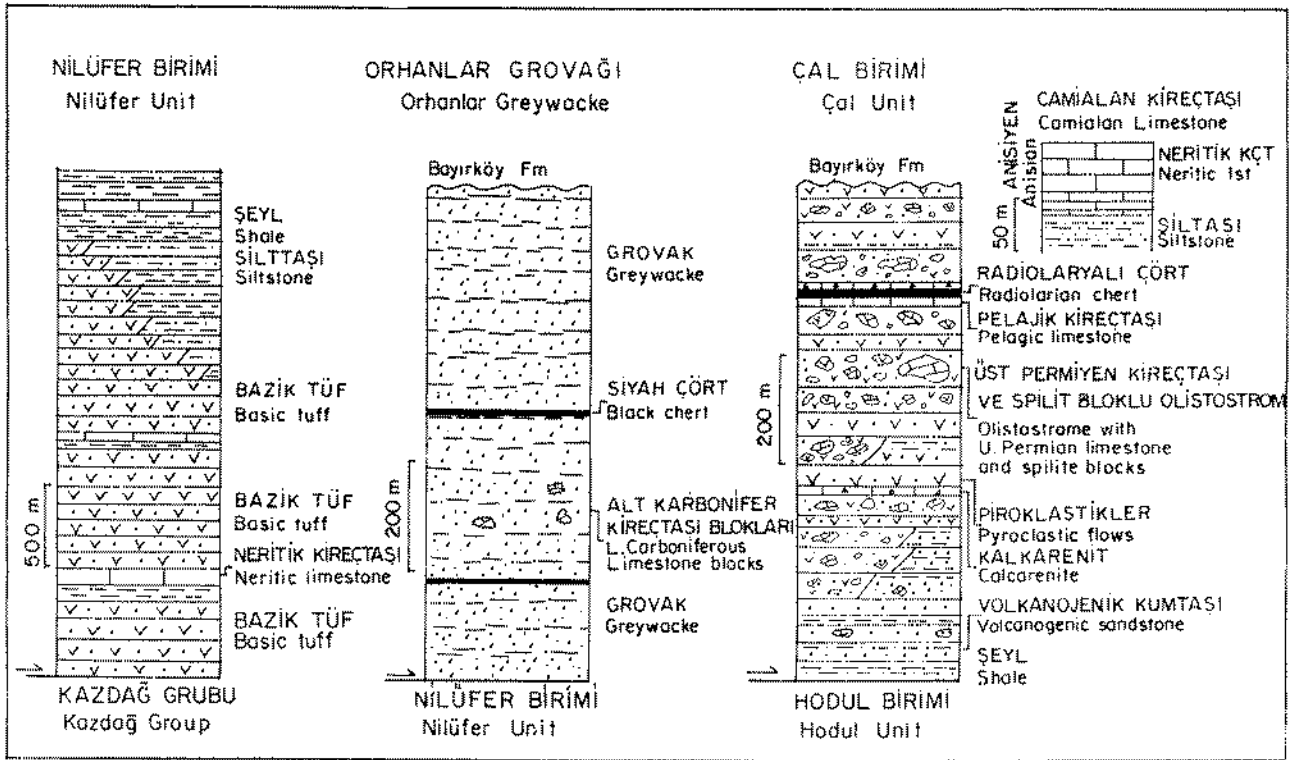
Orta/kaba taneli, banthı, gri, açık gri gnayslar Kazdağ Grubu'nun en yaygın litolojisidir. Schuiling (1959) bu gnayslarda K-G yönlü belirgin bir lineasyonun varlığını belirtir. Petrografik olarak gnayslar kuvars + plajiyoklas + biyotit + hornblend $\pm$ diyopsid $\pm$ skapolit $\pm$ granat $\pm$ opak $\pm$ sifenden oluşur. Bingöl (1968) ve Gözler (1986) gnayslarda stavrolit, disten ve sillimanitin de varlığını belirtirler. Mermerler, gnays ve amfibolitler içinde, 1-20 m arası kalınlıkta, beyaz, masif, iri kristalli, yerel olarak laminalı seviyeler oluşturur. Orta/iri taneli, koyu yeşil amfibolitler plajiyoklas + hornblend $\pm$ diyopsid $\pm$ opaktan oluşur. Bu yaygın litolojiler dışında metadunit, meta-harzburgit ve metagabrodan oluşan bir metaofiyolit, Kazdağ'ın zirve kesimlerinde enfes mostralalar verir (Şekil 2, Bingöl, 1968). Bu metaofiyolit, kalın bir mermer seviyesi üzerinde yer almakta olup Kazdağ Grubu'nun diğer litolojileri ile beraber aynı metamorfizma ve deformasyonu geçirmiştir. Kazdağ Grubu'nun toplam yapısal kalınlığı 10 km'nin üzerindedir. Kazdağ Grubu'na ait referans kesitleri Tilkeş ve Bıçkı dere vadileri boyunca (Şekil 5).

Kazdağ Grubu, Nilüfer Birimi ile olan doğu dokanağına (Şekil 11) yakın kesimlerde amfibolit ve mermer ardalanmasından oluşur. Bu kesimlerde Nilüfer Birimi'nin tipik litolojisi de metabazit ve mermerdir. Fakat metamorfizma derecesi, Nilüfer Birimi'nin metabazitlerinde, Kazdağ Grubu'nun amfibolitlerine göre, her zaman daha düşüktür. Kazdağ Grubu amfibolitlerinde yaygın olarak bulunan diyopsid, Nilüfer Birimi'nde gözlenmemiştir.

Kazdağ Grubu kayalarında Bingöl (1971) tarafından yapılan yaş tayinleri çelişkili sonuçlar vermiştir. Gnayslardaki K/Ar mineral yaşları 23 ile 27 My, Rb/Sr mineral yaşları ise 29 ile 253 My arasında değişir; izokron yaşı ise 233 ± 24 My'dır. Elde edilen Tersiyer yaşlar muhtemelen Oligo - Miyosen magmatizması ile meydana gelen gençleşme yaşlarıdır. Jeolojik olarak en anlamlı yaş Triyas izokron yaşıdır.

Jeomorfolojik veriler (Bilgin 1969) ve Miyosen şeyl ve silttaşlarının sarp bir şekilde 1700 metreye yükselen Kazdağ'ın hemen güneyinde yer alması, Kazdağ'ın yükselmesinin Miyosen sonrası, muhtemelen Pliyosen'de olduğunu gösterir. Nitekim Kazdağ Grubu kayalarından elde edilen Oligo-Miyosen mineral yaşları bu kayaların Oligo-Miyosen'de derin bir şekilde gömülü olduklarını gösterir. Kazdağ'ın Pliyosen'de yükselmesi, güneyde Edremit Körfezi'nin kuzey sahilini oluşturan

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

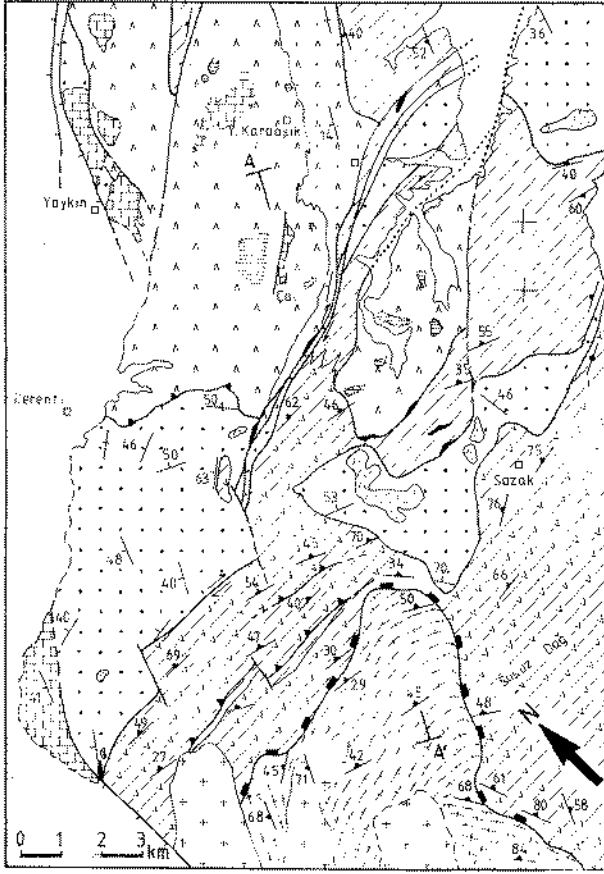


Şekil 10: Hodul Birimi dışındaki Karakaya Kompleksi birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafi kesitleri. Camialan Kireçtaşı dışında ki diğer birimlerin kalınlıkları çok tahminidir.
Figure 10: Stratigraphic columnar sections of the Karakaya Complex units with the exception of the Hodul Unit which is shown in Figure 14. The thicknesses, apart from the Camialan Limestone, are only approximate.

normal faylar, doğuda ve batıda ise Kazdağ Grubu'nu üzerinde yer alan diğer kayalardan ayıran dik eğimli tektonik dokanaklar vasıtası ile olmuştur. Bu durum, Kazdağ Grubu'nun ilksel olarak, bugün doğusunda onu tektonik olarak üzerleyen ve metatüf ve mermerden oluşan Nilüfer Birimi'nin alt kesimlerini oluşturduğunu ve bugünkü konumu ile Pliyosen yaşta bir çekirdek kompleksi (Armstrong, 1982; Davis, 1983) olduğuna işaret eder. Bazı bölgelerde, örneğin Susuzdağ'ın batısında, Kazdağ Grubu ile Nilüfer Birimi arasında bir dokanak çizmenin güçlüğü, bu bölgelerde bu iki birimi ayıran düşük atım miktarlı bir normal fay vasıtası ile izah edilebilir (Şekil 8.11). Yani, Kazdağ Grubu'nun üst kesimleri Karakaya Kompleksi'ne ait Nilüfer Birimi'nin alt bölümlerine, alt kesimleri ise Karakaya Kompleksi'nin stratigrafik ve/veya tektonik temeline karşılık gelmektedir. Bu hipotez Kazdağ Grubu kayalarından elde edilen Triyas izokran yaşları (Bingöl, 1971) tarafından da desteklenir. Papanikolaou ve Demirtaşlı (1987) Kazdağ Grubu'nu Yunanistan'daki Rodop Masifi ile, Nilüfer Birimi'ni ise Rodop Kenar Kuşağı ile denestirmektedir.

Karakaya Kompleksi

Sakarya Zonu'nda geniş yayılımı olan Jura öncesi bu orojenik kompleks, ilk defa Biga Yarımadası'nda Bingöl ve diğerleri (1975) tarafından tasvir edilmiştir. Bingöl ve diğerleri (1975) Karakaya Formasyonu'nu ekzotik Permo-Karbonifer kireçtaşı blokları kapsayan spilitik bazalt, çamurtaşı, radyolarit, feldispatik kumtaşı, kuvarsit, konglomera ve silttaşı olarak tanımlamış, çok az metamorfik olduğunu ve uyumsuzlukla Kazdağ Grubu gnayaları üzerinde yer aldığını belirtmiştir. Kapsadığı Üst Permiyen kireçtaşı blokları ve üzerine uyumsuzlukla geldiği öne sürülen Orta Triyas kireçtaşları yüzünden Karakaya Formasyonu'na Erken Triyas yaşı öngörülmüştür. Bingöl ve diğerleri (1975) Karakaya Formasyonu'nun Pontidler'deki geniş yayılımına dikkat çekmiş ve formasyonunun Biga Yarımadası'ndan Ankara'ya kadar uzandığını belirtmiştir. Biga Yarımadası dışında Karakaya Kompleksi değişik isimler altında Bergama-Kozak (Akyürek ve diğerleri, 1983), Bursa-Bilecik (Erk, 1942; Yılmaz, 1977; Genç, 1987; Kaya ve diğerleri, 1986, 1989), Ankara (Erol, 1956; Bilgütay, 1960; Batman, 1978; Okan, 1982; Akyürek



Şekil 11: Çan ile Yenice arasındaki bölgenin jeolojik haritası. Açıklama için Şekil 12'ye, kesit için Şekil 13'e bakınız.

Figure 11: The geological map of the region between Çan and Yenice. For explanation see Figure - 12 and for cross-section see figure - 13.

ve diğerleri, 1984; Gautier, 1984; Koçyiğit, 1989) bölgelerinde ve Sakarya Zonu'nun daha doğu kesimlerinde (Blumenthal, 1950; Alp, 1972; Özcan ve diğerleri, 1980; Okay, 1984a) tasvir edilmiştir.

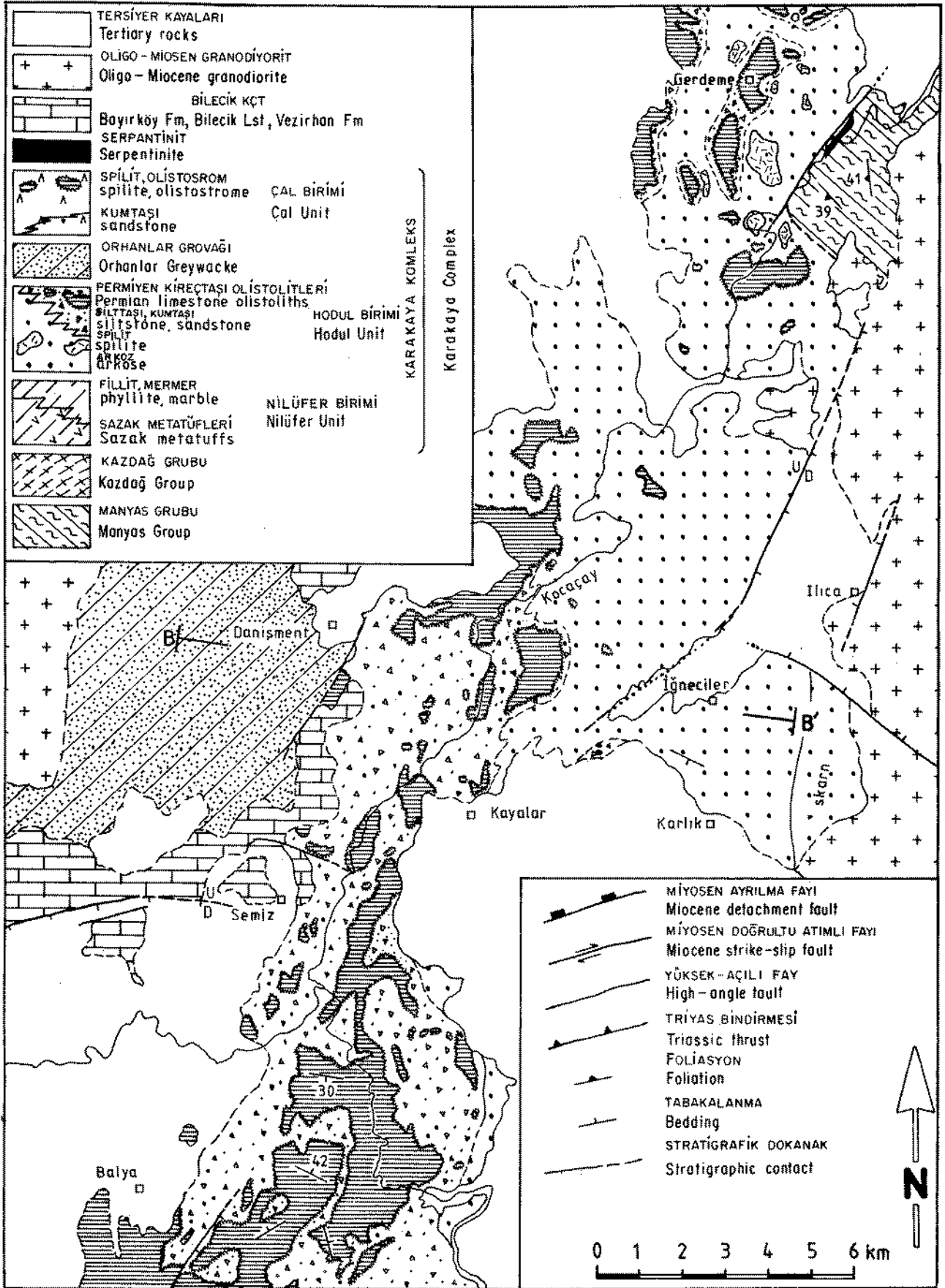
Pontidlerin Jura öncesi birimleri ile ilgili rejyonal bir sentez çalışmasında Tekeli (1981) ve onu takiben Şengör ve Yılmaz (1981) ve Şengör ve diğerleri (1984) kuzeybatı Anadolu'daki yaygın Kretase yaşta ofiyolitik melanj ve mavişistleri Liyas öncesi bir birim olan Karakaya Kompleksi içinde yorumlamıştır. Bu yanlış yorum. Karakaya Kompleksi'nin sedimanter kaya ağırlıklı ilksel tanımını (Bingöl ve diğerleri, 1975) değiştirmiş, ve birimin "ağırlıklı olarak mavişist, yeşilist ve amfibolit fasiyesindeki kayalardan ve deforme olmuş ofiyolitli bir melanjdan" oluştuğu belirtilmiştir (Şengör ve diğerleri, 1984). Halbuki, Bingöl ve diğerleri (1975) ve diğer detaylı rejyonal çalışmaların (örneğin, Akyürek ve diğerleri, 1984; Koçyiğit,

1989) gösterdiği gibi, Karakaya Kompleksi klastik sedimanter kaya ağırlıklı bir birimdir. Nilüfer Birimi içindeki birkaç sodik amfibol tanesi dışında mavişistler Karakaya Kompleksi içinde bulunmaz, ofiyolitli melanjlar çok seyrekler. Kaya ve diğerleri (1986, 1989) Bursa çevresinde yaptıkları çalışmalarda ise tam zıt bir görüşü ileri sürmekte, ve Karakaya Kompleksi'nin klastik sedimanter kayalarında gözlenen tüm deformasyonun çökeltme sırasında meydana geldiğini ileri sürmektedir. Halbuki çok basit arazi gözlemleri bile tüm Karakaya Kompleksi birimlerinin Liyas öncesi kuvvetli bir tektonizmadan etkilendiğini göstermektedir. Hem Bingöl ve diğerleri (1975), hem de Kaya ve diğerleri (1986, 1989) Karakaya Kompleksi'nin kayalarını tek bir stratigrafik istif olarak yorumlamaktadır.

Bizim kuzeybatı Anadolu'daki çalışmaları-mız Karakaya Kompleksi'nin muhtemelen benzer yaşta, birçok Jura öncesi tektono-stratigrafik birimden meydana geldiğini göstermiştir. Biga Yarımadası'nda bu tür dört birim ayrılmıştır: Nilüfer Birimi, Hodul Birimi, Orhanlar Grovaki ve Çal Birimi (Şekil 10). Bu birimler aşağıda tasvir edilecektir.

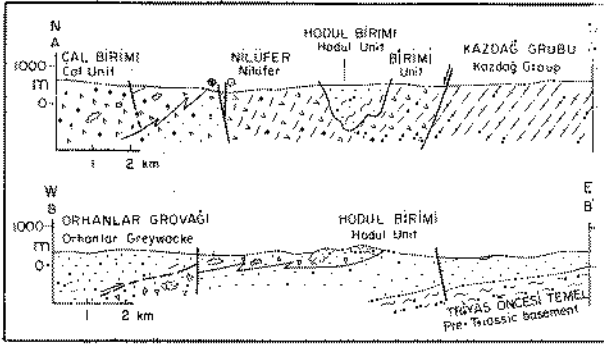
Nilüfer Birimi: Karakaya Kompleksi'nin en alt tektonik birimini oluşturan seyrek mermer ve fillat ardalanmalı, kalın metabazik kaya istifine Nilüfer Birimi adı verilmiştir (Şekil 10). Nilüfer Birimi için iyi bir referans kesiti Çan'ın güneyinde Derenti ile Yukarı Çavuş köyleri arasındaki orman yoludur (Şekil 11). Biga Yarımadası dışında kolayca ziyaret edilebilen diğer bir referans kesit yeri ise, birimin isminin kaynaklandığı, Nilüfer Çayı vadisini izleyen Bursa-Keles yoludur.

Biga Yarımadası'nda Nilüfer Birim'nin büyük bir kesimi yeşil, koyu yeşil, ince taneli, genellikle foliasyon gösteren, monoton, yeşilist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş metabazik kayalardan oluşmuştur. Bu metabazik kayalara Yenice'nin güneyindeki Sazak Köyü'ne atfen Sazak Metatüfleri adı verilmiştir (Şekil 11). Metabaziklerde yer yer tabakalanma izlenmesi ve metabaziklerin arasında yer yer yeşil, gri volkanojenik şeyllerin bulunması istifin genellikle ıraksak denizaltı tüflerinden oluştuğunu gösterir. Metatüfler içinde seyrek olarak gözlenen pembe Ti-ojit kalıntıları, istifin hiç olmazsa bir kesimin alkali özellikte olduğunu göstermektedir. Çan'ın güneyinde metatüfler üç kilometreyi aşkın kalınlıkta kuzeye düzenli eğimli bir istif oluşturur (Şekil 11). Metatüfler içinde, diğer Karakaya birimle-



Şekil 12: Ivrindi ile Manyas arasındaki bölgenin jeoloji haritası.

Figure 12: The geological map of the region between Ivrindi and Manyas.



Şekil 13: Şekil 11 (üstte) ve Şekil 12 (altta) deki jeolojik haritalarla ilgili jeolojik kesitler.
Figure 13: Cross-sections for the geological maps in Figure - 11 (above) and Figure - 12 (below).

rinde olduğu gibi, karbonat olistolitleri yer almaz; ancak grafitik fillat, kalkışist ve mermerden oluşan birkaç ince (<50 m) metasedimenter seviye bulunur. Muhtemelen bu seviyeler boyunca yer alan bindirmelerle metatüfler üç kilometreden fazla bir kalınlığa ulaşmıştır (Şekil 11, 13). Bu kalın metatüf istifi, Çal Köyü güneyinde yanal ve üste doğru, gri, gümüş grisi, grafitik fillat ve mikaşistlerden oluşan, seyrek mermer arakatkıları ve serpantin dilimleri de kapsayan klastik bir istife geçer (Şekil 11, 13). Biga'nın güneybatısında (Şekil 12) 10 km uzunlukta serpantin, metagabro ve metadiyabazlardan oluşan bir tektonik dilim Nilüfer Birimi içinde parçalanmış bir ofiyoliti temsil edebilecek yegane önemli kütledir.

Susuz Dağı batısında olduğu gibi bazı bölgelerde, Kazdağ Grubu üzerinde tektonik olarak yer alan metatüf istifinin alt kesimleri gitikçe artan oranda beyaz mermer araldanması kapsar ve yukarıda da belirtildiği gibi, Kazdağ Grubu'nun üst kesimlerine litolojik olarak benzerlik gösterir.

Biga Yarımadası'nda Nilüfer Birimi yeşilşist fasiyesinde bir reijonal metamorfizma geçirmiştir. Metabazik kayalar genellikle belirgin foliasyon gösterir ve tamamen rekristalize olmuştur; bu kayalarda, aktinolit/hornblend + albit + epidot + klorit + lökoksın + opak mineral topluluğu gelişmiştir. Mikaşist ve fillatlar da mineral topluluğu kuvars + muskovit + biyotit + plajiyoklas + opaktır. Dik ve genellikle kuzeye eğimli eksen düzlemlerine sahip izoklinal veya kapalı kıvrımlar vasıtası ile Nilüfer Birimi kuvvetli bir kısalmaya maruz kalmıştır; bu tip kıvrımlar bilhassa Bursa ile Keles arasındaki Nilüfer vadisi boyunca izlenebilir. Metamorfizma derecesinin düşük olduğu bu bölgede, yarı kırılğan deformasyon Nilüfer Birimi'ne parçalanmış formasyon (broken formation) karakteri kazandırmıştır.

Bursa-Keles yolu boyunca Nilüfer Birimi, yer yer magmatik dokusunu korumuş pembe Ti-ojit ve yerel kaersutit bulunduran kalın alkali bazalt volkanik akıntıları kapsar. Bu bölgeden alınan bazı örneklerde kaersutit kristalleri çevresinde büyüyen ufak sodik amfibol kristalleri gözlenmiştir. Bunun dışında Nilüfer Birimi Karacabey'in kuzeyinde geniş alanlarda mostra verir. Bu bölgede Bandırma'nın doğusunda metabazitler içinde sodik amfibol kapsayan ufak bir eklojit tektonik bloku (~50 m) rapor edilmiştir (A. Özgül kişisel görüşme, 1990). Biga Yarımadası'nda ise Nilüfer Birimi'nin metabazik kayalarında sodik amfibole rastlanmamıştır.

Biga Yarımadası'nda Nilüfer Birimi, muhtemelen Geç Tersiyer yaşta normal bir fay olan, dik eğimli bir tektonik dokanakla Kazdağ Grubu üzerinde yer alır (Şekil 11). Nilüfer Birimi'nin Karakaya Kompleksi'nin diğer birimleri ile olan Tersiyer öncesi dokanaklarının niteliğini anlamak, Geç Tersiyer yaşta doğrultu atımlı faylanma nedeniyle, güçtür. Fakat, Çal Köyü'nün güneyinde, Nilüfer Birimi kilometrelerce büyüklükte Hodul ve Çal birimlerine ait blokları kapsar (Şekil 11).

Nilüfer Birimi içinde fosil bulunamamıştır. Birim için öngörülen Triyas yaşı, reijonal tektonik yorumlar sonucudur. Nilüfer Birimi'nin Sakarya Zonu içinde geniş bir dağılımı vardır. Bursa'nın güneyinde (Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1971), Söğüt'ün kuzeyinde (Yılmaz, 1977; Ayeroğlu, 1979; Servais, 1982), Ankara bölgesinde (Akyürek ve diğerleri, 1984; Koçyiğit, 1989), Tokat (Blumenthal, 1950; Özcan ve diğerleri, 1980) ve Ağvanis (Okay, 1984a) masiflerinde değişik isimler altında tasvir edilmiştir.

Nilüfer Birimi içinde radyolaryalı çört veya pelajik kireçtaşı gibi derin denizel sedimenter kayalar veya intruzif magmatik kayalar ve dayklar yer almaz. Nilüfer Birimi, esas olarak yoğun bazaltik piroklastik ve volkanik kayalardan ve araldanmalı neritik kireçtaşlarından oluşur. Kitasal bir kaynaktan gelmiş malzeme azdır. Stratigrafisi ve litolojisi açısından Nilüfer Birimi okyanus kabuğu veya geçişli kabuk üzerinde gelişmiş yay-ıç ve/veya yay-önü havza (Ingersoll, 1988) çökellerine benzer. Nilüfer Birimi'ne benzeyen ve daha iyi bilinen bir yay-ıç havza Doğu dış Pontidlerin Kretase-Eosen istifidir. Bu istif, Nilüfer Birimi gibi, volkanit ve kireçtaşı araldanmasından oluşur (Zankl, 1961; Schultze-Westrum, 1962).

Hodul Birimi: Biga yarımadası'nda mostra veren Karakaya Kompleksi içinde en yaygın

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

birim olan Hodul Birimi (Şekil 2) başlıca beyaz, açık gri Üst Triyas arkoz ve ardalanmalı koyu gri, siyah şeyl ve silttaşlarından oluşur (Şekil 14). Bu klastikler içinde split ve çok daha seyrek olarak rekristalize kireçtaşı tektonik blokları bulunur. İvrindi ile Manyas arasındaki bölgede, kalın arkozik klastikler üste doğru Permo-Karbonifer kireçtaşı olistolitleri kapsayan olistostromlara geçer (Şekil 2, 12, 14). Hodul Birimi, çalışma alanının dışında, Bursa'nın kuzeyinde yaygın olarak bulunur (Genç, 1987).

Biga Yarımadası'nda geniş alanlarda most- ra veren Hodul Birimi birtakım litolojik ve stratigrafik farklılıklar gösterdiği dōri alanda ayrı yarı tasvir edilecektir (Şekil 14).

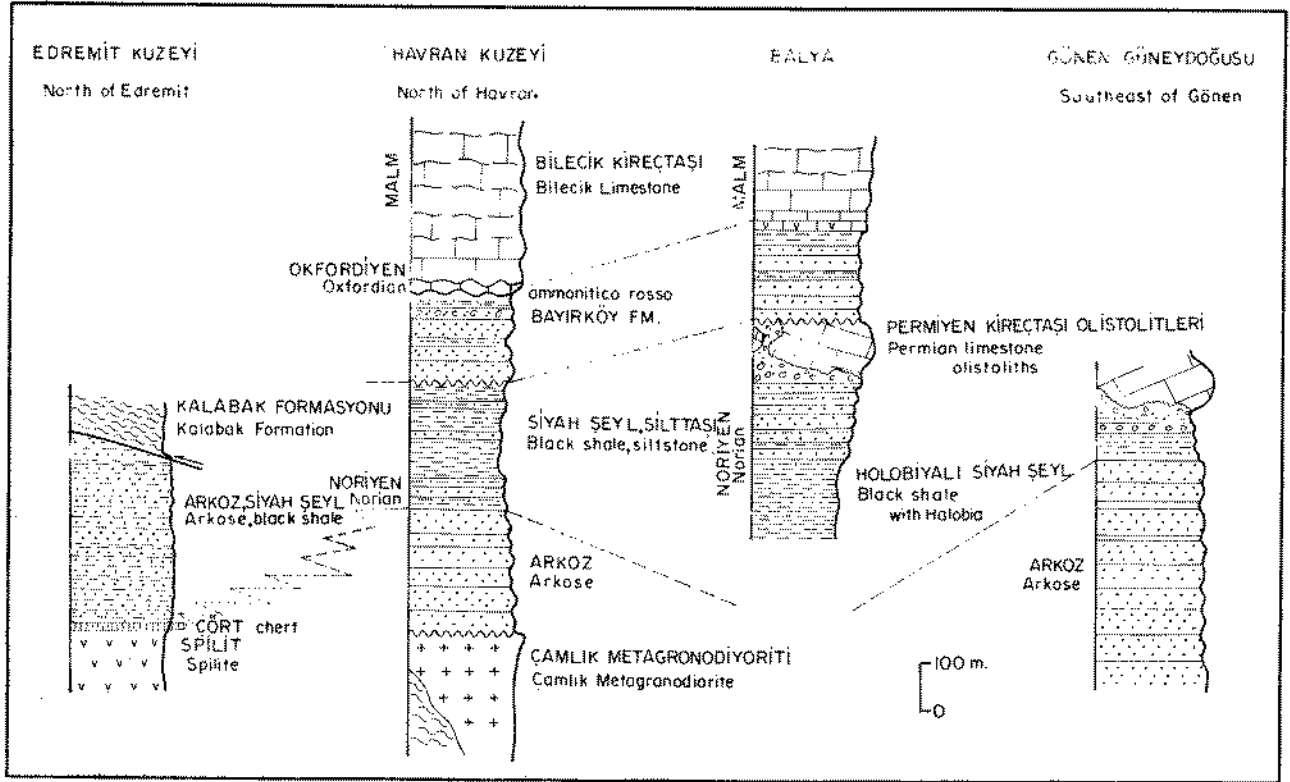
Havran'ın Kuzeydoğusu : Havran bölgesi Biga Yarımadası'nda Hodul Birimi'nin ve böylece Karakaya Kompleksi'nin stratigrafik temelini gözlemlendiği tek bölgedir. Havran'ın kuzeydoğusunda yukarıda tasvir edilen Çamlık Metagranodiyoriti üzerine uyumsuzlukla 350 metre kalınlıkta beyaz arkozik kumtaşlarından oluşan bir istif gelir (Şekil 7, 14; Gümüş, 1964; Aslaner, 1965). Uyumsuzluk düzeyi Çamlık Köyü güneyinde açıkça izlenebilir. Orta/kalın tabakalı bu arkozik kumtaşları seyrek olarak kömürleşmiş odun parçalı yeşil silttaşı ve konglomera mercekleri kapsar. Konglomera, boyları 20 cm'ye ulaşan iyi yuvarlanmış ve çok muhtemelen alttaki Çamlık Metagranodiyoriti ve Kalabak Formasyonu'ndan taşınmış mikro-granit, aplit, siyah fillat ve kuvars çakılları içerir. Arkozik kumtaşı istifi üste doğru 150-200 m kalınlıkta, seyrek arkozik kumtaşı araseviyeleri kapsayan siyah şeyl-silttaşı istifine geçer (Şekil 7, 14). Geçiş zonunda Noriye yaşıta lamellibrans, brakiyopod, gastropod fosilleri içeren gri silttaşı seviyeleri vardır (Şekil 14; Gümüş, 1964; Aslaner, 1965; Krushensky ve diğerleri, 1980; L. Krystyn 1988; kişisel görüşme). Üstte yer alan 150-200 m kalınlıktaki siyah şeyl istifi pek fosilli değildir; yalnızca Kaaden (1956) şeyllerde Geç Triyas'ın tipik lamellibransları olan *Halobia*, *Daonela* ve *Posidonomya*'nın bulunduğunu belirtmektedir. Şeyllerin üzerine keskin bir dokanak ve paralel bir uyumsuzlukla çok muhtemelen Jura yaşıta Bayırköy Formasyonu'nun sarımsı kahve, orta/kalın tabakalı karbontalı kumtaşları gelir (Şekil 14).

Gümüş (1964), Aslaner (1965), Krushensky ve diğerleri (1980), ve Altın ve diğerleri (1989) koyu renkli Noriye şeylleri ile üzerlerinde yer alan karbonatlı kumtaşlarının ilişkisini uyumlu olarak yorumlamakta, ve Altın

ve diğerleri (1989) Havran bölgesinde Noriye'den Geç Jura'ya kadar sürekli bir sedimentasyonun devam ettiğini ileri sürmektedir. Fakat bu bölgede şeyllerin üzerinde yer alan 200 m kalınlıkta karbonatlı kumtaşlarının yaşı bilinmemekte, ve Noriye ile Oksfordiyen arasında sürekliliği gösteren kesin bir paleontolojik bulgu bulunmamaktadır. Bizce bu iki klastik istif arasında, hiç olmazsa Resiye ve Erken Liyas'ı kapsayan önemli bir paralel uyumsuzluk vardır. Bu görüşümüzün verileri, koyu şeyller üzerinde keskin bir dokanakla sığ denizel karbonatlı kumtaşlarının gelmesi ve ikinci olarak da, 40 km kuzeydoğuda Balya bölgesinde, Noriye yaşıta olistostromal birim ile bunların üzerine gelen ve Havran bölgesindekilere litolojik olarak çok benzeyen Bayırköy Formasyonu'nun karbontalı kumtaşları arasında bariz bir diskordansın bulunmasıdır (Şekil 12).

İvrindi ile Manyas Arasındaki Bölge: Bu bölgede Hodul Birimi, KKD-GGB yönelimli 70 km'yi aşkın uzunlukta 5-6 km eninde bir kuşakta görülür. Bu kuşağın batısında Orhanlar Grovaki, doğusunda ise Manyas Grubu'na ait metamorfik kayalar yer alır (Şekil 2, 12). Bu kuşağın kuzey kesiminde, bilbassa Karlık Köyü'nün kuzeyinde, Hodul Birimi'nin alt kesimleri yüzlerce metre kalınlıkta, orta/kalın tabakalı arkozik kumtaşlarından oluşur. Arkozik kumtaşları içinde kuvarsit, dasit ve liddid çakılları içeren yerel konglomera tabakaları ve gri, siyah silttaşı/şeyl arakatıkları bulunur. Bu kalın klastik istif muhtemelen Havran'ın kuzeyinde olduğu gibi, kristalen bir temel üzerinde uyumsuzlukla yer almaktadır (Şekil 13). Kuzeye doğru, bu klastik istif, daha iraksak bir karakter gösterir ve siyah şeyllerle ardalanmalı, ince/orta tabakalı arkozik kumtaşlarından oluşur.

