

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Cilt 23 Sayı 1
vol. no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Eğridir Gölü güneyinde Çandır (Sütçüler, Isparta) yöresindeki batı Torosların jeolojisi
The geology of the Western Taurids in the area of Çandır (Sütçüler, Isparta), south the Eğridir Lake
Aydoğın AKBULUT 1
- Toroslarda, Aladağların yapısal evrimi
Structural evolution of Aladağ Mountains in Taurus belt
Okan TEKELİ 11
- Aladağ Ofiyolit dizisindeki diyabaz dayklarının kökeni
Origin of the diabase dykes in the Aladağ ophiolite sequence
Okan TEKELİ, Ayhan ERLER 15
- Amanosların Litolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı
Lithological characteristics of the Amanos mountain range and its significance on the tectonic evolution of the Southeast Turkey
Namık VALÇIN 21
- Lâdik . Destek yöresinin tektoniği
Tectonics of the Lâdik-Destek region
Ali ÖZTÜRK 31
- Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle Paleocoğrafya yorumlaması
The paleogeographical interpretation of the Mudurnu-Göynük basin based on the depositional features of the Jurassic and later ages
Salih SANER 39
- Seben bölgesi Volkanotortulları (Bolu GD)
Volcanosediments in Seben region (Bolu SE)
Baki VAROL, Nizamettin KAZANCI 53
- Horoz Granodiyoritinin jeolojik incelemesi
Geological study of Horoz granodiorite
Faruk ÇALAPKULU 59
- Doğu Karadeniz bölgesi volkanik kökenli masif sülfid yataklarının hidrotermal alternasyonu
Hydrothermal alternation of volcanogenic massive sulphide deposits in the Eastern Black Sea region, Turkey
Namık ÇAĞATAY 69
- Two new genera of Radiolitidae (Balabanian n. gen., Kurtinia n. gen.). From Turkey.
Türkiye'de bulunan iki yeni Radiolitidae cinsi (Balabanian n. gen., Kurtinia n. gen.)
Necdet KARACABEY - ÖZTÜMER 79
- Pazar (Rize) yöresi Sarmasiyen Elphidium'ları
Sarmatian Elphidiums of Pazar (Rize) area
Türker ÖZSAYAR 87
- Muğla - Yatağan ve yakın dolay karasal neojen'inin stratigrafi araştırması
Stratigraphy of Continental Neogene in the region of Muğla - Yatağan, Turkey
Zeki ATALAY 93

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)

İsmail TERLEMEZ

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Enis CEZAYIRLIOĞLU

Yayın Kurulu (Editorial Board)

Ayhan ERLER (Başkan) — Ali ÖZTÜRK — Vedia TOKER — Okan TEKELİ —
İnci EVREN — ERTAN — Türksen ERDOĞAN — İsmail HENDEN

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelemeğinde Evren YAZGAN, Ussal ÇAPAN, Ergun GÖKTEN, Ozan SUNGURLU, da katkıları olmuştur.

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

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

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1/2 - 17/2 sayıları 100.— TL'dan daha sonraki sayılar 200.— TL'dan elde edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

34. Dönem (1979-1980)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Doğan PERİNÇEK
Cemal GÖNCÜOĞLU
Hıdır ÇAĞLAYAN
Erhan ÖNDER
Ali YILMAZ
İsmail TERLEMEZ
Ayhan YURTSEVER

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

Yazışma adresi

*N. B. All Correspondence should
be addressed to:*

Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Eğridir Gölü güneyinde Çandır (Sütçüler, İsparta) yöresindeki batı Toroslarm jeolojisi

The geology of the Western Taurids in the area of Çandır (Sütçüler, İsparta), south the Eğridir Lake

Aydoğın AKBULUT 1

Toroslarda, Aladağların yapısal evrimi

Structural evolution of Aladağ Mountains in Taurus belt

Okan TEKELİ 11

Aladağ Ofiyolit dizisindeki diyabaz dayklarının kökeni

Origin of the diabase dykes in the Aladağ- ophiolite sequence

Okan TEKELİ, Ayhan ERLER 15

Amanosların Lâtolojik karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı

Lithological characteristics of the Amanos mountain range and its significance on the tectonic evolution of the Southeast Turkey

Namık YALÇIN 21

Lâdik - Destek yöresinin tektoniği

Tectonics of the Lâdik-Destek region

Ali ÖZTÜRK 31

Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle Paleocoğrafya yorumlaması

The paleogeographical interpretation of the Mudurnu - Göynük basin based on the depositional features of the Jurrassic and later ages

Salih SANER 39

Seben bölgesi Volkanotortulları (Bolu GD)

Volcanosediments in Seben region (Bolu SE)

Baki VAROL, Nizamettin KAZANCI 58

Horoz Granodiyoritinin jeolojik incelemesi

Geological study of Horoz granodiorite

Faruk ÇALAPKULU 59

Doğu Karadeniz bölgesi volkanik kökenli masif sülfid yataklarının hidrotermal alternasyonu

Hydrothermal alternation of volcanogenic massive sulphide deposits in the Eastern Black Sea region, Turkey

Namık ÇAĞATAY 69

Two new genera of Radiolitidae (Balabanla n. gen., Kurtinia n. gen). From Turkey.

Türkiye'de bulunan iki yeni Radiolitidae cinsi (Balabanla n. gen., Kurtina n. gen.)

Necdet KARACABEY - ÖZTÜMER 79

Pazar (Rize) yöresi Sarmasiyen Elphidium'ları

Sarmatian Elphidiums of Pazar (Rize) area

Türker ÖZSAYAR 81

Muğla - Yatağan ve yakın dolay karasal neojen'inin stratigrafi araştırması

Stratigraphy of Continental Neogene in the region of Mufla - Yatağan, Turkey

Zeki ATALAY 93

Eğridir Gölü Güneyinde Çandır (Sütçüler, Isparta) Yöresindeki Batı Torosların Jeolojisi

The geology of the Western Taurids in the area of Çandır (Sütçüler, Isparta), south the Eğridir Lake

Aydoğan AKBULUT

Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Torosların Eğridir Gölü güneyinde kalan bölümünde değişik yapısal konumlu oluşuklar yer almaktadır. Yazar tarafından Davras kireçtaşı, Çandır formasyonu, Ofiyolitik birim, Sütçüler formasyonu, Güneyce formasyonu olarak adlandırılmış bu oluşuklar bazı fasiyes benzerlikleri gösterebilir de guncel yapısal konumlarıyla birbirlerinden ayrılırlar. Davras kireçtaşının paraotokton olduğu anlaşılmıştır. Çandır ve Sütçüler formasyonları ise gerek fasiyes ve gerekse yapısal yönden Batı Toroslar'daki diğer oluşuklarla deneştirilmiş, allohton olabilecekleri kanısına varılmıştır. Bütün bu Mesozoyik birimleri Alt Miyosen yaşlı Güneyce formasyonu ve Üst Miyosen yaşlı Aksu formasyonu tarafından örtülmüştür.

ABSTRACT: In the studied area formations of different structural setting are present. They have been classified and called, in ascending order; Davras limestone, Çandır formation, Ophiolite unit, Sütçüler formation And Aksu Çay formation.

Davras limestone is apparently para-autochthonous. Çandır and Sütçüler formations have been correlated with the units of the Western Taurids, in respect to facies and structure and suggested to be allochthonous,

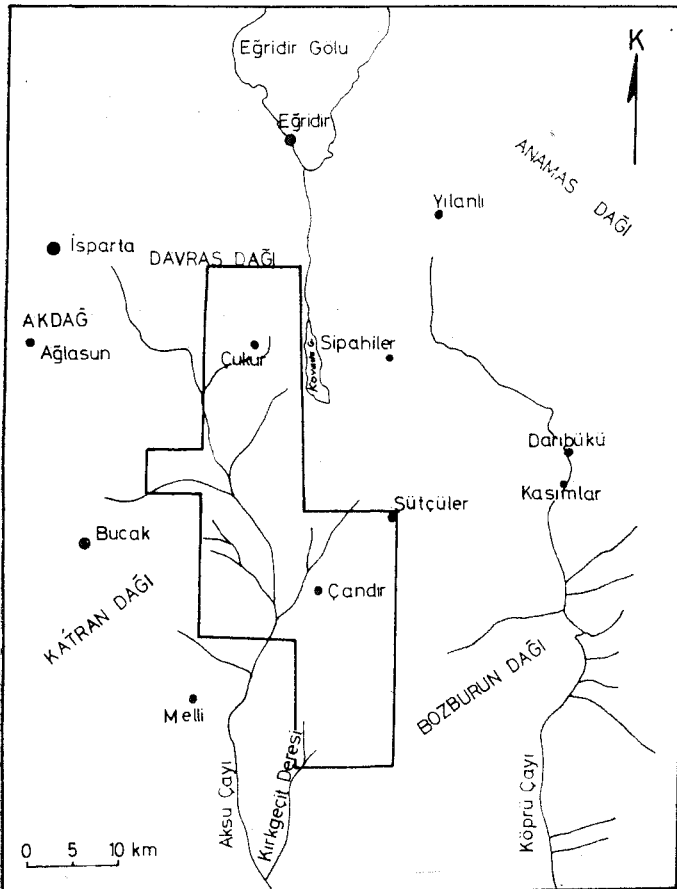
All of the Mesozoic units have been covered by EarlyMiocene Güneyce and Late Miocene Aksu Çay formations.

GİRİŞ

Araştırma amacı, Batı Toroslar'ın Aksu çayı ile Bozburun Dağı arasında kalan yaklaşık K-G doğrultusunda, Çandır Köyü ile Sütçüler arasındaki kuşakta yer alan Mesozoyik birimler ile Tersiyer oluşuklarının stratigrafisi ve yapısal konumlarını bölgesel jeoloji bağlamında incelemek, ultrabaziklerin istifteki diğer birimlerle ilişkilerini saptamak olmuştur. Bu amaca yönelik olarak 1/25 000 ölçekli 6 adet paftanın, bazılarının kısmen bazılarının tam olarak jeolojisi yapılmıştır (şekil 1). Bölge çevresinin jeolojisi içinde bulunduğumuz yüzyılın başlarından bu yana birçok araştırmacı tarafından küçük ölçekli jeolojik haritalar şeklinde çalışılmıştır. İlk önemli araştırmaları Paréjas (1942), Altınlı (1944) ve Blumenthal (1963) yapmışlardır. Bundan sonra 1965 yılından bu yana Fransız araştırma ekibi (C.N.R.S.) 1/25 000 ölçekli haritalarla inceleme alanı çevresinde ayrıntılı araştırmalara girmişlerdir. Bu çalışmalara göre (J. H. Brunn ve diğerleri, 1971) Toroslar'm batı kesiminde dört büyük yapısal birlik ayrılanmıştır: 1. Otokton, platform tipi neritik karbonat kaya birliği, 2. Beyşehir-Hoyran ve Hadim napları, 3. Likya napları, 4. Antalya napları.

STRATİGRAFI

İnceleme alanında yapısal konumlarına göre en alttaki Davras kireçtaşından başlayarak sırasıyla Çandır formasyo-



Sekil 1: Yer buldum haritası

Figure 1: Location map

- (1) Paläontologisches Institut der Universität WIEN, Avusturya.
- (2) Department of Geology, Jerusalem, İsrail.

nu, Ofiyolitik birim, Sütçüler formasyonu, Kapıkaya kireçtaşı Mesozoyik yaşta, Güneyce formasyonu ile Aksu Çayı formasyonu ise Tersiyer yaşta birimleri temsil eder (şekil 2).

Mesozoyik

Davras Kireçtaşı: Bu birimin adı kuzeydeki yüksek Davras Dağı'ndan alınmıştır. Kuzey'deki masif görünümüne karşın güneye doğru Kovada koridorunun yarısından sonra az çok dar bir şerit halinde Kovada Gölünün batısına kadar uzanır.

Altta bej, boz renkli, intrabiyo-mikrit ve intrabiyo-sparit dokulu yersel çakmak yumrulu, kaim katmanlı neritik kireçtaşlarından oluşur. Bu kireçtaşları içinde Üst Juraya ait Kurnubia sp., Alt Kretaseye ait Salpingoporella sp. ve Üst Kretasenin alt kısmına ait Cuneolina sp. mikrofosilleriyle, rudist parçaları Dasycladaceae algleri saptanmıştır

Bu neritik fasiyeler üstte krem renkli hafifçe killi, biyo-mikritik, ince katmanlı Globotruncana'lı pelajik kireçtaşlarıyla sona ermektedir (şekil 3). Görel olarak tabanı oluşturan Davras kireçtaşı yerel olarak genç gölsel oluşuklarla uyumsuz olarak örtülmüştür.

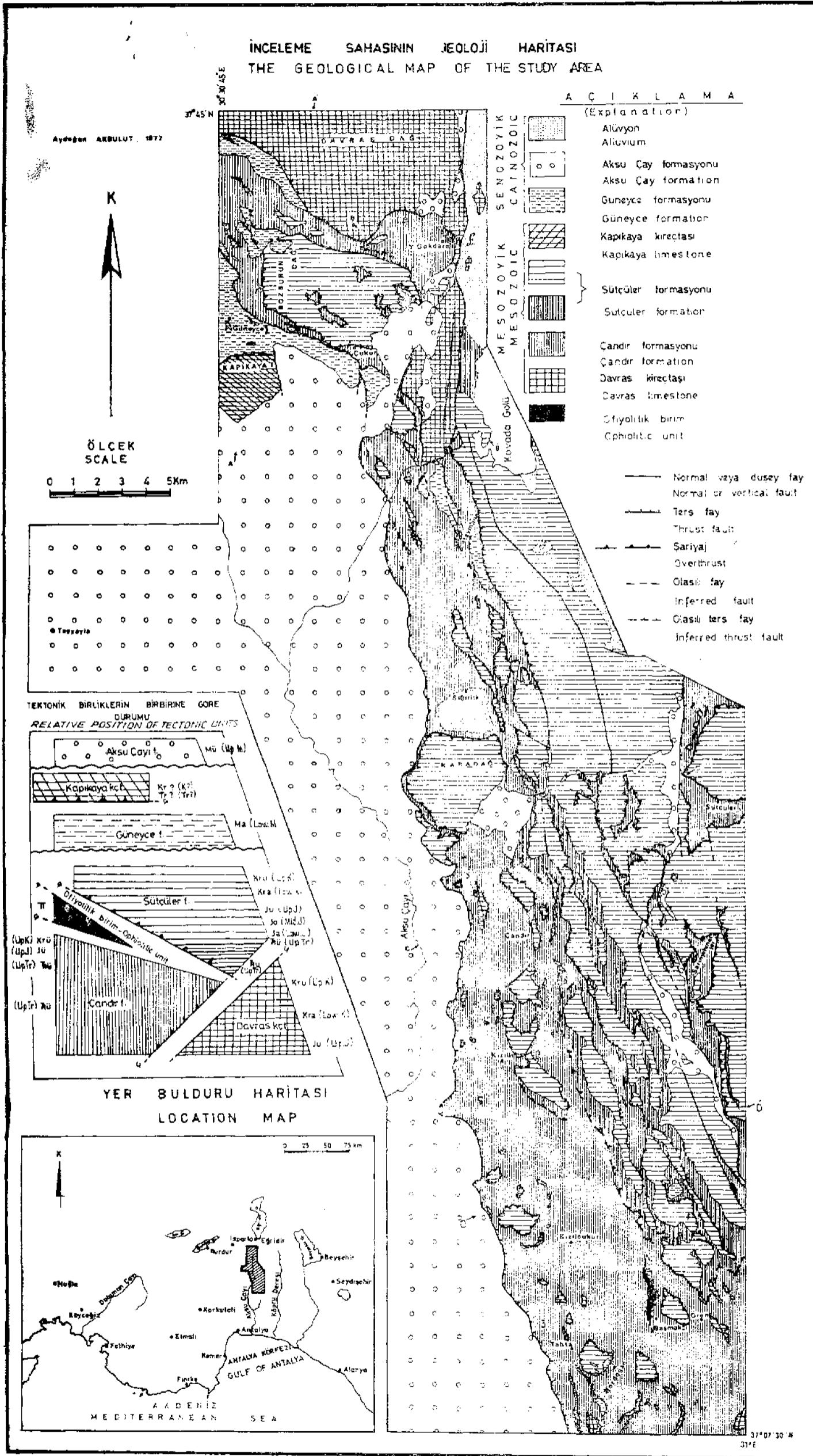
Çandır formasyonu: Kovada Gölünün günebatısında stratigrafik olmayan bir dokanak ve bozulmuş kırıntılı radyolaritli fasiyelerle Davras kireçtaşı üzerine gelir. Bej, boz renkli, mikritik çakmaklı, Halobia'lı ince orta katmanlı kireçtaşları, orta katmanlı, bitkili kumtaşı ve marnlar, siyah çakmak çakıllı birkaç çakıltaşı seviyesi ile yer yer bazaltik ve yastık lavlarının, radyolaritlerin yer aldığı ardışık bir seridir. Pelajik fasiyeli mikritik kireçtaşlarından alman Halobia'ların tanımlama sonuçları elde edilememiştir, ancak Alt-Orta Noriyen yaşını verebileceği kanısındayız. (Grüber, 1974 kişisel görüşme). Aynı yaşı veren Halobia plicosa; Grüber¹ tarafından tanımlanıp bize ulaşan tek sonuçtur. Sütçüler yakınında bu kireçtaşları Hirsch² tarafından tanımlanan aşağıdaki konodontları vermiştir:

- Epigondolella abneptis postera (Kozur ve Mostler)
- Epigondolella abneptis abneptis (Kozur ve Mostler)
- Hindeodella triassica (Muller)
- Epigondolella Abneptis permica (Hayashi)
- Gondolella navicula cf. hallstatensis (Mosher)

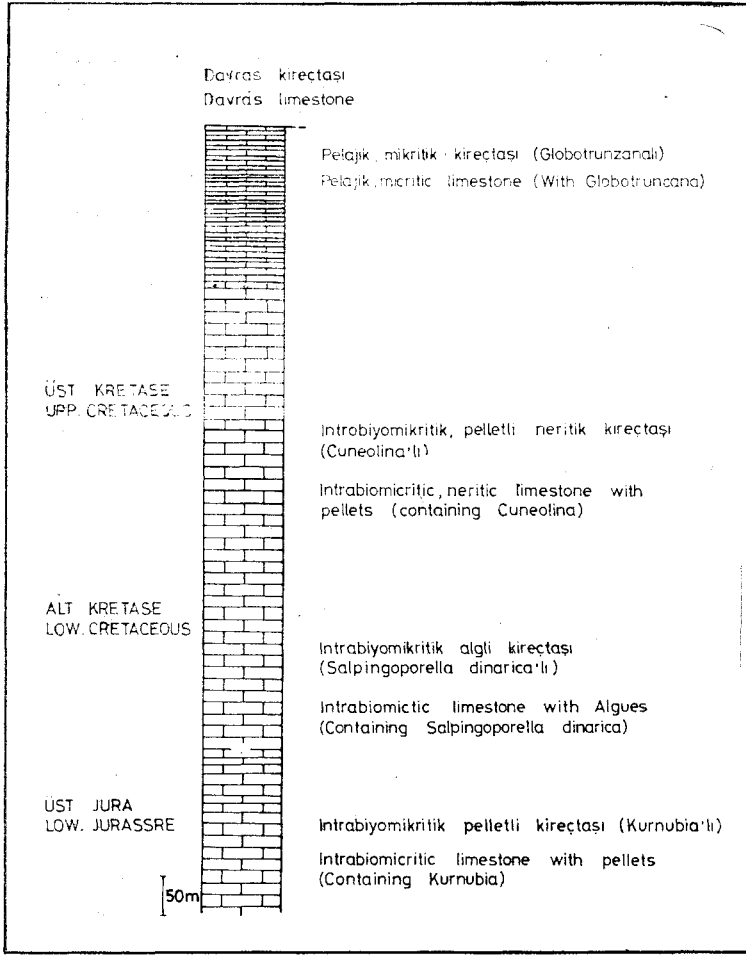
Çandır formasyonunun üzerine yer yer transgresif olarak 5-10 m. kalınlığında ve Globotruncana içeren ince katmanlı pelajik kireçtaşları bazen de neritik fasiyeli çakmak kırıntılı, peletli, olasılıkla Üst Jura yaşlı kireçtaşları gelir (şekil 4).

Ofiyolitik birim: Peridotit, Serpantinit ve Gabrolarla temsil edilmiştir. Peridotitler, çoğun tamamen veya kısmen serpantinleşmiş olarak genellikle Sütçüler formasyonu ile alttaki Çandır formasyonu arasındaki dokanak kuşaklarında görülür (şekil 5). Bununla beraber Çandır formasyonu içinde de yer yer küçük yüzeylemeler halinde rastlanır. İnceleme alanındaki Peridotitler Olivin, Ortopiroksen, Krizotil, lizaridit, Kromit, Karbonat çubukları, biraz Tremolit ve Demiroksit içeren az çok serpantinleşmiş Harzburjitlelerdir.

Serpantinitler, tek veya diğer Ultrabaziklerle birlikte görülür. Ağ yapılı, Demiroksit, Kromit, Klorit, Mg, Mg-Fe



Sekil 2 : İnceleme alanının jeolojî haritası
Figure 2 : The geological map of the study area



Şekil 3: Davras kireçtaşının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti

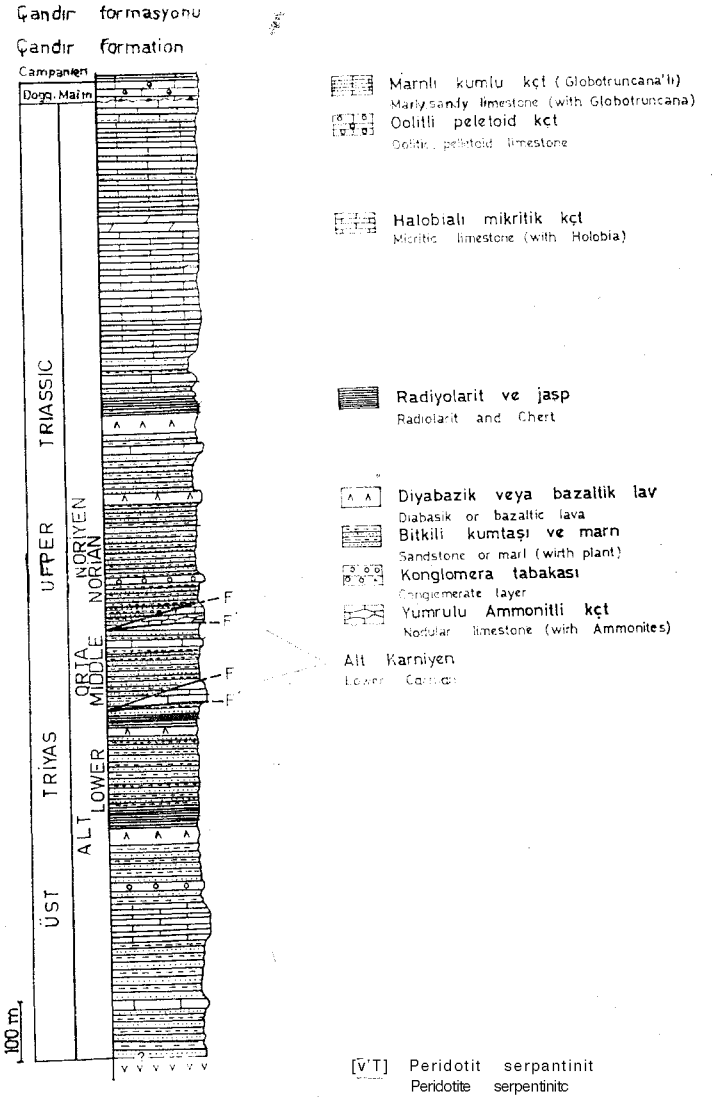
Figure 3: Generalized stratigraphic section of Davras limestone

Talk, Lizardit, Krizotil ve biraz kalsit içerir. Çoğun Çandır formasyonu içinde tek tek ve pek geniş olmayan yüzeylemeler halinde.

Gabrolar, özellikle Sarımeşmetler Köyü'nün batısında az miktarda peridotit ve serpantinlerle birlikte bulunur. Plajiyoklas ve Amfibol içeren epimetamorfik fasiyeler gösterirler. Fazla bir devamlılık göstermeyen küçük yersel yüzeylemelerdir.

Sütçüler formasyonu: Çandır formasyonunun üstünde görülür. Alt seviyeleri çoğun, kırıntılı arakatmanlar içermeyen bej renkli, mikritik, çakmaklı, Halobia'lı, ammonitli, ince-orta katmanlı pelajik kireçtaşlarıyla yersel arakatmanlar halinde kalın, intrabiyo mikritik dokulu, Involutina'lı kireçtaşlarından, üstte ise Üst Triyas-Üst Kretase yaş aralığında çökelmiş çoğun resifal fasiyesli kalın katmanlı neritik kireçtaşlarından oluşur. Altındaki çakmaklı mikritik kireçtaşlarından Kovada Gölü'nün hemen kuzeybatısında Krystins³ tarafından Bucchites sp. olarak tanımlanan küçük ammonitler saptanmış ve Alt-Orta Noriyen yaşı verilmiştir.

Diğer taraftan Davras Dağı'nın güneyindeki allohton beyazımsı resifal kireçtaşları ise, alt kısımlarında bir ya da iki

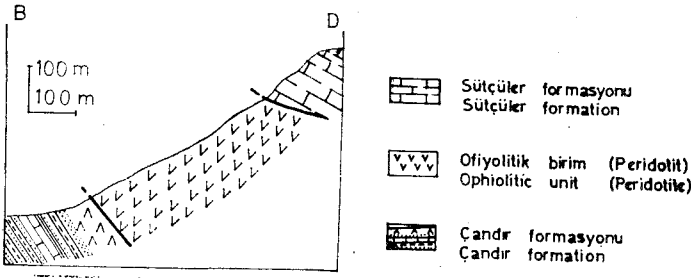


Şekil 4: Çandır formasyonunun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti

Figure 4: Generalized stratigraphic section of Çandır formation

kaım arakatman halinde pelajik, kırmızı, mikritik, ammonitli kireçtaşları bulundurmaktadır. Ammonitiko-rosso fasiyesindeki bu kireçtaşı katmanlarının içerdikleri ammonitler, Krystin tarafından aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır:

- Camptonectes centricstriatus (Hoernes)
- Discotropites plinii (Mojs.)
- Tornquistitesevolotiis (Hyatt ve Smith)
- Hannaoceras rothpletzi (Mojs.)
- Hannaoceras inasturtium (Dittmar)
- Hannaoceras henseli (Oppel)
- Hypocladiscites subearinatus (Gemm.)
- Megaphyllites applanatus (Mojs.)
- Üst Karniyen-Alt Noriyen



Şekil 5: Başmakçı kesiti

Figure 5 Başmakçı section

Pelajik kireçtaşları içindeki kalın katmanlı neritik kireçtaşı seviyelerinin içerdikleri foraminiferler Diğer⁴ ve Lys⁵ tarafından aşağıdaki gibi tanımlanmıştır:

Involutina sinuosa sinuosa
Involutina sinuosa pragsoides
 Involutina cf. tumida
 Galeanella veya Miliopora?
 Ophthalmidiidae
Vidalina martana?

Yukarıda tanımlanan faunaya göre olası Noriyen yaşı verilmiştir. Stratigrafik devamlılıkla üstteki açık bej, be-yazımsı resifal kireçtaşları Mercan, Alg ve foraminiferlerden Galeanella sp. ve Involutina sp. içerir, yani Üst Noriyen yaşlıdır.

Sütçüler formasyonunun kalın katmanlı neritik kireçtaşlarından oluşan üst kısmı, yerine göre az çok değişimle beraber Üst Noriyen-Üst Kretase sonu yaş aralığında bulunur. Örneğin Karadağ'da Liyas-Dogger'den Üst Kretasenin alt kısmına Karakilise dolaylarında Üst Noriyen-Orta-Üst Jura ve yer yer de Üst Kretase sonuna kadar karbonatlı çökellerle temsil olunur.

Karadağ keşi tindeki mikrofossiller Bassoulet⁵ ve Jaffrezou⁶ tarafından aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır:

Haurania cf. deserta (Henson)
 Pseudocyclammina sp.
 Liyas-Dogger
 Protopenneroplis cf. striata
 Pfenderina sp.
 Trocholina sp.
 Ataxophragmiidae
 Dogger-Malm
 Olypeina Jurassica
 Salpingorella annutala
 Kilianina sp.
 Kurnubia sp.
 Cladocoropsis sp.
 Malm
 Salpingoporella dinarica
 Pseudotextulariella
 Miliolidae
 Alt Kretase
 Bacinella irregularis
 Cuneolina sp.

(4) MTA Enstitüsü, Ankara.

(5) Laboratoire de Géologie Historique, Orsay.

(6) Laboratoire de Micropaléontologie Paris VI.

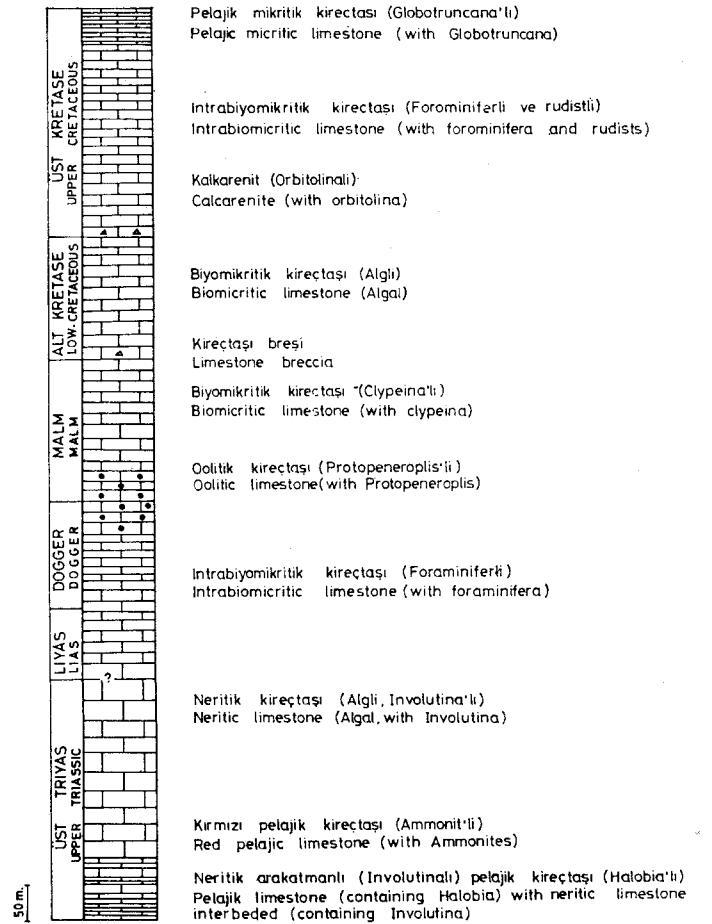
Orbitolina sp. Üst Kretase

Bazı yerlerde ise çoğun Olypeina Jurassica, **Gampbelliella** striata, **Thaumatoporella parvovesiculifera** Algaelerinden bir veya birkaçını içeren Üst Jura kireçtaşları üstüne sıvanma şeklin de **Globotruncana**'lı çok ince ve orta katmanlı mikritik kireçtaşlarının yersel olarak geldikleri görülür (şekil 6).

Sütçüler formasyonu yer yer uyumsuz ve Transgresif olarak Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı Güneyce ve Tortoniyen yaşlı Aksu Çayı formasyonlarıyla örtülmüştür.

Kapıkaya Kireçtaşı: Alt dokanak ilişkisi sarp falezler ve döküntü nedeniyle açıkça görülemezle birlikte topoğrafik olarak daima Güneyce formasyonunun üstünde bulunur. Olasılıkla teğetsel, stragrafik olmayan bir dokanak özelliği taşıdığı kanısındayız.

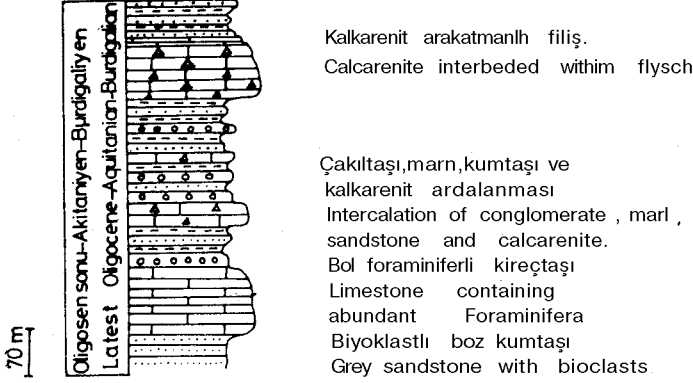
Beyaz, beyazımsı açık bej masif görümlü oldukça kristalize, karstik kireçtaşlarıdır. İnce yapılan daha çok intrabiyostratik dokulu, mikrofossiller çok fakirdirler. Kılavuz fosil bulunamayışından kesin yaşı saptanamamış, ancak konum ve fasiye benzerliğine dayanarak İsparta Akdağ, Korkuteli (Antalya) Domuz Dağ kireçtaşlarıyla (Brönniman ve



Şekil 6: Sütçüler formasyonunun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti

Figure 6: Generalized stratigraphic section of Sütçüler formation

Güneyce formasyonu
Güneyce formation



Şekil 7: Güneyce formasyonun genelleştirilmiş stratigrafik kesiti

Figure 7: Generalized stratigraphic section of Güneyce formation

diğerleri, 1970) deneştirilebileceği kanısındaız. Kapıkaya kireçtaşı transgresif olarak kalın Tortoniyen çakıltaşılarıyla örtülmüştür.

TERSİYER

Allokton Kapıkaya kireçtaşı dışında, allokton yada otokton olsun bütün diğer Mesozoyik seriler Alt Miyosen yaşlı Güneyce formasyonu ve daha sonra Kapıkaya kireçtaşı da dahil olmak üzere hepsi Üst Miyosen (Tortoniyen) yaşlı, 1500 m yi aşan bir kalınlığa sahip Aksu Çayı formasyonu ile transgresif olarak örtülmüştür.

Güneyce formasyonu: Bej kalkarenit, kum çimentolu denizel çakıltaşı, iri, çakmak ana taneli kumtaşı, kumlu kil ve marnlardan oluşur. Güneyce formasyonunun transgresif olarak Sütçüler formasyonu üstüne geldiği, kuzeydeki Bozburun Dağı'nda iyi görülür. Burada temeli oluşturan bej, beyazımsı bej masif Üst Jura-Alt kretase yaşlı kireçtaşı ana çakıllı çakıltaşıları gelir. Bunların değişik kalınlıkta kumtaşı, marn ve çakıltaşılarının izlediği, üste doğru kahverengi bej, zengin mikrofosilli, breşik, kalın katmanlı kireçtaşılarının geldiği görülür (şekil 7).

Çakıltaşılarının bazı çakıllarıyla kumtaşılarının taşınmış Nummulites içermesine karşın, kireçtaşıları Miogypsina sp., Amphistegina sp., Operculina sp., foraminiferleriyle Burdigaliyen yaşını verirler.

Diğer taraftan Çandır Köyü'nün güneydoğusundaki Söğüt Yaylasında Çandır ve Sütçüler formasyonlarıyla Ofiyolitik birimi transgresif olarak örten 60 m kalınlığında yersel bir tortul örtü saptanmıştır. Boz, iri polijenik, biyoklastlı kalın katmanlı 5-10 m lik bir kumtaşıyla başlayan bu seri üstte bej renkli kalkarenitlerle temsil edilmiştir. Altta kırıntılı fasiyesin daha çok mercanlar, ekinidler, lamellibranslar ve gastropodlar gibi makrofosiller içermesine karşın kireçtaşıları bol ve büyük foraminiferlidir: Eulepidina sp., Heterostegina sp., Miogypsina sp., Amphistegina sp., Pararo-

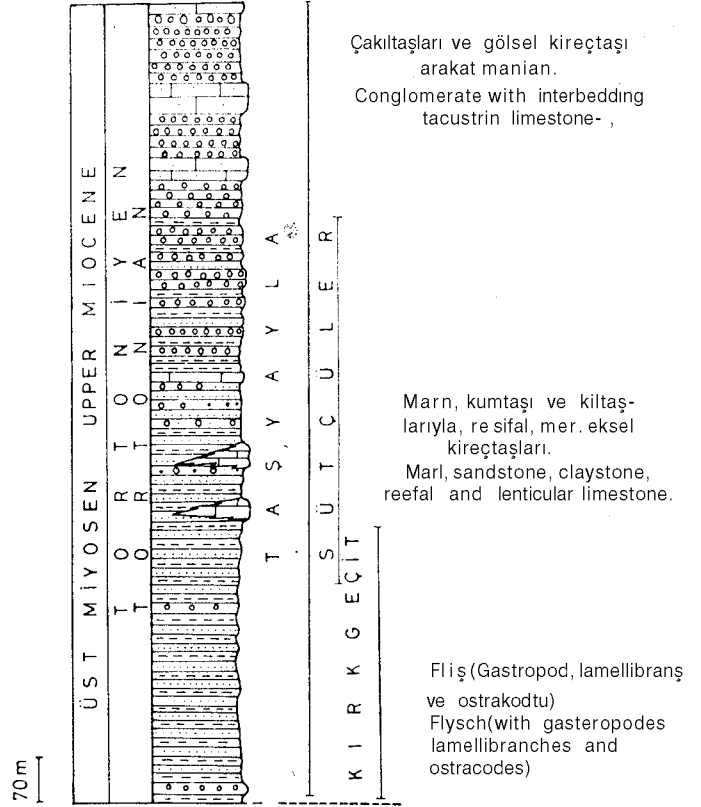
talia sp., Operculina sp., Lorenz⁷'in yapmış olduğu bu tanımlamalara ve Clypeaster sp.,yi tanımlayan Roman⁸'a göre Oli gosen sonu-Akitaniyen yaşlıdır.

Aksu Çayı Formasyonu: Geniş olarak Aksu Çayı boyunca kısmen de Sütçüler'in batısında görülür. 1500 m yi aşmayan bir kalınlığa sahip Aksu Çayı formasyonu Taşayla Köyü doğusunda en tipik örneğini verir. İyri yuvarlaklaşmış, polijenik, kötü boylanmış kalın katmanlı çakıltaşıları ve kumlu, marnlı, gösel kireçtaşı araseviyelerle temsil edilir. K den G ye doğru çakıltaşılarının yanall olarak filiş fasiyesine geçişi şeklinde görülür. Filiş yer yer denizel resifal fasiyesli mercekşel kireçtaşıları içerir (şekil 8). Çakıltaşılarının araseviyelerinden alınan marnlar içinde Erkan⁹ tarafından Cyprideis cf. torosa olarak tanımlanan bir ostrakod Tortoniyen yaşını vermiştir. Filiş içinde bolca lamellibrans ve gastropod bulunmuş, İnal⁹ ve Brebion¹⁰ tarafından gastropodlar aşağıdaki gibi tanımlanmıştır:

Conus (Dendroconus) betulloides (LKM.)
Cerithium vulgatum (Burg). Cf. var. taurominor (Sacco)
Turritella (Haustator) tricincta (Borsan)
Aporrhais uttingerianus (risso)
Strombus coronatus (Defr.)
Ahtleta ficulina (LKM.)
Tortoniyen

Aksu Çayı formasyonu

Aksu Çay formation



Şekil 8: Aksu Çayı formasyonunun genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 8: Generalized stratigraphic section of Aksu Çay formation

(7) Laboratoire de Micropaléontologie Paris VI.

(8) Museum National d'Histoire Naturelle Paris.

(9) MTA Enstitüsü, Ankara.

(10) Museum National d'Histoire Naturelle Paris.

VOLKANİZMA

İnceleme alanındaki Çandır formasyonu içinde çoğun kırıntılı kaya katmanlarıyla ardalı bazik denizaltı volkanitleri gözlenmiştir. Bunlar siyah, kahverengi akıntı lavları ve çoğunlukla bol amigdaloit kalsit içeren yastık lavlar şeklindedir.

Yersel olarak da yeşilimsi, kahverengi ayrılmış gevşek yapılı diabazik, bazaltik tüfler içlerine bazen kireçtaşı bloklarını da almış olarak görülür. Diğer taraftan Davras Dağı güneyi ile Sığırlık Köyü kuzeydoğusunda boz, bol mikali, 10-15 m lik bir tuf yüzlemesi Çandır formasyonunun Tersiyer birimleriyle stratigrafik olmayan dokanağında yer alır. Bu biotitli boz renkli tüfler Sarp¹¹ tarafından Bazanit olarak tanımlanmıştır. Isparta Çayı kenarındaki gibi olasılıkla Üst Miyosen veya daha genç oluşuklardır.

YAPISAL JEOLojİ

İnceleme alanı yaklaşık K-G eksenli değişik boy ve şiddetteki kıvrım yönlerine uygun bir dizi düşey ve bindirme faylarıyla çok kırıklı bir yapı sunmaktadır. Bu nedenle kıvrımlar fazla devamlılık göstermemekte, irili ufaklı sayısız faylarla kesilmiş ya da şariyaj ve bindirmeler altında kısmen kaybolmuşlardır.

Çandır formasyonu içindeki çakmaklı, mikritik kireçtaşlarında yersel, bakışsız şiddetli kıvrımlara rastlanır. Aynı şekilde Davras kireçtaşlarında da Kovada I santrali yakınında Çandır formasyonu altına dalan benzer kıvrımlar görülür.

FAYLAR

Düşey ve normal faylar inceleme sahasında hemen daima yaklaşık K-G doğrultusunda görülür. En önemlileri Kovada grabeninin batı kenarı fayları, Orta Tepe, Karadağ, Yolaşangediği, Arapçukuru ve Katrançukuru faylarıyla Burunca sırtında birkaç km güneyde görülen büyükçe fay aynasıdır.

Kovada grabeni, yakınındaki Aksu Çayı formasyonunun bazı yüzeylerinin de etkilenmesinden anlaşılacağı gibi, Miyosen sonrası oluşmuş bir çukurluktur. Kovada grabeninin K-G yönündeki uzanımı doğu ve batı kenarında Kovada Gölü'nden Eğridir Gölü'ne kadar uzanan düşey ve normal faylarla sınırlanmıştır. Bunlara bağlı olarak özellikle Kovada Gölü'nün batısındaki Davras kireçtaşında iyi görülen K-G doğrultulu düşey basamak faylar oluşmuştur.

Burunca sırtının yaklaşık 2 km GGD sında 0/50 D doğrultulu 10 m uzunluğunda güzel bir fay aynası 115/47 ve 145/35 eğim yönlü striler, kertikler ve demir milonitleriyle Çandır formasyonunu Sütçüler formasyonundan ayırır.

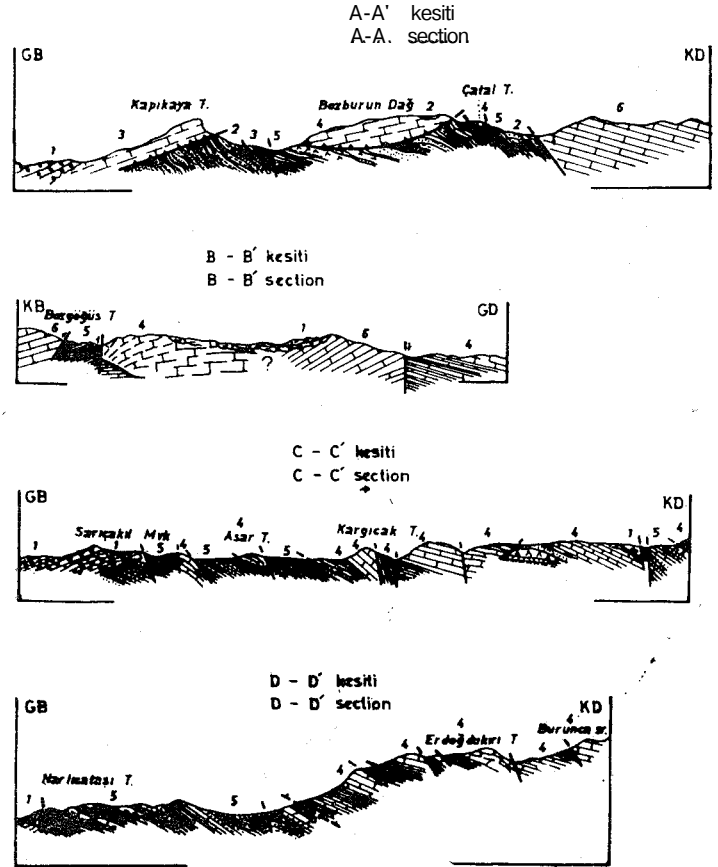
Davras Dağı'nın Çandır formasyonu ile güney dokanağında Davras kireçtaşının güneye doğru bindirdiği bir ters fay bulunur. Topografyadan varlığı saptandığı gibi, Güneyce ve Çandır formasyonlarına bindirmesi de bunu kanıtlar.

Aksu fayı Çukur Köyü'nün birkaç km güneyinden başlar ve Aksu Çayı formasyonunun doğu sınırı boyunca uzanır. Çakıtaşı katmanlarının Çandır formasyonu ile olan dokanağında dik ve hatta az çok devrik bir durum almalarıyla kendini gösterir. Sütçüler batısında da aynı durum görülür.

Hemen bütün inceleme alanında Çandır formasyonu üstünde yer alan birimlerin alt dokanak özellikleri ne olursa olsun, üst dokanaklarında doğudan gelen itilme hareketinin etkisi altında ekaylar oluşmuştur (şekil 9).

KÜPLER VE TEKTONİK PENCERELER

Küpler en iyi olarak Çandır vadisinde ve Davras Dağı'nın güneyinde görülür. Kuzeyde Kapıkaya Tepe'si ile Bozburun Dağı (şekil 10), orta kesimde Karadağ, güneyde Balama Tepe'si, Akkaya Tepe'si, Kesmeli Tepe, Kapıkaya Te-

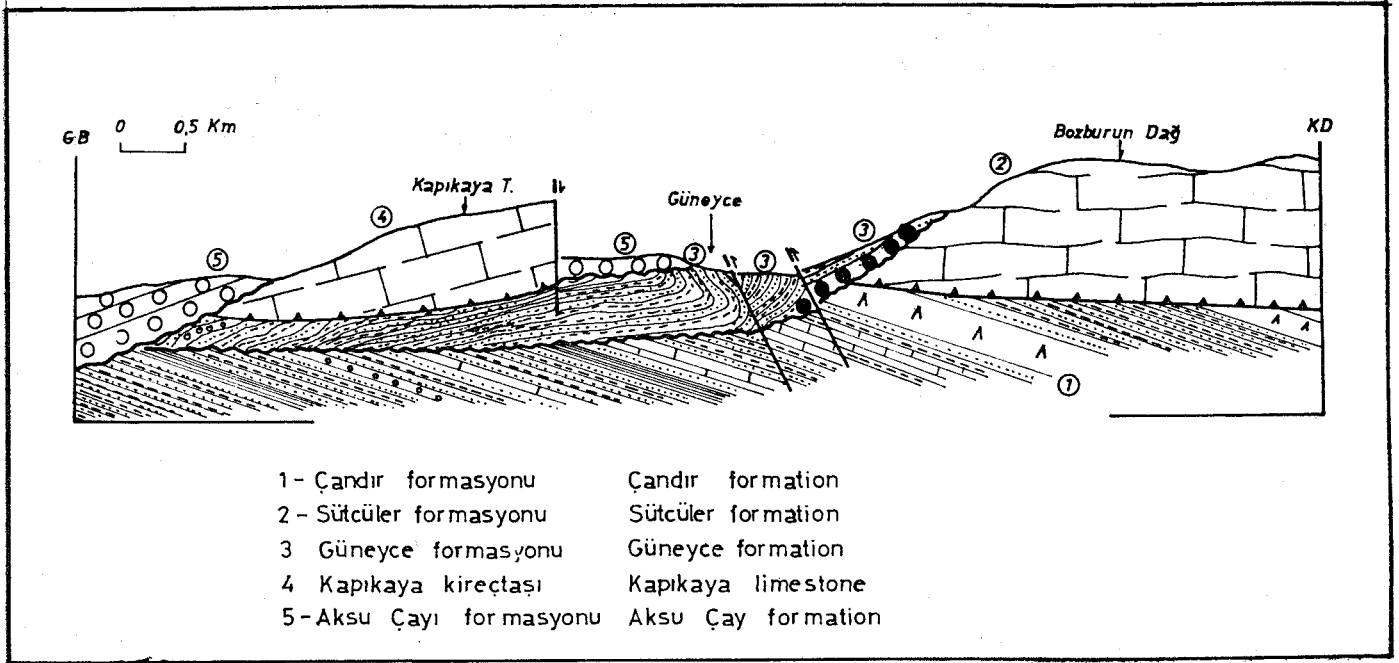
AÇIKLAMA
EXPLANATION

- | | |
|-----------------------------------------------|----------------------------------------------|
| 1- Aksu Çayı formasyonu
Aksu Çay formation | 4- Sütçüler formasyonu
Sütçüler formation |
| 2- Güneyce formasyonu
Güneyce formation | 5- Çandır formasyonu
Çandır formation |
| 3- Kapıkaya kireçtaşı
Kapıkaya limestone | 6- Davras kireçtaşı
Davras limestone |

Şekil 9: İnceleme alanının yapısal durumunu gösterir kesitler.

Figure 9: The sections showing of the structural position of investigated area.

(11) Département de mine>alogie, Cenevre.



Şekil 10: Güneyce yöresinin şematik kesiti

Figure 10: Schematic section of Güneyce locality

pe'si (Sazak Dağı) en belli başlılardır. Doğuya doğru uzunca şekilli klipler bir taraftan Çandır formasyonu üzerine gelirken, diğer taraftan doğu dokanıkları aynı formasyonun bindirmesine uğramıştır. Örneğin: Sabadan Tepe, Asar Tepe vb.

Bunları çevredeki diğer birimlerle deneyerek kuzeydeki Kapıkaya kireçtaşını Likya naplarına (Brunn ve diğerleri, 1971), diğer allokon oluşukları ise Antalya naplarına katmayı uygun bulduk.

Çandır formasyonu Kovada Gölü'nün güneybatısında Davras kireçtaşlarının üzerine şariye bir durumdadır. Burada radyolaritli, kırıntılı ve oldukça bozulmuş fasiyeslerle kendini gösteren Çandır formasyonu, Davras kireçtaşının Maastrichtiyen yaşlı ince katmanları üzerinde durmaktadır.

Diğer bir deyişle Davras kireçtaşı katmanları ortalama 30°lik bir eğimle güneye Çandır formasyonunun altına dalmıştır.

Yapısal pencereler Çandır formasyonunun Sütçüler formasyonu altında yüzeylediği değişik boy ve şekildeki çukurluklar halinde görülür. En önemlilerinden biri Sarımehter'de bulunur. Burada bitkili kumtaşları, marnlar ve birkaç Halobia'lı kireçtaşı katmanıyla daha geniş olarak bazaltik akıntı lavları ve yastık lavları yer alır. Bunu çepeçevre Sütçüler formasyonuna ait kireçtaşı falezleri yüksekçe bir durumda kuşatır.

Çukur Köyü'nün kuzeyindeki pencereler içindeki siliko-Detritik ofiyolitik yüzeylemeler tanımlanmış melanj görünümündedir.

BÖLGENİN JEOLJİK EVRİMİ

İnceleme alanındaki ilk önemli hareket Senoniyen sonunda olmuştur. Çandır formasyonu otokton/paraoton

Maastrichtiyen yaşlı Davras kireçtaşı üstüne şariye olmuştur. Çandır formasyonu daha sonra allokon Sütçüler formasyonu tarafından klipler şeklinde örtülmüştür. Çandır formasyonunun yerleşmesine neden olan ilk hareket olasılıkla Üst Kretase sonundaki Anadolu fazını temsil eder (Parajas, 1943).

Çandır formasyonu Körsarnıç Deresi tabanında 5-10 m lik Üst permien yaşlı boz, koyu renkli bir kireçtaşı içerir. Olasılıkla düşey hareketler sonucu ortaya çıkmış bu yerel *Globivalvulina graeca*, *Codono-fusiella*, *Dagmarita chanakchiensis* *Agathammina pusilla* vb. foraminiferlere göre Üst Mürgabiyeen yaşını verir.

Çandır formasyonunun kırıntılı fasiyeslerine göre kıtadan uzak veya yakın denizel bir tortullaşma havzasının varlığı, kırıntılı fasiyeslerle, mikritik, çakmak yumrulu kireçtaşları ve radyolaritlerin ardışıklığından pelajik denizel ortam koşullarının bölgede hakim olduğu anlaşılır. Radyolaritler değişik derinliklerde, asit sularda (pH 5) oluşabilir. Olasılıkla radyolaritler için gerekli silis bazik denizaltı volkanizması sonucu ortaya çıkmıştır.

Orta-Üst Jura tortul örtüsü oolitle, pelletli, intraklastlı kireçtaşından oluşmuştur. Bu zamanda çok belirgin bir derinlik azalmasıyla neritik depolanma havzası meydana gelmiştir.

İnce Üst Kretase örtüsü marnlı mikritik kireçtaşları aşınma konilerinden gelen karasal kırıntılılarıyla pelajik bir denizel ortamı gösterir. Bu ilk hareketten sonra Sütçüler formasyonunun Çandır formasyonu ile dokanağında peridotitlerin yüzeylediği, hepsinin de Oligosen sonu Akitaniyen transgresyonuyla örtüldüğü saptanmıştır. Burada Üst Eosen fazının rol oynadığı anlaşılmıştır.

Sütçüler formasyonuna ait bütün karbonatlı fasiyeler aynı tip neritik ortamı, yalnız Kampaniyen-Maastrichtiyen yaşlı ince katmalı mikritik kireçtaşı örtüsü pelajik ortamı yansıtır.

Güneyce formasyonu kalın katmanlı çakıltaşları, iri kumtaşları, marn ve kırıntılı kireçtaşlarıyla az derin neritik, çalkantılı mercan fosilleri kapsamında da sıcak bir denizel ortamın inceleme alanındaki varlığını kanıtlar.

Akitaniyen transgresyonunu izleyen Burdigaliyen sonu ile Tortoniyen arasına Likya naplarından Kapıkaya kireçtaşı tektonik Güneyce formasyonu üzerine yerleşir. Bu da Likya fazı olarak isimlendirilmiştir.

Aksu Çayı formasyonunun kalın çakıltaşı serisi içinde arakatmanlar halinde filiş ve gösel kireçtaşları bulunur. Çakıltaşı ile filisin özellikle yanale geçiş kuşağında yer yer merceksel resifal kireçtaşları oluşmuştur. Aksu Çayı formasyonu için bol karasal malzemenin hızla doldurduğu, az derin ve tabanı devamlı çöken geniş bir havza söz konusudur. Çakıltaşlarının oluşturduğu kıta platformu bazen hafifçe yükselmiş bazen de sığ göllerle kaplanmıştır. Önceki bütün serileri transgresif olarak örten Aksu Çayı formasyonu Tortoniyen sonrası bir tektonik fazın etkisinde kalmış yaklaşık K-G doğrultulu ve hemen bütün inceleme alanında görülen doğudan gelen itilmelerin izlerini taşır. Bu faz daha önce "Aksu fazı" olarak isimlendirilmiştir (Poisson, 1974) (şekil 11).

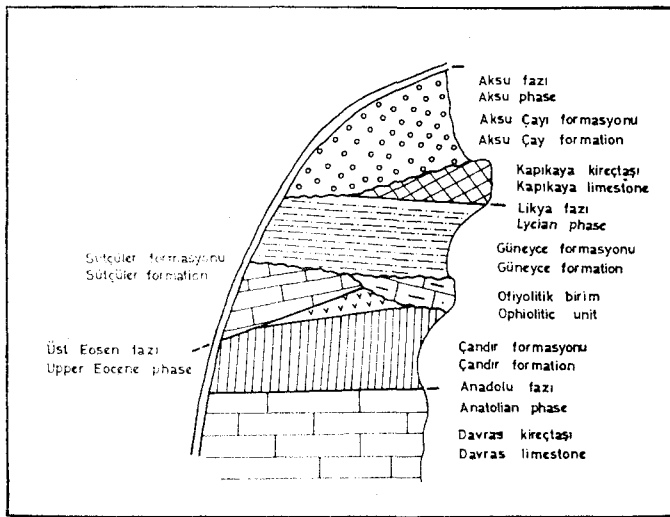
SONUÇLAR

İnceleme alanında:

1 — Tabanda paraotokton konumlu Davras kireçtaşı ve

bunun üzerinde allohton olarak Çandır ve Sütçüler formasyonunun yer aldığı,

2 — Çandır formasyonunun, Ofiyolitik birimin ve Sütçüler formasyonunun Oligosen sonunda Akitaniyen tortul örtüyle örtüldüğü (Antalya baseninde ilk defa bu sahada görülmüştür). Akitaniyen-Burdigaliyen trans-



Şekil 11: İnceleme alanındaki tektonik fazlar

Figure 11: The tectonic phases of investigated area

gresyonunun Çandır ve Sütçüler formasyonlarını aynı şekilde örttüğü,

- 3 — Burdigaliyen yaşlı Güneyce formasyonunun üstüne Likya naplarına ait Kapıkaya kireçtaşının geldiği ve Tortoniyen yaşlı Aksu Çayı formasyonu ile transgresif olarak örtüldüğü,
- 4 — Aksu Çayı formasyonunun bütün önceki birlikleri transgresif olarak örttüğü,
- 5 — Aksu Çayı da içerisinde olmak üzere bütün serilerde doğudan gelen hareketlerinin etkisiyle ters fay ve bindirmelerin meydana geldiği; olasılıkla Pliyosen sonlarına doğru gerileme hareketleri sonucu olarak da yer yer normal ve gravite faylarının olduğu saptanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allasinaz, A., Gutnic, M. ve Poisson, A., 1974, La formation de l'Ispar-ta Çay: Calcaires à Halobies, grès à plantes et radiolarites d'âge Carnien (?) - Norien (Taurides-Région d'Ispar-ta-Turquie). "Die stratigraphie der alpin-Mediterranen Trias". Symposium Wien (Mai 1973).
- Altınlı, E., 1944, Etude stratigraphique de la region d'Antalya. Rev. Pac. Sci. Univ. Istanbul, s'er. B, V, 9, no. 3.
- Altınlı, E., 1945, Etude tectonique de la region d'Antalya. Rev. Fac. 5 ci. Univ. Istanbul. Ser. B, V, 10, no. 1.
- Bernouilli, D., De Graciansky, P., Ch., Monod, O., 1974 The extension of the Lycian Nappes (SW Turkey) in to the Southern Aegean Islands. Eclogae Geologicae Helvetiae, 67, 1, 39-90.
- Bignot, G., ve Poisson, A., 1974, Le Cénomaniyen du flane du Katran Dağ (= Sam Dağ) près d'Antalya (Turquie). Reprinted from "Bull. of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey" 82 Ankara.
- Bizon, G., Biju-Duval, B., Letouzey, X., Monod, O., Poisson, A., özer, B. ve Öztüner, E., 1974, Nouvelles precisions stratigraphiques concernant les bassins Tertiaires du Sud de la Turquie (An-talya, Mut, Adana.). Revue de l'Institut Francais du Pétrole, 1, 3, 305-325.
- Blumenthal, M.M., 1951, Batı Toroslar'da Alanya ard ülkesinde jeolojik araştırmalar. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, no, 5, 1945.
- Blumenthal, M.M., 1963, Le systeme structural du Taurus Sud-Anatolien, Livre à la, Mémoire du Prof. P. Fallois: Mem. h-sér, Soc. Géol. de France, 11, 611-622.
- Brunn, J.H. Dumont, J.F., Graciansky, P. ch. de, Gutnic, M., Juteau, Th., Marcoux, J. Monad, O. ve Poisson, A., 1971. Outline of the western Taurides. Geology and History of Turkey: Petroleum exploration Society of Libya. Tripoli, 225-255.
- Brunn, J.H., 1974, Le problème de l'origine des nappes et de leurs translations dans les Taurides occidentales. Extrait du Bull. Soc. Géol. Fr. (7). XVI. no. 2.
- Collignon, M., Guerin-franiatta, Sb. Gutnic, M., et Juteau, Th., 1970 Découverte de Trias supérieur fossilifère a Ammonites dans la région d'Eğridir (Sud-Est du Taurus de pisidie, Turquie) C.R. Acad. Sc. 270, 2244-2252.
- Dumint, J.F., Gutnic, M., Marcoux, X., Monod, O., Poisson, A., 1972, Le Trias des Taurides occidentales. Définition du bassin pamp-hylien. Un nouveau domaine à ophiolites a la marge externe de la chaine taurique (Turquie) Z. Detsch. Geol. Ges. Band 123, 385-409. Vortrag gehalten auf dem 4 Agais symposium vom 28 bas 30.1.1972 in Hannover.
- Dumont, J.F. ve Kerey, E., 1975, Eğridir Gölü güneyinin jeolojik özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu 29. Bilimsel ve Teknik Kurultayı.
- De Graciansky, P. eh. 1972, Recherches géologiques dans le Taurus Iycien (Turquie). Thèse d'Etat, Univ. Paris-sud, Centre d'Orsay.

- Gutnic, M., et Poisson, A., 1970, Un dispositif remarquable des chaînes Tauriques dans le sud de la courbure d'Isparta (Turquie). C.R. Acad. Sc. Paris, 270, 672-675.
- Gutnic, M., et Juteau, Th., 1973, Un exemple de coulées volcaniques sous-Marines d'âge jurassique dans le Taurus de Pisidie, environnement sédimentaire, spilitisation des pillowlavas de Balçıkhisar (Turquie). Sci. Terre, XVIII (2), 115-141.
- Juteau, Th., 1970, Petrogènes des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). Leur liaison avec une phase d'expansion océanique au Trias supérieur. Sci. Terre 15, (3), 265-288.
- Juteau, Th. et Marcoux, J., 1973, Un exemple de volcanisme sous-marin au Trias supérieur le strato-volcan du Kara Dere Çalbalı Dağ (Ophiolites des nappes d'Antalya-Taurides occidentales-Turquie). Reun. Ann. des Sciences de la Terre, Paris.
- Juteau Th., 1974, Les ophiolites de la nappe d'Antalya. Thèse d'Etat, Nancy France.
- Lefèvre, R., et Marcoux, J. 1970, Schéma structural et esquisse stratigraphique des nappes d'Antalya dans leur segment sud-occidental (Taurus lycien, Turquie). C.R. Acad. Sc. Paris, sér. D, 271-287.
- Marcoux, J., et Poisson, A., 1972, Une nouvelle unité structurale majeure dans les nappes d'Antalya: la nappe inférieure et ses séries Mésozoïques radiolaritiques (Taurides occidentales, Turquie). C.R. Acad.Sc. Paris, sér. D. 655-658.
- Marcoux, J., 1974, "Alpine type" Triassic of the Upper, Antalya nappe (Western Taurids Turquie). Die stratigraphie der alpin mediterranean Trias. Symposium Wien, Mai 1973.
- Marcoux, J., 1975, Le séries Triasiques des nappes a radolarites, et ophiolites d'Antalya (Turquie): homologie et signification probable. Ve Colloque sur la géologie des régions Egennes, Orsay, France.
- Monod, O., Marcoux, J., et Dumont, J.F., 1974, Le domaine d'Antalya témoin de la fracturation de la plateforme africaine au cours du Trias. Extrait du Bull. Soc. Géol. France (7) XVI, no. 2, 116-125.
- Monod, O., 1975, La courbure d'Isparta, une mosaïque de blocs autochtones rurmontés de nappes composites a l'extrémité de l'arc Dinaro-Taurique. Ve Colloque sur la géologie des régions egéennes. Orsay, France.
- Monod, O., 1977, Recherches géologiques dans le Taurus occidental an Sun de Beyşehir (Turquie). Thèse d'Etat,, Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay France.
- Özgül, N., 1969, Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi. T.J.K. Bülteni, 14, no. 1.
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. T.J.K. Bülteni, 19, 65-78, Ankara.
- Parejas, E., 1942, Sandıklı, Dinar, Burdur, Isparta ve Eğridir bölgelerinde yapılan jeolojik löveler hakkında rapor. M.T.A. Rap. no. 1390, Ankara.
- Poisson, A., 1974, Préssanee de Jurassique et de Crétacé inférieur à faciés de type plateforme dans l'autochtone Lycien près d'Antalya (massif des Beydağları, Turquie). C.R. Acad. Sc. Paris., t. 278, sér. D. 835-838.
- Poisson, A. et Poignant, A.F., 1974 La formation de Karabayır, base de la transgression Miocène dans la région de Korkuteli (Turquie). Bull. of the Min. Res. and Expl. Inst. of Turkey, no. 82, 67-71, Ankara.
- Poisson, A., 1976, Assai d'interprétation d'une transversale Korkuteli Denizli (Taurus Ouest anatolien-Turquie), Bull. Soc. géol. France. (7) t. XVII, no. 2, 499-509.
- Ricou, L., E., Argyriadis, I. et Lefèvre, R., 1974, Proposition d'une origine pour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taurides occidentales, Turquie). Extrait du Bull. Soc. géol. France. (7), XVI, no. 2, 107-111.
- Sarp, H., 1976, Etude géologique et minéralogique du cortège ophiolitique de la region situ" e au Nord-Ouest de Yeşilova (Burdur-Turquie). Thèse Univ. de Genève. Fac. des Sciences, Dept. de minéralogie.

Toroslarda, Aladağların Yapısal Evrimi

Structural Evolution of Aladağ Mountains in Taurus Belt.

Okan TEKELİ, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Aladağların yapısal evriminde üç farklı dönem etkin olmuştur. Bunlardan birincisi Üst Triyas-Alt Kretase zaman aralığını kapsayan duraylı kıta kenarı dönemidir. İkincisi ise Senoniyen'de, kıta kenarının bozulmasını ve ilk ofiyolit yerleşmesini kapsayan dönemdir. Bu dönemde kıta kenarı blok faylanması uğrayarak çökmüş ve şelf ortamına ait platform tipi karbonatlar üzerinde gelişen Senoniyen havzasına çökme yoluyla ilk ofiyolit malzemesi yerleşerek ofiyolitli melanjı oluşturmuştur. Üçüncü dönem ise Maestrihtiyen'de gerçekleşen kıta kenarının naplanması ve peridotit napının yerleşmesi olaylarını kapsar. Maestrihtiyen'de Senoniyen havzası kompresyonel stress etkisiyle sıkışmış ve temeli ile birlikte naplı bir yapı kazanmıştır. Bunların da üzerine Aladağ peridotit napı ve bunun tabanında yeralan metamorfik dilim yerleşmiştir.

ABSTRACT: Three different periods were effective in the Evolution of Aladağ Mountains. The first one is the stable continental margin period which occurred from Upper to Lower Cretaceous. The second period includes the distraction of continental margin and the first emplacement of ophiolites. During this phase continental margin was subsided due to block faulting and Senonian basin was developed on the platform type of carbonates of the shelf environment. The first emplacement of ophiolitic material was deposited in this basin to form an ophiolitic melange. The third period includes the deformation of continental margin and emplacement of peridotite nappe in Maastrichtian. During this time, Senonian basin was squeezed up by compressional stress and together with the basement it gained a complicated structure with several nappes. On top of these, Aladağ peridotite nappe and the metamorphic sheet, which occurs on the bottom of the Aladağ peridotite, were emplacement.

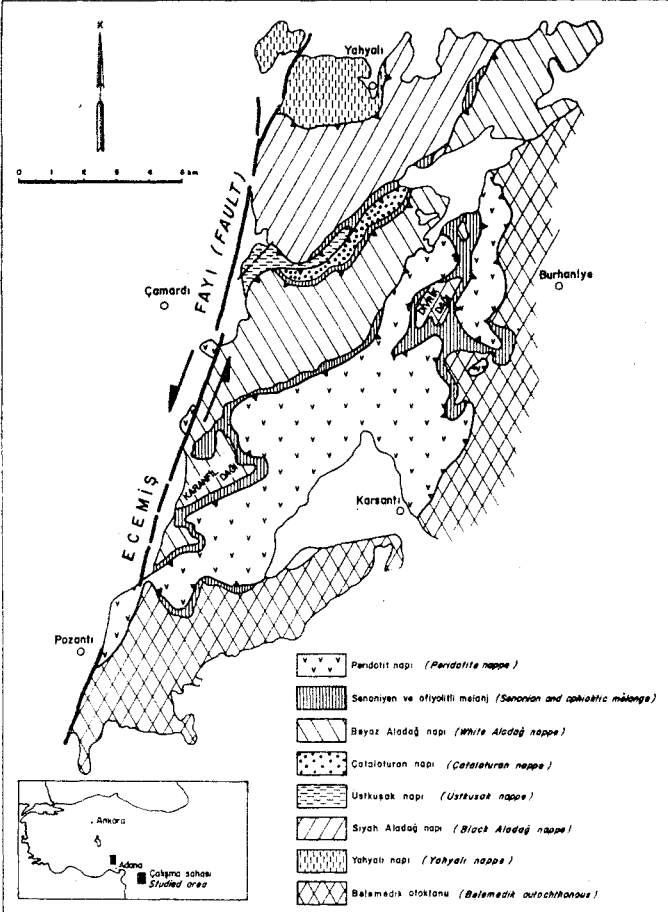
GİRİŞ

Üst Devoniyen-Orta Kretase zaman aralığını kapsayan karbonat çökellerinin ve ofiyolitlerin yaygın olduğu Aladağlar'da (şekil 1) naplı bir yapının varlığı ilk defa Blumenthal (1952) ve Metz (1956) tarafından genel çizgileriyle ortaya konmuştur. Ricou ve diğerleri (1975) Toroslar'da tektonik pencereler biçiminde yüzeyleyen kireçtaşı eksenin Arap-Afrika levhasının uzantısı olduğunu ve bunların metamorfik ve ofiyolit naplarıyla örtüldüğünü belirtir. Özgül (1976), Toros Kuşağını birlik kavramıyla tektono-stratigrafik birimlere ayırarak ortaya koyduğu sentezde Aladağlar'da: Bolkardağı, Aladağ, Bozkır ve Geyikdağı olmak üzere farklı birlikler ayırt etmiştir.

Bu çalışma ise, Aladağlar'da kıta kenarı çökeltme ortamı özellikleri taşıyan karbonat istifleriyle ofiyolitlerin ilişkilerini açıklayarak, Toroslar'da dağoluşum olayına "ofiyolit yerleşmesi" ve "kıta kenarlarının bozulması" kavramlarıyla yaklaşım sağlamak amacıyla yapılmıştır.

YAPISAL EVRİM

Aladağlar'm yapısal evriminde üç farklı dönem etkin olmuştur. Bunlar sırasıyla, (1) Üst Triyas-Alt Kretase zaman aralığını kapsayan duraylı kıta kenarı dönemi; (2) Senoniyen'de kıta kenarının bozulması ve ilk ofiyolit yerleşmesini



Şekil 1: Aladağlar'ın yapısal haritası.

Figure 1: Structural map of Aladağ Mountains.

kapsayan dönem; (3) Maestrihtiyen'de allohton ofiyolit naplarının yerleşmesiyle ve kıta kenarının naplanmasıyla sonuçlanan dağoluşum dönemidir.

DURAYLI KİTA KENARI DÖNEMİ

Toros dağoluşum kuşağında yer alan Kambriyen'den Maestrihtiyen'e kadar uzanan istiflerin Paleozoyik-Alt Mesozoyik bölümlerinin, Arap levhası otokton istifleriyle olan benzerlikleri birçok çalışmada vurgulanmıştır (Argyriadis, 1974; Belov, 1973; Ricou ve diğerleri, 1975). Toros kuşağında yer alan Mesozoyik yaşta kıta kenarı çökeltme ortamı özellikleri taşıyan istiflerin, Tetis okyanusunun Arap-Afrika kıtasına ait bir temel üzerinde yer aldıkları ve Tetis okyanusunun Arap-Afrika kıtası ile olan ilişkilerinin duraylı kıta kenarı koşullarını yansıttığı yaygın benimsenmiş görüşlerdir (Gass ve diğerleri, 1975; Stonoley, 1975; Ricou ve diğerleri, 1975). Bu sonuç Arap-Afrika kıtası üzerinde ada yayı volkanizmasının ve duraysız kıta kenarı çökeltme ortamı koşullarını yansıtan istiflerin bulunmamasından çikarsanmaktadır.

Tetis'in doğu Akdeniz bölümünde deniz tabanı yayılması koşullarına en geç Üst Triyas'da ulaşıldığı bazı araştırmalarla ortaya konmuştur. (Glennie ve diğerleri, 1974; Stonoley, 1975; Marcoux, 1978).

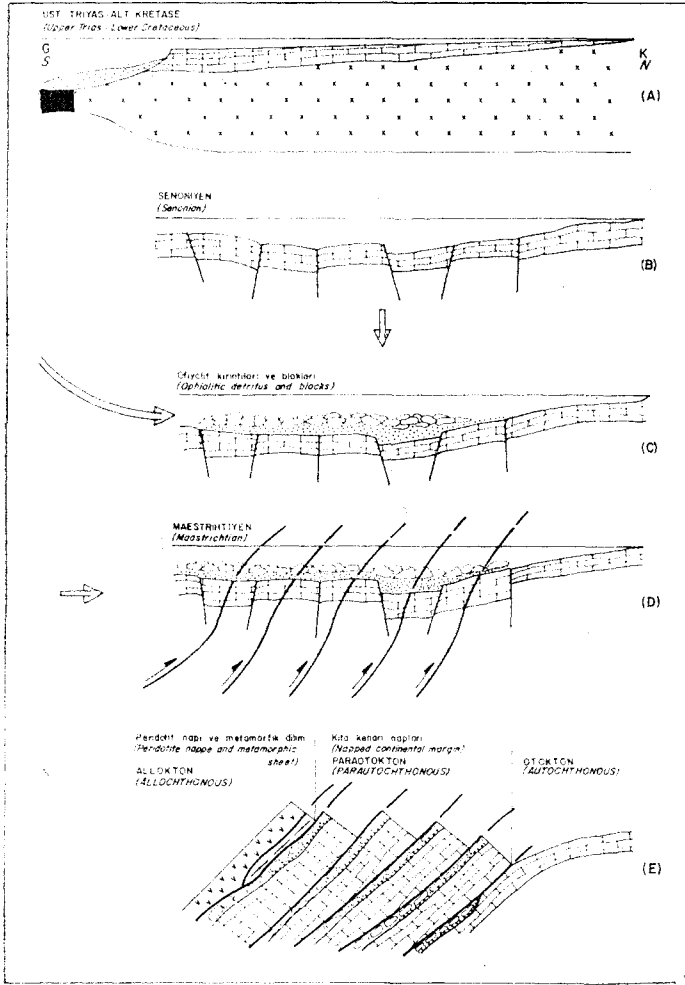
Tüm bu sonuçlardan hareket ederek Tetis'in doğu Akdeniz bölümünde Tetis okyanusu ile Arap-Afrika kıtası arasında duraylı kıta kenarı koşullarının yansıtan ilişkilerin bulunduğu ve Toros dağoluşum kuşağının da Üst Triyas'tan itibaren bu ilişkileri yansıttığı söylenebilir (şekil 2A).

KİTA KENARININ BOZULMASI VE İLK OFİYOLİT YERLEŞMESİ DÖNEMİ

Senoniyede Aladağlar'da duraylı kıta kenarı koşullarının bozulduğunu yansıtan olaylar saptanmıştır. Üst Triyas-Alt Kretase zaman aralığını kapsayan şelf ortamına ait karbonat platformu, Senoniyen'de blok faylanmasına uğrayarak çökmüştür (şekil 2B). Platform üzerinde gelişen Senoniyen havzasına da ilk ofiyolit malzemesi çökeltme yoluyla yerleşerek Aladağ ofiyolitik melanjını oluşturmuştur. Senoniyen havzasına bol oranda ofiyolit malzemesinin taşınması bir taraftan, platformun blok faylanmasına uğrayarak çökmesini, diğer taraftan da okyanus kabuğunun ve üst mantonun herhangi bir nedenle yükselmiş olmasını gerektirmektedir. Bu çalışmada, kıta kenarının bozulmasına ve Senoniyen havzının gelişmesine neden olan olayların neler olabileceği konusunda kesin bir sonuca ulaşılamamıştır. Ofiyolitlerin kıta kenarlarına yerleşmesi konusuyla ilgili bu sorun, Alp-Himalaya dağoluşum kuşağında önemli bir tartışma konusudur. Görüşleri iki grupta toplamak olasıdır.

Bir grup araştırmacılar ofiyolit yerleşmesini okyanus kabuğunun ve üst mantonun kıta kenarına yakın bir yerde diyapirik yükselmesine bağlamaktadırlar (şekil 3; (A) Gass ve diğerleri, 1975; (B) Stonoley, 1975). Bu modele göre Aladağ Senoniyen havzası kısmen okyanus kabuğu kısmen de kıta kenarı (şekil 3A) veya bütünüyle kıta kenarı üzerinde gelişen bir havzaya karşılık gelmektedir (şekil 3B).

Diğer bir grup araştırmacılar ise ofiyolit yerleşmesini yakınsayan levha hareketlerine bağlamakta ve ofiyolitlerin kıta kenarlarına bu olaya bağlı olarak tektonik yoldan yer-



Şekil 2: Üst Triyas-Maastrichtian zaman aralığında Aladağlar'ın yapısal evrimi.

