

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1979
February.

Cilt: 22 Sayı: 1
Vol. No:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Antalya Naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri
General features of Antalya Nappes and their significance in the paleogeography of southern margin of Thetys
J. Marcoux 1
- Mut-Ermenek-Silifke yöresinin Jeolojisi ve petrol olanakları
Geology of the Mut-Ermenek-Silifke (Konya, Mersin) area and petroleum possibilities
Abdullah Gedik, Şevki Birgili,
Hazım Yılmaz, Rifat Yıldız 7
- Ladik-Destek yöresinin stratigrafisi
Stratigraphy of the Ladik-Destek region
Ali Öztürk 27
- Ortaoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tekniği
The stratigraphy and tectonics of the middle eastern Aegean depression
Orhan Kaya 35
- Çördük Olistostromları
Çördük Olistostromes
Ali Koçyiğit 59
- Haramiköy konglomeralarının sedimanter özellikleri (Nallıhan KD/Ankara)
Sedimentary properties of the Haramiköy Conglomerates (Nallıhan NE/Ankara)
Nizamettin Kazancı 69
- Seben (Bolu) Bölgesi türbidit kireçtaşlarının petrografisi ve mikrosedimanter nitelikleri
Petrography and microsedimentary of turbiditic Limestone, Seben (Bolu) region
Baki Varol 77
- Söğüt-Bilecik bölgesinde polimetamorfizma ve bunların jeoteknik anlamı
Polyphase Metamorphism of the Söğüt-Bilecik region and their tectonic implications
Yücel Yılmaz 85
- Bozüyük metamorfitlelerinin (Bilecik) petrokimyasal özellikleri
The petrochemical features of metamorphites of Bozüyük (Bilecik-Turkey)
Haluk Ayaroglu 101
- Menderes masifi kuzey kesiminde (Ödemiş-Bayındır Turgutlu) gelişen metamorfizma ve bazı ender parajenezler
Metamorphism in northern part of Menderes Massive, Turkey (Ödemiş-Bayındır-Turgutlu region) and some rare paragenesis
Muzaffer M. Evirgen 109
- Karakoca (Simav-Kütahya) kurşun yatağı kükürt izotoplarının incelenmesi
Study of sulfur isotopes of Karakoca (Simav - Kütahya) lead-zinc deposit
Ayhan Erler 117
- Haymana yöresi (G.B. Ankara) üst kreteas Planktonik Foraminifera'ları ve biosotografi incelemesi
Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera and the biostratigraphic investigation of the Haymana area (SW Ankara)
Vedia Toker 121
- Kütahya-Tunçbilek sahasındaki sondaj örneklerinin palinoloji incelemesi
The palynologic examination of core specimens around Kütahya-Tunçbilek area
Ruşen Aslan 135
- Suidea and Tayassuidea from Turkey
Türkiye'nin Suidae ve Tayassuidae'leri
Martin Pickford, Çetin Ertürk 141
- Çalta (Ankara) Pliyosen omurgalı faunası
Pliocene vertebrate fauna of Çalta (Ankara)
Şevket Şen, Jean Claude Rage 165

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ
KOCAELİ BÖLGE TEMSİLCİLİĞİ
Kütüphanesine aittir

No

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)

Çetin KARAĞAÇ

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Enis CEZAYIRLIOĞLU

Yayın Kurulu (Editorial Board)

Usal Z. ÇAPAN — Ayhan ERLER — Ergun GÖKTEN — Ali ÖZTÜRK
Ozan SUNGURLU — Okan TEKELİ

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde Ergüzer BİNGÖL, Mühittin ŞENALP, İbrahim TEKKAYA, Cemal GÖNCÜOĞLU'un 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

33. Dönem (1978-1979)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Tahir ÖNGÜR	Başkan (President)
Doğan PERİNÇEK	İkinci Başkan (Vice President)
Hidir ÇAĞLAYAN	Genel Yazman (Secretary general)
Ertem TUNCALI	Sayman (Treasurer)
Ali YILMAZ	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
Çetin KARAĞAÇ	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Soner KAYAKIRAN	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

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

Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA

Bu derginin telif hakkı M.T.A. Enstitüsü tarafından satın alınmıştır.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1979
February.

Cilt: 22 Sayı: 1
Vol. No:

Bulletin of the Geological Society of
Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Antalya Naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri
General features of Antalya Nappes and their significance in the paleogeography of southern margin of Thetys J. Marcoux 1
- Mut-Ermenek-Silifke yöresinin Jeolojisi ve petrol olanakları
Geology of the Mut-Ermenek-Silifke (Konya, Mersin) area and petroleum possibilities Abdullah Gedik, Şevki Birgili, Hazım Yılmaz, Rifat Yoldaş 7
- Ladik-Destek yöresinin stratigrafisi
Stratigraphy of the Ladik-Destek region Ali Öztürk 27
- Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tekniği
The stratigraphy and tectonics of the middle eastern Aegean depression Orhan Kaya 35
- Çördük Olistostromları
Çördük Olistostromes Ali Koçyiğit 59
- Haramiköy konglomeralarının sedimanter özellikleri (Nallıhan KD/Ankara)
Sedimentary properties of the Haramiköy Conglomerates (Nallıhan NE/Ankara) Nizamettin Kazancı 08
- Seben (Bolu) Bölgesi türbidit kireçtaşlarının petrografisi ve mikrosedimanter nitelikleri
Petrography and microsedimentary of turbiditic Limestone, Seben (Bolu) region B.M. Varol 77
- Söğüt-Bilecik bölgesinde polimetamorfizma ve bunların jeoteknik anlamı
Polyphase Metamorphism of the Söğüt-Bilecik region and their tectonic implications Yücel Yılmaz 85
- Bozüyük metamorfitlelerinin (Bilecik) petrokimyasal özellikleri
The petrochemical features of metamorphites of Bozüyük (Bilecik-Turkey) Halûk Ayaroğlu 101
- Menderes masifi kuzey kesiminde (Ödemiş-Bayındır Turgutlu) gelişen metamorfizma ve bazı ender parajenezler
Metamorphism in northern part of Menderes Massive, Turkey (Ödemiş-Bayındır-Turgutlu region) and some rare paragenesis Muzaffer M. Evirgen 109
- Karakoca (Simav-Kütahya) kurşun yatağı kükürt izotoplarının incelenmesi
Study of sulfur isotopes of Karakoca (Simav - Kütahya) lead-zinc deposit Ayhan Erler 117
- Haymana yöresi (G.B. Ankara) üst kretase Planktonik Foraminifera'ları ve biyosotigrafisi incelemesi
Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera and the biostratigraphic investigation of the Haymana area (SW Ankara) Vedia Toker 121
- Kütahya-Tunçbilek sahasındaki sondaj örneklerinin palinoloji incelemesi
The palynologic examination of core specimens around Kütahya-Tunçbilek area Ruhşen Aslan 135
- Suidea and Tayassuidea from Turkey-Türkiye'nin Suidae ve Tayassuidae'leri
Martin Pickford, Çetin Ertürk 141
- Çalta (Ankara) Pliyosen omurgalı faunası
Pliocene vertebrate fauna of Çalta (Ankara) Şevket Şen, Jean Claude Kage 155

Antalya Naplarının Genel Yapısı ve Tetis Güney Kenarı Paleocoğrafyasındaki Yeri

General Features of Antalya Nappes and their Significance in the Paleogeography of Southern Margin of Thetys.

J. MARCOUX CNR RAG Géologie Historique Bat 504 Orsay-Fransa ve MTA Enstitüsü Ankara,

ÖZ: Burada Antalya kapları karmaşığının (kompleks) yapısal konumuna ve genel stratigrafisine değinilmiştir. Özel ilgi Triyas'ın gelişimi (Evolusyonu) üzerinde toplanmaktadır. Triyas öncesi epibaykalyen-paleozoyik temel in parçalanması orta Triyas'ta başlamış ve genel olarak bütün Triyas zamanı boyunca devam etmiştir. Bu blok faylanması olayı birçok arazi verileri ile iyi bir şekilde gözlenmiştir. Bu jeodinamik olay bu yöredeki alpin sistemin ve beraberindeki okyanusal alanın doğuşuna uyan yanlım aşaması ile yakın ilgili olup alpin Yenitetis (Neotetis) olarak bilinir. Son olarak da tektonik olaylar öncesini yansıtan durum yeniden oluşturulmuştur.

ABSTRACT: The structural setting and the general stratigraphy of the Antalya nappes complex are described. Particular attention is given on the topic of the Triassic evolution. The epibaikalian paleozoic-eotriassic basement is initiated in middle Triassic time and is general during the rest of the Triassic epoch. This block faulting process is well documented by several field evidence. This geodynamic event is in close relation with the early stage of rifting corresponding in this part of the alpine system with the birth of a new oceanic realm: the alpine Neotethys. Finally a palinspastic reconstruction is proposed.

GİRİŞ

Antalya naplarının burada tanımlanan kısmı, bu napların güney-batı bölümünü kapsar. Toroslarda, Antalya naplarının bulunduğu bu kesimin jeolojisi ile ilgili bilgiler yeni yayınlardan izlenebilir (Brunn ve diğerleri 1976; Marcoux, 1976 a ve b). Burada Antalya serilerinin stratigrafik evrimi toplu olarak sunulduğundan, biyostratigrafiye geniş yer verilmeyecektir.

SERİLERİN TANIMI VE TRIYAS'TAKİ KIRILMA

Kretase sonu ve Tresiye tektonik olayları eski kenardaki oluşukların tümünün parçalanmasına ve hatta bazen, Kretase fazında oluşmuş allokon diziler üzerine eski otoktonun bindirmesine neden olmuştur. Bu tektonik gelişim, şekil 1 de şematik olarak açıklanmaya çalıştığımız düzende, arazide de gözlenebilen nap yapılarının oluşmasıyla sonuçlanır. Mesozoyik kenarının paleografik çerçevesi içinde tektonik birliklerin olası düzeni ise şekil 2 de görülmektedir. Tektonik olaylar öncesini yansıtan bu yorum; ofiyolit unsurlu kırıntılı birimlerin ortaya çıkış yaşı ve İkinci zaman boyunca görülen fasiyeslerin dağılımıyla ilgili gözlem ve kanıtlara dayanmaktadır.

Platform tipi karbonatlı seriler, yerli olduğu kabul edilen ve Antalya naplarının tabanında yer alan Bey Dağlarının doğu yamaçlarında ve dar anlamda Tahtalı Dağ Birliği içinde de bulunurlar. Nap yapılarının en üst kısmında Yeralan Çam Dağ'da durum böyledir. Bu seriler Arap-Afrika platformu kesimine aittirler (Şekil 2A, H).

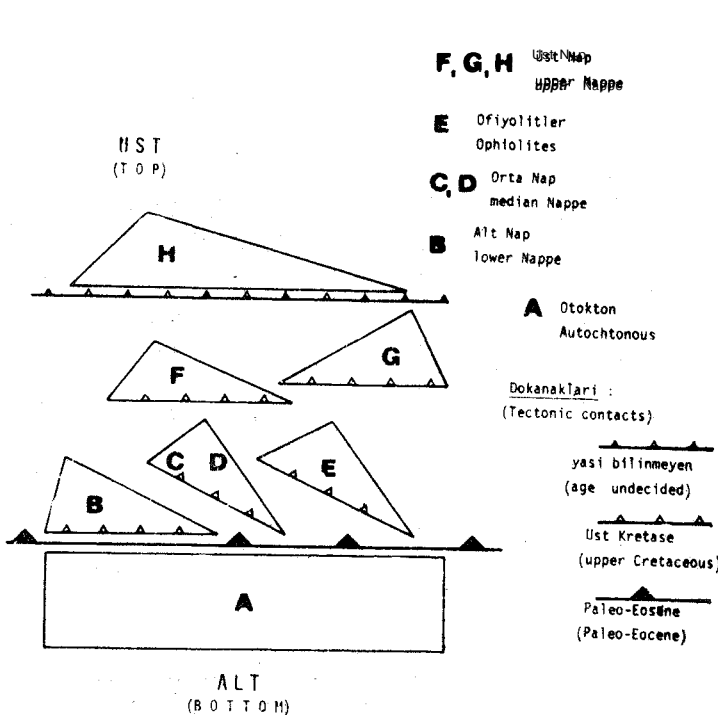
Orta naplar, (Şekil 1) Triyas öncesine ait ve temeli bilinmeyen serilerden oluşmuş birimler (Şekil 3 B-C-D) ile ofiyolit napını (Şekil 3E) içerirler. Bu seriler B birimlerinde (Dereköy) resif kırıntılı marnlar, Ammonit ve Halobia'lı kireçtaşı arakatkılı kumtaşlarıyla (üst Triyas) temsil edi-

lirler ve daha sonra, yaşı Liyas-Maestrihtiyen arası olan radyolaritlerin hakim olduğu bir seri ile devam ederler. O ve D birimlerinde (Alakır çay ve Kara dere-Çalbalı dağ) Orta Triyas'ta başlayıp Üst Triyas'ta yaygınlaşan pelajik özellikli bir tortullaşma görülür (Halobialı kireçtaşları, Ammonitico-rosso, radyolaritler). Bu evrede önemli bir denizaltı volkanizması belirir. Birbirini izler şekilde oluşmuş karbonatlı ve karasal elemanlı türbiditler engebeli bir topografyanın varlığını gösterir. Gerçekte bu topoğrafya volkanizma ve tortullaşma olaylarının kontrolünde oluşur.

Elimizdeki arazi verilerinin azlığına rağmen Jura ve Kretase boyunca, bölgede bir pelajik tortullaşma (Radyolaritler ve silisli pelitler) ve bunlar arasına zaman zaman kalkarenitlerin gelip yerleştiği görülür. Havza tipi çökme ortamını yansıtan bu tip seriler, yayınlardan izlediğimize göre, Yugoslavya'dan Umman'a kadar uzanan bölgelerde raslanan "Pindos" tipi radyolaritli serilerle tamamen aynıdır.

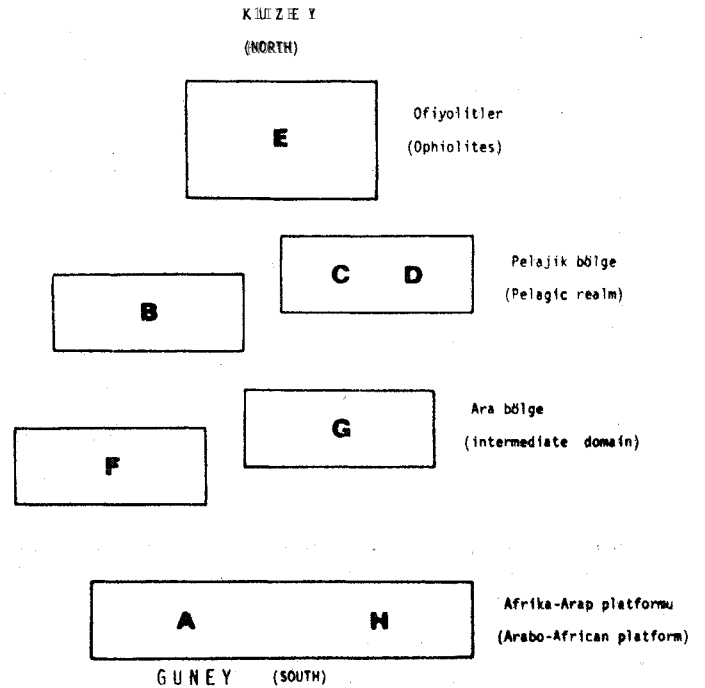
B, C ve D serileri ve onların pelajik tortulları, dar anlamda ofiyolitik naptan bağımsız olarak, bu bölgedeki eski kıyının en kuzeyindeki oluşuklardır (Şekil 2). Bu seriler, özellikle bunların alt bölümleri (Triyas yaşlı), parçalanarak her boy kırıntılı gerci vermiş, genellikle resifal, yüksek bölgelerin yakında bulunduğunu yansıtır.

Bölgenin Orta ve Üst Triyas'taki duraysızlığı "Antalya üst napının" G tipi (Şekil 3) birimlerinde son derece belirgindir. Gerçekten de, hepsi alt Ordovisiyen'den beri bilinen Arap platformu tipi paleozoyik temele benzeyen bu birimlerde (Kemer birimleri), Triyas boyunca önemli fasiyeslerin evrimi ve farklılaşmaları görülür (Şekil 4). Bu olay,



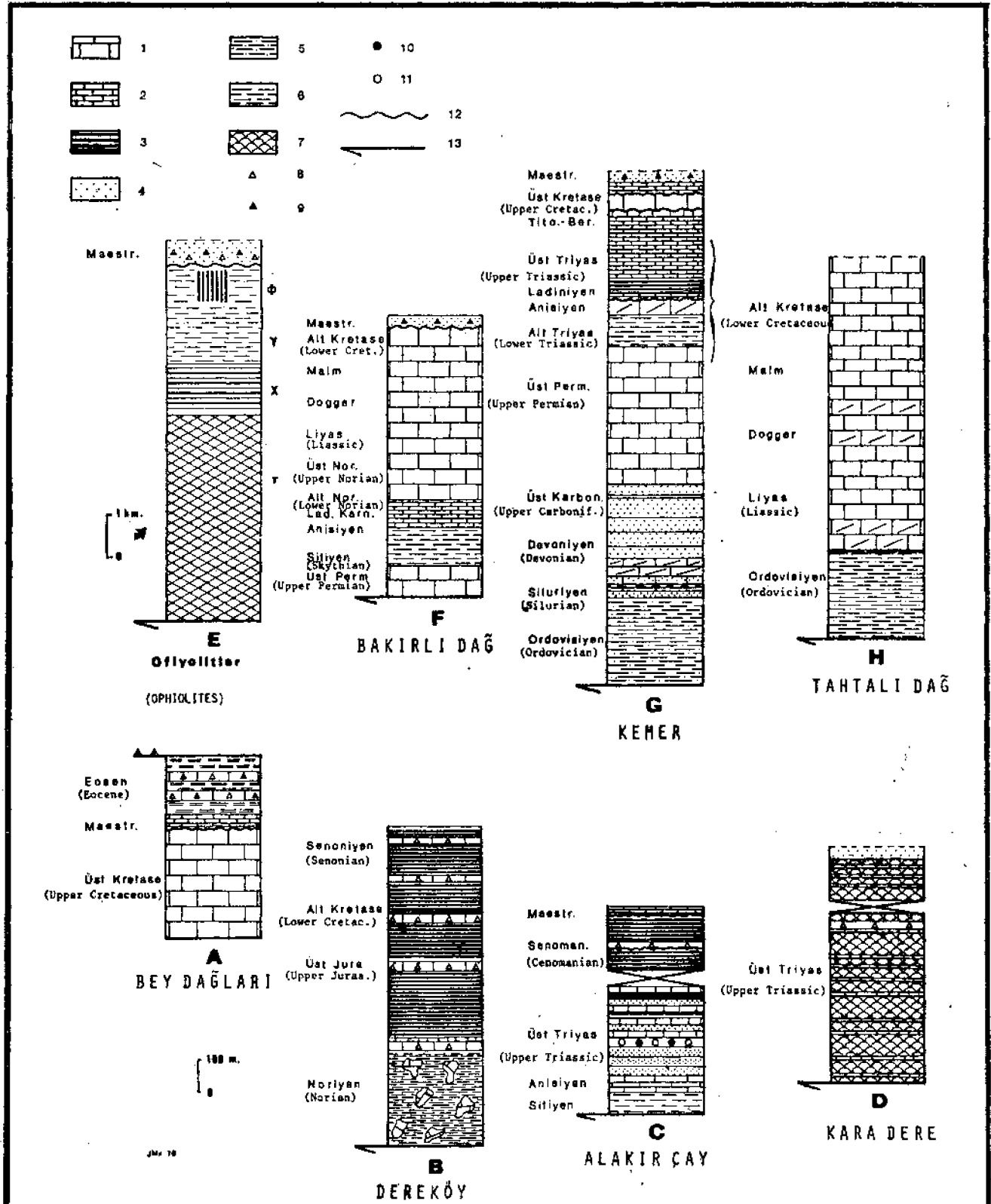
Şekil 1: Antalya napları'nın yapısal durumu.

Figure 1: Structural position of the main units of the Antalya nappes.



Şekil 2: Antalya naplarının tektonik öncesi durumu.

Figure 2: Hypothetical palinspastic reconstruction of the Antalya nappes.

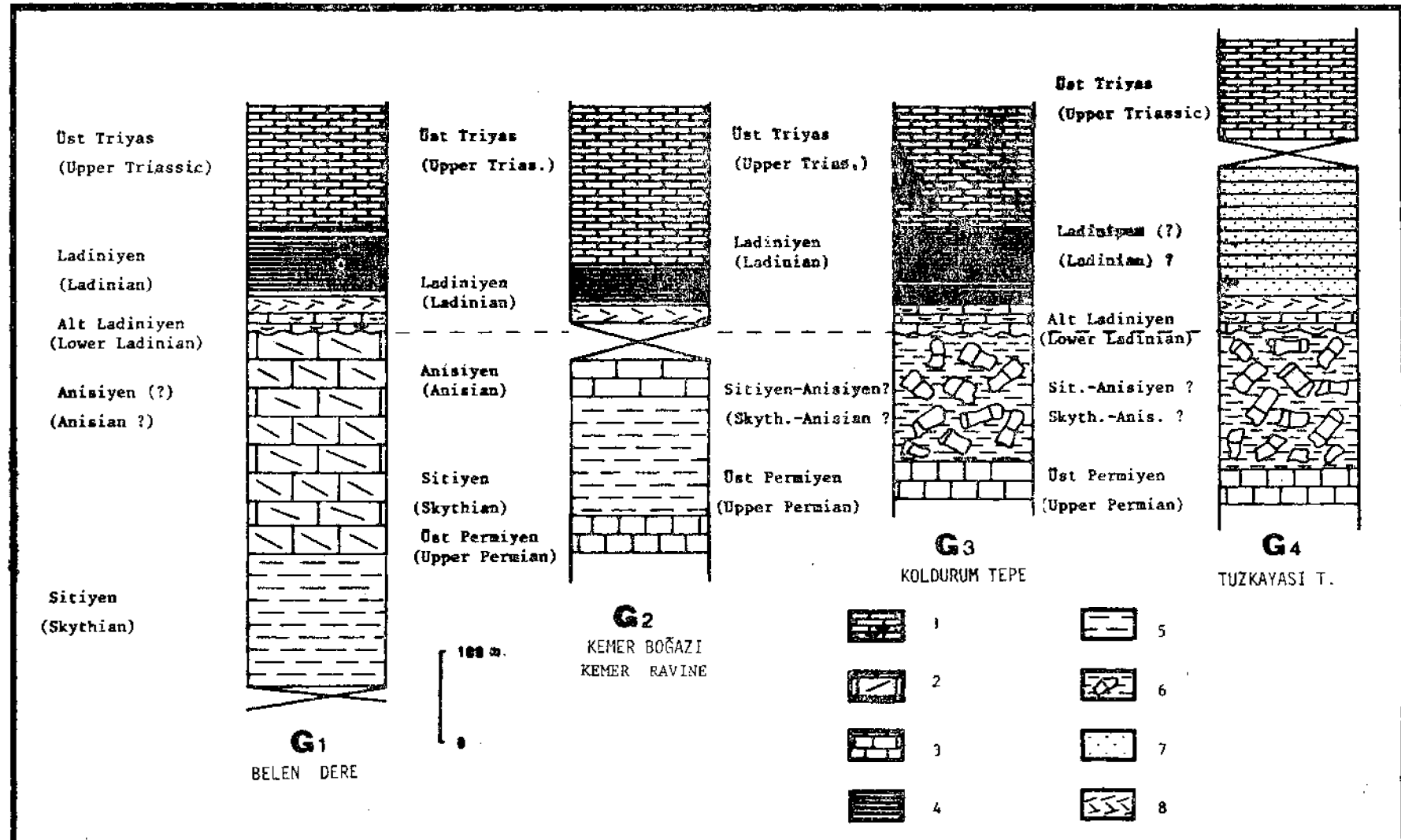


Sekil 3: Antalya naplarının temel birimlerinin kaya stratigrafi şeması.

Figure 3: Stratigraphy of the main tectonic units of the Antalya nappes.

- 1 : Neritik kireçtaşları
Shallow marine carbonates
- 2 : Pelajik kireçtaşları
Pelagic limestones;
- 3 : Radiolaritler;
Radiolarites and bedded cherts
- 4 : Kirintili karasal oluuklar;
Sandstones with plant debris;
- 5 : Seyl;
Shales

- 6 : Marn ve marnlı kireçtaşları;
Marls and marly limestones;
- 7 : Yastık lavlar;
Pillows lavas;
- 8 : Yakın kökenli elemanlar kalkarenitler içinde;
9 : Uzak kökenli elemanlar kalkarenitler içinde;
- 10 : Aynı çakıltaşlar içinde;
- 11 : Transgresiyon stratigrafik dokanağı;
Transgressive stratigraphical contact;
- 12 : Tektonik dokanağı;
Tectonic contacts;



Şekil 4: Kemer birliklerinde Triyas yaşlı geşir serilerinden örnekler.
Figure 4: Stratigraphy of various Triassic sequences within the Kemer unit.

- 1 : Pelajik kireçtaşları;
Pelagic limestones;
- 2 : Dolomit;
Dolomites;
- 3 : Neritik kireçtaşları;
Shallow marine carbonates;
- 4 : Radyolaritler;
Radiolarites and siliceous shales;

- 5 : Marn ve marlı kireçtaşları;
Marls and marly limestones;
- 6 : Üst Permiyen elemanlı tortul bres;
Mega-breccias with Upper Permian blocks;
- 7 : Kumtaşlar;
Sandstones;
- 8 : Tüfitler ("Pietra verde" tipi)
Tuffs (cf. "Pietra verde")

arazide açıkça gözlenebilen Triyas tektoniğinin sıkı kontrolü altındadır. En az iki fay sisteminden birinin Alt Ladiniyen öncesi, diğerinin Noriyen içinde oluştuğu, bu fayları örten fosilli düzeyler sayesinde saptandı. Üst Permiyen yaşlı kayaları içeren iri elemanlı, tektonik kökenli, Sitio-Anisiyen yaşlı bir tortul-breş şekil 4'deki G₃ ve G₄ serileri içinde bulunmaktadır.

G₁, G₂, G₃ ve G₄ serilerin üçünde de Sitiyen'de etkin olan çok az derin deniz ("tidal flat") ortamında oluşmuş fasiyeslerle kendini gösterir ve bu tür tortullaşma (dolomit ve solucan izli kireçtaşları) Anisiyen boyunca devam eder. Yukarıda sözünü ettiğimiz iri elemanlı breşle tanımlanan ilk tektonik olaylardan sonra ilk gerçek pelajik fasiyesler (Daonella'lı Alt Ladiniyen kireçtaşları) ortaya çıkar. Ladiniyen'de pelajik çökeltme değişik fasiyeslerde sürer (Manganezli kırmızı radyolaritler, çörtlü kireçtaşları, karasal kökenli türbiditler...) Şekil 3B, C ve D birliklerinde tanımladığımız bu fasiyesler burada çok daha önemli bir gelişim gösterirler. Ek olarak burada belirtmek gerekir ki Şekil 4'deki birliklerde (G₁, G₂ ve G₃) Orta Triyas'ta asit nitelikli yeşil tüfitler halinde "Pietra verde" tipinde bir volkanik devinim belirtilmeleri görülür.

Kemer birliğinde (Şekil 3G) Jura-Kretase süresinceki tortullaşması bazı kesitlerde en azından Titonik-Beriyasiyen'e kadar tümüyle pelajik tortullar ve diğer kesitlerde, ortamın büyük duraysızlığını gösteren breşler şeklindedir. F Birliği (Bakırlı Dağ)'nın geçmişi genel çizgileriyle G (Kemer) birliğinininkine uyar ve burada Üst Ladiniyen-Alt Karniyen arasında "Ammitico-rosso"lu kondanse bir seri oluşur. Buna karşın, Üst Noriyen'le birlikte karbonatlı neritik bir platform rejimi yeniden ortaya çıkar ve tüm Mesozoyik boyunca devam eder. Burada, platform bölgesine örnek bir seri bulunduğunu ek olarak belirtmek gerekir.

Antalya napları kesiminde incelediğimiz bu Triyas serileri sayesinde, Arap-Afrika sığ Kıta platformunun parçalanmasına neden olan tektonik olayların zaman birimi ve paleoöğrafyası ile ilgili önemli kanıtlar sunmak olanaklıdır. Orta Triyas'la başlayan bu kırılmalar Doğu Akdeniz'de Tetis-Alp hareketlerinin ilk gelişim aşamalarına karşılık gelir.

TEKTONİK AŞAMAULB

Antalya naplarını örten diskordanslı birimlerin bulunmayışı nedeniyle bu napların yerleşme yaşı konusunda duyarlı kanıtlar sağlamak için ancak dolaylı verilerden yararlanabiliyoruz. Bu serilerin çoğu (Şekil 3B, C) Üst

Kretase'de oluşmuş önemli tektonik devinimleri aştıran ofiyolitlerin kırılmalarını çerirler.

Dağa yukarıda belirttiğimiz gibi Tersiyer'deki tektonik olaylar Üst Kretase kırılmalarını yeniden etkiler. Bu da, Kretase sonunda geçici olarak yerli (otokton) görünen platform parçalarının bugünkü yerlerinde niçin yabancı (al-lokton) olduklarını açıklar.

Son olarak, Antalya naplarının tümünün Bey Dağlarının doğu yamaçları üzerindeki anormal konumunun yine bu Tersiyer tektoniğine bağlı olduğunu söyleyebiliriz.

SONUÇLAR

Antalya bölgesinin incelenmesiyle Triyas'taki kırılma olayları ve gerilme tektoniği ile ilgili önemli kanıtlar sağladık. Hemen hemen tüm Mesozoyik boyunca okyanus tipi havza olarak faaliyet gösteren bu bölgede yayılmadan artakalan oluşukların Üst Kretase'de Arap Afrika platformu üzerine K-G doğrultulu bindirmelerine kadar süren bir pelajik rejimin varlığı kesin olarak söyleyebiliriz.

Yapısal açıdan Antalya naplarının iç kökenli oluşuna karşı hiç bir kanıt yoktur (Ricou ve diğerleri 1975). Triyas'ta başlayan Antalya nap serileri Batı Torosların iç kesimlerinde aynı çağda oluşmuş serilere çok benzerler (örneğin, bazı Bozkır birlikleri Özgül 1976; Marcoux kişisel gözlemler).

Bu gözlemler, tüm bu oluşukların aynı paleoöğrafya ortamının parçaları olduğunu ve Tetis havzasından bağımsız olarak devinebilecek, güneyde bulunan başka bir havzanın varlığını savunan yorumların ne derece geçersiz olduğunu gösterir.

Yazının geliş tarihi : 10.4.1978
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 25.7.1978
Yayıma verildiği tarih : 16.11.1978

DEĞİNİLEN BELGELER

- Brunn, J.H., Argyriadis, I., Ricon, L.E., Poisson, A., Marconx, J., de Graeiansky, P.C., 1976, Elements majeurs de liaison entre Taurides et Henénides : Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 18, 2, 481-498.
- Marcoux, J., 1976a, Les séries triasiques des nappes à radiolarites et ophiolites d'Antalya (Turquie): homologues et signification probable: Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 18, 2 315-316.
- Marcoux, J., 1976b, La Fracturation de la plateforme scythienne et les stades initiaux du développement de la Téthys alpine en Méditerranée orientale (Abs) : 4° Réunion. Ann. Sc. Terre, Paris, 285.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri Türkiye Jeol. Kur. Bül., 19; 65-78.
- Ricon, L.E., Argyriadis, I., Marcoux, J., 1975, L'axe calcaire du Taurus: un alignement de fenestres arabo-africaines sous les nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques: Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 17, 1024.1044.

Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları

Geology of the Mut- Ermenek- Silifke (Konya, Mersin) area and petroleum possibilities

ABDULLAH GEDİK Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
ŞEVKİ BİRGİLİ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
HAZIM YILMAZ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
RIFAT YOLDAŞ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Mut-Silifke-Ermenek Havzası olarak adlandırdığımız inceleme alanında, temel olarak kabul edilen, güney ve kuzeybatıda Paleozoyik ve Mesozoyik yaşta formasyonlar, kuzey ve kuzeydoğuda Mesozoyik yaşta Ofiyolitli melanj ile bunların üzerinde Eosen ve Miyosen yaşlı tortullar yer almaktadırlar.

Havzadaki Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı istifte petrol için ana, hazne ve örtü kaya olabilecek seviyeler vardır. Havzanın gerek doğusu ve gerekse batısında petrol belirtileri de görülmekte olup, yapısal kapanlar önemli olacaktır.

Miyosen başında karasal daha sonra denizel ortam şartlarında çökelen formasyonların çökme sırasındaki yatay ve yataya yakın konumlarını kaybetmemiş olduklarını, litolojinin çökme sırasındaki eski topoğrafya'ya bağlı olarak oluştuğunu görmekteyiz. Bu Tersiyer sahalarında, özellikle resifal kireçtaşlarının daha genç üniteler tarafından örtüldüğü yerlerde stratigrafik kapanlar önemli olabilir.

ABSTRACT: Formations age of Paleozoic and Mesozoic in the south and northwest, and ophiolitic melange age of Mesozoic in the North and Northeast, as basement formations, and sediments overlaying them age of Eocene and Miocene crop out in the investigation area which is named as Mut-Silifke-Ermenek basin.

Paleozoic and Mesozoic aged formations have intervals having the characteristics of source rocks, reservoir rocks and cap rocks. Oil shows occur in these formations, to the east and west of the basin. Structural traps are to be important in those parts of the basin.

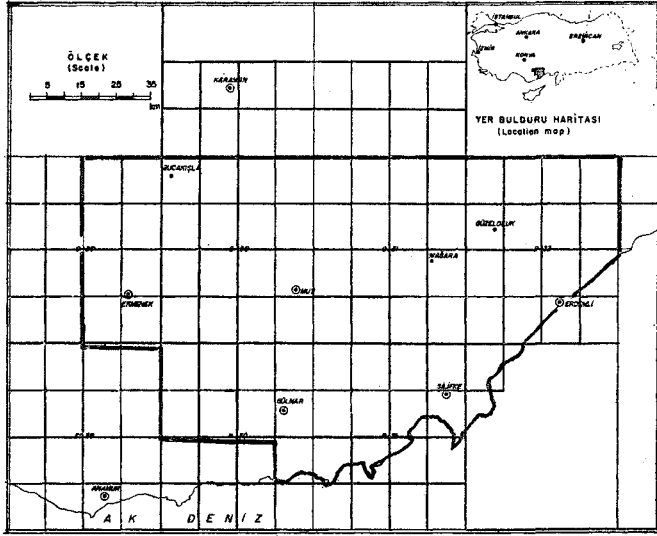
Miocene sedimentation started under continental conditions, but marine environment dominated toward the end of the epoch. Sediments deposited during Miocene epoch are only slightly deformed and they preserve their initial subhorizontal positions over large areas. Stratigraphic traps are expected to be important in these Tertiary areas, particularly where the reef limestones are covered by younger units*

GİRİŞ

Bu makale; Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Petrol ve Jeotermal Enerji Dairesinin "Mut petrol prospeksiyon ve etüdüleri projesi'nin 1975-1976 yılları arasında yapılan saha çalışmalarından elde edilen verilerin değerlendirilmesi ve havzanın petrol olanaklarının ortaya çıkarılması amacı ile hazırlanmıştır.

Bölgede Blumenthal (1956), Akarsu (1960), Niehoff (1960) 1/100.000 ölçekli jeoloji, Sezer (1970) Miyosen stratigrafisi, Özer ve diğerleri (1974) Antalya-Mut-Adana Neojen havzaları jeolojisi, Gökten (1976) Miyosen stratigrafisi, Koçyigit (1976) ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar, Özgül (1976) Hadım, Taşkent bölgesinin jeolojisini incelemiştir.

İnceleme alanı içinde Mut, Ermenek, Gülnar, Silifke ve Erdemli ilçeleri bulunmakta olup Karaman, Hadım, Anamur ve Mersin arasında yer almaktadır. Etüdü yapılan alan yaklaşık olarak 9000 km² kadardır ve 1/100.000 ölçekli 0-29, 30, 31, 32 ve P-29, 30, 31 paftalarını içermektedir (Şekil 1).



Şekil 1: İnceleme alanının bulduru haritası
Figure 1: Location map of the studied area

Şekil 1: İnceleme alanının bulduru haritası
Figure I: Vacation map of the studied area

1975 ve 1976 arazi mevsimleri boyunca yürütülen çalışmalarda yaklaşık olarak 1000 km²'lik bir alanın ayrıntılı jeolojisi incelenmiştir.

Arazide 1/25.000 ölçekli temel haritalar üzerine işlenen jeoloji, kaya stratigrafi birimlerine dayandırılmıştır. Toplu bir görünümü sağlamak üzere bölgenin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır (Şekil 2).

Havzada 14233 metrelik stratigrafi kesiti ölçülmüş ve bunların ışığı altında formasyon adlaması yoluna gidilmiştir. Yine ölçülmüş kesitler yardımı ile havza içi denestirmeler ve fasiyes haritaları yapılmıştır.

Havzada elde edilen stratigrafik, sedimentolojik ve yapısal verilerin birleştirilmesi ile havza güneyi ve batısının petrol olanakları yönünden olumlu olduğu kanısına varılmıştır.

STRATİGRAFI

Genel Bilgiler

Havzada temeli, Paleozoyik ve Mesozoyik yaştaki formasyonlar oluşurur. Paleozoyik yaşta şeyli, kireçtaşı ve kuvarsit, Alt ve Orta Triyas yaşta kireçtaşı ve şeyli, Üst Triyas yaşta kumtaşı, çakıtaşı ve kireçtaşı, Jura-Kretase yaşta dolomitik kireçtaşı düzeyleri bulunmakta olup, bun-

ların üzerinde tektonik olarak yerleşmiş ofiyolitli melanj yeralır. Bu temel birimleri üzerinde Eosen yaşta marn, şeyli, kumtaşı ve çakıtaşından ibaret fliš ve en üstte Miyosen yaşta çakıtaşı, marn ve kireçtaşı düzeyleri yeralır (Şekil 3).

Ovacık Formasyonu (Oo). Formasyonun litolojisi kuvarsit bantları kapsayan metamorfik şistler olup, İnceleme alanımız dışında, Ovacık yöresinde çalışan Demirtaşlı'nın (1973) belirlediği Ovacık formasyonu ile benzer özellikte olduğundan aynı ad kullanılmıştır. İnceleme alanımız içinde, Silifke yöresinde çalışan Gökten (1976) tarafından Karaütük formasyonu Sığırılık üyesi adı altında belirlenmiştir.

1) Dağılım, Silifke batısındaki Değirmenderesi mah. yakınında Göksu nehrine bağlanan Ağılderesi vadisinde, kuzeyinde Bükdeğirmeni köyü yakınında yüzeylenmektedir.

2) Tip yeri ve tip kesiti. Tip yeri inceleme alanımız dışında Ovacık'dadır. Formasyonda tarafımızdan kesit ölçülmemiştir.

3) Litoloji. Formasyonu oluşturan metamorfik şistler başta gri-yeşil renkte killi şist olmak üzere yer yer muskovitli ve kalsisttir. Şistler çok kıvrımlı ve kırıklı olup, pembe, krem renkteki kuvarsitler arabant veya kırıklar boyunca uzanır şekilde görülürler.

4) Alt, üst ve yanal sınırları. Alt sınırı inceleme alanında gözlenememiş olup, üst sınırı Ağıl deresinde, Bükdeğirmeni yakınında ve Göksu nehri vadisinde Permokarbonifer yaşlı Belpınartepe formasyonu ile, Değirmenderesi ile Tapuran Mah. arasında Miyosen yaşlı Derinçay formasyonu ile, Ağılderesi yamaçlarında Miyosen yaşlı Mut formasyonu ile açılal uyumsuzdur.

5) Kalınlık. Jeoloji kesitine ve Demirtaşlı'nın Ovacık'taki kesit ölçümüne göre 450 metredir.

6) Fosil topluluğu ve yaşı. Graptolitlerden Tetragraptus sp., Didimograptus sp. ve Inarticulate Brachiopoda'lar saptanmıştır. Bahçebaşı derede Üst Devoniyen yaşlı Akdere formasyonu açılal uyumsuzlukla bu formasyon üzerinde yer almaktadır. Demirtaşlı (1973) Ovacık yöresinde, formasyonu aynı fosillerle Ordovisiyen yaşta saptamıştır. Yaş: Ordovisiyen.

7) Yorum. Formasyon zaman zaman sığlaşan derin deniz koşullarında çökelmiş, rejyonal metamorfizma ile bugün gördüğümüz litoloji özelliğini kazanmıştır.

Hırmanlı Formasyonu (Sh). Formasyonun litolojisi Graptolitli şeyli'ler olup, inceleme alanımız dışında Ovacık yöresinde çalışan Demirtaşlı (1973)'nin belirlediği Hırmanlı formasyonu ile benzer özellikte olduğundan aynı ad kullanılmıştır.

1) Dağılım. Gülnar doğusunda Kayrak köyü yakınında yüzeyler.

2) Tip yeri ve tip kesifi. Tip yeri inceleme alanımız dışında, Ovacık kuzeyinde Hırmanlı köyü olup, tarafımızdan tip kesit ölçülmemiştir.

3) Litoloji. Formasyonu siyah renkte, laminalı, sert ve kırılğan Graptolitli şeyler oluşturmakta olup, tavan kısmında koyu gri, siyah renkli, sert, ince-orta kalınlıkta tabakalı kireçtaşı bantları yer almaktadır.

4) Alt, üst ve yanal sınırlar. Altsınırı inceleme alanında gözlenememiş olup, üst sınırında Miyosen yaşlı Mut formasyonu ile açılal uyumsuzdur.

5) Kalınlık. Jeoloji kesitine ve Demirtaşlı'nın Paleozoyik istifindeki kesit ölçümüne göre 200 m kadar olduğu tahmin edilmektedir.

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	ÜYE (Member)	SİMGE (Symbol)	KALINLIK (Thickness)	LİTOLOJİ (Lithology)	FOSİLLER (Fossils)
T E R S İ Y E R (Tertiary)	M İ Y O S E N (Miocene)	BURGİCALAN (Burgicalan)	LİMAN-ŞENLİMLİ (Liman-Senlimli)	KÖŞEKLİ-MUT (Köseklî-Mut)	Tk-Tm	100-1100 m.	Alüvyon (Alluvium)	Borell. mto mto Fichili-Moll. Bortis mto curdica Reichal Globosinoides rittobu (Reichal) " bilobata d'Orbigny Orbulina univetra d'Orletgry " lutorialis Cronmon " bilobata d'Orbigny Globofollia obesa Bolif Globofollia mayeri Cushman
							a) Beyaz krem renkli, Resifal kireçtaşı: (White creamy coloured reefal limestone)	
							b) Yeşil gri renkli marl (Green and grey coloured marl)	
							b) Kırmızı renkli kumtaşı-pöskite (Red coloured sandstone and conglomerate)	
							b) Beyaz renkli killi kireçtaşı-marl (White coloured argillaceous limestone and marl)	
							Kireçtaşı (Limestone)	Stonochelone sp.
							Kömür (Coal)	Nummulites uronensis A. Heim Alveolites elliptica Sowerby Asellina exponens Sowerby Orbitolites sp.
							Ofiyolit kireçtaşı, radyolarit, kumtaşı şist. (Opnolites, limestone, radiolarite shiste)	
							Krem gri renkli dolomitik ve didolomitik kireçtaşı. (Grey and creamy coloured dolomitic and didolomitic limestone)	Coneclina sp. Gyalinella sp. Hensonella sp. Kernubia wallingii Henson. Nautiloculina sp. Clodopropia sp.
							J U R A - K R E T A S E (Jurassic-Cretaceous)	D E R İ N Ç A Y (Derinçay)
Kumtaşı-pöskite (Sandstone and conglomerate)	Giomospira sp. Invalcinella sp. Frustraculina sp. Endothyra sp.							
Gri renkli kireçtaşı (Grey coloured limestone)	Endothyra badouxi Zen. Nodisanello sp.							
Sarı pembe renkli kumtaşı-kuvarsit (Yellow and pink coloured sandstone, quartzite)	Giomospirella sp. Giomospira sp.							
T R İ A S İ C (Triassic)	A L T - O R T A (Lower-Middle)	M E R M E R L İ - A N İ S T A N (Mermereh-Anıstan)	B O Z D A Ğ (Bozdağ)	Tf6	Tf6	750 m.	Kumtaşı, kuvarsit, şeyl bantlı kireçtaşı. (Limestone having bands of sandstone, quartzite shale.)	Mizia vellebitana Schubert. Pseudovermiporella sp. Globocyclonella sp. Pachyphello sp., Nankinella sp. Stictoceras Pseudofollia sp. Fossilinella sp., Beresella sp. Pseudodothyra sp. Endothyra sp. Plectogyro sp.
							Gri renkli kireçtaşı (Grey coloured limestone)	Alveolites subbaccularis Lamarck Phacelophyllum caespitosum (Gold) Cyrtospirifer sp. Tentaculites sp. Monograptus sp., Rastrites sp.
							Siyah renkli mercanti kireçtaşı (Black coloured coralline limestone)	Tetragraptus sp. Didemograptus sp. Inarticulate brachiopoda.
D E V O N İ Y E N (Devonian)	K A R B O N - P E R M (Carboniferous-Permian)	B E L P İ N A R T E P E (Belpınartepe)	K İ Z İ L K U Z L U D E R E (Kızılkuşlu Dere)	Kb-Pb	Du	600 m.	Kumtaşı, kuvarsit, şeyl bantlı kireçtaşı. (Limestone having bands of sandstone, quartzite shale.)	
							Siyah renkli mercanti kireçtaşı (Black coloured coralline limestone)	
O R O O (Ordovician)	O V A C I K (Ovacık)	S İ L İ R İ Y E N (Silüriyen)	D E M İ R T A Ş (Demirtaş)	Da	Sh	450-200 m.	Siyah renkli mercanti kireçtaşı (Black coloured coralline limestone)	
							Metamorfik şist ve kuvarsit. (Metamorphic shiste and quartzite)	

Şekil 3: İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti

Figure 3: Generalized columnar section for investigated area.

6) Fossil topluluğu ve yaşı. Graptolit'lerden: Monograptus sp. ve Rastrites sp. saptanmıştır. Yaş: Silüriyen.

7) Yorum. Hırmanlı formasyonu litoloji özelliği ve fosil kapsamına göre öksinik bir ortamda çökelmiştir.

Akdere Formasyonu (Da). Formasyonun litolojisi kireçtaşı ve şeyli ardalması şeklinde olup, inceleme alanımız dışında, Ovacık yöresinde çalışan Demirtaş (1973)'mın belirlediği Akdere formasyonu ile benzer özellikte olduğundan aynı ad kullanılmıştır. İnceleme alanımız içinde, önceki incelemelerde Silifke yöresinde Gökten (1976) tarafından Karaütük formasyonu adı altında belirlenmiştir.

1) Dağılım. Akdere formasyonu inceleme alanımızın güneyinde yüzeylenmektedir. Gülnar GB'sında Pembecik köyü, GD'sunda Çavuşlar köyü dolaylarında ve Silifke'nin batısında Göksu nehri vadisinde İmambekirli, Gökbelen, Çingil ve Bilalli mah. arasında kalan alanda yüzeyler.

2) Tip yeri ve tip kesiti. Tip yeri inceleme alanımız

dışında Ovacık ile Silifke arasında Akdere mahallesi olup, tarafımızdan tip kesit ölçülmemiştir.

3) Litoloji. Formasyon kireçtaşı ve şeyl ardalması şeklinde olup, ayrıca kumtaşı ve kuvarsit bantları da kapsar. Kireçtaşları koyu gri renkte, orta kalınlıkta düzgün tabakalı, sert, yeryer mercan, Crinoidea ve Brachiopoda gibi makrofosilleri bolca kapsar. Şeyl'ler koyu gri-siyah renkte, laminali ve yumuşaktır. Kumtaşı ve kuvarsitler sert, krem, pembe renkte, orta kalınlıkta düzgün tabakalıdır. Akdere formasyonu Gülnar güneyinde bol makrofosilli, düzgün tabakalı, az kıvrımlanmış görülmekle beraber Silifke batısında Göksu vadisinde fazla kıvrımlanmış ve faylanmış, fosil bakımından fakir olarak görülür. Burada formasyonun taban kısmında çakıltaşı yer almakta olup, genellikle köşeli kireçtaşı çakıllarının sert silis çimento ile bağlanması sonucu oluşmuştur.

4) Alt, üst ve yanal sınırlar. Alt sınırı inceleme alanında gözlenememiş olup, üst sınırı ise Pembecik köyünde ve Silifke batısındaki Bahçebaşı deresinde Permokarbonifer yaşlı Belpınartepe formasyonu ile uyumlu Bilalli köyü güneyinde Gedik dağında Jura-Kretase yaşlı Çambaşı tepe formasyonu ile, Çavuşlar köyü kuzeyinde ve İmambekirli ile Ekşiler köyü arasında Miyosen yaşlı Derinçay formasyonu ile, Pembecik, Çavuşlar, Gökbelen köyleri, Kavak, Çingil mahallelerinde Miyosen yaşlı Mut formasyonu ile açılmalı uyumsuzdur.

5) Kalınlık. Jeoloji kesitlerine göre 600 m kadar olduğu tahmin edilmektedir.

6) Fossil topluluğu ve yaşı. Kireçtaşlardan alınan örneklerde; Cyrtospirifer sp., Bryozoa, Crinoidea, Alveolites suborbicularis Lamarck., Phacelophyllum caespitosum (Goldfuss), Tentaculites sp. fosilleri saptanmıştır. Yaş: Jivesiyen-Frasniyen (Orta-Üst Devoniyen)

7) Yorum. Formasyon zaman zaman derinleşen sığ deniz koşullarında çökelmiştir.

Belpınartepe Formasyonu (Kb-Pb). Formasyonun adı Ermenek KB'ndaki Bozdağ batısında Belpınar tepeden alınmıştır. Önceki çalışmalarda bir adlama yapılmamıştır. Litolojisi kumtaşı, kuvarsit ve şeyl bantları kapsayan kireçtaşıdır (şekil 4).

1) Dağılım. Belpınartepe formasyonu Ermenek KB'sında Belpınar T., Kuşuvası T. ve Köpüklü yaylası dolaylarında, Silifke yöresinde Ağıl deresinde, Bükdeğirmeni köyünde, Bahçebaşı deresinde, Sandal dağı Karadağ'da, Gülnar GB'sında Pembecik köyünde yüzeylenmektedir.

2) Tip yeri ve tip kesiti. Tip yeri Belpınartepe ve Kuşuvası tepe olup, tip kesit Belpınartepe'de ölçülmüştür. Burada ölçülen kesitte (Pafta: 029-al ve a4, Başlangıç; x:82100, y:57550, z:1820, Bitiş; x:79150, y:56650, z:1750) formasyonun esas litolojisinin kireçtaşı olduğu ayrıca da kumtaşı, kuvarsit ve şeyl bantları içerdiği saptanmıştır. Kesitin başlangıç çalışma alanı dışındadır ve Devoniyen yaşta şeyller üzerinde görülürler.

3) Danışma kesitleri. Tip kesitten ayrı olarak Kuşuvası tepesinde de formasyonun tavan kısmındaki kireçtaşları ölçülmüştür.

4) Litoloji. Esas birim kireçtaşı olup, şeyl, kumtaşı ve kuvarsit bantları içermektedirler. Kireçtaşları açıkveya koyu gri renkte, sert, genellikle orta kalınlıkta düzgün tabakalıdır. Bazı düzeylerde kuvarstaneli olup, Echinoidea, Crinoidea parçaları içerirler ve yer yer bol fosillidirler. Başlangıçta oolitik özellikte olan kireçtaşları, yer

yer dolomitize olmuşlar, hatta didolomitize safhasına da geçmişlerdir. Şeyller koyu gri-siyah renkte, laminerlidir. Kumtaşları kuvars taneli olup, genellikle düzgün tabakalı, sarı ve kırmızı, pembe renktedirler. Bazı yerlerde kumtaşları yerine kuvarsitler arabant olarak görülürler.

5) Alt, üst ve yanal sınırlar. Alt sınırı tip kesit ölçülen yerde Devoniyen yaşlı şeyllerle, Gülnar GB'sında Pembecik köyünde Silifke batısında Bahçebaşı deresinde Devoniyen yaşlı Akdere formasyonu ile uyumlu, Silifke kuzeyinde Bükdeğirmeni yakınında ve Değirmenderesi yakınında Ağılderesinde Silüriyen yaşlı Eğripınar formasyonu ile açısız uyumsuzdur. Üst sınırı ise tip kesit ölçülen yerde Alt-Orta Triyas yaşlı Kızılkuzlukdere formasyonu ile uyumlu, Silifke yöresinde Sandal dağında Jura-Kretase yaşlı Çambaşıtepe formasyonu ile, Ermenek KB'sında Çolakdere yamacında, Silifke kuzeyinde Bükdeğirmeni köyü, Marulköy mahallesinde, Ağılderesi yamaçlarında, Bahçebaşı deresinde, Sandal dağı ve Karadağda, Gülnar GB'sında Pembecik köyünde Miyosen yağlı Mut formasyonu ile açısız uyumsuzdur. Ayrıca tip kesit ölçülen yerde, Silifke kuzeyinde Şeyhler mah. de, Marulköy mahallesinin güneyinde, Ağıl deresinde ofiyolitli melanja ait serpantinitle tektonik olarak üzerlerinde yer almaktadırlar.

6) Kalınlık. Belpınartepe tip kesitinde 1 080 m kalınlık ölçülmüştür.

7) Fosil topluluğu ve yaşı. Oldukça zengin bir mikrofaunayı içeren formasyonun alt düzeylerinden alınan örneklerde Karbonifer yaşlı *Plectogyra* sp., *Endothyra* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Pseudostafella* sp., *Fusulinella* sp., *Bereselia* sp., foraminifer cinsleri, üst düzeylerinde ise Permiyen yaşlı *Globivalvulina* sp., *Staffellininae*, *Pachyphloia* sp., *Nankinella* sp., *Hemigordius* sp., *Sphaerulina* sp., *Agathamniina* sp. foraminifer cinsleri ve *Mizzia velebitana* (Schubert), *Psedovermiporella* sp., *Gymnocodium* sp. alg türleri bulunmuştur. Bu fosillere göre formasyonun yaşı Karbonifer-Permiyen olarak saptanmıştır.

8) Deneştirme. Belpınartepe formasyonu aynı yörede çalışan Demirtaşlı (1975)'nin Göktepe'de Dumlugöze formasyonu ve Ovacık'ta Korucak formasyonu olarak belirlendiği formasyonlarla deneştirilebilir.

9) Yorum. Formasyonun, litoloji özelliği ve fosil kapsamına göre bir şelf ortamında çökeldiği söylenebilir.

Kızılkuzlukdere Formasyonu (Trk). Formasyonun adı, en iyi temsil edildiği yer olan inceleme alanı KB'sında Kızılkuzluk Deresinden alınmıştır. Önceki çalışmalarda bir adlama yapılmamıştır. Litolojisi kumtaşı, kuvarsit, marn ve şeyl bandları kapsayan kireçtaşıdır (şekil 5).

1) Dağılım. Kızılkuzlukdere formasyonu inceleme alanı KB'sında Mamatmgözü T., Nohuteğriği T., Kanlieğrik T. arasında kalan sahada ve Soğukeşme T., Aktepe, Kabalık yaylası, Hasançavuş yaylası ve Söğüteşmesi T. yörelerinde yüzeylenmektedir.

2) Tip yeri ve tip kesiti. İnceleme alanı içinde en iyi gözlemlendiği yer Kızılkuzlukdere'dir. Tip kesit Kuşyuvası T. den başlayıp inceleme alanı dışına çıkılarak Soğukpınar deresi boyunca ölçülmüştür. Burada ölçülen kesitte (Pafta 029-a4 028-b3, Başlangıç; x:78100 y:55450 z:1850, Bitiş; x:76100 y:53350 z:1855) formasyon kırmızı renkte şeylle baş-

layıp kireçtaşı, kumtaşı, kuvarsit, kireçtaşı, şeyl ve tekrar kireçtaşı şeklinde sıralanma gösterir. Kesitin başlangıcı inceleme alanı içinde, bitişi ise dışındadır.

3) Danışma kesitleri. Tip kesitten ayrı olarak Belpınar tepe kesitinde de formasyon tabandan tavana kadar ölçülmüştür.

4) Litoloji. Formasyonun esas birimi kireçtaşıdır. Tip

kesitte tabanda 250 m kadar bordo, yer yer gri yeşil renkte, laminerli şeyl, daha sonra 300 m gri-yeşil renkte şeyli bandları kapsayan açık gri renkte, düzgün orta kalınlıkta tabakalı, yer yer fosilli kireçtaşı, 100 m kadar sarı, krem, kırmızı renkte olan kuvars taneli kumtaşı ve yer yer kuvarsit, 100 m kireçtaşı, 300 m gri-yeşil renkte şeyl ve marn ve tavanda 200 m kadar açık gri, bej renkte, düzgün tabakalı, yer yer fosilli kireçtaşı yer alır. Kireçtaşları genellikle oolitlik tanetaşı mikrofasiyesinde olup, yer yer de dolomitiktir, oolitler yer yer deforme olmuş, çirime boşlukları ve yer yer yeniden kristallenmeler vardır, çimentosu sparikalsittir.

5) Alt, üst ve yanal sınırlar. Formasyon alt sınırında Belpınartepe formasyonu ile uyumludur. Üst sınırında ise Üst Triyas yaşlı Boztepe formasyonu ile açısız olmayan uyumsuzluk vardır.

6) Kalınlık. Kuşyuvası tepe kesitinde 1250 m Belpınartepe kesitinde 1085 m kadar kalınlık ölçülmüştür.

7) Fosil topluluğu. Kireçtaşlarında aşağıdaki fosiller saptanmıştır; En altta; *Cyclogyra* sp., Ortada; *Glomospirella* sp., *Glomospira* sp., En üstte; *Nodisanelia* sp., *Endothyra* sp. Yaş: Triyas.

8) Deneştirme. Kızılkuzlukdere formasyonu aynı yörede çalışan Demirtaşlı (1975)'nin Göktepe'de Göktepe formasyonu ve Ovacık'ta Kargıcak formasyonu olarak belirlendiği formasyonlarla deneştirilebilir.

9) Yorum. Kireçtaşları genellikle oolitiktir ve içerdiği fosil topluluğu ile sığ denizde çökmenin olduğunu, şeyl ve marn çökmesi ise zaman zaman daha derin deniz koşullarının var olduğunu gösterir. Formasyon zaman zaman derin fakat genellikle sığ deniz koşullarında çökmüştür.

Boztepe Formasyonu (Trb). Formasyonun adı, en iyi temsil edildiği yer olan inceleme alanı KB'nda Boztepe'den alınmıştır, önceki çalışmalarda bir adlama yapılmamıştır. Litolojisi çakıltası ve kumtaşı olup, yer yer marn ve dolomitik kireçtaşı düzeylerini de içermektedir.

1) Dağılım. Boztepe formasyonu inceleme alanı KB'sında Boztepe, Hanboyu, Su çatı çevresinde ve ayrıca Günelanı, Yassıtaş T., Külfanlıyalak T., Çataleşme T. ve Destuvar T. arasında kalan sahada yüzeyler.

2) Tip yeri ve tip kesiti. Boztepe ve Külfanlıyalak T. çevresinde bütün özellikleriyle gözlenebilmektedir. Boztepe'de tip kesit ölçülmemekle beraber Çambaşı T. kesitinde 315 m lik kısmı ölçülmüştür. Burada çakıltası, kumtaşı ve kireçtaşı düzeyleri gözlenmiştir (şekil 6).

3) Danışma kesitleri. İnceleme alanında formasyon Çambaşı T. kesitinden başka kesitte incelenmemiştir.

4) Litoloji. Formasyonun esas litolojisi çakıltası ve kumtaşıdır. Tavanda yer yer marn ve kireçtaşı düzeyleri

PALEOZOYİK (Paleozoic)	T R A S S I Y İ C İ A S A L T — O R T A	S İ S T E M (System)	Üst (Series)	K A T (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK (Thickness)	Ö R N E K (Sample)	Lİ T O L O J İ (Lithology)	F O S İ L L E R (Fossils)
PERMİYEN (Permian)	V E R F E N İ Y E N - A N İ Z İ Y E N (Wertenian - Anisian)	S	Üst	K A T	FORMASYON	KALINLIK	Ö R N E K	Çukırtaş (Conglomerate)	Endothyra badouxi Zaninetti.
								Oolitik kireçtaşı (Oolitic limestone)	Nedisella sp.
B E L P İ N A R İ T E P E	K İ Z İ L K U Z L U K D E R E	S	Üst	K A T	FORMASYON	KALINLIK	Ö R N E K	Şeyl (Shale)	
								Kumtaşı (Sandstone)	
295 m	1250 m.								
								Siyah renkli kireçtaşı (Black colored limestone)	Mizzia vetebitano Schubert Pseudovermiporella sp. Globivalvulina sp. Pachypholia sp. Nankinella sp. Staffellininae.
									Glomospirallo sp. Glomospira sp.

Şekil 5: Kızılkuzlukdere formasyonunun ölçülmüş stratigrafi kesiti.
Figure 5: Measured stratigraphic section of the Kızılkuzlukdere formation.

vardır. Çakıltası ve kumtaşları bordo ve tuğla kırmızısı renkte olup, formasyon ve rengi ile istifte kolaylıkla izlenebilmektedir. Alttaki formasyonlara ait genellikle kireçtaşı çakıl ve taneleri sert kireç çimento ile bağlanmıştır. Çakıllar yarı yuvarlak-yarı köşeli ve kötü boylanmalıdır. Tabakalanma genellikle düzgün orta kalınlıkta olup, kumtaşlarında çapraz tabakalanmalar gözlenebilmektedir. Formasyonun tavanında yer alan ve 100 m kadar kalınlık gösteren marn katkılı kireçtaşları açık gri, bej renkte, orta kalınlıkta düzgün tabakalı ve genellikle dolomitiktir.

5) Alt, üst ve yanal sınırlar. Formasyon alt sınırında Kızılkuzlukdere formasyonu ile açılal olmayan uyumsuzluk gösterir. Üst sınırında ise Jura-Kretase yaşlı Çambaşıtepe formasyonu ile uyumludur.

6) Kalınlık. 500-750 metre arasında değişen kalınlık ölçülmüştür.

7) Fosil topluluğu ve yaşı. Kireçtaşlarından aldığımız örneklerden: *Glomospira sp.*, *Involutina sp.*, *Fronicularia sp.* saptanmıştır. Yaş: Resiyen (Üst Triyas).

8) Deneştirme. Boztepe formasyonu aynı yörede çalışan Demirtaşlı (1975)'nin Göktepe'de Göktepe formasyonu olarak belirlediği formasyonun tavan kısmıyla deneştirilebilir.

9) Yorum. Formasyonun tabanında yer alan kırmızı renkli çakıltası ve kumtaşları aşınma yüzeyi üzerinde alttaki formasyonların çakıl ve kumlarından oluşmuştur. Çakıltaları kötü boylanmak ve çakılları yarı yuvarlak-yarı köşelidir, kumtaşlarında çapraz tabakalanmalar görülebilmektedir. Çakıltası ve kumtaşlarının karasal ortam şartlarında çökeldiğini söyleyebiliriz. Formasyonun tavanında gördüğümüz dolomitik kireçtaşı ve marn düzeyleri denizel ortamın var olduğunu gösterir. Buna göre formasyonun çökmesi başlangıçta karasal, daha sonra sığ deniz koşullarında olmuştur.

Çambaşıtepe Formasyonu (J-Kç). Formasyonun adı, en iyi temsil edildiği yer olan inceleme alanı KB'sında Çambalı T.den alınmıştır, önceki çalışmalarda bu yörede bir adlama yapılmamış olup, inceleme alanımızda Silifke yöresinde Gökten (1976) tarafından Taşucu formasyonu, Gedik dağı formasyonu, Çanaktepe kireçtaşı adları altında belirlenmiştir. Litolojisi kireçtaşı ve dolomitik kireçtasıdır (şekil 6).

1) Dağılım. Çambaşıtepe formasyonu inceleme alanı KB'nda Çambaşı T. ve daha güneyinde Kartalkırı T., Kartal T., Tepeçayır yaylası ve Aylakkırı dolaylarında, Gülnar batısında Sögüt yaylası kuzeyindeki alanda, Bozağaç köyü güneyinde, Çavuşlar köyü doğusu Konca mah. de, Taşucu rıahiyesi dolaylarında, Silifke batısında Gedik dağında, doğusunda Sandaldağ ile Karadağ arasındaki alanda yüzeyler.

2) Tip yeri ve tip kesiti. İnceleme alanı içinde en iyi gözlemlendiği yer Çambaşı T. ve Dedebelemi T. arası ve Kartalkırı T., Kartal T. güneyi olup, tip kesit Çambaşı T. nin kuzeyinden başlayıp güneyine kadar ölçülmüştür. Burada ölçülen kesitte (Pafta: 029-a4, Başlangıç; x:75830 y:64075 z:1640, Bitiş; x:73650 y:63650 z:1840) formasyon tabanda didolomitik, tavanda ise dolomitik kireçtasıdır.

3) Danışma kesitleri. İnceleme alanındaki Çambaşı T. kesitinden başka inceleme alanı dışında Gilindire Kızılske kesitinde incelenmiştir (şekil 7).

4) Litoloji. Formasyonun tamamı dolomitik ve didolomitik kireçtasıdır. Krem-Bej renkte, orta sert, düzgün orta kalınlıkta tabakalı, yer yer fosilli, kesit ölçülen yerde tavanda iri kristallidir. Mikroskop altında inceleme sonucu formasyon ilk çökeltmede sparikalsit çimentolu oolitik tanetaşıdır. Önce sparikalsit çimento tamamen dolomit ile ornatılmış, oolitler ise kısmen veya tamamen dolomitleşmiştir. Dolomitleşme sonrası tekrar dolomit kristalleri didolomitleşme olayı ile kalsit kristallerine dönüşmüş ve didolomitik kireçtaşı oluşmuştur. Tip kesitte Peynirliktaş T. ye kadar kadar didolomitik, bu mevkiden Kekreçukuru T.ye kadar olan kısmında ise dolomitik kireçtasıdır. Kartalkırı T. ve Kartal T. güneyinde yüzeylediği alanda ise formasyon iken tabanda dilomitik, tavanda ise dolomitik kireçtasıdır.

5) Alt, üst ve yanal sınırlar. Formasyonun alt sınırı Ermenek KB'sında Üst Triyas yaşlı Boztepe formasyonu ile uyumlu, Gülnar güneyinde Bozağaç köyü güneyi ve Konca mah. de, Silifke batısında Gedik dağında Devoniyen yaşlı Akdere formasyonu ile, Sandal dağı ile Karadağ arasındaki alanda Permokarbonifer yaşlı Belpınartepe formasyonu ile açılal uyumsuzdur. Üst sınırı ise KB'sında Çambaşı T. güneyinde ve Aylakkırında, Gülnar batısı Sögüt yaylasında. Taşucu kuzeyinde, Sandal dağı ve Karadağ arasındaki alanda, Gedik dağında Miyosen yaşlı Mut formasyonu ile açılal uyumsuzdur.

6) Kalınlık. Çambaşı T. kesitinde 1000 m inceleme alanı dışında Gilindire kesitinde 725 m kadar kalınlık ölçülmüştür.

7) Fosil topluluğu ve yaşı. Kireçtaşlarından aldığımız örneklerden aşağıdaki fosiller saptanmıştır: Foramin. fera'lardan, Kurnubia wellingsi Henson, Nautiloculina sp., Gavelinella sp., Cuneolina sp., Ophthalmidium sp., Valvulinidae, Miliolidae. Alglerden; Cladoropsis sp., Hensonella sp. Yaş: Senomaniyen-Koniyasiyen.

8) Deneştirme. Çambaşıtepe formasyonu aynı yörede çalışan Demirtaşlı'nın (1975) Göktepe'de Çakoz dağı formasyonu, Ovacık'ta Dibekli kireçtaşı, Işıklıkızı tepe formasyonu, Tokmar kireçtaşı ve Aslanköy'de Cehennemdere kireçtaşı olarak belirlediği formasyonlarla deneştirilebilir.

9) Yorum. Petrografik özellikleri ve içerdiği fosil topluluğu ile formasyonun şelf ortamında çökeldiğini söyleyebiliriz.

Ofiyolitli Melanj (Mof). İnceleme alanının güneybatısı dışında kalan geniş bir alanda yüzeylemekte olup, havzada Eosen ve Miyosen yaşlı formasyonların temelini oluşturur. Permokarbonifer-Üst Kretase zaman aralığına ait çökel kayaların blokları ile ofiyolit hamurundan oluşmuştur. Ofiyolit serpantinleşmiş peridotit, gabro, sipilit, diyabaz, bazik denizaltı volkanitleri ve tüflerden meydana gelmiştir. Ofiyolit hamuru içinde yer alan bloklar ise kireçtaşı, grovak gibi değişik litolojik özellikler gösterirler. Ofiyolitli melanj Erdemli kuzeyindeki vadiler içinde Miyosen yaştaki çakıltası ve kireçtaşları altında, Ermenek çayı vadisinde Eosen ve Miyosen yaşlı formasyonlar altında görülebilmektedir. Havza ortasında Kurtsuyu vadisinde yüzeyleyen ofiyolitler çok çatlaklı olup çatlaklarda yer yer magnezit içermektedirler. Havzanın en güneyinde Gülnar GD'sundaki vadi içinde, Şeyhler mah. ile Marulköy mah. arasında da yüzeylemektedirler. Ofiyolitli melanj bölge di-

SİSTEM (System)	SERİ (Series)	KAT (Stage)	FORMASYON (Formation)	KALINLIK (Thickness)	ÖRNEK (Sample)	LİTOLOJİ (Lithology)	FOSİLLER (Fossils)
T E R S İ Y E R	E O S E N	L U T E S İ Y E N	Y E N İ M A H A L L E	470 m.	K19	<p>Marn (Marl)</p> <p>Kumtaşı (Sandstone)</p> <p>Marn (Marl)</p>	<p>Nummulites uroniensis A.Heim.</p> <p>Alveolina elliptica Sowerby.</p> <p>Assilina exponens Sowerby.</p> <p>Orbitolites sp.</p> <p>Lochartia sp.</p>

Şekil 8: Yenimahalle formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafik kesiti.

Figure 8: Measured stratigraphic section of the Yenimahalle formation.

larına da rastlanmakta olup, Ermenek'in GB'sında formasyon içinde yeralan kömür düzeyleri günümüzde işletilmektedir. Bölgemiz filişinde sık rastlanan küçük kanallanmalar içerisinde çakıltaşları yer almaktadır. Çakıltaşlarının malzemesini ofiyolitli melanj ve Nummulites'li kireçtaşı çakılları oluşturur. Ofiyolitli melanja ait çakıllar melanjı oluşturan serpantinit, split, radyolarit ve Paleozoyik, Triyas, Jura-Kretase yaşlı kireçtaşı çakıllarıdır. Nummulites'li kireçtaşı filişin içersine, gerek karbonat filişi gerekse flaksotür-bidit çakılları olarak katılmış durumdadırlar. Kireçtaşı bantları Yenimahalle güneyinde Kışla derenin batı yamacında ve Ermenek GB'sında kömür ocaklarında filiş içerisinde görülebilmektedir. Aynı zamanda bu kireçtaşlarından gelen çakıllar içerisinde kiremitlenerek "Intraformasyonel (oluşuk içi) çakıltaşlarını" oluşturmaktadırlar. Bu şekilde oluşan çakıltaşı düzeyi Ermenek GB'sındaki Asar dağı güneyinde bütün özellikleriyle görülebilmektedir. Bölgemiz türbiditlerinde 4 temel fasiyes göze çarpmaktadır:

a) Flaksotürbiditler; geniş kanallardaki çakıltaşı ve kumtaşı çökelleridir. Son derece güzel tane akışı gösteren bu ölçülen yönlere genellikle G-GD yönünde akıntı belirtmektedirler. Bu kanal çakıltaşları içerisinde melanj malzemesinin yanısıra, yukarıda değindiğimiz Nummulites'li kireçtaşı çakılları da bulunmaktadır.

b) Yakınsak (Proksimal) türbiditler; kötü derecelenmiş, çakıltaşı ve masif kumtaşlarıdır. Bölgedeki dağılımı formasyonun yüzelediği alanın kuzey bölümündedir.

c) Ortaç (Medyal) türbiditler; büyük bir sahayı kaplayan bu çökellerde yaygın dereceli tabakalanma görülmektedir. Kumtaşına eşit miktarda şeyl ve marn bulunmakta olup, çakıltaşı azdır.

d) Iraksak (Distal) türbiditler; yüzeleme alanının güneyinde ve birçok yerde normal türbiditlerin üzerinde görülen bu çökellerde kumtaşları marn ve şeyller arasında ince bantlar halindedir.

4) Alt, üst ve yanal sınırlar. Alt sınırında ofiyolitli melanjin aşınma yüzeyi üzerinde uyumsuzdur. Üst sınırında ise Miyosen yaşlı Mut formasyonu ile açılal uyumsuzluk vardır.

5) Kalınlık. Kışladere tip kesitinde 470 m, Alaköprü-Köyyakası mah. arasında ise 750 metreye varan kalınlık ölçülmüştür.

6) Fosil topluluğu ve yaşı. Beyaz ve krem renkli kireçtaşlarından aldığımız örneklerde Foraminifera'lardan Nummulites uroniensis A. Heim, Discocyelina sp., Alveolina elliptica Sowerby., Assilina exponens Sowerby, Orbitolites sp., Lockharila sp. fosilleri saptanmıştır. Yaş: Lütesiyen.

7) Deneştirme. Yenimahalle formasyonu Bolkaradağları yöresinde çalışan Demirtaşlı ve diğerleri (1973) nin inceleme alanımız KD'sundaki Ayrancı havzasında Güzeller Formasyonu olarak adlandırdıkları Eosen yaşlı formasyonla deneştirilebilir.

8) Yorum. Fliş fasiyesinde olan formasyonun türbid akıntılarının etkili olduğu hareketli derin deniz ortamında çökeldiğini söyleyebiliriz.

Derinçay Formasyonu (Td). Formasyonun adı Mut KB'sındaki Derinçay (Hocantı) köyünden alınmıştır. Çakıltaşı ve kumtaşlarından oluşan formasyon Fakırca yöresinde şey ve marn içermekte olup, bu şeyl ve marnlar Fakırca üyesi adı altında ayrılmıştır. İnceleme alanımız içinde, Önceki incelemelerde Mut yöresinde Sezer (1970) tarafından Ortaköy formasyonu, Silifke yöresinde Gökten (1976) tarafından Aslanlı formasyonu, Ermenek - Karaman arasında Koçyiğit (1976) tarafından Göktepe formasyonu Akkandak üyesi adı altında bilirlenmiştir.

1) Dağılım. Derinçay formasyonu Göksu nehri vadisinde ve bu nehre bağlanan Kurtsuyu vadisinde, Gülnar güneyinde, Erdemli kuzeyinde Alata dere ve Kaplanca dere vadi yamaçlarında yüzeylenmektedir. Göksu nehri vadisinde Mut ilçesi, Gençali, Diştaş, Topkaya ve Kıravga köyleri arasında, Kurtsuyu vadisinde Göcekler, Tuğrul ve Hisar köyleri arasında yüzeyler. Gülnar güneyinde ise Bozağaç, Tırnak, Delikkaya, Korucak köyleri yöresinde yüzeylenmektedir.

2) Tip yeri ve tip kesiti. Tip yeri Derinçay, Kadıköy ve Gençali köyleri arasındaki alan olup, tip kesit Derinçay köyündeki TÜRbebeni T.'den başlayıp Kartalkaya T.'ye kadar ölçülmüştür. Burada ölçülen kesitte (Pafta: 030-C1 ve b4, Başlangıç; x:64460 y:29660 z:162, Bitiş; x:76250 y:31900 z:1789) formasyon tabanda çakıl taşı ile başlar killi kireçtaşı ve şeyllerden oluşan Fakırca üyesinden sonra çakıltaşı, kumtaşı arkalanması şeklinde görülür (şekil 9).

3) Danışma kesitleri. Tip kesitten ayrı olarak Çakaltepe ve Gülnar kesitlerinde incelenmiştir.

4) litoloji. Formasyonun genel görünüşü kırmızı ve yer yer yeşil renkte olup esas litoloji çakıltaşı ve kumtaşı ardalıdır. Silttaşı, marn, şeyl ve killi kireçtaşı bantları da içermektedir. Marn, şeyi ve killi kireçtaşının egemen olarak yüzeylediği alanlarda Fakırca üyesi olarak ayrılmıştır. Ayrıca bazı alanlarda birkaç santimetre kalınlık gösteren ve yanal olarak fazla devam etmeyen linyit ve jips düzeyleri de gözlenmiştir. Çakıltaşları genellikle kırmızı ve

yeşil renkli, gevşek kireç çimentolu çakılları serpantinit, gabro, kuvars, radyolarit ve kireçtaşlarına aittir. Çakıllar yarı yuvarlak - yarı köşeli, kötü boylanmalıdır. Tabakalanma genellikle düzgün ve birkaç santimetre ile birkaç metre arasında değişen kalınlık gösterir, çapraz tabakalanma görülebilmektedir.

Kumtaşları genellikle yeşil yer yer kırmızı renkte, taneler çakıltaşı oluşturan çakıllarla aym litolojide olup, kötü boylanmalı, gevşek kireç çimentoludur. Birkaç santimetre ve birkaç metre tabaka kalınlığında ve yer yer çapraz tabakalı olup, dalga kırışıklıkları da bulunmaktadır. Marnlar genellikle yeşil renkte, yumuşak ve kırılğan, ince-orta tabakalıdır. Formasyon Gülnar güneyindeki yüzeylediği alanda incelendiğinde; Tırnak köyü güneyindeki Payamlı dere ve Korucak köyü ile Pınarbaşı mah. arasındaki Korucuk deresinde çakıltaşı ve kumtaşları, marn arabandları kapsar. Kumtaşı tabakaları içinde kömürleşmiş ağaç parçalarının bulunduğu ve bunların tabakalanma yüzeyine paralel sıralanım gösterdiği saptanmıştır. Tırnak köyü ile Korucuk köyü arasında kalan Delikkaya köyü güneyindeki alanda ise marn egemen litolojiyi oluşturmaktadır.

5) Alt, üst ve yanal sınırlar. Formasyon yüzeylediği alanlarda alt sınırında Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı formasyonlar ve ofiyolitli melanjla açılı uyumsuzluk gösterir. Üst sınırında Mut ve Köşelerli formasyonları ile uyumlu olup, yersel olarak Gülnar güneyinde Mut formasyonu ile açılal uyumsuzluk göstermektedir.

6) Kalınlık. Derinçay tip kesitinde 1250 m., Çakal tepe kesitinde 130 m., Gülnar kesitinde ise 270 m. kalınlık ölçülmüştür. Çökeltme sırasında alttaki topoğrafyanın düzensiz olması nedeniyle kalınlık değişimleri göstermektedir.

7) Fosil topluluğu ve yaşı. Kesin yaş verecek fosil içermeyen bu formasyonda Derinçay kesitinde çok az Globigerina sp., Orbulina sp. ve Ostracoda fosilleri bulunmuştur. Mut - Silifke arasında çalışan Gökten (1976) tarafından çakıltaşı - kumtaşı ve marnlarda Globigerinoides bisphaericus Todd saptanmıştır. Yaş: Üst Burdigaliyen.

8) Deneştirme. Derinçay formasyonu aynı yörede çalışan Sezer (1970)'in Mut yöresinde Ortaköy formasyonu, Gökten (1976)'in Silifke yöresinde Aslanlı formasyonu ve

SKoçyiğit (1976)'in Ermenek - Karaman arasında Göktepe formasyonu Akkandak üyesiyle, Adana havzasında çalışan Ternek (1957)'in Burdigaliyen taban çakıltaşı ile, Schmidt (1961)'in Gildirli formasyonu ile deneştirilir.

9) Yorum. Formasyonun litolojik ve kalınlık değişimleri çökeltme sırasında alttaki topoğrafyanın düzensiz olduğunu göstermektedir. Çakıltaşı ve kumtaşları nehir çökeltileri özelliğini gösterir. Şeyl ve killi kireçtaşları ise litolojik özellikleri ve içindeki fosillerle görsel çökellerdir. Buna göre Miyosen denizinin bölgeye ilerlemesi başlangıcında bölgede varolan göller ve bu göllere birleşen akarsuların formasyonu oluşturduğu kanısındayız.

Fakırca Üyesi (Tdf). Birimin adı Mut'un hemen batısındaki Fakırca köyünden alınmıştır. Killi kireçtaşı ve silttaşı bantları içeren şeyllerden oluşur.

KRETASE (Cretaceous)	T E R T İ Y E N (Tertiary)		M İ Y E N (Miocene)		S İ S T E M (System)
	B U R D İ G A L İ Y E N (Burdigalian)		L A N G İ Y E N - S E R R A V A L L İ Y E N (Langhian Serravallian)		S E R İ (Series)
OFİYOLİTLİ-MELANJ (Ophiolitic melange)	D E R İ N Ç A Y		M U T		K A T (Stage)
	FAKIRCA				F O R M A S Y O N (Formation)
	1250 m.		1100 m.	1100 m.	Ü Y E (Member)
	1250 m.		1100 m.	1100 m.	K A L İ N L İ K (Thickness)
LİTOLOJİ (Lithology)					
FOSİLLER (Fossils)					
Resifal kireçtaşı (Reefal limestone)					
Marn (Marl)					
Kumtaşı-göktaşı (Sandstone and congl.)					
Sementstone and congl. (lamerite.)					
Beyaz renkli marn ve kireçtaşı. (White coloured marl and limestone)					
Globigerina bulloides d'Orb. Globigenoides trilobus Reuss. Orbulina universon d'Orb. Globorotalia obesa Bolli					
Borelis melo-melo Fich-Moll. Borelis melo-curdica Reiche.					

Şekil 9: Derinceay formasyonu'nun ölçülmüş stratigrafik kesiti.

Figure 9: Measured stratigraphic section of the Derinceay formation.

1) Dağılım. Fakırca üyesi Mut ilçesi, Fakırca, Kadıköy, Derinçay ve Yapıntı köyleri arasında kalan alanda yüzeyler.

2) Tip yeri ve tip kesiti. Tip yeri Fakırca yöresi olup tip kesit Fakırca köyünün kuzeyindeki Akburun T. ile güneyindeki Kızıldağ arasında ölçülmüştür. Burada ölçülen Kızıldağ kesitinde (Pafta: 030-e2, Başlangıç; x:58500 y:34245 z:150, Bitiş; x:56100 y:35650 z:492) formasyon killi kireçtaşı bantları içeren şeyi ve marn şeklinde görülür (şekil 10).

3) Danışma kesitleri. Tip kesitten ayrı olarak Derinçay kesitinde de incelenmiştir.

4) Litoloji. Birim yüzeylediği alanda, beyaz-krem renkteki görünüşüyle formasyon içinde kolaylıkla ayrılabilir. Şeyl ve marnlar hakim litoloji olup killi kireçtaşı ve silttaşı bantları da içermektedirler. Şeyller krem renkte, laminalı ve kırılmandır. Marnlar gri, yeşil renkte, yumuşak ve kırılğan olup yer yer siltlidir. Killi kireçtaşları açık gri, krem renkte, orta sert, düzgün ince-orta kalınlıkta tabakalıdır.

5) Alt, üst ve yanal sınırlar. Birim Derinçay formasyonu içinde yer almakta olup dişey ve yanal olarak formasyonun litoloji birimlerine geçiş gösterir. Ortaköy doğusunda Akbıçıklar mevkiinde şeyl ve marnlar'ın çakıltaşı ve kumtaşlarına geçişi kolaylıkla izlenebilmektedir.

6) Kalınlık. Kızıldağ tip kesitinde Derinçay formasyonu 150 m. ölçülmüş olup bu kalınlığın tabandan 90 metresi Fakırca üyesi olarak belirlenmiştir.

7) Fosil topluluğu. Kızıldağ kesitinde alınan beyaz renkli killi kireçtaşı ve marn örneklerinde Gökçen

Stanchevia sp.

Bakunella dorsoarcuata (Zal.)

Pontonella acuminata (Zal.)

tatlı su Ostracoda fosillerini saptamıştır.

8) Deneştirme. Önceki incelemelerde Fakırca üyesi formasyon içinde ayrılmamıştır. Derinçay formasyonunun deneştirildiği formasyonlarla deneştirilir.

9) Yorum. Birimin litoloji özellikleri ve içerdği fosil görsel ortamda çökeldiğini gösterir.

Mut Formasyonu (Tm). Formasyonun adı Mut ilçesinden alınmıştır. Litolojisi resifal özellikte kireçtaşları olup

T E R S İ Y E R (Tertiary)		S İ S T E M (System)	L İ T O L O J İ		F O S İ L L E R	
M İ Y O S E N (Miocene)		S E R İ (Series)	K A T (Stage)	Ü Y E (Member)	K A L İ N L İ K (Thickness)	
BURDIGALİYEN (Burdigalian)	LANGİYEN-SERRAVALLİ. (Langhien-Serravallian)					
DERİNÇAY	MUT				150 m.	Resifal kireçtaşı (Reefal limestone)
FAKIRCA					60m.	Kumtaşı (Sandstone)
					90m.	Marn (Marl)
						Borelis sp. Amphistegina sp. Lithothamnium sp.
						Stanchevia sp. Pontoniella acuminata (Zal.)