İvrindi-Manyas Kuşağı'nın kuzey kesiminde, kalın arkozik kumtaşı istifi üste doğru, genellikle birkaç on metre kalınlıkta kabverengi, yeşilimsi-kahverengi, mikali grovak, silttaşı, şeyl, siyah çört ve Üst Permiyen kireçtaşı taneli kalsitürbiditlerden sonra olistostromlara geçer. Olistostromlar, boyları birkaç metreden birkaç kilometreye kadar değişen, kirli silttaşı/kumtaşı hamuru içinde yer alan Permo-Karbonifer kireçtaşı ve seyrek split olistolitlerinden oluşur (Şekil 12, 13, 14). Arkozik kumtaşlarından olistostromlara olan geçiş, Gönen'in güneydoğusundaki Gerdeme Köyü çevresinde çok güzel izlenebilir (Şekil 12, 15). Kireçtaşı olistolitleri genellikle beyaz, kalın tabakalı veya masiftir; Orta Karbonifer ile Geç

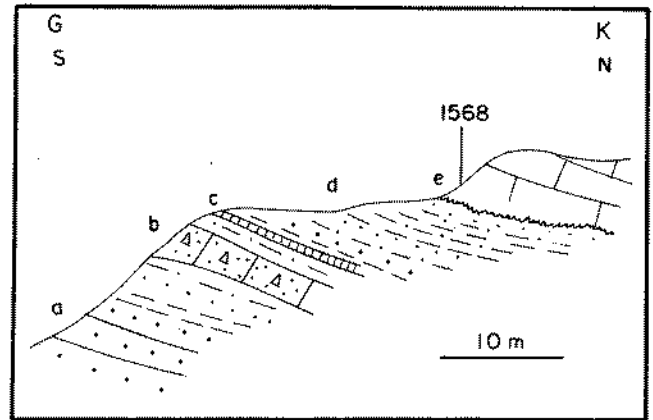


Şekil 14: Biga Yarımadası'nda dört farklı bölge için Hodul Birimi'nin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.
Figure 14: Stratigraphic columnar sections of the Hodul Unit for four different regions in the Biga Peninsula.

Permian arasında yaş veren fusulinid, alg, lamellibrans, gastropod ve mercan fosilleri kapsarlar. Hodul Birimi'ndeki olistolitlerin %95'den fazlasını oluşturan bu neritik Permo-Karbonifer kireçtaşı olistolitleri dışında, az miktarda spilit olistolitleri ve İğnecik Köyü'nün iki kilometre güneybatısında yüzeyleyen iki metre büyüklükte kırmızı pelajik kireçtaşı ve radyolarit aralanmasından oluşan bir olistolit de Hodul Birimi içinde yer alır (Şekil 12). Bu bloktaki kırmızı pelajik kireçtaşından elde edilen konodontlar Erken Karbonifer yaşı vermektedir (L. Krystyn; kişisel görüşme 1990).

Gerdeme Köyü'nde görülen, arkozik kumtaşları üzerindeki genellikle birkaç on metre kalınlıktaki kırıntılı kumtaşı/şeyl istifi, İvrindi-Manyas Kuşağı'nın güney kesiminde, Balya'nın hemen doğusunda, çok daha kalın ve üste doğru tane boyu kabalaşan regressive bir klastik istif ile değiştirilebilir (Şekil 12, 14). Balya'daki bu istif, fosilli olması bakımından değişik jeologlar tarafından incelenmiştir (Neumayer, 1887; Bittner, 1891; Bukowsky, 1892; Aygen, 1956). Balya'nın hemen doğusunda, Bahçecik bölgesinde mostra veren bu istifin tabanında bolca *Halobia neumayeri* kapsayan Noriye yaşı siyah şeyl ve silttaşları bulunur. *Halobia*'lı şeyller üste doğru orta

tabakalı, sarımsı kahverengi, fosilleşmiş bitki kırıntılı, brakiyopod, lamellibrans ve ammonit



Şekil 15: Manyas'ın güneyinde Gerdeme Köyü çevresinde Hodul Birimi'nde arkozik kumtaşlarından olistolitlere geçiş. a. beyaz, arkozik kumtaşı, b. 10 cm büyüklükte Permian kireçtaşı çakılları kapsayan, 2 m kalınlıkta olistostrom, c. siyah çört, d. kahverengi, yeşilimsi kahverengi, mikali silttaş, şeyl ve kumtaşı, e. Orta-Üst Karbonifer kireçtaşı olistoliti, örnek 1568 *Monotaxonoides* sp., *Paleotextularia* sp., *Tuberitina* sp., *Pachysphaerina* sp., *Fusulinidae*.

Figure 15: The upper part of the Hodul Unit around the village of Gerdeme south of Manyas showing transition from the arkosic sandstones to the olistoliths, a. white arkosic sandstone, b. two meters thick olistostrome with around 10 cm large Permian limestone fragments, c. black chert, d. brown, greenish brown, micaceous siltstones, shale and sandstone, e. Middle-Upper Carboniferous limestone, olistolith. Sample 1568 contains, *Monotaxonoides* sp., *Paleotextularia* sp., *Tuberitina* sp., *Pachysphaerina* sp., *Fusulinidae*.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

kapsayan kumtaşı ve silttaşlarına geçer. Bittner (1891) ve Aygen (1956) bu kumtaşlarından Geç Triyas yaşta bir fauna tasvir eder. Yaklaşık 100 m kalınlıkta olan bu kumtaşı-silttaşı istifinin üzerine, birkaç metre kalınlıkta, iyi yuvarlanmış, kötü boylanmış, 1 ile 10 cm arası büyüklükte Üst Permiyen kireçtaşı ve kuvars çakılları kapsayan bir konglomera seviyesi gelir (Şekil 12, 14). Bu konglomera'nın üzerinde ise birkaç on ile birkaç yüz metre arası büyüklükte ve İvrindi-Manyas Kuşağı'nın kuzeyindeki olistostrom birimine çok benzeyen kumtaşı matriksli Permiyen kireçtaşı olistolitleri yer alır. Balya'dan güneye doğru devam eden Hodul Birimi'nin büyük bir kesimi, sarımsı kahverengi, açık gri, ince/orta tabakalı kumtaşı ve silttaşı hamuru içinde yer alan yüzlerce Permo-Karbonifer kireçtaşı blokundan oluşan bu olistostromal birimden yapılmıştır. Olistolitler genellikle kalın tabakalı/masif, beyaz kireçtaşından oluşur, fakat şeyl arakatlı veya ince/orta tabakalı, koyu gri kireçtaşlarından oluşan olistolitler de seyrek olarak gözlenmiştir. Olistolitlerin boyları birkaç kilometrenin, kalınlıkları ise 100 metrenin üzerinde olabilir (Şekil 12). Bu olistolitler arasında, Balya'nın doğusunda birkaç metre büyüklükteki bir olistolitte, kumlu ve siltli bir matrikste yer alan bresleşmiş kireçtaşından oluşan olistolit tabanı, üste doğru masif kireçtaşına geçmekte ve sığ klastik bir havzaya kireçtaşı bloklarının mekanik olarak kayması- nı göstermektedir.

İvrindi-Manyas Kuşağı'ndaki kireçtaşı olistolitlerinin büyük yoğunluğu ve iriliği (Şekil 12) kaynak alanının çok uzak olmadığını gösterir. Olistolitlerle beraber bulunan orta/kalın tabakalı kumtaşları ve iyi yuvarlanmış kuvars ve kireçtaşı çakılları kapsayan konglomeralar, Hodul Birimi'deki kireçtaşı olistolitlerinin oldukça sığ denizel koşullarda taşındıklarını ve bunların yüzey bindirmelerine (relief-überschiebung, Tollmann, 1973) bir örnek teşkil ettiğine işaret eder. Bu bakımdan Hodul Birimi'nin olistostromları, Çal Birimi'nin kötü boylanmış daha tipik olistostromları ile bir tezat teşkil eder. Hodul Birimi'nin olistostromları sıkışmalı bir rejim içinde kaya kayması (rock sliding) şeklinde, Çal Birimi'nin olistostromları ise, çok daha derin havza koşullarında ve tansiyonal bir rejim içinde kütle akması (mass or debris flow) sonucu oluşmuştur.

İvrindi-Manyas Kuşağı'ndaki kireçtaşı olistolitlerinden alınan çok sayıda numune Erken Karbonifer, Orta/Geç Karbonifer, Geç Karbo-

nifer-Erken Permiyen ve Geç Permiyen yaşları vermiştir. Bunlar arasında Üst Permiyen kireçtaşı olistolitleri en yaygındır ve tüm olistolitlerin %90'dan fazlasını oluşturur. Üst Permiyen kireçtaşı olistolitlerinden alınan dokuz örnek, Endothyraacea ve Fusulinacea'ca zengin bir fauna vermiştir: *Glomospira* sp., *Pseudoglomospira* sp., *Tuberitina* sp., *Tuberitina retlingerae*, *Lunucammia* sp., *Pachyphloia* sp., *Paleotextularia* sp., *Climacammia* sp., *Cribrogenerina* sp., *Cribrogenerina sumatrana*, *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina* sp., *Globivalvulina cf. biserialis*, *Lasiodiscus cf. tenuis*; *Reichelina* sp., *Stafella* sp., *Codonofusiella* sp., *Dunbarula* sp., *Pseudofusulina* sp., *Verbeekina* sp., *Neoschwagerina* sp.; *Agathammina* sp., *Hemigordius* sp.; *Pseudovermiporella* sp., *Gymnocodium* sp., *Mizzia* sp., *Girvanella cf. media*, *Epi-mastopora* sp. Yalnızca Balya'nın doğusundaki ufak, orta tabakalı siyah bir kireçtaşı olistolitinden alınan bir numune Erken Karbonifer faunası kapsar: *Globivalvulina* sp., *Endothyra* sp., *Archaeodiscus* sp., *Monotaxinoides transitorius*, *Girvanella* sp. Manyas batısındaki bir kireçtaşı olistoliti ise Orta-Geç Karbonifer yaşını veren bir fauna içerir: *Monotaxonotides* sp., *Eostafella* sp., *Paleotextularia* sp., *Tuberitina* sp., *Pachysphaerina* sp., *Fusulinidae*, *Endothyridae* Bu bölgedeki başka bir olistolit-ten alınan diğer bir numune ise Geç Karbonifer-Erken Permiyen faunası kapsar: *Eotuberitina* sp., *Globivalvulina cf. buloides*, *Bradyina* sp., *Schubertella* sp., *Hemigordius* sp., *Pernoccalculus* sp. Balya çevresindeki kireçtaşı olistolitlerinin detaylı paleontolojik etüdünü yapan Aygen (1965) bu kireçtaşlarında Geç Permiyen'in orta kesimi için karakteristik olan *Neoschwagerina craticulifera*, *Verbeekina verbeeki*, *Sumatrana* sp. ve *Sumatrana annae* gibi fusulinidlerin yaygınlığına işaret eder, buna karşın kireçtaşı olistolitlerinde en Geç Permiyen foraminiferleri bulunmamaktadır. Gemlik bölgesinde Karakaya Kompleksi'deki Üst Permiyen kireçtaşı olistolitlerinin mikropaleontolojisini inceleyen Erk (1942) İvrindi-Manyas Kuşağı'ndakine çok benzeyen bir fusulinid faunası tanımlamaktadır; Gemlik bölgesinde de en Geç Permiyen fusulinidleri bulunmaz.

Balya'nın kuzeyinde Hodul Birimi'nin olistostromal kesiminin üzerine uyumsuzlukla Jura yaşta Bayırköy Formasyonu'nun kahverengi karbonatlı kumtaşları gelir (Şekil 12); bu ilişki Semiz Köyü'nün iki kilometre kuzeydoğusunda izlenebilir.

İvrindi-Manyas Kuşağı'nda Hodul Birimi'nin stratigrafisi, Üst Permiyen kireçtaşlarından o-

luşan bir napın Noriye'de bir ön ülke havzası durumunda olan Hodul Birimi'ne yaklaşması ve böylece meydana gelen elastik tepkime sonucu havzanın ilk önce derinleşmesi daha sonra napın iyice yaklaşması ile sığlaşmasını yansıtmaktadır.

Edremit Kuzeyi: Dereceli tabakalanma, alev yapısı gibi türbidit istifi özellikleri gösteren ince tabakalı arkozik kumtaşı ve siyah şeylden oluşan ve kuvvetlice tektonize olmuş bir istif, Edremit'in kuzeyinde yer alır (Şekil 2). Hodul Birimi'ne dahil edilen bu türbidit istifi her 5-10 metrede bir tekrarlanan makaslama zonları tarafından kesilmiştir. Bu kuvvetli tektonizmaya rağmen, Karadağ Mahallesi'nin kuzeyinde olduğu gibi, bazı bölgelerde kumtaşı ve şeyllerin, arada birkaç metre kalınlıkta olan ince/orta tabakalı, gri çörtten sonra, gaz boşluksuz spilitik bazik volkanik lavların üzerinde stratigrafik olarak yer aldığı görülebilir (Şekil 14). Spilitik bazik volkanitlerin alt dokanakları her yerde tektoniktir; bu da spilitleri türbidit istifi içinde araseviye olarak yorumlanabilecek bazaltik lavlar olmaktan ziyade, türbidit istifinin temelini oluşturduklarını göstermektedir. Karakaya Kompleksi'nin ismini aldığı (Bingöl, 1968) Edremit'in kuzeyindeki Karakaya Tepe'si, üzerine türbiditlerin geldiği bu tip ince taneli spilitlerden oluşmuştur. Edremit'in kuzeyinde kumtaşı-şeyl istifinin üzerine tektonik olarak Kalabak Formasyonu gelir (Şekil 8).

Yenice ile Biga Arası: Bu büyük bölgede Hodul Birimi, arkozik kumtaşı ve ardalanmalı lamine siyah şeyllerden oluşur, dereceli tabakalanma, slamp, kayma yapıları gibi türbidit istifi özellikleri gösterir ve bazı kesimlerde Edremit'in kuzeyindeki Hodul Birimi'ne litolojik olarak yakın benzerlikleri vardır. Bu kalın türbiditik kumtaşı istifi içinde iki metreye kadar kalınlıkta arkozik kumtaşı tabakalarından oluşan yakınsak ve birkaç santimetre kalınlıkta kumtaşı-şeyl tabakalarının ardalanmasından oluşan iraksak türbidit kesimleri mevcuttur. Bu bölgede Hodul Birimi en iyi olarak, ismini aldığı Hodul Dağı'nın doğusunda, Derenti Köyü'nün güneyinde ve Karadoru Köyü batısında izlenir (Şekil 11).

Edremit'in kuzeyinde olduğu gibi, Yenice ile Biga arasındaki bölgede de Hodul Birimi kuvvetlice tektonize olmuştur ve çok sayıda çatalaşan makaslama zonları içerir. Bu bölgede Hodul Birimi içinde genellikle birkaç yüz metreden daha büyük boyda, ince taneli, yeşil spilitik bazik volkanit tektonik blokları yer alır. Spilitleşmiş bazik volkanitler, ince taneli

pembe Ti-ojit, ayrıışmış ve albitleşmiş plajiyoklas, klorit ve lökoksenden oluşur. Bu spilit blokları muhtemelen Hodul Birimi'nin bu bölgedeki temelinin parçalarını temsil etmektedir. Hodul Birimi'nin arkozik kumtaşları arasında çok seyrek ardalanmalar halinde koyu renkli, kalın tabakalı rekrystalize kireçtaşları ve ince tabakalı siyah çörtler bulunur. İvrindi-Manyas Kuşağında çok iyi gelişmiş olan Hodul Birimi'nin üst olistostromal kesimi Yenice ile Biga arasında gözlenmez. Yalnızca arkozik kumtaşları arasında çok seyrek olarak, boyları 1 ile 40 cm arasında değişen kireçtaşı, şeyl, kumtaşı ve kuvars çakılları kapsayan tane akıntıları yer alır. Böyle bir tane akıntısından alınan kireçtaşı çakıl numuneleri muhtemel Geç Permiyen foraminiferi *Lunucammia* sp. kapsamaktadır.

Yenice ile Biga arasında deformasyon çok heterojen dağılmıştır ve genellikle dik eğimli, çatalaşan, kompleks makaslama zonlarına bağlıdır. Bu makaslama zonları deforme olmamış istiflerle, kaotik bir şekilde deforme olmuş türbidit istiflerini yanyana getirmiş ve birime yerel olarak bir melanj karakteri kazandırmıştır. Kuvvetli deforme olmuş bölgelerdeki klastik kayalarda yerel olarak düşük dereceli bir metamorfizma da izlenir.

Başka bölgelerde olduğu gibi Yenice ile Biga arasında da Hodul Birimi'nin üzerine uyumsuzlukla Jura yaşta Bayırköy Formasyonu'nun kumtaşları gelir. Bu ilişki, Yavuz Köyü çevresinde gözlenebilir (Şekil 11).

Dört bölgede tasvir edilen Hodul Birimi'nin arkozik kumtaşları, benzer petrografik özellikler gösterir. Kuvvetli diyajenez geçirmiş kumtaşları esas olarak kuvars ve ayrıışmış feldspattan oluşur. Petrografik boyama teknikleri ile kumtaşı içindeki feldspatın büyük bir kesiminin K-Feldspar olduğu belirlenmiştir. Bu önemli veri, Hodul Birimi'nin kıtasal granitik bir kaynaktan beslenen kalın bir Triyas klastik kamasını temsil ettiğini gösterir.

İvrindi-Manyas Kuşağı'nın batısında kalan alanda Hodul Birimi yer yer çok düşük dereceli bir metamorfizma gösterir. Bu metamorfizma, bilhassa ince taneli arkozik kumtaşlarında ve şeyllerde belirgindir. Spilitler ve kaba taneli kalın tabakalı arkozik kumtaşlarında rekrystalizasyon gözlenmemiştir.

Orhanlar Grovaki: Orhanlar Köyü'nün güneyinde genellikle grovaklardan yapılmış, kalın, monoton bir klastik istif geniş bölgelerde mostra verir (Şekil 2, 12). Arazide Hodul Birimi'den kolayca ayrılanabilen bu klastik istif,

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

Balya kuzeyindeki Orhanlar Köyü'ne atfen isimlendirilmiştir. Brinkmann (1971b) tarafından kullanılan Orhanlar Tabakaları ve yine Kaya ve diğerleri (1986, 1989) tarafından isimlendirilen Dışkaya Formasyonu, hem Orhanlar Grovaki'nı hem de Hodul Birimi'ni içermektedir. Orhanlar Grovaki için referans kesiti, İğnecik vadisini takip eden Orhanlar ile Danişment köyleri arasındaki orman yoludur (Şekil 12).

Orhanlar Grovaki'nın büyük bir kesimi (>%80) sarımsı yeşil, sarımsı kahverengi, kahverengi, çok parçalanmış, çok seyrek tabakalanma gösteren, ayrılmış grovaplardan oluşur (Şekil 10). Petrografik olarak grovak, killi bir hamur içinde yer alan çok kötü boylanmış, köşeli kuvars, plajiyoklas, opak, lidid, volkanik ve metamorfik kaya parçalarından oluşur. Grovaki içinde mavimsi gri şeyl, silttaşı ve çok seyrek olarak konglomera seviyeleri vardır. Orhanlar Grovaki'nın karakteristik bir özelliği, ince tabakalı, siyah çört ve beyaz silisli şeyl ardalanmasından oluşan birkaç metre kalınlıkta seyrek seviyelerin grovaki içinde yer almasıdır. Bu tip çört seviyeleri Danişment Köyü kuzeyinde ve Karamustafa Köyü güneyinde gözlenmiştir. Orhanlar Grovaki içinde ayrıca, genellikle boyları 0.3 m ile 2 m arasında değişen siyah, Alt Karbonifer kireçtaşı olistolitleri yer alır. Bu tip olistolitler bilhassa Orhanlar ile Danişment köyleri arasındaki orman yolu boyunca gözlenebilir (Şekil 12). Bu bölgedeki onu aşkın kireçtaşı olistolitinden alınan numunelerde *Endothyra*ca zengin bir Erken Karbonifer faunası tayin edilmiştir: *Glomospira* sp., *Archaeosphaera* sp., *Bisphaera* sp., *Earlandia* sp., *Pseudoglomospira* sp., *Turrispiroides* sp., *Tuberitina* sp., *Tuberitina* cf. *conili*, *Tuberitina reitlingerae*, *Stacheoides* sp., *Climacamina* sp., *Cribogenerina* sp., *Tetrataxis* sp., *Globivalvulina* sp., *Forschia* sp., *Endothyra* sp., *Endothyra bowmani*, *Paraendothyra* sp., *Bradyina* sp., *Archaeodiscus* sp., *Brunsia* sp., *Houchinia* sp., *Monotaxinoides* sp., *Paramillerella* (syn. *Mediocris*) sp., ? *Stafella* sp., *Girvanella* sp. Biga Yarımadası dışında, Bursa'nın güneybatısında, Orhanlar Grovaki içinde Üst Permiyen kireçtaşı olistolitleri ve çok seyrek ufak (>10 m) serpantinit mercekleri de yer alır.

Tabakalanmanın genellikle izlenememesi yüzünden Orhanlar Grovaki'nın kalınlığının tespit edilmesi güçtür; fakat topoğrafyaya bakarak Orhanlar Grovaki'nın en az birkaç yüz metre olmak üzere muhtemelen 1000 metrenin üzerinde bir kalınlığı olduğu söylenebilir. Orhanlar Grovaki üzerinde uyumsuzlukla Jura yaşı Bayırköy Formasyonu'nun kumtaşı

ve şeylleri yer alır (Şekil 10, 12). Birimin temeli çalışılan alan içerisinde yüzeylenmemektedir. Orhanlar Grovaki Balya'nın kuzeyinde Hodul Birimi ile tektonik dokanaktadır. Bu iki Karakaya Kompleksi birimi arasındaki tektonik dokanak Geç Tersiyer yaşta bir fay tarafından maskelenmekte ve kısmen de Jura ve daha genç çökeller tarafından örtülmektedir (Şekil 12). Bu faylanmadan önce, Orhanlar Grovaki'nın İvrindi-Manyas Kuşağı'ndaki Hodul Birimi üzerine bindirmiş olması muhtemeldir (Şekil 13). Orhanlar Grovaki, batı kesiminde, Pazarköy güneyinde, imbrike bir tektonik zon boyunca Kalabak Formasyonu tarafından üzerlenir (Şekil 2, 9). Çok muhtemelen Geç Tersiyer yaşta olan bir granodiyorit, Orhanlar Grovaki'nı kesmiş ve grovaki içinde geniş bir kontakt metamorfizma zonu yaratmıştır (Şekil 12). Çalışma alanı dışında, Bursa'nın güneyinde Orhanlar Grovaki dik eğimli bir tektonik dokanakla Nilüfer Birimi üzerinde yer alır.

Verdiği kötü mostralara ve içinde kılavuz seviyeler bulunmaması nedeni ile Orhanlar Grovaki'nın iç yapısını tanımlamak güçtür, fakat makaslanma zonlarının yaygın olmasına karşın kıvrımlanma ve foliasyon gelişiminin gözlenmediği söylenebilir. Orhanlar Grovaki rejyonel metamorfizmadan etkilenmemiştir.

Belirgin bir stratigrafik temelinin bulunmaması, yaygın makaslama zonları ve monoton grovaki ile Orhanlar Grovaki muhtemelen, hendek yelpaze ve hendek eksenli çökellerinin yoğun olduğu bir eklenir prizmayı temsil etmektedir (Thornburg ve Kulm, 1987).

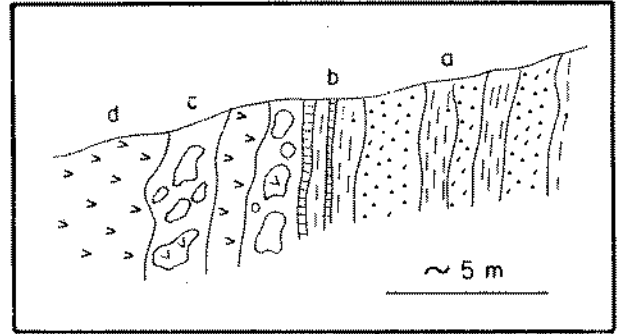
Orhanlar Grovaki'nın rejyonel metamorfizma göstermemesine rağmen, Radelli (1970) yayınladığı jeoloji haritasında Orhanlar Grovaki'nın büyük bir kesimini metamorfik temel olarak göstermektedir. Radelli, Balya ile ilgili makalesinde bütün jeolojik birimleri birbirine karıştırmıştır; Hodul Birimi'nin üst kesimini ve Bayırköy Formasyonu'nu Geç Triyas yaşta tek bir birim olarak göstermiş ve bu birimin, gerçekte Orhanlar Grovaki olan bir "metamorfik temel" üzerinde yer aldığını belirtmiştir. Radelli (1970) metamorfik temel olarak göstermediği Orhanlar Grovaki'nın ufak bir kesimine Permo-Karbonifer yaşı, Hodul Birimi'nin alt kesimine ise Permiyen yaşı öngörmüştür.

Çal Birimi : Çal Birimi, spilitik bazik volkanik ve piroklastik kayalardan, spilit ve Üst Permiyen kireçtaşı bloklu olistostromlardan, grovak, şeyl ve seyrek kalsitürbidit, radyolaryalı çört ve pelajik şeylden oluşur (Şekil 10). Camialan Kireçtaşı adı verilen Orta Triyas yaşta bir kireçtaşı, Çal Birimi ile yakın ilişkilidir (Şekil 10). Çal

Birimi'nin tipik ve ayırtman özelliği, boyları birkaç santimetreden bir kilometreye kadar değişen ve bazik volkanik veya daha seyrek olarak klastik bir hamur içinde yer alan Üst Permiyen kireçtaşı çakıl ve olistolitleri kapsamasıdır. Çal Birimi içinde yer alan Üst Permiyen kireçtaşı olistolitlerinin büyük bir kesiminin boyu 100 metrenin, kalınlıkları ise birkaç on metrenin altındadır. Bu kireçtaşı olistolitleri Hodul Birimi'ndeki eşdeğerlerinden daha ufak ve daha incedir. Ayrıca Çal Birimi'nin olistostromları Hodul Birimi'nin olistostromlarından, kapsadıkları bol spilitik bazaltik volkanik kayalarla kolayca ayırtlanabilir. Çal Birimi ilk defa Çal Köy Serisi olarak Blanc (1965, 1969) tarafından tasvir edilmiştir. Birimin ismi Çan-Yenice yolundaki Çal Köyü'nden gelmektedir (Şekil 11). Çal Birimi'nin kolayca ulaşılabilen iki referans kesiti Derenti Köyü ile Yenice Kasabası arasındaki anayol, Aşağı Karaaşıık ile Yukarı Karaaşıık köyleri arasındaki yoldur (Şekil 11).

Çal Birimi'nin alt kesimleri yerel olarak ufak Üst Permiyen kireçtaşı olistolitleri kapsayan, orta/kalın tabakalı, mikalı, yeşilimsi kahverengi grovak ve ardalanmalı şeyllerden oluşur (Şekil 11). Çal Köyü çevresinde mostra veren bu klastik istif üste doğru ve yanal olarak Çal Birimi'nin %70 kadarını oluşturan olistostromlara, spilitik bazik volkanik ve piroklastik kayalara geçer (Şekil 10). Olistostromlar ve bazik volkanitler içinde de yanal devamlılığı olmayan grovak-şeyl seviyeleri yer alır. Olistostromlar, bir ile birkaç metre arası kalınlıkta, volkanit veya daha seyrek olarak kumtaşı hamuru içinde bolca Üst Permiyen kireçtaşı ve spilit kaya parçaları kapsayan düzensiz seviyeler oluşturur. Olistostromlar arasında koyu yeşil spilitik tuf, piroklastik ve bazik lav akıntıları yer alır. Bazik volkanitlerin genellikle glomeraporfiritik bir dokuları vardır; camsı veya çok ince taneli bir hamur içinde biraraya toplanmış ojit fenokristallerinden oluşur. Olistolitler hemen hemen tek bir cins kayadan; beyaz, kalın tabakalı/masif, foraminifer, mercan, brakiyopod, gastropod, ostrakod ve ekinid kapsayan Üst Permiyen kireçtaşlarından oluşur. Çok sayıda olistolitten alınan numuneler Geç Permiyen faunası vermiştir: *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Archaeosphaera* sp., *Bisphaera* sp., *Tuberitina* sp., *Pachyphloia* sp., *Paleotexularia* sp., *Cribrogenetina* sp., *Globivalvulina* sp., *Reichelina*? sp., *Codonofustella*? sp., *Yangchienia*? sp., *Schwagerina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Pseudovermiporella* sp.

Çal Birim içinde seyrek görülen, fakat önemli başka kayalar da, kırmızı, siyah, ince tabakalı pelajik kireçtaşı ve şeyl; ince/orta tabakalı, kırmızı, yeşil radyolaryalı çört ve kalsitürbidit ardalanmasıdır. Bu kayalar, olistostromlar ve spi-



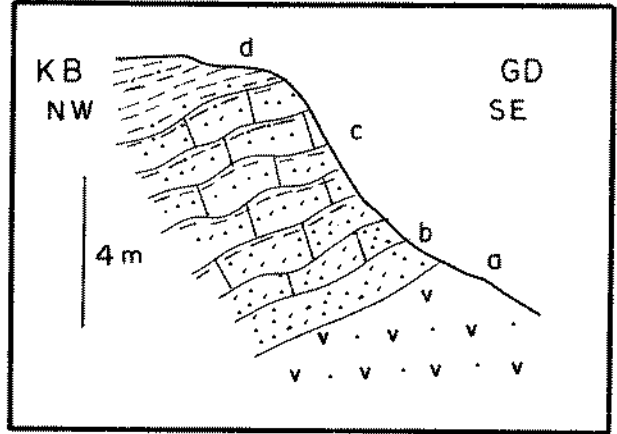
Şekil 16: Çal Birimi'nin radyolaryalı çört kapsayan bir kesimden arazi kesiti. a. yeşilimsi kahverengil, mikalı, kumtaşı ve şeyl, b. kırmızı radyolaryalı çört ve şeyl ardalanması, c. Üst Permiyen kireçtaşı ve spilit çakılları kapsayan olistostrom, d. spilitleşmiş bazik volkanit akıntısı.

Figure 16: A field cross-section of the Çal Unit with radiolarian chert, a. greenish brown, micaceous sandstone and shale, b. intercalations of red radiolarian chert and shale, c. olistostrome with Late Permian limestone and spilitic fragments, d. spilitized volcanic flow.

litler arasında birkaç on metre kalınlıkta seviyeler oluşturur (Şekil 16). Kalsitürbiditlerin tamamı taşınmış Üst Permiyen kireçtaşı ve fosil parçalarından oluşur.

Çal Köyü içinde çok açık bir şekilde görüldüğü gibi, Çal Birimi'nin üzerine uyumsuzlukla Jura yaşta Bayırköy Formasyonu'nun taban konglomeraları gelir (Şekil 17).

Bütün Karakaya Kompleksi birimleri içinde Çal Birimi Triyas deformasyon ve metamorfizmasından en az etkilenmiş olanıdır. Çal Birimi



Şekil 17: Çal Köyü'nde Çal Birimi ile Jura yaşta Bayırköy Formasyonu arasındaki uyumsuzluk (bak şekil 8). a. Ufak (<10 cm) Üst Permiyen kireçtaşı çakılları kapsayan Çal Birimi'nin spilitleşmiş ince taneli, piroklastik kayaları, b. iyi yuvarlanmış, 0.2 - 5 cm büyüklükte spilit çakılları içeren Bayırköy Formasyonu'nun taban konglomerası, c. ince silttaşı araseviyeli, krinoid, lamellibrans, gastropod, hidrozoa ve belemnit kapsayan, spilit çakıllı, kumlu kireçtaşı; kireçtaşında klastik oranı üste doğru azalmaktadır. d. Düzenli tabakalı, *Bositra bronni* kapsayan, yeşilimsi kahverengil, kırmızı silttaşı ve şeyl.

Figure 17: The unconformity between the Çal Unit and the Jurassic Bayırköy Formation in the village of Çal (see figure - 8). a. spilitized fine-grained pyroclastic rocks of the Çal Unit with small (<10 cm) Upper Permian limestone fragments, b. basal conglomerate of the Bayırköy Formation with well rounded 0.2 - 5 cm large spilitic fragments, c. lenticular sandy limestone with thin siltstone horizons and with crinoid, lamellibranch, gastropod, hydrozoa and belemnite, and spilitic grains. The clastic content decreases upwards in the section, d. well-bedded, greenish brown, reddish siltstone and shale with *Bositra bronni*.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

mi kayalarında rejyonal metamorfizma ve foliasyon yoktur; makaslama zonları, Hodul Birimi veya Orhanlar Grovaki'nda olduğu kadar yaygın değildir.

Döşemedere Formasyonu (Bilgütay, 1960; Koçyiğit, 1989), Dilarkaç Üyesi (Erk, 1977) veya Ortaköy Formasyonu (Akyürek ve diğerleri, 1984) olarak değişik isimler altında incelenen ve litolojik olarak Çal Birimi'ne benzeyen bir birim Ankara çevresinden tasvir edilmiştir. Bu birim spilitik bazik volkanik kayalardan, volkanojenik silttaşı, şeyl, olistostrom ve radyolarali çörtten oluşur. Ankara bölgesindeki olistostromlar, Çal Birimi'ndekilere nazaran, daha seyrek ve daha polijeniktir ve Permiyen kireçtaşı blokları dışında, rekristalize kireçtaşı, Triyas kireçtaşı, fillat blokları da kapsar (Bilgütay, 1960; Erk, 1977; Akyürek ve diğerleri, 1984; Koçyiğit, 1989).

Yaygın olistostromlar, piroklastikler ve lav akıntıları Çal Birimi'nin bir (yay-ardı ?) riftte oluştuğunu, Çal Birimi'nin muhtemelen üst kesimlerinde yer alan pelajik sedimenter kayalar ise bu riftin zamanı içinde derinleşip olgunlaştığını gösterir. Çal Birimi'nin muhtemelen en üst kesimini oluşturan Camialan Kireçtaşı ise riftin aktivitesini yitirdiği evreyi simgelemektedir (bak. Carey ve Sigurdsson, 1984).

Camialan Kireçtaşı: Biga'nın güneydoğusunda Çal Birimi içinde birkaç kilometreye kadar büyüklükte tektonik bloklar oluşturan Orta Triyas kireçtaşlarına Camialan Kireçtaşı ismi verilmiştir (Şekil 2); kireçtaşının ismi bu bölgedeki Camialan Köyü'nden gelmektedir. Camialan Kireçtaşı için referans kesiti Hoşoba ile Camialan köyleri arasındaki yol boyunca. Yaklaşık 100 m kalınlıkta olan bu kesitin tabanında muhtemelen Sitiyen yaşta, sarımsı pembe marn ve silttaşları yüzeyler (Şekil 18). Bu klastikler üste doğru pembe, gri, yer yer çört mercekli, ince tabakalı mikritik kireçtaşlarına geçer (Şekil 18). İnce tabakalı kireçtaşlarının üzerine ise en az 50 m kalınlıkta, kalın tabakalı/masif, gri, kısmen rekristalize, mollusk, alg ve ekinoderm fosilli Aniziye kireçtaşları gelir. Bu kireçtaşlarından alınan numuneler Aniziye yaşını gösteren *Meandrosira dinarica*, *Glomospirella grandis*, *Glomospira densa*, *Ammobaculites*, *Duastorninidae*, *Endothyra* veya *Endothyranella* sp. kapsar.

İstifin Aniziye kireçtaşlarının altındaki kesiminde yaş verebilecek fosil bulunamamıştır. Bu bölgenin güneybatısındaki başka bir Camialan kireçtaşı blokundan Gözler ve diğerleri (1984) Orta/Geç Triyas fosilleri tanımlar

ve bu kireçtaşı blokunun Çal Birimi (Gözler ve diğerleri (1984)'ün Karakaya Kompleksi) üzerinde uyumsuz olduğunu ileri sürerek Karakaya Kompleksi'ne Erken Triyas yaşı öngörürler.