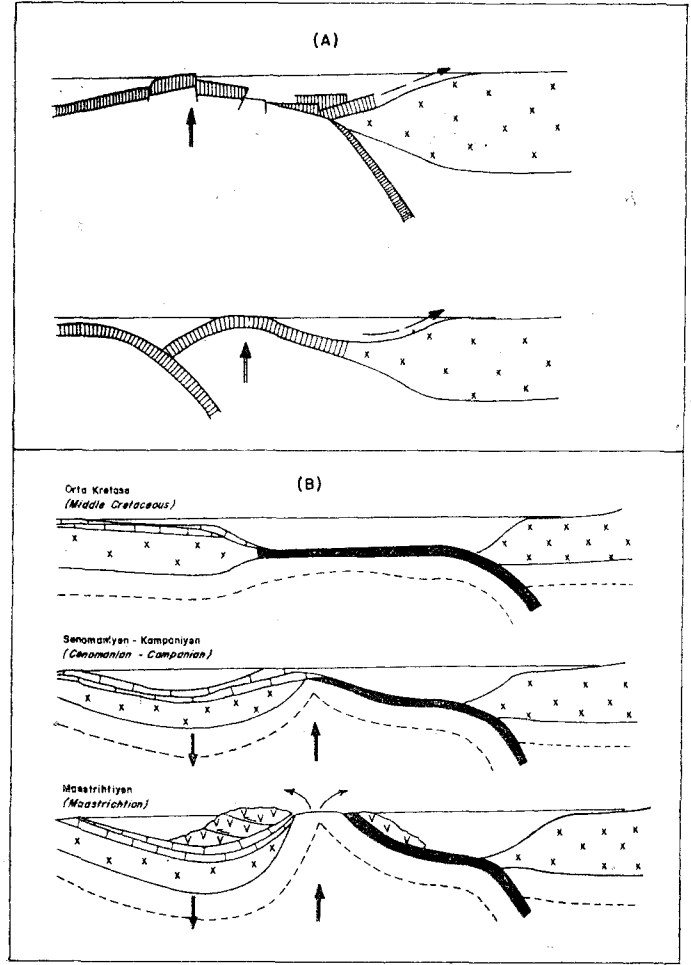
Figure 2: The structural evolution of Aladağ Mountain within Upper Trias-Maastrichtian time range.

leştğini belirtmektedirler (Coleman, 1971; Dewey ve Bird, 1971). Bu olay ofiyolit üzerlemesi (obduction) olarak adlandırılmıştır (Coleman, 1971; Dewey, 1976). Ofiyolit üzerlemesi sırasında eski kıta şelfi üzerinde, üzerleyen ofiyolit dilimi ile kıta arasında eksojeosenklinal olarak adlandırılan bir havza gelişmekte ve bu havzaya fliş ve melanj nitelikte ofiyolit malzemesi yerleşmektedir (şekil 4). Bu modelde Aladağ Senoniyen havzası, eksojeosenklinal havzaya karşılık gelmektedir.

Bu iki olasılıktan hangisinin Aladağ için geçerli olabileceğini kesin olarak belirtme olanağı yoktur. Ancak bu sorun Aladağları da içine alan daha geniş bir alanı kapsayacak biçimde ele alındığında bir sonuca ulaşmak olasıdır.

DAĞOLUŞUM DÖNEMİ

Maastrichtian'e ulaşıldığında, Senoniyen havzası kompresyonel bir stress altında sıkışmış ve temelin derinliklerine kadar uzanan tektonik yüzeyler boyunca yatay taşınmaları yansıtan naplı bir yapı kazanılmıştır. Bunların da üzerine



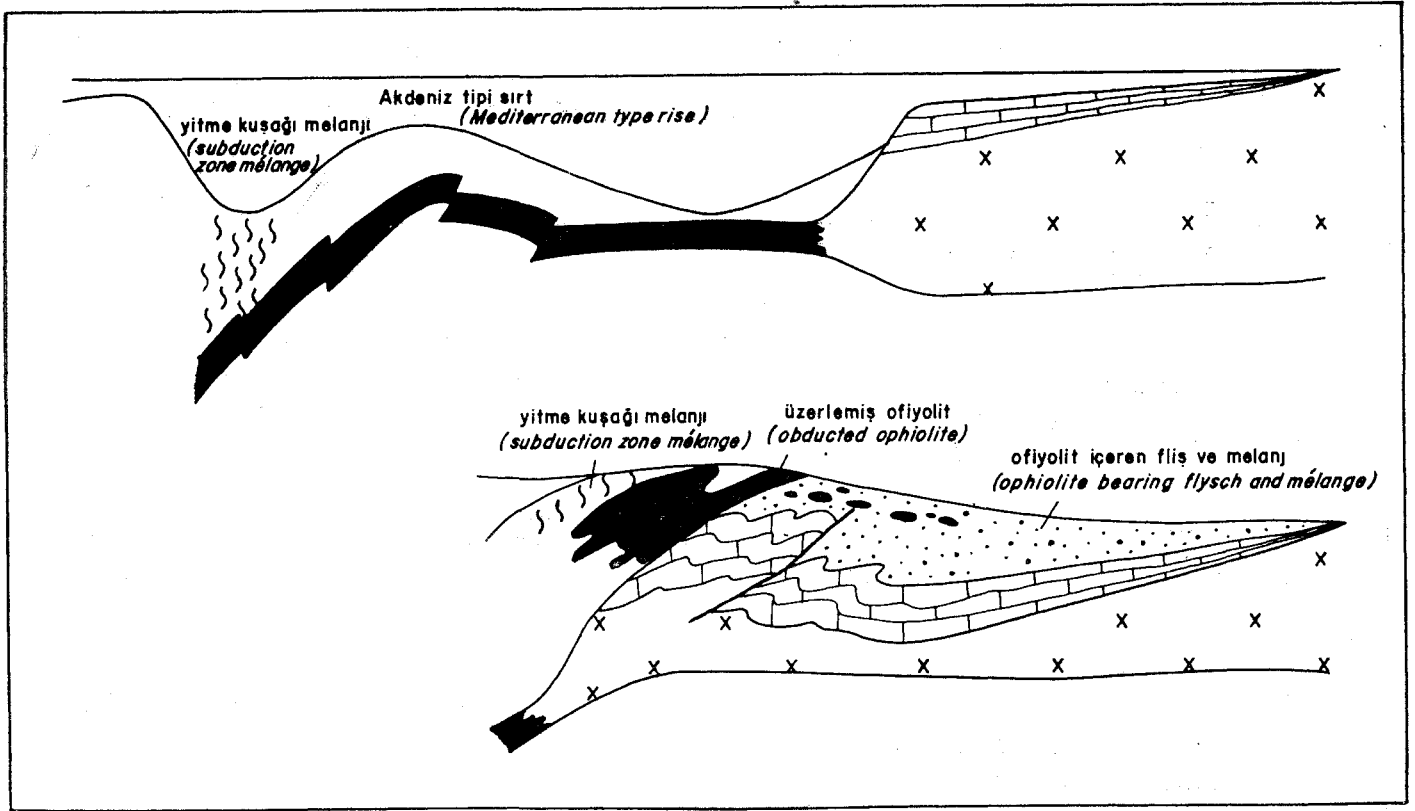
Şekil 3: Üst mantonun ve okyanus kabusunun diyapirik yükselmeye bağlı olarak gerçekleşen ofiyolit yerleşmesi modelleri (A: Gass et. all., 1975; B: Stonoley, 1975).

Figure 3: Ophiolite emplacement models related to the diapiric rise of the oceanic crust and the upper mantle (A: Gass et. all., 1975; B: Stonoley, 1975).

üst manto parçaları olan Aladağ peridotit napı ve altında yeralan metamorfik dilim yerleşmiştir (şekil 2C, D).

Bu olay sonucu ilksel ortamlarına göre konumları farklı tektonostratigrafik birimler gelişmiştir. Bunlar allokton, paraotokton ve otokton olarak üç guruba ayrılır. En üst tektonik katı oluşturan allokton birimler metamorfik dilim ve peridotit napıdır. Bunların altında paraotokton konumlu eski kıta kenarının farklı bölümlerini yansıtan naplar yer alır. Bunlar Aladağlar'da kuzeyden güneye doğru Yahyalı, Siyah Aladağ, Üst Kuşak, Çataloturan ve Beyaz Aladağ napları olarak adlandırılmıştır (şekil 1). En altta ise bunlara göre otokton konumlu birimler izlenir. Aladağlarda olası otokton konumlu bölüm Beledik yöresinde yer alır. Beledik istifinin, doğuda yeralan ve Kambriyen'e kadar uzanan Tufanbeyli otokton istifinin (Özgül ve diğerleri, 1973) batıya olan uzantısı olması olasıdır.

Aladağlar'ın önemli yapısal unsurlarından birisi Divrik Dağı'dır. Bu bölge, peridotit napının altında yüzeyleyen otok-



Sekil 4: Ofiyolitlerin kıta kenarlarına überleme mekanizmasıyla yerleşmesi (Dewey ve Bird, 1971, şekil 6'dan alınmıştır).

Figure 4: Mechanism for the obduction of ophiolite seets onto continental margin (After Dewey and Bird, 1975, figure 6).

tona ait tektonik bir penceredir. Diğer önemli bir yapısal unsuru da Karanfil dağı oluşturur. Bu bölge ise Beyaz Aladağ napının güneye doğru bir uzantısı olup batı kenarı Ecemiş fayı tarafından kesilmiş yarım tektonik pencere konumundadır (şekil 1).

Aladağlar'da Maestrihtiyen sonrası formasyonlar post-orojenik niteliktedir. Buna karşılık özellikle batı Toroslar'da Tersiyer'de önemli yatay taşınmalar söz konusudur. (Brünn ve diğerleri, 1971; Özgül, 1976). Toroslar'ın bazı bölümlerinde yaygın olan yatay taşınmalara yol açan olaylar Aladağlar'da kendisini Ecemiş fayı boyunca etkin olan sol yanıl atımlı hareketlerle belli etmektedir. Bu hareket günümüze kadar etkinliğini sürdürmektedir.

DELEN BELGELER

- Argyriadis, I., 1974, Mésogée permienne, chaîne hercynienne et casure tétysienne: Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XVII, 56-57.
- Belov, A.A., 1973, Paleozoic tectonics of the Western and Central Taurus (Turkey): Academy of Sciences of the U.S.S.R., Geotectonics, 1, 31-38.
- Brünn, H.J., Dumont, F.J., Graciansky Ch. P., Gutuic, M., Juteau Th., Harroux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1971, Outline of the Geology of the Western Taurids; Gamphell, SA, ed., Geology and History of Turkey de: Tripoli, Libya, 225-255.
- Blumenthal, M.M., 1952, Das taurische Hochgebirge das Aladağ, neuere Forschungen zur seiner Geographie, Stratigraphie und tektonik: MTA Enstitüsü yayınları, seri D, 6, 136 s.

- Coleman, E.G., 1971, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges; J. Geophys. Res., 76, 1212-1222.
- Dewey, J.F. ve Bird, J.M., 1971, Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland: J. Geophys. Res., 76, 3179-3206.
- Dewey, J.F., 1976, Ophiolite obduction: Tectonophysics, 31, 93-120.
- Gass, G.I., Smith, G.A. ve Vine, J.F., 1975, Origin and emplacement of ophiolites: Geodynamics Today. The British National Committee for Geodynamics.
- Glennie, W.K., Boeuf, A.G.M., Clarke-Pugner, W.R., Stuart-Moody, M., Pilaar, H.F.W. ve Reinhard, M.B., 1974, Geology of the Oman Mountains: Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands geologisch mijnbouwkundig Genootschap, 31, 423 s.
- Marcoux, J., 1978, A Scenario for the Birth of a New Oceanic Realm; The Alpine Neotethys: 13th Intern. Sed. Congress, 9-14 July, 1978, Israel.
- Metz, K., 1956, Ein Beitrag zur Kenntniss des Gebirgsbaues von Aladağ aind Karanfil Dağı und ihres Westrandes (Kilikische Taurus): MTA Bült., 48, 68-78.
- Özgül, N., Metin, S., Erdoğan, B., Göger, E., Bingöl, İ. ve Baydar, O., 1973, Tufanbeyli dolayımın (Doğu Toroslar, Adana) Kambriyen-Tersiyer kayaları: Türkiye jeol. Kur. Bült., 16, 1, 82-100.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 1, 65-78.
- Ricou, L.E.; Argyriadis, I. ve Marcoux, J., 1975, L'axe calcaire du Taurus; un alignement de fenestres arabo-africaines sous les nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques: Bull. Soc. Geol. Fr., (7), 17, 1024-1044.
- Stonoley, R., 1975, On the origin of ophiolite complexes In the southern Tethys region: Tectonophysics, 25, 303-322.

Aladağ Ofiyolit Dizisindeki Diyabaz Dayklarının Kökeni

Origin of the diabase dykes in the Aladağ ophiolite sequence

Okan TEKELİ
Ayhan ERLER

Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Torosların Aladağlar bölgesinde Maestrihtiyen'de kıta kenarına yerleşmiş ofiyolitik kayalar, tabanda ofiyolitli melanj, üzerinde metamorfik dilim ve en üstte de peridotit napı olan üçlü bir dizi oluştururlar. Dizideki önemli alt birimlerden biri metamorfik dilimi ve peridotit napını kesen *diyabaz* dayklarıdır.

Diyabaz daykları genellikle kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu ve dike yakın eğimlidir. Daykların kalınlıkları 0,5-10 m arasında değişir. Dayklar ofiyolitli melanjı ve melanjın tabanında yer alan Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kireçtaşlarını kesmezler. Metamorfikleri ve peridotitleri birlikte kesen dayklar görülmemiştir.

Diyabaz daykları soğuma kenarlarından ortaya doğru inceden ortaya değişen kristal tane boyları gösterirler. Ege-men mineraller labradorit, ojit ve hornblenddir. Dayklar subalkali ve toleyitik karakterli olup, bileşim açısından abisal toleyitlere benzerler.

Diyabaz dayklarının dizinin yalnızca en üst iki birimini kesmesi ve abisal toleyit bileşimli olmaları, intrüzyonun ofiyolit dizisinin yerleşmesinden önce, büyük bir olasılıkla da okyanusal bir ortamda geliştiğini düşündürmektedir.

ABSTRACT: The ophiolitic rocks, which were emplaced on the continental margin in the Aladağ region of Taurids during Maestrichtian, make up a sequence consisting of three units that are the ophiolitic melange at the base, the metamorphic slice over it, and the peridotite nappe at the top. One of the important subunits within the sequence is the diabase dykes which transect the metamorphic slice and the peridotite nappe.

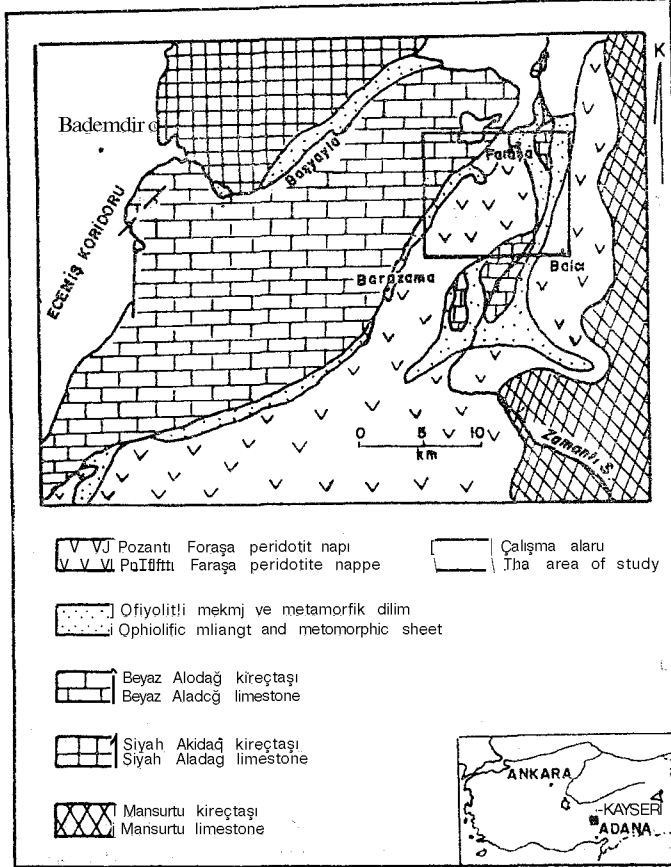
The diabase dykes generally trend NE-SW and dip almost vertically. Their thicknesses range between 0.5-10 m. The dykes do not transect the ophiolitic melange and the Paleozoic and Mesozoic limestones underlying the melange. No dykes transecting metamorphics and peridotites together are observed.

The diabase dykes exhibit crystal sizes varying from fine to medium, starting from cooling borders towards center. Dominant minerals are labradorite, augite, and hornblende. The dykes are subalkaline and tholeiitic, composition is close to that of abyssal tholeiites.

The intrusion had occurred before the emplacement of the ophiolitic sequence, and most probably in an oceanic environment, since diabase dykes transect only the uppermost two units and they are close to abyssal tholeiites in composition.

GİRİŞ

Ofiyolit dizilerinin önemli bileşenlerinden biri, diğer birimleri birey dayklar olarak kesen veya dayk kümeleri oluşturan diyabaz dayklandır (Coleman, 1977). Bu yazıda Aladağ ofiyolit dizisinde gözlenen diyabaz daykları ele alınmıştır.



Şekil 1: Bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

Ofiyolitik birimlerin yaygın olarak bulunduğu Aladağlar, Toros tektonik kuşağının orta bölümünde yer alır (Şekil 1). Aladağlar bölgesi, M.T.A. Enstitüsü Temel Araştırmalar Dairesi'nin yürüttüğü Toros Ofiyolit Projesi kapsamında ayrıntılı olarak incelenmektedir.

Aladağlardaki jeoloji birimleri, kıta kenarı çökelleri ve Aladağ ofiyolit dizisi olarak ikiye ayrılmıştır. Kıta kenarı çökelleri, Üst Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Siyah Aladağ kireçtaşı ve Mesozoyik yaşlı Beyaz Aladağ kireçtaşıdır. Aladağ ofiyolit dizisi, kayatürü bileşeni, yapısal nitelikleri ve konumu açısından üç birimden oluşur: bunlar tabanda ofiyolitli melanj, üzerinde metamorfik dilim ve en üstte de peridotit napıdır (Tekeli, 1978). Ofiyolitli melanj, kıta kenarı karbonatları üzerine çökeltme dokanaklıdır; düzgün bir taban istifi ile başlar, üzerine olistostromal ve kaotik bölümler gelir. Metamorfik dilim, ofiyolitli melanj üzerine tektonik dokanakla oturur; yaygın kaya türleri, amfibolit, metaradyolarit, ve az miktarlarda kalkışit, metagrovak ve me-

tabazalttır. Peridotit napı, metamorfik dilim üzerine tektonik dokanakla oturur; yaygın kaya türleri, dunit, harzbur-gitve piroksenittir. Aladağ ofiyolit dizisi kıta kenarı karbonatları üzerine Maestrihtiyen'de yerleşmiştir.

Dizideki önemli alt birimlerden biri metamorfik dilimi ve peridotit napını kesen diyabaz dayklandır. Kaynakların taranması Antalya, Kızıldağ-Hatay, Troodos-Kıbrıs gibi ofiyolit dizilerinde de bu tür dayklar bulunduğunu, özellikle peridotitleri kesen dayklar gözlendiğini göstermiştir (Çoğulu, 1973; Çoğulu ve diğerleri, 1975; Juteau, 1975; Juteau ve diğerleri, 1977; Moores ve Vine, 1971; Parrot, 1973; Rocci, 1973). Yapılan çalışmada arazide gözlenen diyabaz dayklarından toplanan örnekler petrografik olarak incelenmiş, az ayrılmış kayalar seçilerek M.T.A. ve O.D.T.Ü. laboratuvarlarında tüm kaya kimyasal analizleri spektrofotometrik (SiO_2 , TiO_2 , FeO ve P_2O_5), atomik absorpsiyon (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O ve K_2O) ve gravimetrik (H_2O^+) yöntemlerle yapılmıştır. Kimyasal analiz sonuçları çeşitli diyagramlar üzerinde değerlendirilerek kayaların karakterleri belirlenmiştir.

DİYABAZ DAYKLARI

Arazi Gözlemleri

Diyabaz daykları arazide ya metamorfik kayaları kesen birey dayklar (Şekil 2), ya da peridotitleri kesen dayk grupları (Şekil 3) olarak gözlenmiştir. Metamorfikleri ve peridotitleri birlikte kesen dayklar görülmemiştir. Dayklar ofiyolitli melanj ve melanjın tabanında yer alan Paleozoyik mesozoyik yaşta kireçtaşlarını kesmezler.

Diyabaz daykları genellikle kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu ve dike yakın eğimlidir. Daykların kalınlıkları 50 cm ile 10 m arasında değişir. Yerleşmeleri sırasında yan kayaların soğuk olması nedeni ile dayklar belirgin soğuma kenarları gösterirler. Peridotitler içinde dayk içine giren dayklar da görülmüştür.

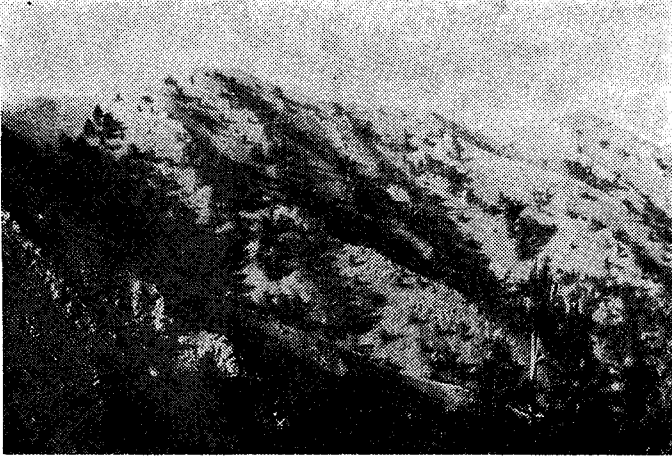
Petrografik özellikler

Diyabaz daykları holokristalin ve hipidyomorf tanelidir. Kristal tane boyları ince (1 mm den az) ile orta (1-5



Şekil 2: Amfibolitleri kesen diyabaz daykı, Barazama.

Figure 2: Diabase dyke transecting amphibolites, Barazama.



Şekil 3: Peridotitleri kesen diyabaz daykları, Faraşa güneyi.

Figure 3: Diabase dykes transecting peridotites, south of Faraşa.

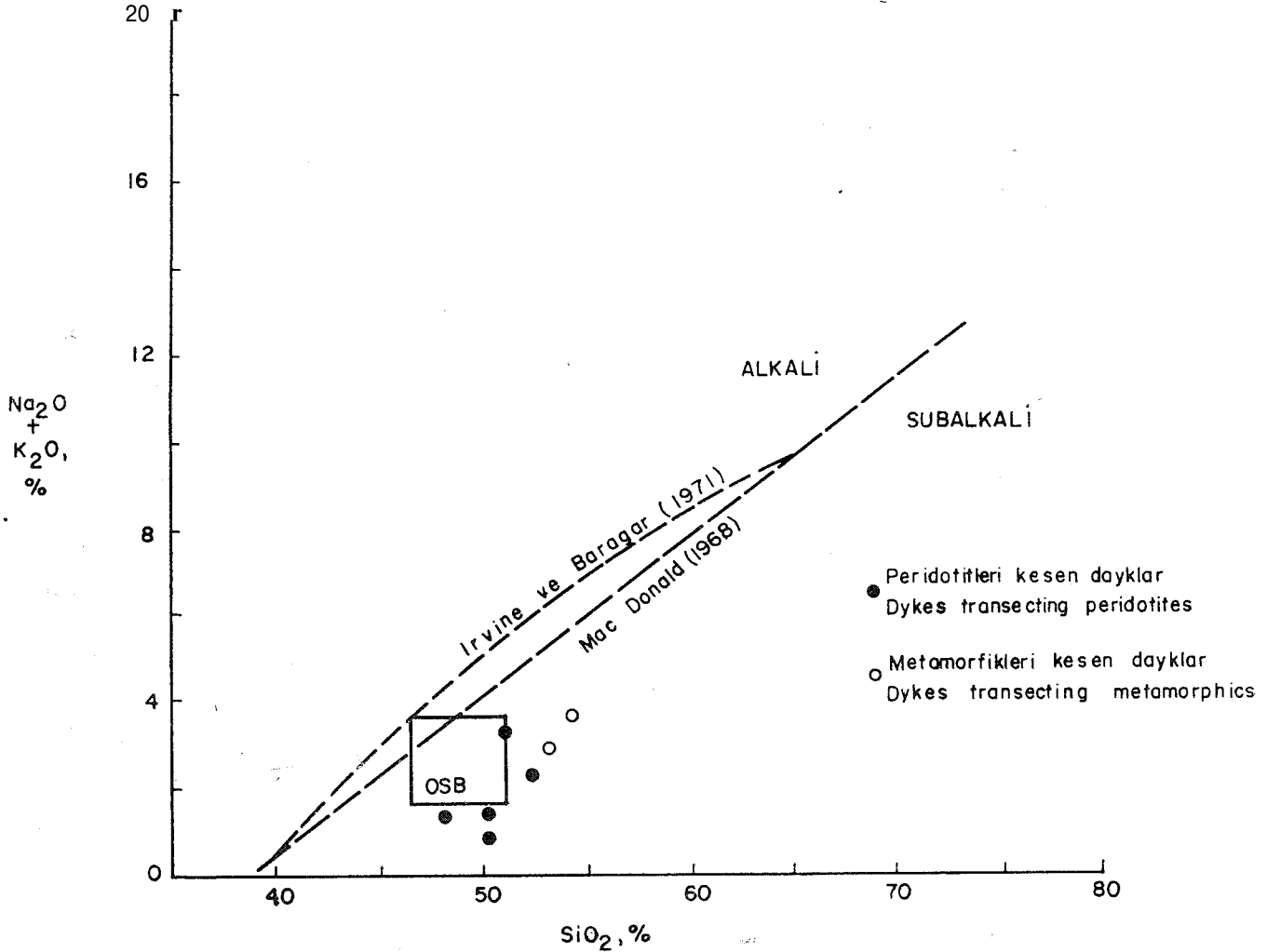
mm) arasında değişir. Doku subofitik veya intergranulardır. Egemen mineraller labradorit, ojit ve hornblenddir. Değişen

miktarlarda hipersten, diyopsit, aktinolit, manyetit, sfen ve kuvars bulunur. Kayalardaki piroksenler uralitleşme ve kloritleşme gösterirler.

Kimyasal Özellikler

Kimyasal analiz sonuçları ve CIPW normları Çizelge 1 de verilmiştir. Kayaların karakterini belirlemek amacı ile kimyasal analiz sonuçları çeşitli diyagramlar kullanılarak değerlendirilmiştir.

Alkaliler (sodyum oksit+potasyum oksit) - silika diyagramı (şekil 4) üzerinde MacDonald (1968: Irvine ve Baragar, 1971 den) ile Irvine ve Baragar (1971) tarafından önerilen sınırlara göre Aladağ diyabazları subalkali kesimde yer alırlar. Daykların bileşimleri okyanus sırtı bazaltlarına (OSB) (Kay, Hubbard ve Gast, 1970; Miyashiro, 1975) oldukça yakındır. Antalya, Hatay ve Troodos *diyabazları* hem alkali hem de subalkali kesimde olarak, fakat sınır çevresinde ve okyanus sırtı bazaltlarına (abisai toleyitlere) yakın olarak yer alırlar (Çoğulu ve diğerleri, 1975; Juteau, 1975; Moores ve Vine, 1971; Parrot, 1973).

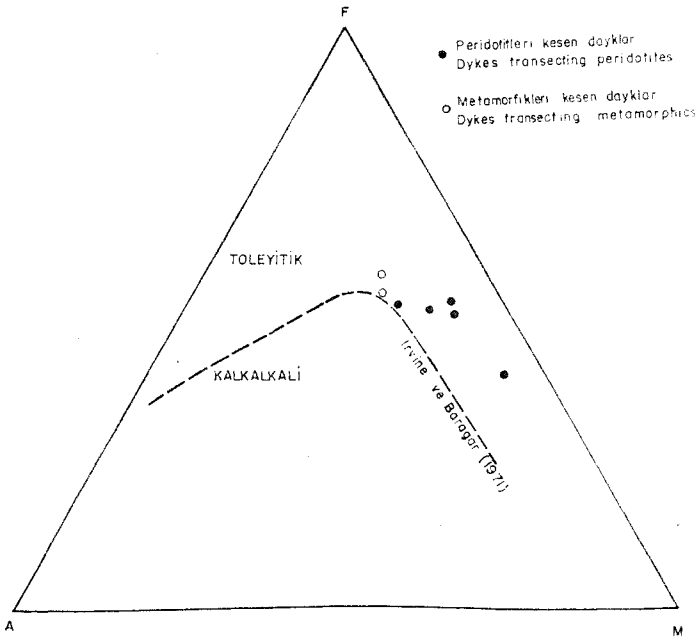


Şekil 4: Alkaliler - silika diyagramı

Figure 4: Alkalies-silica diagram.

Irvine ve Baragar (1971) subalkali kesimde kalan kayaları toleyitik veya kalkalkali olarak ayırtlamak için alkali-demir-magnezyum (APM) diyagramında bir sınır önermişlerdir. Bu sınırın kullanıldığı AFM diyagramında (şekil 5) Aladağ diyabazları toleyitik kesimde yer alırlar. Antalya, Hatay ve Troodos diyabazları çoğunlukla kalkalkali kesimde, fakat sınır çevresinde yer alırlar. Çoğulu ve diğerleri (1975) dizideki tüm analizlerin gösterdiği yönelimi göz önüne alarak, Hatay ofiyolit dizisinin pirolitik bir magmadan oluştuğunu ileri sürmüşlerdir.

Toplam demir oksit/magnezyum oksit - silika diyagramında (şekil 6) Aladağ diyabazları biri dışında okyanus sırtı bazaltları gibi 2'nin altında toplam demir oksit/mag-



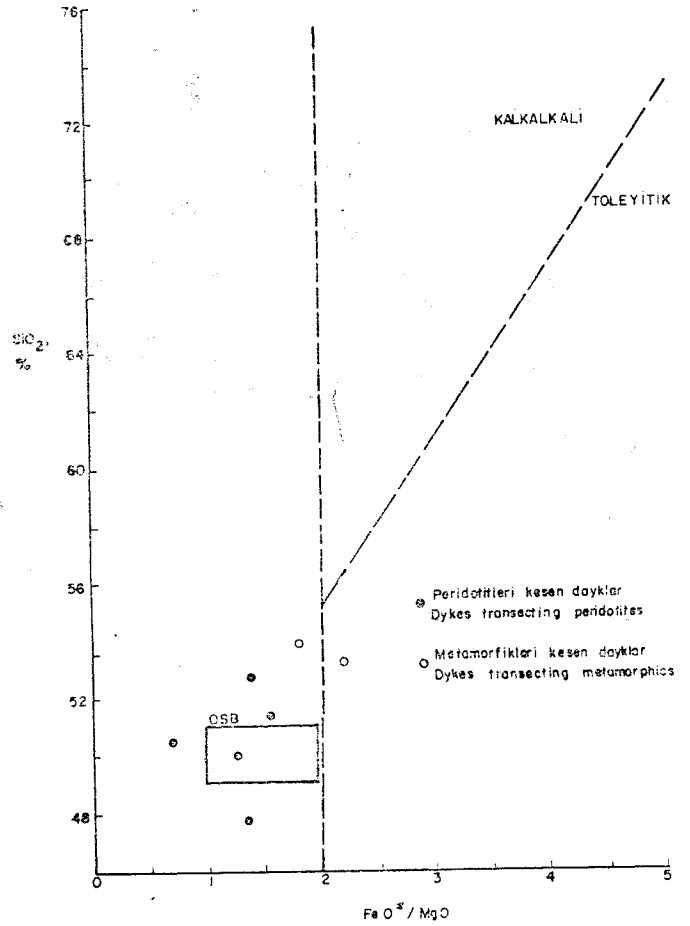
Şekil 5: AFM diyagramı.

Figure 5: AFM diagram.

nezyum oksit oranları gösterirler. Diyagramda kalkalkali ve toleyitik kesimler arasındaki sınır çizgisi, Miyashiro (1975) nun önerisine uygun olarak oranın 2'nin altında olduğu bölgede gösterilmemiştir. Antalya ve Hatay diyabazları 2'nin altında, Troodos diyabazları ise 2'nin hem altında hem de üstünde oranlar gösterirler.

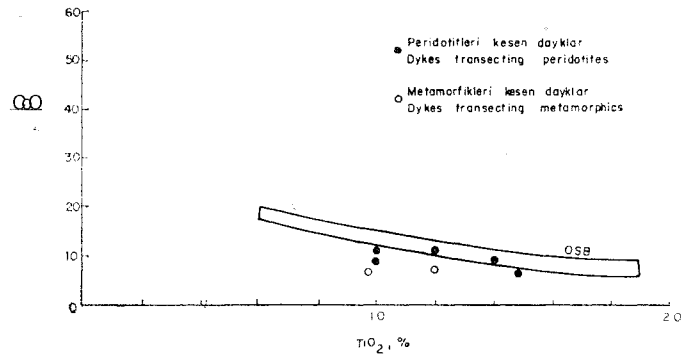
Sun ve Nesbitt (1979) okyanus sırtı bazaltlarının %0,6 dan fazla titanyum oksit içerdiklerini, kalsiyum oksit/titanyum oksit ve alüminyum oksit/titanyum oksit oranlarının üst değerlerinin pirolitik magmanın bileşimi ile sınırlı olduğunu ileri sürmüşlerdir. Kalsiyum oksit - titanyum oksit diyagramında (şekil 7) Aladağ diyabazları okyanus sırtı bazaltlarına uygun bileşimler gösterirler. Antalya, Hatay ve Troodos diyabazları genellikle okyanus sırtı bazaltlarına benzerler. Aynı ilişkiler, alüminyum oksit - titanyum oksit diyagramında da (şekil 8) belirgindir.

Sodyum oksit - kalsiyum oksit - silika diyagramında (Miyashiro, Shido ve Ewing, (şekil 9) Aladağ diyabazları, okyanus sırtı bazaltlarına yakın fakat daha düşük sodyum



Şekil 6: Toplam demir oksit/magnezyum oksit - silika diyagramı.

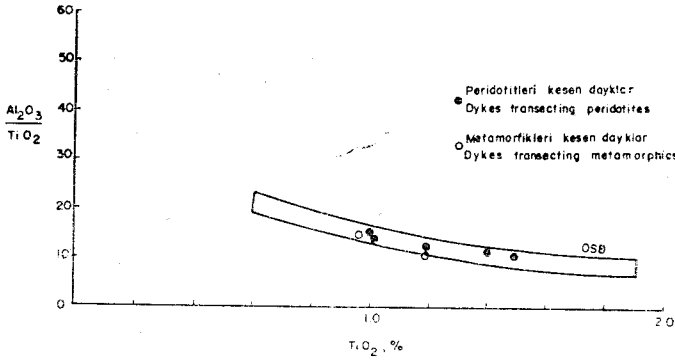
Figure 6: Total iron oxides/magnesium oxide - silica diagram.



Şekil 7: Kalsiyum oksit - titanyum oksit diyagramı.

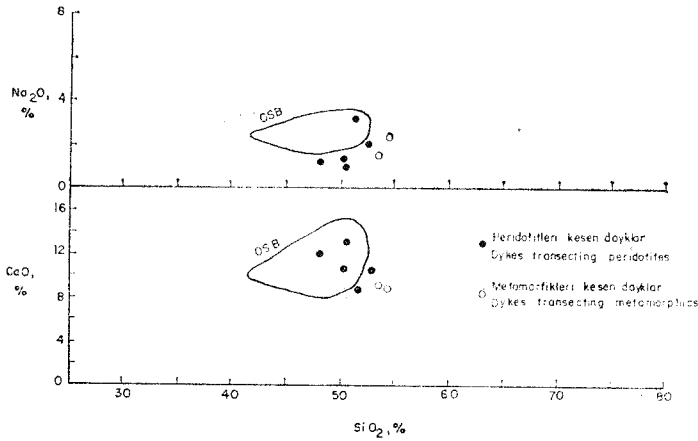
Figure 7: Calcium oxide - titanium oxide diagram.

ve kalsiyum oksit değerleri gösterirler. Aynı diyagramda Antalya, Hatay, Troodos ve Aladağ ofiyolit dizilerinin diyabazları birbirlerine yakın fakat tümü ile eş olmayan bileşimler gösterirler (şekil 10). Hepsisi genel olarak okyanus sırtı bazaltlarına benzerler. Aladağ diyabazları, Antalya diyabazları ile Troodos diyabazları arasında yer alırlar. Bunun nedeni Antalya diyabazlarının ofiyolit dizisinin alt birimlerini kesmesi, Troodos diyabazlarının dizide üst birimlerden birini oluşturması, Aladağ diyabazlarının ise dizinin alt birimin üstlerinde yer alması olabilir.



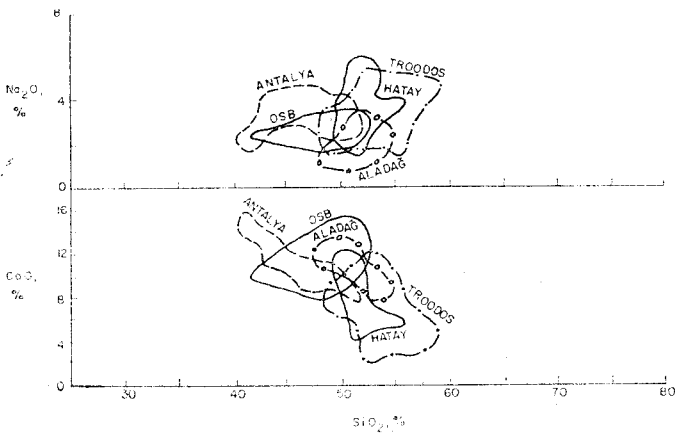
Şekil 8: Alüminyum oksit - titanyum oksit diyagramı.

Figure 8: Aluminum oxide - titanium oxide diagram.



Şekil 9: Sodyum oksit - kalsiyum oksit - silika diyagramı.

Figure 9: Sodium oxide - calcium oxide - silica diagram.



Şekil 10: Sodyum oksit - kalsiyum oksit - silika diyagramında Antalya, Hatay, Troodos ve Aladağ dioritlerinin karşılaştırılması.

Figure 10: Comparison of Antalya, Hatay, Troodos, and Aladağ diorites on sodium oxide - calcium oxide - silica diagram.

Örnek No. - Sample No.

%	024	025a	091	092	101	237	238a
SiO ₂	53.70	54.50	52.55	47.85	51.60	51.65	50.60
TiO ₂	1.20	0.96	1.03	1.26	1.00	1.50	1.40
Al ₂ O ₃	12.90	14.50	14.65	15.40	14.95	15.50	17.10
Fe ₂ O ₃	9.45	5.07	3.27	1.49	5.19	2.91	4.30
FeO	2.55	5.57	5.63	9.43	5.09	7.92	3.07
MnO	0.21	0.20	0.19	0.19	0.19	0.20	0.16
MgO	5.00	5.40	6.20	8.20	6.20	8.30	9.30
CaO	8.60	8.14	10.62	12.51	9.20	10.58	13.32
Na ₂ O	1.80	2.44	2.00	1.32	3.20	1.40	1.00
K ₂ O	1.14	1.23	0.10	0.12	0.19	0.12	0.06
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.07	0.07	0.07	0.04	0.03
H ₂ O+	2.02	2.33	2.77	2.02	3.70	2.43	1.37
Toplam	98.61	100.40	99.08	99.86	100.58	101.05	101.17

Norm, %

q	17.48	11.54	10.63	—	6.19	5.58	7.15
or	7.24	7.24	0.56	0.56	1.11	0.56	0.56
ab	15.73	20.98	17.83	11.54	27.79	12.06	8.33
an	24.48	25.59	31.71	36.44	26.71	36.17	42.01
di	15.38	12.51	18.60	22.08	16.13	13.75	18.62
hyp	5.82	12.77	13.70	24.29	12.11	24.74	14.46
ol	—	—	—	0.34	—	—	—
mt	5.56	7.41	4.86	2.32	7.87	4.17	6.25
il	2.43	1.82	1.97	2.43	1.97	2.88	2.73
hm	5.91	—	—	—	—	—	—

Çizelge 1: Aladağ ofiyolit dizisindeki dioritlerin kimyasal analizleri.

Table 1: Chemical analyses of the diorite dykes of the Aladağ ophiolite sequence.

SONUÇLAR

Diorit dayklarına ilişkin arazi gözlemleri, petrografik özellikler ve kimyasal özelliklerin birlikte değerlendirilmesi ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

1. Diorit daykları, Aladağ ofiyolit dizisinin yalnızca en üst iki birimini kesmektedir, bu intrüzyonun ofiyolit dizisinin yerleşmesinden önce olduğunu gösterir.

2. Dioritlerde metamorfizma derecesinin kestikleri metamorfiklere göre daha düşük olması, intrüzyonun metamorfizmadan sonra olduğunu gösterir.

3. Dayk içine giren dayklar, intrüzyonun bir gerilme ortamında oluştuğunu gösterir.

4. Dioritlerin okyanus sırtı bazaltlarına (abisal toleyitlere) yakın kimyasal bileşim, göstermeleri, intrüzyonun pirolitik bir magmaya bağlı olarak okyanusal bir ortamda (bir okyanus sırtında ?) geliştiğini gösterir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Coleman, R.G., 1977, Ophiolites: Springer-Verlag, Berlin, 229 s.
Çoğulu, E., 1973, Hatay-Kızıldağ masifinin oluşumu hakkında yeni bulgular: Cumh. 50. Yılı Yerbilimleri Kong., Tebliğler, 409-423.

- Çoğulu, E., Delaloye, M., Vuagnat, M., ve Wagner, J.J., 1975, Some geochemical, geochronological and petrophysical data on the ophiolitic massif from the Kızıl Dağ, Hatay-Turkey: C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Geneve, 10, 2/3, 141-150.
- Irvine, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. J. Earth Sc, 8, 523-548.
- Juteau, T., 1975, Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie): Sc. de la Terre, Mem. 32, Nancy, 692 s.
- Juteau, T., Nicolas, A., Dubessy, J., Fruchard, J.C., ve Bouchez, J.L., 1977, Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: Possible model for an oceanic ridge: Geol. Soc. America Bull., 88, 1740-1748.
- Kay, R., Hubbard, N.J., ve Gast, P.W., 1970, Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks: J. Geophys. Res., 75, 1585-1613.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics, and origin of ophiolites: J. Geol., 83, 249-281.
- Miyashiro, A., Shido, F., ve Ewing, M., 1971, Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A268, 589-603.
- Moore, E.M., ve Vine, F.J., 1971, The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications: Phil. Trans. Roy. Soc. London, A268, 443-466.
- Parrot, J.F., 1973, Petrologie de la coupe du Djebel Moussa massif basique-ultrabasique du Kızıl Dağ (Hatay, Turquie): Sc. de la Terre, Mem. 28, Nancy, 143-172.
- Rocci, G., 1973, Mesojen ofiyolitleri ve özellikle bazı intruziflerin rolü üzerine düşünceler: Cumh. 50. Yılı Yerbilimleri Kong., Tebliğler, 424-434.
- Sun, S.S., ve Nesbitt, R.W., 1978, Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts: Geology, 6, 689-693.
- Tegeli, O., 1978, Aladaflarda ofiyolit yerleşmesi: Türkiye Jeol. Kur., 32. Bil. ve Tek. Kurultay Bildiri özetleri, 12.

Amanosların Litolojik Karakterleri ve Güneydoğu Anadolu'nun Tektonik Evrimindeki Anlamı

Lithological characteristics of the Amanos mountain range and its significance on the tectonic evolution of the Southeast Turkey

NAMIK YALÇIN İ. Ü. Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

ÖZ : Bu çalışmanın amacı, bölgedeki diğer tektonik birimlerle olan ilişkilerinin ışığında Amanoslarm tektonik konumunu ortaya koymaktır.

Bu amaçla, ofiyolit topluluğu kayalarının yerleşme yaş ve mekanizmaları ile çevre kayalarla olan ilişkileri araştırılmıştır. Ayrıca Orta Amanoslarda seçilmiş bir alanın ayrıntılı jeoloji haritası alımıyla, stratigrafi belirlenmiş ve kaya birimleri ayrıntılanmıştır.

Ofiyolit topluluğu kayalarının çoğun birincil niteliğini korumuş büyük itki dilimleri halinde yerleştikleri sonucuna varılmıştır. Arabistan plâtfomu çökelleri ile yapılan ise Amanoslardaki çökel istifinin jeoloji süreci içerisinde Arabistan levhasının kuzey uzantısı olduğunu göstermiştir.

ABSTRACT : The aims of this work have been to establish tectonic position of the Amanos mountains with respect to the tectonic units of the surrounding regions. To do that, time and mechanism of emplacement of ophiolites present in the region were concentrated in the light of their relationship with the neighbouring rocks.

A geological map of considerable portion in the region has been prepared and, stratigraphy and the lithological units has been established in detail.

It has been concluded that the ophiolites have emplaced in their tectonic position as large and partly undisturbed thrust slices.

Correlation of the lithological units of the Amanos mountains with the Arabian platform sequence has shown the sedimentary sequence of the Amanos mountains has been evolved as the northward extension of the Arabian plate.

GİRİŞ

Amanoslar, stratigrafi, yapı özellikleri ve jeotektonik konumuyla ülkemizin ilginç ve sorunlu kesimlerinden biridir. Bu güne değin bölgede yapılmış çalışmalar, çoğun yere alanların sorunlarını araştırmış; ya da tek bir litoloji topluluğunun incelenmesine özgü kalmıştır. Bu nedenle yukarıda değinilen konulara yaklaşımı amaçlayan araştırma sayısı azdır. Eski çalışmaların ışığında oluşan görüşler önemli temel farklılıklar da içermektedirler; Örg. Schwan (1971) Amanoslara yerliyerinde evrimini geçiren bir tektonik birlik olduğunu savunurken; Eroskay, (1978) Amanoslarda tektonoortam özellikleri farklı birimlerin yatay hareketlerle biraraya geldiği görüşündedirler. Ayrıca istifteki bazı düzeyler GD Anadolu otoktonu ile (Ketin 1866; Demirtaşlı, 1973); bazı düzeyler ise Toroslarla benzerli görülmektedir. Bölgenin sorunlarının çözümü için şu konuların araştırılması gerekmektedir:

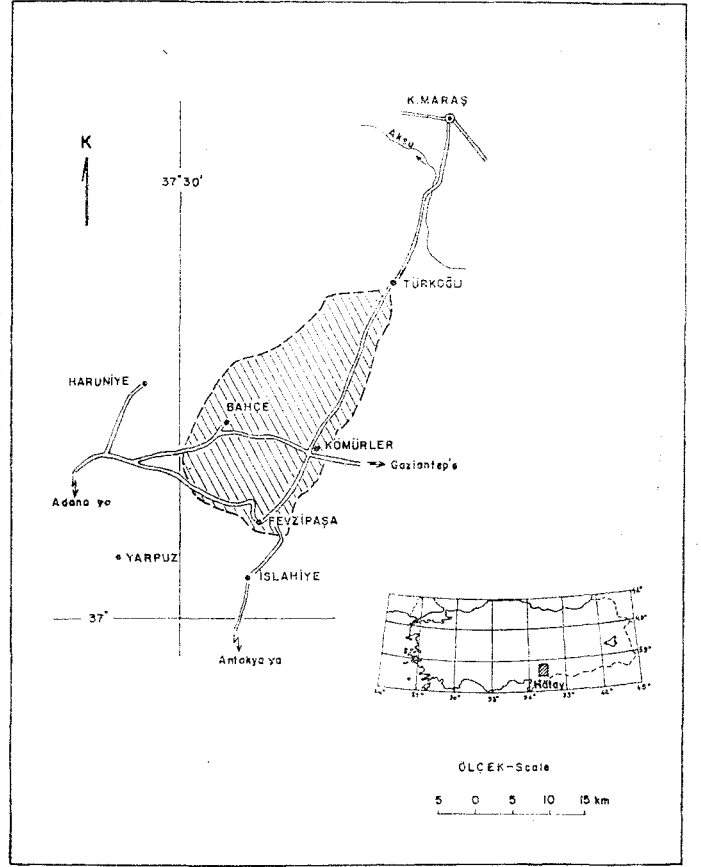
- Amanos yükselimindeki stratigrafik istifin tanınması ve bu istifin bölgedeki diğer tektonik ünitelerle,
- Amanoslardaki ofiyolit topluluğu kayalarının diğer birimlerle olan ilişkileri, köken ve yerleşme mekanizmalarının saptanması,
- Amanoslara tektonik konumu açısından allokon, paraotokon veya otokon olup olmadığının ortaya konulması.

Bu araştırma, bu yöndeki çalışmalara bir başlangıç olarak ele alınmış ve öncelikle Amanoslara kayabirimleri ile stratigrafisi ve yapısal özelliklerinin ortaya konulmasına çalışılmıştır. Ulaşılan sonuçların smırlıyacağı bir çerçeve içer-sinde Amanoslara yöredeki diğer ünitelerle denestirilmesi ve genel olarak bölgesel tektonik içerisindeki konumu da tartışılabilecektir.

Bölgede; çökel, dinamometamorfik, volkanik ve ofiyolit topluluğu gibi değişik türden kayalar bulunmaktadır. Bu kayalar topluluklarındaki birimlerin ayrırtılarak, ilişkilerinin açıklanması, sorunun çözümünde ilk aşama olarak amaçlanmıştır. Bölgenin karmaşık yapısı önceki çalışmalardan bilindiği kadarıyla, bu ilişkilerin değişik yorumlanmasına neden olmuştur. Bu yüzden, sürüklenim, normal ve doğrultu atımlı faylarla karmaşıklaştırılmış yapının ve bunun değişik kaya birimlerinin ilişkilerine etkilerinin de araştırılması, zorunlu bir ikinci aşama olarak ortaya çıkmıştır.

Bu amaçla, önceki çalışmaların ve yazarın bölgenin değişik kesimlerindeki araştırmalarının ışığında, en eksiksiz istifin ve değişik yapı öğelerinin bulunduğu bir temsilci alan seçilmiştir (Şekil-1). Çalışma alanı Orta Amanoslara kuzey kesimine rastlar. Fevzipaşa, Bahçe ve Türkoğlu üçgeni çalışma alanının büyük bir kesimini içersine alır. Bu saha 1/25 000 ölçekli Gaziantep N 37 a₃, b₄, c₁, d₁, d₂, d₃ ve d₄ paftalarına yayılmıştır.

Bu alanda kayabirimi ayırdına dayalı 1/25 000 ölçekli jeoloji haritası alınmış ve girişilmiş, harita alımı kesit ölçme işlemi ile birlikte sürülmüştür. Çoğu kez bu temsilci alanın da dışına çıkılarak, arazi gözlem ve kesit ölçümüyle bölgesel denestirmenin sağlanması yoluna da gidilmiştir. Ayrıca Amanoslardaki önceki çalışmalar gözden geçirilmiş, zaman zaman sahada denestirmeler yapılmış ve bu araştırmanın sonuçlarıyla eski incelemelerin, özellikle kaya birimi ayırdı ve adlama, konularındaki denestirmesine özen gösterilmiştir (Şekil 2).



Şekil 1: İnciliduru haritası.

Figure 1: Evocation map.

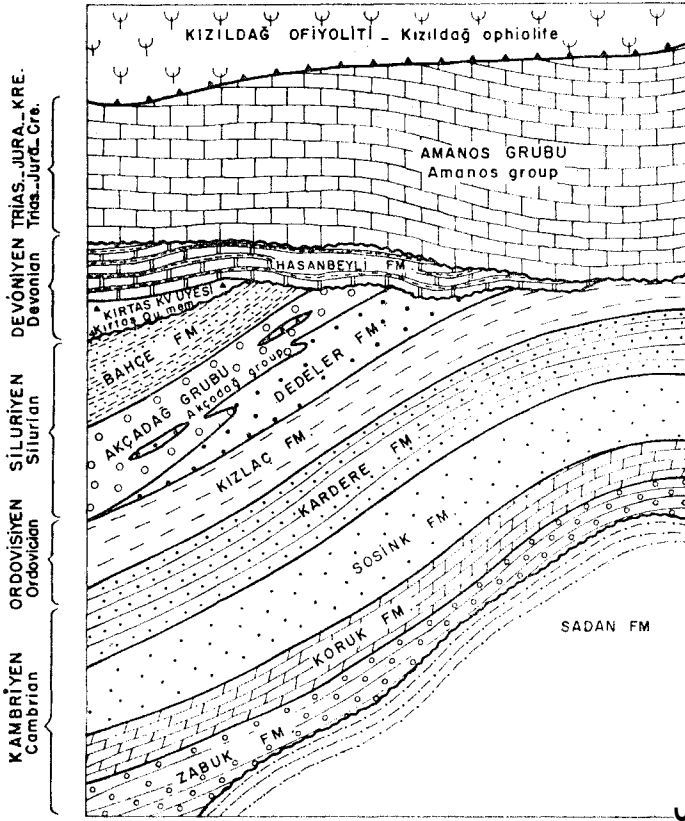
STRATİGRAFİ

Amanoslarda Kambriyen öncesi, Kambriyen, Siluriyen-Devoniyen yaşlı çökel kayaları ile başlıca Mesozoyik başında kabul edilen karbonat kayaları istifin büyük bir kesimini oluşturmaktadır (Şekil 3). Bu birimlerden, Güney Amanoslarda yaygın olarak yüzeyleyen Kambriyen öncesi ve Kambriyen yaşlı çökellerde ayrırtılı çalışmaları yapılmıştır (Brown, 1959; Krummenacher ve Dean, 1961; Ketin, 1966, Atan, 1969; Aslaner, 1973). Buna karşın Orta Amanoslarda Siluriyen, Devoniyen yaşında kabul edilen topluluk bu denli ayrırtılı araştırılmamış veya oldukça sınırlı alanlarda birimlerin ayrırtılması yoluna gidilmiştir (Lahner, 1972; Janetzko, 1972, Ishmahwi, 1972).

İnceleme alanında tüm Paleozoyik istifi bulunmaktadır. Aardalayan kesimde, bu istifte ayrırtılan birimlerin ve bunların üzerindeki Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı toplulukların tanıtılmasına çalışılacaktır.

Sadan formasyonu

Bu birim Amanos yükseliminde yüzeyleyen istifin tabanını oluşturur. Çoğun ince taneli kırıntılı kayalardan oluşmaktadır. Yeşil renkli, ince katmanlı, dilingen kumlu şeyil, siltaşı ve ince taneli kumtaşı nöbetleşmesi egemen litoloji topluluğudur. Harita alanı içerisinde çok küçük bir alanda yü-



Şekil 3: Orta Amanoslarda ofiyolit yerleşmesinden önceki istifi gösterir kesit.

Figure 3: The sequence previous to the ophiolite emplacement on the Middle Amanos mountains.

zeylemesine karşın, Güney Amanoslarda geniş mostraları bulunmaktadır. Amanoslarda birimin tabanı gözlenememiştir. Eğri, ribucak ölçülmüş stratigrafi kesitinde 140 m.lik bir kesimi ölçülebilmıştır. Üzerine çok belirgin olmayan bir uyumsuzlukla Zabuk formasyonu gelmektedir. Birimin içerisinde fosil bulunamamıştır.

Zabuk formasyonu

Harita alanında İndere yapısında (Şekil 4) yüzeyleyen bu birim, krem, mor, turuncu, alacalı renkli, orta-kaba dokulu kumtaşı ile çoğun mor renkli konglomera düzeylerinden oluşur. Feldspat, kayanın önemli bileşenlerindedir. Bölgesel ölçekte altındaki Sadan formasyonunu uyumsuzlukla örter. Üzerindeki Koruk formasyonu ile düşey yönde dereceli geçişlidir. Kalınlığı İndere yapısında yaklaşık 500 m, Eğriçubuk ölçülmüş stratigrafi kesitinde ise 230 m dir. Bu formasyon içerisinde de fosil bulunamamıştır.

Koruk formasyonu

Koyu renkli ve dayanımlı bu formasyon bir kılavuz düzey niteliğindedir. Zabuk formasyonu ile geçiş zonlarında kumlu mikritik kireçtaşı, daha üstte dolomitik mikrit ve dolosparit ile silisli kireçtaşı egemen litolojilerdir. Kalın katmanlı bu

karbonat istifinin kalınlığı 150-250 m dir. Üzerine konkordan olarak Sosink formasyonu gelir. Birimin tavan kesimlerinde ve özellikle Sosinkle olan geçişlerde trilobitler bulunmaktadır. Sözkonusu fosiller Orta Kambriyen yaşını sağlamışlardır (Kurummenacher ve Dean, 1961).

Sosink formasyonu

Yeşil, dılınigen, ince katmanlı kumlu şeyil ile sarı-kahverengi, sert, orta katmanlı kumtaşı nöbetleşmesinden oluşan bu formasyon harita alanından İndere yapısı ile Karalar köyü çevresinde yüzeyler. Üzerindeki Kardere formasyonu ile düşey ve yanal yönde dereceli geçişlidir. Bu nedenle üst düzeylerinde giderek artan kuvarsit katkıları olmaktadır. Kalınlık harita alanında 400 m. Eğriçubuk ölçülmüş Stratigrafi Kesitinde ise 235 m. dir. Taban düzeylerindeki fosiller birimin Orta Kambriyen yaşında olduğunu göstermiştir. Üste doğru yaşın Üst Kambriyen'e kadar çıktığı düşünülebilir. Çünkü üzerindeki Kardere formasyonu Ordovisiyen yaşındadır.

Kardere formasyonu

Harita alanında geniş mostraları bulunan bu birim çoğun, sarı, krem renkli, çok sert, girik billurlu, kalın katmanlı kuvarsitler oluşur. Dayanımlı oluşu nedeniyle Bahçe'den kuzeybatıya uzanan dağ sırasını oluşturur. Bir diğer mostrası ise Kaman-Dedeler antiklini çekirdeğinde bulunur. Ripple-mark ve canlı izleri ayırtman katkı olarak dikkati çeker. Dislokasyonlar boyunca gözlenen kayrak, mikaların dizilmesine olanak veren gende gelişebilmiştir. Birim içerisindeki kuvarsitler alttaki Kardere formasyonu kuvarsitleri ile çok benzerlidir. Birimin kalınlığı Kaman ölçülmüş Stratigrafi Kesitinde 350 m dir. Üzerine Akçadağ grubu veya Dedeler formasyonu konkordan olarak gelir. İçerisinde fosil bulunmamıştır. Üste gelen Akçadağ grubu tabanındaki Alt Silüriyen yaşlı fosiller gözetilerek (Lahner, 1972) yaşı Üst Ordovisiyen olarak belirlenmiştir.

Kızlaç formasyonu

Birim, tipik kesitinin bulunduğu Kızlaç köyünden adlanmıştır. Çoğun koyu renkli, kahverengi-mavi-yeşil, şeyil, kayrak ve bunlarla ardalanan kumtaşı ve kuvarsit düzeyleri egemen litolojilerdir. Gerek şeyil, gerekse kumtaşı ve kuvarsitlerde mika ayırtman katkı olarak dikkati çeker. Dislokasyonlar boyunca gözlenen kayrak, mikaların dizilmesine olanak veren gende gelişebilmiştir. Birim içerisindeki kuvarsitler alttaki Kardere formasyonu kuvarsitleri ile çok benzerlidir. Birimin kalınlığı Kaman ölçülmüş Stratigrafi Kesitinde 350 m dir. Üzerine Akçadağ grubu veya Dedeler formasyonu konkordan olarak gelir. İçerisinde fosil bulunmamıştır. Üste gelen Akçadağ grubu tabanındaki Alt Silüriyen yaşlı fosiller gözetilerek (Lahner, 1972) yaşı Üst Ordovisiyen olarak belirlenmiştir.

Dedeler formasyonu

Akçadağ grubu olarak ayrıtılan kaya biriminin tabanındaki mor renkli konglomera ve şeyiller, Dedeler köyü dolayında, ayrı bir birim olarak ayrıtılmıştır. Bu birim yanal olarak Akçadağ grubuna geçer ve Akçadağ grubu içerisinde değişik düzeylerde ve farklı kalınlıklarda ardalanır. Konglomera düzeylerinde çimentoda demiroksit, çakıllarda ise kuvars ve sileksit temsilcilerdir. Birim tipik kesiti olan Dedeler Ölçülmüş Stratigrafi kesitinde 530 m kalındır. Yanal olarak kalınlık sıfırlanır. Üzerine gelen Akçadağ grubu ile

konkordandır. Birim içerisinde fosil bulunamamıştır. Ancak yanal eşdeğeri olan Akçadağ tabanında Alt Siluriyen yaşı saptanmıştır (Lrahner, 1972).

Akçadağ grubu

Çoğun mor, yeşil, gri renkli, feldspatlı, kalın katmanlı kuvarsit; mor renkli, ince taneli, dilingen kum taşı, yeşil, gri renkli kumlu şeyil nöbetleşmesinden oluşan Akçadağ grubunun tipik mostraları Bahçe-Kömürler yol boyunca ve birimin adlandırıldığı Akçadağ tepesi güneydoğu yamacında bulunur. Dayanımlı olan Akçadağ grubu harita alanının orta kesimlerindeki yüksek tepeleri oluşturur. Kuzeye ve güneye doğru kalınlığı azalarak genç birimler tarafından örtülür. Kalınlık, Akçadağ Ölçülmüş Stratigrafi Kesitinde 580 m dir. Üzerine düşey yönde dereceli geçişle Bahçe formasyonu gelir. Birimin yaşı Siluriyen olarak saptanmıştır (Lahner, 1972).

Bahçe formasyonu

Bahçe ilçesinden kuzeye ve güneye uzanan tipik mostralardan adlanan bu birim siyah, koyu yeşil, dilingen mikalı şeyil ve kayrak ile bunlarla ardalanmış ince taneli, orta katmanlı, feldspatlı kumtaşından oluşur. Bir diğer küçük mostrası Yıldızziyareti T. güneyindedir. Birimin kalınlığı Bahçe ölçülmüş Stratigrafi kesitinde 580 m dir. Bu kesimde birimin tabanı tektonik olduğundan toplam kalınlık daha çok olmalıdır. Birim Akçadağ grubu üzerine kon kordan olarak gelir. Üzerinde ise Hasanbeyli formasyonu ve/veya Amanos grubu açılı diskordanslıdır. İçerisinde fosil bulunamamıştır. Ancak litolojik olarak Güneydoğu Anadolu'daki Bedinan formasyonu ile çok benzerlidir. İnceleme alanındaki yaşı, istifsel konumundan Üst Siluriyen olarak belirlenmiştir.

Kırtaş kuvarsit üyesi

Devoniyedeki transgresyonun taban birimi niteliğinde bu topluluk Ulucak kuzeyinde kalın katmanlı, iri çakıl ve bloklu konglomera düzeyleri ile başlar, üste doğru tane boyu giderek küçülür ve ince taneli, kırmızı, bordo renkli, kalın katmanlı, kuvar damarları ile katedilmiş, orta-kalın katmanlı kuvarsit egemen olur. Birimin mostralara Fevzipaşa kuzeyi ve Ulucakta, Hasanbeyli formasyonunun tabanında veya Elmapınar ve Aslanlıbel tepelerindeki gibi aşınma artığı olarak rastlanır (Şekil 4). Birim tipik mostralara bulunduğu Kırtaş tepesinden adlandırılmıştır. Kalınlık her yerde eşitli değildir. Gökçedağ güneyindeki kalınlık 200 m iken, aşınma artığı kesimlerde 20-30 m lik kalınlıklar sözkonusudur. Kimi yerlerde ise Kırtaş kuvarsit gelişmemiştir. Tabanı değişik yaşlı birimlerle açılı diskordanslı olan birim, üzerindeki Hasanbeyli formasyonu ile konkordan ve dereceli geçişlidir. Hasanbeyli formasyonu Devoniyen yaşında olduğundan Kırtaş kuvarsit üyesi de aynı yaşta olmalıdır .

Hasanbeyli formasyonu

Hasanbeyli-Fevzipaşa yolboyunda, Hasanbeyli doğusunda ve yolun kuzeyindeki Karafenk deresi boyunca mavi, yeniden billurlaşmış, orta katmanlı, bol makrofosilli kireçtaşı ile nöbetleşen dilingen şeyil egemen litolojilerdir. Birimin bir diğer mostrası Karabaldır köyü kuzeyinde bulunur. Bir formasyon önceki çalışmalarda belirtilenin aksine (Bryant, 1960) çok

kalın değildir. Kalınlık 50-200 m ler arasında değişir. Hasanbeyli formasyonu daha yaşlı birimleri belirgin bir açılı, diskordansla örter. Üzerine ise yine açılı diskordansla Amanos grubunun karbonatları gelir. Birim içerisindeki kireçtaşı düzeyleri bol makro ve mikrofosillidir. Yaşı, bu aşamada Devoniyen olarak saptanmıştır.

Amanos grubu

Tüm Amanosların doğu ve batı kenarında GB-KD uzanan yaygın mostralara bulunan karbonat istifi önceki çalışmacılar tarafından çoğun Toroslardaki "Komprehensif Seri"nin eşdeğeri olarak yorumlanmıştır. Bazı araştırmacılar ise jeolojik yaşa bağlı ayırtlar yapmışlardır. Sözkonusu birim, bu araştırma sırasında bir bütün olarak ele alınmış olmasına karşın, litolojiye bağlı ayırtların yapılabileceği gözönüne alınarak, grup aşamasında adlandırılmıştır. As kaya birimlerinin a-yırtlanması olağan saha yöntemleriyle gerçekleştirilemeyecek kadar güçtür. Sahada çoğun mavi, sert, mikritik, ortakalm katmanlı kireçtaşı olarak tanımlanan birimin değişik düzeylerinde, pembe renkli kil katkıları, sileksit yumruları, açık sarı, kahverengi killi kireçtaşı katmanları, dolomitik düzeyler gözlenmiştir. Birimin tipik özelliklerinden biri de H₂S kokulu oluşudur. Bazı düzeyler ise siyah renkli ve bitüm kokuludur. Amanos grubunun kalınlığı değişiktir. İnceleme alanı dışında 1000 m den daha kalın olduğu yerler vardır. Harita alanı içerisinde ölçülen kesitlerde 150-200 m kadar kalındır. Amanos grubu diğer birimleri açılı diskordansla örter. Üzerinde ise tektonik bir dokanakla Kızıldağ ofiyolitli bulunur. Kıt makro ve mikro fosilli bu birimden derlenen numunelerin bir kısmında Üst Triyas-Üst Kretase yaş konağını belirleyen fosiller saptanmıştır. Bazı araştırmacılara göre yaş Permiyene kadar inmektedir (Schwan, 1971; Altınlı, 1979).

Kızıldağ ofiyoliti

Bu çalışmada petrografik ve petrolojik açıdan araştırılmayan ofiyolit topluluğu kayaları tek bir kaya birimi olarak haritalanmıştır. Birim aşırı serpantinleşmiş ultramafik kayalardan oluşur. Serpantinleşmenin yaygın olmadığı yerlerde sözkonusu kayaların ofiyolit dizesinin kümülatları olduğu gözlemlenmiştir. Katmanlı peridotit ve piroksenitler egemen kaya türleridir. Kızıldağ ofiyoliti tüm birimlerle tektonik dokanaklıdır. Tektonizma değişik kalınlıklardaki milonitik zonlarla karakterize edilir. Harita alanı GB sında D-B uzanan mostra örneği kuzeye doğru, sürüklenme düzleminin doğuya dönmesiyle, GB-KD bir gidiş kazanır ve bu doğrultuda Amanosları biçerek, dağ sırasının doğusundaki ofiyolit mostralara ile birleşir (şekil 4). Harita alanı içerisinde Miyosen yaşlı Kızıldere formasyonu ile örtülen Kızıldağ ofiyoliti, daha güneyde Üst Mestriştiyen yaşlı birimlerle örtüldüğünden, yerleşmesi Üst Mestriştiyen öncesidir. Altındaki birimlerden sağlanan en genç yaş Kampaniyen olduğundan, kesin yerleşme yaşı Kampaniyen sonrası Üst Mestriştiyen öncesi olmalıdır.

Kızıldere formasyonu

Harita alanının B-GB sındaki küçük mostralarda çoğun kaba konglomera ve kum taşı ardalanmasından oluşan bu birim hem Kızıldağ ofiyolitini hem de Amanos grubunu açılı diskordansla örter. Üst düzeylerinde merceksele resifal kireç-

taşı ve volkanit gelişimleri varsa da, bu birimler harita alanında mostra vermezler. Sadece mekanik dokanaklara sokulmuş ve ayrı haritalanmış bazalt Miyosendeki bu volkanizmanın ürünü olabilir.

YAPISAL JEOLJİ

Amanoslar, ilginç jeotektonik konumu bir yana bırakıldığında bile, kendi içersindeki yapısal unsurların çeşitliliği ve jeolojik evrime olan etkileri açısından son derece özgün bir bölgedir. Sürüklenimden kayrak klivajına kadar geniş bir spektruma yayılmış yapısal öğeler ardalayan kesimde yaş sırasına göre tanıtmaya çalışılacaktır. Bölge Kambriyenden-Siluriyen sonuna dek duraylı bir self niteliğini korumuştur. Bu evrede küçük ölçekli epirojenik hareketlerin dışında çökelmeyi ve yapıyı etkilemiş büyük hareketler yoktur. Siluriyen sonrasında, Devoniyen tabanındaki belirgin açılı diskordansın tanıttığı bir kıvrımlanma evresi geçmiştir. Olasılıkla Takonik orojenez fazının etkisiyle gelişen kıvrımlar daha sonraki tektonizmadan da etkilendiğinden birincil niteliklerini tümüyle koruyamamışlardır. Bu kıvrımlanma fazının harita alanı içerisindeki en sürekli ürünü Kaman-Dedeler antiklinidir. Bu antiklinin güneydoğusundaki Ulucak ve Başpınar yapılarındaki küçük antiklinler de aynı fazın ürünleridirler. Mesozoyik yaşlı kıvrımlardan daha kapalı ve dar olan bu kıvrımlar konsantrik tiptedirler. Bunlar, sonraki tektonik hareketlerle bakışimsızlık ve/veya devrildik de kazanabilmişlerdir.

Devoniyen sonrası Permotriyas öncesinde, bölgede yeni bir kıvrımlanma fazı geçmiştir. Bu faz, Permotriyas (?)

-Kretase yaşlı Amanos grubu tabanındaki diskordans ve Devoniyen yaşlı çökeller ile Amanos grubunun kıvrım tarzlarındaki farklılıkla belirlenmiştir. Devoniyen yaşlı Kırtaş kuvarsit üyesi ve Hasanbeyli formasyonu, harita alanındaki küçük mostralarda, açık, bakışimli, geniş kıvrımlar sunarlar. Buna karşın Amanos grubu daha kapalı, dar ve yer yer bakışimsız kıvrımlarla karakterize edilir. Amanos grubu bir ölçüde disharmonik olarakda kıvrımlanabilmiştir. Disharmonik kıvrımlanma Hasanbeyli doğusunda belirgin olarak gözlenebilmektedir. Amanos grubundaki kıvrımlar, Amanosların Mesozoyik sonunda yeni bir orojenez fazının etkisinde kaldığını gösterir. Bu faz, bölge için paroksizma niteliğindeki Laramik orojenez fazı olmalıdır. Paroksizma evresi, yalın kıvrımlanmadan çok, bölgeye ofiyolit yerleşmesiyle karakterize edilir. Ofiyolit yerleşme mekanizması, şiddetli tektonizma ve büyük ölçekli sürüklenimlerle tanınan bir obdüksüyondur. Şiddetli tektonizma sürüklenim cephelelerindeki genişliği yer yer 1 km.yi bulan ezik zonlarla belirlenir. Söz konusu ezik zonlarda hem ofiyolitik kayalar, hem de güneyindeki çökel kayaları yapraklanma kazanmış, milonit ve ultramilonit aşamasında tane küçülmesine uğramışlardır. Kireçtaşında kalşist, Paleozoyik yaşlı kırıntılı kayalarda ise kayrak gelişimi ezik zon için temsilcilerdir.

Bölge için alloktan olan ve sürüklenimle yerleşmiş ofiyolitik kayalar harita alanını, batı kuzey ve doğudan kuşatırlar (Şekil 4). Ofiyolitik kayaların yer aldığı bu kesimlerin özellikleri değişiktir. Kuzeyde, ofiyolitik kayalar ile Amanoslardaki diğer birimlerin sık tekrarlandığı ekaylı yapı ve sürüklenim dilimleri egemendir. Bu nedenle tüm dokanaklar tektoniktir. Harita alanının batısında ofiyolitik kayalar diğer birimler üzerine itilmiştir. Doğuda ise bu kez çökel kayaları ofiyolit topluluğu üzerinde yer alırlar. Bu harita örneği, Ama-

noslardaki çökel kayalarının iki ofiyolit kütleleri içerisinde sıkışmış bir sürüklenim dilimi olduğunu düşündürmektedir. Buna karşın, özellikle harita alanı güneyinden derlenmiş bazı veriler, Amanosların ofiyolitik kayalar içerisinde değil de, altında bulunduğunu düşündürmektedir. Tartışma bölümünde çökel ve ofiyolitik kayaların konumları ayrıntılı olarak ele alınacaktır.

Amanoslar, günümüzdeki morfolojisine düşey faylarla kazanmıştır. Bölgedeki yapı unsurlarından en önde geleni de sözkonusu bu düşey faylardır. Düşey faylar, Amanosların ve harita alanının doğu kenarında yoğunlaşırlar. Çok genç (Miyosen sonrası) olan bu kırık, sistemi, bölgesel olarak ölü Deniz kırık hattının uzantısıdır. Çoğun Doğulu Fay Zonunun devamı olarak yorumlanan bu kırık sisteminde sol yönlü doğrultu atımın egemen olduğu öne sürülmektedir. Ancak saha veriler yanal atımdan çok, büyük düşey atımların varlığını ortaya çıkarmıştır. Amanosları doğudan sınırlayan bu sistem, birbirine paralel uzanan bir dizi kırıkla temsil edilir. Dağ sırası içerisinde de ana sisteme paralel gelişmiş kırıklar bulunmaktadır. Kenar zonundaki kırıklar için düşey atım miktarı belirlenememiştir. Ancak atımın 400 m dolayında olduğu, daha güneydeki farklı yükseltilerdeki volkan konilerinden, bilinmektedir (Arpat ve Şaroğlu, 1975). Harita alanı ortasında bulunan ve batıda yaklaşık D-B uzanan Bahçe-Karabaldır Yarılımı gerek sürekliliği, gerekse atım miktarı açısından inceleme alanının en önemli kırığıdır. Doğuya uzanımında gidişini olasılıkla sürüme yüzünden değiştirerek, GB-KD ya döndüren ve izlendiği en uç noktasında ana kırık sistemine paralel hale gelen bu fay boyunca atım, kuzeydoğudan güneybatıya doğru artmaktadır. Güneybatıda 1000 m nin üstünde olan düşey atım, kuzeydoğuda 700 m ye kadar düşmektedir. Bu olgu, fayın reze fayı niteliğinde olabileceğini düşündürmektedir.

Sürekli ve büyük atımlı bu fayların dışında çok sayıda aynı sistem içerisinde gelişmiş ve haritalanmış kırıklar da bulunmaktadır. Bunların bazıları için sınıflama olanağı bulunamıyarak haritaya geçirilmeleriyle yetirilmiştir.

TARTIŞMA

Amanosların stratigrafi ve yapısal jeoloji özellikleri giriş bölümünde belirtilen sorunların ışığında değerlendirildiğinde bazı sonuçlara ulaşılabilmektedir.

Harita alanında ayırtılan çökel birimleri birbirleriyle normal dokanak ilişkilidir. Bir diğer deyişle, kuzey Amanoslarda olduğu gibi farklı ortamlardan türeyen tektonik birimler biraraya gelmiş değildir. Ayırtılan birimlerden Sadan, Zabuk, Koruk ve Sosink formasyonları, Güneydoğu Anadolu plâtfonunun birimleriyle hiçbir kuşkuya yerolmaksızın denestirilebilmektedirler (Şekil 2). Bu birimler Gölbaşı ve Tut'ta, Derik yükseliminde, Zapsuyu ve Çukurca yükselimlerindeki birimlerin eşitdirler (Tuna, 1973). Ordovisiyen-Siluriyen yaşlı kaya birimleri ise Güneydoğu Anadolu plâtfonunun birimleri ile benzerli görülmemektedir. Buna rağmen, alttaki birimlerle düşey yönde dereceli geçişli olan bu birimlerin de Arap Levhası otoktonuna ait oldukları kesinlikle söylenebilir.

Arap levhası otoktonundaki Bedinan formasyonun karşılığı olarak yorumlanabilecek bu birimlerin, Bedinan formasyonu ile benzerli olmayışları, çökeltme ortamındaki fasiyes değişimleriyle açıklanabilir. Benzer açıklama Amanos grubu için

de geçerlidir. Yaş konağı açısından Cudi ve Mardin gruplarına eşdeğer bu birimin, kayastratigrafi özellikleri açısından bunlarla denestirilememesi fasiyes koşullarının değişmesiyle ilişkili olmalıdır. Stratigrafi ve ilişkiler gözetildiğinde, Amanosların Arap levhası olarak tanımlanan duraylı platformun bir parçası olduğunu sonucuna ulaşırlar.

Amanoslarda yaygın mostraları bulunan ofiyolit topluluğu kayalarının, kıtasal birimlerle tektonik ilişkili olduğu ve araştırmayla bir kez daha kesinlik kazanmıştır. Yapısal dokanaklar, yer yer çok geniş alan ezik zonlar ve yapraklanma kazanmış birimlerle belirgindir. Ayrıntılı petrografik ve petrolojik incelemeler yapılmamasına rağmen, bölgedeki ofiyolitik kayaların bir eski okyanus kabuğunu temsil ettikleri düşünülmektedir. Daha güneyde Kızıldağ'da bu amaçla irdelenen ofiyolit dizisi harita alanındakiyle eşitlidir. Kızıldağ ofiyolitlerinin kökeni de, eski bir okyanus kabuğu olarak yorumlanmıştır (Çoğulu, 1973).