Şekil 10: Fakırca üyesinin ölçülmüş stratigrafi kesiti.

Figure 10: Measured stratigraphic section of the Fakırca member.

killi kireçtaşı, marn ve yer yer kumtaşı bantları içerir. İnceleme alanımız içinde, önceki incelemelerde Mut yöresinde Sezer (1970) tarafından Mut kireçtaşı formasyonu, Silifke yöresinde Gökten (1976) tarafından Silifke formasyonu ve Sarıaydın resif kireçtaşı, Ermenek - Karaman arasında Koçyiğit (1976) tarafından Göktepe resif kireçtaşı üyesi adı altında belirlenmiştir.

1) Dağılım. Mut formasyonu inceleme alanımızın büyük bir bölümünde yüzeylenmektedir. Göksun nehrinin kuzey ve güneyinde, KB-GE doğrultusunda uzanan iki sırt boyunca yüzeylediği ve Silifke - Erdemli arasında Akdeniz'e kadar uzandığı saptanmıştır. Göksu nehrinin güneyindeki bölümde Ermenek çayı vadisinde alttaki formasyonlar açığa çıkmış olup vadinin kuzeyinde ve güneyinde uzanan sırtlarda Mut formasyonu korunmuştur. Marn ve kumtaşların aşındırılmasıyla oluşan Göksu nehri vadi ve düzlüğünde bazı küçük tepe ve sırtlarda kireçtaşları şapka şeklinde yüzeylenmekte olup bunlar formasyonun havza içindeki uzantılarıdır. Örneğin Sinek T. ve Cebbar T., Mut'un KB'sındaki Mahras dağı, Karabelen T., GB'sındaki Kızıldağ, kuzeyindeki Elmedin T., Ardıçlı T. ve Tokmak T., alttaki yumuşak birimler üzerinde şapka şeklinde kalmış resifal kireçtaşlarının yüzeylediği tepelerdir.

2) Tip yeri ve tip kesiti. Tip yer Mut'un kuzeyindeki Avlamadağ ve Eyre dağı olup tip kesit Derinçay köyündeki Türbeleni T.'den başlayıp Avlama dağındaki Kartalkaya T.'ye kadar ölçülmüştür. Burada ölçülen kesitte (Pafta: 030-cl ve b4, Başlangıç; x:64460 y:29660 z:162, Bitiş; x:76250 y:31900 z:1789) tabandan tavana doğru 30 m. kireçtaşı, 100

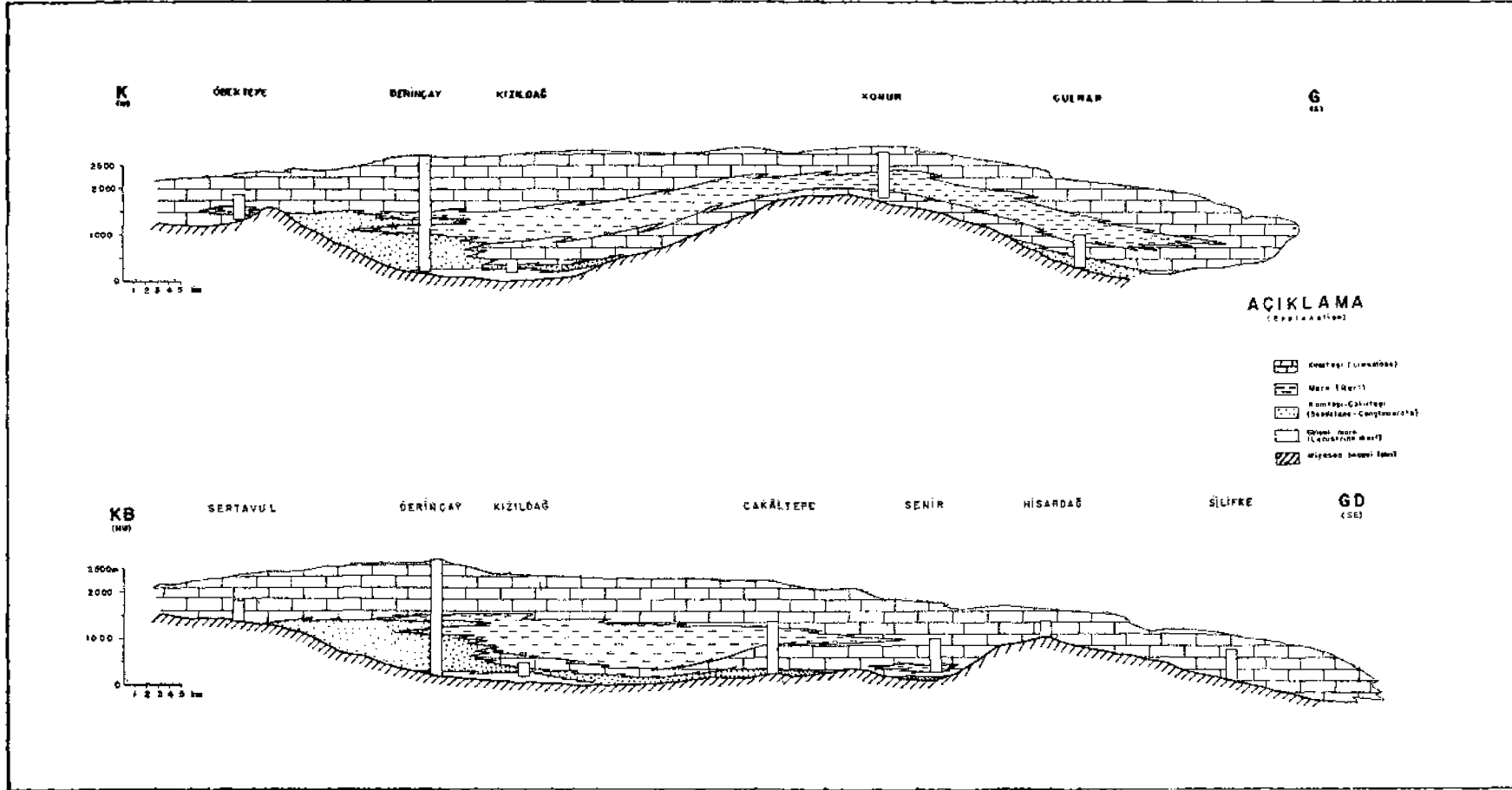
m. kireçtaşı bantlı marn, 875 m. kireçtaşı, 50 m. kumtaşı ve 150 m. kireçtaşı ölçülmüş olup arada yeralan marn Kö-selerli formasyonu olarak ayrılmıştır (şekil 11).

3) Danışma kesitleri. Formasyonun havza içindeki litoloji ve kalınlık değişimlerine göre çökeltme ortamını saptamak amacıyla Derinçay kesitinden başka, Sertavul, Ebektepe, Kızıldağ, Çakaltepe, Senirköy, Konur ve Gülnar kesitleri ölçülmüştür (şekil 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18).

4) Litoloji. Mut formasyonu kireçtaşı gibi tek bir litoloji tipi ile temsil edilmiş olmakla birlikte yer yer kumtaşı, çakıltaşı ve marn bantları da içermektedir. Mut formasyonunu oluşturan kireçtaşları ile Kö-selerli formasyonunu oluşturan marnlar yanal ve düşey geçişlidirler. Bu bakımdan iki formasyonun sınırını çizmek çok yerde güçtür. Mut formasyonu içinde marn bantları, Kö-selerli formasyonu içinde ise kireçtaşı bantları iki formasyonun birbirine olan uzantılarıdır. Kireçtaşları beyaz, krem renkte, orta sert, bol miktarda alg, foraminifer, echinid, lamellibrans, gastropod, mercan gibi mikro ve makro fosiller içermekte olup biyomikrit, biyolütit gibi değişik görünüşlerdedir. Formasyon için resif karmaşığı terimini kullanmak doğru olur. Genellikle yatay konumda bulunan kireçtaşları resif ilerisinde havza içinde 10-15 derecelik eğimle düzgün, belirgin tabakalı, resif çekirdeklerinde belirgin olmayan yatay tabakalı, resif gerisinde ise yatay veya birkaç derecelik eğimle belirgin tabakalı olarak görülür. Resifal kireçtaşları için merccek veya tepeler şeklinde ve tabakalanma belirgin değilse Biyoherm, merccek veya tepe şeklinde olmayıp tabakalı yapıda ise Biyostrom terimi kullanılmaktadır. Mut kuzeyinde Derinçay formasyonunun yüzeylediği alanın etra-

finda sıralanan Burunkaya, Zincirkaya, Kargıcak T., Ardıçlı T., Tokmak T., Elmedin T., Kızıldağ ve Ambarkaya gibi tepeler daha evvel birleşik olan bugün ise aşınma sonucu ayrı ayrı şapka şeklinde kalmış biyohermal kireçtaşı tepeleridir. Bu tepeler aynı zamanda birer küçük resif çekirdekleridir. Aşınma sonucu açığa çıkan tepe kesitleri incelendiğinde; merccek ve tümsek şeklindeki tepenin orta kısmında kalınlık fazla, yanlara doğru incelmekte, tabakalanma ortada kalın ve belirgin olmayıp yanlara doğru ise incelenerek daha belirgin olmaktadır. Bu tepelerden havza içine yani güneye doğru inildiğinde kireçtaşları litoklastik özellikte, düzgün orta kalınlıkta tabakalı, marnlarla ardalı ve marnlara geçiş yapar durumda görülürler. Bu durum Mut'un hemen KD'sunda Elmedin T. ve Mazakdağı T.'deki kireçtaşlarının marnlara geçiş yaptığı yerde izlenmekte olup, burada bol Echinoidea ve Lamellibranchiata fosilleri içermektedirler. Mut - Silifke arasında Hocalı mahallesinde yüzeylenen kireçtaşları da yol yarmasında çapraz tabakalı olup, litoklastik veya tanetaşı olarak tarif edebileceğimiz özelliktedirler. Bu tanetaşları, resif çekirdeğinin dalgalarla aşınması ve resif ilerisine taşınarak tekrar çimentolanmasıyla oluşmuştur. Mut'un hemen kuzeyinde Derinçay formasyonuna ait kumtaşı ve çakıltaşlar üzerinde uyumlu olarak görülen kireçtaşları, daha kuzeyde Avlamadağ ve Eyre dağında temel üzerine doğrudan doğruya uyumsuz olarak gelmektedir. Kastelkapısı ve Sögütözü deresi yamaçlarında temel üzerinde yeralan kireçtaşları daha kuzeyde, Dağpazarı köyü yöresinde kireçtaşı, marn ve tekrar kireçtaşı şeklindeki istif geçiş göstermektedir. Bu yörede kireçtaşları düzgün tabakalı, bol Lamellibranchiata ve Gastropoda fosillidir. Marnlar kumtaşı ve çakıltaşı bantları ile birlikte ince kömür bantları, yer yer de jips kristalleri içermektedir. Dağpazarı yöresinde görülen istif, benzer özellikte Göksu nehrinin güneyindeki bölümde Demirözü ve Konur köyleri yöresinde yüzeylenmektedir. Bu yörede kireçtaşı ve kumtaşı, çakıltaşı, ince kömür bantları içeren marn şeklinde görülen istif, daha kuzeydeki Sivri dağda temel üzerinde yeralan kireçtaşlarına yanal geçiş göstermektedir. Mut formasyonunda Derinçay kesitinin tavan kısmındaki kumtaşı ve çakıltaşı seviyesi Sertavul ve Kozlar yaylası yörelerinde de formasyon içinde yüzeylenmektedir. Gevşek çimentolu olan bu kumtaşı ve çakıltaşı temele ait birimlerin elemanlarından oluşmuştur. Mut formasyonun yayılımı ve özelliklerine göre; denizin havzaya ilerlemesi sırasında Göksu nehrinin kuzey ve güneyinde KB-GD doğrultusunda uzanan iki sırt bulunmaktadır. Denizin güneyden kuzeye ilerlemesi sırasında iki sırt boyunca kenar resifleri oluşmuştur. Denizin devamlı ilerlemesi yanında zaman zaman deniz çekilmesinde de olmuştur. Resif çekirdekleri denizin ilerlemesine bağlı olarak karaya doğru, denizin çekilmesine bağlı olarak denize doğru ilerlemiş, marn ve kireçtaşları birbiri üzerine aşmalar göstermiştir. Resif çekirdeklerinin olduğu iki sırtın gerisinde ise resif gerisi litolojik birimler oluşmuştur.

5) Alt, üst ve yanal sınırlar. Formasyon alt sınırında Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı formasyonlar ve ofiyolitli melanijla açılal uyumsuzdur. Ermenek yöresinde Eosen yaşlı Yenimahalle formasyonu ile alt sınırında düşük açılı uyumsuzluk vardır. Göksu nehri vadisinde alt sınırında Derinçay formasyonu ile uyumlu olup yersel olarak Gülnar güneyinde açılal uyumsuzluk vardır. Yanal olarak Kö-selerli



Sekil 11: Müt-Ermenek-Silifke (Konya, Mersin) havzasında Miyosen istifinin ölçülmüş stratigrafik kesitlerinin denegtilmesi.

Figure 11: The correlation of the measured section of Miocene sequence in Müt-Ermenek-Silifke (Konya, Mersin) basin.

formasyonuna geçişlidir. Üst sınırından yer yer alüvyon örtüleri görülür.

6) Kalınlık. Alttaki topoğrafyanın düzensiz olması nedeniyle ölçülen kesitlerde büyük kalınlık değişimleri vardır. Derinçay tip kesitinde 1100 metre, Çakal tepe kesitinde 520 metre, Sertavul kesitinde 394 metre, öbek tepe kesitinde 315 metre» Kızıldağ kesitinde 150 metre, Senirköy kesitinde 550 metre, Gülnar kesitinde 230 metre, Konur kesitinde 160 metre kalınlık ölçülmüştür.

7) Fosil topluluğu ve yaşı. Kireçtaşı ve killi kireçtaşlarında aşağıdaki fosiller saptanmıştır.

Planktonik Foraminiferalar; Globigerinoides trilobus (Reuss), Globigerinoides sacculiferus (Brady), **Globigerina** praebulloides Blow., Orbulina universa d'Orbigny, Globorotalia sp.

Bentonik Foraminifera'lar; Borelis melo curdica (Reichei), Borelis melo Fichtel-Moll., Amphistegina lessonii d'Orbigny, Heterostegina sp, Uvigerina sp, Ammonia beccarii (Linne), Sphaerogypsina globulus (Reuss), Robulus sp., Cibicides sp., Elphidium sp., Nonion boueanum d'Orbigny, Gyroidina sp., Miliolidae, Triloculina sp., Spiroplectammina sp., Textularia sp., Asterigerina sp., Botalia beccarii (Linne). Alglerden; Lithothamnium sp., Lithoplyllum sp., Archeolithothamnium sp., Mercan; Porites sp., Favites sp., Hydnophora sp.,

Echinodermata;

Clypeaster altus Klein
Clypeaster latirostris Agas
Clypeaster scillae Desmoulis

Lamellibranchiata;

Flabellipecten solarium Lamarck
Panopea faujasi Menard
Pycnodonta squarrosa M. de Serres

Yaş: Langiyen-Serravaliyen (Orta Miyosen).

8) Deneştirme. Mut formasyonu aynı yörede çalışan Sezer (1970)'in Mut yöresinde Mut kireçtaşı formasyonu, Gökten (1976)'in Silifke yöresinde Silifke formasyonu ve Sarıaydın resif kireçtaşı, Koçyiğit (1976)'in Ermenek - Karaman arasında Göktepe resif kireçtaşı üyesiyle Adana havzasında çalışan Temek (1957) 'in Burdigalien kireçtaşları Schmidt (1961)'in Karaisalı kireçtaşı ile deneştirilir.

9) Yorum. Resifal kireçtaşları sıcak, berrak ve çalkantılı sığ deniz ortamında, organizmalar tarafından meydana getirilmiştir. Denizin sınırı boyunca oluşan kenar resifleri, denizin devamlı ilerlemesi sonucu birbiri üzerine aşamalı olarak gelişmiştir. Havza ortasında ise derin deniz şartlarında marnlar çökelmiştir.

Köselirli Formasyonu (Tk). Formasyonun adı Mut güneyindeki Köselirli köyünden alınmıştır. Litolojisi marn olup yer yer killikireçtaşı, kireçtaşı, kumtaşı ve çakıltası bantları içerir. İnceleme alanımız içinde, önceki incelemelerde Mut yöresinde Sezer (1970) tarafından Mut marn formasyonu, Silifke yöresinde Gökten (1976) tarafından Mut formasyonu adı altında belirlenmiştir.

1) Dağılım. Köselirli formasyonu havza ortasında. Mut ilçesi ile Keven köyü arasında Göksu nehrinin iki tarafındaki geniş düzlükte yüzeylemekte olup ayrıca kuzey-

de Dağpazarı köyü dolaylarında güneyde ise Gülnar ilçesi ile Konur köyü arasındaki alanda yüzeyler.

2) Tip yeri ve tip kesiti. Formasyon Köselirli köyü dolaylarında iyi görüldüğünden burası tip yer seçilmiştir. Tip kesit ölçülmemiş olup Mut formasyonu ile beraber birçok kesitte incelenmiştir.

3) Danışma kesitleri. Formasyon Derinçay, öbektepe, Çakaltepe, Gülnar ve Konur kesitlerinde incelenmiştir.

4) Litoloji. Formasyonun esas litolojisi marn'dır. Miyosen çökmesinde havza kenarlarında Mut formasyonuna ait resifal kireçtaşların çökmesine karşılık havza ortasında Köselirli formasyonunu oluşturan marnlar çökelmiştir. Denizin ilerlemesine bağlı olarak formasyonun çökme sınırı karaya doğru ilerleme yapmış ve havza kenarı boyunca oluşan resifal kireçtaşlarını aşarak örtmüştür. Denizin ilerlemesi ve zaman zaman da çekilmesine bağlı olarak havza kenarında marn ve kireçtaşı araldanması meydana gelmiştir. Marnlar havza kenarında resifal kireçtaşı, havza ortasında ise killi kireçtaşı bantları kapsamaktadır.

Marnlar gri ve gri-yeşil renkte olup yumuşak, kırılğandır. Killi kireçtaşı bantları kapsadığı yerlerde tabakalanma iyi görülür. Kuzeydeki Dağpazarı ve güneydeki Konur köyü dolaylarında marnlar, kumtaşı ve çakıltası bantları kapsamaktadır. Ayrıca yer yer ince kömür bantları da görülmüştür. Havza ortasındaki marnların makro fosu içermesine karşılık bu yörelerde formasyon içinde Gastropoda ve Lamellibranchiata fosilleri görülmüştür.

5) Alt, üst ve yanal sınırlar. Formasyon Mut formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Doğrudan doğruya temel üzerine geldiği yerlerde alt sınırında açılal uyumsuzdur. Derinçay formasyonu üzerinde ise uyumludur. Üst sınırında Göksu nehrinin oluşturduğu eski ve yeni alüvyon örtüleri görülür.

6) Kalınlık. Çakaltepe kesitinde 350 metre kalınlık ölçülmüş olup havza ortasında ise daha da kalınlaşarak jeoloji kesitlerine göre 1100 metreye ulaştığı kanısındayız.

7) Fosil topluluğu ve yaşı. Marnlardan alınan örneklerde aşağıdaki fosiller saptanmıştır.

Planktonik Foraminifera'lar: Globigerinoides trilobus (Reuss), Globigerina bulloides d'Orbigny, Orbulina universe d'Orbigny, Orbulina glomerata Blow, Orbulina bilobata d'Orbigny, Globorotalia obesa Bolli.

Bentonik Foraminifera'lar: Amphistegina sp., Cibicides floridanus Cushman, Robulus rotulatus Lamarck, Robulus cultratus Montf.

Neoeponides berthelotianus d'Orbigny.

Siphonina tubulosa Cushman.

Yaş: Langiyen-Serravaliyen (Orta Miyosen).

8) Deneştirme. Köselirli formasyonu aynı yörede çalışan Sezer (1970)'in Mut yöresinde Mut marn formasyonu, Gökten (1976)'in Silifke yöresinde Silifke formasyonu ve Mut formasyonu ile, Adana havzasında çalışan Temek (1957)'in Burdigalien-Helvetien marnları ile, Schmidt (1961)'in Güvenç Şeyli ile deneştirilir.

9) Yorum. Formasyonun litoloji özelliği ve fosil kapsamına göre Göksu nehri vadisi boyunca yüzeylediği yerler

derin deniz ortamında, kuzeydeki Dağpazarc ve güneydeki Gülnar, Konur yörelerinde yüzelediği yerler ise resif gerisi, sığ deniz ortamında çökelmiştir.

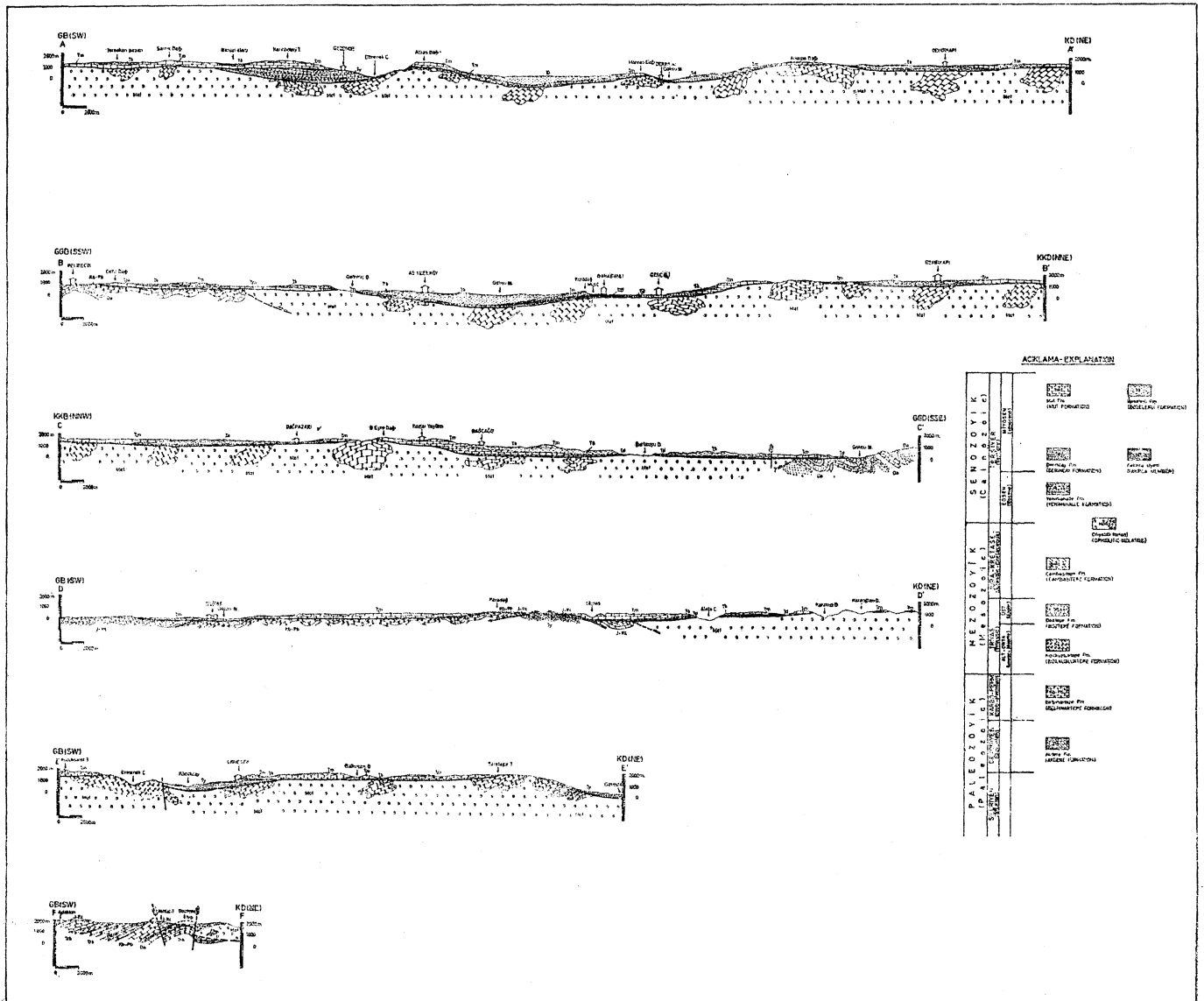
Paleocoğrafik Evrim, İnceleme alanında yüzeleyen Ordovisiyen-Miyosen zaman aralığında çökelmiş kaya birimlerinin özellikleri stratigrafi bölümünde anlatılmıştır. Formasyonların kalınlık ve fasiyes değişimlerini incelemek amacıyla kesitler ölçülmüş olup, kesit ölçme çalışmalarında ağırlık Miyosen istifine verilmiş ve Miyosen yaştaki formasyonların ortam yorumlaması için fasiyes haritaları yapılmıştır (şekil 11). Ordovisiyen'de çökelen graptolitli şeyller ve Devoniyen'de çökelen şeyller ve mercanlı kireçtaşları üstüne, Karbonifer ve Permiyen'de sığ deniz şartlarında kumtaşı, kuvarsit bantları kapsayan genellikle oolitik kireçtaşları çökelmiştir.

Taşkent - Ermenek arasında Alt ve Orta Triyas yaşta-

ki şeyl ve kumtaşı bantları kapsayan yer yer dolomitize olmuş oolitik kireçtaşları Permiyen yaştaki formasyonlar üzerinde konkordan olarak oturmakta olup sığ deniz şartlarında çökmenin devam etmiş olduğunu göstermektedir.

Üst Triyas'ta dolomitik kireçtaşı bantları kapsayan kırmızı renkte, alttaki formasyonların tanelerinden oluşan çakıltaşı ve kumtaşı çökmesi bu zamanda aşınmanın olduğunu ve alttaki formasyonlar ile açılal olmayan uyumsuzluğu göstermektedir. Üst Triyas yaştaki kumtaşı ve çakıltaşı üstüne uyumlu olarak Jura-Kretase yaşta genellikle dolomitik kireçtaşları gelmekte olup, bu zaman boyunca sığ deniz şartlarının varolduğu anlaşılmaktadır.

Gülnar - Silifke arasında ise Paleozoyik yaştaki formasyonların üstünde Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları uyumsuz olarak oturmakta olup Triyas yaşta çökeller izlenememiştir. Bu da bize bu bölgede Triyas'ta karasal şartların, Jura-Kre-



Şekil 14: Mut-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) yöresinin jeoloji enine kesitleri.

Figure 14: Geological cross-sections of the Mut-Ermenek-Silifke (Konya-Mersin) area.

tase'de ise tekrar sığ deniz şartlarının varolduğunu gösterir. Kretase sonunda tektonik olarak ofiyolitli melanaj bölgeye gelmiştir. Ofiyolitlerin bölgede, Erdemli, Silifke kuze-yi, Gülnar, Ermenek hattı boyunca izlenen güney sınırı melanajın muhtemelen kuzeyden geldiğini düşündürmektedir.

Bölgeye ofiyolitli melanaj yerleştikten sonra yükselim oluşturmuş ve güneyinde, Ermenek yöresinde oluşan derin denize malzeme vermiştir. Eosen sonunda bölgenin yükselmesi sonucu deniz çekilmiş ve yerini karasal şartlara bırakmıştır. Eosen yaştaki formasyonlar yüksek derecede kıvrımlanma kazanmamış olup 10-20 derece arasında değişen eğime sahiptirler ve üzerlerine gelen Miyosen yaştaki kireçtaşları ile düşük derecede uyumsuzdurlar.

Eosen sonunda geçilen karasal şartlarda aşınmalar sonucu, günümüzde Göksu vadisinin bulunduğu çukurluk ve bu çukurluğun kuzey ve güneyinde KB-GD doğrultusunda uzanan iki sırt oluşmuştur. Alt pliyosende bu çukurlukta karasal kumtaşı ve çakıltaşları ile gösel şeyl ve kireçtaşları çökelmiştir. Orta Miyosen'de havzada, güneyden kuzeye olan yavaş deniz ilerlemesi sonucu birbiri üzerine gelen, yanal geçiş gösteren marn ve resifal kireçtaşları çökelmiştir.

Miyosen istifinde ölçülen kesitlerden yararlanarak yapılan paleotopografya ve fasiyes haritası çökme ortam ve şartlarını değerlendirmeye olanak sağlamıştır (şekil 12, 13).

Miyosen'deki çökmenin alttaki topoğrafyaya bağlı olması sonucu tepe ve sırtlarda kireçtaşı, derin ve çukur olan alanlarda ise marnlar oluşmuştur. Orta Miyosen sonunda yatay kuvvetlerin etkili olmaması sonucu tabakalar ilksel konumlarını korumuşlardır, Epirojenik hareketlerin etkisiyle bölge yükselmiş ve aşınmalar sonucu günümüzdeki topoğrafyayı kazanmıştır.

PETROL JEOLJİSİ

Mut - Silifke - Ermenek Havzası, temelini Paleozoyik ve Mesozoyik yaştaki formasyonlarla, ofiyolitli melanajın oluşturduğu ve bu temel üzerinde, Eosen ve Miyosen yaştaki çökelilerin yer aldığı bir çökme havzasıdır.

Ordovisiyen - Orta Triyas zaman aralığında 3500 metre, Üst Triyas - Kretase zaman aralığında 1750 metre olmak üzere temeli oluşturan formasyonların kalınlığı 5250 metredir. Eosen yaştaki formasyon 750 metre, Miyosen yaştaki formasyonların kalınlığı ise 2500 metredir. Buna göre havzada çökelen temel ve örtü kayaların toplam kalınlığı 8500 metreye ulaşmaktadır.

Devoniyen'den Kretase sonuna kadar Üst Triyas'taki açılal olmayan uyumsuzluk dışında çökmede süreklilik vardır. Kretase ve Eosen sonrası çökmede kesikliliğin olduğu ve bir aşınma safhası sonrası Miyosen çökmesinin olduğunu görmekteyiz.

Çökme havzası genişliği, formasyonların kalınlık ve çökme ortam özellikleri, petrol oluşum koşulları bakımından elverişlidir.

Bölgede birçok yerde ofiyolitli melanaj içindeki Paleozoyik ve Mesozoyik yaştaki bloklarda hidrokarbon belirtileri görülmüştür, örneğin Erdemli ilçesi, Sorgun köyü Kafespınar yöresinde.

Paleozoyik, Mesozoyik ve Tersiyer yaşlı çökelerde hidrokarbon belirtisi görülmemekle beraber bölgenin batı devamında, Antalya doğu ve batısında birçok yerde görülebilmektedir. Havzamıza benzer çökme özellikleri gösteren Adana havzasındaki Bulğurdağ yöresinde Miyosen tabanından petrol üretildiği de bilinmektedir.

Ana Kaya. Havzada Paleozoyik-Tersiyer zaman aralığında petrol oluşumuna olanak sağlayacak özellikte birçok düzey bulunmaktadır.

Silifke - Gülnar arasında yüzeleyen Silüriyen yaşlı graptolitli şeyller, koyu gri-siyah renkte, laminalı olup bitümlüdür. Taşkent - Ermenek arasında yüzeleyen Devoniyen yaştaki şeyller koyu gri-siyah renkte, laminalı ve yer yer bitümlü olup 250 metre kadar kalınlık gösterirler.

Alt ve Orta Triyas'ta kireçtaşları ile ardalanmalı olan şeyi ve marnlar 500 metre kadar kalınlık göstermektedirler.

Görüldüğü gibi Silüriyen ile Orta Triyas zaman aralığında havzada ana kaya olabilecek özellikte formasyonlar çökelmiştir. Eosen'de filiş fasiyesinde çökelen istifteki şeyl ve marnlar ana kaya özelliği taşırlar, Miyosen'de resifal kireçtaşları ile yanal geçiş gösteren, derin deniz ortamında çökelen marnlar da bitüm görülmekle beraber ana kaya olabilecek özelliktedirler.

Hazne Kaya. Havzada ana kayalarla birlikte, hazne kaya olabilecek birçok düzey vardır.

Devoniyen yaştaki kireçtaşları Gülnar güneybatısında bol fosilli ve mercanlı olup metamorfize olmamışlardır. Hazne kaya olabilecek özelliktedirler.

Karbonifer ve Permiyen yaştaki kireçtaşları önce oolitik, yer yer dolomitik ve didolomitik özellikte olup, kazandıkları porozite özelliği ve 750 metre kadar olan kalınlıkları ile ideal hazne kaya özelliği gösterirler.

Alt ve Orta Triyas yaştaki 250 metre kadar kalınlık gösteren dolomitik ve didolomitik kireçtaşları hazne kaya olabilirler.

Jura-Kretase yaştaki dolomitik kireçtaşları 100 metrelik kalınlığı ve kazandığı porozite nedeniyle havzada ideal hazne kaya özelliği taşıyan formasyondur.

Miyosen yaştaki kireçtaşları resifal özellikte olmaları, 1000 metreye varan kalınlık göstermeleri ve marnlarla yanal geçişli olmaları nedeniyle örtülü olduğu sahalarda ideal hazne kayadır.

Örtü Kaya. Devoniyen yaştaki hazne kayalar için Devoniyen şeylleri örtü kaya olabilirler. Karbonifer ve Permiyen yaştaki kireçtaşları için Alt ve Orta Triyas yaştaki şeyl ve marnlar 500 metrelik kalınlığı ve geçirimsiz özellikleri ile örtü kaya teşkil ederler. Jura-Kretase yaştaki dolomitik kireçtaşları ile aynı yaşta marnlar saptanmamıştır. Fakat Eosen yaştaki filişe ait marn ve şeyller örtü kaya, Miyosen yaştaki resifal kireçtaşları içinde aynı yaştaki marnların ana kaya olduğu kadar örtü kaya olabileceği düşünülmektedir.

Petrol Kapanları. Paleozoyik Tersiyer zaman aralığında çökelmiş ana, hazne ve örtü kayaları içeren havzada

Paleozoyik ve Mesozoyik yaştaki formasyonların yatay kuvvetler nedeniyle kıvrımlanmalarına karşın Eosen ve Miyosen yaştaki formasyonların yatay ve yataya yakın konumda olmaları, temel kaya birimlerinde yapısal, örtü kaya birimlerinde ise stratigrafik kapan koşullarını oluşturmuştur.

Taşkent - Ermenek arasında yüzeyleyen Devoniyen - Kretase yaştaki formasyonlara ait tabakalar güneye yüksek eğim kazanmalarına rağmen kıvrımlarına görülmektedir. Bu yörede gözlenen istif senklinal yaparak inceleme alanımız dışında, güneyde Göktepe nahiyesi yöresinde kuzeye eğimli olarak yüzeyler. Ermenek, Mut ve Silifke arasında ise ofiyolitli melanj altındadır, bu bakımdan melanj altındaki yapısal durum hakkında yorum yapmak bugünkü çalışmalarımıza göre güçtür.

Silifke, Gülnar ve Ermenek arasında ise dar ve kısa kıvrımlar görülmesine karşın genellikle eğimler kuzeydedir. Elde edilen bu verilere göre havzada yapısal kapan şartları görülmemektedir.

Miyosen istifinde resifal kireçtaşların hazne kaya, marnların ise ana kaya olabileceğini belirtmiştik. Tabakaların yatay ve yataya yakın konumlarını korumaları yapısal kapanlar yerine stratigrafik kapan şartlarının oluştuğunu gösterir. Bazı alanlarda gördüğümüz antiklinallerin kanatları 15-30 derece eğim gösterirler, bunlar gömülü tepe ve sırtlar üzerinde tabakaların ilksel eğim kazanmalarıyla oluşan antiklinallerdir. Açılmış olan bazı vadilerde, temelin oluşturduğu tepe üzerinde resifal kireçtaşı, kanatlarda marnların çökeldiği ve tepe yamaçlarında tabakaların 30 dereceye varan eğim kazanıp kısa mesafede yatay konum kazandığı gömülü tepe modellerini izleme olanağımız olmuştur.

Havzamızla aynı yaş ve benzer çökeltme şartları gösteren Adana Havzasındaki ilk çalışmalar sonunda yüzeyde görülen antiklinaller yapısal kapan aranmasına götürmüştür. Fakat yapılan sondaj ve yeraltı jeolojisi araştırmaları sonucunda tabakaların kazandığı eğimlerin gömülü topoğrafyaya bağlı olarak kazanılan eğimler olduğu ve yapısal kapanlar yerine stratigrafik kapanların aranması gerektiği anlaşılmıştır.

Havzanın yükselimi ve günümüze kadar etkili olan aşınma sonucu örtü kaya olan marnların gitmesiyle resifal kireçtaşların havza içine olan uzanımları yüzeye çıkmıştır. Bu nedenle inceleme alanımızda başlangıçta varolan stratigrafik kapan şartları günümüzde yok olmuşlar. Havzadaki çalışmalarımızla elde edilen ve yukarıda özelliklerini sıraladığımız ana, hazne, örtü kaya ve kapanlanma şartlarının ışığı altında petrol olanaklarının Paleozoyik-Mesozoyik zaman aralığında çökelen kayalar için havzanın batı uzantısında, Miyosen istifi için ise, Adana-Mersin havzasından elde edilen yeraltı jeolojisi verilerinden de anlaşıldığı gibi havzadaki Orta Miyosen istifinin Üst Miyosenle örtülü olduğu havza güneydoğusunda, Akdeniz'de Silifke - Mersin - Kıbrıs arasında kalan saha içinde araştırılması gerekmektedir.

SONUÇLAR

Bu inceleme sırasında Mut -Silifke - Ermenek Havzasında 9.000 km²'lik 1/25.000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası ya-

pılmış, toplam kalınlığı 14233 metreye ulaşan 12 adet kesit ölçülerek, bunlar yardımı ile havzanın stratigrafik istifi ve tortul kayaların çökeltme ortamları saptanmıştır. Stratigrafik kesitlerle toplanan örnekler ince kesitler yardımı ile ayrıntılı petrografik ve paleontolojik incelemelere tabi tutulmuş ve ölçülen kesitlerden yararlanılarak havza için fa-siyes haritaları yapılmıştır. Çalışma sonunda ortaya çıkarılan ana sonuçlar kısaca şu şekilde özetlenebilir:

- 1) Havzada Silüriyen-Miyosen zaman aralığında çökelen ve toplam 8500 metre kalınlıkta olan tortul istif saptanmıştır.
- 2) Kretase sonunda ofiyolitli melanj kuzeyden alloktan olarak bölgeye gelmiştir.
- 3) Havzada ana, hazne ve örtü kaya olabilecek nitelikte birçok düzey izlenmiştir.
- 4) Silüriyen-Kretase zaman aralığında çökelen formasyonlarda yapısal kapanların havza batısında, Miyosen'de çökelen formasyonlarda ise stratigrafik kapanların havza güneyinde petrol olanakları bakımından önemli olabileceği sonucuna varılmıştır.

KATKI BELİRLEME

Stratigrafik kesit ölçümlerinde R. Bilâloğlu ve Naci Uğural'a, paleontolojik tanımlamaları yapan Sevin Tek'er, Hikmet Karacaoğlu, Asuman Gökten, Erol Çatal'a, harita alımında çalışan Orhan Budak, A. Sümer, G. Kurt, E. Dilben, T. Erdoğan, H. İztan'a teşekkür ederiz.

Yazının gelişi tarihi	: 18.5.1978
Düzeltilmiş yazının gelişi tarihi	: 19.1.1979
Yayına verildiği tarih	: 25.1.1979

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akarsu, İ., 1960, Mut Bölgesinin jeolojisi. Maden Tetkik Arama Enst. Derg. No. 54, s. 36-45
- Blumenthal, M., 1956, Karaman-Konya havzası güneybatısında Toros kenar silsileleri ve şist-Radiolarit formasyonunun stratigrafik meselesi. Maden Tetkik Arama Enst. Derg. No. 40
- Demirtaşlı, E., 1973, Bolcardağların jeolojisi Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Teb., s. 42-57
- Demirtaşlı, E., 1973, İran, Pakistan ve Türkiye'deki Alt Paleozoyik yaşlı kayaların stratigrafik korrelasyonu. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Teb., s. 204-222
- Demirtaşlı, E., 1975, Toros kuşağının petrol potansiyeli. Türkiye üçüncü petrol kongresi, s. 55-61.
- Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi Türkiye Jeol. Kur. Bül't, 19, 2, s. 117-126.
- Koçyiğit, A., 1976, Karaman-Ermenek (Konya) bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar. Türkiye Jeol. Kur. Bül't, 19, 2, s. 103-116.
- Nieoff, W., 1960, Mut 126/1 numaralı harita paftasının revizyon noticeleri hakkında rapor. Maden Tetkik Arama Enst. Derg. Rap. No. 3390
- Özer, B. — B. Duval — Courrier. P. — Lietouzey, İ., 1974, Antalya-Mut-Adana Neojen havzaları jeolojisi. Türk 2. Pet. Kong. Teb., s. 277-228.
- Özgül, N., 1975, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. Türkiye Jeol. Kur. Bül't., 19, 1, s. 65-78.
- Schmidt, G.C., 1961, VII. Adana petrol bölgesinin stratigrafik nomenklatürü. Petrol Dairesi Negriyatı No. 6, s. 49-65.
- Sezer, S., 1970, The Miocene stratigraphy of Mut region, southern Turkey (Doktora tezi). Birkbeck college London University.
- Ternek, Z., 1957, Adana havzasının Alt Miyosen (Burdigaliyen) formasyonları, bunların diğer formasyonlarla olan münasebetleri ve petrol imkânları. Maden Tetkik Arama Enst. Derg. No. 49, s. 47-67.

Ladik - Destek yöresinin stratigrafisi

Stratigraphy of the Ladik - Destek region

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

ÖZ: Lâdik - Destek yöresinde yaşları birbirinden farklı ve çeşitli fasiyelerde oluşmuş kayalar yüzeylemektedir. Bunların en yaşlıları, bazı araştırmacılara göre Prekambriyen, bazı araştırmacılara göre de Mesozoyik yaşlı Kristalin Şistlerdir. Permian yaşlı kireçtaşları bu şistler üzerine açılı uyumsuzlukla geldiklerine göre, bunların yaşı, hiç olmazsa Permian'den önce olmalıdır.

Paleozoyik, bölgede Permian yaşlı kireçtaşlarıyla temsil edilir. Liyas, bunlar üzerinde açılı uyumsuzlukla durur ve tipik öjeosenkinal kayalarından oluşmuştur. Dogger mevcut olmayıp, Üst Jura - Alt Kretase kireçtaşları, Liyas üzerinde açısız uyumsuzlukla bulunurlar.

İnceleme bölgesinde Üst Kretasen'in alt düzeyleri (Senomaniyen-Turoniyen) fliš, Senoniyen kireçtaşı ve Maastrichtiyen de volkanik kayalarla yüklü fliš fasiyesinde gelişmiştir. Bunlar uyumlu olarak bulunurlar. Bölgedeki kayaların birbirleriyle olan ilişkileri gözönüne alınırsa, Mesozoyik boyunca aşamalı bir transgresyonun varlığı dikkati çeker.

Tersiyer, denizel ortamda oluşmuş volkanik Lütesiyen ve karasal Neojen oluşuklarından ibarettir.

ABSTRACT: Rocks of different age and variable facies crop out in the Lâdik - Destek region. The oldest of these rocks are the crystalline schists, as either Mesozoic or Precambrian. The appropriate age, however, should be at least older than Permian, since the limestones of Permian age overlie the schists with an angular unconformity.

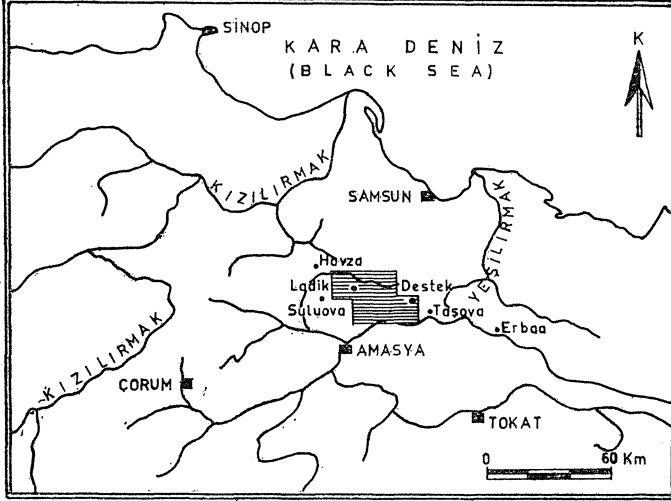
Paleozoic in the region is represented by the Permian limestones typical eugeosynclinal rocks of Liassic lie over Permian rocks with another angular unconformity. Dogger does not exist, instead the liassic rocks are unconformably overlain by the limestones of Upper Jurassic to Lower Cretaceous age.

In the research area, flysch, Limestone, and flysch with volcanic contributions constitute the dominant facies of the lower levels of Upper Cretaceous (Cenomanian-Turonian), Senonian and Maastrichtian respectively. These units display a conformable relationship. Interrelations of the rocks of this region indicate the occurrence of a gradual transgression throughout the Mesozoic Era.

Tertiary comprises the formations of marine - originated volcanic Lutetian and continental Neogene.

GİRİŞ

Lâdik ve Destek yöresinin stratigrafisini konu edinen bu araştırma, altı adet 1/25000 ölçekli haritayı kapsamaktadır (G 35-b1, G 35-b2, G 35-b3, G 36-a1, G 36-a3, G 36-a4). Bölgenin batısında Havza ve Suluova, doğusunda Destek ve Taşova, kuzeyinde Kavak, güneyinde Amasya bulunur (Şekil 1).



Şekil 1: Yer bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

Bölgenin genel jeolojik özellikleri Blumenthal (1943) tarafından ortaya konmuş olup, çok çeşitli fasiyelerde oluşmuş kayaların stratigrafik durumları hakkında bilgi verilmiştir. Alp (1972), inceleme sahasının güney sınırına bitişik olan Amasya yöresinin jeolojik incelemesini yapmıştır.

Araştırmanın amacı, Kuzey Anadolu fay zone içinde bulunan ve oldukça karışık bir tektonik durum gösteren bölge kayalarının litolojik özellikleri ve bunların jeokronolojik konumunun saptanması ile bölge jeolojisine olanaklar olucunda açıklık getirmektir. Bu amaçla, bölgenin 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış, araziden alınan Örneklerden 450 kadar ince kesit hazırlanarak bunların değerlendirilmeleri yapılmış, arazi ve laboratuvar incelemeleri sonucu, çeşitli fasiyelerde oluşmuş kayalara mahallî formasyon ve üye adları verilerek bunların stratigrafik yaşları saptanmıştır.

KRİSTALİN ŞİSTLER

Blumenthal (1943) tarafından Tokat Masifi olarak adlandırılmıştır. Bu masifin çok az bir bölümü inceleme sahasına girmektedir.

Dağılımı ve konumu: Bu kayalar, Lâdik Gölünün hemen doğusunda başlar ve Destek Bucağına doğru dar bir şerit halinde devam ederek doğuya doğru genişler. Diğer bir yayılım sahası ise, Akdağ ile Yeşilirmak arasındadır.

Kristalin şistlerin alt sınırı gözlenemez, üst sınırı ise, Akdağ' batısında ve Karamuk Köyünde Permiyen kireçtaşları, Yukarıkızseki, Kızılcaışlacık ve Yeşilirmak vadi-

sinde Liyas yaşlı kayalar; Durucasu ve Dirgen yöresinde de Üst Kretase yaşlı açılı uyumsuzlukla bulunurlar. Destek boğazında Üst Jura, Üst Kretase ve Lütesiyen ile aralarında tektonik dokanak vardır.

Litoloji: Bölgede yüzeyleyen kristalin şistlerin en altında, yeşil renkli şistler bulunur. Bunlar, klorit-epidot şist, epidot-aktinolit şist, kuvars-serizit-albit şist, albit-epidot şist, epidot-klorit-aktinolit şist ve klorit şist olarak saptanmıştır. Bu kayalar içerisinde yer yer yastık lav yapısında metamorfizmaya uğramış bazaltlar bulunmaktadır. Şistler içerisinde, özellikle klorit minerallerinin belirli yönlerde dizilmeleriyle kayada lineasyon ve dilinim yapıları oluşmuştur.

Yeşilirmak vadisinde ve Destek boğazında yeşil şistler meta-kuvarsitlere, dolomitlenmiş ve mermerleşmiş kireçtaşlarına geçer. Halamaz köyü doğusunda meta-kuvarsitler ve bunların da üstünde meta-grovaklar bulunur,

İnceleme bölgesinde, kristalin şistlerin en üst düzeylerini gri ve sarımsı renkli fillatlar oluşturur. Kışlacık tepe, Durucasu yöresi ve Deve boynu sırtında şistler, yer yer kuvarsporfirrit dayıkları tarafından kesilmişlerdir. Şistler içinde yüzer durumda mermer blokları yer almaktadır. Bunlar, şistlerin kökenini oluşturan kayaların sedimantasyonu sırasında ortama kayma yoluyla gelip yerleşmişlerdir.

Yaş: Yapılan araştırmalar sonucu, kristalin şistlere yaş verebilecek herhangi bir fosil saptanamamıştır. Bu kayalar üzerinde, Permiyenden daha yaşlı kayalar bulunmadığı için, bunlara Permiyen öncesi demekle yetineceğiz. Blumenthal (1943), bu kayaları Paleozoyik olarak yaşlandırmış, Alp (1972) ise, daha güneyde şistler üzerinde Silüriyen varlığını fosillerle saptamış ve bunlara Silüriyen öncesi yaşını vermiştir. Bazı araştırmacılar, bu kayalara Prekambriyen derken, bazıları da Mesozoyik demektedirler.

Ortamsal yorum: Denizaltı volkanitlerini de içeren masifi oluşturan kayaların litolojik özellikleri göz önüne alınırsa, bunların öjosenklinal ortamda meydana gelmiş olduğu görülür.

AKDAĞ FORMASYONU (Pa)

Permiyen yaşlı kireçtaşlarından oluşan bu formasyon, en iyi Akdağ ve yöresinde incelenebildiği için bu adın verilmesi uygun görülmüştür. Formasyonu oluşturan kayalar ileri derecede tektonik hareketlerin etkisinde kalmış, kırıklı ve kıvrımlı bir yapı kazanmıştır. Faylı olan dokanaklarında ezilme ve parçalanmadan dolayı bir ezik zon meydana gelmiştir.

Akdağ formasyonunu oluşturan kireçtaşları, çoğunlukla gri renkli, bol kalsit damarlı ve dolgulu, üst düzeyleri oolitlik ve pizolitiktir. Akdağ'ın batısında kristalin şistler üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. Daha genç formasyonlarla olan dokanakları çoğunlukla faylıdır. Haryaylası, Aşağıyayla yöresinde, Seyfe formasyonunun kırmızı renkli, killi kireçtaşları bu formasyon

üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. Formasyon kalınlığı 1350m.dir. Blumenthal (1943) tarafından Permiyene konan kireçtaşlarını,

Alp (1972) Permo-Karbonifer olarak saptamıştır.

Çeşitli yerlerden alınan sistematik örneklerle bölgedeki kayalar, Alt, Orta ve Üst Permiyene ayrılabilmiştir.

Karatepe Üyesi (Pak)

Dağılım ve Konumu: Bu üyeye ait kireçtaşları, Seyfe güneyi, Akdağ, Ericek Yaylası, Kozalan, Soğanlık Mahallesi, Borabay batısı ve Taşlıdağın Yeşilirmak vadisine bakan yamaçlarında yüzeyler.

Karatepe üyesi, Akdağ'ın batısında, Yayla yöresinde, breşoid bir düzey ile kristalin şistlerin üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. Diğer yerlerde alt sınırını izlemek olanaksızdır. Bu breşoid düzey, klorit şist, epidot-klorit şist, meta-kuvarsit, meta-grovak ve fillit çakıllarını içerir.

Litoloji: Çoğunlukla gri renkli, bol kalsit damar ve dolgulu, yer yer killi kireçtaşı fasiyesindedir. Genellikle iyi katmanlanma gösterir. Katmanların kalınlığı, 33-75 cm. arasında değişmektedir. Yıkılğan Köyünün kuzeyinde yüzeyleyen kireçtaşlarındaki katmanlanma, faylanma nedeniyle belirginliğini yitirmiş ve fay boyunca yer yer genişliği 150 m'ye varan ezik, zon meydana gelmiştir. Bu bölgeden alınan kireçtaşı örneklerinin mikroskopla incelenmesi sonucu, sıyın kısımlarda yeniden kristallenme olaylarının varlığı ve parçalanmış kireçtaşı çakıllarının yeniden kalsit çimento ile birleştikleri saptanmıştır.

Karatepe üyesini oluşturan kireçtaşlarında yapılan ölçülü kesitte 350 m'lik bir kalınlık saptanmıştır.

Fosil Topluluğu: Kireçtaşları, organizma bakımından zengindir. Çeşitli yerlerden alınan örnekler içerisinde şu fosiller saptanmıştır: *Pseudoendothya* sp., *Parafusulina* sp., *Boultina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Climacammina* sp., *Platogra* sp.

Yaş: Alt Permiyen (Artinskiyen-Sakmariyen).

Ortamsal Yorum: Kayacın gerek mikrofauna topluluğu ve gerekse litolojisi, üyeyi oluşturan kayaların az hareketli, sıcak, litoral ile neritik arası bir ortamda oluştuğuna işaret eder.

Karocağı Üyesi (Pakl)

Dağılım ve Konumu: Akdağ ve Taşlıdağ'da oldukça geniş alanlarda (Taşlıyayla, Ayıoluğu yaylası, Gerdeme Tepe, Güvenligeriş Tepe, Sivrikaya, Kazoluk yaylası, Kozalan mahallesi, Borabay köyü batısı) ayrıca Lâdik, Akpınar İlköğretmen Okulu yöresinde de daha küçük sahalarda yüzeyler.

Bu üyeye ait kireçtaşları, Akdağ, Taşlıdağ ve Borabay yöresinde Karatepe kireçtaşları üzerine uyumlu olarak gelir. Lâdik ve Akpınar İlköğretmen Okulu yöresinde faylanmalar nedeniyle alt sınırı saptanamamıştır.

Litoloji: Litolojik olarak Karatepe üyesine çok benzemektedir. Ancak kayaların kil içeriği biraz daha fazladır. Seyfe Köyünün güney yamacında formasyon içi faylanma nedeniyle kireçtaşları, kataklastik bir durum kazanmıştır. Har yaylası ve Aşağıyayla bölgelerinde de fay boyunca tektonik breşler oluşmuştur. Lâdik batısında yüzeyleyen kireçtaşları, koyu-grî renkli, kriptokristalin ve çok ince kalsit damarlıdır.

Akdağ'da yapılan ölçülü kesitte, üyeyi oluşturan kireçtaşlarının kalınlığı 400 m. olarak saptanmıştır.

Fosil topluluğu: Kireçtaşları fosilce çok zengindirler. Toplanan örneklerde şu fosiller tayin edilmiştir: *Globivalvulina gracea* (Reichel), *Neoschwagerina simplex* (Ozova), *Neofusulinella* sp., *Dunkalina* sp.

Yaş: Bu fosillere dayanılarak üyenin yaşı Orta Permiyen (Kunguriyen) olarak saptanmıştır.

Ortamsal Yorum: Sedimentasyon ortamının Orta Permiyende, Alt Permiyene oranla daha fazla derinleştiği, deniz hareketlerinin daha sakin bir duruma geldiği dikkati çeker.

Taşlıdağ Üyesi (Pat)

Dağılım ve Konumu: Taşlıdağ, Akdağ, Başyurt Yaylası, Aylıbucak Yaylası, Aşağıyayla, Karamuk, Lâdik, Sarıgüzel, Derinöz, Eynekaya, Ayvalı Aslantaş Yöresinde yüzeyler.

Akdağ formasyonunun en üst düzeylerini meydana getiren bu üyenin alt sınırı, Orta Permiyen yaşlı Karocağı üyesi üzerinde uyumlu olarak bulunur; üst sınırı ise Akdağ, Taşlıdağ, Aylobucak, Başyurt yöresinde Lıyas, Ladik ve Hasandağ yöresinde Lütesiyen; Karamuk, Derinöz ve Sarıgüzel yöresinde de Neojen yaşlı kayalarla açılı uyumsuzlukla bulunur.

Litoloji: Taşlıdağ üyesine ait kireçtaşlarının alt düzeyleri, litolojik yönden Karocağı kireçtaşlarının bir devamıdır. Karocağı üyesinden Taşlıdağ üyesine geçişte, kayalardaki kil oranı artmakta ve durgun deniz çökelleri çoğunluk kazanmaktadır. Ancak, bu üyenin üst düzeyleri Lâdik batısında, Keçili Tepe, Akdağ'da Karocağı, Taşlıdağ'da Yelibelen, Kocacık Tepe ve Akpınar İlköğretmen Okulunun kuzeyinde oolitik ve daha üst düzeylerde de pizolitik kireçtaşları çökelmiştir. Kayalardaki katmanlanma oldukça iyi gelişmiştir.

Bu üyeye ait kireçtaşlarının en fazla kalınlığı, Taşlıdağ'da 600 m. olarak saptanmıştır.

Fosil Topluluğu: Fosiller, üst düzeylerde genellikle daha bol ve daha büyük boydudur. Alman örnekler içinde şu fosillere rastlanmıştır: *Polydiexodina bithnica* (Erk), *Nodosaria* cf. *longissima* (Sulemainav), *Neoschwagerina craticulifera* (Schwager), *Miseliina* cf. *ovalis* (Deprat), *Globivalvulina vonderschmitti* (Reichel), *Hemigordiopsis renzi* (Reichel), *Neoschwagerina* cf. *Simplex* (Ozova).

Yaş: Üst Permiyen (Kazaniyen-Tataniyen).

Ortamsal Yorum: Orta Permiyende derinleşmeye başlamış olan deniz, Üst Permiyen başlarında da devam etmiş, ancak Üst Permiyen sonlarına doğru derin ve sakin deniz, yerini sığ, hareketli ve daha sıcak bir denize bırakmıştır.

SEYFE FORMASYONU (Js)

Seyfe Köyünün batımdan başlayan bu formasyon, kuzeyde Karaömer dağı, güneyde Akdağ ve Taşlıdağ ile Yeşilirmak vadisinde iki kol halinde doğu-batı doğrultusunda uzanmaktadır. Kuzey ve güneydeki bu iki şeriti Akdağ ile

Taşlıdağ'ı oluşturan Permiyen yaşlı kireçtaşları birbirinden ayırır. Doğuya doğru devam eden kuzey kol, Borabay Köyü yöresinde volkanik kretase ve Neojenin genç çökeltilerinde kaybolur.

Liyas yaşlı Seyfe formasyonu, iki ayrı egemen litolojide oluştuğu için, iki üyeye ayırarak inceleyeceğiz.

Karakese Üyesi (Jsk)

Dağılım ve Konumu: Batıda Seyfe ve Gürcü Yaylasından başlar, doğuya doğru Taşlıyayla, Aşağısugözü, Sofular Yaylası, Karakese, Aktaş, Kuyucak, Yıkılğan, Durucasu Yaylası, Kozlu Yaylası ve Kırkharman'a doğru yayılarak bu yörelerde yüzeyler.

Karakese üyesi, Akdağ ve Taşlıdağ'da Permiyen yaşlı kireçtaşları üstüne, Yukarıkızseki ve Kızılcaşlacık yörelerinde de kristalin şistler üzerine açılı uyumsuzlukla gelir. İki seri arasında bir taban konglomerası vardır. Üst sınırında Karaömer Dağı'nı oluşturan Portlandiyen yaşlı kireçtaşları bulunur ve aralarında açışız uyumsuzluk (diskonformite) vardır, Çevirme Yaylasında Üst Kretase ile, Lâdik Yaylasında Lütesiyen oluşukları ile ilişkisi faylıdır. Kırkharman ve Borabay köyleri yöresinde karasal Neojen sedimentleri, Karakese üyesi üzerinde açışal uyumsuzlukla bulunurlar.

Litoloji: Karakese üyesini meydana getiren kayaçlar, Yukarıkızseki güneyinde bir taban konglomerası ile başlar. Konglomeranın bileşenleri, gnays, klorit şist, epidot-aktinolit şist, meta-diyabaz, meta-kuvarsit, fillat, hornfels, mermer parçaları ve Permiyen yaşlı kireçtaşları çakıllarıdır. Çakılların çapları çok değişik olup, çoğunluğu 1-20 cm. arasında değişmektedir. Boylanma kötüdür. Çakıllar arasındaki tutucu madde, kalsitli- (kireçli) killi bir maddedir. Konglomera daha üst düzeylere doğru kumtaşı ve şeyllere geçer.

Yıkılğan köyü batısındaki patika yolu boyunca kumtaşı ve şeyllerle aratabakalı olarak bozulmuş split, diyabaz, tüf ve aglomeralar yerahnaktadır. Aynı durumu bu üyeye ait kireçtaşların yüzeylediği diğer yerlerde de izleme olanağı vardır.

Uzungeriç sırtı ve Taşlıdağ'da yer yer küçük yüzleklerden alınan kumtaşı örneklerinin 0,05-0,3 mm. büyüklüğünde kuvars tanelerinden, az olarak da oligoklas ve albit kristallerinden oluştuğu görülür. Ayrıca içerisinde çok az turmalin de saptanmış olup, taneler birbirine silisli bir çimento ile bağlanmıştır.

Karakese üyesini oluşturan kumtaşı ve şeyller içerisinde, özellikle Seyfe, Yıkılğan köyünün kuzeybatısı, Dudakbuyduran Yaylası yörelerinde kırmızı renkli, yumrulu kireçtaşları yüzeyler. Bunlar, geniş yayılım göstermezler. Fakat, bol fosil içerirler.

Kuzalan ve Seyfe köyleri arasında kumtaşı, şeyl ve tüfler içerisindeki bazalt lavları, yastık lav şeklinde yataklanmışlardır. Borabay gölü ve Aktaş köyü yöresinde de aynı durum izlenmektedir. Bu bölgelerde, sedimanter kayaçlarla aratabakalı litik tüfler ve anglomeralar oldukça yaygındır. Anglomeranın bileşenleri, diyabaz, andezit parçaları, porfirite kırıntıları olup, tüf maddesiyle birbirine bağlanmıştır.

Karakese üyesini oluşturan sedimanter kayaçların çökmesi sırasında denizaltı volkanizması da faaliyete geçmiştir ve daha önce belirtilen geniş yayımlı denizaltı volkanik kayaçları oluşmuştur. Bu kayaçlardan, özellikle bazaltlarda birbirine dik yönde oluşan ve günlenme sonucu küresel ayrışmalar meydana gelmiştir. Bunların çok güzel örnekleri, Borabay gölünün batı ucu ile Kuzalan ve Seyfe köyleri arasında yüzeylenmektedir.

Bu üyenin ölçülebilen en fazla kalınlığı 450 m. olarak saptanmıştır.

Fosil Topluluğu: Karakese Üyesini oluşturan kayaçlardan sadece kireçtaşları fosil içermekte olup, diğer kayaçlar fosilsizdir. Bu kırmızı renkli, killi kireçtaşlarında şu fosiller saptanmıştır: *Phylloceras anatolicum* (Meister), *Phylloceras bonorelli* (Bettoni), *Phylloceras frandosum* (Reynes), *Pentaerinus laevisutus* (Pomp), *Vidalina cf. martana* (Farinacci), *Nodosaria sp.*, *Ammodiscus sp.*

Yaş: Liyas (Domeriyen).

Ortamsal Yorum: Bölgede yüzeyleyen sedimanter ve mağmatik kayaçlar, bir öjeosenkinal ortamı belirtirler.

Haryaylası Üyesi (Jsh)

Dağılım ve Konumu: Bu üyenin kayaçları, Haryaylası ve Aşağıyayla arasında yüzeyler. Taşlıdağ'da Taşlıdağ üyesi üzerinde açılı uyumsuzlukla bulunur.

Litoloji: Kırmızı renkli, killi, kriptokristalin bir dokuya sahip olan kireçtaşlarında katmanlanma oldukça iyi gelişmiş olup, katmanların kalınlığı 5-25 cm. arasında değişmektedir.

Haryaylası üyesini oluşturan kayaçların en fazla ölçülebilen kalınlığı 50 m.'dir.

Fosil Topluluğu: Karakese üyesi ile hemen hemen aynı fosilleri kapsamaktadır. Bu nedenle de yaşı Domeriyen olarak saptanmıştır.

Ortamsal Yorum: Kayaçların litolojik özellikleri göz önüne alınırsa, nisbeten sakin, derin bir ortamda oluştukları görülür.

DOĞDU FORMASYONU (JKd)

Öztürk (1968) tarafından adlandırılmıştır. Çerkeş'in kuzeybatısındaki Doğdu dağında yüzeylenen kireçtaşları ile aynı litolojide olmaları ve aynı fosilleri içermeleri nedeniyle, Karaömer dağında geniş yayılım gösteren bu kayaçlara da aynı formasyon adı verilmiştir.

Dağılım ve Konumu: Doğdu formasyonu, harita sahasında batıda Suluova'nın doğusundan başlar. Doğu-batı doğrultusunda 35 km. uzunluğundaki Karaömer dağına meydana getirdikten sonra, doğuya doğru giderek daralır ve Destek yakınlarında genç oluşuklar altında kaybolur. En geniş yeri 5 km. ile Lâdik yaylası - Seyfe köyü arasındadır. Formasyona ait kayaçların bir diğer yüzeylediği yer de, Uluçal, Kocapınar ve Eynekaya yöresidir.

Doğdu formasyonu, Karaömer dağında Gürcü, Harmanlar, Belen yaylaları ile Seyfe köyü yöresinde Liyas Yaşlı Seyfe formasyonu üzerine açışız uyumsuzlukla (diskon-

form) gelir. Kuzey dokanağı faylıdır. Derinöz deresi, Uluçal ve Kocapınar köyleri yöresinde de dokanakları faylıdır. Yine Karaömer dağında, Lütésiyan yaşlı Lâdik formasyonu ile dokanakları faylı olarak bulunmaktadır. Ancak Çamlıköy dolaylarında Lâdik Formasyonu, Doğdu Formasyonu üstüne açılı uyumsuzlukla gelir.

Litoloji: Doğdu Formasyonunu oluşturan kireçtaşları, tabanda gri renkli, kumlu kireçtaşları düzeyi ile başlar. Üste doğru gri renk açılır ve süt beyazı rengini alır. Kireçtaşı bileşimine katılan kum taneleri de yerlerini killere bırakır. Yani, kumlu kireçtaşları tedricen killi kireçtaşlarına geçerler. Formasyonun tabanında taban konglomerası olmayışı, bölgede ani bir transgresyona işaret eder.

Kireçtaşları hemen her yerde katmanlı bir yapı gösterirler. Katman kalınlıkları 5-30 cm. arasında değişir.

Lâdik, Çakırgümüş ve Destek yaylaları yöresinde, formasyonun alt düzeylerinden alınsa örneklerin mikroskopla incelenmesinde, bu kayaların iri kırıntılardan oluştuğu ve bu kırıntıların kuvars, glaukonit, makro fosil parçacıkları ve radyolaryaya oldukları saptanmıştır. Bileşenler arasındaki bağlayıcı madde kalsittir. Kuvars dalgalı sönme göstermekte olup, bu özelliğini faylanma nedeniyle kazanmıştır.

Gürcü, Alaçam, Yukarısugözü yaylası, Karaömer tepe ve Zincirlikaya gibi daha üst düzeylerdeki kireçtaşları, beyaz renkli, killi, kriptokristalin dokulu olup, katmanlanmaya paralel 2-5 cm, kalınlığında silis bantları içerirler. Derinöz vadisinde de kuzeybatı-güneydoğu doğrultusunda yüzeyleyen aym özellikteki kireçtaşları, diğer bölgedeki kireçtaşlarına oranla daha fazla silis bantları içerirler.

Kozluca köyü ve Aşağısugözü yaylasında yer alan faylar boyunca kireçtaşları faylanma nedeniyle adeta yoğrulmuş, kırılmış, ezilmiş ve tektonik breş meydana getirmiştir.

Doğdu formasyonunun çeşitli düzeylerinde kireçtaşları ile arakatmanlı olarak, sarı renkli, kireçli-killi çimentolu kumtaşları bulunur. Bunlar birer türbitit oluşuklarıdır.

Karaömer dağında yapılan ölçülü kesitte, formasyonu oluşturan kireçtaşlarının 700 m.'lik kalınlığa eriştiği saptanmıştır.

Fosil Topluluğu: Çeşitli bölgelerden alınan sistematik örnekler içerisinde şu fosiller saptanmıştır: *Calponella alpina* (Lorenz), *Calpionella elliptica* (Cadisch), *Tintinopsella carpatica* (Murgeanu), (Filipescu), *Tintinopsella* sp., *Calpionella* sp., *Protopenopsis* sp., *Mesoendothya* sp.

Yaş: Üst Jura (Portlandiyen) -AltKretase (Barremiyen).

İnceleme bölgesinde Doğdu formasyonu, hiçbir ayrılık göstermeksizin Apsiyen'e kadar sürekli olarak aynı fasiyeste devam eder. Bu nedenle, Üst Jura ile Alt Kretase arasında bir dokanak çizme olanağı bulunamamıştır. Ancak bu assistemin varlığı, bölgeden alınan örneklerin içerdiği fosillerle saptanmıştır.

Alt Kretase'de özellikle Hautriviyen-Barremiyen boyunca oluşan sedimanter kayalar, Portlandiyen kireçtaşları lapparenti (Brotz), *Globotruncana apenica* (Renz), üzerinde fazla bir kalınlık göstermezler. Bu kayalar, *Globotruncana spephani* (Grand.), *Globotruncana lapparenti* (Brotz), *Globotruncana helvetica* (Bolli), *Globigerina cretacea* (d'Orb).

Yukarısugözü yaylası, Ardıçgediği tepesi, Harmanlık tepe, Yaylayeri ve Derinöz yöresinden alman örnekler içerisinde şu fosiller saptanmıştır: *Platyenticeras* cf. *gevrili* (d'Orb.), *Apychus lameliesus* (Geeichfalls), *lissoceras* cf. *grassianum* (d'Orb.). Bu fosiller, Hautriviyen-Barremiyen yaşını vermektedir.

YUMAKLI FORMASYONU (Ky)

Dağılım ve Konumu: Pontitlerde geniş alanlara yayılan bu kayalar, araştırma bölgesinde Körpegöl, Kürtlü, Cüremen, Yumaklı, Hızarbaşı, Aladum ve Nusraklı yörelerinde yüzeylerler. Kuzey ve doğuya doğru yayılım alanı daha da genişler.

Yumaklı formasyonu, Körpegöl güneyinde fosilli Üst Permiyen kireçtaşları üzerinde açılal uyumsuzlukla durur. Taban konglomerası araştırma sınırları içerisinde saptanmamıştır. Formasyonun üstüne Maestrihtiyen yaşlı Tersakan formasyonu bulunur. İtkisi arasında açışiz uyumsuzluk vardır.

Litoloji: Yumaklı formasyonu, kumtaşı, şeyl, marn, killi kireçtaşı ve konglomera aralanmasından oluşur. Konglomeranın bileşenleri, bölgedeki yaşlı kayalardan oluşmuş olup, killi-kireçli bir çimento ile birbirine bağlanmıştır. Bu çakıllar yanında iyi yuvarlanmış, pembemsi gri renkli granit çakılları ve radyolarit parçaları bulunur. Cüremen ve Yumaklı bölgelerinde konglomeralardaki boylanma oldukça düzenli bir şekilde devam eder. Çakıllar çoğunlukla iyi yuvarlanmış olup, çapları 10-15 cm.'ye kadar varmaktadır. Formasyon içindeki kumtaşlarına ait katman kalınlıkları yer yer 1 m.'yi geçer. Katmanlarda çapraz katmanlanma, dalga izleri, akıntı yapıları ve türbiditler olağandır. Kumtaşı bileşenlerinin çoğunluğunu kuvars oluşturur. Bunun yanında plajiolklaz, ortoklaz, glaukonit, mika ve kloritler yer alıp, kalsit çimento ile çimentolanmışlardır. Fliş fasiyesi şeklinde oluşan Yumaklı formasyonu, Kürtlü, Hızarbaşı, Nusratlı vadisinde çoğunlukla marn, şeyi ve bunlarla arakatmanlı ince taneli kumtaşlarını kapsar. Bunlar, bölgede formasyonun stratigrafi bakımından alt düzeylerini oluşturur. Kayalar, üste doğru kumtaşlarına geçer. Lâdik - Şihli yolu boyunca ve Terzili - Cüremen köyleri arasında kumtaşları ile arakatmanlı olarak yeşil renkli ignimbritler bulunur. Bunlar, sedimantasyon sırasında, denizaltı volkanizması ile oluşmuş kayalardır.

Oksitlenmiş bileşenlerinin çapı 0,5 cm.'ye varan, kuvars taneleri, feldspat ve mika içeren kumtaşları, Yumaklı formasyonunun üst düzeylerini oluştururlar. Çoğunlukla silis çimentolu olan bu konglomeratik kumtaşları, Kürtlü, Hızarbaşı ve Aladum köylerinin kuzeyinde yükselen tepelerde yüzeyler.

Pontitlerde kalınlığı büyük boyutlara erişen formasyonun, inceleme alanında yapılan ölçülü kesitte 1200 m. lik kalınlığa eriştiği saptanmıştır.

Fosil Topluluğu: Kürtlü, Hızarbaşı yöresinde, flişin alt düzeylerini oluşturan şeyl ve marnlar içerisinde şu fosiller saptanmıştır: *Globotruncana linnei* (d'Orb.), *Globotruncana* cf. *lapparenti* (Brotz), *Globotruncana apenica* (Renz), *Globotruncana spephani* (Grand.), *Globotruncana lapparenti* (Brotz), *Globotruncana helvetica* (Bolli), *Globigerina cretacea* (d'Orb).

Yaş: Senomaniyen-Turoniyen.

Yumaklı, Cüremen ve Aladum köyleri yöresinde, formasyonun üs alınan örneklerden ise, Gümbelina globulosa (Ehrenberg), Globotruncana arca (Cushm.), Globotruncana lapparenti tricarinata(Quer.), Globigerina cretacea (d'Orb.) fosilleri saptanmış olup, bunlar Alt Senoniyen (Koniasiyen) yaşını vermektedir.

Ortamsal Yorum: Bir sinorojenik fasiyes olan fliš, neritik ortamdan batiyal ortama kadar her çeşit sedimantasyon ortamında oluşmaktadır. Orojenik fasiyes olduğuna göre de, sedimantasyon ortamı oldukça hareketli, denizdibi çökmeleri hızlı, çevrede erozyon şiddetlidir. Pontitlerde geniş yayılım gösteren bu kayaçlar da böyle bir ortamın oluşuklarıdır.

ÇEVİRME FORMASYONU (Kç)

Bağılım, ve Konumu: Karaömer dağında Tepeyayla, Yukarısugözü yaylası, Çevirme Yöresi, Kozluca yaylası, Destek boğazı ve Kocapınar köyü doğusunda küçük alanlarda yüzeyler.

Araştırma bölgesinde bu formasyonun, Yumaklı formasyonu ile bir ilişkisi görülmemiştir. Karaömer dağında Doğdu formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelir.

Litoloji: Formasyon çoğunlukla şarap renginde, yer yer zeytin grisi renginde, killi kireçtaşlarından oluşmuştur. Kocapınar köyü batısında (Düztepe) ve Karaömer dağında kireçtaşlarıyla arakatmanlı olan ve 5-6 m. kalınlık gösteren, yeşil renkli ignimbritler yüzeylemektedir.

Çevirme, İkgürgen ve Cami tepede altta mavi-gri marnlar ve onun üstünde şarap renginde, killi kireçtaşları bulunur. Destek Boğazında ise, iki fay arasında kalmış, ezilmiş, parçalanmış bir durum gösterirler. Bu bölgede katmanlanmaya paralel, yeşil renkli andezit tüfleri bulunur.

Formasyonun kalınlığı, Camitepe yöresinde yapılan ölçülü kesitte, 175 m, olarak saptanmıştır.

Fosil Topluluğu: Kireçtaşları, yüzeylediği hemen her yerde bol fosil içermektedir. Alınan örnekler içerisinde şu fosiller saptanmıştır: Globotruncana tricarinata (Quer.), Globotruncana cf. ventricosa (White), Globotruncana lapparenti (Bolli), Globotruncana concovata (Brotz.), Globotruncana arca (Cushm.).

Yaş: Saptanan bu fosillerle, formasyonun yaşı, Senoniyen olarak saptanmıştır.

Ortamsal Yorum: Formasyonu oluşturan kayaçlar, sakin ve derin bir denizin ürünüdür. Kireçtaşları ile arakatmanlı olarak bulunan ignimbrit ve andezit tüfleri, bölgenin zaman zaman hareketlilik kazandığını gösterirler.

TERSAKAN FORMASYONU (Kt)

Dağılım ve Konumu; Bu formasyon, inceleme bölgesinde iki ayrı sahada yüzeylemektedir. Bunlardan birincisi Tersakan vadisinin güney ve kuzeyi, ikincisi ise, Yeşilirmak vadisi ile Ilıca ve Kırkharman köyleri arasındadır.

Tersakan Formasyonu, Ilıca yöresinde bir taban konglomerası ile kristalin şistler üzerinde açılı uyumsuzlukla bulunur. Hacılar dağında ise Yumaklı formasyonu ile arala-

rında açısız uyumsuzluk vardır. Bölgede Üst Kretase boyunca çökelen kayaçların diğer yaşlardaki kayaçlarla ilgilerine bakıldığında, Üst Kretase'de aşamalı bir transgresyonun olduğu görülür.

Litoloji: Formasyonu oluşturan kayaçlar, Ilıca mahallesinde bir taban konglomerası ile başlar. Konglomeralar, sarımsı renklidir; bileşenleri iyi yuvarlanmış olup, çapları 30 cm.'ye kadar ulaşır. Bileşenler, başlıca granit, gnays, meta-kuvarsit, çeşitli şist parçaları, diyabaz, Permien ve Jura yaşlı kireçtaşı çakılları, radyolarit, grovak ve gabro çakıllarından oluşur. Çakıllar arası bağlayıcı madde çoğunlukla kireçli, az oranda da demirli killerdir. Konglomeralar üste doğru bol muskovit içeren kumtaşlarma geçer ve kumtaşı şeyl ardalanması ile sürer. Bölgede sedimantasyonla yaşıt bazalt, andezit, andezitik bazaltlar, tuf ve aglomeralar yer yer yüzeyler.

Hacılar dağında, Mutemet, Günkoru, Deliahmetoğlu köyleri yörelerinde yüzeyleyen formasyon, kumtaşı, şeyl, az oranda konglomera ve bunlarla yaşıt olan ve çoğunluğu oluşturan andezit, bazalt lavları ile volkanik breş, tuf ve volkan camlarından oluşmuştur. Salur köyü yöresinde volkanitlerin oranı azalır, tuf, kumtaşı ve şeyller çoğunluk kazanır.

Lâdik istasyonunun güneyinde Çadırkaya, Karageçmiş ve Yenice bölgelerinde sedimanter kökenli kayaçlar çok azalır, tuf, anglomera ve bunlar arasında az miktarda şeyller bulunur.

Tersakan formasyonu volkanik kayaçlarla yüklü fliš fasiyesinde gelişmiştir. Sedimantasyon sırasında denizaltı volkanizması etkin rol oynamış ve daha önce belirtilen kayaçlar oluşmuştur.

Günkoru köyü yöresinde yapılan ölçülü kesitte, bu formasyonun kalınlığı 300 m. olarak saptanmıştır.

Fosil Topluluğu: Lav, tuf ve aglomeralarla arakatmanlı olarak bulunan maralı düzeylerden alınan örneklerde şu fosiller saptanmıştır: Globotruncana lapparenti tricarinata (Quer.), Globotruncana lapparenti coronata (Bolli), Globotruncana lapparenti (Bolli), Globotruncana globigeri. noides (Brotz.), Globotruncana sp., Globigerina sp.

Yaş: Maestrihtiyen.

Ortamsal Yorum: Formasyonu oluşturan kayaçlar, neritik ve batiyal ortamın ürünü olup, oldukça hareketli bir denizde çökelmişlerdir. Yaygın olan denizaltı volkanizması bu hareketliliği daha da arttırmıştır.

LÂDİK FORMASYONU (T1)

Dağılım ve Konumu: Güneyde Karaömer dağı, kuzeyde Lâdik düzlüğü arasında kalan alanda yüzeyler. Doğdu sınırı, Telisayağı batısında yer alan bir fayla sona erer. Batıda Suluova ve Amasya'ya doğru genişleyerek devam eder.

Lâdik formasyonu, Lâdik - Hamamayağı yolu üzerinde (Lâdik'ten 5 km. kuzeybatıda) Permien, Ayvalısokağı yöresinde de Senoniyen yaşlı kireçtaşları üzerine bir taban konglomerası ile açılı uyumsuzlukla gelir. Çamlıköy yöresinde Doğdu formasyonu üzerine kumtaşı ve marnlarla ge.

lir ve aralarında yine açılı uyumsuzluk vardır. Lâdik yöresinde Akdağ formasyonu ile, Karaömer dağında da Doğu formasyonu ile aralarındaki ilişki faylıdır. Formasyonun Üst sınırı karasal neojen çökelleriyle sınırlanır.

Litoloji: Bir taban konglomerası ile başlayan formasyon, üstte doğru volkanik kayalarla arakatmanlı olarak bulunan sarımsı renkli kumtaşlarına, şeyllere ve marnlı düzeye geçer. Konglomeralar, kötü boylanmalı ve çakılları iyi yuvarlanmış olup, granit, gnays, bazalt, aglomera parçaları, Permiyen, Jura ve Kretase yaşlı kireçtaşları çakıllarından oluşmuştur. Çakıllar arası bağlayıcı madde, zayıf olup, demirli-killi bir maddeden yapılmıştır.

Kocapınar - Kürümköy arasında kumlu kireçtaşları ile arakatmanlı olarak andezit lav ve tüfleri bulunur. Yarımcı, Kızılsini, Lâdik güneyi, Büyükkızıoğlu ve Çakırgümüş yörelerinde sarımsı-beyaz kumtaşları, formasyon içindeki diğer kumtaşlarından ayrı bir litolojiye sahiptir. Kalsit çimento ile birbirine bağlanan parçacıklar çoğunlukla kuvars, az oranda da muskovit ve feldspattan oluşmuştur. Formasyon içinde ayrı bir düzey oluşturan bu kayalar üzerine mavi marnlar, tüfler ve bazalt lavları vardır.

Lâdik güneyinde, Fındıklı sırtı ve bunun doğu-batı uzantısı boyunca iri kuvars parçalarından oluşmuş (çapları 1 mm. - 1,5 cm.) konglomeratik kumtaşları bulunur. Bu kayalar, oldukça sert ve silis çimentoludurlar. Kuzeye doğru tedicen ince taneli kumtaşı ve şeyllere geçer. Daha üst düzeylerde (Çakırgümüş ve Andıran yaylaları yöresi), makroskopik olarak gabroya benzeyen kumtaşları bulunur. Bu kumtaşları oluşturan malzeme, hemen yörede yüzeyleyen gabrolardan sağlanmıştır.

Lütesiyen boyunca meydana gelen denizaltı volkanizması özellikle araştırma bölgesinin doğusunda etkin olmuştur. Cüce, Küpecik ve Soğanlı köyleri ile İkiğürgen yaylası yöresinde sedimanter kayalar yok denecek kadar azdır. Bu bölgede altta volkanik breşler, üstte doğru bazalt porfirit ve tuf dizilimi şeklinde devam eder. Bunların da üstünde kumtaşı ve şeyi aralanması izlenir.

Bu formasyonda, Lâdik'ten başlayıp, Karaömer dağı'na doğru yapılan ölçülü kesitte 600 m.'lik bir kalınlık saptanmıştır.

Fosil Topluluğu: Kocapınar ve Kürüm köyleri bölgesinden alınan kireçtaşları içerisinde şu fosiller saptanmıştır: *Assilina praespira* (Douv.), *Miscellana miscella* (d'Orb.), *Nummulites* sp. Bu fosiller yanında Senoniyenden taşınarak gelmiş foraminiferalar da aynı örnek içinde bulunmaktadır.

Yaş: Daha önceleri bölgede araştırma yapan Blumenthal (1945), bu kayaları, Liyas olarak yaşlandırmış ise de, formasyonun kesin yaşı, Lütesiyendir.

Ortamsal Yorum: Lâdik formasyonunu oluşturan kayalar, oldukça hareketli bir ortamın ürünüdür. İklim nisbeten sıcak, bölgedeki erozyon şiddetli, jeosenkinal tabanının çöküşü hızlıdır. Sedimentasyon sırasında, denizaltı volkanizması da geniş çapta etkinliğini sürdürmüştür.

ÇERKEŞ FORMASYONU (Tç)

Havza, Lâdik ve Taşova yöresinde yüzeyleyen bu formasyona ait kayaların, Çerkeş yöresi kayaları ile aynı

özellikleri göstermesi (Öztürk, 1968) nedeniyle, bu bölgedeki kayalara da aynı formasyon adı verilmiştir.

Lütesiyen sonunda meydana gelen orojenik ve epirojenik hareketlerle bölgede yükselme ve çökmeler olmuş ve bu çöküntüler sonucu yeni karasal sedimentasyon ortamları oluşmuştur. Bölgede oluşan bu karasal sedimanları iki üyeye ayırarak inceleyeceğiz.