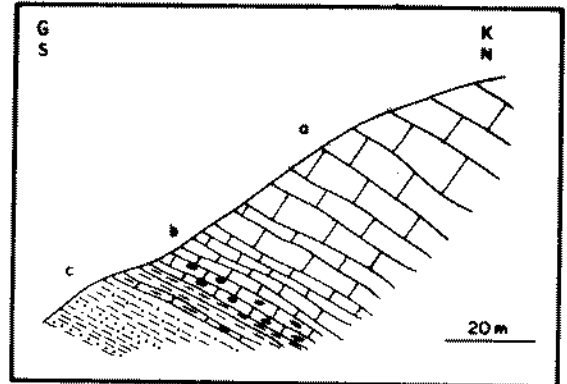
Camialan Kireçtaşı bloklarının Çal Birimi ile olan dokanakları açık değildir. Bazı bölgelerde Camialan Kireçtaşı, Çal Birimi'nin spilit ve olistostromları üzerinde tektonik olarak yer almakta, referans kesiti gibi bazı bölgelerde ise Camialan Kireçtaşı blokları, Çal Birimi litolojileri içine gömülmüş durumdadır. Biz Camialan Kireçtaşı'nın stratigrafik olarak muhtemelen Çal Birimi'nin üst kesimini oluşturduğunu düşünmekteyiz.

Fauna ve litolji olarak Camialan Kireçtaşı'na çok benzeyen ve Çal Birimi tipi litolojilerle beraber bulunan bir Aniziye kireçtaşı bloku Altın ve Koçyiğit (1987) ve Koçyiğit (1989) tarafından Yazılıkaya Formasyonu adı altında Ankara bölgesinde tanımlanmıştır. Ankara bölgesinde bazik volkanik yastık lavların bu kireçtaşının stratigrafik olarak altında ve üstünde bulunduğu belirtilir (Koçyiğit, 1989).

Jura Öncesi Granitoidler

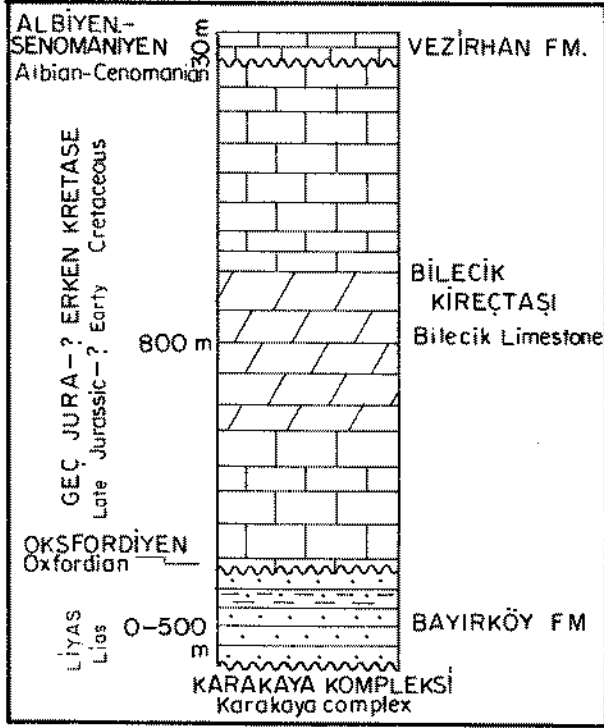
Çamlık Metagranodiyoriti dışında Biga Yarımadası'nda, Biga'nın güneydoğusunda iki tane büyük Jura öncesi granitoid bulunmaktadır. Bunlar Yolindi Metagranodiyoriti ve Sarıoluk Granodiyoriti'dir. Bu granitlerin, Çamlık Metagranodiyoriti'nden farklı olarak, Karakaya Kompleksi birimleri ile olan ilişkileri tektonik veya intruziftir.

Yolindi Metagranodiyoriti: Yolindi Metagra-



Şekil 18: Biga'nın güneydoğusundaki Orta Triyas yaşta Camialan Kireçtaşı'ndan bir arazi kesiti. a. gri, kalın tabakalı/masif, kısmen rekristalize Aniziye kireçtaşı, b. gri, pembe, ince tabakalı, yerel çört yumrulu kireçtaşı, c. sarımsı pembe marn, silttaşı ve kumtaşı.

Figure 18: Field cross-section of the Middle Triassic Camialan Limestone sequence in southeast of Biga. a. grey colored, thick bedded massive, partially recrystallised Anisian limestone with Middle Triassic fossils. b. grey, pink colored, thin bedded limestone with chert nodules, c. yellowish red marn, siltstone and sandstone interbeds.



Şekil 19: Biga Yarımadası'ndaki Sakarya Zonu'nun Jura-Kretase stratigrafisi.
Figure 19: The Jurassic-Cretaceous stratigraphy of the Sakarya zone in the Biga Peninsula.

nodioriti Biga'nın güneydoğusunda 30 Km² kadar bir alan kaplar (Şekil 2). Gnaysik bir doku gösteren, deforme olmuş, orta taneli, yerel olarak aplit damarları ile kesilmiş homojen bir granodiorittir. İsmi metagranodiorit üzerinde yer alan Yolindi Köyü'nden gelir. Yolindi Metagranodioriti'nin tektonik kökenli foliasyon gösteren bir dokusu vardır; eşboyutlu plajiyoklas, kuvars, biyotit ve hornblendden oluşur. Foliasyon, biyotit ve hornblend kristallerinin birbirlerine paralel olarak yönelmesi ve dönmüş plajiyoklas kristalleri tarafından belirlenir. Açıkça granit kökenli olmasına karşın, Yolindi Metagranodioriti Bingöl ve diğerleri (1975)'nin jeoloji haritasında Kazdağ Grubu'nun bir parçası olarak gösterilmiştir.

Yolindi Metagranodioriti'nin güneybatı kesiminde Kazıklı Köyü çevresinde koyu renkli fillat, mikaşist ve mermerden oluşan, 750 m kalınlıkta ve 5 km uzunlukta muhtemelen Kalabak Formasyonu'na ait bir dilim yer almakta ve bu dilim Yolindi Metagranodioriti ile dik eğimli bir tektonik dokanak yapmaktadır (Şekil 2). Yolindi Metagranodioriti ve Kalabak Formasyonu, batıda Karakaya Kompleksi'nin Çal Birimi'nden, doğuda ise yine aynı Kompleks'in Hodul Birimi'nden dik eğimli

Tersiyer yaşta doğrultu atımlı faylar ile ayrılır (Şekil 2). Bu faylar sıkışmalı bir rejim oluşturarak muhtemelen Karakaya Kompleksi öncesi bu temel parçasının yükselmesine yol açmıştır.

Sarıoluk Granodioriti: Sarıoluk Granodioriti, Yolindi Metagranodioriti'nin hemen güneydoğusunda yer alır (Şekil 2), fakat ondan farklı olarak herhangi bir foliasyon göstermez; ismi granodiorit üzerinde yer alan Sarıoluk Köyü'nden gelmektedir. Sarıoluk Granodioriti'nin eş tane boyulu, homojen bir magmatik dokusu vardır; doğuda üzerine bariz bir uyumsuzlukla Jura yaşta Bayırköy Formasyonu gelir. Kuzeyde ise Tersiyer veya daha genç yaşta bir doğrultu atımlı fay, Sarıoluk Granodioriti'ni Hodul Birimi'nden ayırır, batıda da bu iki birim arasında intrusif bir ilişki gözlenmiştir.

Karakaya Sonrası Birimler

Sakarya Zonu'nun her kesiminde olduğu gibi, Biga Yarımadası'nda da Karakaya Kompleksi birimlerinin üzerinde uyumsuzlukla regional metamorfizma ve önemli bir deformasyon göstermeyen Jura ve daha genç sedimanter istifler yer alır (Şekil 9). Bu sedimanter istif en iyi olarak, çok sayıda jeologun çalışmış olduğu Bursa-Bilecik yöresinden bilinmektedir (Granit ve Tintant, 1960; Eroskay, 1965; Altınlı ve diğerleri, 1970; Altınlı ve Saner, 1971; Altınlı ve Yetiş, 1972; Altınlı, 1975, 1976, 1977; Gürpınar, 1976; Saner, 1978; Genç, 1986). Sakarya Zonu'nun batı kesiminin Jura-Erken Kretase evrimi üzerine Altın ve diğerleri (1989) tarafından da yakın geçmişte detaylı bir paleontolojik ve stratigrafik çalışma yapılmıştır.

Biga Yarımadası'nda Karakaya Kompleksi üzerine gelen Mesozoyik yaştaki sedimanter istif, Bursa-Bilecik bölgesindeki eşdeğerlerine göre adlandırılmıştır: Bayırköy Formasyonu, Bilecik Kireçtaşı ve Vezirhan Formasyonu (Şekil 19).

Bayırköy Formasyonu: Biga Yarımadası'nda, Bayırköy Formasyonu başlıca sarımsı kahverengi kumtaşı, silttaşı, marn ve konglomera-dan oluşur ve uyumsuzlukla Sarıoluk Granodioriti ve Karakaya Kompleksi'nin Hodul, Orhanlar ve Çal birimleri üzerinde yer alır (Şekil 17). Bayırköy Formasyonu'nun kalınlığı çok değişken olup kısa mesafelerde birkaç metreden 500 metreye kadar değişebilir; Bayırköy Formasyonu üzerine muhtemel bir paralel uyumsuzlukla Bilecik Kireçtaşı gelir.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

Biga Yarımadası'nda Bayırköy Formasyonu'nun Çal köyü içindeki mostrasında bulunan (Şekil 17.b) *Bositra bronni*'ye göre formasyona Üst Liyas yaşı verilmiştir. Bursa-Bilecik yöresinde, Bayırköy Formasyonu klastikleri içinde araseviye halinde yer alan kırmızı, yumrulu, ammonitico rosso kireçtaşlarındaki fosillere dayanılarak, bu bölgede birime, Hettanjiyen-Erken Pliyensbahiye (Liyas) yaşı verilmiştir (Granit ve Tintant, 1960; Altın ve diğerleri, 1989). Biga Yarımadası'nda Bayırköy Formasyonu içinde ammonitico rosso seviyeleri gözlenmemiştir. Bu tip seviyeler ancak Bilecik Kireçtaşı'nın tabanında yer alır.

Bilecik Kireçtaşı: Bilecik Kireçtaşı açık-koyu renkli, orta/kalın tabakalı kireçtaşlarından oluşur ve genellikle Bayırköy Formasyonu üzerinde paralel bir uyumsuzlukla yer alır. Çan çevresindeki Yaykın Köyü doğusunda olduğu gibi bazı bölgelerde Bilecik Kireçtaşı, arada Bayırköy Formasyonu olmaksızın, doğrudan Karakaya Kompleksi'nin üzerine gelir. Granit ve Tintant (1960), ve Altın ve diğerleri (1989)'nin Bursa-Bilecik yöresinde yaptıkları detaylı paleontolojik çalışmalar, Bayırköy Formasyonu ile Bilecik Kireçtaşı arasında, Geç Pliyensbahiye-Bathoniyen (Geç Liyas-Erken Dogger) zaman aralığını kapsayan bir paralel uyumsuzluğun varlığını göstermiştir. Biga Yarımadası'nda da, Altın ve diğerleri (1989)'nin tersini ileri sürmelerine rağmen, Bayırköy Formasyonu ile Bilecik Kireçtaşı arasında benzer bir uyumsuzluk muhtemelen mevcuttur, fakat yukarıda da belirtildiği gibi bu bölgede Bayırköy Formasyonu'nun yaşı bağimsız olarak tespit edilememiştir.

Yenice-Havran bölgesinde Bilecik Kireçtaşı'nın tabanında birkaç metre kalınlıkta, yumrulu, açık pembe, krem renkte ammonitico rosso fasiyesinde bir kireçtaşı seviyesi bulunur. Balya kuzeyinde ise birkaç metre kalınlıkta, sarımsı gri, pembe, bol pelajik lamellibrans kavkulu, marnlı kireçtaşları Bilecik Kireçtaşı'nın tabanını oluşturur (Şekil 19). Bilecik Kireçtaşı'nın tabanının yaşı bu ammonitico rosso kireçtaşı seviyesi sayesinde iyi bilinmektedir. Blanc (1969) Yenice kuzeyindeki Yaykın Köyü çevresinde bu seviyeden topladığı ammonitlere Bathoniye-Oksfordiyen (Geç Dogger-Erken Malm) yaşı verir. Kalkın batısındaki Aşağı Çavuş Köyü çevresinde, Bilecik Kireçtaşı'nın tabanından topladığımız ammonitler ise Kalloviye-Oksfordiyen yaş aralığı vermektedir: *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Cal-lephyloceras* sp., *Partschiceras flabellatum*, *Perisphinctes* sp., *Perisphinctes gregoryceras* ?

Aslaner (1965) ve Krushensky ve diğerleri (1980) de Bilecik Kireçtaşı'nın tabanında Dogger-Malm sınırı (Kalloviye-Oksfordiyen) için karakteristik ammonit faunaları tasvir eder. Bilecik Kireçtaşı'dan alınan nokta numuneleri Geç Jura yaşı vermektedir: *Glomispira* sp., *Reophax* sp., *Mesoendothyra* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Labyrinthina* sp., *Textularia* sp., *Trochommina* sp., *Valvulina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Nautilocolina* ? sp., *Ophthalmidium* sp., *Spirillina* sp., *Conincosphirillina basiliensis*, *Protopeneroplitis striata*, *Trocholina* sp., *Bachinella irregularis*, *Cladocoropsis mirabilis*, *Lithocodium aggregatum*, *Cayeuxia* sp. Tintinidae, Dasycladacea. Biga Yarımadası'nda Bilecik Kireçtaşı'nın üst yaş sınırı iyi bilinmemektedir. Havran bölgesinde, üstten aşınmış olan Bilecik Kireçtaşı istifinin üst kesimleri Kimmerisiye-Titoniye (en Geç Jura) yaşı vermektedir (Altın ve diğerleri, 1989). Kalkın-Balya bölgesinde daha tam bir kesit sunan Bilecik Kireçtaşı'nın üst kesimlerinden belirleyici yaşlar elde edilememiştir. Buna karşın Bursa-Bilecik yöresinde Bilecik Kireçtaşı'nın yaşı Erken Kretase'ye kadar uzanır.

Biga Yarımadası'nda Bilecik Kireçtaşı genellikle Tersiyer'de üstten aşındırılmıştır. Yalnızca Kalkın ile Balya arasındaki bölgede Bilecik Kireçtaşı'nın hem taban hem de tavan dokanakları mostra vermektedir. Bu kesitte Bilecik Kireçtaşı'nın yaklaşık 800 m bir kalınlığı vardır (N. Görür, 1989; kişisel görüşme) ve üzerine paralel bir uyumsuzlukla pelajik killi kireçtaşlarından oluşan Vezirhan Formasyonu gelir.

Vezirhan Formasyonu: Vezirhan Formasyonu, Bilecik Kireçtaşı üzerinde uyumsuzlukla yer alan ince/orta tabakalı, beyaz, pembe, killi pelajik kireçtaşlarından oluşur (Şekil 19). Vezirhan Formasyonu'nun maksimum kalınlığı genellikle 30 metredir ve Biga Yarımadası'nın değişik kesimlerinde, örneğin, Gönen'in batısında, Biga'nın güneyinde, Hamdibey-Kalkın Neojen havzası çevresinde, Kalkın-Balya yolunda ve Balya'nın kuzeyinde ufak mostralara verir. Bu bölgelerden alınan örneklerde radyolaryalar ve Apsiyen-Maastrichtiyen zaman aralığı için karakteristik olan *Hedbergella* sp. saptanmıştır. Yalnızca Balya çevresindeki Semiz Köyü'nden alınan bir numune Albiye-Senomaniye için karakteristik olan *Banetocardiella conoidea* kapsar.

MANYAS GRUBU

Çalışma alanının en doğu kesiminde, Manyas'ın güneyinde ufak bir alanda kalın beyaz

mermerler ve üzerinde yer alan kalkışist, amfibolit, kuvars-mikaşistten oluşan bir istif yer alır (Şekil 2). Manyas Grubu adı verilen bu metamorfik kayalar Hodul Birimi'nin arkozik kumtaşları ile, serpantin dilimleri ile bezenmiş, dik eğimli bir tektonik dokanak oluşturur (Şekil 2), ve üzerlerine tektonik olarak Tavşanlı Zonu'nun mavişistleri (Okay, 1984b) gelir. Manyas Grubu'nun metamorfik kayaları Oligo-Miyosen yaşta Ilıca-Şamlı Granodiyoriti tarafından kesilmiştir. Mavişistler ve muhtemelen Manyas Grubu Anatolidler'e aittir.

BİGA YARIMADASI'NIN TERSİYER ÇÖKELERİ

Biga Yarımadası'nın Sakarya Zonu kesiminde Geç Kretase ile Erken Eosen arası yaşta kayalar bilinmemektedir. Sakarya Zonu'nun daha doğu kesimlerinde, Orta Sakarya bölgesinde, Orta Kretase yaşta Vezirhan Formasyonu üzerine 1000 metreyi aşkın kalınlıkta pelajik killi kireçtaşı arakatıkları ve serpantin ile Bilecik Kireçtaşı olistolitleri kapsayan Geç Kretase yaşta volkanitli bir fliş istifi bulunur (Altınlı, 1975; Saner, 1978). Gölpazarı Grubu ismi verilen bu türbiditik fliş istifi regresif bir gelişme gösterir ve üste doğru Paleosen yaşta genellikle kalın tabakalı kumtaşlarından oluşmuş nehir çökellerine geçer. Biga Yarımadası'nda Gölpazarı Grubu muhtemelen Paleosen sonunda tamamen aşınmıştır.

Biga ve Gelibolu yarımadalarının Tersiyer çökelleri Siyako ve diğerleri (1989) tarafından ayrıntılı tasvir edilmiştir. Biga Yarımadası'nın Tersiyer tarihçesi esas olarak Orta Eosen neritik kireçtaşları ve bu kireçtaşlarını uyumlu olarak örten andezit ve andezitik tüf arakatıklı Üst Eosen türbiditleri ile başlar. Oligosen sonunda Biga Yarımadası'nda önemli bir yükselme ve karasallaşma yaşanmış ve Eosen-Oligosen istifi büyük ölçüde aşınmıştır. Bu evreyi takiben çok yaygın ve yoğun bir Oligo-Miyosen kalkalkalen magmatizması Biga Yarımadası'nı etkilemiştir. Biga Yarımadası'nda yaşı izotopik olarak tayin edilen granitlerin hepsi Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşları verir: Eybek Granodiyoriti, 23-31 my (Krus-hensky, 1976; Ayan, 1979), Kestanbol Siyeni-ti, 28 My (Fytikas ve diğerleri, 1976), Ilıca-Şamlı Granodiyoriti, 20-23 My (Ataman, 1975; Bingöl ve diğerleri, 1982), Nevruz-Çakıroba Granodiyoriti, 24 My (Zimmermann ve diğerleri, 1989). Bu intruzifler dışında erken ve Orta Miyosen'de büyük miktarlarda andezit, dasit, riyalit ve asitik tüfler Biga Yarımadası'nda geniş alanlar kaplamıştır (Er-

can, 1979). Bu volkanik kayalar arasında yerel olarak linyit içeren göl sel çökelleri bulunur. Geç Miyosen'de volkanizma durulmuş, sıg denizel ve fluviyal klastikler Gelibolu Yarımadası'nda ve Biga Yarımadası kuzeyinde çökelmiştir. Pliyosen ve Kuvaterner'de yerel nehir ve göl sedimantasyonu ve az miktarda alkali bazaltik volkanizma meydana gelmiştir.

BİGA YARIMADASI'NIN YAPISI

Biga Yarımadası'nda yapılar birbirini izleyen üç tektonik dönemde oluşmuştur: a) Triyas Karakaya Orojenezi, b) Tersiyer Alpid Orojenezi, c) Geç Tersiyer yaşta doğrultu-atımlı faylanma.

Karakaya Orojeni ile İlişkili Yapılar

Ezine ve Sakarya Zonu'nda Triyas yaşta yapılar farklı stiller gösterir. Ezine Zonu'nda Triyas yapıları düşük veya orta derece eğimli, uzun mesafeler takip edilebilen ve içsel bütünlüğü olan napları birbirinden ayıran bindirmeler ile tanımlanır. Bu tür yapılar iyi bir örnek, Denizgören Ofiyoliti ile altında yer alan Karadağ Birimi'ni ayıran Çamköy Bindirmesi'dir. Benzer bir şekilde 35 kilometreyi aşkın bir uzunluğu olan Ovacık Bindirmesi de, Tersiyer'de tekrar canlanmış muhtemel bir Triyas yapısıdır (Şekil 3).

Karakaya Kompleksi içinde düşük eğimli bindirmelerle sınırlandırılmış, içsel bütünlüğü olan naplar seyrek. Değişik Karakaya Kompleksi birimleri, genellikle dik eğimli faylarla sınırlanmış kilometrelerce büyüklükte megabloklar oluşturur. Karakaya Kompleksi birimleri içinde istiflerin devamlılığını kuvvetli bir şekilde harap eden makaslama zonları yaygındır. Bu tip yapılar güzel örnekler Çan'ın güneydoğusunda yer alır (Şekil 11, 13). Bu bölgede Hodul ve Çal birimlerinden oluşmuş, yedi kilometre uzunlukta iki megablok Nilüfer Birimi'nin metatüf ve fillatları içinde yer alır. Bu blokları saran ve yerel olarak serpantin dilimleri ile bezenmiş dik eğimli faylar, Nilüfer Birimi'ndeki doğu-batı yönlü düzenli foliosyonu keser (Şekil 11, 13). Bu megabloklar çok sayıda makaslama zonu kapsar ve iç yapıları da oldukça karmaşıktır. Hodul Birimi'nden oluşan blok içinde büyük spilit tektonik blokları da yer alır (Şekil 11). Çok büyük bir ölçekte bakıldığı zaman Biga Yarımadası'nın merkezi kısmında Karakaya Kompleksi'nin melanj türü bir yapısı vardır. Bu da Karakaya Kompleksi birimlerinin birbirlerine göre ilksel konumlarını anlamayı güçleştirir. Buna rağmen Kazdağ Grubu ve Nilüfer Birimi'nin yapısal istifin en altında ol-

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

duğu rahatlıkla söylenebilir. Yapısal istifin üstüne doğru, birbirleri ile ilişkileri açık olmayan Hodul Birimi ve Orhanlar Grovaki gelir. Bu iki birim çalışma alanında yalnız Balya'nın kuzeyinde dokanak halinde bulunur. Bu hölgede Tersiyer'de canlanmış bir fay iki birimi birbirinden ayırır. Faylanma öncesi Orhanlar Grovaki muhtemelen Hodul Birimi üzerinde tektonik olarak yer almaktaydı (Şekil 13). Karakaya Kompleksi birimleri içinde en az deformasyon gösteren Çal Birimi yapısal istifin en üstünde bulunur. Derenti Köyü doğusunda, Çal Birimi düşük eğimli, muhtelen Triyas yaşta bir bindirme ile Hodul Birimi'nin üzerinde yer alır (Şekil 11).

Karakaya Kompleksi'ndeki yapılar iki ana deformasyon evresini gösterir. Birinci evrede değişik Karakaya Kompleksi birimleri üst üste gelmiş ve Nilüfer Birimi gibi derine gömülen Karakaya Kompleksi birimleri metamorfizmaya uğramış ve kıvrılmıştır. İkinci evrede yapısal istif, muhtemelen doğrultu atımlı faylanmaya bağlı olarak, dik eğimli, çatallanan makaslama zonları ile kesilmiş ve parçalanmıştır.

Erken Tersiyer Alpin Yapılar

Ezine Zonu'nda Mesozoyik kayaların bulunmaması nedeni ile bu kuşağın Alpin tarihi ile ilgili hemen hiç bir şey bilinmemektedir. Sakarya Zonu'da Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşları genellikle tath bir şekilde kıvrılmıştır. Yalnızca Biga'nın güneyinde Geç Jura-Erken Kretase istif, Çetmi Ofiyolit Melanjı'nın yerleşmesine bağlı olarak, devrik bir konum kazanmıştır.

Biga Yarımadası'nda en önemli Erken Tersiyer Alpin olayı ofiyolitli melanj birimlerinin kıtasal kökenli kayalar üzerine yerleşmesidir. Bu iki birim arasındaki tektonik dokanakların çoğu ya Neojen kayaları ile örtülmüş ya da Geç Tersiyer yaşta dik eğimli faylar halinde canlanmıştır. Bu önemli Erken Tersiyer bindirmelerinin korunmuş örneğini, Alakeçi Milonit Zonu teşkil eder.

Geç Tersiyer Doğrultu Atımlı Faylanma

Biga Yarımadası'nda doğrultu atımlı faylanma Erken Miyosen'de başlamıştır. Yaygın kalk-alkalen volkanitlerinin üzerinde yer alan Çan veya Kalkın havzaları gibi ufak görsel Erken Miyosen havzalar doğrultu atımlı faylarla kontrol edilmiştir. Doğrultu atımlı faylanma bilhassa Küçükkuyu ile Bandırma arasında yer alan kuzeydoğu-güneybatı gidişli bir zonda yoğunlaşmıştır (Şekil 2). Bu zon minimum

yanal atımı sekiz kilometreyi bulan birçok doğrultu atımlı fay kapsar (Siyako ve diğerleri, 1989) ve Erken Miyosen'den beri aktif olan bir doğrultu atımlı fay zonu olarak görülebilir. Güneybatıda Kazdağ Grubu, kuzeydoğuda Yolindi Metagranodiyoriti'nin bulunduğu bölgeler bu doğrultu atımlı fay zonundaki sıkışmalı bölümleri oluşturur. Kuzey ve güneyden önemli doğrultu atımlı faylarla sınırlanmış Kazdağ silsilesi günümüzde de bir basınç sırtı halinde yükselmesine devam etmektedir.

TEKTONİK EVRİM

Kimmerid Evrimi

Karakaya Kompleksi birimlerinin birçoğu için yeterli yaş verilerinin bulunmaması, Alpin sıkışmalı ve doğrultu atımlı fay hareketlerinin eski olayları maskelemeleri yüzünden Biga Yarımadası'nın Permo-Triyas tektonik evrimi ile ilgili herhangi bir şema büyük ölçüde spekülatif olacaktır. Özellikle Ezine ile Sakarya zonları arasında önemli yanal hareketler meydana gelmiş olabilir, fakat bunu gösterecek veri yoktur. Bu sebeplerden burada önerilen tektonik evrim şeması, Biga Yarımadası'ndan ve Sakarya Zonu'nun diğer kesimlerinden gelebilecek yeni verilerle önemli ölçüde değişebilecektir.

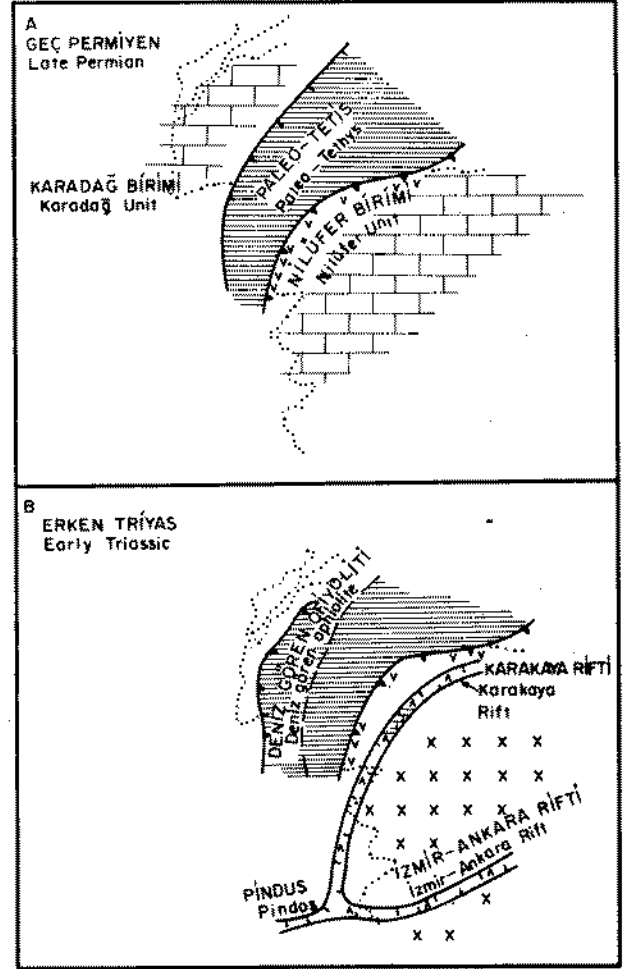
Ezine Zonu'nda bulunan Permo-Triyas ofiyoliti ve Karakaya Kompleksi içindeki Üst Paleozoyik pelajik kaya blokları, çalışma alanı çevresinde Geç Paleozoyik'te, Şengör ve diğerleri (1984)'nin Paleo-Tetis'ine karşılık gelebilecek bir okyanusal havzanın var olduğunu gösterir. Biga Yarımadası ile İzmir-Ankara Kenedi arasındaki alanda pelajik Üst Paleozoyik kayalarının veya Jura öncesi ofiyolitlerinin bulunmaması, Paleo-Tetis okyanusunun Sakarya Zonu'nun kuzey veya kuzeybatısında yer alması gerektiğini gösterir. Bu durumda iki olasılık vardır: Paleo-Tetis Kenedi Ezine ile Sakarya Zonu arasında, bugün Üst Kretase Çetmi Ofiyolit Melanjı'nın bulunduğu kuşakta (Şekil 20A) veya Ezine Zonu'nun kuzeybatısında konumlanmış olabilir. Karakaya Kompleksi birimlerinin Ezine Zonu'nda ve daha kuzeybatıdaki Rodop ve Serbo-Makedonya masiflerinde bulunmamaları, bize birinci hipotezin daha doğru olabileceğini gösterir.

Geç Permiyen'de (Murgabiyen) durum Şekil 20A'da gösterilmiştir. Kuzeybatıdaki pasif kıta kenarında Permo-Karbonifer'de 1000 metreden fazla kalınlıkta sığ denizel karbonatların çökeldiği bir karbonat platformu yer almaktadır (Ezine Zonu'nun Karadağ Birimi). Güneydoğudaki aktif kıta kenarında ise yarı okya-

nusal yarı kıtasal kabuk üzerinde gelişmiş bir magmatik yay bulunmaktadır. Nilüfer Birimi ve Kazdağ Grubu'nun üst kesimleri yay-ıçi ve muhtemelen yay-önü çökellerini, Orhanlar Grovaki ise, Kaliforniya'daki Franciscan Kompleksine benzer tipte, klastik sedimanlarla yoğun olarak beslenen hendek prizması çökellerini temsil eder (Thurnburg ve Kulm, 1987). Magmatik yayın güneydoğusunda Toridlere kadar uzanan yaygın bir sığ denizel karbonat platformu yer alır (Şekil 20A). Ezine Zonu'nun aksine Sakarya Zonu'nda Permiyen karbonatları daha ince olup Variskian (?) bir kristalen temel üzerine çökelmiştir.

Permiyen sonunda karbonat platformunun yay-ardı konumunda olan bir kesimi riftleşmeye başlamıştır (Şekil 20B). Riftleşme başlamadan önce Sakarya Zonu'nda ve muhtemelen Anatolid-Torid platformunun kuzey kesiminde yaygın bir yükselme meydana gelmiştir. Riftleşmenin yaşı ile ilgili ana veri, rift çökellerini temsil eden Çal Birimi içinde en Geç Permiyen (Doraşamiyen) ve Triyas yaşta olistolitlerin yer almaması buna karşın Üst Permiyen kireçtaşı olistolitlerinin yaygın olarak bulunmasıdır. Riftleşmeye yaygın hır bazik volkanizma ve rift omuzlarını oluşturan Üst Permiyen karbonatlarından malzemesini alan olistostromlar eşlik etmiştir. Bugünkü coğrafyaya göre eksenli Kazdağ ile Bandırma arasından geçmekteydi (Şekil 20B). Çal Birimi'ne benzeyen kayaların Midilli Adasında yer almaları (Hecht, 1972) ve Sakız Adası ve Karaburun Yarımadası'ndan tanımlanan pelajik Alt Triyas kayaları (Jacobsen, 1972), rift ekseninin Kazdağ'ından güneye doğru devam edip muhtemelen Sakız-Karaburun bölgesinde bir üçlü rift eklemi ile birleştiğini gösterir (Şekil 20B). Bu üçlü eklemnin doğu kolu İzmir-Ankara Okyanusu, batı kolu Pindos Okyanusu olacak, kuzey kolu olan Karakaya Rifti ise Triyas sonunda kapanacaktır.

En Geç Permiyen/Erken Triyas'ta Paleo-Tetis'in güneydoğuya bakan pasif kıta kenarı üzerine bir ofiyolit üzerlemesi (obduksiyonu) meydana gelmiştir (Şekil 20B). Bu üzerleme, Geç Kretase'de Umman'da olduğu gibi, pasif kıta kenarının güneydoğuya dalan bir dalma-batma zonu içine Geç Permiyen'de girmesi sonucu meydana gelmiş, olabilir. Geç Permiyen karbonat platformu (Kazdağ Birimi) ile Denizgören Ofiyoliti arasında kıta yamacı çökellerinin bulunmaması, bu çökellerin daha sonraki bir normal fay ile kesilmesi veya Denizgören Ofiyoliti'nin, Toroslar'daki Geç Kretase yaşta Aladağ Ofiyoliti gibi (Blumenthal, 1952;



Şekil 20: Biga Yarımadası ve çevresinin Permo-Triyas'taki tektonik evrimini gösteren paleotektonik haritalar. Haritalar, okyanusları (yatay ve dikey çizgiler) ve kıtalardaki ana litofa-aiyesleri (geniş aralıklı karbonat simgesi = neritik karbonatlar, dar aralıklı karbonat simgesi = pelajik kireçtaşı, noktalar = klastikler, çarpı = kara veya aşınma alanı, v = yay volkanitleri, Δ = rift volkanitleri, m = regional Barroviyen metamorfizması) göstermektedir. Ufak çetkili ince çizgiler pasif kıta kenarlarını, siyah, içi dolu üçgenli, daha kalın çizgiler dalma-batma zonlarını, içi boş üçgenli çizgiler ise kıta içi bindirme faylarını göstermektedir.

Figure 20: Paleotectonic maps showing the Permo-Triassic tectonic evolution of the Biga Peninsula and the surrounding regions. Maps show oceans (vertical and horizontal lines, widths are not to scale) and the predominant lithofacies on the continents (widely spaced carbonate pattern = neritic carbonates, closely spaced carbonate pattern = pelagic carbonates, dots = clastics, crosses = land or erosional area, v = arc volcanics, Δ = rift volcanics, m = regional Barrovian metamorphism). Thin lines with hatchures are passive continental margins, heavier lines with black triangles are subduction zones, lines with open triangles show major intra-continental thrust faults.

Tekeli ve diğerleri, 1984), uzun mesafeler kat etmiş ve doğrudan karbonat platformunu üzerlemiş bir nap olması ile açıklamak mümkündür.