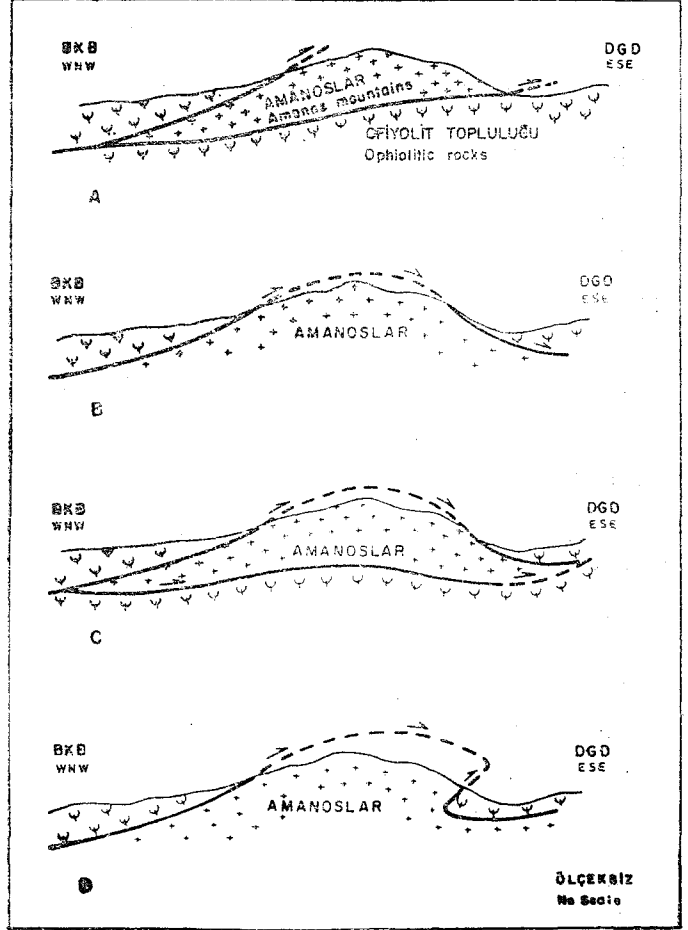
Gerek kuzey Amanoslarda, gerekse harita alanında ofiyolit topluluğu kayalarının yerleşme mekanizmalarını açıklayan bu sayıda veri bulunmaktadır. Kuzey Amanoslarda Eroskay ve diğerleri (1978) ofiyolitik kayalar ile çökel kayalarının bir ekay sistemi içerisinde tekrarlandıklarını ortaya koymuşlar ve gelişen yapı örneğinden sonucularıyla yerleşme mekanizmasını ofiyolit obdüksiyonu olarak yorumlamışlardır. Harita alanı kuzeyindeki benzer yapı örneği, bu yaklaşımın doğruluğunu bir kez daha göstermiştir. Güneye doğru kuzeyde gözlenen yapı özellikleri değişmektedir. Harita alanı içerisinde Bahçe-Kömürler çizgisi güneyinde ofiyolitik kayalara sadece Amanosların batı ve doğu kenarlarında rastlanmaktadır. Dağ sırası içerisinde korunmuş çökel kayaları istifinde de ters fay, bindirme, sürüklenme gibi ekaylı yapıyı belirleyecek yapısal unsurlar bulunmamaktadır. Bu olgu, bu kesimde ofiyolit yerleşiminin kıtasal kabuğu kuzeydeki kadar etkilemediğini düşündürmektedir. Harita örneği çökel kayalarının iki ofiyolit dilimi arasında sıkıştırılmış ekay dilimi olabileceğine işaret etmektedir (Şekil 5a). Ancak daha güneyde Hassa dolaylarında Amanosların doğu kenarında yüzeyleyen ofiyolitik kayalar ile çekirdekteki çökel kayalarının dokanağı, çoğu kesimde DGD ya eğimlidir. Bu gözlem, ilk bakışta ofiyolit DGD dan BKB ya itildiği kanısını uyandırmakta ise de, bölgesel yapı verileri açısından, bu yönde bir itilmenin varlığını destekleyecek olgular görülmemiştir. Bu durumda, bu ofiyolit topluluğu kayalarının Amanosları üzerinden aşarak bugünkü konumlarını kazanmış olabileceklerini düşünmek olasıdır (Şekil 5b'). Bu yaklaşım doğru kabul edildiğinde, harita alanının doğusunda otokton istifin altında gözüken ofiyolit konumunun açıklanması gereği doğmaktadır. Bu olgu 2 farklı biçimde açıklanabilir:

a) Amanoslardaki çökel istifi hem Amanosları aşan, hem de alttan kuşatan 2 ofiyolit dilimi arasında sıkışmıştır (Şekil 5c).

b) Altta görülen ofiyolit yerleşim 3 sırasında sürüklenme düzleminin kıvrımlanmasıyla gelişen küçük ikincil sürüklenimlerin altında kalmıştır (Şekil 5d).

Aşağıdaki saha gözlem ve verileri 2. olasılığın gerçeğe daha yakın olabileceğini düşündürmektedir:

1 - Güney Amanoslarda DGD ya eğimli ofiyolit dokanaklarının bulunması,



Şekil 5: Amanoslarda ofiyolit topluluğu ve çökel istifinin olası ilişkilerini gösterir taslak kesitler.

Figure 5: Alternative models explaining a association of the ophiolitic rocks and the sedimentary sequence.

2 - Ofiyolit örtüsü altındaki istifte sürüklenme ve ters fayların bulunması ,

3 - Yaklaşık 2500-3000 m kalın bir çökel istifinde herhangi bir ofiyolit ekayının görülmeysi,

4 - Harita mesafesi olarak 10-12 km lik bir kesimde ofiyolit hiç mostraya çıkması,

5 - Düşmüş fay bloklarında ofiyolit konumunun korunmuş olması.

Bu verilerin ışığında, ofiyolit topluluğu kayalarının Amanoslardaki kıta kabuğu üzerinde obdüksiyonla yerleştiği, yerleşme sırasında, olasılıkla kuvvet alanındaki değişik yerlere bağlı olarak, farklı yapısal örneklerin geliştiği sonucuna varılabilir. Kuzey Amanoslar ve harita alanı kuzeyinde, ofiyolit yerleşmesi sırasında bir dilimlenme gelişmiş, ofiyolit kıtakabuğu üzerinde ilerlerken tabandan kopardığı kıtasal parçalarla tektonik olarak karışmıştır. Güneye doğru ofiyolit yerleşmesi bir nap örtüsü şeklinde gelişmiş, tabanı parçalanmamış ve üzerinden aşarak ilerlemiştir. Böylece Amanosların büyük kısmı ofiyolite göre bir tektonik pencere halinde kalmıştır.

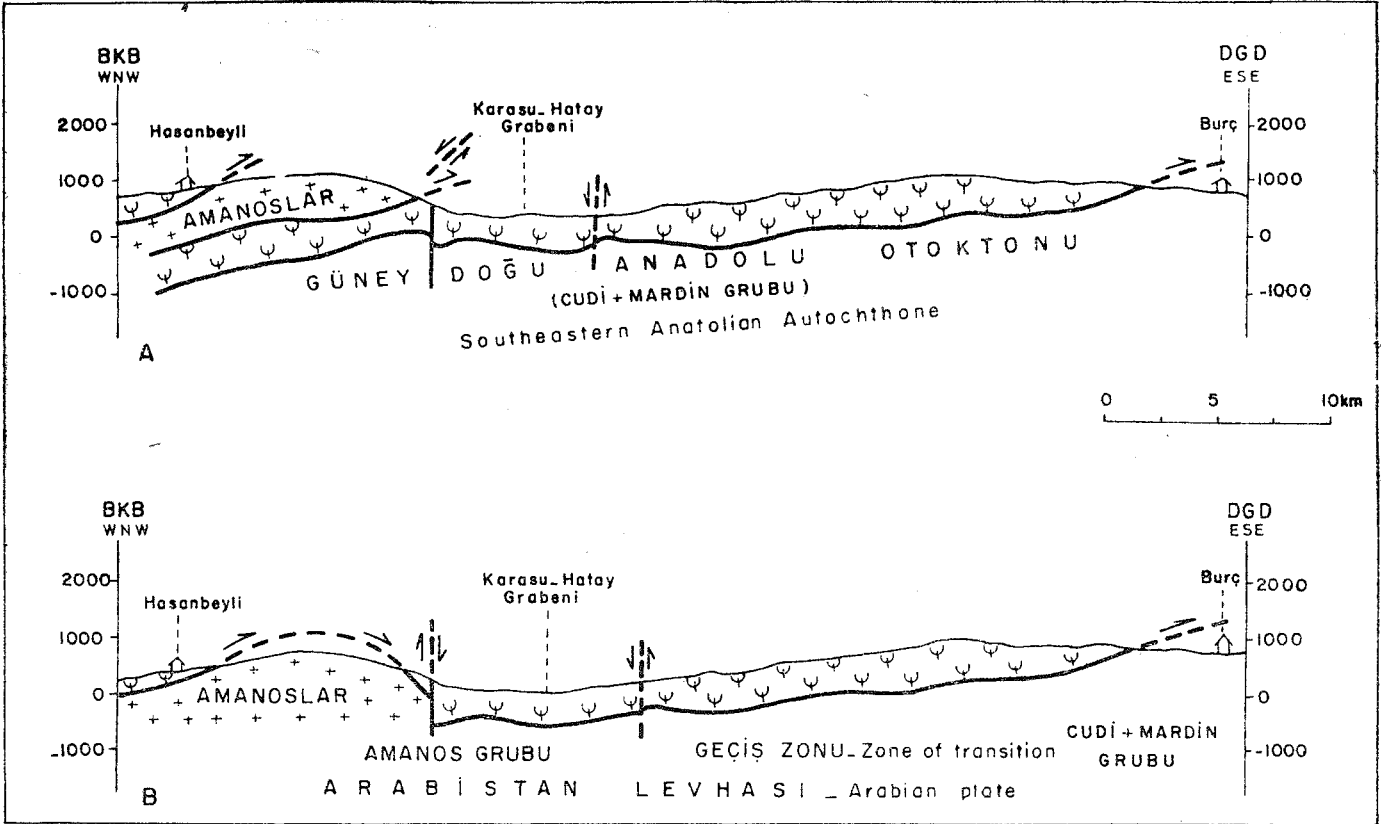
Bölgenin önemli sorunlarından biri de, Amanosların allokton, paraotokton veya otokton olup olmadığıdır. Bölgesel gidışlere aykırı konumu, kayabirimlerinin bölgedeki diğer birimlerle benzerli olmayışları, ofiyolit yerleşmesi gibi bölge-sel bir olaydan etkinmiş olması gibi veriler, Amanosların otokton bir kitle olmadığı kanısını uyandırmaktadır. Gerçekten de bölgedeki önceki çalışmacılar, Amanosların ofiyolit yerleşmesi sırasında ofiyolitle birlikte taşınmış ve taşınma esnasında dilimlenmiş bir kütle olduğunu savunmuşlardır (Eroskay ve diğerleri 1978; Yalçın, 1978). Özellikle yazar, Hatay grabeni olarak tanımlanan çukur alan ve doğusunda yüzeyleyen ofiyolitik kayaları kıta kabuğu üzerine yerleşen birimlerin cephesi olarak yorumlamış ve Amanoslarda yüzeyleyen kıtasal parçaları, ofiyolit kütlesi içerisinde sıkıştırılmış allokton birimler olarak değerlendirmiştir. Bu değerlendirmeye, allokton bu kütle altında Kenar Kıvrımları Kuşağı'nın otokton istifinin bulunduğu sonucuna varılmıştır (şekil 6A).

Ancak, bu araştırma, bu sonucun ayrıntıda tartışılması gerektiğini ortaya koymuştur. Hernekadar Hatay grabeni içerisinde yüzeyleyen ofiyolit topluluğu kayaları (Kızıldağ ofiyoliti, Yalçın, 1978) ofiyolit yerleşmesinin cephesi ise de, bu kütlelerin Amanoslar üzerinden aşarak yerleşmiş olması, Amanosların tümüyle allokton bir kütle olmadığı seçeneğini doğurmuştur. Bu durumda Amanoslardaki çökel istifi, ofiyolitin yerleştiği kıta kenarını temsil eden birimlerden oluşur. Alttan ofiyolitle sınırlanmadığı için, kıta kenarının önemli miktarda yatay olarak yerdeğiştirdiği düşünülmemelidir. Bir

diğer tanımlama ile Amanoslar da yüzeyleyen çökel kayaları büyük ölçekli yatay hareketlerle yer değiştirmiş allokton birimler olmamalıdır (şekil 6B).

Buna karşın, Amanosları doğudan sınırlayan kırık sistemini bazı araştırmacılar sol yönlü doğrultu atımın egemen olduğu bir fay sistemi olarak değerlendirilmektedir. Hernekadar bu çalışma sırasında toplam atımı belirleyen veriler saptanamamışsa da eski çalışmacılar 150 km mertebesine varan atımlara değinmişlerdir (Freund, 1968). Bu atım, Kızıldağ'da yüzeyleyen "ofiyolit masifi" ile K. Maraş güneyindeki ofiyolitlerin aynı birim oldukları görüşünden kaynaklanmaktadır. Bu ölçekte bir sol yönlü atımın varlığı kabul edildiğinde, Amanosların atım miktarı kadar kuzeydoğudan-güneybatıya yerdeğiştirmiş olması gerekir.

Yazar, sözkonusu doğrultu atımlı yarılımın ayrıntılı bir irdelemesini gerçekleştirmemiş olmasına rağmen, bölgedeki eski çalışmaları ve bu araştırma sırasındaki gözlemleriyle, bu kırık sistemi boyunca bu denli büyük yanal atımların varlığını kuşkuyla değerlendirmektedir. Harita alanının doğusundaki ofiyolitik kayalar ile graben içerisindeki (yarılımın doğusundaki) ofiyolitik birimler görülür bir kesiklik olmaksızın izlenebilmektedirler. Bu ofiyolitik birimleri kateden fay sistemi, saha gözlemlerine göre, yanal ayrılmalardan çok düşey atımlara neden olmuştur. Kırık sistemi boyunca sadece ofiyolitik kayaların bulunuşu ve ofiyolit dizisinin yörede tek bir kaya birimiyle (Karasu peridotiti, Yalçın, 1978) temsil edilmesi, bu gözlemden yanlıgı payını artırabilir. Sözkonusu fayın K. Maraş'dan kuzeye doğru izlenememesi (Yalçın, 1979),



Şekil 6: Amanosların jeotektonik konumunu gösterir kesitler. (A) Amanoslar alloktondur, (B) Amanistlar otoktondur.

Figure 6: Sections showing tectonic situations of the Amanos mountains. (A) Allochthonous view, (B) Autochthonous view.

fayın bu kesimde sönümlendiği şeklinde yorumlandığında, bu, belirtildiği kadar büyük yanal atımların kuşkuyla değerlendirilmesine bir başka veridir. Sonuç olarak, sözkonusu kırığın yanal atımdan çok düşey atımın egemen olduğu bir sistem olabileceği gözletilmeli ve bu amaca yönelik ayrıntılı incelemelerin yapılması gerekmektedir. Sadece düşey atımlı bir kırık sistemi söz konusu olduğunda, bu veri, Amanosların allokton olmayıp, otokton bir kütle olduğu sonucuna destekleyecektir.

SONUÇLAR

Bu araştırma ile Amanosların jeoloji süreci içerisinde Arap levhasına ait olduğu saptanmıştır. Amanos yükseliminin orta kesiminde stratigrafi belirlenmiş, kaya birimi ayırdı esasına göre 2 grup 10 formasyon ve 1 üye ayırtlanmıştır.

Çalışma alanındaki ofiyolitik kayaların allokton oldukları, kıta kabuğu üzerine obdüksiyonla yerleştikleri, yerleşmeleri sırasında Kuzey Amanoslarda kıta kabuğunu parçalayarak içersine aldığı, orta Amanoslarda ise, bir sürüklenme örtüsü (ofiyolit napı) olarak, altındaki birimleri önemli konum bozumuna uğratmaksızın, yerleştiği sonucuna varılmıştır.

Amanoslardaki çökel kayalarının yatay hareketlerle önemli boyutlarda yerdeğiştirmediğini saptandığından, sürüklenime bağlı bir alloktonluğun sözkonusu olmadığı belirlenmiştir.

Amanosları doğudan sınırlayan fay sisteminde doğrultu atımın egemen olması durumunda Amanoslar toplam atım tutarı kadar yerdeğiştirmiş bir paraotokton kütle; eğim atımın egemen olması durumunda ise düşey hareketlerle bugünkü konumuna getirilmiş otokton bir tektonik birim olacaktır.

KATKI BELİRTME

Yazar, bu sorunu araştırmayı olanaklı kılan Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Arama Grubu Başkanlığı'na saha çalışmaları sırasında yardımlarını esirgemiyen meslekdaşları Atilla Karabulut, Doğan Sungur ve Kaya Çoban'a teşekkür borçludur.

Prof. Dr. İ. Enver Altınlı ve Doç. Dr. Yücel Yılmaz ile yapılan jeotektonik konuma ilişkin yöneltici tartışmalar için adı geçen uzmanlara şükranlarımı sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, İ.E., 1979, Amanos dağları ve Anadolu'nun levha tektoniği ile ilişkileri: Türkiye 4. Petrol Kongresi Tebliğleri, 51-62.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18, 1, 91-101.
- Aslaner, M., 1973, İskenderun - Kırıkhan bölgesindeki ofiyolitlerin jeolojisi ve petrografisi: MTA yayını, no. 150.
- Atan, O. R., 1969, Eğribucak - Karacaören (Hassa) - Ceylanlı - Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos dağlarının jeolojisi: M.T.A. Yayını., No. 139.
- Brown, T.E., 1959, Stratigraphic report Hassa area, petroleum district VII Southeast Turkey: American Overseas Petroleum Limited, Rapor No: 312, yayınlanmamış.
- Bryant, G.F., 1960, Stratigraphic report Amanos mountains area Southeast Turkey: American Overseas Petroleum Limited, Rapor No. 906, yayınlanmamış.
- Çoğunlu, H.E., 1975, Hatay Ultramafitlerinin Jeoloji ve Petrolojisi; TBAG-62 Projesi, TÜBİTAK, Ankara.
- Demirtaşlı, E., 1973, İran, Pakistan ve Türkiye'deki Alt Paleozoyik yağlı kayaların stratigrafik korelasyonu: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 204-223.
- Eroskay, O., Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Yalçın, N., Gözübol, A.M., 1978, Ceyhan-Berke Rezervuarının Jeolojisi ve Mühendislik özellikleri: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 21, 51-66.
- Freund, H.; Zak, I. ve Garfunkel, Z., 1968, Age and rate of sinistral movement along the Dead Sea rift: Nature, 220/5164, 253-255.
- Ishmawi, R., 1972, Geologie des nördlichen Mittelteiles des Amanos-Gebirges zwischen İslahiye und Bahçe (S. Türkei): Geotekt. Forschungen, 42, 34-65.
- Janetzko, P., 1972, Geologische Untersuchungen an der Ostflanke des südlichen Amanos-Gebirges zwischen İslahiye und Hassa: Geotekt. Forschungen, 42, 1-34.
- Ketin, İ., 1966, Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların Doğu tran Kabriyeni ile mukayesesi: MTA Mecmuası, 66, 75-87.
- Krummenacher, R. ve Dean, W.T., 1961, Cambrian triloyites from the Amanos-Mountains, Turkey: Paleontology, 4, 71-81.
- Lahner, L., 1972, Geologische Untersuchungen an der Ostflanke des mittleren Amanos: Geotekt. Forschungen, 42, 71-81.
- Schwan, W., 1971, Geology and tectonics of the central Amanos mountains: Geology and History of Turkey, The Petroleum Exploration Society of Libya, 283-303.
- Tuna, D., 1973, VI. Bölge litostratigrafi birimleri adlamasının açıklayıcı raporu: TPAO, Rapor no. 813, Ankara.
- Yalçın, N., 1978, K. Maraş-Gaziantep arasındaki allokton birimlerin ayırtlanması ve ilişkileri: İ.Ü. F.F. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü Kitaplığı, yayınlanmamış.
- Yalçın, N., 1979, Doğu Anadolu Yanlımının Türkoğlu Karaağaç (K. Maraş) arasındaki kesiminin özellikleri ve bölgedeki yerleşme alanları: Türkiye 33. Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Altınlı Simpozyumu, baskıda.

Lâdik - Destek Yöresinin Tektoniği

Tectonics of the Lâdik-Destek region

ALİ ÖZTÜRK Jeoloji-Stratigrafi Kürsüsü, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara

ÖZ: Kuzey Anadolu Fay zonunun bir bölümünü de içine alan araştırma sahası, Hersiniyen ve Alpin orojenez ve epi-rojenez hareketlerinin etkisinde kalmıştır. Bunun sonucu bölge kayaçları kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanmıştır. Her-siniyen hareketlerinin izleri çoğunlukla Alpin hareketleri tarafından silinmiştir.

Lâdik-Destek yöresinde gerek Hersiniyen ve gerekse Alpin kıvrımlar yaklaşık batı-doğu doğrultulu olup, bu kıvrımlara neden olan gerilim ise, kuzey-güney yönünde etkili olmuştur.

Araştırma bölgesindeki faylar, genellikle kıvrım eksenlerine paralel olarak uzanmaktadır. Bununla birlikte ikinci derecede olmak üzere enine ve verrev faylar da gelişmiştir. Çoğunlukla kuzey-güney yönlü olan bu faylar, diğerlerinden daha gençtir.

Araştırma bölgesindeki en önemli yapılardan birisi de, şüphesiz Kuzey Anadolu Deprem Fayıdır. Fay, büyük bir olasılıkla Miyosen sonlarına doğru daha eski bir kırık zone içinde meydana gelmiştir. Sağ- yönlü olan fayın bugüne değin ölçülebilen toplam atımı 80-85 km dolayındadır. Halen diri olan bu fayın hareketinin kuzeye doğru ilerleyen Arap levhasının, Anadolu levhacılığını batıya doğru itmesinin bir sonucu olabileceği düşünülmektedir.

ABSTRACT : The area of study includes a part of the North Anatolian fault zone was affected by the Hereynian and Alpine orogenic and epeirogenie movements. As a result, the rocks of the region were folded and faulted. Traces of the Hereynian movements were generally obliterated by the orogeny.

In Lâdik-Destek region, the folds of either Hercynian or Alpine system have on almost east-west trend, while the stress causing these folds was effective an the-south direction.

The faults in the area are usually parallel to the fold axes. Moreover, the transversal and oblique faults were also developed as a secondary system. These secondary faults having a general north-south direction are younger than the previous ones.

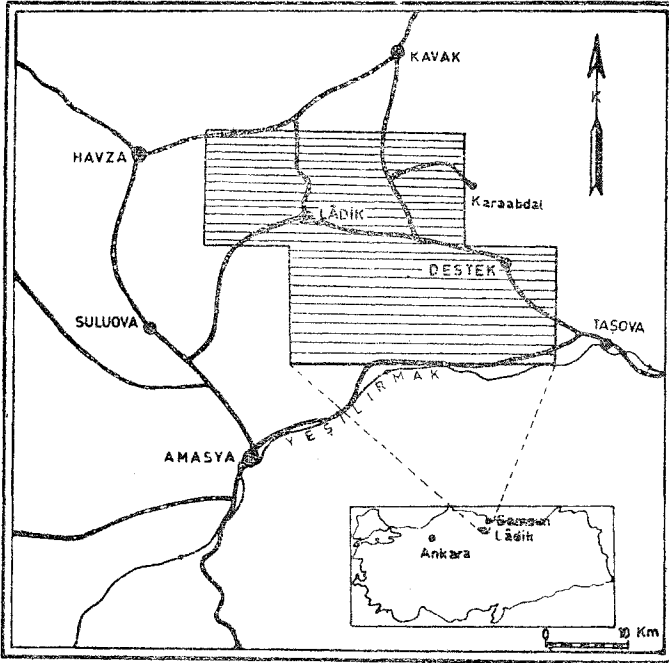
One of the most important structures of the studied area is of course the North Anatolian earth-quake fault. It is highly probable that the fault was formed in an older fracture zone towards the end of Miocene. Total displacement sofar measured along this dextral fault is about 80-85 km. The movement of this presently active fault may be a result of pushing of the Anatolian plate pushed westwards by the Arabian plate.

GİRİŞ

Bu araştırmanın amacı, Kuzey Anadolu Fay Zonunu ve bu zon içinde yer alan Kuzey Anadolu Deprem Fayının özelliklerini olanaklar elverdiğince araştırıp ortaya çıkarmaktır. Bu nedenle, bölgedeki kıvrımlar ve kırıklar üzerinde durulmuş, kıvrımlara ait kontur diyagramları yapılarak, kıvrım eksenlerinin konumlarının ve kıvrımlanmalara neden olan gerilim yönlerinin saptanmasına çalışılmıştır.

Faylarda yerel adlamalar yapılarak kısa özellikleri belirtilmiş ayrıca aktif olan Kuzey Anadolu Deprem Fayının özellikleri, etki alanları, yaşı ve daha eski kırıklarla olan ilgisi üzerinde durulmuştur. Çatlaklara ait gül diyagramları yapılarak, bölgedeki kıvrım eksenleri ile olan ilgilerine, hangi tip kırıkların hangi oranlarda oluştuğunun saptanmasına çalışılmıştır.

Araştırma sahasının Türkiye içerisindeki konumu şekil-1 de görülmektedir.



Şekil 1: Yer bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

LÂDİK-DESTEK YÖRESİNİN TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme bölgesinde yüzeyleyen kayalar, Hersiniyen ve Alpin orojenez ve epirojeniz hareketlerinin etkisinde kalmış ve bunun sonucu kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanmışlardır. Hersiniyen hareketleri ile oluşan yapılar, Alpin hareketlerinin etkisi ile çoğunlukla silinmiş ve Alpin yapılar egemen duruma geçmiştir.

Orojenez Devreleri ve Kıvrımlar

Hersiniyen Orojenez Devresi: Hersiniyen hareketlerinin varlığı şüpheli gibi gözükürse de, yazar, bölgedeki bazı oluşukların bu orojenezin etkisinde kaldığı kanısındadır. Metamorfik kayalardan oluşan Tokat masifi ile hiç bir meta-

morfizma özelliği göstermeyen Permiyen yaşlı, bol fusulinitli kireçtaşlarının Akdağ'da yan-yan ve üst-üste bulunması, metamorfizmanın Hersiniyen yaşlı olduğunu göstermektedir. Ayrıca, Permiyen kireçtaşları içerisindeki metamorfik kayalar parçaları, Tokat masifi ile Permiyen arasındaki uyumsuzluk, bölgedeki Hersiniyen orojenezinin varlığını kanıtlamaktadır. Hernekadar bölgedeki Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayaların kıvrım eksenleri az çok birbirine uygunluk gösteriyorsa da, bu daha yaşlı orojenleri oluşturan ortamların, Alp jeosenkline gibi Kuzeyde Rus levhası ile Güneyde Afrika levhası arasında yer almasından ileri gelmektedir. Bunun sonucunda da orojenlerin ana tektonik doğrultuları birbirlerine doğal olarak az çok uygunluk gösterecektir.

Hersiniyen orojenezinin etkisiyle metamorfik kayalarda eksen düzlemi klivajı, çizgisel yapılar ve sucuk yapıları (budinaj) meydana gelmiştir. Kayalardaki klivaj doğrultusu genellikle KB, eğimi ise KD dur. Kayaların deformasyonunda etkin olan gerilim yönü KD-GB yönünde olmuştur. Kuvars damarlarının oluşturduğu sucuk yapıları foliyasyon düzlemine paralel, aynı kökenli damarların meydana getirdiği ptigmatik kıvrımlar ise, foliyasyonu kesmektedir. Ayrıca, gerek kuvars damarlarının, gerek sucuk yapılarının ve gerekse yassı ve koyu renkli mika pulcuklarının düzlemsel dizilmeleri, kayalarda çizgisel yapılar oluşturmaktadır.

Metamorfik kayaların veya bunların kökenini oluşturan sedimanter kayaların, Permiyenden önce bir kıvrılma hareketinin etkisinde kaldıkları bir gerçektir, zira bol fosilli Permiyen kireçtaşları metamorfik seriler üzerine transgressiftir. Bölgede geniş sahalarda yüzeylenen bu kireçtaşları bir takım antikalinal ve senkinaler oluşturmaktadır. Akdağ formasyonunu oluşturan Permiyen yaşlı kireçtaşlarından alınan 100 ölçüye ait kontur diyagramı şekil-2 de görülmektedir. Formasyona ait kıvrım ekseninin doğrultusu K 88°B, dalımı 5°GD dur. Kayaların deformasyonunda etkin olan gerilim yönü K 2°D dur.

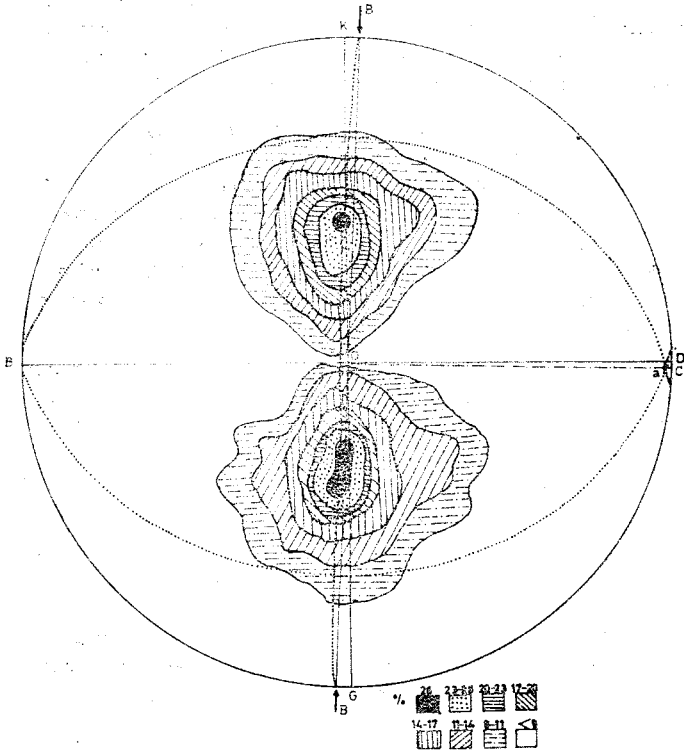
Akdağ formasyonunun Lâdik yöresindeki yüzlekleri, bu bölgede büyük bir antikalinal varlığını belirtmektedir. Antikalinal eksen, bugünkü Lâdik çöküntüsünü oluşturan düzlük ile Lâdik gölünün ortasından geçmektedir. Epirojenik hareketlerle antikalinalin kanatları faylanmış, tepe kısmı çökmüş ve çöken bu kısımda daha genç kayalar çökelmiştir.

Akdağ formasyonunu oluşturan kireçtaşlarının deformasyonu, büyük bir olasılıkla Hersiniyen orojenez devresinin Palatiniyen faslında meydana gelmiştir.

Alpin Orojenez Devresi: Permiyen sonunda meydana gelen bir orojenez ile deniz bölgeden çekilmiş ve karasal durum Liyas'a kadar devam etmiştir. Triyas yaşlı çökellerin bulunmaması bu görüşü daha da kuvvetlendirmektedir.

Liyas oluşukları, Yeşilırmak vadisinde metamorfik kayalar üzerinde bir taban konglomerası ile, Akdağ ve Taşdağ'da da Permiyen yaşlı kireçtaşları üzerinde kırmızı, killi, yumru kireçtaşları ile oturur. Bu durum, Liyas transresyonunun güneyden kuzeye doğru olduğunu gösterir.

İnceleme bölgesinde Orta Jura (Dogger) çökelmemiştir. Malm doğrudan doğruya Liyas üzerine açış uyumsuzlukla gelir ve Liyas sonundaki bölgesel yükselmeye işaret



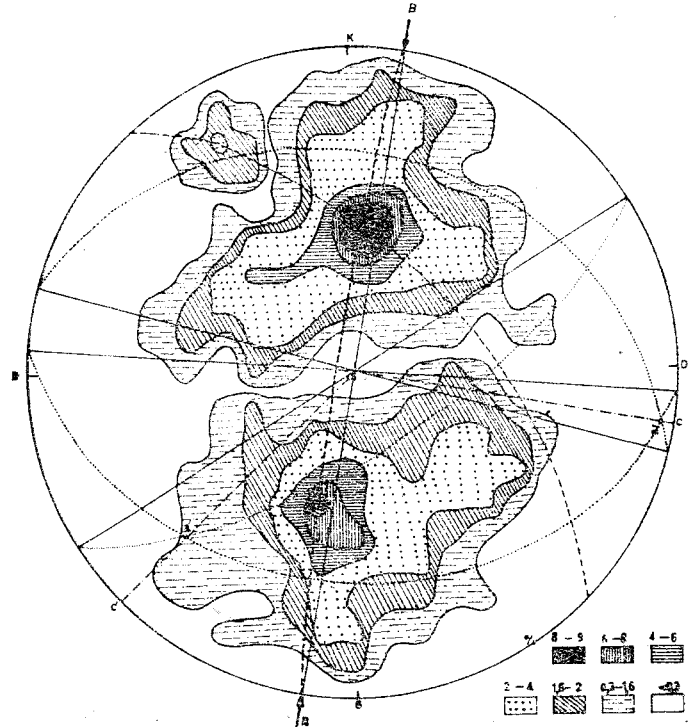
Şekil 2: Paleozoyik yaşlı kayalara ait 100 tabakanın eşit alanlı projeksiyon ağı üzerindeki kontur diyagramı,
oa : kıvrım eksenini
ac : eksen dalımı
BB: en büyük sıkışma yönü

Figure 2: The contour diagram of 100 beds belonging to the Paleozoic rocks on equal area projection net.
oa : fold axis
ac : the plunge of the fold axis
BB: maximum stress direction

eder. Kretase boyunca meydana gelmiş olan aşamalı transgresyon (Öztürk 1979), Alpin Orojenezine bağlı çeşitli evrelerin etkin olduğunu göstermektedir. Özellikle Senomaniyen ve Lütésiyen transgresyonları Austriyen ile Laramiyen fazlarının meydana geldiğini kanıtlar.

Bölgede yüzeyleyen Mesozoyik yaşlı kayalardan alınan 372 adet tabaka doğrultu ve eğiminin verdiği diyagrama göre, kayaların deformasyonunda etkin olan gerilim yönü K 10°D dur. Bunun sonucu egemen doğrultusu K 80°B, dalımı 4°GD olan kıvrım eksenini meydana gelmiştir. Yine aynı kuvvete bağımlı olarak ikinci derecede birbirine paralel bir çok kıvrımlar oluşmuştur. Bu kıvrımların egemen doğrultusu K 47° D olup, 18° GB ya dalımlıdır. Şekil-3 bu durumu göstermektedir. Mesozoyik yaşlı kayalarla oluşan bazı kıvrım eksenlerinin, egemen kıvrım yönünden farklı doğrultularda gözükmesi, kayaların kıvrılmaya karşı gösterdikleri özelliklerden ileri gelmektedir.

İnceleme bölgesinde Tersiyer transgresyonu Lütésiyen ile başlamıştır. Lütésiyen, Ladik yöresinde bir taban konglomerası ile Permiyen üzerinde bulunur. Aralarındaki ilgi, açılı bir uyumsuzluktur. Lütésiyen boyunca çökelen bu kayalar, Pireniyen hareketleriyle deformasyona uğramış ve bölge



Şekil 3: Mesozoyik yaşlı kayalara ait 372 tabakanın eşit alanlı projeksiyon ağı üzerindeki kontur diyagramı.
oa : egemen kıvrım eksenini
ac: eksen dalımı
oa : ikincil kıvrım eksenini
ac : ikincil eksenin dalımı
BB: en büyük sıkışma yönü

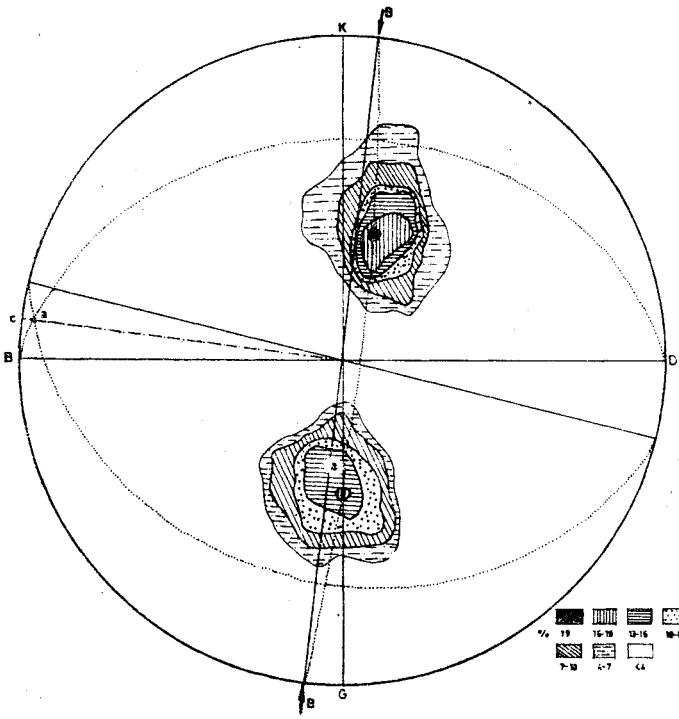
Figure 3: The contour diagram of 372 beds belonging to the Mesozoic rocks on equal area projection net.
oa : the main fold axis
ac : the plunge of the fold axis
oa : the secondary fold axis
ac : the plunge of the secondary fold axis
BB: maximum stress direction

yükselerek karasal ortama dönüşmüştür. Daha sonra çökelen göl sedimanları, Geç Alpin orojenez hareketlerinden Striyen fazının etkisinde kalarak kıvrılmıştır.

Tersiyer yaşlı kayaların oluşturduğu kıvrım eksenleri, Mesozoyik yaşlı kayaların kıvrım eksenlerine az çok paraleldir. Kıvrım eksenlerinin egemen doğrultusu K 84 °B, dalımı ise 6°KB dır. Egemen gerilim yönü K 6°D dur (şekil-4). Kırıklar

Kuzey Anadolu Fay Zonunun bir bölümünü de içerisine alan araştırma sahası, ileri derecede kırıklı bir yapıya sahiptir. Kırıklar, genellikle Alpin kıvrım eksenlerine paraleldir. Bunun yanında, bölgedeki genel stress dağılımına bağımlı olarak her üç doğrultuda da kırık sistemleri gelişmiştir.

Kuzey Anadolu Fay Zonunun incelenmesi 1939 Erzincan depreminden beri yoğunluk kazanmış, fay zonunun çeşitli kesimlerinde çalışan yer bilimciler, fayı oluşturan mekanizma, fayın oluşum yaşı ve fay boyunca meydana ge-



Şekil 4: Tersiyer yaşlı kayalara ait 90 tabakanın eşit alanlı projeksiyon ağı üzerindeki kontur diyagramı.

oa : kıvrım eksenini
ac : eksen dalımı
BB: en büyük sıkışma yönü

Figure 4: The contour diagram of 90 beds belonging to the Tertiary rocks on equal area projection net.

oa : fold axis
ac : the plunge of the fold axis
BB: maximum stress direction

len hareketlerin miktarı hakkında değişik görüşler ileri sürmüşlerdir. Bu görüşlere yeri geldikçe değinilecektir.

İnceleme alanında oluşan kırıkları faylar ve çatlaklar olmak üzere iki başlık altında inceliyeceğiz.

FAYLAR

Yenice-Arslantaş Fayı: (YAF): Batıda Yenice köyünün hemen batısından inceleme bölgesine giren fay, GD doğrultusunda devam ederek Kamalı mahallesi, Arslantaş, Bahsi, Hasırcı ve Tatlıcak köyüne kadar devam eder. Fayın inceleme bölgesindeki uzunluğu 21 Km. dir. Fay boyunca güney blok yükselmiş, kuzey blok çökmüştür.

Arslantaş civarında yüzeyleyen Permiyen kireçtaşları güneyden kuzeye doğru itilmiş, kireçtaşlarında kayma çizikleri, tektonik breşler oluşmuştur. Yenice - Tatlıcak köyleri arasında fay boyunca kaynaklar sıralanmış, fay gölcükleri ve büyük çapta heyelanlar meydana gelmiştir.

Yenice - Arslantaş fayı, Lütésiyyenden sonra oluşmuştur. Arslantaş yöresinde Lütésiyyen yaşlı kumtaşları Permiyen kireçtaşlarının altında gözükmektedir. Bindirme güneyden kuzeye doğru olmuştur. Fay düzleminin eğimi olasılıkla büyüktür.

Destek Fayı (DF): Lâdik gölünün 3 Km. doğusundan başlar, Kavaklıcanın güneyinden ve Destek kasabasının kuzeyinden geçerek Sepetlioba köyünün 1 Km. kuzeyinden inceleme alanı dışına çıkar. Fayın uzunluğu 16 Km. dr.

Destek fayının kuzeyindeki blok yükselmiş, güneydeki blok çökmüştür. Fay boyunca özellikle Telisayağı kuzeyinde metamorfik kayalar parçalanmış, milonit oluşmuş ve foliyasyon gösteren kloritistlerde kuvvetli ayrışmalar meydana gelmiştir. Destek fayı, bir bindirme fayıdır. Destek boğazında Paleozoyik yaşlı metamorfik kayalar, Portlandiyen kireçtaşları üzerine bindirmiştir. Bindirme, olasılıkla Lütésiyyerden sonra meydana gelmiştir.

Uluçal Fayı (UF): Ulu çal ile Eynekaya köyleri arasında hemen hemen D-B doğrultusunda devam eder. Fayın uzunluğu 5 Km. dir. Fay boyunca Permiyen kireçtaşları, Portlandiyen yaşlı kireçtaşları üzerinde görülür. Bindirmenin yönü, güneyden kuzeye doğrudur. Yaşı Lütésiyyenden gençtir.

Yaylalar Fayı (YF): Ortaköyden başlayıp KB-GD doğrultusunu izler. Lâdik, Çakırgümüş, Kayacık, Balcıoğlu, Destek, İkigürgen Kozluca yaylalarını geçtikten sonra Permiyen ile Neojen dokanağını izleyerek Boraboy köyü içinden geçer ve Amasya-Taşova karayolunu keserek buradan inceleme alanı dışına çıkar.

Yaylalar fayı büyük açılı bir bindirme fayıdır. Bu fay boyunca Lütésiyyen ve Senoniyen yaşlı kayalar, Portlandiyen kireçtaşlarının altına dalarlar. Kırık hattında bir çok kaynaklar dizilmiş ve büyük heyelanlar meydana gelmiştir. Kuzeydeki Lâdik fayı ile bu fay arasındaki kayalar bir ezik zon oluşturmaktadır.

Yaylalar fayının inceleme bölgesi içindeki uzunluğu 42 km. dir. Oluşum yaşı Lütésiyyenden gençtir.

Taşlıdağ Fayı (TF): Akdağ formasyonunu güneyden sınırlayarak Yıkılğan köyüne kadar D-B doğrultusunda uzanır, buradan KD ya dönerek Divanlı yaylasından Dirgen mahallesinin kuzeyine kadar devam eder, Seyfe formasyonu içine girer ve Tersakan formasyonunu da keserek Kırkharman öyünün güneyinden doğuya doğru ilerler.

Taşlıdağda, Permiyen yaşlı kireçtaşları Liyas yaşlı kayalar üzerine bindirmiştir. Kireçtaşlarının fayla olan dokanaklarında erimeler, yeniden kristallenmeler ve tektonik breşler oluşmuştur. Bu nedenle faya yakın yerlerdeki katmanlanmalar tamamen kaybolmuştur. Dirgen mahallesi ile Kırkharman arasında Liyas yaşlı Seyfe formasyonu, Maestrihtiyen yaşlı Tersakan formasyonu üzerinde gözükür.

İnceleme bölgesi içinde fayın uzunluğu 28 km. olup, yaşı Maestrihtiyenden gençtir.

Buraya kadar anlatılan faylar, eğimleri oldukça fazla olan bindirme faylarıdır. Bu faylar, genel doğrultusu K-G olan kempresyon gerilimleri sonucu oluşmuşlardır. Bazı araştırmacılar (İlhan, 1976), bu tip bindirmelerin epirojenik kökenli olduğunu, orojenik hareketlerin Kuzey Anadolu'da Üst Eosende sona erdiğini belirtirlerse de, gerek İlğaz (Tokay, 1973) ve gerekse Lâdik yöresinde (Öztürk, 1979), Miyosen çökellerinin çok kıvrımlı yapıda olmaları, hatta bu çökellerde devrik ve yatık kıvrımların varlığı ve Miyosenden daha genç çökellerin bunlar üzerine uyumsuz olarak

gelmeleri, yine lğaz dolaylarında Kretese yaşlı ofiyolitik kayaçların kıvrımlı Miyosen üzerine bindirmesi, bu bölgede Alpin- hareketlerin Eosenden sonra da devam ettiğini gösterir.

Lâdik Fayı (LF): Lâdik çöküntüsünün güney sınırını oluşturur. Kireç ocaklarının bulunduğu yerde metamorfik kayaçlar içerisine girer ve bunları keser, daha doğuda genç Neojen çökelleri içinde izlenemez duruma gelir.

Lâdik fayı, eğim atımlı normal bir faydır. Fayın kuzeyi güneyine oranla çökmüştür. Erozyonun kuvvetli olması nedeniyle fay düzleminin eğimi ölçülememiştir. KD-GB doğrultusunda uzanan fay, kendisini çeşitli açılarla kesen faylar tarafından parçalanmıştır. Uzunluğu 22 km. olup, Lütesiyenden gençtir.

Derinöz Fayı (DF): Eğim atımlı normal bir faydır. KB-GD doğrultusunda uzanır. Fayın kuzeyi güneyine oranla çökmüştür. Fay, birtakım doğrultu atımlı faylar tarafından kesilmiş ve ötelenmiştir. Uzunluğu 6 km. olan fay, Jura kireçtaşları ile Neojenin karasal çakılları arasında yer alır.

Ayvalı-Hasanağacı Yöresi Fayları: Bu yörede KD-GB ve KB-GD doğrultusunda oluşan faylar, küçük ölçekte horst-ve grabenler meydana getirmiştir. Fayların eğim dereceleri büyük olup 90° ye yakındır. Faylar, çoğunlukla Permien kireçtaşları ve Lütesiyen klastiklerini keser. Uzunlukları fazla olmayıp 1,5 ila 2,5 km. arasında değişir.

Akpınar Fayı (AF): Tatlıcak yakınlarında Yenice-Arslantaş fayından ayrılan bir kol, batıya doğru devam ederek Akpınar İlköğretmen Okulu, Hasanağacı ve Kocapınar köylerinden geçer. Burada genç Neojen çökelleri içine girer.

Akpınar fayı, Lâdik çöküntüsünün bir bölümünü güneyden sınırlar. Fayın güneyindeki blok çökmüş, kuzey blok yükselmiştir. Fay, Hasanağacı doğusunda Lütesiyen yaşlı Lâdik formasyonunu keser. Fayın güneyinde çöken kumtaşları, kuzeyinde Lütesiyenin tabanını oluşturan taban konglomeraları bulunur. 17 km. uzunluğunda olan Akpınar fayı Neojenden gençtir.

Yumaklı-Hızırbaşı Arasındaki Faylar: Çoğunlukla D-B doğrultusunda gelişmiş olan faylar, küçük ölçekte horst ve grabenler meydana getirmiştir. Bu yapılar KD-GB faylar tarafından kesilerek ötelenmişlerdir. Birbirine paralel olarak iki dizi halinde oluşan bu fayların güney ve kuzeyleri kademeli olarak çökmüş, orta kısım yükselmiştir.

Yumaklı köyünün kuzeyinde de 3-4 km. uzunluğuna sahip olan faylar, Üst Kretase yaşlı Yumaklı formasyonu içinde horst ve grabenler oluşturmuşlardır.

Akdağ Bölgesi Fayları: D-B doğrultulu ve hemen hemen birbirine paralel olan bu faylar da eğim atımlı normal faylardır. Bölgede antiklinal ekseninin kuzeyinde yer alan fayların kuzey tarafları, eksenin güneyinde yer alan fayların da güney tarafları çökmüştür. Bu faylar, kademeli alçalım gösteren sentetik faylardır.

Ericek Fayı (EF): İnceleme sahasında doğuda Ericek yaylasından başlar, batıda pafta sınırına kadar devam eder. Taşlıdağ yükselimini kuzeyden sınırlayan fay, Permien kireçtaşları ile Liyas klastikleri dokanağında bulunur. Fay boyunca kireçtaşları yükselmiş, Liyas klastikleri çökmüştür.

Dokanak boyunca kayaçlar ezilip parçalanmış, Dineklik, Dudakbuyduran yaylaları yöresinde büyük çaplı heyelanlar meydana gelmiş ve fay boyunca kaynaklar dizilmiştir.

Ericek ve Har yaylalarında bu faya az çok paralel olan 1,5-4 km. boyunda küçük faylar oluşmuştur. Bu fayların eğimi, Ericek fayının eğimine paralel olup kuzeydedir.

Taşdağ güneyinde, Liyaş yaşlı Seyfe formasyonu içinde, güney blokları çökmüş, kuzey blokları yükselmiş faylar oluşmuştur. Bunlar da birer sentetik faylar olup, Taşlıdağ horstunun güney kenar fayına paraleldir.

Sepetlioba Fayı (SF): Sepetlioba-Kozluca köyleri arasında izlenir. KB-GD doğrultuludur. Vadi boyunca izlenen bu fayda, kuzey blok alçalmış, güney blok yükselmiştir. Fay boyunca yer yer heyelanlar meydana gelmiştir.

Destek Neojen sahası içinde oluşmuş bulanık bu fayın güneyinde, horst ve grabenler meydana getiren ikincil faylar da gelişmiştir.

Boraboy Fayı (BF): Boraboy köyü ile Sarıçiçek yaylası arasında KD-GB doğrultusunda gelişmiştir. Fay, Permien kireçtaşları ile Liyas volkanikleri arasında Boraboy gölüne kadar devam ettikten sonra, doğuya doğru Liyas volkaniklerini keserek uzanır. Fayın güneyindeki blok, kuzey bloka oranla yükselmiştir.

İnceleme bölgesinde, Özellikle Destek boğazında küçük ölçüde eğim atımlı normal faylar gelişmiştir. Bunlardan bazıları iki ayrı formasyon arasında, bazıları da aynı formasyon içinde oluşmuşlardır.

Çamlıköy Bölgesi Fayları: Çoğunlukla Üst Jura yaşlı Doğdu formasyonu, kısmen de Lütesiyen yaşlı Lâdik formasyonu içinde oluşmuş doğrultu atımlı faylardır. KB-GD doğrultulu kireçtaşlarını KD-GB doğrultusunda keserler. Fay hatları boyunca kireçtaşlarında kayma çizikleri, ezilip parçalanmalar izlenebilmektedir. Derinöz fayı, bu faylar tarafından kesilmiş ve faylar boyunca 100 ila 250 m. ye varan ötelemeler meydana gelmiştir.

Lâdik Bölgesi Fayları: Lütesiyen yaşlı Lâdik formasyonu içinde KD-GB ve KB-GD doğrultularında gelişmişlerdir. Sağ ve sol yönlü olarak oluşan faylarda 200 ila 500 m. lik ötelemeler meydana gelmiştir. Aynı zamanda Lâdik fayı, bu faylar tarafından kesilerek parçalanmıştır. Fayların aralarında kalan bloklar ezilerek bir ezik zon oluşmuştur.

Hızırbaşı Bölgesi Fayları: Hızırbaşı ve Kürtlü köyleri kuzeyinde KD-GB doğrultusunda, sağ ve sol yönlü olarak meydana gelmişlerdir. Aynı bölgedeki horst ve grabenleri keserler. Faylar boyunca 250-300 m. lik atımlar saptanmıştır.

İnceleme bölgesinde küçük ölçekte birtakım doğrultu atımlı faylar daha saptanmıştır. Örneğin, Soğanlı güneydoğusunda 130 m atımlı sağ yönlü, Kırkharman güneyinde 250 m. atımlı sol yönlü faylar haritaya da geçirilmiştir.

Tersakan Fayı (TEF): Tersakan vadisi boyunca KB-GD doğrultusunda yer alır. Karaabdal-İsasofta arasında Üst Kretase flişi ile genç Neojen çökelleri dokanağmdan, daha batıda Maestrihtiyen yaşlı kayaçlar içerisinden geçer ve Çerkez mahallesinde Neojen çökelleri içerisine girer. Fay, olasılıkla dikey atımlıdır. 28 km. uzunluğa sahip olup, Neojen yaşındadır.

Günkoru Fayı (GF): Hamamayağı kuzeyinde Yenice-Arslantaş ve Tersakan faylarından ayrılan bir kol, doğuya doğru Bağlamış, Alayurt ve Hacıali çiftliğinden geçtikten sonra, Tersakan çayını D-B doğrultusunda keser, Günkoru kuzeyinde volkanik üst Kretaseyi de kestikten sonra Nusratlı vadisine ulaşır ve doğuya doğru D-B doğrultusunda devam eder.

Günkoru fayı, Nusratlı vadisi boyunca uzanan antiklinal ekseninden geçer. Vadi boyunca antiklinalin eksen kısmı parçalanmış, eksenden uzaklaştıkça her iki tarafta tabakalar dikleşmiş, fay önü tepecikleri oluşmuştur. Bunlar dışında kaynakların dizilişi, bataklık ve heyelanların varlığı, topoğrafik özellikler fayın varlığını gösteren verilerdir. Bu fayın uzunluğu 27 km. olup, Neojen yaşındadır.

İnceleme bölgesinde daha önce oluşmuş olan yaşlı faylar, Genç Alpin orojenik ve epirojenik hareketlerinin etkisiyle zaman zaman aktif duruma geçmişler ve silinen özelliklerini yeniden kazanmışlardır. Hatta epirojenik hareketler Kuvaterner başlarında da etkili olmuş ve Genç Neojen çökeltilerinde yeni faylar olmuştur.

Kuzey Anadolu Deprem Fayı: Kuzey Anadolu Deprem Fayı bilindiği gibi diri bir faydır. Fayın inceleme alanımız içerisindeki uzunluğu 45 km. dir. Bugün haritalanan kırık, 27/ Kasım/1943 Kastamonu-Samsun depremi sırasında meydana gelmiştir. Aradan 30 yıldan fazla bir zamanın geçmesi nedeniyle o anda oluşan kırık hattı hemen hemen kaybolmuştur. Ancak, Kuzey Anadolu Deprem Fayının haritalanmasında o zaman yaşayan ve bu fayın oluşumunu gören kişilerden yararlanılarak bu kusur kısmen ortadan kaldırılmıştır.

Fayın Gidişi: Kuzey Anadolu Deprem Fayı Yenice köyünde iki ayrı kol halinde inceleme alanına girer. Bu iki ayrı kırık, Yenice'nin 1 km. doğusunda birleşir. Buradan doğuya doğru ilerleyerek Hamamayağı şosesini ve deresini keser, Ayvalı güneyinde bulunan Permiyen kireçtaşlarının güney sınırını izleyerek Kamalı mahallesine gelir. Burada Lâdik-Samsun yolunu keser, Arslantaş köyünün içinden geçerek Bahsi ve Hasırcı köyünün kuzeyinden Lâdik gölüne ulaşır. Burada gölün içinden geçerek Kavaklıca yöresinde metamorfik kayalar içine girer. Destek boğazında Orman evi ve Orman İşletmesi binalarının Kuzeyini izleyerek Destek kasabasının bir kilometre batısında ikiye ayrılır. Güney kol kasabanın içinden, kuzey kol da kasabanın kuzeyinden geçtikten sonra kasabanın hemen doğusunda tekrar birleşirler. Doğuya doğru Neojen yaşlı kayaların oluşturduğu tepecikler ile metamorfik kayaların dokanağını izleyerek inceleme alanı dışına çıkar.

Fayın Özellikleri: Kuzey Anadolu Deprem Fayı, birçok yerbilimcilerin de belirttikleri gibi doğrultu atımlı, sağ yönlü, aktif bir faydır (Ketin, 1969, Tokay, 1973 ve diğerleri). Fay, tek bir çizgi halinde olmayıp, bir fay zonu şeklinde gelişmiştir. Bu zonda kayalar parçalanarak ezilmiş, gölcükler, kaynaklar ve büyük ölçüde kaymalar meydana gelmiştir.

Blumenthal (1943), Kuzey Anadolu Deprem Fayının eski kırık hatlarıyla pek uygunluk göstermediğini belirtir. Bölgede yaptığımız araştırmalarda Kuzey Anadolu Deprem Fayının, bazı bölgelerde eski faylara yaklaştığını, bazı bölgelerde eski fay çizgilerini izlediği ve bazı bölgelerde de es-

ki fayları kestiği saptanmıştır, örneğin, Kamalı-Arslantaş köyleri yöresinde aktif fay, sadece eski fay çizgisine paralel olarak uzanmakta, Lâdik gölünün doğusunda ise eski fayları kesmektedir. Halbuki Ulusu vadisinde Ulusu fayını izlemektedir (Tokay, 1973).

Kuzey Anadolu Deprem Fayının bir diğer Özelliği de, tamamen Kuzey Anadolu Fay Zonu içerisinde oluşmuş olmasıdır. Bu fay, yer-yer eski faylardan ayrılmakta ve onları kesmekte ise de, çoğunlukla eski bir fay zonu içinde meydana gelmiştir.

Fay Boyunca Meydana Gelen Atımlar: İnceleme bölgesinde fayın kuzeyindeki blokun, fay düzlemi boyunca, güneydeki bloka oranla doğuya doğru kaydığı saptanmıştır. Kıranoğaz köyünden Ahmet İlhan'ın ifadesine göre, köyün güneyinde kuzey-güney yönünde dikilmiş kavak fidanları, 21.11.1943 de oluşan bir kırıkla, kırığın kuzeyindeki fidanlar, güneydekilere oranla 2,5-3 m. doğuya doğru yer değiştirmiştir. Destek kasabasının Osman Uzun'un ifadesine göre de, Destek doğusunda fay üzerinde bulunan bir tarlanın sınırları tarafından kesilmiş ve kuzey kısmı 1,5-2 m. doğuya kaymıştır. Yine Destek içerisinde bir dut ağacının gövdesi deprem sırasında ortadan ikiye ayrılmış ve dut ağacı saat ibresi yönünde rotasyona uğramıştır. Bu dut ağacı ve yarık halen izlenebilmektedir.

Aktif fay boyunca meydana gelen yatay kaymalar yanında düşey yönde yer değiştirmeler de olmuş, ancak bu yer değiştirmeler 40-50 cm. yi geçmemiştir.

Destek boğazından haritanın doğusuna kadar uzanan fay hattı boyunca kuzey-güney doğrultusunda yer alan vadilerde, vadi tabanları fay tarafından kesilmiş ve genellikle fayın kuzeyinde kalan kısımları doğuya doğru hareket etmiştir. Buradaki yer değiştirme 50-1000 m. arasında değişmektedir. Bu farklı yer değişikliği, diğer bir deyişle atım, vadilerin yaşı ile ilgili olup, yaşlı vadilerde atım daha fazla, genç vadilerde daha azdır.

Ambrassey (1970), Kuzey Anadolu Deprem Fayının ortalama yılda 1 cm. yer değiştirdiğini saptamıştır. Aytuna (1973), İsmetpaşa bölgesinde yaptığı ölçmelerde yatay hareketin yılda 1,5 cm. olduğunu belirtir. Tokay (1973), toplam atımın 60-80 km. olduğunu kabul eder. Seymen (1974), Kelkit vadisinde yaptığı araştırmalarda 85 km. lik bir atım saptandığını ve yıllık yer değiştirmenin 0,5 - 0,6 cm. olduğunu kaydetmektedir. Pavoni (1961), fay boyunca meydana gelen atımın 350-400 km. olduğunu kabul eder. Ancak bu görüşü kanıtlayacak veriler henüz saptanamamıştır. Araştırma sahası içindeki Kuzey Anadolu Deprem Fayının uzunluğunun 45 km. olması nedeniyle, böyle bir atım tarafımızdan saptanamamıştır.

Fayın Oluşum Yaşı: Kuzey Anadolu Deprem Fayının oluşum yaşı, yerbilimciler arasında tartışmalıdır. Abdüsselamoğlu (1959), fayın Pliyosen'den önce harekete geçtiğini kabul eder. Ketin (1969)'e göre fay, Pliyosen-Kuvaterner esnasında harekete geçmiştir. Tokay (1973), Gerede-İlgaz arasında yapmış olduğu araştırmalar sonunda topladığı verilere dayanarak, fayın Alt-Orta Pliyosende hareket ettiğini önermektedir. Ataman, Buket ve Çapan (1975), Anadolu levhacılığı ile Doğu Pontit ada yayının Pliyosende çarpışması sonucu böyle bir kırığın oluştuğunu kabul ederler.

Kuzey Anadolu Deprem Fayının toplam atımının 80-85 km. dolayında olduğunu kabul edersek, ki çoğunluk bugün bu görüştedir, Kuzey Anadolu Deprem Fayının Miyosen sonuna doğru harekete geçmiş olabileceğini söyleyebiliriz.

Fayın Mekanizması: Blumenthal (1945), fayın kratojenik hareketler sonunda oluştuğu tezini savunmaktadır. Kettin (1960), Kuzey Anadolu Deprem Fayı boyunca meydana gelen hareketin, D-B yönünde etkiyen bir kuvvet çifti sonucunda oluştuğunu belirtmektedir. Tokay (1973), fayın oluşumunu D-B yönünde etkiyen kuvvet çifti ile, K-G doğrultusu ile küçük bir açı yapan kompresyon gerilimlerine bağlamaktadır. Seymen (1974), Orta Miyosende Pontit-Anatolit çarpışmasından sonra, K-G yönlü teğetsel basınçların yer kabuğunda dikey hareketleri, D-B gidişli bindirmeleri, eğim atımlı ters ve normal fayları oluşturduğunu, Tokay (1973) m görüşlerine katılarak, Arap Plakasının kuzeye hareketi ile Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca yatay kaymaların taşladığını belirtmektedir. Ataman, Buket ve Çapan (1975) ise, Arap Plakasının Anadolu plakasını kuzeye ittiğini ve bu itiş sonunda Anadolu plakasının doğu Pontit plakası ile çarpışmasıyla kırığın oluştuğu kanısındadırlar.

İnceleme bölgesinde çoğunlukla B-D doğrultusunda oluşan ve Kuzey Anadolu Kırık Zonunu oluşturan yaşlı faylar, K-G yönünde etkiyen kompresyon gerilimleri sonucu oluşmuşlardır. Bu gerilimler sonucu daha önce de belirtildiği gibi bindirme fayları, eğim atımlı normal faylar meydana gelmiştir. D-B doğrultulu faylara dik ve onları çeşitli açılarla kesen diğer faylar da, aynı gerilimlere bağımlı olarak gelişmiş sağ ve sol atımlı ikincil faylardır. Sözü edilen fayların oluşturduğu kırık zon, Litosferde zayıf bir zon meydana getirmiştir. Bu zayıf zon, daha sonraki hareketlerle tekrar kırılmış, özellikle Arap levhasının kuzeye yönelik hareketi ile de, Kuzey Anadolu Deprem Fayı boyunca bilinen sağ yönlü hareket başlamıştır.

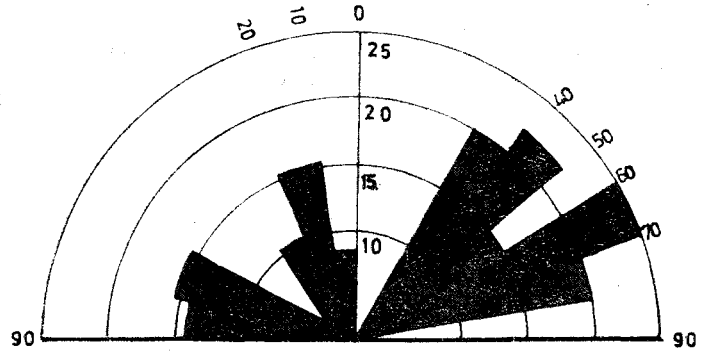
ÇATLAKLAR

Bölgenin ileri derecede deformasyona uğraması nedeniyle çatlak sistemlerinde de çeşitli yönlerde gelişmeler olmuştur. Sahadaki kıvrım eksenlerinin durumuna göre çatlaklarda, bir sınıflandırma yapacak olursak, boyuna, enine ve verrev çatlakların meydana gelmiş olduklarını görürüz. Bunlarla birlikte, özellikle metamorfik kayalar içerisinde daha belirgin olan ve içleri kuvars maddesi ile doldurulmuş tansiyon çatlakları da izlenmektedir.

Metamorfik kayalar içinde gelişmiş çatlak sistemleri, şekil-5 da çizilmiş gül diyağramında görülmektedir.

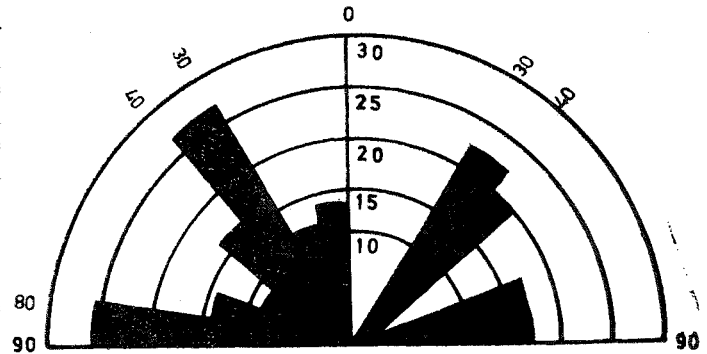
Permiyen yaşlı Akdağ formasyonunun oluşturan kayaların deformasyonunda en büyük sıkışma K 2°D doğrultusunda olmuş ve bunun sonucunda ekseni K 88° B gidişli kıvrım meydana gelmiştir. En büyük sıkışma yönüne az-çok paralel olan çatlaklar ac-çatlakları (enine çatlaklar), diğer çatlaklara oranla daha az gelişmişlerdir. En büyük sıkışma yönüne dik veya dike yakın açılar oluşturarak gelişen çatlaklar da bc-çatlakları (boyuna çatlaklar)dır. Bu çatlaklar, ac-çatlaklarına oranla daha iyi gelişmişlerdir. Verrev çatlaklar, bu kayaç topluluğunda en iyi gelişmiş çatlak sistemidir. Bunlar iki yönde gelişmiş olup, en büyük sıkışma doğrultusu ile 30-35° lik açılar yaparlar, şekil-6 bu 90

Mesozoyik yaşlı kayalarda bc-çatlakları, en büyük sıkışma yönü (K 10°D) ile 85°lik açı yapmaktadır. Bu çatlaklara olan ac-çatlakları daha az gelişmiştir. Verrev çatlakları en büyük sıkışma yönü ile 30-50°lik açılar yaparlar. Şekil-7 bu kayalarda meydana gelmiş çatlakların gül diyağramını göstermektedir.



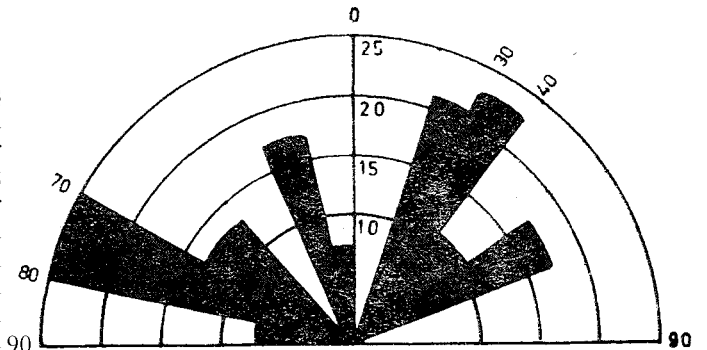
Şekil 5: Kristalin şistlerdeki çatlakları gösterir gül diyağramı.

Figure 5: The rose diagram representing the joints of krystalline schists.



Şekil 6: permiyen kireçtaşlarındaki çatlakları gösterir gül diyağramı.

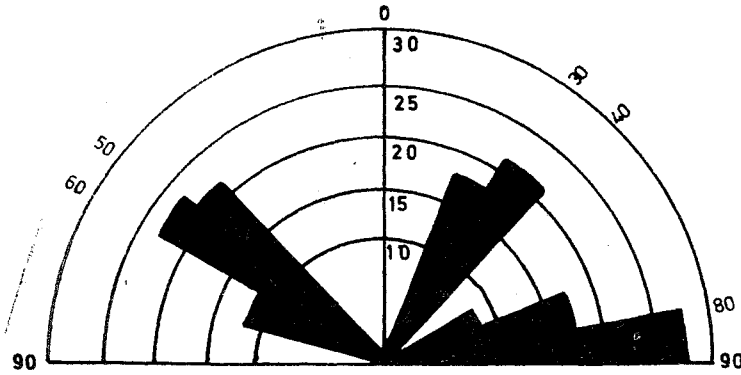
Figure 6: The rose diagram representing the joints of Permian li-mestones.



Şekil 7: Mesozoyik yaşlı kayalardaki çatlakları gösterir gül diyağramı.

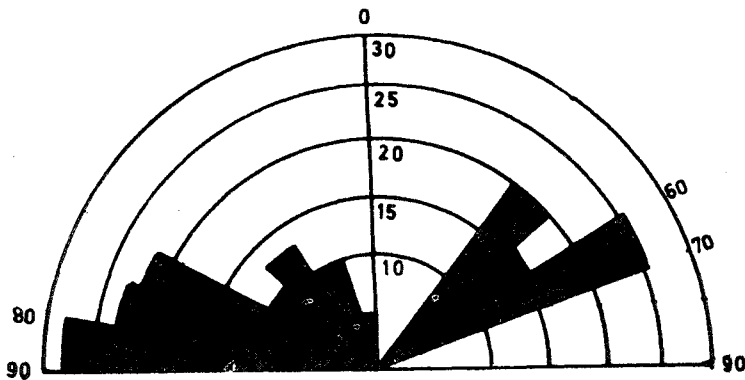
Figure 7: The rose diagram representing the joints of Mesozoic rocks.

Tersiyer yaşlı Lâdik formasyonunu oluşturan kayalar-da ac-çatlakları az gelişmiş olup, bc-çatlakları bu çatlaklara oranla daha belirgindir, en büyük sıkışma yönü olan K 6°D doğrultusu ile 80-85°lik açı yaparlar. İki doğrultuda oluşan verrev çatlakları iyi gelişmiş olup, en büyük sıkışma yönü ile 25-60°lik açı oluştururlar. Şekil-8, bu kayalarda gelişmiş çatlakların gül diyagramını göstermektedir. Lâdik formasyonu içerisinde yüzeyleyen gabroya ait çatlakların gül diyagramı şekil 9'da görülmektedir. O bölgede oluşmuş genel fay doğrultusuna göre bir sınıflandırma yapılırsa, boyuna çatlakların çok iyi geliştiği, enine çatlakların zayıf, verrev çatlakların da enine çatlaklardan daha iyi geliştiği görülür.



Şekil 8: Lütetiyen yaşlı kayalardaki çatlakları gösterir gül diyagramı.

Figure 8: The rose diagram representing the joints of Lütetian ricks.



Şekil 9: Gabrodaki çatlakları gösterir gül diyagramı.

Figure 9: The rose diagram representing the joints of gabbro.

SONUÇ

Bölgede yapılan araştırmalarla aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

1 — Araştırma sahasında Palatiniyen, Austriyen, Laramiyen, Pireniyen ve Striyan kıvrım fazları ile bu fazları izleyen epirojenik hareketlerin varlığı saptanmıştır.

2 — Kıvrımlanmaya neden olan egemen gerilim yönü yaklaşık Kuzey-güney doğrultusunda olmuş ve buna bağımlı olarak kıvrım eksenleri de doğu-batı doğrultusunda meydana gelmiştir.

3 — Faylar çoğunlukla kıvrım eksenlerine paraleldir. Bununla birlikte diğer yönlerde de faylar gelişmiştir.

4 — Bölgede bir çok faylar saptanmış ve bunların özellikleri kısaca anlatılmıştır.

5 — Kuzey Anadolu Deprem Fayının eski bir kırık zonu içinde ve Miyosen sonuna doğru meydana gelen kuzey-güney yönlü bir hareketle oluştuğu, sağ yönlü atımın Arap levhasının Anadolu levhacılığını batıya doğru itmesinin bir sonucu olduğu kanısına varılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu araştırma A. Ü. Fen Fakültesi, Jeoloji-Stratigrafi Kürsüsünde yapılan doçentlik çalışmasının ikinci bölümüdür. Yazar, Sayın Prof. Dr. M. Tokay'a, Prof. Dr. İ. Ketin'e, Prof. Dr. A. S. Erk'e ve tez çalışmasını destekleyen M.T.A. Enstitüsü Genel Direktörlüğüne yardımlarından dolayı şükranlarını sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1959, Almacıkdağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi: Fen Fakültesi Monografileri, Sayı 14, İstanbul.
- Ambraseys, N.N., 1970, Some characteristic features of the Anatolian fault zone: Tectonophysics, 9, 143-165.
- Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, U., 1975, Kuzey Anadolu Fay zonu bir Paleo-Benioff zonu olabilir mi?: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 84, 112-118.
- Aytun, A., 1973, İsmetpaşa İstasyonu civarında kırık ölçümleri: Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı simpozyumu, Ankara, 114-121.
- Blumenthal, M., 1943, Lâdik deprem hattı. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Mecmuası, 1/33, 153-162.
- , 1945, Nıksar güneyindeki Keikit dislokasyonu ve tektonik ilgi: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Mecmuası, 2/34, 372-379.
- İlhan, E., 1976 Türkiye Jeolojisi. O.D.T.Ü. Mühendislik Fakültesi, Yayın No. 51. Ankara, 239.
- Ketin, İ., 1969, Kuzey Anadolu Fayı hakkında: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Mecmuası, 72, Ankara, 1-28.
- Öztürk, A., 1979, Lâdik-Destek yöresinin stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bül. 22, 1, 27-34.
- Pavoni, N., 1961, Die Nordanatolische Horizontalverschiebung: Geol. Rdsch., 51, 122-139.
- Seymen, İ., 1974, Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği: Doktora tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul. 192.
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı simpozyumu, Ankara, 12-29.

Mudurnu-Göynük Havzasının Jura ve Sonrası Çökeliş Nitelikleriyle Paleocoğrafya Yorumlaması*

The paleogeographical interpretation of the Mudurnu-Göynük basin based on the depositional features of the Jurassic and later ages

Salih SANER Türkiye Petrolleri A. O., Ankara

ÖZ: Mudurnu-Göynük havzasında kalınlığı beş kilometreyi aşan Mesozoyik-Tersiyer çökel istifi vardır. Bu istif güneyde Sakarya vadisi boyunca yüzeyleyen granit üzerinde görülür. Batıda, Bilecik yöresinde bazı yerlerde granit, bazı yerlerde ise Permo-Triyas yaşlı oluşuklar üzerindedir.

İlk Mesozoyik çökeliş Alt Jura'da başlamış, Liyas yaşlı, kumtaşları topografyanın çukurluklarını doldurmuştur. Orta-Üst Jura ve Alt Kretasede deniz ilerlemiş, Alt Jura'da kara halinde olan alanları kaplamıştır. Bu evrede havzanın doğu ve kuzeydoğu kesimi, batı kesimine göre daha derin özellikler gösterir. Üst Kretasede havza tümüyle derinleşmiş ve her kesimde fliş çökelmiştir. Üst Kretasenin sonlarına doğru başlayan orojenik etkiyle havzanın güneyi yükselmiş, su üzerine çıkmış, doğu-batı uzanımlı bir sahil çizgisi oluşmuştur. Paleosende regresyonun devam etmesiyle bu sahil çizgisi daha kuzeye gerilemiş, ancak havzanın kuzey kesiminde deniz devam etmiştir. Alt Eosende yeni bir transgresyon olmuşsa da derinleşme olmaksızın Üst Eosen-Oligosende yeniden regresyon olmuş, ülke o zamandan günümüzedek kıtasal halini korumuştur. Miyosende ve Kuvaternerde özellikle tektonik çöküntü alanlarında bazı göller gelişmiştir.

ABSTRACT: The sedimentary rocks of Mesozoic and Tertiary in the Mudurnu-Göynük basin are more than five kilometers in thickness. This sequence is seen overlying granitic rocks in the south; but in the western part of the basin it can be seen either on the granitic rocks or Permo-Triassic aged rock units.

First, Mesozoic sedimentation began in lower Jurassic and sandstones of Lias series deposited in the troughs of the paleotopography. The sea transgressed in Middle-Late Jurassic and Early Cretaceous and covered lands or early Jurassic in the area. The eastern and northeastern parts of the basin were relatively deeper than the western part in this phase. In the Late Cretaceous the basin reached the deepest position entirely and flysch sediments were deposited in the whole area. The uplifting of the southern part by the tectonic events in the end of late upper Cretaceous formed an east-west trending shoreline. The regression continued during the Paleocene and this shoreline had regressed to the north, but shallow marine conditions prevailed in the of this shoreline. In Early Eocene a new transgression occurred, without getting much deeper the sea regressed again in late Eocene and Oligocene. The continental conditions continued until recent in the area. Some lakes formed especially in tectonical depressed areas in Miocene and Quaternary.

* Bu bildiri Türkiye Jeoloji Kurumunun 1979 yılı 33. bilimsel kurultayında sözlü olarak sunulmuştur.

GİRİŞ

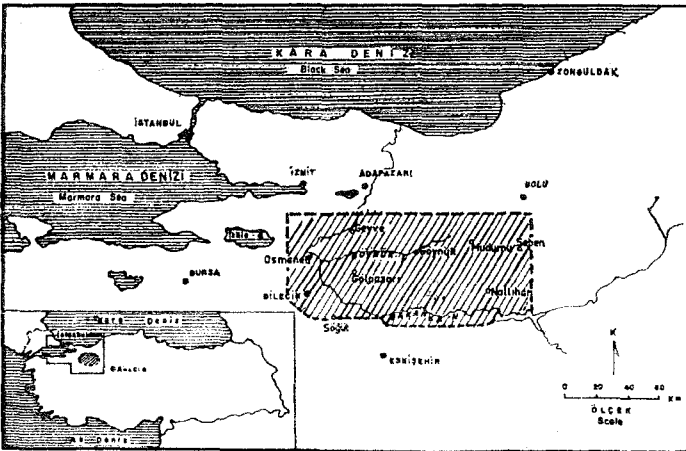
Kuzeybatı Anadolu'daki inceleme alanı, doğuda Seben, batıda Bilecik, kuzeyde Bolu ve güneyde Nallıhan arasında dır (şekil 1). Havzanın ortalarına yakın yerlerde Mudurnu ve Göynük kasabalarının bulunması nedeniyle Mudurnu-Göynük havzası adı verilmiştir.