Ayvalısokağı Üyesi (Tça)

Yayılm ve Konumu: Ayvalısokağı yöresinde küçük bir alanda yüzeyler. Alt sınırını izleme olanağı yoktur. Üstünde Destek Üyesi, açılı uyumsuzlukla bulunur.

Litoloji: Mavimsi-gri renkli marn, kumlu kaba kireçtaşları, konglomera, şeyl ve volkanik tuf arakatlıları ile başlar ve aynı şekilde devam eder. Katmanlı bir yapı gösterir. Katmanların kalınlığı özellikle kireçtaşlarında 2 m.'yi aşar. Ayvalısokağı üyesinde 75 m.'lik kalınlık saptanmıştır.

Yaş: Alınan örneklerde yaş verilebilecek herhangi bir fosil saptanamamıştır. Ancak, litolojik olarak Çerkeş, Ilgaz ve Kurşunlu bölgeleri Neojenine büyük bir benzerlik gösterir. Tokay (1973), Ilgaz Neojen havzasında saptadığı fosillerle bu serilerin Akitanıyen yaşında olduğunu saptamıştır. Bu benzerlikten dolayı, Ayvalısokağı üyesini oluşturan kayaların aynı yaşta olabileceği kanısındayız.

Ortamsal Yorum: Kayaların litolojik özellikleri gözönüne alınırsa, gösel ortamın başlangıçta sakin ve derin olduğu, giderek derinliğin azaldığı dikkati çeker.

Destek Üyesi (Tçd)

Dağılım ve Konumu: Havza Neojeninin doğu uzantısı, Erbaa - Taşova Neojen sahasının da batı uzantısı araştırma alanı içerisine girmektedir. Bu üyeye ait kayalar, Yenice, Hamamayağı, Aslantaş, Meşepınarı, Bahsi, Hasırcı, Mazlumoğlu, Aktaş, Kavaklıca, Destek, Sepetlioba, Boraboy ve Mercimek yörelerinde yüzeyler.

Destek üyesi, daha yaşlı formasyonlar üzerine açılı uyumsuzlukla gelir.

Litoloji: Destek üyesini oluşturan kayalar, daha yaşlı kayalardan oluşmuş ve bir diyajenez geçirmemiş çakıllardır. Çakıllar, çoğunlukla yakm çevredeki kayalardan türemişlerdir. Örneğin, Derinöz vadisi yöresindeki çakıllar, Jura ve Kretase yaşlı kireçtaşlarından, Soğanlı yöresindeki çakıllar, Permiyen yaşlı kireçtaşlarından oluşmuştur. Çakıllar arasında yer yer silt bantları meydana gelmiştir. Bunlarda çapraz katmanlanma olağandır.

Boraboy ve Mercimek köyleri yöresinde yapılan ölçümlerde 350 m. kalınlık saptanmıştır.

Yaş: Blumenthal (1950), bu topluluğun yaşını Burdigaliyen - Helvesiyen olarak belirlemiştir. Tokay (1973), Ilgaz yöresinden aldığı örneklerde yaptırdığı spor analizleri sonucu, bunların yaşının Pliyosen olduğunu kanıtlamıştır. Kanımızca Pliyosen, bu bölge kayaları için de en uygun yaştır.

Ortamsal Yorum: Sedimentasyon ortamı tamamen sığlaşmış ve çevreden gelen malzeme, gösel ortamı doldurarak karasal bir duruma dönüştürmüştür.

CÜCE TRAVERTERNİ

Cüce köyünün güneyinde küçük bir alanda yüzeyler. Doğdu formasyonuna ait kayaçların çatlaklarından çıkan kalsiyum bikarbonatlı suların yüzeyde bıraktıkları çökellerdir.

ALÜVYONLAR

Yeşilirmak ve Tersakan vadileri ile Lâdik ovasında görülür. Lâdik gölü eskiden olduğu gibi bugün de çökmenin olduğu bir ortamdır. Karaömer dağından gelen erozyon malzemesi, özellikle ilkbaharda gelen sel sularıyla göle taşınır ve burada çökülürler. Tarihi zamanlarda çok derin olduğu söylenen göl, bugün ancak 2-3 m.'lik bir derinliğe sahiptir.

Buraya değin anlatılmış olan, formasyonların özellik-leri, birbirleriyle ilişkileri, kalınlıkları, fosil içerikleri; Şekil 2'de gösterilmiştir.

SONUÇLAR

Bölgede yapılan araştırmalarla aşağıdaki sonuçlara varılmıştır:

- 1 — Bölgede yüzeyleyen en yaşlı kayaçlar, Permilen öncesine aittir.
- 2 — Akdağ ve Taşlıdağ'da geniş yayılım gösteren kireçtaşları, Alt, Orta ve Üst Permilen yaşlıdır.
- 3 — Alt Kretase olarak bilinen Doğdu formasyonunun, büyük bir kısmı Üst Jura'ya aittir.
- 4 — Önceleri Liyas olarak yaşlandırılan ve Karaömer dağının kuzeyinde geniş yayılım gösteren kayaçları, Lütesiyen yaşlıdır.
- 5 — Bölgede, Akdağ formasyonu kristalin şistler üzerinde; Seyfe, Lâdik ve Yumaklı formasyonları, Akdağ formasyonu üzerinde açılı uyumsuzlukla bulunur.

6 — Liyas ile Malm, açışız uyumsuzluk gösterir. Malm ile Alt Kretase, uyumlu (Konkordan) dur.

7 — Özellikle Üst Kretase'de aşamalı bir transgresyon olmuştur.

8 — Denizaltı volkanizma faaliyetleri, Permilen öncesinde, Liyasta Üst Kretase'de, Lütesiyen'de ve Neojen'de meydana gelmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu yazı, A.Ü. Fen Fakültesi Jeoloji-Stratigrafi Kürsüsünde yapılan doçentlik çalışmasının bir bölümüdür. Yazar, Sayın Prof. Dr. M. Tokay'a, Prof. Dr. İ. Ketin'e, Prof. Dr. A. S. Erk'e, Dr. E. Sirel'e, Dr. G. Elgin'e, E. Çatal'a, Z. Dağ'er'e ve tez çalışmalarını destekleyen M.T.A. Enstitüsü Genel Direktörü Sayın Doç. Dr. S. Alpan'a yardımlarından dolayı şükranlarını sunar.

Yazının geliş tarihi	: 29.6.1978
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi	: 21.12.1978
Yayıma verildiği tarih	: 28.12.1978

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alp, D., 1972, Amasya yöresinin jeolojisi: İ.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, 22, İstanbul, S. 1-101
- Blumenthal, M., 1943, Lâdik deprem hattı: M.T.A. Mec, 1/33, 153-162
- Blumenthal, M., 1945, Kuzey Anadolu'nun bazı ofiyolit mıntıkları, Liastan evveli devreye mi aittir? M.T.A. Mec. 1/53, 115-124.
- Blumenthal, M., 1950, Orta ve Aşağı Yeşilirmak Bölgelerinin (Tokat, Amasya, Havza, Erbaa, Niksar) jeolojisi hakkında: M.T.A. Ens. Yayını, Seri D, No. 4, S. 1-153
- Öztürk, A., 1968, Çerkeş.-Eskipazar-Gerede Bölgesinin Jeolojisi: A.Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü, Ankara. (Yayımlanmamış).
- Tokay, M., 1973, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: Kuzey Anadolu Fayı ve deprem simpozyumu, Ankara, 12-29.

Ortadoğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tekniği*

The stratigraphy and tectonics of the middle eastern Aegean depression

ORHAN KAYA Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji Bölümü, İzmir

ÖZ: Orta doğu Ege çöküntüsü, Neojen öncesinden kalıtsal, başlıca KD ile K arasında gidişli yapısal yüzeyler boyunca gelişmiş düşey yerdeğiştirmelerin ürünüdür. Çöküntü batıdan Karaburun - Midilli, doğudan Menderes yapısal yükseltileri ile çevrilidir; batıdan doğuya yapısal-stratigrafik basamaklardan oluşan Foça çöküntüsü, Yamanlar yükseltisi ve Akhisar çöküntüsüne ayrılır. Çöküntü dolgusu çokkatlı tekrarlanan tortul ve volkanik ürün birikiminden oluşur. Kaya birimleri çoğunlukla aşınma yüzeyleri ile ayrılmışlardır; komşu yükseltiler üzerine transgressif aşmalıdır. Neojen istifini oluşturan tortul ve volkanik topluluğunun büyük alt bölümü Foça çöküntüsü, en üst bölümü Foça ve Akhisar çöküntülerinde gelişmiştir.

KD-K gidişli yapısal-stratigrafik basamaklar Neojen sırasında gelişen KB-BKB gidişli çizgilerle bölünmüştür. KD-K ve KB-BKB gidişli çizgiler Neojen süresince oynak kalmışlardır. BKB-B gidişli yapısal şekiller en geç oluşmuştur; güneye eğimlenmiş fay blokları ile simgelenirler. Doğu-batı uzanımları KD-K gidişlerle sınırlanır.

KD-K (Miosen-Pliosen), KB-BKB (Miosen-Pliosen) ve BKB-B (?Pliosen-Kuvaterner) gidişli yapısal-stratigrafik sistemler arasında bir derecelenmenin bulunmayışı oluşumların değişik sürücü kuvvetlere bağlı olduğunu yansıtır. Neojende orta doğu Ege çöküntüsü KD-K gidişli çizgisellik taşıyan özgül bir rift sisteminden yapıldır. Kuvaternerde suüstü ve sualtı tortullaşması, yaşıt biçim değiştirmeier, yapı ve morfoloji açınımlı Neojenden kalıtsal oynak çizgilerin ve basamak bölümlerinin kontrolü altındadır. Çöküntü alanı jeofiziksel verilere göre rift niteliğini korur.

ABSTRACT: The middle eastern Aegean depression is formed by vertical displacements along the NB- to N-trending structural planes inherited from pre-Neogene time. On the west and east the depression is bounded by Karaburun-Midilli and Menderes structural highs, respectively. From west to east it is divided into Foça depression, Yamanlar high, and Akhisar depression, which constitute individual assemblages of tectonic-stratigraphic segments. The fill of the middle eastern Aegean depression is composed of successively reoccurring sediments and volcanic products. The rock units are mostly separated by erosional planes and exhibit overlap and onlap relationships onto bounding structural highs. The thickest lower portion of the Neogene succession is restricted to the Foça depression; the uppermost portion occupies both the Foça and Akhisar depressions.

(*) Bu çalışma Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı tarafından desteklenen bir araştırma projesinin bölümüdür. Volkaniklik, volkanik

petroloji ve yas sorunu ayrı bir bölüm olarak hazırlanmaktadır.

This work is part of a research project supported by T.P.A.O. Volcanism, volcanic petrology and age problemare in preparation!

During the Neogene, the NE- to N-trending structural-stratigraphic segments have been fragmented by NW- to WNW-trending faults. Both NE- to N-, and NW- to WNW-trending structural lines were continuously acted as hinges. WNW- to W-trending structural features are lately formed and characterized by southward tilted fault-blocks. Their E-W extensions are limited by NE- to N-trending structures.

The absence of gradation between the NE- to N-trending (Miocene-Pliocene), NW- to WNW-trending (Miocene-Pliocene) and WNW- to W-trending (?Pliocene-Quaternary) structural-stratigraphic systems suggest the different driving tectonic forces. The middle eastern Aegean depression seems to be a particular rift system with major linearity of NE-N direction. In the Quaternary surficial and aqueous deposition, contemporary deformation, structural and morphological evolution have been controlled and affected by hinge lines inherited from Neogene. To geophysical criteria the depression preserves its characteristics of rift structure.

GİRİŞ

Orta doğu Ege çöküntüsü: Ege bölgesi kendine özgü yapısal-stratigrafik özellikler taşıyan bloklardan yapıldır. Çöküntü ve yükselti bloklarının birleşim yerleri oynak (reze) çizgilerini oluşturur. Bu yerler çokkatlı ve değişik yönlerde yerdeğiştirmiş faylar veya blok dönme eksenleridir. Özgül yapısal-stratigrafi tarihçeleri olan bloklar bağlı sıra içinde, yaşlıdan gence doğru, (1) KD ve K, (2) KB ve BKB, (3) BKB ve B arasında değişen gidişli oynak çizgilerle sınırlanmış olarak üç grup içinde toplanabilir. KD-K arası gidişli çizgisel bloklar Miosen Öncesinden kalıtsaldır veya büyük blokların Miosen sırasında parçalanmasından oluşmuşlardır. KB ve BKB gidişli oynak çizgilerle sınırlanan bloklar çizgisel blokların Miosen içinde enine bölünme ürünüdür. BKB-B gidişli oynak çizgilerle sınırlanan bloklar Pliosen Sonu ve sonrası tektonik biçimlenme ile ilgilidir.

Orta Ege kıyı kuşağında Neojen kayaları başlıca KD ve K gidişli çizgisel yükselti ve çöküntü bloklarının kontrolü altında oluşmuş, korunmuş veya silinmiştir. Neojen kaya birimlerinin dolgu geometrisi, temel kayaları ile olan stratigrafi ilişkileri, doğu Ege Denizi ve kara kuşağı üzerinde orta doğu Ege çöküntüsünün varlığını ortaya koyar (Şek. 1).

Orta doğu Ege çöküntüsünü oluşturan çizgisel çöküntü ve yükselti basamaklarının batıdan doğuya genelleştirilmiş sırası aşağıda verilmiştir:

— KARABURUN YÜKSELTİSİ

— FOÇA ÇÖKÜNTÜSÜ

Mordoğan - Dikili basamağı
Foça basamağı
Aliğa basamağı
Zeytinadağ yükseltisi (basamağı)
Menemen basamağı

— YAMANLAR YÜKSELTİSİ

— AKHİSAR ÇÖKÜNTÜSÜ

— MENDERES YÜKSELTİSİ

Yamanlar yükseltisi, orta doğu Ege çöküntüsünü bir omur şeklinde ikiye ayırır. Foça çöküntüsünün oluşumu ve evrimi Akhisar çöküntüsünün oluşumunu önceler. Karaburun ve Menderes yükseltileri en genç Neojen düzeyleri tarafından örtülür.

Çizgisel basamaklarda enine ve özellikle boyuna tektonik davranış değişiklidir. Anaçizgilerde, basamakların orta bölümleri ilk çökmüş; bunu sırayla, kuzey ve güney bölümler izlemiştir. Dolguyu oluşturan birimler yaşlıdan gence ve batıdan doğuya doğru, giderek daha yaygın bir transgressif aşmayla komşu basamakları üstlerler; Oynak çizgilerin kontrolü altında birbirine komşu basamakların Neojen kaya kapsamları arasında önemli ayrıcalıklar yer alır.

Ortam: Orta doğu Ege çöküntüsünün dolgusu içinde kırmızımsı kırıntılı tortullar yerseldir; Neojen tabanında zaman aşmalı oluşuklar şeklinde yer alırlar. Evaporitler kesin olarak yoktur, Foça ve Akhisar çöküntülerinde, Neojen tortulları bütünüyle tatlı su oluşuklarıdır. Favnal bileşenler (Philippon, 1918; Akartuna, 1962; Öngür, 1972a, b), özellikle çok yaygın tatlı su algleri görsel bir ortam lehindedir. Bu veriler çerçevesinde Neojende Ege için nemli veya yarı nemli iklim kuşağı öngörülebilir (Mistardis, 1976).

Kaya birimleri: Orta doğu Ege çöküntüsünde Neojenin tümsel kesiti gözlenmemektedir. Açınımları yaşıt olmayan Foça ve Akhisar çöküntülerinde değişik tortul ve volkanit istifleri gelişmiştir. Akhisar çöküntüsünün güney bölümü ve Foça çöküntüsü için geçerli biresimsel stratigrafi dikmesi Şek. 2de verilmiştir¹.

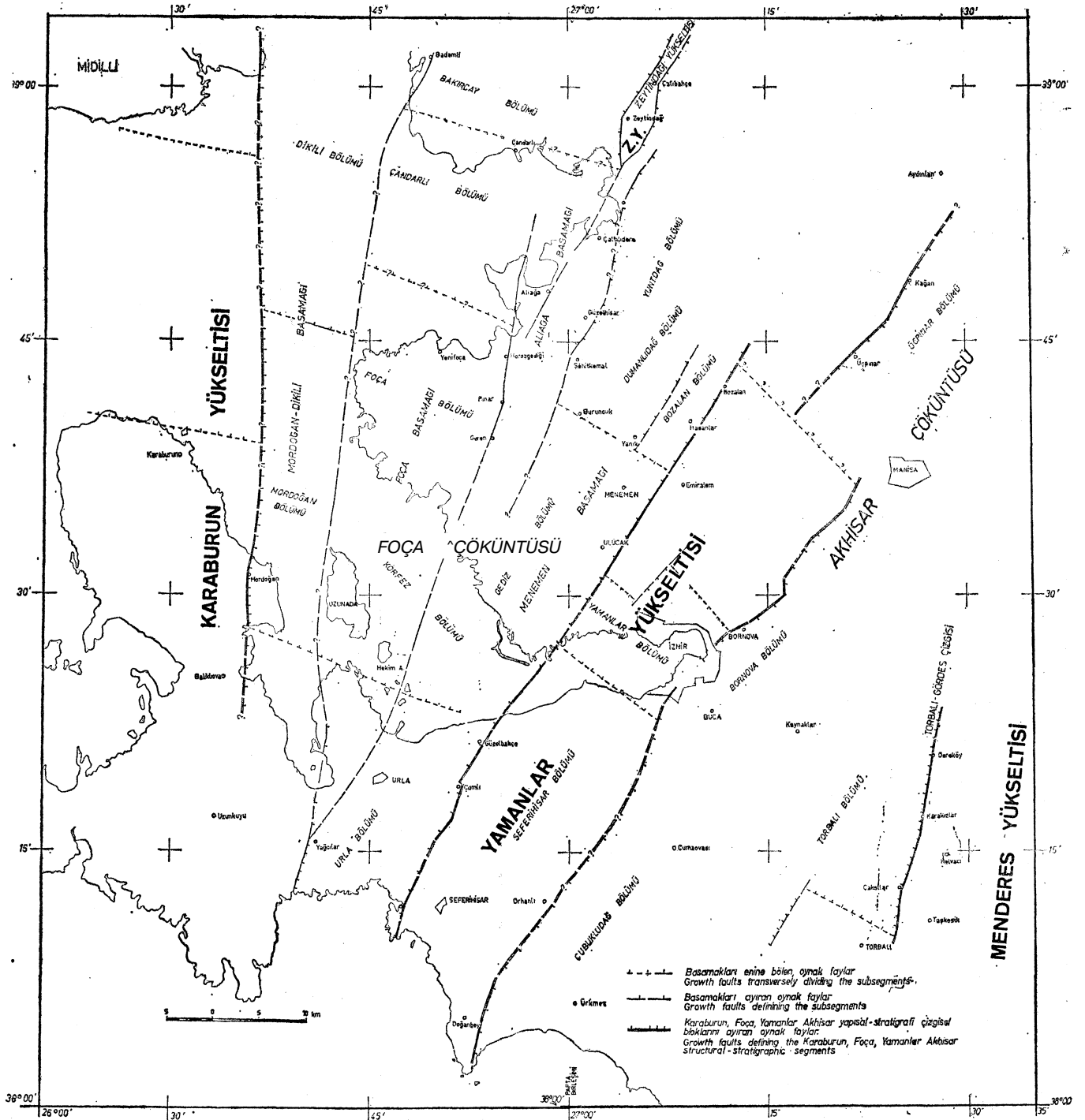
Ege bölgesinde bağlı yaş, konum ve petroloji açınımlı yönünden ayrıcalıklı, dasit-riyodasit-andezit-latitandezit bileşim alanı içindeki kaya türevlerinden yapıllı andezit karmaşıkları yer alır. Bir örnek litoloji, sahada saptanamayan bileşimsel özellikler, agglomera ve tuf düzeylerinin kolaylıkla ayrılarak yaygın yamaç örtüleri oluşturmaları gibi nedenlerle, andezit karmaşıklarının eşleştirilmeleri ve yayılım sınırlarının saptanması güçlükler gösterir. Orta doğu Ege çöküntüsünün biresimsel stratigrafi dikmesi içinde Menemen, Yamanlar, Dikili andezit karmaşıklarının olasılıklı bağlı stratigrafi konumları Şek. 3'te verilmiştir.

Zaman stratigrafi: Saha çalışması süresince, genelleştirilmiş stratigrafi istifinin zaman bölümleri konusunda bir veri elde edilememiştir. Bölgesel stratigrafi biresimine göre yönlendirilen belgesel yaş verileri çerçevesinde Miosen Başlı-Pliosen Başlı zaman aralığı geçici olarak öngörülmüştür.

Önceki çalışmalar: Bölgede ilk jeoloji çalışmaları 1848'de başlar; ayrıntılı çalışmalara yersel veriler yoluyla katkıda bulunan, yerli ve yabancı araştırmacılar tarafından sürdürülür². Tortul ve volkanit birimlerin bağlı konumlarına yaklaşım yapan çalışmalar aşağıda özetlenmiştir.

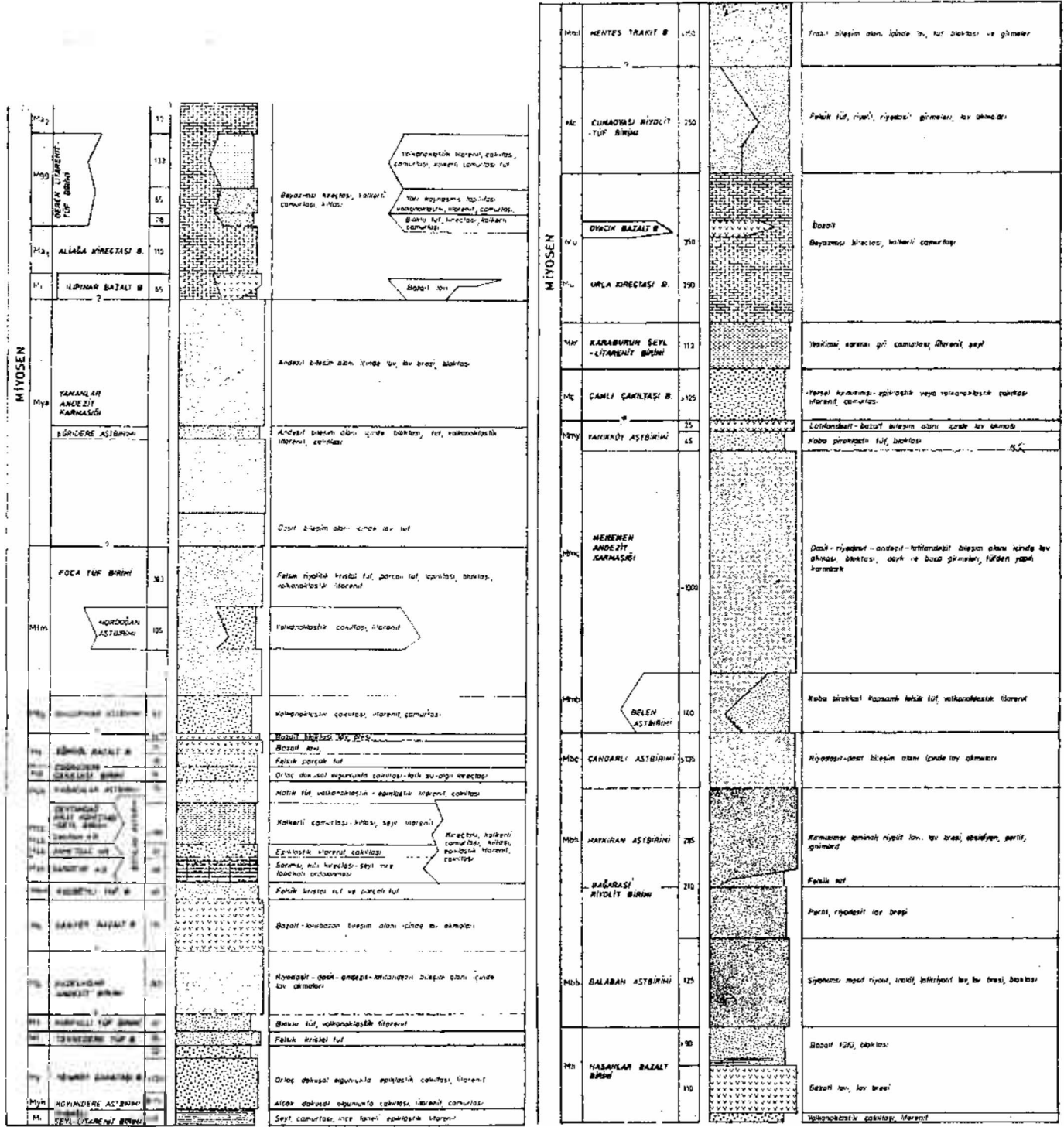
(1) Volkanik kaya tanıtlamaları nitel ve geçicidir. Volkanitlere değgin sonuçlar, çalışmanın izleyen ikinci bir bölümü içinde verilecektir.

(2) Ege bölgesi Neojenine değgin 1848-1983 yılları arasında yayınlanmış araştırmalar ayrıntılı olarak Savaşcin'da (1974) verilmiştir.



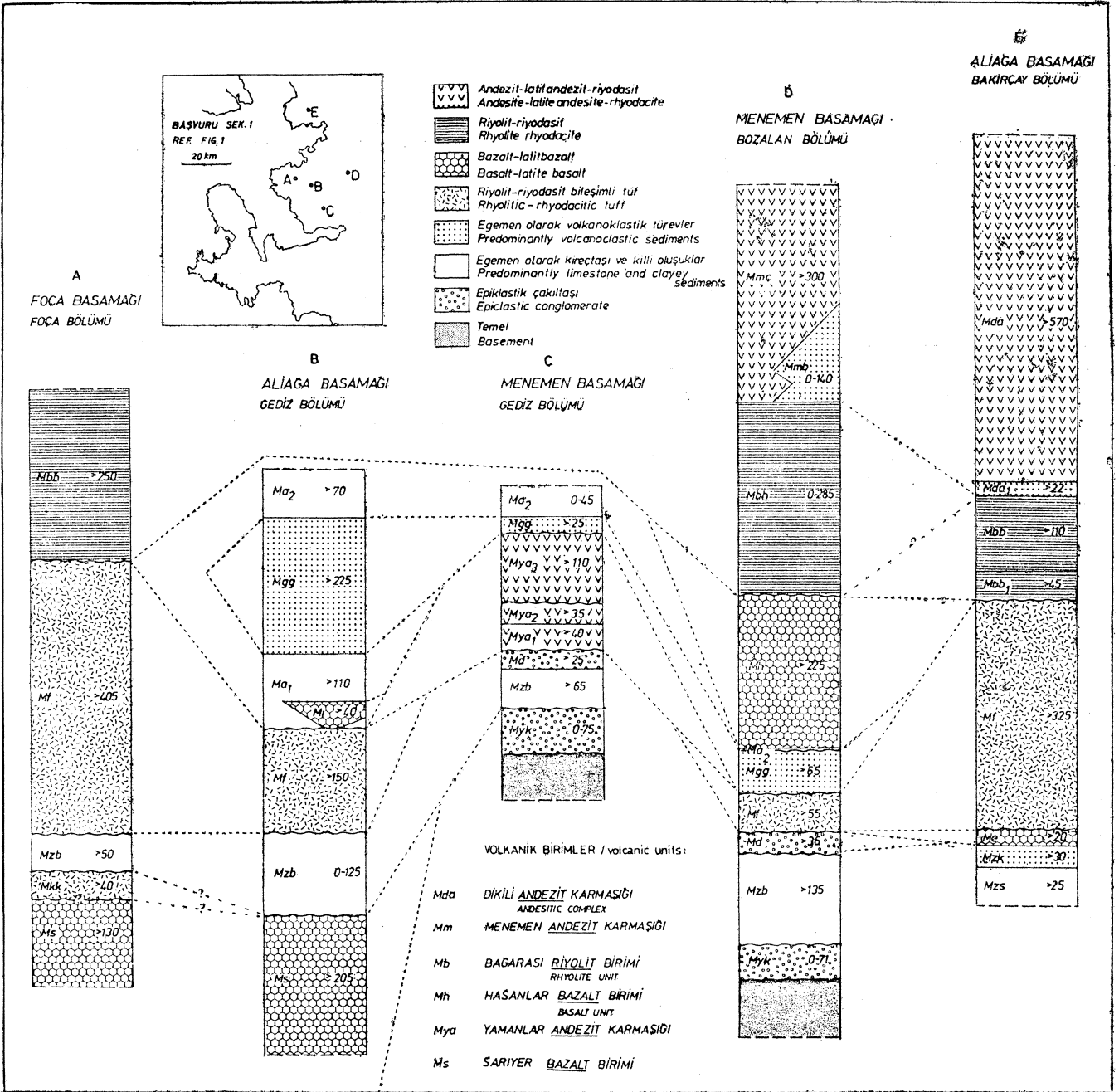
Şekil 1: Orta doğu Ege çöküntüsünün yapısal-stratigrafik basamakları.

Figure 1: Structural-stratigraphic segments of the middle eastern Aegean depression.



Sekil 2: Foça çöküntüsü ve Akhisar çöküntüsünün güney (Çubukludağ) bölümü için geçerli birleşimsel stratigrafi dikmesi. Miosen ve Pliosen/Miosen yaşları bölgesel stratigrafi birleşimine göre değerlendirilmiş literatür verilerine dayanır. Yaş sorunu hazırlanmakta olan bir çalışmanın kapsamı içindedir.

Figure 2: Generalized stratigraphic succession for the Foça depression and southern part of Akhisar depression. The ages of Miosene and Pliocene are derived through the re-evaluation of the literature to present stratigraphic synthesis. The terms used for volcanic rock units are temporary. Both the age problem and volcanic rocks will be discussed in detail in a separate work.



Şekil 3. Foça çöküntüsü önemli volkanik birimlerin olasılıklı bağıl stratigrafi konumlarının eşleştirilmesi. Myk, Yeniköy çakıltaşı Koyundera üyesi (alçak dokusal olgunlukta çakıltaşı); Mt, Tekkedere tüfü; Mss, Samurlu formasyonu Sariyer üyesi (basalt); Mk, Kozbeyli tüfü (felsik tüf; Mzs Zeytinadağ formasyonu Sarı dere üyesi (killi kireçtaşı- şeyl ince tabakalı ardalanması); Mzk, Kabacalar üyesi (mafik bloklu tüf, volkanoklastik, epiklastik litarenit); Mzb, Bozalan üyesi (Kireçtaşı, kalkerli çamurtaşı, epiklastik çakıltaşı); Md, Doğrutepe formasyonu (ortaç dokusal olgunlukta çakıltaşı, algli kireçtaşı); Mf, Foça tüfü (felsik tüf); Mya, Yamanlar andezit karmaşığı; Mya₁, bazalt lav, agglomera düzeyi; Mya₂, tüf, volkanoklastik litarenit düzeyi; Mya₃, andezit lav, agglomera düzeyi; Ma₁, Aliğa kireçtaşı (alt kireçtaşı düzeyi); Mf, Hırpınar bazaltı; Mg, Geren formasyonu (volkanoklastik litarenit, yarıkaynaşmış kaba tüf, çamurtaşı, bloklu tüf, çakıltaşı, kireçtaşı); Mgg, Geren formasyonu Çiçekli üyesi (çamurtaşı, volkanoklastik litarenit, tüf); Ma₂, Aliğa kireçtaşı (üst kireçtaşı düzeyi); Mh, Kusanlar formasyonu (Bazalt akmaları, tüf, volkanoklastik çakıltaşı, kireçtaşı); Mbb, Bağarasi formasyonu Balaban üyesi (siyahımsı riyolit akmaları, tüf, agglomera); Mbb₁ Balaban üyesi tüf- volkanoklastik çakıltaşı-litarenit düzeyi; Mbh, Haykiran üyesi (kırmızımsı riyolit akmaları); Mmb, Menemen andezit karmaşığı Belen üyesi (kaba piroklast kapsamlı tüf, volkanoklastik litarenit); Mmc, Çukurköy üyesi (andezit lav, agglomera ve girmeleri); Mda₁, Dikili andezit karmaşığı tüf, agglomera düzeyi; Mda₂, andezit lav, agglomera ve girmeleri.

Figure 3: The correlation of the probable relative stratigraphic positions of main volcanic units in Foça depression. Myk, Yeniköy conglomerate Koyundera member (conglomerate of low-grade textural maturity); Mt, Tekkedere tuff (felsic tuff); Mss, Samurlu formation Sariyer member (basalt); Mk, Kozbeyli tuff (felsic tuff); Mzs, Zeytinadağ formation Sandere member Othin-bedded alternation of clayey limestone-shale); Mzk, Kabacalar member (tuff with pyroclastic blocks, volcaniclastic and epiclastic litarenite); Mzb, Bozalan member (limestone, calcareous mudstone, epiclastic conglomerate); Md, Doğrutepe formation (conglomerate of medium-grade textural maturity and algal limestone); Mf, Foça tuff (felsic tuff); Mya, Yamanlar; Me, Eğrigöl basalt, andezite complex; Mya₁, basalt lava and agglomerate; Mya₂, tuff, volcaniclastic litarenite horizon; Mya₃, andezite lava and agglomerate; Ma₁, Aliğa limestone (lower limestone); Mf, Hırpınar basalt; Mg, Geren formation (volcanoclastic litarenite, welded coarse tuff, mudstone, tuff with pyroclastic blocks, conglomerate, limestone); Mgg, Geren formation Çiçekli member (mudstone, volcaniclastic litarenite, tuff); Ma₂, Aliğa limestone (upper limestone); Mh, Hasanlar formation (basalt lava, tuff, volcaniclastic conglomerate, limestone); Mbb, Bağarasi formation Balaban member (blackish rhyolite lava, tuff, agglomerate); Mbb₁, Balaban member, tuff-volcanoclastic conglomerate-litarenite; Mbh, Haykiran member (reddish rhyolite); Mmb, Menemen andesite complex Belen member (tuff with coarse pyroclastics, volcaniclastic litarenite); Mmc, Çukurköy member (andesite lava, agglomerate and veins); Mda₁, Dikili andesite complex, tuff, agglomerate and veins; Mda₂, andesite lava, agglomerate and veins; PMÇ, Çamlı conglomerate (low-grade of textural maturity); PMk, Karaburun formation (litarenite, shale, mudstone); Pmu, Urla limestone; PMo, Cumaovasi formation, tuff, rhyolite.

Akartuna (1962), Neojen (başlıca Miosen) tortullarını iki seri içinde sınıflar:

— Alt seri; çakıldaşı, kumtaşı, marn, kil, kireçtaşı, volkanit tuf

— Üst seri; kireçtaşı, marn, kil, volkanit tuf.

Yazar, volkanik kayaları ikiye ayırır:

— Asit volkanitler - riyolit, riyodasit, andezit

— Tuf ve agglomeralar.

Volkanitler olağan olarak alt seriyi keserler, üst seri tarafından örtülürler. Üst seride yeralan kireçtaşları Da. sien (veya yaklaşık Dasien) yaşlı fosiller kapsar.

Dora (1964), Yamanlar'da volkanik kayaları yaşlıdan gence, (a) dasit, (b) andezit türevlerinden yapıtlı düzeylere ve (c) daha genç andezit dayklarına böler. Volkanitler yersel olarak temel ve Neojen 'marn' kireçtaşlarını üstler.

Brinkmann ve dg. (1970), Soma çevresinde Neojen topluluğu, alttan üste, izleyen büyük birimlere bölerler: Taban çakıldaşı, kumtaşı (50 m); marn-kireçtaşı (150 m); kumkil (80 m); tuf-marn (200 m); silisli kireçtaşı (150 m); kaba tuf (100 m); andezit lavları (200 m). İlk üç birim Miosen (Helvesien-Sarmasien), son dört birim Pliosen (Pannonien) içine düşerler.

Özgür (1972a), İzmir-Urla çevresinde Miosen yaşlı "Urla kalker konglomera formasyonu" ve Pliosen yaşlı "İskele volkaniklerini" ayırır. Urla kalker-konglomera formasyonu bazaltik türevlerle kesilir ve aralanır. Özgür (1972b), Zeytindağ - Çandarlı çevresinde, alttan üste, iki topluluk ayırır ve Pliosen olarak yaşlandırır:

- | | | |
|---|---|---|
| <p>— Volkanikler (andezit, trakit, trakiandezit, bazalt)</p> <p>— Bakırçay Neojen fm. :Yeniköy marnlı kireçtaşı üyesi</p> | { | <p>Zeytindağ zonu</p> <p>Karadağ" zonu</p> <p>Geyikli zonu</p> <p># Ara zon</p> <p>Zeytindağ konglomera üyesi</p> |
|---|---|---|

Savaşçın (1974), Menemen çevresinde andezit türü kayaların sıkışma kubbesi, bazalt ve riyolitlerin örtü oluşukları olduklarını belirtir. Birbirlerinden tuf düzeyleri ile ayrılan birimler, yaşlıdan gence, (a) andezit, (b) bazalt, (c) riyolit şeklinde sıralanırlar. Andezit ve bazalt Neojen tat-lısu oluşuklarını üstler.

Philipsson (1918), Dora (1964), Arpat ve Bingöl (1969), Brinkmann (1971), Borsi ve dg. (1972), Savaşçın'a (1974) göre Ege bölgesinde KKD-KD gidişli graben tektoniğine bağlı olarak Neojen tortulları çökeltmiş ve volkanik işlevler gelişmiştir. Bu gidişlere bağımlı olarak kıvrımlar, faylar, dayk girmeleri, eğimlenmeler ortaya çıkmıştır. KB gidişli yapısal çizgiler geç oluşuklardır. En genç tektonik B gidişlidir. Bingöl (1976), "Miyosende", KD.GB genel jeolojik doğrultuya uygun olarak, daha çok senklinaller içinde daha eski litolojilerle faysız kontaktlı Miyosen kaba klastik ve gölsel sedimentlerin çökeldiğini" belirtir.

STRATİGRAFI

Özellikle Foça çöküntüsü ve Yamanlar yükseltisi için önerilen stratigrafi birleşiminin dayandığı eşleştirmeler, Neo-

jen birimlerinin basamaklara göre dağılımı Şek. 4, 5, 6, 7'de verilmiştir.

İkibaşlı Formasyonu

Tanım ve litoloji: Birim şeyl, çamurtaş ve ince tabakalı

litarenitten, az olarak çakıldaşından yapıtlıdır. Formasyon temel kayalarını üstler.

Başvurma kesitleri, K18-al, 06.75:15.50 (İkibaşlı Deresi, Tekkedere K.); J18-d4, 06.95:18.35 (Saridere K.) de yeralır.

İkibaşlı formasyonu J18-d4 ve K18-al paftalarında sınırlı bir yayılım gösterir.

Litoloji: Birim iyi pekleşmiş, olağan olarak 1-8 cm arası düzgün tabakalı şeyl, çamurtaş ve epiklastik litarenit araldanmasından oluşur. Şeyl koyu gri, yeşilimsi gri; litarenit grimsi kırmızı ile grimsi turuncu arası ayrışma renkli, kil aramaddeli, ince ile orta arası tanelidir. Formasyonun alt bölümünde şeyl, çamurtaş, üst bölümünde litarenit tabakaları bağıl bolluk ve kalınlaşma gösterir.

Alt ve üst dokanak: İkibaşlı formasyonu temel kayalarını belirgin bir taban çakıldaşı kapsamadan üstler (Şekil 12). İkibaşlı formasyonu/Paleozoik Sonu yaşlı kireçtaşı (1). Dokanak faylanmış ve örtülü olmakla beraber, İkibaşlı dikleşmiş tabakaları ile temeli üstler konumdadır.

2. İkibaşlı formasyonu/Paleozoik Sonu yaşlı fliš topluluğu (2). Birimin taban çamurtaş aralığı, temelden türemiş alçak dokusal olgunluk derecesinde, çakıl ve bloklar kapsar.

İkibaşlı formasyonu temel üzerine transgressif aşmalı olan çakıldaşı tarafından üstlenir (Şekil 12).

Jeoloji yorumları: Litoloji bileşenleri ve tortullaşma özellikleri, İkibaşlı'nın izleyen birimler öncesi yaygın bir çökeltme ürünü olabileceğini yansıtır. Litarenit ve şeyi araldanması birim içinde türbidit benzeri bir kesit oluşturur.

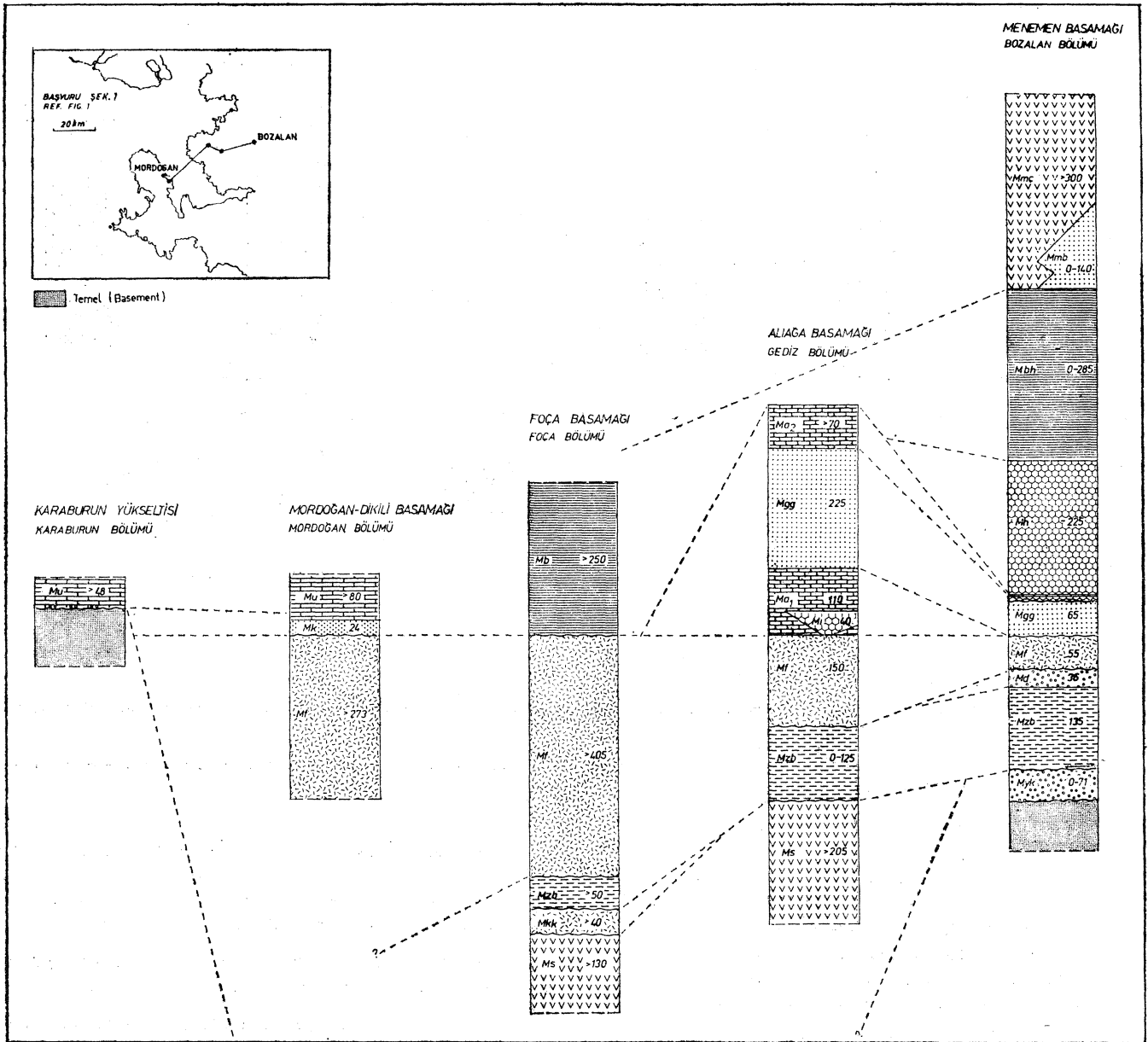
Yeniköy Çakıldaşı

Tanım: Birim epiklastik çakıldaşı, litarenit, az olarak çamurtaş ve kireçtaşından yapıtlıdır. Çakıldaşı Miosen öncesi temel kayalarını ve İkibaşlı formasyonunu üstler.

Başvurma kesitleri, J18-d4, 07.25:17.35 ve 08.00:17.00 arası (Yeniköy); K18-al, 06.35:15.65 ve 06.65:15.50 arası-dadır (Tekkedere K.). Yeniköy çakıldaşı J18-d4, K18-al, K18-b4, K18-d2, K17-b2 paftalarında yeralır.

Birim bölgesel yayılımı içinde, tabanda Koyundere, tavanda Refetbey üyelerine ayrılır.

Litoloji: Çakıldaşı, açık gri, kalın ile masif arası düzensiz tabakalı, yersel çok iyi pekleşmiş, alçak ile orta arası dokusal olgunlukta, genellikle tane destekli, epiklastik litarenit aramaddeli ve değişik oranlarda karbonat çimentoludur. Çakıllar olağan olarak 1-4 cm, seyrel olarak 4-8 cm büyüklük sınırları içindedir. Çakıldaşında Paleozoik (ve/veya Mesozoik) yaşlı fliš topluluğundan türemiş bileşenler egemendir. Litarenit açık gri ile grimsi turuncu arası, düzensiz tabakalı, orta ile iyi arası pekleşmiş, alçak ile orta



Şekil 4: Bozalan-Mordoğan eşleştirmeleri. Temel: Mesozoik fliš topluluğu (kaya birimi simgeleri için bk. Şek. 3; basamaklar için bk. Şek. 1).

Figure 4: Bozalan-Mordoğan correlations. Basement: Mesozoic flysch assemblage (See Fig. 3 for rock unit codes; see Fig. 1 for structural-stratigraphic segments).

arası dokusal olgunlukta, karbonat çimentoludur. Litarenit ve çakıltaşı düzeyleri arasında yanal ve düşey derecelenmeler olduğandır.

Koyundere üyesi: Birim, özgül olarak kırmızımsı ve kahverengimsi —oksit— renkli çok alçak dokusal olgunluk derecelerinde epiklastik çakıltaşı, çakıllı litarenit ve çakıllı çamurtaşından oluşur.

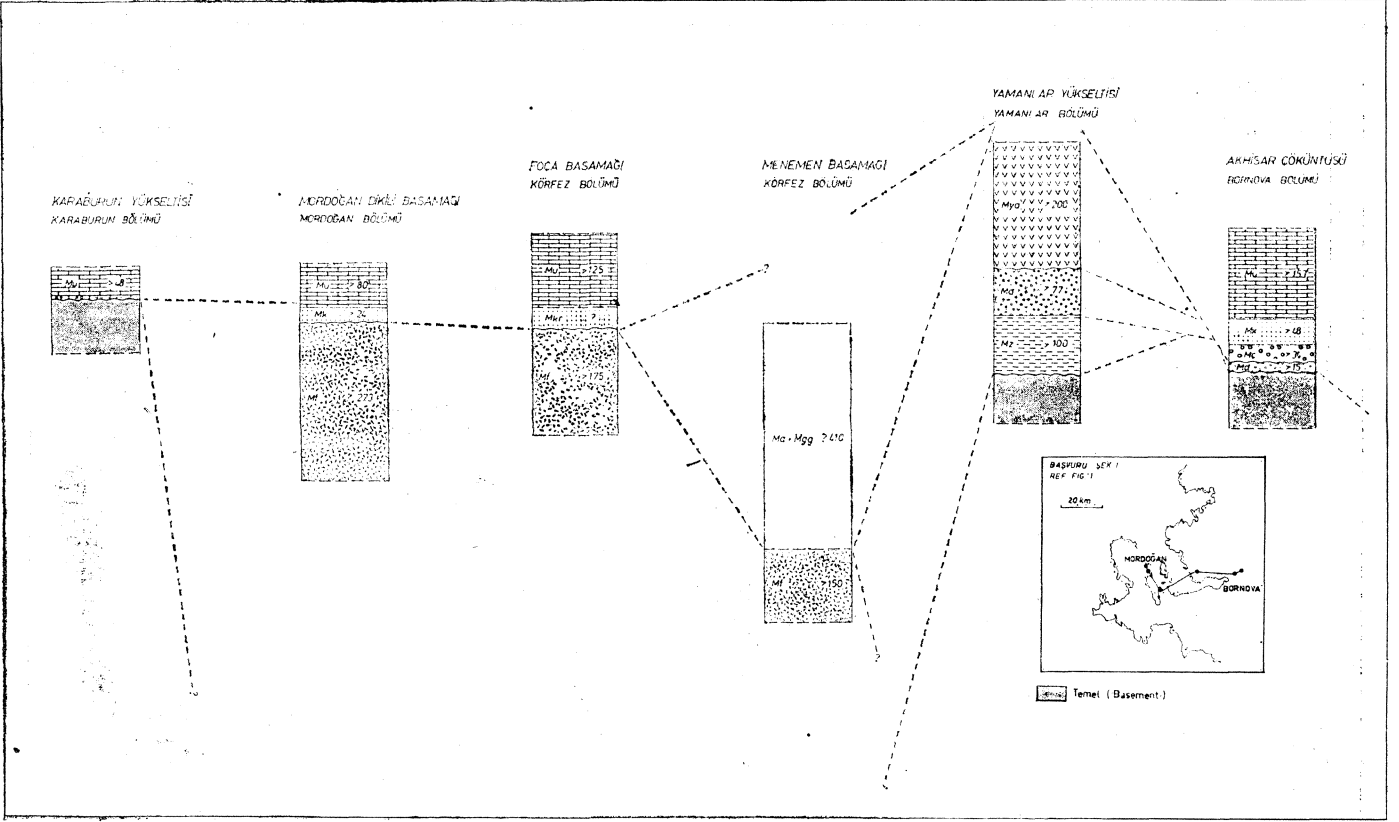
Başurma kesitleri, K18-d4, 07.05:70.70 ve 07.05:70.50 arası (Koyundere K.); K18-d2, 17.10:86.10 ve 17.15:85.05

arasında (Bozalan K) yer alır.

Refetbey üyesi: Birim kırmızımsı çamurtaşı, beyazımsı kireçtaşı, kalkerli epiklastik litarenit ve çakıltaşından yapılıdır.

Başurma kesiti, K18-al, 04.40:13.30 ve 04.55:13.30 arasında (Zeytinadağı) yer alır.

Alt ve üst dokanak: Yeniköy çakıltaşı İkibaşlı şeyli ile uyumludur; Miosen öncesi temel kayalarını transgressif olarak örter.



Şekil: 5: Bornova-Mordoğan eşleştirmeleri. Temel; Mesozoik fliş topluluğu. (Kaya birimi simgeleri için bk. Şek. 3; basamaklar için bk. Şek. 1).

Figure 5: Bornova-Mordoğan correlations. Basement: Mesozoic flysch assemblage (See Fig. 3 for rock unit codes4 see Fig. 1 for structural-stratigraphic segments).

1. Koyundere üyesi/Mesozoik yaşlı fliş topluluğu. Birim temelden türemiş, kötü boylanmış bileşenleri ile temeli örter (3). Dokanaktan başlayarak tane büyüklüğü azalır; dokusal olgunluk derecesi bağıl olarak artar (Şekil 14a).

2. Yeniköy çakıltası/Paleozoik Sonu yaşlı kireçtaşı (4). Çakıltası düzeyi temel kayasından bileşimsel ayrıcalık gösterir; fliş topluluğundan türeme bileşenler kapsar (Şekil 12).

Yeniköy (J18-d4, K18-al) çevresinde, çakıltası yersel olarak Tekkedere tüfü ve Kurfalı volkanoklastik litarenit-tüf birimi; bölgesel olarak Zeytinadağ formasyonu tarafından üstlenir. Dokanaklar aşmmalıdır.

Jeoloji yonunları: Koyundere üyesi fanglomera niteliğini taşır. Formasyonu simgeleyen çakıltasının dokusal özellikleri beslenme alanındaki işlevlerden kalıtsaldır. Yeniköy çakıltası bir akarsu taşınması ve delta çökeli ile ilgili görünür. Çakıltası; (a) Aliğa basamağını doğudan sınırlayan Zeytinadağ yükseltisi, (b) Menemen basamağını doğudan sınırlayan Yamanlar yükseltisi üzerine kendi içinde transgressif aşmalı olarak yasanır.

Tekkedere Tüfü

Tanım: Birim, tek bir çökeli evresinde oluşmuş, beyazımsı, masif, iç yapışız riyodasit bileşimli kaba kristal tütünden oluşur; Yeniköy çakıltasının üst bölümüyle giriktir.

Başvurma kesitleri K18-al, 07.55:16.40 (Tekkedere K.); J18-d4, 08.75:18.50 (Sandere K.) de yer alır. Tekkedere tüfü J18-d4 ve K18-al paftalarında yaklaşık 6 km uzunluk, 1 km genişlikte yersel görünümüdür.

Alt ve üst dokanak: Tekkedere tüfü Yeniköy çakıltasının üst düzeylerini, ani ve uyumsuz olarak üstler (5).

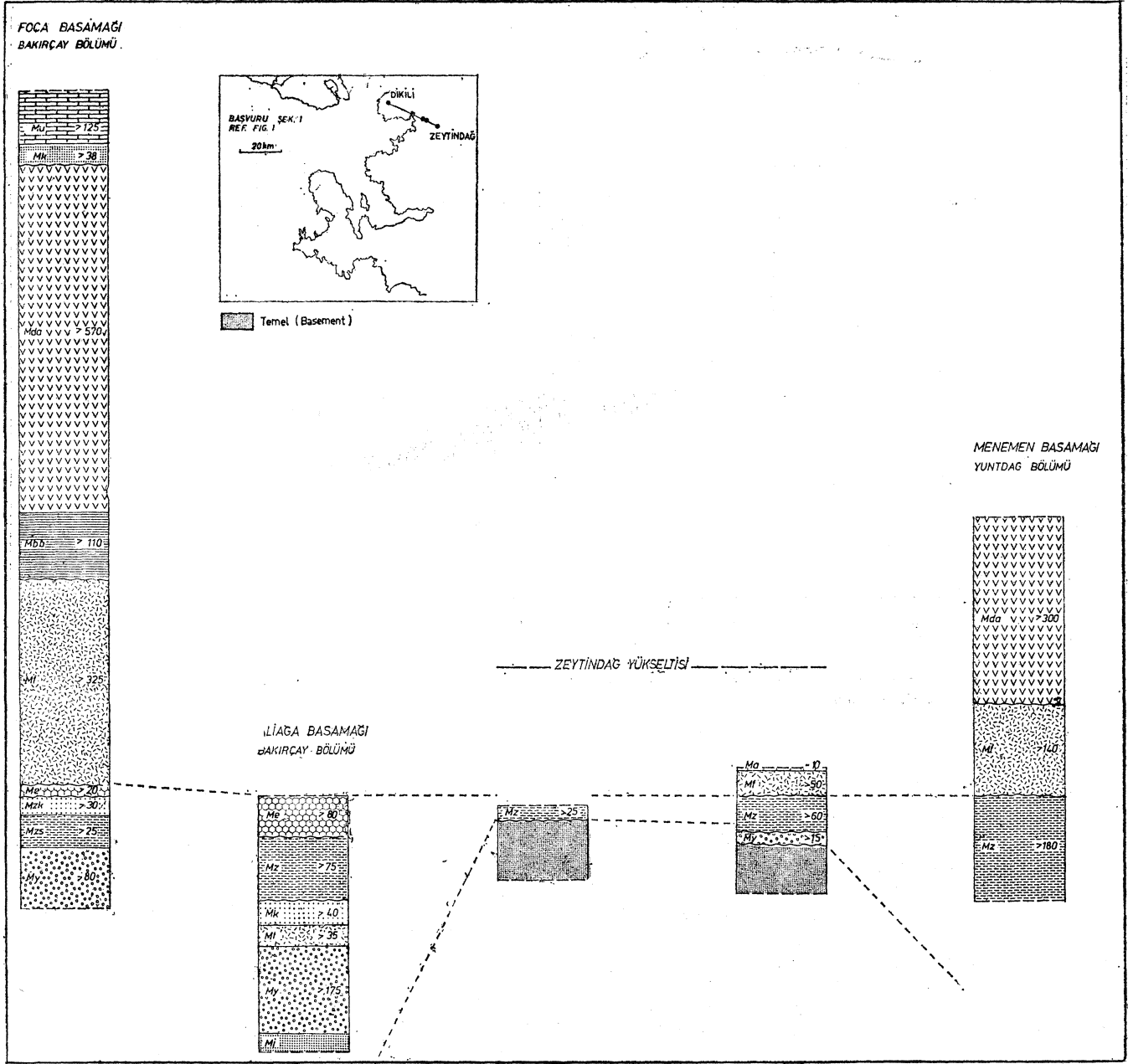
Birim, Kurfalı volkanoklastik litarenit ve tüf birimi tarafından üstlenir. Dokanak, olasılıkla aşınmalı niteliktedir.

Samurlu Formasyonu

Tanım: Birim bazalt-latitbazalt bileşimi lav akmaları ile simgelenir; andezit-latitandezit bileşim alanı içinde lav, bloklu tüf, volkanoklastik litarenit düzeyleri kapsar.

Samurlu formasyonu değişik düzeyleri ile J18-d4, K18-al, K18-a4, K17-b3, K17-c2 paftalarında yer alır. Samurlu arasındaki stratigrafi ilişkileri yorumsal olan, fakat bağıl stratigrafi konuları nedeniyle işlemsel bir formasyon içinde birleştirilmiş Kurfalı, Güzelhisar ve Samurlu üyelerinden oluşur.

Kurfalı üyesi: Birim başlıca sarımsı gri, zayıf pekleşmiş olağan olarak 16-32 m, seyrel olarak 5 m'den büyük mafik lav blokları kapsayan mafik tüf ve kristal tüfden oluşur. Mafik kaya kökenli volkanoklastik litarenit ve ince çakıltası düzeyi birimin alt bölümünde yer alır. Bloklar kır-



Şekil 6: Zeytinadağ-Dikili eşleştirmeleri. Temel: Paleozoik Sonu karbonat kayalar (Kaya birimi simgeleri için bk. Şek. 3; basamaklar için bk. Sek» 1).

Figure 6: Zeytinadağ-Dikili correlations. Basement: Late Paleozoic carbonate rocks. CSee Fig. S for rock unit codes; See Fig. 1 for structural-stratigraphic segments).

mızimsı, kahverengimsi, iri feldispat fenokristleri içeren, riyodasit-dasit-andezit-latitandezit bileşim alanı içindeki lavlardan oluşur.

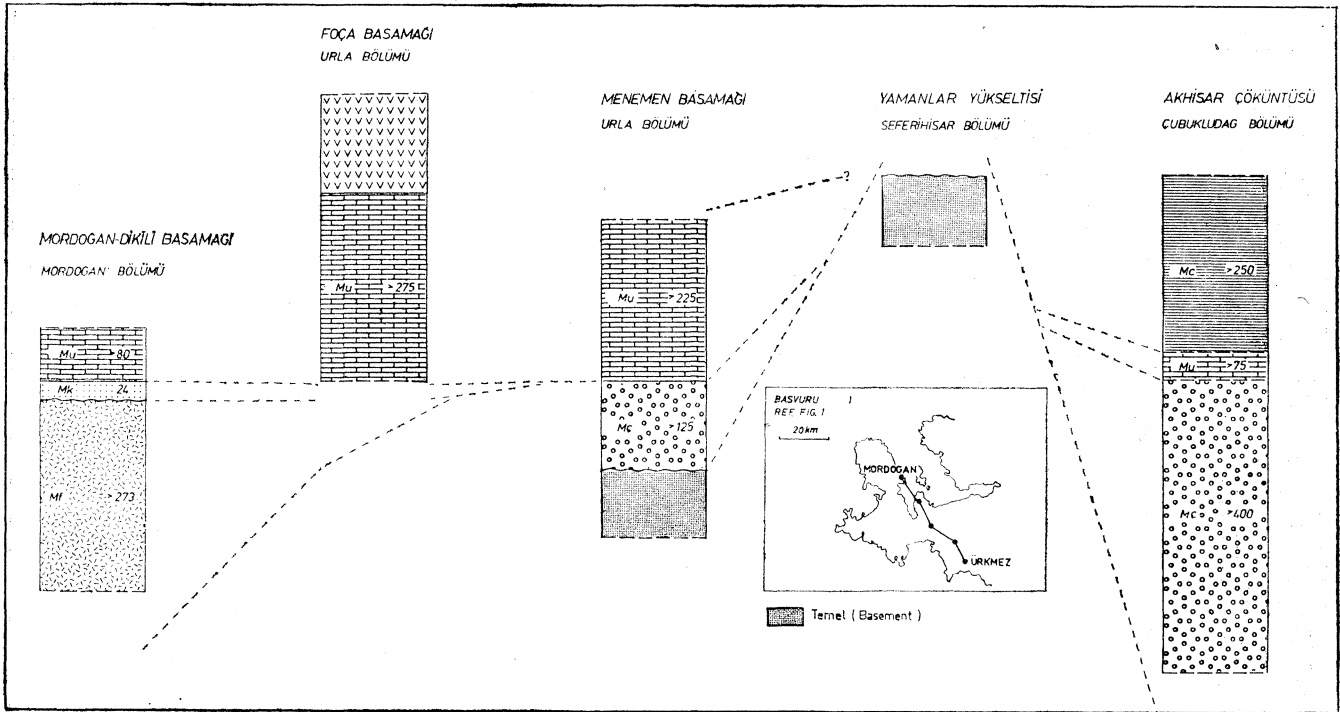
Başvurma görünülleri J18-d4, 07.05:19.50 ve 08.05:18.95 arası (Sarıdere K.); J18-d4, 07.25:18.80; 07.65:18.55 çevrelerinde (Kurfalı K.) yer alır.

Özelhisar tiyesi: Birim riyodasit-dasit-andezit-latitandezit bileşim alanı içinde lav, az olarak lav breşi ve anglomeradan yapıdır.

Başvurma görünülleri K18-a4, 01.50:91.30 ve 02.05:91.60 arası (Güzelhisar K.); K17-c2, 99.60:88.20 ve 00.00:88.50 arasında (Şehir Kemal K.) yer alır.

Sarıyer üyesi: Formasyonu simgeleyen birim bütünüyle siyahımsı, koyu grimsi masif, birörnek, yersel gaz boşluklu, lav breşli, bazalt-latitbazalt bileşim alanı içinde lavlardan yapıdır. Bazalt lavları çoğunlukla yüzeysel ayrılmış, düzensiz eklemli; gözenekler kalsit doludur.

Başvurma görünülleri, K17-b3, 98.00:90.40 ve 96,70:96.50



Şekil 7: Ürkmez-Mordoğan eşleştirmeleri. Temel: Mesozoik fliş topluluğu. (Kaya birimi simgeleri için bk. Şek. 3; basamaklar için bk. Sek. 1).

Figure 7: Ürkmez-Mordoğan correlations. Basement: Mesozoic flysch assemblage (See Fig. 3 for rock unit codes; See Fig. 1 for structural-stratigraphic segments).

arası (Samurlu K.); K17-b3, 91.35:89.40 ve (K17.e2) 91.30:89.00 arası kıyı çizgisinde (Çakmaklı K.) yer alır.

Alt ve üst dokanak: Sarıyer ve Güzelhisar üyelerinin alt dokanakları gözlenmemiştir. Kurfalı üyesi, bağıl stratigrafi konumuna göre, Tekkedere tufünü üstler. Dokanak açık değildir (6), Birim Yeniköy çakıltaşı düzeyini üstler konumdadır (7).

Kozbeyli tuf, Zeytindağ killi kireçtaşı - kalkerli çamurtaşı, Foça tuf birimleri Sarıyer üyesini; Foça tuf, Aliğa kireçtaşı birimleri Güzelhisar üyesini; Zeytindağ killi kireçtaşı - kalkerli çamurtaşı Kurfalı üyesini aşmalı dokanaklarla üstlerler.

Jeoloji yorumları: Formasyon Yeniköy ve Tekkedere birimlerini izleyerek Zeytindağ yükseltisine yaklaşır. Buna karşılık, Yamanlar yükseltisine komşu basamaklarda birimin kenarsal görünümü bulunmamaktadır. Formasyon tabanının Aliğa ve Foça basamaklarında yüzlenememesi derin gömülmeyi yansıtır: Samurlu lavları bu iki basamağı doldurmuşlardır. Üstleyen birimler arası dokanakların aşamalı oluşu Samurlu'nun çok katlı aşınma evreleri geçirmiş olduğunu yansıtır. Bölgesel yayılım gösteren Zeytindağ ve Foça birimleri Samurlu formasyonunun değişik düzeylerini aşmalı dokanakla üstlerler. Bu yönüyle, Samurlu, sözkonusu birimler için temel benzeri davranış gösterir (Şekil 3, 4).

Kozbeyli Tüfü

Tanım: Birim yersel görünümlü felsik tuf den oluşur. Kozbeyli tufü, Samurlu formasyonunu üstler.

Başvurma görünümü, K17-c2, 91.50:85.00 ve 91.65:84.70 arası (Kozbeyli K.); K17-c2, 92.70:84.60 ve 92.35:84.45 arasında (Ilıcapmar K.) yer alır. Yayılım K17-c2 paftasıyla sınırlanmıştır.

Litoloji: Birim orta ile iyi arası pekleşmiş parçalı tuf, kristal tuf, az olarak çamurtaşı ve volkanoklastik litarenitten yapıldır. Tuf beyazımsı, kalın tabakalıdır; olağan olarak, 1-2 cm büyüklükte felsik parçalar kapsar; ince ve kabartmalı düzeylerin ardalanmasından oluşur. Üst bölümde karbonat kapsamlı ince tuf ve çamurtaşları yer alır.

Alt ve üst dokanak: Birim Samurlu formasyonunu üstler. Dokanak aşınmalı nitelik taşır; genellikle açık değildir (8).

Zeytindağ formasyonuna ait kireçtaşları, birimi uyumlu ve dereceli dokanakla üstler.

Zeytindağ Formasyonu

Tanım: Birim beyazımsı ve sarımsı gri kireçtaşı, ayırışma rengi soluk sarımsı turuncu killi kireçtaşı, kalkerli çamurtaşı, kiltası, şeyl; epiklastik çakıltaşı, litarenit; mafik kaba piroklastik tuf, volkanoklastik litarenit ve çakıltaşıdır. Formasyon, Kozbeyli, Samurlu, Tekkedere, Yeniköy birimlerini ve Miosen öncesi temel kayalarını üstler (Şekil 4, 5).

Zeytindağ formasyonu J18-d4, J18-d3, K17-b2, K17-b3, K17-C2, K18-al, K18-a4, K18-d2, K18-d4, L18.a2 paftalarında yaygın dağılım gösterir.

Formasyon bileşen kaya egemenliğine göre beş üyeye bölünmüştür. Zeytindağ çevresinde, bağıl stratigrafi konumlarına göre yorumsal istif, alttan üste: Sarıdere üyesi, Ahmetdağ üyesi, Şakran üyesi. Çandarlı doğusunda, olasılıkla birimin en üst düzeyini Kabacalar üyesi oluşturur. Bozalan çevresinde Bozalan üyesi formasyonun büyük bölümüne eşdeğerdir.

Sarıdere üyesi: Birim, sarımsı ince tabakalı killi kireçtaşı, kalkerli şeyl, çamurtaşı düzgün ardalanması, epiklastik litarenit; kalın tabakalı, yeşilimsi gri çamurtaşı ve kiltaşından oluşur.

Başurma kesitleri, J18-d4, 07.25:20.45 ve 07.87:19.63 arası (Sarıdere K.); J18-d4, 07.75:21.48 ve 08.77:21.00 arasında (Bozköy) yer alır.

Kireçtaşı sarımsı gri, killi bölümlerinde soluk sarımsı turuncu ayrışma renklidir; olağan olarak 4-8, en fazla 32 cm kalınlıkta, düzgün tabakalı, iç yapışız, birörnek bileşimli, ince taneli ve yeniden kristalleşmelidir. Şeyi soluk sarımsı turuncu ile koyu sarımsı turuncu ayrışma rengi sınırları içindedir; genellikle, 14 cm, en fazla 16 cm kalınlıkta, değişik derecelerde kalkerlidir. Yersel olarak, taban kesitinde yeşilimsi gri kalın kiltaş, çamurtaşı ve kanal dolgusu epiklastik litarenit, çakılı litarenit yer alır.

Ahmetdağ üyesi: Birim, alttan üste epiklastik litarenit ve çakıltaşı düzeylerinden oluşur. Litarenit düzeyi yeşilimsi gri, sarımsı gri, orta pekleşmiş birörnek, epiklastik bileşimli, ince ile çok kaba arası tanelidir; soluk sarımsı gri çamurtaşı ve orta boylanmalı, çapraz tabakalanmalı, ince çakıltaşı arakatıkları kapsar.

Başurma kesiti, K18-al, 04.00:06.95'dedir (Ahmetdağ, Yeni Şakran K.).

Çakıltaşı düzeyi kalın tabakalı, orta ile iyi arası pekleşmiş, litarenit aramaddeli, tane destekli, karbonat çimentoludur. Çakıllar, olağan olarak, 2-8 cm büyüklük aralığı içinde, ortaç dokusal olgunluk derecesinde ve epiklastik (Miosen öncesi temel kayaları) bileşimindedir.

Başurma kesiti, K18-a1, 03.85:06.75 ve 03.85:06.25 arasında (Ahmetdağ, Yeni Şakran K.) yer alır.

Şakran üyesi: Birim orta grimsi, soluk sarımsı turuncu ayrışmalı kalkerli çamurtaşı, kiltaş, killi kireçtaşı ve az olarak litarenitten oluşur.

Başurma kesitleri, K18-al, 06.80:08.30 ve 07.70:08.05; 08.20:08.25 ve 07.75:07.85 arasında (Aşağı Şakran K.) yer alır.

Birimi simgeleyen kalkerli çamurtaşı ve kiltaşları iyi pekleşmiş, olağan olarak 16-32 cm arası ve daha kalın, düzgün tabakalıdır. Çamurtaşı ve kiltaşları karbonatça zengindir; değişik büyüklükte karbonat yumru dizileri kapsarlar. Litarenitler aynı renk ve kalınlık sınırları içinde, epiklastik ve volkanoklastik bileşenlidir.

Kabacalar üyesi: Birim, mafik tuf, volkanoklastik litarenit, çakıltaşı, lav breşi, agglomera; sarımsı gri killi kireçtaşları, kalkerli çamurtaşından oluşur. Volkanik kayalar oldukça değişikdir; riyodasit-andezit bileşim aralığı içine düşerler.

Başurma görünüşleri, K17-b2, 99.10:12.75 çevresi (Kabacalar T., Çandarlı), K18-al, 03.25:05.40 çevresinde (Karga Br., Yeni Şakran K.) yer alır.

Mafik tuf orta gri, kalın, birörnek, zayıf pekleşmiş ve kaba tanelidir; 4-5 cm büyüklükte mafik piroklastlar kapsar. Tuf içinde büyük bloklar ve lav breşleri olağandır. Volkanoklastik litarenit ve çakıltaşları düzensiz tabakalı, epiklastik çakıl bileşenlidir. Birim kapsamına giren killi kireçtaşı ve kalkerli çamurtaşları volkanik bileşenlerle ardalanmalıdır.

Bozalan üyesi: Birim başlıca beyazımsı, açık grimsi, soluk kahverengimsi gri kireçtaşı, kalkerli çamurtaşı, kiltaş, epiklastik litarenit ve çakıltaşından yapılıdır.

Tipik kesit, K18-d2, 16.60:84.70 ve 16.40:84.30 arasında (Bozalan K.) yer alır.

Kireçtaşı, 16-64 cm arası kalınlıkta, düzgün tabakalı, değişik oranda killi ve afanitik dokudadır. Çamurtaşları ve kiltaşları 4-64 cm kalınlık içinde düzgün tabakalı, genellikle iyi pekleşmiş, değişik oranda kalkerli ve karbonat yumruludur.

Horozgediği Köyü (K17-c2) çevresi ve Aliğa (K17-b3) güneyinde, kalın tabakalı kireçtaşları Bozalan üyesi Aliğa kesiti içinde toplanabilir. Kireçtaşı, başlıca kahverengimsi gri, sarımsı gri ve beyazımsı renklerde, 16-64 veya daha kalındır; killi kireçtaşı ve ince kalkerli şeyl, çamurtaşı aratabakalıdır. Tabakalanmaya paralel bend, yumru dizileri şeklinde ve aykırı eklemler boyunca yerleşmiş ikincil çört oluşukları, tümsel silisleşme olağandır.

Alt ve üst dokanak: Zeytindağ formasyonu değişik düzeyleri ile Miosen öncesi temel kayalarını ve yaşlı Miosen birimlerini üstler.

I. Miosen öncesi temel kayaları ile dokanak.

1. Bozalan üyesi/Mesozoik yaşlı fliš topluluğu (9). Üye temelden türeme çakıltaşı ile başlar; taban kesitinde çakıltaşı ve litarenit kapsar. Birim, olağan olarak, doğrudan temeli üstler (Şekil 8, 14).

2. Sarıdere üyesi/Paleozoik Sonu yaşlı kireçtaşı (10). Birim sarımsı gri, yaklaşık 80 cm kalınlığında bir kireçtaşı tabakası ile temel üzerine oturur. Temel kayasının eski çatlak ve erime boşlukları taban kireçtaşı ile doldurulmuştur (Şekil 12).

Üye yersel olarak, ince epiklastik çakıl ve blok kapsayan beyazımsı kireçtaşı ve kalkerli litarenit ile temel kireçtaşını üstler (11).

II. Yeniköy çakıltaşı ile dokanak. Birim Yeniköy çakıltaşı aşınma yüzeyini uyumlu olarak örter.

1. Sarıdere üyesi/Yeniköy çakıltaşı (13). Üye, taban aralığında, özgül bir düzey olarak, yersel 2 m kalınlığa varan koyu sarımsı turuncu kalkerli ince tuf kapsar. Beyazımsı kireçtaşı aratabakaları olağandır.

2. Sarıdere üyesi/Refetbey üyesi çakıltaşı düzeyi (14).

III. Samurlu formasyonu ile dokanak. Dokanak aşamalı niteliktedir.

1. Sarıdere üyesi/Kurfalı üyesi tuf düzeyi (15). Dokanak açık olmamakla beraber, ani nitelikte görünür.

2. Bozalan üyesi (Aliğa kesiti)/Samurlu bazalt düzeyi. Bozalan üyesi Samurlu bazaltı üzerinde doğrudan kireçtaşı düzeyi ile başlar (Şekil 11). Bozalan, Samurlu bazaltı aşınma morfolojisine bağlı çatlak ve boşlukları kireçtaşı ile doldurur.

IV. Kozbeyli tufü ile dokanak.

Bozalan üyesi (Aliğa kesiti)/Kozbeyli tufü. Dokanak dar bir aralık içinde derecelidir. İncelmiş Kozbeyli tuf birimi, alttan üste giderek artan karbonat ve mercekli kireçtaşı kapsamlıdır.

Zeytindağ formasyonu değişik volkanik ve tortul birimlerle örtülüdür. Her durumda, dokanak ani ve uyumsuz nitelik taşır,

Jeoloji yorumları: Zeytindağ formasyonu yaşlı Miosen birimlerini aşarak temel kayaların transgressif olarak örter. Birimin kendi içinde de genç düzeyler yaşlı olanlara göre transgressif aşmalıdır. Formasyon, Zeytindağ ve Yamanlar yükselteleri kenarında Yeniköy çakıltasını; orta doğu Ege çöküntüsünün iç bölümlerinde, Samurlu mafik volkanitlerini üstler. Buna göre, Zeytindağ formasyonu ve Yeniköy çakıltası düzeyleri arasındaki ani dokanaklar stratigrafi boşluğunu karşılar, özgül litoloji bileşenleri, düşük yanıl değişim ivmesi, tabakalanmanın düzenli ve ritmik niteliği, birimin oldukça düzleşmiş bir örnek batimetri olan bir birikim alanında, bugünkü görünülerinden daha yaygın olarak çökeldiğini yansıtır.

Zeytindağ, oluşumunu izleyen çokkatlı aşınma evreleri geçirmiştir. Aşınmanın derinliği her basamak ve basamak bölümü için değişiktir. Doğuda (Bozalan, Ulucak, Bornova) daha genç tortul ve volkanik birimler formasyonu temel üzerine doğru aşarlar (Şekil 14). Menemen basamağının Urla bölümünde Zeytindağ kayalarına değgin izler yoktur. Gediz bölümünde, birim olasılıkla gömülüdür. Yuntdağ bölümünde formasyon genç volkanitler altında yeraltı yayılımı gösterir. Aliğa basamağının Aliğa bölümünde, Zeytindağ, izleyen birimler öncesi aşınmayla incelmış ve yersel olarak silinmiştir. Bakırçay bölümünde birim korunmuştur. Foça basamağının Gediz bölümünde formasyona değgin izler yeralmaz.

Doğrutepe Formasyonu

Tanım: Birim grimsi renklerde, orta ile çok iyi arası dokusal olgunluk derecesinde epiklastik çakıltası litarenit, çamurtaşı, killi kireçtaşı, algli kireçtaşından oluşur. Doğrutepe, Zeytindağ formasyonunun Bozalan üyesi ve Şakran üyesini üstler (Şekil 4, 5).

Tipik bileşik kesit, K18-d2, 16.75:84.30 ve 16.85:84.10 çevrelerinde (Doğrutepe doğusu, Bozalan K.) yeralır. Formasyon K18-d2, K18-d4, L18-a2 paftalarında yeralır. Doğrutepe formasyonu içinde, özgül bileşen olan çakıltası ile grift —tatlısu— algli kireçtaşı düzeyleri ayırt edilir.

Çakıltası sarımsı gri, belirsiz tabakalanmalı, iyi ile orta arası pekleşmiş, ortaç dokusal olgunluk derecesindedir; yersel ince çakıllı çok kaba litarenit arakatıklarını kapsar. Olağan tane büyüklüğü 2-4 cm, en fazla 8 cm'dir. Çakıllar

Mesozoik yaşlı kireçtaşı ve fliš topluluklarından türemiştir. Aramadde çok kaba kum büyüklük sınırları içinde ve çakıllarla aynı bileşimdedir. Çakıltasının çeşitli bölümlerinde, çakıllar tam veya yarı, alg zarfları ile sarılmış bulunur.

Algli kireçtaşı düzeyleri harita birimi olarak ayırt edilemeyecek boyutlarda, değişik stratigrafi konumlarında merccekler şeklinde bulunur.

Algli kireçtaşları, orta gri renkte, ortalama 4-8 cm, en fazla 20 cm büyüklükte, küresele yalan bireysel veya bileşik —tatlısu— alg yumruları kapsar; düzensiz tabakalıdır. Aratabaka veya merccek olarak silme alg yumrularından yapıllı oluşuklar olağandır.

Alt ve üst dokanak: Doğrutepe formasyonu değişik düzeyleri ile Zeytindağ formasyonunu üstler (Şekil 8, 14).

1. Çakıltası düzeyi/Bozalan üyesi (20). Dokanak küçük açılı uyumsuzlukla simgelenir.

2. Algli kireçtaşı düzeyi/Bozalan üyesi (21). 20 cm büyüklüğe varan alg yumrulu kireçtaşı aşınmalı dokanakla Bozalan kireçtaşını üstler. Üstleyen çakıltası düzeyi algli kireçtaşını aşarak Bozalan üyesini örter. Arada küçük açılı uyumsuzluk yeralır.

3. Doğrutepe formasyonu / felsik volkanik oluşuklar / Bozalan üyesi (22). Felsik volkanik oluşuklar, olasılıkla çevrede yüzeylenmiş bulunan Zeytindağ Kabacalar üyesine bağlıdır. Dokanak anidir.

Formasyon, Bozalan Köyü çevresinde Geren volkanoklastik litarenit-tuf-kireçtaşı birimi tarafından, diğer yerlerde mafik volkanitler tarafından üstlenir. Dokanaklar aşınmalı niteliktedir.

Jeoloji yorumları: Doğrutepe formasyonu, Zeytindağ formasyonu Bozalan üyesinin aşınma yüzeyini örter. Çakıltası bileşimi Yamanlar yükseltisi kaya bileşimi ile aynıdır. Birim, Zeytindağ izleyerek, beslenme alanı morfolojisinde bir yenileşmenin olduğunu yansıtır. Doğrutepe formasyonu Yamanlar yükseltisinin batı ve doğu yanlarında, oynak çizgiler üzerinde yeralır. Buralardaki dağılım Bozalan üyesine paraleldir. Bozalan, Koyundere ve Bornova dışında birime değgin izler yoktur. Algal favnanın varlığı ve bolluğu tatlı su koşullarının egemen olduğuna işaret eder. Algli kireçtaşlarının ilk olarak görünüşü, birikim alanı morfolojisinde ve ortamsal koşullarda, Zeytindağ izleyen ani bir değişimi yansıtır.

Eğrigöl Bazaltı

Tanım ve litoloji: Birim, bazalt lavı, lav breşi, agglomera ve felsik tüfden yapıllıdır. Eğrigöl bazaltı Zeytindağ formasyonunu üstler; Foça tuf birimini ve andezit karmaşıklarını altlar (Şekil 6).

Başvurma görünürleri, J18-d4, 09.75:23.65 (Eğrigöl T., Eğrigöl K.); K18-al, 01.30:11.50 da (Burgaç T., Çandarlı) yeralır. Formasyon J18-d4, K17-b2, K1-al paftalarında yayılım gösterir.

Eğrigöl bazaltı, tipik yerde, alttan üste, (a) yaklaşık 35 m kalınlıkta bazalt lavı, (b) 15 m'den daha kalın agglomera ve lav breşinden oluşur. Bazalt lavı siyah, bir örnek, yoğun ve yarı sütünsal eklemlidir. Agglomera, tane değimli, kaynaşmış ve çok iyi pekleşmiştir.

Birim Burgaz Tepe çevresinde, alttan üste, (a) 0-30 m arası kalınlıkta parçalı tuf, (b) 35 m'den daha kalın bazalt lavından yapıldır. Tuf sarımsı gri, orta pekleşmiş ve kaba mafik piroklastiklerdir; yersel olarak Zeytindağ'dan türemiş parçalar içerir.

Ait ve üst dokanak: Birim tuf veya lav düzeyleri ile Zeytindağ formasyonunu üstler (Şekil 12).

Bazalt lavı/Zeytindağ formasyonu (23). Dokanak anidir. Lav akmasını, yersel olarak, ince çakıllı çamurtaşı ve çakıltaşı önceler.

Jeoloji yorumları: Eğrigöl bazaltı yersel aşınma kalıntıları şeklinde bulunur. Birim, Zeytindağ formasyonunun değişik düzeylerini üstler. Eğrigöl, Aliğa basamağının Bakırçay bölümünde yer alır.

Foça Tüfü

Tanım: Birim beyazımsı, riyolitik bileşimli tuf, felsik kaba piroklastikler, mafik volkanoklastik çakıltaşı ve litarenitten oluşur. Foça tüfü Zeytindağ, Eğrigöl, Doğrutepe ve Samurlu birimlerini üstler (Şekil 3).

Tipik bileşik kesit, K17-c1, yaklaşık 89.00:83.00 ve K17-C2, 89.40:82.50; K17-c2, 89.50:81.65 ve 89.35:82.00 arasında (Yeni Foça) yer alır. Birim özellikle L17-al, K17-b2, K18-al, K18-a4, K17-b3, K17-c2, K18-d2 paftalarında yayılım gösterir.

Foça tüfü genelleştirilmiş istifi, alttan üste, Güllüpnar Güllüpnar ve Mordoğan üyelerini içerir.

Litoloji: Birim beyazımsı, başlıca riyolitik bileşimde kristal parçalı tuf, volkanik— blok kapsamlı tuf riyodasit bileşimli lapillitaşı agglomeradan yapıldır.

Güllüpnar üyesi: Birim, zayıf pekleşmiş, düzensiz tabakalanmalı, kötü ile orta arası boylanmış volkanoklastik çakıltaşı, çakıllı volkanoklastik litarenit, az olarak çakıltaşı ve tüfden oluşur. Kaba volkanoklastikler 8-64 cm, en fazla 128 mm kadar büyüklüktedir; orta ile iyi arası yuvaryaklaşmışlardır. Volkanoklastik bileşimi riyodasit-andezit-bazalt alanı içindedir.

Başvurma kesiti, K17-c1, yaklaşık 88.00:84.00 çevresinde (Güllüpnar K.) yer alır.

Mordoğan üyesi: Birim başlıca düzensiz tabakalı zayıf ile orta arası pekleşmiş volkanoklastik çakıltaşı, litarenit ve çamurtaşından oluşur.

- Bileşik tipik kesit, L17-a1, 66.65:59.60 ve 66.65:59.20 arasında (Mordoğan) yer alır.

Volkanoklastik çakıltaşı, 4-32 cm, en fazla 64 cm çevresinde, iyi ile çok iyi arası yuvarlaklaşmış, tane desteklidir; riyodasit-andezit bileşim alanı içindedir; volkanoklastik litarenit aramada kapsar. Çakıltaşı düzeyleri genellikle düzensiz mercek ve kanal dolgu şeklindedir.

Alt ve üst dokanak: Foça tüfü Miosen yaşlı değişik birimleri üstler.