Çal Birimi'nin muhtemelen üst kesimlerinde yer alan radyolaryalı çörtler, pelajik kireç-

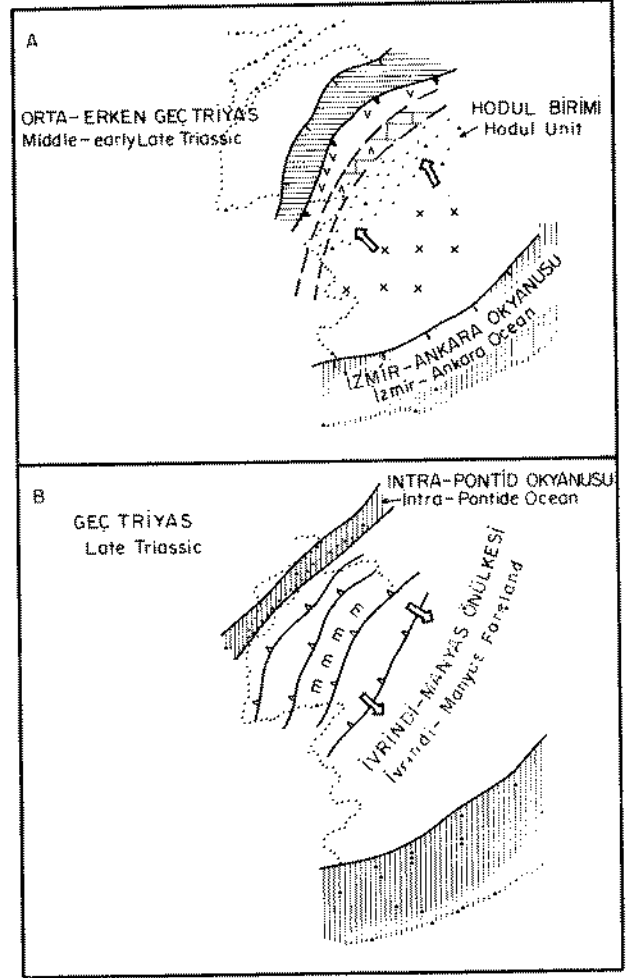
Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

taşları ve kalsitürbiditler, Karakaya Rifti'nin muhtemelen Sitiyen sonlarına doğru olgun bir evreye ulaştığını gösterir. Çal Birimi'nde ofiyolitlerin yer almaması ise riftin okyanusal kabuk gelişimi evresine hiç bir zaman ulaşmadığına işaret eder. Orta Triyas'ta rift volkanizması sona ermiş ve kireçtaşları çökelmiştir (Camialan Kireçtaşı) (Şekil 21A). Ankara bölgesinde ise rift volkanizmasının Geç Aniziyen'e kadar sürdüğünü gösteren veriler vardır (Koçyiğit, 1989).

Erken ve muhtemelen Orta Triyas boyunca Karakaya Rifti'nin güneydoğusunda kalan bölge bir erozyonel alan olmuş ve bazı kesimler kristalen temele kadar aşınmıştır. Granitik (Çamlık Metagranodiyorit) ve metamorfik kayalardan (Kalabak Formasyonu) oluşan bu yükselim alanı Geç Triyas'ta batıya malzeme sağlamıştır (Şekil 21A). Oluşan bu kalın klastik kamanın (Hodul Birimi) distal kesimleri Edremit kuzeyinde rift volkanitleri üzerine yasalınmaktadır (Şekil 21A).

Karakaya Rifti'nin kapanmasına yol açan kompresyon Geç Triyas'ta Paleo-Tetis'in kapanması ve bunun sonucu olarak Ezine ve Sakarya Zonlarının çarpışması ile başlamıştır (Şekil 21B). Biga Yarımadası'nda deformasyon ve metamorfizmanın güneydoğuya doğru azalması, orojenez verjansının bu yöne doğru olduğunu gösterir. Bursa ile Orhaneli arasındaki bölgede yüzeyleyen Nilüfer Birimi'ndeki mezozkopik kıvrımlarda da güneye doğru bir verjans gözlenir. Bu verilere göre Biga Yarımadası'nda Triyas'ta bindirmeler, dalma-batma zonuunun eğimine ters yönde gelişmiştir.

Noriyen'de Karakaya Orojeni'nin periferik ön ülke havzası konumunda olan Hodul Birimi'nin 70 km uzunlukta İvrindi-Manyas kuşağına, muhtemelen kuzeybatıdan çok sayıda Permiyen kireçtaşı olistolitleri gelmeye başlamıştır (Şekil 21B). Bu olay, Karakaya Kompleksi'nde kompressif hareketlerin başlama yaşı ile ilgili en sağlam veriyi verir. Bu Noriye çökelleri içinde Erken veya Orta Triyas olistolitlerinin bulunmaması, yukarıda da değinildiği gibi, Karakaya Rifti'nin çevresindeki alanın Geç Permiyen ile Geç Triyas arasında bir kara alanı olması ile açıklanabilir. Karakaya Orojeni'nin kuzeybatıdaki daha iç kesimlerinde deformasyon daha erken başlamış olmalıdır. Bu iç kesimde ilk deformasyon evresi tanımlanabilir. İlk evrede değişik fasiyes kuşakları tektonik olarak üst üste getirilmiş ve Nilüfer Birimi veya Kazdağ Grubu gibi derin gömülmüş kesimler, rejyonel metamorfizma ge-



Şekil 21: Biga Yarımadası ve çevresinin Orta-Geç Triyas'taki tektonik evrimini gösteren paleotektonik haritalar. Açıklama için Şekil 20'ye bakınız.

Figure 21: Paleotectonic maps depicting the Middle-Late Triassic tectonic evolution of the Biga Peninsula and the surrounding regions. For explanations see Figure 20.

çirmiştir (Şekil 21B). Edremit'in kuzeyinden geçen kesit (Şekil 8) Karakaya Kompleksi birimlerinin ve kristalen temel dilimlenmesini yansıtmaktadır. Bu evreyi, ilksel yapısal istifi bozan ve önceki bölümde tasvir edilen yapısal stili yaratan Triyas doğrultu-atımlı faylanması takip etmiştir.

Noriyen'deki kıtasal çarpışmayı takip eden doğrultu atımlı faylanmaya muhtemelen bağlı olarak Ezine Zonu kuzeyinde Pontid-iç Okyanusu açılmıştır. Karabiga bölgesindeki Çetmi Ofiyolit Melanjı'nda Noriye kireçtaşları üzerinde gözlenen önemli uyumsuzluk (Şekil 6) bu riftleşme olayının muhtemel bir sonucudur. Çetmi Ofiyolit Melanjı içinde pelajik Üst Jura, Orta ve Üst Kretase ve Orta Paleosen ki-

reçtaşı bloklarının bulunması Pontid-içi Okyanusu'nun tüm Geç Mesozoyik ve Erken Tersiyer'de var olduğunu gösterir.

Karakaya Orojenezi sonrasında en Geç Triyas ve Erken Liyas'da Biga Yarımadası yükselmiş ve aşınmış ve Liyas'da molas tipi klasikler ile tanımlanan bir transgresyona uğramıştır. Geç Jura ile Orta Kretase arasında Biga Yarımadası, kuzeyde Pontid-içi Okyanusu'na, güneyde ise İzmir-Ankara Okyanusu'na bakan bir kıtasal şelf oluşturur.

Kuzeybatı Anadolu'nun Kimmerid evrimi ile ilgili burada sunulan şema Şengör ve Yılmaz (1981), Şengör ve diğerleri (1984) ve Şengör (1984)'ün önerdiği güneye doğru dalan bir Permiyen Paleo-Tetis'i ve bu dalma-batma zonu'nun güneyinde bir yay-ardı havzası olarak açılan Karakaya Rifti görüşü ile genel olarak uyumlu olmakla beraber bir takım önemli farklılıklar içerir. Biga Yarımadası'ndaki veriler, Paleo-Tetis'in, Istranca Masifi'nin (Şengör ve diğerleri (1984)'nin Kırklareli Napı) kuzeyinden ziyade, Sakarya ile İstanbul zonları arasında konumlanmış olduğunu gösterir. Diğer, daha az bir olasılık ise Paleo-Tetis Kenedi'nin kuzeydoğuda Istranca Masifi ile İstanbul Zonu arasından geçip İstanbul Zonu'nun kuzey hududunu izlemesidir. Şengör ve diğerleri (1984)'ün görüşlerinden bir diğer farklı nokta ise, hiç olmazsa Biga Yarımadası'nda, Karakaya Rifti'nin hiç bir zaman okyanusal kabuk geliştirmemiş olmasıdır.

Alpin Evrim

Çalışılan alanda Ayvacık-Karabiga ve Gelibolu zonları ile tanımlanan ve farklı Mesozoyik okyanus kenetlerini temsil edebilecek olan iki ofiyolitik melanj kuşağı vardır. Fakat bu melanj kuşaklarının iç yapıları, bu melanjları oluşturan kaya tipleri ve yaşları birbirine çok benzer. Bu benzerliğin yanı sıra ufak bir alan içinde iki ve hatta İzmir-Ankara Okyanusu dahil edilirse üç büyük Mesozoyik Okyanusu'nun var olmasını düşünmek güçtür. Bu sebeplerden dolayı her iki melanj kuşağının da malzemesini Pontid-içi Okyanusu'ndan (Şengör ve Yılmaz, 1981) aldığını düşünmekteyiz. Sakarya-Ezine Zonu'nu Rodop-Istranca Masifi'nden ayıran Pontid-içi Okyanusu'nun kenedi, Gelibolu Zonu ile temsil edilmektedir; Ayvacık-Karabiga Zonu'nun ofiyolitli melanjları ise Pontid-içi kenedinden güneye doğru bindirmelerle gelmiş ve daha sonra imbrike bir yapı kazanmıştır.

Pontid-içi Okyanusu orta Paleosen ile Orta Eosen arasında kuzeybatıya dalma sonucu

kapanmıştır. Buna ait veriler, Çetmi Ofiyolit Melanjı içinde pelajik Orta Paleosen kireçtaşı bloklarının bulunması ve melanjin Orta Eosen neritik karbonatları ile transgresif olarak örtülmesidir. Rodop-Istranca Masifi ile Ezine-Sakarya Zonu arasında Geç Paleosen'de meydana gelen çarpışmada Çetmi Ofiyolit Melanjı tarafından temsil edilen eklenir prizma güneydoğuya doğru itilmiş ve Ezine Zonu ile Sakarya Zonu'nun bir kesimini tektonik olarak örtmüştür. Devam eden sıkışma sonucu, bir zayıflık zonu oluşturan Geç Triyas yaşta Paleo-Tetis Kenedi, bir bindirme olarak tekrar canlanmış ve bu bindirme hattı boyunca Ezine Zonu, Çetmi Ofiyolit Melanjı üzerine itilmiştir. Erken Tersiyer'de Biga Yarımadası'nda meydana gelen kıtasal ölçekli dilimlenmeler ve bunun sonucu kıta kabuğunun kalınlaşması ile bölge, Oligosen'de yükselmiş ve yaygın bir Oligo-Miyosen kalkalkalen magmatizması bölgeyi etkilemiştir. Erken Miyosen'den itibaren Biga Yarımadası, Kuzey Anadolu Fay Zonu'na bağlı doğrultu atımlı faylarla deforme olmaktadır (Siyako ve diğerleri, 1989)

SONUÇLAR

Biga yarımadası'nda yapılan detaylı jeolojik çalışmalar, Karakaya Kompleksi'nin Permo-Triyas yaşta aktif kıta kenarı çökellerini temsil eden değişik tektono-stratigrafik birimlerden oluştuğunu göstermiştir. Bu birimler arasında eklenir kompleks (Orhanlar Grovaki), magmatik yay-ıç ve yay-önü (Nilüfer Birimi ve Kazdağ Grubu'nun üst kesimleri) ve yay-ardı rift (Çal Birimi) çökelleri ve kalın bir üst Triyas klastik yelpazesi (Hodul Birimi) bulunmaktadır. Dolayısı ile daha önceki çalışmaların çoğunun yaptığı gibi (örneğin Bingöl ve diğerleri, 1975; Akyürek ve Soysal, 1983; Gözler ve diğerleri, 1984; Kaya ve diğerleri, 1986) Karakaya Kompleksi'nin tek bir stratigrafik birimden oluştuğunu düşünmek veya onu formasyon veya grup mertebesinde yorumlamak doğru değildir. Daha önce Karakaya Kompleksi'ne dahil olduğu farz edilen Biga Yarımadası'ndaki ofiyolitli melanjların (Bingöl ve diğerleri, 1975; Tekeli, 1981; Gözler ve diğerleri, 1984; Gözler, 1986) bu çalışmada Geç Kretase/Paleosen yaşında olduğu gösterilmiştir. Alpin ve Kimmerid orojenik kaya birimlerinin bu iç içeliği geçmişte Karakaya Kompleksi'nin niteliği hakkında yanlış kanaatlara yol açmıştır.

Çalışmalarımız Karakaya Kompleksi'nin yani Sakarya Zonu'nun Biga Yarımadası'nda sonlandığını göstermiştir. Bu olay Yunanistan'da Karakaya Kompleksi veya Liyas trans-

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

gresyonu gibi, Sakarya Zonu'nu tanımlayan birimlerin bugüne kadar tasvir edilmemesini açıklar. Sakarya Zonu'nun bu batı sınırı, bir ofiyolit üzerlemesi ile karakterize olan Permo-Triyas yaşta bir pasif kıta kenarının, Karakaya Kompleksi birimleri ile tanımlanan aktif bir kıta kenarı ile çarpışması sonucu oluşan Paleo-Tetis Kenedine karşılık gelmektedir.

Kretase-Paleosen ofiyolitli melanjlarının yerleşmesine bağlı olarak gelişen Alpin bindirmeler, ilk defa bu çalışmada Biga Yarımadası'ndan tanımlanmıştır. Pontid-İçi Okyanusu'nun kapanması ile oluşan bu Erken Tersiyer Alpin bindirmeler, Biga Yarımadası'nda kıta kabuğunun kalınlaşması ve dolayısı ile Geç Tersiyer kısmi ergimesi ve yaygın Geç Oligosen-Erken Miyosen kalkalkalen magmatizmasına yol açmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmayı 4 yıl boyunca yakından takip eden, arazi çalışmalarına zaman ayırarak her yıl katılan, eleştirileriyle bizi yönlendiren Sayın Ozan SUNGURLU'yu minnetle anıyoruz.

Çalışmayı destekleyen ve yayınlanmasına izin veren TPAO'ya ve bilhassa Dursun AÇIKBAŞ ve Süleyman TURGUT'a, yaptıkları paleontolojik tayinler için M. KÖYLÜOĞLU (TPAO), M. ERENLER (TPAO), İ. SEZGİN (TPAO), M. BAYKAL (TPAO), D. ALTINER (ODTÜ), L. KRYSYIN (Viyanalı Üniversitesi), İ. TANSEL (İÜ), F. ARMAĞAN (MTA) ve E. SİREL (MTA)'e teşekkür ederiz. A.M.C. ŞENGÖR, L. KRYSYIN ve N. GÖRÜR ile yapılan tartışmalar Karakaya Kompleksi ile ilgili birçok problemin daha net hale gelmesini sağlamıştır.

Makalenin geliş tarihi: 26.10.1990

Manuscript received: 26.10.1990

Yayın Kurulunun onayı: 13.12.1990

Revised manuscript received: 13.12.1990

DEĞİNİLEN BELGELER

Akyürek, B., Bilginer, B., Aktaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu O., Soysal, Y., Dağar, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H. ve Hakyemez, Y. 1984, Ankara-Elmadag-Kalecik dolayının temel jeolojik özellikleri, Jeoloji Mühendisliği, 20,31-46

Akyürek, B. ve Soysal, Y., 1983, Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeolojik özellikleri, MTA Enst. Dergisi, 95/96, 1-13.

Alp, D., 1972, Amasya yöresinin jeolojisi, İst. Üniv. Fen Fak. Monograf., 22.

Altınar, D. ve Koçyiğit, A., 1987, Micro paleontological study of a megablock within the Karakaya Nappe (Hasanoğlu region, Ankara) : Paleogeographic and tectonic implications, Melih Tokay Simpozyumu 1987, Bildiri Özetleri, 138-139.

Altınar, D., Koçyiğit, A., Farinacci, U., Nicotia, U. ve Conti, M.A., 1989, Kuzeybatı Anadolu'nun Kuzey Anadolu Fay Zonu güneyindeki Rosso Ammonitico'lu Jura-Alt Kretase stratigrafisi, bölgenin paleo-coğrafik ve tektonik evrimi, TÜBİTAK raporu, 1-270.

Altınlı, İ.E., 1975, Orta Sakarya Jeolojisi, Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, 159-191.

Altınlı, İ.E., 1976, Geology of the northern portion of the Middle Sakarya River, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, 41, 35-56.

Altınlı, İ.E., 1977, Geology of the eastern territory of Nallıhan (Ankara province), İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, 42, 29-44.

Altınlı, İ.E., Gürpınar, O. ve Erşen S., 1970, Erenköy-Dedesakarı (Bilecik ili) alanının jeolojisi, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B., 35, 77-83.

Altınlı, İ.E. ve Saner, S., 1971, Bilecik yakın dolayının jeoloji incelemesi, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B., 36, 9-21.

Altınlı, İ.E. ve Yetiş, C., 1972, Bayırköy-Osmaneli alanının jeoloji incelemesi, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, 37, 1-18.

Armstrong, R.L., 1982, Cordilleran metamorphic core complexes from Arizona to Southern Canada, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 10, 129-154.

Aslaner, M., 1965, Etude geologique et petrographique de la region d' Edremit-Havran (Turquie), MTA Enstitüsü Yayını, 119.

Ataman, G., 1975, Plutonisme calc-alkalin d'age Alpin en Anatolie du nordouest, C.R. Acad. Sc. Paris, D 280, 2065-2068.

- Ayan, M., 1979, Geochronological and petrological studies of the Eybek granodiorite pluton (Edremit), Comm. Fac. Scien. Üniv. Ankara, 22, 19-31.
- Ayaroğlu, H., 1979, Bozüyük metamorfitlerinin petrokimyasal özellikleri, TJK Bült., 22, 101-107.
- Aygen, T., 1956, Balya bölgesi jeolojisinin incelenmesi, MTA enstitüsü Yayını, D 11, 1-95.
- Batman, B., 1978, Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjin incelenmesi, I : stratigrafi birimleri, Yerbilimleri, 4, 95-124.
- Bilgin, T., 1969, Biga Yarımadası'nın güneybatı kısmının jeomorfolojisi, İst. Üniv. Coğ. Enst. Yayın No 55 (1433), 1-273.
- Bilgütay, U., 1960, Geology of the Hasanoglan-Ankara region, MTA Enstitüsü Bülteni, 54, 44-51.
- Bingöl, E., 1968, Contribution a l'etude geologique de la partie centrale et SE du massif de Kazdağ (Turquie), Doktora Tezi, Nancy Üniversitesi, Fransa.
- Bingöl, E., 1971, Fiziksel yaş tayini metodlarını sınıflama denemesi ve Rb-Sr ve K-Ar metodlarının Kazdağ'da bir uygulaması, Türkiye jeol. Kur. Bült., 14, 1-16.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B., 1975, Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri, Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliği, M.T.A. Enstitüsü, Ankara, 70-77.
- Bingöl, E., Delaoye, M. ve Ataman, G., 1982, Granitic intrusions in western Anatolia : a contribution to the geodynamic study of this area, Eclogae Geol. Helv., 75, 437-446.
- Bittner, A., 1891, Triaspetrefakten von Balia in Kleinsien, Jhrb. K.K. geol. Reichanstalt XII.
- Blanc, M.P., 1965, Serie stratigraphique de Çal Köy (Anatolie Occidentale, Turquie): presence de spilites dans le Permien, C.R. Soc. Geol. France, 3, 100-102.
- Blanc, M.P., 1969, Etude petrographique de la granodiorite de Yenice, Peninsula de Çanakkale, Doktora Tezi, Paris Üniversitesi, Fransa.
- Blumental, M., 1950, Orta ve Aşağı Yeşilirmak bölgelerinin jeolojisi hakkında, MTA Enstitüsü Yayını, Seri D, 4.
- Blumental, M., 1952, Das Taurische Hochgebirge des Aladağ, neuere Forschungen zu seiner Geographie, Stratigraphie und Tektonik, MTA Enstitüsü yayını, Seri D, 6, 1-136.
- Bradley, D.C. ve Kusky, T.M., 1986, Geological evidence for rate of plate convergence during the Taconic arc-continent collision, J. Geology, 94, 667-681.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanatolien, N. Jb. Geol. Paleon, Monatshefte, 603-618.
- Brinkmann, R., 1971a, The geology of western Anatolia; The Geology and History of Turkey, ed. Campbell, 171-190.
- Brinkmann, R., 1971b, Jungpalaeozoikum und altes Mesozoikum in NW-Anatolien, MTA Enstitüsü Bülteni, 76, 56-67.
- Brinkmann, R., Gümüş, A., Plumhoff, F. ve Salah, A.A., 1977, Höhere Oberkreide in nordwest Anatolien und Thrakien, N.Jb. Geol. Paleon, Abh., 154, 1-120.
- Brinkman, R., Feist, R., Marr, W.U. Nickel, E., Schlömn, W. ve Walter, H.R., 1970, Geologie der Soma Dağları, MTA Enstitüsü Bülteni, 74, 7-21.
- Carey, S. ve Sigurdsson, H., 1984, A model of volcanogenic sedimentation in marginal basins, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 16, 37-58.
- Çoğulu, E. ve Krummenacher, D., 1967, Problemes geochronometriques dans la partie NW de L'Anatolie Centrale (Turquie), Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 47, 825-833.
- Davis, G.H., Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes, Geology, 11, 342-347.
- Dürr, S., 1975, Über alter und geotektonische stellung des Menderes Krisallins SW-Anatolien und seine Aequivalente in der mittleren Aegaeis, Tez, Marburg, Batu Almanya.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması, Jeoloji Mühendisliği, 10, 117-137.
- Erk, A.S., 1942, Etude geologique de la regi-

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

- on entre Gemlik et Bursa (Turquie), MTA Enstitüsü Yayını, Seri B,9, 1-293.
- Erk, A.S., 1977, Ankara civarında Genç Paleozoyik'in Kulm fliş formasyonu, MTA Enstitüsü Bülteni, 88, 73-94.
- Erol, O., 1956, A Study of the geology and geomorphology of the region SE of Ankara in Elmadag and its surroundings, MTA Enstitüsü Yayın, seri D, 9, 1-99.
- Eroskay, O., 1965, Gology of the Pasalar gorge Gölpazarı area, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, 30, 133-170.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. ve Mazzuoli, R., 1976, Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea, Tectonophysics, 31, 29-34.
- Gautier, Y., 1984, Deformations et metamorphismes associes a la fermeture Tethysienne en Anatolie centrale (region de Sivrihisar, Turquie), Tez, University Paris-Sud, Centre d'Orsay, 1-235.
- Genç, Ş., 1986, Geology of the region between Uludağ and the Iznik Lake, Guide Book for the field excursion along western Anotalia, Turkey, MTA Enstitüsü, 19-25.
- Glennie, K.W., Boeuf, M.G.A., Clarke, M.W.H., Moody - Stuart, M., Paar, W.F.H. ve Reinhardt, B.M., 1974, Geology of the Oman Mauntains, Verh. K. Geol. Mijnbou. Genoot, 31, 1-423.
- Gözler, M. Z., 1986, Kazdağ batısı Mıhlı Dere Vadisinin jeolojik petrografik incelemesi, Türkiye Jeol. Kur. Bült., 29, 133-142.
- Gözler, M.Z., Ergül, E., Akçaören, F., Genç, Ş., Akat, U. ve Acar, Ş., 1984, Çanakkale Boğazı doğusu-Marmara Denizi güneyi-Bandırma-Balıkesir-Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve komplasyonu, MTA Rap.
- Granit, Y. ve Tinhant, H., 1960, Observation preliminaires sur le Jurassique de la region de Bilecik (Turquie), C.R. Acar. Sci. en. Paris, 251, 1801-1803.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. ve Dumont, J.F., 1979, Geologie des Taurides Occidental (Turqie), Mem. Soc. Geol., France, No 137, 1-112.
- Gümüş, A., 1964, Contribution a l'etude geologique de secteur serpentrional de Kalabak Köy-Eymür Köy region D'Edremit, Turqie, MTA Enstitüsü Yayını, 117, 1-109.
- Gürpınar, O., 1976, Geological investigation of the Bilecik-İnegöl-Yenişehir territories together with a study of engineering propoities of the Bilecik Limestone, İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, 40, 83-113.
- Hallam, A., 1976, Geology and plate tectonic Interpretation of the Mesozoic radiolarite-ophiolite complex in the Neyriz region, southern Iran, Geol. Soc. Am. Bull., 87, 47-52.
- Hecht, J., 1972, Zur Geologie von Südost-Lesbos (Griechenland), Zeit. Deutsch. Geol. Ges., 123, 423-432.
- Ingersoll, R.V., 1988, Tectonics of sedimentary basins, Geol. Soc. Am. Bull., 100, 1704-1719.
- Jakobshagen, V., 1972, Die Trias der mittleren Ost-Ageeis und ihre palaeogeographische Beziehungen innerhalb der Helleniden, Zeit. Deutsch. Geol. Ges. 123, 445-454.
- Jakobshagen, V., 1986, Geologie von Griechenland, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 1-363.
- Kaaden, G., 1959, Age relations of magmatic activity and metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia, Turkey, MTA Enstitüsü Bülteni, 52, 15-33.
- Kalafatcioğlu, A., 1963, Geology around Ezine and Bozcaada and the age of the limestones and serpentines MTA Enstitüsü Bülteni, 60, 61-70.
- Kaya, O., Özkoçak, O. ve Lisenbee, A., 1989, stratigraphy of the pre-Jurassic blocky sedimentary rocks to the south of Bursa, NW Turkey, MTA Enstitüsü Bülteni, 109, 15-24.
- Kaya, O., Wiedmanm, J. ve Kozur, H., 1986, Preliminary report on the stratigraphy, age and structure of the so-called Late Paleozoic and/or Triassic Melange or Suture Zone Complex of northwestern and western Turkey, Yerbilimleri, 13, 1-16.
- Koçyiğit, A., 1989, Hasanoğlan (Ankara) yöresinin tektonostratigrafisi: Karakaya orojenik kuşağının evrimi, Yerbilimleri, 14, 269-294.

- Kopp, K., Pavoni, N. ve Schindler, C., 1969, *Geologie Thrakiens V : Das Ergene-Becken*, Beihefte Geologischen Jahrbuch, 76, 1-136.
- Krushensky, R.D., 1976, Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area, north-west Anatolia, *Bull. Volcan.*, 40, 336-360.
- Krushensky, R., Akçay, Y. ve Karaege, E., 1980, *Geology of the Karalar-Yeşiller area, northwest Anatolia, Turkey*, *Bull. U.S.A. Geol. Survey*, 1461, 1-72.
- Lippard, S.J., Shelton, A.W. ve Gass, I.G., 1986, The ophiolite of northern Oman, *Geol. Soc. London, Memoir No 11*, 1-178.
- Lisenbee, A., 1971, The Orhaneli ultramafic gabbro thrust sheet and its surroundings, *Geology and History of Turkey*, ed. A.S. Campbell, 349-368.
- Moore, G.F. ve Karig, D.E., 1976, Development of sedimentary basins on the lower trench slope, *Gology*, 4, 693-697.
- Mountrakis, D., 1984, Structural evolution of the Pelagonian Zone in northwestern Macedonia, Greece, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 581-590.
- Neumayer, M., 1887, *Über Trias und Kohlenkalkversteinerungen aus dem westlichen Keinasien*, *Anz. Kais. akad. Wiss. Wien*, 241-243.
- Okan, Y., 1982, Elmadağ Formasyonu'nun (Ankara) yaşı ve alt bölümleri, *TJT Bülteni*, 25, 95-104.
- Okay, A.I., 1984a, The geology of the Ağvanis metamorphic rocks and neighbouring formations MTA Enstitüsü Bült., 99/100, 16-36.
- Okay A. İ., 1984b, Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 17, 455-466.
- Okay A. İ., 1986, High-pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey, *Geol. Soc. Am. Memoir*, No 164, 333-348.
- Okay A. İ., 1987a, Biga Yarımadası'nın batı kesiminin jeolojisi ve tektoniği, TPAO Arama Grubu Rap. No 2374.
- Okay A. İ., 1987b, Ophiolite obduction on a Permian carbonate platform in north-west Turkey, *Fourth Meeting of the European Union of Geosciences (EUG IV)*, Terra Cognita, 7, 100.
- Okay A. İ., 1988, Çan-Yenice-Biga arasının jeolojisi ve tektoniği, TPAO Arama Grubu Rap. No 2544.
- Okay A. İ., 1989a, Edremit-Balya-Manyas arasının jeolojisi ve tektoniği, TPAO Arama Grubu Rap. No 2657.
- Okay A. İ., 1989b, Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey, *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, ed. A.M.C. Şengör, 109-115.
- Okay A. İ., 1990, Bandırma-Bursa arasının jeolojisi ve tektoniği, TPAO Arama Grubu Rap. No 2703.
- Özcan, A., Erkan, A., Keskin, A., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980, Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masifi arasının temel jeolojisi, MTA Enstitüsü raporu, 6722.
- Özkoçak, O., 1969, Etude geologique du massif ultrabasic d'Orhaneli et de sa proche bordure, *Tez, Paris Üniversitesi*, 1-181.
- Papanikolaou, D.J. ve Demirtaşlı, E., 1987, Geological correlations between the Alpine segments of the Hellenides-Balkannides and Taurides-Pondides, Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts, ed. H.W. Flügel, F.P. Sassi ve P. Grecula, Alfa Publishers Bratislava, 387-396.
- Papanikolaou, D.J. ve Sideris, C., 1983, Contribution to the Paleozoic of the Aegean area, IGCP Project No 5, *Newsletter No 5*, 138-145.
- Radelli, L., 1970 La nappe de Balya-La zone des polis eggens et l'extension du Vardar en Turquie occidentale, *Geologie Alpine*, 46, 169-175.
- Saner, S., 1978, Geology and the environment of deposition of Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı area, *İst. Üniv. Fen Fak. Mecm.*, Seri B, 43, 63-91.
- Saner, S., 1978, The depositional associations of Upper Cretaceous-Paleocene-Eocene times in central Sakarya and petroleum exploration possibilities, *Türkiye 4. Petrol Kong. Tebliğleri*, 95-115.
- Saner, S., 1980, Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökeliş nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması, *TJK Bült.*, 23, 39-52.

Biga Yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi

- Schultze-Westrum, H.H., 1962, Das geologische profil des Aksudere bei Giresun (nordost Anatolien), Bayerische Akad. Wissen. Abh. Neu Folge, 109, 25-58.
- Schuiling, R.D., 1959, Über eine präherzynische faltungsphase im Kazdağ kristallin, MTA Enstitüsü Bülteni, 53, 89-93.
- Servais, M., 1982, Collision et suture tethysienne en Anatolie Centrale etude structurale et metamorphique (HP-BT) de la zone Nord Kütahya, Doktora Tezi, Paris Üniversitesi.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay, A.İ., 1989, Biga ve Gelibolu Yarımada'nın Tersiyer Jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, Türk. Petr. Jeolog. Dern. Bül., 1/3, 183-200.
- Stocklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran, The Geology of the Continental Margins, ed. C.A. Burke ve C.L. Drake, 873-887.
- Şengör, A.M.C., 1984, The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia, Geol. Soc. America, Special Paper, 195, 1-77.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides : nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 17, 77-112.
- Şentürk, K. ve Okay, A.İ., 1984, Blueschists discovered east of Saros Bay in Thrace, MTA Enstitüsü Bülteni, 97/98, 152-155.
- Tekeli, O., 1981, Subduction complex of pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey, Geology, 9, 68-72.
- Tekeli, O., Aksay, A., Urgan, B.M. ve Işık, A., 1984 Geology of the Aladağ Mauntains, in Geology of the Taurus Belt, MTA yayını, 143-158.
- Thornburg, T.M. ve Kulm, L.M., 1987, Sedimentation in the Chile Trench : Depositional morphologies, lithofacies and stratigraphy, Geol. Soc. Am. Bull., 98, 33-52.
- Tollmann, A., 1973, Grundprincipien der Alpinen Decken-Tektonik, Franz Deuticke, Wien, 1-404.
- Von Bukowsky, G., 1892, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Balımaden, Sitzber Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, mathnaturw. Kl., 101, 214-235.
- Yarwood, G.A. ve Aftalion, M., 1976, Field relations and U-Pb geochronology of a granite from Pelagonian Zone of the Hellenides (High Pierria, Greece), Bull. Soc. Geol. France, 18, 259-265.
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and structure of the Gümüşhane granite and the surrounding rock, northeast Anatolia, Doktora tezi, University College London.
- Yılmaz, Y., 1977, Bilecik-Söğüt dolayındaki eski temel karmaşığının petrojenetik evrimi, Tez, İst. Üniv. Fen Fakültesi.
- Yılmaz, Y., 1981, Sakarya Kıtası güney kenarının tektonik evrimi, İstanbul, Yerbilimleri, 1, 33-52.
- Yüzer, E., 1971, Marmara Adası mermerlerinin mühendislik jeolojisi ve anizotropik özelliklerinin araştırılması, Tez, İstanbul Teknik Üniversitesi, 1-128.
- Zankl, H., 1961, Magmatismus und Bauplan des ost poutischen Gebirges im Querprofil des Harşit Tales, Ne Anatolien, Geol. Ruudschau, 51, 218-235.
- Zimmermann, J.L., Saupe, F., Öngen, S. ve Anıl, M., 1989, Oligocene-Miocene K-Ar ages of the quartz-monzonite stocks from Nevruz-Çakıroba (Yenice, Çanak-kale, Northwest Turkey), Fifth Meeting of the European Union of Geosciences (EUG V), Terra Cognito, 354-355.

Gemlik (Bursa) Bölgesindeki Tersiyer Yaşlı Sedimanter Kayaçların Stratigrafisi

Stratigraphy of the Tertiary Sedimentary Rocks in Gemlik (Bursa) Region

Ö. IŞIK ECE*

ÖZ

Marmara havzasının tektonik evriminden dolayı, bölge Geç Kretase'den başlayarak yükselmiştir. Erken Eosen yaşlı Bayırköy Konglomeraları çok kalın tabakalı (5-10 m), çok iri çakıllı (5-15 cm), büyük ölçekli (1-2 m) çsraz tabakalı olup, tabaka kalınlığı ve tane boyu istifin üst seviyelerine doğru incelmektedir ve müviyal ortamı karakterize eder. Orta Eosen yaşlı boi fosilli Bsyat Kireçtsşları sığ denizel ortamda çökelmiştir. Orta Eoœen'in sonunds oluşan andezit volkanizmasının çeşitli malzemeleri derin denizde çökelmiştir ve ayrışan kayaçlar Umurbey Formasyonunu meydana getirmiştir. Karsda çökelen lav, tüf, andezit, aglomera ve ignimbritler ise Kurbandağı Formasyonu'nu oluşturur.

Erken Oligosen yaşlı Murstoba Formasyonu menderes tipi nebir aedimanlarının çökeimesiyle oluşmuştur ve Burss-Gemlik yolu ysmalarında ritmik olarak gelişen nokta seti/taşma düziüğü ardalanmasını sergilemektedir. Geç Oligosen yaşlı Katırlı Formasyonu ise lagün ortamında, iklimsei faktörlere ve denizin alçalıp/yükaelmeaine bağılı olarak çökelmiştir. Formasyon ince laminealı aliyah şeylier, ince tsbakalı dolomit ve özellikle kahn tabakalı jipslerden oluşur.

ABSTRACT

The study area has been progressively uplifted since the Late Cretaceous, due to tectonic evolution of the Marmara basin. The Early Eocene Bayırköy Conglomerate exhibits very thickly bedded (5-10 m) large scale trough cross-bedded, thinning-upward and fining-upward sequences, and

all these dsts characterize fluvial environment. The Middle Eocene Bayat Limestone, rich in fossil sssemblages, are deposited in shallow marine environment. Various products of andeasite volcaniam that became active at the end of Middle Eocene, were deposited in deep sea environment and these altered rocks form the Umurbey Formation. Kurbandağı Formation consists of lsvs, tuff, andesite sggglomerate and ignimbrite deposited on land.