Havzada Abdüsselâmoğlu (1959) ve Ürgün (1956) tarafından yapılan çalışmalarla ilk defa jeolojik çatı belirlenmiştir. Bilecik yöresinde Granit (1960) in çalışması ile başlayan jeolojik incelemeler Eroskay (1965), Altınlı ve Saner (1971) Altınlı ve Yetiş (1972), Altınlı (1973 a, b), Demirkol (1973) Gürpınar (1976) ile devam etmiştir. Daha batıda ise Bingöl, Akyürek ve Korkmaz (1973), Bingöl (1976) tarafından Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimini araştırmaya yönelik çalışmalar yapılmıştır. Mudurnu-Göynük havzasının güneyinde mostra veren granitik temel, metamorfikler ve ofiyolitler Yılmaz (1977) tarafından çalışılmış ve bölgenin jeotektonik evrimi yönünden ilginç sonuçlar elde edilmiştir.

Litofasiyes farklılıklarıyla ayırtlanan birimler, çökelim olay ve ortamlarının zaman içinde değişimleriyle kontrol edilen bir düzenle düşey kesitlerde birbirlerinin üzerlerine gelirler. Bu üstlenme ve değişimler hiçbir zaman rastgele olmayıp bir anlam taşımaktadırlar. Eşitli yaş konağındaki yanallı fasiyes değişimleri de mekân içerisindeki ortamsal değişimlerin bir sonucudur. Çökeltme olayları ve ortamları, çökellerde kendilerini tanıttırıcı birtakım özellikler oluştururlar. Bu temel görüşlerden hareketle, birimlerin niteliklerinin araştırılması, fasiyes değişimlerinin saptanması, düşey kesitlerdeki birimlerin sıralanma düzenleri ve kesitlerin korelasyonları eski çökeltme ortamlarının ve paleocoğrafya gelişimlerinin yorumlanmasında büyük önem taşırlar. Burada Mudurnu-Göynük havzasında yüzeyleyen birimlerin sahada incelenmeleriyle Juradan sonraki paleocoğrafya gelişiminin aydınlatılmasına çalışılmıştır.

STRATİGRAFİ VE BİRİMLERİN KORELASYONU

İnceleme alanının yalınlaştırılmış jeoloji haritası şekil 2'de sunulmuştur. Havzanın farklı yörelerinde gelişmiş olan stratigrafi istifleri ve bunların korelasyonları da şekil 3'de gösterilmiştir. Bu amaçla 1-havzanın batısında Bilecik-



Şekil 1: Buldurun haritası.

Figure 1: Location map.

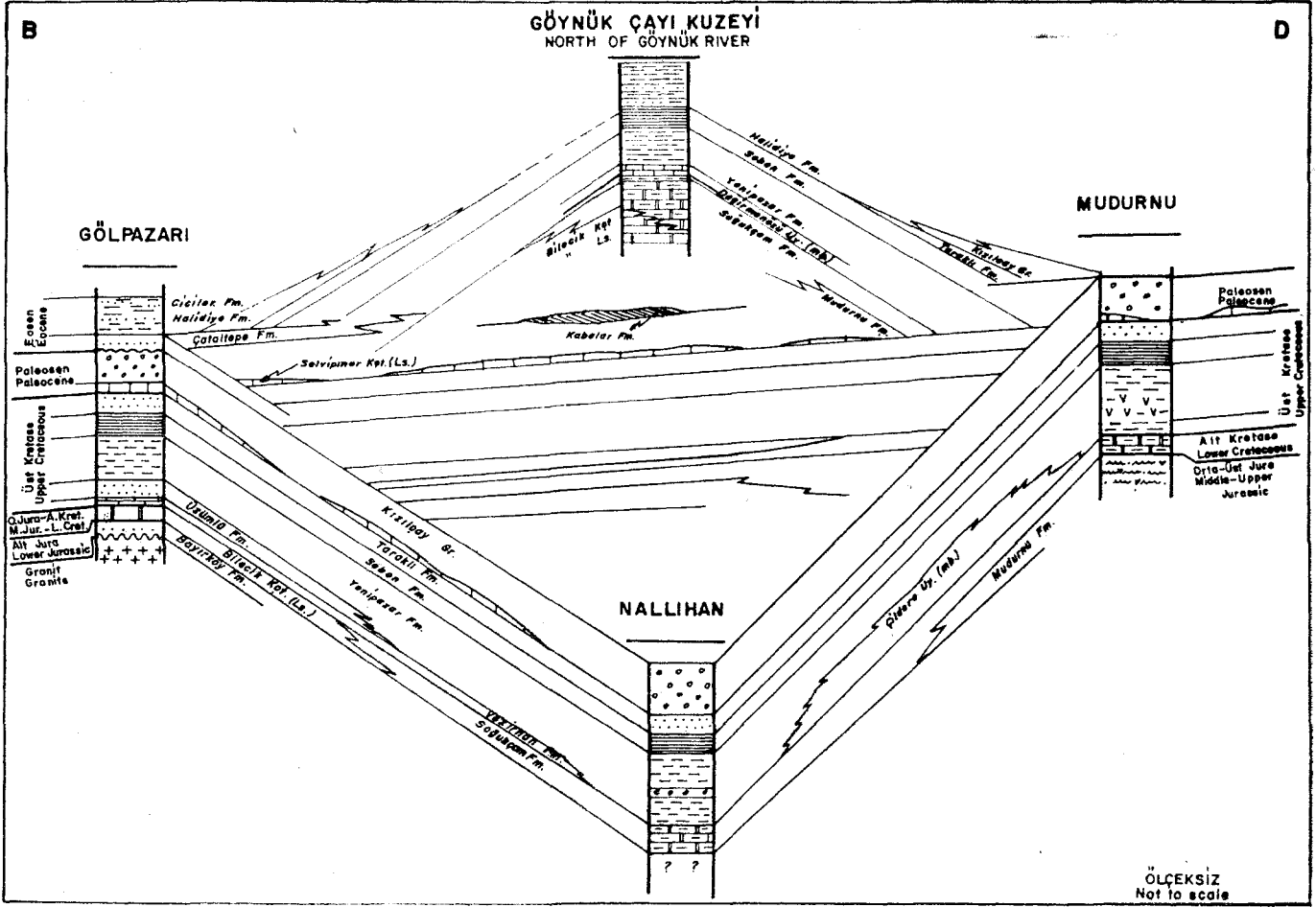
Gölpazarı yörelerinin, 2- kuzeydoğuda Mudurnu dolayının, 3- güneyde Nallıhan dolayının, 4- kuzeyde Göynük çayı kuzeyinin stratigrafi istifleri seçilmiştir.

BİLECİK-GÖLPAZARI YÖRELERİNDEKİ MESOZOYİK TERSİYER STRATİGRAFİK İSTİFİ

Bilecik-Gölpazarı arasında Granitik bir temel üzerinde veya Permo-Triyas çökelleri üzerinde transgresif olarak, kalınlığı 0-1000 m arası olabilen Alt Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu bulunur. Bu birim üzerinde konkordan olarak 300-500 m kalınlıkta Orta-Üst Jura ve Alt Kretase yaşlı Bilecik Kireçtaşı vardır. Daha üstteki Senomaniyen-Türoniyen yaşlı 50-250 m kalınlıkta Vezirhan Formasyonu, Bilecik Kireçtaşı üzerinde bazı yerlerde diskordan bazı yerlerde ise dereceli geçişlidir. Vezirhan üstte doğru Üzümlü Formasyonu olarak adlandırılan volkanoklastik çökellere geçer. Üzümlü Formasyonu 700-1000 m kalınlıkta olup killi pelajik kireçtaşı merccekleri, bazan da lâv merccekleri içerir. Üzümlü, Gölpazarının güneydoğusundan Göynük güneyine uzanan bir birim olup havzanın her yöresinde bulunmaz. Üzerine 1000-2500 m kalın Üst Kretasenin fliš fasiyesindeki çökelleri olan Yenipazar Formasyonu konkordanslı gelir. Fliš fasiyesi üstte doğru marndan oluşma 50-250 m kalınlıkta Seben Formasyonuna geçer. Bunun da üzerine regresif kumlardan oluşma Taraklı Formasyonu gelir ki 100-300 m kadar kalınlıktadır. Taraklı Formasyonu ile Üst Kretase son bulur ve üzerine geçişli olarak 20-100 m kalınlıkta Paleosenin Selvipınar Kireçtaşı gelir. Daha üstteki Paleosen-Alt Eosen yaşlı karasal Kızılçay Grubu çökelleri 500-1000 m kalındır. Alt Eosende transgresif kumtaşı çökeli olan 200 m kalın Çataltepe Kumtaşı, Kızılçay üzerinde paralel diskordanslı bulunur. Çataltepe üzerindeki 1000 m kalın, kumtaşı ara düzeyli şeyden oluşma Orta Eosen yaşlı Halidiye Formasyonu vardır. Geyve güneyinde ise Halidiye'ye karşılık gelen Ciciler Formasyonu bulunur, görülür kalınlığı 300 m kadar olup Üst Kretasenin Vezirhan Formasyonu üzerinde transgresiftir.

MUDURNU DOLAYININ STRATİGRAFİK İSTİFİ

Mudurnu yöresinde en altta Orta-Üst Jura yaşlı volkanoklastik kumtaşı, tüf, aglomera ve şeyillerden oluşma Mudurnu Formasyonu vardır. Bugünkü çentik topoğrafya ile 600 m lik kesimi görülebilmektedir. Gerçek kalınlığı ve altında hangi birimin bulunduğu görülememektedir. Üzerinde konkordanslı ve geçişli olarak bulunan Alt Kretase yaşlı Soğukçam Kireçtaşı 700 m kalınlıktadır. Soğukçam üzerinde Üst Kretase yaşlı pelajik killi kireçtaşı bazan Soğukçamdan ayrılmayacak şekilde geçişli bulunur, bazan da arada ince bir şeyi ile ayrılabilen ve Değirmenözü Kireçtaşı üyesi olarak adlanmış olan bir birim halinde görülür. Daha üstte yer alan Üst Kretasenin fliš fasiyesindeki Yenipazar Formasyonu Mudurnu doğusunda 2000 m kadar kalınlıktadır ve içerisinde volkanik tüf katkıları çok fazladır. Mudurnu'nun batısına doğru tüf azalmaktadır. Üzerine gelen Seben Formasyonununun marnları 500-800 m kalınlıktadır ve üstte doğru 250 m kalınlıkta olan Taraklı Formasyonuna geçer. Daha üstte 100 m kalın olan ve yer yer kamalanan Paleosenin Selvipınar Kireçtaşı bulunur. Üste doğru Kızılçay Grubu çökellerine geçer. Mudurnu güneybatısında, Göynük güneyinde arada bitümlü çökellerden oluşma 300 m kalınlıkta Kabalar Formasyonu görülür. Kabalar üzerinde yeniden Ki-



Şekil 3: İnceleme alanındaki birimlerin korelasyonu.

Figure 3: Correlation of the unites of investigated area.

zılçay Grubunun alacalı karasal çökelleri olası Oligosen yaşına kadar devam eder. Bu yörede Kızılcay Grubunun kalınlığı 1500 m kadardır.

NALLIHAN DOLAYININ STRATİGRAFİK İSTİFİ

Nallihan dolayında yüzeyleyen en yaşlı birim Orta-Üst Jura ve Alt Kretase yaşlı Soğukçam Formasyonu olup, faylı oluşu nedeniyle tabanı görülememektedir. Ancak 45 km batıda Soğukçam köyü yakınında granitik temel üzerinde Bilecik Kireçtaşı ve daha üstte geçişli olarak Soğukçam Formasyonu görülmektedir. Nallihan yakın dolaylarında tabanı görülemeyen Soğukçam Kireçtaşı 1500 m kalınlıktadır. Üst düzeylerinde Soğukçamdan ayırdı zor olan Üst Kretasenin marn ara katmanlı pelajik kireçtaşından oluşma 50 m kadar kalınlıkta Yenipazar Formasyonunun geçiş katmanları bulunur. Daha üstte, dereceli olarak 1500 m kalınlıkta Yenipazar Formasyonu gelir. Mudurnu ile Nallihan arasında görülen ve Yenipazar Formasyonunun yanal değişimli bir değişik fasiyesi olan silisli şeyillerden oluşma birim Çildere üyesi olarak adlanmıştır. Yenipazar ve Çildere üzerindeki Seben Formasyonu 800 m kadar kalınlıktadır. Daha üstte 150-200 m kalınlıkta Taraklı Formasyonu bulunur. Taraklı üzerinde bulunan karasal Kızılcay Grubunun alt düzeyleri Üst Kretase

yaşlı olup üstte Paleosen olarak devam eder. Üstten aşınmalı olup görülebilen kalınlığı Nallihan kuzeyinde 400 m, güneyinde ise 1000 m kadardır. Nallihan bindirmesinin güneyinde fluvial ve gölsel Neojen çökelleri vardır ki kalınlıkları doğuya Çayırhan ve Bepazar yönüne gidildikçe artar.

GÖYNÜK ÇAYI KUZeyİNİN STRATİGRAFİK İSTİFİ

Doğudan batıya akan Göynük çayının kuzeyinde görülen en eski birim Orta-Üst Jura yaşlı Bilecik Kireçtaşıdır. Tabanı görülememektedir. Bilecik Kireçtaşı yüzlekleri bu alanda en batıda görülürse de doğuya doğru görülememekte ve istif doğuda Soğukçamla başlamaktadır. Bu yöredeki Soğukçam 1500 m kalınlıkta olup üzerine Yenipazar flişi gelir. Alt düzeylerde Yenipazar arasında Üst Kretase yaşlı 150-200 m kalın pelajik killi kireçtaşı olan Değirmenözü üyesi bulunur. Yenipazar Formasyonu ise 700-1000 m kalınlıktadır. Daha üstteki Seben Formasyonu marnı Üst Kretasede başlayıp Paleosen marnı ile devam etmektedir ve ayrılmamaktadır. Seben marnının kalınlığı 500 m olup bu yörede Üst Kretase-Paleosen yaşlıdır. Üzerine gelen Alt-Orta Halidiye Formasyonunun Paleosenden ayırdı güç olmakla beraber fosilleri ve kum katkılı olması ile ayrılabilir. Halidiye'nin kalınlığı da 500 m kadardır.

BİRİMLERİN KORELASYONU

Üzerinde Mesozoyik-Tersiyer birimlerinin çökeldiği granitik temel, Bilecik-Gölpazarı kesitinde görülebilmektedir. Gölpazarı-Nallıhan arasında Sakarya vadisi boyunca bu temel bir süre izlenebilmekte ise de, Nallıhan yakın dolaylarında faylanma nedeniyle görülememektedir. Diğer kesitlerde de aşınma temeli açığa çıkarmamıştır.

Alt Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu temel üzerinde ve temel mostralarının bulunduğu alanlarda görülebilmektedir. Alt Jura'da diğer alanlarda çökelmiş olası birimler paleocoğrafya yorumu bahsinde tartışılmıştır. Orta-Üst Jura'da Bilecik yöresindeki ve Göynük batısındaki Bilecik Kireçtaşına karşılık, Mudurnu yöresinde Mudurnu Formasyonu, Nallıhan yöresinde Soğukçam Kireçtaşı çökelmiştir. Alt Kretase'de Nallıhan yöresinde Soğukçam Kireçtaşı çökeli mi devam etmiş, Mudurnu ve Göynük yöresinde de Soğukçam çökelmeye başlamış, Bilecik yöresinde ise Bilecik Kireçtaşı çökeli mine devam etmiştir. Üst Kretasede Gölpazarı Grubunun Vezirhan Formasyonu, Bilecik-Gölpazarı alanında görülebilmektedir. Üzümlü Formasyonu Gölpazarı güneydoğusundan, Göynük güneyine uzanan alan içerisinde bulunur. Yenipazar Formasyonu tüm havzada görülürse de Mudurnu-Nallıhan arasında silisli şeylli fasiyes halinde ve Çıldere üyesi olarak adlanmıştır. Nallıhan doğusunda Eymür olistostromal çakıltası üyesi görülür. Seben formasyonu tüm havzada devamlı görülebilmektedir. Kalınlığı doğruya gidildikçe artar. Taraklı Formasyonu Göynük çayı kuzeyinde görülmez. Selvipınar kireçtaşı, Gölpazarı-Mudurnu Seben arasında görülebildiği halde Nallıhan dolayında ve Göynük çayı kuzeyinde bulunmamaktadır. Kızılçay Grubu da sadece Göynük çayı kuzeyinde görülemez. Transgresif Eosenin Çataltepe Formasyonu ise Gölpazarı kuzeyinde bulunur. Halidiye Formasyonu hem Gölpazarı ve hem de Göynük çayı kuzeyinde bulunmaktadır.

Aynı yaş konağı içerisinde farklı yörelerde değişik birimlerin bulunması, bazı birimlerin tüm havzada devamlılığı bazılarının ise devamsızlığı paleocoğrafya ve eski çökelleme ortamlarıyla ilişkilidir.

BİRİMLERİN NİTELİKLERİ VE PALEOCOĞRAFYA YORUMU

Havzanın batısındaki Permian çökelleri ile daha üstteki Mesozoyik çökelleri birbirlerinden bağımsız oluşmuşlardır. Permian ve öncesi kayalar oluşum evrimini geçirmiş, Mesozoyik ise üzerine açılacak diskordanslı gelmiştir. Yakın yörelerde Permian denizinin Mesozoyikte devamlılığını gösteren veri yoktur. Bu makalede, Mesozoyik ve Tersiyerde devamlı olan, aralarında önemli bir kesiklik veya tektonik anlamda diskordans bulunmayan çökelleme istifinin çökelleme ortamları ve gelişimi incelenmiştir. Çökellenin zaman içerisindeki gelişimini anlatabilmek için, jeoloji zaman birimi (seri) başlığı ile yaşlıdan gence gidilerek, oluşan kaya birimleri sırasıyla sunulmuştur.

ALT JURA

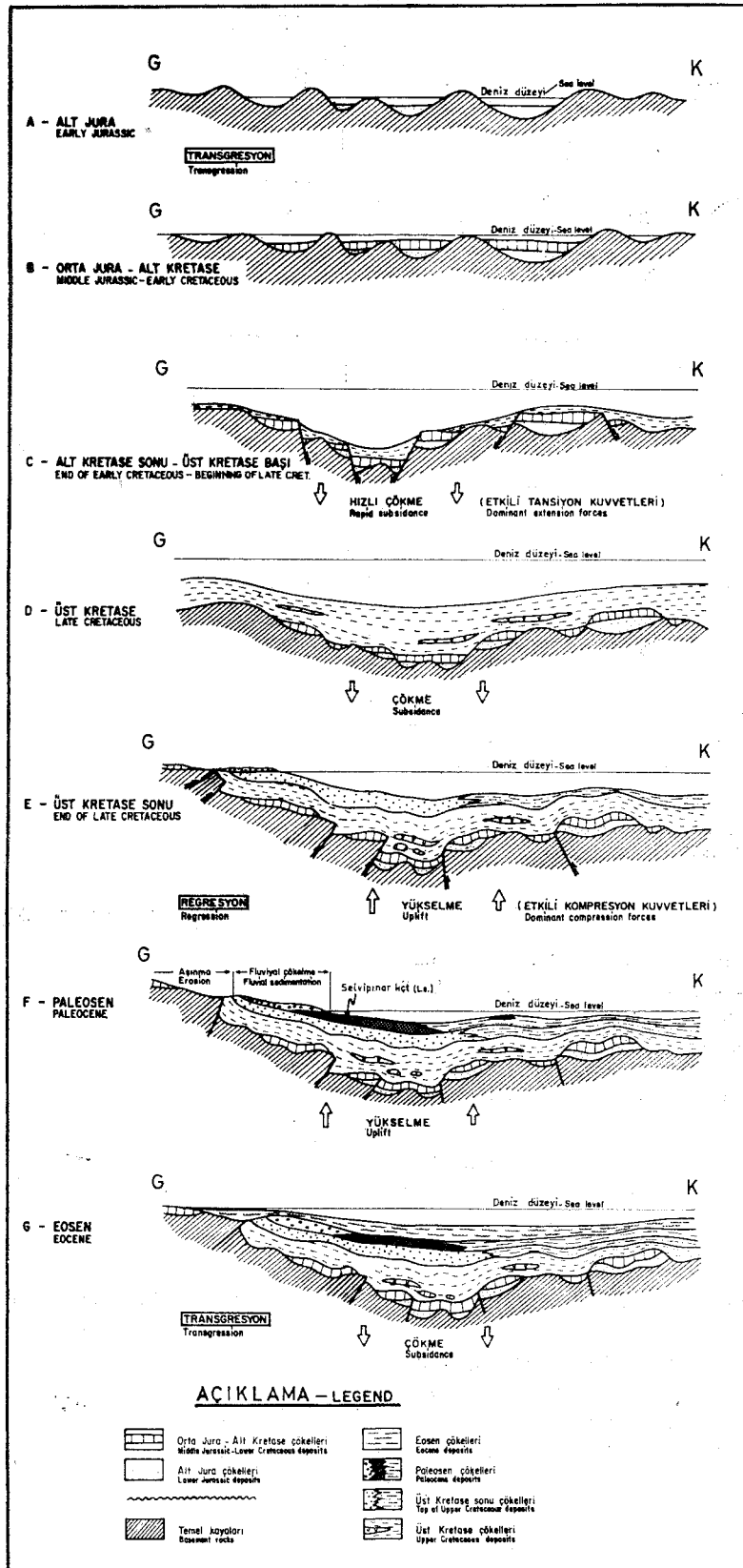
İnceleme alanında temel üzerine ilk gelen birim Alt Jura yaşlı kırıntılılardan oluşma Bayırköy Formasyonudur. Temelde granitik kayaların oluşturduğu kıtasal kabuk bulunur. Liyastaki deniz transgresyonu ile ilk olarak temelin

doğu-batı gidişli çukurlukları kırıntılıların birikme havzalarını oluşturmuştur. Bayırköy Formasyonu genellikle orta-iri kumtaşılarından oluşmuştur. Taneler yuvarlanmış ve kötü-iyi arası boylanmalıdır. Bazı yerlerde temel üzerinde çakıltası halindedir. Kumtaşları arasında yer yer şeylin hakim olduğu düzeyler vardır. Katmanlar ince-kalın ve som arası değişik kalınlıktadır.

Kumtaşlarının ve çakıltalarının granitik temelden türeme gereğinden oluştuğu görülür. Kuvarts, feldispat ve mika granitik temelin mineralleridir. Çimentosu karbonatlıdır. Taşınmaya karşı duraysız olan feldispatlar çok yakın bir kaynaktan türemiş gercin sığ bir ortamda çökeldiğini gösterir. Liyas yaş ve denizel ortam fosillerle saptanmıştır. Temel üzerindeki örgülü akarsu kanalları tipindeki çakıltası çökelleri transgresif denizel çökeller altında kalmıştır. Örneğin Bilecik istasyonunun 1 km kuzeyinde asfalt yol yarmasında temel üzerindeki çakıltası katmanları 1,5-2 m kadar kalın akarsu dönemleri olup tabanları aşınmalı ve kanallanmalıdır. Her katman içerisindeki granitik çakıllar çok kötü boylanmalı ve üste doğru taneler incelmelidir (=fining upward). Bayırköyün tabanındaki 20 m kadar kalın bu istif devamsızdır. Granitik temelin yıkanmasıyla kırıntılı gercin çökelleme çukurluklarına taşıyan akarsulardan birinin çökelleridir. Sonraları, ilerliyen denizin altında kalarak denizel kırıntılılarla örtülmüştür, Bayırköy Formasyonunda arada görülen şeyller (Örneğin Bileciğin 2 km güneyindeki Köse tepe doğu yamacı) üste doğru kumtaşlarına geçen dönemler halindedirler. Şeylli dönemler de çukurluklara gercin taşıyan akarsuların yaptığı deltaların su altında daha derinlerdeki ince çökelleridir. Şeylin çok az oluşu ve formasyonda kumtaşının hakim oluşu, akıntılarının rahatsız edemeyeceği büyüklükte bir havza bulunmadığını gösterir. Akıntı tesirleri bu küçük çukurlukların hemen her yanında etkili olabilmişlerdir. İlerliyen deniz doğu-batı yönlü çukurlukları örtmüşse de, kırıntılı gercin beslenmesini sağlayan geniş karasal alanlar vardır. Bayırköy Formasyonu arasında Calcare ammonitico rosso fasiyesi ile eşitli görülen (D, Donowan, 1976, sözlü görüşme) kırmızı renkli ince karbonat katmanlı ve bol Ammonitli mercekse seviyeler bulunur (örneğin Bayırköy'ün 3 km kuzey doğusundaki trafonun 200 m kuzey-batısı ve Günviran köyünün 250 m güneybatısı Göynük-Sarıcakaya arası İğdir yayla-ürencik yayla yöresi). Bu oluşuğun kırmızı rengi oksidasyon zonundan ileri gelir. Mercekse oluşu da derin deniz fasiyesi olmayıp çok sığ oluşundandır.

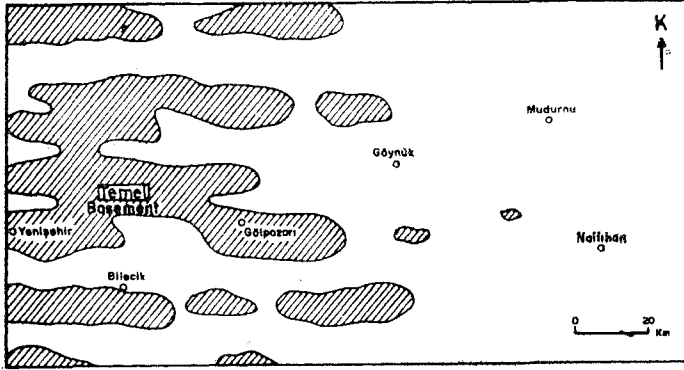
Bayırköy Formasyonunun mostralarının, üstteki Bilecik Kireçtaşı altında devamlı yaygın halinde bulunmaması ve kalınlığının da çok kısa mesafelerde değişmesi, büyük tek bir havza değil de, bir takım küçük çukurluklarda çökelmiş olmasından ileri gelir. "Alt Jurada aynı formasyon Gölpazarından Bursa batısına kadar hatta Edremit kuzeyine kadar görülebilmektedir (Bingöl, 1973)". Liyasta denizin bütün bu alandaki çukurluklarda ilerlemesi ile sığ bir deniz oluşmuştur. Zamanla yükselen su seviyesi ile kırıntılı beslenmesini sağlayan karasal aşınma alanları gittikçe azalmıştır (şekil 4A ve şekil 5).

Gölpazarında itibaren doğuda Alt Jura yaşlı litoloji yüzleği yoktur. Üstteki daha genç çökellerle örtülmüştür. "Göynük-sarıcakaya arası İğdir yayla ve ürencik yaylada" ince katmanlı, kumtaşı şeyl nöbetleşmeli kireçtaşı mercekleri içeren istifin Bilecik Kireçtaşı altında olduğundan Liyas yaşlı olabileceği belirtilmiştir (Altınlı, 1973b)." "Soğukçam

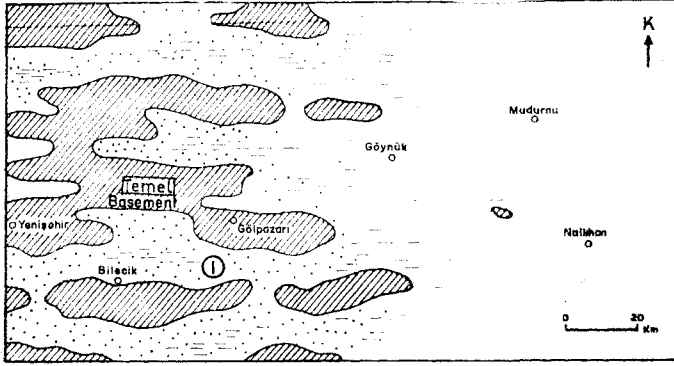


Şekil 4: Bilecik-Gölpazarı yörelerindeki çökme evrimi modelleri.

Figure 4: Positional evolution models of Bilecik-Gölpazarı area.



(A)



(B)

Şekil 5: A, Alt Jura paleocoğrafya haritası; B, Jura litofasiyes haritası: 1. Bakırköy Formasyonu çökelim alanları.

Figure 5: A, Early Jurassic paleogeographical map; B, Lower Jurassic lithofacies map: 1, Sedimentation area of Bakırköy formation.

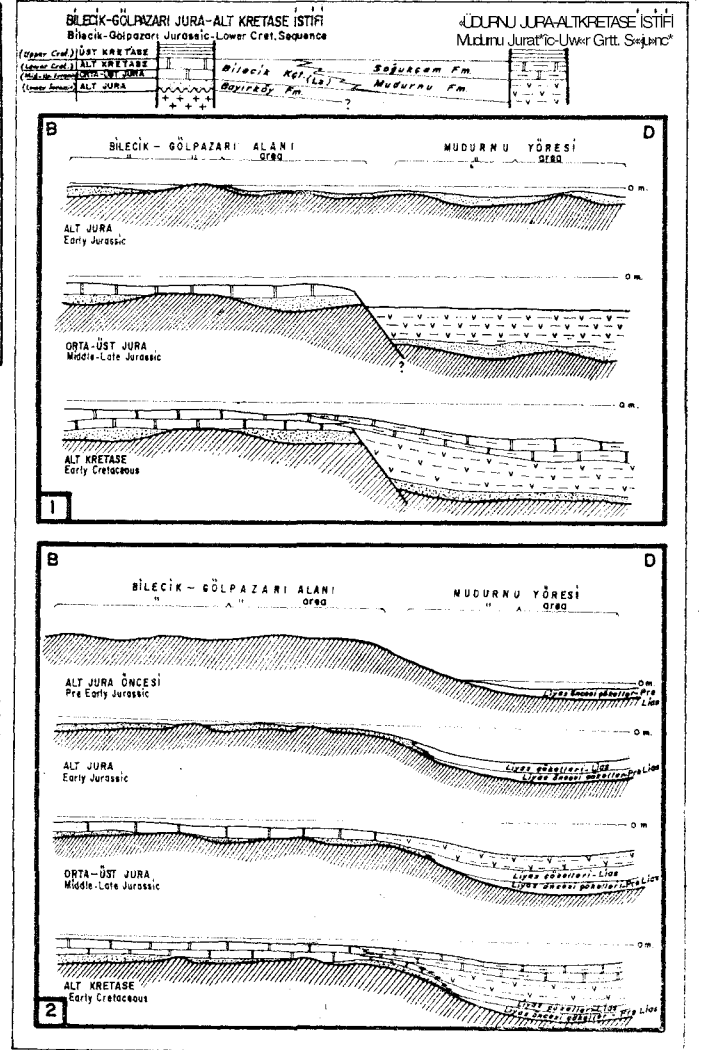
köyü güneyindeki karbonat arakatlı kumtaşları da Abdüsselamoğlu (1959) tarafından Liyas olarak yorumlanmıştır." Bu tanıtilen çökeller bol Ammonitli kırmızı çamurtaşı kat-kılı Bakırköy Formasyonu çökelleridirler. Doğuda mostra azlığı nedeniyle Liyastaki denizin doğuya devamını, üste gelen Orta-Üst Jura yaşlı çökeller yardımıyla yorumlamak olanaklıdır.

Mudurnu yöresinde Orta-Üst Jurada tuf ve volkanoklastik kumtaşı-şeyl çökelmiştir. Fliş benzeri bu birim Mudurnu Formasyonu olarak adlandırılmış olup derin deniz oluşudur. Üzerine Alt Kretasede Soğukçam Kireçtaşı çökelmiştir ki bu formasyon da dalga tabanı altındaki derinliklerde durulmuş bir şelf çökelidir. Altta Liyas için iki olasılık vardır

(şekil 6):

1— Mudurnu yöresi de Liyas'ta Bilicik yöresi gibi sığ bir deniz transgresyonuna uğramış ve bu yörede de Bakırköy Formasyonu çökelmiştir. Orta-Üst Jura'da ani bir çökme (= Sübzidans) ile Mudurnu yöresi derinleşmiş ve Mudurnu Formasyonu bu derin ortamda çökelmiştir. Bilicik yöresinde ise sığ denizde Bilicik Kireçtaşı çökelmiştir. Alt kretasede Bilicik Kireçtaşı batıda çökeline devam ederken doğuda Mudurnu yöresinde volkanik faaliyet sona ermiş ve Soğukçam Kireçtaşı çökelmiştir.

2 — Mudurnu yöresinde, Liyas öncesinde yer alan Paleotopografya çukurluğu Liyas'tan önce deniz transgresyonu-

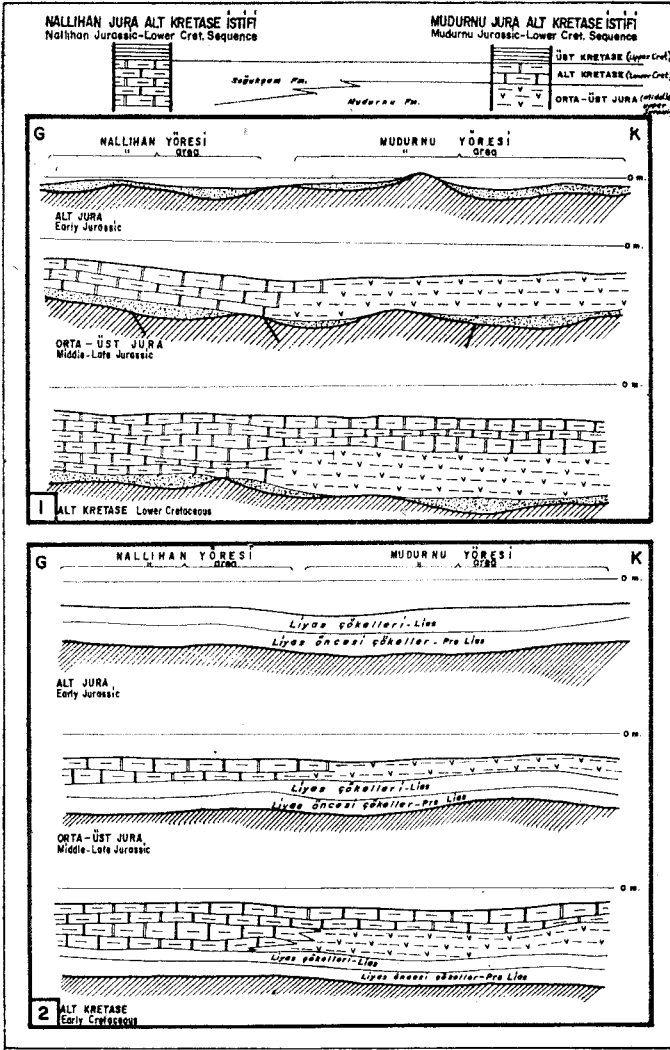


Şekil 6: Bilicik ve Mudurnu yörelerinin korelasyonu ile Mudurnu yöresindeki Alt Jura sökelim yorumlamaları: 1, İlk transgresyonun Alt Jurada olması varsayımı, 2, ilk transgresyonun Alt Jura öncesi olması varsayımı.

Figure 6: Interpretation of Lower Jurassic sedimentation in the Mudurnu area based on the correlation of the sequences of Mudurnu and Bilicik area: 1, The first hypothetical transgression occurred in Early Jurassic; 2* The first hypothetical transgression occurred before Early Jurassic.

na uğramış ve sığ fasiyesli Liyas öncesi çökeller durulmuştur. Liyasta batıya ilerleyen deniz batıda çukurluklarda Bakırköy Formasyonunun çökeline sağlarken, doğuda Mudurnu yöresi derinleşmiş ve Liyas'ta derin deniz fasiyesli bir birim çökelmiştir. Orta-Üst Jura'da da derin deniz çökeli olan Mudurnu Formasyonu çökelmiş, Alt Kretasede ise volkanizma etkisi bitmiş ve Soğukçam çökelmiştir. Bilicik yöresi ise Orta-Üst Jura ve Alt Kretasede sığ deniz olup Bilicik Kireçtaşı çökelmiştir.

Nallıhan yöresinin faylı oluşu nedeniyle Orta-Üst Jura'nın altı görülemedi. Yukardakinin benzeri şekilde yorumlama ile Liyas çökelleri için iki olasılık vardır (şekil 7): 1- Nallıhan yöresi de Mudurnu yöresi gibi Liyas'ta sığ iken



Şekil 7: Nallıhan ve Mudurnu yörelerinin korelasyonu ile Alt Jura ve sonrası çöküm gelişimi yorumlamaları: 1, ilk transgresyonun Alt Jurada olması varsayımı; 2, ilk transgresyonun Alt Jura öncesi olması varsayımı.

Figure 7: Interpretation of Lower Jurassic-Lower Cretaceous depositional evolution in the eastern part of the basin, based on the correlation of the sequences of Nallıhan and Mudurnu: 1, The first hypothetical transgression occurred in Early Jurassic; 2, The first hypothetical transgression occurred before Early Jurassic.

Bayırköy Formasyonu çökelmiş, Orta Üst Jura'da ani derinleşme ile Mudurnu yöresinde Mudurnu Formasyonu çökelirken, Nallıhan yöresi çok fazla derinleşmediğinden ve volkanizma etkisi bulunmadığından Soğukçam Kireçtaşı durulmuştur. Alt Kretasede ise hem Mudurnu yöresinde hem de Nallıhan yöresinde Soğukçam çökelmiştir. 2- Liyas öncesinde Nallıhan yöresinde Mudurnu yöresi gibi çukur ülke olduğundan transgresyon yapan denizin ilk istilasına uğramış ve Liyas öncesi transgresif çökeller durulmuştur. Liyasta deniz ilerlemesi ile bu çukur ülke derin deniz niteliği kazanmış ve Bayırköyden başka bir fasiyes oluşmuştur. Daha sonra Orta-Üst Jurada Soğukçam çökelmiş, Mudurnu yöresinde Mudurnu Formasyonu oluşmuş, Alt Kretasede ise her iki yörede de Soğukçam çökelmiştir.

Havzada hiçbir yerde Liyas öncesi transgresif birimin görülmesi ve Nallıhan'ın 45 km batısına kadar temel üzerinde Bayırköy Formasyonunun görülmüş olması, birinci olasılığı daha güçlü kılar. Liyas'ta bu yörelerin tümüyle sığ olmuş olması, altta Bayırköy Formasyonunun bulunması olasıdır. Belki de Orta-Üst Jura'daki derinleşmeyi sağlayan blok faylanmalar Mudurnu Formasyonundaki volkanizmayı da sağlamıştır.

Alt Jurada Bilecik-Gölpazarı yörelerine transgresyon yapan deniz bir engel bulunmayışından ötürü topografyanın doğu-batı gidişli çukurluklarında Bursa-Edremit yörelerine kadar uzanan alanlara ilerlemiştir. Bu çukurluklarda granitik temelin yılanma gereğinden oluşma Bayırköy Formasyonu çökelmiştir.

ORTA JURA-ALT KRETASE

Alt Jura'da topografya çukurlarını istilâ eden deniz Orta Jura'dan sonra da ilerlenmesine devam etmiş, böylece kırıntılı besleyen alanlar daha da azalmıştır. Sığ sularda resif gelişme ortamları oluşmuş ve epirik denizde birçok resif adacıkları meydana gelmiştir. Gölpazarı-Bursa arasında geniş bir bölgede aynı yaşta ve sığ karakter de olan Bilecik Kireçtaşı çökelmiştir. Aynı yaşta çok geniş alanda yayılmış olması, kıta şelfinin çok düşük eğimli oluşundan ileri gelir. Oluşmuş olan kireçtaşı genellikle açık renkli, yer yer belirsiz katmanlı, biyomikrit, oomikrit, pelmikrit, mikrit tipindedir. Bazan biyosporit ve biyolitit tiplerindedir. Sığ bentonik fauna, Corall ve Alg bulunur. Gerek litoloji tipi, gerekse fauna sığ resif ve resif gerisi ortamları ve lagünü işaretler.

Biyomikritik kaya tipi sakin ve zayıf enerjili ortamı veya ani mikrokristalin kalsit oluşumunu gösterir. Mikrit ise çamur durulma süratliliğini ve kesinlikle akıntı yokluğunu gösterir. Dalga etkisinin, şelf genişliği nedeniyle kesildiği orta derinlikte, düşük rölyefli şelflerde mikrit pek olağandır. Mercan ve algler yer yer gelişmiş resiflerden türemediler.

Bilecik Kireçtaşı, Alt Jura'da oluşmuş Bayırköy Formasyonu üzerinde konkordanslı ve transgresif aşmalı bulunur. Bayırköy Formasyonunun örtmediği engebe yükseklikleri Üst Jura'dan itibaren Bilecik Kireçtaşıyla örtülmüştür. Bu nedenle bazı yerlerde Bayırköy Formasyonu olmaksızın temel üzerinde Bilecik Kireçtaşı yüzlekleri bulunur. Çökme Üst Jura'dan Alt Kretaseye kadar devam etmiştir. Sığ olduğundan, yersel olarak su üstüne çıkmış bazı alanlarda çökmezlikler olağandır, ancak bunlar yersel yüzlekler halindedir.

Bilecik Kireçtaşı dalga tabanı üzerinde oluşmuş olmakla beraber dalga etkisi pek fazla görülmez. Çünkü şelf genişliği dalga etkisinin kesilmesine neden olmuştur.

Göynük- Sancakaya arasında görülen yüzleklerden daha doğuda ve Nallıhan yöresinde Bilecik Kireçtaşı karşılık Soğukçam Kireçtaşı çökelmiştir. Bunun da yaşı Üst Jura'-dan Alt Kretaseye kadar devamlıdır ve arada çökme kesikliği yoktur. İnce-orta bazen kalın ve belirli katmanlı killi kireçtaşı, killi mikrit özelliğindedir. Daha çok palejik organizmalar bulunur. Rengi dıştan çürüme tesiriyle beyaz ise de, taze derin kırıklarda redüksiyon ortamında oluşum nedeniyle gri renklidir. Havza batısında daha sığda Bilecik

Kireçtaşı oluşurken doğuda x zonunda dalga tabanı altında Soğukçam Kireçtaşı oluşmuştur. Yer yer arada yama resifi şeklinde gelişmiş Bilecik Kireçtaşı mercerleri bulunur. Soğukçam Kireçtaşı katmanları arasında şeyl, marn arakatıkları bulunabilen alanlar vardır. Bu asıltı (=süspansiyon) halinde havzaya kil gelişini göstermektedir. Terrijenik iri gereç yoktur. Nallıhan'ın 500 m N inde ve Soğukçam köyü batısı Çatak derece sığ bentonik faunalı, kalkarenit dokulu bazı katmanlar kireçtaşı ortamındaki türbidit akıntısıyla oluşmuş allodapik kireçtaşlarıdır.

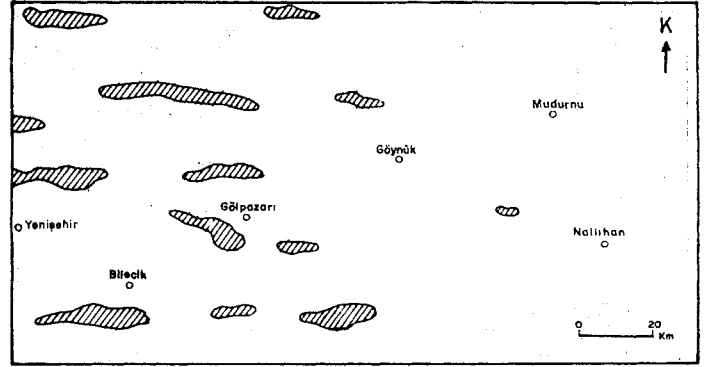
Mudurnu yöresinde ise Orta-Üst Jura'da volkanik tuf, gereçli kumtaşı şeyl nöbetleşmel Mudurnu Formasyonu çökelmiştir. Arada volkanik çakıltı düzeyleri de bulunur. Genellikle volkanik kökenli olup karadan türeme gereç çok azdır. Zayıf, uzakça türbidit akıntıları güneyden kuzeydir. Karbonat çok azdır veya hiç yoktur, çimento silislidir. "Yer yer Radiolarialı katmanlar ve radiolaritler bulunur (Abdüsselamoğlu, 1959)." Mudurnu formasyonu faunaca fakirdir. Ammonit ve Radiolariadan başka fosil bulunamamıştır. Bazan katmanlar arasında incecik (3-4 mm) kömür uzaktan taşınmayla gelmiştir. Birim Orta-Üst Jura'da volkanik püskürme gerecinin deniz dibinde çökmesi tarzında oluşmuştur. Olasılıkla püskürme su üstüne çıkmış ve kül şeklinde deniz dibine çökmüştür. Nallıhan'ın iki kilometre kuzeybatısında Küçüköz derece, Soğukçam kireçtaşının üst Jura yaşlı olan alt kısımlarında katmanlar arasında incecik tuf arakatıkları görülmüştür. Mudurnu Formasyonu içerisinde lav şeklinde bir akıntı görülebilmektedir. Üste doğru Alt Kretase Soğukçam Kireçtaşı çökelişi devam etmiştir. Mudurnu ve Soğukçam formasyonları bu yörede dereceli geçişlidir. Mudurnu formasyonu ile Bilecik Kireçtaşının yanall ilişkisi daha genç Üst Kretase çökelleri ile örtülü olduğundan görülememiştir.

Nallıhan yöresinde Orta-Üst Jura'dan Alt Kretaseye kadar Soğukçam Kireçtaşı çökelirken Mudurnu kuzeyinde Orta-Üst Jura'da volkanik aktivite kireçtaşı çökme dengesini bozmuş ve Mudurnu Formasyonunu oluşturmuştur. Bu aktivitenin bitmesiyle de Alt Kretase Soğukçam Kireçtaşı çökmesi oluşabilmiştir.

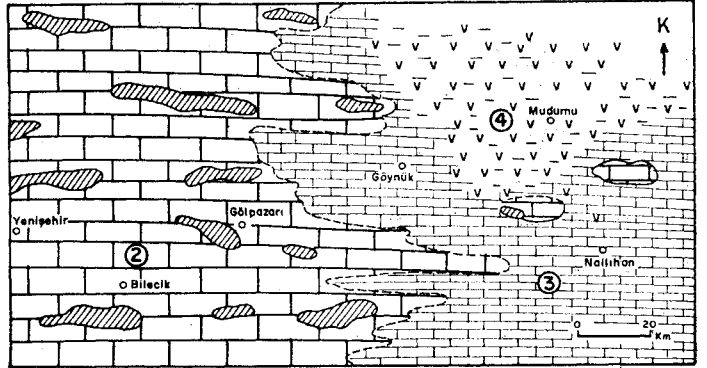
Orta Jura-Alt Kretase, Gölpazarı-Bursa yörelerinde sığ shelf, dalga etkisinin düşük shelf eğimiyle azaldığı bir ortamda Bilecik Kireçtaşı oluşurken, Mudurnu yöresinde volkanik faaliyetli daha derin bir deniz bulunmaktaydı. Nallıhan yöresinde ise x zonu tipinde kireçtaşı çökelmekteydi. Alt Kretaseden itibaren volkanik aktivitenin bitmesiyle Mudurnu yöresinde de X zonu kireçtaşı çökme havzası oluşmuştur. Bilecik- Bursa ve Gölpazarı yörelerinde resif gelişimi pek olağan olmakla beraber Mudurnu ve Nallıhan dolaylarında da yer yer yama resifleri oluşmuştur. Şekil 4 B de alt Kretaseye kadar sadece Bilecik yöresindeki çökme modeli gösterilmiştir. Nallıhan ve Mudurnu yörelerinde Jura-Alt Kretase gelişimi şekil 6 ve şekil 7 de sunulmuştur. Daha sonraki yaşlarda tüm havza için model benzerlidir, şekil 8 de Bilecik Kireçtaşının doğudaki Mudurnu Formasyonu ve Soğukçam Kireçtaşıyla ilişkisi Orta-Üst Jura ve Alt Kretase litofasiyes haritalarında gösterilmiştir.

ÜST KRETASE BAŞI

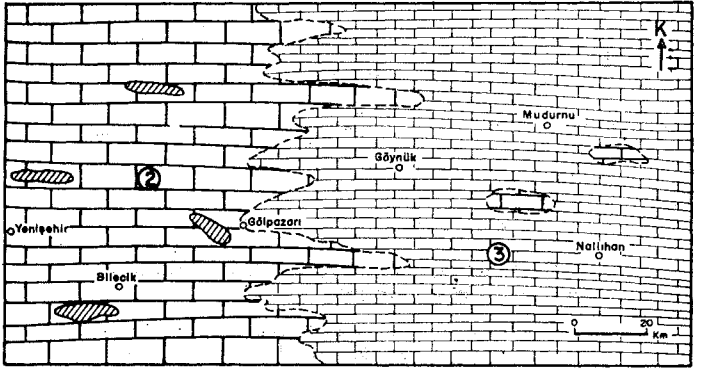
Bilecik yöresinde Bilecik Kireçtaşı üzerine pelajik fosilli, Globotruncanalı, ince-orta katmanlı, ak veya kırmızım-



(A)



(B)



(C)

Şekil 8: A, Orta-Üst Jura paleocoğrafya haritası; B, Orta-Üst Jura litofasiyes haritası; C, Alt Kretase litofasiyes haritası; 2, Bilecik Kireçtaşı; 3, Soğukçam Kireçtaşı; 4, Mudurnu Formasyonu sökelim alanları.

Figure 8: A, Middle-Late Jurassic paleogeographical map; B, Middle-Late Jurassic lithofacies map; C, Early Cretaceous lithofacies map; 2> Bilecik Limestone; 3, Soğukçam limestone; 4, Mudurnu Formation.

sin renklerde killi kireçtaşından oluşma Vezirhan Formasyonu, bazı yerlerde de kumtaşı-şeyl nöbetleşmeli Gölpazarı grubu detritikleri gelir. Bilecik Kireçtaşı oluşumundan sonra Üst Kretasede denizin derinleşmesi ile Vezirhan Formasyonu çökelmeye başlamıştır.

Bilecik Kireçtaşı, üzerindeki Vezirhan bazı yerlerde dereceli geçişlidir. Örneğin, Yenipazar güneyinde dokanak ayı-

rımı zordur. Bilecik-Vezirhan köyü arasında keskin dokanak vardır. Bazı yerlerde örneğin Gölpazarı batı ve güneybatısında Bilecik üzerinde Gölpazarı Grubunun detriktikleri bulunur. Bu tip ilişkiler derinleşme esnasında birtakım ani hareketlerin de olduğunu gösterir. Derinleşme sadece tatlı bir kemerlenme tarzında değil de aynı zamanda etkili olan tansiyon kuvvetleriyle gelişen normal yarılımlarla da etkilenen birleşik bir tarzda oluşmuştur. Bilecik'in kuzeyinde Vezirhan köyü civarında ve Gölpazarının Bayat köyü civarındaki Vezirhan Formasyonunun tuf üyeleri olasılıkla bu yarılımlarla oluşmuş volkanizmalardan türemiştir.

Sarıcakaya kuzeyinde Beyyayla kuzeybatısındaki Düden dereinde Bilecik Kireçtaşı üzerinde konkordan Soğukçam Kireçtaşı bulunur. Daha üste gelen Senomaniyen yaşlı Vezirhan içerisindeki 1-3 m kalınlıktaki çakıltaşı mercekssel katmanlarında çakıllar ve bloklar 50 cm boya varmakta olup az yuvarlak ve sadece Bilecik Kireçtaşından türemediler. Bu da Üst Kretasede bir faylanma sonucu oluşmuş şevlerden derine taşınmayı göstermektedir.

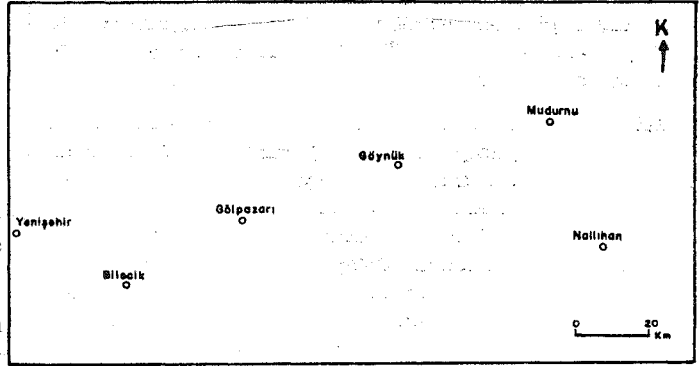
Gölpazarı güneyindeki Üzümlü ve Kavacık köylerinden doğuya doğru Göynük güneyindeki Susuz köyüne kadar uzanan Üzümlü Formasyonu volkanik gercin kırıntılarının tutturulmasıyla oluşmuş kumtaşı-şeyl ardalanması halindedir. Göynük güneyinde Karafakılar-Kayalıdere Susuz-Umurlar dolaylarında bazik mercekssel lav arakatıkları görülür. Batıda Kavacık ve Dokuz köyleri dolayında Üzümlü Formasyonunda lav arakatıkları yoktur, buna karşılık arada volkanizmanın etkin olmadığı dingin zamanlarda oluşmuş, ak killi kireçtaşı mercekleri bulunur. Buradaki kireçtaşı mercekleriyle Üzümlü Formasyonu oluşum ortamı yönünden ilk bakışta karşıt görülüp olistolit akla gelebilir de ayrıntılı incelemelerde Üzümlü Formasyonundaki şeyller, üste doğru karbonatın artmasıyla kireçtaşı merceklerine dereceli geçmektedir. Üzümlü Formasyonu oluşan alanda, volkanizmanın etkilemesi olmamış olsaydı killi kireçtaşı çökelişi devamlı olacaktı.

Şekil 4C'deki normal fay ve kemerlenmeli derinleşme tarzı Bilecik Gölpazarı çevresindeki durumu gösterir. Nallıhan ve Mudurnu dolaylarında ise önceden var olan daha derin (dalga tabanı altı) deniz devam etmiş ve daha da derinleşmiştir. Soğukçam Kireçtaşı dereceli olarak Üst Kretase seviyelerine geçmektedir. Arada Globotruncanalı geçiş katmanları bulunur.

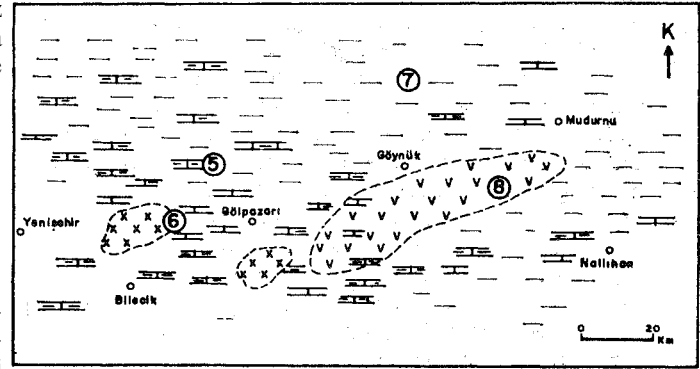
Üst Kretasede bölgenin tümünde deniz derinleşmiş ve tamamen sular altında kalmıştır. Üst Kretase sahilinin yeri hakkında yakın dolaylarda veri elde edilememiştir. Üst Kretase sonları için ise durum daha değişiktir. Şekil 9B Üst Kretase başlarındaki litofasiyes dağılımını göstermektedir.

ÜST KRETASE ORTASI

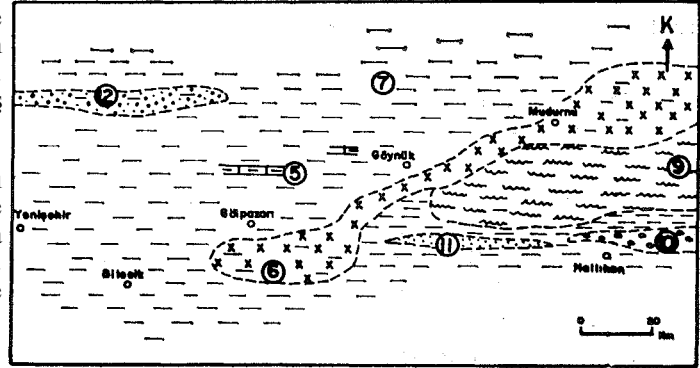
Vezirhan ve Üzümlü formasyonlarıyla başlayan çökelmeyi daha üste doğru fliš çökmesi ardalar. Vezirhan Formasyonu veya Üzümlü Formasyonu üste doğru dereceli olarak Yenipazar Formasyonu olarak adlanmış şeyl-kumtaşı nöbetleşmesine geçer. Yer yer arada Globotruncanalı killi kireçtaşı çökelleri vardır. Kumtaşı şeyi nöbetleşmesinde keskin tabanlı ince kumtaşı katmanları bazan akıntı yapılı, üste doğru tane incelemeli ve şeyl katmanına geçişlidir. Küçük ölçekli kırışık çapraz lamina ve yatay laminalar görülür. Bu özel-



(A)



(B)



C C I

Şekil 9: A, Üst Kretase paleocoğrafya haritası (havza tümüyle deniz altındadır); B, Üst Kretase başlarına ait litofasiyes haritası; C, Üst Kretase litofasiyes harita; 5, Vezirhan Formasyonu; 6, tuf; 7, Yenipazar Formasyonu; 8, Üzümlü Formasyonu; 9, Çıldere Silisli geyili; 10, Eymür Olistostrome; 11, kum yaygıları; 12, olistolitli kugak.

Figure 9: A, Late Cretaceous paleogeographical map (basin covered by the sea entirely); B, Beginning of Late Cretaceous lithofacies map; C, Late Cretaceous lithofacies map; 5, Vezirhan Formation; 6, tuff; 7, Yenipazar Formation; 8, Üzümlü Formation; 9, Çıldere Silisious Shale; 10, Eymür Olistostrome; 11, sand sheet; 12, olistolith zone.

likleri türbidit akıntılarıyla oluşumlarını gösterir. Şeylli katmanlarda pelajik mikrofosiller bulunur. Gerek Bilecik, gerekse Nallıhan ve Mudurnu dolaylarında aynı yaşta fliš fasiyesi çökelişi görülür. Bölgenin her tarafının derin deniz altında kalmış olduğu anlaşılmaktadır (şekil 4D).

Göynük kuzeyinde Yenipazar Formasyonunun alt düzeylerinde arada görülen pelajik fosilli, killi kırmızı mikritik birim Değirmenözü Kireçtaşı Üyesi olarak adlanmış olup Vezirhan Formasyonuna çok benzer.

Litoloji yönünden bazı alanlarda az farklılıklar olmaktadır. Yenipazar'ın güney ve güneydoğusunda ve Mudurnu doğusunda yaygın tüf arakatlı düzeyleri vardır. Genellikle karbonat çimentolu kumtaşı ve marn nöbetleşmesi pek yaygın ise de Nallıhan-Mudurnu arasında Uzunderede, Çilderede ve Kesenözü hamamları dolayında silis çimentolu ince kumtaşı ve silisli sevilerden oluşan Çildere Üyesi olasılıkla Mudurnu yöresindeki volkanik faaliyetlerden türeyen silis jeli konsantrasyonunun artması sonucu oluşmuştur.

Fliş çökelleri arasında denizaltı heyelanlarıyla oluşmuş bazı yapılar ve litoloji tipleri vardır. Nallıhan'ın 6,5 km kuzeyinde ve 10 m doğusunda Eski Eymür köyünde boyları kum boyunda 1-1,5 m ye varan çakıl ve bloklardan oluşma Eymür Olistostrom Üyesi bulunur. Eski Eymür 250 m kadar kalın bir istif oluşturan bu kötü boylanmış as yuvarlak taneli çakıltası, akma heyelanı tarzında bir kütle akması olistostrom oluşumdur. İçerisinde yuvarlanmış terrijenik gereç bulunuşu tane akması tarzında çökellemeyle desteklendiğini gösterir. Hatta bazı kumlu düzeylerdeki akıntı laminaları türbidit akıntısı tarzında akıntı heyelanı ile de desteklendiğini gösterir. Mudurnu ve Gölpazarı dolaylarında bu kadar kalın olistostrom görülmez. Çok seyrek 50-100 cm kalın tane akması tarzında gelişmiş denizaltı heyelanı gereci olan çakıltası katmanları bulunur.

Kesenözü deresinde ise silisli şeylerde yarı plastik gercin kayması tarzında birtakım kıvrımcıklar oluşmuş, üzerine ise yatay silisli şeyl çökmesi yine devam etmiştir.

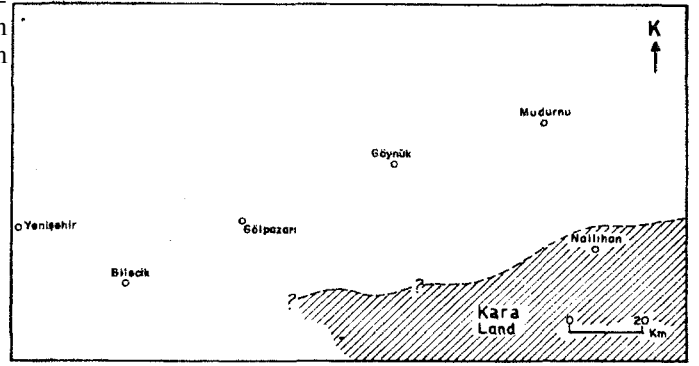
Göynük yöresinde kumtaşı katmanları çok daha ince ve taneleri çok daha küçük boyda olup şeyl ve marn çökelleri daha hakimdir.

Fliş çökeli havza derinleştiği sürece devam etmiştir. Flişten sonra daha üstte kum katmanlarının bulunmadığı veya çok az bulunduğu şeyl, marn çökeliinden oluşma Seben Formasyonu, bütün havzada tektonik bir duraylılık devresini gösterir. Gereç taşıyan akıntılar pek az olup daha ziyade aslıtından çökelleme etkili olmuştur.

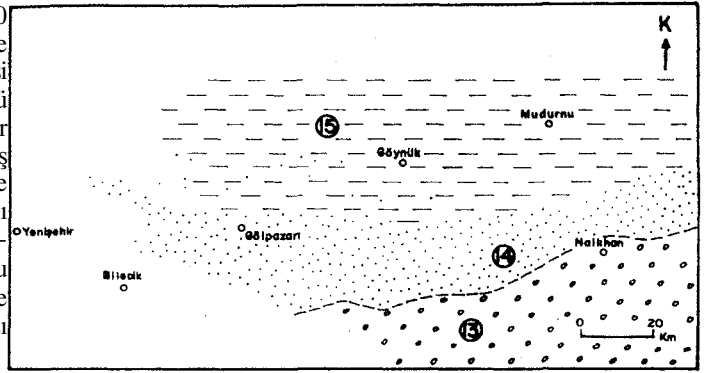
Üst Kretasede bölgede gelişmiş fasiyeler şekil 9C'de gösterilmiştir.

ÜST KRETASE SONU

Üst Kretasede çökelen fliş üzerindeki, Seben Formasyonu şeyi veya marndan oluşmadır. Üst Kretasede Kampaniyenden sonraki çökelleme döneminde tektonizma ile denetlenmiş bir çökelleme topluluğu bulunur. Nallıhan yöresinde ve belki daha güneyde su üstüne çıkmış kara alanları oluşmuş ve bu alanlarda bir yandan aşınma ve bir yandan da alüvyüyal çökelleme başlamıştır (şekil 4E ve şekil 10). Denizin güneyden kuzeye regresyonu ile regressif kumtaşı istifi, deltayik çökelleme ve delta tavan takımı tarzında alüvyüyal çökelleme oluşmuştur. Güneyde Üst Kretasede başlayan karasal Kızılçay Grubu daha sonra Paleosende yaygınlaşmıştır. Nallıhanın 8 km kuzeyinde Bozkaya köyü kuzeyinde Kızılçay arasındaki Orbitoidesli denizel Üst Kretase arakatlıları karasal çökellenin Üst Kretasede başladığını kanıtlar. Reg-



(A)



(B)

Sekil 10: A, Üst Kretase sonlarının paleocoğrafya haritası; B, Üst Kretase sonlarının litofasiyes haritası; 13, Kızılçay Grubu; 14, Taraklı Formasyonu; 15, Seben Formasyonu.

Figure 10: A, End of Late Cretaceous paleogeographical map; B, End of Late Cretaceous lithofacies map; 13, Kızılçay Group; 14, Taraklı Formation; 15, Seben Formation.

ressif kırıntılı istifi olan Taraklı Formasyonu doğuda Sebinden batıda Osmaneli'ne kadar izlenmiştir. Havza güneyinde Üst Kretase yaşlı sığ deniz faunası kapsar. Havza kuzeyinde ise Paleosen yaşlıdır.

Kampaniyen ve Mestriştiyende tektonizma ile kuzeye ve güneye bazı itilmeler oluşmuştur. Bu yanal kompresyon kuvvetleri sonucunda regresyon meydana gelmiştir. Maestriştiyende Nallıhan yöresinde ve daha güneyde bir kara kütle su üstüne çıkmış iken, aynı devirde daha kuzeyde denizel Üst Kretasenin çökelleme devam etmiş olması güneydeki yükselmenin veya sığlaşmanın daha hızlı olduğunu gösterir.

Havza güneyinde regressif Taraklı Formasyonu oluşurken kuzeyde daha derinde pelajikli, killi kireçtaşı ve şeyller çökellemiştir. Gölpazarının 8 km batısında Derecikviran köyü dolayında, içerisinde koyu boz billürel kireçtaşı blokları bulunan serpantinit mostrasının altı görülmemekle beraber üzerine Kampaniyen ve Mestriştiyen yaşlı Taraklı Formasyonunun gelmiş olması, yerleşme yaşının ve dolayısıyla tektonizma yaşının Kampaniyen olabileceğini gösterir. Geyve güneyinde Eosen çökelleriyle çevrili görülen serpantinit mostralrı ise Eosen çökelleri altında gömülü tepe karakterindedirler. Yine Geyve güneyinde Alıplar bindirmesinde metamorfik temelin kuzeye Kampaniyen yaşlı şeyl ve killi

kireçtaşları üzerine itilmesi, üzerine yine Kampaniyenle başlayan çökellerin gelmiş olması bu devirdeki tektonizmanın etkinliğini gösterir. Geyve güneyindeki bölgede deniz tabanında oluşan yükselme ile Bilecik Kireçtaşı blokları kuzeye üst Kretase çökelleri içerisine olistolitler halinde kaymıştır. Kozan köyü güneyinde görülen türbidit oluşumu da bu yükselme nedeniyledir.

Mestrişiyenden itibaren detritiklerde serpantin, radyolarit gibi öğelerin çokça bulunması bölgedeki serpantin yerleşmesinin Üst Kretase sonlarında olduğunu göstermektedir.

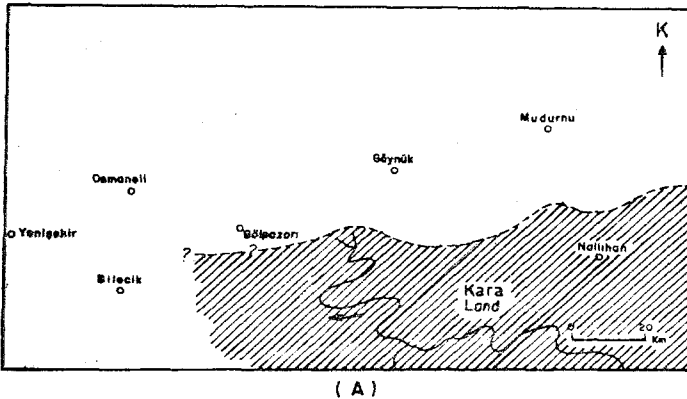
PALEOSEN

Üst Kretase sonlarında denizin güneyden kuzeye regresyonu ile Nallıhan kuzeyine kadar sahil çizgisi gerilemiş, Paleosen'de de regresyon devam etmiştir. Bu nedenle yanal çökme ilkesi ile Üst Kretasede çökelen regressif Taraklı Formasyonu ve Kızılçay Grubu kuzeye doğru çökeline devam etmiştir. (şekil 4F ve şekil 11). Regressif denizin sahilinde delta oluşumları, sahil düzlüğü veya kıyı ovası düzlüğü oluşumları, Taraklı Formasyonu ve Kızılçay grubu çökelişini kontrol etmiştir. Deniz sahilini kuzeye doğru geriledikçe sahil boyunca regressif kumlar oluşmuş ve bu kumlar akarsularla taşınan gereçle, yani deltalarla beslenmişlerdir. Üste doğru irileşen taneli Taraklı Formasyonu delta

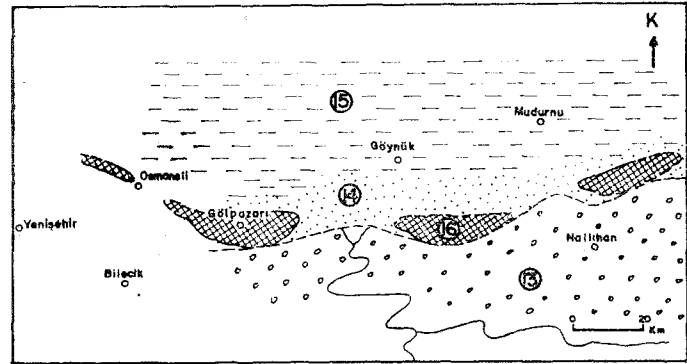
büyümesinin ön takımlarından meydana gelmiştir. Denizin daha iç kısımlarında ve daha derinlerinde eşit zamanda şeyl çökelmiştir. Şeyller deltanın taban takımlarından oluşmadılar. İlerleyen deltanın deşirmisi üzerinde ise akarsuların kanal, taşkın ova ve diğer fasiyesleri çökelmiştir. Bunlar da deltanın tavan takımlarıdır. Bu alüvyal çökeller Kızılçay Grubunu meydana getirmişlerdir (Saner, 1978).

Üst Kretaseden sonra bu tarzda çökme Paleosen'de devam etmiş ancak deniz tamamen yok olmamıştır. Osmaneli-Taraklı-Göynük çizgisinin kuzeyinde denizel şeyl çökelişini devam etmiştir. Bu nedenle bu çizginin kuzeyinde Üst Kretase ve Paleosen şeylleri ayrılmayan devamlı bir istif halindedir.

Üst Kretaseden sonra Paleosen denizinde delta ağzlarında kırıntılı çökelişini oluşurken, deltanın etkilemediği, suyun bulanık olmadığı ve ortamın elverişli bulunduğu sahil gerisinde saçak resifi tipinde Selvipınar Kireçtaşı çökelmiştir. Denizin regresyonu ile daha sonraları bu kireçtaşı da alüvyal Kızılçay Grubu çökelleri altında kalmıştır (şekil 12). Bazı alanlarda Kızılçay ile Selvipınar girikliği veya Kızılçay içerisinde Selvipınar mercerselliği oluşmuştur. Ölçülmüş Stratigrafi kesitlerindeki Taraklı Formasyonu, Selvipınar Kireçtaşı ve Kızılçay Grubunun sıralanımındaki değişik modeller bulunmuş, zaman içerisindeki regresyon, delta gelişimi ve resif gelişiminin bir fonksiyonudur.



(A)



(B)

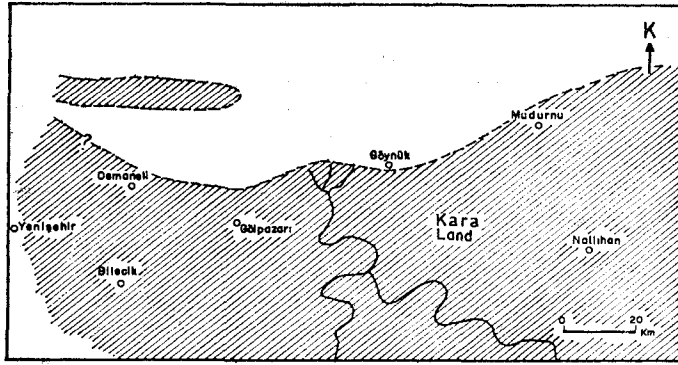
Şekil 11: A, Alt Paleosen paleocoğrafya haritası; B, Alt Paleosen litofasiyes haritası; 13, Kızılçay Grubu; 14, Taraklı Formasyonu; 15, Seben Formasyonu; 16, Selvipınar Kireçtaşı:

Figure 11: A, Early Paleocene paleogeographical map; B, Lower Paleocene lithofacies map; 13, Kızılçay Group; 14, Taraklı Formation; 15, Seben Formation; 16, Selvipınar Limestone.

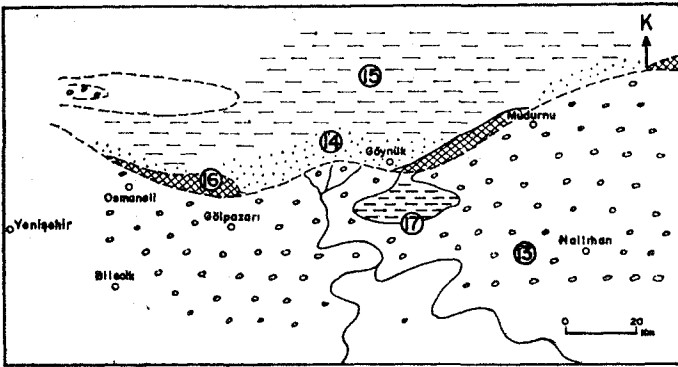
Bugünkü Göynük çayına tekabül eden bir paleo sahil çizgisinden itibaren kuzeyde denizel seviyelerin Üst Kretase üzerinde çökelişine devam ettiği görülür. Sahil boyunca resifal Selvipınar oluşmuş, Taraklı civarında ise delta gelişimi nedeniyle Selvipınar gelişmemiş, delta ön takımı halinde Taraklı Formasyonu oluşumuna devam etmiştir. Sahil çizgisinin güneyinde, delta üst takımı ve sahil alüvyon düzlüğü hâlinde Kızılçay Grubu çökelmiştir. Kızılçayla menderesli akarsu kanalları, teskin ova çökelleri yanı sıra denizel arakatıkların bulunuşu zaman zaman deniz istilasına uğramış alanların bulunduğunu işaretler. Deniz istila alanları bu yörede pek devamlı değilse de Göynük güneyinde Kabalar köyü civarında daha geniş bir alanda ve daha kalın bir çökel topluluğu halindedir. Kabalar Formasyonu olarak adlanan bitümlü çökeller Subratidal ve intretidal kuşağında stromatolitik bir oluşumdur. Göynük güneydoğusunda, Çatacık derede Kızılçay arasında 1 m kalınlıkta anhidrit vardır.

Kızılçay formasyonu içerisinde ince kömür katmanları kıyı ovasındaki tatlı suyun etkili olduğu düzlüklerde gelişmiş bitkiler nedeniyledir.

Sahil çizgisine yakın alanlarda Kızılçayda kara-deniz (=fluviomarine) çökelleri daha fazladır. Güney yönde ise denizel arakatıklar azalmaktadır. Menderes kanal çökellerinin taneleri de güneyde, kuzeye nazaran daha iridir. Osmaneli yöresinde alüvyon yelpazesi oluşumları sahilin hemen gerisinde yükselmiş bir aşınma alanını işaretler. (Saner, 1977). Çakılların kısa bir mesafeden denizel çökellerle gelişliği bu alanda sahil düzlüğünün çok dar olduğunu gösterir. Çakılların içerisinde alttaki Selvipınar ve Taraklı formasyonunun ait parçaların bulunması ve ayrıca alüvyon yelpazesi tarzında bir çökeliş, kara yönünde olasılıkla yarımlanmayla yükselmiş bir bloğu işaretler. Alüvyal yelpazeler yarımlanma önlerinde oluşan tipik morfoloji ve çökel şekilleridir.



(A)



(B)

Şekil 12: A, Üst Paleosen paleocoğrafya haritası; B, Üst Paleosen litofasiyes haritası; 13, Kızılçay Grubu; 14, Taraklı formasyonu; 15, Seben Formasyonu; 16, Selvipınar Kireçtaşı; 17, Kabalar Formasyonu.

Figure 12: A, Late Paleocene paleogeographical map; B, Late Paleocene lithofacies map; 13, Kızılçay Group; 14, Taraklı Formation; 15, Seben Formation; 16, Selvipınar Formation; 17, Kabalar Formation.

Üst Kretase sonlarında Alıplar yarılımla Osmaneli İçmeleri-Huzafferiye arasında yükselen bölge Paleosende su üstüne çıkarak bir aşınma alanı oluşturmuştur. Eosende deniz transgresyonu ile oluşan birimlerin burada daha eski birimler üzerine açılal diskordanslı gelişi bu nedenledir. Yakın çevrede ise Eosen çökelleri, Paleosen üzerinde kondordanslıdır (Saner, 1978).

EOSEN

Üst Kretase sonlarında başlayan regresyon Eosen başlarına dek devam etmiş, Eosende ise yeni bir transgresyon oluşmuştur. Paleosenin paleocoğrafya haritasında gösterilen sahil çizgisi güney yönde karasal Kızılçay grubu çökelleri üzerinde ilerlemiş ve transgressif Çataltepe formasyonu ile başlayan Eosen çökelleri oluşmuştur (şekil 4G). Osmaneli batı ve güneybatısında alüvyon yelpazesi oluşturan yüksek enerjili akarsular getirdikleri iri çakılları doğrudan doğruya denize bıraktıklarından, Eosen yaşlı Çataltepe ve Halidiye Formasyonlarının bütün düzeyleri Osmaneli civarında çakıltaşı ile yanal geçişli oluşmuştur. Deniz seviyesinin yükselmesi ve karada aşınmanın ilerlemesiyle Orta Eosen'de batıdan gelen bu yüksek enerjili akarsuların da dengeye eriş-

tikleri, daha ince kum taneleri getirdikleri Eosen çökellerinin Üst düzeyinde çakılın bulunmayışıyla açıklanmaktadır.

Gölpaazarı kuzeyinde düz kıyı ovasında denizin kara yönünde kolay ilerlediği görülür. Mekece, Osmaneli içmeleri, Muzafferiye gibi Paleosende aşınma alanı olan yerlerde ise Eosenin Ciciler Formasyonu daha yaşlı birimlerin aşınma çukurluklarına açılal diskordanslı olarak çökelmiştir. Denizin çekilmediği alanlarda ise denizel Paleosen üzerine yine denizel Eosen çökeli devam etmiştir. Geyve güneyinde Hisarlık köyü yakınında Küviziye'de şeyiller arasında yama resifi halinde Hisarlık Kireçtaşı Üyesi gelişimi de sığ denizle ilgilidir.