1) Samurlu formasyonu ile dokanak:

a) Tuf/Sarıyer üyesi (23). Foça tüfü ayrılmış Samurlu bazaltı birçok yerde üstler. Ancak tuf döküntüleri nedeniyle dokanak açık değildir (Şekil 13).

b) Tuf/Güzelhisar üyesi (24). Birim, volkanoklastik litarenit ve çakıltaşı düzeyleri ile Güzelhisar 'riyodasit-andezit' bileşimli kayaları üzerinde oturur (Şekil 13).

c) Tuf/Bozalan üyesi/Samurlu bazaltı (25). Foça tüfü çok kısa uzaklıklar (25-50 m) içinde Samurlu bazaltı ve üstte gelen incelmış Bozalan killi kireçtaşı düzeyini birlikte üstler,

2) Zeytindağ formasyonu ile dokanak:

a) Tuf/Şakran üyesi (26), Şakran üyesi dokanak aralığında tuf çakıl ve blokları içerir; dokanak uyumlu ve anidir. Yersel olarak tuf taban aralığında perlit piroklastları yer alır.

b) Tuf/Sarıdere üyesi (27). Sarı dere tavan kesitinde yeniden işlenmiş Sarıdere kayaları ve tuf çakıl, blokları bir karışım oluşturlar.

c) Tuf/Bozalan üyesi Aliğa kesiti (28). Dokanak aşınmalıdır. Bozalan kireçtaşı düzeyi yaygın silisleşmeye uğramıştır.

3) Doğru tepe formasyonu ile dokanak:

Tuf/Doğrutepe çakıltaşı düzeyi (29). Dokanak anidir; tuf, çakıltaşı düzeyinin kırmızımsı kalkerli çamurtaşı, killi kireçtaşından yapılmış tavan kesiti üzerine oturur.

Foça tüfü, değişik birimler tarafından üstlenir: Aliğa kireçtaşı, Geren volkanoklastik litarenit-tuf, İlipınar bazalt, Bağarası riyolit birimleri. Dokanak her durumda anidir; aşınmalı nitelik taşır.

Jeoloji yorumları: Foça tüfü Foça çöküntüsü üzerinde yaygın ve yaklaşık bir örnek litolojisi ile önemli bir anahtar düzeydir. Güllüpnar ve Mordoğan üyeleri akarsu çökelidir. Foça tüfü Samurlu formasyonuna kadar inen bir aşınma evresini izler. Belirli yapısal çizgiler, Zeytindağ ve Doğrutepe formasyonlarına ait aşınma kalıntıları bir örnek Foça tüfü tarafından örtülür. Bu yönüyle, Foça tüfü Foça çöküntüsünde bir altyapı evriminin bitimini simgeler.

Foça tüfü Aliğa basamağının doğu kenarında Samurlu formasyonunu transgressif olarak kaplar. Birim doğudan batıya kalınlaşır; üstleyen Aliğa kireçtaşı tarafından Samurlu üzerine doğru transgressif olarak aşılır. Yamanlar Andezit Karmaşığı

Tanım: Birim, Yamanlar çevresinde yer alan andezit-dasit-riyodasit-latit bileşim alanı içindeki lav akmaları, agglomera, tuf, dayk girmelerinden yapılmış bir andezit karmaşığıdır. Yamanlar karmaşığı temel kayalarım, Doğrutepe ve Zeytindağ formasyonlarını üstler (Şekil 3).

Başvurma kesitleri, L18-a2, 19.15:59.30 ve K18-d3, 18.95:61.70 arası (Bornova); K18-d4, 10.75:62.70 ve 10.15:64.10 arasında (Büyük Çiğli) yer alır.

Yamanlar karmaşığı, yaklaşık olarak, yaşlıdan gence, (a) dasit bileşimli lav, tuf (Dora, 1964), (b) volkanoklastik litarenit, çakıltaşı ve başlıca andezit bileşim alanında agglomera, tüfden yapılmış taban düzeyi, (c) yaygın andezit lav, lav breşi, agglomera ve tüfden yapılmış örtü birimlerine ayrılabilir.

Alt ve üst dokanak: Yamanlar andezit karmaşığı değişik düzeyleri ile temel kayalarını ve Doğrutepe, Zeytin- dağ formasyonlarını üstler. Dokanaklar açısız uyumsuzluk ve aşınma ile simgelenir:

I. Temel kayaları ile dokanak (30) (Şekil 14c).

H. Zeytin dağ formasyonu ile dokanak (31) (Şekil 14c).

III. Doğrutepe formasyonu ile dokanak.

(1) Eğridere üyesi/Doğrutepe fm, (32); (2) Andezit örtü düzeyi/Doğrutepe fm. (33).

Yamanlar andezit karmaşığı Aliğa kireçtaşı, olasılıkla Geren ve Çamlı çakıtaşı biriminin Yamanlar kökenli volkanoklast kapsayan Bornova kesiti tarafından aşınmalı dokanaklarla üstlenir.

Jeoloji yorumları: Karmaşık, Yamanlar yükseltisi üzerinde temel kayalarını, yükselti yanlarında (oynak çizgiler üzerinde) incelenmiş yaşlı Miosen birimlerini üstler. Birim, olasılıkla, Yamanlar Köyü güneyinde yeralan volkanik girmelerin ürünüdür. Andezit karmaşığının yayılımı Yamanlar yükseltisi üzerinde, KD gidişli oynak çizgilerle sınırlanmıştır.

Aliğa Kireçtaşı

Tanım: Birim beyazımsı kireçtaşı, kalkerli çamurtaşı ve kiltaşından oluşur. Aliğa kireçtaşı Foça tufünü, Samurlu formasyonunu üstler. Kireçtaşı Ilıpınar bazaltı ile gözlenebilen, Geren volkanoklastik litarenit-tüf-kireçtaşı birimi ile olası girik konumdadır (Şekil 3). Aliğa kireçtaşı K17-b3, K17-c2, K18-al, K18-a4, K18-d4 paftalarında yer alır.

Aliğa kireçtaşı aralarında litoloji ayrıcalığı olmayan alt ve üst kireçtaşı düzeylerine ayrılabilir. Bölgesel yayılım içinde stratigrafi konumları belirgin olmadıkça, düzeylerin ayırımı güçtür. Alt kireçtaşı düzeyi başvurma kesiti, K17-c2, 07.25:86.60 ve 97.00:86.30 arasında (Bozköy); Üst kireçtaşı düzeyi başvurma kesiti, K17-C2, 94.85:78.50 ve 95.15:78.40 arasında (Geren K.) yer alır.

Litoloji: Birim kireçtaşı ile simgelenir. Yersel olarak, grimsi turuncu pembe ve soluk yeşil çamurtaşları, kiltaşları; volkanoklastik litarenit ve tüf kapsama girer.

Kireçtaşı beyazımsı ve grimsi kahverengi, genellikle 4-16 cm kalınlıkta düzgün tabakalanmalı, iyi pekleşmiştir; kalkerli çamurtaşı aratabaka ve katkıları kapsar. Yersel olarak, 18 m kalınlığa varan masif, belirgin tabakalanması olmayan kendiliğinden breşlenmiş kireçtaşları, çok ince tabakalı kireçtaşları yer alır. Kireçtaşında belirli yapısal çizgilere ve volkanik birimlere komşu yerlerde, zayıflık düzlemleri boyunca (tabakalanmaya paralel veya aykırı) çörtleşmeler olağandır.

Alt ve üst dokanak: Alt kireçtaşı düzeyi Foça tufünü, Samurlu formasyonunu transgressif olarak üstler.

I. Foça tufü ile dokanak:

1. Kireçtaşı tabanda anı ve uyumlu olarak başlar, üste doğru tüf ve volkanoklastik litarenit ile ardalanır (34) (Şekil 11).

2. Dokanak uyumlu ve anidir (35).

3. Taban çamurtaşı - litarenit düzeyi Foça tufünü ani olarak örter (36).

4. Kireçtaşı ve tüf arasında karışık dokanak: kireçtaşı tüf bileşenleri ve tüf parçaları; tüf, karbonat çimento içerir (37).

II. Samurlu formasyonu ile dokanak:

1. Kireçtaşı/Samurlu formasyonu. Kireçtaşı Samurlu üzerinde doğrudan başlar; tabanda epiklastik çakıtaşı ve litarenit kapsar (38). Kireçtaşı, taban çamurtaşı ve litarenit aralığı ile başlar (39).

III. Foça tufü ve Samurlu formasyonu ile aynı yerde dokanak (40). Aliğa Foça tufünü transgressif aşarak Samurlu formasyonunu örter.

Üst kireçtaşı düzeyi Geren formasyonunu ve Yamanlar andezit karmaşığını üstler.

1. Kireçtaşı/Yapalak üyesi (Geren formasyonu). Dokanak uyumlu ve derecelidir (41).

2. Kireçtaşı/Yamanlar andezit karmaşığı volkanoklastik litarenit, çakıtaşı düzeyi (42). Kireçtaşı Yapalak üyesi ile benzerlik taşıyan volkanoklastik litarenit ve çakıtaşı düzeyini ani dokanakla üstler. Arada 120 cm'ye kadar kalınlıkta, kötü boylanmış taban litareniti yer alır.

3. Kireçtaşı/Yamanlar andezit karmaşığı andezit örtü düzeyi. Kireçtaşı; andezit agglomera ve lavlarını doğrudan örter (Şekil 14b).

Çaltıdere Köyü (K18-a4) çevresinde kireçtaşını üstleyen bazalt birim olasılıkla Ilıpınar'a aittir. Ilıpınar biriminin aynı stratigrafi ilişkilerini gösterir. Zeytin dağ'da (K18-al, Porsuk Tp.) birimle eşleştirilebilecek bir görünümü andezit karmaşığı tarafından üstlenir.

Jeoloji yorumları: Aliğa kireçtaşı Foça tufünü uyumlu olarak izler. Dokanak ani olmakla beraber ortamsal sürekliliği yansıtır. Bozalan Köyü çevresinde, Hasanlar bazalt lavı-bazalt tufü biriminin tabanında yeralan ince kireçtaşı düzeyleri, Aliğa üst kireçtaşı düzeyi ile eşleştirilebilir. Buna göre, Bozalan, Aliğa kireçtaşının en doğu sınırındadır.

Birim, çökelişi sırasında volkaniklik etkin olmuştur. Ilıpınar bazaltı ve Geren, formasyonunun kaynaşmış tüf düzeyleri değişik kaynaklara bağlıdır. Alt ve üst kireçtaşı arasında yeralan Geren volkanoklastik litarenit - tüf birimi, kapsadığı kireçtaşı düzeyleri ile alt ve üst kireçtaşı arasında ortamsal sürekliliği yansıtır. Bu nedenle, Aliğa ile Geren arasında bir giriklik öngörülmüştür.

Üst kireçtaşı düzeyi, alt düzeye göre transgressif aşmalıdır. Aliğa kireçtaşını izleyerek yaygın bir aşınma geçmiştir. Birim kuzeye doğru giderek incelen kesitler gösterir. Küçük boyutlu tatlı su konik gastropod ve yersel algal yapıları favnal topluluğu oluşturur.

Ilıpınar Bazaltı

Tanım: Birim başlıca bazalt, az olarak volkanoklastik litarenit, çakıtaşı ve kaba piroklastik tüfden yapıldır. Ilıpınar bazaltı Aliğa alt kireçtaşı düzeyi ile giriktir; yersel olarak Foça tufünü üstler (Şekil 3).

Başvurma kesiti, K17-c2, 94.00:86.45 ve 93.95:85.85 arasındadır (Ilıpınar K.). Ilıpınar bazaltı (a) volkanoklastik

çakıltaşı, litarenit ve tüfden yapılmış taban düzeyi ve (b) bazalt düzeyine bölünür.

Litoloji: (a) Volkanoklastik litarenit - tüf düzeyi beyazımsı, sarımsı ayrışma renkli, zayıf ile orta pekleşmiş düzensiz tabakalı, değişik büyüklükte volkanoklast ve piroklast kapsamlıdır. Litarenit olağan olarak 4-16, yersel 60 cm büyüklüğe erişen, çok değişken bileşimde, iyi yuvarlaklaşmış volkanoklastlar kapsar. Tüf, olağan olarak 16-32 cm arası, yersel 140 cm'ye varan büyüklükte, değişik bileşimde köşeli piroklastlar ve kireçtaşı blokları içerir.

(b) Bazalt siyah, masif, birörnek, yersel gazboşluklu tek katlı lav akmasından oluşur. Akma yüzeyine yarı paralel düzlemsel eklem sistemleri gelişmiştir.

Alt dokanak: İlipmar bazaltlı Aliğa kireçtaşı alt düzeyinin taban bölümünü, Foça tüfünü ani dokanakla örter.

1. Volkanoklastik litarenit düzeyi/kireçtaşı (43). Volkanoklastik litarenit bazalt düzeyini ani dokanakla altlar. Kireçtaşı ile olan dokanak ani ve olasılıkla aşınmalıdır (Şekil 11).

2. Bazalt/kireçtaşı (44). Volkanoklastik litarenit - tüf düzeyinin incelendiği yerde bazalt doğrudan kireçtaşını üstler (Şekil 11).

3. Bazalt/Foça tüfü (45). Dokanak anidir.

Jeoloji yorumları: Birim Aliğa kireçtaşının çökelim kesikliği sırasında gelişmiştir. Bozköy çevresinde, bazalt akması Aliğa kireçtaşını 0-40 m arasında kazmış ve Foça tüfünü örtmüştür. Lav akması öncesi volkanik kayalardan oluşan bir beslenme alanı var olmuştur. Birimin dağılımı Aliğa basamağı içinde sınırlıdır.

Geren Formasyonu

Tanım: Birim volkanoklastik litarenit, tüf, çamurtaşı volkanoklastik çakıltaşı, kaynaşmış tüf, kireçtaşından oluşur. Geren formasyonu Aliğa kireçtaşı birimi ile giriktir (Şekil 3). Formasyon özellikle K17-c2 paftasında yaygındır.

Geren formasyonu tipik yer çevresinde, alttan üste, Kocakova, Sarıkaya, Yapalak üyelerine ayrılır. Bozalan Köyü çevresinde Çiçekli üyesi formasyona eşdeğerdir.

Koçakova üyesi: Birim, alttan üste, tüf, volkanoklastik litarenit, kalkerli çamurtaşı, kireçtaşı, bloklu tüf düzeylerinden oluşur.

Tipik kesit, K17-c2, 94.30:80.40 ve 94.50:84.40 arasındadır (Kocakova Dere, Geren K.).

Tüfler felsik, orta pekleşmiş, birörnek ve kalın tabakalıdır; değişik büyüklükte eşit bileşimli blok büyüklüğünde piroklast kapsarlar. Litarenit beyazımsı, zayıf ile orta arası pekleşmiş, orta ile kalın arası tabakalı ve çamurtaşı arakatlıdır. Kireçtaşı beyazımsı, iyi pekleşmiş, 16-32 cm arası kalınlıkta, kalkerli çamurtaşı aratabakalıdır.

Sarıkaya üyesi: Birim kaynaşmış tüf ve lapillitaşı, agglomera volkanoklastik litarenit, çamurtaşından oluşur.

Tipik kesit, K17-C2, 95.15:80.60 ve 94.90:80.75 arasında (Sarıkaya Mvk., Geren K.) yer alır.

Kaynaşmış piroklastik düzeyler kahverengimsi kırmızı, masif, bireysel olarak 15 m'den kalın, iyi pekleşmiştir. Bileşen kaba piroklastlar asit bileşimlidir.

Yapalak üyesi: Birim volkanoklastik litarenit, çamur-taşı, volkanoklastik çakıltaşı, az olarak kalkerli çamurtaşı ve tüfden oluşur.

Tipik kesit, K17-c2, 94.80:79.35 ve 94.95:79.30 arasındadır (Yapalak Sr., Geren K.).

Çiçekli üyesi: Birim, başlıca çamurtaşı, kiltası, volkanoklastik litarenit, tüf ve volkanoklastik çakıltaşından oluşur.

Tipik kesit, K18-d2, 17.40:83.70 ve 17.60:83.30 arasındadır (Çiçekli Dere kuzeyi, Bozalan K.).

Alt ve üst dokanak: Geren formasyonunun değişik üye düzeyleri Yamanlar andezit karmaşığını, Aliğa kireçtaşı ile öngörülen giriftlik çerçevesinde, Aliğa alt kireçtaşı düzeyini üstler.

1. Geren formasyonu/Yamanlar andezit karmaşığı (46). Volkanoklastik litarenit, çakıllı litarenit, yersel tüfden yapılmış Geren düzeyini Yamanlar lav örtüsünü üstler (Şekil 14b).

2. Geren formasyonu/Aliğa kireçtaşı alt düzeyi (47). Geren yapısal konuma göre Aliğa kireçtaşını üstler.

Geren formasyonu Aliğa üst kireçtaşı düzeyi ile dereceli (K17-c2, tipik yer çevresi) ve ani (K18-d4, Ulucak Köyü) dokanak gösterir.

Hasanlar Formasyonu

Tanım: Birim çokkatlı bazalt lav akmaları, lav breşleri, bunlarla girift bazalt tüfü, kaba piroklastlı tüfden yapılmıştır. Hasanlar formasyonu, Çimekli çamurtaşı - volkanoklastik litarenit, Doğrutepe çakıltaşı birimlerini üstler (Şekil 3).

Formasyon K18-d2 paftalarında yer alır.

Hasanlar formasyonu, genelleştirilmiş sıra içinde alttan üste, aşağıdaki düzeylere ayrılır: (a) volkanoklastik çakıltaşı, (b) bazalt akmaları, (c) bazalt tüfü. Tüf düzeyi içinde, yersel olarak, (d) ince kireçtaşı ve kalkerli çamurtaşı aratabakaları gelişmiştir. Düzeyler kuvvetli yanal değişimler gösterir.

Litoloji: (a) Volkanoklastik çakıltaşı düzeyi, orta boy lanman, tane destekli, iyi yuvarlaklaşmış olağan olarak 16-32 cm ve daha küçük, seyrel olarak 75 cm ve daha mafik çakıl ve bloklardan yapılmıştır. Epiklastik çakıllar bileşime katılırlar.

Başurma kesiti, K18-d2, 11.90:77.50'dedir (Yeni Hasanlar K.).

(b) Bazalt lavı ve lav breşi, çok katlı lav akmalarından yapılmıştır. Akma üst yüzeyleri yersel olarak cürüfla biter.

Başurma kesiti, K18-d2, 13.65:81.35 ve 13.90:81.50 arasındadır (E. Hasanlar K.).

(e) Bazalt tüfü düzeyi, başlıca açık gri, kalın ile masif arası tabakalı, orta pekleşmiştir. Bazalt bileşimli piro-

Alt ve üst dokanak: Bağarası formasyonu, Zeytindağ, Doğrutepe, Hasanlar formasyonlarını ve Foça tufünü üstler.

1. Balaban üyesi lav düzeyi/Zeytindağ formasyonu (49). Bol gaz boşluklu lavlar Zeytindağ üzerinde oturur.

2. Balaban üyesi/Foça tufü (50). Taban trakit lav ve lav breşleri ile Foça tufünü ani dokanakla üstler.

- Yersel olarak, üye, taban tuf ve volkanoklastik litarenit düzeyi ile Foça tufünü üstler (51). Dokanak anidir.

3. Haykıran üyesi tuf düzeyi/Hasanlar üst tuf düzeyi (52). Üstler konum açık olmakla beraber, dokanak ayırımı güçtür (Şekil 8).

Bağarası formasyonu, Dikili ve Menemen andezit karmaşıkları tarafından üstlenir.

Jeoloji yorumları: Bağarası formasyonu riyolit akmaları Foça çöküntüsünde anahtar düzey niteliğini taşır. Birim çokkatlı püskürme ürünü olarak kuvvetli litoloji ve kalınlık değişimleri gösterir.

Menemen. Andezit Karmaşığı

Tanım: Menemen doğusu Dumanlı Dağ çevresinde yer alan volkan konisi, baca ve dayk girmeleri, lav akmaları, lav breşi, agglomera, tufden yapıtlı 'andezit' topluluğu Menemen andezit karmaşığı olarak ayırdedilmiştir. Birim, Bağarası formasyonunu üstler (Şekil 4),

Menemen andezit karmaşığı K18-d1 ve K18-d2 paftalarında yaygındır. Bu paftalarda, birim, alttan üste, Belen, Çukurköy, Yanıkköy üyelerine bölünebilir.

Belen üyesi: Birim, parçalı tuf, kaba piroklastlı tuf, agglomera ve volkanoklastik litarenitden yapıtlıdır. Tabakalanma kaln ile masif, pekleşme orta ile iyi arasındır. Piroklastlar andezit bileşim alanı içindedir; olağan olarak 4-8 cm ve 16-32 cm büyüklük aralıklarında toplanır; genellikle tuf aramaddede ile desteklidir.

Tipik kesit, K18-d1, 09.65:76.85 ve 09.15:76.75 arasındadır (Belen K).

Çukurköy üyesi: Birim kırmızımsı kahverengi ve siyahımsı renk aralıkları içinde özgül olarak iri (1 cm'ye kadar büyüklükte) feldispat fenokristleri kapsayan, dasit -riyodasit-andezit-latitandezit bileşim alanı içinde lav, lav breşi, agglomera, yersel kaba piroklastlı tuf, dayk karmaşığından yapıtlıdır.

Başurma kesiti, K18-d1, 09.00:85.15 ve 07.25:85.00 arasındadır (Çukurköy).

Yanıkköy tiyesi: Birim siyahımsı renkte, falez oluşturan bazalt-latitbazalt bileşim aralığı içinde birörnek lav akması agglomera ve zayıf pekleşmiş piroklastlı tufden oluşur.

Başurma kesiti, K18-d1, 08.10:79.15 ve 08.35:78.85 arasındadır (Yanıkköy).

Alt ve üst dokanak: Menemen andezit karmaşığı değişik düzeyleri ile Bağarası riyolitini, Hasanlar bazalt ve tuf birimini üstler.

I. Bağarası formasyonu ile dokanak:

1. Belen üyesi/Haykıran üyesi riyolit düzeyi (52). Dokanak anidir (Şekil 8b).
2. Çukurköy üyesi riyodasit düzeyi/Haykıran üyesi perlit-obsidiyen düzeyi (53). Dokanak anidir (Şekil 8b).

II. Hasanlar formasyonu ile dokanak:

1. Belen üyesi/Hacanlar bazalt düzeyi (54). Dokanak anidir.

Menemen andezit karmaşığı saptanabilen yayılımı için-de daha genç bir birim tarafından üstlenmemektedir.

Jeoloji yorumları: Menemen andezit karmaşığı, Mene-men basamağının Dumanlı Dağ bölümünde yer alan volkanik girmelerin ürünüdür. Püskürme, asit bileşimli tuf ve lav-larla (Belen üyesi ve yersel olarak önceleyen lavlar) başlar; giderek daha bazik bileşim alanlarına değişir. Menemen ba-samağında Dumanlı Dağ bölümü, karmaşığın en kaim ke-sitini kapsar; olasılıkla yaşlı —gözenemiyen— bir fay ku-şağıyla Bozalan bölümüne göre aşırı çökmeye uğramıştır. Karmaşık yayılımının belirgin NE gidişler içinde sınırlanmış bulunuşu, çevreleyen oynak çizgilerinin püskürmeler sonrası da işlemiş oluşuna bağlıdır.

Dikili Andezit Karmaşığı

Tanım: Birim, andezit karmaşıklarına özgü litoloji ve bileşim açınımlı gösterir. Dikili karmaşığı Bağarası formas-yonunu üstler (Şekil 6).

Başurma kesiti, J17-c3, 91.95:20.50 ve 91.30:92.80 arasındadır (Dikili).

- Dikili andezit karmaşığı, yaklaşık olarak, alttan üste, (a) volkanoklastik litarenit, çakıltaşı, çamurtaşından yapıtlı Çukuralan üyesi, (b) başlıca andezit bileşimli, girme, lav akmaları ve agglomeradan yapıtlıdır.

Alt ve üst dokanak: Dikili karmaşığı, çalışma alanı içinde, Bağarası riyolit birimini üstler.

1. Çukuralan üyesi/Bağarası formasyonu (54). Dokanak anidir. Çukuralan, Bağarası'ndan türemiş riyolit volkanoklastları kapsar.

2. Andezit lav örtüsü/Bağarası formasyonu (55). kav örtüsü taban agglomera düzeyi ile Bağarası birimini üstler.

Karmaşık Karaburun çamurtaşı-litarenit ve Urla kireçtaşı birimleri tarafından üstlenir.

Jeoloji yorumları: Karmaşık, olasılıkla Dikili doğusu Karadağ girmelerinden kaynaklanmıştır. Birim bağıl stratigrafi ilişkilerine göre Menemen karmaşığıyla eş konumludur; fakat yaşıt olup olmadığı yönünde veri sağlanamamıştır. Dikili karmaşığı, Foça basamağı Bakırçay bölümünde bölgesel olarak güneybatıya eğimlenmiştir. Birim, batıdan sınırlayan oynak çizgisi aşırı Karaburun formasyonu ve Urla kireçtaşı tarafından üstlenir.

Çamlı Kireçtaşı

Tanım: Birim başlıca kırmızımsı ve grimsi renklerde çakıltaşı, litarenit ve çamurtaşından oluşur; yersel olarak kıltaşı ve kömür kapsar. Çamlı çakıltaşı temel kayalarını, Doğrutepe formasyonunu, Yamanlar andezit karmaşığını üstler (Şekil 5, 7).

Çamlı çakıltaşı L17-b4, L18-a2, L18-bl (KL8-dl, L18-d4, L17-c2, L17-c3) paftalarında yer alır.

Litoloji: Birimin litoloji bileşenleri ve bileşimi, kısa uzaklıklar içinde yanal olarak değişir. Bu yönüyle Çamlı çakıltaşı belirli kesitlerle simgelenir.

1. Çamlı kesiti, alttan üste, üç düzeye ayrılabilir: (a) Mesozoik fliş topluluğundan türeme, çok zayıf pekleşmiş, tabakalanmasız, çok alçak dokusal olgunlukta bloktaşı ve bloklu çakıltası, (b) aynı bileşimde, alçak dokusal olgunlukta, zayıf pekleşmiş, düzensiz tabakalı çakıltası, çakıllı çamurtaşı ve litarenit arakatlıları, (c) zayıf ile ortaç arası pekleşmiş yersel düzenli tabakalı ortaç dokusal olgunlukta çakıltası, litarenit, çamurtaşı ve kiltası.

- Başvurma kesiti, L17-b4, 87.30:39.90 ve 87.50:39.30 arasındadır (Çamlıköyü).

2. Altındağ —epiklastik— kesiti, Çamlı'nın bağıl olarak daha yüksek dokusal olgunlukta, yersel iyi pekleşmiş yeşilimsi-grimsi renk sınırları içindeki eşdeğeridir. Alttan üste üç düzey ayırılabilir: (a) 0-6 m arasında değişen beyazımsı, killi, kumlu, yersel çakıllı kireçtaşı, (b) karbonat çimentolu, çakıltası, çakıllı litarenit, (c) çakıllı, kumlu çamurtaşı, çakıltası, litarenit.

Başvurma kesiti, L18-a2, 17.60:51.80, 18.65:51.30 çevrelerindedir (Altındağ K.).

3. Bornova —volkanoklastik— kesiti, bileşen kayalar zayıf ile ortaç arası pekleşmiştir. Çamurtaşı soluk turuncu, litarenit ve çakıltaları tane bileşimlerine özgü renklindedir. Tüm çakıl ve kum bileşenler, büyük bölümüyle, Yamanlar andezit karmaşığı kökenli volkanoklastlardır. Çakıllar olağan olarak yuvarlaklaşmıştır.

Başvurma kesiti, L18-b1, 27.75:60.60 ve 23.35:61.30 çevresi arasındadır (Bornova).

Alt ve üst dokanak: Çamlı çakıltası temel kayalarını ve Doğrutepe formasyonunu üstler. Dokanaklar, oynak çizgileri üzerine düştüğünden, çoğu yerde aşırı eğimlenme veya faylanma nedeniyle derin gömülmüş veya bozulmuştur. Çamlı, temel kayalarına veya Neojen yaşlı altlayan birimlere, bunlarla aynı bileşimde ve alçak dokusal olgunluk derecelerinde kaba klastlarla yaslanır. Alttan üste dokusal olgunluk, tabakalanma bolluğu artar; çamurtaşı ve kiltalarına derecelenme yer alır.

Çamlı çakıltası dokanaklar açık olmamakla beraber Karaburun formasyonu ve Urla kireçtaşı tarafından uyumlu olarak üstlenir.

Karaburun Formasyonu

Tanım: Birim çamurtaşı, litarenit, kiltası, çakıltasından oluşur; yersel karbonatlı ve çakıllı düzeyler kapsar. Karaburun formasyonu Çamlı çakıltası birimini üstler (Şekil 7).

Tipik kesit., K17-d1, 58.15:78.25 ve 58.00:77.90 arasındadır (Karaburun K.). Birim, K17-d1, K17-d4, J17-c4, K17-bl, L18-12, L18-bl paftalarında yer alır.

Birimin Bornova'da yeralan, baskın şekilde çamurtaşından yapıları kesiti Bornova üyesi olarak ayırılmıştır.

Litoloji: Karaburun formasyonu, olağan olarak, alttan üste: (a) şeyl-litarenit ve (b) çamurtaşı-kiltası-litarenit düzeylerine ayrılabilir.

a) Şeyl-litarenit düzeyi. Şeyl yeşilimsi gri, ortaç pekleşmiş, 64 cm'ye kadar kalınlıkta; litarenit, sarımsı gri ayrılaşmış, iyi pekleşmiş, 8 cm'ye kadar kalınlıkta düzgün ta-

bakalı ve ince tanelidir. Taban bölümünde kalın tabakalı kalkerli ve epiklastik ince çakıl kapsamlı litarenitler yer alabilir. Düzey üst bölümünde giderek artan bolluk ve kalınlıkta şeyl, karbonat kapsamlı çamurtaşı ve kiltası içerir.

Başvurma kesiti, J17-c48. 25:17.30 ve K7-bl8. 20: 16.85 arasındadır (Bademli K.).

b) Çamurtaşı-Miltası-litarenit düzeyi. Bileşen kayalar yeşilimsi gri, soluk zeytini renklerde, düzgün tabakalı, zayıf ile ortaç arası pekleşmelidir. Çamurtaşı 64 cm'ye kadar kalınlıkta, yersel ince kumlu ve kalkerlidir. Litarenitler olağan olarak 16 cm'ye kadar kalınlıkta, ince laminalı, kalkerlidir. Düzeyin üst bölümüne doğru karbonat kapsamı yüksek çamurtaşı ve kiltaları bollaşır; beyazımsı, oolitik ve onkolitik kireçtaşı arakatlıları yer alır.

Bornova üyesi: Üye Karaburun formasyonunun, çamurtaşı ve kiltası bileşenlerince zengin kesitini karşılar. Kaba litarenit ve volkanoklastik çakıltası, arakatlılar şeklinde bulunur.

Alt ve üst dokanak: Karaburun formasyonu andezit karmaşıkları ve Foça tüfü üzerinde aşınmalı, Çamlı çakıltası üzerinde dereceli dokanakla oturur.

1. Şeyl-litarenit düzeyi/Dikili andezit karmaşığı (56). Dokanak açık olmamakla beraber, şeyl-litarenit düzeyi her yerde karmaşıkları üstler konumdadır (Şekil 10).

2. Foça tüfü ile dokanak (57). Birim Foça üzerinde volkanoklastik çakıltası ve litarenit ile başlar.

3. Çamlı çakıltası ile dokanak (58). Formasyonun Bornova üyesi, Çamlı çakıltasının Bornova kesitini dereceli dokanakla üstler (Şekil 15b, c).

Birim, dar bir aralık içinde, kalkerli kiltası, çamurtaşı ve kireçtaşı aratabakaları yoluyla Urla kireçtaşı derecelenir.

Jeoloji yorumları: Karaburun formasyonunun andezit karmaşıklarından yapıları birimleri üstlenmesine karşın egemen epiklastik bileşimi, yaygın bir transgresyonu yansıtır. Bileşen litarenitlerin türbiditlere yakın özellikleri bu yorumu destekler. Formasyon, uyumlu olarak üstlediği Çamlı çakıltasına paralel bir yayılım göstermez. Birimi önceleyen, önemli morfoloji değişimleri yer almıştır.

Foça çöküntüsünde, birim Mordoğan - Dikili basamağında gelişmiş bulunur. Akhisar çöküntüsünde, Bornova üyesi ve/veya üyenin egemen olarak yeşilimsi renkte, çakıltası kapsamlı kesitleri gelişmiştir. Birim Yamanlar yükseltisi üzerine transgressif konumludur.

Urla Kireçtaşı

Tanım: Birim başlıca beyazımsı kireçtaşı, kalkerli çamurtaşı, kiltası az olarak litarenit ve tüfden yapıldır. Urla kireçtaşı, bölgesel yayılımı içinde, temel kayalarını, Foça tüfünü, Dikili andezit karmaşığını ve Karaburun formasyonunu üstler (Şekil 79) Ovacık bazalt, Menteş trakit girmeleri ile kesilir.

Urla kireçtaşı Foça çöküntüsünde J17-c4, K17-bl, L17-al, L17-a3, L17-b4, L17-c1, L17-d2, K17-d4 paftalarında yer alır.

Birim egemen bileşenlerine göre, konumu yanal olarak değişken, çok katlı kireçtaşı ve kalkerli çamurtaşı düzeylerinden oluşur.

Litoloji: Kireçtaşı, egemen olduğu düzeylerde başlıca beyazımsı, orta ile çok iyi arası pekleşmiş, ince ile kalın arası tabakalıdır; masif, iç yapışız, yoğun veya bol çatlaklı ve boşluklu düzeyler kapsar. Kireçtaşı organik yapılar yönünden, 20 cm büyüklüğe varabilen —tatlı su— alt yumruları ve resifleri ile simgelenir. Kireçtaşında tortullaşmayla yaşıt biçim değiştirmeler ve kendiliğinden breşlenmeler olağandır. Çamurtaşı ve kiltası, beyazımsı, yeşilimsi, grimsi turuncu renklerde olağan olarak karbonatlıdır; değişik kalınlık ve bollukta aratabaka ve arakatıklar şeklinde bulunur.

Alt ve üst dokanak: Urla kireçtaşı değişik düzeyleri ile temel kayalarını ve yaşlı Miosen birimlerini üstler,

I. Temel kayaları ile dokanak:

Kireçtaşı/Mesozoik kireçtaşı (59). Urla kireçtaşı Mesozoik birimden türeme çakıllardan yapıli çakıltaşı, çakıllı kireçtaşı düzeyi ile temel üzerinde oturur (Şekil 8).

Kireçtaşı doğrudan Mesozoik kireçtaşı birimini üstler, karstik boşlukların doldurur (60).

II. Andezit karmaşıkları ile dokanak:

Kireçtaşı/Dikili andezit karmaşığı (61). Kireçtaşı, kendi içinde transgressif aşmalı bölümüyle, doğrudan karmaşık kayalarını üstler (Şekil 10). Andezit karmaşığı üzerinde küçük kireçtaşı yamaları aşmayı belirler.

III. Karaburun formasyonu ile dokanak:

(1) Kireçtaşı/Karaburun formasyonu tipik kesiti (62). Dokanak dar bir aralık içinde derecelidir. (2) Kireçtaşı/Karaburun formasyonu, Bornova kesiti (63). Dokanak derecelidir. Kireçtaşı, yersel incelmış Bornova kesitini aşarak temeli örter.

Urla kireçtaşı Ovacık bazalt, Menteş trakit ve Cumaovası riyolit-riyodasit birimleri tarafından kesilir ve üstlenir.

Jeoloji yorumları: Urla kireçtaşı Karaburun formasyonunu dereceli olarak üstler, yaşlı Neojen kayalarını transgressif aşmalı olarak örter. Birim Mordoğan - Dikili basamağının Mordoğan, Akhisar çöküntüsünün Yamanlar yükseltisine birleştiği yerlerde temel kayaları üzerine transgressif aşmalıdır. Urla kireçtaşı Dikili - Karaburun - Bornova sınırları içinde litoloji ve organik bileşenler yönünden birörnek yayılım gösterir. Birim, Miosen sonunda orta doğu Ege çöküntüsünde genel bir morfolojik olgunluğa eriştiğini yansıtır. Foça çöküntüsünde Mordoğan - Dikili basamağı Urla kireçtaşı ile kaplanmıştır. Akhisar çöküntüsünde, birimin tanınabilen görünümü Yamanlar yükseltisine komşu yerlerde dir. Yayılım sınırlı ve kalınlık indirgenmiştir.

Ovacık Bazaltı

Birim başlıca bazalt ve bazalt-tüfden yapılidir; Urla kireçtaşını üstler.

Başvurma kesiti, L17-b4, Urla güneydoğusu Ovacık Mvk. çevresindedir.

Ovacık bazaltı Menemen basamağı Urla bölümünde ve Yamanlar yükseltisi Seferihisar bölümünde serpili küçük girmeler ve örtüler şeklinde yer alır.

Cumaovası Formasyonu

Birim başlıca felsik tüf, riyolit ve riyodasit dom şekilli girmeleri, lav akmaları, perlitden yapılidir. Cumaovası formasyonu Çakıltaşını, olasılıkla Çamlı üzerinde aşınma kalıntıları olarak bulunan, Karaburun formasyonunu ve Ur-la kireçtaşını üstler.

Başvurma görünümü, M7-c2, Karadağ, Güneydağ ve L17-c1 Kızılcaadağ çevrelerindedir.

Birim Akhisar çöküntüsü Çubukludağ bölümünde yaygın olarak gelişmiştir.

Menteş Trakiti

Birim başlıca trakit bileşim alanı içinde lav, tüf, agglomera ve dayklardan yapılidir. Menteş trakiti Urla kireçtaşını örter ve girmelerle keser.

Başvurma görünümü, L17-a2, L17-a3, Denizli Köyü çevresindedir. Birim Foça basamağının Menteş bölümünde yersel olarak bulunur.

TEKTONİK ÇATI

Oynak çizgiler: Orta doğu Ege çöküntüsünde KD ve K gidişli çizgisel çöküntü ve yükselti basamaklarının birleşim yerleri oynak (reze) çizgileri oluştururlar. Bu yerler çok katlı ve değişik yönlerde yerdeğiştirmiş fay veya blok eğimlenme eksenleri ile simgelenir.

Bölgesel yapının çıkarılmasında önem taşıyan oynak çizgileri aşağıdaki veriler yoluyla ayırılmışlardır: (a) Kaya biriminin yayılım sınırları, bölgesel olarak, KD ve K arasında gidişli doğrusal bir çizgiyi belirler. Değişik yaştaki kaya birimlerinin —stratigrafi kontrollü— yayılım sınırları aynı çizgi üzerinde çakışır (Şekil 12). (b) Kaya biriminin genç düzeyleri yaşlı düzeyleri temel üzerine doğru aşar (Şekil 9, 12, 13, 14). Aşma sınırları, diğer kaya birimlerinin yayılım sınırlarına paralel gidişlidir. (c) Yayılım sınırlarında tortullaşmayla yaşıt faylanma, tabaka aşın eğimlenmesi, kenarsal aşınma, olistolitler olağandır (Şekil 16). (d) Genç birim, yaşlı birimle temel kayaları arasında olan bölgesel fayları örter, (e) Kaya birimleri ani kalınlık değişimi gösterir (Şekil 13, 14).

Orta doğu Ege çöküntüsünün açınımını kararlaştıran önemli oynak çizgileri ve bunları özellikle simgeleyen, kısa uzaklık içinde transgressif aşma şekilleri aşağıda verilmiştir.

1. Karaburun yükseltisi/Mordoğan basamağı (Şekil 9). Urla kireçtaşı, doğudan batıya Foça tufünü aşarak Mesozoik yaşlı temeli üstler; taban aralığında (27 m) temelden türeme bileşenlerden oluşan çakıltaşı ve çakıllı düzeyler içerir. 273 m'yi aşkın kalınlıkta olan Foça tufü 2 km uzaklık içinde sıfıra indirgenir.

2. Mordoğan - Dikili basamağı/Foça basamağı (Şekil 10). Urla kireçtaşı, Karaburun formasyonunu aşarak Dikili andezit karmaşığını üstler. Urla ve Karaburun birimleri, andezit karmaşığına yaslandıkları yerde aşırı eğimlenmiş ve fayla alçalmışlardır.

3. Foça basamağı/Aliağa basamağı (Şekil 11). Oynak çizgisi yaklaşık olarak doğuya inişli bir yapısal taraçayı

karşılar. Oynak çizgisi aşırı batıya doğru (ve oynak çizgi üzerinde) Kozyatağı, Zeytindağ formasyonları incilir veya silinir; Foça tufü ani kalınlaşır; Aliğa kireçtaşı ve formasyonu korunmamıştır. Yaygın silisleşme ve breşlerime, düzey atımlı sık faylardan oluşan bir mozaik, aşırı tabaka eğimlenmeleri olağandır.

4. Aliğa basamağı/Zeytindağ yükseltisi (Şekil 12). Zeytindağ formasyonu Sarıdere üyesi ikibaşlı ve Yeniköy formasyonlarını aşarak Paleozoik yaşlı temel kayalarını üstler.

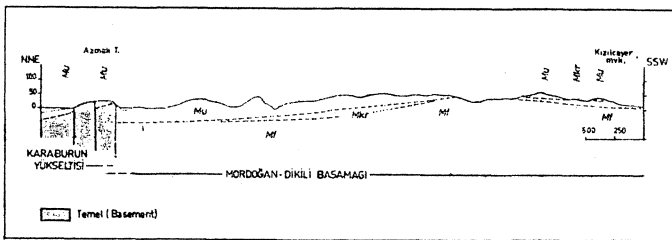
5. Aliğa basamağı/Menemen basamağı (Şekil 13). Aliğa kireçtaşı, Foça tufünü Samurlu formasyonu üzerine transgressif olarak aşar. Foça tufü yaklaşık 175 m'den sifıra indirgenir. Menemen basamağında (Bozalan Köy çevresi) Foça tufünün yeniden varlığı, Aliğa öncesi, basamakların batıya eğimlenmiş olduğunu yansıtır.

6. Menemen basamağı/Yamanlar yükseltisi (Şekil 14a, 2, c). (a) Zeytindağ formasyonu Bozalan üyesine ait kireçtaşları, Yeniköy çakıltısı üzerinde Mesozoik temele doğru transgressif aşmalıdır, (b) Yamanlar andezit karmaşığı Zeytindağ ve Yeniköy formasyonlarını temel üzerine aşar. (c) Aliğa kireçtaşı, volkanoklastik litarenit düzeyini aşarak Yamanlar andezit karmaşığını üstler.

7. Yamanlar yükseltisi/Akhisar çöküntüsü (Şekil 15a, b, c). (a) Urla kireçtaşı ve Çamlı çakıltısı ile bir tutulabilecek birimler andezit karmaşığı aşınma yüzeyini aşmalı olarak üstler. Oynak çizgi üzerinde tortullaşmayla yaşıt biçim değiştirmeler, ani kalınlık değişimleri yaygındır, (b, c) Urla kireçtaşı, altlayan epiklastik ve volkanoklastik kumtaşı, çakıltısı birimlerini aşarak yaşlı andezit karmaşığını üstler. Oynak çizgisine komşu yerlerde, kireçtaşı tortullaşmayla yaşıt biçim değiştirme şekilleri içerir.

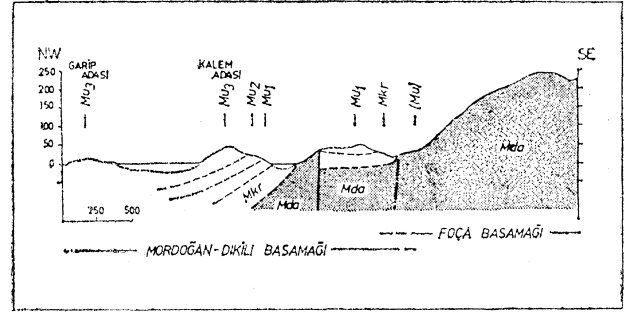
8. Akhisar çöküntüsü/Menderes yükseltisi (Şekil 16). Neojen kireçtaşı birimi metamorfik temel üzerinde yapısal taraça konumu gösterir. Kireçtaşı, kumtaşı, çamurtaşı armaddeli bir olistostrom oluşturur.

Yukarıdaki belirtilen bir bölüm jeoloji verileri yanısıra yerüstü ve sualtı sıcak su kaynakları, bunlara bağlı ayrışma, silisle ornatma ve traverten oluşumları, serpantin fay semerleri oynak çizgileri boyunca ortaya çıkarlar.



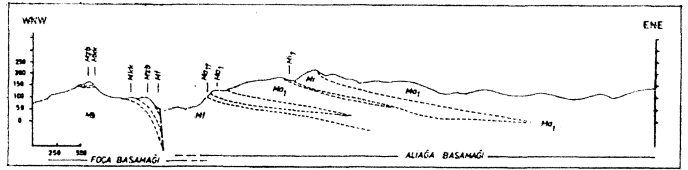
Şekil 9 :Karaburun yükseltisi ve Foça çöküntüsünün Mordoğan-Dikili basamağı) bağlı jeoloji konumları. Temel:Mesozoik kireçtaşları; Mf, Foça tufü; PMk, Karaburun formasyonu; PMu, Urla kireçtaşı (İlgili Pafta K17-d4, 64.15:67.00 ve 67.30:62.85 arası, Mordoğan).

Figure 9: Relative geologic settings of the Karaburun high and Foça depression (Mordoğan-Dikili segment). Basement: Mesozoic carbonates; Mf, Fosa tuff; PMk, Karaburun formation; FMu, Urla limestone (Belated sheet, K17-d4).



Şekil 10: Mordoğan.Dikili ve Foça basamaklarının bağlı jeoloji konumları. Mda, Dikili andezit karmaşığı; PMk, Karaburun formasyonu; PMu1, Urla kireçtaşı, kireçtaşı düzeyi; PMu2, kalkerli çamurtaşı, kireçtaşı düzeyi; PMu3, kireçtaşı düzeyi. (İlgili pafta, J18-d4 ve J18-d3; 81.000:17.75 ve 84.00:15.40 arası)

Figure 10: Relative geologic settings of the Mordoğan-Dikili and Foça segments. Mda, Dikili andesite complex; PMk, Kara-burun formation; PMu1, Urla limestone, limestone; PMu2, calcareous mudstone, limestone; PMu3, limestone. (Belated sheet, J18-d4 and J18-d3).



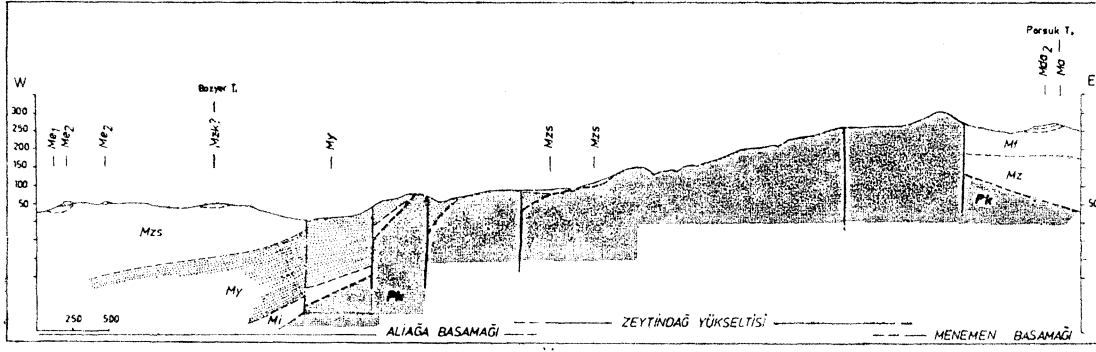
Şekil 11: Foça ve Aliğa basamaklarının bağlı jeoloji konumları. Mss, Samurlu formasyonu Sarıyer üyesi (bazalt); Mk, Kozbeyli tufü; Mzba, Zeytindağ formasyonu Bozalan üyesi, Aliğa kesiti; Ma1, Aliğa kireçtaşı, volkanoklastik litarenit, tuf, çakıltısı düzeyi; Ma2, Alt kireçtaşı düzeyi; M1, Ilıpınar volkanoklastik litarenit, çakıltısı düzeyi; M2, Ilıpınar bazalt düzeyi.

Figure 11. Relative geologic settings of Foça and Aliğa segments. Mss, Samurlu formation Sarıyer member (basalt); Mk, Kozbeyli tuff; Mzba, Zeytindağ formation Bozalan member, Aliğa section; Ma1, Aliğa limestone, volcanoclastic litarenite, tuff, conglomerate; Ma2, Lower limestone; M1, Ilıpınar basalt, volcanoclastic litarenite conglomerate; M2, Ilıpınar basalt, lüva. (Belated sheet K17-c2).

Foça çöküntüsü: Çöküntü batıdan Karaburun, doğudan Yamanlar yükseltileri ile çevrilidir; kendi içinde, batıdan doğuya değişik düşey davranışlar gösteren KD ve K gidişli boyunca basamaklara ayrılır.

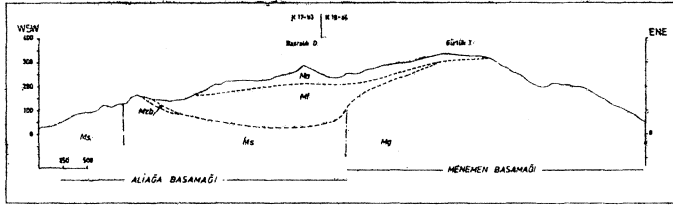
BKB ve KB gidişli oynak çizgilerle ayrılan basamak bölümleri, boyuna basamakların her biri üzerinde özgül olarak gelişmiş ve açınmıştır. Boyuna basamaklarda uçlardan ortaya doğru bölümler daha fazla çökmeye uğramışlardır. Sonuçsal olarak, Foça çöküntüsü yaklaşık KB gidişli, basamaklı bir içbükeylik gösterir. Karaburun ve Yamanlar yükseltileri içbükeylikle çakışan alçalmalar oluşturur.

Foça çöküntüsünün Miosen dolgu, ana çizgilerde, batıdan doğuya yakınsak, topuk şekillidir (Şekil 4, 5, 6, 7). Kalınlık değişimi sürekli değil, basamaklıdır. Tortul+volkanit dolgu geometrisi üç etkenin kontrolü altında görünür: (1) basamakların ve/veya basamak bölümlerinin bağlı çökme sırası; (2) basamak veya basamak bölümlerine bağımlı



Şekil 12: Foça çöküntüsü (Aliğa basamağı) ve Zeytindağ yükseltisinin bağlı jeoloji konumları. Temel: Paleozoik Sonu kireçtaşı topluluğu; Mi, İkibaşlı formasyonu; Myr, Yeniköy çakıltaşı Refetbey üyesi; Mzs, Zeytindağ formasyonu S aridere üyesi; Mzk, Zeytindağ formasyonu Kabacalar üyesi; Me1, Eğrigöl bazaltlı tuf düzeyi; Me2, Eğrigöl bazaltlı lav düzeyi; Mf, Foça tufü; Ma, Aliğa kireçtaşı; Mda2, (?) Dikili andezit karmaşığı lava-aglomera düzeyi. (İlgili pafta K18_al, Ş.60:12.15 ve 09.00:11.07 arası, Zeytindağ).

Figure 12: Relative geologic settings of Fosa depression (Aliğa segment) and Yamanlar high. Basement: Late Paleozoic carbonates; Mi, İkibaşlı formation; Myr, Yeniköy conglomerate, Befetbey member; Mzs, Zeytindağ formation Sandere member; Mzk, Zeytindağ formation Kabacalar member; Me1, Eğrigöl basalt, tuff; Me2, Eğrigöl basalt, lava; Mf, Foça tuff; Ma, Aliğa limestone; Mda2, (?) Dikili andesite complex, lava-agglomerate. (Belated sheet, K18-al)



Şekil 13. Aliğa ve Menemen basamaklarının bağlı jeoloji konumları. Mzg, S am urlu formasyonu Güzelhisar üyesi; Mss, Sariyer üyesi; Mzb, Zeytindağ formasyonu Bozalan üyesi (Aliğa kesiti); Mf, Foça tufü; Ma, Aliğa kireçtaşı; Ka, alüvyon (İlgili pafta K17-b3 ve K18-a4, 91.25:89.80 ve 03.50: 90.75 arası).

Figure 13: Relative geologic settings of the Aliğa and Menemen segments. Mzg, Samurlu formation Güzelhisar member; Mss, Sariyer member; Mzb, Zeytindağ formation Bozalan member (Aliğa section); Mf, Foça tuff; Ma, Aliğa limestone; Ka, Aluvium (Belated sheet K17-b3 and K18_a4).

olarak, birimlerarası aşınma evreleri; Yamanlar ve Zeytindağ: yükseltilerinin yanlarında kenarsal aşınmalar; (3) lav akmaları ve piroklastik birikimler.

1. Karbonat, epiklastik, volkanoklastik tortul birimler türümsel inceltme, kenarsal aşınma, transgressif aşınma bağlantılarıyla Yamanlar ve Zeytindağ: yükseltilerine yaslanırlar. Bu bağlantılar basamakların ve/veya basamak bölümlerinin bağlı çökme sırasının batıdan doğuya olduğunu yansıtır.

2. Basamakların veya bölümlerinin yüzeyleşmiş olanları, Neojen sırasında aşınma evreleri geçtiğini; aşınmanın batıdan doğuya giderek daha fazla etkin olduğunu yansıtır.

Önemli aşınma evreleri; (a) Zeytindağ: fm./Samurlu fm., (b) Foça tufü/Zeytindağ: fm., (c) Dikili ve Menemen andezit karmaşıkları/Alğa kireçtaşı, (d) Urla kireçtaşı/Dikili (ve Menemen) andezit karmaşığı arasında geçmiştir. Gözlenebilen kesitlerde, aşınma, izlediği birimleri yersel olarak tümüyle silmiş olabilir (örg. Samurlu, Zeytindağ:, Alğa birimleri). Çöküntünün iç basamaklarında, aşınmalı doka-

naklar paralel ve küçük açılı uyumsuzluklar şeklindedir. Düşey yerdeğişmeler bağıl ayrıcalık gösterdiğinden, basamaklar ve basamak bölümleri arasında kalınlık değişimleri anidir.

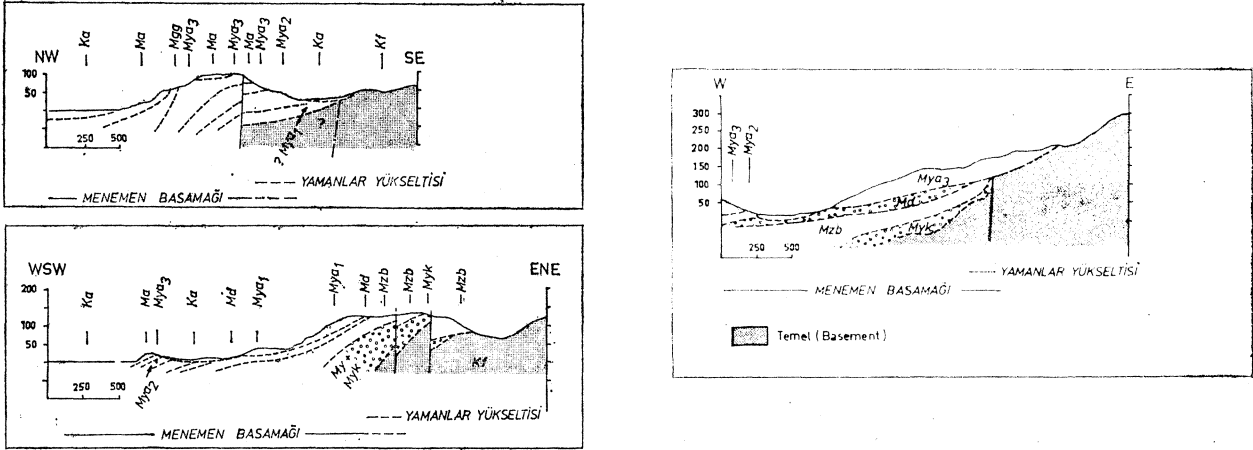
3. Değişik yaşta, bileşim ve konumda tek veya çokkatlı volkanik girmeler, lav akmaları, piroklastik örtüler ve bunlara bağlı volkanoklastik düzeyler yer alır. Magma akışkanlığına ve püskürme şekline bağlı olarak volkanitlerin yayılımı değişik boyutlar kazanır. Riyolitik ve bazaltik akmalar yaygın örtüler oluşturur. Andezitik püskürmeler, genellikle kısa uzaklıklar içinde sönümlü (1000 m'den fazla olabilen) kalın lav, aglomera ve tuf oluşuklarını sonuçlamıştır. Volkanitler önceleyen ve izleyen morfoloji şekillerine, magma ağırlığına, püskürme kaynağının uzaklığına ve çöküntüdeki yerine göre önceden kararlanamayan kalınlık değişimleri gösterir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

KD-K (Miosen-Pliosen), KB-BKB (Miosen-Pliosen) ve BKB-B (? Pliosen-Kuvaterner) gidişli yapısal-stratigrafik sistemler arasında bir derecelenmenin bulunmayışı oluşumların değişik sürücü kuvvetlere bağlı olduğunu yansıtır.

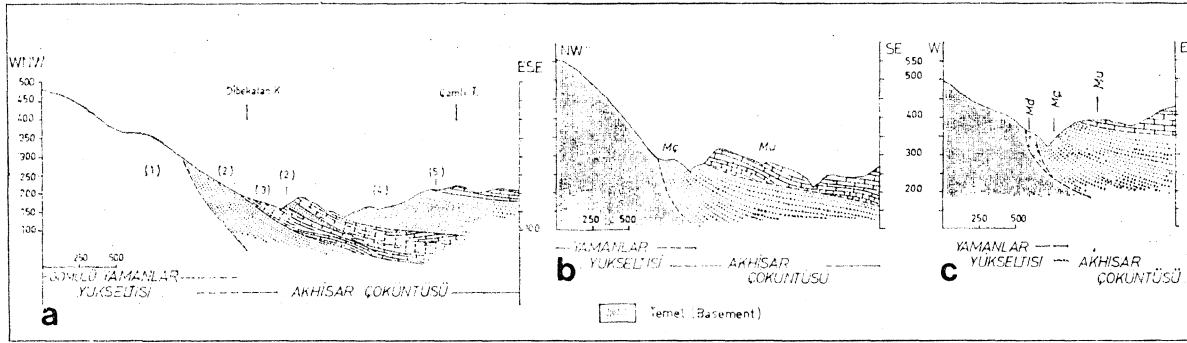
1. KD-K arasında değişen yapısal-stratigrafik gidişler: Jeoloji verileri kuzey Ege'de ve kuzeybatı Anadolu'da Neojen öncesi NE gidişlerle simgelenen alçalım ve yükseltilerin bulunduğunu yansıtır. Orta doğu Ege çöküntüsü alanı, Eosen sonu - öncesi sıkışma tektoniğine uğramıştır.

Sıkışma tektoniğini izleyerek Neojen süresince KD-K gidişli, çoğunlukla kopma fayları ile simgelenen oynak yüzeyler, yeniden işlenmiş veya oluşmuştur. Orta doğu Ege çöküntüsünü biçimleyen bu oynak yüzeyleri batıdan doğuya K'den KD'ye yelpaze şeklinde açınım gösterir. Açınım bağıl oluşum sırası ile çakışır. KB-BKB yapısal çizgiler, sürekli KD-K gidişler aşırı, yaşıt veya izleyen oynak çizgiler şeklinde gelişmiştir. Oynak çizgilerarası girişimler orta doğu Ege çöküntüsü, Menderes ve Karaburun - Midilli yükseltileri üzerinde (değişik zamanlarda) artı ve eksi davranışlı blokları sonuçlamıştır. Orta doğu Ege çöküntüsünün dolusu



Şekil 14: Foça çöküntüsü (Menemen basamağı) ve Yamanlar yükseltisinin bağlı jeoloji konumları. Temel: Mesozoik yağlı fliş topluluğu; Myk, Yeniköy çakıltaşı Koyundere üyesi; Mzb, Zeytinadağ formasyonu, Bozalan üyesi; Md, Doğrutepe formasyonu; Mya₁, Yamanlar andesite kompleksi, bazalt lava, agglomerat; Mya₂, tüf, volkanoklastik litarenit; Mya₃, andesit lava, agglomerat; Mg, Geren formasyonu; Ma, Aliğa kireçtaşı düzeyi; Ka, alüvyon (İlgili pafta K18-d4); (a) 03.05:67.65 ve 06.45:67.95 arası, (b) 02.85:66.65 ve 05.00:65.35 arası, (c) 05.55:69.65 ve 08.40:69.30 arası.

Figure 14: Relative geologic settings of the Foça depression (Menemen segment) and Yamanlar high. Basement: Mesozoic flysch assemblage; Myk, Yeniköy conglomerate Koyundere member; Mzb, Zeytinadağ formation, Bozalan member; Md, Doğrutepe formation; Mya₁, Yamanlar andesite complex, basalt lava, agglomerate; Mya₂, tuff, volcanoclastic litarenite; Mya₃, andesite lava, agglomerate; Mg, Geren formation; Ma, Aliğa limestone (upper limestone); Ka, Aluvium. (Beleted sheet, K18-d4)



Şekil 15: Yamanlar yükseltisi ve Akhisar çöküntüsünün bağlı jeoloji konumları. Temel: Mesozoik kireçtaşı ve fliş toplulukları; (1) andesit karmaşığı, (2) volkanoklastik çakıltaşı, litarenit, (3) algli kireçtaşı, (4) epiklastik ve volkanoklastik çakıltaşı, litarenit, camurtaşı, (5) algli kireçtaşı; Md, Doğrutepe formasyonu; PMç, Çamlı çakıltaşı; PMu, Urla kireçtaşı. (İlgili pafta K18-b3 ve L18-bl; Ca) 34.50:93.45 ve 87.67:92.82 arası, (b) 21.95:61.15 ve 23.37:59.50 arası, (c) 22.78:61.37 ve 24.30:61.00 arası)

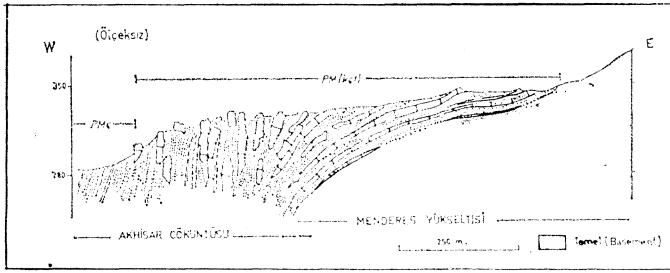
Figure 15: Relative geologic settings of the Yamanlar high and Akhisar depression. Basement: Mesozoic carbonate and flysch assemblages; (1) andesite complex, (2) volcanoclastic conglomerate, litarenite, (3) algal limestone (with syndimentary deformations); epiklastik and volcanoclastic conglomerate, litarenite, mudstone, (5) algal limestone; Md, Doğrutepe formation; PMç, camlı conglomerate; PMu, Urla limestone (Beleted sheet K18-b3 and L18-bl).

süresince sıkışma tektoniğinin işlemiş olabileceğine değgin izler yoktur. Çöküntünün tüm açınım süreci KD/GB ve D/B arasında değışen doğrultularda işlemiş bir genişleme çatısı içinde olmuştur. Andezit, riyolit ve bazalt girmeleri orta doğu Ege alanındaki aynı genişleme tektoniği ile ilgilidir.

Neojende, orta doğu Ege çöküntüsü KD-K gidimli çizgisellik taşıyan özgül bir rift sisteminden yapıldır. Rift yapısının varlığına değgin jeoloji verileri aşağıdadır: (a) Basamakların çokkatlı artı ve eksi yönlü düşey hareketleri; (b) Uzun ve çokkatlı püskürme evreleri; (c) Birbirini izleyen, bileşimsel karşıtlık gösteren volkaniklik; (d) Volkanik girmelerin oynak çizgiler ve boyuna basamaklar üzerinde dizilimi ve/veya paralel yönelmesi; (e) Volkanikliğin tektonik açınım ile paralel ve yaşıtlı gelişimi; (f) Bi-

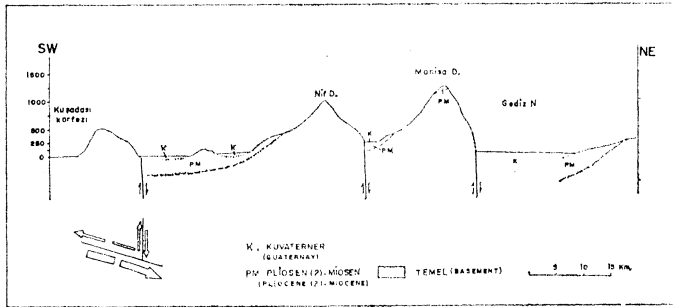
çimdeğıştirme türlerinin aşmak oluşu: normal fayların doğrultu atım bileşeni kapsamı veya doğrultu atımlı faylar şeklinde yeniden işlemiş bulunması. Rift sisteminin özgül oluşu, (a) batıdan doğuya K'den KD'ya değışen gidimli basamaklar şeklinde açınım, (b) basamakların uzunlamasına sönümlülüğü, (c) uzunlamasına gelişik, dar bir —tipik— kuşak yerine çokkatlı basamaklardan oluşan enine yaygınlıktan ileri gelir.

Orta doğu Ege çöküntü alanı, zaman içinde D/B' den KD/GB'ye doğrultu değıştiren çekim kuvvetleri altında ka-buğün incleme ve kabarma yeridir. Orta doğu Ege çöküntü alanında Kuvaternerde yavaşlayan bu açınım Kuzey Ege Denizi'ndeki (Needham ve diğerleri, 1973) KB gidimli açılım ile karşılaştırılabilir..



Şekil 16: Akhisar çöküntüsü ve Menderes yükseltisinin bağlı jeolojik konumları. Temel: Ordovisyan Öncesi yeşil şist fasiyesi metamorfik kayalar; PM (kçt), Algli kireçtaşı ve kumtaşı olistolit ve olistostromları; PMç, Çamlı kireçtaşı. (İlgili pafta 1,18-bS; 37.95:37.00 ve 40.00:38.00 arası)

Figure 16: Relative geologic settings of the Akhisar depression and Menderes high. Basement: Pre-Ordovician greenschist fades metamorphic rocks; PM (kçt), olistoliths and olistostromes of algal limestones and litarenites included in a matrix of litarenite and mudstone; PMç, Çamlı conglomerate. (Related sheet L18-b3).



Şekil 17: WNW-W (Pliosen Sonu-Kuvaterner) gidişli düşey fayların oluşumu blok eğimlenmeleri ile birleşik ve kuzey Ege kabuğu altına dalan zayıflık düzlemi ile ilişkilidir.

Figure 17: Vertical faults (Pliocene-Quaternary) with trends between WNW-and W are related with rotational block movements. The suggested driving forces can be attributed to subduction to subduction below the Aegean crust.

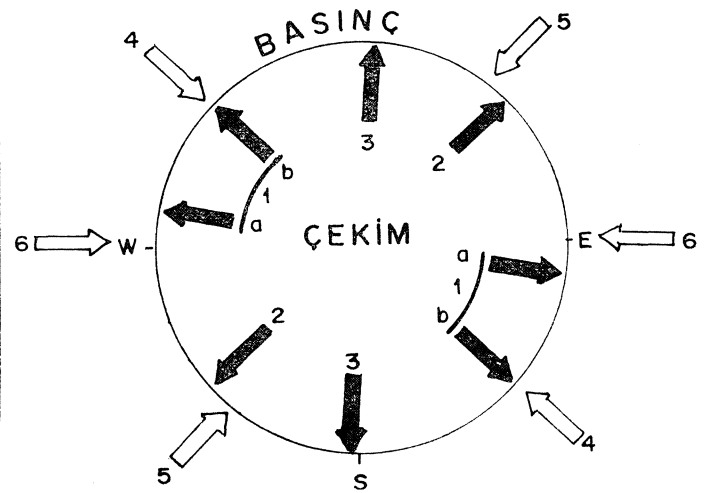
2. **KB-BKB** arasında değişen yapısal gidişler: Neojende Foça ve Akhisar çöküntüleri, KB-BKB gidişler arasında kümelenen düşey kopma fayları ile enine bölünür. Orta doğu Ege çöküntüsü ve doğu, batı çevrelerinde BKB gidişli faylanma tortullaşmayla yaşıt blok eğimlenmesi ile ilgilidir: kuzey kenar yükselmiş, güney kenar alçalmıştır. Yapıların yanal uzanımları KD-K gidişli oynak çizgileri tarafından kontrol edilir.

Yapısal şekiller KD-GB ve KKD-GGB arasında doğrultu değiştiren çekim tektoniği ile ilgilidir (Şekil 17). Sonuçsal olarak, orta doğu Ege alanı yaklaşık KB-BGB gidişli, eksenel, basamaklı bir içbükeylik kazanmıştır (Şekil 16).

3. **BKB-B** arasında değişen yapısal gidişler: BKB-B gidişler esaslıkla Pliosen Sonu ve Kuvaternerde gelişmiştir. Belirli BKB gidişler, eski çekim tektoniği ile gelişmiş oynak çizgilerin Kuvaternerde de işleyişinin sonucudur (örg. Manisa Dağı, Nif Dağı). BKB-B gidişli çekim faylarının oluşumu (Bingöl, 1976) ve blok eğimlenmeleri Kuzey Ege kabuğu altına dalan zayıflık düzlemi ile ilgilidir (Şekil 17).

4. **İtki ve doğrultu almımlı faylar:** Orta doğu Ege çöküntüsünde itki ve sol doğrultu atımlı faylar, özellikle K-KD gidişli yaşlı —oynak— fayların yeniden işlemeyle oluşmuştur. İtki fayları batıya eğimli, dike yakın yüzeylerle simgelenirler. Bağlı jeoloji ilişkilerine göre itki fayları Çamlı çakıltası, Urla kireçtaşının; sol doğrultu atımlı faylar Foça tufunun çökeliminden sonra gelişmiştir. Yaygın olmayan bu yapılar, olasılıkla orta doğu Ege çöküntüsünün kapanışını izlemiştir.

5. **Bölgesel tektonik açınım:** Orta doğu Ege çöküntüsünü biçimleyen çekim faylarının, gelişmiş tek makaslama bileşeni olarak, kuvvete dik doğrultuda oluştuğu öngörülebilir. Buna göre, orta doğu Ege çöküntüsünde, Miosenden Kuvaternere işleyen çekim kuvvetlerinin D/B'den K/G doğrultusuna derecelenmesiz ve bu sıra içinde girişimli olarak geliştiği sonucuna varılır (Şekil 18).



Şekil 18: Orta doğu Ege çöküntüsünde Neojen başından günümüze kadar işlenmiş yanal tektonik kuvvetler. Sayılar kuvvetlerin işleyiş sırasını gösterir.

Figure 18: The lateral tectonic forces operated in the middle eastern Aegean depression. The numbers indicate the order of the occurrences of forces.

6. **Yeni tektonik:** Kuvaternerde orta doğu Ege'de morfoloji ve jeoloji birimleri, yarımadalar, adalar ve kara içlerinde KB-GD, KD/GB doğrultuları üzerinde bir kesiklilik göstermez. Elde edilebilen sismik veriler gömülü oynak çizgilerin körfezlerde ve kara ile adalar arasında uzandığını yansıtır. Kuvaternerde sualtı ve suüstü birikimi, biçimdeğiştirmeler ve morfoloji açınımı Neojenden kalıtsal KD-K ve KB-BKB gidişli çizgilerin ve basamak bölümlerinin kontrolü altındadır. Sığ deprem odakları (Ergin, 1966), yerel jeotermal gradyanlar (Eşder ve Şimşek, 1976), jeotermal kaynakların dağılımı (öngür, 1973 a, b), kıyı yakını alanlarda özgür hava ve basit Bougnuer anomalileri (Allan ve Morelli, 1970), Batı Anadolu karaşındaki magnetik (Sanver, 1974; Yılmaz, 1975) ve gravite anomalileri (Yılmaz, 1975) orta doğu Ege çöküntüsünün Miosen yaşlı tektonik örüntüsüne uyar. Alt yapıya değgin özellikler Miosenden başlayarak açınmış veya Kuvaternerde orta doğu Ege çöküntüsüyle kararlanmış olabilir. Kuvaterner alt yapı ve-

rileri, Neojen tektonik, volkaniklik ve tortullaşma çatıların göz önüne alınır, orta doğu Ege çöküntüsünün özgül rift yapısını destekler,

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı'nca 1976 ve 1977 yılları içinde desteklenmiş bir araştırma projesinin bölümüdür. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Müdürlüğüne, Arama Grubu Başkanlığına ve çeşitli yönlerden katkıları olan yönetici ve araştırmacılarına teşekkür ederim.

Çizim ve yazı işlerini özenle yapan M. Gürle ve F. El-malıoğlu'na teşekkür ederim.

Yazının Geliş Tarihi: 6.5.1977

Düzeltilmiş Yazının gediş tarihi: 18.1.1979

Yayıma Verildiği Tarih: 25.1.1979

DEĞİNİLEN BELGELER

Akartuna, M. 1962, On the geology of Izmir-Torbalı: MTA, Bull. 59, 11-19.

Allan, T.D. ve Morelli, C. 1970, Bathymetry, total magnetic intensity, free-air gravity anomaly, simple Bouguer anomaly map of Ionian and Aegean Seas: Inst. Idrografico della Marina- Genova-Maggio.

Arpat, E. ve Bingöl, E. 1969, Ege bölgesi greben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler: M.T.A. Derg., 73, 1-8.

Bingöl, E. 1976, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi: M.T.A. Derg., 86, 14-35.

Brinkmann, R. 1971, The geology of western Anatolia: Campbell, A.S., ed., eGeology and history of Turkey, da: Petrol. Expl. Soc. of Libya, 171-190.

Brinkmann, R., Feist, R., Marr, W.V., Mickel, E., Schlimm, W- ve Walter, H. R. 1970, Soma dağlarının jeolojisi: M.T.A. Derg., 74, 41-56.

Dora, Ö. 1964, Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Yamanlar Gebirge: M.T.A. Yayın, 116, 68s.

Ergin, K. 1966, Türkiye ve civarının episantr haritası hakkında: T. J.K. Bült. X, 122-125.

Eşder, T. ve Şimşek: Ş. 1976, Geology of Izmir-Seferihisar geothermal area: Second United Nations Symposium of the development of the Resources, Proseedings, 1, 349-361.

Mistardis, G. 1976, Reeherches sur revolution du relief dans le Centre.Ouest Egéen au Miocene et au Pliocene: Bull. Soc. géol. France, (7), XVIII, 2, 217-223.

Needham, H.D., Le Pichon, X., Melguen, M., Pautot, G., Renard, V., Avedik, F. ve Carre, M. 1973, North Aegean Sea trough 1972 Jean Charcot cruise: Bull. geol. Soc. Greece, X, 1, 152-153.

Philippon, A., 1918 Kleinasien: Hab. d. reg. geol., 22, 312 s.

Öngür, T. 172a, İzmir-Urla jeotermal araştırma sahasına ilişkin jeoloji raporu: M.T.A. raporu, 4835, 59s.

Öngür, T. 1972b, Dikili-Bergama jeotermal araştırma sahasına ilişkin jeoloji raporu: M.T.A. raporu, 5444, 36 s.

Sanver, M. 1974, Ege bölgesi havadan manyetik haritasının ild boyutlu filtrele rve istatistik yöntemlerle analizi: 1st. Teknik Üniv. Maden Fak. Tez. 161 s.

Savaşçın, Y. 1974, Batı Anadolu 'andezit' ve 'bazalt' jenez sorununa katkılar: T.İ.K., Bült., XVII, 87-173.

Yılmaz, Ö. 1975, Acombined analysis of gravity and magnetic data from the Aegean Sea: T.P.A.O. raporu, 28 s.

Çördük Olistostromları

Çördük Olistostromes

ALİ KOÇYİĞİT Jeoloji Kürsüsü, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara

ÖZ: İnceleme alanında başlıca üç birim yüzeylemektedir. Bunlar başkalaşım kayaçları "Tokat Masifi", ofiyolitli melanj ve pelajik kireçtaşlarıdır. Türbidit kumtaşlarıyla ardaşıklı olan pelajik kireçtaşları diğer iki birimi açılı uyumsuzlukla örtmektedir. Bu üç birimden ilk ikisi Temel kayaçları, sonuncusu ise örtü kayacı olarak adlandırılmıştır.

Örtü kayacı, özellikle taban kesimlerinde, gereği temel kaya birimlerinden türemiş olan tektür ve çoktur bileşenli olistostromlar içermektedir. Bu olistostromlar Çördük Olistostromları olarak adlandırılmıştır. Çördük Olistostromları ve onları içeren Örtü kayacı Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlıdır.

Örtü kayacı içinde ofiyolitli melanj olistostromlarının bulunması, bölgenin jeolojik evriminde, Kampaniyen-Maestrihtiyen öncesi bir levha yitimi ve ofiyolitli melanj yerleşimini; daha sonra ise, yiten levha üzerinde, yukarıda değinilen örtü kayacının durulmaya başladığını ve olistostromların oluştuğunu; son olarak da durulma havzasının bir kenarının sürekli yükseldiğini önermektedir.

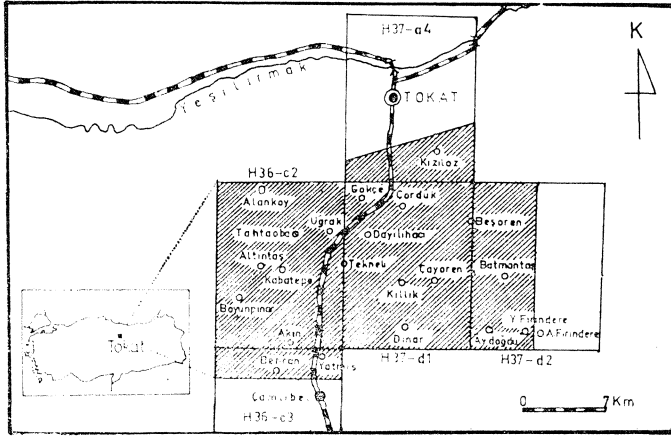
ABSTRACT: In the study area mainly three units crop out. These are metamorphic rocks "Tokat Massif", ophiolitic melange and pelagic limestones. The last unit that is pelagic limestones which are alternated with turbidite sandstones, overly unconformably the other two units, which were previously mentioned, The first and the second units have been termed as the basement rocks; the last unit has been termed as the cover rock.

The cover rock, especially in the lower parts of it, contains monogenic and heterogenic olistostromes whose components deriving from the basement rocks. These olistostromes have been termed as Çördük Olistostromes. Çördük Olistostromes and cover rock, which contains them are Campanian-Maestrichtian age.

The presence of the ophiolitic melange olistostromes in the cover rock suggests a subduction of plate and the emplacement of ophiolitic melange before Campanian-Maestrichtian; and then the cover rock has started to deposit on the consuming plate, and the olistostromes have formed; finally, one side of the basin has raised continuously during the geologic evolution of the region.

GİRİŞ

Kayma tektoniğinin egemen olduğu Toroslar ve Kuzey Anadolu kuşaklarında, örneklerine sık sık rastlanılan, buna karşın yeterince açıklığa kavuşturulmamış olan "Olistostrom" sözcüğü, güncel bir yerbilimi terimidir. Yazar, bu makalede, çalışmalarını sürdürdüğü Orta Toroslar'ın batı kesimiyle, Kuzey Anadolu kuşağında yeralan Tokat yöresinden topladığı saha verileriyle bu terimi örnekleme ve terimin daha iyi anlaşılup temsil ettiği yapının tanınmasına katkıda bulunmayı amaçlamaktadır. Makalenin çatısını oluşturan örneklerin alındığı yer Çördük (Tokat) yöresi olup, tüm çalışma sonlanmamış olduğundan bölgenin ayrıntılı jeoloji haritası verilmeyecek, buna karşın, özgün olistostrom fotoğraflarının çekildiği Çördük yöresi ve inceleme alanının bir bulduru haritası sunulacaktır (Şekil 1).



Şekil 1: Yer bulduru haritası

Figure 1: Location map.

OLİSTOSTROM KAVRAMI VE TANIMLAMALAR

Bu terim ilkin Flores (1955) tarafından ortaya atılmış olmakla birlikte, terimin doğmasına neden olan kavramlar daha önce ve benzer amaçlarla önerilmiş olan terimlere dayanır. Bunlardan bazıları balık pulu biçimli killer anlamına gelen "Argille scagliose", breşleşmiş killer "Argille brecciate", yıkılma/oturma anlamına gelen "slumps" ve kayma anlamına gelen "slides"dır.

"Argille scagliose" terimi ilkin Bianconi (Bianconi, 1840; Hoedemaeker, 1973'den) tarafından, Tuscan Emilian Appenninler'de, büyük kütleler biçiminde oluşan özel bir kil türünü simgelemek için ortaya konmuştur. Sözü edilen kil parlak, balık pulları biçiminde ayrılmakta ve dokunulduğunda yağlımsı bir his uyandırmaktadır. Asıl adını da bu iki niteliğine borçludur.

Merla (Merla, 1953; Hoedemaeker, 1973'den), "Argille scagliose" terimini, Üst Kretase ve Tersiyer sırasında orojenik sırtların yamaçları üzerinde kayma ve çamur akmalarıyla oluşmuş olan ve Appenninler'de büyük alanlar kaplayan ilksel konumsuz (allokton) formasyonlar için düşünmüştür.

"Slumps" ve "Slides" terimlerine gelince, bunlar, özde kayma devinimine özgü olup, yığışımı anlatmazlar. "Argille

scagliose" ve "Argille brecciate" terimleri ise yalnızca Appenninler'e ve Sicilya'ya özgüdür. Bu nedenle daha genel anlamı ve daha geniş yayımlı bir terime gereksinim vardır ya da duyulmaktadır.

Beneo, Roma'da yapılan 4. Dünya Petrol Kongresi'nde (1955), Sicilya'nın normal depolanmış katmanları içinde, "Argille scagliose" ve "Argille brecciate"den oluşan ilksel konumsuz arakesintilerin arakatmanlar biçiminde bulduklarına değinmiştir, işte bu değinmeden sonra, "Olistostromlar (Olistostromes)" sedimanter tortullar olarak düşünülmüş ve Flores (1955), Kuzey Appenninler'in ilksel konumsuz karmaşıklarını olistostromlar olarak kabul etmiştir.

Flores (1955)'e göre olistostrom, Yunanca kayma anlamına gelen "Olistomai (slide)" ve yığışım anlamına gelen "Stroma (accumulation)" sözcüklerinden türemiş olup, kaymaya bağlı bir yığışımı anlatmaktadır. Aynı yazar olistostromlar la, normal jeolojik istifler içinde yeralan; hastalanabilir süreklilikte; litolojik ya da petrografik olarak heterojen gereçle ırılanan (karakterize edilen); yarı sıvı bir kütle olarak yığışmış; daha önce katmanlanmış olan büyük yabancı kayaç parçaları dışında gerçek katmanlanma göstermeyen; içinde daha çok sert kayaç parçalarının dağılmış durumda bulunduğu killi ve heterojen bir hamurla ya da bağlayıcıyla temsil edilen; hamuru ile onun içerdiği yabancı kayaç parçaları arasında değişmez bir oran bulunmayan; akma nedeniyle birincil konumlarından tümüyle ayrılmış daha iri bileşenlerin karmaşık şekllinden, türbid akıntılarının oluşturduğu dereceli katmanlanmaya değin değişen sedimanter tortulları açıklamaktadır.

Beneo (1956) olistostromu, normal tortullarla arakatmanlı olan karmaşık sedimanter yığışımalar olarak tanımlamakta ve türbiditleri de olistostrom kavramı içine koymaktadır.

Facca (Facca, 1956; Hoedemaeker, 1973'den)'ya göre olistostrom, depolanmasından hemen sonra oluşan çekim devinimleri nedeniyle, normal stratigrafik konumunu yitirmiş sünlümlü (plastik) bir seri olarak tanımlanmalıdır.

Marchetti (Marchetti, 1957; Hoedemaeker, 1973'den)'ye göre olistostrom terimi, çok ya da az karmaşık (chaotic); buruşmuş, breşleşmiş ve şeylli bir hamuru olan hamurdan daha genç, onunla yaşıt ya da ondan daha yaşlı sert kayaç parçaları içeren; çekimle daha alçak düzeyli sahalara (çoğun bir sedimantasyon havzası içine) kaymış ya da akmış; aynı zamanda, üzerinden kaydığı daha yaşlı formasyonlardan oluşan şeylli bir kütle simgelemek için önerilmiştir. Aynı yazar, olistostromların çoğun denizel ortamlarda fakat bazan denizel olmayan ortamlarda da oluşabileceğini de belirtmektedir.

Elter ve Schwab (1959), Kuzey Appenninler'deki filiş katmanlarıyla arakatmanlı bazı breş tortullarını "olistostrom" olarak yorumlamışlardır.

Gansser (1959) ve Rigo de Righi ve Cortesini (1964) olistostrom terimini, büyük boyutlu karmaşık yapılar için önerirlerken; Abbate, Bartolotti ve Fasserini (1970), çok büyük boyutlu karmaşık yapıları olistostrom olarak kabul etmemektedirler.

Flores (1959) ve Jacobacci ve diğerleri (Abbate, Bartolotti ve Passerini, 1970)'ne göre bir olistostromun yerleş-

mi, bazı durumlarda çok kısa bir süre içinde olmaktadır.