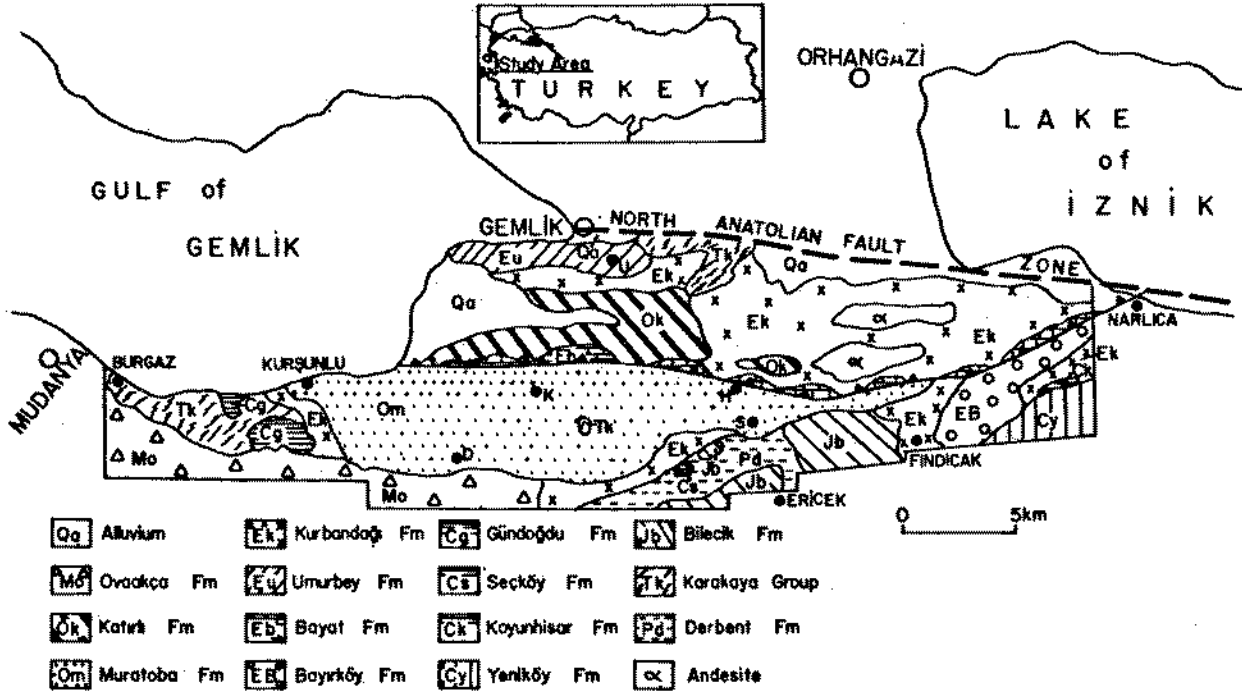
The Early Oligocene Murstoba Formation is formed as a result of deposition of meandering river sediments and exhibits cyclic sedimentation of point bar/floodplain sequences along Gemlik-Bursa road-cuts. The Late Oligocene Katırlı Formation is deposited in lagoon environment depending on climatic factors and eustatic sea-level fluctuations. This formation consists of thinly laminated black shales, thinly bedded dolomite and especially very thickly bedded gypsum.

GİRİŞ

Çalışma alanı Kuzey Anadolu Fay zonunun güneyinde kalan ve doğu-batı yönünde uzanan bir sahayı kapsamaktadır (Şekil 1). Bandırma- Gemlik kıyı dağlarına ait ilk jeolojik incelemeler Altınkılı (1943) tarafından yapılmıştır. Aynı yıllarda Erk (1942) Bursa'nın kuzeyindeki Dışkaya dağlık bölgesinde karbonat formasyonlarında stratigrafik ve paleontolojik çalışmalar yapmıştır.

Güneydoğu Marmara havzası Geç Kretase'nin sonundan beri yükselmesinden dolayı derin deniz ortamından, sığ denizel, lagün ortamına ve daha sonra karasal ortama geçişlerin sedimantolojik delilleri arazi çalışmalarında gözlenmiştir. Çalışma alanındaki sedimanter serilerin incelenmesindeki esas amaçlar şunlardır:

* I.T.Ü. Maden Fak. Jeoloji Müh. Bölümü Mineraloji - Petrografi Anabilim Dalı 80626 Ayazağa - İstanbul



Şekil 1 : Çalışma alanının bastırılmış jeolojik haritası. Harfler köyleri göstermektedir. U=Umurbey, K=Kurtul, D=Dürdan, H=Hamidiye, Ş=Şukriye.
Figure 1 : Simplified geological map of the study area. Letters designate villages. U=Umurbey, K=Kurtul, D=Dürdan, H=Hamidiye, Ş=Şukriye.

1) Çalışma alanının jeolojik haritasını yapmak ve genç birimlerin detaylı stratigrafisini, formasyonların litolojik özellikleri ve zaman stratigrafi birimlerini ortaya koymak,

2) Eosen-Oligosen yaşlı kayaların sedimentolojik evrimini ortaya koymaktır.

STRATİGRAFİ, PETROGRAFI ve ÇÖKELME ORTAMLARI

Çalışma alanındaki birimlerin genel stratigrafik kesiti Şekil 2'de verilmiştir. Bölgenin stratigrafik özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

Bayırköy Formasyonu (Eb)

Tip kesiti Bayırköy'ün kuzeyindeki (Kuş Ka-
yası) çok dik yamaçlarda incelenen çok iri konglomera serileri ile temsil edilen bu formasyon kırmızı, bordo, siyah ve açık kahve-
renkli olup nadiren kumtaşı seviyeleri gösteri-
riler. Çok kalın tabakalı ve masif (5-15 m) konglomeralar çok ince şeyl bandlarıyla ara katkılıdır veya bazen hiç şeyl bandı yoktur. İri-çakıllı konglomeralar kuvarsit, pembe veya gri kireçtaşı çakılları, volkanik tüfler, meta-

morfik ve sedimanter kayaç parçalardan oluşur (genellikle ayrılmış mikasitler ve polikristalin kuvars çakılları) ve demir oksitçe zengin malzeme ile çimentolanmıştır.

Tane boyutları birkaç mm ile 10-15 cm arasında değişir ve en belirgin sedimanter yapı geniş ölçekli çapraz tabakalardır. Tabanda çok iri çakıllarla temsil edilen seri yer yer şeyl bandları ile ardalanmasına karşılık, konglomera seviyelerinin üst kısımlarına doğru tedrici olarak orta tabakalı ve ince çakıl boyutunda olduğu gözlenmiştir. Konglomera fasiyesi yukarıya doğru 15 m kalınlığında ince konglomera ve şeyl ardalanmasından oluşan bir tedrici geçiş sonu ile 50 m kalınlığındaki siltli şeyl fasiyesine geçer. Bu istifin üzerine 7 m kalınlığındaki konglomera tabakaları ile 0.7-2 m kalınlığındaki sert tuf tabakaları ritmik olarak ardalanmıştır. En üst seviyelerde ince taneli konglomera, yeşil ve gri şeyl parçaları ve metamorfik kayaç parçaları ihtiva etmektedir. Tane boyutu dağılımı diğer mostralara nazaran daha düzgün olup, formasyonun üst kısımları erozyona uğramıştır. Paleoakıntı yönü ise yaklaşık K-G doğrultusunda ve arazi

Gemlik Bölgesi Tersiyer Stratigrafisi

PERIOD	EPOCH		FORMATION	LITHOLOGY	THICKNESS (m)	CHARACTERISTICS
QUATER.	PLEISTOCENE					ALLUVIUM: gravel, sand and clay of river deposits.
NEOGENE	MIOCENE	UPPER	OVAAKÇA		100	Coal seams, fluvial sediments and, thick-bedded aglomera and ignimbrite deposited in non-marine environ.
		LOWER	KATIRLI		250	Dolomite, black shale, pink gypsum, selenite series, covered by thinly bedded tuffs and ashes, deposited in lagoon environment.
	OLIGOCENE	LOWER	MURATOBA		500	Fluvial sedimentation begin with boulder conglomerate in channel and continue with coarse sandstone in point bars of meandering river. Vertical accretion of floodplain and point bars are well exposed. Trough cross-bedded; fining-upward, thinning-upward.
		UPPER	KURBANDAĞI (UMURBEY)		2000	Andesite volcanism developed along southern edge of North Anatolian Fault and various volcanic materials, ashes and tuffs deposited on land and in deep sea (Umurbey Formation), flysch sedimentation.
	EOCENE	MIDDLE	BAYAT		60	Shallow marine limestone (bivalve, Nummulites, pelecypod, Orbitolites) sparse biomicrite, grainstone.
LOWER		BAYIRKÖY		400	Massive, very thickly bedded, pebble-cobble conglomerate very thinly interbedded with shale. Thinning-upward, fining-upward. Probable deposited in fluvial environment.	

Şekil 2 : Çalışma alanındaki birimlerin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti. Bu çalışma ve Erk. (1942)
Figure 2 : Generalized stratigraphic section of the rock units in the study area. This work and Erk (1942)

verilerine göre güneyden kuzeye doğrudur.

Bayırköy'e doğru ilerledikçe şeyl fasiyesi çok ince ve iri-kumtaşı zonları göstermektedir. İnce çakıl boyutunda metamorfik kayaç parçaları, muhtemelen Bilecik Kireçtaşlarına ait ince çakıllar dumanlı kuvars görünümündeki ince çört çakılları şeyl tabakalarının içinde veya ara katkılı olarak incelenmiştir. Kırılmış çört yumruları veya ince çakılları ihtiva eden Bilecik Formasyonuna ait büyük bloklar konglomera fasiyesinin içine yakın kaynaktan taşınmıştır. Forinasyonun altı Gündoğdu Kireçtaşlarıyla ve üstü Bayat Kireçtaşlarıyla uyumsuzdur.

Petrografi

Kayaç genel olarak Folk (1974) sınıflamasına göre feldispatik litarenitir. Bol miktarda metamorfik kayaç parçaları, demir oksitli ve killi matriks çört parçaları, yer yer ayrılmış feldispat taneleri, kalsit çimentolaşma ihtiva eden formasyonda ve bazı tanelerin çevresi ise çok ince kalsit zonu ile çevrelenmiştir.

Kriptokristalin kuvars tanelerinin bulunması ve iri kuvars tanelerinde sönme açılarının büyük olması kaynağın kısmen yüksek sıcaklıkta oluşmuş bir metamorfik kayaç grubuna ait olduğunu simgelemektedir. Özellikle taşınmaya dayanıklı kuvars ve çört gibi tanelerin oldukça yuvarlanmış olması sedimantasyon ortamının kaynağa uzak olduğunu göstermesine karşılık, mevcut karbonat parçaları ise daha yakındaki ikinci bir kaynaktan gelmiştir. Bayırköy'ün batısından alınan numunelerde çok iri polikristalin kuvars taneleri, fillat ve çeşitli metamorfik kayaç parçaları incelenmiştir.

Ortam Yorumu

Çok kalın tabakalı istifin üst seviyelerine doğru tane boyutu (fining-upward) ve tabaka kalınlığı (thinning-upward) inelmekte, çok geniş-ölçekli çapraz tabakalı, iyi çimentolu ve çok kötü boylanmalı Bayırköy Formasyonunda karasal bir ortamda çökelmektedir. Orta-Üst Eosen yaşlı andezit volkanizması nedeniyle formasyonun diğer fasiyesleri erozyona uğra-

miş veya örtülmüştür. Bu nedenle formasyon-
daki değişik fasiyeslerin birbiriyle olan ilişki-
lerini saptamak imkansızdır. Az kıvrımlı (low-
sinuosity) nehir çökelleri ve 500 m'ye yakla-
şan tip kesitinden dolayı sedimantasyon uzun
süre devam etmiş ve havza hızla çökmüştür.
Çakıllar dokusal olgunluk (textural maturity)
açısından olgun değildir (immature). Matriks-
dayanımlı konglomeraların iri çakıllı oluşu,
çok kötü boylanması, tabanda derecelenme
olmayışı, orta ve üst seviyelerde (trough
cross-bedding) çapraz-tabaklanma göstermesi
ve tabakaların kalınlıklarında yanıl devamlı-
lık gibi verilerin hepsi göz önüne alındığında
Bayırköy Formasyonu debrisflow çökellerini
simgeler. Bu da bize kaynağa yakın kanal içi
örgülü nehir çökelleri (proximal braided river
channel) ortamını hatırlatır. Tek bir tabaka
yine tek bir kütle-akışının (mass-flow) ürünü-
dür ve ritmik olarak gelişen ani sediman akı-
şına bağlıdır.

Bayat Formasyonu (Eb)

Kireçtaşları D-B yönünde, batıda Gençalı
Köyünün güneyinden doğuda Narlıca Köyü'ne
kadar devam eden bindirme fayının kuzey
kısmı boyunca devamsız mostra vermiştir.
Formasyonun en kalın olduğu yerler batıda
Kurtul Boğazı-Hisartepe mevki (40 m) ve do-
ğuda Kuş Kayası (64 m) civarındır.

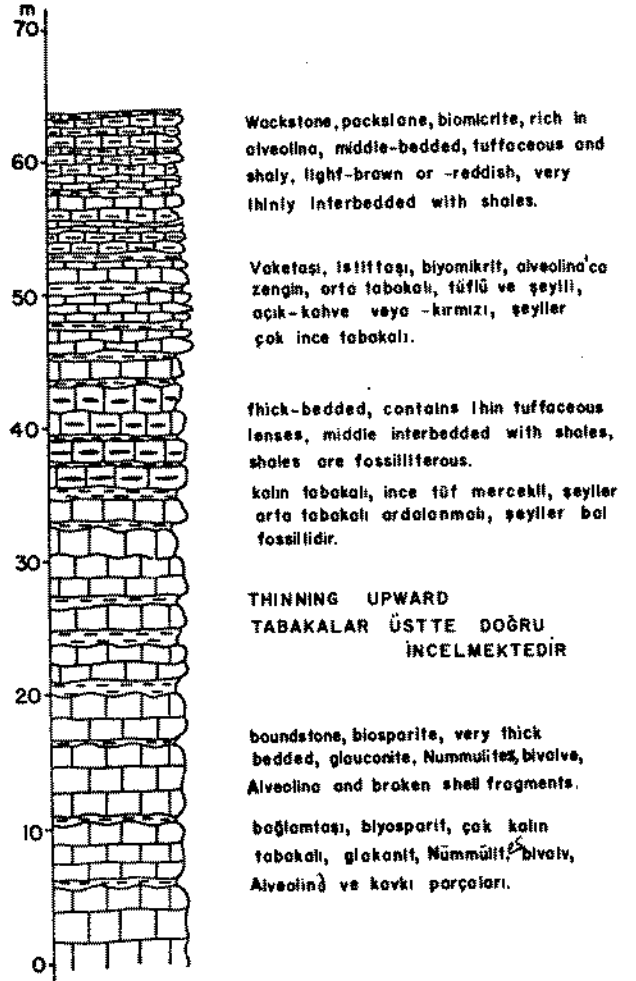
Bayat kireçtaşı fosilce çok zengin (lamellib-
rans, krinoid, sünger, kavkı parçaları, *Alveoli-
na*, *Nummulites*), çok sert, bindirme fayı sıra-
sında düşük sıcaklık ve yüksek basınç tesiriyle
kısmi metamorfizma geçirmiş, gri, orta ve
kalın-tabakalı, glokonit ve bazen kalın-
tabakalar arasında fosilce zengin ince şeyl
bandları ihtiva eder. Kireçtaşları Folk'a (1962)
göre biyomikritik ve biyosparitik dokuya sa-
hiptir ve Dunham'a (1962) göre istiflaşı ile
bağlamtaşı arasında değişmektedir.

Kuş kayasında tip kesit veren kireçtaşları
tektonik hareketlerden dolayı oldukça kırılmış
olup, tabandan üst seviyelere doğru tabaka
kalınlıklarında önemli ölçüde inceleme görül-
mekte, tabanda gri, orta seviyelerde sarımsı-
açık kahverengi, tekrar gri ve üst tabakalarda
açık kırmızımsı, orta seviyelerde kireçtaşları
birkaç mm genişliğinde ve 15-20 cm uzunlu-
ğunda plakalar halinde sarımsı-kahverengi
tuf bantları ihtiva etmektedir (Şekil 3). Ta-
banda kireçtaşları 4-6 m kalınlığında olması-
na rağmen üst seviyelerde 30-50 cm kalınlı-
ğındadır. Tabaka yüzeyleri hafif dalgalı bir ya-
pı gösterir, çok ince-tabakalı karbonatlı şeyl-
lerle ara katkılıdır ve en üst seviyelerde tüfler

litolojinin hakim malzemesini olmuştur. Orta
seviyelerdeki 1.5 m kalınlığındaki kireçtaşı ta-
bakaları tüflü ve karbonatlı şeyl bandları ile
ara katkılıdır. Batıda Kurtul Boğazı dolayla-
rında, saf karbonat ve bol fosil topluluğuna
karşılık, doğuda Kuş Kayası'nda açık sarı, a-
çık kahverengi, bordo, tüflerin hakim olduğu
ve daha az fosil topluluğunun bulunduğu göz-
lenmiştir. 30-120 cm arasında değişen kireç-
taşları 30-40 cm kalınlığında şeyl tahakaları
ile ara katkılıdır.

Petrografi

Formasyon çok az çört ve kırılmış kuvars
taneleri içermekte, bol fosilli biyosparitik do-
kuya sahiptir, fosiller kötü boylanmış, ince-
ve orta-taneli kalkarenit (Folk, 1962) ihtiva et-
mektedir. Doku özelliği açısından olgun olma-



Şekil 3 : Bayırköy deresinin batı yamaçında bindirme fayı boyunca ölçülen Bayat Kireçtaşlarının stratigrafik kesiti.

Figure 3 : Stratigraphic section of Bayat Limestone measured along the thrust fault in western slope of Bayırköy creek.

Gemlik Bölgesi Tersiyer Stratigrafisi

yan, fosillerin orijinal şekilleri kısmen korunmuştur. Çalışma alanının doğusunda bindirme fayı nedeniyle bütün *Alveolina*'lar baskı altında kaldıkları için kırılmıştır. Karbonatların içine yerleşmiş olan kalsedonlar diyaenetik evrede meydana gelmiştir. Bayat Formasyonunun mikroskopta gözlenen fosilleri aşağıda verilmektedir.

Discocyclina sp. *Panerotalia* sp.

Actinocyclina sp. *Miliolidae*

Textularia sp.

Alveolina sp. *Assilina* sp.

Nummulites sp. *Amphistegina* sp. *Pelecypoda*, *Algae* *Bryzoa*,

Formasyonun yaşı Lütasiyen'dir.

Ortam Yorumu

Bol fosilli Bayat Kireçtaşları D-B bindirme fayı boyunca mostra verdiği için çok kırılmış, parçalanmış ve devamlılık göstermemektedir. Bu nedenle eldeki sınırlı verilerle formasyonun çökelim şartları incelenebilmiştir. Gemlik yolu-Kurtul boğazi dolaylarında bol fosilli, çok kalın tabakalı karbonatlar Dunham'ın (1962) sınıflamasına göre istiflaşma-bağlantı tipinde olmasına karşılık doğuda Bayırköy yol yarmalarında ise karbonatlar istiflaşma tipinde, kısmen andezit tüfler ve demir oksitler ihtiva etmektedir. Çamlık sırtlarının batısındaki mostralarda ise çok iri *Nummulit*'ler ve *Alveolin*'ler (3-13 mm uzunluğunda) incelenmiştir.

Bentik foraminiferce zengin mevent fosil topluluğu, Bayat karbonatlarının sığ denizel ortamda çökeldiğini ve incelenen numunelerde su derinliğinin D-B yönünde değişmediğini göstermiştir. Buna ilave olarak, bütün mostralarda tabaka kalınlığının tabanda 4-6 m arasında değişmesi ve üst seviyelere doğru devamlı olarak incelmesi nedeniyle formasyon sığ denizel ortamda çökelmiş ince platform karbonatı olarak kabul edilmiştir.

Kurbandağı Formasyonu (Ek)

Andezit, aglomera, sert tüfler (welded tuffs) ve ignimbritler ihtiva eden Kurbandağı Volkanikleri çok ince tabakalı, açık gri, sarımsı ve üst serileri erozyona uğramıştır. Tabakalar yöresel olarak 30-40 cm'ye kadar kalınlaşabilir, bazen demir oksitçe zengin seviyelerle ara katkılı olarak bulunurlar ve genelde sert tüflerin toplam kalınlığı 200-300 m arasındadır.

Kocadere yatağında siyah, altere olmamış andezitlerin içinde beyaz jasperlar çatlakları doldurarak gelişmiştir. Hamidiye Köyü'nün KB'sında ise 100 m kalınlığında mostra veren sarı, açık kahverengi, koyu gri renkli, laminalı, çok ince- ve ince-tabakalı ritmik ardalanmalı, yüzeyel alterasyona kısmen dayanıklı ve bazen karbonat içeren tuf seviyeleri bulunur.

Yenisölöz sırtlarındaki bindirme fayı boyunca uzanan Bayat Kireçtaşlarının önemli ölçüde litolojisindeki saf karbonattan sarımsı, açık kahverengili bol tüflü bir yapıya dönüşmesi volkanizmanın karbonat çökmesi sonunda (Bayat denizinde) başladığını göstermektedir. Bu nedenle volkanizmanın yaşı Orta-Geç Eosen'dir (Bargu, 1982).

Petrografi

Andezitik bileşimli lav akıntısı görünümünde olan kayaç ince kesitlerde plajiyoklaz tanelerinin genellikle alterasyona uğramadığı gözlenmiştir. İri plajiyoklazlar zonlanma göstermekte, diğerleri ise ince uzun bir yapıya sahip olup matriks içinde dağılmıştır. Feldispatlarda gerisitlemeye sık rastlanmıştır ve matriks ise tamamen killi bir yapıya dönüşmüştür. Andezitler koyu pembe ve bordo renkte olup, alterasyona uğrayanlar yeşil, mavi, sarı, açık gri, ince- veya orta tanelidir ve çatlak sistemleri ise belli bir düzene sahip değildir. Plajiyoklazlar fenokristaller ve mikrolitler halinde bulunur.

Prizmatik yapıdaki fenokristaller andezin bileşimli ve mikrolitler ise oligoklaz-andezin bileşimlidir. Petrografik çalışmalarda alterasyonun olduğu yerlerde plajiyoklazların kalsitleşmesi daha sık olarak ve nadiren kaolinleşme gözlenmiştir.

Ortam Yorumu

Andezit volkanizmasına bağlı olarak gelişen çeşitli malzemeler ayrışmadan çökelmiştir ve kısmen dereceli tabakalaşma gösterirler. Sarı, pembe, bordo, mor ve lacivert renkli tüfler ayrışmaya dayanıklı ve bazı yerlerde ince- ve orta-tabakalıdır. Sedimentasyon hava yolu ile gerçekleştiği için çok ince parçalar uzaklara taşınabilmiş, iri volkanik malzemeler ve lav akıntıları Kurbandağı çevresinde ve Ada tepenin güneyinde görülmüştür. Kuyaterner sırasında ikincil olarak oluşan bazı aglomeraların parça-dayanımlı, hiç çimentolaşmamış, çok az killi malzeme içeren ve iyi cıllanmış yumurta veya küresel şekilde, ince ve çok uzun

bir şerit boyunca, İznik Gölüne yakın yamaçlarda uzanmasının nedeni aglomeraların plaj ortamında dalgaların aşındırıcı etkisiyle çökelmiş olmasıdır.

Umurbey Formasyonu (Ev)

Andezitik lav, tuf, kül ve aglomeralar D-B yönünde ve Gemlik Körfezine doğru gelişmiş olup, karadaki toplam kalınlığı 400m civarındadır. Umurbey Köyünün batısında istif alttan üstte doğru şöyle sıralanır: (A) *Nummulit*'ce zengin şeyl ve ayrılmış piroklastik (lapilli tüfler) seri, yer yer orta-taneli ayrılmış aglomera ihtiva etmektedir, (B) ince- ve orta-tabakalı ince- taneli aglomera ve laminalı şeyl ardalanması, (C) güney doğuya 15°'lik bir eğimle dalan karbonatlı laminalı şeyl seviyeleri ve en üstte (D) ayrılmış, kalm ve düzgün mostra vermeyen piroklastik seri.

Ayrılmış lav akıntılı ve tüflü tabakaların kalınlığı nadiren 2-4m'ye kadar çıkmaktadır ve çok geniş kamalanma gösteren mercak içinde laminalı veya çok ince-tabakalı şeyl seviyeleri bulunmaktadır. Formasyon genelde şeylce zengindir, tane boyutu ince-ve orta-taneli kum ile ince-çakıl arasında değişir, çok kötü boylanmıştır, orta-ve kalm-tabakalı laminalı şeyl-silttaşı ve açık siyah şeyl ritmik sedimentasyonun en güzel örnekleri Limanbayırı mostralarında sergilenmektedir. Kimyasal kompozisyonu Kurbandağı andezit volkanizmasıyla aynı olmasına karşılık, deniz suyunun etkileri sonucu şiddetle ayrılmış ve çok ince- ve orta-kalınlıkta tabakalar halinde çökelmiştir. Genel olarak, değişen tabaka kalınlıkları hariç litolojik olarak bütün seri aynı özelliğe sahiptir.

Umurbey Formasyonunda ayrılmış aglomeraların tane boyutu birkaç mm ile 8-10 cm arasında değişmektedir. Koyu kahverenkli şeyl seviyeleri yaklaşık 4-12 cm kalınlığında ve açık kahverenkli silttaşı-kumtaşı seviyeleri 3-8 cm kalınlığındadır. Bazen kalın şeyl ve silttaşı tabakalarının içinde 30-40 cm boyutunda aglomera blokları bulunmuştur.

Petrografi

Kalsit kristalleri ince damar veya boşluk dolgu şeklinde volkanik malzemelerin içinde gözlenmiştir. Plajiyoklazlar ise ayrılmış, bazıları kalsitleşmiş ve taneler arası demir oksitli malzeme ile doldurulmuş veya boşluklarda kloritleşme oluşmuştur. Ayrılmamış plajiyoklazlar ve *Nummulit*'lerin beraber bulunması volkanik malzemelerin ayrılmadan taşındığını ve denizel ortamda fosillerle beraber çökelindiğini göstermektedir. Yuvarlak görünümdeki

çört ve ince kuvars taneleri taşınmış, buna karşılık muntazam şekildeki bazı fosiller ise tüflerin içinde beraber çökelmiştir. Tüfler tamamıyla ayrılmış, tedrici geçişli ince-taneli plajiyoklaz, iri kalsit ve polikristalin kuvars parçaları limonitli ve tüflü bir matriks içinde çimentolaşmıştır.

Ortam Yorumu

Limanbayırı Sırtlarındaki mostralara kayaç kompozisyonu, tane boyutu, tabakaların kalınlığı veya ritmik ardalanma açısından benzerlik gösterir. Umurbey Formasyonu yüksek sıcaklıktaki andezit volkanizmasının çeşitli ürünlerinin derin denizel ortamda ayrılarak çökmesiyle oluşmuştur. Yaklaşık 400m kalınlığındaki toplam serinin özellikle incelenmeye müsait olan alt 120 m'lik kısmı daha iyi incelenmiş ve istifin üst kısmını tabana nazaran daha sığ denizel ortamda çökelindiği içindeki bol fosillerden (*Nummulit*, bentik foraminifer ve pelecypod) ve tabaka yapılarından anlaşılmıştır. Tüfler, külle ve aglomeralar denizel ortama kanal yapıları ile simgelenen derin deniz yelpazeleriyle ve lavlar ise ritmik olarak akarak taşınmıştır. İstif derin deniz ortamında çökelen fliş sedimentasyonunu sergilemektedir.

Muratoba Formasyonu (Om)

Formasyon tabanda çok kötü boylanmış, derecelenme göstermeyen, parça-dayanımlı, çok kalın-ve masif-tabakalı, tabanda aşınma izleri gösteren, tabaka kalınlığı ve tane boyutu serinin üst seviyelerine doğru incelen çok iri konglomeralarla temsil edilir (Şekil 4). Bunların üzerine kırmızı biyotürbasyon geçirmiş şeyllerle, ince- ve iri-taneli ve çapraz-tabakalı kumtaşı tabakaları ritmik ardalanmalı olarak gelmektedir. Konglomeralar gevşek çimentolu, çok kötü boylanmış, taban kireçtaşı çakılları (10-15 cm), parçalanmış andezit, aglomeralar, kuvarsit ve çeşitli volkanik malzemeleri ihtiva ederler. 10-20 cm tane boyutundaki 1.5-8 m kalınlığındaki masif tabakalı konglomeralar 0.2-1.3 m kalınlığındaki şeyl seviyeleri ile ardalanarak çökelmiştir (Şekil 4). Bu mostrada görülen özelliklerden biri de konglomera tabakaları kalınlaştıkça tabakalar arasındaki şeyl seviyeleri incelmekte ve konglomera tabakaları incelidikçe de buna bağlı olarak kumlu ve siltli şeyl tabakalarının kalınlaşmasıdır. Konglomera tabakalarının tabanı altındaki silttaşı tabakalarını aşındırarak çökelmiştir.

Muratoba'nın KB'sında bindirme fayının etkisiyle tabandaki 10-15 cm boyutundaki

Gemlik Bölgesi Tersiyer Stratigrafisi

konglomera serilerinin yüzeye çıkmasına neden olmuştur. 0.2-4 m kalınlığındaki konglomera tabakaları 0.75-3 m kalınlığındaki şeyl tabakaları ile ritmik ardalanmalıdır ve bazen yukarıya doğru tane boyutu artar. 1-1.5 m kalınlığındaki konglomeraların içinde kumtaşı seviyeleri düzensiz olarak dağılmıştır (Şekil-4).

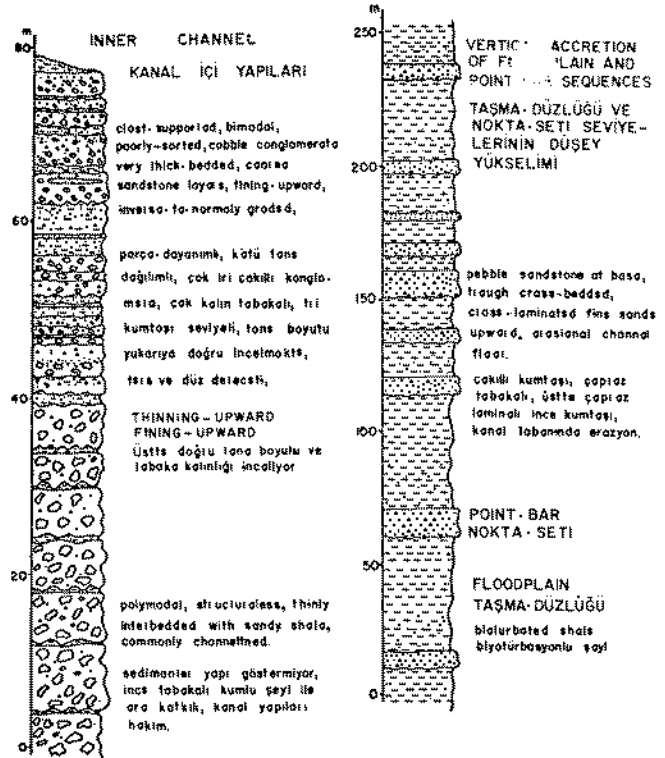
Kurtul Köyünün kuzeyinde çok geniş ölçekli mercek şeklindeki kumtaşı tabakalarının çeşitli seviyelerinde çok iri kum-boyutunda kuvarsiteler bulunur ve tane boyutu dağılımı tabandan üstte doğru artar (Şekil. 5). Kurtul'un güneyinde 6-9m kalınlığında ve 30-40°N eğimli nokta-seti tabakaları 3-8m kalınlığında şeyl tabakaları ile ritmik olarak çökelmiştir. Geniş ölçekli çapraz-tabakalı kumtaşlarının en iyi örneklerinin sergilendiği nokta-seti taban yapılarının içinde ince-taneli konglomeralar 1-1.5m kalınlığında ve 8-10m genişliğinde bir mercek gibi bulunurlar.

Hisar-tepe'nin kuzeyinde formasyon 100m kalınlığında, tabakalar 55° S'ye eğimli, iyi boylanmış, çok ince-tabakalı ve ince-taneli kumtaşları kırmızımsı şeyl tabakaları ile ritmik ardalanmalıdır. Ayrıca, küçük ölçekli dalga izleri, düz tabakalaşma, siltli, ince- ve orta-taneli, ve orta-tabakalı kumtaşları sergilenmektedir. Kumtaşı tabakaları tabanda geniş ölçekli çapraz tabakalanma, küçük ölçekli çapraz tabakalaşma, üstte doğru dalga izleri ve en üstte kırmızı şeyllerle geçmektedir.

Dürdane Köyünün kuzey yamacında ise formasyonun paleo-akıntı yönüne paralel 12 adet çok kalın-tabakalı kumtaşı seviyesi ölçülmüştür ve her seviyenin tabanında, orta ve üst seviyelerinde ince-taneli konglomeralar bulunmaktadır. Batıda deniz kenarında yaklaşık 90° eğimle uzanan (deniz altındaki bindirme fayı nedeniyle) orta- ve kalın-tabakalı, iyi çimentolaşmış, kötü boylanmış, orta- ve iri-taneli kumtaşı ve ince-taneli konglomera ihtiva eden çok geniş mercekler 16m kalınlığındadır ve taban deniz tarafından aşındırılmıştır. Formasyonun yaşı Orta Eosen'den başlayarak Erken Oligosen'e kadar devam etmiştir.

Petrografi

Genel olarak örnekler çört, polikristalin kuvars, ayrılmış biyotit, serisitleşmiş veya kalsitleşmiş plajiyoklaz, limonitli killi matriks, kalsit parçaları ve çeşitli metamorfik ve volkanik kayaç parçaları ihtiva eden feldispatik litarenit'tir (Folk, 1974). Kurtul-Dürdane arasındaki örneklerde ise metamorfik kayaç par-



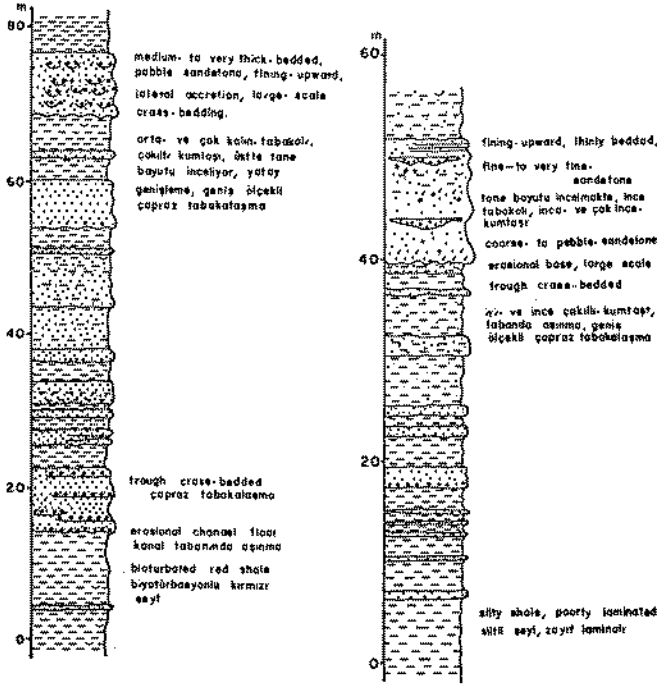
Şekil 4 : Soldaki kesit: Şükriye köyünün kuzeyinde mostra veren Muratoba Formasyonuna ait kanal yapıları; Sağdaki kesit: Muratoba'nın kuzeyinde Gediktaş yol yarmalarında ölçülen ve düşey yükselimi sergileyen ritmik sedimantasyon.

Figure 4 : Left section: Inner channel structures of Muratoba Formation exposed to the north of Şükriye village. Right section: Measured section and vertical accretion exhibiting cyclic sedimentation along Gediktaş road - cuts to the north of Muratoba village.

çaları, hornblend ve kalsit çimentolo silttaşından ince-taneli konglomera kadar çeşitli tane boyutunda bulunabilir. Sedimanların kaynağına yaklaştıkça feldispatlar ayrılmamıştır.