Eosen denizinin güneyde nereye kadar ilerlediği bugünkü mostralarının aşınmış olması nedeniyle bilinmiyor. Yenipazar nahiyesi yakınında ve Gölpaazarı Bilecik arasında Gemiciköy güneyinde mostraların bulunması fazla engebeli bulunmayan Paleosen arazisi üzerinde daha da güneye ilerlemiş olabileceğini gösterir. Paleosen ve Eosen çökellerinde ölçülen akıntı yönleri güneyden gelen kırıntılı beslenme yönlerini gösterir.

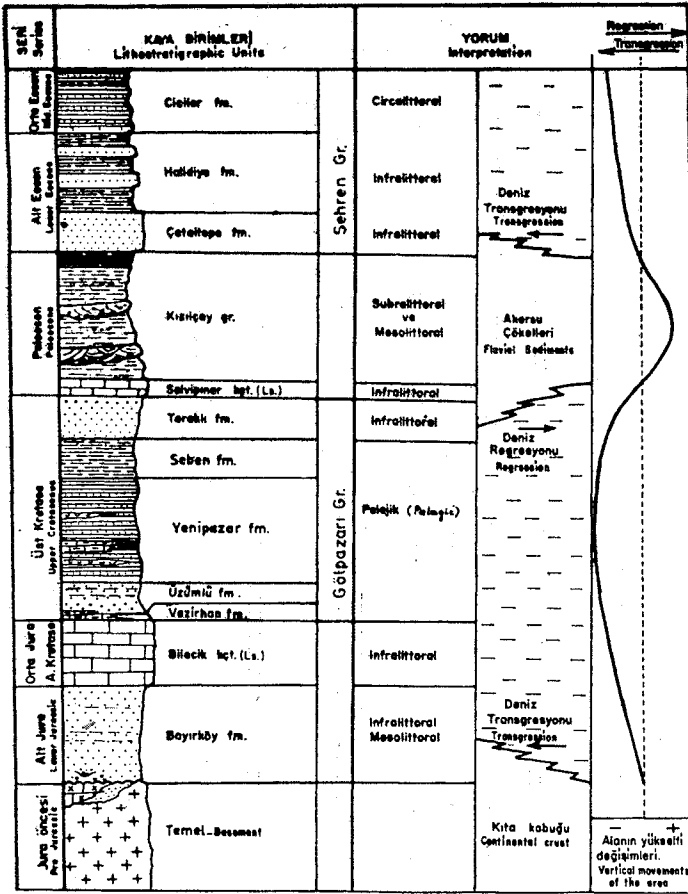
Eosenin çökelleri, Paleosen çökelleri üzerinde konkordanslı veya aşınma alanları üzerinde diskordanslı olabilmektedir. Denizel Üst Kretase üzerine denizel Paleosenin devam ettiği alanda yine denizel Eosen çökeli devam etmesiyle konkordans, karasal Paleosen üzerine denizel Eosenin transgressif olarak gelmesiyle paralel diskordans, karasal çökeli bulunmadığı aşınma alanlarına denizel Eosen transgresyonu ile daha eski çökeller üzerinde açılal diskordans meydana gelmiştir.

Eosenden daha yaşta denizel birimlere ait yüzlekler aşınmış olduğundan bundan sonraki çökeli gelişiminin yorumlanması güçtür. Sadece bölgedeki görsel Neojen çökeli bakılarak Neojenle Eosen arasında olası Oligosende başka bir regresyon dönemiyle denizin çekildiği ve kuvaternere kadar da kara halinde bulunduğu anlaşılır.

DAĞIL BATİMETRİ

Şekil 13'te havzanın batı kesimindeki Mesozeyik-Tersiyeer birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafi ardalanımı ve bu ardalanıma neden olan çökeli ortamı, gelişimi özet olarak sunulmuştur. Buna göre Alt Jura'da kıtasal kabuk üzerine deniz transgresyonu ile mesolittoral ve infralittoral ortamda Bayırköy Formasyonu oluşmuş üzerinde Orta Jura-Alt Kretase yaşlı Bilecik Kireçtaşı oluşmuştur. Üst Kretase başında denizin derinleşmesi ile circalittoral ortamda Vezirhan, Üzümlü Formasyonu oluşmuş bunu ise fliš fasiyesindeki Yenipazar Formasyonu çökeli izlemiştir. Üst Kretase sonlarında regresyonla oluşan Taraklı Formasyonu ve Paleosen başında resifal Selvipınar Kireçtaşı infralittoral ortamda çökelmiştir. Paleosenden Alt Eosene kadar mesolittoral ve supralittoral ortamda Kızılçay Grubu çökelmiştir. Alt Eosende yeniden transgresyonla infralittoral ortamda Çataltepe, Halidiye ve Ciciler formasyonları çökelmiş, Ciciler Formasyonu sonraları derinleşmiş ve circalittoral ortam oluşmuştur.

Şekil 14'te jeolojik zamana karşılık gelen litoloji ve batimetri kütükleri gösterilmiştir. Havzanın batı kesiminde ilk transgresyonun Alt Jura'da olduğu belirlenmiş de diğer yörelerde olası gösterilmiştir. Mudurnu ve Nallıhan yö-



Şekil 13: Havzanın batı kesimindeki Mesozoik ve Tersiyer birimlerinin genelleştirilmiş sıralanımı ve çökeltme ortamlarının gelişim yorumlaması.

Figure 13: Generalised succession of Mesozoic-Tertiary units in the western part of the basin and interpretation of the development of depositional environments.

relerinde ilk transgresyon başlangıcı için iki olasılık vardır. Ayrıca Bilecik-Gölpazarı yöresi dışındaki diğer kütüklerde, Jura-Alt Kratesede daha derin bir deniz varlığı görülür. En derin evre havzanın her kesiminde Üst Kretasede olmuştur. Karasal sublittoral ortama geçiş Nallıhan yöresinde Üst Kretase sonlarında iken diğer yörelerde Paleosen başlarındadır. Göynük çayı kuzeyinde ise karasal döneme geçilmemiştir. Gölpazarı yöresinde Alt Eosende deniz transgresyonu görülür, Mudurnu ve Nallıhan yörelerinde aşınma nedeniyle Eosen mostrası bulunmayışından olası gösterilmiştir. Göynük çayı kuzeyinde ise deniz devam etmiştir. Yeni bir regresyonla havza olası olarak Üst Eosen veya Oligosende tamamen kara haline gelmiştir.

Çökeltme evriminde dikkat edildiği üzere Üst Kretasede ince katmanlı türbiditik kumtaşı şeyl nöbetleşmesi halinde olan Yenipazar Formasyonu, denizin en derin olduğu evrede çökelmiştir. Ayrıca Üst Kretase sonlarında orejenik paroksimal safha ile etkilenmişlerdir. Fliş karakterini gösterir tüm ayrıntılı özellikler vardır.

Üst Kretase sonunda paroksima fazı sonrasında oluşmuş çok sığ karakterli Taraklı Formasyonu ve karasal Kızılcay Grubu çökelleri ve daha üstteki birimler, fliş ardalyan molos fasiyesi çökelleridirler.

SONUÇLAR

Mudurnu-Göynük havzasının güney ve batı kesiminde granitik temel üzerine transgresif gelen ilk birim Alt Jura yaşlı kırıntılardan oluşma Bayırköy Formasyonudur. Havzanın batısında yüzlekleri bulunan Permiyen yaşlı birimler daha önce oluşmuş ve tektonik evrim geçirmiş olup, Bayırköy bunlar üzerinde de transgresif ve açık diskordanslı bulunur. Havzanın doğu kesiminde daha genç örtüler nedeniyle görülememiş olan Alt Jura için iki olasılık düşünülmüştür: 1- doğu kesimde de altta Bayırköy Formasyonunun bulunması, 2- bu yörede ilk transgresyonun Alt Jura öncesi olmuş olması ve Alt Jura'da daha derince başka bir fasiyesin bulunması olasılığı.

Orta-Üst Jura'da havza batısında geniş sığlıklarda epirik denizde Bilecik Kireçtaşı çökelirken, Nallıhan yöresinde dalga tabanı altında şelfte Soğukçam Kireçtaşı çökelmiştir. Mudurnu yöresinde ise volkanizma nedeniyle tüf, volkanik çakıltaşı, volkanoklastik kumtaşı ve şeyl den oluşma Mudurnu Formasyonu çökelmiştir. Alt Kretasede batıda Bilecik Kireçtaşı çökeline devam etmiş, doğuda Mudurnu ve Nallıhan yörelerinde ise Soğukçam Kireçtaşı çökelmiştir.

Üst Kretase başlarında kemerlenme ve blok faylanmayla havza derinleşmiş ve Üst Kretase ortalarında en derin olmuştur. Batıda Bilecik Kireçtaşı üzerindeki Globotruncana'lı kireçtaşından oluşma Vezirhan Formasyonunun bazı yerlerde keskin dokanaklı, bazı yerlerde ise dereceli geçişle başlaması ve tüflü düzeyler içermesi blok faylanmalar nedeniyledir. Keskin dokanaklı ve açılı diskordanslı bulunması bir karasal evre ve yeniden transgresyon nedeniyle değil, faylanmalı derinleşme sonucudur. Üzümlü Formasyonundaki bazik lav merceklerinin nedeni de aynıdır. Üst Kretasede en derin evrede havzanın her yöresinde fliş tipi çökellerden oluşma Yenipazar Formasyonu çökelmiştir.

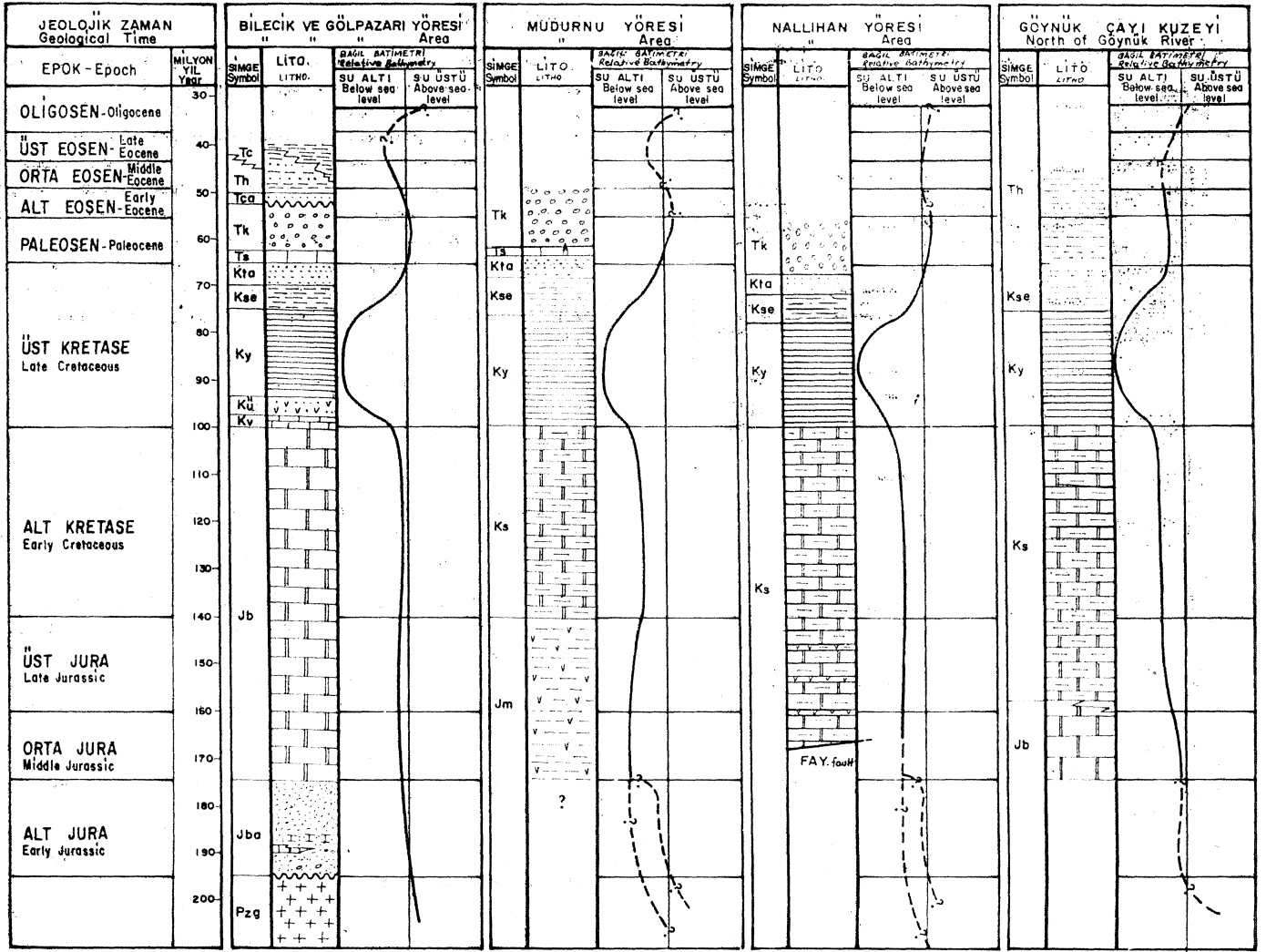
Havza güneyi ilk defa Üst Kretase sonlarında su üstüne çıkmış ve doğu-batı gidişli sahil çizgisi oluşmuştur. Sahil çizgisi güneyinde Kızılcay Grubu çökelmiş, kuzeyde ise denizel çökeltme devam etmiştir. Paleosende regresyonun devam etmesi ile sahil çizgisi daha kuzeye çekilmiştir. Reg-resif Taraklı Formasyonu ve saçak resifi tipinde Selvınar Kireçtaşı çökelmiştir. Alt Eosende yeni bir transgresyon olmuşsa da, deniz fazla ilerlemeksizin ve derinleşmeksizin, olasılıkla Üst Eosen veya Oligosende yeniden çekilmiş ve ülke kara haline gelmiştir.

Üst Kretasede çökelen ve en derin evreyi yansıtan kum-taşı şeyl nöbetleşmek" ve tüf katlı Yenipazar Formasyonu fliş tipi çökellerdir. Etkili tektonizma olan Laramiyen fazı ve sonrası oluşan Taraklı Formasyonu, Kızılcay Grubu ve daha üstteki diğer Eosen çökelleri ise molas fasiyesindeki çökellerdir.

KATKI BELİRTME

Bu araştırma Türkiye Petrolleri A.O., Arama -Grup Başkanlığının bir projesi olarak çalışılmıştır. Her türlü olanaklarla çalışmanın sürdürülmesi ve bildirinin yayımlanması izni bu kuruluş tarafından sağlanmıştır.

1976-1977 yılları arasında yürütülen saha çalışmalarına, bölgede bütün deneyimi bulunan Prof. Dr. İ. Enver Altınlı'nın birçok kez araziye gelerek büyük katkıları olmuştur. Arama Grubundan Sayın Muzaffer Siyako ve Sayın Kerem



Jba: Bayırköy fm., Jb: Bilecik fm., Ks: Soğukçam fm., Jm: Mudurnu fm., Kv: Vezirhan fm., Kü: Üzümlü fm., Ky: Yenipazar fm., Kse: Seben fm., Kta: Taraklı fm.,

Ts: Selvişinar fm., Tk: Kızılcay Gr., Tça: Çataltepe fm., Th: Halidiye fm., Tc: Ciciler fm., Pzg: Granitik temel (Granitic basement)

Şekil 14: Havzanın dört farklı kesitindeki litoloji ve batimetri kütükleri.

Figure 14: Lithologic and bathymetric logs in four different sections of the basin.

Ali Bürkan çalışmalarına yardımcı olmuşlardır. Araştırma Grubu paleotologlarından Sayın Göngör Özyeğin paleotolojik sorunların aydınlatılmasında katkıda bulunmuşlardır.

Yazar yukarda adı geçen, katkı ve yardımlarını esirgemeyen şahıs ve kuruluşlara teşekkürü borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, M.Ş., 1959, Almacık dağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Monografileri, Tabii ilimler kısmı, sayı 14.
- Altınlı, I.E., Saner, S., 1971, Bilecik yakın dolayının jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., seri B, Cilt XXXVI, no. 1-2.
- Yetiş, C., 1972, BayıkÖy - Osmaneli alanının jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt XXXVII, no. 1-2.
- , 1973a, Orta Sakarya'nın jeolojisi: Tebliğ, Türkiye Cumhuriyeti 50.nci yılı uluslararası jeoloji kongresi, Ankara.
- , 1973b, Bilecik jurasigi: Tebliğ, Türkiye Cumhuriyeti 50. nci yılı uluslararası jeoloji kongresi, Ankara.
- Bingöl, E., Akyürek, B., Korkmaz, B., 1973, Biga yarımadasının jeolojisi ve Karakaya formasyonunun bazı özellikleri: Cumhuriyetin 50.nci yılı, Yerbilimleri kongresi tebliğleri, Ankara.
- , 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi: MTA mecm., no. 86.

Demirkol, C., 1973, Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik ili) dolayının jeolojisi: doktora tezi, İst. Üniv. Fen Fak. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü arşivi, İstanbul.

Eroskay, S.O., 1965, Paşalar boğazı-Gölpazarı sahasının jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., seri B, cilt XXX, sayı 3-4, S. 135-170.

Granit, Y., et Tintant, H., 1960, Observations préliminaires sur le Jurassique de la région de Bilecik (Turquie): Lab. de Géol., Faculté des Sciences, Dijon.

Gürpınar, O., 1976, Geological investigation of the Bilecik-İnegöl - Yenişehir territories together with a study of engineering properties of the Bilecik Limestone: İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., seri B, Cilt 41, no. 1-4.

Saner, S., 1978a, Orta Sakaryadaki Üst Kretase-Paleosen-Eosen çökelme ilişkileri ve Anadoludaki petrol aramalarındaki önemi: Dördüncü Petrol Kongresi Tebliğleri, Ankara.

—, 1978b, Geology and the environments of deposition of Geyve-Osmaneli-Gölpazarı-Taraklı area: İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., seri B, cilt 43, sayı 1-2.

Ürgün, S., 1956, Gölpazarı-Geyve-Taraklı-Göynük civarının jeolojisi: MTA Rap. no. 2711.

Yılmaz, Y., 1977, Bilecik-Söğüt dolayındaki eski temel karmaşığının petrogenetik evrimi: İst. Üniv. Fen Fak. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, doçentlik tezi.

Seben Bölgesi Volkanotortulları (BOLU GD)

Volcanosediments in Seben Region (BOLU SE)

Baki VAROL Jeoloji-Stratigrafi Kürsüsü, Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Ankara
Nizamettin KAZANCI Jeoloji-Stratigrafi Kürsüsü, Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Ankara

ÖZ: Seben bölgesindeki taneli volkanik kayalar, Üst Kretase'de epiklastik, Miyosen'de piroklastik ve otoklastik özelliktedir. Epiklastikler volkanik sahalardan hızla aşındırılarak taşınan, iyi tabakalı kristal ve camsı, seyrek olarak da litik tuf benzeridirler.

Piroklastikler bölgesel gelişmiş vulkaniyen breş, yaygın soğuk piroklastik akma breşleri ve aglomeralardır. İstifin üstünde otoklastik breşler yer alır. Bütün taneler andezitik-bazaltik özelliktedir. Miyosen volkanotortulları temel olarak Seben ilçesi kuzey-kuzey doğusunda varlığı düşünülen buharlı püskürmeli (freatik) türden volkanik merkezlerden kaynaklanmışlardır.

ABSTRACT: The fragmental volcanic rocks of Seben region (Bolu SE Turkey) are typified by epiclastics in Upper Cretaceous, while they are characterized by pyroclastics and autoclastics in Miocene. Epiclastics are well bedded and usually made of crystal and vitric tuffs, but occasional levels of lithic tuffs are also encountered. All of these components were rapidly eroded and transported away from volcanic areas.

Pyroclastics consist of local vulcanien breccias and widespread cold pyroclastic flow breccias as well as agglomerates. These pyroclastic succession is overlain by autoclastic breccias. All of fragments have andesitic-basaltic features. The volcanosediments of Miocene in the north-northeast of Seben essentially have been derived from volcanic vents with phreatic eruptions.

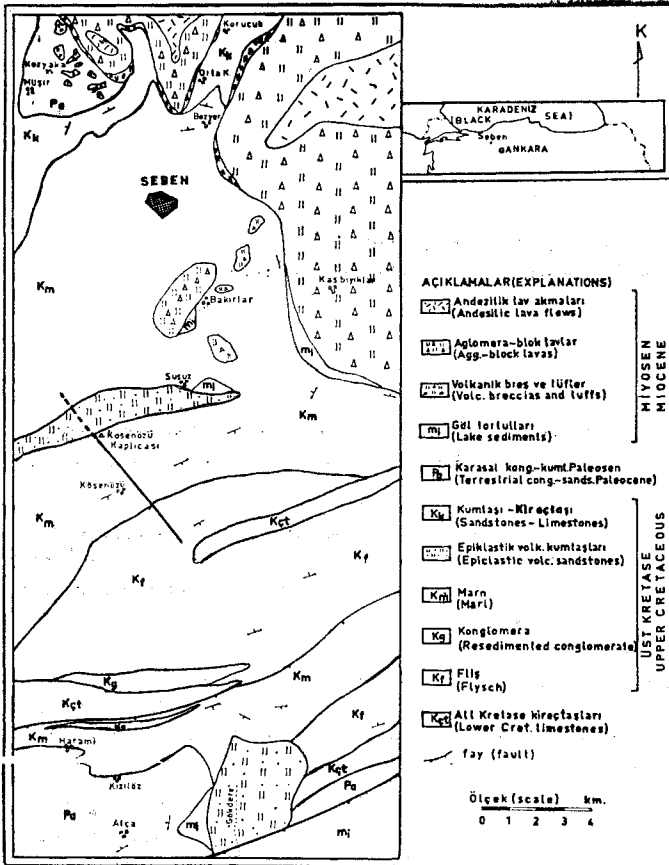
GİRİŞ

Bolu güneyi, Seben çevresinde farklı jeolojik zamanlar sürecindeki etkin volkanik faaliyetler, bölge tortul yapısını şekillendirmişler veya kalın bir volkanik istif oluşturmuşlardır. Taneli volkanikler Üst Kretase'de denizel çökeller arasında bir stratigrafi seviyesi şeklinde, Miyosen'de ise tüm alanların örter şekilde yüzeylenirler. Bu çalışmada volkanik kayaların petrojenezlerinden çok volkanosedimanter gelişimlerine ağırlık verilmiştir.

Taneli volkanik kayaların, sedimanter niteliklerine dayalı olarak ele alınması bizde olduğu gibi dış ülkelerde de yenidir. Bu nedenle yerleşmiş bir kavram birliği yoktur. Bir bölüm eş anlamlı sözcüklerin farklı tanımlamalar için kullanıldığı görülmektedir, örneğin, genellikle sıcak volkanik geçrelerin yerleşiminde söz konusu olan piroklastik akma terimi, bir yamaçtan (volkan konisi, vb.) hareketlenen çoğu çamur ve kütle akmaları şeklindeki yeniden çökeltmiş volkanik depolar için de geçerli sayılmaktadır (Fiske, 1963; sualtı piroklastik akmalar). Bu nedenle çalışmamızda özellikle Fisher (1958, 1960a, b, 1961) tanımlamaları temel alınmakla birlikte gerektiğinde diğer eş anlamlı sözcüklere de açıklanarak yer verilmiştir.

JEOLÖJİK YERLEŞİM

Konu edilen taneli volkanikler, Bolu H27 al, a4, d1 paftalarındaki yüzlelerde incelenmiş ve diğer sahalardaki yayımları U3 de denetlenmiştir (şekil 1).



Şekil 1: Seben bölgesinin genelleştirilmiş jeolojik haritası.

Figure 1: Generalized geologic map of Seben region.

Üst Kretase epiklastikleri, Mestrihtiyen yaşlı marnlar içine yerleşmiş olup, Susuz (Seben) köyü yakınında ve Kızılöz-Emincik köyleri arasında yaklaşık 150-450 metre kalınlığında iki stratigrafi kesiti oluştururlar (şekil 2a).

Kuzeybatı Anadolu'da yaygın olan ve Galatya masifi olarak adlandırılan (Leonhard, 1903; Milch, 1903; Paicheler, 1978) Tersiyer volkaniklerinin bölgemizde kalan bölümü Rondot'un (1956) jeoloji raritasında "Koroğlu volkanikleri" şeklinde gösterilmiştir. Ayrıca sahamızın çok kuzeydoğusunda da konuya paralel ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır (Öngür, 1977b; Paicheler, op. cit).

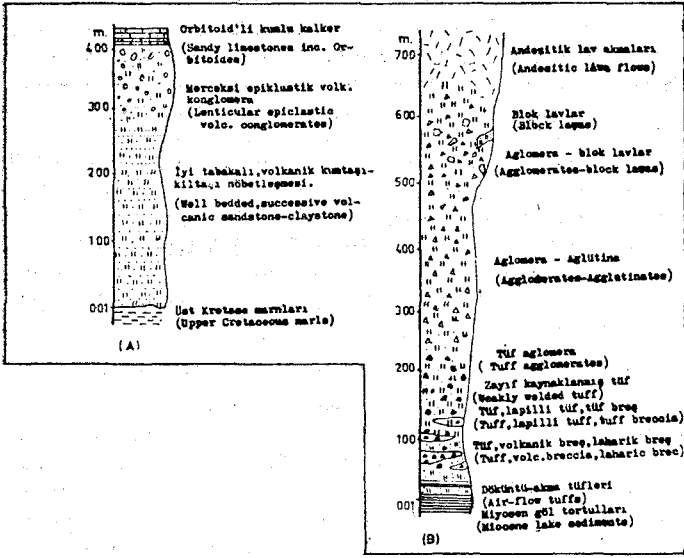
Miyosen volkanikleri tabanda yer yer bitki kırıntılı, Planorbis sp. li, demir karbonalı (siderit veya ankerit) ve killi göl tortullarıyla ardalanırlar. Üst seviyeleri bölgesel lav akmaları ile örtülen taneli volkaniklerin bulunduğu istifin tüm kalınlığı 750-1000 metre kadardır (şekil 2b). Bunlar Seben ilçesinin K-KB da karasal Paleosen, doğusunda ise Üst Kretase'nin resedimente çökelleri üzerine uyumsuzlukla otururlar.

ÜST KRETASE EPİKLASTİKLERİ

Bu gruptaki taneli volkanik kayalar tanesal özellikleri ve oluşum koşulları yönünden Fisher'de (1961) epiklastikler sınıfındakilerin benzeridirler. Bunlar Kösenözü grubu adı verilen bir seri detritik kayalarla birlikte Mestrihtiyen yaşlı marnlar içine yerleşmişlerdir. Benzer niteliklerde, fakat farklı sahalardaki yüzlelerden birisi Seben ilçesinin 10 km kadar güneyinde, Susuz köyü civarında 150-450 m, diğeri ise Nallıhan KD'da Atça köyü yakınında olup 190 m kalınlığındadır. Bu düzeylerin tanımsal niteliği çok iyi tabakalı oluşlardır. Ayrıca yer yer masif, tekdüze kalınlığı 20 metreye ulaşan, merceksi yayımlımlar da olağandır (Hamamboğazi Seylik dere içinde). Genellikle tabakalarının marnlarla olan alt dokanağı keskin, masiflerinki ise aşındırmalıdır.

İstifteki ardali düzeyler, volkanik kumtaşı, kiltası (Fisher, 1961) veya tüftik kumtaşlarıdır (Füchtbauer ve Müller, 1970, s. 551). Çoğu zaman kristal tuf görünümüne yönelik bu volkanik kumtaşlarının bileşimlerinin %75-85 gibi büyük bölümünü ince-orta kum boyu oligoklaz-andezin türü plajyoklazlar oluşturmuştur. Örneklerin hepsinde kil mineralleşmesi, karbonatlaşma ve silisleşme çoğu zaman kristallerin tamamını örtecek kadar yaygındır. Ayrıca hamurdaki kil boyu camı gereç de orijinal şekilden çok silisleşmiş veya kloritleşmiş olarak görülür. Taneler arasında karbonat bağlayıcı seyrek. Volkanik kökenli olmayan epiklastikler ise temel bileşimin %5-10 unu geçmeyen kuvarsit, çört ve kireçtaşı kırıntılıdır. Volkanik kumtaşı tabakaları arasında yer alan ince taneliler laminalı yapıya sahip epiklastik volkanik kiltasıdır (Levha I, şekil 1). Sahada çok farklı renklerdeki görünümleri, yaygın demiroksitli olmalarındandır. Bunlar arasında san, mavi, pembe, beyaz renkler en çok görülenlerdir.

İstif yukarı doğru dereceli olarak, marnlarla ardali ve kumtaşı özellikleri daha belirgin olan düzeylere geçerler. Bunlar ancak kömürleşmiş bitki kırıntıları ile ayrılabilen bitişik tabaka yüzeylerine sahiptirler. İçlerinde volkanik kökenli olmayan epiklastik taneler fazlacadır. Dizilimin son kayaç topluluğu olan ince tabakalı kumtaşları artık volkanik katkının hiç veya çok az görüldüğü düzeyler olup, se-



Şekil 2: Üst Kretase ve Miyosen taneli volkaniklerinin genelleştirilmiş dikme kesitleri.
A — Üst Kretase epiklastikleri
B — Miyosen taneli volkanikleri

Figure 2: Generalized columnar sections of Upper Cretaceous and Miocene volcanoclastics.
A — Upper Cretaceous epiclastics
B — Miocene volcanosediments

darenit özellikindedirler. Bunlar çokça sığ deniz kökenli kireçtaşı parçaları ile seyrek çört ve kuvarsitleri içerirler.

Atça'nın KD'daki ikinci yüzleğin taban bölümleri Susuz epiklastikleri ile benzer özelliktedir. Yalnızca volkanik killi katkılarının laminer boyutlara inmiş olması tek ayrıcalıktır. Ayrıca burada birinci istifde gözlenmeyen blok ve çakılı, az yuvarlaklaşmış andezitik ve bazaltik taneli, masif ve mercekli bir volkanik konglomera vardır. Bu konglomera çoğunlukla kaba kum-orta çakıl boyutundaki volkanik gereçlerden kurulmuştur. Özellikle hamurunda az da olsa sedimanter kökenli kayaç parçaları bulunur. Bunlar Üst Jura-Alt Kretase'ye ait kireçtaşları olup, oldukça yuvarlaklaşmışlardır. Üste doğru ise bu bileşen yanında, makrofosil kavkı ve kırıklarında da fazlalaşma çok belirgindir. Bu gelişime uyumlu olarak, Gökdere içinde 190 m kalınlığındaki bu volkanik istif, Üst Kretase'nin son kayaç topluluğu olan bol makrofosilli ve Orbitoides'li kumlu kalkerleriyle örtülürler.

TAŞINMA VE DEPOLANMA

İnce volkanik taneler volkanlardan çıkışta uzaklara atılabilmeleri ve aşınmaya karşı dayanımsızlıkları nedeniyle stratigrafi kolonunun her seviyesinde gözlenebilirler (Ross, 1955). Bu yaygın taşınma alanı içerisinde de tortul kayaların bileşimlerine çeşitli bollukta katılırlar. Ayrıca sahamızda görüldüğü gibi bir çökel ortamında taneli yapıyı kalın volkanik istifleri oluşturması da olağandır. Taşınmanın temel biçimlerinden biri olan döküntüler dışında, birincil yataklardan türlü sedimanter olayların etkenliğinde taşınanlar

genel olarak epiklastik veya gliptoklastik volkanotortular şeklinde tanınırlar (Brousse ve Lefevre, 1966).

İyî tabakalı Üst Kretase tüfitik kumtaşları veya volkanik kumtaşı-kiltaşları olarak beliren sahamızdaki bu taneli volkanik istifin kaynak alanı büyük olasılıkla havza kenarı volkanik sahalardır. Buralarda hızla gelişen aşınmaya dayanıksız volkanik örtünün yaygın erozyonu sonucu türeyen epiklastik gereçler havza içine çeşitli taşınma olayları ile periyodik olarak aktarılmışlardır. Tabaka yüzeylerinde çok bol olarak rastlanan kömürleşmiş bitkilerin varlığı kaynak alanla çökel havzası arasındaki mesafenin fazla olmadığını ve büyük topoğrafik farklanmaların bulunmadığını vurgulayabilir. Bu koşullar altında şekillenen taşınmada kesinlikle su etkindir. Ayrıca yumuşak taban aşındırmak, ters derecelenmeli, masif mercekli yayımlı seviyeler sualtı çamur akmalari ile gelişmiş olabilirler.

Tüfitik kumtaşları arasında yeralan volkanik kiltaşları kil boyu volkanik küllerin askı yükleri şeklinde taşınma ürünleri olabilirlerse de, volkanik gelişim evreleri ile etkilenen veya zamanla artan erozyonun çökel. havzasına yansıyan ürünleri olarak düşünülebilirler.

MİYOSEN TANELİ VOLKANİKLERİ

Seben ilçesinin K-KD'u topoğrafik yükselimle kuşatan andezitik-bazaltik özellikli volkanik istif, geniş yayılımındaki bölgesel kalınlık değişimi dışında belirli bir düzendedir. Tabandaki taneli volkaniklerin taşınma koşulları ve üstteki sayısız lav akmalariinin şekillenmesinde bölgesel paleocoğrafya ile birlikte volkanizma türü de etkindir. Başlangıçta, Miyosen göl sahalariinin yakınlarında yer alan volkanik merkezlerden çıkanlar veya bu alanlardan hızla aşmıdırılanlar, kısa zamanda göl alanlarını tamamen doldurmuşlar ve topoğrafyayı düzlemişlerdir. Daha sonraki evrelerde kalın aglomeralar yanında blok lavlar ve eklem takımlı lav örtüleri volkanik bir platonun oluşumunu sağlamışlardır.

Taneli volkanikler yabancı, eşlikçi ve erden şeklinde çeşitli özellikteki gereçlerin bir veya bir kaçından kuruludurlar (Öngür, 1977a). Bunlar tane boylan temel alınarak tuf, lapilli, breş gibi ayrılmakla birlikte breş grubu ayrıca tanelenme olaylarını doğuran koşullara göre de otoklastik, piroklastik ve epiklastikler gibi daha alt sınıflara da bölünmüşlerdir. Konu hakkında ayrıntılı bilgiler Fisher (1960a)'da bulunmaktadır.

Bu genel tanım içerisinde çalışma bölgesindeki Miyosen volkanik istifi tabandan tavana doğru aşağıda anlatılan volkanik düzeylerle temsil olunur.

TÜFLER

Volkanik merkezlerden döküntü ve akma şeklindeki iki esas koşulla dağıtılmışlardır. Döküntü tüfleri beyaz renkli, ince tabakalı ve topoğrafyaya uyumludur. İçlerinde dağınık olarak çeşitli bolluktaki bomba ve breşik parçalar tabakaya gömülü veya düştüğü yüzeylerde kırılanmalar meydana getirmişlerdir. Ortakorucuk köyü yakınında aglomeralara geçiş bölümlerinde bu durum belirgindir.

Kaşbıyıklar köyü kuzeyinde Miyosen göl alanında ve civarında yer alan pembe-beyaz renkli, orta-zayıf tabakalı tüfler 25-50 m kalınlık içerisinde döküntü ve akma ürünle-

rini bir arada bulundurur veya bunların kesinlikle ayırtlanamadığı düzeyler gösterirler. Örneklerde, levha I, şekil 2, 3 de görüldüğü gibi yumuşak taban deformasyonu ile birlikte, düzgün olmayan taban dokanakları ve tabaka içi laminalanmalar dalgalı yapıda olarak çok iyi izlenmektedir.

Sedimenter özellikler, tuf boyu gercin kül akması biçiminde, bölgesel paleoyamaçlardan yoğun ve yüksek hızda laminar taşınmalar sonucunda biriktiğini gösterir niteliktedir (Schmincke ve Swanson, 1967; laminar viscous flows). Taşınma koşullarında ısınım hangi düzeyde olduğu kesinlikle bilinmemektedir. Buna karşın, yer yer zayıf kaynaklanma ve tansiyon çatlaklarına benzer yapılar, Fiske (1963)'de belirtildiği gibi, akan gercin göl sularına kavuştuğu zamanda belli bir sıcaklıkta olduğunu işaretlemektedir.

VOLKANİK BREŞLER

Genel anlamda 2 mm den büyük, köşeli volkanik tanelerin ikinci dereceden önemli dokusal düzenlenmesiz bir hamur içerisinde veya hamursuz olarak, veya volkanik olmayan tanelerin volkanik hamur içine yerleşmeleriyle şekillenmişlerdir (Fisher, 1958). Sahamızda Kozyaka, Müşir köyleri civarında bölgesel gelişmiş, yaklaşık 50 m kalınlıkta karmaşık yapıli breşik depolar, lavın sertleşmiş parçaları ve yabancı volkanik tanelerden kurulu olup, taban bölümleri tuf breş (Norton, 1917) görünümündedir. Oluşum koşullarının açıkça belirlenemediği bu düzeyler, patlamalı volkanik gelişim sürecinde bir taşınma geçirmemiş, 32 mm den büyük ve çoğu blok boyutlarındaki bileşenlerden yapılmış olup (Fisher 1960a)'da tanıtılan vulkaniyen breşlere benzerdirler. Ayrıca dar anlamli olarak hepsi Wentworth ve Williams'in (1932) volkanik breşleri ile de karşılaştırabilirler.

Freatik volkanik breşler. Bunlar en iyi şekilde Bozyerdere kuzeyi ile Ortakorucuk köyleri arasında gözlenirler. Düzeyler tümüyle 5-15 m kalınlığında masif veya zayıf tabakalıdır. Bunlar arasında uzak planda masif görünenlerin çoğunluğu da, levha I, şekil 4'de verilen örnek gibi, ince tuf ara katlarıyla ayrılan zayıf tabakalanma düzlemlerine sahiptirler.

Freatik volkanik breşler Miyosen topoğrafyasını düzleyen beyaz tüfler üzerindeki çukurlukları doldurmuşlardır. Yukarı Korucuk köyü yakınında, yol üzerinde bu düzenlenmenin güzel bir örneği vardır (Levha I, şekil 5). Bu çukurların açılması ve boyutlarının oluşumunda, patlamalı-buharlı (freatik) volkanlardan atılan ve yamaç aşağı hareketlerin volkanik kütlelerin aşındırma gücü ile birlikte taban topoğrafyası da önemli etkindir. Gerçekten de yanıl yayılmaları boyunca çeşitli kalınlık değişimleri göstererek, kendilerini altlayan ve üstleyen tüfler içinde kaybolmaktadırlar.

Bileşimlerinde her boy volkanik tane bulunursa da, bunlar arasında orta ve kaba çakıl boyundakiler egemen olup, tabaka düzlemlerine paralel dizilime yöneliktirler. Hamuru oluşturan ince taneliler arasında ise, bu tür volkanik faaliyetlerin belirlenmesinde büyük etken olan yüzeysel ve temel suların varlığının işaretçisi bazaltik cam (sideromelan) parçaları boldur.

Laharik breşler. Daha çok büyük ölçekli bölgesel çukurlar içine yerleşmiş ve onları doldurmuş olan çeşitli kökendeki volkanik tane ve bloklardan kurulu depolardır. Bir tabakalanma düzeni göstermeyen 5-20 m kalınlığındaki masif

kütle, levha II, şekil 1, 2'de açıkça izlendiği gibi beyaz renk-li tüfler üzerine düzgün veya çok düzensiz bir aşındırma yüzeyi ile otururlar. Hiçbir yüzlekte tabakalanma belirtileri olmamasına karşın, çoğunda tabana yakın bölümlerde zayıf da olsa ince ve orta boy çakılların yönelmiş çizgisel dizilim-leri belirgindir (levha II, şekil 3). Örneklerde laharik breşlerin tanımsal nitelikleri olan tabanda ince tuf, tavanda çapraz tabakalanma görülmemiştir: Fakat masif, bloklu yapıdaki gövdenin çok iyi geliştiği izlenir Bunlar genel olarak merceksi yayılmaları, hamur ve bloklu bileşenleri bir arada bulunduran kötü boylanmış yapıları ile kütle akmalarına benzerdiler. Tanınmalarında ise yukarıdaki eksiklikler nedeniyle laharlardan çok lahar benzeri (Schmincke, 1967; atypic lahars) olarak adlanmaları yerinde olacaktır.

Bileşimlerindeki çeşitli volkanik kökenli tanelerin, epiklastik kökeni yansıtabacak biçimde yuvarlaklaşmamış olmaları kısa mesafeli taşınmaya bağlanabilir. Bunun yanında beyaz, gri, pembe, siyah gibi değişik renkli, camsı porfirik, vitrofirik, akış yapıli ve hiyaloplitik doku türleri gösteren çok kökenli taneler epiklastik oluşumu belirler niteliklerdir.

TÜF, LAPİLLİ TÜF, TÜF BREŞLER

Korucuk köyleri civarında laharik ve freatik breşleri örterler. Orta ve iyi tabakalı olup (ortalama tabaka kalınlığı 5-40 sm), toplam kalınlık ise 100 m kadardır. İyi bir stratigrafi istif oluştururlar, levha II, şekil 4, 5'de görüldüğü gibi bireysel ve gruplar oluşturarak birkaç kez tekrarlanırlar.

Patlamalı, buhar-tane karışımı şeklinde volkanik merkezlerden çıkan gereçler (Fiske, 1963; steam-blast explosions) akma veya dökülme şeklinde taşınarak tuf, lapilli tuf ve tuf breşleri oluşturmuşlardır. Akma olayı olasılıkla Ortakorucuk köyü K-KD'da yeralan geniş ve yüzeysel bir volkanik kaynak sahadan ısınsal olarak gelişmiştir. Çeşitli düzeylerde gözlenen farklı boyutlardaki kanallanmalar ve taban deformasyonları akmanın yüksek hızda ve yer yer türbülanslı olduğunu işaret eder niteliktedir. Hareketin başlamasında volkanik şoklar ve depremlerle birlikte volkan konisinin eğri yüzeyleri veya topoğrafik paleoyamaçlar etkindir. Özellikle bu sonuncusu buhar-tane karışımı püskürme ve patlamalardan dökülen litik parça, juvenil magma taneleri ve buhar zerreciklerinden kurulu döküntü ürünlerinin kayma veya akma şeklinde ikinci kez taşınmalarına neden olmuştur Ayrıca her ölçekte kayma yapılarının bu biçimde geliştiği söylenebilir (levha II, şekil 6).

İyi ve orta tabakalı bu volkanotortullar daha alttaki masif breşlerin doldurduğu veya düzlediği bölgesel çukurlukların üst bölümlerine yerleşmişlerdir. Bunlar içerisinde ince ve çapraz tabakalı, tekrarlı tuf ve lapilli laminelemleri ile hafif dalgalanmalı yüzeyler, ilk bakışta döküntü tüflerine benzerlik gösterirlerse de belirgin çapraz tabakalanmaların varlığı döküntü oluşuklarına ters düşer. Bununla birlikte, bir yoğunluk akması olan "base surge"e (Fisher ve Waters, 1970; Crowe ve Fisher, 1973) benzerliği tartışılabilir.

Esasta bu taneli volkaniklerin çoğu, piroklastik akma ürünleri olarak görülürlerse de, sıcak piroklastik akmalar (nuée ardent e gibi) veya kızgın çığlar (glowing avalanches) ile gelişebilecek kaynaklanmış tuf veya ignimbritik düzeyler değillerdir. Eklemlisütünsal yapı göstermedikleri gibi, taba-

kalanma, içsel zayıf lâminalanma, ters derecelenme, kanallanma ve kayma yapıları gibi bir dizi sedimanter yapılan bulundurlar (levha III, şekil 1, 2, 3). Bu özellikleri ile genel olarak bunların Fiske (1963) ve Fisher (1971) de tanımlanan volkanik çakıllı çamur akımlarına benzediği kanısındayız.

İncelenen örnekler içerisinde sıcak piroklastik akımların temel ürünlerinden sayılar sünger taşı tane ve parçaları çok seyrek veya yoktur. Bunun yerine çeşitli bollukta bazaltik cam (sideromelan) ve palagonitleşmiş camsı gereç gözlenir (levha III, şekil 4). Bu ürünün gelişimine etken, sıcak ve sıg lâv veya magmayla temasta olan temel ve yüzeysel sulardır. Bu şekilde suyla teması olan lâv satırlarında palagonitleşmenin yaygın olarak gelişeceği kesindir (Fücht-bauer ve Müller, 1970; s. 559). Yukarıda birkaç kez belirtildiği gibi, bu koşullarda şekillenen sıg freatik püskürmelerin zaman zaman da patlamalı biçime dönüştüğü olağandır. Çeşitli olaylar sonucu (patlama ve püskürmeler), bu taneli volkanik kütle esas olarak andezitik-bazaltik karakterdedir. Kristal-litik ve camsı-litik türdeki tuf yüzeylerinde, renkli mineraller %3-5 bolluğunda egirinojit, titanhornblend ve çok seyrek biotitlidir. Hamurdaki feldspatlar andezin-labrador türündendirler, kırıklı ve parçalı olmalarına karşın tümü ile temiz yüzeyle görünürler. Kuvars, demir mineralleri ve yeşil klorit ikincil minerallerdir. Camsı gereç hem hamurda hem de litik parça olarak çeşitli bollukta bulunabilir (Levha III, şekil 5).

AGLOMERALAR

Miyosen volkanik istifinin üst bölümlerinde önemli kalınlık oluştururlar. Başlangıçta tuf ve tuf breşler ile dereceli geçişlidirler. İnce, zayıf kaynaklanmış döküntü tüllerinin meydana getirdiği hamur içerisinde porfirik bir düzendedirler. İstif içerisindeki vulkanyen breşlerden farkları orta ve kaba çakıl boyunda tek tip bileşende olmaları ve yuvarlaklıklarını volkanik olaylarla (havada uçma depolanma sürecinde) kazanmış bulunmalarındır.

Alt bölümlerinde tüfler içinde porfirik yapıda görünümlü aglomeralar üste doğru hızla kitlesel özellikte, koyu siyah renkli düzeyler oluştururlar. Bu kısım Kaşbiyıklar ve Korucuk köyleri civarında 200-300 m kalınlığındadır. Kitlesel yapı, volkanik parça bombaların birbirleriyle kaynaklanmasından doğmuş olup, levha III, şekil 3'de görüldüğü gibi bir aglütina görünümünde ve eklemli-sütunsal özellik kazanmışlardır.

Petrografik incelemelerimizde volkanik tanelerin çoğunun hyalopilitik dokuda oldukları görülmüştür (Levha III, şekil 6). Camsı temel içindeki piroksen prizmaları (olasılıkla pjonit) ile oligoklas-andezin mikrolitlerinin düzenlenmesi Crowe ve Fisher (1973)'de de belirtildiği gibi, bunların havada uçuş sürecinde kazandıkları özellikler olarak yorumlanabilir.

OTOKLASTİK BREŞLER

Aglomeraları üstleyen veya devamı şeklinde gelişen, çoğu kez de birbirine girik biçimde bulunan otoklastik breşler yer yer volkanik istifin son seviyesini oluşturur, ve 300 m kalınlığa ulaşır, özellikle taban bölümleri kaba aglomera benzeri olup, yalancı aglomera görünüşündedirler (Fisher

1960a; pseudoaglomerata adnior pseudobreccia). Orta ve üst seviyelerinde bazalt-andezitik özellikteki lâv akma ürün-leri özellikle kimyasal olaylarla parçalanarak kaba taneli "blok lâvlar" görünümü kazanmışlardır. Çoğu kez de akış dönemlerinde gelişen ince ve merceksi ignimbritik tuf seviyeleri bulundurlar. Bloklar arasında bağlayıcı olarak görülen ufak parça ve taneler de lâvla aynı bileşim ve dokudaki (akış dokulu) ürünlerdir.

SONUÇLAR

Çalışma sahasındaki Üst Jura-Kretase havzası tortullarının zaman zaman değişik bollukta volkanik gelentilerle katlandığı veya ardalandığı bilinmektedir. Özellikle Üst Kretase'de (Santonien-Kampaniyen) orojenik etkenliklerin gelişimine uyumlu şekillenen fliš sedimantasyonu büyük hacimde volkanik kökenli tanelerin kontrolünde gelişmiştir. Ayrıca konu edilen Susuz ve Gökdere kesitleri de Mestrihtiyen'de çökel havza yakını veya yakın volkanlardan doğrudan, çoğu kez de duraysız volkanik örtülerin hızla aşındırılmasıyla türeyen epiklastiklerden oluşmuşlardır. Bu periyodik ve hızlı gelenti uzun bir süre havzanın kendine özgü tortulu olan marnın çökelişini engellemişlerdir.

Miyosen volkanikleri geniş sahalara yayımlı ve önemli kalınlıktadır. Başlangıçta sıg, buharlı-patlamalı türden volkanlardan çıkartılan gereçler göl sahalalarını doldurmuşlardır. Daha sonraki evrelerde kuvvetli patlamalarla bu sıg lavdan atılan bomba ve parçalar kalın aglomera örtüsünü meydana getirmişlerdir. Üstteki sayısız lav akımlarının taban bölümleri blok lav özelliğinde görülmektedir. Genel olarak volkanik gelişimde zaman zaman görülen farklılıklar Miyosen sahalarındaki temel suların etkisine bağlanabilir. Gerçekten bölgede çok yaygın olan sıcak su kaplıcalarının varlığı da bunu destekler niteliktedir.

KATKI BELİRTME

Çalışma T.B.T.A.K.'ca desteklenen projenin bir bölümüdür. Konunun seçimi ve yürütülmesinde büyük yardımlarını gördüğümüz Prof. Dr. A. Suat Erk'e ve laboratuvar işlemlerinde yakın ilgisini esirgemeyen As, Yavuz Okan'a maddi olanakları sağlayan T.B.T.A.K.'a teşekkürü borç biliriz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Brousse, R. ve Lefevre, C, 1966, Nappes de ponces du Cantal et du

Mont Dore. Leurs aspects volcanologique et mineralogique: Bull. Soc. geol., Fr., 8, 223-245.

Crowe, B.M. ve Fisher, R.V., 1973, Sedimentary structures in Base-Surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubebebe Craters, Death Valley, California: Geol. Soc. America Bull., 84, 663-682.

Fisher, R.V., 1958, Definition of volcanic breccia: Geol. Soc. America Bull., 69, 1071-1073.

---, 1960a, Classification of volcanic breccias: Geol. Soc. America Bull., 71, 973-982.

---, 1960b, Criteria for recognition of laharcic breccias, Southern Cascade Mountains, Washington: Geol. Soc. America Bull., 71, 127-132.

---, 1961, Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: Geol. Soc. America Bull., 72, 1400-1414.

---, 1971, Features of coarse grained, high concentration fluids and their deposits: Jour. Sed. Petrology., 41, 916-927.

Fisher, R.V. ve Waters, A.C., 1970, Base surge bed forms in maars volcanoes: Am. Jour. Sci., 268, 157-180.

- Fiske, E.S., 1963, Subaqueous pyroclastic flows in the Olanapocosh Formation, Washington: Geol. Soc. America Bull., 74, 391-406.
- Füchtbauer, H. ve Müller, G., 1970, Sedimente und sedimentgesteine: Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 726 s\
- Leonhard, R., 1903, Geologische skizze des Galatischen Andesgebietes nördlich von Ankara: N. Jb. Min. B., 16, 99-109.
- Milch, L., 1903, Die Ergussgesteine des Galatischen Andesgebietes: N. Jb. Min. B., 16, 110-165.
- Norton, W.H., 1917, Studies for students; A classification of breccias: J. Geology, 25, 160-194.
- Öngür, T., 1977a, Parçalı volkanik kayaların sınıflama ve adlanması: Yer. ve Ins., I, 1-12.
- , 1977b, Kızılcahamam GB'sinin volkanolojisi ve petroloji incelemesi: Türkiye Jeol. Kur. Bül. 20/2, 1-13.
- Paicheler, J.C., 1977, Volkanotortul çökeller: Yer. ve Ins., II/3, 11-17.
- , —, 1978, Beşkonak (Kuzey Anadolu -Türkiye) Tersiyer gölünde volkanik paleoortam ve tortul katığı örnekleri: Türkiye Jeol. Bül. 21/1, 11-27.
- Roidot, J., 1956, 1/100 000 lik 39/2 (Güney kısmı) ve 39/4 no'lu pafta; tarih jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst., derleme rap. No: 2517, yayımlanmamış.
- Ross, C.S., 1955, Provenience of pyroclastic materials: Geol. Soc. America Bull., 66, 427-434.
- Schimncke, H.U., 1967, Graded lahars in the type sections of the Ellensburg Formation, South Central Washington: Jour. Sed. Petrology, 37, 438-448.
- ve Swanson, D.A., 1967, Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands: J. Geology, 75, 641-664.
- Wentworth, C.K. ve Williams, H., 1932, The classification and terminology of the pyroclastic rocks: Nat. Res. Council Bull., 89, 19-53.

IEVHA I.

Şekil 1: Üst Kretase epiklastiklerinin tabakalı yapısı. Volkanik kumtaşı-kiltaşı ardalanması.

Şekil 2: Yoğun, laminer volkanik kül akma depoları. Yumuşak taban deformasyonu ile şekillenmiş dalgalı dokanaklar ve tabaka içi laminalanmalar.

Şekil 3: Zayıf kaynaklanmış tüf. Dalgalı laminalanmalar ve seyrek tansiyon çatlakları içerir.

Şekil 4: Freatik volkanik breşler; zayıf tabakalanmış ve tabakalanmaya paralel tane yönelmeleri görülmektedir.

Şekil 6: Freatik breşler; tabanda tüf üzerine belirgin aşındırma yüzeyi oturmaktadır.

PLATE I.

Figure 1: Bedded position of Upper Cretaceous epiclastics. Succession of volcanic sandstone-claystone.

Figure 2: Viscous, laminar volcanic ash flow deposits. Wavy boundary which formed by soft base deformation, and internal laminations.

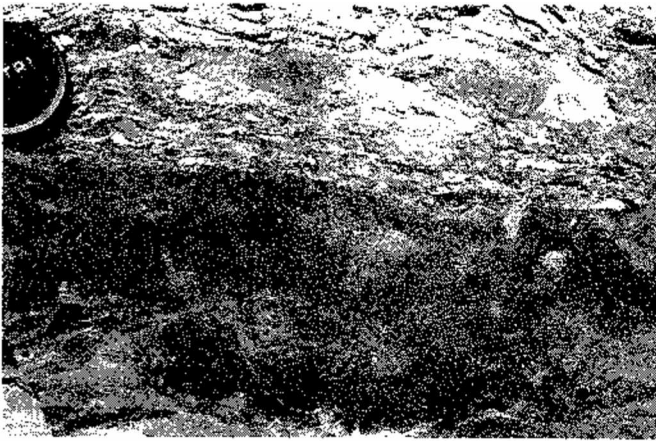
Figure 3: Poorly welded tuff which include wavy laminations and partly tension cracks.

Figure 4: Phreatic volcanic breccias; weakly bedding and clast orientations which are paralleled to bedding plane.

Figure 5: Phreatic breccias overlain on tuff, with erosional surface.



1



2



3



4



5

LEVHA II.

Şekil 1: Masif, kaba bloklu laharik breş. Düzgün taban dokanaklı.

Şekil 2: Aşındırılmalı taban dokanaklı laharik breş.

Şekil 3: Laharik breş; tipik kütle akması özelliğindedir. Merkez gövde kaba kaba çakıllı ve bloklu. Bileşenler boyanmasız, zayıf tuf hamur ve taban seviyelerinde az belirgin çakıl yönelimleri seçilmektedir.

Şekil 4; 5: İyi tabakalı, tuf lapilli tuf, tuf breş istifi.

Şekil 6: Zayıf tabakalı tüfler içerisinde ufak kanalcıklar ve kayma yapıları.

PLATE II.

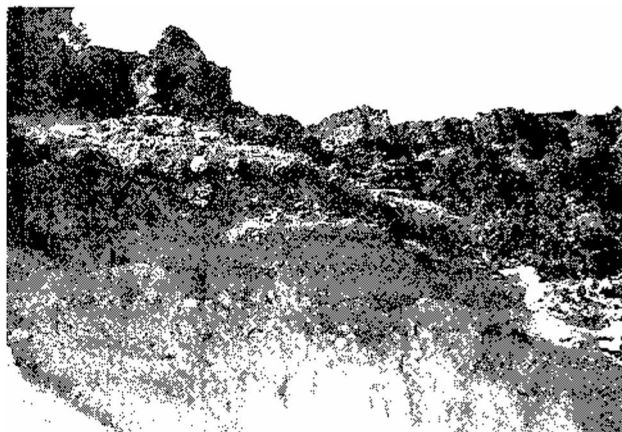
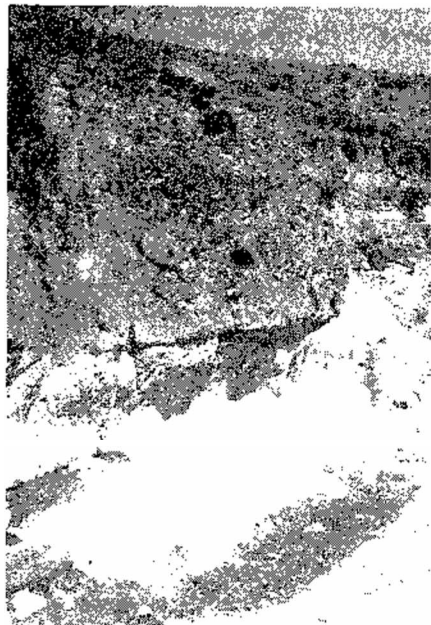
Figure 1: Massive, coarse blocky laharic breccias. Nonerosional base surface.

Figure 2: Laharic breccias with erosional, base surface.

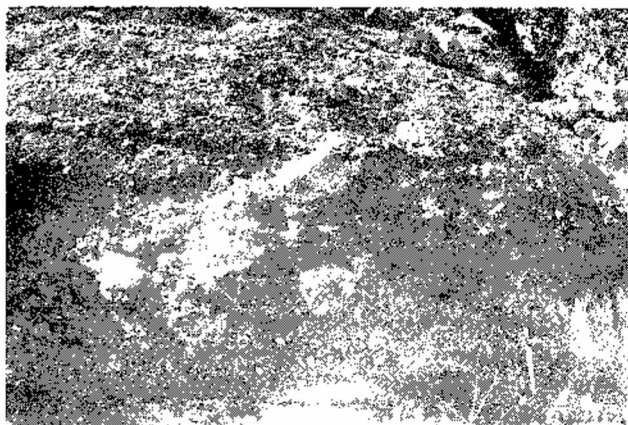
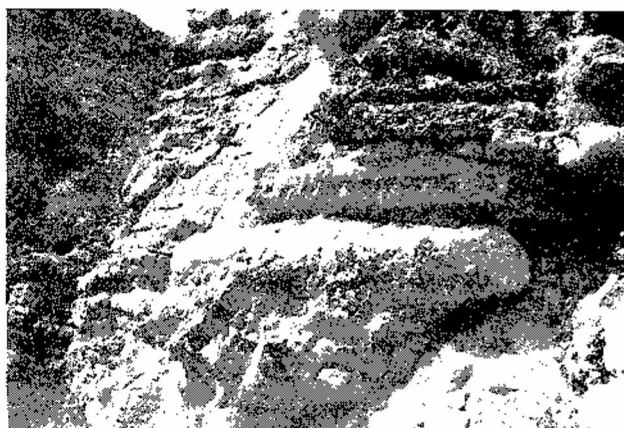
Figure 3: Laharic breccia; which is typically mass flow deposit. Center body is blocky and coarse pebbly. Constituents without sorting and poorly tuff matrix, There are poorly clasts orientation in the levels of deposits.

Figure 4;5: Succession of well bedded tuff, lapilli tuff and tuff breccias.

Figure 6: Minor channels and slump structures in unwell bedded tuffs.



2



3



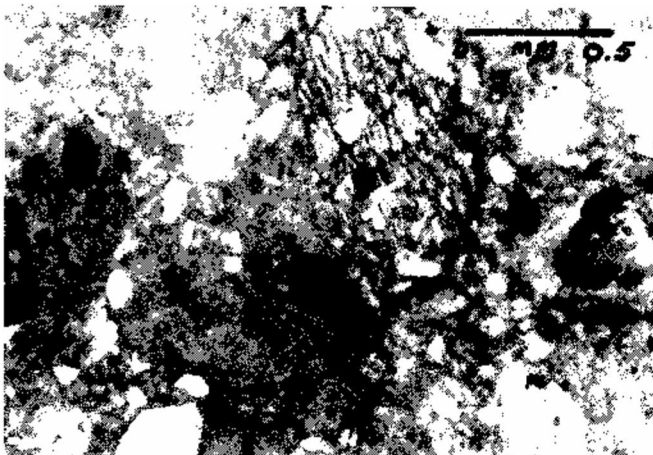
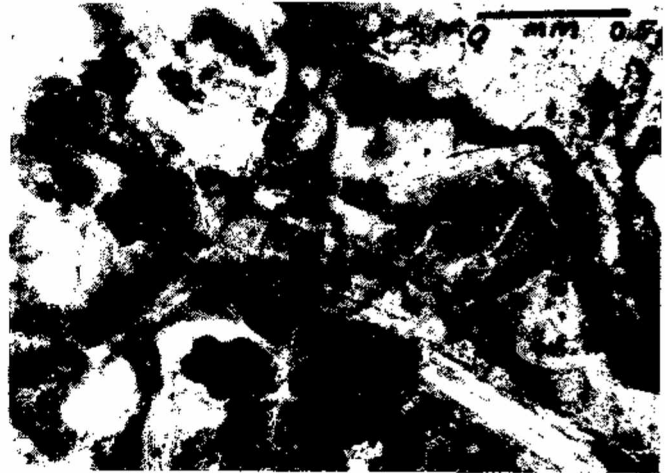
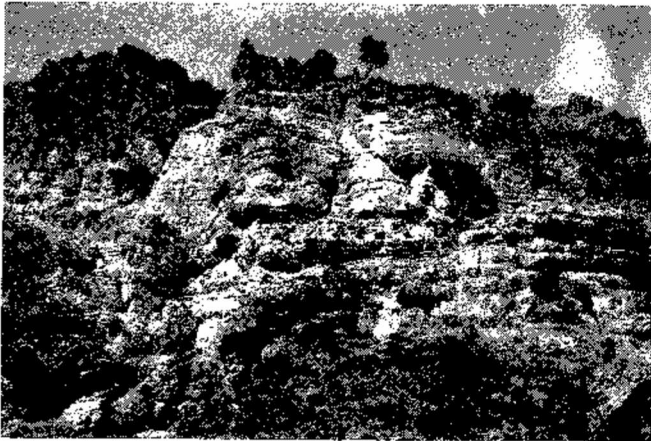
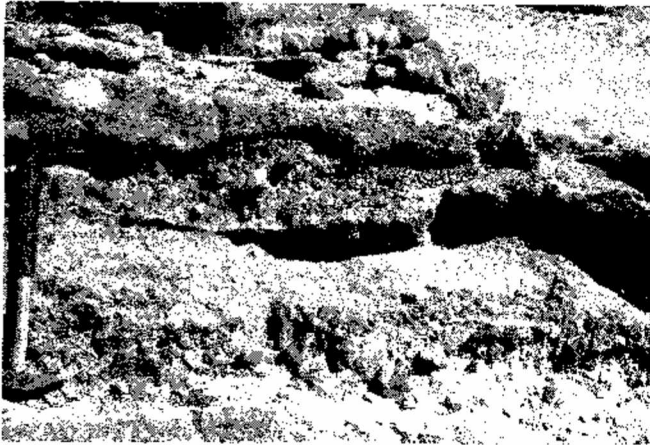
4

LEVHA III.

- Şekil 1: Volkanik çakıllı çamur akmaları. Alt bölümü kısmen laminalı, üstte kanal yapıları.
- Şekil 2: Volkanik çakıllı çamur akmaları; ters derecelenme.
- Şekil 3: Volkanik istifin üst düzeylerindeki eklemlili sütunsal yapıli aglomeralar (aglutina) En altta büyük ölçekli kayma yapıları yer alır (a).
- Şekil 4: Volkanik taneler arasındaki bazaltik camda yaygın palagonitleşme zonları (koyu renkliler).
- Şekil 5: Kristal litik tüf. Titahornblendeli parçalar ile camsı ve kristal kırıntıları bulundurur.
- Şekil 6: Hiyaloplitik doku. Cam zemin üzerinde oligoklaz-andezin feno kristalleri, mikrolitler ve piroksen prizmaları.

PLATE III.

- Figure 1: Volcanic pebbly mud flows. Partly laminated in the below part, channelling («upper part»).
- Figure 2: Volcanic pebbly mud flow; which have inverte grading.
- Figure 3: The upper part of the volcanic succession consist of agglomerates (agglutina) with joint-columnar structures. The large slump structures are observed in the below parts (a).
- Figure 4: Basaltic glass and widespread palagonitized zones (dark colored areas). *
- Figure 5: Cristal lithic tuff includes glassy and cristal fragments and some fragments with tithanhornblende.
- Figure 6: Hyaloplitic texture. The phenocrysts of oligoclas-andesin, microlits and pyroscene prisms on the glassy groundmass.



Horoz Granodiyoritinin Jeolojik İncelemesi

Geological study of Horoz granodiorite

FARUK ÇALAPKULU Ege Üniversitesi, Mühendislik Bilimleri Fakültesi, İzmir

ÖZ : Bolkardağlarının doğusunda yer alan Horoz granodiyoritinin incelemesi kayacın gecikme tektoniği ve sığ yerleşim granodiyoriti olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca granodiyoritine yerine konulması sırasında bölgesel jeotermik gradyanın yükseldiği saptanmıştır.

Granodiyorite bağlı damar kayaları gelim sıralarına göre, Biotit tonalit porfir, Muskovit tonalit porfir ve Diyorit porfir dir. Bu kayalar, zamanla ters orantılı olarak, grano diyorit içinde azalır. Damar kayaları, granodiyorit uzun eksenine paralel olarak, bütün aşamalarda yerleşim gösterir. Eksene çapraz damarlar birincilerden daha çok gelişmiş olup zamanla yönleri değişir.

Granodiyoritinin yaşı Kampaniyent (hatta Alt Paleosen) sonrası Alt Eosen öncesi olarak saptanmıştır.

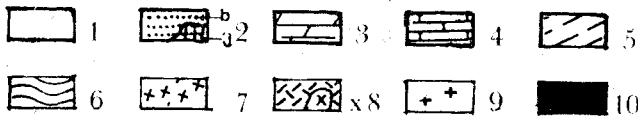
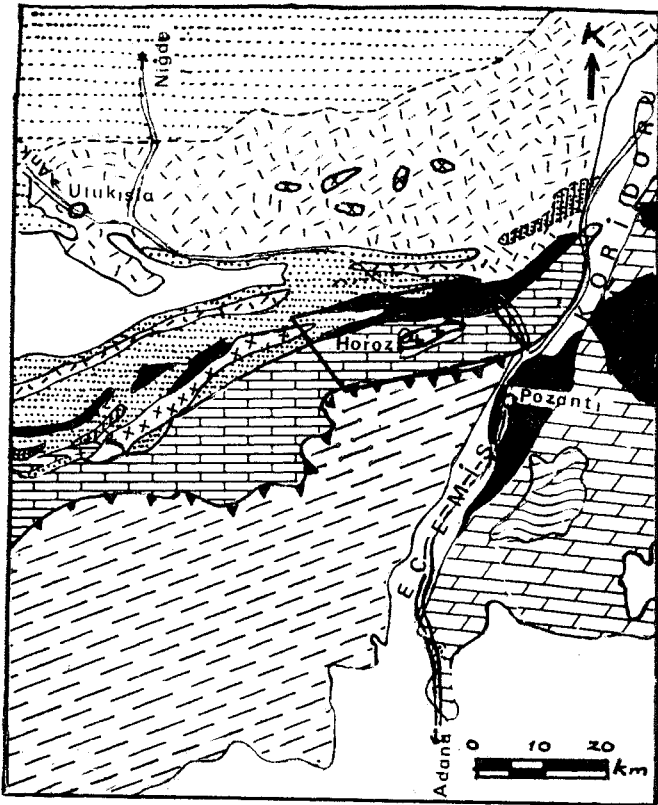
ABSTRACT : The Horoz granodiorite is located in the eastern part of the Bolkardağ. A detailed study of the gra-nodiorite shows that the emplacement is shallow and has "delayed tectonics" character. The emplacement of the granodiorite has increased the geothermal gradient of the region. The dyke rocks which are related to the granodiorite are, in the order of emplacement, Biotite bearing tonalite porphyry, Muscovite bearing tonalite porphyry, and Diorite porphyry. The volume of these dykes within the granodiorite body decrease inversely with time. Some of them are emplaced parallel to the main axis of the granodiorite during the evolution of the body. However, diagonally emplaced dykes are better developed and their directions change with time.

The age of the granodiorite body is shown to be post Campanian-Paleocene, possibly Lower Eocene.

GİRİŞ

Horoz granodiyoriti Balkardağlarının doğu kesiminde, Niğde ili Ulukışla ilçesine bağlı Horoz Köyünün yer aldığı vadi içinde yüzeylenir. (Şek. 1) Ayrıca Ankara-Adana karayolunda Şekerpinar'dan önce ve Maden vadisi Ballık Mevkiinde küçük yüzeylenmeleri izlenir. Damar kayaçları ise Çakıt vadisinden Meydan Yaylası'na kadar Bolkardağlarının kuzey yamaçlarında yer alır.

Horoz granodiyoritine bağlı damar kayaçları bölgede uzun süreden beri bilinmekte ise de (De Launay, 1911; Helke, 1929), ilk kez Blumenthal (1947) granodiyoritli saptamış ve "Biyotitli granit" olarak tanımlamıştır. Daha sonraki çalışmalarda Blumenthal (1956) "Horoz granit" inin Bolkardağ antiklinaline göre "asimetrik" olduğunu fakat



Şekil 1: İnceleme bölgesinin jeolojik konumu. 1 — Eosen sonrası birimler 2 — a. Üst Kretase b. Eosen formasyonları 3 — Jura-Kretase kireçtaşları 4 — Bolkardağ birimleri (Üst Permiyen-Triyas) 5 — Permiyen fosilli kalkerleri 6 — Devoniyen-Karbonifer formasyonları 7 — Paleozoik kristalen ayrılmamış 8 — Volkanik ve volkano-sedimanter kayaçlar (Orta Paleosen) x-Siyenit 9 — Horoz granodiyoriti 10 — Ofiyolitik seri.

Figure 1 — Geological setting of the studied area 1 — Post-Eocene units 2 — a. Upper Cretaceous b. Eocene formations 3 — Jurassic-Cretaceous limestone 4 — Bolkardağ units (Upper Permian-Triassic) 5 — Permian fossiliferous limestones 6 — Devonian-Carboniferous formations 7 — Paleozoic crystalline unseparated 8 — Volcanic and volcano-sedimentary rocks (Middle Paleocene) x-Syenite 9 — Horoz granodiorite 10 — Ophiolitic suite.

derinlere doğru "lakolit" şeklini alabileceğini ileri sürer, çevre kayaçlarla kontakta oluşan "Granat fels" lerden söz eder, ve granitin üst Kretase'ye kadar bütün birimleri kestğini ve Lütesiyen taban konglomerasında çakılları bulunduğunu belirtir.

Horoz granodiyoritinin harita alımında 1/10000 ölçekli topografik harita kullandım ve bölgenin jeolojik harita alımında 1/500.000 ölçekli uzay fotoğrafları ile 1/35000 ve 1/18000 ölçekli hava fotoğraflarından yararlanılmıştır.

Granodiyorit ve çevre kayaçlarında kuvars lambası ve sinitometre ile radyoaktif mineral ve volfram araması yapılmıştır.

Kayaçların kimyasal analizleri M.T.A. Enstitüsü ve Orleans Üniversitesi laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

BÖLGENİN GENEL JEOLJİSİ

Horoz granodiyoritinin yer aldığı Bolkar dağlarının doğu kesiminde dört stratigrafik birim ayrılabilir. (Şek. 2)

Koşan Birimi İnceleme sahasının güneyinde yer alır. içindeki fosillerle Permiyen yaşı verilmiştir. (Blumenthal, 1956; Kruse, 1965; Demirtaşlı ve diğerleri, 1973) Bu birim Horoz granodiyoritinin içinde bulunduğu aşağıda belirteceğimiz Bolkardağ Birimi üzerine bindirme ile gelir.

Bolkardağ Birimi Bu birim Bolkardağların yüksek tepelerini oluşturur. Üç ayrı formasyondan oluşan Bolkardağ Birimi içinde, inceleme sahasında fosil bulunmamasına karşılık sahanın batısında Demirtaşlı ve diğerleri (1973) tarafından formasyonların yaşları fosillerle saptanmıştır. Horoz granodiyoriti, bu birimin oluşturduğu doğu-batı uzanımı, "Bolkardağ antiklinali'nin çekirdeğinde yer alır.

Alt Mermerler (Üst Permiyen) Bu formasyon bitümlü, gri renkli ince tabakalı mermerlerden oluşur.

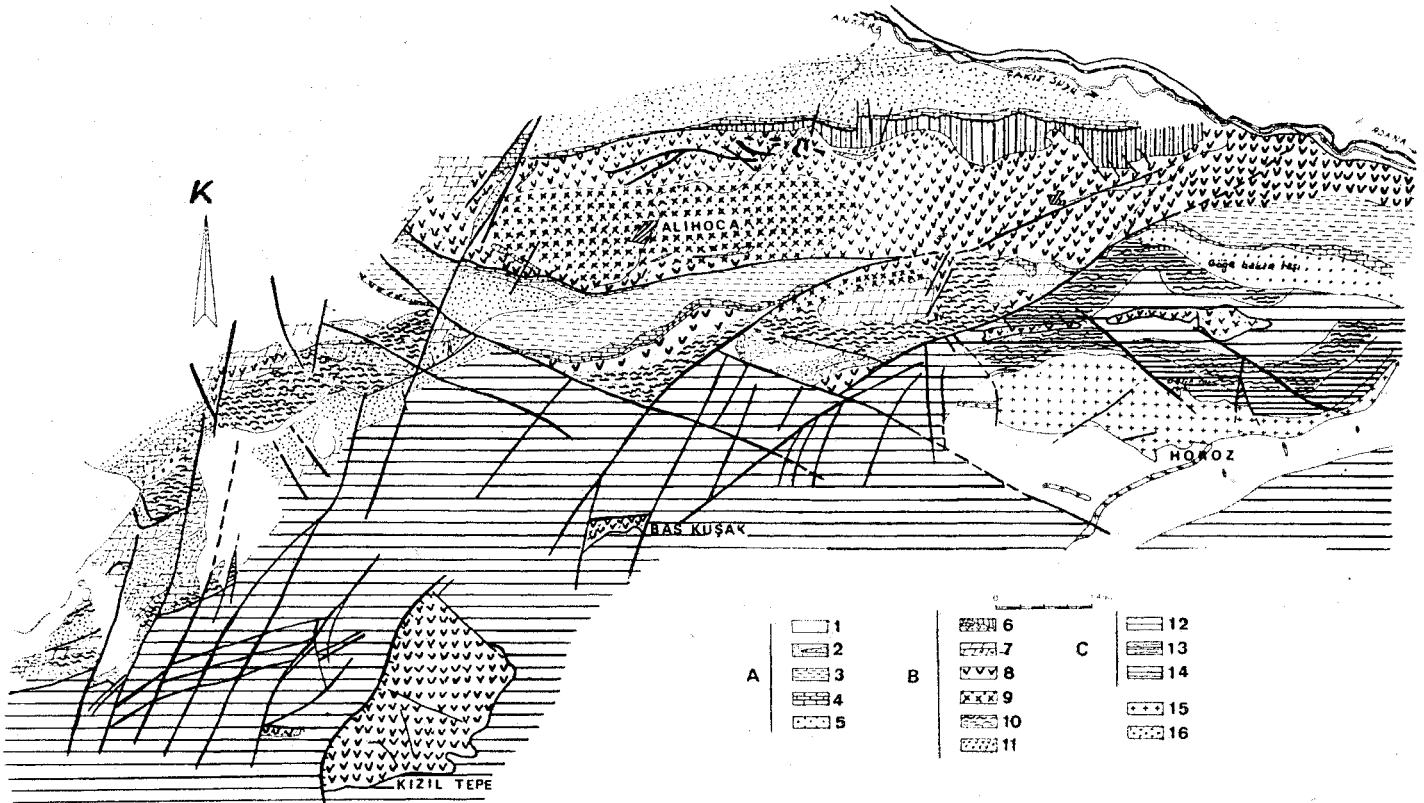
Şistler (Alt Orta Triyas) yer yer ince kuvarsit arakatkılları gösteren killi şistlerden oluşur. "Albit-Epidot-Muskovit" yeşil şist fasiyesinde bölgesel metamorfizmaya uğramış olup granodiyoritlere yaklaştıkça içinde biyotit, turmalin, almandin kristallerine raslanır.

Bolkardağ Mermerleri (Üst Triyas) yaklaşık olarak 1500 m. kalınlık gösteren masif bitümlü mermerlerden oluşan bu formasyon yer yer dolomitik geçişler gösterir. Üst seviyelere doğru gri mermerler, kömür parçalı kalk şistler ve klorit şistlere geçer. Mermerler içinde yer yer diyabazlar görülür.

Alihoca Ofiyolit Birimi Bu birim Maden Vadisi'nde yüzeylenir. Alihoca Ofiyolitleri Kampaniyen sonrası Maestrihtiyen öncesi (Çalapkulu, 1976) Bolkardağ Birimi üzerinde, yerlerine konulmuşlardır. Bu birim bünyesinde dört formasyona ayrılabilir.

Taneli Bazik ve Ultrabazik Kayaçlar Alihoca bölgesinde gelişen bu formasyon; diyorit, gabro, diyabaz, peridotit ve serpantinitten oluşur.