Merla (1051) olistostromları, büyük ilksel konumsuz örtülerin ezilip parçalanmış taban kesimleri ve aynı zamanda ilksel konumsuz kütle içindeki iki ana levha arasındaki bağlayıcı gereç olarak düşünmüştür.

Dunbar ve Rodgers (1957), olistostromlara çok yakın benzerlik gösteren bazı kayma tortullarını karmaşık (chaos) ya da megabreş (megabreccia) olarak adlandırmışlardır.

Reutter (Reutter, 1965; Hoedemaeker, 1973'den), Görler (Görler, 1967; Hoedemaeker, 1973'den) ve Görler ve Reutter (Görler and Reutter, 1968; Hoedemaeker, 1973'den)'e göre olistostrom, çamur akmalalarının ya da çamur derelelerinin ürünüdür.

Jacobacci (Jacobacci, 1966; Hoedemaeker, 1973'den)'ye göre olistostromlar, kayma ya da çamur akmalarıyla türemiş gereçlerin yığılımları olup, t.ektür (monojenik) ya da çoktur (heterojenik) bileşenli olabilir.

Badoux (Badoux, 1967; Hoedemaeker, 1973'den) ve Görler ve Reutter (Görler and Reutter, 1968; Hoedemaeker, 1973'den)'e göre olistostrom, çoğunlukla bulunduğu ortama yabancı kayalardan türemiş, olup, eğer aynı ortamın kayaç parçalarını da içeriyorsa, onlar, yamaç aşağı devinim sırasında karışmıştır.

De Raaf (De Raaf, 1968; Hoedemaeker, 1973'den) olistostromları, çok büyük boyutlu sualtı kayma tortullarıyla sınırlamayı önermekte, aynı özellikteki fakat daha küçük boyutlu kayma tortullarını ise kendisi tarafından önerilen Olisthanite kavramı içine koymaktadır.

Jacobacci (Jacobacci, 1966; Hoedemaeker, 1973'den), normal tortullar arasında yer alan tektür bileşenli tortulları da (örneğin, Kretase yaşlı serpantin ve diyabaz kaymaları gibi) olistostrom olarak kabul etmekte, olistostromların karmaşık yapısını ise, hızlı depolanmaya yormaktadır.

Elter ve Raggi (Elter ve Raggi, 1965; Hoedemaeker, 1973'den), iç kökenli olistostromlarla (endoolistostromes) dış kökenli olistostromlar (allolistostromes) arasında bir ayırımı önermektedirler. Bu yazarlara göre birinci tür olistostromun gereci, onu içinde bulduran jeolojik istifin formasyonlarından türemiş olup, yerleşimine, çökme havzasındaki erken tektonik devinimler neden olmaktadır; ikinci tür olistostromların gereci, olistostromun içinde bulunduğu ortama yabancı ortamlara özgü formasyonlardan türemiş olup, yerleşimi ise, ilerleyen ilksel konumsuz kütlelerin alın kesiminden koparak önlerinde bulunan çökme havzalarına kayma şeklinde olmuştur.

Broquet (Broquet, 1970; Hoedemaeker, 1973'den), herhangi bir tektonik karışım ile bir olistostromun yerleşiminin kesinlikle birbirinden ayrı tutulmasını vurgulamakta ve olistostrom teriminin özellikle sedimanter olaya uygulanmasını önermektedir.

Jacobacci (Jacobacci, 1966; Hoedemaeker, 1973'den) olistostromu, önceden varolan kayaların, özel bir sedimanter olay sonucu birdenbire mekaniksel olarak parçalanmış ve düzensiz bir karışım için hızlı biçimde yerleşmiş karmaşığı olarak düşünmektedir.

Hsü (1968)'ye göre olistostrom, karışımlarını sedimanter bir işleme borçlu olan karmaşık kütleler olup, pekişmemiş sedimanların denizaltı kaymaları sonucu oluşmaktadır.

Abbate et al. (1970), bir taraftan olistostrom teriminin genetik-sedimantolojik anlamına eğilmekte fakat onun 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritaya alınabilecek kerte de büyük olması gerektiği görüşünü benimsememektedir; diğer taraftan ise, olistostromu tanıma belirteçlerinden (kriterlerinden) biri olarak ortaya boyut kavramını atmakta ve 100-200 m kadar kalınlıktaki karmaşık birimleri (chaotic units) olistostrom olarak benimsemektedir. Ayrıca, kökeni tektonik kaymalar olan ve filiş serileri içinde bulunan ofiyolitli melanj türevlerinden ofiyolitli breşleri (Ophiolitic breccias) olistostromlar olarak yorumlamışlardır.

Gökçen (1974), olistostrom tanımı için aşağıdaki özellikleri önermektedir: "Olistostromları, buldukları büyük birimlere göre değil (örneğin, miyo ya da öjeosenklinal olistostromları - Alloktan ofiyolitik olistostromlar gibi), oluşum mekanizmaları birinci plana alınıp, ayrıca dokusal özellikleri, uzanımı, minerolojik bileşim ve pekişme dereceleri ile bağlayıcı malzeme yüzdesi ve bunlara ilâveten oluşumun kalınlığı gözönünde tutularak tanımlanması ve gerekirse sınıflandırılması gerekir."

Gökçen ve Şenalp (1975)'a göre olistostrom/sulu çamurtaşı, bir moloz akıntısı türevi olup, dereceli katmanlanma dışında sedimanter yapı göstermeyen, yanal devamsız, katmansız, haritalanabilir, kalın ara yığılımlar olarak tanımlanmaktadır.

Elter ve Trevisan (1973), ilksel konumsuz bir kütle alın kesiminden koparak çekimle önlerindeki sedimantasyon havzası içine yerleşen kütleleri "Ön olistostromlar (precursory olistostromes)" olarak adlandırmaktadırlar ve bu tür olistostromların, ilksel konumsuz bir kütle büyük bir mesafede uzun süre çekimle kaydığı gösteren önemli bir kanıt olduğunu vurgulamaktadırlar.

Olistostrom teriminin ortaya atıldığından bugüne değin köken, yerleşim, doku, yapı, konum ve boyut temel alınarak yapılan çeşitli tanımlar ve olistostrom kavramı özetlenmeye çalışılmıştır.

Yazar, olistostromun tanımı yapılırken, bulunduğu ortam, içinde bulunduğu normal sedimanter istifle ya da birimle tavan-taban ve yaş ilişkisi, yapı, doku, köken, yerleşim gibi öğelerin temel alınmasında yarar ummaktadır. Buna karşın, konum, boyut, pekişme derecesi, hamur-kayaç parçaları oranı gibi çok değişken olabilecek öğelerle olistostrom tanımını sınırlandırmayı yeğlememektedir. Bugüne değin çeşitli yörelerde görülen ve olistostroma yorulan yapılar gözönüne alındığında şöyle bir tanım yapılabilir: Olistostrom, çoktur bileşenli, değişken derecede şistsel, killi ve kumlu bir hamuru; bu hamur içinde yüzer konumda bulunan köşeli, bazan keskin ve cilalı-çizikli yüzeyli, değişken boyutlu (genellikle birkaç mm ile 60-130 sm çaplı) çoktur kayaç parçaları içeren; normal sedimanter istifler içinde arakatmanlar olarak bulunan ya da bulunmayan (örneğin, ofiyolitlerin egemen olduğu, breş görünümü litoloji yığılımları ki bunlar ofiyolitli melanjin taban kesiminde ve evsahibi kayacın tavanı arasında küçük topluluklar biçiminde, özellikle Orta ve Batı Toroslar'da çok yaygın durumdadır) (Koçyiğit, 1976-1978); içinde bulunduğu normal sedimanter istifle tabanda keskin ve belirgin, tavanda ise daha az belirgin dokanakh, merccekler biçiminde; karmaşık yapılı; daha önce katmanlanmış litoloji parçaları içeren ya

da içermeyen; değişik ortamları ıralıyan değişik yaşta kayaç parçaları içeren; yerleşim yaşı, içinde bulunduğu normal sedimanter istifin yaşıyla aynı olan ve yerleşimini büyük olasılıkla çekim kaymalarına borçlu olan karmaşık yapılu arakatmanlar ya da breş görünümlü yığışlardır.

Yukarıda verilen olistostrom tanımındaki ayırtman özellikler, Çördük Olistostromları başlığı adı altında örneklenmeye çalışılacaktır.

ÇÖRDÜK OLİSTOSTROMLARI

En özgün biçimde yüzeyledikleri yer Çördük Köyü (Tokat güneyi) yöresi olduğu için, birime Çördük Olistostromları adı verilmiştir. İnceleme alanında çok yaygın olmalarına karşın, haritalanabilecek boyutta çok az yüzlek örneği sunarlar. Bazan ofiyolitli melanj bazan da "Tokat Masifi" olarak bilinen başkalaşım kayaları üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı ve kısmen filiş fasiyesli pelajik kireçtaşlarının tabanı ile ona yakın düzeylerde yer alır. Yanal olarak süresiz (devamsız), mercek biçimli, koyu siyah - koyu yeşil renkli, büyük blok parçaları içeren breş görünümündedir. Çördük Olistostromları, tektür ve çoktur bileşenli oluşlarına göre iki gruba soyutlanmış olup, ileride bunlar ayrıntılı biçimde açıklanacaktır.

Olistostromların Normal Jeolojik istifi

Normal jeolojik istif denilince, uygun sedimantasyon koşullarında durulan ve olistostromları içeren sedimanter birimden söz edilmektedir. Çalışma alanında bu birim, sarı - yeşil - gri - kiremit kırmızısı ile pembe renkli, ince katmanlı (5-30 sm), killi, midye kabuğu biçiminde kırılımlı, sık ve bakışsuz kıvrımlı, çoğun eğim ve doğrultu eklemlerli, litik tuf ve volkanik gereç bakımından zengin türbidit kumtaşı katmanlarıyla (2-10 sm) ardaşıklı, Globotruncana'lı bir kireçtaşıyla temsil edilmektedir. Ayrıca, tabanda başkalaşım kayaları ve ofiyolitli melanj, tavanda ise Neojen çakıltaşı ve kumtaşlarıyla açılı uyumsuzdur.

Bu birimden alınan örneklerin mikroskopik incelemesinde kayacın, Globotruncana'lı biyomikrit olduğu ve Globotruncana tricarinata (Quereau), Globotruncana cf. Linneiana (d'Orbigny), Globotruncana cf. conica (White), Globotruncana cf. elevata (Brotzen) gibi fosiller içerdiği gözlenmiştir.

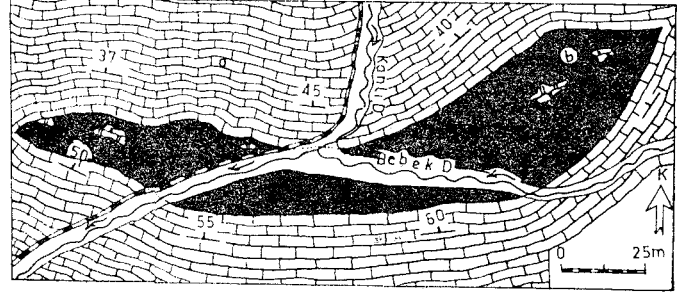
Bu kireçtaşlarının gerek fosil içeriği, gerek litofasiyesi, gerekse türbidit kumtaşlarıyla ardaşıklı oluşu, Çördük Olistostromları'nın normal jeolojik istifinin derin denizel bir ortamda ve zayıf bir filiş fasiyesinde durulduğunu ve Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşında olduğunu kanıtlar gözükmektedir.

Çoktur Bileşenli Olistostromlar

Ofiyolitli Melanj Olistostromu. Birime bu ad, tüm bileşenlerinin ofiyolitli melanj olması nedeniyle verilmiştir.

Dağılımı. En çok yayılım gösteren olistostrom türü olup, özgün yüzleşini Çördük Köyü güneyi ile Batmantaş Köyü KD'sunda verir (Şekil 2).

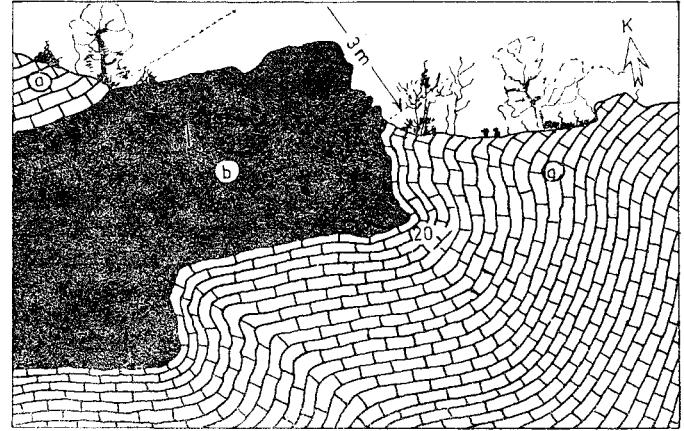
Taban-Tavan İlişkisi. Taban ve tavanda, içinde bulunduğu normal sedimanter istif oluşturulan Kampaniyen-Ma-



Şekil 2: Bileşenleri ofiyolitli melanjdan türemiş, Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı bir olistostromun gömümü, a) Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşı (normal sedimanter istif) b) Ofiyolitli melanj olistostromu.

Figure 2: Aspect of an olistostrome of Campanian-Maestrichtian age, composed of elements derived from ophiolitic melange, a) Pelagic limestone of Campanian-Maestrichtian age (normal sedimentary sequence); b) Ophiolitic melange olistostrome.

estrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşlarına koşuttur (Şekil 3). Özellikle Çördük Köyü yöresi ve Beşören Köyü doğusundaki yüzlelerde taban dokanağı çok keskin, buna karşın tavan dokanağı çok ince (5-10 sm) bir türbidit kumtaşı ile pelajik kireçtaşlarına geçmektedir. Bunların dışında yine



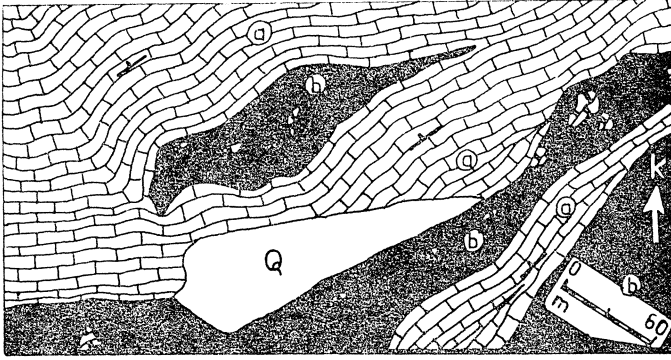
Şekil 3: Şekil ile aynı.

Figure 3: Same as figure 2

Çördük Köyünün GD'sunda yüzeyleyen örnekte ise, aynı olistostrom, tabandan tavana doğru üç kez ardalarına göstermektedir (Şekil 4), yani üç ayrı evrede oluşmuştur.

Litoloji Özelliği

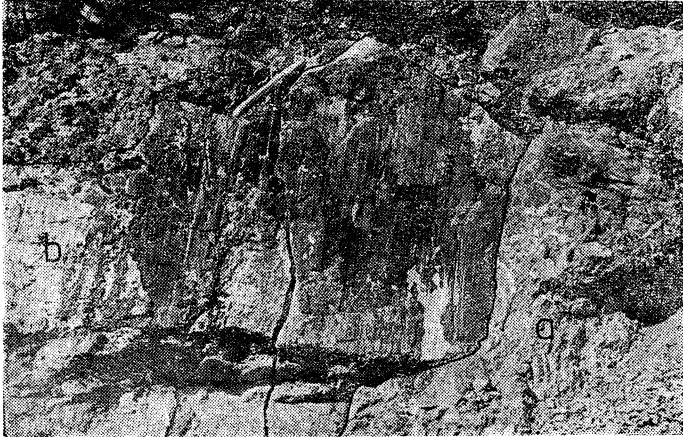
1. **Kayaç Parçaları (Klastlar).** Başlıca iki kaynaktan türemiştir. Bunlar, olistostromu içeren pelajik kireçtaşlarının tabanındaki ofiyolitli melanj ve başkalaşım kayalarıyla temsil edilen "Tokat Masifi"dir. Bunların başlıcaları, boyutları mm'den birkaç m' değin değişen peridotit, gabro, diyabaz, serpantinit, bazalt, lav parçaları, kırmızı-yeşil renkli radyolarit, mermer, kuvars-klorit-albit şist, serizit-kuvars şist, granit, metadiyabaz, diyorit, spilit parçalarıdır. Özellikle mermerlerden oluşan parçalar keskin-cıvalı yüzeyle,



Şekil 4: Farklı evrelerde oluşmuş ofiyolitli melanj olistostromlarının görünümü, a) Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşı Anormal sedimanter istif; b) Olistostromlar.

Figure 4: Aspect of ophiolitic melange olistostromes formed at the different phases, a) Pelagic limestone of Campanian-Maestrichtian age (normal sedimentary sequence); b) Olistostromes.

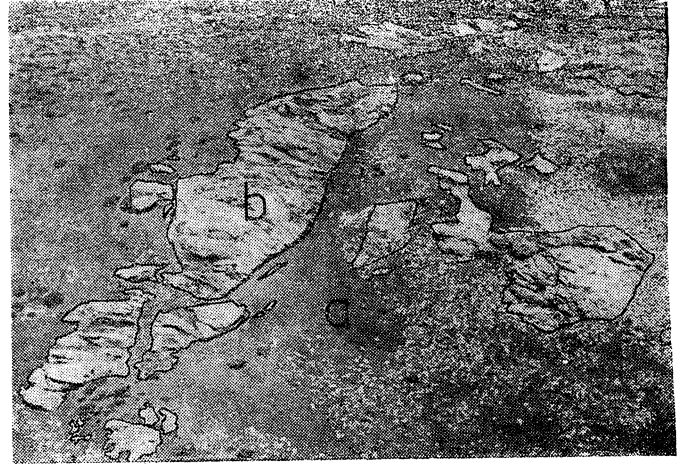
kayma izli ve melanjın oluşumu sırasında uğradığı makaslama-sıkışma nedeniyle çizgisel dizimli sucuklar biçimindedir (Şekil 5, 6). Bütün bu kayaç parçaları ofiyolitli melanjı oluşturan parçalar olup, hepsi de köşeli ve hamur içinde yüzer konumdadır (Şekil 7).



Şekil 5: Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı bir ofiyolitli melanj olistostromunun görünümü, a) Hamur; b) Üzerinde kayma izleri taşıyan mermer parsası.

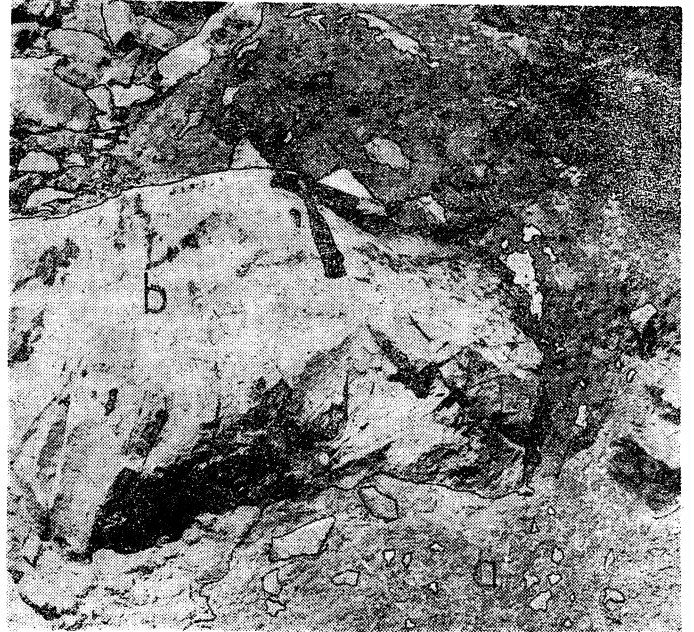
Figure 5: Aspect of an ophiolitic melange olistostrome of Campanian-Maestrichtian age, a) Matrix; b) The marble clast bearing slide marks.

2. Hamur. Ofiyolitli melanjı oluşturan kayaların günlenmesi ve ayrışmasıyla oluşmuş ofiyolit kumu, kil ve şeyldir. Killi ve şeylli olan hamur içinde, kayaç parçaları düzensiz biçimde ve yüzer konumdadır (Şekil 8). Hamur yer yer dilinimli olup, dilinim düzlemleri, olistostromu içeren normal jeolojik istifin yani pelajik kireçtaşının katmanlanmasına hemen hemen koşuttur. Ayrıca içerdiği kayaç parçalarının kenarlarını bir açı ile keserken bazan da ona koşut olmaktadır (Şekil 9). Hamurun dilinim kazanması büyük olasılıkla, oluşumundan sonra etkisinde kaldığı yük basıncı ile olmuştur.



Şekil 6: Bir ofiyolitli melanjın görünümü, a) Hamur; b) Ofiyolitli melanj içinde, çizgisel dizimli ve sucuklaşmış, mermer olistolitleri.

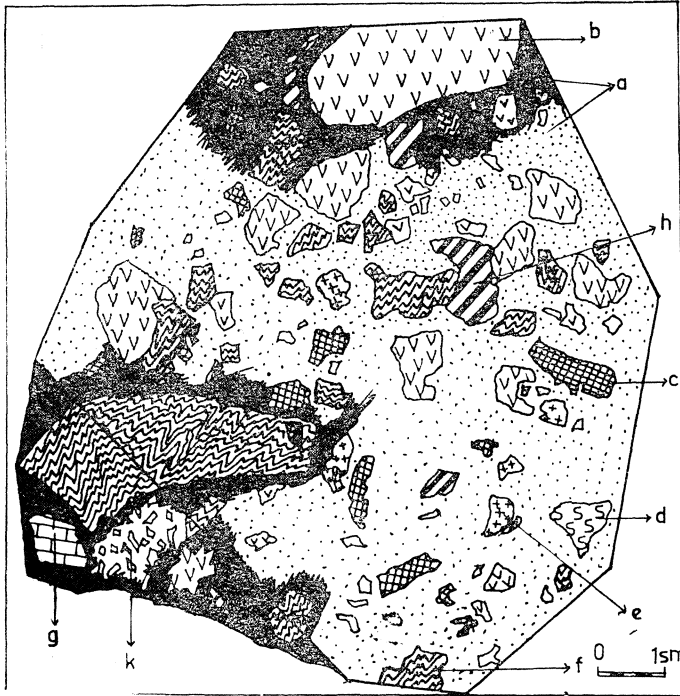
Figure 6: Aspect of an ophiolitic melange, a) Matrix; b) The marble olistoliths of linear oriented and bondinaged in the ophiolitic melange.



Şekil 7: Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı bir ofiyolitli melanj olistostromunun görünümü, a) Hamur; b) Çeşitli kayaç parçaları.

Figure 7: Aspect of an ophiolitic melange olistostromes of Campanian-Maestrichtian age. a) Matrix; b) The different rock clasts.

3. Çimento. Olistostromdan alınan bir el örneğinden hazırlanan ince kesitin (Şekil 8'deki örnekten yapılan ince kesitin) mikroskopik incelenmesinde aşağıdaki özellikler gözlenmiştir: Örnek, granit (hipidyomorf dokulu, feldispat, kuvars ve ferromagneziyen minerallerden oluşur. Ferromagneziyen mineraller ayrılarak klorit, epidot ve opak mineralere dönüşmüştür. Ayrıca, feldispatlar da ayrılmıştır. Sifen ve özellikle apatit, bu parçanın asit kökenli olduğunu gös-



Şekil 8: Kampaniyen-Maestrihtiyen yağlı bir ofiyolitli melanj olistostromunun görünümü, a) Hamur; b) diyabaz ve metadiyabaz, c) Mermer, d) serpantin ve peridotit, e) granit ve di-yorit, f) kuvars-klorit-albit şist, ve serizit-kuvars gist, g) kireçtaşı, h. radyolarit, k. diğer kayaç parçaları (bir el örneğinden çizilmiştir).

Figure 8: Aspect of an ophiolitic mélange olistostrome of Campanian-Maestrichtian age. a), matrix; b) diabase and metadiabase, c) marble, d) serpentinite and peridotite, e) granite and diorite, f) quartz-chlorite-albite schist and sericite-quartz schist, g) limestone, h) radiolarite, k) the other rock clasts (This figure has been drawn from a band specimen).



Şekil 9: Bir ofiyolitli melanj olistostromunun mikroskopik görünümü, a) Hamur; b) Çeşitli kayaç parçaları; c) Dokanak çimentosu; d) Diyabaz parçası.

Figure 9: The microscopic aspect of an ophiolitic mélange olistostrome. a) Matrix; b) Various rock clasts; c) Contact cement; d) Diabase clast.

termektedir.), lav parçaları (bunlar genellikle bazik kökenli bazalt ve diyabaz parçalarıdır. Bu parçalar da ayrışmaya uğramış olup, hamurlarında yeniden kristalleşme gözlenmiştir), peridotit, serpantin, gabro, diyorit, grovak, metadiyabaz, mermer, radyolarit, sedimanter kökenli ve hematitçe zengin tortul kayaç parçaları ve dedritik kuvars parçaları kalsit bir çimento ile birbirlerine bağlanmıştır. Dolayısıyla olistostromun çimentosu kalsitten oluşan bir dokanak çimentosudur (Şekil 9c).

Olistostromların gerek hamuru gerekse onun içerdiği kayaç parçaları temel kayaçlarından (başkalaşım kayaçları ve ofiyolitli melanj) türemiştir. Kayaç parçaları tümüyle köşeli olup, killi ve kumlu hamur içinde yüzer durumdadır. Bu özellik, parçalanmanın tektonik ve kayma kökenli olduğunu göstermektedir.

Kalınlık. Çalışma alanında gözlenmiş olan ofiyolitli melanj olistostromlarının kalınlığı 70 sm ile 100 m arasında değişmektedir.

Karşılaştırma. Yazar bu kesimde, çalışmalarını sürdürdüğü Tokat güneyi (Kuzey Anadolu Kuşağı) ile Orta ve Batı Toroslar'da gözlediği bazı ofiyolitli melanj olistostromlarını konum, yüzlek biçimi, yapı, bileşen, hamur tü-

rü, çimento, kalınlık, oluşum ortamı, oluşum ve yaş bakımından karşılaştırmayı amaçlamıştır (Çizelge 1).

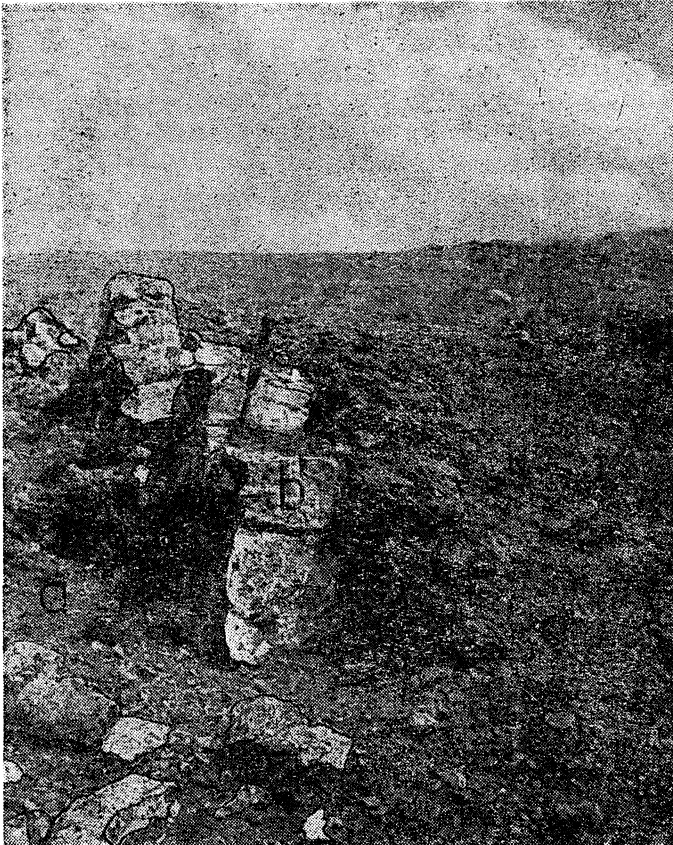
Bu karşılaştırmadan da görüleceği gibi, iki ayrı kuşağa özgü olistostromlar arasında bazı benzerlikler ve ayrıcalıklar bulunmasına karşın, aralarındaki önemli ayrıcalıklar konumları ve oluşum biçimleridir. Flores, Beneo ve Jacobacci (Albate, et al., 1970), olistostromu tanımlarken, onun normal bir jeolojik istif içinde yer alması gerektiğini vurgulamaktadırlar. Bununla birlikte, diğer bazı yazarlar da kökeni tektonik kaymalar olan ve filiş serileri içinde bulunan ofiyolitli melanj türevlerinden ofiyolitli breşleri de olistostromlar olarak (Abbate, et al., 1970) ya da "Ön olistostromlar" (Elter ve Trevisan, 1973) olarak adlandırmaktadırlar.

Kütle devinimlerinin yaygın olduğu Toros kuşağında bu tür oluşuklara sık sık rastlanılmaktadır. Yazar da, olistostrom tanımında kökenin önemli bir öge olduğunu düşündüğünden, bu oluşukları olistostrom olarak adlandırmakta



Şekil 10: Lütesiyen yaşlı bir ofiyolitli melaj olistostromunun görünümü.

Figure 10: Aspect of an ophiolitic mélangé olistostrome of Lutetian age.



Şekil 11: Katmanlı bir kayaç parçası içeren ofiyolitli melanj olistostromunun görünümü. a) Hamur; b) Katmanlı kayaç parçası.

Figure 11: Aspect of an ophiolitic mélangé olistostrome containing a bedded rock clast, a) Matrix; b) The bedded rock clast.

ve onları, çekim kaymaları ve uzun mesafeli kütle devinimlerinin belirteci olarak yorumlamaktadır.

Tektür Bileşenli Olistostromlar

Serpantini! ve Diyabaz Olistostromları. Ofiyolitli melanj olistostromlarına göre çok daha az yaygın olan bu tür olistostromlar yalnız serpantinit ya da yalnız diyabazdan oluşmaktadır.

Bağlımı. Özgün örnekleri Killik Köyü kuzeyi ve Çördük Köyü KB'sında yüzeylemekte olup, haritalanabilecek boyutta değildir.

Taban ve Tavan ilişkisi. Olistostrom, taban ve tavana, içinde bulunduğu normal jeolojik istifin katmanlanmasına koşuttur. Taban dokanağı oldukça keskin, tavanı ise daha az belirgin olup, çok ince bir türbidit kumtaşıyla pelajik kireçtaşına geçmektedir (Şekil 12). Bu şekil bir serpantinit olistostromunu temsil etmektedir.



Şekil 12: Bir serpantinit olistostromunun görünümü (Tektür bileşenli olistostrom). a) Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşı (normal sedimanter istif); b) Serpantinit Olistostromu.

Figure 12: Aspect of a serpentinite olistostrome (monogenie olistostrome. a) Pelagic limestone of Campanian-Maestrichtian age (Normal sedimentary sequence); b) The serpentinite olistostrome.

Litoloji özelliği. Açık porselen ile sarı-pembe renkli pelajik kireçtaşlarından oluşan normal jeolojik istif içinde, yeşil renkleriyle hemen ilgi çeker (Şekil 13). Şekil 13 tektür bileşenli bir olistostromu simgelemekte olup, şekilde a ile belirtilen kesimler pembe-kırmızı-sarı renkli, ince katmanlı (5-30 sm), killi, türbidit kumtaşı katmanlarıyla (2-10 sm) ardaşıklı bir biyomikrittir. Mikroskopik incelemesinde Globotruncana cf. ventricosa (White) ve Globigerina sp. içerdiği gözlenmiştir. Yine şekilde b ile belirtilmiş olan kesim ise, koyu gri-siyah-yeşil renkli ve mercek biçimli diyabaz olistostromudur. Mikroskopik incelemede diyabazın tümüyle albitleşmiş, kloritleşmiş ve epidotlaşmış olduğu gözlenmiştir.

Bu tür olistostromlarda hamur hemen hemen hiç yoktur.

Çizelge 1: Çördük (Kuzey Anadolu Kuşağı, Tokat) olistostromları ve Ynkarkışıkara (Orta Toroslar'ın batı kesimi, Isparta) olistostromları arasında bir karşılaştırma.

Table 1: A comparison between the Çördük (North Anatolia Belt, Tokat) olistostromes and Yukarkışıkara (The western part of Central Taurus Belt, Isparta) olistostrome.

Çördük Olistostromları	Yukarkışıkara Olistostromları
Konum. Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşlanından oluşan normal jeolojik istif içinde yer alır (Şekil 1, 2, 3).	Konum. Ofiyolitli melanj içinde ya da ofiyolitli melanjın taban kesiminde yani ilksel konumlu evsahibi birimle ofiyolitli melanj arasında yer almaktadır.
Yüzlek Biçimi. Mercek şeklindedir.	Yüzlek Biçimi. Tektonik breş görünümlü litoloji yığışmaları şeklindedir.
Yapı. Karmaşık yapıdır, yani katmanlanma, derecelenme, vb. gibi yapı göstermez.	Yapı. Karmaşık yapı olup, tektonik breşi andırmaktadır.
Bileşen. Çapları, ortalama olarak, mm'den 120 sm'ye değin değışen peridotit, gabro, diyabaz, serpantinit, bazalt, metadiyabaz, lav parçaları, granit, diyorit, kuvars-klorit-albit şist, serizit-kuvars şist, mermer, radyolarit, pembe renkli pelajik kireçtaşı çakıl ve bloklardır, özellikle mermer parçaları keskin cilalı yüzeyli, kayma izi belirteci olarak çizikli, sucuk biçimlidir. Bileşenler tümüyle ofiyolitli melanjdan türemiş olup hepsi de keskin köşeli ve hamur içinde yüzer durumdadır. Ayrıca, daha önce katmanlanmış kayalık blokları da içerir.	Bileşen. Egemen olarak ofiyolit gereçli olup, bileşen kaynağı değışkendir, Boyutları ortalama olarak mm'den birkaç metre küpe değin değışen diyabaz, spilit, ignimbrit, peridotit, mafitçe zengin bazalt, karbonatlaşma gösteren volkanik cam (olasılıkla bazalt camı), radyolarit, grovak, Globotruncana'lı pelajik kireçtaşı, bol oolitli ve Malm yaşlı kireçtaşı, Alg'li biyomikrit ve çört. Bileşenler tümüyle keskin köşeli olup hamur içinde yüzer durumdadır (Şekil 10). Bazıları keskin cilalı yüzeyli ve çiziklidir. Ayrıca, daha önce katmanlanmış kayalık blokları da içerir (Şekil 11).
Hamur. Ofiyolit kumu, kil ve şeyden oluşmuş olup, dilinimlidir.	Hamur. Ofiyolit kumu ve şeyden oluşmuş olup dilinimlidir.
Çimento. Kalsitten oluşan dokanak çimentosudur.	Çimento. Kalsitten oluşan dokanak çimentosudur.
Kalınlık. 30 sm ile 100 m arasında değışir.	Kalınlık. Konumu nedeniyle gerçek kalınlığından sözedilemez.
Oluşum Ortamı. İçinde yer aldığı normal jeolojik istife dayanılarak, kıta yamacı ve kıta yükselimi arasında oluştuğu söylenebilir.	Oluşum Ortamı. Yer yer ilksel konumlu Lütésiyen filisi üzerinde (tavanda) bulunması nedeniyle, Kıta yamacı - Kıta yükselimi arasında oluştuğu söylenebilir.
Oluşumu. "Levha Tektoniği Kuramı"na göre, levhalardan birinin diğeri altına dalıp, alttan itkilenecek ters faylanmayla yerleşiminden sonra oluşan hendekte, yamaçlardan birinin duraysız olması (üzerliyen yamacın gittikçe yükselmesi) nedeniyle, derin denizde oluşan pelajik sedimanlar arasına yer yer, temeli oluşturan (başkalaşım kayaları ve onun üzerinde tektonik dokanakla yer alan ofiyolitli melanj) birimlerden kütlelerin çekim kayması ile yerleşmesi biçiminde olmuştur.	Oluşumu. Törede ofiyolitli melanj tektonik bir dokanakla (sürüklenim düzlemi) Lütésiyen filisi üzerinde yer almaktadır. Olistostromlar da belirli yerlerde bu tektonik dokanakla filişin tavanı arasında bulunmaktadır. Bu nedenle, olistostromlar, ilerleyen ilksel konumsuz kütlelerin (ofiyolitli melanjın) alın kesiminden kopan parçaların önlerinde bulunan filiş havzasına kayarak yığışmaları sonucu oluşmuş gözükmektedir.
Yaş. İçinde yer aldıkları normal jeolojik istifin yaşı Kampaniyen-Maestrihtiyen'dir. Bu nedenle, olistostromların yaşı da aynıdır.	Yaş. İki ayrı yörede, olistostrom Lütésiyen filişinin tavanında yer almaktadır. Bu nedenle yaş Lütésiyen ya da daha gençtir.



Şekil 13: Bir diyabaz olistostromunun görünümü (tektür bileşenli olistostrom). a) Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşı (normal sedimanter istif) b)Diyabaz olistostromn.

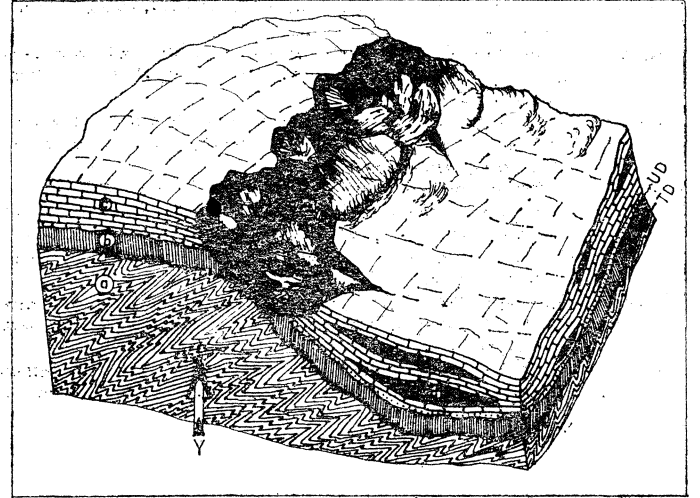
Figure 13: Aspect of a diabase olistostrome (monogenic olistostrome). a) Pelagic limestone of Campanian-Maestrichtian age (normal sedimentary sequence); b) The diabase olistostrome.

Kalınlık. Yanal olarak mercek biçiminde incelenerek sonlanan olistostromun kalınlığı 30 sm ile 1.5 m arasında değişmektedir.

Çördük Olistostromları'nın Ortamı, Oluşumu ve Yaşı

Çördük Olistostromlarının normal jeolojik istifi, filiş fa-siyesinde gelişmiş, türbidit kumtaşlarıyla ardaşıklı, Globo-truncana'lı mikritlerden oluşmaktadır. Bu nedenle, Çördük Olistostromları'nın oluştuğu ortam kıta yamacı - kıta yükselimi - Okyanus tabanı üçlüsüdür.

Çördük Olistostromları'nın ortamı ve oluşumu Şekil 14'de görüldüğü biçimde tasarlanmıştır. Şekilde a başkalaşım kayaçlarını, b ofiyolitli melanjı, c örtü kayaçlarını (olistostromların normal jeolojik istifi), d ise Çördük Olistostromları'nı simgelemektedir. Okyanusal levhanın kıtasal levha altında yitimi, yiten levha üzerinde hendeğin oluşumu, ofiyolitli melanjın oluşumu ve başkalaşım kayaları (kıtasal kabuk) üzerine yerleşimi Kampaniyen öncesinde tamamlanmıştır. Çünkü örtü kayacının (olistostromun normal jeolojik istifi) yaşı Kampaniyen-Maestrihtiyen'dir. Örtü



Şekil 14: Çördük olistostromlarının oluşumunu gösteren Blok di-yagram, a) Permiyen yaşlı başkalaşım kayaçları (Tokat Masifi); TD: Tektonik dokanak; b) Senomaniyen yaşlı ofiyolitli melanj; UD: Ağılı Uyumsuzluk; c) Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşı (normal sedimanter istif); d) Çördük olistostromları; Y: Yüksleme.

Figure 14: The block diagram representing the formation of the Çördük olistostromes. a) Metamorphic rocks of Permian age (Tokat Massif); TD: Tectonic contact; b) Ophiolitic melagic limestone of Campanian-Maestrichtian age (normal sedimentary sequence); d) Çördük olistostromes; Y: Uplifting.

kayacının durulması sırasında hendeğin kıtasal levha tarafı yükselmeyi sürdürmüş, yükselime koşut olarak çekim kuvvetleri doğmuş ve denizaltı kaymaları (submarine slides) başlamıştır. Böylece, temel kayaçlarının topoğrafik olarak daha yüksek kesimlerinden, gerilmeyle parçalanarak kaymakla hendeğin daha derin kesimlerine gelip mikritler içine yerleşen karmaşık Çördük Olistostromları'nı oluşturmuştur. Olistostromların özellikle örtü kayacının tabanına yakın kesimlerde ve onunla ardaşıklı olarak bulunması, kaymaların Kampaniyen başında olduğunu ve kaymadan sonra mikritlerin durulmayı sürdürdüğünü göstermektedir.

SONUÇ

İnceleme alanını da kapsıyan Kuzey Anadolu Kuşağında, Kampaniyen öncesi evrede bir levha yitimi ve ona bağlı olarak da ofiyolitli melanj yerleşiminin olduğu çıkarılmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazar, sorunların tartışmasında yakın ilgisini gördüğü Sayın Prof. Dr. M. N. Tokay'a, paleontolojik örneklerin belirlemesini yapan Dr.E.Sirel'e teşekkürü borç bilir.

Yazının geliş tarihi : 16.9.1978

Yayıma verildiği tarih : 19.11.1978

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abbate, E., Bortolotti, V. ve Passerini, P., 1970, Olistostromes and olistoliths: Sedimentary Geology, 4,3/4, 521-558
 Beneo, E., 1955, Les résultats des études pour la recherche petrolifere en Sicile: Proc. 4th World Petrol Congr., Roma, 1-13
 Beneo, E., 1956, Accumuli terzari da risedimentazione (olistostroma) neli Appennio centrale e frane sottomarine: Enstensione tempoziale del fenomeno: Boll. Serv. Geol. d'Italia, 78, 1-2, 291-319.

- Dunbar C.O. ve Rodgers, J., 1957, Principles of stratigraphy : Wiley, New York, 356.
- Elter, P. ve Schwab, K., 1959, Nota illustrative della caita geologica all 1/50,000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli: Bolt Soc. Geol. Ital., 78, 2, 157-319.
- Elter, P. ve Trevisan, L., 1973, Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Appennines: Gravity and Tectonics, J. Wiley and Sons, New York, 175-178.
- Flores, G., 1959, Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily: World Petrol Congr., Proc, 5th, N.Y., 1959, 13, 259-275.
- Gansser, A., 1959, Ausseratpine Ophiolith probleme: Eclogae (Jeol. Helv., 2, 659-680.
- Gökçen, S.L., 1974, Erztncan-Refahiye Bölgesi Sedimanter Jeolojisi I: Olistoit, Türbidit ve Olistostrom Fasiyesler!: Hacettepe Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 4, 179-205.
- Gökçen, S.L. ve Şenalp, M., 1975, Kayma oluşukları, olistostromlar ve Türbidit fasiyeslerini ayırıcı ana jeolojik, sedimantolojik ölçütler: TBTAK.V. Bilim Kongresi Tebliğleri (Yerbilimleri Seksiyonu), İzmir, 57-78.
- Hoedemaeker, Ph. J., 1973, Olistostromes and other delapsionai deposits, and their occurrence in the region of Moratall (Prov. of Murda, Spain): Scripta. Geol., 19, 1207.
- Hsü, I.K., 1968, Principles of melange and their bearing on the Franciscan Knoxville paradox: Bull. Geol. Soc. Am., 79, 8, 1063-1074.
- Koçyiğit, A., 1976, Karaman-Ermenek (Konya) bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 2 103-116.
- Koçyiğit, A., 1978, Sankaya-Üçbaş (Karaman) yöresinin Jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 21, 1, 77-86
- Merla, G., -1961, Geologia dell'Appenniino settentrionale: Boll. Soc. Geol. Ital., 70, 1, 95-383.
- Rigo De Righi, M. ve Cortesini, A. 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey: Bull, Am. Assoc. Petrol. Geologists, 48, 18, 1911-1937.

Haramiköy konglomeralarının sedimanter özellikleri (Nallıhan KD/Ankara)

Sedimentary properties of the Haramiköy conglomerates (Nallıhan NE/Ankara)

NİZAMETTİN KAZANCI Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Jeoloji-Stratigrafi Kürsüsü, Ankara.

ÖZ: Nallıhan KD'sunda, filiş tipi tortullar içinde 320 m kalınlığı ve 11 km yanal yayılımı ile dikkat çeken iri bileşenli bir konglomera konu edilmiştir. Birim yalnızca kireçtaşı ve metamorfik kayaç parçalarından yapılmış olup, yaklaşık %10 hamur kapsar, normal ve ters derecelenmeler yaygındır. Bileşenlerin boyları batıdan doğuya ve tabandan tavana doğru küçülür. Yüzlek uzanımına uyumlu, belirgin bir tane yönlenmesi vardır. Bu yeniden çökertilmiş konglomeraların moloz akması ürünü olduğu düşünülmektedir.

ABSTRACT: The topic of this study is the conglomerates consisting of large size components, 320 m thick and having 11 km lateral extent, observed in flysch type sediments in the NE of Nallıhan, The unit consists of only limestone and metamorphic rock fragments, and includes approximately 10% matrix; normal and inverse gradation is frequently observed. The size of constituents gets smaller from west to east and from base to top. Grain orientation is very noticeable and parallel to outcrop continuity. It was assumed that this resedimented conglomerate had been formed by debris flow.

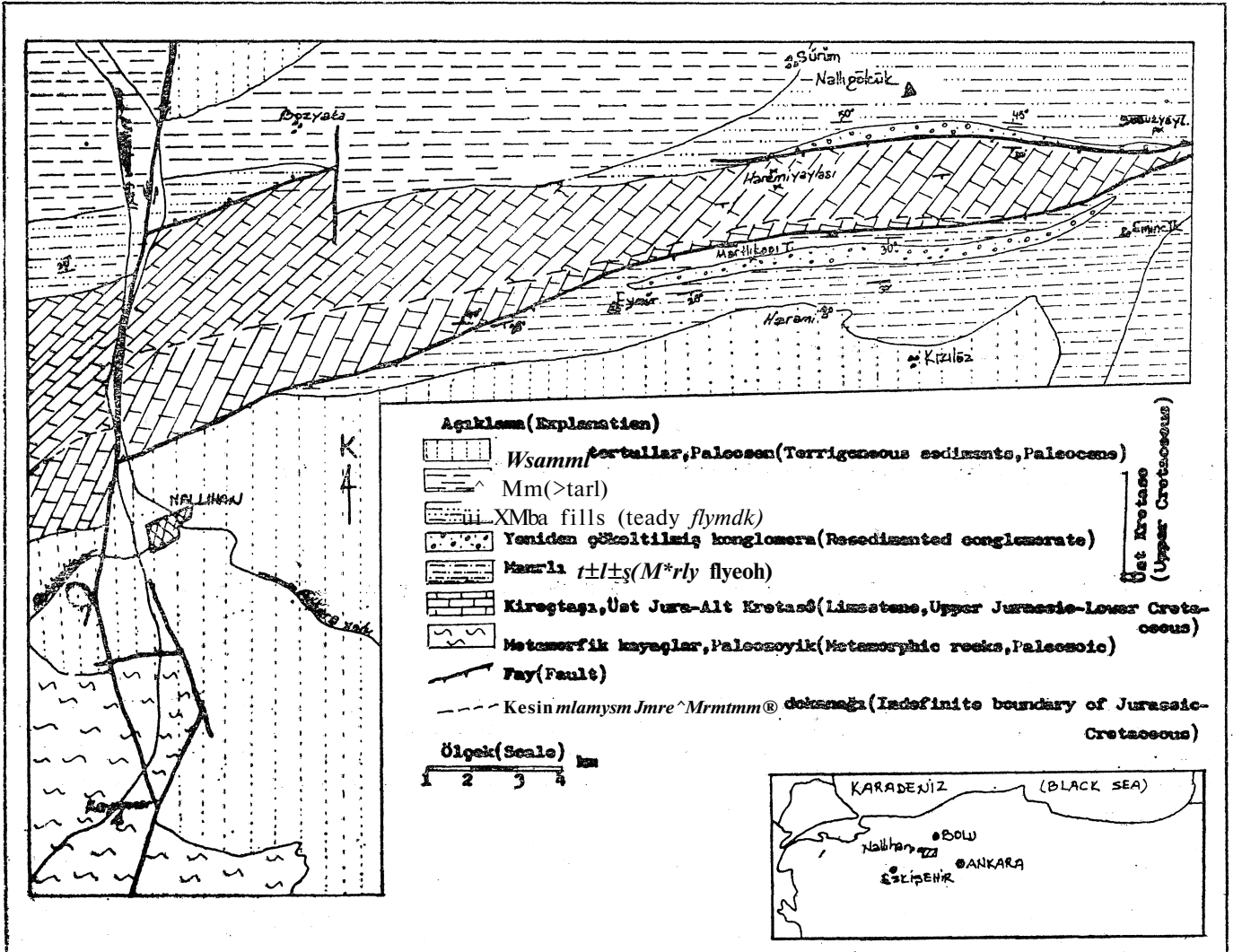
GİRİŞ

İncelenen birim Nallıhan (Ankara) KB'sunda, Bolu H27 a4-dl paftaları içinde, filiş tipi tortullar arasında en ince kum boyundan iri bloklara kadar değişen geniş bir tane boyu aralığında bileşenlerden yapılmış konglomeradır. İki yüzlek halindedir. Bu iki yüzlek birbirinden faylanma ile ayrılmış olabileceği gibi, oluşum sırasındaki eğim topoğrafya yardımıyla aynı akıntının iki kolu biçiminde gelişmiş ve yerleşmiş olabilir. Kuzeyde kalan bölüm Seben (Bolu)'e bağlı Nallıgölcük köyünün 700 m daha güneyinde, güneyde kalan bölüm ise Haramiköy'ün (Nallıhan - Ankara) 1 km kuzeyinde en iyi olarak yüzeylenir (Şekil 1). Her iki yüzlek de aynı sedimanter niteliklerdedir. Konglomeranın güneydeki bölümü Eymür (Nallıhan) köyü yakınından başlayıp, Emincik (Beypazarı - Ankara) köyünün 1,5 km kuze-yinde kamalanarak biter ve marnlı filiş tortulları içinde-dir. En kaim olduğu yerde 320 m olarak ölçülmüştür. Yüzlek, içindeki D-B uzanımlı küçük faylardan etkilendiği için daha kalınmış gibi görünür. Belirgin tabakalanma yoktur

(Levha I Şekil 1), ancak hava fotoğraflarında yer yer dike yakın ve ortalama 80° güneye eğim seçilebilmektedir.

Konglomeranın kuzeydeki yüzleği Harami yaylası mevkiinden başlayıp, Susuz yaylası yakınında, başlangıç yerinde olduğu gibi incelenerek son bulur (Şekil 1), Stratigrafik kalınlığı eşleniğinden daha azdır ve 260 m olarak ölçülmüştür. Yine belirgin tabakalanma yoktur, hava fotoğraflarında ve arazi gözlemlerinde kuzeye doğru 75-80°'lik bir eğim hissedilmektedir. Güneydeki yüzlekten farklı olarak Üst Jura-Alt Kretase kireçtaşları üzerine oturmaktadır. Kireçtaşları ile bu yüzlek arasında bulunması gereken 225 m'lik filiş tortulları (güneyde ölçüldüğü kadarıyla) faylanma nedeniyle gözlenmemektedir (Şekil 1). Temeldeki kireçtaşları çamurtaşı ve oolitik tanetaşı mikrofasiyesindedir ve konglomera içinde çakılları bolca izlenir. Bu kuzey bölümün üzerine de kumlu filiş tortulları gelmektedir.

- Sedimanter özelliklerini ve bölge paleocoğrafyasına katkısı araştırmak için incelenen bu konglomera, önceki çalışmalarda bölgedeki kırıntılı kayaçların tabanı sayılmış ve



Şekil 1: Basitleştirilmiş jeoloji ve yer bulduru haritası.

Figure I: Simplified geologic and location map.

genel olarak Santoniyen-Maestrihtiyen yaşı verilmiştir (Rondot, 1956; Türkünal, 1963; Kalafatçıoğlu ve Uysallı, 1964; Ünlü ve Balkaş, 1975). Altınlı (1977) bunların kırıntılı serilerinin başlangıcında, çakıllı çamurtaşları veya proksimal türbiditler olabileceğini belirtmektedir. İncelemeler sonucunda konu edilen konglomeranın moloz akma (debris flow) ürünü olduğu bu yazıda savunulmaktadır. Karşılaştırma olması bakımından moloz akma oluşukları hakkında genel bilgi verilmesinde yarar görülmüştür.

MOLOZ AKMA OLUŞUKLARININ GENEL TANIMI

Yeniden tortullaşmış kırıntılı kayaçlar arasında sık sık gözlenebilen iri elemanlı tortulların taşınma tipi ve ortamsal durumu, genel olarak oluşumu için değişik öneriler getirilmiş olmakla birlikte bunlar henüz kesin sonuçlara ulaştırılamamıştır. Ancak bu kayaç birimlerinin kendine özgü bir yolla oluştuğu bütün yazarlarca kabul edilmiştir. Bu tip tortullar, örneğin bir transgresyon veya bir regresyon konglomerasından farklı olarak ikincil yataklarında bulunmaktadırlar; bileşenleri henüz katılaşmamışken, özel bir mekanizma ile birincil birikme yerlerinden ikincil yataklarına taşınmıştır. Bu nedenle böyle oluşuklar için çoğu kez yeniden çökeltilmiş (rösedimente) konglomeralar adı kullanılır (Davies ve Walker, 1974; Walker, 1975a, b).

Yeniden çökeltilmiş konglomeraların filiş tipi tortullar arasında birkaç santimetreden metrelerce kalınlığa kadar ulaştığı ve basenin en sığ bölümünden derinlere doğru değişik ortamlarda bulunabildikleri çeşitli çalışmalarda yer alır (Enos, 1969; Walker ve Mutu, 1973; Norman, 1975; Varol, 1977). Türbiditik katmanlar arasındaki bu iri elemanlı kayaçlar özellikle Kuenen (1958), Sanders (1965), Walker (1967, 1975a, b), Fisher ve Mattinson (1968) tarafından tartışılmış ve ortak olarak, zaman zaman yükselen taşıma enerjisinin ürünü oldukları kabul edilmiştir. Saha gözlemleri ve deneysel çalışmalarla özellikle son ürünün iç düzenlenmesi, yönelme ve tane boyları dikkate alınarak kütle akmaları (Hendry, 1972), tane akmaları (Stauffer, 1967; Aalto ve Dott, 1970; Lowe, 1976), moloz akmaları (Fisher, 1971; Hampton, 1972a) yüksek enerjili özel taşıma türleri olarak belirtilmiştir. Bu taşıma türlerinin oluşturduğu kayaçlar çeşitli nitelikleriyle birbirinden oldukça farklıdır.

Kırıntılı seriler içindeki çoğu konglomeraların oluşumu için genellikle kabul edilen mekanizma moloz akmaları (debris flows) dır (Middleton ve Hampton, 1973). Bu kayaçlar kilden iri bloklara kadar çeşitli taneleri içerebilir, boylanma görülmez ve yuvarlaklaşma çok zayıftır. Moloz akmalarının oluşturduğu bu olistostrom yapılı çakıllı çamurtaşları, bileşenleri ve birçok sedimanter yapıları bakımından yıkılma (slump) ve kayma (slide) oluşukları ile benzeşir (Hubert, 1967; Norman, 1975). Fakat son ürünün bu çok benzerliğine rağmen, moloz akmaları kesin olarak sualtı heyelanlarından ayrılmıştır (Gökçen ve Şenalp, 1975).

Yeniden çökeltilmiş konglomeralar üzerine çalışmalar, saha gözlemleri yanında deneysel olarak da yürütülerek bu tortulları oluşturan akışın hidrodinamik yapısı açıklanmağa gidilmiştir (Middleton, 1970; Middleton ve Hampton, 1973; Hampton, 1972b, 1975). Yüksek tektonizma ve hızlı aşındırma sonucu oluşan değişik boylu gereç kıtasal bir düzlük

üzerine birikir. Zaman içinde tektonik etki veya fazla yük nedeniyle dengesi bozulan kırıntılı tortullar basenin daha derin bölümlerine doğru akmağa başlar. Bu akış fazlaca aşındırma gücüne sahiptir ve tabandan kopardığı parçaları da beraberinde taşır. Tane ve çamur akmalarına oranla daha az su taşıdıklarından viskozduurlar. Bu nedenle akmanın başlaması için gerekli ilk yamaç eğimi 18°-37° gibi yüksek değerlerdedir (Stuffer, 1967; Hampton, 1972b). Ancak bileşimde çamurun fazlalığı akışkanlığı artıracığından, çamur/moloz oranının artmış olması ilk yamaç eğiminin 10°'ye kadar düşmesini sağlayabilir (Middleton, 1970). Bu tür akmalarda gereç yoğunluğunun yaklaşık 2,5 gr/cm³ olduğu ve su içeriğinin %25'i aşmadığı, ortalama %10 olduğu varsayılır (Curry, 1966).

Taşıma ve aşındırma gücü çok yüksek olan moloz akmaları, viskoziteleri sebebiyle eğimin azaldığı yerde hemen durur ve katılaştır. Bu yüzden moloz akma oluşuklarının yanal yayılımının az olacağı (Fisher, 1971) ve derin deniz ortamlarında bulunamayacağı (Hampton, 1975) görüşü vardır. Fakat tersine Mountjoy ve Playford (1972) ve Stanley (1974) en derin ortamlarda bile bulunabildiğini belirtmişlerdir. Farklı olarak bu son araştırmacıların konu ettikleri kayaçların en büyük elemanları çakıl boyundadır ve nisbeten yuvarlaklaşma seçilir. Bu tip akmalarda çamur/moloz oranı oldukça fazla olsa gerektir.

Moloz akmaları ile oluşan tortulların en belirgin özelliği yoğun bir hamur (atmirx) içermeleri ve görünür bir tane yönelmesi bulundurmasıdır (Rochleau ve Lajoie, 1974). Hamur killi çamurtaşı olabildiği gibi, ince-orta taneli kumtaşı da olur ve daha iri taneler arasında bağlayıcılık görevi yapar. Tortulun saha yayılımının alt ve üst sınırlarına paralel olarak gelişmiş tane yönelmesi (fabrik), yeniden çökeltilmiş konglomeralarda her zaman gözlenebilir ve bu, düzgün-çizgisel akışın (laminer) belirteci kabul edilir (Lindsay, 1966, 1968; Hendry, 1976). Tabakalanmanın seyrek görülmesine karşı normal ve ters derecelenme hemen çoğu moloz akma oluşuklarında yer alır.

Uygun durumlarda, moloz akmaları sualtı heyelanlarının devamı şeklinde gelişebilir ve giderek türbit akıntılara geçebilir. Bu bakımdan türlü yıkılma, akma ve akıntı oluşuklarının aynı fasiyes içinde bulunuşu olağandır (Norman, 1975).

HARAMİKÖY KONGLOMERALARINDA GÖZLEMLER

Anlatım kolaylığı sağlamak için Haramiköy konglomeraları üzerine yapılmış gözlemler hamur, tane özellikleri, bileşim, tane yönelmesi, paketlenme ve derecelenme olarak bölünmüştür. Kuzey ve güneydeki yüzlekler benzer yapıda olduğundan elde edilen sonuçlar her ikisi için de geçerlidir.

Hamur

Moloz akma oluşuklarının birinci derecede önemli niteliği olan hamur (atmirx) konu edilen konglomeralarda çok belirgindir. İri bileşenler arasında bağlayıcı olup (Levha I, Şekil 2 ve 5), tane boyu geniş aralıktadır. Kilden iri kuma kadar çıkar ve ortalama ince kum boyutludur. İnce kesitlerde kum boyu gerecin arasının kil ve siltlerle dolarak oldukça sıkı bir yapı kazandığı görülmüştür. Bileşiminde ince metamorfik kırıntılar ağırlıktadır.

Konglomera yüzleklerinin batı ve orta bölümlerinde çok iyi gözlenen hamur, doğuya doğru konglomera bileşenlerinin incilmesi veya ince olanların artmasıyla güç ayırılabilir ve tamamen kil-silt karışımına dönüşür. Kayaçtaki miktarı yerel olarak değişiklikler gösterir ve %5-15 dolayındadır. Bölgesel değişme miktarlarını hesaplamak mümkün olmamıştır.

Tane özellikleri

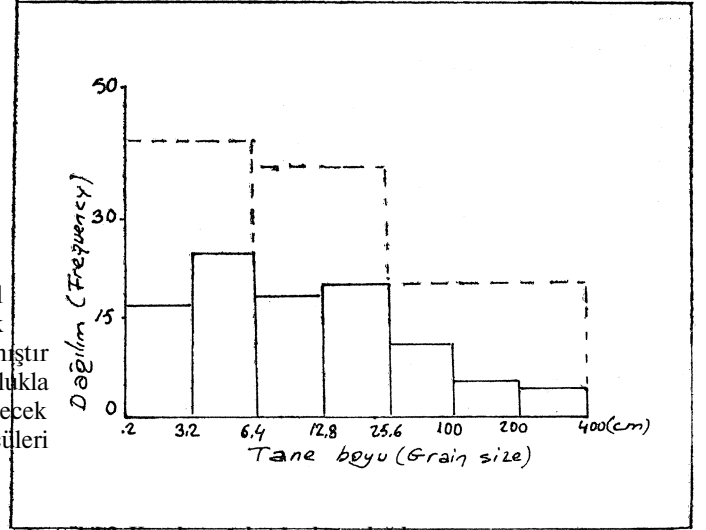
Filiş tortulları arasında yer alan konglomera en ince çakıl boyutundan (0,3 cm), 4 m'lik iri bloklara varıncaya kadar çok geniş tane boyu aralığına sahip bileşenlerden yapılmıştır (Levha I, Şekil 3, 5, 6). Bu değişik boylu bileşenler çoğunlukla çakıl ve parçalar olup, bloklar seyrekler. Yazıda sık sık geçecek olan kum üstü boy aralıkları, Wentworth (1922) ölçüleri temel alınarak şöyle sınıflandırılmıştır:

boy aralığı (cm)	tane adı	
BLOK	>200	iri blok
(Boulder)	199-100	orta boy blok
>25,6	99-25,6	küçük boy blok
PARÇA	25,5-12,8	büyük boy parça
(Cobble)	12,7-6,4	küçük parça
ÇAKIL	6,3-3,2	büyük boy çakıl
(Pebble)	3,1-1,6	orta boy çakıl
6,3-0,4	1,5-0,8	küçük boy çakıl
	0,7-0,4	çok küçük boy çakıl
(Gravel)	0,3-0,2	en ince boy çakıl

Konglomera yüzleklerinin ki uç ve orta bölümlerinde olmak üzere toplam altı gözlem yerinde (üçü kuzey, üçü güneyde) tane boyu çalışmaları için, bir kenarı 30 m olan kare biçimindeki bir alan birer m²'lik sahalara ayrılarak parça ve blokların sayımı yapılmıştır. Bu işlem sonucunda altı gözlem yeri ortalamasına göre konglomera bileşenlerinin şöyle dağıldığı saptanmıştır (Şekil 2): %10-15 bloklar, %25-35 parçalar, %45-65 çakıllar.

Bu gözlemlerde dikkat çeken nokta, blok ve parçaların doğuya doğru gittikçe azalmasıdır. Yüzleklerin doğu kesimlerinde çok seyrek olan bu iri bileşenler, hamur ve ince çakıllar içinde yüzer gibidir ve yaklaşık 10 m²'de 1 adettir. Batı bölümlerde tersine çoğalır ve konglomeranın ince taneleri hamur görünümündedir. (Konglomeranın batı kesiminde, güneydeki yüzlekte, Martlıkaşı tepe yakınında olağan dışı olarak boyları 25-55 m arasında 4 dev kireçtaşı bloku görülmüş olup, ölçü dışı tutulmuştur).

Bu konglomera boylanma olmaması yanında tane şekli açısından da bir düzen yoktur. Çakıl boyutlularda nisbeten gelişmiş yuvarlaklaşma bulunursa da (ast olgun, olgun), boy oranı büyüdükçe yuvarlaklaşma kötüleşir. örneğin iri çakıl ve küçük parçalar, büyük boy parçalardan



Şekil 2: Konglomera tane boyu dağılımı.

Figure 2: Distribution of grain size in conglomerate.

daha olgundur. Bileşime giren elemanlardan metamorfik kırıntılar kireçtaşlarından daha küçük boyutludur ve daha olgundur, ancak bir bölümü kolay kırılır türden olduğu için ölçülerde farklı olarak kireçtaşları küre ve oval (muylu)'a, metamorfikler de yassı ve disk biçimine doğru ilerlemiş görünür (Şekil 3a, b). Rittenhouse (1944)'un gözle tanım ölçülerine göre küresellik dereceleri geniş bir yayılım gösterir ve 0,51-0,63 arasında yığılma yapar (Şekil 4). Hamur içinde ve ince boy çakıl zileşenlerindeki kireçtaşı kırıntılarında, metamorfiklerin tersine köşelilik dikkat çeker.

Bileşim

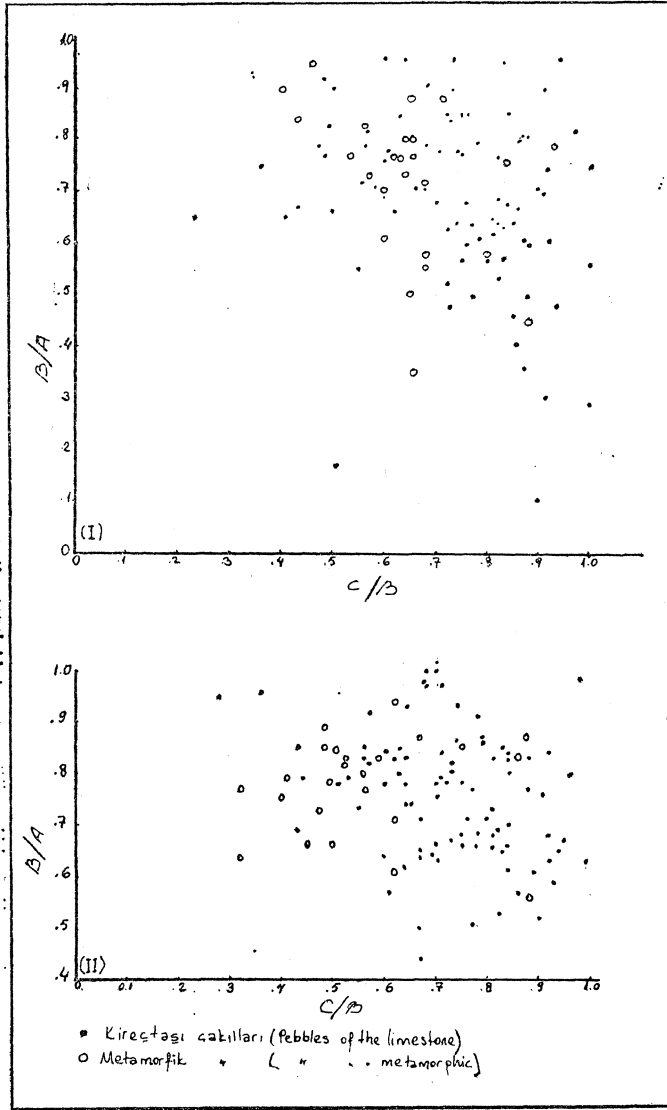
Konu edilen birimin büyük boyutlu elemanlarının tümünün kireçtaşı olması nedeniyle tekdüze bir konglomera görünüşü vardır. Bileşim çok sadedir ve iki tür izlenir; kireçtaşları ve metamorfikler.

Kireçtaşları; konglomeranın temel bileşenini oluşturur ve orta kum boyundan iri bloklara kadar her boyutta görülebilir. Birimdeki blokların tamamı, parça ve çakılların çoğunluğu kireçtaşlarıdır (Şekil 5). Bileşimdeki kireçtaşı ve metamorfik kırıntılarının miktarı, saha gözlemi ve ince kesitlerden şu şekilde hesaplanmıştır; yüzde olarak:

	çakıl			parça		blok	
	K.	O.	B.	K.	B.	K.	B.
kireçtaşı	25	35	45-50	65	80	95-100	
metamorf.	75	65	50-55	35	20	0-5	
							K. küçük boy
							O. orta boy
							B. büyük boy

Kireçtaşları çoğunlukla mikritik yapıda olup (çamurtaşı-vaketaşı), daha azı oolitik, pelloidal ve tanetaşı türündedirler. Belirgin olarak iri parça ve bloklar ve yuvarlaklaşma gösteren parçaların büyük bölümü mikritik kireçtaşlarıdır. Oolitik ve pelloidal olanlar ufalanmışlardır.

Metamorfik taneler; çakıl ve daha küçük boyutlu bileşenlerin büyük bölümünü oluştururlar. Çakıllardan ve kong-



Sekil 3: Çakıl boyutlu bileşenlerin eksen oranları dağılımı, I — Güneydeki yüzlek, II — Kuzeydeki yüzlek. A — Uzun eksen, B — Orta eksen, C — Kısa eksen.

Figure 3: Distribution of axis proportion of pebble-size constituents; I — southern outcrop, II — In northern outcrop. A — Long axis, B — Middle axis, C — Short axis.

lomanın ince taneli kısımlarından yapılan ince kesitlerde kuvarsit, kalkışit, kuvars-serisit şist ve mikaşistlerin ağırlıkta olduğu görülmüştür. Orta ve büyük boy çakıllarda kalkışitler, ince boy çakıllarda ise kuvarsitler baskındır ve bazı örneklerde miktarı %60'a yaklaşmaktadır, köşeleri tümüyle silinmiştir. Sertlikleri açısından kuvarsitlerdeki bu boy küçülmesi ve olgunluk bir tersliği belirlerse de, bu birincil birikmelerindeki kaynak kayacın konumu ve diğer özellikleriyle ilgili olsa gerektir. Kuvarsitik kumtaşları, çörtler ve gnays kırıntıları daha az oranda yer alırlar.

Tane yönelmesi

Yeniden tortullaşmış kayaçların bileşimine katılan elemanların çoğunluğunun tercihli olarak yönelmesinin, ta-

şınma yönüne ilişkin bilgi verdiği bilinmektedir, özellikle akma ve akıntı oluşuklarında sık kullanılan bir veridir.

İncelenen konglomeranın iki yüzleğinin altı ayrı yerinde tanelerin yönelmesi ölçülmüştür. Bileşenlerin boylarına bağımlı olarak yüzleklerde iki türlü çizgisellik görülmüştür:

a— Çakıllar ve daha küçük boyutlular, özellikle metamorfik çakıllar yüzlek taban ve tavan dokanaklarına paralel biçimde, yaklaşık K70°D doğrultulu bir yönelme gösterirler (Şekil 6a, b). Aynı çakılların orta eksenleri (B) genellikle dik ve 65°-85° ile kuzeye yönelmiştir. Kiremitlenme çok belirgin olmamakla birlikte gözlenir. Konglomeranın çok ince taneli kısımlarından ve hamurdan yapılan ince kesitlerde bu makroskopik olarak görülen yönelme fazla seçilir değildir, b — Parça ve bloklar çakılların yönelmesine uyumlu biçimde, belli hatlar boyunca dizilmeler gösterirler. Bu çizgisellikte tane aralıkları değişik olduğu gibi, bütün parça ve blokların böyle bir düzen içinde olduğu söylenemez. Yüzleklerin batı kesimlerinde sık bulunan bu dizilmelerin yanal sürekliliği sınırlıdır ve belirgin olarak 200 m kadar izlenebilmiştir.

Paketlenme

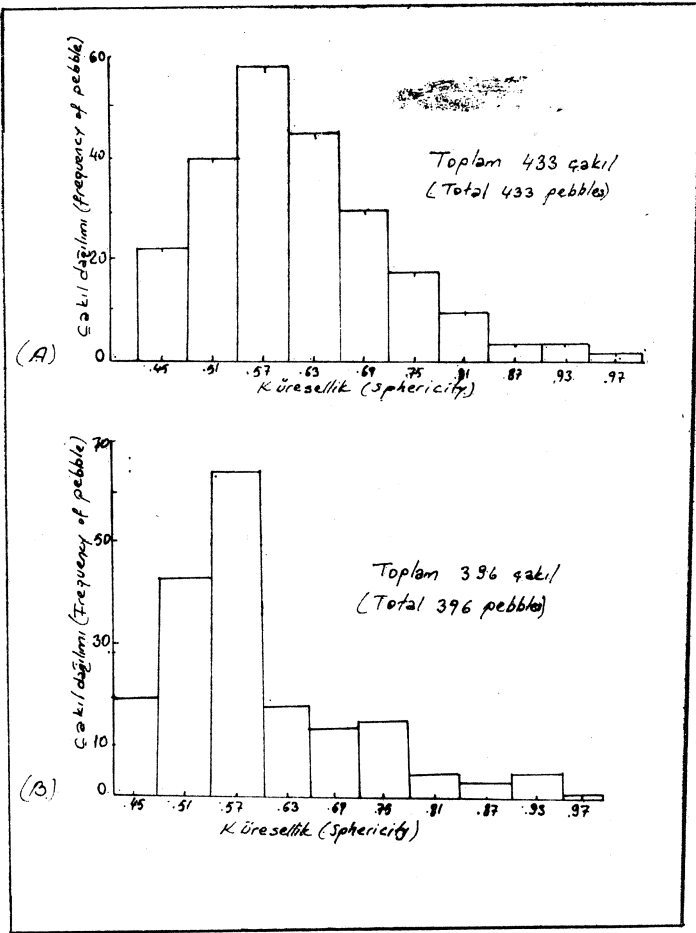
Yeniden çökeltmiş kayaçlarda, taşınan gerecin taşınma sırasındaki yoğunluğu ve çökelme sonrası diyajenez hakkında ipuçları sunan paketlenme, konu edilen konglomerada oldukça sıkı yapıdadır. Orta boylu (çakıl, küçük parça) elemanların birbirine değme noktaları 2-4 arasında olup doğuya doğru bu sayı azalır. Bu azalma bir ölçüde, orta boylu elemanların kayaç içindeki oranının o yöne doğru azalması sonucudur. Daha küçük boyutlu tanelerde değme noktaları 8'e kadar çıkabilmektedir. Tane boyu küçüldükçe sıkılaştıran paketlenme, tane boyu ve yuvarlaklaşma arttıkça zayıflar. Ancak bileşimdeki hamurun sıkı bir bağlayıcı olması, paketlenmenin en zayıf olduğu noktalarda bile dağılganlığı önlemektedir.

İnce kesitlerde bir kısım metamorfik tanelerin, özellikle kuvarsitlerin kireçtaşı tanelerini sıkıştırdığı ve yer yer içine gömülebildiği görülür. Bir kısım metamorfik tanelerin birbirine sürtünme yerlerinde zar biçimi kil mineralleşmesi gözlenir. Demir oksitle boyanmalar da yaygındır. İnce kesitlerde yer yer bulunan sıkılaştırmaya dayanarak tortulun, yerleşme sonrası türlü etkilerle sıkı bir diyajeneze uğradığı söylenebilir.

Derecelenme

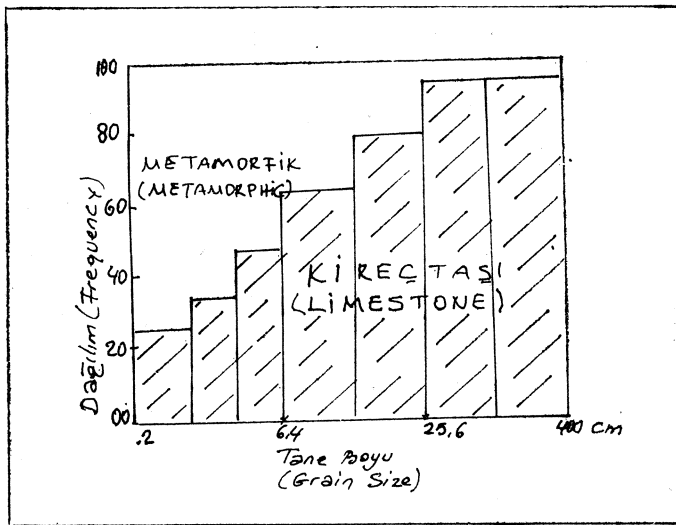
Haramiköy konglomeralarının önemli iç yapılarından biri de sık gözlenen normal ve ters derecelenmelerdir (Levha I, Şekil 4, 5). Düşey süreklilikleri 0,25-3 m arasında olan normal derecelenmeler yanal olarak 100 m kadar izlenebilmektedir. Gerek düşey, gerekse yanal süreklilik derecelenmenin başlangıcındaki tane boyuna bağlı olarak uzun veya kısadır. Küçük ölçekli olanlar daha yaygındır ve çoğunlukla başlangıç tane boyları küçük boy parçalar olmaktadır (Levha I, Şekil 6, 7).

Ters derecelenmeler normal derecelenmeye oranla daha az sayıda ve küçük ölçeklidirler. 0,25-2 m kalınlıklarda görülürler ve en fazla 45 m kadar izlenebilmiştir. Normal derecelenmeye bağlı olanlar yanında bağımsız da bulunabilmektedir.



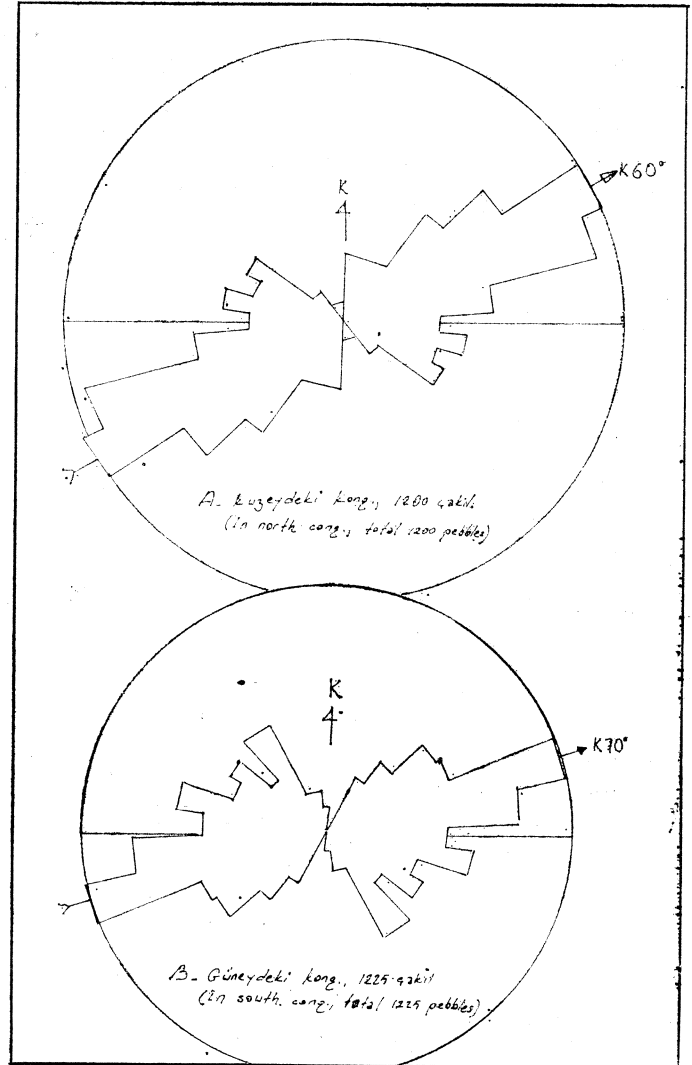
Şekil 4: Konglomera bileşenlerinin Rittenhouse (1944)'a göre küresellik dağılımı, A -Kuzeydeki yüzlek, B -Güneydeki yüzlek.
Figure 4: Distribution of sphericity of the conglomerate constituents

according to Bittenhouse (1944). A - In northern outcrop, B - In southern outcrop.



Şekil 5: Konglomera bileşimindeki kireçtaşı ve metamorfik kırınların oranı.

Figure 5: Proportion of the limestone and metamorphic rock fragments in conglomerate composition.



Şekil 6:Konglomeradaki çakılların uzun eksen yönelmesi.

Figure 6: Long axis orientation of pebbles in the conglomerate.

Sınırlı ölçülerdeki bu derecelenmelerin yanında, konglomeranın bütünü içinde tabandan tavana ve batıdan doğuya doğru tane boylarında küçülmeler görülür. Taban düzeylerinde iri parça ve bloklar yoğun olup, tavana doğru çakıl ve daha ince boy elemanlara geçilir. Benzer biçimde batı kesimlerde yer alan çok iri bloklar, doğuya doğru azalır ve tamamen çakıllara geçilir. Bu çakıllar oldukça yuvarlaklaşmıştır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Konglomeraların incelenmesinin genel olarak ana kayalar, çökeltme tipi ve stratigrafik yoruma katkıda bulunduğu, paleocoğrafyanın kurulmasına yardım ettiği bilinmektedir. Bu açıdan Haramiköy konglomeraları, kırıntılı tortulların yaygın olduğu Nallıhan yöresi için önemli bir hareket noktası oluşturur. Bu birim üzerinde yapılan araştırmalardan elde edilen veriler, kesin olmayan şu yorumlarda kullanılmıştır:

1 — Konu edilen birimin en dikkat çeken yapısı ortalama K70°D duruşlu tane yönelmesi, dikey ve yanal derecelenmelerdir. Yüzlek uzanımına paralel bir tane yönelmesi, yeniden çökertilmiş konglomeralarda düzgün - çizgisel bir akışın işareti kabul edilmektedir. Bu yön ve yanal derecelenmenin gelişimi, konglomeranın batıdan hareketlenen bir moloz akması ile oluştuğunu işaretlemektedir. Nallihan (Ankara) çevresinde yaygın metamorfik seriler ve bunun üzerindeki Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarının; uygun doğrultuda ve kaynak kayaç rolünde olduğu petrografik olarak da doğrulanabilmektedir. Bu kayaçlar, son ürün olan konglomeraya oldukça yakındır ve ortalama 12 km daha batıdadırlar (özellikle metamorfikler) ve konglomera bir kısım kireçtaşlarının üzerine oturmaktadır. Konglomeranın iki bileşen türünden oluşması (kireçtaşı ve metamorfikler) ve bölgede başka kayaç türlerinin yokluğu belirttiğimiz bu ilgiyi kuvvetlendirmektedir.

Paketlenmenin çok sıkı oluşu ve yer yer görülen ters derecelenmeler, akan kütlelerin çok yoğun olduğunu ve hemen olabilecek en az oranda su taşıdığını gösterir. Bu tür oluşuklarda gözlenen ters derecelenmenin bile yalnız başına yoğunluk için yeter ölçü olduğu bilinmektedir. Çok bol olarak bulunan taneler akış sırasında serbest hale geçip normal derecelenme yapamazlar, kütleli taşınma olur.

2 — Akışın çok büyük taşıma gücüne sahip olduğu, çok iri kireçtaşı bloklarının varlığından anlaşılmaktadır. Doğuya doğru blokların azalması ve tane boyu küçülmesi taşıma gücünün azaldığını gösterir. Güneydeki konglomera yüzleğinin en batı kesiminde, Marthkaşı tepe yakınındaki dört adet dev kireçtaşı bloku akan gereç miktarı ve taşıma gücü için önemli örneklerdir.

3 — Yapı olarak moloz akma oluşukları için çoğu özelliklerini taşıyan Haramiköy konglomeralarının aykırı durumu yanal yayılımı ve kalınlığıdır. Kaynaklarda örnekleri görülen moloz akma ürünlerinin genel olarak yayılımı sınırlı ve kalınlıkları azdır. Konu olan konglomera ise yaklaşık 320 m kalınlık ve 11 km kadar yanal yayılım vardır. Bu önemli farkların ortamsal özgünlükten kaynaklandığı düşünülmektedir. Ana kayaçtan kopan gerecin biriktiği birincil ortam, buradaki birikme süresi, biriken gereç miktarı, hamur miktarı, akmanın ilk başladığı yamaç eğiminin derecesi ve akışın sürdüğü ortamın durumu oluşacak tortula değişik nitelikler kazandıracaktır. İncelenen konglomera içindeki en genç bileşen Alt Kretase (en fazla Barmiyen) kireçtaşı parçaları olarak saptanmıştır. Halbuki birimin içinde bulunduğu kırıntılı tortullar Koniasiyen?-Santoniyen yaşlıdır. İki çökel arasında oldukça uzun süren bir karalaşma dönemi olduğu, çalışma sahasının başka bölgelerindeki verilerle kesindir. Bu uzun karalaşma dönemi içinde yoğun aşındırma ile biriken fazla miktardaki gereç, çok eğimli bir yamaç aşağı, belki yük çokluğu ile hareketlenmiş ve daha derin kısımlarda yataklanmıştır. Bu arada, fazla miktardaki hamur (%5-15) yoğun olan kütlelerin nisbeten uzaklara taşınabilmesine yardımcı olmuştur.