Ortam Yorumu

Bu formasyon mevcut mostralara göre iki grupta sınıflandırılmıştır: A) Kanal-dolgu yapıları ve B) nokta-set ve taşma düzlükleri. Özellikle Kocadere'nin doğusundaki mostralarda tabaka kalınlıkları 1-8m arasında değişmekte, tabandan üst seviyelere doğru tabakalar incelmeğe, malzemeler kumlu ve şeylli matriksle bağlanmış olup çökellerin üst seviyeleri düşük enerji ortamında çökelediği için tane boyutunda üstte doğru incelmeğe ve ince- ve iri-çakıllı konglomeralar sergilenmiştir.



Şekil 5 : Kurtul köyünün güneyinde yol yarmalarında ölçülen Muratoba Formasyonuna ait stratigrafik kesitler.

Figure 5 : Measured stratigraphic sections of the Muratoba Formation along the road-cuts, south of Kurtul village

Mostralar kanal-dolgu özelliklerinin sergilendiği menderes tipi nehir yatağının çökelleridir. Tabakaların taban yüzeylerinde kazı yapıları, konikav ve erozyon özellikleri görüldüğü gibi üstte ise düz-paralel ince- veya orta-kalınlıkta şeyl tabakalarına aniden geçişlidir.

Kocadere'nin tabanındaki mostralarda dereceli tabakalaşma yoktur, fakat üstte doğru çok zayıf bir- ters ve normal- derecelenme görülmüştür. Karanlık dere vadisinde çok iri-çakıllı (20-40cm) konglomeralar düzensizdir, sedimanter yapı göstermezler ve yakın kaynaktan gelen malzemeler yamaçtan aşağı sürüklenerek çökelmiştir.

Muratoba'nın kuzeyindeki konglomera mostraları Şükriye'nin kuzeyindeki mostralara nazaran daha küçük tane boyutuna sahiptir, matriksin içindeki kum oranı daha azdır, tabaka kalınlıklarında incelmıştır ve şeyller kalın- ve çok kalın-tabakalıdır. Bu gözlemler bölgedeki sedimantasyonun önceki mostralara nazaran daha düşük akışkanlar rejimine sahip olduğunu gösterir. Mostralarında kong-

lomera tabakalarının içinde ince uzun merccek şeklinde çok iri kumtaşı bandları ve kumlu şeyl tabakalarının içinde ise ince uzun ince-çakıllı konglomera merccekleri gözlenmiştir.

Gemlik-Bursa yolunun çeşitli yarmalarında görülen kırmızı şeyllerle ara katkılı ritmik olarak çökelmiş kalın tabakalı, orta- ve çok kalın-taneli, bazen çok iri-kum (2-4mm) veya ince-çakıl (5-15mm) tane boyutu ile temsil edilen kumtaşı nokta seti olarak tanımlanmıştır. Tane boyutu yukarıya doğru incelmemekte (fining-upward) ve tabaka kalınlıkları 2 ila 16m arasında değişmektedir. Bazı nokta seti serilerinin içinde aniden ince-çakıllı bandlara geçişler sık görülmektedir. Nokta setlerin tabanda geniş ölçekli çapraz tabakalaşma, ince-çakıllar, üstte doğru küçük ölçekli çapraz tabakalaşma, iri-kumtaşları, çapraz laminasyon, dalga izleri, paralel laminasyon ve kırmızı şeyllerle temsil edilir (Şekil 5). Genelde çapraz tabakalı ince-çakıllı kumtaşlarından ortataneli kumtaşlarına doğru tedrici bir geçiş gözlenmiştir. Nokta setleri birbirine paralel değildir ve kanal dolgu yapıları sık rastlandığı gibi sedimanların akış yönü kendisinden önceki sedimanların akış yönünü kesebilir. Kanalin dış büyük tarafında erozyon ve iç büyük tarafında ise çökeltme sürekli olarak devam ettiği için kanalın taban yapıları diagonal olarak nokta setlerinin alt seviyelerinin üzerine doğru yavaşça kaymıştır ve böylece nokta setleri kanal taban malzemelerinin üzerin yanal olarak yığılmasına sebep olmuştur (Şekil 5). Kırmızı şeyller belli bir laminasyon göstermezler ve biyotürbasyon nedeniyle ilk sedimanter yapılar korunmamıştır. Kırmızı şeyllerde kalınlık 40m'ye kadar çıkmaktadır.

"Red-beds"lerin orijininin diyajenetik olduğu bilinmektedir (Walker, 1967). Ortamdaki değişiklikler ısının artmasıyla hızlanır ve sulu ortamda gelişir. Mafik mineraller bozulur ve killeri yıkılarak toprağın alt seviyelerine iner ve bu işlemler çok yavaş gerçekleşir. Walker'e göre, kırmızılaşma normal yağışlı iklimlerde de görülür, fakat organik üretimin yüksek hızda oluşu toprağın humusca zengin olmasına ve böylece taneleri daha kolay demir oksitle kaplanmasına neden olur.

Katırlı Formasyonu (Ok)

Bu formasyonun en önemli özelliği çok kalın jips yataklarına sahip olmasıdır. Formasyon kalınlığı en çok 250 m'dir (Şekil 6) ve alttaki Muratoba Formasyonu ile uyumsuzdur. Tip kesitin incelendiği Acısu deresi civarındaki eski açık işletme maden ocaklarında, for-

Gemlik Bölgesi Tersiyer Stratigrafisi

masyon tabanda killi-kumlu serinin üzerine laminali organik maddece zengin siyah şeyller ve jipsler gelmekte, bunun üzerine açık kah-verengi, çok ince-tabakalı dolomit-kireçtaşı-jipsli seriler, masif jips, jipsli yeşilimsi tüfler, silttaşı-şeyl ardalanması ve en üstte ise ince-tabakalı, açık renkli volkanik tüflerin miktarı formasyonun üst seviyelerine doğru devamlı şekilde artmaktadır.

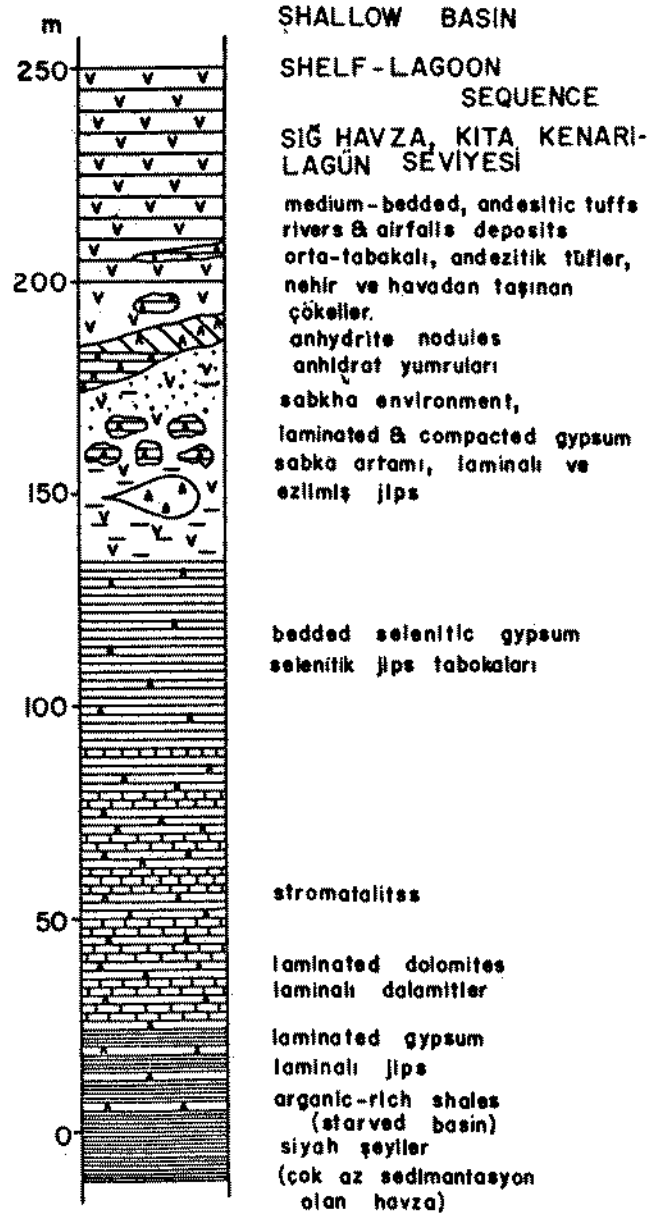
Evaporitik ortam Bardakbağ Ovası ve çevresinde gelişmiştir. En iyi mostralari ovanın doğusundadır ve istif tabanda çok ince-tabakalı, karbonat çimentolu, siltli ve çok ince-taneli kumtaşı ile temsil edilir, çok ince-tabakalı şeylli-kireçtaşları tüflü şeyl serileri ile ardalanmakta, bunların üzerine jipsli seriler gelmekte ve en üstte ise 0.5-1 cm'lik jips bandları içeren evaporitik seriyi açık renkli andezitik tüfler örtmektedir. Bardakbağ Ovasının güneyinde tabanda sert, orta-taneli, koyu gri, kah-verengi şeyl parçaları ve mika ihtiva eden laminali kumtaşları bulunur. Ovanın kuzeyinde ise orta- ve iri-taneli, ince-ve orta-kalınlıkta tabakalı, yeşilimsi, sert, şeyl parçaları içeren ve karbonat çimentolu kumtaşları laminali şeyl tabakaları ile ardalanmaktadır. Kumtaşlarının bileşimi kuvars, feldispat ve volkanik tuf içermektedir.

Adliye köyünün girişinde, çok az mostra veren kireçtaşları ve ince- ve orta-tabakalı, koyu gri, koyu kahverenkli, sert, demir oksitce zengin ve çok ince-tabakalı şeyllerle ara katkılıdır. Makrofosilce fakirdir, içinde taşınmış karbonat çakıllar bulunmaktadır ve Dunham'a (1962) göre vaketaşdır.

Yeniköy'ün doğusunda yöresel olarak açık gri, beyaz, kısmen silisleşmiş tüfler hakimdir ve güneye 50° eğimlidir. Seri yeşilimsi tüfler, laminali kumtaşı, çeşitli volkanik malzemeler, yeşilimsi-kırmızımsı tüfler, ince- ve iri-taneli, ince- ve orta-tabakalı kumtaşları ve laminali şeyllerle ardalanmalıdır.

Ortam Yorumu

Organik maddece zengin siyah şeyl-kireçtaşı-dolomit-tüf çeşitli volkanik malzemeler-jipsli evaporitik seri D-B yönünde gelişmiş bir lagün-sabka ortamında batıdan ritmik olarak giren deniz suyunun tesiriyle çökelmiştir. Lagünel ortamlarda gelişen jipsler sınırlı ve yatay su akıntıları, az yağış ve kurak iklim şartları altında ve kuvvetli buharlaşmanın yardımıyla çökelmiştir. Stratigrafik istifte alttan üste doğru jips tabakalarının kalınlıklarının azalması ve üst seviyelerde jipslerin yerine tüflerin hakim olmasının nedeni nehirlerle



Şekil 6 : Katırlı Formasyonuna alt Acısın deresi civarındaki terk edilmiş alçı ocağının yüksek duvarlarında ölçülmüş stratigrafik kesit ve yorumu.
Figure 6 : Measured stratigraphic section of the Katırlı Formation from the highwall of an abandoned gypsum mine in the vicinity of Acısın Creek and its interpretation.

taşınan ikincil volkanik malzemelerin havzayı doldurmasıdır.

Katırlı evaporitleri lagüner ortamdaki geniş alüvyon düzlüğünde ve kurak iklim şartlarında deniz suyunun ritmik yükselişine bağlı olarak tuzların ritmik çökmesiyle oluşmuş ve arazi verilerine göre iki farklı fasiyeste evapo-

Gemlik Bölgesi Tersiyer Stratigrafisi

dan oldukça aktif bir bölgedir ve en az 3 safhada (Geç Kretase, Orta-Geç Eosen ve Geç Miyosen) volkanizma gelişmiştir.

2) Bölgenin tektonik evriminden dolayı Erken-Orta ve Orta-Geç Eosen yaşlı kayaçlar rejyonel uyumsuzdur.

3) Muratoba Formasyonunun litolojisi Kurbandağı volkaniklerine benzer olduğu için ana kaynak ayrılmış volkaniklerdir ve daha yaşlı formasyonlardan gelen malzemeler men-deres tipi nehirle taşınarak çökelmiştir.

4) Trakya'daki Lütasyon yaşlı Soğucak Kireçtaşlarının zaman eşdeğeri olan Bayat Kireçtaşları çalışma alanında mevcuttur ve bol fosilli olup sığ denizel ortamda çökelmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu araştırma projesi, 1988 yazında T.P.A.O.'nun arazi çalışmalarının yapılabilmesi için sağladığı lojistik destek sayesinde bir Üniversite-Sanayi işbirliği ürünü olarak gerçekleşmiştir. Bana bu çalışmayı yapabilmem için en içten samimiyetle yardımlarını esirgemeyen sayın Ozan Sungurlu'nun ve Süleyman Turgut'un şahsında T.P.A.O.'ya en derin teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca, Prof.Dr. Yücel Yılmaz'a bilimsel münakaşalarından dolayı teşekkür ederim.

Makalenin geliş tarihi: 11.10.1989

Manuscript received: 11.10.1989

Yayın Kurulunun onayı: 25.12.1989

Revised manuscript received: 25.12.1989

DEĞİNİLEN BELGELER

Allen, J.R.L. (1964) Studies in Fluvial Sedi-

mentation: Six Cyclothems From the Lower Old Red Sandstones, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, v.3, p.163-198.

Allen, J.R.L. (1965) The Sedimentation and Paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. *Poc. Yorks. Geol. Soc.* v.35, p.139-185.

Allen, J.R.L. (1970) Studies in Fluvial Sedi-mentation: A Comparison of Fining-Upwards Cyclothems With Special Reference to Corse-Member Composition and Interpretation. *J.Sed. Petrol.* v.40, p.298-323.

Altınlı, İ.E. (1943) Bandırma-Gemlik Arasındaki Kıyı Sırağının İncelenmesi. *İst. Üniv. Fen.Fak. Monografileri Sayı:6*, İstanbul, p.76-137.

Bargu, S. (1982) The Geology of İznik-Yenişehir (Bursa) Osmaneli (Bilecik) Area. *İstanbul Earth Sciences Review*, v.3, no:1-2, p. 191-234.

Dunham, R.J. (1962) Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. in, *Classification of Carbonate Rocks A Symposium*. Member 1, p. 108-121.

Erk, S. (1942) Bursa-Gemlik Arasındaki Mıntıkanın Jeolojik Etüdü. *MTA enstitüsü Yayınlarından, Seri B*, no:9, 250pp

Folk, R.L. (1962) Spectral Subdivision of Limestone Types. in, *Classification of Carbonate Rocks A Symposium*. A.A.P.G. Member No: 1, p.62-84.

Folk, R.L. (1974) *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publ. Co. Austin, TX. 128 pp.

Walker, T.R. (1967) Formation of Red Beds in Ancient and Modern Deserts. *Bull. Geol. Soc. Am.* v. 78, p.353-368.

Haymana - Mandıra - Dereköy Arasındaki Sahanın Petrol İmkânları Oil Possibilities Of The Region Between Haymana - Mandıra - Dereköy Towns

BÜLENT COŞKUN*, ADNAN ÖZDEMİR* ve VEYSEL IŞIK*

ÖZ

Bu çalışmanın amacı, Ankars'nın yaklaşı-
k 80 km GB'sında bulunan Haymana ve
yakın yöresinin petrol imkânlarının aydın-
latılmasına, gelecekte tüm Tuz Gölü havza-
sının değerlendirmelerinde de kullanılabil-
ecek yeni görüşler getirmektir.

Haymana bölgesi tektonizması Miyo-
Pliosen ve Üst Kretase'deki tektonik hare-
ketler nedeniyle oldukça karışıktır. Ofiyoli-
tik yayılımlarla belirgin bu tektonik hare-
ketler, yörede petrol oluşumu, göçü ve ka-
panlanmasına etki edecek kâfi derecede
kalın çökel istifinin ve hareketliliğin oluş-
masının neden olarak olumlu, jeolojik ve
sondaj güçlüklerine neden olarak da olum-
suz etki yapmışlardır. Çalışma alanı, petrol
imkânları yönünden, herbirinin kendine ö-
zel jeolojik konumu bakımından, üç es-
s bölgeye ayrılmıştır. Bunlar, kuzeyden gü-
neye doğru, allohton, para-otokton ve o-
tokton bölgelerdir.

En önemli petrol hazne kayaları, yer yer
oldukça iyi gözeneklilik içeren, Haymana
ve Iğnıkdere formasyonlarındaki kumtaşlı
birimleridir.

Bölgede tektonizma ve çökelme arasında
çok önemli ilişkiler mevcut olup, petrol
imkânlarının araştırılması bu ilişkilerin ay-
rıntılı incelenmesine bağlıdır.

ABSTRACT

The purpose of this study is to bring an
explanation to the oil possibilities of the
Haymana region, 80 km to the SW of Anka-
ra, which can be applied to the investiga-
tion of whole Salt Lake Basin in future.

Due to the Mio-Pliocene and Upper Cre-
taceous movements, the tectonic of the
Haymana region is rather complex. Evi-
denced by ophiolitic exposures, these
tectonic movements created positive and
negative results for oil exploration, firstly
furnishing thick sediments and tectonic
activities favouring generation, migration
and entrapment of oil, secondly creating
complex geologic and drilling difficulties.

According to the proper geological char-
acteristics and oil possibilities, the area of
study has been divided into three distinct
zones. From north to the south, these are
the allochthonous, para-autochthonous
and autochthonous sectors.

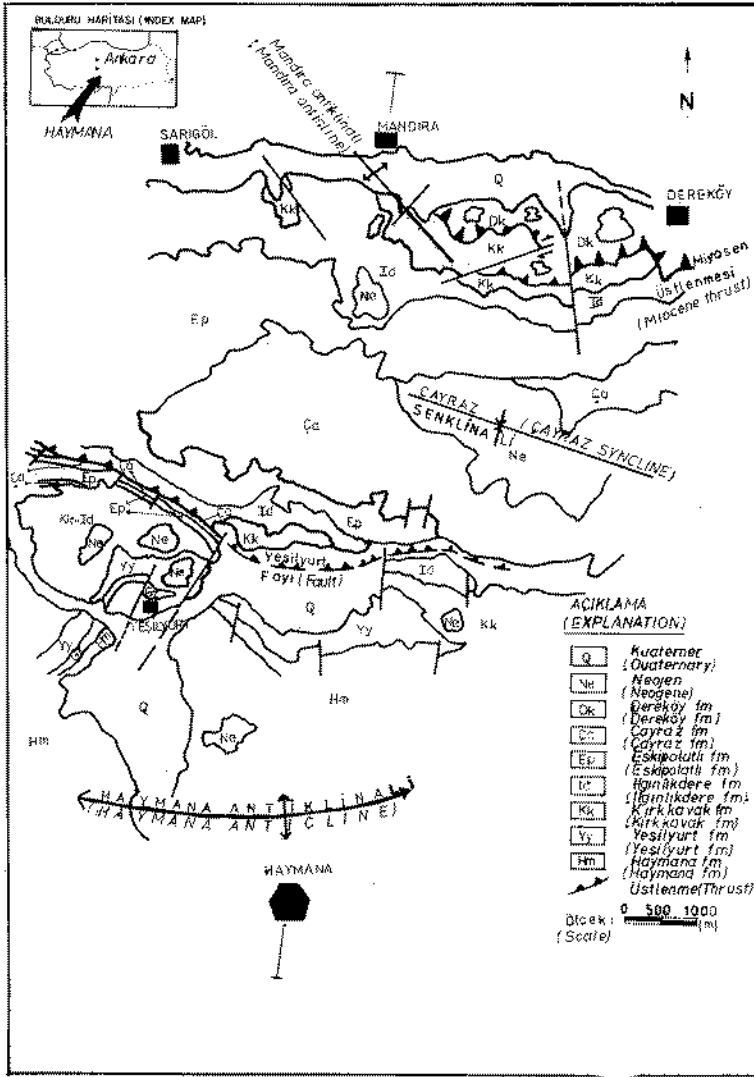
The main reservoir units, having good
porosity development in some places, are
the Hsımans and Iğnıkdere sandstones.
Dark and partly black Hsımans and Yeşil-
yurt shales are to be considered as a good
source rock.

A close relation exists between tectonic
and sedimentation in the Haymana sedi-
mentary basin in which favourable geolog-
ic conditions permit generation, migration
and accumulation of oil. The aim of this
study is to explain these relations and
their implications in oil exploration in the
region.

GİRİŞ

Haymana bölgesi, kuzeyde Pontid ve güney-
de Toros dağları arasında kalan alanda oluş-
muş, kalın bir çökel istifini içeren, D-B istika-
metinde uzanan bir iç havzadır. Havzanın bu-
günkü şekli, özellikle Miyo-Pliosen'de meydana
gelen tektonik hareketler ve ofiyolit üstlen-
melerle belirlenmiştir (Şekil 1).

* Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü



Şekil 1 : Çalışma alanı jeoloji haritası
Figure 1 : Geologic map of the study area,

Çalışma alanında Haymana-Çayraz arayolu yakınında ve Yeşilyurt köyü doğusunda kumtaşlarından izlenen petrol emareleri, uygun fasiyes gelişmeleri ve tuzlara bağlı olarak gelişen yapılar, aramacıları bu bölgede zaman zaman yoğun petrol aramalarına yöneltmiştir. Birçok petrol jeoloğu bölgenin petrol imkânlarını incelemiş ve bazı petrol şirketleri de petrol arama amacı ile 4500 metreye varan derin arama kuyuları açmışlardır. Kuyularda bol miktarda petrol ve gaz emarelerine rastlanmasına rağmen, halen ekonomik miktarda petrol veya gaza rastlanmamıştır.

Tuz Gölü havzasının petrol imkânları Arıkan (1974), Turgut (1975), Ünal ve diğerleri (1976) tarafından araştırılmıştır.

Haymana bölgesinde tektonizma oldukça karışık olup, özellikle ofiyolitlerin yaygın oluşu nedeniyle yeraltı yapılarının belirlenmesi için sürdürülen sismik çalışmaları olumsuz yönde etkilemektedir.

Bölgede otokton olarak bilinen en eski birim Üst Kretase yaşlı Haymana Formasyonudur. Delinen hiçbir kuyuda, ofiyolitler içinde satıhta bloklar halinde görülen Triyas-Jura yaşlı karbonatlara girilmemiştir.

Bu çalışmada, Haymana-Mandıra-Dereköy arasındaki sahanın petrol imkânları arazi gözlemleri yardımıyla ve yeni bir görüşle araştırılmıştır.

STRATİGRAFİ

Yüzey ve yeraltı verilerine göre çalışma alanının stratigrafisi şöyledir (Şekil 2).

A-Paleozoyik

Çalışma alanında otokton Paleozoyik birimlere rastlanmamıştır. Bununla birlikte, ofiyolitik Ankara Melanjı içinde metamorfik ve magmatik kayalarla koyu gri-siyah renkli Permiyen yaşlı kireçtaşları mevcuttur.

B-Triyas ve Jura

Çeşitli büyüklükte bloklar halinde ofiyolitler içinde bulunurlar. Bu formasyonlar, petrol aramalarında çok önemli prospektler olabilecek Kretase öncesi çökellerin varlığını göstermeleri bakımından önem arz etmektedirler. Örneğin, otokton olarak düşünülen Haymana bölgesindeki derin kuyuların daha da ilerlemesi halinde Triyas-Jura yaşlı karbonatlara girme olasılığı her zaman vardır. Bu karbonatlar da diğerleri gibi, hazne kaya olarak düşünülmelidir.

C-Kretase

Haymana bölgesinde, arazide ve kuyularda rastlanan en yaşlı Kretase birimi Haymana formasyonudur. Çalışma alanının kuzeyinde de Kretase yaşlı ofiyolitik Ankara Melanjı bulunur.

Üst Kretase yaşlı Haymana Formasyonu fliš fasiyesinde olup, yer yer kalın kumtaşı ve şeyl bantları içerir. Bazı yerlerde toplam kalınlığı 1200 metre civarındadır. Siyah şeyller içindeki ince taneli, iyi yuvarlanmış ve iyi boylanmış hazne kaya nitelikli kumtaşlarında, Hay-

Haymana Yöresi Petrol Olanakları

[illegible]

ACIKLAMA (EXPLANATION)

HAZNE KAYA (RESERVOIR)

ANA KAYA (SOURCE)

ÖLÇEKSİZ(Not to scale)

Şekil 2 : İnceleme alanı genel stratigrafi kesiti
Figure 2 : Generalized stratigraphic section of the study area.

mana-Çayraz karayolu üzerinde petrol emaresine rastlanmıştır.

Haymana Formasyonu, çalışma alanının güneyinde mostra vermekte ve kuzeye doğru, Dereköy civarında, genç birimler altına dalmaktadır. Yer yer türbiditik karakterli kumtaşlarında Bouma istifinin çeşitli bölümlerine rastlanmaktadır.

Daha önce bölgede yapılan jeoklmyasal analizler, Haymana Formasyonu içindeki siyah renkli şeyillerin organik maddece zengin ve ana kaya nitelikli olduğunu göstermiştir (Schmidt, 1975, yayınlanmamış Mobil raporu ve Helmig, 1983, yayınlanmamış Lennox raporu).

Haymana Formasyonunda *Globotruncana arca*, *G. conica*, *G. stuarti* gibi fosillere rastlanmıştır (Ünalın, 1976).

D-Paleosen

Paleosen yaşlı formasyonlar, uyumlu olarak Haymana Formasyonunu örtmektedirler. Otokton bölgede, Üst Kre-tase-Paleosen kantağında ofiyolitler mevcut değildir.

Paleosende alttan üste doğru şu formasyonlar bulunur:

a-Yeşilyurt Formasyonu

Siyah renkli, koyu gri, yapraksı dokulu, organik maddece zengin şeyillerle belirgindir. En iyi izlenen yer Yeşilyurt köyü civarındır. GD'ya doğru incelmeye gösteren şeyiller kuzeye doğru kalınlırlar.

-Kalkarenitik kireçtaşı

Haymana Formasyonu ile Yeşilyurt Formasyonu arasında çökeltme şartlarının sığlaştığını ve ortamın hareketlendiğini gösteren, tektonizma nedeniyle bloklara ayrılan kalkarenitik bir seviye mevcuttur. İki formasyon arasında geçiş zonunu temsil etmektedir. Yer yer hazne kaya nitelikli bu birim, ileride yapılacak petrol arama amaçlı çalışmalarda ayrıntılı olarak incelenmelidir.

Çalışma alanının batısında, Yeşilyurt Formasyonu yanal fasiyes değişimiyle resifal karakterli ve aynı yaşta Çal-dağ Formasyonuna geçiş gösterir. Çökeltme şartlarının daha sığlaştığı kesimlerde ise, bunların eşdeğeri karasal ve kırmızı renkli Kartal Formasyonu izlenir (Ünalın, 1976). Sahada izlenen bu üçlü yanal fasiyes değişimi, derin

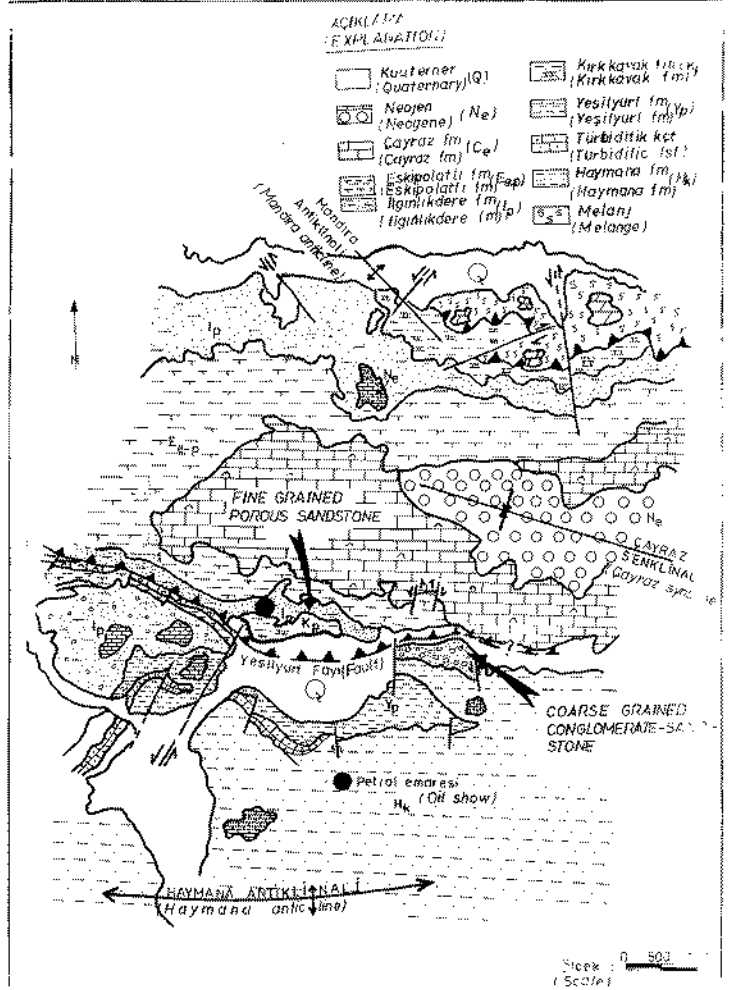
denizden karaya doğru çökeltme şartlarının değiştiğini gösteren çok güzel bir örnektir. Bu formasyonlara ait ayrıntılı paleontolojik çalışmalar önceki incelemelerde mevcuttur (Sirel, 1975).

b-Kırkkavak Formasyonu

Kırkkavak Formasyonunun en belirgin özelliği, gri renkli şeyiller içinde killi kireçtaşlarının bulunmasıdır. Kireçtaşlarının bulunması, çökeltme şartlarının ve ortamın sığlaşmaya başladığını göstermektedir. Kırkkavak Formasyonu tabana doğru daha fazla kırıntılı malzeme içerir. Çalışma alanında 200-300 metre kalınlığındadır.

c-İlginkdere Formasyonu

İlginkdere-Kırkkavak dokanağında çökeltme bir kesiklik görülmez. İlginkdere Formasyonu iri taneli, yer yer bloklu, polijenik çakıllı konglomeralarla başlamaktadır. Üste doğru



Şekil 3 : İnceleme alanı litofasiyes haritası
Figure 3 : Lithofacies map of the study area

Haymana Yöresi Petrol Olanakları

yer yer ince taneli, iyi boylanmış, hazne kaya nitelikli, bazen çapraz tabakalı kumtaşlarına geçiş izlenir.

İri bloklu konglomeratik seviyeler 1-3 metre kalınlıktadır. Üstteki ince taneli kumtaşları ise 50-100 metre kalınlığa erişir. Saha gözlemleri para-otokton bölgedeki ilginliktelere kumtaşı fasiyesinin otokton bölgedekine nazaran çok farklı olduğunu göstermektedir (Şekil 3). Bu fasiyes değişiminin öneminden daha sonra bahsedilecektir.

Kumtaşı seviyeleri arasında yer yer çok ince şeyl bantları izlenir.

d-Eskipolatlı Formasyonu

Uyumlu olarak ilginliktelere Formasyonunu örter. Gri renkli şeyl ve marnları ile bol muskovitli, ince taneli ve gri renkli kumtaşları ile tanınır. Çalışma alanının kuzeyinde şeyller koyu gri renkli ve daha kalın olurlar.

Ortalama kalınlığı 500 metre kadardır.

Önceki çalışmalar Eskipolatlı Formasyonunun yaşının Paleosen-Eosen olduğunu göstermiştir.

E-Eosen

Bölgede en belirgin ve kalın kireçtaşları ile temsil edilir.

a-Çayraz Formasyonu

Çayraz köyü yakınında kalın, killi ve bol Nummulit'li kireçtaşları içerir. Batıya doğru yanal fasiyes değişimiyle marnlara geçer.

Çok miktarda ve yer yer taşınmış Nummulit'lerin bulunuşu, kumluluk oranının fazla oluşu, karbonatların karsal faktörlerden etkilendiğini gösterir. Çalışma alanında belirgin bir senklinal oluşturur.

Ortalama kalınlık 300-500 metre kadardır.

F-Ankara Melanjı

Çalışma sahasının kuzeyinde özellikle Dereköy ve Mandıra köyleri civarında geniş yayılım gösteren Ankara Melanjı ofiyolitler içinde çeşitli renkli, çörtlü, metamorfik-magmatik kayalar ve kireçtaşı blokları ile belirlenir.

Ankara Melanjının yerleşim yaşı genelde münakaşa konusudur. Fakat Dereköy civarındaki saha gözlemleri, ilginliktelere-Kırkkavak Formasyonlarının

melanjın altına doğru daldığını tartışmasız bir şekilde göstermektedir. Yani ofiyolitlerin yerleşim yaşı Miyo-Pliyosendir. Ayrıca, Dereköy civarında satıhta Haymana ve Yeşilyurt Formasyonlarının izlenmesi, bunların melanjın altında kaldığını gösteren en önemli delillerdendir.

Melanjın yaşının çok sıhhatli tayini, daha sonra da görüleceği gibi, petrol aramalarında çok önemli bir yer tutmaktadır.

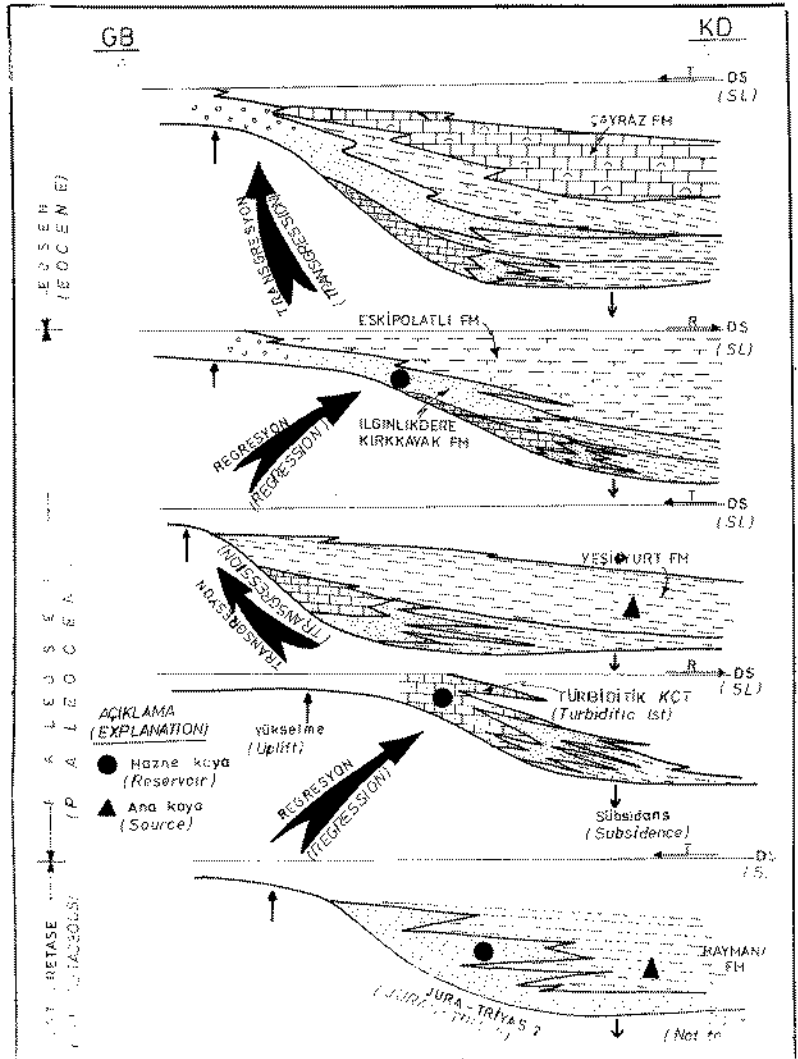
G-Neojen

Açısal uyumsuzlukla alttaki formasyonları örter. Polijenik elemanlı konglomeralar ve yer yer gölsel kireçtaşları içerir.

Kalınlığı 10-15 metre kadardır.