Volkano-Sedimanter Kayaçlar Maden vadisinde geniş ölçüde yüzeylenen bu formasyon Bolkardağın yüksek tepeleri üzerinde "klipler" şeklinde izlenir. Diyabaz, spilit, volkanik breş ve Kruse (1965) tarafından eski tüf ve tüfit ola-



Şekil 2: Alihoca-Maden Bölgesi jeolojik haritası; A - Örtü formasyonları 1 - Oligosen ve sonrasında ait kayalar 2 - Fliş (Eosen), volkano-sedimanter kayalar. (Orta Paleosen) 3 - Kalkankaya formasyonu (K.F.) marnlı kireçtaşı üyesi 4 - K.F. kireçtaşı üyesi (Maestrihtiyen - Alt Paleosen) 5 - K.F. konglomera üyesi B - Alihoca ofiyolit birimi 6 - "Sedimanter Karmaşık 7 - Silisleşmiş dolomit N-nikelli klorit 8 - Serpantin ve serpantinleşme gösteren birimler. 9 - Gabro, diyorit, peridotit, diyabaz 10 - Glokofanlı şist 11 - Olivinli bazalt C - Bolkardağ birimi 12 - Bolkardağ mermeri (Üst Triyas) 13 - Şistler (Alt-Orta Triyas) 14 - Alt mermerler (Üst Permian) 15 - Horoz granodiyoriti 16 - Tonalit porfir.

Figure 2: Geological map of Alihoca-Maden area; A - Cover formations 1 - Oligocene and post-Oligocene rocks 2 - Flysch (Eocene), volcano-sedimentary rocks (Middle Paleocene) 3 - Kalkankaya formation (K.F.) shale-limestone member 4 - Limestone member of K.F. (Upper Maestrichtian -Lower Paleocene) 5 - Conglomerate member of K.F. B - Ophiolitic suite of Alihoca 6 - "Chaotic" formation 7 - Silicified dolomite N-Nickel-bearing chlorite 8 - Serpentine and serpentinized units 9 - Gabbros, diorites, peridotites, diabases 10 - Olivine basalt 11 - Olivine basalt C - Bolkardağ units 12 - Bolkardağ marbles (Upper Triassic) 13 - Shales (Lower Middle Triassic) 14 - Lower marbles (Upper Permian) 15 - Horoz granodiorite 16 - Tonalite porphyry.

rak tanımlanan "albit-epidot-aktinolit-glokofan şist'den oluşur.

Yapısal Karmaşık Maden Vadisi kuzeyinde izlenen bu formasyon altta kloritli, talklı, grafitli siyah fillitlerle başlar, üstte silis bantlı dolomitlere daha sonra da ankeritik yer yer nikelli klorit kapsayan seviyelere geçer. Yapısal etkiler sonucu volkano-sedimanter kayalarla karmaşık görünüm sunar.

Sedimanter Karmaşık Kızıl renkli çamurtaşları içinde konglomera ve kum taşı blokları (elemanları ofiyolitik masife ait) ve pembe renkli kireçtaşları (Kampaniyen yaşlı) izlenir.

Örtü Formasyonları Altta ofiyolitik birim üzerine gelen karasal formasyonlarla başlayan örtü, Üst Maestrihtiyen'de, denizel nitelik kazanır. Daha sonra bir çok transgresyon ve regresyondan sonra Oligosen'de acı su ve tekrar karasal fasiyeslere geçer. Örtü formasyonları aralarındaki uyumsuzluklara dayanılarak dörde ayrılabilirler.

Kalkankaya Formasyonu (Üst Maestrihtiyen-Alt Paleosen) Maden Vadisi'nde gözlenir. Altta taban konglomerası ile başlar, üstte doğru rudistli kireçtaşlarına daha sonra killi kireçtaşlarına geçer.

Kalkankaya'dan Horoz granodiyoritine doğru kayaçta rekristalizasyon etkisi artar,

Ulukışla Volkano-sedimanter Formasyonları (Orta-Üst Paleosen) Bolkardağ bölgesindeki stratigrafik boşluğa karşı gelen bu formasyonlar Ulukışla havzasında gelişmiştir, kumtaşı, tüfit, yastık lav, volkanik breş, ojitli andezit, dasit, siyenit porfir, monzonit, diyorit ve siyenitlerden oluşur.

"Deli Mahmutlu Formasyonu" (Lütesiyen) Bolkardağ birimini Maden Vadisi'nde örten bu formasyon altta tonalit porfir çakılları kapsayan taban konglomerası ile başlar. Konglomeralar daha sonra içinde yer yer, bol Nummulitesli kireçtaşı merclekleri kapsayan flişlere geçer.

Oligosen Formasyonları Altta denizel, üstte doğru acı su daha sonra karasal nitelik kazanan birimlerle temsil olu-

nür. Horoz vadisinde bu formasyonlara 200 m. kalınlığa ulaşan teras oluşukları karşı gelir.

Genç Formasyonlar Bu birimleri morenler, yaşlı alüvyonlar, genç alüvyonlar ve yamaç molozları oluşturur..

HOROZ GRANODİYORİTİ VE YAN KAYAÇLARI

Horoz granodiyoriti adım aldığı Horoz vadisi'nin kuzeyinde 8 km² lik bir alanda yüzeyleir (Şekil 3), Vadinin güneyinde Oligosen yaşlı kalın teras çökelleri ile örtülür. Boikardağ Birimine ait Alt Mermerleri ye şistleri keser, dokanağında "granat fels'leri oluşturur. Granodiyorit ve çevre kayaçlarını tonalitik ve diyoritik damar kayaçları keser.

Horoz Granodiyoritinin Petrografik İncelemesi

Horoz granodiyoriti oldukça homojen olup genel olarak holokristalen, eşaneli, ender olarak da porfirik doku gösterir. Kuvars, albit, biyotit ve az hornblend içeren kayacı biyotitli granodiyorit olarak tanımlayabiliriz.

İnce ve parlak kesitlerin incelenmesi granodiyoriti oluşturan minerallerin aşağıdaki özelliklerini ortaya koyar.

KUVARS: Küçük alanları kaplayan kristaller yapısal basınçların etkisi görülen bölgelerde dalgalı sönme gösterirler. İçlerinde rutil lökoken kristalleri izlenir.

PLAJİYOKLAZLAR: Albitleşmiş andezin ve albitlerle temsil olunur. Andezinler yer yer serisite ve kalsite dönüşme gösterirler. Eşliklerinde veya içlerinde apatit kristalleri izlenir. Plajiyoklaslar bazen pertitik doku gösterirler.

ORTOKLAZ: Karlspat ikizlenmeli bu mineralde, mirmekitik doku izlenir.

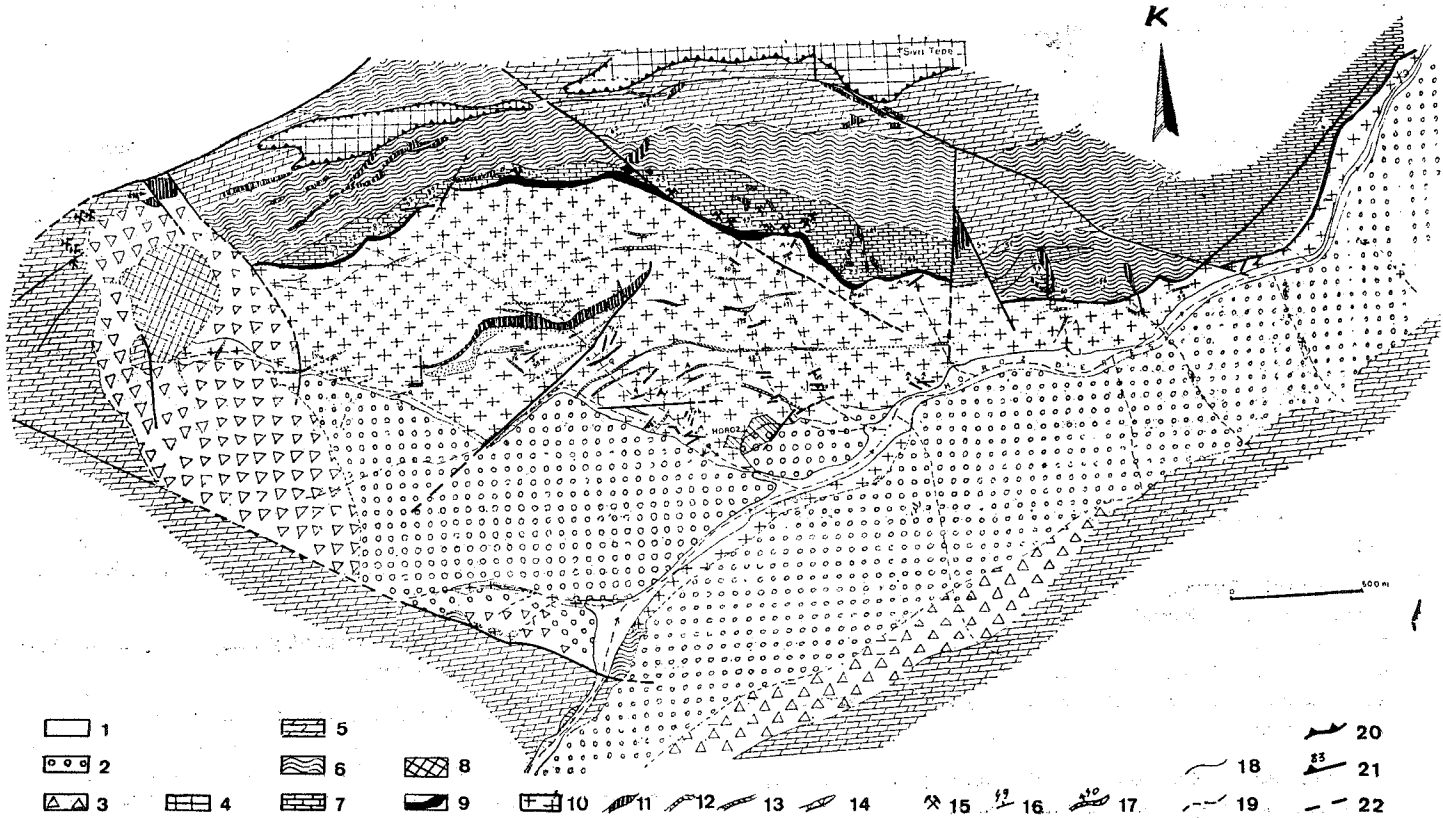
BIYOTİT: Fenokristaller. şeklinde olup renkleri açık-kahverenginden koyu kahverengiye kadar değişir. Bazı örneklerde kloritleşme izlenir.

MUSKOVİT: Ender olarak küçük yaprakçıklarına rastlanır.

HORNBLEND: Aşınmaya (korozyon) uğramış tanelerle temsil olunur. Kayaç içinde ender olarak bulunur.

OPAK MİNERALLER: Pirit, manyetit, hematit, demir hidroksit.

İKİNCİL MİNERALLER: Klorit, kalsit, serisit.



Şekil 3: Horoz Granodiyoriti Jeolojik Haritası; 1 — Alüvyon 2 — Teras çökelleri 3 — Yamaç molozu 4 — Alihoca ofiyolitik birimi 5 — Bolkardağ mermerleri 6 — Şistler 7 — Alt mermerler 8 — "Granofir" 9 — Granat fels 10 — Granodiyorit 11 — Muskovitli-albit tonalit porfir 12 — Biyotit-Andezin tonalit porfir 13 — Diyorit porfir 14 — Diyabaz 15 — Pb-Zn zuhuru 16 — Tabaka doğrultu ve eğimi 17 — Damar ve eğimi 18 — Formasyon sınırı 19 — Olasılı formasyon sınırı 20 — Bindirme 21 — Fay ve eğimi 22 — Olasılı fay.

Figure 3: Geological map of Horoz Granodiorite; 1 — Alluvium 2 — Terrace sediments 3 — Slope debris 4 — Alihoca ophiolitic suite 5 — Bolkardağ marbles 6 — Shales 7 — Upper marbles 8 — "Granofyre" 9 — Garnet fels 10 — Granodiorite 11 — Muscovite-bearing albite tonalite porphyry 12 — Biotite bearing andezite tonalite porphyry 13 — Diorite porphyry 14 — Diabase 15 — Pb-Zn occurrence 16 — Strike and dip of beds 17 — Dyke and its dip 18 — Formation boundary 19 — Probable formation boundary 20 — Overthrust 21 — Fault and its dip 22 — Probable fault.

Damar Kayaçları

İncelenen bölgede Horoz granodiyoritine bağlı damar kayaçları, Horoz vadisinde granodiyoriti, Bolkardağ kuzey yamaçlarında ise Triyas yaşlı Bolkardağ Birimini ve ofiyolitik seriyi keserek yüzeylenirler. Üst Kretase yaşlı formasyonlarla ilişkileri açık olmayıp, Eosen taban konglomerası içinde çakılları bulunur.

Damar kayaçları Bolkardağ antiklinalinin yalnızca kuzey kanadında, genellikle Triyas yaşlı formasyonların tabakalanmasına paralel olarak yer alırlar. Yan kayaçla dokanaklarında hiçbir değişiklik izlenmez.

Petrografik özelliklerine göre damar kayaçları üç gruba ayrılır:

- 1 — Granodiyoritik
- 2 — Diyoritik
- 3 — Diğerleri

Granodiyoritik Damar Kayaçları (tonalit porfirler)

İnceleme bölgemizde mineralojik bileşimleri farklı iki tonalit porfir görülür;

- a) Biotitli andezin-tonalit porfir
- b) Muskovitli albit-tonalit porfir

Bu damar kayaçlarından ilk gelen biyotitli tonalit porfirler muskovitli tonalit porfirler tarafından kesilir.

- a) Biotitli andezin - tonalit porfir;

Siyah renkleri ile kolayca beyaz renkli muskovit tonalit porfirlerden ayrılır. Kalınlıkları 0.5 m. ile 6. m. arasında değişir. Porfirik doku gösterirler.

Mikroskop altında incelendiğinde, kayacın kuvars, andezin, biyotit, az miktarda ortoklaz ve ender olarak muskovit'ten oluşan hamur maddesi içinde subtomorf andezin ve kuvars kristallerinden oluştuğu görülür. Ayrıca rutil, löko-sen kapanımları, opak mineraller olarak pirit, spekülait, hematit, kalkopirit ile ikincil mineraller olarak kalsit ve klorit izlenir.

- b) Muskovitli albit-tonalit porfir:

Beyaz kırmızımsı renkte damarlar oluşturur. Kalınlıkları birkaç santimetreden yüz metreye kadar ulaşır. Kayacın rengi derinlerde kırmızımsı olup üst seviyelere doğru beyaz renge geçer. Çıplak gözle incelendiğinde 5 mm ye kadar ulaşan kuvars kristalleri içeren porfirik doku görülür.

Mikroskop altında incelendiğinde kayacın kuvars, albit, muskovit, ortoklaz ve ender olarak biyotit (genellikle derinlerde) içeren hamur maddesi ile kuvars ve muskovit fenokristallerinden oluştuğu görülür. Kayaç ayrıca rutil, zirkon kapanımları, opak mineraller olarak pirit, spekülait ile ikincil mineraller olarak kalsit, serisit kapsar. Teke deresindeki muskovit tonalit porfirler içinde sonradan oluşumlu (epijenetik) galen kristalleri izlenir.

Diyoritik Damar Kayaçları

Bu grubu diyoritik porfir, biyotitli andezit, siyenodiyorit damarları oluşturur. Horoz granodiyoriti içinde genellikle

tonalit porfirlerle paralel olarak gelişen diyoritik damar kayaçları, tonalit porfir damarlarını Horozoğlu deresi ve Yayla Boğazı'nda keserler.

Petrografik incelemelerde hornblend ve andezinden oluşan hamur içinde yine bu kristallerle biyotit fenokristalleri görülür. Yer yer kuvars miktarının artması ile (KH tüneli kuzeyi) dasitik kayaçlara geçişler gösterirler. İçlerinde apatit kapanımları ve opak mineraller olarak titanit, pirit, spekülait, kalkopirit kapsarlar.

Siyenodiyorit porfir inceleme bölgesinde küçük bir yüzeyleme verir. Dış görünüşü ile diyoritik porfirlerle aynı karakteri gösterirse de mikroskop altında andezin ve hornblendin yanı sıra mineralojik yapılaşma ortoklazların girdiği saptanır. Ayrıca biyotit kristallerine rastlanmaz.

Diğer Damar Kayaçları

Bu bölümde kuvars filonları ile Kölebe deresinde yüzeyleme veren diyabaz damarı belirtilebilir.

- a — Diyabaz damarı

Horoz granodiyoriti içinde tek diyabaz damarı Kölebe deresinde yüzeylenir. Bu damar 8 m. kalınlık ve 150 m. uzunluk gösterir. Mikroskop altında diyabaz dokusu gösteren kayaç serisitleşmiş labradorit, kloritleşmiş biyotit ve hornblend ile opak minerallerden oluşur.

- b — Kuvars damarı

Granodiyorit içinde kırıklar boyunca gelişen bu damarlar en fazla 15 cm kalınlığa ulaşır. Genellikle kuvars'tan oluşurlar. Tektonize olmuş yerlerde klorit, kloritler içinde rutil ve manyetit kristalleri kapsarlar. Bu damarların bir kısmı sonradan oluşmuş pirit ve kalkopirit de kapsarlar.

Kontak Metamorfizma ve Kontak Kayaçları

Horoz granodiyoriti, Bolkardağ birimine ait alt Mermerleri ve şistleri keser. Kontak metamorfizmanın en etken olduğu alt mermer-granodiyorit dokanağında 54 m. ye ulaşan "granat fels" ler izlenir Şistler dokanağında ise şistleri etkilemiş ve bunlar içinde turmalin, biyotit, granat minerallerini oluşturmuştur.

Alt Mermerlerle dokanağında gerçekleştirilen bir kesit boyunca alınan örneklerin petrografik incelenmesi kayacın mineralojik bileşiminin değişimi hakkında şu sonucu ortaya koyar: Granodiyorit dokanağında granat egemen olup (%83) mermere doğru; hornblend, epidot daha sonra sıra ile muskovit, biyotit, turmalin, granat felsler içinde gelişir. Kontak kayacından sonra mermerlere girilirse de kayacın kimyasal bileşimine bağlı olarak mermerler içinde ince "granat fels" bantları dokanaktan 135 metre uzağa kadar izlenebilir.

Top tepe doğusunda mermerlerle granodiyorit arasında izlenen silisleşmiş kayacın (granofir) kalınlığı bölgenin yamaç molozları ile kaplı olması nedeni ile saptanamamıştır. Tonalit porfir silisleşmiş kayaç ardalanması gösteren bu formasyon, granodiyoritin kristalleşme aşamasında ortamdan uzaklaşamayarak kapanlanan sıvılar tarafından oluşturulmuştur.

Mikroskop altında incelendiğinde kayacın ince kuvars kristallerinden oluştuğu ve kuvvetli kalsitlemeye uğradığı görülür. Kayaç lökoken ve opak mineraller olarak pirit, kalkopirit kalkosin kovelline dönüşmüş) ve demir hidroksit, içerir.

HOROZ GRANODİYOBİTİNİN YAPISAL İNCELEMESİ

Giriş

Horoz granodiyoriti Türkiye'nin klasik yapısal birimlerinden Toridlerle Anatolidlerin sınırı yakınında, Toridler içerisinde yer alır. Özgül (1976) ün Toroslar'da ayırdığı Bolcardağ yapısal birimi içinde bulunur.

İnceleme bölgemizin yapısal temelini Kampaniyen sonrası-Üst Maestrihtiyen öncesi ofiyolitlerin yerine konulması oluşturur. Bu yapısal aşamayı izleyen hareketleri ve bölgenin yapısal evrimini şu şekilde özetleyebiliriz;

1 — Alihoca Ofiyolit Biriminin yerine konulmasını Bolcardağların su üstüne çıkması, daha sonrada Üst Maestrihtiyen denizinin bölgeyi kaplaması izler.

2 - Alt Paleosen-Orta Paleosen arasındaki aşamada Bolcardağ antiklinalinin şekillenmesi (coffrage), denizin kuzeye çekilmesi ve Ulukışla havzasında deniz altı volkanizması izlenir.

3 — Üst Paleosen-İllerdiyen arasında izlenen açılal uyuşmazlık bölgeyi etkileyen yapısal hareketi gösterir. Bu hareket bir taraftan volkanizmanın son devresine diğer taraftan kuzeyden Bolcardağ'a doğru deniz ilerlemesinin başlangıcına karşı gelir. Ayrıca bölgedeki 50°-60° ve 120°-135° kırık sistemi de olasılıkla bu aşamada oluşmuştur.

4 — Bölgede en önemli yapısal hareket Lütisiyen sonrası izlenir. Bu yapısal aşamada önce D-B yönlü kıvrımlar ve güneyden kuzeye doğru bindirmeler (Koşan ekayı, Bolcardağ Biriminin Alihoca ofiyolit grubu üzerine bindirmesi oluşur. Daha sonra D-B ve 20° kırık sistemi oluşturur (Ecemiş koridoru).

5 — Son yapısal aşamada inceleme bölgemiz Torosların yükselmesini oluşturan düşey hareketlerin etkisinde kalmıştır.

Horoz Granodiyoritinin Yapısal Analizi

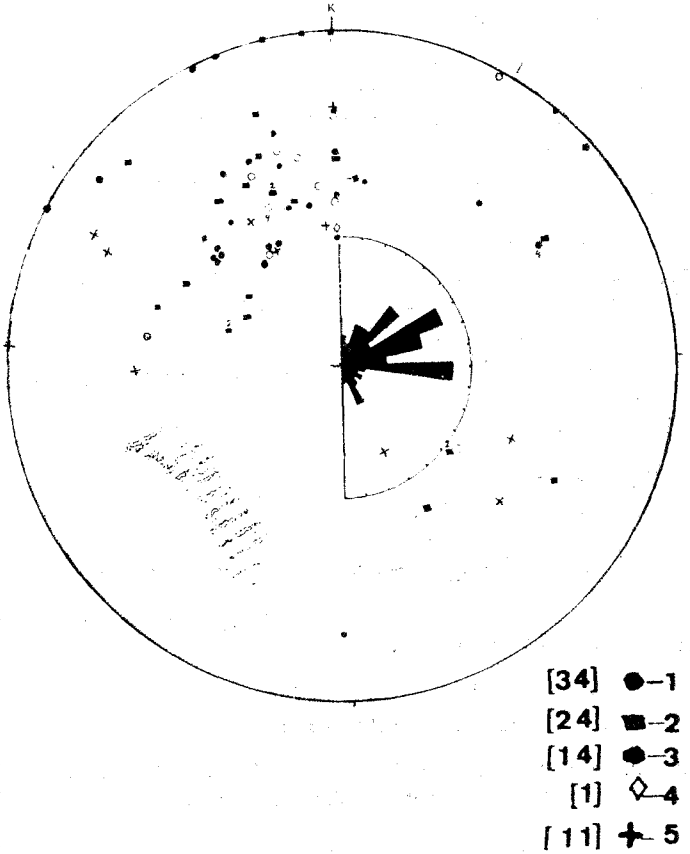
Horoz granodiyoriti ve yan kayaçları Bolcardağ antiklinalinin kuzey kanadında gelişmiştir. Granodiyorit antiklinalin çekirdeğinde, hafifçe kuzeyde yer alır. Bu durumu gören Blumenthal (1956) Horoz granodiyoritinin antiklinaline göre asimetrik olduğunu fakat derinlere doğru "lakolit" şeklinde olabileceğini belirtir.

Horoz granodiyoriti, bir taraftan damar kayaçlarının tabakalanmaya paralel gelişmesi, diğer taraftan granodiyorit çevre kayaçlarını keserek sokulma özelliği göstermesi ile gecikme tektoniği granodiyoriti olarak tanımlanabilir.

Değişik evrelerde gelen damar kayaçlarının yönleri, dalımları ve kırık sistemleri farklı yöntemlerle incelenmiştir. Şekil 4 ve 5 de bütün damarların düzlem kutuplarını kapsayan stereogram ve gül diagramı incelendiğinde;

a — Yüzeylerin 45° - 50°, 60° - 80° ve 90° - 100° yönlerinde yoğunluk gösterdiği

b—85 damardan 8'i hariç geri kalan damarların güneye dalımlı olduğu görülür. ••



Şekil 4: Damar kayaçları düzlem kutuplarının eşit alan (Schmidt) stereogramı alt yarı küreye izdüşümleri.

- 1 — Biotitli andezin tonalit porfir,
- 2 — Muskovitli albit tonalit porfir,
- 3 — Diyorit porfir,
- 4 — Diyabaz,
- 5 — Kuvars damarları.

Figure 4: Southern hemisphere projections of poles of porphyritic rocks on equal area (Schmidt) stereonet.

- 1 — Biotite-andesine tonalite porphyry,
- 2 — Muscovite-albite tonalite porphyry,
- 3 — Diorite porphyry,
- 4 — Diabase,
- 5 — Quartz veins.

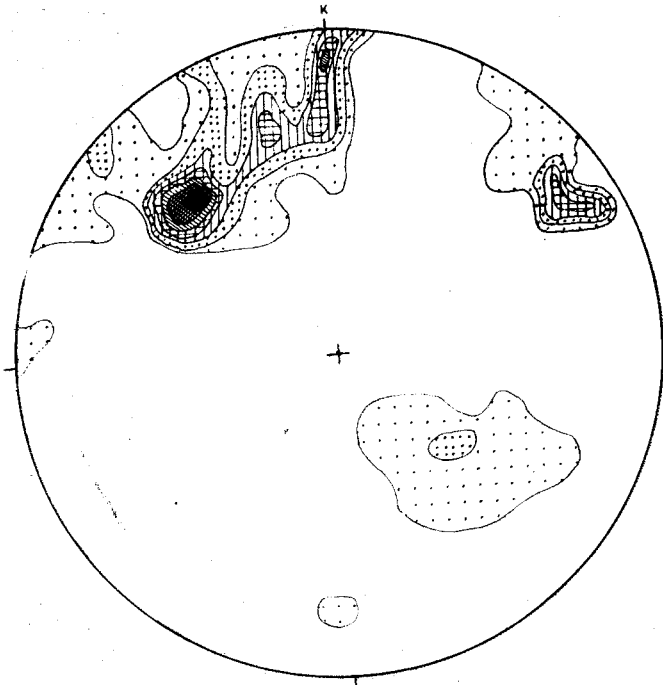
Farklı kayaçlara ait damarların yönelimi incelendiğinde ise aşağıdaki sonuçlar elde edilir:

1 — Biotitli-andezin tonalit porfir: (Şek. 6) Granodiyorit içinde 34 damar izlenmiştir. Bunların diagramlarda dağılımı yoğunluk sırasına göre şu şekildedir.

50° / 50°	GD	(% 17)
150° / 70°	GB	(% 12)
72° / 67°	GD	(% 9)
98° / 88°	GB	(% 9)

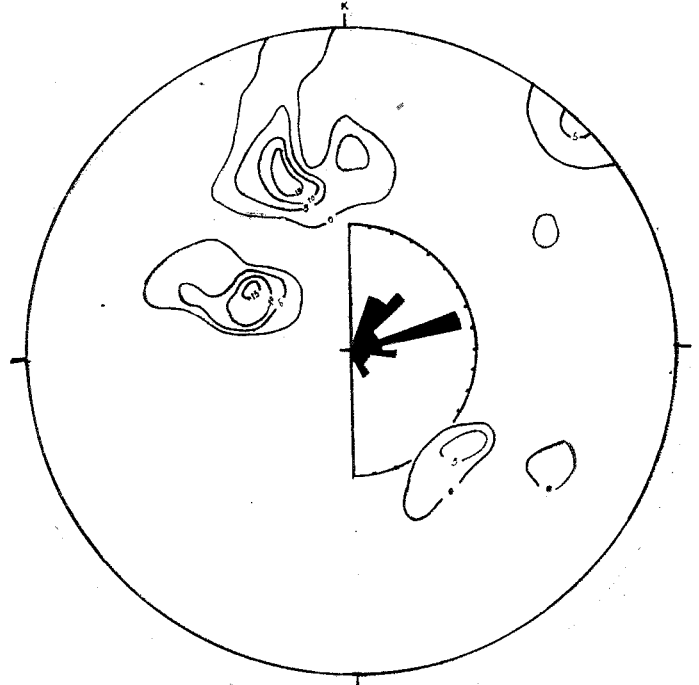
2 — Muskovitli albit tonalit porfir (şek 7); Granodiyorit ve dokanak kayaçları içinde 24 damar izlenmiştir. Bunların dağılımı aşağıdaki şekildedir.

33° / 39°	GD	(% 15)
70° / 60°	GD	(%15)
90° / 64°	G	(% 5)
135° / 90°		(% 5)
40° / 50°	KB	(% 5)



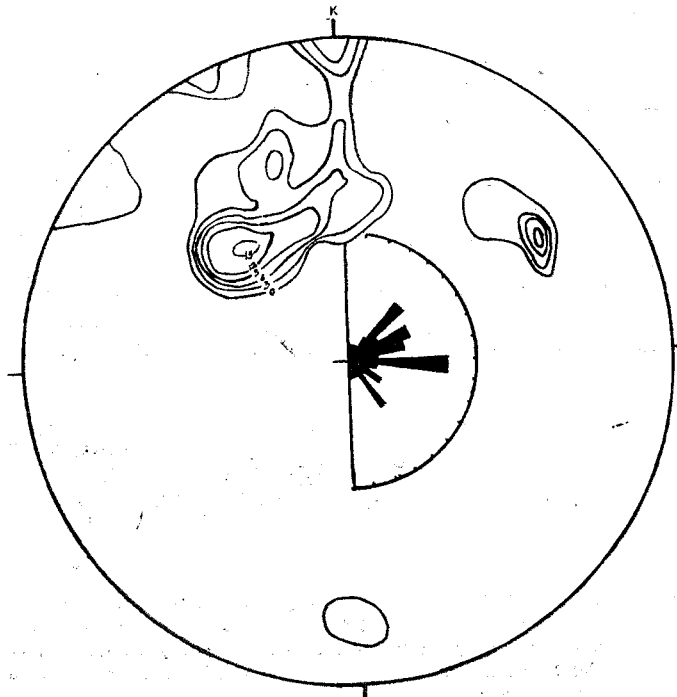
Şekil 5: Damar kayaları düzlem kutuplarının eşit alan (Schmidt) stereogramı alt yan kürede dağılımları. Kontur eğrileri % 2, 4, 6, 8, 10, 12 yoğunluk noktalarından geçirilmiştir. (85 düzlem kutbu).

Figure 5: Distributions of poles of porphyrie rocks on the southern hemisphere of equal area stereonet (Schmidt). Contours are drawn at 2, 4, 6, 8, 10, 12 % density points. (85 poles).



Şekil 7: Muskovitli tonalit porfir düzlem kutuplarının dağılımları. Kontur eğrileri % 5, 10, 15, yoğunluk noktalarından geçirilmiştir. (24 ölçü).

Figure 7: Distribution of muscovite tonalite porphyry poles. Contours are drawn at 5, 10, 15 % density points (24 poles).



Şekil 6: Biyotitli tonalit porfir düzlem kutuplarının dağılımları. Kontur eğrileri % 3, 6, 9, 12, 15 yoğunluk noktalarından geçirilmiştir. (34 ölçü).

Figure 6: Distribution of biotite tonalite porphyry poles. Contours are drawn at 3, 6, 9, 12, 15 % density points. (34 poles).

3 — Diyorit porfir (Şekil 8); Granodiyorit içinde izlenen 14 diyorit porfir damarının dağılımı iki yönde yoğunluk gösterir;

$$\begin{array}{l} 63^\circ / 49^\circ \text{ GD} \quad (\% 36) \\ 90^\circ / 53^\circ \text{ G} \quad (\% 21) \end{array}$$

4 — Diyabaz: tek bir damarla temsil olunur: 90/44 G yönelimi gösterir.

5 — Kuvars damarları (Şekil 4): Granodiyorit içinde 11 kuvars damarı ölçülmüştür. Bu damarların yönelimleri 0° ile 90° arasında değişirse de üç yönde yoğunlaşma görülebilir;

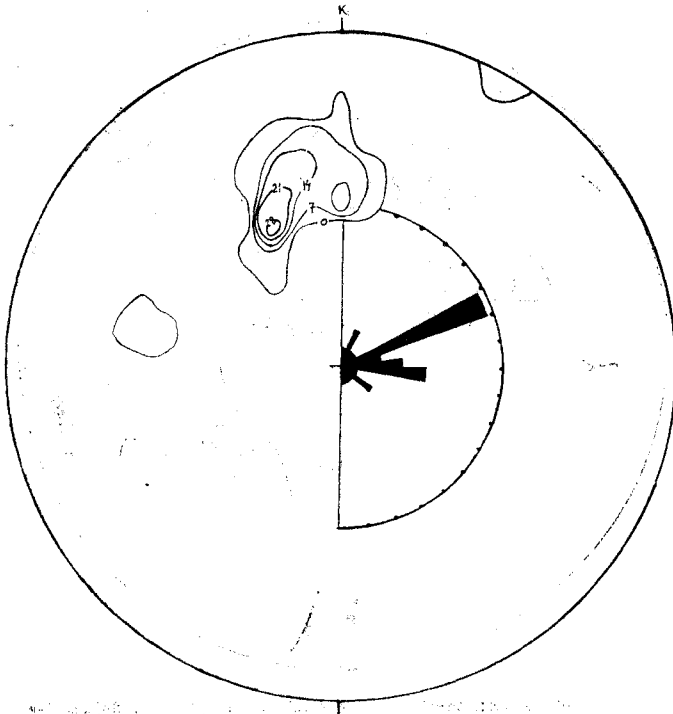
$$63^\circ (\%30), \quad 28^\circ (\%SQ) \quad \text{ve} \quad 90^\circ (\%20)$$

6 — Kırık ve fay sistemi: (Şekil 9) Granodiyorit içinde 292 eklem, ezilme zonu ve fay yüzeyi ölçülmüştür. Bu kırık sistemleri dört ana yönelim gösterir. Bu dağılımların yoğunlaştığı yönler bölgedeki genel kırık sistemi dikkate alınarak iki sistemde toplanabilir;

$$\begin{array}{l} \text{Eklem sistemi I} \quad 60^\circ / 70^\circ \text{ GD} \\ \text{Eklem sistemi II} \quad 0^\circ / 90^\circ \end{array}$$

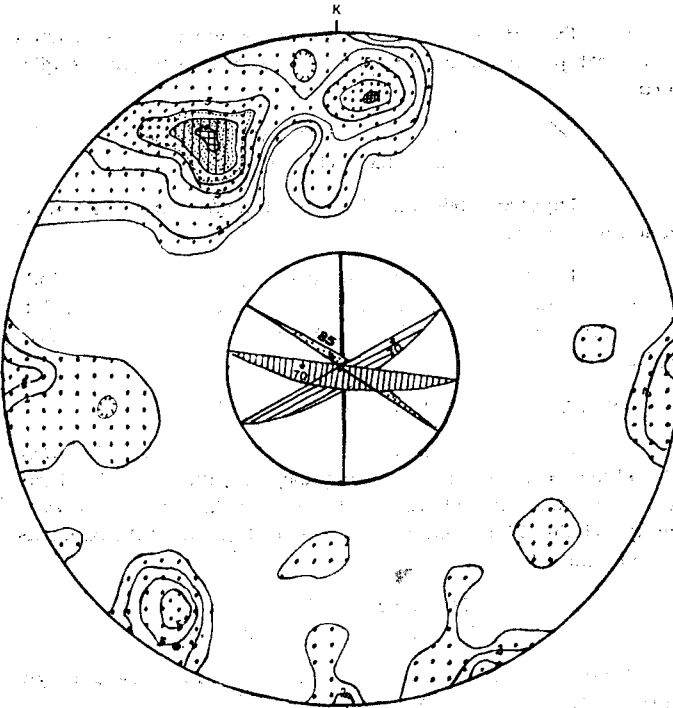
Yukarıda belirtilen veriler bizi dört sonuç üzerinde yorumla götürür.

a — Damar kayalarının oransal yaşlarını bildiğimize göre, yerleşme yönlerindeki değişiklik, bize, yerlerine konulmaları anındaki etken kuvvetlerin (granodiyorit kristalleşmesi sırasındaki gerilme ya bölgesel tektonik kuvvetler) oransal değişimi konusunda bilgi verir.



Şekil 8: Diorit porfir düzlem kutuplarının dağılımları. Kont ur eğrileri % 7, 14, 21, 28 yoğunluk noktalarından geçirilmiştir (14 ölftü).

Figure 8: Distribution of diorite porphyry poles. Contours are drawn at 7, 14, 21, 28 % density points (14 poles).



Şekil 9: Horoz granodioriti eklem yüzeylerinin eşit alan stereogram! alt yarı kürede dağılımı. (&92 ölçü).

Figure 9: Distribution of the joint planes of Horoz granodiorite on the southern hemisphere of equal surface stereonet. (292 poles),

İlk aşamalarda biyotitli tonalit porfirlerle muskovitli olanların $72^\circ - 74^\circ$ ve 90° yönlerde gelişmesi Granodiyorit uzun eksenine paralel açılımların duraylı olduğunu gösterir. Buna karşılık biyotitli olanların K 50° ye K 150° yönünde, muskovitli olanların ise 33° ve 135° yönünde en yoğun oluşu kuvvet yönlerindeki değişiklik veya bir kısmının kalkması ile açıklanabilir. Diorit porfir damarlarının yalnızca 63° ve 90° yöneliminde oluşu son aşamada kuvvet dengelerindeki değişikliği ortaya koyar. Ayrıca bu yönelimin birinci eklem sistemi ile uyum göstermesi granodiyorit yapısal evrimi ile bölgenin yapısal evrimi arasındaki ilişkiyi ortaya koyması açısından ilginçtir.

b — Damar kayaların hepsinin güneye eğik olması ilksel konumları ile açıklanabilirse de kanımızca bu gözlem granodiyorit yerine konmasından sonraki yapısal hareketlerle, Bolkardağ antiklinalinin devrilmesine uyarak, granodiyorit kuzeye devrilmesi ile daha çok anlam kazanacaktır.

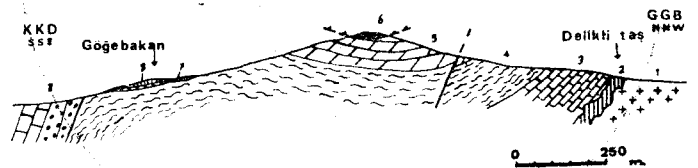
c — Granodiyorit üzerinde ölçülen eklem ve fayların bölgede izlenen ve yaşları saptanmış bir ve iki numaralı sistemlere karşı gelmesi granodiyorit yaş ilişkisi açısından ilginçtir. Özellikle İllerdiyen de gelişen $60^\circ - 120^\circ$ kırık sistemi ile diorit porfirler arasındaki uyum, aynı devirde Ulukışla havzasında gelişen andezitin volkanizma ile granodiyorit arasında bağıntı kurulabilmesi açısından önemlidir. Diğer taraftan kuvars damarlarından 26° ve 90° yönelimli olanlar da ikinci eklem sistemi ile ilgili olabilir.

d — Damar kayalarının granodiyorit içinde dağılımı zamanla ters orantılı olarak azalır. Bu gözlem magmatik işlevin bu bölgede etkisini azaltması ve/veya granodiyorit zamanla daha sağlam yapı kazanması ile anlatım kazanabilir.

HOROZ GRANODİYORİTİNİN YERİNE KONULUŞ

DERİNLİĞİ

Horoz granodiyoritinin yerine konuluş derinliğinin saptanması amacı ile Üst Maestrihtiyen ve Alt Eosen transgresyon yüzeyleri ile granodiyorit dokanağını denestirdik (Şek. 10). Bu amaçla 1350 m. yükseklikteki Deliklitaş granodiyorit dokanağı ile aynı yükseklikteki Gögebakan mevkiinde görülen Eosen ve Üst Kretase yüzeyleri ele alındı. Aralarında önemli bir yapısal hareket izlenmeyen bu iki nokta arasındaki uzaklığın yaklaşık 1400 m. olduğu kesitten saptandı.



Şekil 10: Gögebakan mevki-Deliklitaş arasında jeolojik kesit. 1 — Granodiyorit, 2 — Granat fels, 3 — Alt mermer, 4 — Şistler, 5 — Bolkardağ mermerleri, 6 — Alihoca ofiyolit serisi, 7 — Üst Maestrihtien taban konglomerası, 8 — Alt Eosen taban konglomerası.

Figure 10: Geological profile between Gögebakan-Deliklitaş, 1 — Granodiorite, 2 — Garnet fels, 3 — Lower marble, 4 — Schists, 5 — Bolkardağ marbles, 6 — Alihoca ophtolitic suite, 7 — Upper Maestrichtian basal conglomerates, 8 — Lower Eocene basal conglomerates.

Dokanağın 105/65 KD eğimli olduğu düşünülürse bu derinliğin daha da azalacağı açıktır. Fakat bu eğimin daha derinlerdeki uzanımında uyumluluğu şüphe götürüleceğinden

• granodiyorit eski yüzeyde (paléo-surface) en çok 1400 m derinden sonra yerine konulduğu belirtilebilir. Bu sonuç Horoz granodiyoritinin sığ yerleşimli (epizon) olduğunu ortaya koyar.

GRANODİYORİTİN YAŞI

Horoz granodiyoritinin çakıllarının Lütasiyen taban konglomerasında bulunduğunu ve Üst kretase'ye kadar bütün birimleri kestiğini, yaşının alpin olabileceğini ilk kez Blumenthal (1956) belirtmiştir. Daha sonra gerçekleştirilen "Türkiye Metamorfik Kayaçlar Haritasında", Bingöl (1974) bu granodiyoriti alpin yaşlı granodiyoritler arasına koyar;

Yapmış olduğumuz çalışmalarla granodiyorit yerine konum yaşının üst sınırının Alt Eosen olduğu saptanır, (Katrancı güneyinde tonalit porfir çakılları kapsayan, Alt Eosen taban konglomerası ile). Alt sınırı ise tonalit porfirlerin kestiği Alihoca Ofiyolit Biriminin yerine konulmasından Kampaniyen sonrası-Üst Maestrihtiyen öncesi (Çalapkulu, 1976) sonradır. Bunun yanı sıra Üst Maestrihtiyen taban konglomerasında granodiyorit çakıllarının bulunmayışı, Üst Mestrihyen-Alt Paleosen yaşlı kireçtaşlarının: Horoz bölgesine yaklaştıkça daha billurlu yapı göstermesi (tedbirli davranılarak; çünkü Üst Maestrihtiyende granodiyorit ve damar kayaçları yüzeylenmemiş olabilir, kireçtaşlarının Horoz bölgesine doğru daha billurlu oluşu bu bölgedeki tektoniğe bağlanabilir.) Bizi şu neticeye götürür:

Horoz, granodiyoriti Kampaniyen batta Alt Paleosen sonrası, Alt Eosen öncesi yerine konulmuştur.

• Bolkaradağ kuzeyindeki Orta Paleosen volkanizması ile Horoz granodiyoritinin aynı zaman aralığında oluşma olasılığı, granodiyorit Orta Paleosen yaşlı olması görüşüne kuvvet kazandırır.

Granodiyorit Sr/Rb yöntemi ile mutlak yaş tayini denemeleri yapılmışsa da* kayacın yeterince Rubidyum içermemesi nedeni ile sonuca ulaşılammıştır.

SONUÇLAR

Çalışmalar sonunda Horoz granodiyoritinin 1/10000 ölçekli harita alımı yapılmıştır. Biotit granodiyorit (Biyotitli granit, Blumenthal 1947) olarak tanımlanan derinlik kayacına bağlı damar kayaçları, gelim sırası ile,

- a — Biotit andezin tonalit porfir
- b — Muskovit albit tonalit porfir
- c — Diyorit porfir, biyotitli andezit

olarak saptanmıştır. Bu sıralanımına göre normal kristalleşme kurallarına uygun olmayarak ilk aşamada gittikçe asitleşen magma son aşamada daha bazik diyorit porfirlerin gelmesi ile ardalanır. Bazik yöne doğru magmanın gelişimi Daly (1938) ve Shand (1946) tarafından "kireçtaşlarının magma tarafından içerilmesi sonucu oluşan desilisifikasyona" bağlanmıştır. Yapmakta olduğumuz kayaç kimyası çalışmaları bu konuda daha aydınlatıcı bilgiler getirecektir.

Granodiyorit yerine konulması sırasında oluşan kalın

'granâtfels'e karşılık damar kayaçlarının dokanaklarında hiç bir etki izinin görülmeşi granodiyorit yerine konulmasına paralel olarak bölgedeki Jeotermik gradyanın yükselmesi ile açıklanabilir. İnceleme bölgemizde ve Bolkaradağ Birliğinde görülen Paleosen yaşlı bölgesel metamorfizma (Özgül, 1976) yukardaki sonucu destekler.

Granodiyorit dokanağının Eosen ve Üst Kretase transgresyon yüzeyi ile denestirilmesi kayacın sığ yerleşim (epizon) granodiyoriti olduğunu ve en çok 1400 metre derinden sonra yerleştiğini ortaya koyar.

Horoz granodiyoritinin antiklinal eksenine göre "asimetrik" yerleşimi (Blumenthal, 1956), sokulma özelliği göstermesi damar kayaçlarının "antiklinali oluşturan kayaçların tabakalanmasını oldukça paralel gelişimi granodiyorit ("tradi-tektonik") gecikme tektoniği özelliğini ortaya koyar.

"Damar kayaçlarının gelişim ve yerleşim yönleri ise granodiyorit yerine konulmasını izleyen aşamalarda (iç geri-

lim kuvvetleri ile bölgesel tektonik kuvvetlerin denetiminde) oluşan açılım yönlerinin bulunmasını sağlamıştır. Elde edilen yönelimlere göre; granodiyorit üzerinde ilk iki aşamada 74° ve 90° Granodiyorit uzun eksenine paralel yönler du-raylıdır. Buna karşılık ilk aşamada 50° ye 150°, ikinci aşamada ise yoğun 33°, 135° yönünde uzun eksene ver ev açılımlar gelişmiştir. Daha sonraki aşamalarda diyorit porfirlerin genellikle 63° doğrultusunda gelişmesi kuvvet yönlerinin değiştiğini veya bir kısmının ortadan kalktığını gösterir. Buna karşılık granodiyorit uzun eksenine paralel 90° görülen diyorit porfir damarlarının yönelimi bu aşamada da bu yöndeki açılımların geliştiğini gösterir.

" Damar kayaçlarının hepsinin güneye eğimli olması ise granodiyorit yerine konulduktan sonra, Eosen sonrası yapısal aşamada, Bolkaradağ antikalinaline uyumlu olarak kuzeye devrilmis olduğunu ortaya koyar.

Granodiyoritte ölçülen eklemler iki sistemdeki eklemleri kapsar. Bunlar 60° -125° ve 0° - 96° eklem çiftleri olup birinciler daima ikinci sistem tarafından kesilmiştir. Bu sistemlerden birinciler olasılıkla İllerdiyen'de ikinciler ise üst Eosende gelişmişlerdir.

İllerdiyen sonrası tektonikten etkilenen Horoz granodiyoritinin yaşı, stratigrafik verilerle Kampaniyen-hatta Alt Paleosen sonrası-Alt Eosen öncesi olarak saptanmıştır.

SUMMARY

The present study has shown that the dyke rocks which are related to the biotite bearing granodiorite, are emplaced in the following order:

- a. Biotite bearing andesine-tonalite porphyry
- b. Muscovite bearing albite-tonalite porphyry
- c. Diorite porphyry, biotite bearing andesite.

Above succession clearly indicates that the magmatic evolution is in reverse order. The magma at the first stage is more acid in composition as compared to the late product

(*) Y. VIALETTE, Lab. géochronologie, Clermont-Ferrand Üniversitesi, FRANSA

of diorite porphyry. A similar situation, observed by Daly (1938) and Shand (1946) is attributed to the "desilicification, formed by assimilation of limestone in magma". The geochemical studies are expected to clarify this question.

During the intrusion of granodiorite a thick zone of garnet-fels has been formed. On the other hand, at the contact of the small intrusives, no thermal metamorphic process can be observed. These observations can be explained by the regional increase of geothermic gradient simultaneous with the granodiorite intrusion. These suggestions are also confirmed by the presence of Paleocene regional metamorphism in the Bolkardag: units (Özgül, 1976) and in the studied area.

The comparison of the granodiorite contact with the Eocene and Upper Cretaceous transgression surfaces shows that the location of intrusive rocks is epizonal at a maximum depth of 1400 m.

The late-tectonic character of granodiorite is understood by the asymmetrical location with respect to the anticlinal axis, its intrusive character and by the conformable position of the "dyke rocks" to the strata.

The emplacement and the direction of the dyke rocks are controlled by internal tensions of the massive and the regional tectonic stresses which have provoked the fractures in the first two stages: the 74° and 90° directions, which are approximately parallel to the long axis of the granodiorite, are stable. However, in the first stage the 50° and 150° directions, in the second stage S3° and 135° directions are numerous and are diagonal to the axis. In the following stages the development of porphyric diorite in only 63° direction, shows that the stress directions have changed or some of them have disappeared. The southwards dip of all the dyke rocks reveals that, in the post-Eocene structural stage, the granodiorite have been overturned to the north

in the same way as the Eolkardağ anticline. The Joints of granodiorite are of two systems; 60° -125° and 0°-96°. The first system is always cut by the second one, Most probably the first set has been developed in Illerdian, whereas the second set in Upper Eocene.

The stratigraphic date reveals that the granodiorite have been affected by the post-Illerdian tectonics. Thus, the age of the body is believed to be post Campanian-Paleocene, possibly Lower Eocene.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bingöl, E., 1974, 1/250000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerine tartışmalar; Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü dergisi, 83, 178-184.
- Blumenthal, M., 1947, Belemelik Paleozoik penceresi ve bunun Meozoik kalker çerçevesi (Klikya Torosları): Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınları, Ankara, Seri D, No. 3, 93 s.
- Blumenthal, M., 1956, Yüksek Balkardağın kuzey bölgelerinin ve batı uzantılarının jeoloji: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü yayınları, Ankara, Seri D, No. 7, 179 s.
- Çalapkulu, F., 1976, Le charriage de l'unité ophiolitique de Alihoca sur les marbles de Bolkardağ (Taurus-Turquie): Abstract, 4^e Reunion Annuelle des Sciences de la terre Paris, 89.
- Daly, R.M., 1938, Igneous rocks and their origin: Elsevier Publishing Company, New York, 162 s.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D., Selim, M. ve Turhan, N., 1973, Bolkardağlarının jeolojisi: Cumhuriyetin 50. yıl Yer Bilimleri kongresi, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, 42-57.
- Helke, A., 1929, Die Geologischen verhältnisse des silber-bleivorkommens von Bulgar Maden: Tez, Bergakademie in Freiberg, 193 s.
- Kruse, G., 1965, Stratigraphische unterersuchungen en erzfuhrenden, Permischen kalken in Hohen Bolkardağ (Kilikiseher-Taurus): Doktora tezi, Ludwig-Maximilians-Universitat, Munchen, 55. s.
- de Launay, L., 1911, La géologie et les richesses minérales de l'Asie: ch. Barranger, Paris, I, 816 s.
- Özgül, N., 1976, Toroslarm bazı temel jeolojik özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült 19, 1, 65-78.
- Shard, J.T., 1946, Eruptive rocks: Murphy and Co, London, 213 s.

Doğu Karadeniz Bölgesi Volkanik Kökenli Masif Sülfid Yataklarının Hidrotermal Alterasyonu

Hydrothermal Alteration of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits in the Eastern Black Sea Region, Turkey

NAMIK ÇAĞATAY O.D.T.Ü. Jeoloji Müh, Bölümü, Ankara

ÖZ : Doğu Karadeniz cevher kuşağında cevherleşme oluşum koşullarına ışık tutmak ve ekonomik sülfid yatakları bulmaya yarayacak bazı ipuçları saptamak amaçlarıyla Madenköy, Kutlular, Kotarak Dere, Tunca, Sırtköy ve Sansu volkanik kökenli sülfid cevherleşmelerinde hidrotermal alterasyon, ayrıntılı mineralojik ve jeokimyasal yöntemlerle incelenmiştir. Yan kayaçlarda X-ışınları kırınım ve ince-kesit çalışmaları cevherleşmelerin karbonat minerallerini de (kalsit, dolomit, siderit) içeren geniş, düzenli killeşme zonları ile sarıldıklarını ortaya çıkarmıştır. Bu zonların çevresinde, volkanikler içinde zeolitlerin varlığı saptanmıştır. Ancak zeolit zonunun kökeni konusunda daha ayrıntılı çalışmalar gerekmektedir.

Cevherleşmelerde hidrotermal alterasyonun örtü kayaçları içinde kayacın gözenekliliği ve geçirgenliğine bağlı olarak görülmesi hidrotermal etkinliğin cevherleşmelerin oluşumundan sonra bir süre devam ettiğine işaret etmektedir. Ancak en kuvvetli hidrotermal alterasyon, hidrotermal etkinliğin en şiddetli olduğu masif cevherin altında, ağımsı-damar ve saçılmış cevher zonlarını kapsayan dasitik kayaçlarda görülmektedir.

Tüm cevherleşme yörelerinde en benzer hidrotermal alterasyon özelliği, mineralleşme işlemi ile ilgili alterasyonun ağımsı-damar ve saçılmış cevher zonlarında serizit (veya illit) ile simgelenmesidir.

Çoğu cevherleşmelerde alterasyon mineral toplulukları, cevherleşmenin ve serizit, kaolinit zonlarının oluşumu sırasında asidik olan cevher çözeltilerinin esas cevherleşmenin sonuna doğru sıcaklığın da düşmesi ile alkale bir özellik kazandığına işaret etmektedir. Bu ikinci aşama yan kayaçlarda karbonatlaşma ve hematitleşmeyi sağlamıştır.

Bir X-ışınları kırınım yöntemi ile yan kayaçlarda yarı-niceliksel olarak saptanan "kil (kaolinit + montmorillonit + illit + serizit) / feldspar" oranı ve alterasyon minerallerinin düzenli zonlaşma özellikleri, cevherleşmelerle ilgili hidrotermal zonları algılamada ve örtülü masif cevherlerin yerlerini belirlemede yararlı olacak vektör özelliği taşımaktadır.

Yan kayaçlarda yapılan jeokimyasal çalışmalar mineralojik bulguları doğrulayan sonuçlar vermiştir.

ABSTRACT : Detailed mineralogical and chemical studies of hydrothermal alteration of the Madenköy, Kutlular, Kotarak Dere, Tunca, Sırtköy and Sansu volcanogenic sulphide deposits in the Eastern Black Sea ore province of Turkey were carried out with the aims of obtaining a better understanding of the ore forming environments and establishing favourable criteria for discovering economic ore bodies. X-ray diffraction and thin-section studies of the footwall and hanging-wall rocks indicate that the orebodies are enveloped by extensive and regular argillic zones which also include some carbonate minerals such as calcite, dolomite, and siderite. Zeolite minerals were found in volcanics surrounding the clay zones. However, significance of the Zeolitic zones still remains to be investigated.

Continuation of the alteration zone in the hanging-wall rocks demonstrate that the hydrothermal activity continued for a while after the formation of the orebodies. The most intensive and extensive alteration is, however, found in the dacitic footwall rocks.

The main similarity in all the mineralized areas studied is that the common form of alteration associated with ore deposition is sericitization (including the presence of illite) of the dacitic footwall rocks, which are also commonly associated with silicification.

The alteration mineral paragenesis suggests that the ore solutions were acidic during the formation of the orebodies and kaolinite and sericite zones, but became alkaline with declining temperature towards the end of ore deposition. During this second phase, smectitization and carbonitization processes took place in the host rocks.

Semi-quantitative evaluation of the "Clay (kaolinite + montmorillonite + illite + sericite)/Feldspar" ratio by a X-ray diffraction method is useful in detecting the presence and intensity of hydrothermal activity related to sulphide mineralization. The Clay/Feldspar ratio as well as regular zonation properties of the alteration minerals can also be used as direction vectors during detailed exploration studies.

Geochemical studies of the host rocks support the hydrothermal alteration characteristics determined by the mineralogical techniques.

GİRİŞ

Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Üst Kretase - Eosen volkanik tortul kayalar dizileri içinde çok sayıda, çeşitli türde volkanik kökenli sülfid yataklar ve oluşukları bulunmaktadır. Bunlardan ekonomik olan masif ve ağimsı-damar (stockwork) türünde yataklar Üst Kretase yaşlı dazitik volkanizma ile köken ilişkili olarak Dazitik Dizi içerisinde görülürler. Bu metalojenik kuşak bir çok özellikleri ile Japonya'nın Kuroko yataklarını içeren Yeşil Tüf (Green Tuff) bölgesine benzemektedir. Maden mineralleri olarak pirit, kalkopirit, sfalerit, galen ve az miktarda sülfür, tuzları (sulfosalts), ve gang mineralleri olarak barit, kuvars ve kil minerallerinden oluşan Doğu Karadeniz masif sülfid yatakları, genel olarak üstte merceğimsi biçimde masif cevher ve altta asidik volkanik kayalar ve tüfler içinde ağimsı damar-saçılmış (impregnation) cevher zonlarını kapsayan iki kısımdan oluşmuştur. Masif cevher zonu çoğunlukla üstte doğru çinko ve kurşunca zenginleşmekte ve bazı yataklar (örneğin Madenköy ve Murgul) yakınlarında sülfür cevherleşmesi ile ilgili olarak jips cevherleşmesi de içermektedir. Masif cevherler üstte çoğunlukla hematitli olan tüf, çamurtaşı ve volkaniklerle örtülürler. Ekonomik olarak bakır, çinko, bazen de kurşun ve yan ürün olarak gümüş ve altın yönünden önemli olan bu maden yataklarının çevrelerinde geniş sayılabilecek hidrotermal alterasyon zonları oluşmuştur.

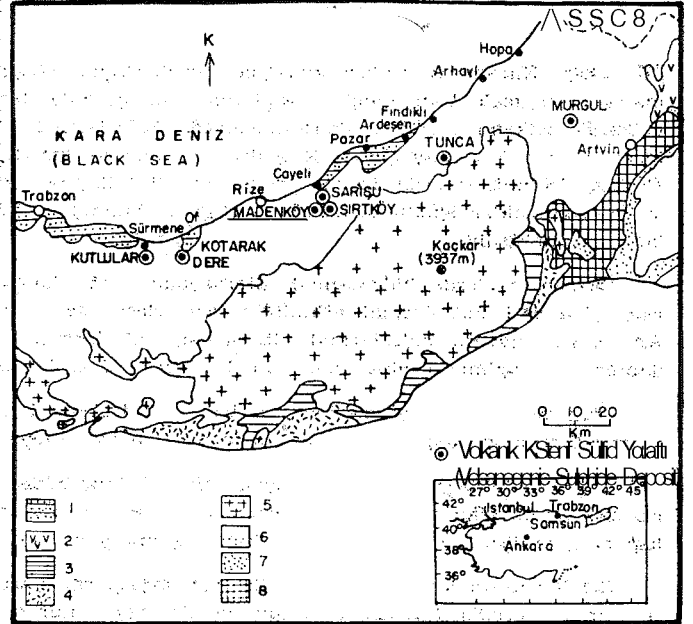
Bölgede gerek bu tür cevherleşmelerin oluşum ortam koşullarına ışık tutmak ve gerekse yeni ekonomik sülfid yataklarının aranmasında yararlı olacak ipuçları elde etmek amacıyla Madenköy (Çayeli), Kutlular, Kotarak Dere (Sürmene), Tunca (Ardeşen) gibi yataklarda ve Çayeli yöresinde Sirtköy, Sarısu gibi küçük cevher oluşumları (şekil 1) civarında, yan kayalarda ayrıntılı mineralojik ve jeokimyasal çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar için temsili, yüzeysel olarak ayrıştırmamış 230 adet yüzey ve sondaj karotü kayalar örnekleri alınmış ve böylece yanal ve düşey olarak hidrotermal alterasyon zonları üç boyutta incelenmeye çalışılmıştır.

İncelenen cevherleşmelerin, jeoloji ve mineralojileri konusunda ayrıntılı bilgi Çağatay (1977) de özet olarak Çizelge 1de verilmiştir.

LABORATUVAR YÖNTEMLERİ

Seçilmiş, 100 e yakın kayalar örneğinin ince kesitleri yapılarak petrografik incelemeleri yapılmıştır.

74 mm (200 mesh) nun altına öğütülen kayalar örneklerinin kimyasal analizleri ve X - ışınları kırınım spektrometresi ile mineralojik incelemeleri yapılmıştır. Yan kayalarda feldspar ve kaolin, montmorillonit, illit, serisit ve klorit gibi



Sekil 1: Doğu Karadeniz cevher kuşağı cıoğu kesiminin jeolojisi, (1 - Volkanik çakıltaşı (Pliyosen), 2 Bazalt-andezit (Miyosen-Pliyosen), 3 - Andezit-Trakit (Eosen-Oligosen), 4 - Filig (Eosen), 5 - Granit-granodiyorit (Üst Kretase-Oligosen) 6 - Volkanikler (Üst Kretase - Eosen) 7 - Tortul kayalar* (JPnra-Kretase), 8 - Kristalin temel (Paleozoik)).

Figure 1: Geology of eastern part of Eastern Black Sea ore province of Turkey (1 - Volcanic Pebblestone (iPliocene), 2 - Basalt-andesite (Miocene-Pliocene), 3 - Andesites-trachytes (Eocene-Oligocene), 4 - Flysch. (Eocene), 5 - Granite-Granodiorite (Upper Cretaceous-iPliocene), 6 - Volcanics (Upper Cretaceous-Eocene), 7 - Sedimentary rocks (Jurassic-Cretaceous), 8 - Crystalline basement (Paleozoic)).

Yatak-Deposit (Tür)-(type)	Rezerv-Reserves (ton) (tonnes) Tenör-Grade (%) (%)	Mineraloji (Mineralogy)	Ana yan kayalar (Main host rocks)	Örtü kayaçlar (Hanging-wall rocks)	Düşünceler (Remarks)
Madenköy (masif) (massive)	27 m.t; %4 Zn, %3 Cu, (Ag+Cu)	Pirit, sfalerit, kalkopirit az galenit, bornit ve sülfür tuzları. Gang olarak barit, kuvars ve kil mineralleri-Ayrıca jips cevherleşmesi. (pyrite, sphalerite, chalcopyrite, small amount of galena, bornite and sulphosalts; quartz, barite and clay minerals as gangue. Associated gypsum mineralization)	Masif cevherin altında dasitik kayaçlar içinde pirit-kalkopiritten oluşmuş ağimsı-damar ve piritten oluşmuş saçılmış cevher zonları. (Pyrite-chalcopyrite stockwork and pyritic impregnation, zones in dacitic tuffs)	Hematitli pomzalı tüfler ve bunlarla ardalanma gösteren bazaltlar (Hematitized pumice tuffs interdigitated by basalts)	Masif cevher hemen tümüyle örtülü, sadece ağimsı damar ve saçılmış cevher zonlarının bir kısmı yüzeylenmekte. (Almost totally covered massive ore; partially exposed stockwork and impregnation zones)
Kutlular (masif) (Massive)	1.5 m.t; %2.2 Cu 0.4 m.t; %1.5 Zn	Pirit, kalkopirit, sfalerit; az galenit ve sülfür tuzları; gang olarak kuvars, barit ve kil mineralleri (pyrite, chalcopyrite, sphalerite and small amount of galena and, sulphosalts Quartz, barite and clay minerals as gangue)	Madenköy gibi (Same as Madenköy)	Cevherleşmiş dasitik tuf breşi masif cevheri örtmekte ve kendisi de bazit tarafından örtülmekte (Mineralized dacitic tuff-breccia overlain by basalts)	Merçeğimsi masif cevher tümüyle örtülü, ağimsı-damar ve saçılmış cevher zonları yer yer yüzeylenmiş olarak göstermektedir. (Concealed lens-shaped massive ore; stockwork and impregnation zones are partly exposed)
Kotarak Dere (ağimsı damar) ((stock work)	2 m.t; %0.4 Cu %1 Zn	Kutlular gibi (Same as kutlular)	Madenköy gibi (Same as Madenköy)	Bazalt ve volkanik aglomerata (Basalts and volcanic agglomerate)	Küçük bir masif cevher kalıntısı ve etrafında geniş ağimsı damar ve saçılmış cevherleşme. Small remnant of massive ore surrounded by stockwork and impregnation mineralization).

Tunca (masif) (massive)	0.3 m.t.; %1.5 Cu %1 Zn	Kutlular gibi (Same as Kutlular)	Madenköy gibi (Same as Madenköy)	Altta hematitleşmiş dasit birimi, üstte bazaltlar. (Hematitized dacite unit overlain by basalts)	Masif cevher bir fay boyunca; ağımsı-damar ve saçılmış cevher zonları bir dasit penceresi içinde yüzeylenmekte. (Massive ore zone exposed by a steeply dipping fault zone; stockwork and impregnation zones exposed in a dacite window)
Sırtköy (ağımsı damar) (stock work)	—	Pirit ve çok az kalkopirit, gang olarak kuvars ve kil mineralleri. (Pyrite and small amounts of chalcopyrite; quartz and clay minerals as gangue)	Dasit içinde piritli ağımsı-damar ve saçılmış cevherleşme (Pyritic stockwork and impregnation ore in dacites)	Bazaltlar (Basalts)	Cevherleşme dasit pencereleri içinde; bazaltlar kloritleşme ve piritleşme göstermekte. (Mineralization in dacite windows; chloritization and pyritization in basalts)
Sarısu (saçılmış) (impregnation)	—	Pirit ve gang olarak kuvars ve kil mineralleri (Pyrite; quartz and clay minerals as gangue)	Dasit içinde saçılmış cevherleşme (Pyritic impregnation in dacites)	Tüf ve bazaltlar (Tuffs and basalts)	Ağımsı-damar cevherleşmesi yok (No associated stockwork mineralization)

Çizelge 1: İncelenen volkanik kökenli sülfid cevherleşmelerinin özellikleri

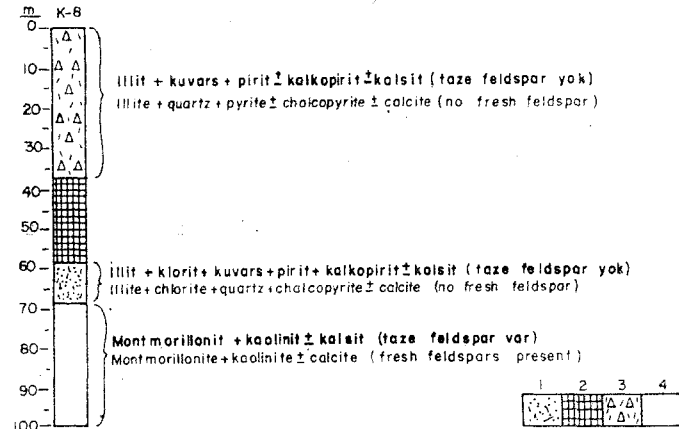
Table 1: Main features of the studied volcanogenic sulphide mineralizations.

kil minerallerinin miktarları basit bir X ışınları kırınım yöntemi ile bağlı olarak saptanmıştır. Bunun için 34 kV, 24 mA ve 400 sayım/saniye duyarlılık koşullarında çalışan bir Philips X - ışınları kırınım aygıtı kullanılmış ve örnekler Co - K α radyasyonu kullanarak 4° den 40° ye kadar 2°/dakika hızla taranmıştır. Tüm örnekler için aynı tane yoğunluğu (close packing) sağlamak ve düzgün yatay yüzeyler elde etmek için özen gösterilmiştir. Feldspar, kaolin, montmorillonit ve illit-serizit için yansıma şiddetleri sıra ile 3, 18 - 3, 21, 7, 10, 14, 7, ve 10, 0 A° d-aralıklarında ölçülerek kaydedilmiştir. Yukarıda belirlenen koşullar altında kaydedilen bu şiddetler yarı-niceliksel olarak mineral miktarlarıyla orantılıdır.

Kayaç, örnekleri K, Ca, Fe, Mg, Al ve Ba için doğrudan okunabilir optik spektrografi; Cu, Pb, Zn ve Ag için atomik absorpsiyon; As ve Mo için kolorimetrik. F için iyon selek tif elektrod yöntemleri ile analiz edilmişlerdir.

KUTLULAR MASİF SÜLFİD YATAĞININ HİDROTERMAL ALTERASYONU

Mercek biçiminde tamamen örtülü olan masif cevher, altta ve üstte, dasitik kayaçlar içinde bir illit¹-pirit zonuyla sarılmış olarak bulunmakta ve bu zonlar yer yer de kalsit ve montmorillonit içermektedir (şekil 2). Serizit sadece K-8 sondajının masif cevherin altındaki saçılmış cevher zonunu kestiği kısımdan alınan bir örnekte saptanmıştır. Bu alterasyon zarfı içinde tüm feldsparlar hemen tamamen kil minerallerine ayrılmıştır. Masif cevherin altındaki ağimsı-damar ve saçılmış cevher zonlarında, dasitler içinde illit yanında klorit ve bazen kalsit de bulunmakta ve bu zonlar da ayrıca silisleşmeye rastlanmaktadır. Masif cevherin hemen üstünü örten dasitik tuf breşi içinde pirit ve kalkopirit gibi sülfid mineralleri yanında küçük cepler şeklinde jips de



Şekil 2: Kutlular masif sülfid yatağında hidrotermal alterasyon minerallerinin düşey dağılımı (1 — Ağimsı damar-saçılmış cevher zonu, 2 — Masif cevher, 3 — Dasitik tuf-breşi, 4 — Diyabaz).

Figure 2: Vertical distribution of hydrothermal alteration minerals in the Kutlular massive sulphide deposit (1 — Stockwork-impregnation zone, 2 — Massive ore, 3 — Dacitic tuff-breccia, 4 — Diabase).

izlenmektedir. Killerle belirlenmiş bu alterasyon zonları masif cevherden uzaklara doğru (yaklaşık 300 m), volkanitler içinde laumontit tarafından simgelenen bir zeolit zonuna geçiş göstermektedir.

KOTARAK DERE SÜLFİD YATAĞININ HİDROTERMAL ALTERASYONU

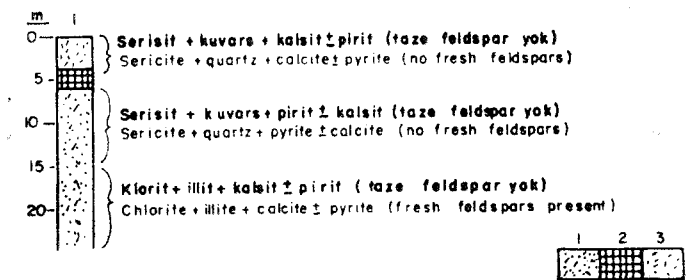
Kotarak Dere sülfid yatağı küçük bir masif cevher kalıntısı yanında dasitler içinde daha geniş ağimsı-damar ve saçılmış cevher zonlarından oluşmuştur.

Bu cevherleşmede hidrotermal mineral topluluğu olarak serizit (veya illit), klorit ve hidrotermal kuvars bulunmaktadır. Yüze örneklerinde küçük masif cevher yüzeylemesine yaklaştıkça serizit oranının artmakta ve klorit bu serizit zonunu saran ayrı bir dış zon oluşturmaktadır. Sondaj kesitleri boyunca alınmış örneklerin mineralojik incelemeleri de aynı sonucu vermektedir (şekil 3). Örtü dasitik tüfleri içinde Serizit ve kalsit; masif cevherin altında ağimsı-damar ve saçılmış cevher zonlarında yine serizit ve bazen kalsit izlenmekte ve serizitli olan üstteki masif cevhere yakın zon, derinlere doğru kloritçe zengin bir zona geçiş göstermektedir.

Gerek örtü oluşturan dasitik tüfler ve gerekse ağimsı-damar ve saçılmış cevher zonlarında feldsparlar tamamen ayrılmış olarak bulunmaktadır. Ayrıca, ağimsı damar ve saçılmış cevher zonlarında yer yer kuvvetli silisleşme izlenmektedir.

TUNCA MASİF SÜLFİD YATAĞININ HİDROTERMAL ALTERASYONU

Mercek biçimindeki Tunca masif sülfid yatağı ortalama 5 m kalınlıktadır. Güney kenarı, Tunca deresini takip eden doğu-batı yönlü bir fay boyunca 70 m boyunda yüzeyleme göstermektedir. Kuzey doğru yaklaşık 25°'lik bir eğimle dalan masif cevher hematitli bir dasit birimi ile örtülmekte ve bu dasit birimini de örten bir bazalt birimi bulunmaktadır. Altta asıl cevher yan kayacını oluşturan bir dasit penceresi içinde ağimsı damar ve saçılmış cevher zonları izlenmektedir.



Şekil 3: Kotarak Dere yatağında hidrotermal alterasyon minerallerinin düşey dağılımı (1 — Ağimsı damar-saçılmış cevher zonu, 2 — Masif pirit, 3 — Dasitik tuf).

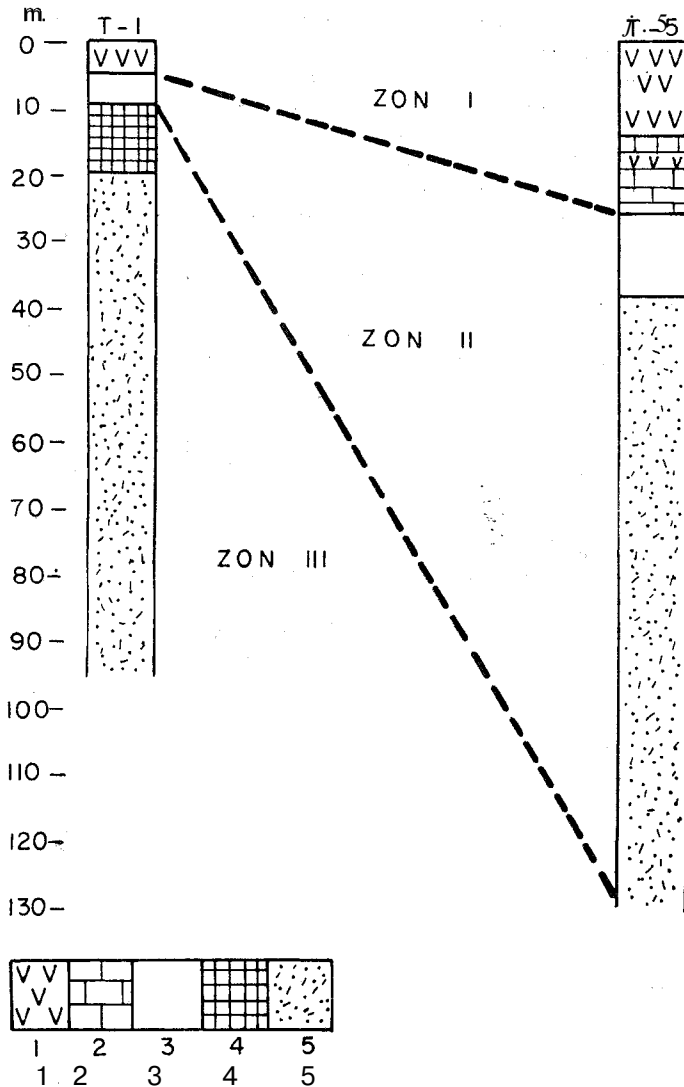
Figure 3: Vertical distribution of hydrothermal minerals in the Kotarak Dere deposit (1 — Stockwork-impregnation deposit, 2 — Massive pyrite, 3 — Dacitic tuff).

(1) İllit burada yaklaşık 10 Ade geniş X-ışınları taban yansıması (basal reflection) veren kil minerali için kullanılmıştır. (Geniş X-ışınları taban yansıması, illitte genişleyebilen karışık tabakalanma ya (mixed-layering) işaret etmektedir. Serizit ise illitin tersine, 10 A de keskin yansıma verir.

Hidrotermal alterasyon minerallerinin dağılımları yüzey örnekleri ve T-1 ve T-5 sondaj kesitleri boyunca alınmış örneklerde incelenmiş ve litoloji ile uyumluluk gösteren üç ayrışma zonu ayırt edilmiştir.

(1) Klorit zonu: Klorit ve kalsitten oluşmuş bir propilitik alterasyon zonu olup, yer yer de dolomit içermektedir. Bu zon en üstte bazaltik örtü kayaları içinde izlenir. Feldsparlar bu zonda çok az ayrışma göstermektedir.

(2) Serizit (illit) - klorit zonu: Bu zon cevherin üstünü örten hematitli dasit birimi içinde ve masif cevherden uzakta ağimsı-damar ve saçılmış cevher zonları içinde görülür (şekil 4). Hematit, örtü dasit birimi içinde saçılmış ve damarlar halinde izlenmektedir. Bu zonda feldsparlar büyük ölçüde serizite (veya illite) dönüşmüştür.



Şekil 4: Tunca masif sülfid yatağında düşey hidrotermal alterasyon zonlaşması (Zon I: Klorit + kalsit, Zon II: İllit-serizit + klorit ± hematit, Zon III: Serizit. Açıklama: 1 - Bazalt, 2 - Kireçtaşı, 3 - Hematitli dasit, 4 - Masif sülfid, 5 - Dasit içinde ağimsı damar ve saçılmış cevher zonu).

Figure 4: Vertical zonation of hydrothermal alteration halo at the Tunca massive sulphide deposit (Zone I: Chlorite + calcite, Zone II: Illite-sericite + chlorite ± hematite, and Zone III: Sericite. Explanation: 1 - Basalt, 2 - limestone, 3 - Hematitized dacite, 4 - Massive sulphide, 5 - Stockwork and impregnation zone in dacite).

(3) Serizit (illit) zonu: Bu zon masif cevherin altında dasitler içinde oluşmuştur. Tek kil minerali olarak serizit veya illit bulunur ve serizit oranı masif cevherin altında derinlere doğru gittikçe artış gösterir. Bu zonda yaygın ve şiddetli olarak feldspar bozuşması ve yer yer de silisleşme izlenmektedir.

SIRTKÖY CEVHERLEŞMESİNİN HİDROTERMAL ALTERASYONU

Saçılmış ve ağimsı-damar türündeki cevherleşme, Kuzeydoğu ve Kuzeybatı yönlerinde bir faylanma sonucu yüzeyleme gösteren bir dasit kütlesi içinde görülmektedir. Pencere şeklinde dereler boyunca ortaya çıkan bu dasit spilit türünden birimlerle örtülmüştür.