4 — Konglomera bileşenlerinin şekilde olgunluğunun zayıf oluşu ve ince taneli kısımlarda yaygın olan demir oksit boyamaları, konglomera gerecinin ilk birikme yerlerinin karasala yakın sığ bir ortamda olduğunu düşündürmektedir. İkincil yataklarının daha derin bir ortamı işaret eden filiş

tortulları arasında olması ve görünen ana kayaçlarda çok uzak olmaması dikkate alınarak, kısa aralıktaki derinleşen bir çökel ortamından söz edilebilir.

5 — Saha gözlemleri ve laboratuvar verileri ile Haramiköy konglomeralarının moloz akması ile oluştuğu kabul edilmektedir. Geniş bölgesel çalışmalarla ve karşılaştırmalarla daha kesin sonuçlara ulaşılabilecek, yanal yayılımının büyüklüğü açıklanabilecektir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma TBAG-314 adlı projenin bir bölümüdür. Yazar, araştırmayı paraca destekleyen TBTA' a, projeyi yöneten Prof. Dr. A. Suat Erk'e, olumlu tavsiye ve yardımlarda bulunan Dr. E. Gökten ve Dr. A. Koçyigit'e, gerek saha gerek laboratuvar çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen As. B. Varol'a teşekkür eder.

Yazının geliş tarihi	: 2.6.1978
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi	: 21.12.1978
Yayına verildiği tarih	: 28.12.1978

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aalto, K.R., ve Dott, R.H., 1970, Late mesozoic conglomeratic flysch in southwestern Oregon, and the problems of transport of gravel deep water; Lajoie, J. ed., Flysch sedimentology in North America da: Geol. Assoc. Canada, Spec. Pub. 7, 53-65.
- Altınlı, İ.E. 1977, Geology of the eastern territory of Nallihan (Ankara province): İst. Üniv. Fen Fak. Mecm. seri B, 42, 29-44.
- Curry, R.R., 1966, Observations of alpine mudflows in the Ten Mile Range, Central Colorado: Geol. Soc. America Bull., 77, 771-776.
- Davies I.C., ve Walker, R.G., 1974, Transport and deposition of resedimented conglomerates, The Cap Enrage formation, Cambro-Ordovician, Gaspé, Quebec: Jour. Sed. Petrology, 44, 1200-1216.
- Enos, P., 1969, Anatomy of a flysch: Jour. Sed. Petrology, 39, 680-723.
- Fisher, R.V., 1971, Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits: Jour. Sed. Petrology, 41, 916-927.
- Fisher, R.V., ve Mattinson, J.M., 1968, Wheeler Gorge turbidite conglomerate series, California; inverse grading: Jour. Sed. Petrology, 38, 1013-1023.
- Gökçen, S.L., ve Şenalp, M., 1975, Kayma oluşukları, olistostromlar ve türbidit fasiyeslerini ayırıcı ana jeolojik/sedimentolojik ölçütler: TBTA V. Bilim Kong., Yerbilimleri tebliğleri, 57-78.
- Hampton, M.A., 1972a, Transport of ocean sediments by debris flow (abs.): Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 56, 622.
- Hampton, M.A. 1972b, The role of the subaqueous debris flow in generating turbidity currents: Jour. Sed. Petrology, 42, 775-793.
- Hampton, M.A., 1975, Competence of fine-grained debris flows: Jour. Sed. Petrology, 45, 834-844.
- Hendry, H.E., 1972, Breccias deposited by mass flow in the Breccia Nappe of the French Prealps: Sedimentology, 18, 277-292.
- Hendry, H.E., 1976, The orientation of discoidal clasts in resedimented conglomerates, Cambro-Ordovician, Gaspé, Eastern Quebec: Jour. Sed. Petrology, 46, 48-57.
- Hubert, J.F., 1967, Sedimentology of prealpine flysch sequences, Switzerland: Jour. Sed. Petrology, 37, 885-907.
- Kalafatçıoğlu, A., ve Uysallı, H., 1964, Beypazarı-Nallihan-Seben civarının jeolojisi: Maden Tetkik Arama Ens. Derg., 62, 1-11.
- Kuenen, Ph. H., 1958, Problems concerning source and transportation of flysch sediments: Geol. Mijnb., 20, 239-339.
- Lindsay, J.F., 1966, Carboniferous subaqueous mass movement in the Manning Macleay basin, Kempsey, New South Wales: Jour. Sed. Petrology, 36, 719-732.
- Lindsay, J.F., 1968, The development of the clast fabric in mudflows: Jour. Sed. Petrology, 38, 1242-1253.

- Lowe, D.R., 1976, Grain flows and grain flow deposits: Jour. Sed. Petrology, 46, 188-199.
- Middleton, G.V., 1970, Experimental studies related to problems of flysch sedimentation; Lajoie, J., ed., Flysch sedimentology in North America da: Geol. Assoc. Canada, Spec. Pub., 7, 253-272.
- Middleton, G.V., ve Hampton, M.A., 1973, Sediments gravity flow; mechanics of flow and deposition; Middleton, G.V., ve Bouma, A.H., eds., Turbidites and deep water sedimentation da: SEPM, Los Angeles, 138 s.
- Mountjoy, E.W., ve Playford, P.E., 1972, Submarine megabreccia debris flow and slumped blocks of Devonian of Australia and Alberta; a comparison (abs.): Assoc. Petroleum Geologists Bull., 56, 641.
- Norman, T., 1975, Çankırı-Çorum-Yozgat bölgesinde Alt Tersiyer yaşlı sedimentlerde paleoakıntılar ve denizaltı heyelanları: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 18, 103-110.
- Rittenhouse, G., 1944, A visual method of estimating two dimensional sphericity: Jour. Sed. Petrology, 13/2, 79-82.
- Rochleau, M., ve Lajoie, J., 1974, Sedimentary structures in resedimented conglomerates of the Cambrian flysch, L'Islet, Quebec: Jour. Sed. Petrology, 44, 826-836.
- Rondot, J., 1956, 1/100 000 lik 39/2 (güney kısmı) ve 39/4 no'lu paf-taların jeolojisi: MTA raporu, No. 2517, Ankara, yayımlanmamış.
- Sanders, J.E., 1965, Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related sedimentation mechanisms: SEPM Spec. Pub., 12, 192-219.
- Stanley, D.J., 1974, Pebbly mud transport in the head of Wilmington Canyon: Mar. Geol., 16, 1-8.
- Stauffer, P.H., 1967, Grain flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California: Jour. Sed. Petrology, 37, 487-508.
- Türkünal, S., 1963, Nallıhan-Mudurnu-Seben arasında kalan bölge-nin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 8, 55-83.
- Ünlü, M.R., ve Balkaş, Ö., 1975, Kösenözü kaplıcası -Belenören (Bo-lu - Ankara) alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları: MTA raporu, No. 5594, yayımlanmamış.
- Varol, B., 1977, Haymana Alt Mestrihtiyen istifinin sedimentler özel-likleri (GB Ankara): TBTA Doğ. Derg., 1/5, 155-166.
- Walker, R.G., 1967, Upper flow regime bed forms in turbidites of Hatch formation, Devonian of New York State: Jour. Sed. Petrology, 37, 1052-1059.
- Walker, R.G., 1975a, Upper Cretaceous resedimented conglomerates at Wheeler Gorge, California: Jour. Sed. Petrology, 45, 105-112.
- Walker, R.G., 1975b, Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association: Geol. Soc. America Bull., 86, 737-748.
- Walker, R.G., ve Mutti, E., 1973, Turbidites facies association; Middle-ton, G.V., ve Bouma, A.H., ed., Turbidites and deep water sedimentation da: SEPM short course notes, 119-157.
- Wentworth, C.K., 1922, A scale of grade and class term for clas-tic sediments; J. Geology, 30, 377-392.



LEVHA I.

PLATE I.

Şekil 1: Seyrek bloklar içeren tabakasız konglomera.

Figure 1: Non-bedded conglomerate containing few blocks.

Şekil 2: Hamur (H) ve dizilme gösteren kireçtaşı çakıl ve blokları

Figure 2: Matrix (H) and limestone blocks and pebbles along lineation.

Şekil 3: Yönlenme gösteren küçük boyutlu matemorfik bileşenler.

Figure 3: Small size constituents showing distinct orientation.

Şekil 4: Normal ve ters derecelenme bir arada. Hamurdan güçlükle ayırdedilebilen ince taneli bölüm.

Figure 4: Normal and inverse gradation together. Fine grainer part hardly distinguished from matrix.

Şekil 5: Küçük ölçekli ters derecelenme. Hamur (H) belirgin olarak görülüyor.

Figure 5: Inverse gradation in small scale. Matrix (H) is observed clearly.

Şekil 6, 7: İnce boy bileşenlerle bağlayan normal derecelenme. Küçük kireçtaşı parçalarının fazlalığı ile bantlı yapı oluşmuş.

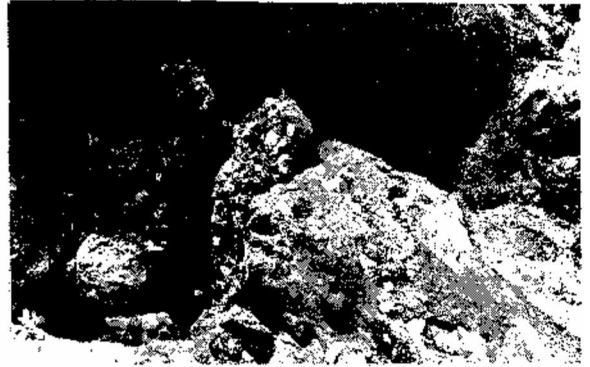
Figure 6, 7: Normal gradation beginning with fine constituents. Banded structures have been formed by increase of small limestone fragments.

Şekil 8: Akış içinde yoğrulma.

Figure 8: Kneading in debris flow.



1



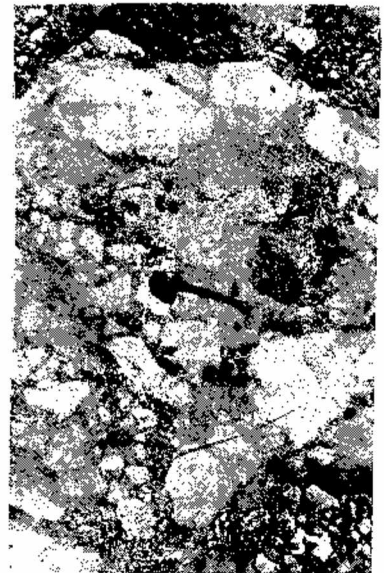
2



3



4



5



6



7



8

Seben (Bolu) Bölgesi Türbidit Kireçtaşlarının Petrografisi ve Mikrosedimanter Nitelikleri

Petrography and microsedimentary of turbiditic limestones Seben (Bolu)
region

BAKİ VAROL Jeoloji-Stratigrafi Kürsüsü, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara

ÖZ: Seben ilçesinin batısında yüzlenen üst kretase kireçtaşı istifinin büyük bir bölümü türbiditik karakterlidir. Pelajik çamur ile karışmış sığ deniz kökenli karbonat kırıntıları, türbidit akıntılarla taşınmış ve abisal düzlükte yeniden çöktürülmüşlerdir.

İncelenen örnekler, bölgede dört farklı kireçtaşı oluşu simgelemektedirler. Bunlar: 1) Derecelenmesiz kireçtaşları (kireç topları içerenler), 2) Dereceli kireçtaşları, 3) Laminallı kireçtaşları, 4) Volkanik kırıntılı pelajik kireçtaş-

larıdır.

Laminallı tabakaların bir bölümü, karbonat ve karbonat olmayan türbiditlerin ardalanması şeklindedir. Bunlarda ufak ölçekli sedimanter yapılar boldur. Belirgin tipleri, yük kalıpları, sürülme izleri, kum volkanları ve çapraz laminallı yapılarıdır.

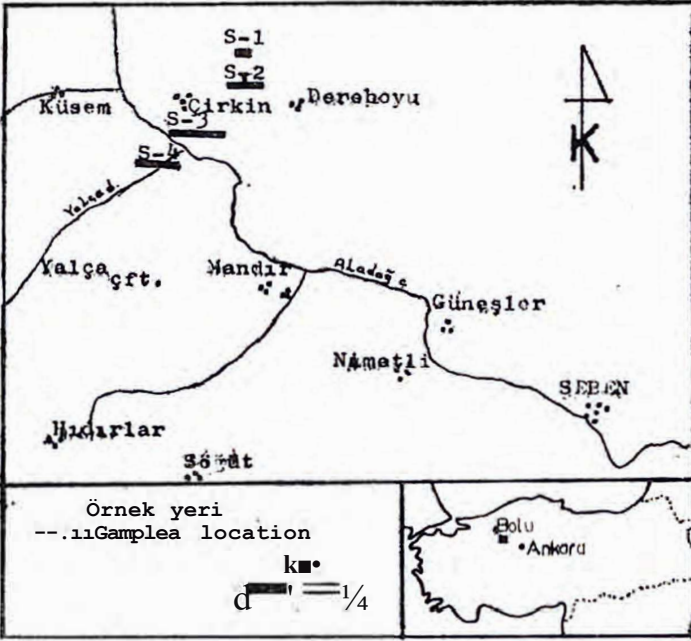
ABSTRACT: The most important part of the Upper Cretaceous limestone sequence cropping out on the Seben town, has turbiditic character. The shallow sea carbonate clastics, which mixed with pelagic muds transported with turbid currents, and resedimented on the abissal plain.

Determined samples shows the existence of four different limestones occurrence in the region. 1) Nongraded limestone (including lime ball), 2) Graded limestones, 3) Laminated limestones, 4) Pelagic limestones with volcanic particles.

Carbonate and noncarbonate turbidites alternate in the one part of the laminated beds. Small scale sedimentary structures are seen very widely in these beds. They are load casts, brush mark, volcanous sands and cross laminations.

GİRİŞ

Bu çalışma, Seben bölgesi türbiditik kireçtaşı oluşuklarının sedimentolojisine yönelik araştırmaların bir bölümünü içermektedir. Örneklemeler türbiditlerin yüzlendiği Adapazarı H26-b2 paftasının GD'sunda yapılmıştır (Şekli 1). İncelenen 103 örneğin özellikle sedimanter ve petrografik nitelikleri temel alınarak, bu konuda azfakat oldukça doyurucu olan çalışmalara bir yaklaşım sağlanmıştır.



Şekil 1: Bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

Türbidit kireçtaşlarının diğer türbidit oluşuklara oranla daha dar kuşaklarda oluştuğu bilinen bir gerçektir (Wilson, 1970). Ayrıca bu konu üzerine oluşturulmuş birçok veriyi de jeoloji literatüründe bulmak olağandır. Meischner (1964), basende ardalanen breş, mikrobreş, mikrobreşik ve kumlu kireçtaşlarını oluşturan gercin, havza ile hem yaş olan karbonat oluşuklarından geldiğini anlatarak, bu tip kireçtaşları için alodapik terimini kullanmıştır. Thomson ve Thomasson (1969), Marothon bölgesi Dimple kireçtaşlarında proksimal (bayır oluşukları) ve distal (basen oluşukları) olarak iki ayrı türbidit kireçtaşı fasiyesi tanıtmaktadır. Scholle (1971), Kuzey Apeninler'de siyah şeyllerle ardali kireçtaşlarının türbiditik özelliklerini açıkça belirterek bunların türbidit akıntılar tarafından taşınan ve abisal düzlükte yeniden çöktürülen kireçtaşları olduklarını belirtmiştir. Davies (1968), Meksika körfezinde, Bornhold ve Pilkey (1971), Bahama'da güncel türbidit kireçtaşları üzerinde yaptıkları çalışmalarda, karbonat türbiditlerini oluşturan malzemenin büyük bölümünü resital kökenli fosil ve parçalarının meydana getirdiğini, bunların da türbidit akıntılarla havzanın iç bölümlerine taşınarak, burada killi sedimanlarla ardalandıklarını izlemişlerdir.

Ülkemizde ise, Gökçen (1976a), Haymana bölgesinde, Alt Paleosen istifi içerisinde, Karlıkdağı formasyonunda;

Ünalın, Yüksel, Tekeli, Gönenç, Seyirt ve Hüseyin (1976), aynı zaman birimi içerisinde, Yeşilyurt formasyonunda yer alan pelajiklerle ardali resif kırıntılı kireçtaşlarının türbiditik karakterde olduklarını belirtmişlerdir. Ayrıca, Erk (1977), Ankara Genç Paleozoyikinde, Hasanoglan köyünün kuzeybatısındaki tepelerde fliş içerisinde bir stratigrafi seviyesi oluşturan değişik boydaki kireçtaşı mercceklerini Oyluklukaya alodapik kireçtaşları olarak tanımlamıştır.

ESKİ ÇALIŞMALAR VE JEOLJİ

Bölgede, jeolojik amaca yönelik yapılmış ve bir bölümü de yayınlanmış çalışmalarda, kireçtaşları, detritik oluşuklar ve tüflü serilerle birlikte üst Kretase fliş formasyonları içerisinde konmuştur (Rondot, 1956; Türkünal, 1963; Kalafatçioğlu ve Uysallı, 1964).

Üst Kretase (Kampaniyen) içerisinde yüzlenen kireçtaşlarının bir bölümü türbidit karakterlidir. Ayrıca, önceki çalışmalarda çakıtaşı olarak tanımlanan oluşuklar, kireç toplu türbiditik katmanlardır. Kumtaşlarının büyük bir bölümü ise, volkanoklastik çökellerdir. Küsem köyü güneyin de Alan derede ve Dodurga köyü kuzeyinde yer alan koyu siyah renkli ardali türbidit diziler tümüyle volkanoklastiklerdir.

Üst Kretase (Kampaniyen) çökellerinin, Alt Kretasenin beyaz renkli kireçtaşlarıyla dokanakları faylı olup, dokanakta milonit zonu oluşmuştur. Üst dokanakta ise uyumlu olarak, Maestrihtiyen yaşlı marn, kireçtaşı ve türbidit kumtaşları yer almaktadır.

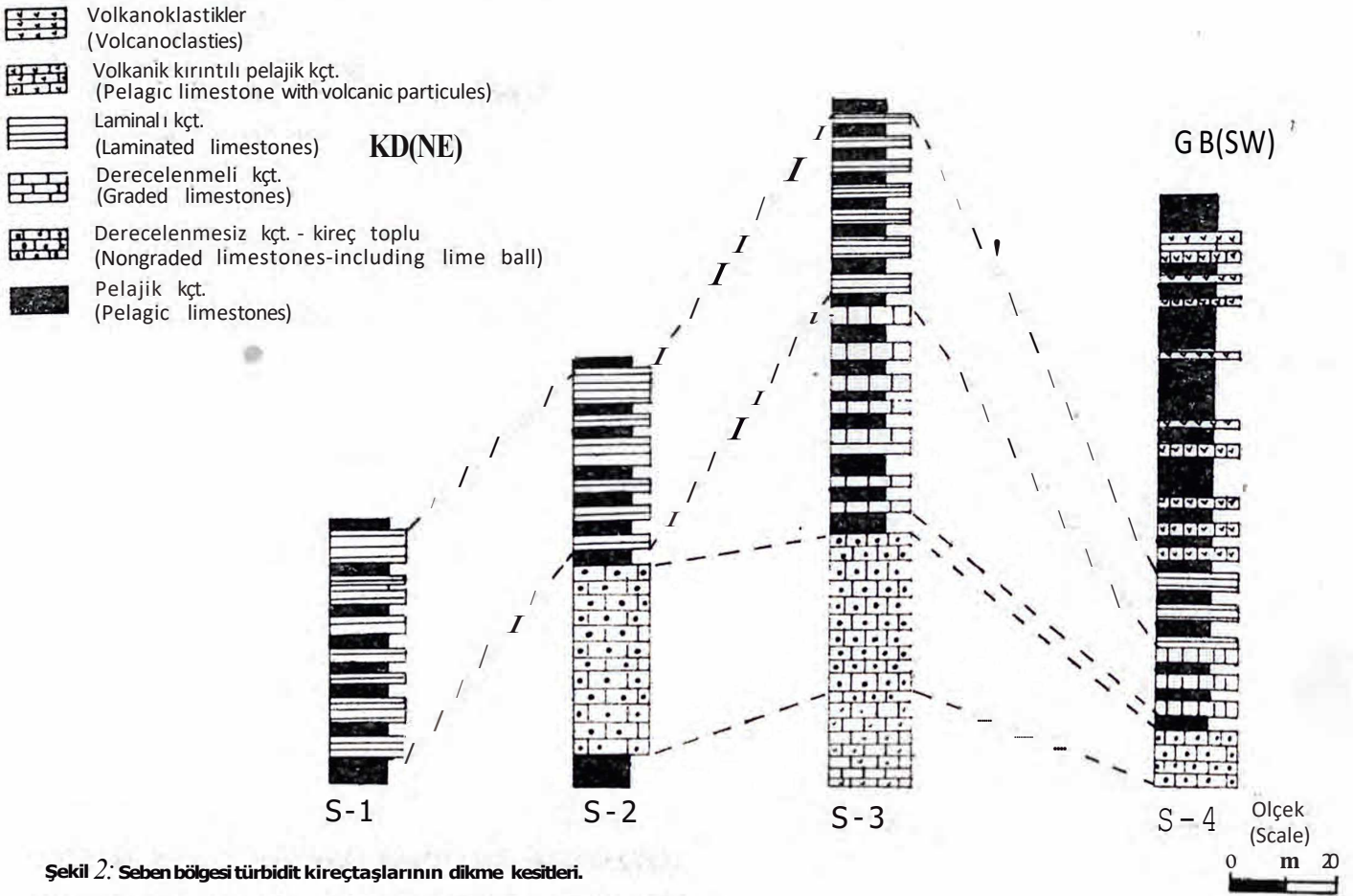
TÜRBDİTLERİN LİTOLOJİSİ

Bölgedeki türbidit kireçtaşı yüzleklerinde düşey kalınlıkları 25-150 m arasında değişen dört istif incelenmiştir. Bunlar, S-1, S-2, S-3 ve S-4 kesitleridir (Şekil 2).

S-1: İstifi, hafif kıvrımlı, 10-15 sm kalınlıkta ve tabaka içi renk farklılamalı laminalı kireçtaşları ile ardali pelajik kireçtaşlarını oluşturur (Şekil 3).

S-2: Koyu ve açık kahverengi renkli 20-40 sm kalınlığındaki tabakaların içerisinde bulunan, bol miktardaki 5-25 sm çaplı kireç topları kesitin tanımsal özelliğidir. Katmanların üst düzeyleri laminal yapıda olup, içlerinde bol miktarda Echinid sp. izlenmiştir.

S-3: Kayaç dizilimi, tabandan tavana dört farklı birim ile temsil olunur. Tabanda bulunan koyu siyah renkli, 5-10 sm kalınlığındaki katmanlar, silt ve kil boyu volkanik kırıntılı pelajik kireçtaşlarıdır. İçlerinde tek tipe indirgenmiş mikrofossil topluluğu olan Oligostegina'lar (Kalsis Fer) çok boldurlar. Bu birimin üstünde bir evvelki kesitte yer alan kireç toplu (derecelemesiz) karbonat türbidit katmanları yer alır. Kesitin farklı üçüncü kayaç birimi, açık beyaz ve gri renkli ince pelajik kireçtaşları ile ardali, kahverengi renkli, 20-40 sm kalınlıkta derecelemeli türbidit kireçtaşlarıdır. Orta ve iri kum boyu karbonat kırıntılarının tavana doğru derecelemeleri belirgindir. Katman altlarında K 60-80° D yönlü olgu izlerine (flute cast), yer yer de süpürleme izlerine (brush marka) rastlanmaktadır. Üst dokanakları ise, çoğunlukla pelajik çamura dereceli geçişlidir. İstifin üst bölümleri, yeşil-beyaz, kırmızı-beyaz içsel renk farklılamalı laminalı kireçtaşları ile temsil olunur.



Şekil 2: Seben bölgesi türbidit kireçtaşlarının dikme kesitleri.

Figure 2 : Columnar section of turbiditic limestones Seben region.

S.4: İstif bir evvelki kesitin derecelenmesiz, derecelenmeli ve laminallı kireçtaşları ile başlar, ayrıca, 5-10 cm kalınlığındaki pelajikler içlerinde sık sık %10-15 civarında türbiditik gereç bulundurulur, ufak ölçekli oluk izleri (groove casts) ve yük kalıpları (load casts) olağandır. Havzanın bu bölümünde, türbidit kireçtaşlarındaki azalmaya karşın, volkanik kırıntılı pelajik kalkerler ile volkanoklastik çökellerde belirgin bir artış görülmektedir.

KİREÇTAŞLARININ PETROGRAFİSİ

Türbidit kireçtaşı örneklerinin büyük bölümünü sığ deniz kökenli karbonat parçacıkları oluşturmuştur. Bunlar resifal organizma veşelf türü karbonat parçalarıdır. Kireçtaşı parçaları, büyük bir olasılıkla bölgede yer alan Alt Kretase kireçtaşlarından türemiştir. Ayrıca her örnek belirli bir miktar volkanik katkı içerir.

Kireçtaşları, saha ve sediman petrografik özelliklerine dayalı olarak derecelenmesiz, derecelenmeli ve laminallı türbidit kireçtaşları şeklinde üç bölüme ayrılmıştır.

Derecelenmesiz kireçtaşları

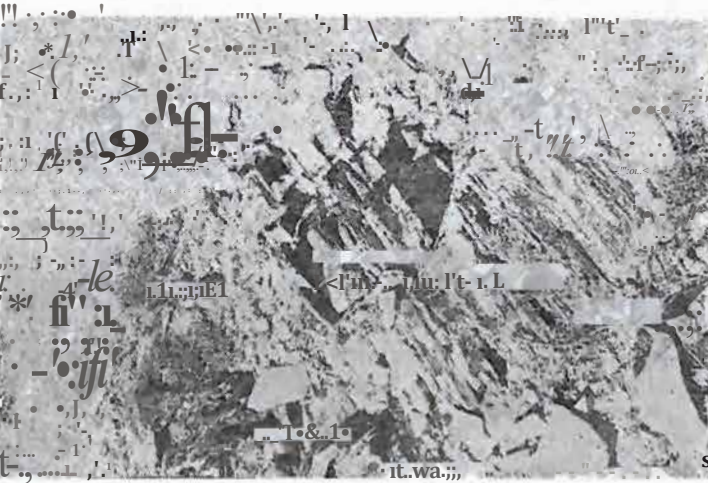
S.2, S-3 ve S-4 kesitlerinin daha çok taban bölümlerinde yer alan bu oluşuklar, bir yalancı konglomera (pseudoconglomerata) görünümünde olan kireç toplu türbidit ki-

reçtaşlarıdır. Tabaka içleri değişik boyda kireç topları içerir ve bir derecelenme görülmez.

Bilinmektedir ki, yüksek enerjili bir türbidit akıntının önceden çökelmiş olan pelajik çökeli tabandan hızla kopartarak dönme ve sürüklenme şeklinde taşınması sonucu, toplu türbidit seviyeleri oluşmaktadır (Middleton, 1966 ve Gökçen, 1976). Bölgede türbidit kireçtaşları içerisinde yer alan kireç topları, karbonat kırıntılı türbidit akıntılarının, taban çökeli pelajik çamurdan kopardıkları parçaları, yukarıda anlatılan şekilde taşınması sonucu oluşmuşlardır.

Türbiditik gereci, alg, bryzoa, echinid parçaları ve ince kum boyu kireçtaşı parçalarıyla karışık planktonik fosil toplulukları oluşturmuştur. Globotruncanalar, Globigerina lar ve spiküller her seviyede boldur. Ayrıca örnekler içerisinde her boyda pelajik çamur ve bu parçaları üzerinde taşınmış Globotruncana sp. görmek olağandır. Toplu katmanların laminallı yapıda olan bölümlerinde, paketlenme daha zayıftır ve tane boyu silte kadar indirgenmiştir. Yer yer taneler arasında mikro spart çimento gelişmiştir. Örnekler içerisinde, mikrotopçuklar şeklinde pelajik parçalar çok yaygındır.

Mineralojik bileşimde yer alan glokon minerali düzgün kristal şeklini koruyamamış, parçalanmış ve kırılanmış şekillerdedirler. Örnekler içerisinde yer alan volkanik



Şekil 3: Türbidit kireçtaşları

Figure 3: Turbiditic limestones.

grecin miktarı çok değişik olup, %10-40 arasında bir bolluk göstermektedir. Bunların büyük bölümü albit-oligoklas ve andezin cinsli feldispatlardır. Genellikle çok keskin kenarlarla kırıklıdır. Aşırı derecede bozmuş olanlar kil mineralleşmesi, taze kristaller ise, kristal sınırlarında karbonatlaşma gösterirler. Kuvars seyrek olup, doğru sönmeli türü yaygındır.

Bu fasiyesi temsil eden ince kesit 1,, fotoları Levha I, Şekil 1, 2, 3, 4, 5, 6' da verilmiştir.

Dereceli türbidit kireçtaşları

Türbidit kireçtaşları üzerinde çalışan araştırmacılar, türbidit özelliğın tanımlanmasında kayaç içerisindeki dere-

celenmeyi temel verilerden birisi olarak almışlardır (Melschner, 1964; Thomson ve Thomasson, 1969; Scholle, 1971 ve Erk, 1977).

S-3 ve S-4 kesitlerinde yaygın olan dereceli kireçtaşları, sığ deniz kökenli karbonat ve resifal parçalarla karışık planktonik fosil topluluklarının dip akıntıları şeklinde havzanın iç bölümlerine taşınarak orada çökelmeleri sonucu oluşmuşlardır. Bu koşullar altında şekillenen türbidit kireçtaşlarında derecelenmeye etken en büyük faktör karbonat parça ve parçacıkları ile organizma içeriği olmuştur. Örnekler içerisinde kireçtaşı klastları veya farklı ortamların (bentonik ve planktonik) fosil toplulukları, tabandan, tavana doğru hızla derecelenmişlerdir. Bir bölüm örneklerde, tabanda resif kırıntılı ile başlayan derecelenmeyi tavana doğru globotruncana, globigerina ve spiltürlerin derecelenmesi izlemiştir. Bu örneklerin tümünde son ürün daima pelajik çamur olmaktadır. Kayaç içerisinde, tabandan, tavana doğru biyoklastik kalkarenit, biyoklastik kalsisiltit ve kalsilitit (Sander, 1967) şeklinde bir dizilim çoğu kez takip edilebilir.

Türbidit kireçtaşlarında, Bouma (1962) diziliminin, c (Tc-e) bölümü seyrek, d (Td-e) ve e (Te) bölümleri ise çok yaygındır. Levha II, Şekil 2'de sedimantasyona dik olarak alınan kesitin ince kesit fotoları dereceli kireçtaşlarına örnek olarak verilmiştir.

Laminalı türbiditler

Laminalar, karbonat türbidit-pelajik çökel veya karbonat türbidit -volkanoklastik türbiditlerin bir tabaka birimi içerisinde nöbetleşmesinden meydana gelmiştir. Tabaka kalınlıkları 10-20sm'dir ve çok ufak ölçekli sedimanter yapılar boldur.

Laminalı karbonat türbiditler

Tabaka içlerinde renk ayrıcalığı ile belirlenen lamina-

lar, yeşil-beyaz ve kırmızı-beyaz renk nöbetleşmeleri şeklindedirler. Kırmızı-beyaz laminalar pelajik çamur tarafından oluşturulmuştur. İçlerinde bol olarak yönelmiş planktonik fosil toplulukları yer alır. Kayaç içerisinde bir biyotürbidit görünümü veren planktonik yığılımlar daha çok, laminaların üst bölümlerinde yer alır. Bunlar yer yer bütünüyle seçilmiş ve tektipe (Globotruncanalara) indirgenmişlerdir. Büyük bir olasılıkla bu şekli almalarına depolanma sonrası havza içerisinde geçirdikleri bir taşınma mekanizması neden olmuştur. Bu taşınma bir savrulma şeklinde (current winnowing) olduğu ve bu olay sonucu planktonik fosil kabuklarının diğer türbidit gereçten yoğunluk farkı nedeniyle ayrılarak seçildiği fikri yaygındır (Robertson, 1976).

İncelediğimiz örnekler içerisinde ayrıca oygulanmış pelajik çökelin çok ufak ölçekli oygularını doldurmuş planktonik fosil kümeleri yaygındır. Örneklerin ince kesit fotoları Levha II, Şekil 2 ve Levha III, Şekil 1, 2'de verilmiştir. Tabaka içerisinde nöbetleşen yeşil renkli laminalar ise karbonat kırıntılı kalsisiltitlerdir. İçlerinde gloconi ve klo-

rit mineralleri çok yaygındır.

Laminalı karbonat ve karbonat olmayan türbiditler

Bu kayaç toplulukları, havzada türbidit kireçtaşları yayılımının uç noktaları olan bölgelerde izlenirler. Karbonat

olmayan türbiditler, kum, kil ve silt boyundaki volkanik kırıntuların oluşturduğu laminalardır. Bunlar tabaka birimi içerisinde karbonat türbiditlerle nöbetleşirler. Volkanik gereç içerisinde, tabandan koparılmış pelajik parçalar ve bunlarla birlikte aktarılmış planktonik fosiller sık sık yer alır. Farklı türbidit laminaları arasında oluşan ufak ölçekli ağırlık yapıları nedeniyle larminaların dokanakları boyunca düzensiz karışmalar meydana gelmiştir. Örneklerin büyük bölümünde, birbiriyle nöbetleşen türbidit laminalarını, tabakanın üst bölümünde pelajikler sınırlar.

Volkanik kırıntuların büyük bölümü plajiyoklas türünden feldispatlardır. Diğer belirgin mineral topluluğu ise muskovitlerdir. Bu mineral laminalı volkanik gereç içerisinde yer yer önemli miktarlarda ve laminaların üst bölümünde yığılımlar oluşturmaktadır. Kuvars, çört, klorit, biyotit, ojit ve apatit ikinci derecede önemli mineral topluluklarıdır.

Volkanik kırıntılı gerecin havza içerisindeki yayılımı, türbidit kireçtaşlarından farklı olarak gelişmiştir. Volkanoklastiklerin havzanın GB'sında yaygın olmasına karşın, türbidit kireçtaşlarının havzanın KD'sunda yaygın olarak yer almaları, çökel ortamının farklı kaynaklardan beslenen ve farklı yönlerden gelen türbidit akıntularının tesiri altında geliştiğini açıkça göstermektedir.

Pelajik çökel

İncelenen havzanın temel çökeli pelajiklerdir. Bunlar, oluşumları boyunca devamlı şekilde türbidit akıntularının tesiri altında kalmışlardır. Özellikle laminalı türbiditlerde, pelajik laminalar türbidit özelliktedir. Tabanda yer alan pelajik çamur buradan türbidit akıntularınca kaldırılmış ve türbiditik gereç içerisine katılmıştır. Bu şekilde havzanın daha iç bölümlerine taşınarak (interturbidite; Robertson, 1976) burada karbonat türbiditik gereç ile derecelenmiştir.

Levha IV'deki örnekte tavan kısmında yer alan pelajik bu koşullar altında oluşmuştur.

İncelenen örnekler temel alınarak pelajik-türbidit ilişkisi Şekil 4'de şematik olarak verilmiştir.

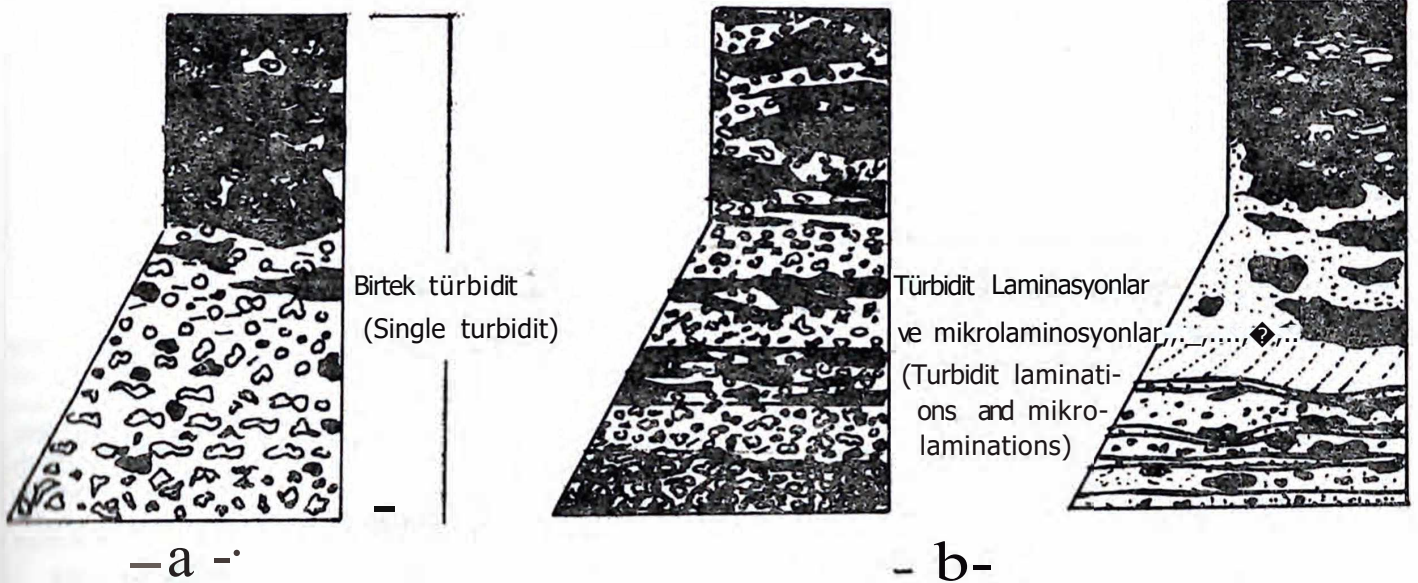
Ayrıca, bazı durumlarda türbidit gereç ile pelajikler arasında bir derecelenme görülmez, bu tür örnekler çalışmalarımızda karbonat kırıntılı ve spiküllü pelajik kireçtaşları olarak tanımlanmıştır (Levha II, Şekil 3,4; Levha III, Şekil 4).

Küçük ölçekli sedimanter yapılar

Laminalı çökellerde, ardarda oluşan türbidit hareketlerin getirdiği gerecin hızlı çökelişi, tabaka sınırları içerisinde birçok türbiditik gerecin üstüste yığılmasına neden olmuştur. Bunun sonucu henüz suyunu kaybetmemiş farklı yoğunluktaki türbidit laminaları arasında, çoğu küçük ölçekli sedimanter yapılar oluşmuştur. Bunların büyük bölümü mikro ölçektedir. Sedimanter yapıların adlandırılmasında temel olarak, Pettijohn, Potter ve Siever (1972); Dzulynski ve Walton (1965); Norman (1973) ve Gökçen (1976)'den faydalanılmıştır.

1) Yayılma izleri (frondescent marks): Yük kalıplarına benzer şekillerde olmalarına karşın, çökel içerisinde gelişimi yatay yayılma şeklindedir. Çoğunlukla çapraz laminalı oluşuklar üzerine gelen daha farklı yoğunluktaki türbidit dizileri arasında görülmüştür (Levha IV, Şekil 1).

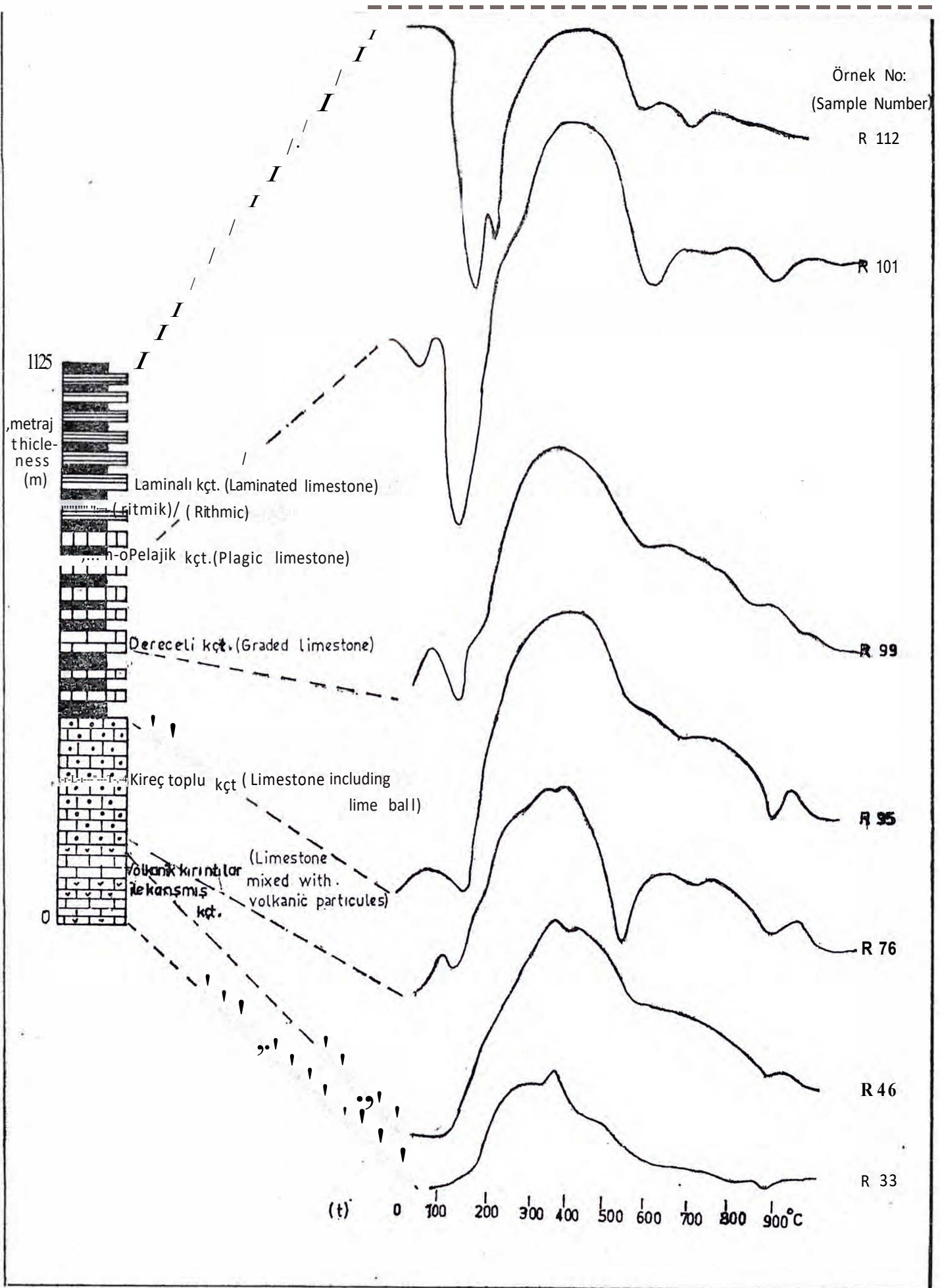
2)Yük kalıpları (load casts): Laminalar şeklinde nöbetleşen türbiditler üzerine gelen daha büyük ölçekteki türbidit akıntının bir bölümünün henüz katılaşmamış taban içerisine batması sonucu oluşmuşlardır. Tabana doğru ilerleyen bölüm yayıldığı alandaki laminasyonları tahrip etmiştir (Levha V, Şekil 2).



Şekil 4: Türbidit oluşukların temsili şekilleri, a - Dereceli kireçtaşları, b - Ardarda kireçtaşları, laminaları. Tabakada son ürün pe-

Figure 4: Representative figures of turbiditic formations, a - Graded limestones, b - Alternating of lamination of the limestones

The last products in the bed units is pelagic mierit.



Şekil 5: Türbidit kireçtaşlarının kil minerallerinin DTA eğrileri.

Figure 5 : DTA diagrams of the clay minerals of turbiditic limestones.

3) Kum volkanları (volcanoes sands): Silt boyu tür-bidit kırıntılar üzerine aniden yüklenen, karbonat karışımı kil boyu malzemenin oluşturduğu ağırlık ve yoğunluk farkı, henüz suyunu kaybetmemiş taban bölümünün, çökel içerisine volkan şeklinde yayılmasına neden olmuştur (Levha V, Şekil 1).

4) Süprülme izleri (brush mark): Pelajik çökel konusunda da anlatıldığı üzere, havzanın temel çökeli pelajik çamur devamlı şekilde türbidit akıntıların erozyonuna uğramıştır. Bu nedenle gerek karbonat kırıntılı gerekse volkanik kırıntılı türbiditler ile pelajik arasında yarım ay şekilli dokanaklar oluşmuştur (Levha III, Şekil 3; Levha V, Şekil 3).

5) Çapraz laminalanma (cross lamination): Bölgede karbonat kırıntılı ve volkanik kırıntılı türbiditlerde çok yaygındır. Büyük bölümü ufak (mikro) ölçekli olup, akıntı dalgacıkları tarafından oluşturulmuşlardır (Levha IV, Şekil 1).

6) Tane yönelmesi (grain orientation): Türbiditik oluşuklar içerisinde, planktonik fosil topluluklarının, pelajik parçaların ve muskovit minerallerinin tercihli olarak taşınma yönüne dizilişleri şeklinde görülmektedir (Levha III, Şekil 1 ve Levha V, Şekil 4-5).

DİFFERANSİYEL TERMİK ANALİZ

Çökel havzasına malzeme üreten kaynak kayalarda, zaman içerisinde havza çökellerinin kil mineralojisine yansıtacak bir değişimin olup olmadığını saptamak amacıyla karbonat örneklerin kil içerikleri DTA metoduyla incelenmiştir.

Örnekleri, karbonat bileşimlerinden arındırmak için, her örnekten alınan 20 gr'lık parçalar %10'luk HCl asitle muamele edilmişlerdir. Geriye kalan erimeyen artıkların (kum - kil) birbirinden ayrılması için damıtık suyla yıkama ve yüzdürme metodları kullanılmıştır. Oda sıcaklığında kurutulmuş kil boyu gereğinden alınan 0,1 gr örnek DTA cihazında 20 °C /dak. ısıtma hızı ve 0.1 mv incelikte 1000 °C kadar ısıtılmıştır. Bu süre içerisinde oluşan, dehidratasyonlar (endotermik) ve dekompozisyonlar (eksotermik) pikler şeklinde elde edilmiştir. Elde edilen değerlerde (Şekil 5), düşük ısıdaki endotermik reaksiyonlar, 100-140 °C'de, yüksek ısıdaki endotermik reaksiyonlar ise 560-580 °C, 620-680 °C ve 880-

900°C arasında toplanmışlardır. Bir bölüm örneklerde 930 °C dvarında zayıf bir eksotermik reaksiyonda görülmektedir. Bu veriler karbonat oluşuklarındaki kil minerallerinin kaolinit ve montmorillonit olduklarını işaretlerler (Grim, 1947; 1 Hambleton, 1962 ve Smykatz-Kloss, 1974).

Kireçtaşlarının tümünde, tabandan tavana doğru kil topluluklarında bir farklılaşma izlenmemiştir. Buna karşın termik analizlere karşı çok duyarlı olmayan feldispat grubunun, 380-400 °C'deki eksotermik, 800-900 °C'deki çok küçük endotermik reaksiyonlarla (Köhler ve Wieden, 1954), volkanik kırıntılı kireçtaşlarında belirgin şekle geçtikleri görülmüştür.

SONUÇLAR

•Türbidit kireçtaşı oluşuklarının incelenmesinde elde edilen sonuçlar şu şekilde sıralanabilir:

1) Seben bölgesi Üst Kretase kireçtaşlarının bir bölümünde türbidit özelliği belirleyen birçok veriler bir arada bulunmuştur. Bunların eninandırıcılarından birisi de, farklı

ortamların karakteristiği olan fosil topluluklarının, birbirleriyle karışmış olarak bir arada bulunmasıdır. Ayrıca derecelenme, tabaka altı ve üstü sedimanter yapılar, kireçtaşlarında türbidit özelliğinden belirgin işaretleridir.

2) Türbidit kireçtaşları, çoğu dip akıntıları şeklinde taşınan ve zaman zaman da taban çökeliyle karışan resifal organizma parçaları ve planktonik fosil topluluklarından oluşan gerecin, abisal düzlükte çökeltmeleri sonucu oluşmuşlardır. Bu oluşukların, tabaka kalınlıklarının 5-25 sm olması, türbidit serilerin çoğunlukla derecelenmeli oluşları ve tabandan eksik olmalarına karşın tavandan bir eksiklik göstermemeleri, yük kalıpları nedeniyle ufak hacimli karışmalar hariç tabaka sınırlarının daima belirgin olması yanında bol miktarda çok ufak boyutlu çapraz laminalanmalar ve diğer sedimanter yapılar, kireçtaşlarının büyük bölümünün distal türbiditler olduğunu göstermektedir.

3) Pelajik kireçtaşlarıyla nöbetleşen karbonat türbiditler, bölgede filiş benzeri (atipik filiş) bir istif oluşturmuşlardır. Karbonat türbidit gerecin taşınma yönünü, kesinlikle saptayacak akıntı yapılarının fazla bulunmamasına karşın, sınırlı sayıda ölçümler, taşınma yönünün K 60-80°D olabileceğini belirlemektedirler.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, TBAG 245 no.lu projenin bir bölümünü içermektedir. Araştırmalarımın her safhasında büyük yardımlarını gördüğüm Sayın Prof. Dr. A. Suat Erk'e, çalışma arkadaşım Ass. Nizamettin Kazancı'ya ve bu araştırmaya olanak sağlayan Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu'na teşekkürü borç bilirim.

Yazının geliş tarihi : 25.4.1978
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 16.11.1978
Yayıma verildiği tarih : 7.12.1978

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bornhold, B.D. ve Pilkey, O.H., 1971, Bioclastic turbidite sedimentation in Colubus basin, Bahamas: eGol. Soc. America Bull., 82, 1341-1354.
Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits: Elsevier, Amsterdam-New York.
Davies, D.K., 1968, Carbonate turbidites, gulf of Mexico: Jour. Sed. Petrology., 38, 1100-1109.
Dzulyński, S. ve Walton, E.K., 1966, Sedimentary features of flysch and greywackes: Amsterdam, New York, 274 s.
Erk, A.S., 1977, Ankara civarında Genç Paleozoyik kum filiş formasyonu: Maden Tet. Ara. Ens. Derg., 88, 73-99.
Gökçen, S.L., 1976, Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi I: Stratigrafik birimler ve tektonik, Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Dergisi., 2, 161-199.
Gökçen, S.L., 1976, Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi II: Sedimantolojik paleoakıntular: Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Dergisi., 201-236.
Grim, E.R., 1947, Differential thermal curves of prepared minerals and clay minerals Am. mineral., 32, 493-501.
Hambleton, A.W., 1962, Carbonate-rock fabrics of three Missouri stratigraphic sections in Socorro country, New Mexico: Jour. Sed. Petrology, 35, 579-601.
Harbaugh, J.W., 1959, Small scale cross-lamination in limestones: Jour. Sed. Petrology, 29, 30-37.
Kalafatçıoğlu, A. ve Uysallı, H., 1964, Bey pazarı-Nallıhan-Seben civarının jeolojisi: Maden Tet. Ara. Ens. Derg. 62-12.
Köhler, A. ve Wieden, P., 1954, Vorläufige Ergebnisse in der Feldispat gruppe mittels der DTA: Neues Jahrb. Mineral Monatsch., 249-252.

- Melschner, K.D., 1964, Aliodoplace kalke. Turbidite in Riff-nahen sedimentations becken; in Turbidites (Developmenta in Sedimentology, 3), Elsevier, Amsterdam, 166-191.
- Fiddleton, G.V., 1966, Experiments on density and turbidity current 1: Motion of the head. Canadian. J. Earth., 623-646.
- Norman, T., 1973, Ankara Yahşihan bölgesinde 'Üst Kretase-Alt Tersiyer sedlmanasyonu: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 1, 41-67.
- Pettijohn, F.J., Potter ve Stever, R., 1972, Sand and sandstones: Springer-Verlag of Heidelberg, 618 s.
- Robertson, W.F., 1967, Pelagic chalks and calciturbidites from the taların jeolojisi; Maden Tet. Ara. Enaf. Rap., no. 2517 (yayınlanmamış), Ankara.
- Rondot, 1956, 1/100 000 ilk 3/2 (güney kısmı) ve 3/4 no.lu paftaların jeolojisi; Maden Tet. Ara. Enaf. Rap., no. 2517 (yayınlanmamış), Ankara.
- Sander, N.J., 1967, Classification of carbonate rocks of marine origin: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 61, 321-336.
- Scholle, P.A., 1971, Sedimentology of fine-grained deep-water carbonate turbidites, Monte Antole Flysch (Upper Cretaceous), Northern Apennines Italy: Geol. Soc. America Bull., 82, 629-668.
- Smykatz-Kross, W., 1974, Differential Uermal analysis. Application and results in mineralogy: Springer-Verlag, Heidelberg, 183 s.
- Şenalp, M. ve Fakıoğlu, J., 1977, Bulantı akıntıları ve turbiditler: Yel'li'Uvarı ve insan., 2, 26-39.
- Thomson, A.F. ve Thomsson, M.R., 1969, Shallow to deep water facies development in the Dimple limestones (Lower Pennsylvanian), Marathon region Texas: in depositional environments in carbonate rocks (G.W. Friedman): Soc. Econ. Paleontol. Mineral, Spec. Pub. 14, 1-78.
- Türkunal, S., 1963, Nallıhan, Mudurnu ve Seben arasında kalan bölgenin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 1, 2., 56-60.
- Ünal, G. Yüksel, V. Tekeli, T. Gönen, O. Seyit, z. ve Hüseyin, S., 1976, Haymana-Polatlı yöresinin (güneybatı Ankara) 'Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleoçoğrafi evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 19, 2, 169-178.
- Willson, J.L., 1976, Carbonate facies in geologic history: Springer-Verlag, Heidelberg, 470 s.

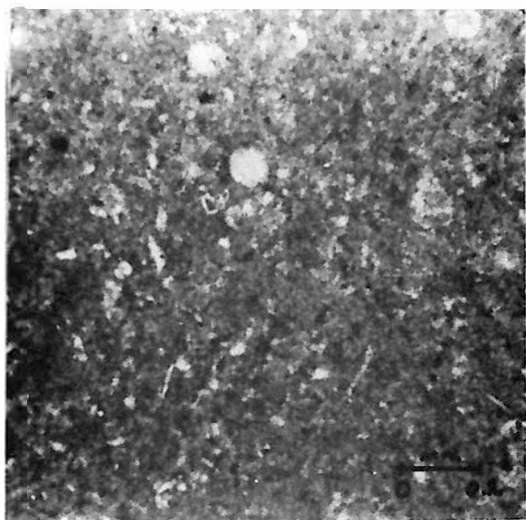
----- o O o -----

LEVHA 1.

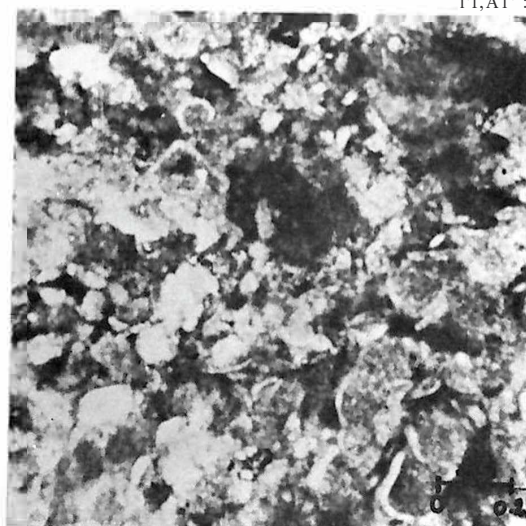
- Sekil 1: Taban çökeli (pelajik mikrit).
- Şekli 2: Turbiditik kırıntılarla karışmış taban çökeli. (kireç topları)
- Şekli 3: Turbiditik kireçtaşı, içersinde yuvarlak, köşeli taban çökeli parçaları.
- Şekli 4: Taban çökeliyle karışmış planktonik veresif kırıntıları. (Derecelenmesiz turbiditik kireçtaşı)
- Şekli 5: Globotruncana taban çökeli parçaları.
- Şekil 6: Turbiditik kireçtaşları içinde köşeli feldispatlar.

PLATE 1

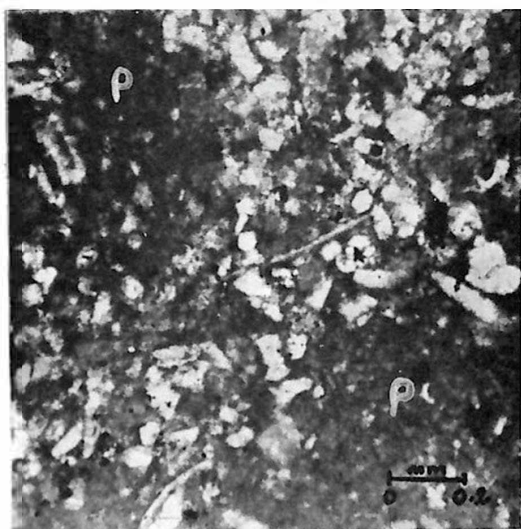
- Figure 1: Base sediments (pelagic micrite)
- Figure 2: Turbiditic fragments mixed base sediments. (Lime ball).
- Figure 3: Rounded base sediments fragments in turbiditic limestone.
- Figure 4: Planktonic, and resif fragments mixed base sediments. (Ungraded limestones)
- Figure 5: Base sediments include globotruncana in turbiditic limestones.
- Figure 6: Angular feldspar fragments in turbiditic limestones.



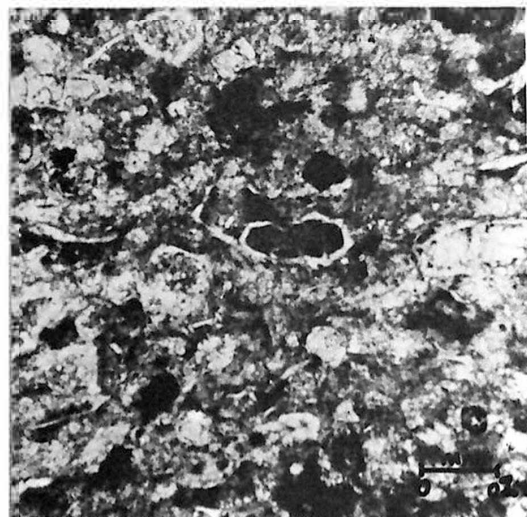
1



4



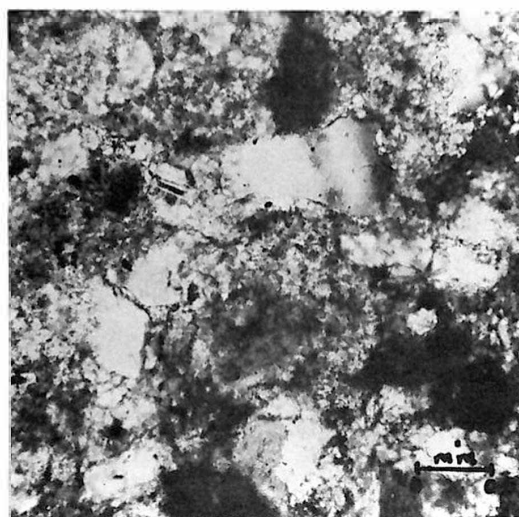
2



5



3



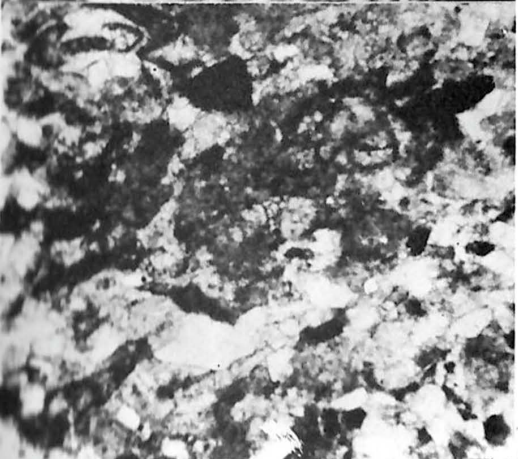
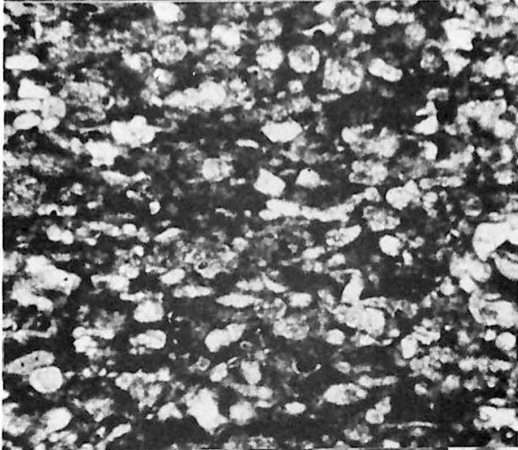
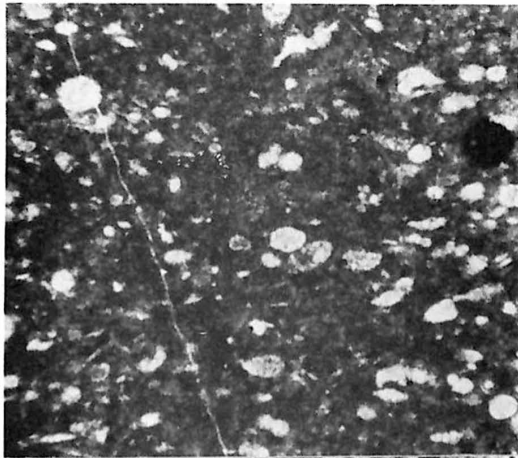
6

LEVHA II.

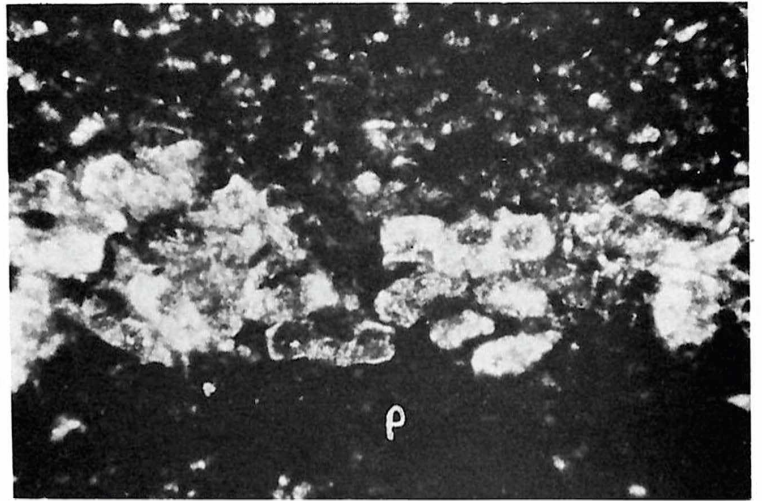
- Şekil 1: Derecelenmeli kreçtaşları
Şekil 2: Pelajik çökel içerisinde yönelmiş planktonik fosiller
Şekil 3: Türbiditik resital kırıntılı pelajik çökel.
Şekil 4: Türbiditik gereç ile birlikte taşınmış pelajik parçalar.

PLATE II.

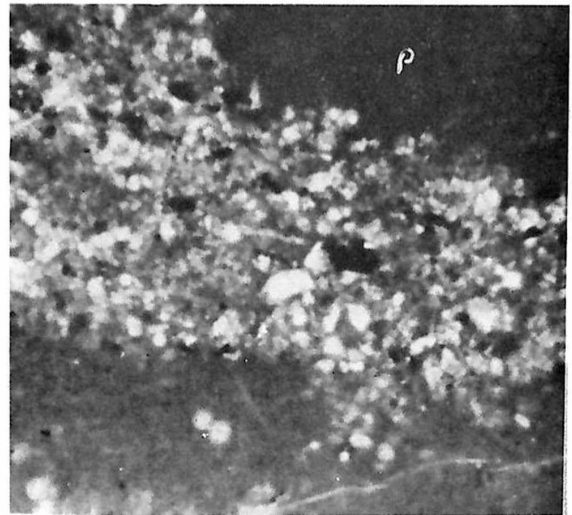
- Figure 1: Graded limestones.
Figure 2: Oriented planktonic fossils in pelagic sediments.
Figure 3: Pelagic sediments with turbiditic riff fragments.
Figure 4: Pelagic fragments transported by turbiditic fragments.



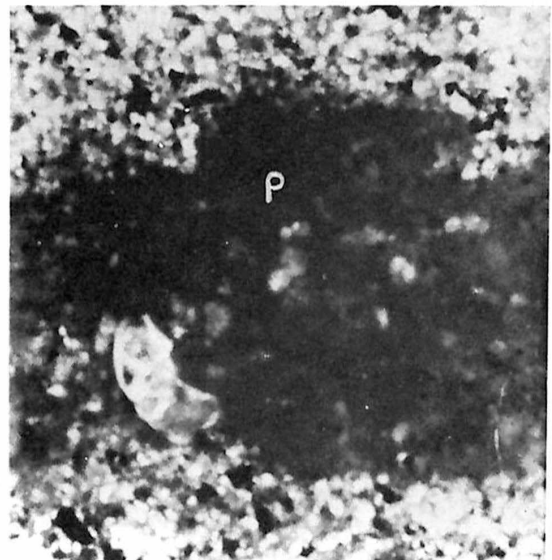
1



2



3



4

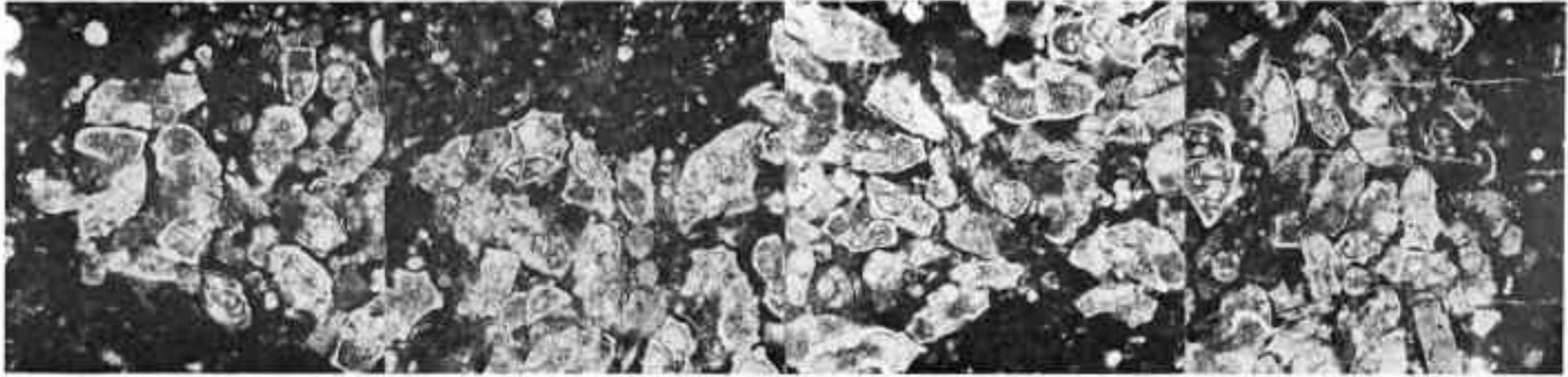
0 mm 0.4

LEVHA III.

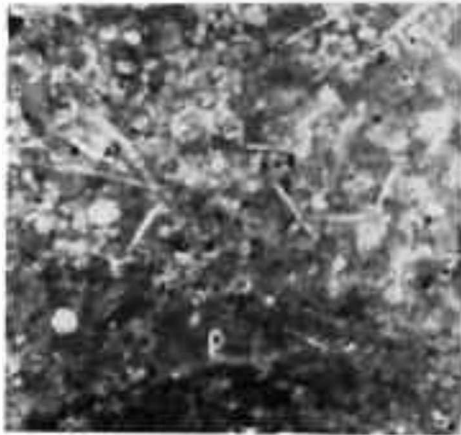
- Şekli 1 : Pelajik mikrit (taban
Şekil 2: Taban çökeli üzerinde çökeU
Şekil 3: Taban çökeli ve volkanik kırıntılar mikrobiyotUrbidite katmanında mikrobiyotUrbidite laminaları.
P-Pelajik mikrit
r-Dalga izleri
V-Volkanik kırıntılar
Şekli 4: Resifal kırıntılar ve spiküllerle karışmış taban çökeli.

PLATE III.

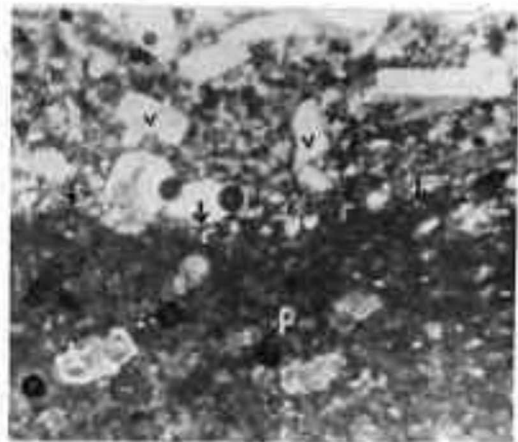
- Figure 1: Laminae of micrite in pelagic micrite (base sediments)
Figure 2: Microbioturbation on base sediments
Figure 3: Basal sediments, and volcanoceous fragments
p-Pelagic micrite
r-Ripple marks
v-Volcanoceous fragments
Figure 4: Spicules and resifal fragments mixed base sediments.



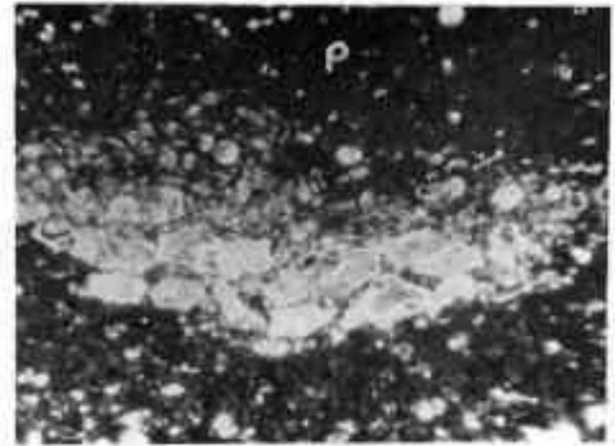
1



2



3



4

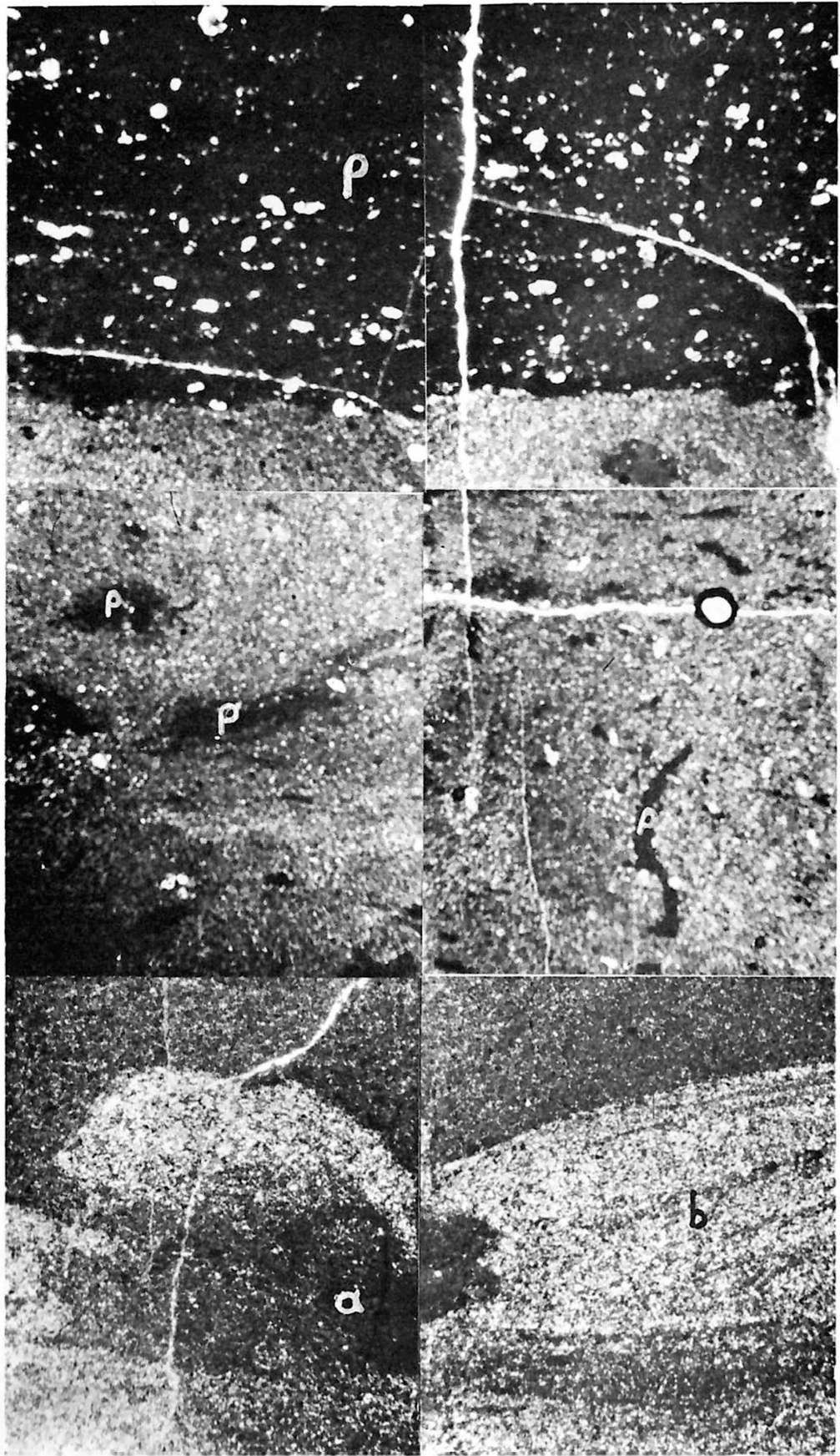
0 mm 0.4

LEVHA IV.

Şekil 1 Karbonat ve karbonat olmayan ardalı türbidit laminaları.
a-Yayılmı izi
b-Çapraz laminasyon
p-Pelajik mikrit parçaları

PLATE IV.

Figure 1: Alternated (rhythmic) carbonate, and noncarbonate turbiditilaminae.
a-Frondescent marks
b-Cross lamination
c-Pelagic micrite fragments



1

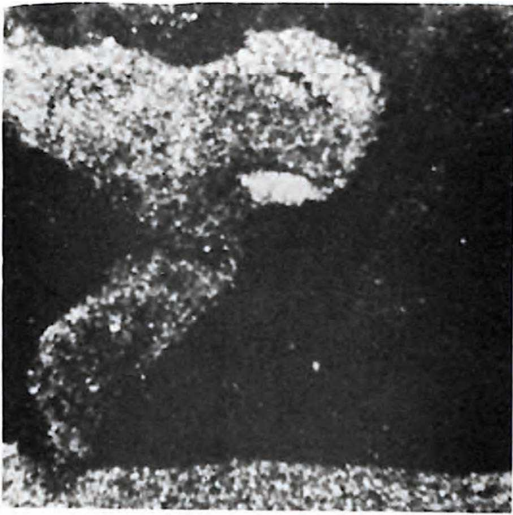
Q VIII 2

LEVHA V.

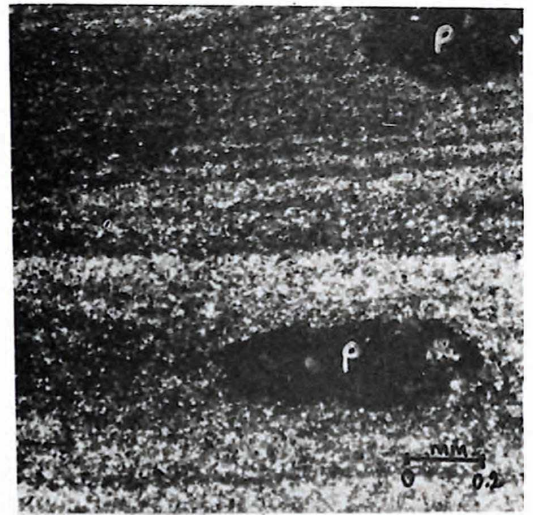
- Şekli 1: Kum volkanı
Şekil 2: Ağırılık yapıları
Şekil 3: Dalga izleri
Şekil 4: Mikrolaminasyonlar içerisinde taban çökeli parçası
Şekil 5: Ardalı laminasyonlar
p-Pelajik mikrit
v-Volkanik kırıntılar
Şekil 6: Ardalı laminasyonlar
p-Pelajik mikrit
bt-Biyoklastik kalsisiltitler

PLATE V.

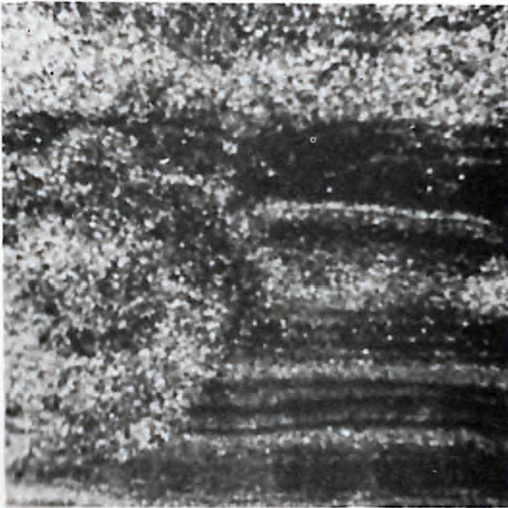
- Figure 1: Volcanoes sands
Figure 2: Load casts
Figure 3: Ripple marks
Figure 4: Fragments of base sediments in microlaminations
Figure 5: Alternating laminations
p-Pelagic micrite
v-Volcanaceous fragments
Figure 6: Alternating laminations
p-Pelagic micrite
bt-Bioclastic calcsiltite



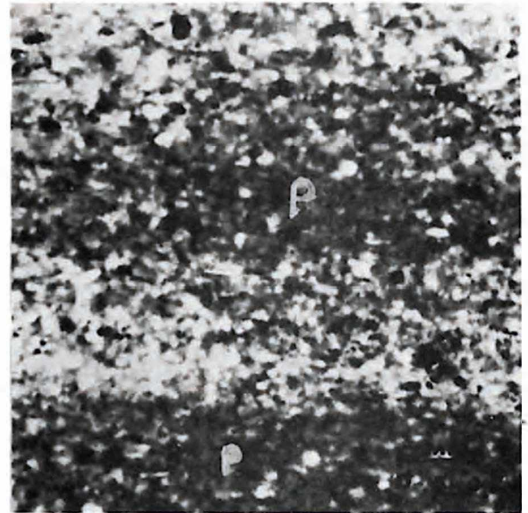
1



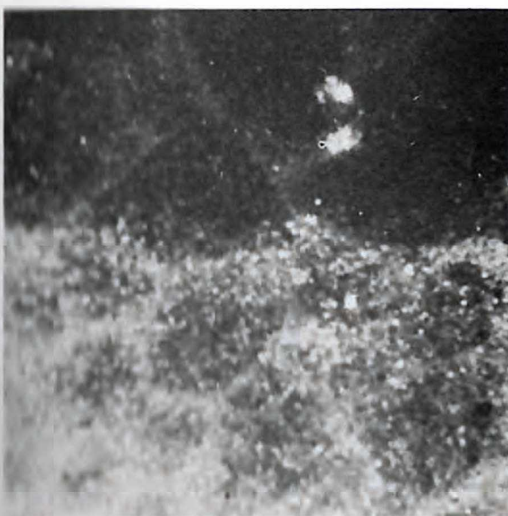
4



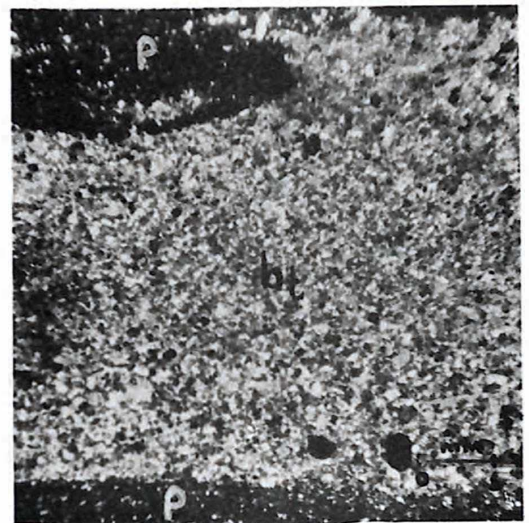
2



5



3



6

Söğüt-Bilecik Bölgesinde Polimetamorfizma ve Bunların Jeoteknik Anlamı

Polyphase Metamorphism of the Söğüt-Bilecik Region, and their tectonic implications

YÜCEL YILMAZ Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, İ.Ü.F.F., İstanbul

ÖZ: Söğüt - Bilecik bölgesindeki metamorfik kayalar karmaşık bir metamorfizma evrimi geçirmişler ve bunun sonucu olarak farklı ortamlarda 3 ayrı metamorfizmadan etkinmişlerdir. Ofiyolitik türevli bu kayalar, ilk fazda artan metamorfizmaya uğramış, güneydoğudan kuzeybatıya doğru metalavdan amfibolite değin geçen tedrici değişimler kazanmışlardır. Harita alanında indeks minerallerin yardımıyla metamorfizma zonu ayırddilebilmiştir. Daha sonra aynı kayaları yüksek basınç ve düşük sıcaklık rejiminin egemen olduğu bir gerileyen metamorfizma etkilemiştir. İnceleme alanında sadece alkali amfibol gelişmesine özgül kalan bu faz, daha doğuya doğru tipik mavişist fasiyesi minerallerini oluşturmuştur. Son metamorfizma fazı ise birbirine zıt ortamları temsil eden kaya gruplarının tektonik yolla biraraya gelmelerinin neden olduğu bir dinamik metamorfizmadır. Bu fazda çeşitli derecelerde kataklastik etkiler gelişmiştir.

Bu yazıda, farklı metamorfizmaları tanıtan mineralojik özellikler ve faz değişiklikleri üzerinde durulmuş, petrografik, yapısal, kimyasal ve saha gözlemlerinin de yardımıyla bu verilerin orojenik anlamlarının tartışması yapılmıştır.

ABSTRACT: Rocks representative of three distinct metamorphic events and P/T environments are recognised in the Bilecik - Söğüt area. In the earliest phase the rocks of ophiolitic assemblage have undergone a progressive metamorphism forming a gradual transformation from non-metamorphic to amphibolite. The district has been divided into four distinct metamorphic zones proceeding from SB to NW. In a later phase a relatively high-pressure, low-temperature metamorphism retrograded the earlier effects. This new phase was restricted to the occurrence of alkali amphibole in the area mapped, but eastward formed typical blueschist facies mineral assemblages. In the last phase, tectonic juxtaposition of two groups of rocks of contrasting environments caused dynamic metamorphism, and produced various degrees of cataclasis along a narrow belt.

In this paper, the mineralogical data and phase changes have been focused on, and an attempt has been made to deduce orogenic implications from different lines of evidence including petrographic, structural and field observations.

GİRİŞ

Orta Sakarya bölgesi ile onun bir bölümü olan Bilecik-Söğüt dolayının önemli bir kesiminde metamorfik kayalar yer alırlar. Eski çalışmalarda "ayrılanmamış eski temel"e ait olduğu ileri sürülen bu kayalar daha önce ayrıntılı olarak tanımlanarak, bölgenin eski temeliyle ilişkili olmadıkları, Alpin bir okyanus malzemesini temsil ettikleri belirtilmiştir (Yılmaz, 1977a). Bu araştırmada ise, egemen kaya birimi volkanojenik kökenli metabazit olan bu metamorfik kayaların geçirmiş olduğu karmaşık metamorfizma evrimi ve bu metamorfizmaların tabiatının mineralojik bulguların yardımıyla açıklanmasına çalışılmaktadır. Böylece farklı metamorfizmaların olduğu ortamların ve bu ortamları temsil eden fiziksel koşulların saptanması sonucunda jeolojik evrimin anlaşılmasına katkıda bulunabilmek amaçlanmıştır.