ÇÖKELSEL EVRİM

Haymana dolaylarında görülen çökelme istif



Şekil 4 : İnceleme alanı şematik çökelme modeli
Figure 4 : Schematic depositional model of the study area

ler, farklı ortamlarda farklı litoloji birimleri ile çökelmişlerdir (Şekil 4).

En yaşlı birim olan Haymana Formasyonu fliş karakterinde derin bir zonda çökelmiştir. Saha gözlemleri Haymana Formasyonunun kuzeye doğru daha da kalınlaştığını göstermektedir.

Haymana Formasyonu üstünde görülen kalkarenitik kireçtaşları, ortam şartlarının değiştiğine işaret eden regresif bir evrede oluşmuştur. Havzanın derinlerine ve kuzeye doğru, kalkarenitik kireçtaşları yanal fasiyes değişimiyle şeyilli seviyelere geçerler.

Bu regresif evreyi, siyah-koyu gri renkli, yaprağımsı dokulu Yeşilyurt şeyilleri transgresif bir aşma ile örtmekte, çökelme koşulları derinleşmektedir. Bu şeyillerde yer yer piritli seviyelerin bulunuşu, yine ortamın derinliği hakkında bilgi vermektedir. Kuzeye doğru Yeşilyurt şeyillerinin bulunmamasına karşın, sürüklenim kütleleri altında daha da kalınlaştığı düşünülmektedir.

Yeşilyurt şeyillerinin çökmesinden sonra, genelde kırıntılardan ve şeyilli tabakalarla temsil edilen Kırkkavaklıgınlıkdere Formasyonları regresif bir evrede çökelmişlerdir. Özellikle çökelme evresinin sonunda, iri bloklu konglomeralar ve kumtaşları nehirsel (fluviyal) bir rejimin geliştiğini ve çökelme koşullarının çok sıkıştığını göstermektedir. Yine, kuzeye doğru fasiyes değişimleri olmakta, iri taneli kumtaşı konglomera yerine ince taneli ve hazne kaya özellikli kumtaşları çökelmektedir.

İlgınlıkdere Formasyonunun çökmesinden sonra, siyah-gri renkli kahrn Eskipolatlı şeyillerinin çökmesi, rejimin değiştiğini ve koşulların derinleştiğini, yani yeni bir transgresif evrenin başladığını belirtmektedir. Kuzeye doğru, Mandıra köyü civarında bu şeyiller oldukça kalın ve koyu renklidirler.

Bu transgresif evre, üstteki Çayraz kireçtaşlarının çökmesi esnasında da devam etmiştir. Kireçtaşlarının çok killi ve kumlu olması, özellikle çok bol miktarda taşınmış Nummulitlerin bulunması, rejimin karasal koşullardan oldukça etkilendiğini göstermektedir. Zaten Çayraz Formasyonunun sonundaki aşıl uyumsuzlukla belirgin aşılma evresi, denizel koşulların yavaş yavaş yok olduğunu açıkça göstermektedir.

YAPISAL EVRİM

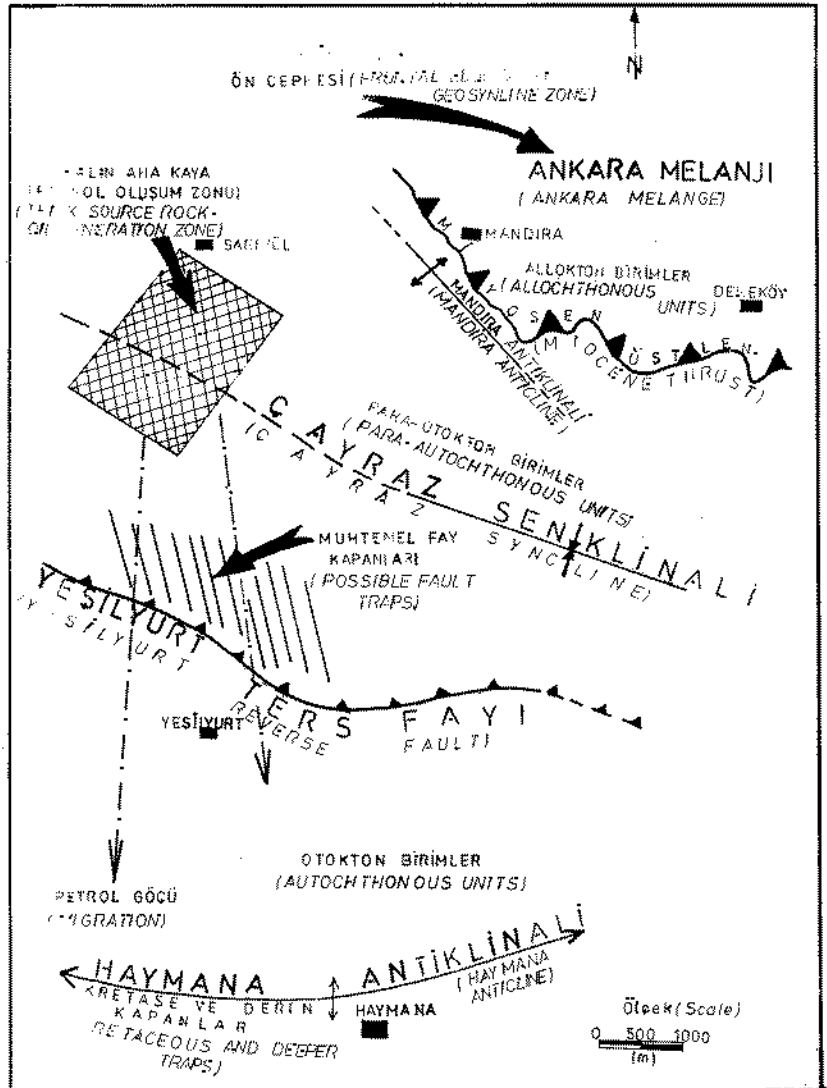
Haymana dolaylarında, çökelme havzasını etkileyen en önemli tektonik etkinlikler ofiyolitik yerleşmeler esnasında izlenmektedir. Havza, Toros ve Pontidlere paralel bir şekilde D-B istikametinde uzanmaktadır.

Çökelme havzasında Kretase öncesi birimlerin otokton olarak bulunmayışı, eski paleojeolojik koşulların açıklanmasına engel olmaktadır. Kretase ve Miyo-Pliyosen'deki tektonik hareketlerle havza bugünkü şeklini almıştır.

Havzanın tektonik evrimini belirleyen etkinlikler şunlardır:

Ofiyolit Yerleşmeleri

Bilindiği gibi, ofiyolit yerleşmeleri, Anadolu



Şekil 5 : İnceleme alanı başlıca arama bölgeleri
Figure 5 : Main exploration zones in the study area

Haymana Yöresi Petrol Olanakları

ve Arap levhalarının çarpışması neticesinde deniz dibi magmatik malzemenin sütür zonundan üstlenmesi ve yayılması ile olmaktadır (Colomb, 1969). Havzada Üst Kretase ve Miyo-Pliyosen yaşlı ofiyolitler etkindirler. Üst Kretase ofiyolitlerinin etkinlikleri genelde GD Anadolu petrol bölgelerinde görülür. İnceleme alanında ise, Paleosen yaşlı birimleri açıkça üstleyen ve Dereköy civarında izlenen Miyo-Pliyosen yaşlı ofiyolitler mevcuttur. Haymana civarında ise Kretase yaşlı ofiyolitlerin bulunmayışı, Kretase-Paleosen kontağında ofiyolitlerin bulunmayışı nedeniyle izlenmektedir. Burada birimler otoktondur.

Faylar

Tektonik olayları gösteren diğer etkinlikler ise faylardır. İnceleme alanında en önemli fay, petrol aramalarına etkisi nedeniyle, Yeşilyurt ters fayıdır (Şekil 5). Burada İlginlikdere Formasyonu ile Çayraz Formasyonu arasında bir bindirme mevcuttur. Bu bindirme özellikle Yeşilyurt köyü arasındaki derede açık bir şekilde izlenmektedir. Burada en önemli nokta, Yeşilyurt ters fayının yaşının tespitidir. Arazi gözlemleri bu fayın Miyo-Pliyosen hareketleri esnasında oluştuğunu, Paleosen birimlerinin Eosen birimlerine bindirdiğini göstermektedir. Eosen birimleri bu faydan etkilendiğine göre, fayın yaşının Eosen'den daha genç olması gerekir. Fakat, yeraltı verileri ile bu fayın yaşının daha da eski olabileceği kanıtlanabilir. Bu düşünceyi destekler yönde saha gözlemleri mevcuttur: İlginlikdere Formasyonu bu fayın etkisinde kalmış, otokton ve para-otokton bölgelerde farklı fasiyesler içermektedir. Otokton bölgede iri bloklu konglomera ve kumtaşı izlenirken, para-otokton bölgede ince taneli ve hazne kaya nitelikli kumtaşlarına rastlanır (Şekil 3). Burada, bu fayın bütün çökel evreleri boyunca etkili olarak fasiyes gelişmelerine tesir ettiği ve çökeline ile yanı sıra bir büyüme fayı (Growth Fault) olduğu düşünülmektedir. (Şekil 6). Bu durumun açıklığa kavuşması ancak yeraltı verilerinin ve özellikle kaliteli sismik kesitlerin incelenmesiyle mümkün olacaktır.

Bölgede ayrıca küçük ölçekli, KD-GB yönelimli doğrultu atımlı faylar da izlenmiştir (Şekil 3). Bu faylar, rezervuar seviyesinde verilerin bol olduğu zamanda ayrıntılı mikrotektonik çalışmalarla değerlendirilmelidir.

PETROL ARAMA İMKANLARI

Haymana dolaylarında, formasyonların petrol imkânları, tektonik ve çökel ilişkilerine

bağlıdır. Tektonik değerlendirmeler ışığı altında inceleme alanı, petrol imkânları bakımından, üç ayrı bölgeye ayrılmıştır (Şekil 5 ve 7).

Otokton Bölge

Burada özellikle yapısal kapanlar önemlidir. Büyük Haymana antiklinali en önemli yapıdır. Haymana antiklinalinde, Haymana Formasyonu içindeki kumtaşları ve daha derinde var olduğu düşünülen Triyas-Jura yaşlı birimler petrol aramalarında birincil hedef olarak düşünülmelidir. Daha önce bahsedilen ve Haymana ve İlginlikdere kumtaşlarında izlenen petrol emareleri (Şekil 3) petrolün alttan üste doğru göç ettiğini göstermektedir. Şimdiye kadar derin Triyas-Jura birimleri test edilmemiştir. Dolayısıyla geniş kapsamlı bir aramada bu formasyonlar hedef seviye olarak düşünülebilir.

Mobil ve Lennox petrol şirketleri tarafından Haymana ve Yeşilyurt şeyilleri üzerinde yapılan jeokimyasal analizler, bunların orta-iyi ana kaya nitelikli olduklarını göstermiştir. Derin zonlarda bu ana kayalar içinde oluşan petrol göç ederek Haymana antiklinali gibi yükselimlerde birikebilir (Şekil 5).

Daha doğudaki, yer yer resifal karakterli Çaldağ kireçtaşları da otokton bölgedeki hedeflerdendir. Çaldağ kireçtaşının mostralandığı alanlar çalışma alanının dışında kalmaktadırlar.

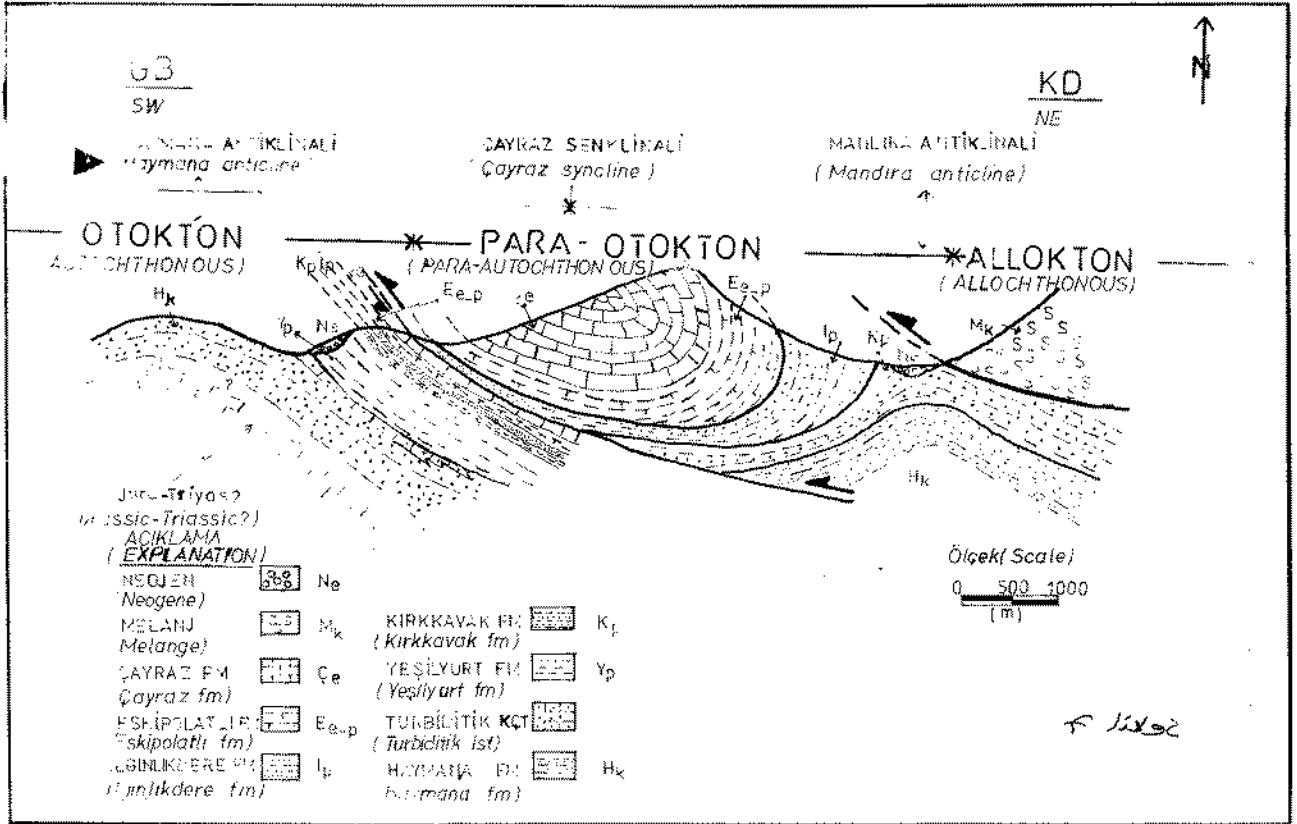
Para-Otokton Bölge

Bu bölgedeki arama faaliyetleri oldukça önemli ve zorluklar içermektedir (Şekil 6 ve 7). Saha gözlemlerine göre, otokton İlginlikdere içindeki iri bloklu ve iri taneli kumtaşı ve konglomeralar para-otokton bölgenin altına dalmaktadırlar (Şekil 3 ve 5). Daha önce de bahsedildiği gibi, Yeşilyurt ters fayının çökme esnasında oynayan büyüme fayı olması durumunda, bu fay önlerinde gözenekli kumtaşı gelişmeleri beklemek mümkündür (Şekil 6). Saha gözlemleri ile fasiyes değişimleri ışığı altında varlığı düşünülen bu fay önü bölgeleri, gelecekte birinci derecede önemli prospektler olmalıdır. Ayrıca, para-otokton bölgede izlenen petrol emareleri (Şekil 3), alttaki bölgenin çok önemli hazne kayalar içerebileceğini göstermektedir.

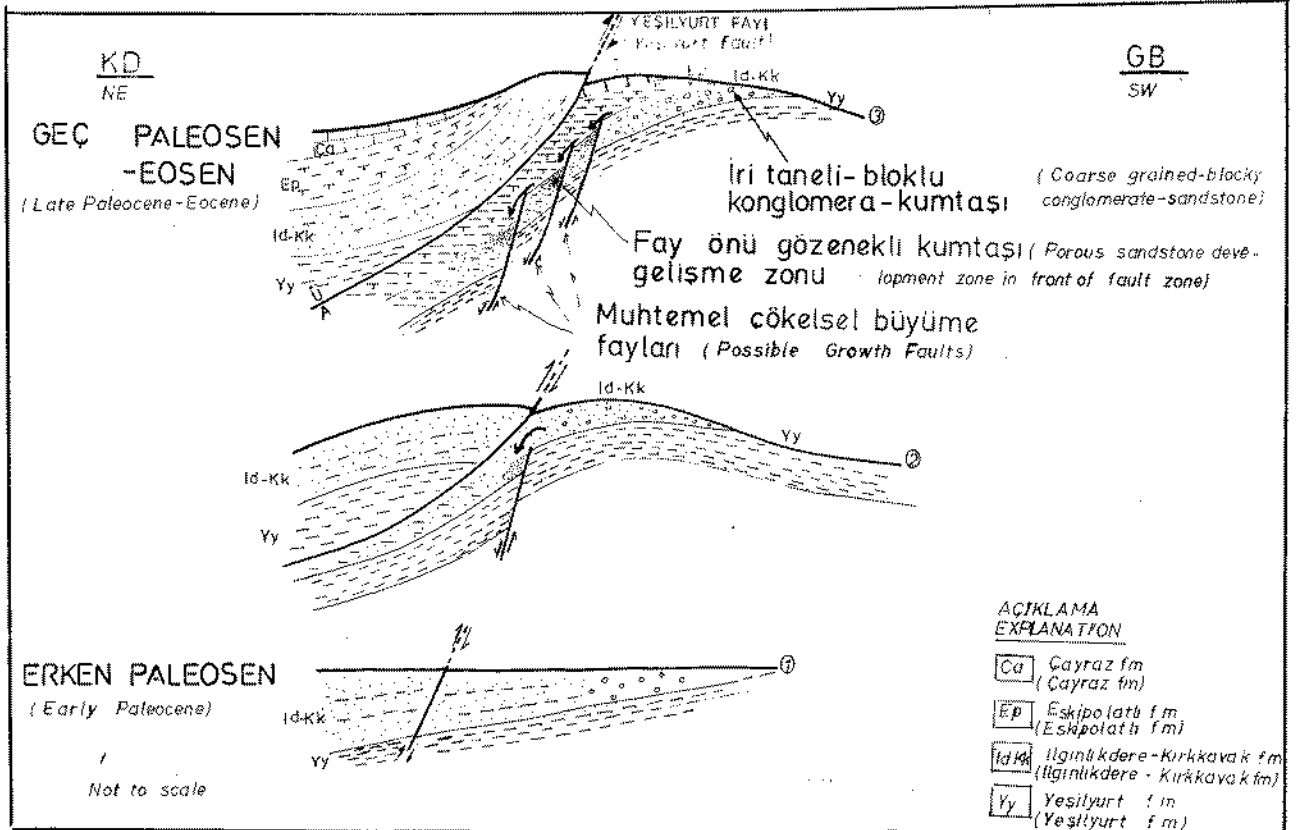
Bu bölgede çok ayrıntılı sismik çalışma ve yorumlara ihtiyaç vardır.

Allokton Bölge

Yüzey verileri ile şu anda kuzeyde bulunan alloktonlarda bir değerlendirme yapmak ve ai-



Şekil 6 : Ilgınlıkdere ve Kırkkavak formasyonlarında kumtaşı gelişmesi-fay ilişkisini gösterir şematik kesit
Figure 6 : Schematic section showing sand development-fault relationship in Ilgınlıkdere and Kırkkavak formations



Şekil 7 : Haymana ve Mandıra arasında jeolojî enine kesiti
Figure 7 : Geological cross-section between Haymana and Mandıra

Haymana Yöresi Petrol Olanakları

loktonların altını incelemek imkânı yoktur. Öncelikli ofiyolitik serinin kalınlığının tespiti zorunludur. Daha önce de halisedildiği gibi, özellikle Haymana Formasyonunun Ankara Melanji altına doğru daldığı bölgeler, kumtaşları için prospekt olabilirler.

Petrol Oluşum Bölgeleri

Saha gözlemleri, bölgede petrol oluşumuna en elverişli yerin Çayraz senklinalinin KB'ya doğru devamı olan ve kalın Eskipolatlı ve Yeşilyurt şeylleri içeren bölge olduğunu göstermektedir (Şekil - 5). Burada Yeşilyurt ve daha derinde hulunan Haymana şeylleri en önemli ana kaya durumundadırlar. Bunlarda oluşan petrol emareleri yüzeye kadar gelmektedirler (Şekil 3).

Veri azlığı nedeniyle ayrıntılı incelenmeyen kuzeydeki jeosenkinal zonda, çok daha kalın şeyller beklemek olasıdır. Şekil 5'te gösterilen bölgede oluşan petrol güneye doğru göç ederek fay veya antiklinal tipi kapanlarda birikebilir.

SONUÇLAR

Saha gözlem ve değerlendirmeleri neticesinde, inceleme alanının petrol imkânları yönünden aşağıdaki sonuçlara varılmıştır:

1- Saha incelemeleri, Haymana ve civarının bir petrol arama bölgesi olabileceğini göstermiştir.

2- Çökel havzasında orta-iyi kaliteli hazne, ana ve örtü kayalar mevcuttur.

3- Bugünkü verilere göre, havzada en önemli petrol arama kapanları olarak Haymana antiklinali ve fay önlerindeki hazne kaya içerikli zonlar düşünülmektedir. Stratigrafik kapan olasılıkları, Çaldağ resifinin gelişim ve yayılımına bağlıdır.

4- Başlıca prospekt formasyonlar Triyas-Jura karbonatları (?), Üst Kretase yaşlı Haymana ve Paleosen yaşlı Ilgınlıkdere kumtaşlarıdır.

5- Bölgedeki antiklinaller, faylar, petrol oluşum ve göçü ofiyolitik hareketlere bağlı olarak

gelişme gösterirler. Yeşilyurt ters fayının oluşumu, ofiyolitik hareketler neticesinde havzanın bir kısmının (para-otokton bölge) güneye hareketi ile mümkün olmuştur.

6- Saha gözlemleri ile belirlenen prospekt bölgeler, öncelikle fay önlerinin belirlenmesi için, sismik ve diğer jeofizik metotlarla ayrıntılı olarak incelenmelidir.

Makalenin geliş tarihi: 14.9.1989

Manuscript recunived: 14.9.1989

Yayın Kurulun onayı: 19.11.1990

Revised manuscript received: 19.11.1990

DEĞİNİLEN BELGELER

Arikan, Y., 1975, Geology of the Tuzgölü Basin and Oil Possibilities. MTA Bull, No:85, s. 17-37, Ankara.

Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier publ. co, p. 168, Amsterdam.

Colomb, J., 1969, L'expansion des fonds oceaniques et la derivee des continents. Paris. Press Univ, France.

Görür, N. ve Derman, A.S., 1978, Stratigraphic and Tectonic Analıysis of the Tuzgölü-Haymana Basin. TPAO Peport No:1514 (Unpublished).

Lennox Oil Company., 1983, Tectonic and Sedimentary Setting of Tuzgölü (Salt Lake). Petrol İşleri Raporu (Unpublished).

Schmidt, G.C., 1960, AR/MEM/365-366-367 sahaların nihai terk raporu. Petrol İşleri Raporu (Yayınlanmamış).

Sirel, E., 1975, Polatlı (GB Ankara) güneyinin stratigrafisi. TJK Bült., 18, 2, 181-192, Ankara.

Ünalın, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenc, O., Seyit, Z., Hüseyin, S., 1976, Upper Cretaceous Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of the Haymana-Polatlı Region. TJK Bull, p. 159-176.

ONUR KÖŞESİ

1990 YILI "TPJD ÖDÜLÜ" OZAN SUNGURLU'YA VERİLDİ



Derneğimiz tarafından her yıl verilmekte olan "TPJD Ödülü"nün üçüncüsü, elim bir trafik kazasında ağır bir şekilde yaralanan ve tedavi edilmekte olduğu ABD'de kaybettiğimiz, değerli insan, yeri doldurulamaz yerbilimci Ozan SUNGURLU'ya verildi.

Yönetim Kurulumuzun, 6 Kasım 1990 tarihli toplantısında;

Türkiye'de petrol aramalarına yönelik jeolojik çalışmalarda en fazla katkı sağlayan yerbilimci olması,

Türkiye petrol jeolojisine bir araştırmacı, bir idareci ve bir öğretmen olarak yaptığı sayısız değerli bilimsel katkılarının bulunması,

Türkiye Petrol Jeologları Derneğinin çalışmalarında bir ağabey olarak yol göstericiliği ile değerli desteklerini ve sorunların aşılmasında üstün çabalarını esirgememesi,

Gelecek kuşaklara örnek olacak kişiliğe sahip bulunması ve örnek bir petrol jeologu olması nedenleriyle, TPJD ödülünün Sayın Ozan SUNGURLU'ya verilmesi, kararlaştırılmıştır.

Hatıra plaketi, sertifika ve gümüş tabaktan oluşan 1990 yılı TPJD Ödülü, Adalet Bakanı Sayın Oltan SUNGURLU tarafından, Sayın Ozan SUNGURLU adına oğlu Sayın Faik SUNGURLU'ya, 12 Ocak 1991'de Ankara Hilton Oteli'nde yapılan TPJD'nin 32. Yılı Gecesi'nde verilmiştir.

BİLİMSEL VE SOSYAL ETKİNLİKLER

8. TÜRKİYE PETROL KONGRESİ

Türkiye Petrol Jeologları Derneği ve TMMOB Petrol Mühendisleri Odası tarafından ortaklaşa düzenlenen Türkiye Petrol Kongreleri'nin sekizincisi, 16-20 Nisan 1990 tarihlerinde Ankara Hilton Oteli salonlarında yapıldı. Kongre'de, petrol konularının ağırlıkta olduğu 93 bilimsel bildirinin tartışılmasının yanı sıra, siyasal parti ve özel sektör temsilcilerinin katıldığı "Türkiye ve Dünya'da Genel Petrol Politikaları" konulu bir açık oturum ile "Türkiye'de Petro Sektörü ve imalat sanayii ilişkileri" konulu bir panel yapılmış ve çeşitli sosyal etkinlikler gerçekleştirilmiştir. Birçok yabancı uzman tarafından da izlenen kongre, övgüyle karşılanmıştır.

ÇUBUK GEZİSİ

4 Ağustos 1990'da üyelerimiz ve eşlerinin katıldığı, bir günlük doğa gezisi yapılmıştır.

BATMAN PETROLÇÜLER GECESİ

TPJD ve Batman Temsilciliği tarafından 16 Kasım 1990 tarihinde TPAO Batman Tesislerinde düzenlenen "Batman Petrolçüler Gecesi"ne, TPAO Batman ve Genel Müdürlük personelinin yanı sıra Shell, Mobil ve Schlumberger personelleri katılmışlardır. Üyelerimizi ve tüm petrolçüleri bir arada eğlendirip kaynaştırmayı amaçlayan toplantı başarıyla tamamlanmıştır.

PETROLEUM CLUB MEETINGS

TPJD, 1 Kasım 1990 tarihinde başlamak üzere, her ayın ilk perşembe günü petrol sektörünü yakından ilgilendiren konularda bir konuşmacının da yer aldığı "Petroleum Club Meeting" adlı yemekli toplantılar düzenlenmiştir.

Bu güne kadar yapılan toplantılara Sayın Özer ALTAN (TPAO), Sayın İsmail KAFESÇİ-OĞLU (KAFCO), Sayın Ahmet AKÇAEL (Petrol İşleri Genel Müdürlüğü), Sayın Yalçın UMURTAK (TPIC) ve Devlet Bakanı Sayın Mehmet KEÇECİLER konuşmacı olarak katılmışlardır.

TPJD 32. YIL GECESİ VE ÖDÜLLERİ

Her yıl yapılmakta olan TPJD gecesi Ankara Hilton Oteli'nde 12 Ocak 1991 tarihinde gerçekleştirilmiştir. Petrol sektöründe çalışanların birarada eğlenmelerini sağlayan gecede, 1990 yılı TPJD ödülü ile 30, 25, 20 ve 15 yılını tamamlayan üyelerimizin ödül plaketleri de sahiplerine verilmiştir. Ödül alan üyelerimiz aşağıda gösterilmiştir.

TPJD Ödülü

Ozan SUNGURLU

30. Yıl Ödülü

Abdurrahman DURUKAL
Süreyya EKİM
Mithat TOLGAY

25. Yıl Ödülü

Mehmet AKKUŞ
Baysal BATMAN
Erdoğan DEMİRTAŞLI
Oğuz EROL
Melih GENCA
Zeynel MALAL
Sevin TEKER
Yalçın UMURTAK

20. Yıl Ödülü

Dursun AÇIKBAŞ
Tuncer AKALIN
Fehmi AKSARAY
Azmi BARAN
Önder ERDAL
Özgen EREV
Yalçın GÜNERİ
Fikriye GÜNGÖR
Sıtkı İLKER
Sırrı KAVLAÇOĞLU
Hayrettin B. OKAY
İltan PEKCAN
Kemal SAKA
Orhan SALTİK
Necdet SOLAK
Cemil YÜCEMEN

15. Yıl Ödülü

Azat AKGÜL
Mesut ATALAY
Özer BALKAŞ
A. Sami DERMAN

Vasfi EROL
Naci GÖRÜR
Nurten KAFESÇİOĞLU
Aziz KARAMAN
Mesut MUTLU
Doğan PERİNÇEK
Sıtkı SANCAR
Hacı SAVCI
Samim TATLI
Muharrem TÜRKARSLAN

GÖREV DEĞİŞİMİ

Derneğimiz Başkanı M. Erdal AHISKA'nın Batman'a tayin olması ve dernek yönetiminin ayrılması nedeniyle Yönetim Kurulumuzdaki görev dağılımı şu şekilde değiştirilmiştir.

Başkan : Hasan ÖZBAHÇECİ
2. Başkan : Murat KÖYLÜOĞLU
Sekreter : Erkan ATALIK
Sayman : Zühtü BATI
Faal Üye : H.Çetin MUMCUOĞLU

TPJD Yönetim Kurulu, sosyal ve bilimsel etkinliklerimize maddi ve manevi destek veren başta TPAO olmak üzere tüm petrol sektörüne teşekkür eder.

ULUSLARARASI BİLİMSEL ETKİNLİKLER

1991

4 - 8 Şubat, 1991

44. TÜRKİYE JEOLojİ KURULTAYI
TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası ANKARA

March 24-28, 1991

EUROPEAN UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES (10th Anniversary Meeting). Strasbourg, France (Organizing Committee EUG VI, University of Trieste, Institute of Mineralogy, Piazzale Europa 1, I-34100 Trieste, Italy).

April 07-10, 1991

AAPG/SEPM (Annual Meeting), Dallas, Texas, U.S.A. (Convention Department, AAPG Box 979, Tulsa, OK 74101, U.S.A.).

April 14-19, 1991

SYMPOSIUM CHEMICAL AND ISOTOPIC COMPOSITION OF DEEP GASES

Division of Geochemistry American Chemical Society National Meeting Atlanta, Georgia, Dr. Colin Barker Geosciences Department University of Tulsa, Tulsa, Oklahoma 74104 U.S.A. (918) 613 3014

April 22-26, 1991

EUROPEAN GEOPHYSICAL SOCIETY (16th General Assembly), Wiesbaden, FRG. (EGS, Postfach 49, Max-Planck-Strasse 1, D-3411 Katlenburg-Lindau, FRG)

April 26-May 1, 1991

ASSOCIATION OF EXPLORATION GEOCHEMISTS (15th International Geochemical Exploration Symposium), Reno, U.S.A. (Richard B.Jones, Nevada Bureau of Mines and Geology, University of Nevada, Reno, Nevada 89557-0088, U.S.A.)

June 15-19, 1991

SOCIETY OF PROFESSIONAL WELL LOG ANALYSTS (SPWLA) Midland, Texas. Gen. Chmn, Mitch Cheney, P.O.Box 3887, Midland, Texas 79702.

July 7-15, 1991

PRECAMBRIAN SEDIMENTARY BASINS OF SOUTHERN AFRICA

(Conference and Field Trips), Pretoria, South Africa (P. Eriksson, Dept. of Geology, University of Pretoria, Pretoria 0002, South Africa. Phone: (012) 420911; Telex : 3-22723 SA)

August 15-18, 1991

SEPM (Society for Sedimentary Geology) Portland, Oregon. Gen. Chmn, Sam Boggs, Jr., Geology Department, University of Oregon, Eugene, Oregon 97403

2 - 5 Eylül 1991

SUAT ERK JEOLojİ SEMPOZYUMU Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Müh. Böl. Suat Erk Jeoloji. Sempozyumu Sekreterliği 06100 Beşevler - ANKARA

September 2-6, 1991

INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COMPUTER APPLICATION IN GEOSCIENCE. Beijing, China. Contact : ISCAG, Zhang Bojun, 31 Xue Yuan Road, Beijing 100083, China.

September 6-11, 1991

PALEOECOLOGY (2nd International Congress), Nanjing, P.R. China. (Ma yu-Ying, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Academia Sinica, Chi-Ming-Ssu, Nanjing 210008, P.R. China)

September 22-27, 1991

CARBONIFEROUS-PERMIAN STRATIGRAPHY AND GEOLOGY (12th International Congress), Buenos Aires, Argentina. Language: English. (Dr. S. Archangelsky, Museo Argentino de Ciencias Naturales, Av. A. Gallardo 470, Buenos Aires 1405, Argentina)

September 29-Oct. 2, 1991

AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, London, England, Gen Chmn, A.S. Martin Clyde Petroleum plc, Buchanan House, 3st. Jamesis, London, SW 1Y 4 Sw England, 1-925-0151

October 6-10, 1991

SOCIETY OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS (Annual Meeting), New Orleans, Louisiana, U.S.A. (Convention Assistant, SEG, P.O. Box 3098, Tulsa, OK 74101, U.S.A.)

October 20-25, 1991

13TH WORLD PETROELUM CONGRESS, Buenos Aires, Argentina. Contact : A.H. Torrea Congresos Internacionales S.A. Moreno 584-9th Floor, 1091 Buenos Aires, Argentina. Telex: (33) 22036 Jecon Ar; Fax (541) 331-0223

October 21-24, 1991

GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA (Annual Meeting), San Diego, Calif., U.S.A.

1992**Şubat, 1992**

TÜRKİYE 9. PETROL KONGRESİ, Ersin Us TPAO Mustafa Kemal Mah. 2. Cad. No: 86 06520 - ANKARA

June 1-5, 1992

EUROPEAN ASSOCIATION OF EXPLORATION GEOPHYSICISTS (5th Annual Meeting), Paris, France. (Evert van der Gaag, EAEG Wassenaarseweg 22, NL-2596 CH The Hague, The Netherlands)

June 14-17, 1992

AAPG/SEPM (Annual Meeting), Washington, D.C., U.S.A. (Convention Department, AAPG, Box 979, Tulsa, OK 74101, U.S.A.)

June 28 - July 1, 1992

PALEONTOLOGY (5th North American Convention), Chicago, U.S.A. (Dr. Peter R. Crane, Field Museum of Natural History, Roosevelt Road at Lake Shore Drive, Chicago, IL 60605-2496, U.S.A.)

7 - 11 Eylül, 1992

KARADENİZ BÖLGESİ JEOLojİ ULUSLARARASI SEMPOZYUMU ISGB Sekreterliği MTA Genel Müdürlüğü 06520 ANKARA

August 24 - September 3, 1992

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS (29th), Kyoto, Japan (Dr. Tadasahi Sato, Chairman, Japanese National Committee on Geology, Inst. of Geoscience, The University of Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan)

October 26-29, 1992

GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA (Annual Meeting), Cincinnati, Ohio, U.S.A. (Meetings Department, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, U.S.A.)

13-16 Ekim, 1992

1. ULUSLARARASI DOĞU AKDENİZ JEOLojİ SEMPOZYUMU Çukurova Üniversitesi Müh.-Mim. Fak. Jeoloji Mühendisliği bölümü 01330 Balcalı - ADANA

1993**April 25-27, 1993**

AAPG/SEPM (Annual Meeting), New Orleans, Louisiana, U.S.A. (Convention Department, AAPG, Box 979, Tulsa, OK 74101 U.S.A.)