Hidrotermal mineral topluluğu klorit, serizit ve yer yer de kalsit ve dolomitten oluşmaktadır. Asıl cevherleşmenin görüldüğü Gümüş Dere civarında alterasyon daha çok serizit ve biraz da klorit tarafından simgelenmekte ve feldsparların büyük oranda bozuştuğu izlenmektedir. Örtü oluşturan bazik kayalarda da kuvvetli kloritleşme ve piritleşme oluşturmıştır.

SARISU CEVHERLEŞMESİNİN HİDROTERMAL ALTERASYONU

Sarısuda cevherleşme porfiritik dokuda bir dasit penceresi içinde pirit saçılması biçiminde oluşmuştur. Bu dasit stratigrafik olarak dasitik tüf ve dasitik tüfler de bir bazalt birimi tarafından örtülmüşlerdir. Cevherleşme içinde pirit tek sülfid minerali olarak bulunmaktadır.

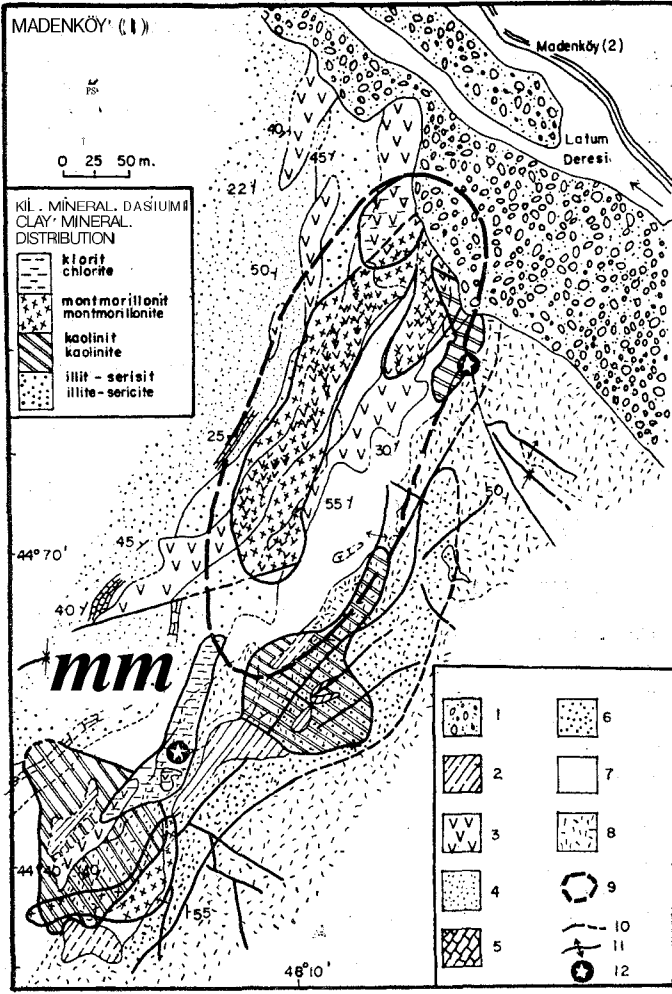
Hidrotermal mineral topluluğu kaolinit, montmorillonit, dolomit ve yer yer de kalsitten oluşmuştur. Kaolinit ve montmorillonit çok yaygın olarak dasitler içinde izlenmektedir. Dasit içinde, cevherleşme civarında feldsparlar hemen tamamen bozuşma göstermektedir.

MADENKÖY MASİF SÜLFİD YATAĞININ HİDROTERMAL ALTERASYONU

Madenköy masif sülfid yatağı bölgede volkanik kökenli masif tür sülfid yataklarının en büyüğüdür. Hemen tamamen örtülü olan masif cevher hematitleşme gösteren pomzalı tüf ve bazalt birimlerinden oluşmuş bir örtü altında yaklaşık 50° lik bir eğimle kuzeybatıya dalar ve altta dasitik kayalar içinde ağimsı damar ve saçılmış cevher zonlarına geçiş gösterir (şekil 5). Bu yatakla ilgili ayrıntılı bilgi Çağatay ve Böyle (1978) de verilmiştir.

Gerek yüzey ve gerekse sondaj kesitleri boyunca alınan örnekler üzerinde yapılan mineralojik çalışmalar cevherin yan kayalar içinde geniş kil ve karbonat zonları ile sarıldığını göstermiştir. Cevheri saran bu zonların da çevrelerinde, masif cevherden yaklaşık 300 m uzaklıktan başlamak üzere volkanitler içinde laumontit ve mordenit gibi zeolitlerin varlığı saptanmıştır.

Kil ve karbonat minerallerinin yanal dağılımları şekil 5 ve 6 da, 101, 108 ve 110 numaralı sondaj kesitlerindeki düşey dağılımları şekil 7 de gösterilmiştir. Yapılan çalışma-



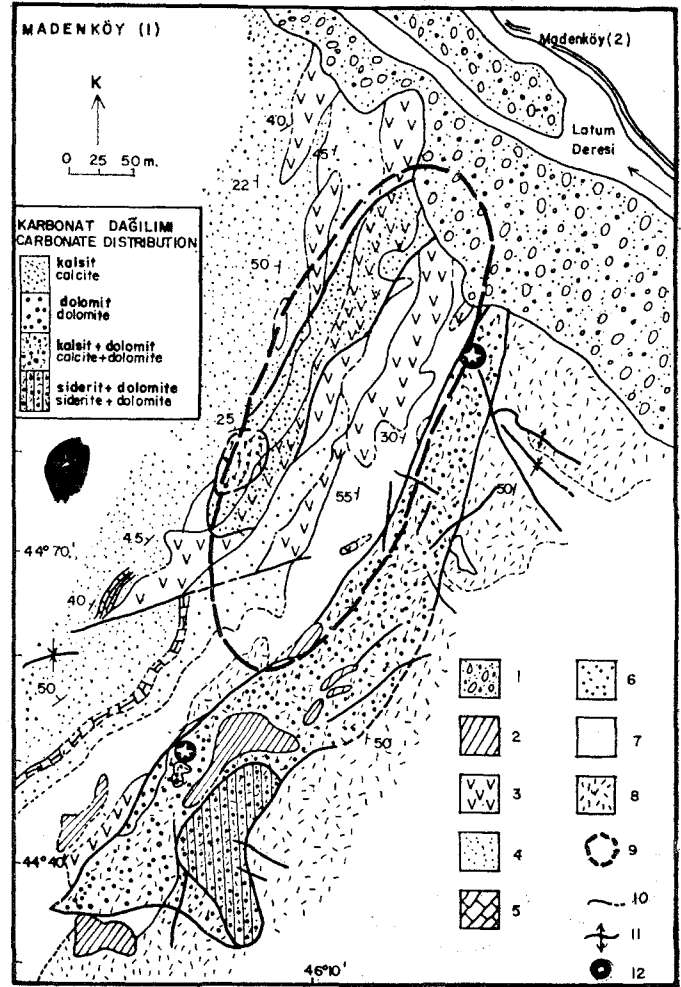
Şekil 5: Madenköy masif sülfid yatağında kil minerallerin en bol bulunduğu zonların dağılımı (1 - Alüvyon, 2 - Andezit, 3 - Bazalt, 4 - Marn, kumtaşı, 5 - Kireçtaşı, 6 - Andezit tüf-breşi, 7 - Hematitli, pomzalı tüf, 8 - Dasitik kayalar, 9 - Örtülü cevherin sınırı, 10 - Fay, 11 - Kıvrım eksen, 12 - Piritli masif cevher yüzeylemesi. Jeoloji bazı değişikliklerle Nebioğlu (1975)'den alınmıştır.

Figure 5: The most abundant zones of occurrence of clay minerals at the Madenköy massive sulphide deposit. (1 - Alluvium, 2 - Andesite, 3 - Basalt, 4 - Marl, sandstone, 5 - Limestone, 6 - Andesite tuff-breccia, 7 - Hematitized-pumice tuff, 8 - Basaltic rocks, 9 - Outline of concealed ore, 10 - Fault, 11 - Fold axis, 12 - Massive pyritic ore outcrop. Geology modified after Nebioğlu, 1975).

lar sonucu montmorillonit, kaolinit² (ve karışık tabakalı serizit-montmorillonit) ve serizit tarafından simgelenen üç ayrı, belirgin alterasyon zonu ayırt edilmiştir:

Zon (1) Montmorillonit + kalsit ± klorit ± kaolinit ± illit zonu: Bu zon maden yatağında üst stratigrafik düzeylerde, örtü kayaları içerisinde izlenir. Klorit ve illit yer yer görülür. Feldsparların az ayrışma gösterdiği bu zon, altta masif cevhere doğru zon (2) ye geçiş gösterir.

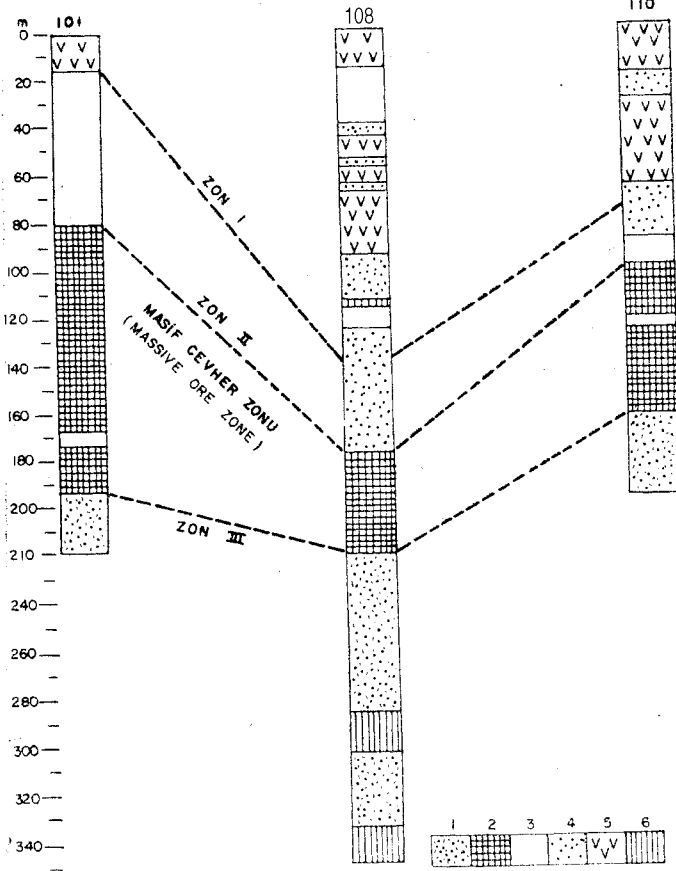
(2) Kaolinit deyimi burada kaolin grubu kil mineralleri olan dikit, nakrit ve kaoliniti kapsayacak şekilde kullanılmıştır. Ancak bir kaç pomzalı tüf örneğinde yapılan X-ışınları kırılma çalışmalarıyla nakritin varlığı saptanmıştır.



Şekil 6: Madenköy masif sülfid yatağında karbonat minerallerinin en bol bulunduğu zonların dağılımı (1 - Alüvyon, 2 - Andezit, 3 - Bazalt, 4 - Marn, kumtaşı, 5 - Kireçtaşı, 6 - Andezit tüf-breşi, 7 - Hematitli, pomzalı tüf, 8 - Dasitik kayalar, 9 - Örtülü cevherin sınırı, 10 - Fay, 11 - Kıvrım eksen, 12 - Piritli masif cevher yüzeylemesi).

Figure 6: The most abundant zones of occurrence of carbonate minerals at the Madenköy massive sulphide deposit (1 - Alluvium, 2 - Andesite, 3 - Basalt, 4 - Marl, sandstone, 5 - Limestone, 6 - Andesite tuff-breccia, 7 - Hematitized-pumice tuff, 8 - Basaltic rocks, 9 - Outline of concealed ore, 10 - Fault, 11 - Fold axis, 12 - Massive pyritic outcrop).

Zon (2) Kaolinit + karışık tabakalı (mixed - layer) serizit - montmorillonit + dolomit + montmorillonit zonu: Bu zon örtü kayalarının masif cevhere çok yakın olan kesiminde görülür. Bu zonda, pomzalı tüfler içinde kaolinit, karışık tabakalı serizit - montmorillonit ve üst düzeylerde bazen montmorillonit izlenir. En fazla bulunan karbonat minerali dolomittir, yer yer de siderit bulunmaktadır. Bu zonda feldsparlar, pomzalı tüfler içinde tamamen; bazaltlar içinde ise zon (1) dekine göre daha büyük ölçüde ayrışma göstermektedirler.



Şekil 7: Madenköy masif sülfid yatağında dikey hidrotermal alterasyon zonlaşması (Zon I: Montmorillonit + kalsit ± klorit ± kaolinit ± illit; Zon II: kaolinit + karışık ta-bakalı serizit-montmorillonit + dolomit ± siderit + pirit. Açıklama: 1 - Ağımsı damar-saçılmış cevher, 2 - Masif cevher, 3 - Pomzalı tüf, 4 - Pomzalı kumtaşı, 5 - Bazalt, 6 - Andezit).

Figure 7. Vertical zonation of hydrothermal alteration halo at the Madenköy massive sulphide deposit (Zone I: Montmorillonite + calcite ± chlorite ± kaolinite ± illite; Zone II: Kaolinite + mixed-layer sericite-montmorillonite + dolomite + siderite + pyrite. Zone III: Illite or sericite + kaolinite + dolomite + siderite + pyrite. Explanation: 1 - Stockwork-impregnation ore; 2 - Massive ore; 3 - Pumice tuff; 4 - Pumiceous sandstone; 5 - Basalt; 6 - Andesite).

Zon (3) İllit veya serizit + kaolinit + dolomit + siderit + pirit zonu: Masif cevherin altındaki dasitik kayaçlar içinde, ağımsı-damar ve saçılmış cevher zonlarını da içeren bu zonda masif cevhere yakın kesimlerde silisleşme de görülür. Feldspatlar tamamen ayrılmış olup, dolomit ve siderit yüksek oranlarda bulunur. İllit-serizit grubu kil minerallerinin dağılımı düzensizdir. 110 numaralı sondaj kesitinde ağımsı-damar ve saçılmış cevher zonlarında serizit bulunur. 108 numaralı sondaj ile sitinde ise masif cevherin altındaki ilk 50 m' de illit egemen olup derinlere doğru yerini serizite terk etmektedir.

Madenköy' de görülen alterasyonlara ek olarak masif cevheri örten pomzalı tüflerde hematitleşme görülür. Bu hematitleşme çoğunlukla saçılmış, bazen de damarcıklar şeklindedir.

Yukarıda adı geçen kaolinit ve karışık tabakalı serizit+montmorillonit yüksek derecede düzen, sıralama (order) ve kristallenme göstermektedir. 29, 75, 13, 70, 9, 34, 5, 39 ve 4, 69 Å' de X-ışınları yansımaları veren karışık tabakalı serizit-montmorillonit üzerinde yapılan deneyler bu kil mineralinin bravaisit adı verilen kil mineraline benzediğini göstermiştir. Bu kil minerali üzerinde daha ayrıntılı çalışmalar devam etmektedir.

Yapılan çalışmalar sonucu Madenköy yatağında çeşitli alterasyon minerallerinin yan kayaçlardaki dağılımları ayrıntılı olarak saptanmış ve bu Çizelge 2 de özetlenmiştir.

Şekil 5 ve 6 dan da görüleceği gibi Madenköy' de hidrotermal alterasyonun şiddeti ve yaygınlığı masif cevherin güney batısına doğru artmaktadır. Bu da cevherleşme ile ilgili hidrotermal etkinliğin kaynağının güney batıda bulunabileceğine kuvvetli bir kanıt oluşturmaktadır.

Madenköy' de cevher ve hidrotermal mineral topluluklarının dağılımı ve çeşitleri gözönünde bulundurularak çeşitli cevherleşme zonları ve pomzalı tüfler Meyer ve Hemley'in (1967) hazırlanmış olduğu bir temel şekil üzerine yerleştirilmiştir (şekil 8). Buna göre asıl cevherleşme ve buna bağlı olarak kaolinit ve serizitin simgelediği zon (2) ve zon (3) ün oluşumları sırasında bağlı olarak yüksek sıcaklıkta (250°-300° C), asidik özellikte (pH: 3-5) ve sülfür basıncı yüksek olan hidrotermal çözeltilerin zamanla, esas cevherleşme oluşum aşamasından sonra bazik, düşük sıcaklık ve düşük sülfür basıncı özellikleri kazandığı söylenebilir. Cevheri örten pomzalı tüflerin oluşumu sırasında ve oluşumundan bir süre sonra da devam eden bu ikinci hidrotermal evre karbonatlaşmayı ve hematitleşmeyi oluşturmuştur. Alterasyonun örtü kayaçları içinde devam etmesi hidrotermal etkinliğin cevherleşmenin oluşumundan bir süre sonra da devam ettiğini göstermektedir.

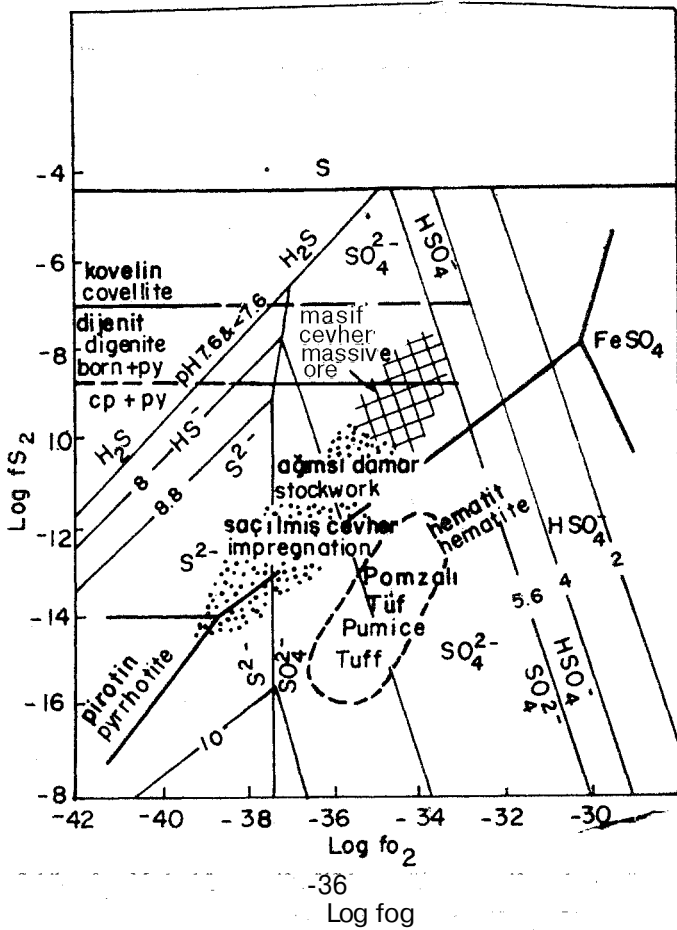
YAN KAYAÇ JEOKİMYASI

Cevherleşmeler civarında yan kayaçlarda yapılan jeo-kimyasal çalışmalar mineralojik bulguları doğrulayan sonuçlar vermiştir. Örneğin Madenköy dasitik yan kayaçla-

Mineral	DASİTİK YAN KAYAÇLAR (Ooefic footwall rocks)		ÖRTÜ KAYAÇLARI (Hanging-wall rocks)	
	Saçılmış cevher zonu (Disseminated zone)	Ağımsı damar zonu (Stockwork zone)	Pomzalı Tüfler (Pumice Tuffs)	Bazaltlar (Basalts)
İllit (Illite)				
Klorit (Chlorite)				
Montmorillonit (Montmorillonite)				
Karışık tabakalı illit-montmorillonit (Mixed-layer illite-montmorillonite)				
Kaolinit (Kaolinite)				
Serizit (Sericite)				
Kalsit (Calcite)				
Dolomit (Dolomite)				
Siderit (Siderite)				
Hematit (Hematite)				

Çizelge 2: Madenköy masif sülfid yatağında kil ve karbonat minerallerinin dağılımı.

Table 2: Clay and carbonate mineral distribution in the Madenköy massive sulphide deposit.



Şekil 8: Madenköy masif sülfid yatağının masif cevher, ağimsi- (lamar, saçılmış sonlarında , ve pomzalı tüflerinde cevher ve hidrotermal mineral topluluklarının Cu-Fe-S-O dizgesinde, 250°C ve 0.1 mol toplam kükürt koşullarında oluşum alanları (Kuramsal verileri içeren esas çekil Meyer ve Hemley, 1967; S. 220'den)

Figure 8: Field of formation of ore and hydrothermal mineral assemblages within massive ore, stockwork and impregnation Zones; and -pumice tuffs at the Madenköy massive sulphide deposit in the Cu-Fe-S-O system at 250°C and 0.1 molar total sulphur (Base diagram redrafted after Meyer and Hemley, 1967; p. 220).

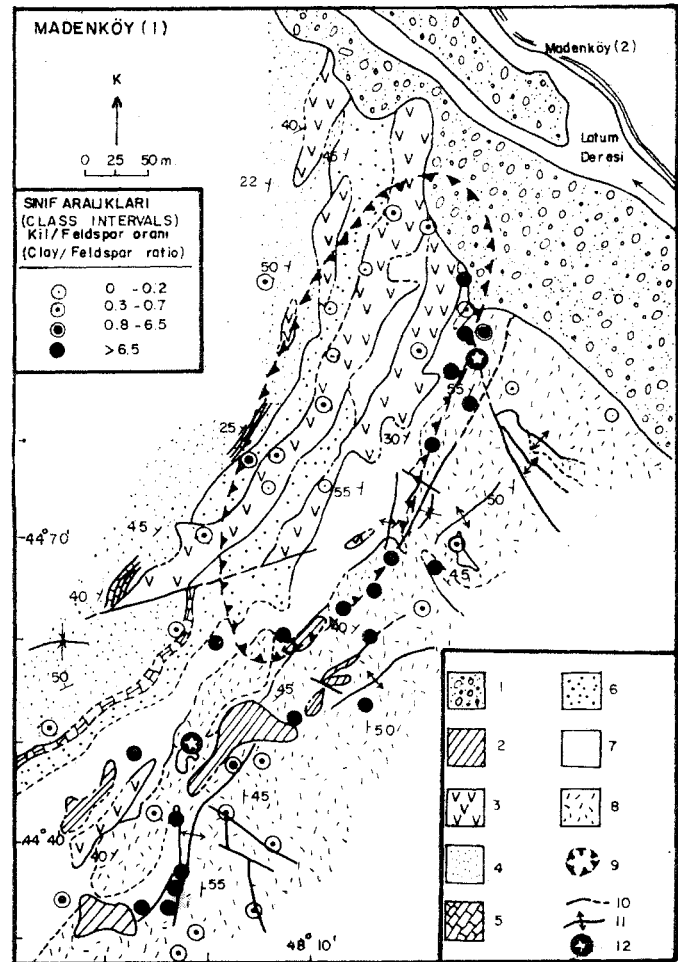
ında Fe, Ca ve Mg un altere olmamış aynı tür kayalara göre zenginleşme göstermesi (Çizelge 3) piritleşme, dolomitleşme ve sideritleşmeyi yansıtmaktadır. Ayrıca Madenköy ve diğer cevherleşme yörelerinde dasitler altere olmamış dasitlere göre As, P, Pb, Zn, Ag, Ba ve Mo gibi elementler yönünden önemli ölçüde zenginleşme göstermekte ve bunlardan As ve P masif cevhere yaklaştıkça artan, aramalarda yararlı olabilecek bir dağılım özelliği göstermektedir (Çağatay ve Böyle, 1977).

HİDROTERMAL ALTERASYON VE MADEN ARAMALARI

Yapılan çalışmalar, Doğu Karadeniz bölgesinde volkanik kökenli masif sülfid cevherleşmelerinin kil ve karbonat mineral topluluklarının oluşturduğu düzenli zonlarla sarıldığını ve tüm cevherleşmelerde serizitik alterasyonun cevherleşme ile yakından ilişkili olduğunu göstermiştir. Bu bilinen düzenli zonlaşma özellikleri ayrıntılı örtülü bir cevherin yerini saptamada çok yararlı olacaktır.

Peldsparların genel olarak montmorillonit, kaolinit, illit-serizit grubu kil minerallerine ayrıştığı bilinmektedir.

Hidrotermal alterasyona uğramış dasitik ve pomzalı volkanitlerde kil mineralleri, feldsparlardan başka volkanik cam ve pomzanın ayrışması sonucu da oluşmaktadır. Ancak volkanik cam ve pomzanın dasit ve pomzalı tüflerde kil oranına olan katkısı sabit varsayılabilir. Böylece "Kil (montmorillonit + kaolinit + illit + serizit) /Feldspar" oranını hidrotermal ayrışmanın çok etkin belirteci olması gerekir. Yukarıda ayrıntıları verilen bir X-ışınları yöntemi ile cevherleşme yan kayaçlarında yapılan çalışmalar gerçekten de bu oranın cevherleşme ile ilgili hidrotermal alterasyon şiddetinin belirteci olduğunu göstermiştir. Madenköy, Sırtköy ve Sarsu cevherleşmelerini içeren Çayeli yöresinde yapılan bir yönlendirme (orientation) çalışması ile kil/feldspar oranı cevherleşme zonlarını belirgin olarak ortaya çıkarmıştır (Çağatay ve Böyle, 1977). Madenköy yatağı civarında yapılan ayrıntılı çalışmalarda bu oranla belirlenen alterasyon zonu dasitik tüf-pomzalı tüf dokanağı boyunca, yaklaşık 200 m genişlik 500 m uzunlukta bir alan kaplamaktadır (şekil 9).



Şekil 9: Madenköy masif sülfid yatağı kayaçlarında "kil/feldspar" oranı (1 - Alüvyon, 2 - Andezit, 3 - Bazalt, 4 - Marl, kumtaşı, 5 - Kireçtaşı, 6 - Andezit tüf-bregi, 7 - İle mat itli, pomzalı tüf, 8 - Dasitik kayalar, 9 - Örtülü cevherin sınırı, 10 - Fay, 11 - Kuvrim eksen, 12 - Piritli masif cevher yüzey lemesi).

Figure 9: Clay /Feldspar ratio of bedrocks, Madenköy area, (1 - Alluvium, 2 - Andesite, 3 - Basalt, 4 - Marl, sandstone, 5 - Limestone, 6 - Andesite-tuff breccia, 7 - Hematitized - pumice tuff, 8 - Dacitic rocks, 9 - Outline of concealed ore, 10 - Fault, 11 - Fold axis, 12 - Massive pyritic ore outcrop).

Çizelge 3: Çeşitli cevherleşmelerin dasitik yan kay açları ile Maden köy yöresinde cevherleşmemi[^] dasitik kay açların bazı esâs elementler yönünden karşılaştırılması.

Table 3: Variations in some major element contents of dacitic rocks from various mineralized areas compared with unmineralized dacites from the Madenköy area.

Element	Madenköy cevherleşmiş dasitler (mineralized dacites)	Kutlular dasitler (dacites)	Kotarak			
			Dere dasitler (dacites)	Tunca dasitler (dacites)	Sırtköy dasitler (dacites)	Sarısu dasitler (dacites)
K	±	+	+	+	—	—
Ca	+	—	—	±	+	+
Fe	+	+	+	+	+	+
Ca	+	—	+	+	+	+
Al	—	±	+	+	—	+

+ Elementin arttığını gösterir (Indicates addition of element)

— Elementin eksildiğini gösterir (Indicates subtraction of element)

± Elementin miktarında önemli bir değişme olmadığını gösterir (Indicates no significant change)

Madenköy ve diğer cevherleşme civarlarında yapılan bu çalışmalar kil/feldspar oranının ve bağıl olarak kil mineral dağılımlarının bu tür cevherleşmeler için yapılan arama çalışmalarının yanında, hidrotermal etkinliğin ve cevherleşme işlemlerinin şiddetini hesaplamada da çak yararlı olacağını göstermiştir.

SONUÇLAR

(1) Doğu Karadeniz Bölgesi'nde incelenen volkanik kökenli sülfid cevherleşmeleri kil ve karbonat mineral topluluklarının oluşturduğu düzenli ve geniş alterasyon zonları ile sarılmışlardır. Dışta bu zonları da saran zeolit zonlarının varlığı saptanmıştır, ancak zeolit zonlarının cevherleşme işlemlerine mi yoksa bölgesel bir metamorfizmaya mı bağlı olarak oluştuğu, daha ileride yapılacak çalışmalarla saptanabilecektir. Alterasyon en şiddetli olarak ağımsı-damar ve saçılmış cevher zonlarında görülmekte ve daha az şiddette örtü kayaçları içinde devam etmektedir. Hidrotermal alterasyonun boyutları cevherleşmeler civarında dasitik ve pomzalı tuf gibi gözenekli ve geçirgen kayaçların dağılımına koşut olarak gelişmiştir.

(2) İncelenen volkanik kökenli sülfid cevherleşmelerinde hidrotermal alterasyon benzerlikler gösterdiği kadar farklılıklar da göstermektedir. Tüm incelenen cevherleşmelerde saptanan en önemli ortak özellik, masif cevherin altında, ana yan kayaç olan dasitik kayaçlarda serizitik (illitik) alterasyonun bulunmasıdır. Bu alterasyon türünün asıl cevherleşme ile ilgili olduğu kuvvetli bir olasılıktır.

(3) Kaolinit, serizit ve karbonat minerallerinin birarada bulunması cevherleşme işlemleri sırasında hidrotermal çözeltilerin asidik bir özellikten değişerek cevherleşmenin sonuna doğru bazik bir özellik kazandığına işaret etmektedir.

(4) Doğu Karadeniz Bölgesi'nde incelenen volkanik kökenli masif sülfid cevherleşmelerinde izlenen kil mineral tür-leri ve kil hidrotermal alterasyon zonlaşması, Japonya'nın

Kuroko yataklarında Shirozu (1974) ve Iijima (1974) tarafından rapor edilen hidrotermal alterasyon özelliklerine benzerlik göstermektedir. Ancak Doğu Karadeniz'de; Kuroko yataklarından farklı olarak karbonatlaşma ve hematitleşme işlemleri de etken olmuştur.

(5) Basit bir X-ışınları kırınım yöntemi ile volkanik kökenli cevherleşmelerin yan kayaçlarında saptanan kil/feldspar oranı, bu tür mineralleşmeye bağlı olarak oluşmuş hidrotermal alterasyon zonlarını algılamada ve örtülü olabilecek masif bir cevher kütlelerinin yerini saptamada yararlı olacak sonuçlar vermiştir. Ayrıca bu cevherleşmelerin yan kayaçlarında ortaya çıkarılan düzenli kil ve karbonat mineral dağılımları benzer örtülü cevherler için yapılan ayrıntılı arama çalışmalarında cevherin yerini belirlemede çok yararlı olacaktır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Çağatay, M.N., 1977, Development of geochemical exploration techniques for massive sulphide ore deposits, Eastern Black Sea region, Turkey. Londra Üniversitesi, Doktora tezi, yayınlanmamış.
- Çağatay, M.N. ve Boyle, D.R., 1977, Geochemical prospecting for volcanogenic sulphide deposits in the Eastern Black Sea ore province, Turkey. J. Geochem. Explor., 8, 49-71.
- Çağatay, M.N. ve Boyle, D. H, 1978, Geology, geochemistry and hydro thermal alteration of the Madenköy massive sulphide deposit, Eastern Black Sea region, Turkey. 5 th IAGOD Symposium, Utah, U.S.A. August, 1978 (Baskıda).
- Iijima, A., 1974, Clay and zeolitic alteration zones surrounding Kuroko deposits in the Hokuroku district, Northern Akita, as Submarine hydrothermal-diagenetic alteration products; Ishihara, S. (ed.), Geology of Kuroko Deposits de: The Society of Mining Geologists of Japan, Special Issue, No. 6, 267-290.
- Meyer, W.T. ve Hemley, J.J., 1967, Wall rock alteration; in Barnes, H.L. ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, de: Holt, Rinehart and Winston, Inc., New York, 166-235.
- Nebioglu, T.Y., 1975, Madenköy (I) sahasının jeoloji haritası (1:1000 ölçekli). M.T.A Arşiv No. 31134.
- Shirozu, H., 1974, Clay minerals in altered wall rocks of the Kuroko type deposits; Ishihara, S. ed, Geology of Kuroko Deposits" the Society of Mining Geologists of Japan, Special Issue, No. 6, 303-310.

Two new genera of Radiolitidae (*Balabania* n. gen., *Kurtinia* n. gen.) From Turkey

Türkiye'de bulunan iki yeni Radiolitidae cinsi (Balabania n. gen., Kurtinia n. gen.)

NECDET KARACABEY - ÖZTÜMER Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ABSTRACT: Descriptions of two new genera (*Balabania* and *Kurtinia*) and their five new species (*B. acuticostata*, *B. elongata*, *B. densicostata*, *B. melitenensis*, and *K. hemispherica*) found in Maestrichtian of Malatya region have been given.

ÖZ: Malatya bölgesi Maestrihtiyen'inde bulunan iki yeni cins (*Balabania*, *Kurtinia*) ve onların beş yeni türü (*B. acuticostata*, *B. elongata*, *B. densicostata*, *B. melitenensis*, ve *K. hemispherica*)nın tanımlaması verilmiştir.

Introduction

In the recent years many geologists like Pisoni C., Kurt M., Yılmaz S., Yıldız R., Özbudak N. have worked in Balaban, Hekimhan, Alınar, Darende regions of Malatya area and collected lots of samples of the Rudistid fauna (fig. 1). After the examination of these collections two new genera and their five species of the Radiolitidae have been established. In this publication the descriptions of these new genera and species and their figures have been given.

Systematic study

Order : Rudistida Lamarck, 1819
 Family : Radiolitidae Gray, 1948
 Genus : *Balabania* n. gen.

Derivatio nominis: From the type locality, Balaban.
 Genoholotype: *Balabania acuticostata* n. gen. n. sp.
 Type level : Maestrichtian

Diagnosis

Upper valve capuloid, the beak eccentric and commonly inclined towards cardinal region. E and S siphonal bands, as distinct swellings, continue from commissure to the beak. Shell wall three layered, from the exterior to the inward, layers of lamellar, middle and pseudocanal. Pseudocanals pyriform, fusiform and subrectangular in shape.

Lower valve conical or cylindrical. Surface generally with thin and acute longitudinal ribs and weak transversal growth lamellae. Siphonal bands with unequal width and or-

namented by curved up growth lamellae. Interband flat or groove. In the cross-section prismatic layer thick. Ligamental ridge well developed commonly with a strongly widened head.

Comparison and Remarks

Balabania n. gen. resembles *Neoradiolites* Milovanovic with its eccentric beak which is located at the cardinal region and its shell structure of the lower valve. It differs from *Neoradiolites* by having the pseudocanal layer on the upper valve, after the middle layer in inward direction. This property has not been mentioned in the *Neoradiolites* descriptions (Milovanovic 1935 a and b; Pasic 1957; Charvet, Decrouez and Polsak 1976).

Balabania n. gen. also resembles *Colveraia* Klinghardt by their general shape, by having the pseudocanal layer at the inner side of the middle layer and by the thickness of the shell wall of the lower valve (plate IV, figure 9). It differs from *Colveraia* with the beak of the upper valve which is inclined to the antero-dorsal side of the cardinal region instead of the siphonal region as in *Colveraia*. Also, a very long ligamental ridge and special structure at E and S region, seen in cross-section of the lower valve of *Colveraia*, differs it from *Balabania* n. gen.

In spite of the cited differences we could say that among the other Radiolitid genera only *Colveraia* shows a similarity to *Balabania* by the presence of the pseudocanal layer at the upper valve (Karacabey-Öztemür 1974; Moore 1969).

Balabania acuticostata n. sp.

(plate I, figure 1-6; plate IV, figure 1.4)

Derivatio nominis: because of the ornamentation of the lower valve with acute costae.

Material and Depository: Holotype and one sample from Darende, two samples from Hekimhan represented by complete valves. Holotype is deposited at the Museum of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey with no. 1090.
 Type locality: Holotype, NE Kurtini Hill, Balaban, Darende.
 Type level: Maestrichtian.

Description

Lower valve is low conical. The diameter at commissure is 7,5 cm. The end of the cone is partly broken away. The height of the broken lower valve, measured at siphonal region, is 9 cm. The surface is ornamented with very sharp and 1-2 mm, thick costae and grooves 2-4 mm wide. Some of the grooves bears more or less distinct thin costules. Costae and grooves both are crossed partly by tightly superposed growth lamellae. These lamellae are not well marked near the siphonal region and they form spine-like protuberances. In cardinal region they are thickened and imbricated upward. They became horizontal near the commissure. The siphonal region is well preserved at the upper part of the valve (plate I, figure 6). E, as a flat band, has 1,5 cm width. It shows tightly arranged and curved up growth lamellae. S, as a deep groove, has 0,5 cm width. The depth of the groove decreases towards the end of the cone and it has the same kind of growth lamella as E. The prismatic layer, in the cross-and



Figure 1: Location map.

Sekil 1: Yer bulduru haritası.

tangential section, shows same characteristics as Neoradiolites (Milovanovic 1934, 1935 b) plate IV, figure 1-3).

In the cross-section, passing through 2 cm below the commissure, we have observed the following characteristics (plate I, figure 5): The maximum thickness of the prismatic layer is 2 cm. The ligamental ridge has a short stem and large head on it which is suddenly widened 3 or 4 times more at anterior side than posterior (figure 2). A very thin, filliform trace lies between the ligamental ridge and the periphery.

The anterior accessory cavity O' and the posterior accessory cavity O are fairly big. The anterior cardinal tooth B', which is proportionally small compared to the rather large body cavity, approximately has the same size as posterior cardinal tooth B. The myophore apophyses ma, mp are thin and located near the inner border. mp is elongated near the S.

Upper valve is capuloid in shape with very eccentric beak (plate I, figure 3). This valve entirely covers the lower valve. The beak is on the same line and 1.5 cm above the commissure and 3 cm apart of the ligament towards anterior (measured at commissure). On the lower part of the valve, long ribs arranged radially in 1 cm width, correspond to grooves of the lower valve. On the sample from Hekimhan, we have observed, in addition to these ribs, slightly distinct costules reaching the beak at the anterior side. Siphonal bands are subequal and bordered in both sides with thin costae. The shell wall, observed in cross-section, is composed, from the periphery to the inward, of 3 layers which are lamellar, middle and pseudocanal layer (plate I, figure 1). Thick lamellar layer, composed of numerous thin lamellae, and thin

middle layer can be observed in tangential section (plate I, figure 2). The pseudocanals are radially arranged and make generally one row all around the pseudocanal layer. Their general shape is fusiform and their sizes are approximately equal with few exceptions. Three or four pseudocanals have been counted in one centimeter. On longitudinal section of Darrende specimen, it is observed that the pseudocanals are elongated near the apex (plate IV, figure 4).

The two specimens from Hekimhan differ from the holotype by slender stem of ligamental ridge and the flat S band in spite of groove.

Comparison and Remarks

The beak position of the upper valve differs *B. acuticostata* n. sp. from the other species of *Balabanina*. One row of pseudocanals arranged radially is the common characteristic of *B. acuticostata* and *B. elongata* n. sp., but in *B. elongata* they are tightly arranged. These two species can be distinguished also by the structure of their siphonal bands and interband (figure 2).

Association

B. acuticostata is found with *Colverala variabilis* Kling., *Joufia reticulata* Boehm, *Kurtinia hemispherica*, n. gen. n. sp., *Actaeonella* aff. *gigantea* d'Orb., and microfossils like *Ophthalmidiidae*.

Balabanina elongata n. sp.
(plate II, figure 1.6)

Derivatio nominis: having an elongated lower valve.

	Balabanina n.gen.				Kurtinia n.gen.
Species Tur	<i>B. acuticostata</i> n. sp.	<i>B. elongata</i> n. sp.	<i>B. densicostata</i> n. sp.	<i>B. mellenensis</i> n. sp.	<i>K. hemispherica</i> n. sp.
Shape Bıyım	Conical Konik	Cylindrical Silindirik	Cylindrical Silindirik	Conical Konik	Conical Konik
Upper valve Üst kavuk					
Cross-section of the U. valve U. kavukun enine kesiti					
Siphonal region of the lower valve Alt kavukun sifonal bölgesi	E I S	E I S	E I S 1 2 3 4	E I S	E I S
Ligamental ridge Ligament çukuru					

Figure 2: Comparison of the species of *Balabanina* n. gen. and *Kurtinia* n. gen.

Şekil 2: *Balabanina* n. gen. ve *Kurtinia* n. gen. türlerinin karşılaştırılması.

Material and Depository: Two well preserved valves of holotype (plate II, figure 1-4), and a paratype (plate II, figure 5,6). Holotype is deposited at the Museum of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey with no. 1047.

Type locality: Darende.
Type level: Maestrichtian.

Description

Lower valve is cylindrical, lower top is slightly curved towards the siphonal region and the end is broken. In this case length of valve is 17 cm. The antero-posterior diameter measured at commissure, is 5,5 cm, and the dorso-ventral diameter is 4,7 cm. The surface is ornamented with fine and spaced longitudinal costae which are usually 1 mm thick and rarely 2 mm. Grooves between costae are shallow and their width is 2-5 times more compared to the costae width. One or two costules are found in these grooves. These costae and grooves are transversed in three places by lamellae which make strong zigzags. The siphonal region can be easily distinguished from the other parts (plate II, figure 1). The siphonal band E is in the form of a deep groove in 8 mm width and covered with very thin growth lamellae. The S is in the shape of a band and has 5 mm width and also covered with very thin growth lamellae. S is bordered at two sides by very thin costule. Interband, as a deep groove, has 7 mm width and bears four very thin costules (figure 2).

The shape of the cross-section, passing 2 cm below the commissure, is subcircular (plate II, figure 4). The thickness of the prismatic layer is maximum 21 mm (measured at anterior). The ligamental ridge is 4,5 mm long and its stem has 1 mm width. The inner side of the head which is enlarged on both sides (maximum at anterior) is divided into two lobes by a depression. B', B cardinal teeth are rather big for the diameter of the shell, B' is bigger than B and is 13 mm long. Myophore apophyses are fairly developed; mp reaches to the interband, ma has the same length as mp, but is more massive. The N tooth of the lower valve is closely facing the ligamental ridge by the base of its triangular shape. Body cavity becomes smaller because of the well development of the cardinal teeth and myophore apophyses.

Upper valve is cap-like and completely covers the lower valve. The apex is located at the anterior of the ligament and 1,5 cm inward from the valve border (plate II, figure 3). The surface is ornamented with very fine concentric striae but on the lower part of the cap there are radially arranged, rather large, less distinguishable costae which correspond to the grooves of the lower valve. The ligament, on the surface, is marked by a very thin costule which extends from periphery to the apex. At the siphonal region the E and S bands have equal width and are bordered at their sides by fine costules. These bands are indistinct near the apex. Interband, as a shallow groove, has the same width as siphonal bands. The cross-section, passing 3 mm above the commissure, shows, from the exterior to the inward, the lamellar layer (4 mm), middle layer (2,5 mm) and pseudocanal layer (5-6 mm) (plate II, figure 2). Pseudocanals have generally equal size of elongated fusiform on the posterior, but on the anterior but on the anterior they are short almost 1/2 of the pseudocanals of the posterior. They are radially arranged on one row all over the layer. Eight pseudocanals have been counted in one centi-

meter. They completely occupy the space between cardinal teeth, myophore apophyses and middle layer. Cardinal teeth and myophore apophyses are massive and shifted towards the center due to the pseudocanals. Therefore the body cavity is smaller. Rather long ligamental ridge is bifurcated at its distal end. The lower valve of the paratype is dorso-ventrally flattened during the fossilization. Therefore it is seen larger in plate II, figure 6 than its original size.

Comparison and Remarks

New species resemble *B. densicostata* n. sp. with its cylindrical lower valve and to *B. acuticostata* n. sp. with the shape and disposition of the pseudocanals of the upper valve. But *B. elongata* completely differs from these species by its apex position of the upper valve and by the structure of the siphonal region of the lower valve.

Association

It is found with *B. melitenensis* n. sp.

Balabania densicostata n. sp.
(plate III, figure, 1-4)

Derivatio nominis: (plate III, figure 1-4 Because of the dense costae on the surface of the lower valve.

Material and Depository: Holotype (plate III, figure 1-3) and another sample from Akpınar (Yazihan, Hekimhan) (plate III, figure 4) with lower and upper valves. Holotype is deposited at the Museum of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey with no. 1081.

Type locality: Holotype, south of Krankaya Hill, Hekimhan.

Type level: Maestrichtian.

Description

Lower valve is cylindrical. Its lower end is broken away, its original length must have been about 16 or 17 cm. The shell surface is covered with dense costae of rarely 1 mm, commonly 2 mm of width (plate III, figure 1). The intercostal areas are as longitudinal grooves with 1 mm width or less. The growth lamellae are well marked on the upper and lower parts of the valve. These lamellae, near commissure, on the costae and on their intervals form strong zigzag pattern and they are imbricated. On the cardinal region, a rather thick and sharp rib lying from the commissure to the apex mark the ligament. Siphonal bands (E, S) and Interband (I) can be seen clearly (plate III, figure 3). E is flat with 13 mm width and ornamented with growth lamellae curved upward. This band is limited with a thin costule in both sides. S is also flat with 5 mm width and it is separated into two equal parts by a narrow longitudinal groove. It is also limited, as E band, with a thin costule in both sides and ornamented also with growth lamellae curved upward. I is also flat, it has 4 costae which are the same size of the other costae but widely spaced. A cross-section of the lower valve, passing 20 mm below the commissure, shows the prismatic layer about 8-11 mm wide (plate III, figure 2). The ligamental ridge is composed of a thin stem of 4 mm long and a fan shaped head of 3,5 mm width. On the posterior part of the head there is a slit which extends up to the stem. This slit and the top

of the head is covered with a brown colored material (remnant of organic ligament materil) (figure 2). The posterior accessory cavity O is very small and the anterior's O' is 4 times larger than O. The anterior tooth B' is well developed and it is twice bigger than B. Only small and circular ma can be observed as myophore apophyses. These characteristics have led us to think that the anterior elements are more developed than the posterior. The N tooth takes place between the B, B' teeth and on the L direction. On the inner edge of the shell wall, corresponding to S, a very slight bulge can be seen.

Upper valve is like a depressed cap of 1,5 cm height. Valve is inclined towards the antero-dorsal side. Apex, which is not well preserved, seem to reach the commissure or slightly above of it. The beak, in this position, is 1,8 cm apart from the ligamental costule towards anterior. Siphonal bands, as two slight convexities, lie towards the beak. A cross-section, made from the upper valve and passing near the commissure, shows well the pseudocanal layer which is located inward of the outer shell wall (lamellar and middle layer). Radially arranged pseudocanals are nearly touching the middle layer. They are pyriform with the pointed side outward and the large and curved side inward of the shell. Calcareous plates lying between the pseudocanals are separated from the inner to outward by three consecutive dichotomy which cause three kinds of pseudocanals differing from each other with their length. The longest one is 8,5 mm. Towards the anterior and posterior the kind of pseudocanals decrease and finally it continues as one row of uniform pseudocanals all around the rest. The same disposition is also observed on the cross-section made from the sample collected from Akpınar (plate III, figure 4).

Comparison and Remarks

Pseudocanals disposition of our species resemble *Colveraia variabilis* Kling, pseudocanals disposition, but differs from it by well pointed end of the pseudocanals which are truncated in *C. variabilis*.

It resemble to *Balabania elongata* n. sp. by its cylindrical lower valve, but it differs from *B. elongata* by the structure of the siphonal region, shape of the upper valve and the shape and disposition of the pseudocanals.

Association

It is associated with *Balabania* sp., *Colveraia* sp., and *Hippuritella variabilis* Munier-Chalmas.

Balabania melitenensis n. sp.
(plate III, figure 5.7)

Derivatio nominis: from the old name of the city Malatya.
Material and Depository: Holotype with well preserved lower and upper valves at the Museum of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey with no. 1053.

Type locality: Darende, Malatya.
Type level: Maestrichtian.

Description

Lower valve is conical, the height, up to the broken end of the upper valve, is 9 cm. The cross-section of the holotype

is 6,5 x 8 cm in size. The surface is ornamented with non prominent costae and shallow grooves. Costae are thin and tightly arranged on the anterior and are thick and have very large interval between them on the posterior part. The growth lamellae are indistinct. Siphonal band E large, 17 mm, and flat; band S is narrower, 12 mm, and also flat. Interband is rather a deep groove with 7 mm of width. On the surfaces of the three bands the transversal growth lines can be partly observed. The shape of the cross-section, passing 1,5 cm below the commissure is a circle elongated towards the antero-dorsal side (plate III, figure 6). The maximum thickness of the prismatic layer is 12 mm. This layer shows lamellar structure in some places (mixed texture) The disposition of the polygonal cells is irregular; towards the inner part of the prismatic layer their wall become thicker and are radially arranged. This disposition sometimes continues from the inner border to the middle of the prismatic layer or sometimes up to the periphery. Even they form radial bands with a few cell rows. On the inner border, just opposite of the siphonal band E, a wide bulge towards the body cavity can be seen. Its texture does not show any differentiation. Ligamental ridge has a head which is strongly enlarged towards anterior and posterior, supported on a rather thin stem. The anterior tooth is very well developed, and it is easily distinguished from the posterior tooth by its thin and long shape. The length of the posterior tooth is about the half of the anterior's. The anterior accessory cavity O' is bigger than the posterior accessory cavity O because of the differences of these teeth.

Upper valve is in 2 cm height and it is strongly inclined towards antero-dorsal region (plate III, figure 7). The beak overlapping the commissure and descends about 1 cm below of it. The shell surface is rather eroded that only E can be distinguished as a large rib. The shell structure, in cross-section, passing 2-3 cm above the commissure, shows the generic characteristics; but the shape of the radially arranged pseudocanals is different from the other species. They are subrectangular with rounded corners. These pseudocanals making a regular row at anterior and posterior, fill the area which take place between the myophore apophyses and middle layer (plate III, figure 5). The pseudocanals, lying between E and S siphonal bands, show different pattern because of the dichotomic separation of the plates between the pseudocanals. The dichotomic separation cause the formation of alternately arranged of two kinds, short and long canals of pyriform shape with the thinner part inward (figure 2). We could not observe the shape and disposition of the pseudocanals at the cardinal region. As we have one specimen we would like to keep the beak and its region.

Comparison and Remarks

This new species can be easily distinguished from the other species of the genus by having the beak strongly recurved and overlapping the commissure line. It can resemble *B. densicostata* n. sp. with the dichotomic separation of the plates between the pseudocanals on the siphonal region. But it differs from *B. densicostata* by having only two kinds of pseudocanals instead of three. On both species the form of these pseudocanals are pyriform but in our new species their pointed end is inward. Another difference is the convexity of E towards body cavity on the inner border of the prismatic layer.

Association

This fossil is collected together with *B. elongata* n. sp. from the same bed.

Genus: *Kurtinia* n. gen.
(plate IV, figure 5-8)

Derivatio nominis: After the name of the type locality, Kurtini Hill.

Genoholotype: *Kurtinia hemispherica* n. gen. n. sp.
Type level: Maestrichtian.

Diagnosis

Upper valve hemispherical, apex eccentric, somewhat towards to the antero-dorsal margin. Siphonal bands, especially S, cause large convexity from margin to apex. Shell wall three layered: outer lamellar layer, middle canal layer containing a single row of canals, and inner pseudocanal layer. Shell surface contains circular orifices of rather dense, small, broken tubular excrescences.

Lower valve conical, surface covered with dense, fine, longitudinal costae, partly prominent growth lamellae and small orifices of very rare tubular excrescences. Outer layer, in cross-section, shows prismatic structure consisting of small polygonal cells, E and S very close to each other and make bulges to the body cavity on inner margin. Any particular structure which indicates real pseudopillars is missing on that part of prismatic layer. L well developed and bears a thin stem with a very elongated head towards anterior.

Comparison and Remarks

New genus can be compared to the genera *Pseudopolyconites* Milovanovic, *Fundinia* Sladic-Trifunovic, *Colveraia* Klinghardt, *Joufia* Böhm, and *Balabania* n. gen.

Although *Kurtinia* resembles *Pseudopolyconites* with its tubular excrescences existing on both valves and siphonal bands E, S which make bulges towards the body cavity on inner margin. But, *Kurtinia* completely differs from *Pseudopolyconites* with having less tubular excrescences, with the structure of the outer layer of the lower valve, also with the position of the siphonal bands and especially shell structure of the upper valve (Milovanovic 1934, 1935 b, 1937).

Kurtinia shows similarities to *Fundinia* with the presence of the tubular excrescences on the lower valve; with the polygonal cells of the outer layer of the lower valve; with prismatic texture of ligamental ridge and with a ligament marked on the shell surface by a deep groove. But it is distinguished from *Fundinia* by its closely located siphonal bands E,S instead of setting widely apart as in *Fundinia* also they have different forms. The upper valve of *Fundinia* is not mentioned in the original description, so that the comparison has been done only with the lower valve (Sladic-Trifunovic 1977).

The resemblance to *Joufia* has been established with the presence of the canal layer on upper valve. It is completely similar, especially to *Joufia cappadociensis* (Cox), with its canal layer which is located inside of the lamellar layer and this canal layer has a single row of canal extending up to the apex (Karacabey-Öztemür 1974). The presence of the

pseudocanal layer of the new genus, located inside of the canal layer, is the main difference with *Joufia*.

Kurtinia resembles *Colveraia* and *Balabania* n. gen. with its structure of the upper valve (Milovanovic 1937, Moore 1969). From out to inward the presence of the lamellar, middle, and pseudocanal layers is the common feature of the three genera. A row of canal in middle layer and presence of tubular excrescences on both valve are the most important features that distinguish the new genus from the two mentioned above (figure 2). It differs from *Colveraia* also by its beak shifted towards the antero-dorsal region instead of into the siphonal region as in *Colveraia*.

Kurtinia hemispherica n. sp.
(plate IV, figure 5-8)

Derivatio nominis: After the form of the upper valve.
Material and Depository: well preserved holotype is deposited at the Museum of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey with no. 1058.

Type locality: NE of Kurtini Hill, Balaban, Darende.
Type level: Maestrichtian.

Description

Upper valve is very convex, almost hemispherical. The apex is eccentric and occurs in 2 cm distance to the antero-dorsal margin and 3,5 cm in the anterior of the ligamental groove. Accidentally the apex is depressed 0,5 cm inward. At the part where the antero-posterior margin is situated, very close to the apex, the two valves, at commissure, are drawn 1,5 cm upwards. On that point, between the commissure and the apex, a shallow groove on the upper valve and a deep groove corresponding it on lower valve exist (plate IV, figure 5). At siphonal region, the commissure makes a upward folding of 1,5 cm height (plate IV, figure 6). Here two different costae mark the siphonal bands. The largest one correspond to band E and the narrow correspond to band S. The periphery of the upper valve is ornamented with lamellae and the rest with rugosity. When the latter part examined closely it shows a perforated structure with numerous pores smaller than 1 mm in diameter. At the eroded parts of the valve, the short, thin and canal-like extensions of that pores can be observed in the lamellar layer. We accept that those are tubular excrescences. In addition, the shell is surrounded by radial, weak undulations. The shape of the cross-section, passing through 1 cm above the commissure, is almost circular (plate IV, figure 7). The shell structure is fairly interesting: at the periphery there is a lamellar layer of 2,5-3 mm thick consisting of very thin lamellae. The following layer is canal layer which contains a row of circular, elliptical and triangular shaped canals which are regularly arranged close to the exterior of the canal layer. The distance between these canals is suequal to their diameter. In the thin section the walls of the canals are seen as fine, concentric lamellae. A layer with generally subrectangular shaped pseudocanals, follows the canal layer. It is called pseudocanal layer. Radially oriented and matrix filled pseudocanals are separated from each other by fine, radial plates. In the plate IV, figure 8, the pseudocanals at posterior, fills completely the part between canal layer and posterior myophore apophysis as a single row. At radial and tangential sections of the shell, some small

cavities are seen in the lamellar layer and even in the canal layer which are suspected to belong to the orifices on the shell. As we have one specimen, it could not be possible for us to study the tubular excrescences of the upper valve in detail. Lower valve is conical. The diameter is 5,5 cm, the height at anterior is 8 cm. The ornamentation consists of 1 mm thick longitudinal costae; intervals thicker than costae and partly prominent but spaced growth lamellae. L is marked by a rather deep groove. Siphonal region prominently raised up at commissure. The flat band E is 13 mm wide and it has approximately 5-6 costae over it like other peripheral costae. The band S, as a groove, has 1 cm width and it seems that it has 2-3 costules on the surface. Interband is 0,7 cm wide and ornamented with fine costae. At antero-dorsal region there is a deep groove extending to apex which corresponds to the upper valve shallow groove (plate IV, figure 5). In the thin section, passing through 1,5 cm below of the commissure, the shell wall has been observed as a very thin cortex which is preserved mostly in the intervals due to the erosion and a prismatic layer of 13 mm thick at posterior and 5 mm at anterior which is composed of small and generally hexagonal, sometimes rectangular, and rarely triangular prisms. On the inner border of the prismatic layer too small prisms are formed one row at cardinal region and two rows at siphonal region. At siphonal region towards the body cavity, two large and close swellings mark the E and S. L is formed by a very long and fine stem and a head strongly elongated towards anterior. (figure 2). The head and the stem have a very small but distinguishable prismatic texture. A fine fibrous structure connects the base of L to periphery. B' and B cardinal teeth are symmetric according to L. B' is more developed than B. Although the surrounding of the myophore apophysis ma is not well distinct, but there is small trace of it close to the inner border. mp is not observed. The thick prismatic layer presents some cavities that their number changes between 6-7, the biggest is 5-6 mm long, circular or oval in section and filled with matrix. They are surrounded by a lamellar wall. Some of these cavities show a suture structure on their inner border. Some of the cavities have small tube reaching to the exterior, seems for us being the communication canals which are the inner part of the tubular excrescences on the shell surface. Although this structure reminds the prismatic layer in *Fundinia hiscopulata* Sladic-Trifunovic, the number of the tubular excrescences are less and irregularly arranged in the new species.

Association

Our specimen has been found together with *Colveria variabilis* Kling., *Joufia reticulata* Böhm, *Actaeonella aff. gigantea* d'Orb., *Balabania acuticostata* n. sp., and *Balabania* sp.

ÖZET: Malatya bölgesi Macstrih'tyen'inde bulunan iki yeni cins (*Balabania*, *Kurtinia*) ve onların beş yeni türü (*B. acuticostata*, *B. elongata*, *B. densicostata*, *B. melitenensis* ve *K. hemispherica*)nın tanımlaması verilmiştir.

Balabania n. gen. de kapuşon biçimindeki üst kavkı tepesi eksantrik durumda olup kardinal bölgeye doğru kaçmıştır. Kabuk duvarı üç tabakadan oluşmuştur: lamelli, orta ve psödokanal. Psödokanalların şekli iğ şeklinde, armut şeklinde veya dikdörtgenimsi olabilir. Alt kavkı, konik veya silindirik şekillidir. Yüzey, genellikle ince ve keskin boyuna kotlar ve enine büyüme lamelleri ile süslüdür. Sifonal bandlar eşit genişlikte değildir ve ince büyüme lameller ile örtülüdür. Interband yassı veya oluk şeklindedir. Kabuk duvarı prizmatik sokuludur. İyi gelişmiş ligament genellikle genişlemiş bir başa sahiptir. *Balabania* n. gen., *Neoradiolites*'e çok benzer, ondan üst kavkıda psödokanal bulunması ile farklıdır. Keza, üst kavkı şekli ve tepe durumu, özellikle psödokanalların varlığı ile *Colveria*'ya benzer. Ondan, üst kavkı tepesinin kardinal bölgeye yaklaşmış olması ile farklıdır. Yeni cins, üst kavkı ve psödokanalların şekli ve alt kavkı sifonal bölge yapısı bakımından birbirinden farklı üç tür içerir.

Kurtinia n. gen. de üst kavkı çok lombe olup tepe antero-dorsal kenara yaklaşmıştır. Kavkı duvarı, lamelli, kanallı orta tabaka ve psödokanal tabakasından oluşmuştur. Psödokanalların varlığı ile *Balabania* cinsine çok benzerse de gelişmelerinin farklı oluşu ile ondan ayrılır. Orta tabaka, *Joufia cappadociensis* (Cox) teki gibi bir sıra kanal kapsar. Bu özellik onu *Joufia* cinsine yaklaştırmakla beraber *Balabania* n. gen. den uzaklaştırır.

REFERENCES

- Charvet, J., Decrouez, D. et Palsak, A., 1976, Le crétacé du Foniakos (Argolide, Grèce): Examen paléontologique, répercussions stratigraphiques, paléogéographiques et tectoniques: Archives des sciences, Genève, 247-257.
- Karacabey-Öztemür, N., 1974, Sur une nouvelle espèce de *Colveria* Klinghardt et une nouvelle sous-espèce de *Joufia* Boehm en Turquie: Bull. of the MTA, Ankara, 82, 78-85.
- Milovanovic, B., 1934, Contribution à la connaissance de la structure de la couche externe des Rudistes: Bull. du serv. Géol. du Roy. de Yougoslavie, Belgrade, 4, 1, 223-263.
- Milovanovic, B., 1935 a, Sur les Rudistes macstrichtien dans la partie orientale de la péninsule Balkanique: Geologica Balkanica, Sofia, 1, 3, 127-137.
- Milovanovic, B., 1935 b, Les nouveaux Rudistes de la Serbie: Acad. Roy. Serbe, Belgrade, B, 3, 1-42.
- Milovanovic, B., 1937, Sur les excroissances tubulaires à la surface de la coquille du genre *Pseudopolyconites* Mil.: Ann. Géol. de la péninsule Balkanique, Belgrade, 14, 97-130.
- Moore, R.C., 1969, Treatise on Invertebrate Paleontology, N, 2, 6, 803-817.
- Pasic, M., 1957, Biostratigraphische verhältnisse und tektonik der oberkreide in der weiteren umgebung von Kosjeric (West Serbien), Belgrad.
- Sladic-Trifunovic, M., 1977, A new radiolitid genus from the senonian sediments of Fundina (Montenegro) and Povlja (Brač Island): Ann. Géol. de la péninsule Balkanique, Belgrade, 41, 221-226.

Explanation of symbols in the plates

uv	: Upper valve
lv	: Lower valve
b	: Summit
E	: Anterior siphonal band
S	: Posterior siphonal band
L	: Ligamental ridge
R'	: Anterior cardinal tooth
B	: Posterior cardinal tooth
ma	: Anterior myophore apophysis
mp	: Posterior myophore apophysis
ll	: Lamellar layer
ml	: Middle layer
pcl	: Pseudocanal layer
pc	: Pseudocanals
pl	: Prismatic layer
D	: Body cavity
ipl	: Internal zone of the prismatic layer
g	: Groove on the lower valve tending towards the summit
O', O	: Anterior and posterior accessory cavities

Levhalaradaki simgelerin açıklanması

uv	: Üst kavku
lv	: Alt kavku
b	: Tepe
E	: Ön sifon bandı
S	: Arka sifon bandı
L	: Ligament çıkıntısı
R'	: Ön kardinal diş
B	: Arka kardinal diş
ma	: Ön kas çıkıntısı
mp	: Arka kas çıkıntısı
ll	: Lamelli tabaka
ml	: Orta tabaka
pcl	: Pseudokanal tabakası
pc	: Pseudokanallar
pl	: Prizma tabakası
D	: Gövde boşluğu
ipl	: Prizma tabakasının iç zonu
g	: Alt kavkuda tepeye doğru uzanan oluk
O', O	: Ön ve arka tall boşluklar

PLATE I.

Balabanian acuticostata n. gen. n. sp.

- Figure 1: Upper valve, cross-section, holotype, X 1
 Figure 2: Upper and lower valve, tangential section, holotype, X 1
 Figure 3: Upper and lower valve, external view, holotype, X 1
 Figure 4: Partly enlarged of figure 2, X 4,4
 Figure 5: Lower valve, cross-section, holotype, X 1
 Figure 6: Lower valve, view of the siphonal region, holotype, X 1

LEVHA I.

Balabanian acuticostata n. gen. n. sp.

- Şekil 1: Üst kavku, enine kesit, holotip, X 1
 Şekil 2: Üst ve alt kavku, teğetsel kesit, holotip, X 1
 Şekil 3: Üst ve alt kavku, dıştan görünüm, holotip, X 1
 Şekil 4: Şekil 2 nin kısmen büyütülmüşü, X 4,4
 Şekil 5: Alt kavku, enine kesit, holotip X 1
 Şekil 6: Alt kavku, sifonal bölgenin görünümü, holotip, X 1

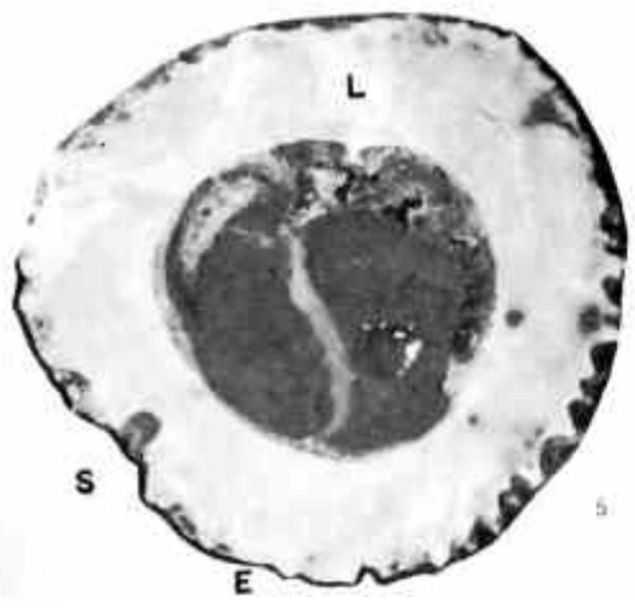
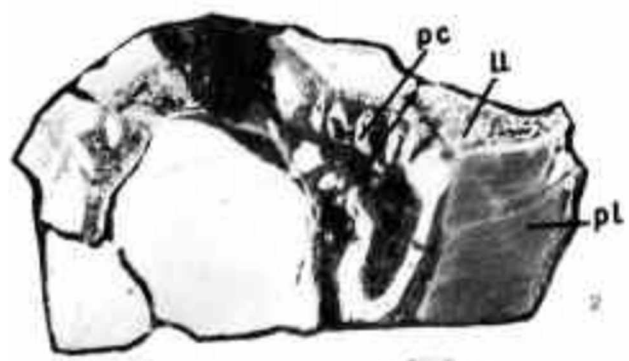
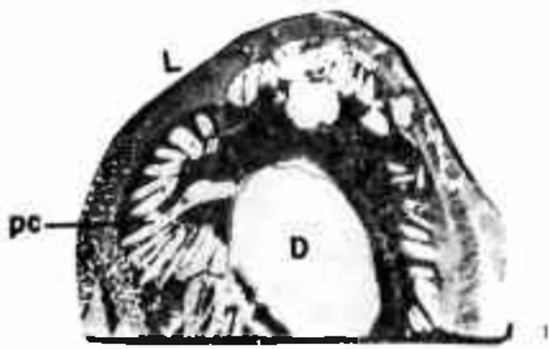


PLATE II.

Balabania elongata n. sp.

- Figure 1: Upper and lower valve, view of the siphonal region, holotype X 1
Figure 2: Upper valve, cross-section, holotype, X 1,6
Figure 3: Upper valve, holotype, X 1
Figure 4: Lower valve, cross-section, holotype, X 1
Figure 5: Upper valve, holotype, X 1
Figure 6: Upper and lower valve, external view of the siphonal region, paratype X 1

LEVHA II.

Balabania elongata n. sp.

- Şekil 1: Üst ve alt kavkı, sifonal bölgenin görünümü, holotip, X 1
Şekil 2: Üst kavkı, enine kesit, holotip, X 1,6
Şekil 3: Üst kavkı, holotip, X 1
Şekil 4: Alt kavkı, enine kesit, holotip, X 1
Şekil 5: Üst kavkı, holotip, X 1
Şekil 6: Üst ve alt kavkı, sifonal bölgenin dıştan görünümü, paratip, X 1

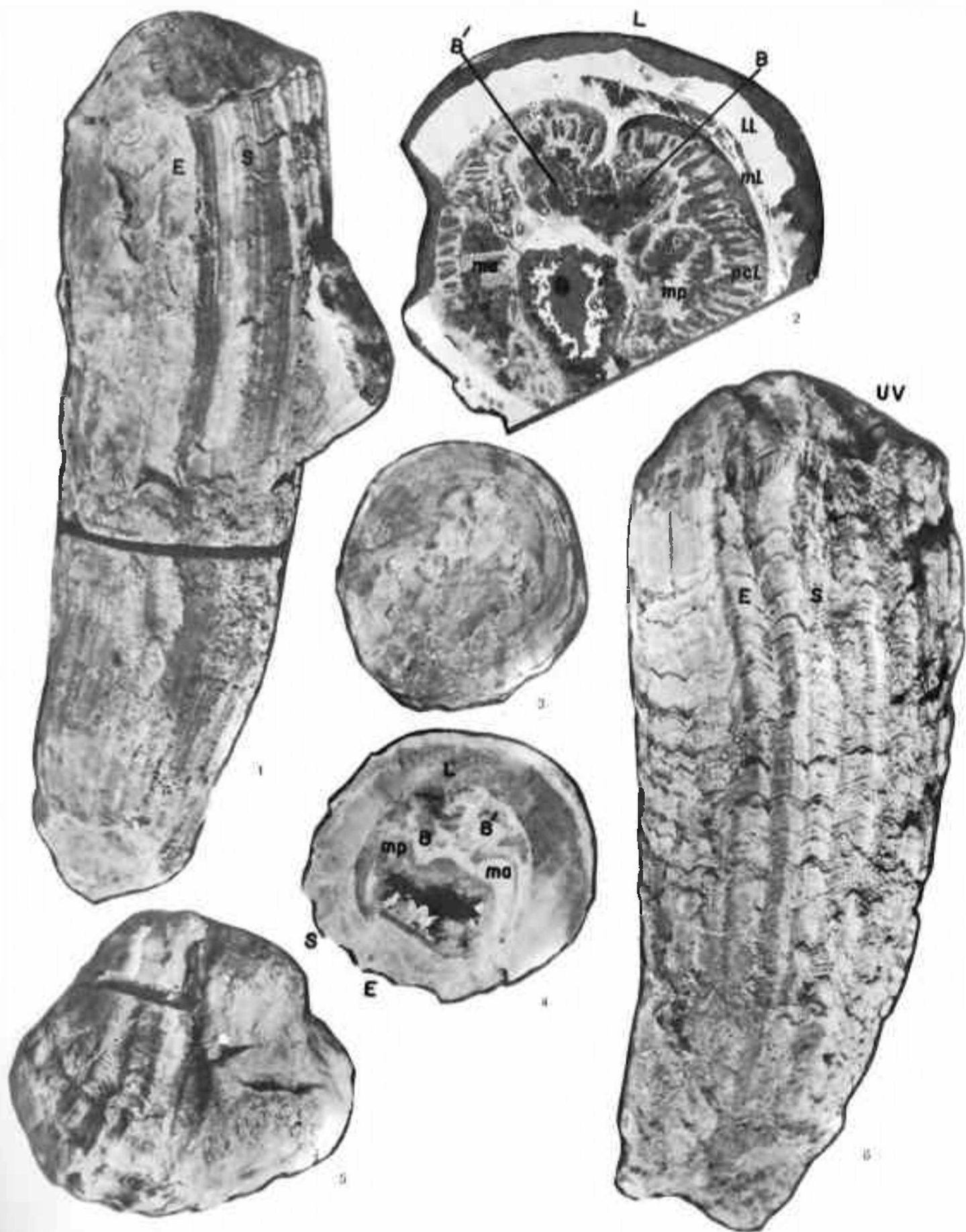


PLATE III.

Balabania densicostata n. sp.

- Figure 1: Upper and lower valve, external view, holotype, X 1
Figure 2: Lower valve, cross-section, holotype, X 1
Figure 3: Upper and lower valve, view of the siphonal region, holotype, X 0.7
Figure 4: Upper valve, cross-section (slightly oblique), specimen from Yazihan, X 2

Balabania melitensis n. sp.

- Figure 5: Upper valve, cross-section, holotype, X 1
Figure 6: Lower valve, cross-section, holotype, X 1
Figure 7: Upper and lower valve, anterior view, holotype, X 1

LEVHA III.

Balabania densicostata n. sp.

- Şekil 1: Üst ve alt kavkı, dıştan görünüm, holotip, X 1
Şekil 2: Alt kavkı, enine kesit, holotip, X 1
Şekil 3: Üst ve alt kavkı, sifonal bölgenin görünümü, holotip X 0.7
Şekil 4: Üst kavkı, enine kesit (hafifçe eğik), Yazihan numunesi, X 2

Balabania melitensis n. sp.

- Şekil 5: Üst kavkı, enine kesit holotip, X 1
Şekil 6: Alt kavkı, enine kesit, holotip X 1
Şekil 7: Üst ve alt kavkı, bnden görünüm, holotip, X 1

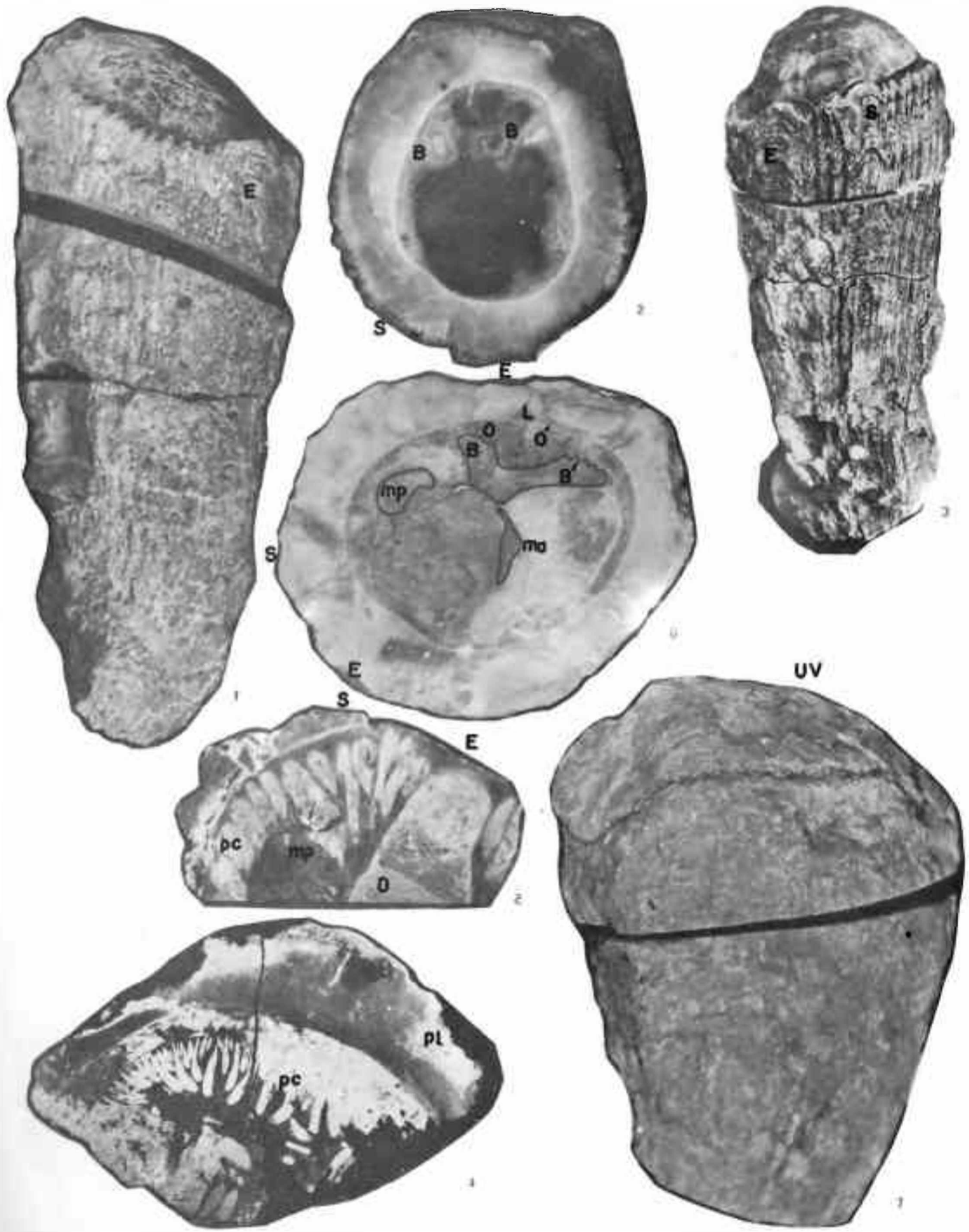


PLATE IV

Balabania aculecostata n. sp.

- Figure 1: Lower valve, longitudinal section of the prismatic layer, holotype, X 20
Figure 2: Lower valve, cross-section of the prismatic layer, holotype, X 12
Figure 3: Lower valve, cross-section of the prismatic layer, holotype, X 3.6
Figure 4: Upper valve, longitudinal section, holotype, X 1

Kurtinia hemispherica n. gen. n. sp.

- Figure 5: Upper and lower valve, anterior view, holotype, X 1
Figure 6: Position of the commissure in the siphonal region, holotype, X 1
Figure 7: Lower valve, cross-section, holotype, X 1
Figure 8: Upper valve, cross-section, holotype, X 1

Colverata variabilis Klinghardt

- Figure 9: Upper valve, tangential section, X 1

LEVHA IV

Balabania aculecostata n. sp.