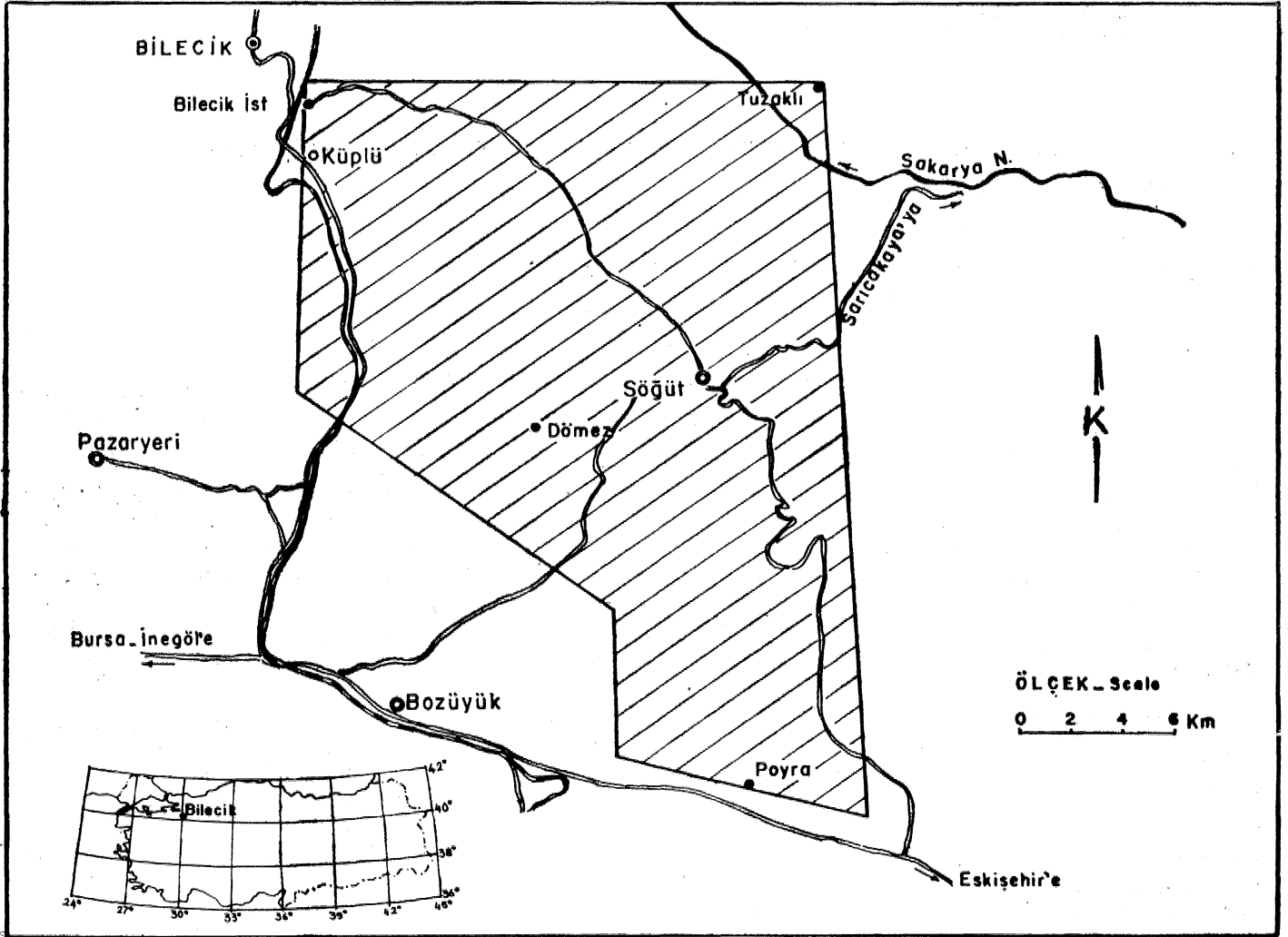
Söğüt - Bilecik alanından (Şekil 1) derlenen mineraloji ve petrografi verileri güneydoğudan kuzeybatıya doğru artan bir metamorfizmanın varlığını gösterir. En güneydoğu kesimde, birincil lav özelliği belirgin, ince dokulu, kötü yap-

raklı (veya som), yeniden kristallenmenin çok zayıf olduğu yeşil kayalar; iri dokulu, iyi yapraklı başlıca epidot + gra-nat + hornblent ile temsil olunan ileri derecede metamorfik kayalara dereceli olarak geçerler. Bu geçişte metamorfizmanın artışına uygun olarak 4 zon ayırılarak haritalanmıştır (Yılmaz, 1977a). Artan metamorfizmanın etkileri bu zonlarda kısaca aşağıdaki gibi özetlenebilir:

Zon I: Yapı ve doku özellikleriyle, bu zonda kayalar bazalt-spilit görünümündedir. Yer yer yastık yapısı ve piroklastik düzeyler tanınmıştır. Mikroskopta kalık klinopiroksen, kalsik plajiyoklas ve olivin (?) görülür.

Metamorfizma ürünü olarak albit, klorit, fenjit ve stil-pnomelan yerel olarak gelişmiş olup, düzensiz bir dağılım gösterirler.

Zon II: Metabazitin kalık özellikleri giderek azalır. Metamorfizma minerallerinin gelişiminde belirgin bir ilerleme görülmeyle birlikte tane boyunda gelişme henüz farkedilemez. Bu zon aşağıdaki mineral toplulukları ile temsil olunur:



Şekil 1: Bulduru haritası.

Figure 1: Location map of the investigated area.

Klorit+epidot } Albit+lökoksen+beyaz mika
Aktinolit+klorit+epidot } Klinozoisit+kuvars±kalsit

Zon III: Bu zon, albitin porfiroblastik büyüme kazanıp kayaya beneklişist görünüşü vermesiyle ayırddedir. Aynı zamanda stilpnomelan kaybolmuş, klorit ile epidot giderek azalmış, ancak granat açımını göstermiştir, Zon IIIte Zon II'den farklı olarak hornblent duraylı bir faz olarak belirir. Bu zonda mavi yeşil (z absorpsiyon rengi) olan hornblentin yanısıra aktinolite de hâlâ rastlanmaktadır.

Zon IV: Bu zon, yeşil hornblentin temsilci kalsik amfibol olarak gelişmesiyle tanınır. Aşırı gelişme göstermesi, hacim yüzdesi olarak albit portiroblastının yerini alması nedeniyle hornblendin egemen olduğu bu kesimde kayalar amfibolit görünüşü kazanırlar. Renk parlak, koyu yeşildir. Başlıca mineraller hornblent ve albittir. Ancak albitin, anortit bileşiminde artış olduğu saptanmıştır.

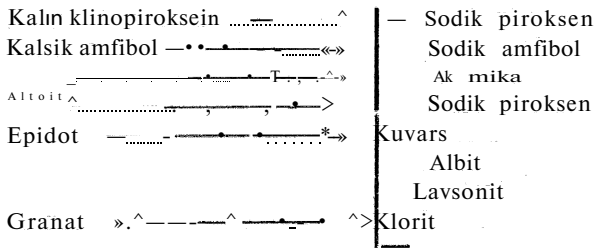
Bazı volkanik kayadan, önce kötü yapraklı metabazite sonra yeşilşist ve benekli şiste, daha sonra ise amfibolite bu sürekli geçiş, artan metamorfizmanın belirgin saha verileridir. Zon I ve Zon IV arasında, minerallerin duraylılık ilişkileri Şekil 2'de gösterilmiştir,

	Zon I	Zon II	Zon III	Zon IV
Metabazit				
Albit				
Kuvars				
Epidot				
Kalsit				
Klorit				
Granat				
Ca-amfibol		Aktinolit	Mavi yeşil hornblent	Yeşil hornblent
Na-amfibol				
Sfen				
Stilpnomelan				
Ak mika				
Metapellit				
Albit				
Kuvars				
Epidot				
Kalsit				
Klorit				
Ak mika				
Metaçört				
Albit				
Kuvars				
Klorit				
Granat				
Ak mika				
Na-amfibol				

Şekil 2: Zon I ile Zon IV arasında minerallerin duraylılık ilişkileri.

Figure 2: Schematic mineral parageneses between zone I and zone IV.

Artan metamorfizmayı izleyen bir evrede, gerileyen bir metamorfizmanın etkisi de tüm Orta Sakarya metamorfik kayalarında tanınmıştır. Haritalanan alanda özellikle alkali amfibolün gelişimine özgül kalan bu metamorfizma daha doğuya doğru tipik mavi şistlerin ortaya çıkışına neden olmuştur. İnceleme alanı doğuya doğru değişen bu koşullara geçişin eşliği niteliğindedir. Yüksek basınç, düşük sıcaklık koşulu olarak tanımlanabilen bu koşul nedeniyle doğuya doğru epidot, aktinolit/hornblent giderek yok olurken, alkali amfibol, lavsonit ve Jadeit duraylılık kazanmağa başlar. Artan metamorfizma mineralleri üzerinde büyüyen bu yeni minerallerin gelişimi tüm Orta Sakarya bölgesi için aşağıdaki çizelgede gösterildiği gibi özetlenebilir.



Harita alanının doğu kesiminde yaralan geçiş kayalarından sodik amfibol içeren metabazitte başlıca şu mineral topluluğunun geliştiği görülmüştür: albit + klorit + epidot + kalsit + beyaz mika + opak demir mineralleri, Basınç-sıcaklık koşulları bakımından hareketli bir alan olarak beliren bu güneydoğu kesimden batıya doğru yüksek sıcaklık, doğuya doğru ise yüksek basınç etkileri izlenmektedir.

Birinci metamorfizma fazı (M₁), ortaç-yüksek basınç, yüksek sıcaklık koşulunda geçmiş olup, F₁ kıvrım fazı ile sintektoniktir (Yılmaz, 1977a), Metamorfik kayalar daha sonra değişik bir ortamda, yüksek basınç, düşük sıcaklık rejiminin egemen olduğu bir gerileyen (retrograd) metamorfizmaya da uğramıştır. Bu faz (M₂), F₄ kıvrım fazı ile ilişkili olup, ofiyolit topluluğu kayaları ile onların metamorfik eşdeğeri olan (Yılmaz, 1977a) ve yukarıda sözü edilen metamorfik kayaların Orta Sakarya bölgesine yerleşmeleri sürecinde gelişmiştir. Üst Kretasede gelişen bu Jeolojik olayı izleyen bir evrede ise Sakarya nehrinin kuzey kesiminde yeralan ve Orta Sakarya graniti olarak tanımlanan (Yılmaz, 1977a) granitik kayalar güneye doğru İtilerek metamorfik kayaların üzerine ilerlemiştir. İtilmenin neden olduğu kataklastik etki sonucunda gelişmiş dinamik metamorfizma ürünü kayalar, bölgede geniş bir ezik zon (1-5 km) geliştirmiştir. Böylece üçüncü bir metamorfizmanın izlerine de belirli bir kuşak boyunca rastlanır (Yılmaz, 1977a).

Bu yazıda, artan ve gerileyen metamorfizmanın inceleme alanında temsilcisi olan ana mineraller tanıtılacaktır. Bu araştırma aynı zamanda metabazitin kökenini araştırmayı hedef alan ve kalık klinopiroksenler üzerinde yürütülen önceki bir incelemeyi de (Yılmaz, 1977b) tümler niteliktedir.

ANALİTİK YÖNTEM

Söğüt- Bilecik bölgesi metamorfik kayalarındaki kritik minerallerin tanımları optik yoldan ve elektron mikrosondası (electron microprobe) yöntemiyle gerçekleştirilmiştir. Birlikte bulunan fazların, elektron mikrosonda analizi ile

saptanan kimyasal bileşenleri, çeşitli başka çalışmalar ve birbiriyle karşılaştırılmıştır. Si ve Ca için vollaştonit ve/veya ojit, Fe ve Mg için olivin, Mn ve Ti için arı metal, Al için topaz, Na için Jadeit, K için mikroklin standart olarak kullanılmıştır. Gravimetrik analizleri daha önce yapılmış, bu mineraller üzerinde, her analiz sırasında başta, ortada ve sonda denetim gerçekleştirilmiştir. Sonuçlar, alet içi yanlışlar ve elementlerin karşılıklı etkileri nedeniyle, elektronik hesaplayıcı programı aracılığıyla düzeltilmiştir.

Her nokta için yaklaşık 10 A° boyutunda alan analiz edilmiş, okumalar 20 saniyelik sürelerde yapılmış ve yaklaşık 5 değişik alandan 3 okumanın ortalaması alınmıştır. Zonlu olasılığından kuşkuyla mineralerde merkezden çepere 8 değişik ölçüm yapılmıştır. Elektron mikrosonda analizinde "Electron probe microanalyser Cambridge-5"ten yararlanılmıştır. Fazların saptanan kimya bileşenleri oksit yüzdesi olarak verilmektedir. Ana element analiz sonuçları gravimetrik analizlerle karşılaştırılarak doğruluğa ±%1 hata ile ulaşıldığı saptanmıştır. Oksit yüzdelere dayanarak iyon miktarları (iyon sayıları) hesaplanmıştır.

Günün elektron mikrosonda tekniği Fe⁺²'nin Fe⁺³'den ayrılmasına olanak vermediği için bütün fazlarda demir, ferrik demir olarak verilmiştir. Sodik amfibolün oluşturduğu izomorf seride Fe⁺² ve Fe⁺³'ün bilinmesi gerektiğinden, bu ayırt özel bir yöntemle saptanmıştır (R. Hall, 1976, yazılı görüşme). Ayrıca bu yöntem uçucuları da belirleyemediğinden % H₂O, amfibol ve epidotta %2-3 mikada %4, kloritte %12 kabul edilerek toplamı % 98-101 dışındaki analizler değerlendirmeye sokulmamıştır. Aşağıda, bu tekniklerin uygulandığı indeks mineraller tek tek ele alınıp değerlendirilmektedir.

SODİK PLAJOKLAS

Bilecik - Söğüt bölgesindeki metamorfik kayaların hemen tümünde sodik plajiyoklas duraylı bir faz olarak bulunur. Metaçört ve metapelitde ise klastik bazik plajiyoklas yer yer korunabilmiştir.

Sodik plajiyoklas bileşimi elektron mikrosonda analiziyle değerlendirilerek saptanmış, zaman zaman üniversal döner tabla ile denetimler gerçekleştirilmiştir.

Analiz sonuçları Çizelge 1'de gösterilmektedir. Metapelit ve metabazit'ten derlenen sodik plajiyoklas Zon I'de An₀₀ iken Zon IV'de An_{0,5} ile An_{0,6} arasında değişen değerlere varır. Tümüyle Zon I ile Zon IV arasında, artan metamorfizma, gelişen tane boyuna rağmen önemli bir An artışı geliştirememiştir. Plajiyoklasın, harita alanı içinden ve tüm metamorfik kuşaktan derlenen birçok kayada an sodik albit ile temsil edildiği görülmüştür.

- Saptanan plajiyoklas bileşimi genellikle yeşilşist ve mavişist fasiyesleri gibi düşük metamorfizma koşullarını işaret etmektedir (Miyashiro, 1978; Winkler, 1974; Turner, 1968). Fakat bölgede metamorfizmanın plajiyoklasın belirttiğinden daha yüksek dereceye eriştiği diğer minerallerin tartışılmasıyla sağlanan verilerden öğrenilmiştir. Böylece anortit bileşiminde, metamorfizma derecesinden umulan artışa erişilemediği belli olmaktadır. Bunun yanısıra plajiyoklasın Fe₂O₃ ve K₂O bileşenlerinden beklenen değişimde görülmemiştir.

zon	I	n	n	II	II	II
Num.No.	Y18	»8	84	Y15	Y84	im
SiO ₂	67,54	66,86	66,74	67,56	68,97	71,64
Al ₂ O ₃	20,08	20,36	20,18	19,54	19,42	17,41
FeO	0,01	0,05	0,05	0,07	0,02	0,05
MgO	—	0,01	0,01	—	—	—
OaO	—	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04
Na ⁺ O	11,23	11,46	11,52	11,58	10,55	9,17
K ⁺ O	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	—
TiO ₂	~	0,01	0,01	—	—	—
Toplam	98,96	98,64	98,71	98,80	99,02	98,30
Si	11,910	11,817	11,825	11,948	12,088	12,524
Al	4,170	4,261	4,216	4,075	4,013	8,588
Toplam	16,08	16,078	16,041	16,023	16,101	16,112
Fe	0,001	0,007	0,007	0,011	0,003	0,007
Ca	—	0,004	0,005	0,004	0,004	0,007
Na	3,815	3,946	3,958	3,972	3,587	3,108
K	0,006	0,006	0,007	0,007	0,007	—
Mn	—	—	0,002	—	0,001	—
Mg	—	0,002	0,003	—	—	—
Ti	—	0,001	0,001	—	—	—
Toplam	8,822	8,966	8,981	8,994	8,602	8,122
Ab'	—	99,74	99,74	99,7	99,9	99,8
An	—	0,11	0,08	0,1	0,1	0,2
Or	—	0,15	0,18	0,2	—	—
SiO ₂	70,27	70,87	71,51	70,98	71,37	72,09
Al ₂ O ₃	19,67	18,91	19,25	19,56	19,68	17,99
FeO	0,02	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07
MgO	—	—	—	0,01	—	0,01
OaO	0,05	0,04	0,04	0,04	0,09	0,09
Na ⁺ O	10,76	9,93	9,90	10,50	10,52	9,68
K ⁺ O	0, —	—	—	—	—	—
TKy ⁺	—	—	—	—	—	—
Toplam	100,97	99,29	100,84	101,21	101,73	99,92
Si	12,170	12,245	12,248	12,153	12,154	12,433
Al	3,993	3,880	3,887	3,948	3,951	3,658
Toplam	16,163	16,125	16,135	16,101	16,105	16,091
Fe	0,003	0,007	0,007	0,010	0,010	0,010
Oa	0,009	0,007	0,007	0,017	0,016	0,017
Na	3,592	3,350	3,318	3,186	3,474	3,287
İC -	0,007	—	—	—	—	—
Mn	—	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	0,003	0,003	Ofim
<n	—	—	—	—	—	—
Toplam	3,611	3,364	3,332	3,216	3,503	3,267
Ab	09,55	99,8	99,8	99,5	00,5	99,46
An	0,20	0,2	0,2	0,5	0,5	0,55
Or	0,2	—	—	—	—	0,1

Çizelge 1; Sodik plajiooklas analiz sonuçları ve her birim formülde $0=2$ tabanına göre, susuz olarak hesaplanmış iyon miktarları. Analiz sonuçlarından saptanan albit (Ab), Anortit (An) ve K-Feldspat (Or) molekül yüzdeleri de çizelgeye eklenmiştir.

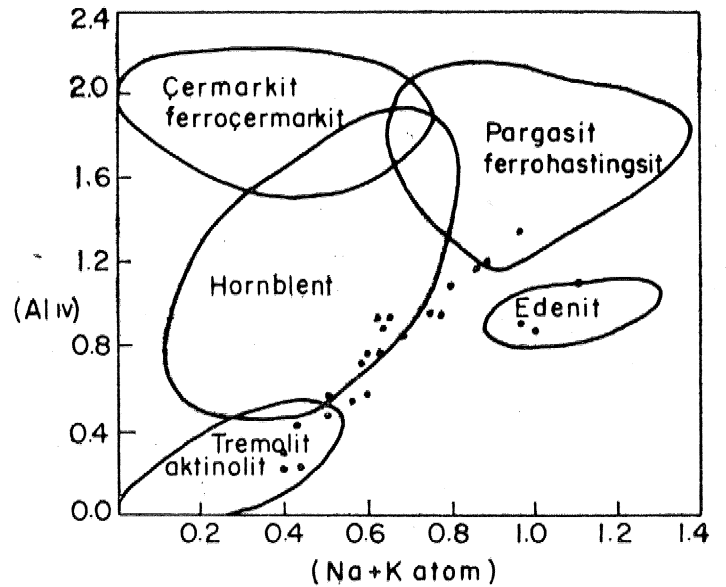
Tablo 1: Sodic plagioclase analyses and number of long, calculated on a theoretical anhydrous basis of $0=82$ per unit formula. Molecular percentages of albite (Ab), anorthite (An) and K-feldspar are also added to the list.

Günümüzde değişen metamorfizma koşullarına karşın plajiooklas bileşimindeki değişimin mutlak değerini belirleyen kesin bir ayıraç bulunmuş değildir (Miyashiro, 1973). Fakat plajiooklasın anortit bileşimindeki artım, diğer ayıraçların yamsıra, metamorfizma derecesini belirleyen güvenilir bir veri olarak kullanılabilir.

KALSİK AMFİBOL

Artan metamorfizmayı inceleme alanında en iyi temsil eden mineral kalsik amfiboldür. Zon II'de temsilci monoklinik amfibol aktinolitdir. Yukarı sonlarda hornblent gelişmiştir. Zon II'de hornblentte rengi (z absorpsiyon rengi) mavi-yeşil iken Zon IV'de yeşile dönüşür. Amfibolün Z için gösterdiği bu düzenli değişim "zon haritası" yapımında yararlanılan önemli bulgulardan biri olmuştur (Yılmaz, 1977a).

Söğüt metabazitindeki kalsik amfibolün kimya bileşenleri Çizelge 2'de gösterilmiştir. Her birim formüldeki iyon dağılımı analiz sonuçlarına eklenmiştir. Elde edilen değerler Na+K, (Al)^{IV} diyagramına uygulanınca artan metamorfizmayla tümüyle uyumlu çizgisel bir artım geliştiği görülmektedir (Şekil 3). Zon I ve Zon II'den derlenen kalsik amfibol, tremolit/aktinolit bölgesine, Zon III ve Zon IV'deki değerler ise giderek hornblent alanına düşerler. Al^{IV} artımına karşı, (Na+K) benzeri artım göstererek aktinolit hornblente kesiksiz bir geçişi belirler. Aynı diyagrama, karşılaştırma amacıyla, Deer ve diğerlerinin (1963) saptadığı mineral bileşim alanları da eklenmiştir. Kalsik amfibolün Söğüt metabazitinde daha geniş bileşim alanı gösterişi dikkatçektir.



Şekil 3: Kalsik amfibol analizlerinin (Al) M/Na + k (atom) d-yagramındaki yeri.

Figure 3: Compositional variation of calcic amphiboles with regard to tetrahedrally coordinated aluminium and total alkalis per unit formula.

Zon Num. No.	I Y20	I Y20	II 167	II 167	II Y7	II 167	Zon Num. No.	III 92	III 18	III 158	III 18	III 159	III 159
SiO ₂	56,88	56,06	53,92	53,57	52,39	52,34	MgO	9,48	10,76	10,50	12,07	13,86	13,99
Al ₂ O ₃	1,40	1,40	5,44	5,04	5,45	5,44	CaO	8,26	8,55	8,53	9,48	11,04	10,73
Fe ₂ O ₃	10,35	10,28	11,60	11,70	11,70	11,70	Na ₂ O	3,70	3,22	3,21	2,43	2,23	2,37
MgO	16,55	16,39	13,91	14,87	13,61	13,58	K ₂ O	0,33	—	—	—	—	—
CaO	10,98	14,00	10,02	10,00	10,01	10,01	Ti ₂ O	0,47	—	—	—	—	—
Na ₂ O	1,57	1,58	1,98	1,80	1,97	1,96	Toplam	98,45	100,59	99,54	97,22	97,90	97,46
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	Si	7,017	7,180	7,186	7,283	7,134	7,310
Ti ₂ O	—	—	—	—	—	—	Al	0,983	0,820	0,814	0,717	0,866	0,690
Toplam	97,73	96,70	96,86	97,08	96,13	96,04	Toplam	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Si	8,034	8,709	7,677	7,674	7,669	7,670	Al	1,101	1,213	1,220	0,847	0,766	0,928
Al	—	—	0,323	0,326	0,331	0,330	Ti	0,051	—	—	—	—	—
Toplam	8,034	8,704	8,000	8,000	8,000	8,000	Fe ⁺⁺	0,927	0,823	0,826	0,836	0,666	0,599
Al	0,233	0,256	0,607	0,525	0,609	0,610	Fe ⁺	0,927	0,823	0,826	0,836	0,666	0,599
Ti	—	—	—	—	—	—	Mn	0,013	—	—	—	—	—
Fe ⁺⁺	0,612	0,638	0,724	0,701	0,716	0,716	Mg	2,042	2,234	2,202	2,605	2,951	2,847
Fe ⁺	0,612	0,668	0,724	0,701	0,716	0,716	Toplam	5,061	5,093	5,074	5,124	5,044	4,973
Mn	—	—	—	—	—	—	Ca	1,279	1,276	1,286	1,471	1,690	1,590
Mg	3,484	3,795	3,007	3,174	2,696	2,966	Na	1,037	0,870	0,876	0,682	0,618	0,635
Toplam	4,941	5,387	5,062	5,001	4,737	5,008	K	0,037	—	—	—	—	—
Ca	1,662	1,831	1,558	1,550	1,570	1,572	Toplam	2,377	2,146	2,162	2,153	2,308	2,225
Na	0,430	0,437	0,554	0,500	0,550	0,560	SiO ₂	49,65	49,60	49,50	49,37	49,13	48,85
K	—	—	—	—	—	—	Al ₂ O ₃	10,00	9,71	10,87	9,66	9,89	23,48
Toplam	2,092	2,268	2,112	2,000	2,129	2,137	Fe ₂ O ₃	13,79	11,24	15,14	11,20	13,67	12,96
SiO ₂	53,70	53,08	52,96	52,22	49,87	49,71	MgO	11,37	13,61	10,63	13,46	11,05	9,47
Al ₂ O ₃	8,70	10,07	10,04	11,36	10,78	9,99	CaO	9,42	11,02	8,33	11,01	9,40	8,23
Fe ₂ O ₃	10,37	10,58	10,56	14,14	15,34	13,68	Na ₂ O	2,65	2,23	3,29	2,23	2,64	3,15
MgO	14,67	13,70	13,63	11,47	10,29	11,49	K ₂ O	—	—	0,28	—	—	0,43
CaO	8,35	10,86	10,85	8,61	8,54	9,43	Ti ₂ O	—	—	0,28	—	—	0,35
Na ₂ O	1,61	2,40	2,40	2,95	3,28	2,85	Toplam	96,88	97,42	96,30	96,92	95,78	97,01
K ₂ O	0,14	—	—	—	0,26	—	S	7,222	7,129	6,907	7,132	7,230	7,055
Ti ₂ O	0,14	—	—	—	0,26	—	Al	0,778	0,871	1,093	0,868	0,770	0,945
Toplam	97,85	100,68	100,44	100,74	98,78	96,93	Toplam	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Si	7,006	7,302	7,304	7,256	7,171	7,221	Al	0,937	0,774	0,850	0,777	0,946	1,350
Al	0,904	0,698	0,696	0,744	0,929	0,779	Ti	—	—	0,030	—	—	0,038
Toplam	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	Fe ⁺⁺	0,839	0,676	0,961	0,677	0,842	0,783
Al	0,434	0,935	0,936	1,117	0,898	0,932	Fe ⁺	0,839	0,676	0,961	0,677	0,842	0,783
Ti	0,014	—	—	—	0,028	—	Mn	—	—	0,015	—	—	0,012
Fe ⁺⁺	0,566	0,609	0,609	0,822	0,922	0,831	Mg	2,465	2,915	2,405	2,898	2,424	2,038
Fe ⁺	0,566	0,609	0,609	0,822	0,922	0,831	Toplam	5,080	5,041	5,222	5,029	5,054	5,004
Mn	0,020	—	—	—	—	—	Ca	1,468	1,697	1,355	1,704	1,462	1,274
Mg	2,853	2,809	2,801	2,375	2,204	2,488	Na	0,747	0,621	0,968	0,625	0,753	0,882
Toplam	4,433	4,962	4,955	5,136	4,974	5,082	K	—	—	0,054	—	—	0,079
Ca	1,167	1,601	1,603	1,282	1,315	1,468	Toplam	2,215	2,318	2,377	2,329	2,235	2,235
Na	0,407	0,640	0,642	0,795	0,914	0,746							
K	0,024	—	—	—	0,051	—							
Toplam	1,597	2,241	2,245	2,077	2,280	2,224							
SiO ₂	48,54	51,54	51,06	50,29	49,93	49,83							
Al ₂ O ₃	12,83	12,38	12,26	9,16	9,69	10,06							
Fe ₂ O ₃	15,33	14,13	14,03	13,79	11,15	10,49							

Çizelge 2: Kalsik amfibol analiz sonuçları ve her birim formüle $\theta=33$ tabanına göre, susuz olarak hesaplanan iyon miktarları.

Table 2: Calcic amphibole analyses and number of ions calculated on a theoretical, anhydrous basis of $\theta=33$ per unit formula.

Analiz, sonuçlarından da görüldüğü gibi, kalsik amfibolün kimya bileşimi fiziksel koşulların değişimine' uygundur (Şekil 3); İleri derecede metamorfik kayalara doğru amfibol daha sodikleşip Al'ca zenginleşmekte, Si değeri ise azalmaktadır., Değişim aşağıdaki çizelgedeki gibi özetlenebilir (burada değişik sonlarda ölçülen en büyük ve en düşük değerler listelenmiştir):

	Zon I	Zon II	Zon III	Zon IV
% SiO ₂	56	54 - 52,3	53,7 - 48,5	51 - 54,8
% Al ₂ O ₃	1,4	5,0 - 5,4	8,7 - 11,3	9,16 - 13,48
% Na ₂ O	1,57	≈ 2,00	≈ 2,50	≈ 3,00

TiO₂ değerinde de eser miktardan. Zon. IV'e doğru

bazı

artımlar görülmüştür.

Mikroskopik inceleme ve kimya analizi verilerinden aşağıdaki sonuçları sıralamak olanaklıdır:

a) Metamorfizmanın artışına uygun olarak TiO₂, Na ve Al artmakta, Si ise azalmaktadır.,

b) Zon II ve Zon III'te sfen ana fazlardan biridir. Zon IV'te rutil, sfenin yerine, duraylı bir faz olarak belirmektedir. Ancak rutilin hacim yüzdesi sfene nazaran daha az; olduğundan açığa çıkan Ti'un bir kısmının da, hornblent şebekesinde tutulduğu anlaşılmaktadır. Bu nedenle sfen gibi titanca zengin bir fazın varlığında, kalsik amfibolün titan miktarı metamorfizmayla uyumlu bir artış göstermektedir.

Ca-amfibol bileşiminde alüminyumca zengin aktinolit Zon IV'e doğru yeşil hornblende sürekli bir geçiş bulunduğu söylenebilir; zira no. 159'daki gibi. örneklerde özellikle Na₂O'in arttığı, CaO'in azaldığı ve bu nedenle barroisitik bir bileşime yaklaşıldığı anlaşılmaktadır. Binns (1065), Na/Ca = 1 olan subkalsik amfibolü barroisit olarak adlanmıştır. Zon IV'de aktinolit ile hornblent arası geçiş kayası içeren bazı amfibol analiz sonuçları Binns'in barroisit için önerdiği bu ayırda yaklaşık değerler vermişse de bunlar Binns'in değerlerine tamtamina uyumlu değildir.

SODİK AMFİBOL

Seyrek olmakla birlikte haritalanan alanda sodik amfibole pekçok kayada rastlanmış ve başlıca 2 kristal formu oluşturduğu görülmüştür. Bunlar; a) Makaslanmış bir hamur gereçte, kloritçe zengin düzeylerin üzerlerinde gelişme gösteren ince uzun prizmalar, b) Kalsik amfibol ile yer değiştirir özellikteki prizmalardır. Yer değiştirmede belirgin bir dokusal örnek sezilememiştir. İleri derecede geliştiği kesimlerde kayaya mavimsi bir renk verdiği saptanmıştır. Mikroskopta pleokroizma rengi açık maviden mora değişmektedir. Sakarya vadisinin güney kesimindeki mavişistlerde ise sodik amfibol ana fazlardan biridir.

Alkali amfibol analiz sonuçları 'Çizelge 3'te listelenmiştir., Fe⁺²/Fe⁺³ oranı hesaplanırken, M₃'ün başlıca Mg, Mn ve Fe⁺² tarafından doldurulduğu ve M₂'nin yaklaşık 2 değerinde olduğu kabulüne dayandırılmış, ayrıca özel bir yöntem kullanılmıştır. Analiz sonuçları susuz 0 = 23 temelinde göre hesaplanmış ve tüm katyonların düzenli dağıldığı kabul edilmiştir. Çünkü Papike ve Clark (1966) glo-

kofan II üzerinde gerçekleştirdiği araştırmayla, yüksek basınç ve düşük sıcaklığın **glokofanda ileri derecede** katyon düzeni **geliştirdiğini** ortaya koymuştur.

Num. No.	Ohn*	IS260*	R42A*	83	92	84
SiO ₂	57,64	57,92	57,12	58,43	59,25	57,27
Al ₂ O ₃	4,42	4,05	7,26	8,23	9,44	9,60
FeO	21,09	19,78	17,09	13,33	14,20	13,68
MgO	7,99	9,20	8,32	9,24	9,07	9,20
CaO	1,46	0,55	0,97	0,99	0,48	0,27
NaO	6,11	6,43	6,36	6,90	7,87	7,41
K ₂ O	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	—	—	—
Toplam	98,71	97,93	97,02	97,12	99,80	97,43
Si	8,278	8,318	8,163	8,190	8,093	8,023
Al	—	—	—	—	—	—
Toplam	8,278	8,318	8,166	8,190	8,083	8,023
Al	0,742	0,690	1,210	1,358	1,527	1,588
Fe ⁺³	1,269	1,264	1,024	0,783	0,813	0,800
Fe ⁺²	1,269	1,264	1,024	0,783	0,813	0,800
Mg	1,709	1,708	1,773	1,929	1,847	1,920
Toplam	4,989	4,926	5,031	4,853	5,000	5,108
Ca	0,224	0,224	0,146	0,152	0,074	0,042
Na	1,708	1,708	1,772	1,868	1,952	2,020
Toplam	2,032	2,032	1,918	2,020	2,026	2,062
SiO ₂	57,23	58,63	59,32	57,28		
Al ₂ O ₃	9,60	7,43	8,51	8,64		
FeO	13,68	13,34	14,20	13,68		
MgO	9,20	9,46	9,22	9,31		
CaO	0,27	1,00	0,48	0,27		
NaO	7,41	6,33	6,77	6,80		
K ₂ O	—	—	—	—		
TiO ₂	—	—	—	—		
Toplam	97,43	96,18	98,49	95,99		
Si	8,025	8,280	8,200	8,131		
Al	—	—	—	—		
Toplam	8,025	8,280	8,200	8,131		
Al	1,586	1,237	1,387	1,446		
Fe ⁺³	0,802	0,788	0,821	0,812		
Fe ⁺²	0,802	0,788	0,821	0,812		
Mg	2,921	1,991	1,899	1,969		
Toplam	5,111	4,804	4,928	5,039		
Ca	0,0414	0,151	0,071	0,041		
Na	2,013	1,733	1,815	1,872		
Toplam	2,054	1,884	1,886	1,813		

Çizelge 3: Alkali amfibol analiz sonuçları ve her birim formülde 0-23 tabanına göre, susuz olarak hesaplanan iyon miktarları.

(*) Metapei.it/metacört

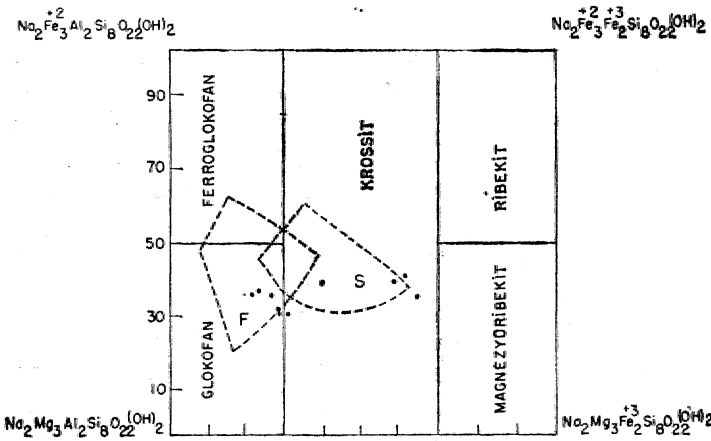
Table 3: Alkali amphibole analyses and number of ions calculated on a theoretical, anhydrous basis of 0=23 per unit formula.

(*) Metapelit/metachert

Tüm analiz sonuçları, şekil 4'de Miyashiro (1957) diyagramına uygulandığında Söğüt - Bilecik metamorfizmlerinden derlenen mavi amfibollerin çoğunun glokofan, bölgesinde, krossit bölgesi dokanağı yakınında kümelendiği görülür. Metapelit ve metaçörtten derlenen Ohn ve IS 260 gibi numuneler ise krossit bölgesinde ayrı bir grup oluşturmaktadır. Böylece alkali amfibol bölgede optik özellik ve kimya bileşimi bakımından 2 belirgin gruba ayrılabilmiştir:

a) Al'ca zengin alkali amfibol; sönüm açısı CAz'da 3° ile 7° ve 2V = 30-50°'dir. İnceleme alanından derlenen amfiboller, Miyashiro (1957) sınıflamasıyla karşılaştırılınca bu grubu glokofan bölgesinde kümelenenler temsil etmiştir. Optikçe x = mavi, y = yeşil, z. ise morumsu mavidir.

b) Al'ca fakir alkali amfibol; Al'ca fakir ancak Fe'ce zengindir. Bu tür alkali amfibolü içeren ana kayanın kimya bileşimine dikkati çeken Ernst ve diğerleri. (1970), Sanbagawa kuşağında benzer kayaların derin deniz çörtlereinden türemiş olacağı görüşünü ileri sürmüştür. Aslında, bu kayaların, tortul kökenli (metasedimentit-metaçört) oldukları açıktır. Mineraldeki yüksek Fe/Mg ve Na/Al oranları, büyük bir olasılıkla, çökel kayasının kimya bileşimini yansıtmaktadır. İkinci grup alkali amfibolün hemen tümünde 2V = 60°, b = z, sönme açısı yAC'da 0°-10° arasındadır. Pleokroizma rengi x = kahverengi-mor, y = mavi, z= menekşe rengidir.



Şekil 4: Alkali amfibol analiz sonuçlarının, Miyashiro (1957) diyagramına uyarlanması. Karşılaştırma amacıyla Franciscan (F) ve Sanbagawa (S) metabazitlerinin alkali amfibol bileşim alanları da (Ernst diğerleri, 1970) diyagrama eklenmiştir.

Figure 4: Plots of alkali amphiboles on the diagram proposed by Miyashiro (1957). Areas F and S are compositional field of sodic amphiboles from the Franciscan and Sanbagawa terranes, respectively (Ernst et al, 1970).

Ernst'in (1960, 1961, 1962, 1963) alkali amfibol üzerinde gerçekleştirdiği deneysel, çalışmalar glokofan-ribekitin duraylılık alanı konusunda oldukça ayrıntılı ve aydınlatıcı

•bilgilerin, türemesine neden olmuştur. Bu çalışmalara, göre glokofan, magnezyoribekit ve ortaç geçiş üyeleri, 800°C altındaki hemen bütün sıcaklıklarda duraylıdır. Ernst'e (1963) göre polimorf krossit II'nin (GI₅₀Rb₅₀) gelişebilmesi için ise gerekli en düşük koşul 200°C'da 8kb ve 400°C'da 13 kb'dır,.. Fakat günümüzde krossitin glokofandan daha düşük basınç koşulları altında da duraylı kalabileceği kanısı vardır (Wingler, 1974). Bu görüş ve deneylerden yararlanarak

irdelenen bölgemiz koşulları için, dolaylı bir yaklaşım olanaklıdır; çünkü incelenen bütün sodik amfibol ve Sanbagawa bölgesi sodik amfibolünün bileşim alanı yakınında kümelenmiş ya da onunla üstelenmiştir (Şekil 4). Üstelik sodik amfibolün geliştiği Sanbagawa ve Franciscan metabaziti Epd + Ab + Akt + Klrt + Sf+ Glkf ile temsil edilmektedir (Ernst ve diğerleri, 1970). Bu topluluk, çalışma alanı, metabazitindeki Zon I ve Zon I mineral topluluğunun hemen aynıdır. Ernst ve diğerleri (1970) Sanbagawa'da adı geçen mineral topluluğunu geliştiren fiziksel koşulları yaklaşık 4-7 kb ve 200°-400° C arasında değerlendirmiştir. Bu nedenle çalışma alanı kayalarındaki mavi amfibolün gelişimi de en azından 4-7 kb basınçta olabilmektedir.

GRANAT

Granat, Zon III ve Zon IV'de ana fazlardan biri olarak gelişmiştir. Bu zonlarda rejyonel metamorfizma mineral topluluğu hornblent + sodik plajyoklas + granat + sfen ile temsil olunur. Çalışma sahasından doğuya doğru, şist bloklarında yukardaki mineral topluluğunun yerini (glokofan-krossit) + granat (klorit) + sfen + plajyoklas ile temsil olunan topluluk almıştır. Değişimin ileri düzeyde olduğu yerlerde kayanın birincil tabiatını işaret eden kalın veriler de giderek yok olmuştur. Genellikle, metabazitteki granat öhedraldır. İnküzyonca zengin olanlara rastlanır. Zonlu yapı gelişmemiştir. Winkler'in (1974) görüşüne uygun olarak, granatın ortaya çıkışı ile aktinolit hornblente geçiş, inceleme alanında yaklaşık olarak uyumludur.

Karasu metamorfizminde gerçekleştirilen granat analiz sonuçları ve bu sonuçlardan hesaplanan izomorf serideki uç üyelerin, molekül yüzdeleri Çizelge 4'de sunulmaktadır.

Analiz sonuçları, Karasu metamorfizmi granatlarının almandince zengin olduğunu göstermiştir. Pirop, spersartin, grossular ve andraditin toplam değerlerinin %35-45'i aşmadığı görülür.

Analizi gerçekleştirilen granatlar

a) Spessartin-almandin + pirop-grossular + andradit

b) Pirop-almandin + spessartin-grossular + andradit diyagramlarına uygulanmıştır (Şekil 5). Deneştirme amacıyla Franciscan glokofanlı şistlerinde, epidot ve lavsonit zonlarından derlenmiş granat analizleri de (Lee ve diğerleri, 1963, Çizelge 2 ve Şekil 3) diyagrama katılmıştır.

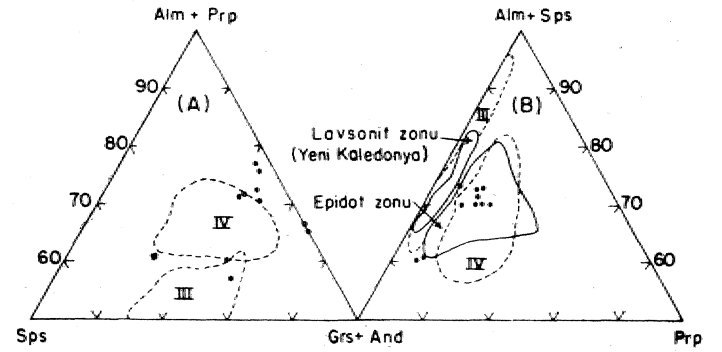
Değerler, Spn - (Alm + Prp) - (Grs + And) üçgeninde geniş bir dağılım örneği sunar. Alm - (Grs-And) - Prp üçgeninde ise noktalar birbirine yakın bir alanda kümelenmiştir. Bu alan, lavsonit/epidot duraylılık ilişkisinin saptandığı Yeni Kaledonya metamorfik kayalarındaki epidotun duraylılık alanı ile üstelenmiştir. Mavi şistlerden derlenen, R42A gibi numunelerde ise granat bileşimi, epidot zonu dışına taşarak lavsonit zonuna yaklaşmıştır. Bu hal bölgedeki mineralojik duraylılık ilişkileriyle yakın bir uyum içindedir. Bu veri değişen koşulların, granat bileşimini etkilemiş olabileceğini düşündürmektedir. Her iki üçgenin incelenmesinden de basıncın artmasıyla ilişkili olarak Mg'un azaldığı sonucuna varılabilir. Glok + lawstli şistleri temsil eden R42'nin konumu bunu doğrulamaktadır. Epidot duraysızla-

Num. No.	10	10	10A	10A	10A	10
SiO ₂	35,23	35,69	35,23	35,65	36,05	35,52
Al ₂ O ₃	20,59	20,57	20,80	20,57	20,56	20,79
FeO	30,28	31,39	29,98	20,28	31,40	29,96
MgO	1,94	2,21	1,73	1,94	2,21	1,74
MnO	2,23	0,95	3,13	2,244	0,95	3,12
CaO	7,63	7,45	7,39	7,64	7,45	7,38
Na ₂ O	—	—	—	0,01	—	—
K ₂ O	0,01	—	0,02	0,01	0,01	0,02
TiO ₂	0,11	0,08	0,13	0,11	0,08	0,13
Toplam	98,02	98,36	98,41	98,43	98,72	98,70
Si	5,818	5,858	5,804	5,854	5,889	5,830
Al	0,192	0,142	0,196	0,146	0,111	0,170
Toplam	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	3,817	3,839	3,844	3,837	3,849	3,853
Ti	0,014	0,010	0,016	0,014	0,010	0,016
Fe ⁺³	0,169	0,151	0,140	0,149	0,141	0,131
Toplam	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe ⁺²	4,013	4,158	3,991	4,010	4,149	3,984
Mn	0,312	0,132	0,437	0,310	0,131	0,435
Mg	0,477	0,541	0,425	0,475	0,538	0,423
Ca	1,350	1,310	1,305	1,344	1,304	1,300
Na	0,003	—	—	0,003	—	—
Ka	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,004
Toplam	6,157	6,143	6,158	6,144	6,124	6,146
Almandin	65,25	67,70	64,81	65,32	67,77	64,86
Grossular	17,50	17,59	17,39	17,90	17,59	17,57
Pirop	7,75	8,81	6,90	7,74	8,79	6,89
Spersartin	5,07	2,15	7,10	5,00	2,14	7,08
Andradit	4,50	3,94	3,80	3,99	3,71	3,60
SiO ₂	39,02	—	37,00	—	38,46	35,67
Al ₂ O ₃	20,56	—	26,06	—	26,26	20,64
FeO	24,66	—	23,30	—	23,13	24,25
MgO	0,96	—	1,01	—	1,00	0,99
MnO	7,57	—	—	—	—	7,92
CaO	8,84	—	10,51	—	10,57	7,95
Na ₂ O	—	—	0,06	—	0,06	—
K ₂ O	0,01	—	0,02	—	0,02	0,01
TiO ₂	0,15	—	0,14	—	0,14	0,15
Toplam	100,79	—	99,00	—	99,64	97,21
Si	6,138	—	5,890	—	5,930	5,915
Al	—	—	0,110	—	0,070	0,085
Toplam	6,138	—	6,000	—	6,000	6,000
Al	3,813	—	4,676	—	4,705	3,950
Ti	0,018	—	0,018	—	0,018	0,019
Fe ⁺³	0,169	—	—	—	—	0,031
Toplam	4,000	—	4,694	—	4,723	4,000
Fe ⁺²	3,075	—	3,048	—	2,984	3,332
Mn	1,009	—	—	—	—	1,060
Mg	0,225	—	0,234	—	0,230	0,245
Ca	1,490	—	1,748	—	1,742	1,412
Na	—	—	0,019	—	0,019	—
K	0,002	—	0,004	—	0,004	0,002
Toplam	5,801	—	5,053	—	4,975	6,051

	53,03	60,60	60,21	55,00
Almandin	53,03	60,60	60,21	55,00
Grossular	20,85	34,75	35,15	22,10
Pirop	3,88	4,65	4,64	4,05
Spersartin	17,40	—	—	17,52
Andradit	4,85	—	—	1,24

Çizelge 4: Granat analizi sonuçları ve her birim formülde O-23 tabanına göre, susuz olarak hesaplanan iyon miktarları. Granatın oluşturduğu izomorf seride analizi gerçekleştirilen numunelerin uç üyeler cinsinden molekül yüzdeleri de çizelgeye katılmıştır.

Table 4: Garnet analyses calculated on a theoretical; anhydrous basis of 0 - 23 per unit formula. Molecular percentages of and members of the isomorphous series are also added to the list.



• Söğüt metabozitindeki granat değerleri

Şekil 5: Karasu metamorfizminden derlenen granatların A) Spersartin - (almandin+pirop)-(grossular+ andradit) B) (Grossular+ andradit) - (almandin+ spessartin) - pirop üçgenlerine uyarlanışlarını gösterir diyagramlar. Karşılaştırma amacıyla Franciscan granatlarının Zon III ve Zon IV teki bileşim alanları ile Yeni Kaledonya da lavsonit ve epidot zonlarındaki granatların bileşim alanları da (Liou ve diğerleri, 1975) diyagrama eklenmiştir.

Figure 5: Plots of the garnet analyses on the triangles: A) spessartine-(almandine+pyrope) -(grossular+andradite) B) (Grossular+ andradite) - (almandine + spessartine) - pyrope. Compositional ranges of Franciscan garnets from zone III and zone IV, and New Caledonian garnets from the Lawsonite and epidote zones (Liou et. al, 1975) axe also added to the diagrams for comparian.

şıp, lavsonit gelişirken Ca bakımından da, önemli bir gelişme görülmektedir. Lavsonit, epidotun Ca'unu tutarken, granat Mg'ca gerilemektedir.

Aslında diğer etkenlerin yanısıra, almandin gelişiminin yüksek basınca bağımlı olduğunu birçok araştırmacı belirtmiştir (Chinner, 1962; Hsu, 1968b; Miyashiro, 1973; Turner, 1968). Hsu'ye (1968b) göre granat, düşük basınç bölgelerinde oksijen fugasitesinin yüksek olduğu koşulda gelişebilir. Eldeki verilere göre granatın duraylılığını değişen koşullar ve kaya kimyası denetlemiştir.

Ancak, granat gelişimi sırasında fiziksel koşullar ile kaya bileşiminin ortak etkileri içiçe geliştiği anlaşılmaktadır. Etkenlerin birbirinden bağımsız bir örneğini ortaya koymak eldeki analiz adediyle mümkün olamamıştır. Bununla birlikte basınç ve sıcaklık artışının granat gelişimini hız-

tondirdığı, anortitden önce gelişmiş oluşunun ise, yüksek basınç koşulunun varlığını belirlediği söylenebilir.

EPİDOT

Sögüt metabazitinde epidot, pleokroizmasından da anlaşıldığı gibi zayıf ya da kuvvetli zonlanma gösterir. Aslında artan metamorfizma kuşaklarında zonlu epidota sık rastlanır (Ernst, 1972; Liou ve diğerleri, 1975).

Epidot, Zon I'de yerel olarak aşırı gelişim gösterir. Yoğun bulunduğu yerlerde yönlenme belirgin değildir. Yönlenmenin gelişmemesi şu nedenlere bağlı olabilir:

a) Koşuk içinde büyüme nedeniyle dış etkenlerden korunmuştur.

b) Büyük bir epidotun parçalanması ve yeniden kristallenmesiyle gelişmiş olabilir. Çoğun, zonlu epidotlarda en dış çeper ile hamur dengededir. Epidot genellikle hamurdaki klorit ve kalsik amfibol ile birlikte gelişmiştir. Ancak aşırı iri olanları ile mercekli şekilliler metamorfizma ile dengede değildir. Boşluğu dolduran dolgu gerecinin kimyasıyla denetlenmiş olduğu sanılmaktadır.

Epidot, Zon II'den Zon III'e kadar düzenli gelişme gösterip, Zon IV'de gerilemiştir. Genellikle kısa ve kalın idioblastik kristaller halindedir.

Epidot analiz sonuçları Çizelge 5'te listelenmiştir. Sögüt - Bilecik bölgesinden derlenen epidotlarda analiz sırasında, demirin merkezden çepere doğru azaldığı saptanmıştır. Analizi gerçekleştirilen epidotta $Fe^{+3}/Al+Fe^{+3}$ oranı ortada daha pistastiktir. Bu oran. =0,26-0,33 arasında değişim gösterirken, çepere: doğru giderek azalmaktadır. Fe/Al yüzdesi ise \approx 0,4 civarındadır.

Zon	Zon III	Zon III	Zon III	Zon III	Merkez Zon I	Çeper Zon I
Num. No.	84	84	83	83	Y20	Y20
SiO ₂	38,08	38,39	39,18	39,60	39,66	38,81
Al ₂ O ₃	23,32	22,87	21,18	23,00	20,91	22,97
FeO	12,20	12,02	12,20	12,43	15,48	12,45
MgO	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,01
CaO	23,59	23,48	23,67	22,75	22,33	22,68
NaO	0,03	0,03	0,03	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0,01	—
TiO ₂	—	—	—	0,08	0,06	0,08
Toplam	98,24	96,81	96,27	98,21	98,63	97,35
Si	6,306	6,294	6,468	6,398	6,470	6,326
Al	—	—	—	—	—	—
Toplam	6,306	6,294	6,468	6,398	6,470	6,326
Al	4,436	4,420	4,123	4,382	4,019	4,414
Fe ⁺³	1,646	1,648	1,684	1,680	2,108	1,697
Mg	0,005	0,005	0,005	0,002	0,010	0,002
Mn	—	—	—	0,002	—	0,047
Ti	—	—	—	0,001	0,004	0,010
Toplam	6,087	6,073	5,812	5,967	6,141	6,170
Ca	4,079	4,125	4,187	3,339	3,902	3,961
Na	0,009	0,010	0,006	—	—	—
K	—	—	—	—	0,002	—
Toplam	4,088	4,135	4,193	3,939	3,904	3,961

Çizelge 5: Epidot analiz sonuçları ve her birim formülde 0=28 tabanına göre, susuz olarak hesaplanan iyon miktarları.

Table 5: Epidote analyses and, number of ions calculated on a the oretical anhydrous basis of 0=28 per unit formula.

Epidot, Zon I'de glokofanlı kayalarla da birlikte gelişmiştir. Pumpellit ya da lavsonitin gelişmemiş olması metamorfizma sıcaklığını belirten dolaylı bir veridir. Benzer kimya bileşimli Franciscan metabazitinde lavsonit gelişmiştir (Ernst ve diğerleri., 1970).

Miyashiro'ya (1973) göre, artan, sıcaklığa bağlı olarak epidotun parçalanıp kaybolması sonucunda açığa çıkan demir, indirgenme ile iki değerli olarak, öbür silikatlara bağlanırken CaO ve Al₂O₃ ise anortit bileşenini oluşturmak üzere plajioklasla birleşir. Ancak çalışma alanında anortit bileşiminde belirgin bir artışın olmayışı epidotun duraylılığının aşılmasına işaret sayılabilir.

KLORİT

Klorit, çalışma alanının bütün metamorfik kayalarında görülür. Metabazitte metapelitte olduğundan daha çoktur. Karasu metamorfizminin çeşitliliklerinde klorit gelişimi aşağıdaki şu yollarla gerçekleşmiştir:

a) Metamorfizmanın ana. fazında gelişen klorit; ince, uzun prizmatik veya telsel bu tür klorit diğer metamorfizma mineralleriyle dengededir.

b) Gerileyen metamorfizma ürünü olarak granattan türeyen klorit.

c) Mavi amfibol oluşumunmeden olan geç fazda, muskovit ve mavi amfibolle birlikte gelişmiş ve doku olarak, artan metamorfizma mineralleri üzerinde büyümüş, iri, geniş. klorit.

Metapelit ve metagrovakta gelişen, klorit belirgin olarak idioblastiğe oldukça yakın kristal biçimi gösterir ve genellikle kahverengimsi yeşildir. Klorit, Karasu metamorfizminde iyi gelişmiş yapraklanma düzlemini en iyi belirleyen mineraldir.

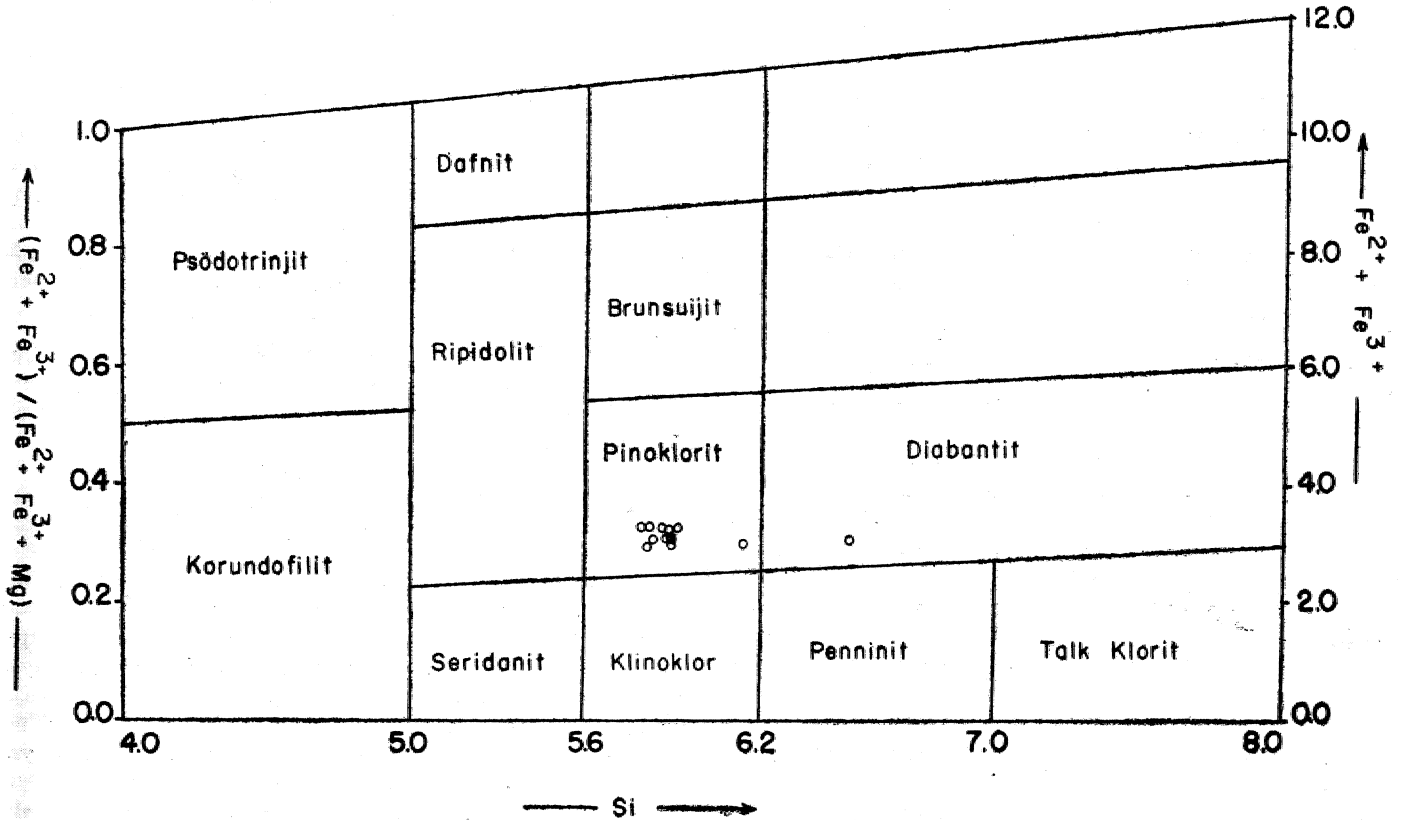
Düşük metamorfizma dereceli metabazitte, klorit optikçe negatif olan tipik Fe-Mg'lu bir türle temsil olunmuştur. Bunun mavimsi ve mavimsi mor girişim rengi ayırtmandır.

Klorit analiz sonuçları Çizelge 6'da listelenmiş ve Hey'in (1954) klorit sınıflaması için sunduğu diyagramla karşılaştırılmıştır (Şekil 6). Analiz sonuçları, Miyashiro'nun (1973) metabazik kayalar için belirttiği klorit bölgesine düşer. O = 28 temeline göre hesaplandığında Si = 5,8 - 6,1 olup, Fe⁺²/Mg + Fe⁺² = 0,1-0,5 arasında değişim gösterir. Tek ayrıca numune Y-21'de görülmüştür. Çünkü bu numune diabazit bölgesine düşmektedir. Bu numunede tetrahedral Al değeri, oldukça düşüktür. Y21, Zon I'den yani düşük dereceli metamorfizma alanından derlenmiştir ve (—) işaretlidir. Analizi gerçekleştirilen diğer kloritler ise Zon III ve Zon IV'ü temsil etmektedirler. Yüksek alüminyumlu ve optikçe+dirler. Çalışma alanında, Zon I'den Zon. III'e değin incelenen kloritte şu ilginç sonuca varılmıştır; yüksek metamorfizma dereceli kayadaki klorit Al'ca zengindir. Böylece bölgede, kloritin Al oranının metamorfizma derecesine bağımlı artış gösterdiği söylenebilir. Az da olsa, bu tür artışı daha önce Ernst ve diğerleri (1970) Japonya'da göstermişlerdir. Bu bulgunun bölgede "Syn" ve "post" metamorfik kloriti ayırd için kullanılabilirliği anlaşılmaktadır. Post metamorfik klorit levhaları anormal gri girişim renkleri göstermektedir. Ancak bölgeden öneriyi denetleyecek sayıda analiz elde yoktur. Bununla birlikte, diğer minerallerle doku ilişkisi araştırılarak post-tektonik (F₁ e göre post-tektonik) olduğu kesinlikle saptanan kloritlerin hemen hepsinin gri girişim renkli oluşu, bu görüşü dolaylı yoldan destekler.

Zon	Zon I	Zon III	Zon III	Zon III	Zon III	Zon III						
Num. No.	Y21	159	92	92	98	98						
SiO ₂	31,98	29,12	28,95	28,89	28,26	28,20	Al ₂ O ₃	18,89	19,88	20,40	20,48	19,01
Al ₂ O ₃	17,88	18,04	18,23	18,25	19,55	19,57	FeO	18,89	18,82	17,60	17,63	17,65
FeO	17,61	17,54	18,89	18,82	18,66	18,61	MgO	20,00	19,78	19,71	19,87	21,61
MgO	18,29	18,30	21,01	20,84	19,23	19,07	CaO	0,08	—	—	—	—
CaO	—	—	0,09	—	0,08	—	NaO	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03
NaO	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	K ₂ O	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,03	0,03	—	—	—	—	TiO ₂	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,09	0,09	—	—	—	—	Toplam	87,60	87,12	86,27	86,66	87,46
Toplam	86,12	83,16	87,21	86,84	85,83	85,49	Si	5,808	5,819	5,820	5,814	5,878
Si	6,504	6,168	5,900	5,909	5,840	5,847	Al	2,192	2,181	2,180	2,186	2,122
Al	1,496	1,832	2,100	2,091	2,160	2,153	Toplam	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Toplam	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	Al	2,557	2,558	2,726	2,718	2,394
Al	2,792	2,674	2,280	2,130	2,603	2,631	Fe ⁺³	1,600	1,601	1,502	1,498	1,487
Fe ⁺³	1,498	1,553	1,610	1,610	1,613	1,614	Fe ⁺²	1,600	1,601	1,502	1,498	1,487
Fe ⁺²	1,498	1,553	1,610	1,610	1,613	1,614	Mg	6,036	5,998	5,992	6,014	6,490
Mg	5,550	5,779	6,381	6,353	5,923	5,893	Ca	0,017	—	—	—	—
Ca	—	—	9,020	—	0,018	—	Na	0,020	0,020	0,012	0,012	0,012
Na	0,024	0,025	0,020	0,016	0,020	0,020	K	—	—	—	—	—
K	0,007	0,007	—	—	—	—	Ti	—	—	—	—	—
Ti	0,006	0,006	—	—	—	—	Toplam	11,830	11,808	11,734	11,740	11,870
Toplam	11,375	11,597	11,921	11,899	11,790	11,772						
SiO ₂	28,68	28,60	28,53	28,63	29,16							

Çizelge 6: Klorit analiz sonuçları ve her birim formülde 0=28 tabanına göre, susuz olarak hesaplanan iyon miktarları.

Table 6: Chlorite analyses and number of ions calculated on a theoretical, anhydrous basis per unit formula.



Şekil 6: Klorit analiz sonuçlarının Hey (1954)' sınıflamasıyla karşılaştırılmasını gösterir diyagram..

Figure 6: Compositional ranges of chlorite. Chlorite nomenclature after Hey (1954).

İKİNCİL MİNERALLER

Ak Mika

Karasu metamorfiteinde olağan fazlardan biri de ak mika dır. Zon II'den Zon III'e kadar artan metamorfizmanın ürünü olarak gelişir. Zon IV'de, ana metamorfizma fazından sonra gelişmiş iri ak mika levhaları bulunur. Bunlar yapraklanmadan bağımsız dizilidir.

Ak mikanın modal değeri, metapelitte metabazittekinden yüksektir. Söğüt metabazitinden yalnız bir mika analizi yapılmıştır (Çizelge 7). Analiz sonucundan şu bulgular derlenmektedir; mika, Si, Fe ve Mg'ca zengin fakat Al'ca fakir olup, Si/Al 3'ten büyüktür. Bu nedenle fenjitik olmalıdır (Ernst, 1970; Deer ve diğerleri, 1963). Fenjitik mikanın kimya bileşimi yönünden muskovit $[KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2]$ ile seladonit $K(R^{+2}-R^{+3})_{4-6}Si_4O_{10}(OH)_2$ arasında solidsolüsyonu temsil ettiği bilinmektedir (Foster, 1956; Velde, 1965).

SiO ₂	49,25
TiO ₂	0,11
Al ₂ O ₃	26,41
ΣFeO	5,85
MnO	0,06
MgO	3,24
CaO	0,04
Na ₂ O	0,30
K ₂ O	9,61
Toplam	96,87
Si	6,548
Al	1,452
Toplam	8,000
Al	2,760
Ti	0,011
Fe	0,581
Mn	0,006
Mg	0,629
Toplam	4,087
Ca	0,008
Na	0,082
K	1,633
Toplam	1,723

Çizelge 7: Ak mika kimya analiz sonucu ve birim formülde 0=22 temelinde göre susuz olarak hesaplanan iyon miktarları.

Table 7: White mica analysis and ion numbers calculated on a theoretical, anhydrous basis of 0_22 per unit formula.

Ernst (1963) ise tıpkı Söğüt metabazitinde olduğu gibi fenjit + klorit topluluğunun yüksek akışkan basıncı ve düşük sıcaklık koşullarında kolaylıkla geliştiğini ileri sürmüş ve bunu, Velde (1965, 1967) denetleyerek doğrulamıştır. Fenjitin amfibolle bir arada bulunuşu bu görüşün bu irdeleme alanı için de geçerli olabileceğini işaretler. Aksi tak-

dirde yeşilist fasiyesinin üst astfasiyesinde beyaz mikanın saf muskovitle temsil edilmesi beklenirdi. Seladonit molekülünün varlığı ve bu nedenle fenjitin gelişmiş oluşu yüksek akışkan basıncın etken olduğunu desteklemektedir.

Sfen

Zon IV den derlenen sfen analiz sonucu çizelgede gösterilmiştir (Çizelge 8). Sfenin tane boyunda Zon II'den Zon III'e doğru artım görülür. Idioblastik kristal oluşuma yönelik bu gelişim mikroskopta aydın gözükmemektedir.

Sfen genellikle kahverengi olup tipik mızrak ucu biçimli diziler oluşturmuştur. Bu dizilim ana dilinim düzlemlerine paraleldir. Düzensiz bölünme düzlemleri boyunca parçalara ayrıldığı, bazı Zon III kayalarında bile çoğun kristal bütünlüğünü koruduğu görülmüştür.

Num. No. 7

SiO ₂	33,94
Al ₂ O ₃	0,98
FeO	0,30
MgO	—
CaO	26,60
Na ₂ O	0,07
K ₂ O	0,01
TiO ₂	33,01
Toplam	94,91

Çizelge 8: Sfen kimya analizi

Table 8: Sphene analysis

Stilpnomelan

Zon I'de stilpnomelana yalnız bazı metabazitte rastlanılır. Miyashiro'ya (1973) göre yüksek basınç metamorfizma bölgelerinde bu mineralin gelişimi olağandır. Miyashiro, stilpnomelan geliştiren ortam koşullarını belirlemek amacıyla yeşilist ve epidot-amfibolit fasiyesini örnek olarak göstermiştir.

Stilpnomelan Fe/Mg oranı yüksek kayalarda gelişir. Bileşiminin kaya kimyasına bağlı olarak değiştiği bilindiği için (Miyashiro, 1973) inceleme alanında analizine gerek görülmemiştir.

SÖĞÜT METABAZİTİ MİNERAL TOPLULUĞUNUN GRAFİK YOLLA GÖSTERİLMESİ

Tüm zonlarda albit ya da albitçe zengin plajiyoklas içeren Söğüt metabaziti, Na₂O'li minerallerin ayrı bir faz olarak temsil edilemediği ACF diyagramı ile gösterilememektedir. Çünkü bölgede en düşük metamorfizma dereceli kayalarda arı albit (An₀₀) duraylı olup anortit bileşenli plajiyoklas gelişmemiştir. Zon II'den daha yukarı zonlarda ise albit, plajiyoklasın bir bileşenini oluşturacak biçimde yavaş bir gerileme göstermektedir. Böylece, Zon I ve Zon II için albit kayada Na₂O kapsayan ek bir fazı oluşturmaktadır.

Albitin yanısıra sodik amfibol de içeren Söğüt metabazitinin mineral topluluğunu gösterebilmek amacıyla ACF

diyagramı yerine Ernst'in (1963, 1970) ACFN diyagramı kullanılmıştır. Diyagram kısaca şöyle açıklanabilir; yeşil-şist, amfibolit ve glükofanli şistlerin başlıca mineralleri 13 bileşen ile temsil edilebilmektedir; SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , FeO , MgO , MnO , CaO , K_2O , Na_2O , H_2O , CO_2 . S. Korzhinskii'nin (1959) tanımlaması ile TiO_2 , K_2O , S İkincil bileşenler olduğu için bu diyagrama sokulmamışlardır. Çünkü bu bileşenler çoğun, sfen, muskovit, pirit gibi mineralleri geliştirir, bu nedenle azlık veya çoklukları metabazitteki naafazları önemli derecede etkilemez. FeO , MgO ve MnO isomorf bileşenler olduklarından FmO adıyla tek bir bileşen gibi kabul edilmiştir. Aynı yaklaşımla Al_2O_3 ve Fe_2O_3 bileşenini oluşturmuştur. SiO_2 ayrı bir faz oluşturmamış olsa bile sistemde aşırı miktarda vardır. Bu nedenle kuvars veya SiO_2 'nin artımı veya azalımında bağımsızlık sayısı (degree of freedom) $F = C + 2 - P$ değişmeyeceğinden "faz yasası" yaklaşımıyla bu da ACFN diyagramının dışında bırakılmıştır. Akıcı bileşenler H_2O ve CO_2 , metamorfik kayalarda taneler arasında her zaman mevcut bir faz ve tam hareketli (perfectly mobile) kabul edilebilir. Sonuç olarak düşük dereceli metamorfik kayalar 4 değişken bileşenli bir piramitle (tetrahedri) temsil olunabilir (Ernst, 1963). Bu bileşenler şunlardır: Na_2O , R_2O_3 - CaO - FmO - $\text{R}_2\text{O}_3 = \text{Na}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3$ - CaO - $\text{MgO} + \text{FeO}$ - Al_2O_3 .

Söğüt metabazitinde görülen duraylı mineral topluluklarının kemografik ilişkileri Şekil 7'de gösterilmiştir. Şekil 7A'daki mineral topluluğunda plajiyoklas duraysızdır. Plajiyoklasın anortit bileşeni yerine epidot gelişmiş olup, albit bağımsız bir faz olarak gözükmür.

En ileri dereceli metamorfik kayada, hornblent + epidot/klinozoisit + granat + klorit + kuvars, oligoklas ile değil de albit ile dengededir. Ancak albit, arı albit değildir. Plajiyoklasta anortit bileşenini oluşturmuştur. Bu ilişki Şekil 7'de gösterilememiştir. Çünkü albitin duraylılığı henüz devam ettiğinden bağ albitle kurulmuştur.

Şekil 7B'de kloritin duraylılığı yanısıra hornblentin ortaya çıkışı ve granatla birlikte bulunuşu belirtilmektedir. Ancak bağlaç çizgilerinin kesilmeyeceği nedeniyle bu ilişki grafta gösterilememiştir. Amaç kloritin duraylılığını koruduğunu gösterebilmek ve sonraki zonda duraylı hale gelen granat 4-hornblent çiftini geliştiren malzemenin klorit + epidot çiftinin parçalanmasından türediğini gösterebilmektedir.

Şekil 7C'de kloritin kayboluşu ya da gerileyişi, buna karşıt, hornblentin duraylılık alanının genişlemesi görülür. Bu koşullarda albitin ($\text{An}_{0.6}$) varlığı yine gösterilmiştir.

Şekil 7D'de gerileyen metamorfizma sonucunda ortaya çıkan sodik amfibol gösterilmiştir. Retrograd bu evrede gelişen başlıca kritik mineral olan sodik amfibol, bu niteliği nedeniyle tüm diğer ana fazlarla ilişkili gösterilmiştir. Bir diğer deyişle Zon I' den Zon IV'e kadar her mineral topluluğu ile üstelenebilen bu mineralin hem aktinolit hem de hornblent ile duraylı olabilişi gösterilmiş, benzeri ilişkinin granat ya da klorit ile de gelişmiş olduğu vurgulanmıştır. Albit de sodik amfibolün yanısıra duraylı bir faz olarak belirtilmiş ancak bu mineralin bileşiminde saf albite doğru olan değişim doğal olarak gösterilememiştir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Özelliklerine yukarıda kısaca değinilen mineralojik ve petrografik veriler hep birlikte, çalışma alanında güneydo-

ğudan kuzeybatıya doğru (Zon I'den Zon IV'e) artan bir metamorfizmanın varlığını göstermektedir. Zon I'de lavın birincil özellikleri tanınmaktadır. Zon II, epidot + albit + aktinolit + klorit + sfen mineral topluluğu ile temsil olur. Bu mineraller yeşilşist fasiyesi için ayırtmandır (Turner, 1968; Miyashiro, 1973). O halde bölgede yeşilşist fasiyesi ile belirlenenden giderek artan bir metamorfizmaya geçişin etken olduğu kesindir.

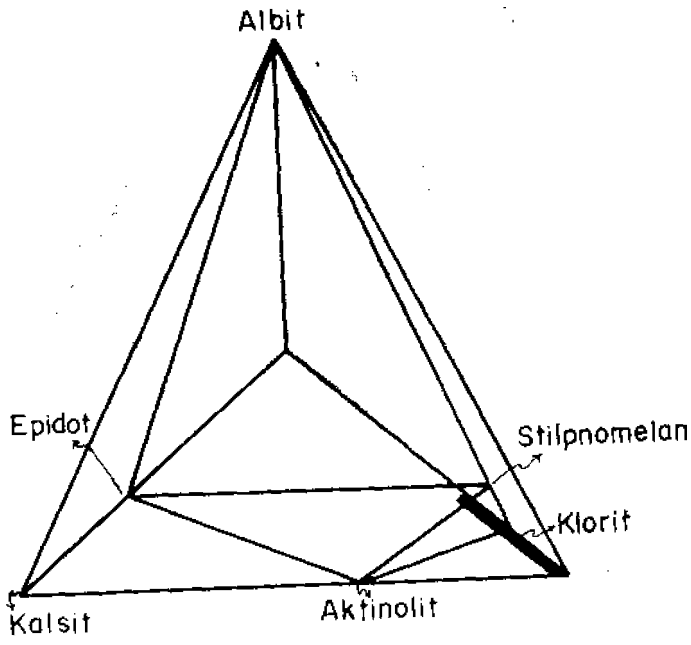
Karasu metamorfizmadaki ve öncelikle Söğüt metabazitindeki mineraller, Zon I ile Zon IV arasında sistemli değişimler gösterirler. Hemen tüm plajiyoklas arı albitle temsil edilir. Bununla birlikte ileri metamorfizmaya doğru $\text{An}_{0.6}$ bileşiminde az, fakat belirgin bir artış görülür. Ancak bu artış çalışma alanında $\text{An}_{0.6}$ 'dan öteye geçmemiştir.

Minerallerin tek tek tartışılması sırasında da değinildiği gibi inceleme alanında Wenk ve Keller'in (1969) albitli amfibolit, Turner'in (1968) epidot-amfibolit, Winkler'in (1974) "düşük dereceli metamorfizma" olarak tanımladıkları fiziksel koşulların aşılmadığı görülür.

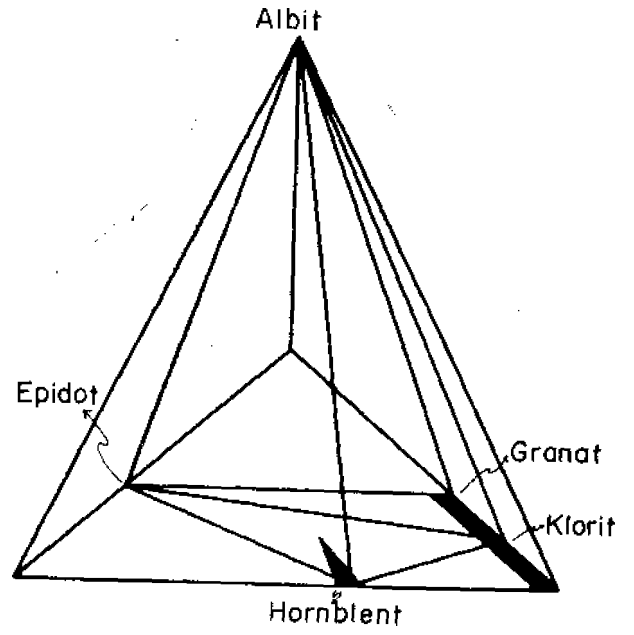
Turner'e (1968) göre yeşilşist fasiyesi için ayırtman kalsit amfibol aktinolitir. Çalışma alanında olduğu gibi, aktinolit + albit + klorit + kalsit topluluğu ile temsil olunan yeşilşist fasiyesini, Miyashiro (1973) ortaçağ basınç belirteci olarak tanımlamıştır. Miyashiro'ya (1973) göre yeşil-şist ile glükofanli yeşilşist fasiyesini temsil eden tüm mineraller yaklaşık olarak eşit sıcaklıkta kristallenmiştir. Fyfe ve diğerleri (1958), yeşilşist fasiyesine 300° veya daha yukarıda erişildiği görüşündedir.

Miyashiro'ya (1973) göre yeşilşist fasiyesinden epidot-amfibolit fasiyesine değişimi niteleyen önemli verilerden biri aktinolit hornblende geçiştir. Ancak plajiyoklas bileşiminin inceleme alanında henüz albit bölgesinde bulunuşu, amfibolit fasiyesine erişilmediğini gösterir (Miyashiro, 1973; Turner, 1968). Bu sınır, Wenk ve Keller'in (1969) albitli amfibolit ile, Winkler'in (1974) düşük dereceli metamorfizma ile belirttikleri bölgededir. Geçiş koşullarında almandine, Zon III ve Zon IV'de rastlanır. Winkler'in (1974) saha verilerine dayanarak belirttiği gibi almandinin ortaya çıkışı, aktinolit hornblente dönüş ile aynı P/T koşullarında gerçekleşmektedir. Bu geçiş belirleyen sayısal kesin veriler olmamakla birlikte, bu görüş Karasu metamorfizmadaki gözlemler ile uyuma göstermektedir. Deneysel veriler almandin duraylılık alanının ortamdaki oksijen fugasitesi ile yakından ilişkili olduğunu göstermiştir (Hsu, 1968b). 2 Kb sıvı basıncında, almandinin alt duraylılık sınırı 540° C'dir. Yüksek oksijen fugasitesinde almandin duraysızdır. Özellikle Zon III'te opak fazın varlığı fugasite değerinin almandinin gelişebilmesi için yeterli düzeyde olduğunu, bir diğer deyişle ortamdaki indirgeme koşulunun almandin gelişim düzeyinde olduğunun delilidir. Deneysel bulgulara göre düşük oksijen fugasitesinde almandinin duraylılık alt sınırı 550° C civarındadır. Değişik metamorfizma bölgelerinde, diğer mineral değişimlerinin ortaya koyduğu verilerle yaklaşık 500°C olarak bildirilmiştir (Winkler, 1974). Ancak basınç ile az da olsa sıcaklığın artacağı doğaldır. Sonuç olarak Zon III'e geçilirken sıcaklığın 500° C'ye ulaştığı söylenebilir.

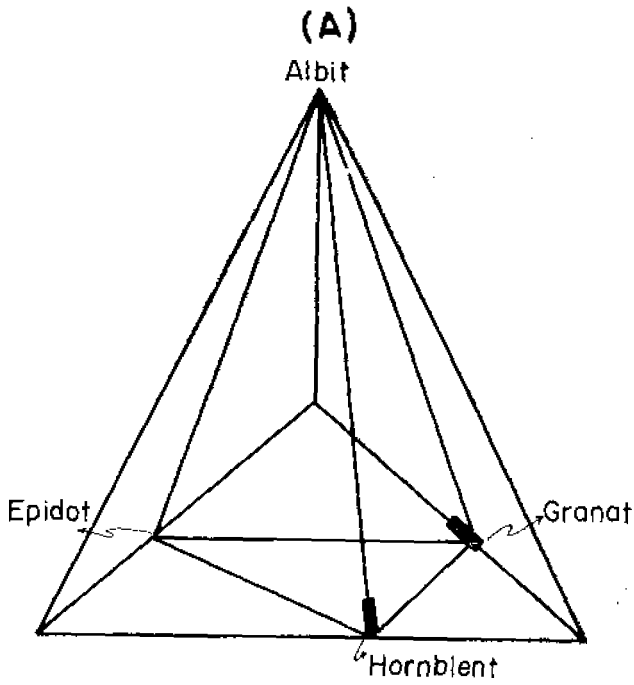
Güney topluluğu metamorfizmasında basınç koşulunu tahmine yararlı önemli bir veri Banno'nun (1964) tartışma-



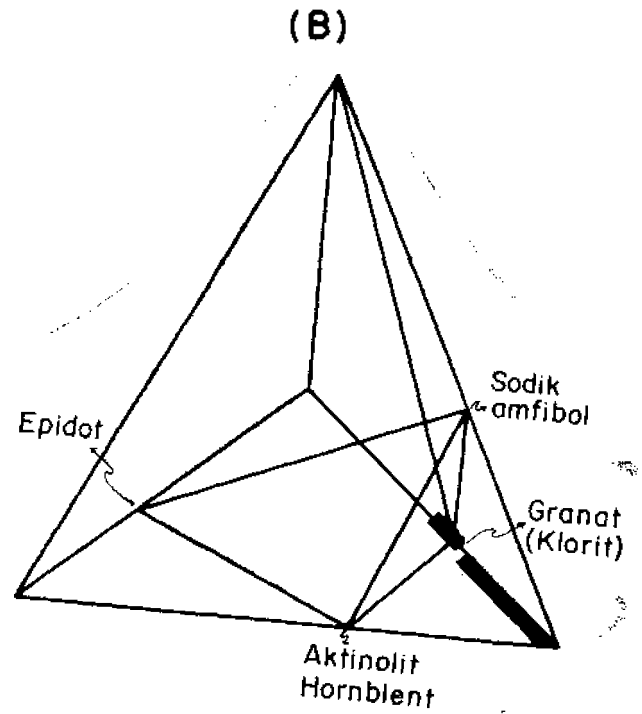
Zon. I ve II



Zon III



Zon IV

M₂

(C)

(D)

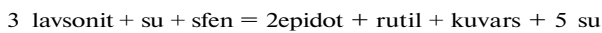
Şekil 7: Söğüt metabazitindeki duyarlı mineral topluluklarının ACFN piramidine uyarlanışını gösterir diyagramlar.
 Figure 7: ACFN diagrams illustrating equilibrium assemblages from the Söğüt metabasite between progressive metamorphism (Zone I - Zone IV) and retrograde metamorphism (M₂).

larından çıkarılabilir. Banno'ya göre Zon III ve Zon IV'de görüldüğü gibi almandin ve hornblendin oligoklastan önce gelişmesi yüksek basıncı işaret eder. Barrow serisi (İskoçya) metabazitinde de bu minerallerin kristallenme sırası aynıdır. Bu nedenle bölge metamorfizmasında, basıncın dolaylı yoldan en az Barrow'daki kadar, yani yaklaşık 5 kb dolayında olduğu tahmin edilebilir.

Tüm güney topluluğu kayalarında egemen TiO_2 minerali sfendir. Rutil ile sfen ve plajyoklas ile albit bağıntısı bu nedenle bölge için temsilcilerdir. Ancak bu fazlar arasındaki ilişkinin mutlak değeri P/T koşulları bakımından henüz bilinmemekte ve bu nedenle bölgede kantitatif yaklaşım için kullanılamamaktadır.

Sodik amfibol üzerinde gerçekleştirdiği deneysel çalışmalarıyla Ernst (1960, 1961, 1962, 1963), bu katı çözeltinin geniş duraylılık alanı sunduğunu göstermiş ve glokofanın P/T koşulları bakımından mutlaka tek başına bir belirteç olması gerekeceğine değinmiştir. Ancak sodik amfibol, lavsonit ve jadeitik piroksen ile birlikte yüksek basınç, düşük sıcaklık koşulu belirtmede güvenilir bir ayıraç sayılmaktadır (Ernst, 1970; Miyashiro, 1973). Bu nedenle Orta Sakarya boyunca harita alanından (Şekil 1) doğuya doğru, özellikle Gömele - Sarıcakaya güneyinde bu koşullara erişildiği kesinlikle söylenebilir. Mavişist fasiyesi koşulları olarak tanımlanan yüksek basınç, düşük sıcaklığın harita alanındaki başlıca etkisi sodik amfibolün varlığıdır. O halde çalışma alanı, doğuya doğru değişen koşullara geçişin eşği olarak kabul edilmelidir. Harita alanındaki bu geçiş yaklaşık olarak Ca-amfibol + albit + klorit = Na-amfibol + epidot + sıvı (Ernst, 1972) eşitliği ile belirtilebilir.