October 25-28, 1993

GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA (Annual Meeting), Boston, Mass., U.S.A. (Meetings Department, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, U.S.A.)

KAYBETTİKLERİMİZ



Mehmet Ozan SUNGURLU
(1939 - 1990)

M. Ozan Sungurlu, 20 Ekim 1939 tarihinde Süleyman Bey ve Hatice Hanım'ın yedinci ve en küçük çocuğu olarak Gümüşhane'de dünyaya geldi. İlkokul ve Ortaokulu Gümüşhane'de okuduktan sonra Eskişehir Lisesi'ni 1956 yılında bitirdi. İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü'nden 1964 yılında mezun oldu. 22 Aralık 1965 yılında Jeolog Bilge Hanım'la evlendi. Faik ve Ebru adlı iki çocuğu oldu. 1964 - 1967 yılları arasında MTA'da saha Jeoloğu olarak çalıştı. Askerlik görevini Piyade Teğmen olarak 1967 - 1969 yılları arasında yaptı. 1969 yılından itibaren Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı, Arama

Grubunda Jeolog olarak çalışmaya başladı. Bu görevdeyken sırasıyla Başjeolog (1976), özel Projeler Müdürü (1978), Arama Grubu Başkan Yardımcısı (1980), Arama Grubu Başkanı (1984) ve TPAO Genel Müdür Yardımcısı (1989) olarak hizmetlerde bulundu. Bu görevdeyken, 19 Eylül 1990 günü saha çalışmalarında bulunmak amacıyla çıktığı yolculuğunda, Bursa yakınlarında makam şoförü İsmail Mercan'ın kaza yerinde vefat ettiği, kendisi ve eşinin ağır yaralandığı bir trafik kazası geçirdi. Tüm uğraşlara rağmen kurtarılamayarak 27 Kasım 1990 tarihinde vefat etti.

OZAN Denince...

Hanginiz çok sevip te yitirdiğiniz bir dostunuzun ardından yazı yazmak isterdiniz ?

"Başınız sağolsun, yeri doldurulamazdı" gibisine sözgelimi...

"Ben" diye konuşmayan, kendini anlatmayan, ama anlaşılması bir başka bahtiyarlık olan, yalnızca beraberken tanınabilecek bir adamı anlat deseler, nasıl anlatabilirsiniz onu bilenlere...

Hele hiç bilmeyenlere?

Bindokuzyüzotuzdokuz.doğumlu Ozan bu dünyada ancak ellibir yıl bulunmuş..

Diye mi yazmalı.. nasıl başlamalı ?

Anlatamamanın çaresizliğiyle düşününüz. Hatırlamak istedikleriniz nelerdir?

Onun çok yetenekli bir jeolog olduğu mu, çok iyi ve kişilikli olduğu mu, ya da çok dürüst olduğu mu?

Yetmiyor bunlar, yetersiz kalıyorlar.

Ozan denince, yaşamla barışık, ince, hüzünlü bir genç mi hatırlanmalı bindokuzyüzelliyedilerde, fakülte amfisi kapısında hoca gelmeden son sigarasını içen ?

Yoksa, odasında, makam masasına arkası dönük misafir koltuklarının birine, herzamanki gibi dost yüzüyle oturmuş, çay içerken kilosundan şikayetçi... inadına yumuşak, inadına jeolog ama kararlı yönetici bir Ozan mı bindokuz-yüzdoksanlarda ?

Ölüme inat ölmeyi yeğleyehilen, kaza günü yaşama küsen herhalde bu Ozan olmalı !...

Siz de benim gibi, yitirilen bir dostun arkasından yüreğinizi toplayınız. Onunla beraber olduğunuz yerleri hatırlayınız. Mümkünse gidip o yerleri dolaşınız.

İnsanlar mekanlarıyla güzel, mekanlar insanlarıyla.

Mezarına gidin demiyorum. Orası onun yeri değil !

İstanbul'da Vezneciler'i, Hasan Paşa Fırını'nı Trakya'dan Hakkari'ye dek yürüdüğü tüm patikaları... Roma'da Via Coburn kaldırımlarını, atina'da Plaka sokaklarını, Libya'da Uzu'nun lobisini, TPAO'da Ozan'ın yerlerini... yedinci katı, birinci katı... Tarifsiz duygularla başbaşasınız. Acı boyutu sonsuz, hüzün boyutu çok...

Ozan'ın yerleri: YÜREKLERİMİZ !

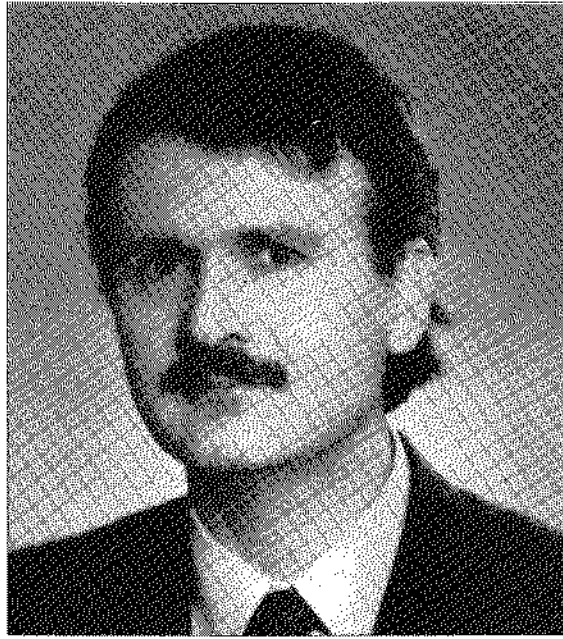
Günün birinde hepimizi birleştirecek o giz nedir ki ? İnsanoğlu, var olmakla olmamak arasındaki ince çizgide: "Ölüm teslim almıyor beni, yaşam da çağırıyor, ne yapabilirim ki Tanrım sana sığınmaktan başka ?" deyip, yarınlarına nokta koyabilirsin !

Yaşlanmadan öldü.

Ölmeden yaşlanacak dostlarının yüreklerinde...

"Evvel giden ahababa selam olsun erenler"

Hayrettin B. Okay
Ocak 1991



Bekir ÖZER
(1941-1990)

Bekir ÖZER, 1941 yılında Balıkesir'in Dursunbey ilçesinde doğmuş, ilk, orta ve lise öğrenimini de burada tamamlamıştır. Daha sonra üniversite sınavlarını kazanarak İTÜ Elektrik Fakültesine bir müddet devam etmiştir. Aynı sene devlet parasız imtihanlarında başarılı olarak, "Petrol Jeolojisi" öğrenimi için M.T.A. Enstitüsü tarafından Fransa'ya gönderilmiştir. Paris'te "Alliance Francaise"de Fransızca öğrenimini tamamladıktan sonra Sorbonne'da ilk jeoloji eğitimine başlamış, daha sonra Bordeaux ve Grenoble'de jeoloji lisans tahsilini tamamlamıştır.

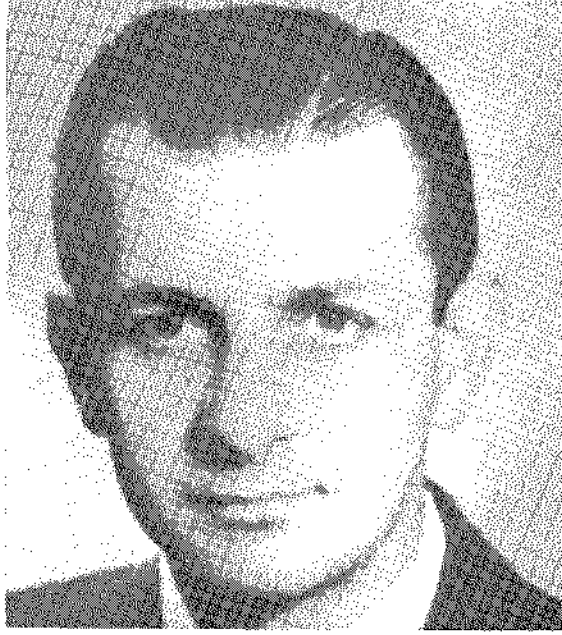
1967 yılında lisans üstü öğrenimine "Institut Francais de Petrole-ENSPM" de başlamış ve 1969 yılında "Petrol Jeolojisi" dalında mühendislik diplomasını alarak Master eğitimini tamamlamıştır. IFP'de arazi çalışmalarını Alp-ler'de "Puget-Theniers bölgesinin tektonik ve sedimantolojisi" üzerinde gerçekleştirmiştir.

Bekir ÖZER, 1969 yılı başlarında Türkiye'ye dönmüş ve M.T.A.'da Petrol Jeolojisi servisinde çalışmaya başlamıştır. Doğu Anadolu Bölgesi'nde arazi ve kuyu jeoloğu olarak çalışmıştır. Askerlik görevini Denizli'de tamamlayan kıymetli ve değerli meslektaşımız, 1972

yılında M.T.A.'dan ayrılarak TPAO Arama Grubunda göreve başlamıştır. Kuyu ve saha jeoloğu olarak çeşitli alanlarda çalışan Bekir ÖZER "Uzman Jeolog" olarak, özellikle Adana havzasının petrol imkanlarının araştırılması üzerine çalışmalar gerçekleştirmiştir. Bu konu üzerinde değerli çalışmalar yaparak, raporlar hazırlamıştır.

Yakalandığı hastalıktan kurtulamayarak 29.1.1990 tarihinde aramızdan ayrılan sevgili arkadaşımız Bekir ÖZER, mesleğini çok seven, her konuda yenilikleri takip eden modern ve çok iyi kalpli bir insandı. Meslek ve özel hayatında hiç kimseyi incitmemiş, daima sevgi ve saygı dolu kişiliği ile herkese kendini sevdirmişti. Vefatının öğrenilmesinden sonra, Toros'larda arazi çalışmalarını yaptığı yöre halkının toplu olarak üzüntülerini belirten mektubu TPAO'ya göndermeleri, arkadaşımızın çalıştığı ortamda ne kadar sevildiğinin bir göstergesidir.

Ailesine, mesleğine insan sevgisine ve hayata bağlılığı ile uzun seneler berabere çalıştığı arkadaşları arasında unutulmaz yeri olan sevgili Bekir ÖZER, daima hatıralarımızda yaşayacak ve anılacaktır.



Raşit CEYLAN
(1924-1990)

Petrolcülüğün Türkiye'deki öncülerinden Raşit CEYLAN 1924'te Lüleburgaz'da doğmuştur. Orta öğrenimini İstanbul Erkek Lisesinde tamamladıktan sonra Amerika Birleşik Devletlerine gitmiş, Colorado School of Mines'dan 1950 yılında, Jeoloji Mühendisi, 1952 yılında da Güney Kaliforniya Üniversitesinden Jeoloji Yüksek Mühendisi ünvanını alarak yurda dönmüştür. 1955 sonuna kadar M.T.A. Enstitüsü Petrol Şubesinde çalışan Ceylan, bilahare yeni kurulan TPAO'ya intisap etmiş, 1960'a kadar saha jeoloğu, Jeoloji Servis Şefi olarak Türkiye'nin muhtelif yörelerinde görev almıştır. Bu yıl sonunda TPAO'dan istifa ederek 1962'ye kadar özellikle hidrojeolojik etütler yaparak serbest çalışmış; aynı yıl Güney Kaliforniya Üniversitesi'nde petrol ile ilgili master öğrenimine başlamıştır. 1964'te Petrol Yüksek Mühendisliği alan Ceylan, yeniden TPAO'ya

dönmüş, Batman'daki Sondaj İstihsal Yardımcı İşletmeler Grup Müdür Muavinliği, Bölge Müdür Muavinliği, Bölge Müdürlüğü görevlerinden sonra 1967'de Arama Grubu Başkanlığına tayin olmuş; Genel Müdür Muavinliği ve 1974'deki Genel Müdürlük vazifelerini müteakip 10.2.1975'te TPAO'dan istifa ederek, petrolcülüğüne özel sektörde 1984'e kadar devam etmiştir. Bundan sonra Raşit CEYLAN, Lüleburgaz'ın Hamzabey köyünde un üretimi ile ilgili bir işin başına geçmiş ve aramızdan ebediyen ayrıldığı 1990 Nisan'ına kadar yaşamını burada sürdürmüştür.

Güzeli, sevgiyi, alçak gönüllülüğü, hoş görüyü daima teknokratlığının önünde tutan Raşit CEYLAN yetkisiyle beraber sorumluluklarının tam bilincinde olan nadir bir yönetici, gerçek bir dost'tu. Hatırası önünde saygıyla eğiliriz.

YAYIN TANITIMI

CARBONATE-CLASTIC TRANSITIONS

Edited by L.J. Doyle and H.H. Roberts, 1988, Developments in Sedimentology, V.42, 304 p. Published by Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, Dfl 180 = \$ 94.75.

Daha önce karbonat-kırıntılı geçişi ya da karbonat-kırıntılı karışımı konusundaki çeşitli makalelerin değişik yayınlarda saçılmış olarak bulunması, bu kitaba uzun süredir beklenen veya eksikliği hissedilen bir kitap olma özelliğini kazandırmıştır. Başlığundan ve yayıncıların önsözündeki açıklamalardan da anlaşılacağı gibi bu kitap daha önceleri kırıntılı ve karbonat olarak iki ayrı başlık altında yayınlanmış olanlar arasında bir köprü olacaktır.

Güncel ortamlarda ve eski tortul kayalarda pek çok karbonat-kırıntılı karışımı örneğinin bulunmasına karşın tortul kayalar genellikle iki ana sınıfa ayrılmışlardır; Karbonat kayaları ve kırıntılı kayalar. Son zamanlarda bu iki ana sınıf kayaların karışımlarının oluşturduğu kayaların ve birinden diğerine geçişin anlaşılmasındaki gelişmeler ve de birbirlerine olan bağımlılıklarının değerlendirilmesinin gerekliliği, bu kitabın oluşumunun nedenlerini oluşturur. Bu sayede önemli olan bu konunun da gündemde kalacağı ve daha fazla ilgi uyandıracığı umulmaktadır.

Kitap onbir bölüme ayrılmıştır ve onbir makeden oluşmuştur ki her bölüm bir makaleden meydana gelmiştir. Makalelerin dokuzunu Dünya üzerindeki beş coğrafik bölgeden (İspanya, Kızıl Deniz, Avusturalya, Portoriko ve Florida) seçilmiş çalışmalar oluşturmaktadır. Kitapta yer alan makaleler hiç şüphesiz farklı kalitededirler; bazıları mükemmel, bazıları ise daha önce yayınlanmış makalelerin gözden geçirimi şeklindedir.

Kitabın birinci bölümü "Tectonic Control of Global Patterns of Detrital and Carbonate Sedimentation" başlıklı Hay, Rosal ve Sloan'ın makalesiyle başlar. Yazarlar Dünya genelinde ve 200 milyon yıldan bu yana karbonat çökeliminden kırıntılı çökelimine geçişi Deep Sea Drilling Project sonuçlarından yararlanarak ve levha tektoniğine uyarlayarak vermeye çalışmışlardır.

Diğer makalelerde anlatılmak istenen, şu veya bu yolla, karbonat gelişimlerinin hayat kaynağının ya da var oluşlarının; karalardan yoğun kırıntılı gelişi ki burada akıntıların fonksiyonu büyüktür, tuzluluk değişimi, su derinliği (bathymetry), kırıntılı tane boyu ve kırıntılı gelişiminin sıklığı gibi nedenlere bağlanarak karbonat-kırıntılı geçişinin açıklanması şeklindedir. Tabi ki burada tektoniği ve iklimi de unutmamak gerekir.

Son bölüm, kitabın en kısa makalesi olan "Control of Terrigenous-Carbonate Facies Transitions by Baroclinic Coastal Currents Nicaragua" başlığını taşıyan, Murry, Roberts ve Young'a aittir. Yazarlar kantitatif bir yaklaşımla karbonat ve kırıntılı çökelme modellerinin akıntılarla kontrol edilerek şekillendiğini Nikaragua'nın Atlantik kıyılarında göstermeye çalışmışlar ve matematiksel modelleme yapmışlardır.

Kitabın kaliteli cildini bir kenara bırakacak olursak pek çok yakınacak konu vardır. Normal daktilo yazımının offset baskı ile basıldığı bu kitapta sözcük hataları, kötü çizilmiş şekiller, eksik ve hatalı açıklamalar, yarıdan fazlası boş bırakılmış sayfalar ve index'in olmayışı ilk göze çarpan hatalardır. Bunlara birkaç örnek verecek olursak Friedman'ın makalesindeki Şekil-5 ters basılmıştır, Flood ve Orme'nin makalesindeki Şekil-15 ve 16 iki sayfaya rahatlıkla basılabileceği halde 4. sayfaya basılmıştır.

Sonuç olarak kitabın, makalelerin alelacele biraraya getirilmesiyle oluştuğu görüşü ağırlık kazanıyor, ancak kaynaklara bakıldığında 1984 yılından daha yeni kaynak olmayışı basım için (1988) neden bu kadar beklenildiği sorusuna da yanıt bulmak gerekiyor.

Tüm bunların hepsinden önemlisi, fiyatı, çok çok pahalı bir kitap, ciltsiz ve daha ucuza çıkarılmış olsaydı, çok daha fazla kişinin yararlanabileceği, bu konu ile ilgilenecekler için yönlendirici ve teşvik edici bir kitap olabilirdi.

Erkan ATALIK
Türkiye Petrolleri A.O.
Arama Grb.
Ankara

SEA LEVEL CHANGES: AN INTEGRATED APPROACH

Edited by C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H.A. Posamentier, J.W. Wagoner, C.A. Ross and C.G. St. Kendall, 1988, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication N : 42, 407 p. (US) \$ 64

Society of Economic Paleontologists and Mineralogists'in 1985 yılında Houston'da düzenlenmiş olduğu "Sea-Level Changes" konferansında sunulan bildirilere eklenen bir kaç makale ile Special Publication No. 42, kitap olarak 1988 yılında biz yerbilimcilerin yararlarına sunulmuştur. Bu kitap deniz seviyesindeki değişimlerin stratigrafik istifte gözlenen ilişkilerini inceleyen 23 makalenin yer aldığı dört bölümden oluşmaktadır.

Birinci bölüm "Analysis of Sea-Level Changes" başlığı altında üç makaleden oluşmaktadır. Bu makalelerde deniz seviyesindeki değişimlerin farklı mekanizmalar sonucu olduğundan söz edilmekte, çökel istifindeki ve deniz seviyesi değişikliğinin sinuzoidalliğinin e-ustatik mi, tektonik mi olduğu eleştirili olarak incelenmektedir. İkinci Bölüm "Sea-Level Changes and Sequence Stratigraphy" başlığı altında toplanmıştır; pek çok yeni materyelin yanı sıra bazı revizyonu yapılmış, eski çalışmaların da yer aldığı bu bölümde sequence stratigrafi konusundaki en son bulguları içeren yedi adet makale bulunmaktadır. Çoğunluğunu Exxon veya eski Exxon personelinin makalelerinin oluşturduğu bu bölümde depolanma sequence modellerinin yanı sıra önemli ölçüde biyostratigrafik veri de sunulmuştur (Haq ve diğerleri ve Loutit ve diğerleri).

Ana bölümü oluşturan üçüncü bölüm on adet makaleden oluşmaktadır. Eski çökel kayalardaki deniz seviyesi değişimlerinin ayrıntılı kanıtlarının sıralandığı bu bölüm "Sea-Level Changes Through Geologic Time" başlığını taşımaktadır. Bu bölüm saquence stratigrafinin yüzey jeolojisi çalışmalarında uygulanmasına ağırlık vermiştir. Makalelerin çoğunluğunda Kuzey Amerika stratigrafisinden söz edilmesine karşın bir kaç makale dünyanın değişik bölgelerindeki coğrafik havzaların stratigrafisinden söz etmektedir (Ross ve Ross ve Hallam'ın makaleleri).

Son bölüm "Applicaion Concepts of Sea-Level Change" başlığını taşımaktadır. Bu bölümde yer alan üç makale bir önceki bölüme ilave edilebilirdi.

Özetle, daha önce AAPG Memoir 26'da ilk kez yayınlanan sequence analizi kavramı, gerçek verilerin kullanılmaması ile eleştirilmesinden sonra, bu kitap (SEPM Special Publication 42) çok daha ayrıntılı ve bu konunun en iyi şekilde irdelendiği bir kitaptır. Makalelerin yazımı, renkli şekillerin ve tabloların sunulduğu oldukça anlaşılır bir şekildedir. Bu konuyla ilgilenenlere, son senelerde oldukça popüleritesini sürdüren bu konu için tavsiye edilecek iyi bir kitap olarak sunulabilir.

Erkan ATALIK
Türkiye Petrolleri A.O.
Arama Grb.
Ankara

YAYIN SORUMLUSUNDAN

TPJD'nin en önemli etkinliklerinden biri de, jeolojinin petrol, doğal gaz ve jeotermal enerji konularındaki bilimsel çalışmaları içeren yayın etkinliğidir. İlk kez 1988 yılında yayın hayatına başlayan TPJD Bülteni, bu gün her sayısında yaklaşık 1000 baskı yapan ve yerhlimleri'nin Petrol Jeoloji'si ile ilgili konularında eksikliğini duyduğumuz bilimsel iletişime katkı sağlayan, içeriğini süratle geliştiren ve saygınlığını arttıran bir yayın organı haline gelmektedir. Bu gelişmenin en somut örneği de, Bülten'e olan talepteki ve gönderilen makale sayısındaki artışlardır. Özgün bilgiler içeren bu makalelerin ve yerbilimcilerimizin dışa tanıtılmasının gerekli olduğuna inanıyor ve bu doğrultuda çalışmalar başlatmış olduğumuzu da sizlere memnuniyetle iletmek istiyoruz.

Bültenimizi yukarıda belirtilen ilkeler ışığında sunabilmek için-bu sayıdan itibaren-yayın kuralları TPJD'nin yayın amaçları göz önüne alınarak geliştirilmiş ve eksiklikleri olabildiğince giderilmiştir. Ayrıca kapaktaki yeni düzenlemede bültende gözünüze çarpan ilk değı-

şiklik olmuştur. Bülteni hem kapsamı hem de biçim-şekil yönüyle, yüksek düzeyde tutmanın ön koşulu yayın kurallarının kesinlikle ve titizlikle uygulanması ile bağlantılıdır. Bu konuda, en büyük görev, yazarlara olduğu kadar Yayın Kurulu ve Yayın Sorumlusuna düşmektedir. Bugüne dek gönderilen makalelerde saptanan en büyük eksiklik makalelerin genelde çok sayfalı, bol şekilli tez, rapor veya proje çalışmalarından olduğu gibi alınarak gönderilişidir. Bu konuda özellikle yazarların biraz daha özverili olarak belirtilen bilimsel çalışmalarını, TPJD Bülteni Yayın Kurallarında tanımlanan makale formatına uygun olarak hazırlamaları, yazışmalarla geçen gereksiz zaman ve iş gücü kaybını önleyecektir.

TPJD Bülteni ile ilgili bir anket formu, bu sayının sonunda yer almaktadır. Söz konusu anketin amacı, yayın kuralları ve Bülten içeriği ile ilgili görüş ve eleştirileri saptayarak daha iyiye ulaşma yönünde bir kaynak oluşturmaktır. Bu konuda tüm okurların katkı ve ilgilerini bekler esenlikler dileriz.

TPJD BÜLTENİ YAZIM KURALLARI

1. TPJD Bülteninde yer alacak makaleler aşağıdaki niteliklerden en az birisini taşımalıdır.
 - a) Yerbilimlerine, özellikle de petrol, doğalgaz ve jeotermal enerji konularından birine, yeni bir katkısı bulunan araştırma,
 - b) Yerbilimleri alanında bilimsel yöntemlerle yapılmış özgün sonuçları olan bir çalışma,
 - c) Yerbilimlerinin, özellikle petrol, doğalgaz ve jeotermal enerji konularında daha önce yapılmış çalışmaları eleştireci bir yaklaşımla ele alan, o konuda yeni bir görüş ortaya koyan eleştirili derleme (critical review),
 - d) TPJD Bülteni'nin en son sayısında yer alan herhangi bir yazının, tümünün veya bir bölümünün eleştirisi netliğinde olan yazılara Bülten'de yer verilir. Makale yazarının eleştiriye cevaplaması durumunda, cevap yazısı ile eleştiri yazısı birlikte yayınlanır.
2. TPJD Bülteni yılda 1 (bir) kez Aralık ayında yayınlanır. Yönetin Kurulu, aynı yıl içinde ikinci yayın kararını verme yetkisine sahiptir.
3. TPJD Bülteni'nin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. İngilizce yazılarda Abstract'tan sonra Türkçe Öz bulunmalıdır. Türkçe yazamayan yabancı yazarların Öz kısmı için gerekli çeviri TPJD tarafından yapılır.
4. TPJD Bülteni'nde yayınlanacak makalelerin, Türkçe olarak daha önce herhangi bir yerde yayınlanmamış olması şarttır. Daha önce yabancı dilde yayınlanmış olan makaleler petrol, doğalgaz ve jeotermal enerjisi konularının aramacılığını doğrudan ilgilendiriyorsa Türkçe olarak TPJD Bülteni'nde yayınlanabilir.
5. Yazar (lar) makalenin daha önce herhangi bir yerde yayınlanmadığını yazılı olarak bildirmek zorundadır.
6. Yayınlanacak makalelerin tüm hakları TPJD'ye ait olup, makaleler geri gönderil-

mez. Yayına kabul edilmeyen makaleler yazar (lar)'a gönderilir.

7. Makaleler 1 (bir) asıl 3 (üç) kopya olarak düzenlenip gönderilmelidir.
8. Türkçe gönderilecek makalelerin Başlık ve Öz bölümlerinin İngilizceleri mutlaka verilmelidir. Yazar (lar)'ın adresleri - ünvanları belirtilmeden - kuruluş adlarında kısaltma olmaksızın ve başka dile çevrilmeden yazılmalıdır. Adresler ilk sayfanın altında verilmelidir.
9. TPJD Bülteni'ne gönderilecek makaleler aşağıdaki başlık sırasını izlemelidir.

TÜRKÇE BAŞLIK

İNGİLİZCE BAŞLIK

Yazar (lar)

ÖZ

ABSTRACT

250 Sözcüğü Geçmemelidir.

GİRİŞ

ANA METİN

Bu başlık kullanılmaksızın ana metne geçilmelidir.

TARTIŞMA

Gerekli Olduğu hallerde, yapılmalıdır.

SONUÇ (LAR)

KATKI BELİRTME

DEĞİNİLEN BELGELER

Bu bölümde yalnızca metin içerisinde değinilen çalışmalara yer verilecektir. Değinilen belgeler aşağıdaki gibi olmalıdır :

a) Periyodiklerdeki makaleler,

Yalçın, N. and Welte, D., 1988, The thermal evolution of sedimentary basins and significance for hydrocarbon generation: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, c.1, Sayı. 1, s. 11-26

b) Sempozyum, özel basım, kitap, tez vs.,

Debois, D., and Prade, H., 1988, Possibilitytheory: New York, Plenum Press, 263 p.

Kuru, F., 1987, Mardin-Derik yöresi Üst Kretase yaşlı birimlerin planktonik foraminiferalar'la biyostratigrafi incelemesi: Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara, 107 s.

Kozlu, H., 1987, Misis-Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi : Türkiye 7. Petrol Kongresi, bildirileri, Ankara s. 104-116.

Aynı yazar'a ait yayınların her birinde yazar soyadı ve adı yazılmalıdır. Birden fazla yazar'lı belgelerde son iki yazar adı arasına-Türkçe yazılarda-belgenin yayın diline bakılmasızın "ve" sözcüğü konur.

Değinilen belgelerde, yayın adlarının yazımında, karışıklığı önlemek için kısaltmaya gidilmemelidir. Kısaltma yapılacaksa "International List of Periodical Title Word Abbreviations" daki kısaltmalar kullanılmalıdır.

EKLER

10. "Şekil" ve "Tablo"lar metin içine konulabilir. Ancak, "Levha"lar mutlaka metnin sonundaki Ekler bölümüne konulmalıdır. Her türlü çizimin aslı gönderilmelidir. Aksi durumlarda yayın kabul edilmez.

"ŞEKİL"

Her türlü harita	Grafikler
Her türlü kesit	Denklemler
Korelasyon çizimleri	Matematiksel eşitlikler
Arazi fotoğrafları	Çizelgeler

"LEVHA"

Her türlü fotomikrograf. Levhalardaki Fotomikrograf'lar "Foto" olarak değil, "Şekil" olarak anılmalıdır. Şekil ve Figure sözcükleri kısaltılmamalı ve büyük harf ile başlamalıdır. Şekil ve Figure sözcüklerinde Ş ve F harfleri alt alta gelmeli. Şekil numaralarından sonra ':' işareti konmalıdır.

11. TPJD Bülteni'ne gönderilecek makaleler "Şekil", "Tablo" ve "Levhalar" dahil 40 sayfa ile sınırlandırılmıştır.

12. Makaleler 29,7 X 21 cm'lik A4 boyutlarında kâğıtların bir yüzüne çift aralıklı olarak daktilo edilmiş olmalıdır.

Kâğıtların çevresinde 2,5 cm boşluk bırakılmalıdır.

"Şekil", "Tablo" ve "Levha"lar da A4 boyutlarında olmalıdır.

A4 BOYUTLARINI GEÇEN HİÇBİR SAYFA KABUL EDİLMEZ.

13. Sayfa numaraları kâğıtların sağ alt köşelerine kurşun kalemle yazılmalıdır.
14. Çizimler siyah-beyaz basılacak şekilde düzenlenmelidir. Tüm çizimlerde çizgisel ölçek kullanılmalıdır. Çizimlerde yazı karakterlerinde standartlara dikkat edilmelidir.
15. TPJD Bülteni'nde yayınlanmak üzere gönderilecek makaleler, biçim yönüyle Yayın Sorumlusu tarafından, bilimsel içerik ve jeolojik uygulamalardaki sonuçları yönüyle de en az iki Yayın Kurulu Üyesi tarafından incelenir. Makalenin hangi Yayın Kurulu Üyeleri tarafından değerlendirileceği Yayın Sorumlusu'nun önerisi ve Yönetim Kurulu'nun kararı ile olur. Makaleler Yayın Kurulu, Yayın Sorumlusu ve TPJD Yönetim Kurulu onayı ile yayınlanır.
16. Yazar (lar) ile Yayın Kurulu arasında makalenin yayımı ile ilgili olarak oluşabilecek herhangi bir problemde TPJD Yönetim Kurulu, Yayın Sorumlusu, ilgili Yayın Kurulu Üyelerinin yapacağı ortak toplantıda çoğunluğun vereceği karar kesin ve nihai olur.
17. Makale göndermek için TPJD üyesi olma zorunluluğu yoktur.
18. Petrol jeolojisi ile ilgili yayınları özendirici kılmak amacı ile 1991 yılında makale başına 100.000.- (Yüzbin) TL. ödenecektir.

INSTRUCTIONS TO TAPG BULLETIN AUTHORS

1. Papers submitted to the "TAPG BULLETIN" should meet at least one of the following criteria:
- a) Original study in one of the subdisciplines of earth science, especially oil, gas and geothermal energy explorations,

- b) Study which has original results obtained by using the Scientific methods of earthsciences.
- c) Critical reviews of previously published papers, especially on oil, gas and geothermal energy.
- d) Discussions of all and/or part of papers published in the last TAPG Bulletin are encouraged, and are published as soon as possible along with the authors reply.
2. TAPG BULLETIN will be published in December once a year; however, the TAPG Executive Committee has a right to decide to publish the second bulletin within the same year.
3. Languages of the TAPG BULLETIN are Turkish and English. Papers written in English must have a Turkish abstract after the English abstract. Turkish abstracts of papers in English will be prepared by TAPG if necessary.
4. Author (s) must submit a statement indicating that the paper has not been previously published in any bulletin, journal, etc.
5. All rights of papers reserved for the Turkish Association of Petroleum Geologists. If a paper is not accepted by the Editorial Board it will be sent back to the author (s).
6. Four (4) copies of manuscript must be submitted (one must be original).
7. English translation of titles and abstracts of papers in Turkish must be included. Addresses of author (s) should be written in the original language without any abbreviation, and any professional title. Addresses should be given under the first page.
8. Papers are arranged accordingly :
- TITLE (Turkish and English)
- AUTHOR (s)
- ABSTRACT (maximum 250 words)
- INTRODUCTION
- TEXT
- DISCUSSION (if necessary)
- RESULT (s)
- ABBREVIATIONS
- ACKNOWLEDGMENTS
- APPENDIX (es)

REFERENCES (only those references mentioned in the paper should be given in this section. Examples are shown below:

a) For papers in journals, serials, society proceedings, etc;

Yalcin, N., and Welte, D., 1988, The thermal evolution of sedimentary basins and significance for hydrocarbon generation; Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, c:1, Sayı : 1, s: 12-26

b) For symposium, special publication, book, thesis, etc;

Debois, D., and Prade, N., 1988 Possibility theory; New York, Plenum Press, 263 p.

Kuru, F., 1987, Mardin-Derik yöresi üst Kretase yaşlı birimlerin plantonik foraminiferalarla biyostratigrafi incelemesi; Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara, Türkiye, 107 s.

Kozlu, H., Misis-Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi: Türkiye Petrol Kongresi, Ankara, Türkiye, s. 104-116

Same author's name must be written for each paper. Abbreviations must be avoided. If necessary, they should be in accordance with standards and Abbreviations listed in "International List of Periodical Title Word Abbreviations" can be used.

9. "Figures" and "Tables" may be placed in the text but "Plates" must be placed in the Appendix (es).

FIGURE

All Maps

All sections

Correlations

Field Photos

TABLE

Graphics

Equations

Mathematical equations

PLATES

All photomicrographs. Photomicrographs must be mentioned as "Figures", instead of "Photos". "Figure" and "Şekil" words should not be abbreviated, and should

begin with a capital letter. "F" and "S" letters in words of "Figure" and "Şekil" must be lined up. After the figure number the colon of ":" must be used.

10. Manuscripts are limited to 40 pages including "Figures", "Tables", and "Plates". However TAPG Executive Committee has a right to modify this regulation.
11. Manuscript must be typed on one side of paper, 29. 7x21 cm. (A4), consistently double spaced (including references and figure captions), with only one space after periods.
12. Illustrations should be black and white line drawings or good quality photo-

graphs. Submit Figures in final size to fit one or two column "TAPG BULLETIN" width, or broadside.

13. Manuscripts are reviewed by managing editor for the suitability to be published, and at least by two editors for the scientific content, and the results of its geological applications. Editors will be chosen by managing editor's suggestion and the approval of the TAPG Executive Committee.
14. Disagreements between authors and the editors will be resolved in the meeting by the TAPG Executive Committee, Managing Editor, and Editors, and the final decision will be given by a majority.

VAKIFBANK'TAN
Anlamalı ve Değerli Bir Altın.
Mimarbaşı Koca Sinan Anısına
SİNAN ALTINI



Türk mimarisine altın çağını yaşatmış ustanın anısına özel, anlamlı ve değerli bir altın. Belirli sayıda basılan, 20 gr. lık Sinan Altını özel ambalajında sertifikalı, ve

999.9 saflıkta. Anı değeri yüksek

Sinan Altını'nı, tüm VakıfBank

Şubeleri ve Menkul Kıymetler

Merkezlerinden satın alabilir,

dünyanın her yerinde satışını yapabilir, dilediğinizde paraya çevirebilirsiniz.




VakıfBank
Türkiye Vakıflar Bankası



ARCO TURKEY INC.

**CONGRATULATIONS TO
THE TURKISH ASSOCIATION OF
PETROLEUM GEOLOGISTS
ON THE PUBLICATION OF YOUR BULLETIN**



Hopak Anticline, Kâhta Adıyaman

Photo by Sezgin AYTUNA

**ARCO Turkey, Inc.
Kader Sokak 43/1
G.O.P., Ankara, Turkey
Tel: 136 60 30**