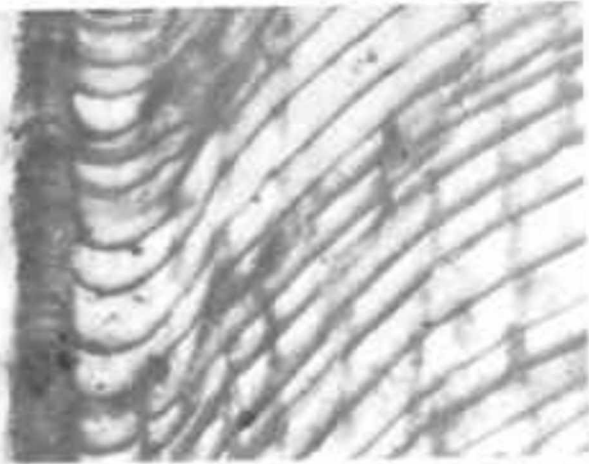
- Şekil 1: Alt kavkı, prizma tabakasının boyuna kesiti, holotip, X 20
Şekil 2: Alt kavkı, prizma tabakasının enine kesiti, holotip, X 12
Şekil 3: Alt kavkı, prizma tabakasının enine kesiti, holotip, X 3.6
Şekil 4: Üst kavkı, boyuna kesit, holotip, X 1

Kurtinia hemispherica n. gen. n. sp.

- Şekil 5: Üst ve alt kavkı, önden görünüm, holotip, X 1
Şekil 6: Sifonal bölgede komissürün durumu, holotip, X 1
Şekil 7: Alt kavkı, enine kesit, holotip, X 1
Şekil 8: Üst kavkı, enine kesit, holotip, X 1

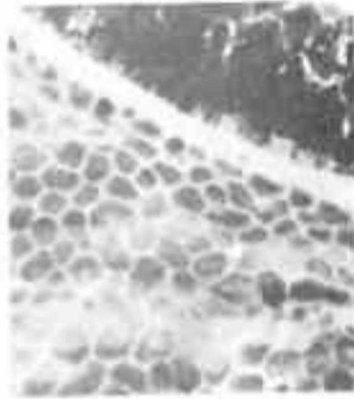
Colverata variabilis Klinghardt

- Şekil 9: Üst kavkı, teğetsel kesit, X 1



ipl

pl



L



b

g

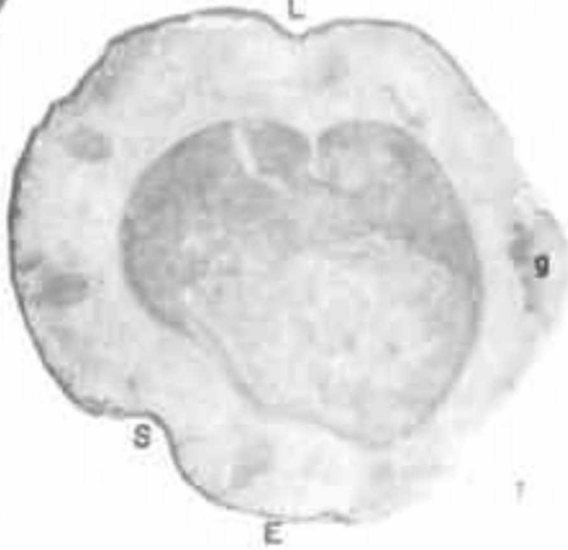
s



uv

lv

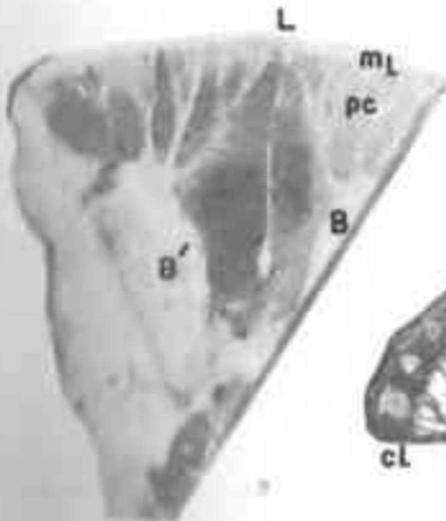
L



L

s

E



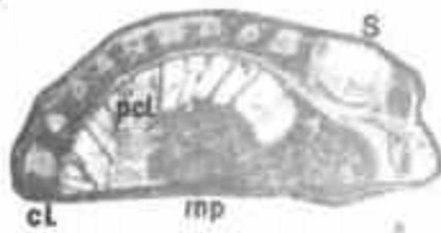
L

ml

pc

B

B'

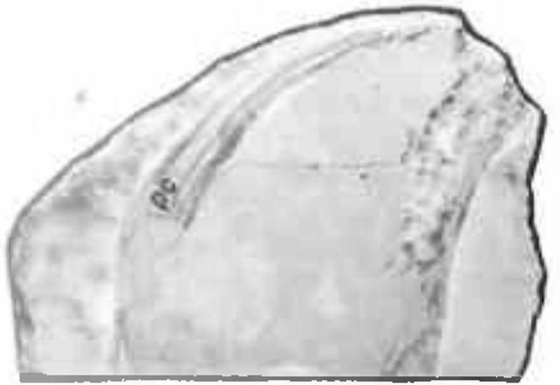


s

pcl

cl

mp



pc

Pazar (Rize) Yöresi Sarmasiyen Elphidium'ları

Sarmatian Elphidiums of Pazar (Rize) area

Türker ÖZSAYAR Karadeniz Teknik Üniversite Jeoloji Bölümü, Trabzon

ÖZ: Sarmasiyen Denizinin Kuzey Anadoludaki yayılımına ilişkin veriler kısıtlıdır. Bugüne kadar Kuzey Anadolu Paratetis kuşağında bilinen Sarmasiyen oluşukları İstanbul-Küçükçekmece, Sinop ve Pazar yörelerindedir.

Bu çalışmada Pazar yöresi (şekil 1) Sarmasiyen oluşuklarından sağlanan Elphidium'ların tanımlaması yapılmıştır. Yaklaşık tüm türler bilinen eşyaşı faunalarla karşılaştırılabilir niteliktedir.

Faunada kaba dikenli türler baskındır. Sinop yöresi Orta Sarmasiyen faunası ile aralarında büyük farklar yoktur. Ayrıca bir yeni Elphidium türünün tanımı yapılmıştır.

ABSTRACT: Data about the extension of Sarmatian Sea in North Anatolien is scarce. The Sarmatien beds are already known from İstanbul-Küçükçekmece, Sinop and Pazar areas.

In this paper the Elphidiiien of Sarmatian beds from Pazar area (figure 1) are described. Nearly all species are comparable with the other known Elphidiiien fauna of the same age.

In the fauna the coarse spined species are abundant. Big differences are not observed in a comparison with Middle Sarmatien Elphidiiien fauna of Sinop area.

In addition to these, a new species is also described.

GİRİŞ

Sarmasiyen Denizi ve dolayısı ile Sarmasiyen yaşlı tortullar geniş bir yayılıma sahip olması, tipik ve zengin faunası nedeniyle Faratetis yöresinde en çok çalışılan stratigrafik birim olmuşlardır. Sarmasiyen omurgasız faunasına ilişkin çok sayıda tekyayım vardır,

Paratetis güney sınırında yer alan Kuzey Anadolu yöresinden sadece İstanbul-Küçükçekmece Kersoniyen (Üst Sarmasiyen) tabakaları (Chapot - Gillet 1039) ile Sinop Bessarabiye Orta Sarmasiyen) ve Pazar Volhiniyen (Alt Sarmasiyen) oluşukları (Özsayar 1977 a, b) yayınlanmıştır.

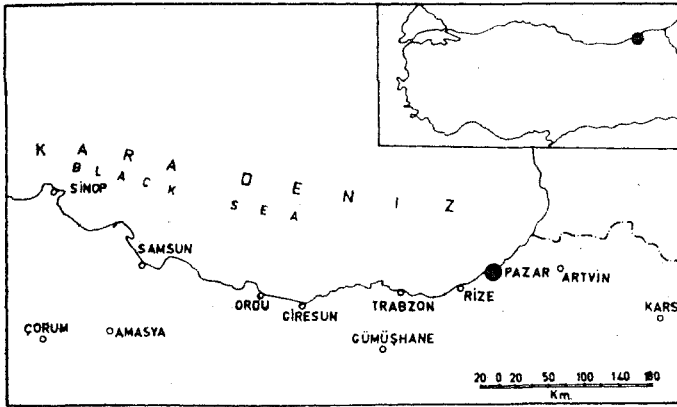
Sarmasiyen Foraminifer faunası omurgasız makro faunasına oranla daha yoksul ve daha bir örnektir. Türkiye dışında bu faunaya ilişkin çok sayıda çalışma yapılmıştır. (d'Orbigny 1846, Grill 1943, Tollmann 1955, Serova 1955, Venglisky 1958, Staneheva 1960, Kraşennikov 1958, 1960, Papp 1963, Brestenska 1974 vd.). Türkiyeden sadece Sinop yöresi Orta Sarmasiyen faunası yayınlanmıştır (Özsayar 1977 b).

Bu çalışmada ayrıntılı tanıtımı yapılan Elphidium faunası Pazar yöresinden sağlanmıştır. (Şekil-1). Pazar yöresinde Sarmasiyen oluşukları oldukça yaygın bulunurlar, En iyi Derebaşı Köyü çevresinde ve Yukarı Büleb deresi yatağında yüzeylenirler. Litolojik olarak Kratase yaşlı oluşukların üzerine transgresif olarak oturan konglomera, kumtaşı, marn ve kavki kireçtaşlarından oluşurlar (Özsayar 1977 a).

Genel çizgileri ile Sarmasiyen Foraminifer faunasını Venglisky (1968) stratigrafik yönden üç bölüme ayırmaktadır:

1. Cibicides badenensis zonunu da içeren Miliolidae ailesinden kotlu türleri de bulunduran Anomaliniidae ailesi Alt Sarmasiyenin altını,
2. Kaba yapılı ve dikenli Elphidium türlerini de içeren Miliolidae faunası Alt Sarmasiyenin üstünü,
3. Articulina, Hauerina ve normalden küçük boyutlu Bolivina, Clueasina cinslerini içeren Nonionidae ailesi ise Üst Sarmasiyeni belirlemektedir.

Pazar yöresinden sağlanan Foraminifer faunası Miliolide ailesine ait türlerle Elphidium türlerinden oluşmaktadır Elp-



Şekil 1: Bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

hidium faunası tür sayısı bakımından oldukça yoksuldur. Buna karşılık türler çok sayıda bulunurlar ve çok iyi gelişmişlerdir. Kaba dikenli türler faunada baskındır. Bu özelliklere dayanarak Venglisky (1968) tarafından yapılan ve yukarıda özetlenen ayırma göre Pazar yöresi Sarmasiyen yaşlı oluşuklarının yaşı Üst Volhiniyen olarak saptanabilir. Bu yaş daha önce omurgasız makro faunayla belirlenen yaşla uyusmaktadır. (Özsayar 1977 a)

Tanımı yapılan Elphidium faunası Türkiyede sadece Sinop yöresinden yayınlanmış Elphidium faunası ile karşılaştırılabilir. Bunun dışında karşılaştırılabilecek eşyaşı başka yayınlanmış veri yoktur.

Resim levhalarında büyütme levhanın altında çizgisel ölçek olarak verilmiştir.

SİSTEMATİK İNCELEME

Familiya : Elphidiidae Galloway 1933

Cins : Elphidium Monfort 1808

Elphidium reginum (d'Orbigny, 1846

(Levha 1, Şekil 1-17)

1846 Polystomella regina d'Orb.-d'Orbigny: S. 129, L. 6, Ş. 23-24

1958 Elphidium reginum (Orbigny)-Venglisky: L. XXIII, Ş. 2 a, b, L. XXIV, Ş. t a, b, 2a, b.

1960 Elphidium regina (d'Orb.)-Kraşennikov: L. 3, Ş. 3; L. 8, Ş. 1-6

1963 Elphidium reginum(d'Orb.)-Papp: S. 275, L. 6, Ş. 3, 5, 6.

1977b Elphidium reginum (d'Orbigny): Özsayar: S. 201, L. 1, Ş. 1-10, L. 2, Ş. 1-2, L. 3, Ş. 1-7, L. 4, Ş. 1-6, L. 5, Ş. 12,

Tanımlama: Kavki büyük boyutludur. Çevre çok belirgin bir sırt ve değişik sayıda ince, uzun, masif uzantıları taşıması ile tipiktir. Uzantıların sayısı 1-6 arasında değişir. Uzantıların yeri konusunda kesin bir kural yoktur. Birbirine septal köprülerle bağlı septalar geriye doğru yay biçiminde kıvrılır.

Boyutlar: Türün boyutu uzantıları ile birlikte ölçüldüğünde 0.5-1.5 mm arasında değişmektedir.

Tartışma: Gerek paleocoğrafik gerek stratigrafik yönden Pazar yöresi Elphidium faunası içerisinde bulunan en önemli tür kuşkusuz Elphidium reginum'dur. İlk kez Viyana Havzasından tanımlanan tür burada kesinlikle denizin tam denizel karakterini yitirdiği ve sarmatik bir karakter taşıdığı dönemi karakterize etmektedir (Papp 1963, Turnovsky 1963). Bu olgu türün bulunduğu diğer yörelerde de doğrulanmıştır. Dolayısı ile türün Pazar Alt Sarmasiyen tortulları içerisinde bulunuşu bu tortulların tuzluluk derecesi yaklaşık %2 olan bir denizde çökeldiğini göstermektedir.

Pazar yöresinden sağlanan Elphidium reginum türlerinin büyük bir bölümü diğer yörelerden tanımlananlarla tamamen eşittir. Bir kısmı ise biçim yönünden bazı farklılık gösterirler. Ancak bugüne kadar ilgili literatürde tür ismi değişik biçimler için ortak kullanıldığından bu değişik biçimlerin yeni alttür olarak tanımlanmasına gidilmemiştir.

Levha 1 şekil 1-3 te bir uzantılı biçimlere örnekler verilmiştir. Bu tek uzantının yeri ve büyüklüğü değişebilir şekil 2 de iki uzantılı, şekil 5-7 de üç uzantılı, şekil 8-15 te dört uzantılı, şekil 16-17 de ise beş uzantılı biçimler gösterilmiştir. Altı uzantılı türlere Pazar Sarmasiyen faunasında rastlanmamaktadır. Levha 1 şekil 7, 8, 9 ve 13 te fotoğrafi verilen tür biçimleri Pazar yöresine özgüdür.

Stratigrafik yayılım: Elphidium reginum türü Santral Paratetis yöresinde Alt Sarmasiyenin ayırtman fosilidir. Doğu Paratetis yöresinde Orta Sarmasiyen'e kadar çıkmaktadır. Nitekim Sinop yöresi Orta Sarmasiyen Foraminifera faunası içerisinde de bol olarak bulunur.

- Elphidium aculeatum (d'Orbigny, 1846)

(Levha 2, Şekil 1-4)

1846 Polystomella aculeata d'Or. - d'Orbigny: S. 131, L. 6, Ş. 27, 28

1960 Elphidium aculeatum (d'Orb.) - Kraşennikov: L. 3, Ş. 2
1960 Elphidium aculeatum (d'Orb.)-Stancheva: S. 18, L. III, Ş. 2, 2

1963 Elphidium aculeatum aculeatum (ORBIGNY)-Papp: S. 274, L. 11, Ş. 7

- 1977b Elphidium aculeatum (d'ORBIGNY)-Özsayar: S. 204, L. 5, Ş. 3, 4

Tanımlama: Kavkı büyükçe, hafifçe şişkindir. Çevre kalın bir sırtla çevrilidir. Bu sırttan değişik büyüklükte ve sayıda kısa, şişkin, dış şeklinde uzantılar ayrılırlar. Uzantı sayısı 8-14 arasında değişir. Uzantılar birbirlerine yaklaşık eşit uzaklıklarda bulunurlar. Septalar geriye doğru yay şeklinde bükülmüş olup, araları septal köprücüklerle bağlıdır.

Boyutlar: Türün büyüklüğü uzantıları ile ölçüldüğünde 0.4-1.0 mm arasında değişmektedir.

Tartışma: E. aculeatum çok sayıda dikenli, dikenlerin kısalığı ve birbirlerine yaklaşık eşit uzaklıkta, düzenli dizilişi ile E. reginum türünden kolaylıkla ayrılır. Pazar faunası içerisindeki bazı E. aculeatum örneklerinde, dikenlerin birbirine uzaklıkları biraz değişiklik göstermektedir. Ancak büyük bir bölümü orijinal türle tamamen eşitir. Stratigrafik dağılım: Türün stratigrafik dağılımı Güney Rusya'da Tortoniyen-Sarmasiyen (Kraşennikov 1960) ve Santral Paratetis'te ise sadece Alt Sarmasiyene özgüdür. Sinop Orta Sarmasiyen Foraminifera faunası içinde bulunur.

Elphidium aculeatum minoriforme Papp, 1963

(Levha 2, Şekil 5-8)

1963 Elphidium aculeatum minoriforme Papp: S. 274, L. 11, Ş. 5

Tanımlama: Kavkı planispiral, involut ve belirgin bir sırtla çevrilidir. Çevreden çok ince, ufak dikencikler uzanır. Uzantı sayısı türde olduğu gibidir. Türden başlıca farkı boyutunun küçüklüğüdür.

Boyutlar: Alt türün boyutları dikenleri ile ölçüldüğünde 0.3-0.4 mm arasında değişmektedir.

Stratigrafik dağılım: Papp (1963) alttürü E. aculeatum türünün ön gelişimini karşılayan bir form olarak görmektedir. Pazar'da ise tür ve alttür birlikte bulunurlar. Türkiyede ilk kez yayınlanmaktadır.

Elphidium koberi Tollmann, 1955
(Levha 2, Şekil 9-16)

1955 Elphidium koberi Tollman-Tollmann : S.198, Metin Ş.1

1955 Elphidium echinus Serova-Serova: S.358, Lev.21 Ş. 9-11

1974 Elphidium koberi TOLLMAN-Brestenska: S.260 L.5 Ş.2

Tanımlama: Kavkı planispiral, involut, orta büyüklükte ve şişkindir. Çevre belirgin bir sırtla çevrilidir ve bu sırttan değişik sayı ve uzunlukta ince dikencikler uzanır. Bu dikenciklerin dışında tüm kavkı yüzeyinde çok ince kabarcıklar gözlenir. Septalar kalın, kabartılı ve geriye doğru yay şeklinde kıvrıktır. Araları septal köprücüklerle bağlıdır.

Boyutlar: Türün boyutu dikenleri ile birlikte ölçüldüğünde 0.3-0.7 mm. arasında değişmektedir. 0

- Tartışma: E. koberi türü ince uzun sivri dikenleri ve kavkı üzerindeki kabarcıklar ile E. aculeatum türünden ayrılır. Brestenska (1974) kavkı üzerinde değişik boyda dikenciklerden söz etmekteyse de verdiği örnek fotoğrafta bu özellik görülmemektedir.

Pazar Foraminifer faunası içerisinde tartışmasız olarak E. koberi türü olarak tayin edilebilecek çok sayıda örnek vardır. Ancak bazı örnekler biçim yönünden değişiklikler gösterirler. Bazıları kavkı merkezindeki bir yükselti ile karakteristiktir. Bu özel biçimli örneklerin türle ilişkileri problematik görülebilir.

Stratigrafik dağılım: Tür Santral Paratetis yöresinde büyük boyutlu Elphidium'larla birlikte Alt Sarmasiyen tabakalarından bilinmektedir. Türkiyede ilk kez yayınlanmaktadır.

Elphidium Josephinum (d'Orbigny, 1846)

(Levha 2, Şekil 17)

1846 Polystomella Josephina d'Orb.-d'Orbigny: S. 130, L. 6, 9, 25, 26

1958 Elphidium Josephinum (Orbigny)-Venglsky: S. 120, L. XXII, Ş. 3 a, b

1960 Elphidium Josephinum (Orbigny)-Stancheva: S. 19, L. III, Ş. 8 s

1960 Elphidium Josephina (d'Orb.) Kraşennikov: L. 4, Ş. 1

1963 Elphidium Josephinum (d'ORBIGNY)-Papp: S. 274,

L. 11, Ş. 6 ;

1974 Elpidium Josephinum (ORBIGNY)-Brestenska: S. 259, L. 5, Ş. 3

Tanımlama: Kavkı küçük, planispiral ve involuttur. Septalar kuvvetle geriye doğru kıvrık ve uzun septal köprü-

cüklerle bağıldırlar. Septalar; kavkı çevresinden taşarak kalın, masif ve sivri uzantılar oluştururlar.

Boyutlar: Türün boyutu ile ölçüldüğünde' uzantıları.' (04-05 nun.' arasında değişmektedir."

Notlar: ElpMüün Josephinum türü Pazar Volhinyen Foraminifer faunası içerisinde çok seyrek bulunur.

Stratigrafik dağılım: Tür hem Santral Paratetis'te hem" Doğu Paratetiste Sarmasiyene özgüdür. Türkiyede ilk kez yayınlanmaktadır.

Elphidhim ponticum n. sp.
(Levha 2, Şekil 18-20)

Adın Kökeni: Türün Pontidlerden sağlanmasından, ötürü Tür örnek: Levha 2, şekil 19: da gösterilen, öge Tip yeri: Pazar, Yukarı Büleb Deresi Tip Katmanı: Alt Sarmasiyen (Volhinyen)

Tanımlama: Kavkı planispiral, involut, orta büyüklüktedir. Kavkının genel görünüşü biraz yassıdır. Son turda, 10-12 loca bulunur. Septalar geniş ve kuvvetle geriye doğru kıvrıktır. Yeni tür taşıdığı dikenlerim biçimi ve çevre üzerindeki dağılımı ile tipiktir; Kavkının gençlik aşamasını karşılayan bölümde kalın, üçgen biçimli dikenler bulunur. Ergin aşamayı karşılayan kısımda ise bu kalın dikenler görülmez Ergin aşamada sadece çok küçük boyutlu dikencikler bulunabilirler. Büyük boyutlu, üçgen biçimli diken, sayısı genellikle sekizdir.

Boyutlar: Türün boyutu dikenleri ile ölçüldüğünde 0.5-0.7 mm arasında değişmektedir.

Tartışma: Yeni türü. kendine özgü şekli ile benzerlerinden ayırmak, kolaydır. Sadece *Elphidium aculeatum* türü ile karşılaştırılabilirse de son, aşamada kaba diken bulundur-maması ile ondan da kolayca ayrılır.

Elphidium fichtelianum (d'Orbigny, 1846)
(Levha 2, Şekil 21-22)

1846 *Polystomella fichteliana* d'Orb.-d'Orbigny: S. 126, L.6, Ş.7,8

1939 *Elphidium fichtelianum* (d'Orb.)-Cushman: S. 42, L. 11, Ş. 12

1951 *Elphidium fichtelianum* (d'Orb) .-Marks: S. 52., L. 6, Ş. 12

1963 *Elphidium fichtelianum fichtelianum* (d'ORBIGNY)-Papp:...H. 268, L,5 Ş, A

Tanımlama: Kavkı planispiral, involut, orta, büyüklükte ve belirgin şekilde basıktır. Septalar arkaya doğru kıvrık, septa arası bölmeleri uzon ve belirgindir. Kavkı ortası hafifçe basıktır,

Boyutlar: Türün 0.5-0.7 mm arasında değişmektedir,

Stratigrafik dağılım: Tür Güney Rusyada Tortoniyen ve Sarmasiyen, Santral Paratetis'te Badeniyen ve Alt Sar-masiyene özgüdür. Türkiyede ilk kez'yayınlanmaktadır.

Elphidium rugosum (d'Orbigny, 1846)
(Levha 2, Şekil 23)

1846 *Polystomella rugosa* (d'Orb.-d'Orbigny:) 3, 123, L. 6, Ş. 3, 4

1963 *Elphidium rugosum* (d'ORBIGNY)-Papp: S.272, L,13, Ş. 4, 5

Tanımlama: Kavkı büyük boyutlu, mercek şeklinde, involut, planispiral, merkezde şişkin ve çepeçevre kalın bir sırtla çevrilidir. Septalar kaba röliyelili ve geriye doğru kıvrıktır. Sırt hafifçe dalgalı ve yer yer uzantılar oluşturmaya eğilimlidir.

Boyutlar: Pazar yöresinden, sağlanan örnekler 0.7-0.8 mm boyutundadır.

Tartışma: *Elphidium rugosum* türü seyrek rastlanılan bir türdür. Pazar Foraminifer faunası içerisinde de çok seyrek bulunur. Orijinal tanımlanan türle (d'Orbigny, 1846) Papp'ın (1963) aynı tabakalardan yayınladığı örnekler arasında dahi farklılıklar vardır Ancak Levha 2 şekil 23 te fotoğrafı verilen örnek Papp (1963) tarafından yayınlanan örnekle eştir.

Stratigrafik dağılım: Santral Paratetis yöresinde tür Sarmasiyen öncesine (Badeniyen) aittir. Türkiyede ilk kez yayınlanmaktadır.

Elphidium antoninum (d'Orbigny, 1846)
(Levha 2, Şekil 24)

1846 *Polystomella antonina* d'Orb.-d'Orbigny: S. 128, L. 6, Ş. 17, 18

1958 *Elphidium antoninum* (Orbigny)-Venglisky: L. XXV, Ş. 3 a, b

1960 *Elphidium antoninum* (Orbigny)-Stancheva: S 21, L.III, Ş.12

1963 *Elphidium antoninum* (d'Orbigny)-Papp:S,262, L. 1.0, Ş. 3-5

1974 *Elphidium antoninum* (d'Orb.)-Brestenska: S. 262, L, 7, Ş. 1

1977b *Elphidium antoninum*: (d-ORBIGNY)-Özsayar: S. ,205, L. 5, Ş. 5

Tanımlama: Kavkı orta büyüklükte, planispiral, involut ve şişkindir. Septalar oldukça düzdür ve geriye kıvrılma azdır. Periferide belirgin bir sırt bulunmamasına karşın septal köprücükler arasındaki, çukurluklar çevrede kesilirler.

Boyutlar: Türün boyutları 0.4-0,6 mm arasında değişmektedir.

Stratigrafik dağılım: Türün Viyana Havzasında ve Bulgaristanda Al- Sarmasiyene özgü olduğu belirtilmektedir (Papp 1963, Stancheva 1960). Kraşennikov ise (1960) türün Güney Rusya'da Sarmasiyenden önce ortaya çıktığını belirtmektedir. Türkiye'de Sinop Ort a Sarmasiyen tabakalarından yayınlanmıştır.

Elphidium flexuosum grilli Papp, 1963
(Levha'2, Şekil 25-28)

1963 *Elphidium flexuosum grilli* Papp:S.272,L. 1.2, Ş. 7, 8

1974 *Elphidium flexuosum grilli* PAPP-Brestenska: S. 260, L. 7, Ş. 3

1977b *Elphidium fleuosum grilli* PAPP-Özsayar: S. 207, L. 5, Ş. 7,

Tanımlama: Kavkı plariispiral, involut, orta büyüklükte ve oldukça yassıdır. Septalar geniş, kabartılı ve arkaya doğru kıvrıktır. Septal köprüler kalın ve belirgindir. Çevre belirgin ve yuvarlaklaşmış bir sırtla çevrilidir.

Boyutlar: Alttürün büyüklüğü 0.5-0.6 mm arasında değişmektedir.

Tartışma: Pazar yöresinden bu alttüre ait sağlanan örneklerin büyük bir çoğunluğu orijinal alttürle tam bir uyumluluk içindedir. Ancak az sayıda da olsa bazı örneklerde bazı farklılaşmalar gözlenmektedir. Şekil 26 da fotoğrafı verilen örnekte böyle bir farklılaşma görülmektedir. Bu örnekte kavkı merkezinde çembisel ve belirgin bir kabartı vardır.

Stratigrafik dağılım: Alttür yayınlandığı Viyana Havzasında Alt Sarmasiyene özgüdür. Doğu Paratetis kuşağında sadece Sinop yöresi Orta Sarmasiyen tabakalarından bilinmektedir.

SUMMARY

In this paper an Elphidium fauna of Lower Sarmatien of Turkey is described for the first time. As a conclusion, it may be stated that in the whole Paratethys region the Lower Sarmatien foraminiferal fauna, like the molluscan fauna, is similar.

The following¹ species and subspecies were found and are described:

- Elphidium reginum* (d'Orbigny, 1846)
- Elphidium aculeatum* (d'Orbigny, 1846)
- Elphidium aculeum minoriforme* (Papp, 1963)
- Elphidium koberi* (Tollman, 1955)
- Elphidium Josephinum* (d'Orbigny, 1846)
- Elphidium rugosum* (d'Orbigny, 1846)
- Elphidium fichtelianum* (d'Orbigny, 1846)
- Elphidium antoninum* (d'Orbigny, 1846)
- Elphidium flexuosum grilli* (Papp, 1963)

In addition to these a. new species is established:

Elphidium ponticum n. sp.
(Plate 2, Figure 18-20)

Derivatio nominis: The area where it is found is the Pontids

- Holotypus: Specimen figured on pl. 2, fig. 19
- Locus typicus: Pazar (Rize), Yukarı Büleb valley
- Stratum typicum: Lower Sarmatien (Volhynian)

Description: Test is of average size, involute and planispiral. Final whorl has 10-12 chambers. Stures are strongly curved. The newspecies is characterized by the shape and distribution of its spines: The periphery has large and triangular spines in the early stage and few small spines in the adult stage. The number of large spines is normally 8.

Dimention: 0,5-0,7 mm

Discussion: Because of the typical shape of the new species it is not difficult to distinguish from the other similar species. It can only be compared with *E. aculeatum*. But *E. aculeatum* has the same-shaped spines all around the periphery.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Brestenska, E., 1974, Die Foraminiferen des Sarmatien s. str.: In Papp et. all., M., Sarmatien, Veda Verlag. Bratislava, 243-270.
- Chaput, E., Gillet, S., 1939, Les faunes de Mollusques des terrains a Hippurion gracile de Küçükçekmece pres Istanbul: Bull. Soc. geoit, Fr. Cilt VIII, sayı 5-6, Paris.
- Cushman, J.A., 1939, A monograph of the Foraminiferal Family Nonionidae: Prof. Pap., 191, Geol. surv., Washington.
- Grill, R., 1943, Über mikropalaeontologische Gliederungsmöglichkeiten in Miozaen des Wiener Beckens: Mitt. Reichsanst., Bodenforsch., 6, Viyana, 33-44.
- Krageninnikov, V.A., 1958, O stroenii ust'ja u nekotorych predtavitelej nonionich i élfidüeb: Voprosy mikropal., Vyp. 2, Moskova, 105-120.
- Kraşenninnikov, V.A., 1960 Elphidiidy miocenoynyç otlozenij Podolii: Trudy Geol. Inst. Akad. nauk. SSSR, no 21, Moskova, 142 S.
- Marks, P., 1951, A revision of the smaller Foraminifera from the Miocene of the Vienna Basin: Cont. Cush. Found. Foraminifera, Râs. 2, Bridgewater, Mass.
- d'Orbigny, A., 1846, Die Foessilen Foraminiferen des Tertiaeren Beckens, van Wien: Verlag. Gide et .Comp.Paris.
- Papp, A., 1963, Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken: Mitt., Geol. Ges. 56, Viyana.
- Özsayar, T., 1977a, Karadeniz kıyı bölgesindeki Neojen Formasyonları ve bunların Mollusk faunasının incelenmesi: KTÜ yayın no. 79, Trabzon.
- Özsayar, T., 1977b, Einige bessarabische Elphidien aus Sinop (Nord-Anatolien): Giess. Geol. Schr. 12, Glestern.
- Serova, M.Ja., 1955, Stratigrafija i fauna foraminifer miocenoynyç otlozeni j Predkarpattia: In: Materialy po biostratigrflı zap., obl., Ukr., SSR. Moskova.
- Stancheva, M., 1960, Sarmatian foraminifera from north-western Bulgaria: Trud. Geol., Bulg. Ser. Paleont. II, Sofya.
- Tollmann, A., 1955, Foraminiferenentwicklung im Torton und Untersarmat in der Randfazies der Eisenstaedler Buch: Sitz. Bericht Akad. Wiss. 164/1-2, Viyana.
- Turnovsky, K., 1963, Zonengliederung mit Foraminiferenfaunen und Ökologie im Neogen des Wiener Beckens: Geol. Ges. 56,1, Viyana.
- Venglisky, I.V., 1958, Foraminiferi miocenu Zakarpattia: Akad. nauk. Ukr. SSR., Kiev.
- Venglisky, I.V., 1968, Phases in the development of foraminiferal complexes in the Miocene of Transcarpathian depression. Tr. Granica tretignogo cetvertignogo peridrov, Moskova.

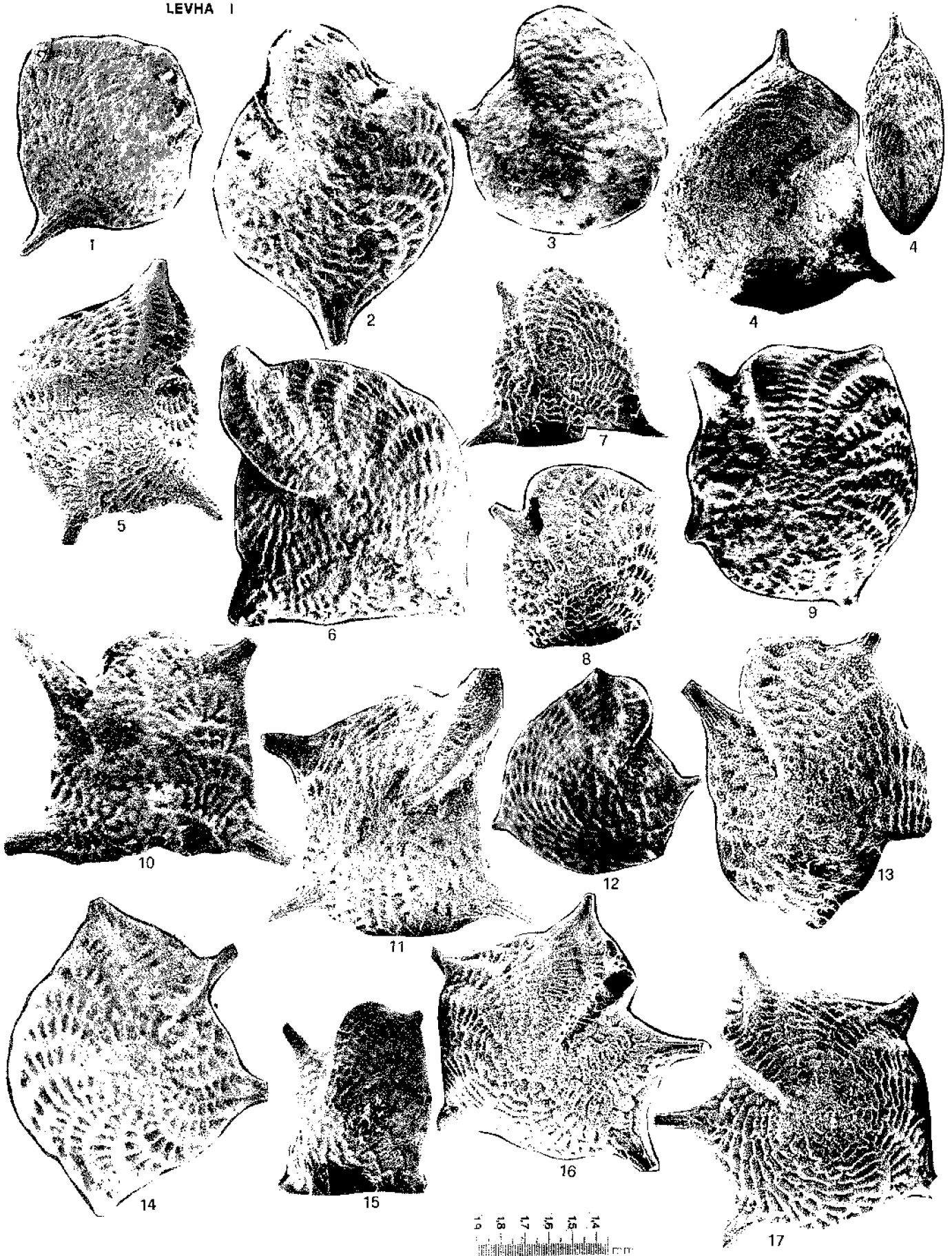
LEVHA I

Şekil 1-17 *Elphidium reginam* (d'Orbigny, 1846)

PLATE 1

Figure 1-4 *Elphidium reginum* (a'Orbigny, 1846)

LEVHA I



LEVHA II.

- Şekil 1-4 **Elphidium aculeatum** (d'Orbigny, 1846)
Şekil 5-8 **Elphidium aculeatum minoriforme** Papp, 1963
Şekil 9-16 **Elphidium koberi** Tollmann, 1955
Şekil 17 **Elphidium josephinum** (d'Orbigny, 1846)
Şekil 18-20 **Elphidium ponticum** s. sp.
Şekil 21-22 **Elphidium fichtelianum** (d'Orbigny, 1846)
Şekil 23 **Elphidium rugosum** (d'Orbigny, 1846)
Şekil 24 **Elphidium antoninum** (d'Orbigny, 1846)
Şekil 25-28 **Elphidium flexuosum grilli** Rapp, 1963

PEATE II.

- Figure 1-4 **Elphidium aculeatum** (d'Orbigny, 1846)
Figure 5-8 **Elphidium aculeatum minoriforme** Papp, 1963
Figure 9-16 **Elphidium koberi** Tollmann, 1955
Figure 17 **Elphidium josephinum** (d'Orbigny, 1846)
Figure 18-20 **Elphidium ponticum** n. sp.
Figure 21-22 **Elphidium fichtelianum** (d'Orbigny, 1846)
Figure 23 **Elphidium rugosum** (d'Orbigny, 1846)
Figure 24 **Elphidium antoninum** (d'Orbigny, 1846)
Figure 25-28 **Elphidium flexuosum grilli** Papp, 1963

Muğla - Yatağan ve Yakın Dolayı Karasal Neojen'inin Stratigrafi Araştırması

Stratigraphy of continental Neogene in the region of Muğla Yatağan, Turkey

Zeki ATALAY

Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Çalışma sonunda bölgede Eskihisar Formasyonu ve Yatağan Formasyonu olarak, iki formasyon ayıklanmıştır. Her iki formasyonda, akarsu ve göl çökellerinden oluşmuştur.

Eskihisar Formasyonu'na ait Turgut Üyesi, bu çökellerin içinden toplanan *Anomalomys gaudryi* Gaillard, *Mastodon* (*Zygodon*) *tapiroides* Cuvier, *Anchitherium* sp.'ye göre Orta Astratasyen; Sekköy Üyesi, *Paralutra Jaegeri* (Filhol), *Dinotherium biganteum* Kaup, *Brachypotherium brachypus* Lartet fosillerine göre Üst Astarasyen olarak yaşlandırılmıştır. Yatağan Formasyonu'na ait Madenler, Bayır ve Bozarmut üyeleri, içerdikleri *Hipparian mediterraneum* Hansel, *Diceros pachynathus*, Wagner, *Gazella gaudryi* Schlosser fosillerine göre Turoliyen olarak yaşlandırılmıştır.

ABSTRACT: Two formations, named as Eskihisar and Yatağan have been recognized in the study area of Muğla-Yatağan, Turkey. Both formations are formed from river and lakedeposits.

Turgut member of Eskihisar formation contains *Anomalomys gaudryi* Gaillard, *Mastodon* (*Zygodon*) *tapiroides* Cuvier and *Anchitherium* sp. and Sekköy member of same formation contains *Paralutra Jaegeri* Filhol, *Dinotherium biganteum* Kaup, *Brachypotherium brachypus* Lartet. The fossils suggest that the Turgut member belongs to Middle Astracian and the Sekköy member to Upper Astracian.

Madenler, Bayır and Bozarmut members of the Yatağan formation are of Turolian age according to *H. medifenanien* Hansel, *D. pachynathus* Wagner, *Gazella gaudryi* Sch.

GİRİŞ

Çalışma alanı Muğla-Yatağan, Muğla-Milâs arası ve yakın dolaydır (şekil 1). Çalışmanın amacı bu bölgelerde Neojen çökellerinin stratigrafi özelliklerin ortaya çıkarmak ve yakın bölgelerle olan ilişkilerini araştırmaktır. Daha önce, aynı bölgenin Neojen çökellerinde, değişik amaçlı, birçok jeolojik araştırma yapılmıştır. 1968-1969 yıllarında yapılan Otto Cold Firmasının kömür programlı araştırması ve MTA Enstitüsü Radyoaktif Mineraller ve Kömür Dairesinin 1968 yılından beri sürdürdüğü araştırmalar bu arada sayılabilir. Bunlar yalnızca kömür ve uranyum aramalarıyla ilgili çalışmalarlardır. 1973 yılına kadar bölgenin - Neojen stratigrafisiyle ilgili çok az yayın yapılmıştır. Bu yayınlarda stratigrafi, kayatürlerine göre kurulmuş ve çökellerin karakteristik fosil içermediği belirtilmiştir. Bölgenin ilk ayrıntılı yayını Alman araştırmacılarca yapılmıştır (Sickenberg ve diğerleri, 1975; Sickenberg, 1975).

Daha önce yapılan çalışmalarla ortaya çıkan biyostratigrafi sorunlarına çözüm getirmek, yeni saptanabilecek zengin fosil yatakları aracılığı ile yakın bölge ve Balkanlar'la olan ilişkisini araştırma amacıyla, 1973 yılında MTA Enstitüsü Jeoloji Şubesi'nce "Muğla-Yatağan-Milâs ve yakın dolayının biyostratigrafi araştırması" adlı projesi uygulanmıştır.

Çalışma sonunda bölgede başlıca iki formasyon ayrırtlanmıştır (şekil 2). Bunlardan Eskihisar Formasyonu, Turgut ve Sekköy üyeleriyle; Yatağan Formasyonu ise Madenler, Bayır ve Bozarmut üyeleriyle temsil edilmişlerdir.

Arazi çalışmalarının yanında, Proje elemanlarından Atalay Equid'leri, Gürbüz Carnivora'ları, Saraç Rhinoceroidea'ları, Ertürk Suidea'leri ve Ünay mikro memelileri incelemişlerdir. Ayrıca, MTA Enstitüsü Elemanlarından Arslan Giraffidae'ler, Ermumcu Proboscidea'ler ve Tekkaya Bovidae'ler üzerinde çalışmışlardır.

ORTA MİYOSEN STRATİGRAFİSİ

Eskihisar Formasyonu

Neojen göl çökellerinin çöküntü alanlarında oluşması, çökellerin transgressif aşmalı olmaları, havza kenarlarına doğru yanal geçiş göstermeleri nedeniyle, bölgede formasyonu bütünüle kapsayan bir kesit gözlenememiştir. Ancak arazi-nin çeşitli yörelerinde bu formasyonun içinde oldukları düşü-



Şekil 1: Bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

nülen üyelerin, ayrı ayrı alman kesitlerinin birleştirilmesiyle formasyon için birleştirilmiş bir kesit verilmesine çalışılmıştır. Formasyon için yapılan birleştirilmiş kesitin kurulmasında, çalışma bölgesinde MTA Enstitüsü Kömür Servisinin, kömür amaçlı sondajlarından yararlanılmıştır.

Eskihisar Formasyonu'na yüzeylemeler Yatağan-Milâs karayolunun 8'inci kilometresinde ve Eskihisar köyünün kuzeydoğusundaki açık kömür işletmelerinin yarmalarında gözlenir.

Formasyonu oluşturan birimler göl ve akarsu kökenli çökellerdir. Aşağıdan yukarıya doğru formasyon, gri, gri-yeşil renkli, bol mikalı, kireçsiz, kaba taneli kil, kum ve çakıl araldanmalıdır. Bu ardaşıklı birimler içinde bol oranda, yaklaşık 1 santimetre çapında kuvars çakılları saçılmış durumdadır. Killer üste doğru hümöslü killere ve yaklaşık 1 metre kalınlıkta killi linyitlere geçerler. Bunların üstüne Turgut bucağının güneydoğusunda ve kuzeydoğusunda 10 metre kalınlığında gri ve gri beyaz tüfitler gelir. Tüfitlerin üstüne de 17-20 metre kalınlıkta kömür turbası ve beyaz-gri, sarımsı, yer yer sert, bazen de yumuşak killi kireçtaşı ve kireçtaşı gelir. En üstte bataklik çökelleri vardır.

Eskihisar Formasyonu'nun kalınlığı ortalama 200 metre dolayındadır.

Eskihisar Formasyonu, tabanda daha yaşlı birimlerle açısız uyumsuz, tavanda ise Yatağan Formasyonu ile uyumsuzdur. Eskihisar Formasyonu, Turgut üyesi ve Sekköy üyesini içerir.

Turgut Üyesi

Tip ve Başvuru Kesiti. Üye Yatağan-Milâs arasında. Eskihisar köyünün batı ve kuzeybatısında kesit verir (şekil 3, 4, 5). Üyenin tabanının en iyi gözlendiği yer, Turgut bucağının, Hacıbayramlar, Kanlılar köylerine doğru olan çöküntü alanındadır.

Kayatürü Açıklaması. Üyenin çökelleri göl ve akarsu kökenli olup, tabanda gri, gri-beyaz, gri-yeşil renkli, bol mikalı kaba taneli kil, kum, çakıl araldanmalıdır. (şekil 3, 4, 5). Kum içinde yaklaşık 1 santimetre çapında, beyaz, yuvarlak kuvars taneleri boldur. Bu çökellerin özelliği, bol mika taneleri içermeleridir. Killer bazı yerlerde hümüs, bazı yerlerde de bol bitki artığı içerirler. Aynı killer ortalama bir metre kalınlıkta killi, kuşlu, kükürtlü linyitlere geçerler. Bu durum Eskihisar köyünün kuzeybatısında Hacıbayramlar, Kanlılar köyleri arasında ve aynı yörede açılan su kuyularının karotlarında da gözlenir. Alt düzeylerde kil oranı düşer. Üst Miyosen Gölünün kıyısına doğru çakıl boyları büyür. Turgut bucağının güneydoğusunda ve kuzeydoğusunda taban çökelleri ile yanal geçişli olduğu saptanan ve kalınlığı 8 metre olan gri renkli tüfit, ve bunun üzerinde marn, linyit, killi kireçtaşı, kireçtaşı gözlenmiştir. Killi kireçtaşı gri, gri-yeşil renklidir. Killi kireçtaşı, yukarıya doğru ince tabakalı açık sarı renkli kireçtaşlarına geçer. Kömürlü düzeyin tavanından yukarıya doğru ve gölün kenarlarına doğru kireçtaşı kalınlığı artmaktadır. Killi kireçtaşı, kireçtaşlarıyla yanal geçişlidir.

Stratigrafi İlişkileri. Turgut Üyesi'nin en alt çökelleri, Hacıbayram, Kanlılar köyleri arasında, Menderes Masifinin Paleozoyik yaşta gnayslarının (Abdüsselamoğlu, 1965); Eskihisar köyünün batısında ve kuzeybatısında ise Paleozoyik,

Mezozoyik yaşta şist ve kireçtaşlarının üstünde açılmal uyumsuzdur.

Turgut Üyesi'nin tavanında yer alan Sekköy Üyesi'yle olan dokanağında bu iki üyenin dereceli geçişli olduğunu saptanmasına karşı, Yatağan ile Milas ilçeleri arasındaki eski karayolunun kuzeybatısındaki Kuru vadi'de üyeler arasında çok hafif bir uyumsuzluk gözlenmiştir.

Kalınlık ve Yanal Devamlılık. Turgut Üyesi'nin kalınlığı yaklaşık 174 metre dolayındadır. Üye, Turgut bucağı, Hacıbayramlar, Eskihisar köyleri, Yatağan ilçesi, Kavaklıdere, Çamyayla köyleri, Milas ilçesi, Sarıçay yörelerinde yanall devamlılık gösterir (şekil 2). Turgut Üyesi'nin üstünü bir çok yerde doğrudan doğruya Yatağan Formasyonu ve genç alüvyon çökellei örtmektedir. Bazı yerlerde de bu üye Neojen faylarının etkisiyle derinlere inmiştir.

Fosil Kapsamı ve Yaş. Üye, omurgalı, omurgasız ve polen fosilleri içerir. Omurgalı fosilleri bulunduran tabakalar killi kumlar ve kömürlü düzeylerdir. Omurgasızlar ise killi kireçtaşı, kömür ve kireçtaşlarında gözlenmişlerdir. Kil ve kömürlü düzeyler de polen içerirler.

Yatağan ilçesine bağlı Eskihisar köyünün batısındaki Turgut Üyesi'nin üst çökelleri içinde file ait bir azı diş ve koruyucu diş parçaları bulunmuştur. Eskihisar köyü yöresinde kömür işletmelerinde, kömürlü düzeyler içerisinde omurgalı fosil parçaları alınmıştır. Aynı üyede omurgasız fosillerin yaygın olmasına karşın, toplanan gastropod ve mollusk fosillerinin tanımı yapılamamıştır. Kil ve kömürlerden alınan polen örneklerinin çoğu değerlendirme için elverişsiz çıkmıştır.

Milas-Sarıçay fosil yatağından toplanan omurgalı fosiller bu üyenin yaşına açıklık getirmişlerdir.

Alloptox anatoliensis Ünay ve Şen
Pliospalax primitivus n. sp.
Anomalomys gaudryi Gaillard
Turkomys aegeensis n. sp.
Mastodon (ZygoIophodon) tapiroides Cuvier
Anchitherium sp., *Listriodon lockharti* Pomel
Tossunoria sp. *Gazella* sp.

Dara önceki araştırmacılar Benda ve diğ. (1975) ce saptanan polen ve mikromemellilere göre bu düzeye Üst Miyosen ortası yaşı verilmiştir. Aynı yerde saptanan yukarıdaki fosillerin ışığında buranın yaşı Orta Astarasiyen'dir.

Zoocoğrafya ilişkileri. Üyenin içerdiği *Alloptox anatoliensis* Moğolistanla, *Pliospalax primitivus* Balkanlarla, *Anomalomys gaudryi* Avrupa ile zoocoğrafik ilişkiler gösterir.

Sekköy Üyesi

Tip ve Başvuru Kesiti. Araştırma bölgesinde çok az yüzeyleme vermektedir. Topoğrafik yüzeyi alüvyonlarla, ya da Yatağan Formasyonu çökelleriyle örtülüdür. *Tip kesit* verdiği yer Yatağan, Eskihisar köyünün 1 kilometre güneyinden başlayarak eski Milas yolu üzerinden, Yatağan'a uzanan küçük Kurudere vadi'nin batı yamacındadır (şekil 2).

Kaya Türü Açıklaması. Turgut Üyesi ile Sekköy Üyesi'nin dokanağından bulunan traverten özellikte plakette killi kireçtaşı ve kireçtaşı üstüne 6 metre kalınlıkta gri, gri-yeşil

killi kireçtaşı, killi, küçük çakıllı kum, yığın halinde mollusk, gastropod kavkılar; ince tabakalar halinde bitki kalıntıları ve hümsü içeren siyah kahverengimsi killi linyit, mil, kahverengi-siyah kil, hümsü mollusk kalıntıları gelir. Bu çökeller kısmen kireçlidir. Bu üyenin üst ve orta kısımlarında ince tabakalı tüfit düzeyleri vardır (şekil 3).

Stratigrafi İlişkileri. Sekköy Üyesi, tabanındaki Turgut Üyesi'yle dereceli geçişlidir. Yalnız yeni Eskihisar köyünün batısındaki Kurudere vadisi'nde bu iki üye arasında çok hafif bir uyumsuzluk gözlenmiştir. Tavanında ise Yatağan Üyesi'yle olan dokanağı ayırdır.

Kalınlık ve Yanal Devamlılık. Sekköy Üyesi'nin kalınlığı yaklaşık 25 metre dolayındadır. Yanal devamlılık çok az gözlenebilmiştir. Milas ilçesine bağlı Sekköy'de, Eskihisar köyünün Kurudere vadisinde ve Muğla'nın Yerkesik nahiyesinde Çatakbağyaka köyünde gözlenir (şekil 2).

Fosil Kapsamı ve Yaş. Sekköy Üyesi'nin omurgalı fosil yatağı, Yatağan-Yenieskihisar köyünün Yatağan-Milas eski yolu boyunca uzanan küçük kuru derenin batı yamacında açılmıştır (şekil 2). Mikro ve makro omurgalı fosiller 3 m kalınlıktaki humuslu-kil, silt, marnlı çökellerde, kısmen yığın halinde ve kısmen de dağınık olarak bulunmaktadır. Fosil yatağından toplanan fosil topluluğu:

Steneofiber cf. *Jaegeri* Kaup
Galerix cf. *möedlingensis* Rabader
Ictitherium sp. *Anchitherium* sp.
Brachypotherium brachypus Lartet
Aceratherium (Mesaceratherium) simorense Lartet
Aceratherium aff. tetradactylum Larter
Paleotragus sp. içerir

Muğla-Yerkesik-Çatakbağyaka fosil yatağından toplanan fosiller:

Pseudalonis sp.
Paralutra Jaegeri (Filhol)
Dinotherium giganteum Kaup
Brachypotherium brachypus Lartet
Urmatherium sp.
Gazeller sp.
Paleotragus sp.'dir

Bölgede önceden çalışmış araştırmacılar Benda (1971) ile Benda ve diğerleri (1975) tip seviyeyi polenlerden saptamış ve Sekköy Üyesi'ni Miyosen ile Pliyosen geçişi olarak kabul etmiştir. Bu yazının yazarı tarafından toplanan örneklerde MTA Enstitüsü'nden Arslan ise aynı Polen türüne rastlamamış, belgelediği diğer türlerle Pliyosen yaşını vermiştir. Becker-Platen ve diğerleri (1975)'de mikro makro omurgalıları göre Üst Miyosen'in en üstü yaşını vermişlerdir. Omurgalı fosillerin hemen üstüne gelen tüflerden yapılan radyometrik yaş tayinleri ile de bu yaş 11 Milyon yıl olarak saptanmıştır (Becker-platen, 1975).

Bu durumda polenlerle verilen yaş radyometrik olarak verilen yaşla çelişmektedir. Çünkü radyometrik olarak saptanan 11 milyon yıl Tortaniyen'e karşılık gelmektedir. Yukarıda polen belgelemesine göre Pliyosen yaşı verilen çökelin içerisinde *Anchitherium* ve *Dinotherium giganteum* Kaup fosillerinin bulunması Becker-Platen ve diğerleri (1975)'nin görüşünü desteklemektedir. Tarafımızdan saptanan *Anchithe-*

rium ve *Dinotherium giganteum* Kaup fosilleri Miyosen'in karakteristik fosilleridir. Bunların ışığında yaş, üst Astarasiyen olarak saptanmıştır.

Zoocoğrafya İlişkileri. Üyenin içerdiği *Stenofiber cf. Jaegeri*, *Galerix cf. moedlingensis*, *Brachypotherium* ile Balkanlarla; *Crouta* ile de Asya-Avrupa ile zoocoğrafik ilişkiler gösterir.

Ortam Koşulları. Menderes masifi ve bu masife bağlı dağ sıralarının çöküntü alanlarına ilk karasal Neojen oluşuklarının çökmesi, Turgut Üyesi ile başlamıştır, önce akarsu kökenli çökeller daha sonra gölsel oluşuklar çökmüştür. Çökme çakıllarla başlayıp kum, kil, humus, tüfit, marn, kömür, kireçtaşlarıyla devam eder. Bu oluşuklar çökme alanının kenarlarına doğru kalın, içlere doğru ise ince tanelidirler. Bunların içlerinde temel kayalara ait parçalar boldur.

Bu temel kayaların aşınmasından oluşan çökelleri o günkü akarsular çöküntü alanına taşımışlardır. Bu formasyona ait çökeller bu yüzden birbiriyle yanal geçişlidirler. Turgut Üyesi, Sekköy Üyesi'nden kalın kömür tabakalarıyla ayrılır. Sekköy Üyesi gölün en üst birimi olup, bataklık özelliğindedir. Formasyon içinde her iki üye birimleri arasında çeşitli kalınlık gösteren tüfitler, yakın bir bölgede Orta Miyosen gölüyle yaşıt olabilecek bir volkanik etkinliği kanıtlar. Tüfitler, Turgut Üyesi içinde kalın tabakalı, Sekköy Üyesi içinde ince tabakalıdır. Bu da volkanizmanın önceleri şiddetli, sonraları daha hafif olduğunu gösterir. Turgut Üyesi'nin üst düzeylerini oluşturan kireçtaşları, kıyıya yakın yerlerde kalın tabakalıdır; böyle oluşu gölün kıyılarının durgunluğunun kanıtıdır. Turgut Üyesi'nin karakteristiği olan kalın kömür tabakalarının her yerde bulunmayışının nedenlerinden biri olarak, o günkü derelerin, oluşan kömürleri erozyonla sürükleyişi gösterilebilir. Neojen öncesi topoğrafyanın çok engebeli oluşu nedeniyle, çukur alanlarda oluşan göller birbirlerine dar boğazlarla bağlanmışlardır.

Formasyonun içerdiği fosillere ve fosilleşmeye göre, Orta Miyosen'in orta kısımlarında iklim ve bitki örtüsü step karakterindedir. Orta Miyosen'in kısımlarında ise daha nemli olup bitki örtüsü orman özelliği göstermektedir.

ÜST MİYOSEN STRATİGRAFİSİ

Yatağan Formasyonu

Eskihisar Formasyonu gibi Yatağan Formasyonu da araştırma bölgesinde bütün bir kesit vermemektedir. Ancak değişik yerlerde gözlenen, bu formasyona ait, üyeler birleştirilerek formasyon için birleştirilmiş kesit yapılmıştır.

Yatağan Formasyonu üç ayrı üye içermektedir; Madenler Üyesi, Bayır Üyesi ve Bozarmut Üyesi; bu üyelerin yüzlek verdikleri ve birbirleriyle olan ilişkilerinin gözlenebileceği yer, Yatağan Muğla arasında Madenler, Akgedik, Bayır, Salihpaşa köyleri dolaylarındadır (şekil 2).

Yatağan Formasyonu'nun en özgün niteliği açık koyu arası değişen turuncu rengidir. Bu formasyon karasal akarsu kökenli çökel niteliğinde olup, alttan yukarı doğru kabaca şu çökelleri içerir: Volkanik tüf, silt, kum, kil, marn, çakıltaşı ardalması ve tatlı su kireçtaşı, egemen renk turuncu olmasına karşın tüfler gri, kirli gri; kil, marn, kumtaşları da yer yer gri renktedir.

Yatağan Formasyonu ortalama 350 metre kalınlıktadır. Bu formasyon, Muğla Yatağan arasında yanal devamlılık gösterir.

Yatağan Formasyonu tabanda Paleozoyik-Mezozoyik yaşta temel kayalarla; tavanda ise daha genç, gevşek yapılı çakıltaşı düzeyleriyle açıl uyumsuzdur.

Madenler Üyesi.

Tip ve Başvuru Kesiti. Yatağanın güneydoğusundaki Madenler köyünün, Madenler deresinde yüzelemektir (şekil 3,4).

Kaya Birimi ve Açıklaması. Alttan üste doğru: Gri yeşil renkli killi kum; gri, açık beyaz renkli kumlu-çakıl; gri, açık turuncu renkli tüfit; gri renkli ince taneli kil; gri, yeşil renkli, gevşek, dokulu marn; açık beyaz, killi beyaz renkli kireçtaşı yer almaktadır.

Kalınlığı ve Yanal Yayılımı. Bu üyenin kalınlığı 30 m dolayındadır. Madenler Üyesi, Yatağan bölgesinde yalnız Madenler deresinde ve Milâs-Ulaş köyü dolayında küçük yüzlekler vermektedir. Çoğu yerde Madenler Üyesi, genç alüvyonlar tarafından örtülmüştür.

Stratigrafik İlişkiler. Madenler Üyesi'nin tabanı gözlenmemiştir. Tavada ise Bayır Üyesi ile tedrici geçişlidir.

Fosil Kapsamı ve Yaş. Madenler köyünün, Madenler deresinde, marn içinde omurgalı fosil kalıntıları bulunmuştur; saptanan fosiller *Paleotragus sp.* ve *Tragocerusamaltheus Roth* ve *Wagner*'dir.

Milâs'ın ören bucağının Ulaş-Karaağaç köyleri arasında yüzlek veren Madenler Üyesi'nin kil ve marnları içinde de *Urmaatherium sp.* saptanmıştır. Ayrıca bu çökellerin üstüne gelen kireçtaşı düzeyler tatlı su gastropod ve mollüskleri içerir. Üyenin yaşı yukardaki fosillere göre Turoliyendir.

Bayır Üyesi.

Tip ve Başvuru Kesiti. Bayır Üyesi bölgede Salihpaşalar köyünün Karaağaç yöresinde kesit verir (şekil 3, 4, 5).

Kaya Birimi Açıklaması. Karasal, akarsu kökenli çökeller aşağıdan yukarıya doğru ardalmalı kirli gri, kirli beyaz renkte tüfit, turuncu renkli, iri taneli kum, ve kireç konkresyonları kapsayan kil; turuncu renkli kiltası, silttaşı; turuncu renkli, gevşek ve yer yer de sertleşen kireç konkresyonları kapsayan marn; gri renkli, ince taneli kumtaşı; şist, rekrystalize kireçtaşı, mermer çakıl ve bloklarından oluşan çakıltaşı (turuncu renkli kil ve kireç çimentolu, yer yer gevşek, yer yer de oldukça sert ve sıkı bağlanmış olup, çakıl ve bloklar kıyıya yakın yerlerde köşeli, gölün ortalarına doğru yuvarlaktır) şeklinde sıralanmaktadır.

Stratigrafik İlişkiler. Bayır Üyesi, Paleozoyik-Mezozoyik yaşta şist, mermer ve kireçtaşları üstünde açıl uyumsuzdur. Yatağan'ın doğusunda, tabanda Madenler Üyesi ile tavanda ise Bozarmut Üyesi ile uyumludur. Bu ilişkilerin en iyi gözlenebileceği yerler, Madenler deresi, Bozarmut köyünün güneydoğusu ve Akgedik köyü yöreleridir (şekil 2). Bayır Üyesi'nin, Muğla-Yeşilyurt bucağı Kafaca köyü Kısıkdere yöresinde Eskihisar Formasyonu'na ait Turgut Üyesi ile olan dokanağı faylıdır. Salihpaşalar köyünün kömürlü deresinde ise Bayır Üyesi, Turgut Üyesi kireçtaşlarının üzerine uyumsuzlukla

gelir. Ayrıca, Bayır Üyesi, Yatağan-Muğla arasındaki Akçaova köyü ve onun kuzeydoğusundaki Cevizli dereye güneybatıya çok eğimli çakıldaş, turuncu renkli kumtaşı, yer yer miltası, kireçtaşı ardalanmalı çökeller ve köşeli iyi çimentolanmamış çakıldaş ve çukurları dolduran çakıllarla açılmal uyumsuzdur.

Kalınlık ve Yanal Devamlılık. Bu üyenin en kalın olduğu yer Akgedik ile Eskibayır köyleri arası olup 350 metre dolayındadır.

Bayır Üyesi çökelleri bölgede oldukça yaygındır. Yatağan'ın doğusunda Madenler, Elekçi, Bozarmut, Eskibayır, Kafaca; Kuzeyde Kediler, Şeref, Çobanlar, Kavak, Alikirse; Kuzeydoğuda Çırpıovası köylerinde; Yatağan'ın batısında Turgut bucağı, ve Muğla-Yerkesik-Çatakbağyaka, Muğla-Milas-Beyin-Ulaş arasındaki yörelerde yanal devamlılık gösterir.

Fosil Kapsamı ve Yaş. Bayır Üyesi omurgalı fosil yönünden oldukça zengindir. Eskibayır, Akkavak yöresinde gri, kirli beyaz tüfler içinde Hipparion gracile Kaup; Bovidae ve Giraffidae'lere ait alt ve üst çene parçaları bulunmuştur. Bu fosil yatağı Milas Ulaş köydeki tüflü fosil yatağı ile aynı fosiller içermektedir. Omurgalı fosillerince asıl zengin olan çökeller Bayır Üyesi'nin en üst çakıldaşının altındaki killi marnlı-çamurlu düzeylerdir. Fosiller toplu halde ve merccekler içinde bulunmaktadır. Aynı çökeller içinde açılan çeşitli yerlerdeki fosil yatakları aynı fosilleri içerirler ve aynı yaşlardır.

Bu fosil yatakları ve içerdikleri fosiller şunlardır:

- a) Salihpaşalar K a r a a ğ a ç Fosil Yatağı (şekil 2)
I c t i t h e r i u m robustum (Gervais ve N o r d m a n n)
I c t i t h e r i u m h i p p a r i o n u m (Gervais)
Smicyon sp.
Crocuta eximia (Roth ve Wagner)
Hipparion sp.
Hipparion gracile Kaup
Hipparion mediterraneum Hansel
Hipparion matthewi Abel
Dicerohinus orientalis Schlosser
Microstonyx pilgrim
Paleotragus rounii Gaudry
Protoryx carolinae Major
Gazella sp.
Gazella deperdita Gervais
- b) Salihpaşalar K e m i k Alan Fosil Yatağı (şekil 2)
I c t i t h e r i u m sp.
I c t i t h e r i u m robustum (Gervais ve N o r d m a n n)
Crocuta eximia Roth et Wagner
Hipparion matthewi Abel
Hipparion gracile Kaup
Hipparion sp.
Dicerohinus orientalis Schlosser
Chilotherium sp.
R h i n o e e r o t i d a e g n. ve sp. İ n d e t .
Samotherium sp.
Paleotragus rouenil Gaudry,
Palaeroyx pallasii Gaudry
Protoryx carolinae Major
Gazellar sp.
Gazella deperdita Gervais

- c) Şerefköy Fosil Yatağı: (şekil 2)
Hystrix primigenus Gaudy ve Larter
Hipparion gracile Kaup
Hipparion sp.
Hipparion matthewi Abel
Diceros pachygnathus Wagner
Diceros pachygnathus pachygnathus Wagner
Rhinacerotidae gen ve sp. İndet
Paleotragus rounenii Gaudry
Helladotherium duvernoyi Gaudry
Bovidae gen. ve sp. İndet
Palaeoreas lindermayari Gaudry
Palaeoryx pallasii Gaudry
Pseudotragus sp
Gazella sp.
Gazella gaudryi Schlosser
Protoryx carolinae Major
Protrachelaphus sp.
Protrachelaphus skouzesi Dames
Orgcteropus sp.
Tragoceros amaitheus Roth ve Wagner

- d) Elekçiköy Fosil Yatağı: (şekil 2)
Ichitherium sp.
Hipparion matthewi Abel
Hipparion gracile Kaup,
Palaeoryx pallasii Gaudry
Gazella gaudryi Schlosser
Gazella deperdita Gervais

Yukarıda belirtilen fosil topluluğunun ışığında bu üyenin yaşı Türoliyen olarak saptanmıştır.

Zoocoğrafya İlişkileri. Yukarıda belirtilen fosil yataklarından toplanan fosillerden,

Ichitherium; robustum (Gervais ve Noromann)
Ichitherium hipparionum (Gervais)
Smicyon sp.
Crocuta eximia (Roth ve Wagner)
Hipparion sp.
Hipparion gracile Kaup.
Diceros pachygnathus Wagner'in Asya, Avrupa, Balkanlarla;
Dirarorhinus orientalis Schlosser (?)
Hystrix primigenus Gaudry ve Lartet'in

ise Asya ile ilişkileri vardır.

Bozarmut Üyesi

Tip ve Başvuru Kesiti Bozarmut köyünün güneydoğusunda ki lişar köyüne giden stabilize yolun her iki yanındaki yarmalarda yüzlek ve kesit verir (şekil 3-4).

Kaya Birimi ve Açıklaması. Görsel niteliklerdeki çökeller aşağıdan yukarı doğru: Gri, yeşil renkli kil, bol hümüs ve bitki artıklı, üst düzeylere doğru turba özelliğindeki oluşuklar, gri açık beyaz renkli tüfit, kil ve marn içerirler. Bu marn ve killer üst düzeylere doğru açık turuncu renge geçerler, beyaz renkli, ince dokulu, gastropod ve mollusk fosili içeren tatlı su kireçtaşı bu üyenin en üst düzeylerini oluşturur.

Stratigrafik İlişkiler. Bozarmut Üyesi, Bayır Üyesi'nin turuncu renkli kum, kil, silt ve marnları ile geçişlidir. Gözlem yeri, Akgedik köyü yöresindedir. Bu üyenin çökelleri, Bozar-

mut köyünün güneydoğusunda, Paleozoyik ve Mezozoyik yaşta temel kayalar üstünde de aşıl uyumsuzdur. Milâs-Beçin köyünde ise bu üyenin en üstünü oluşturan tatlı su kireçtaşları, Bayır Üyesi ile uyumludur.

Kalınlık ve Yanal Devamlılık. Bozarmut Üyesi'nin kalınlığı 70 m dolayındadır. Bu üyenin bölgedeki yayılım alanı dardır. Yatağan ilçesine bağlı Bozarmut-Akgedik köyleri arasında yüzeyleme verir.

Ayrıca, Bozarmut Üyesi'nin en üstünü oluşturan kireçtaşı Milas yakınındaki Beçin ile Bahçeköy arasında görülür ve alt kısımlarında beyaz renkli tuf içerir. Ayrıca bu kireçtaşları, Bozarmut bölgesinde, Yatağan ovasına doğru eğimli olup, bakışlımlı bir senklinal yaparlar.

Fosil Kapsamı ve Yaş. Bozarmut köyünün güneydoğusundaki bölgede yapılan kazılarda, kireçtaşlarının altında olan tüflü marn ve turba özelliğindeki oluşuklar içinde dağılmış bulunan omurgalı fosillerden yalnız Hipparion gracile Kaup ve Cervus sp.'ye ait çeşitli tekçe diş ve etraf kemiği parçaları bulunmuştur. Ayrıca Kireçtaşı içinde de bol miktarda gastropod ve mollüsk fosilleri toplanmış, ama tayinleri yapılamamıştır. Hipparion gracile Kaup'a göre yaş Turoliyen olarak saptanmıştır.

Zoocoğrafik İlişkiler. Hipparion gracile Kaup'un Samos ve Selanik Hipparion'larıyla ilişkisi kurulabilir.

Ortam Koşulları. Bölgede Alt Miyosen sonunda başlayan yükselme ve Yerel çökmeler Üst Miyosen ve Alt Pliyosen'de devam eder. Bu durumun günümüzde de sürdüğü bölgede, kristalin masifin batı kenarında, Şahinler köyü ile Harempınar köyü arasında yeni çöküntülerin varlığı ile gözlenir. Burada çöküntü eksenin batıya doğru döndüğünde görülebilir. Orta Miyosen'de birbirine dar boğazlarla bağlı çöküntü göllerinin, Üst Miyosen'deki yükselmeyle aralarındaki bağlantılar kesilmiştir. Menderes masifine bağlı dağların arasında oluşan çöküntü havzalarında karasal kökenli, açık, koyu turuncu renkli ve yer yer de gri, yeşil renkli, kil, kum, marn, çakıltası ve kireçtaşları çökelmiştir.

Üst Miyosen başında başlayan ilk çökme genellikle ince elemanlı olup, gösel niteliktedir ve tatlı su mollüsk fosilleri kapsar. Üst Miyosen'in alt düzeylerinde kaim tüfit tabakalarının varlığı, Orta Miyosen'in alt düzeylerinde başlayan yakın bölgedeki volkanizmanın, bu devrede tekrar etkinliğini artırdığına işaret eder. Üst Miyosen'in ortalarına doğru akarsu kökenli çökellerin arttığı gözlenir. Gölün kıyılarında genellikle kaba elemanlı çökellerin yanında, ince elemanlı çökellerin varlığı ve ayrıca gölün iç kısımlarında da ince elemanlı çökellerin çokluğu yanında, kaba elemanlı çökellerin de bol ölçüde olması, temel kayalardaki yükselmenin ve yerel çökmelerin hızlandığını ve bu şekilde de akarsuların enerjilerinin arttığına karalardaki erozyon hızının arttığını ve olası olarak da aralıklı şiddetli yağmurların ve bunların neden olduğu sellenmelerin meydana gelmiş olduğunu kanıtlamaktadır. Bu devredeki çökeller düzgün tabakalanmadan çok, karışık yığınlar ve orta yükseklikte tepeler oluşturmuşlardır. Üst Miyosen gölünün orta aşamalarında tekrar durgun bir devreye girilmiştir. Bu devredeki çökeller, bataklık özelliğinde kil marn ve turba karakterindeki oluşuklardır.

Bu çökellerin en üst kısımlarını ince dokulu, kalın tabakalı, açık beyaz renkli, bol fosilli tatlı su kireçtaşları oluşturur. Ayrıca Yatağan-Bozarmut ve Milâs-Bahçeköy-Beçin köylerinde, Üst Miyosende başlayan volkanizma, bu devrenin sonuna kadar sürmüştür. Buna kanıt bu kireçtaşları altında kalın tüfit tabakalarının varlığıdır.

Milas bölgesinde Üst Miyosen çökelleri üzerine denizel çakıltaları ve alüvyonlar gelir. Bu çökeller, Miyosen çökelleriyle aşıl uyumsuzdur. Bu denizel çökellerin Ege denizinin, Holosen'de bu bölgedeki çökmeyle birlikte, buralara kadar transgresyonunu yansıtmaktadır. Alüvyonlar içinde Holosen'e ait bol denizel fosil toplanmıştır.

Turoliyen başlangıcında iklim nemli; bitki örtüsü ise yarı bozkırların yanısıra göl ve akarsu kenarları ormanlıktır. Turoliyen ortalarına doğru Hipparion'ların çoğalması iklimi kuraklaştırdığı bitki örtüsünün de step karakterinde olduğunu göstermektedir. Üst Turoliyen'de iklim tekrar nemli bitki örtüsü de orman özelliğini kazanmıştır.

SONUÇLAR

Bölgede Neojen çökmesi akarsu ve gösel kökenli olup, ilk çökme Orta Astarasiyen'de başlamış Üst Astarasiyen ve Turoliyen boyunca devam etmiştir.

Bu çökellerin içinde ara katkılı olan tüfitlerin ve kömürlerin yaşları açıklanmış, böylece çevredeki volkaniklerin yaşlarının açıklanmasına katkıda bulunulmuştur.

Neojen çökelleri içinde bulunan önemli bazı omurgalı fosil bulgularının Türkiye'de daha önce bulunmuş yataklarla ayrıca Asya ve Balkanlarla ilişkileri kurulabilmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu projenin hazırlanmasından uygulanmasına, raporlamasına ve yayımlanmasına kadar bana yardımcı olan Sayın Esen Arpat'a ve ayrıca yayıma hazırlanmasında biçimsel yönden yardımcı olan Atilla Oral'a teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİUEN BELGELER

- Abdüselamoğlu, Ş 1965, Muğla-Yatağan çevresinde görülen jeolojik formasyonların korelasyonları hakkında rapor: Maden Tetkik Arama Enst., Rap. no., 397 Ankara.
- Becker-Platen, J.D; Siekenberg, D.Q. Tobien, H., 1975, Die Gliederung der Kanozoischen Sedimente der Türkei nach Vertebraten Fannengruppen: Geol. fähr. Reihe B, Heft 15-pp. 19-45, Hannover. 1975, Vertebraten-Lokalfäunen der Türkei und ihre Altersstellung: ibid, pp. 47-101 Hannover.
- Benda, L., 1971, Principles of the palynologic subdivision of the Turkish Neogene (Kanozoikum und Braunkohlen'der Türkei 3)-Newsl. Stratigr., 1, 3=23-26, 1971 a.
- Benda, K, Heissig, K.Q. Steffens, P., 1975, The Stellung der Vertebraten-Fau nengruppen der Türkei innerhallo der chronostratigraphischen Systeme von Tethys und Paratethys: ibid; pp. 109-117, Hannover.
- Sickenberg, O., 1975, Die Beziehungen der anatolischen Säugetierfaunen zu jenen des Balkans und der Ägäischen Iseln-In-Sickenberg, O.U. Mitarb Die Gliederung des höheren jungtertiärs und Altquartars in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie: Geol. jb., B, 15=101 — 107 Hannover.

TÜRKİYE JEOLojİ KURUMU BÜLTENİN AĞUSTOS
1979, Cilt 22 Sayı 2 de çıkan "Uludağ Şelit Yatağında Kasalıt Oluşumu" yazıdaki düzeltmeler.

Sayfa	Paragraf	Satır	Yanlış	Doğru	Ekleme	Çıkarma
234	3	1	kaya	kayaçları	—	—
234	7	4	hol	hOl	—	—
234	8	1	hll	hIl	—	—
234	9	1	okl	OkI	—	—
234	9	1	b/ε100	b//100	—	—
234	10	1	hol	hOl	—	—
234	11	1	hoo	hOO	—	—
234	12	1	oko	OkO	—	—
234	13	1	ool	OOI	—	—

234 18 Çizelge başlığının doğrusu aşağıdadır.
ölçülmüş Hesaplanmış Gandolfi Kemerası ile
Observed Observed ölçülmüş Observed
I/I marks ahkl hkl dhkl dhkl

- 235'deki "Cevher Mikroskobu ile İncelemeler" başlığındaki bölümde, 2. paragraf 1. satır: Yanlış: için; doğru: içinde
2. paragraf 3. satır: Yanlış; büyük, doğru; küçük
- 235'deki "Kimyasal Bileşimler" başlığındaki bölümün 9. satırdaki "dırma" sonra "Voltaj: 25 kV. Elektron demet, akımı: 3.2×10^{-8} A. Standart olarak" cümlesi eklenecek.
- Sayfa 235'deki "Kimyasal Bileşim" başlığındaki bölümün 11. satırında: Yanlış; PeT, doğru PET; çizelge 3 den sonraki 4. nolu kısımda; Yanlış; $Pb_2Bi_2S_3$ doğru; $Pb_2Bi_2S_3$ dir.
- Sayfa 235 deki son paragraf dan önce "SONUÇLAR VS TARTIŞMA" başlığı eklenecek.
- Sayfa 236'daki 3. paragraf 13. satırdaki "elimizde" kelimesinden sonra "mevcut" kelimesi eklenecek
- Sayfa 236'daki LEVHA I'deki "Şekil 5: Aym kristalde Ag L_{α} ışını görüntüsü." 2 kere yazılmış, birisi çıkarılacaktır.