Söğüt metabaziti ayrıntılı çalışmalarla tanıtılmış dünyadaki çeşitli örneklerle karşılaştırılabilir. Franciscan (Ernst ve diğerleri, 1970; Hermes, 1973) ve Taivan (Liou ve diğerleri, 1975) metabazitleri, Sakarya güneyindeki metamorfik kayaları andıran karmaşık bir evrim geçirmişlerdir. Önce 500° C dolayında (Turner'in, 1968, epidot-amfibolit fasiyesi; Winkler'in, 1974, düşük dereceli metamorfizması) rejyonal metamorfizma gelişmiş daha sonra yüksek basınç, düşük sıcaklık (mavişist fasiyesi) koşullarına dönüşmüştür. Ernst'e (1972) göre Franciscan metamorfizması 8 Kb ve 150-300°C'ta oluşmuştur. Sanbagawa (Shiritaki bölgesi), Franciscan ve Taivan'daki bazı metabazitler ile çalışma sahası arasındaki yakın benzerlik açıktır. Zon II'de, Taivan'da olduğu gibi epidot ve albit gelişmiştir. Franciscan'da ise bunların yerine lavsonit ya da pumpelit, sfen ve jadeitik piroksen gelişmiştir. Hermes (1973), Franciscan'da epidot ve amfibolitin lavsonitli mavi şiste dönüştüğünü verilerle göstermiştir. Harita alanında metamorfizma koşullarının her evrede epidotun duraylılık sınırları içinde kaldığı kesindir. Çünkü hem artan metamorfizma, hem de gerileyen metamorfizma sırasında epidot duraylı bir faz olarak görülmüştür. Ancak harita alanından doğuya İnhisar, Gömele, Dağköplü'ye doğru metabazit bloklarında lavsonit, epidotun yerine geçmektedir. Liou ve diğerleri'ne (1975) göre epidot, lavsonit geçişi aşağıdaki eşitlikle açıklanabilir:



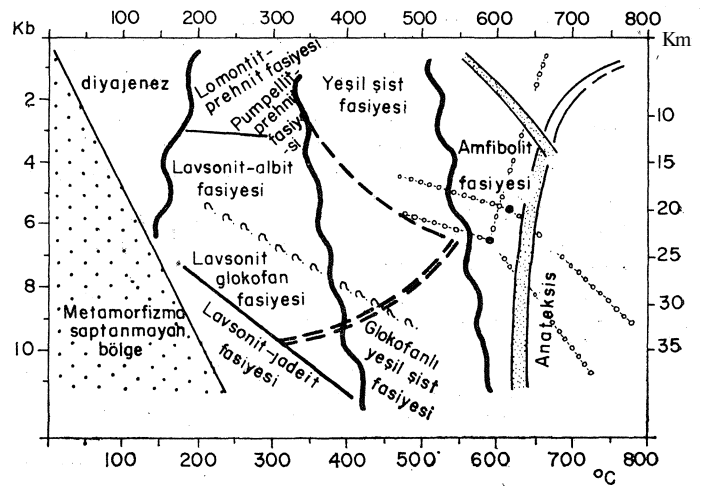
Eşitlik, bölgede doğudan batıya doğru değişen metamorfizma koşulları için iyi bir örnektir.

Lavsonit/epidot duraylılığı deneylerle de araştırılmıştır (Newton ve Kennedy, 1963; Nitsch, 1968). Denge eğrisinde iki mineral arasındaki geçiş 5 Kb akışkan basınçta 350° C veya daha düşüktür. O halde lavsonit + glokofanla temsil edilen orta Sakarya mavi şistlerinin 350° C'nin altında, Söğüt metabazitinin ise 350°C'nin üzerinde yeniden kristallendiği söylenebilir. Franciscan da benzer mavi şistlerin 200°-300°C ve 6-9 Kb'da geliştiği bildirilmiştir (Coleman, 1967).

Karasu metamorfizmasının değişik birimleri harita alanında oldukça düzenlidir. Harita alanından doğuya doğru mavişist fasiyesinin etken olduğu kayalara geçilirken aynı zamanda kaya birimleri arasında belirli bir düzensizliğin de gelişmeye başladığı görülür.

Harita alanı doğusundaki düzensiz ofiyolit topluluğu diğer kayalarla birlikte, konum bozumu ile giderek türlü (melanj) topluluğuna (Hsü, 1968) dönüşmektedir. Ofiyolit genellikle yüksek basınç metamorfizma kuşaklarında görülür. Günümüzde mavişist fasiyesi metamorfizması ile ofiyolit arasında kökensel bir ilişki olduğu ve ofiyolit topluluğunun okyanus kabuğu ile manto parçaları olup, orojenik kuşaklar boyunca yerleştikleri görüşü yaygındır (Dietz, 1963; Hess, 1964; Gass, 1968; Dewey ve Bird, 1971; Miyashiro, 1973). Sakarya güneyindeki kayaların bir ofiyolit topluluğundan türediği ve volkanik kayaların jeokimyasal niteliklerine dayanarak bu ofiyolitin okyanus türevli olduğu kanıtlanmıştır (Yılmaz, 1977a, b).

Alpin bir çanakta gelişen bu malzemede artan metamorfizmanın deformasyonla ilişkili olduğu tanınmıştır. Bu birinci metamorfizma fazı sırasında 500°C'yi aşan sıcaklıklara erişilmiş, basıncın 5-6 kb dolayında olduğu anlaşılmıştır.



Şekil 8: Karasu metamorfizmasını etkileyen farklı metamorfizmaların yaklaşık P/T değerleriyle evrimlerini gösterir diyagram (Winkler (1974) ten alınmıştır.) Artan metamorfizma kesikli ve kalın çizgi ile, gerileyen metamorfizma ise kesikli ve kalın çift çizgiyle gösterilmektedir.

Figure 8: Trends and approximate P/T values of the metamorphic events in the Karasu metamorphic rocks (From Winkler (1974)). Progressive metamorphism and retrograde metamorphism are indicated by single and double dashed lines, respectively.

İkinci metamorfizma fazı ile gelişen mavişistler ile alkali amfibollü kayaların ortaya çıkmaları için 6-9 kb yüksek basınç gerektiği belirlenmiştir. Bu yüksek basınç, düşük sıcaklık oluşunun bir yitilme zonunda gerçekleşebildiğini düşünmek olasıdır. Çünkü aynı süreçte, kaya topluluğunun düzeni de bir melanj oluşturacak biçimde bozulmuştur. Bölgede hareketli kuşaklara özgü kabuksal kılalmanın varlığı da ayrıca kanıtlanmıştır (Yılmaz, 1977a). Artan metamorfizmadan sonra kayaların bir yitilme zonuna taşındığı söylenebilir. Buna göre artan metamorfizma okyanus tabanında veya okyanus hendeğinde ve bir ofiyolit napının termal örtüsü altında gelişmiş olmalıdır.

Artan metamorfizmadan gerileyen metamorfizmaya değişimin tabiatı çizimle gösterilmeye çalışılmıştır (Şekil .8).

Dinamik metamorfizma, metamorfizmaya uğrayan ofi-yolin bölgeye yerleşmesi ve sonrasında yapısal yeni düzenin sonucunda gelişmiştir (Yılmaz, 1977a).

KATKI BELİRTME

Elektron mikrosonda analizleri, İngiltere'de, Univ. College London'da TBTAK yurtdışı bursu ile gerçekleştirilebildi. Yazar bu kuruluşlara gönülden borçludur.

Yazının geliş tarihi	: 23.2.1978
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi	: 25.7.1978
Yayıma verildiği tarih	: 30.11.1978

DEĞİNİLEN BELGELER

- Banno, C., 1964, Petrologic studies Sanbags.wa crystalline schists in the Bessi-Ino District, Central Sikoku, Japan: Tokyo Üniv. Fac. Sci. J. Sec. II., 15, 203-319.
- Binns, R.A., 1965, The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales, Pt. I. Hornblendes: Min. Mag., 35, 306-326.
- Chinner, G.A., 1962, Almandine in therman aur-eoles: J. Petrology, 3, 316-340.
- Coleman, R.G., 1967, Claucophane schists from California and New Caledonia: Tectonophysics, 4, 479-498.
- Dee, W.A., Howie, R.A., ve Zussman, J., 1963, Rock forming minerals Longmans, London.
- Dewey, J.F., ve Bird, J.M., 1971, Origin and emplacement of the ophiolite suite: Applachian ophiolites in Newfoundland: J. Geophys. Res., 79, 3179-3206.
- Dietz, R.S., 1963, Collapsing Continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building: Jour. Geol., 71, 314-333.
- Ernst, W.G., 1960, The stability relations of magnesioriebeckite: Geoch. Cosmos. Acta, 19, 10-40.
- Ernst, W.G., 1961, Stability relations of glaucophane: Am. Jour. Sci., 259, 735-765.
- Ernst, W.G., 1962, Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions: Jour. Geol., 70, 689-736.
- rology, 4, 1-30.
- _____, 1970, Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence-crustal expression of a late Mesozoic benioff zone: J. Geophys. Res., 75, 886-901.
- _____, 1972, Occurrence and mineralogic evolution of blueschists belts with time: Am. Jour. Sci., 272, 657-668.
- _____, Seki, Y., Onuki, H., ve Gilbert, M.C., 1970, Comparative study of low-grade metamorphism in the California coast ranges and the outer metamorphic belt of Japon: Geol. Soc. of America, Mem. 124, 276 s.
- Fortes, M.D., 1956, Correlation of dioctahedral potassium micas on the basis of their charge relations: U.S. Geol. Surv., Bull. 1036-D, 57-67.
- Fyfe, W.E., Turner, F.J., ve Verhoogen, J., 1958, Metamorphic reactions and metamorphic facies: Geol. Soc. America, Mem. 73, 260 s.
- Gass, I.G., 1968, Is the Troodos Masif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?: Nature, 22P, 39-40.
- Hermes, O.D., 1973, Paragenetic relationships in an amphibolitic tectonic blocks in the Franciscan terrain, Panoche Pass, California: J. Petrology, 14, 1-32.
- Hess, H. H., 1964, The oceanic crust, the upper mantle and the Magaguez serpentinitized peridotite; Burke, C.A., ed. Study of serpentinite de: Natl. Acad. Sci.-Natl. Res. Council Publ. 1188, 169-175.
- Hey, M.N., 1954, A New review of the chlorites: Min. Mag., 30, 277-292.
- Hsu, K.J. 1968a, Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox: Geol. Soc. America Bull., 79, 1063-1074.
- Hsu, K.J., 1968b, Selected phase relationships in the system Almn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria: J. Petrology, 9, 415-469.
- Korzhinskii, D.S., 1959, Physicochemical basis of the analyses of the paragenesis of minerals: Consultants Bureau, New York, 142 s.
- Lee, D.C., Coleman, R.G., ve Erd, R.C., 1963, Garnet types from the Cazadero area, California: J. Petrology, 4, 460-492.
- Liou, J.G., Ho, CO., ve Yen, T.P.t, 1975, Petrology of some glaucophane schists and related rocks from Taiwan: J. Petrology, 16, 80-109.
- Miyashiro, A., 1957, The chemistry, optics and genesis of the alkali amphiboles: J. Fac. Sci. Tokyo Pniv., 11, 2, 57-83.
- _____, 1973, Metamorphism and metamorphic belts: J. Wiley and Sons, New York.
- Newton, R.C., ve Kennedy, G.C., 1963, Some equilibrium reactions in the join CaAbSisOs-H⁺: J. Geophys Res., 68, 2967-2983.
- Nitsch, K.H., 1968, Die Stabilitat von lawsonit: Naturwissenschaften, 55, 388.
- Papike, J.İ. ve Clark, J.R. 1966, Cation distribution in the pressure polymorph: Geol. Soc. Am. Abstracts.
- Turner, F.J., 1968, Metamorphic petrology (mineralogical and field aspects): Me Graw Hill, New York.
- Velde, B., 1965, Phengite micas: syntehesis, stability and natural occurrence: Am. Jour. Sci., 263, 886-913.
- _____, 1969, Si⁺ content of natural phengites: Contr. Min. Pet., 14, 250-258.
- Wenk, E. ve Keller, F. 1969, Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen: Schweizer Min. Pet. Mitt, 49, 157-198.
- Winkler, H.G.F., 1974, Petrogenesis of metamorphic rocks (4th Ed) : Springer-Verlag, Heidelberg.
- Yılmaz, Y., 1977a, Bilecik-Sögüt dolayındaki "eski temel karmaşığı"-nın petrojenetik evrimi: Doçentlik tezi, İ.Ü.F.F. (Yayınlanmamış).
- _____, 1977b, Relict pyroxenes of Sögüt metabasite: İstanbul Univ. Fen. Fak. Mec, Seri B. 41 (1-4), 27-33.

Bozüyük metamorfitlelerinin (Bilecik) petrokimyasal özellikleri

The petrochemical features of metamorphites of Bozüyük (Bilecik-Turkey)

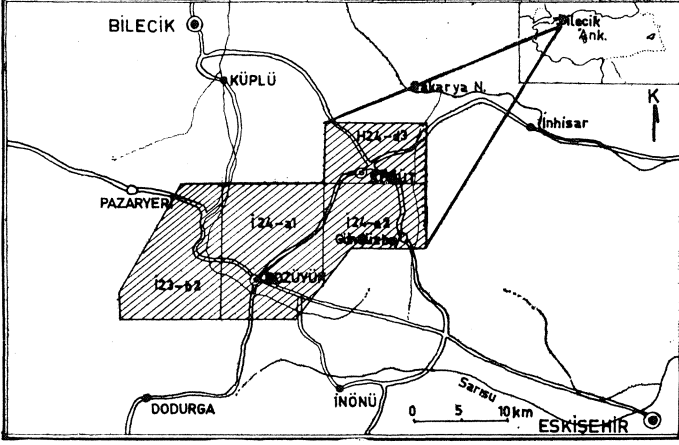
HALÜK AYAROĞLU Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Mineraloji Kürsüsü, Ankara

ÖZ: Bozüyük-Söğüt (Bilecik) yöresinde Paleozoik oluşukları Bozüyük metamorfitleleri olarak adlandırılmıştır. Formasyonu oluşturan kayaç birimlerinden ortogneiss, yeşilşist ve glaukofanlı şistler orto, mikaşistler ise para kökenlidirler. Bunlar bölgedeki kil ve kumlu oluşuklarla granitik bir intrüzyon ürünlerinin bölgesel metamorfizmaya uğramasıyla oluşmuşlardır.

ABSTRACT: Paleozoic formations of the Bozüyük - Söğüt (Bilecik) area are called Bozüyük metamorphites. Of the rock units which comprise this formation, orthogneiss, greenschist and glaucophane schists are of ortho and mica-schists are of para origin. These are formed by regional metamorphism of clay, sand, and granitic intrusion products within the region.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Batı Karadeniz bölgesinin güneybatı-sımdadır. Bozüyük ve Söğüt (Bilecik) ilçelerini de içine alan 1/25.000 ölçekli Kütahya İ23-b2, Eskişehir İ24-a1,a2 ve Adapazarı H24-d3 paftalarını kapsamaktadır (Şekil 1). Daha



Şekil 1: Yer bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

önceden yapılmış olan çalışmaların çoğu bölgedeki mineral kaynakları üzerine yoğunlaşmıştır (Alpay, 1948; Göksu, 1951; Kaaden, (1957). Brinkmann (1971), Bozüyük ve Söğüt yöresindeki Paleozoyik'e ait metamorfik kayalar ile bunların üzerindeki Üst Jura yaşlı kireçtaşlarına değinmiştir. Altınlı (1973a, b), "Orta Sakarya Jeolojisi" ve "Bilecik Jurasığı" adı altında topladığı çalışmalarında, inceleme alan ve çevresini içine alan bölgenin kaya stratigrafi birimlerini ayrıntılı olarak tanımlamıştır. Bingöl (1975), bölgedeki metamorfik kayaları, orta basınç amfibolit fasiyesi ve yeşil şist fasiyesi olarak ayırtlamıştır. Bu çalışmanın da amacı, bölgenin temelini oluşturan ve Bozüyük metamorfitleleri olarak adlandırılmış olan litoloji biriminin metamorfizma derecesini ve köken kayalarını belirlemektir. Bu konudan olmak üzere temeli fümülle tanımlayıcı nitelikteki 12 örnekten majör element analizleri yapılmış, analiz sonuçları ACF-A'FK, de la Roche ve Osann diyagramları yardımıyla yorumlanmıştır. Adı geçen bu litoloji biriminin petrokimyasal özelliklerine başlamadan önce, konuya bütünlük kazandırması bakımından bölgenin genel jeolojisi kısaca sunulacaktır.

GENEL JEOLJİ

Bölgede Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik'e ait oluşuklar yüzylemektedir (Şekil 2). En geniş yayılıma sahip olan Paleozoyik oluşukları, Bozüyük metamorfitleleri olarak adlandırılmıştır. Bu formasyonun kayaç birimleri fillit, mikaşist, yeşilşist (kloritşist, amfibollü şist), glokofanlı şist (haritaya alınmayacak ölçekte), ortognays, kuvarsit, yarı mermerleşmiş kireçtaşı, serpantin, peridotit, gabro ile metadiyabaz ve metabazalttır. Başlangıçta karbonatlar ile kil

ve kum boyutundaki kayalar ve granitik bir intrüzyonun ürünleri bölgesel metamorfizmanın yeşilşist fasiyesi koşullarından etkilenerek günümüzdeki petrografi özelliklerini kazanmışlardır.

Mesozoyik, Jura ve Kretase yaşlı oluşuklarla temsil edilmektedir. Bayırköy Formasyonu (Altınlı, 1973) olarak tanımlanmış olan Alt Jura yaşlı oluşukların litolojisi kumtaşı, marn ve fosilli kireçtaşı olup bunlar, altta Bozüyük metamorfitleleri, üstte ise Bilecik kireçtaşı (Granit ve Tintant, 1960) ve Dudaş formasyonu ile açılı uyumsuzdurlar. Kıvrımlı yapıdaki Bilecik kireçtaşları Orta-Üst Jura yaşındadırlar. Bu birimin kendisinden daha genç ve daha yaşlı olan diğer birimlerle dokanağı açılı uyumsuzdur. Dudaş formasyonu, Üst Kretase yaşındadır ve alt dokanakta Bozüyük metamorfitleleri, Bayırköy Formasyonu ve Bilecik Kireçtaşı ile açılı uyumsuzdur. Daha genç olan serilerle ilişkisi ise gözlenememiştir. Belirgin litoloji topluluğu killi kireçtaşı, marn ve kumtaşıdır.

İnceleme alanındaki Senozoyik oluşukları Gemiciköy Formasyonu olarak tanımlanmıştır (Eroskay, 1965). Daha yaşlı olan birimlerle ilgisi açılı uyumsuzluk şeklindedir. Egemen litolojisi kireçtaşı olup, marn ve kumtaşı katkıları da gözlenmektedir.

İncelenen bölgenin yapısal öğelerinin başında bölgesel ölçekteki kıvrımlar, uyumsuzluklar ve faylar gelir. Formasyon içi daha küçük yüzlek faylar, küçük kıvrımlar, çizgisel yapılar, yapraklanma ve eklemlemeler de diğer yapı şekillerini oluştururlar. Hersiniyen ve Alpin dağ oluşum evreleri bölgede etkin olmuştur.

Sahadan alınmış örneklerde yapılmış olan petrografik ve petrokimyasal incelemelerle, bölgenin temelini oluşturan Bozüyük metamorfitlelerinde metamorfizma şiddetinin kuzeybatıdan güneydoğuya doğru giderek arttığı saptanmıştır. Bozüyük metamorfitlelerinden sonraki birimlerde metamorfizma etkisinin görülmeşi, metamorfizmanın, Hersiniyen dağ oluşum evresinde gelişmiş olduğunu göstermektedir.

BOZÜYÜK METAMORFİTLERİNİN PETROKİMYASI

Bozüyük metamorfitlelerinin petrokimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla, bu birimde en fazla yayılım gösteren mikaşist, yeşilşist (kloritşist, amfibollü şist) ve glokofanlı şistler ile orto gnayslardan derlenen 12 örneğin majör element analizi incelenmiştir. Örnek yerleri Şekil 2'de, kimyasal analiz sonuçları Çizelge 1'de gösterilmiştir.

Genel Kimyasal özellikler

Kimyasal analizi yapılan tüm örneklerde SiO₂ miktarı, %47.156 ile %77.475 değerleri arasında değişmektedir.

Al₂O₃ miktarı ortalama olarak %14-15 dolayındadır. Muskovitçe zengin örneklerde alüminyum miktarı % 19.720 ye kadar varmaktadır.

Kayaçlardaki MgO miktarı %0.2 - %4 arasında değişmekte olup, yüksek değerler, o örneklerdeki amfibol ve biyotit bolluğunun sonucudur

(1) Majör element analizleri İngiltere, Oxford Üniversitesi Mineraloji Lab.'da yaptırılmıştır. FeO ayırımı, gravimetrik olarak metavanadit yöntemiyle yapılmış, diğer elementler X-Işınları fluoresans spektrometresiyle ölçülmüştür.

GÖZLEM NOKTASI (OBSERVATION POINT)	ÖRNEK (SAMPLE)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	ATEŞTE KAYIP VOLATİLES	TOPLAM (TOTAL)
Firanlar 61	Yeşilgist 1	48.426	15.693	3.112	7.970	0.149	5.983	7.937	3.630	1.126	1.648	0.235	4.353	100.262
Bozluçuk 81	Ortognays 2	65.681	14.961	2.587	2.000	0.112	2.802	3.500	3.314	3.359	0.423	0.128	1.571	100.438
Bozluçuk 102	Ortognays 3	76.217	14.487	-	0.890	0.036	0.297	0.718	4.620	3.381	0.046	0.067	0.627	101.386
Bozluçuk 113	Ortognays 4	72.683	14.525	1.355	0.910	0.073	0.620	2.451	3.740	2.498	0.189	0.077	1.521	100.642
Firanlar 147	Mikagist 5	56.404	19.720	3.959	4.720	0.251	2.623	0.498	1.740	3.430	0.977	0.175	5.581	100.078
Gündüsbey 210	Yeşilgist 6	47.060	14.153	4.484	8.650	0.200	6.082	9.613	2.900	0.460	2.286	0.235	3.680	99.803
Süğüç 217	Ortognays 7	73.597	14.057	-	2.260	0.100	0.526	1.480	4.590	2.836	0.140	0.070	1.011	100.668
Bozluçuk 225	Ortognays 8	76.521	13.262	-	1.450	0.068	0.246	1.234	5.220	2.377	0.047	0.052	0.672	101.149
Bozluçuk 226	Gabro 9	51.695	11.441	0.877	6.490	0.197	12.072	9.676	1.700	1.404	0.470	0.082	3.228	99.332
Çaltı 238	Ortognays 10	66.296	15.732	0.602	4.330	0.127	2.242	1.311	3.360	2.607	0.587	0.234	2.394	99.823
Süğüç 324	Ortognays 11	77.475	12.821	-	1.030	0.087	0.314	0.529	3.180	3.934	0.125	0.251	0.983	100.729
Düçdağ 364	Mikagist 12	47.156	13.247	5.773	6.120	0.160	5.320	6.973	3.990	1.668	2.450	0.270	6.862	99.989
ORTALAMA (AVERAGE)		63.267	14.508	1.895	3.901	0.130	3.307	3.768	3.514	2.419	0.782	0.156	2.706	100.353

Çizelge 1: Bozüyük metamorfitlerinin kimyasal analizleri.

Table 1: Chemical analyses of Bozüyük metamorphites.

Kalsitçe zengin olan kayalarda CaO miktarı %7.937'ye kadar çıkmaktadır. Sodyum ve potasyum miktarları kabaca %3 dolayında değişmektedir. Titan genellikle %1'in altında bulunmakta, %1'in üzerinde bulunduğu değerler amfibollü şistlere karşılık gelmektedir, örneklerde manganez ve fosfor miktarları yaklaşık olarak paralel artışlar göstermekte, demirin büyük kesimi, opak minerallerden gelmektedir.

ACF-A'FK Üçgen Diyagramları: Boz büyük metamorfizminde rejyonel metamorfizmanın yeşilist fasiyesi koşulları etkili olmuştur. İncelenen örneklerde bu koşulları kanıtlayan kimyasal analizlerin yanısıra nokta sayacı ile yapılan çalışmalarda da örneklerin, bu fasiyesin, Barrow tipi subfasiyes koşullarına uygun parajenezler gösterdikleri gözlenmiştir.

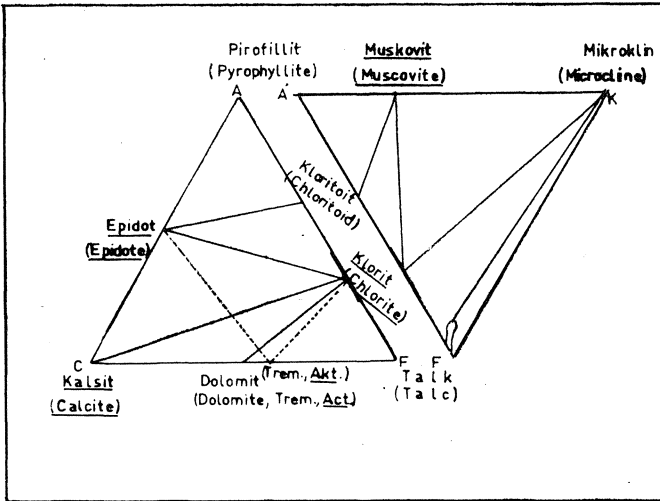
Kuvars-Albit-Muskovit-Klorit Subfasiyesi (B.1.1.): (Şekil 3)

a. Silisli karbonat kayalardan oluşan parajenezler:

- kalsit + kuvars + klorit (Gözlem No. 211)
- kalsit + muskovit + kuvars (Gz. 75)

b. Killerden oluşan parajenezler:

- kuvars + albit + muskovit + klorit (Gz. 141)
- kuvars + klorit + muskovit + aktinolit (Gz. 219)
- kuvars + epidot + klorit + albit (Gz. 63).



Şekil 3: B.1.1 subfasiyesini gösteren diyagram.

Figure 3: The diagram showing B.1.1 subfacies.

Bu subfasiyesin parajenezlerinde albit, büyük miktarlarda oluşmuştur. Stilpnomelan kritik mineralinin bulunmaması, örneklerdeki Fe^{+2} değerinin, Mg değerinden daha az olduğunu göstermektedir (Winkler, 1967). Aktinolit varlığı, örneklerde, gaz fazındaki CO_2 'in az olduğuna işaret etmektedir.

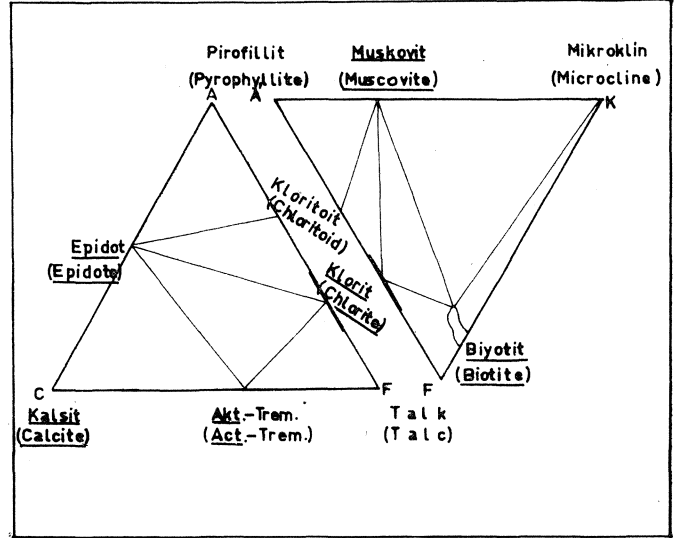
Kuvars-Albit-Epidot-Biyotit Subfasiyesi (B.1.2): (Şekil 4)

a. Silisli karbonat kayalardan oluşan parajenezler:

- kalsit+ kuvars+ muskovit (Gz. 133)
- kalsit + kuvars + albit + klorit + muskovit (Gz. 132)

b. Killer ve marnlardan oluşan parajenezler:

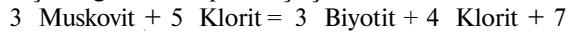
- kuvars+albit+muskovit+biyotit+klorit (Gz. 360)
- kuvars+serizit+biyotit+albit+epidot (Gz. 256)
- kuvars+biyotit+aktinolit+epidot+albit (Gz. 291)
- klorit+aktinolit+epidot+albit+kalsit (Gz. 273).



Şekil 4: B.1.2 subfasiyesini gösteren diyagram.

Figure 4: The diagram showing B.1.2 subfacies.

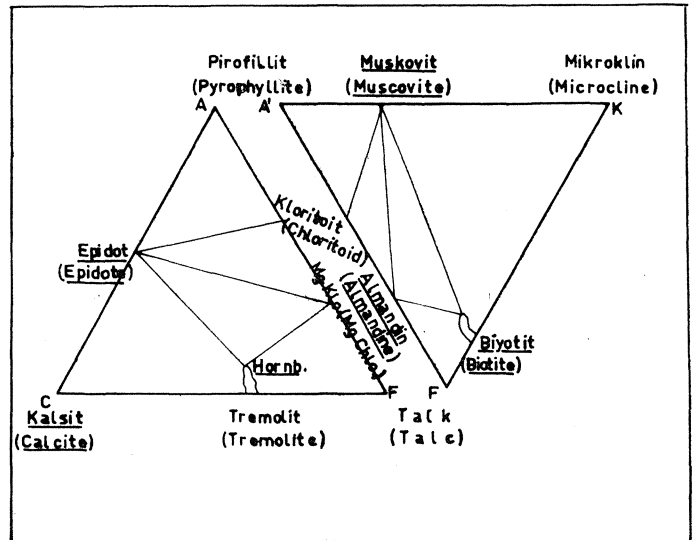
B.1.2 subfasiyesinde, ortama biyotit girmiştir. Kloritin bulunuşu, P-T koşullarına bağlı olup, kayacın kimyası ile ilgili değildir (Turner ve Verhoogen, 1960; Winkler, 1967'den). Bu oluşumu gösteren tepkime şu şekildedir:



Kuvars + 4H₂O

Bu subfasiyesteki epidot (pistazit, zoisit ve klinozoisit) oluşumu, 450-470°C sıcaklık ve yükselen gaz basıncına bağlanabilir.

Kuvars-Albit-Epidot-Almandin Subfasiyesi (B.1.3): (Şekil 5)



Şekil 5: B.1.3 subfasiyesini gösteren diyagram.

Figure 5: The diagram showing B.1.3 subfacies.

- a. Kireçtaşlarından oluşan parajenezler:
 — kalsit+ kuvars+ opak (Gz. 48)
 b. Killerden ve marnlardan oluşan parajenezler:
 — kuvars+albit+biyotit+hornblende+ epidot (Gz. 531)
 — kuvars+albit+muskovit+klorit+biyotit+granat (Gz. 347)
 — kuvars+biyotit+granat+opak (Gz. 300).

Bu subfasiyes, yeşilşist fasiyesinin en yüksek sıcaklık derecesine karşılık gelmektedir (550°C). Burada diğer subfasiyelerden farklı olarak ortama granat ve hornblende girmiştir. Hornblende-albit parajenezi buradaki amfibolit oluşumunu, yüksek dereceli amfibolitlerden ayırmaktadır. Muskovit-klorit beraberliğe duraylı değildir.

H. de la Roche Diyagramları: İnceleme alanında gözlenmiş olan mikaşist, yeşilşist, glokofanlı şist ve gnaysların köken kayalarını belirlemek ve karşılıklı petrokimyasal ilişkilerini göstermek amacıyla yapılmış olan diyagramlarda şu parametreler kullanılmıştır:

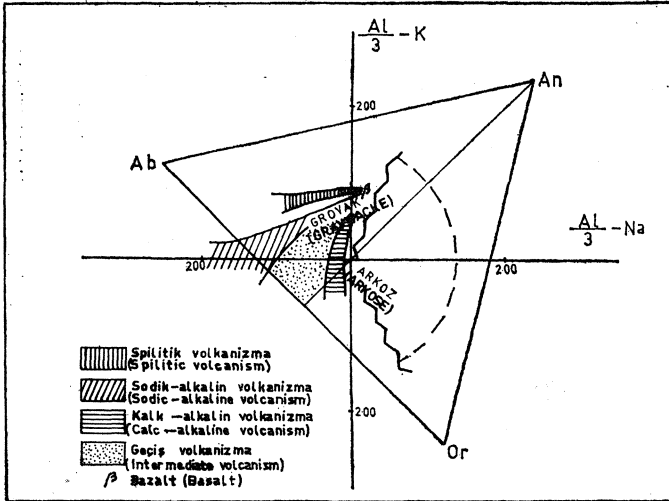
$$I - \frac{Al}{3} - K, \frac{Al}{3} - Na \text{ (De La Roche, 1968)}$$

$$II - Fe+Ti, \frac{Si}{4} - (K+Na+Ca) \text{ (Leterrier ve De La Roche, 1972).}$$

La Roche, 1972).

Bu parametreler, kayalardaki elemntlerin oksit olarak saptanan analiz değerleri üzerinden, her kationun % ağırlığından gidilerek, 100 gr'daki her bir kation miktarının miliatomgram olarak bulunmasıyla saptanmıştır.

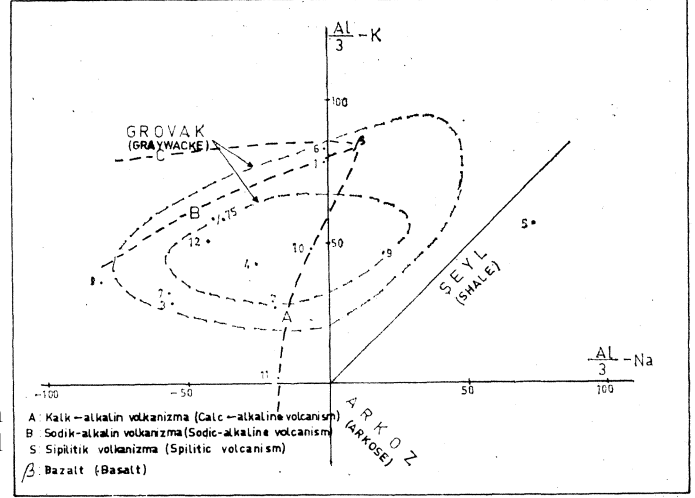
Al/3 - K, Al/3 - Na sisteminde Na, K ve Al'un davranışlarına göre sedimanter ve magmatik kökenli kayalar, diyagramlarda belirli bölgeler oluşturmaktadırlar (Şekil 6, 7, 8).



Şekil 6: Na, K ve Al'un farklı davranışları ile sedimanter ve

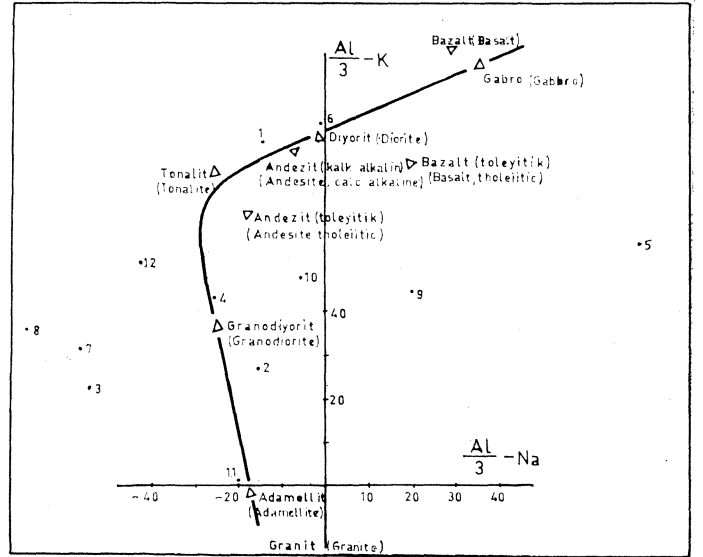
magmatik sahalar arasındaki karşıt faktörleri gösteren diyagram (de la Roche, 1968).

Figure 6: The diagram showing contrasting factors between sedimentary and magmatic areas as determined by varying attitudes of Na, K and Al (de la Roche, 1968).



Şekil 7: Bozüyük metamorfitlerinin de la Roche diyagramdaki dağılımı.

Figure 7: Distribution of Bozüyük metamorphites in de la Roche diagram,



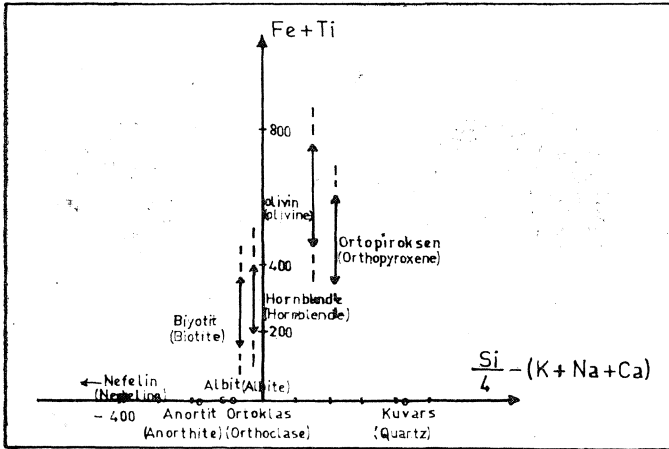
Şekil 8: $\frac{Al}{3} - K$ ve $\frac{Al}{3} - Na$ parametrelili de la Roche diyagramında, Bozüyük metamorfitlerine ait örneklerin dağılımı.

Figure 8: Distribution of samples from Bozüyük metamorphites in the de la Roche diagram with $\frac{Al}{3} - K$ and $\frac{Al}{3} - Na$ parameters.

Şekil 6 ve 7'de görüldüğü gibi grovaklar, granodiyoritlerin çok yakınında yoğunlaşan bir dağılım göstermektedirler. Grovaklar ile granodiyoritler arasındaki bu kimyasal benzerlik, genellikle bazik kökenli olan grovakların ender de olsa bazı hallerde granodiyoritlerin ayrışmasıyla da oluşabileceğine işaret etmektedir.

Analizi yapılan örneklerden ortognayslara ait 2, 10, 11 no.lu örnekler, kalkalkalin yolkanizmanın oluşturduğu alan içinde yer almakta, 3, 4, 7, 8 no.lu ortognayslar ile 12 no.lu glokofanlı şist örneği geçiş volkanizmasını göstermektedir. Yeşilşistlere ait 1 ve 6 no.lu örnekler, bazaltik volkanizmayı belirlemektedir. 5 no.lu mikaşist, tipik olarak para köken vermekte ve sedimanter alanın şeyi kesimine düşmektedir. 9 no.lu örnek, bu sistemde belirgin bir özellik vermemektedir.

Demirin kimyasal-mineralojik diyagramında (Leterrier ve De La Roche, 1972), Fe+Ti ile Si/4- (K+Na+Ca) parametreleri kullanılarak, plutonik kayalarla bazalt ve andezitik kayaların dağılım yerleri diyagram üzerinde verilmiştir (Şekil 9, 10). Bu sistem içinde, analizi yapılan örneklerden ortognayslar iki grupta toplanmaktadır (Şekil 11). Bunlardan 2 ve 10 no.lu örnekler, köken kayalar olarak granodiyoritlere karşılık gelirken, 3, 4, 7, 8, 11 no.lu örnekler granitlere doğru yönelmektedirler. 1, 6 ve 12 no.lu örneklerin Fe ve Ti değerleri oldukça yüksektir ve toleyitik bazalt ile andezitler arasında yer almaktadır. 9 no.lu örnek, kalkalkalin andezit magmasından türemiştir.



Şekil 9: Demir in kimyasal-mineralojik diyagramı (Leterrier ve De La Roche 1972).

Figure 9: The chemical-mineralogical diagram of Fe (Leterrier and De La Roche, 1972).

Osann Diyagramları: Bozüyük metamorfiteğini oluşturan temel kayaç birimlerinin yukarıda açıklanan diyagramlarla saptanmış olan sonuçlarını başka bir yöntemle kanıtlamak amacıyla aynı örnekler Osann diyagramlarına uygulanmıştır (Osann, 1942; Ayan, 1973'den). Parametre değerleri şu şekilde hesaplanmıştır:

$$Al = Al_2O_3$$

$$S = SiO_2 + TiO_2 + P_2O_5$$

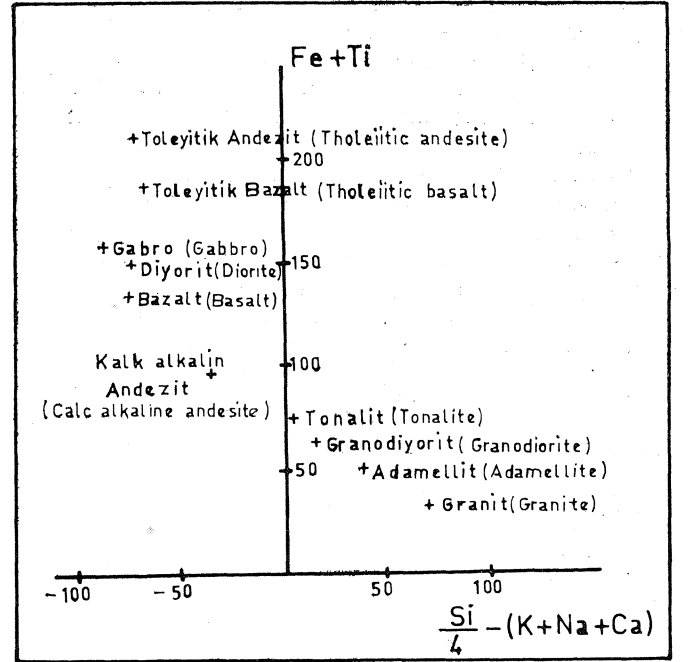
$$F = Fe_2O_3 + FeO + CaO + MgO + 3MnO$$

$$C = CaO$$

$$Al = Al_2O_3$$

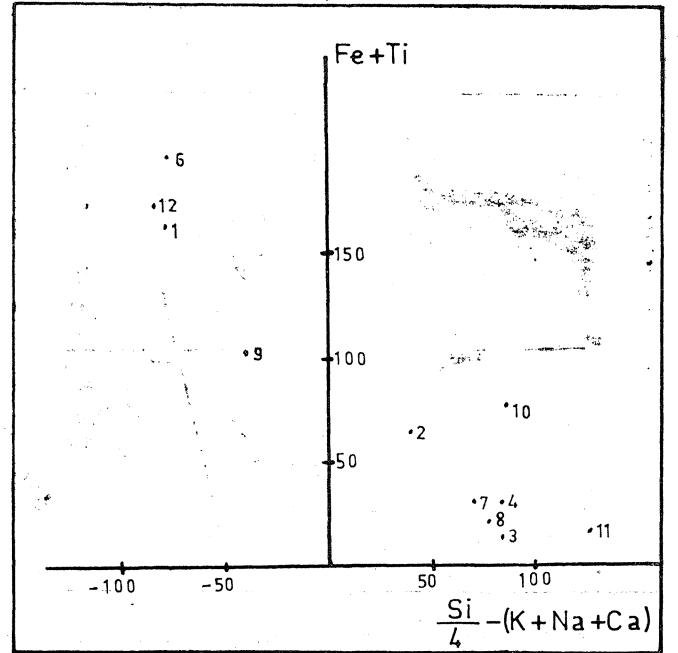
$$Alk = Na_2O + K_2O$$

Bulunan değerler toplanıp 100'e tamamlanmış ve her parametrenin % oranı saptanmıştır (Şekil 12).



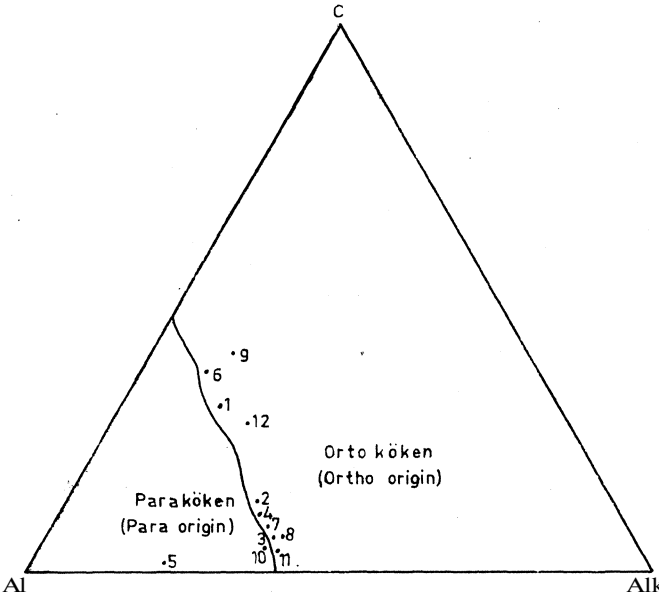
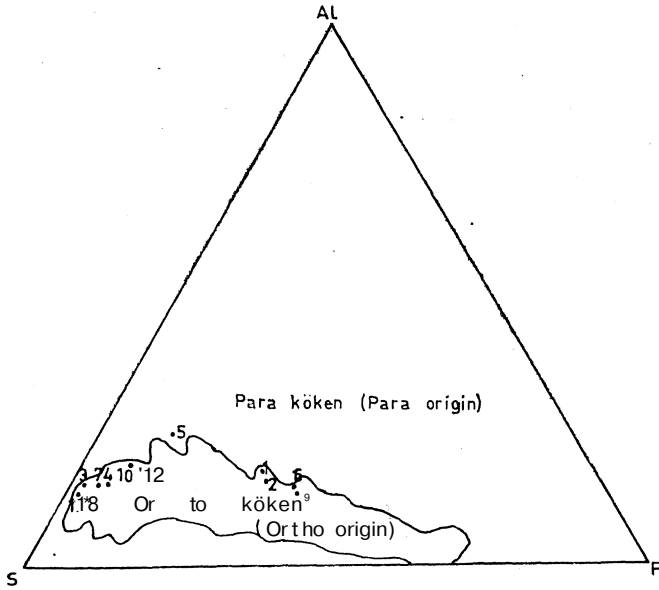
Şekil 10: Demirin kimyasal-mineralojik diyagramında belirli bileşimdeki kalkalkalin serilere ait plutonik kayalar ile farklı tipteki bazalt ve andezitlerin dağılımı (Leterrier ve De La Roche, 1972).

Figure 10: Distribution of the plutonic rocks belonging to calcalkaline series having certain composition also different types of basalts and andesites in the chemical-mineralogical Fe diagram (Leterrier and De La Roche, 1972).



Şekil 11: Demirin kimyasal-mineralojik diyagramındaki Bozüyük metamorfiteğini dağılımı.

Figure 11: Distribution of Bozüyük metamorphites in the chemical-mineralogical diagram of Fe.



Sekil 12: Al-S-F ve C-Al-Alk diyagramlarında, Bozüyük metamorfitlerine ait örneklerin dağılımı (Osann, 1942; Ayan, 1973 den).

Figure 12: Distribution of samples of Bozüyük metamorphites in the Al-S-F and C-Al-Alk diagrams (Osann, 1942; In Ayan 1973).

Al-S-F diyagramında 5 no.lu örnek dışında tüm örnekler orto kökeni vermektedirler.

C-Al-Alk diyagramında ise 5 no.lu mikaşist örneği yine para kökeni belirten sahaya düşmüş, diğer örnekler orto kökeni vermiştir. Sadece 10 no.lu ortognays örneği bu diyagramda, para ve orto kökeni ayıran sınırın çok yakınında ve para köken kesiminde yer almıştır.

SONUÇLAR

Yapılan değişik analizler birbirlerini destekler ve tamamlar şekilde olup, bunların sonuçları, Bozüyük metamorfitlelerini oluşturan kayalardan gnays, yeşilist ve glokofanlı şistlerin orto, mikaşistlerin ise para kökenli olduklarını ve köken kayaların, bölgede gelişen metamorfiz* madan, yeşilist fasiyesinin Barrow tipi subfasiyes koşullarına kadar etkilenmiş olduğunu göstermiştir.

KATKI BELİRTME

Bu yazı, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Mineraloji Kürsüsünde yapılmış olan doktora tezinden hazırlanmıştır. Yazar, adı geçen çalışmada yardımlarını gördüğü tez yöneticisi Doç. Dr. M. Ayan ile Prof. Dr. A. S. Erk, Prof. Dr. M. Tokay ve Doç. Dr. S. Alpan'a teşekkür eder.

Yazının geliş tarihi : 28.9.1978
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 19.1.1979
Yayıma verildiği tarih : 25.) t.1979

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alpay, B., 1948, Firanlar-Alinea (Bilecik) arasındaki maden oluşumları: M.T.A. Der. Rap. No. 3838, Ankara, yayımlanmamış.
Altınlı, İ.E., 1973a, Bilecik Jurasığı: 50. Yıl Yer Bil. Kong. Teb, Ankara, 159-192.
Altınlı, İ.E., 1973 b, Orta Sakarya Jeolojisi: 50. Yıl Yer Bil, Kong. Teb, Ankara, 103-112.
Ayan, M., 1973, Gördes Migmatitleri: M.T.A. Dergisi, Ankara, 81, 140-141.
Bingöl, E., 1975, 1/250000 ölçekli Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerinde tartışmalar: M.T.A. Dergisi, Ankara, 83, 178-185.
Brinkmann, R., 1971, Kuzeybatı Anadolu'daki gene Paleozoyik ve eski Mesozoyik: M.T.A. Dergisi, Ankara, 76, 61-75.
De La Roche, H., 1968, Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. Un guide pour l' etude des formations métamorphiques et plutoniques: C.R. Acad. Sci. Fr. Paris, 267, Série D, 39-42.
Eroskay, O.S., 1965, Paşalar boğazı -Gölpazarı sahasının jeolojisi: İst. Üniv. Fen Fak. Mec, Seri B, XXX/3-4, 135-170.
Göksu, E., 1951, Dudag antimuan madeni ve civarının jeolojik etüdü: M.T.A. Dergisi, Ankara, 41, 35-53.
Granit, Y., ve Tintant, EL, 1960, Observations préliminaires sur le Jurassique de la région de Bilecik (Turquie): C.R. Acad. Sci. Parish 251, 1801-1803.
Kaaen v.d., G., 1957, Bilecik ili Sögüt kazası Dudas köyü güneyindeki volfram-antimuan zuhuru hakkında rapor: M.T.A. Der. Rap. No. 2560, Ankara, yayımlanmamış.
Le terrier, J, ve De La Roche, H., 1972, Extension aux basaltes d'une typologie chimique des roches ignées acides et intermediaires: C.R. Acad. Sci. Fr., Paris, 274, Série D, 788-791.
Winkler, H.G.F., 1967, The genesis of metamorphic rocks: Springer-Verlag, Berlin, 320 s.

Menderes Masifi kuzey kesiminde (Ödemiş-Bayındır Turgutlu) gelişen metamorfizma ve bazı ender parajenezler

Metamorphism in northern part of Menderes Massive, Turkey (Ödemiş-Bayındır-Turgutlu region) and some rare mineralparagenesis.

MUZAFFER M. EVİRGEN Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Ödemiş - Bayındır - Turgutlu arasında kalan bölgedeki metamorfik serilerin niteliği ve oluşum koşulları, kayaç birimlerindeki indeks mineraller kullanılarak ortaya çıkarılmağa çalışılmıştır. Bu bölgede yeşilist ve amfibolit fasiyelerinin tüm alt fasiyelerini görmektedir. Ayrıca bunların geçiş zonları da saptanmış ve bölgenin, indeks mineralere göre metamorfik zonlanma (fasiyes) haritası yapılmıştır. Doğada çok ender olarak birkaç yörede görülen kloritoid-stavrolit-andaluzit parajenezleri saptanmış, çeşitli tiplerde sillimanit oluşumları gözlenmiştir.

ABSTRACT: In this study, characteristics and conditions of metamorphism in the metamorphic series around Ödemiş-Bayındır-Turgutlu region (northern part of Menderes Massive, Western Turkey) has been investigated using typical index minerals.

The area consists mainly of sericite-chloride quartzites and schists biotite-garnet schists, calc schists, kyanite-staurolite schists, amphibolites, gneisses and marbles belonging to greenschists, amphibolite facies and a third transitional facies between the two.

Metamorphic conditions estimated to vary between 3.5-6.5 kbar and 4(KL700°C. Geological and petrographical work shows the presence of migmatites and partial anatexitic rocks outcropping at different parts of the study area. Four different occurrences of sillimanite has been found in four different localities. Rather rare andalusite-staurolite-chloritoid and andalusite-staurolite paragenesis occur in the northwest part of the massif.

GİRİŞ

Menderes Masifi'nin kuzey kesiminde, 1974 yılından bu yana sürdürülen çalışmalar sonunda, ödemış - Bayındır - Turgutlu arasında kalan bölgenin metamorfizması hakkında bazı bulgular elde edilmiştir (Şekil 1).

Çalışmanın amacı, belirtilen bu bölgedeki metamorfizmanın niteliği, hangi koşullar altında geliştiği, metamorfik zonlanma haritasını da çizerek ortaya koymaktır. Zon çiziminde, Litoloji-topoğrafya-mineralojik bütünlük ilişkisi gözlemlenerek yeni bir yöntem denenmiş ve sınırlar jeolojik kuralara uygun olarak geçirilmiştir.

Bölgede Yeşilist ve Amfibolit fasiyeslerinin tüm alt fasiyesleri görülmektedir. Bunun yanısıra, literatürde çok ender rastlanan parajenezlerden kloritoyid-andaluzit, kloritoyid-stavrolit ve andaluzit-stavrolit beraberlikleri de görülmüş ve bir "Geçiş fasiyesi" niteliğinde gelişmişlerdir.

Önceki Çalışmalar

Hamilton ve Strickland (1840), masifte K-G istikametsi bir kesit çıkararak en eski çalışmayı oluştururlar. Daha sonra, Tchihatcheff (1869) o zamana göre ayrıntılı bir çalışma yapmış ve bölgeyi haritalamıştır.

Egeran ve Yener (1944) masife "Menderes Masifi" ismini vermişler ve haritalamışlardır. Onay (1949), GB Ana-

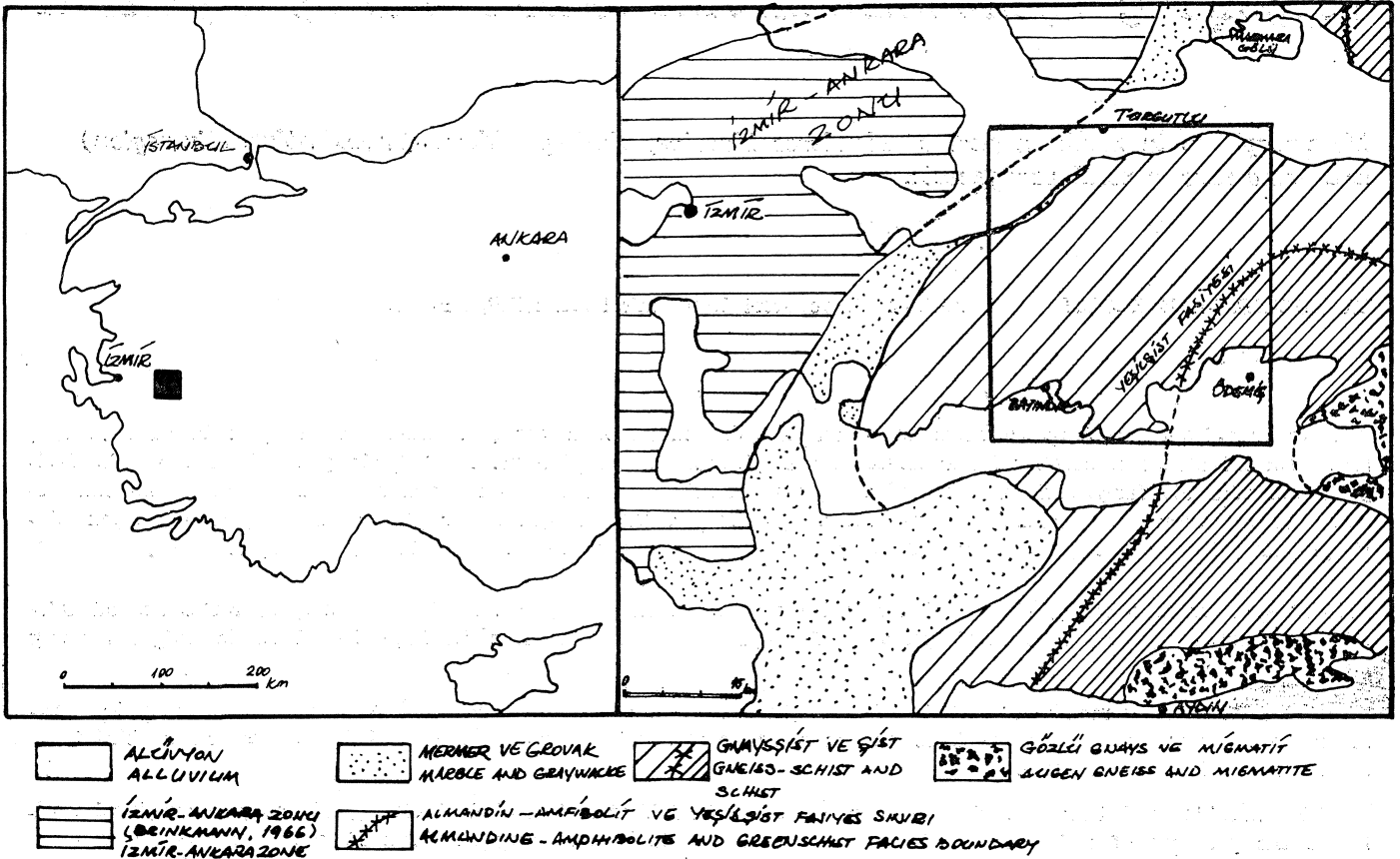
dolu'daki zımpara yataklarını ve mineral parajenezlerini incelemiştir. Nebert ve Ronner (1956), masifteki Nametasomatozuyla ilişkin olan albitleşmeleri incelemiştir.

Schuling (1958), çekirdeği oluşturan gnaysların kökenini, zirkonların yuvarlaklıklarını inceliyerek "para" olarak belirtmiştir. Daha sonra, 1962'de aynı yazar masifin yapısı, yaşı ve petrolojisi üzerine görüşlerini belirtmiştir.

Wipern (1964), Graciansky (1965), Akartuna (1965), Ketin (1966), Brinkmann (1966, 1971) ve Scotford (1969) masif ve çevresinin jeolojisine ışık tutan çalışmalar yapmışlardır.

İzdar (1966, 1971), Menderes Masifi kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi ve metamorfizması hakkında önemli bulgular ortaya koymuş ve çalışmalara görüşler getirmiştir.

Daha sonraları, Başarır (1970), Bafa gölü doğusundaki bölgede genel jeolojik ve petrografik çalışmalar yapmıştır. Ayan (1973), Gördes bölgesi migmatitleri ve metamorfizması konusunda çalışmalarda bulunmuştur. Dora (1972), Eğrigöz masifiyle Menderes masifini metamorfizma yaşı ve fasiyesler açısından karşılaştırmıştır. Aynı araştırmacı 1975'te masifteki alkali feldispatların durumlarını incelemiş ve bunların petrojenik yorumlarını yapmıştır.



Şekil 1: Çalışma alanının bulduru ve jeoloji haritası (Jeoloji haritası Dora, 1975'den alınmıştır).

Figure 1: Location and geology map of the investigated area (geology map, after Dora, 1975).

Bölgesel Jeoloji ve Metamorfizma

Bugüne değin yapılan çalışmalarla masifin bir rejoyonal metamorfizma bölgesi olduğu saptanmış ve masifte fillit, mikaşist, gnays, amfibolit, kuvarsit, mermer, kataklazit ve migmatit grubu kayaçlar bulunmuştur.

Gnayslar büyük bir dom strüktürü oluştururlar ve bu büyük dom içinde de daha küçük strüktürlerin bulunması nedeniyle masife "migmatit kompleksi" ismi verilmektedir (Schuiling, 1962). Aynı araştırmacıya göre, gnays oluşumuyla kompleksin dom yapısını kazanması ve metamorfizma arasında bağlantı vardır ve de hepsi aynı zamanda meydana gelmiştir. Metamorfizma, Devonien'den sonra, Mesozoyik'ten önce, Hersinyen orojenezile gelişmiştir.

Masifteki gözlü gnaysların kökeni için daha önceleri ileri sürülen "orto" fikri çeşitli bulgulardan sonra yerini büyük ölçüde "para" görüşe bırakmıştır.

Yine büyük bir araştırmacı grubu tarafından kabul edilen diğer bir durum da masifin "örtü" ve "çekirdek" serisi kayaç gruplarına ayrılarak incelenmesidir, örtü serisinde genellikle şist ve fillit grubu kayaçların, çekirdek serisinde de gözlü gnaysların yer aldığı kabul edilmektedir.

Örtü serisinin, daha çok Barrow tipi bir metamorfizmaya uğramış olduğu ve tek bir metamorfik fasiyese (yeşilşist fasiyesi) ait bulunduğu ileri sürülmektedir (Başarı, 1970). Aynı araştırmacı çekirdek serisi için de biraz daha Yüksek (mezozon) bir metamorfik fasiyesi öngörmektedir.

ÇALIŞMA ALANINDAKİ KAYAÇLAR

Fillitler, kuvarsitler, şistler, şisti-gnayslar, amfibolitler, mermerler ve kataklastik kayaçlarla granodiyoritik karakterdeki migmatitik damar kayaçları çalışma alanında görülen kayaçlar arasındadır. Ayrıca neojen volkanizmasının ürünü olan bazik karakterli andezitlere de rastlanılmıştır.

En kuzeyde detritik genç çökeltilerle (Neojen formasyonları) sınırları bulunan kataklastik kayaçlar Gediz grabeni boyunca (çalışma alanı içinde kalan) görülmüştür. Bu kayaçlarda herhangi bir indeks mineral ayırımına gitme olanağı bulunamamıştır. Kataklazma süreçleri sonunda kayaçlarda yer yer neomineralizasyon, intrüfiz karakter ve rekristalizasyon görmek olasıdır. Bölgede milonit, ultramilonit, protomilonit, psödokilit, metariyolit cinsinden kataklastik kayaçlar saptanmıştır. Bu sınıflandırmalar Higgins, 1971'e göre yapılmıştır ve ultramilonitik bir şekil Levha I, Şekil I'de verilmiştir.

Kloritli-muskovitli fillit ve kuvarsitler, bölgedeki en düşük P, T koşullarını gösteren kayaçlardır ve bölgenin tek-tonik gelişimine uygun olarak antiklinaryumun kuzey kanadında görülürler, kataklastik kayaçlarla sınırları bulunur.

Biyotitli-granatlı şistler, kloritoyidli şistler ve stavrolit şistler bölgede en çok görülen kayaçlardır. Amfibolitler genellikle yeşilşist ve amfibolit fasiyes sınırında 5-6 m'lik damarlar halinde, bazen tekrarlanmalı olarak görülen kayaçlardır. Stavrolit-disten şistler ve distenli şisti-gnayslar bölgenin daha çok GD kesiminde görülürler.

Bölgede mermerler ve kalkışistler de geniş yer kaplarlar. Keldağ ve civarında en büyük mostra verirler.

Granodiyoritik karakterdeki damar kayaçları bir lokalitede görülebilmüş ve çok daha fazla izlenememiştir. Kenarlarda şistoziteyle uyumlu olarak görülen ancak ortaya geldikçe masif bir durum alan bu kayaçlar lokal bir ısı yükselimine neden olmuşlardır.

Çalışma alanının batısında biyotitli granatlı şistlerin içinde yer alan bazik karakterli andezitlerin yaşı olarak Neojen volkanizması düşünülmektedir. Bunlar tüm seriyi kesmektedirler.

METAMORFİK FASİYESLER, PARAJENEZLER VE ZONLANMA

Çalışılan bölgede, yeşilşist fasiyesinin düşük P, T koşullarından amfibolit fasiyesinin sillimanit oluşumuna kadar varan ve giderek gelişen koşullarda migmatitlerin de olduğu koşullara varılmıştır. Gelişen metamorfizmanın Barrow tipi bir metamorfizma olduğunu söylemek bulgularımıza göre güçtür. Çalışılan bölgede andaluzitin görülmesi, böyle bir sınıflandırma içinde, masifin yeralamıyacağını gösterir.

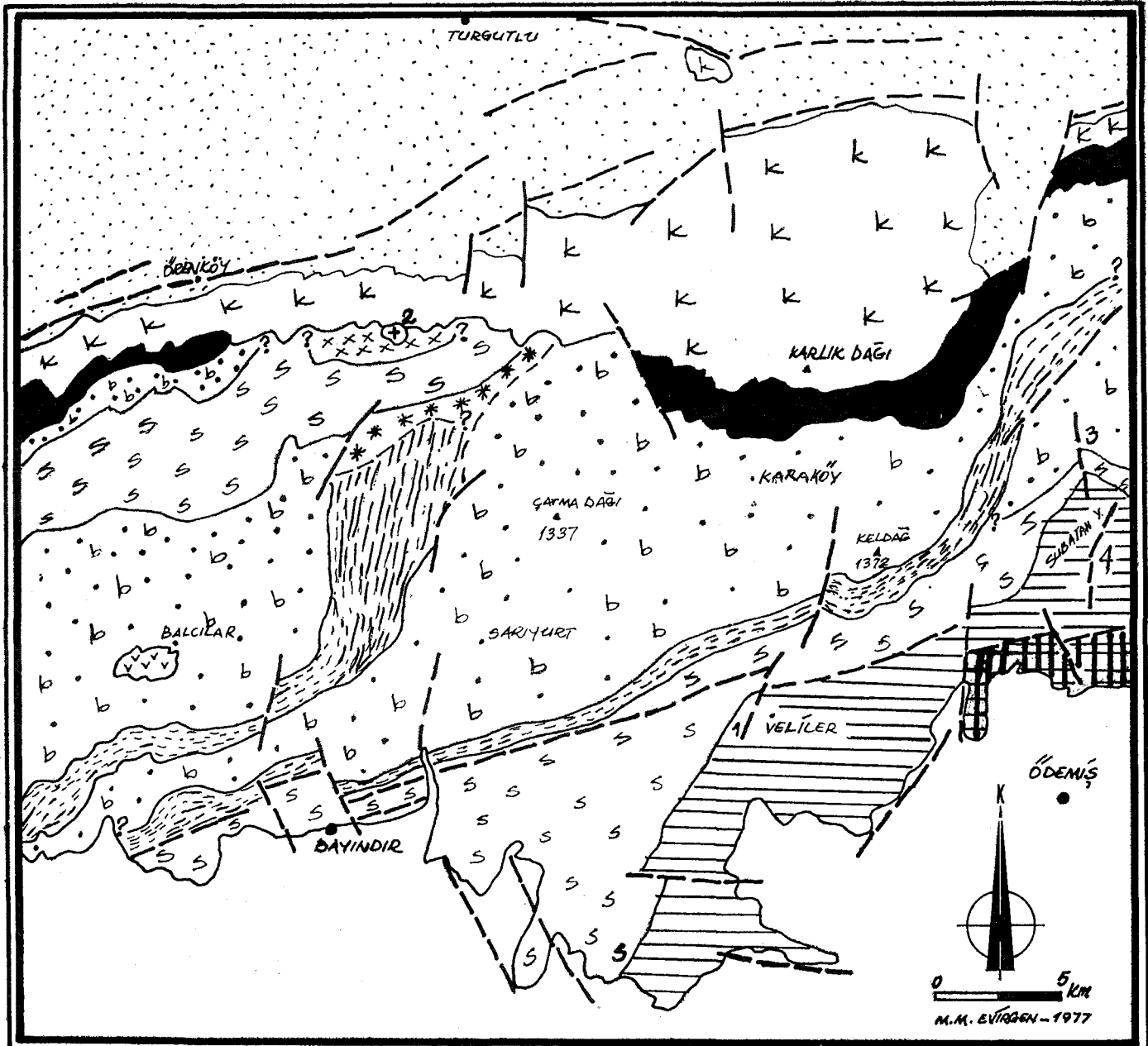
İncelenen alanda indeks minerallere göre gelişen fasiyesler ve zonlanma sırası şöyledir:

YEŞİLŞİST FASİYESİ	}	Klorit-Serizit Zonu
		Biyotit-Granat Zonu
		Kloritoyid Zonu
GEÇİŞ FAS.	}	Kloritoyid-Andaluzit-Stavrolit Zonu
AMFİBOLİT FASİYESİ	}	Stavrolit-Andaluzit Zonu
		Stavrolit Zonu
		Stavrolit-Disten Zonu
		Disten Zonu
		Sillimanit Zonu

Fasiyeslerin ve zonlanmaların belirlenmesinde indeks minerallerin ayrırtanabilmesi, kimyasal kompozisyon farkı ve parajenezler gibi kriterler gözönüne alınmıştır.

Fasiyes ve zon ayrımından başka yer yer görülen migmatizasyon ve anateksis olayı ürünleri de metamorfik koşullarla ilişkin ve limit birer durumdur. Bu konudaki deneysel çalışmaları incelediğimizde, sonuçların amfibolit fasiyesinin üst sınırlarına yakın sayısal değerleri verdiği görülmektedir.

Kumtaşı bileşiminde bir köken malzemeden hareketle $P_{H_2O} = 2000$ bar basınçta, aynı sıcaklıkta ergiyen 4 paragnaysın anateksis sonuçları, oldukça farklı bulunmuştur (Winkler, 1974). Ergime farklı sıcaklıklarda başlamış ve ergime oranları da farklı olmuştur, (örneklerin anortit oranları farklıdır.) En düşük ergime sıcaklığı $685 \pm 5^\circ C$ olarak saptanmıştır. Albitçe zengin bir grovakın ($Ab/An = 5.58$) $770^\circ C$ sıcaklıkta aynı basınçta %73'ünün ergimiş olabileceği bulunmuştur. Bu sıcaklıkları Amfibolit fasiyesinin fiziksel koşullarıyla kıyasladığımız takdirde, anateksiyi oluşturan Koşullarla Amfibolit fasiyesinin üst koşullarının hemen hemen çakıştığını görebiliriz.



AŞIKLAMALAR/EXPLANATION

ALÜVİYON/ALLUVIUM	KLORİT-BERİZİT/ CHLORITE-BERISITE	S S $\sqrt{Sr^*veOt.fr/srAtfiu} > t-fre:$
DETRİTİK GENÇ ŞÖL./ RECENT DETRITIC SED.	b b b S S GRANAT/ & YOt/r~	STAUROLİT-DİSTEN/ STAUROLITE-DISTHENE
ANDEZİT/ANDESITE	KLORİTOYİD/ CHLORITOYID	DİSTEN/DISTHENE
GRANODİYORİT POR./ GRANODIORITE PORP.	* * * AND.-STAU.-KLORİTOYİD/ AND.-STA.-CHLD.	FAY/FAULT
KATAMLAE>TAY./ C^TACCASVC-Root*	x x x AND.-STAUROLİT/ AND.-STAUROLITE	1-4 SİLLİMANİT/SILLIMANITE

Şekil 2: Çalışma alanının basitleştirilmiş mineral zorlanma izograd haritası.

Figure 2: Simplified geological map showing isograds and mineral zoning in the studied area.

M. M. EVİBAĞ/1977

METAMORFİZMA ZONLARI (Metamorphic Zones)		YEŞİLİST FASİYESİ (Greenschist Facies)			GEÇİŞ FAS. (Trans.F.)	AMFİBOLİT FASİYESİ (Amphibolite Facies)				
		Klorit-Serisit Zonu Chlorite-Sericite Zone	Biyotit-Garnet Zonu Biotite-Garnet Zone	Kloritoyid Zonu Chloritoid Zone	KLTÖ - ANS - STAV. Z. Chld. - And. - Stav. Z.	AND. STAVOLİT Z. And. - Stavolite Z.	STAVOLİT ZONU Stavolite Zone	STAV. - DİSTEN Z. Stav. - Disthene Z.	DİSTEN ZONU Disthene Zone	SİLLİMANİT ZONU Sillimanite Zone
DELİTİLE KAYAÇLAR (DELITIC ROCKS)	KUVAZS. QUARTZ									
	KLORİT-CHLORİTE				---					
	MÜSKOVİT-MUSCOVITE									
	BİYOTİT-BIOTITE		---							
	EPİDOT-EPIDOTE									
	KLORİTOYİD-CHLORITOID			---						
	PLAJİYOKLAS-PLAGIOCLASE									
	K-FELDS. - K-FELDS.									
	STAVOLİT-STAVOLITE									
	DİSTEN-DISTHENE									
SİLLİMANİT-SILL.										
ANDALUZİT-ANDALUSITE										
GRANAT-GARNET										
KARBONATLI KAYAÇLAR (CARBONATE ROCKS)	KALSİT-CALCITE									
	KUVAZS-QUARTZ									
	DOLMİT-DOLomite									
	KLORİT-CHLORITE									
	EPİDOT-EPIDOTE									
	HORNBLEND-HORNBLende									
	PLAJİYOKLAS-PLAGIOCLASE									
	BİYOTİT-BIOTITE									
MÜSKOVİT-MUSCOVITE										
GRANAT-GARNET										

Şekil 3: Menderes masifi kuzey kesiminin, farklı metamorfik zonalardaki mineral dağılımı.

Figure 3: Mineral distribution in different metamorphic Zones studied in Northern part of Menderes Massif, Western Turkey.

P_{H_2O} = 1000 bar *	580±10°C
2000 bar	620±10°C
4000 bar	680±10°C

koşulları K. Felds. + Andaluzit ve K. Felds. + Kordiyerit oluşumlarını vermektedir. Sıcaklık ve basıncın çok az arttığı bir durumda migmatit oluşum koşullarına geçiş gelişebilecektir.

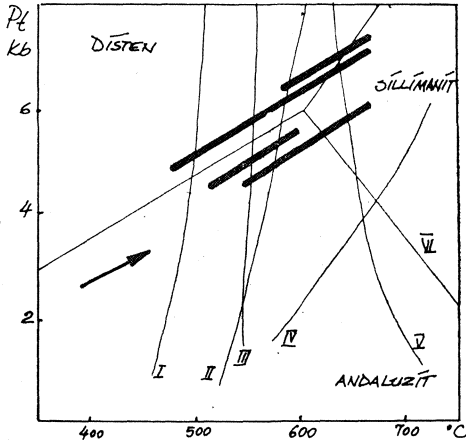
DeneySEL verilere göre, gnaySLarın anateksi başlangıcının 600° C sıcaklık, 4400 atm. basınç için 16 km derinlikte olabileceği saptanmıştır (Schuiling, 1957). Bu oldukça sığ bir derinliktir. Artan metamorfizma koşullarında bu değerlere ulaşılması çok olasıdır. Bu derinliklerde anateksiye uğrayan malzemenin zayıf zonlar boyunca diğer kayaçlar araşma yerleşmesi beklenmelidir.

METAMORFİZMA KOŞULLARI VE SONUÇLAR

Metamorfizma koşullarının açıklanması için, çeşitli oluşum eğrilerinin Al-silikatların eğrileriyle birlikte değerlendirilmesi sonunda, bölgede oluşan minerallerin bu eğrilerin arasında gösterilmesiyle en üst ve en alt noktalar olarak şunlar bulunmuştur:

En Alt	En Üst
P: 3.5 Kbar'dan daha yüksek	6.5 Kbar
T: 400°C'dan daha yüksek	700°C

Çalışılan bölgede, Kloritoyid-Stavrolit-Andaluzit beraberliğinin bulunuşu ve bunun fiziksel koşullar açısından açıklanması, yeni bir parajenezin varlığını ortaya koyar. Bu durum metamorfizmada, klasik olarak Yeşilist ve Amfibolit fasiyesi olarak yapılan sınıflandırmanın yeterli olamayacağı



I - PELİTİK KAYAÇLARDAN BİYOTİT OLUŞUMU: Winkler (1957)
FORMATION OF BIOTITE IN PELTIC ROCKS

II - AMFİBOLİT FASİYESİNE GEÇİŞ: Hoschek (1969)
TRANSITION TO AMPHIBOLITE FAC.
Klorit+Mus. Kloritoyid+Birot+Q+H₂O
Klorit+Mus. Stavrolit+Birot+Q+H₂O

III - Kloritoyidın KAYBOLMASI: Richardson (1968), Hoschek (1969)
COMPILATION OF BREAKDOWN REACTIONS OF CHLORITOID

IV - MUSKOVİT+Q REAKSIYONUNUN KAYBOLMASI: Evans (1965)
BREAKDOWN REACTION OF MUSCOVITE + Q

V - GRANİTİN MİNİMUM ERİMESİ: Luthi, Jahns ve Tuttle (1964)
MINIMUM MELTING CURVE OF GRANITE

VI - Al-SİLİKATLARIN FAZ DİYAGRAMLARI: Althaus (1967), Newton (1966),
AVERAGE PHASE DIAGRAM OF THE Richardson, Gilbert ve Bell (1969)
AL-SILICATES.

M. #EVİRGEN, 1977

Şekil 4: Metamorfizma koşulları. (Jansen ve Schuiling, 1976'dan değiştirilerek)

Figure 4: Conditions of metamorphism. (modified after, Jansen and Schuiling, 1976).

ğını ve bir "Geçiş fasiyesi"nin de özellikle Menderes masifi için mutlato bulunabileceğini kanıtlar.

550° Cden yüksek sıcaklıklarda ve geniş bir P aralığında (Sobolev, 1972):

Kloritoyid+Q+Disten \longrightarrow Granat+Stavrolit+H₂O reaksiyonunun gelişimi sırasında Stavrolit ile Kloritoyid beraberliği düşünülebilir. Kaldı ki, düşük P ve nisbeten orta sıcaklık fasiyeslerinde de Stavrolit+Kloritoyid parajenezinin varlığına jeolojik literatürde de rastlanılmıştır (Sobolev, 1972, s. 307'den; du Toit, 1939; Zwart, 1959, 1963; Khil'tova, 1961).

Kloritoyid+Andaluzit beraberliği de (Hoschek, 1969);

Kloritoyid+Andaluzit \longrightarrow Stavrolit+Q+H₂O reaksiyonuna göre mümkündür.

Stavrolit-Andaluzit parajenezini de, Merkezi Pyreneelerdeki Bosost bölgesinde Zwart" (1962) tarafından saptanmıştır (Winkler, 1974, s. 104'den; Zwart, 1962).

Görüldüğü gibi, literatürde değişik yerlerde ve değişik kayalarda ikiye ikiye parajenezleri saptanan Kloritoyid+Stavrolit+Andaluzit üçlüsünün tümüne aynı lokalitede ve aynı kayada rastlanılmıştır. Bu parajenezlerin hepsinin birden aynı kayada görüldüğü durumlara ilişkin olarak yayma rastlanılmamıştır.

Granodiyorit porfir lokalitesindeki lokal ısı yükselimi, Al-silikatlarda andaluzitin oluşumunu ve merkeze doğru gidildikçe de, daha fazla ısı yükselimiyle andaluzitin sillimanite dönüşümünü geliştirmiştir. Bu görünüm, rejyonel metamorfizmadan daha çok bir kontakt metamorfizma sahasındaki kontakt aurollerini anımsatmaktadır.

Çalışma alanında, dört lokalitede rastlanılan sillimanit oluşumları incelendiğinde, dört ayrı oluşum mekanizması görülmektedir.

1. Oluşum: Veliler köyünün altında (çalışma alanının sağ altı) görülen sillimanit, şisti-gnays içindedir (Stavrolit-disten zonu).

Muskovit+Q \longrightarrow K. Felds. +Sillimanit+H₂O

(Jansen ve Schuiling, 1976) reaksiyonuna uygun olarak fibroblastik sillimanitler granatların etrafında saç şeklinde gelişim göstermektedirler (Levha I, Şekil 3).

2. Oluşum: Çalışılan alanın sol üst kesiminde granodiyorit porfir dokanağında görülür. Şistlerden granodiyorit porfir sınırına gidildikçe sıcaklık yükseldiğinden andaluzit porfiroblastlarından sillimanit tüyleri gelişmiştir (Andaluzit-stavrolit zonu) (Levha I, Şekil 2).

3. Oluşum: Subatan Yaylası yöresinde (paftanın sağ kenarı) görülmüştür. Biotitlerin (001) yüzeylerindeki sıcaklık artışıyla gelişen çatlakların, ortamdaki fazla Al ve silislerden itibaren oluşan Al-silikatlerce (sillimanit) doldurulmasıyla da genellikle birbirleriyle 56°Clık açılar yapan sillimanit iğnecikleri görülmüştür. Bu şekilde gelişen duruma Widmanstatten tekstür ismi verilmektedir (Spry, 1969) (Levha II, Şekil 1).

4. Oluşum: Yaklaşık sağ alt köşede (Subatan yaylası altı) görülmüştür. Bu lokalitede sıcaklığın yerel olarak yükselmesi (600°C'nin üzeri) sonucu disten çekirdekçiklerinden itibaren sillimanite polimorfik bir dönüşüm gelişmiştir. Bu lokalitede, disten çekirdekçiklerinin etrafında sillimanit iğneleri görülmektedir (Levha II, Şekil 2).

SONUÇLAR

X-Işınları difraksiyonu ile kontrol edilerek yapılan mikroskobik çalışmalar ve arazi çalışmaları sonucunda bölgenin metamorfizması, parajenezler, fasiyesler ve zonlanmalar konusunda şu sonuçlar elde edilmiştir:

1 - Çalışılan bölgede, 3 ana fasiyeste 9 zon ayırdedilmiş ve haritalanmıştır.

2 - Metamorfik araziler için, alt ve üst limit mineral oluşumları olarak görülen ve serisitten sillimanite kadar varan bir "Metamorfik mineralojik yelpaze" gelişmiştir.

3 — Metamorfizma koşulları olarak, 3.5-6.5 Kbar basınç ve 400-700° C sıcaklıklar çeşitli parajenezlere dayanarak öngörülmüştür.

4 — Andaluzit, Masif bütünü içinde ilk kez çalışılan bölgede gözlenmiştir.

5 — Kloritoid-Stavrolit-Andaluzit parajenezi metamorfik bir arazide ilk kez saptanmış ve Masifin metamorfizmasına özgü bir gösterge olarak bir "Geçiş fasiyesi" kabul edilmiştir.

6 — Bölgede gelişen metamorfizma tipik bir "Barrow tipi" metamorfizma değildir. Basınç kadar sıcaklığın da çok etkin olduğu ve birçok lokalitede daha çok sıcaklığa bağlı ürünlerin geliştiği özel bir metamorfizma tipidir (Menderes Masifi tipi). Kordiyerit gibi indeks minerallerin de bulunmayışı nedeniyle, klasik sınıflamada "Abukama tipi" metamorfizma olarak da görmek olası değildir. Andaluzitin bol ve iri porfiroblastlar halinde gelişmesi nedeniyle yer yer ısı yükselmelerinin ağırlıklı olmasıyla tipik olan bir metamorfizma tipi görülmektedir.

Yazının geliş tarihi	: 7.12.1978
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi	: 10.1.1979
Yayıma verildiği tarih	: 11.1.1979

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M., 1965, Nazilli-Aydın hattı kuzeyindeki versanların jeolojisi hakkında Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg. 65, 1-11.
- Ayan, M., 1973, Gördes migmatitleri: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg. 81, 132-155.
- Başarı, E., 1970, Bafa gölü doğusunda kalan Menderes masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi: Sci. Rep. Scien. Fac. Ege Üni., 102, 44s.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische gliederung von Westanatolien: N. lb. Geol. Palaont., 10, 603-618.
- Brinkmann, R., 1971, Das kristalline grundgebirge von Anatolien: Geol Rundsch., 60, 886-899.
- Dore, O.Ö., 1972, Orthoklas-mikroklin transformation in migmatiten des Eğrigöz-Massivs: Türkiye Jeol. Kur. Bül., XV/2, 131-152.
- Dora, O.Ö., 1975, Menderes masifinde alkali feldispatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 18/2, 111-126.

- Egeran, N. ve Yener, H., 1944, Notes explicatives de la carte géologique de la Turquie, Faille "Izmir" Pub. Inst. MTA.
- Graciansks, P. De, 1965, Menderes masifi (Türkiye'nin SW'si) metamorfik kayaların grenalarnın yapısı hakkında; Maden Tetkik ve Arama Enst., Derg., 65, 11-20.
- Hamilton, W.J. ve Strickland, H.E., 1840, On the geology of the Western part of Asia Minor; Trans. Geol. Soc. London, V. VI, Sec. Series, 1-39.
- Higgins, M.W., 1971, Cataclastic rocks: U.S. Geol. Survey prof, paper, 687, 97 s.
- İzdar, K.E., 1969, Menderes kristalin masifi kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi ve metamorfizması hakkında; Doçentlik tezi, yayımlanmamış, İzmir.
- İzdar, K.E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of the Menderes Massif of Western Turkey, Petrol. Explor. Soc. Libya, 495-500.
- Jansen, J.B.H. ve Schuiling, R.D., 1976, Metamorphism on Naxos, petrology and geothermal gradients: Am. Jour. Sci., 276, 1225-1253.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 66, 20-34.
- Nebert, K. ve Ronner, F., 1956, Menderes masifi içinde ve çevresinde Alpidik albitizasyon olayları; Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 48, 83-96.
- Onay, T.S., 1949, Über die smirgelgesteine Sudwest-Anatoliens: Schweiz. Univ. Pet. Unitt, 29, 359-491.
- Schuiling, R.D., 1957, A geo-experimental phase-diagram of Al_2SiO_5 (sillimanite, kyanite, andalusite): Koninkl. Nederlandse Akad. Wetensch., Proc. ser. B, 60, 220-226.
- Schuiling, R.D., 1958, Menderes masifine ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 51, 38-41.
- Schuiling, R.D., 1962, Türkiye'nin güney-batıdaki Menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 58, 71-84.
- Scotford, D.M., 1969, Metasomatic augen gneiss in greenschist facies, Western Turkey: Geol. Soc. America Bull., 80, 1079-1094.
- Sobolev, V.S., 1972, The facies of metamorphism: Australian Nat. Uni. Press, Canberra, A.C.T., 416 s.
- Spry, A., 1969, Metamorphic textures: Pergamon press, Oxford, 350 s.
- Tchihatcheff, P. De, 1869, Asie mineure (description physique Quatrieme partie géologie III, Paris, 552 s.
- Winkler, H.G.F., 1974, Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer-Verlag, New York, 320 s.
- Wipperf, J., 1964, Menderes masifinin alpidik dağ teşekkülü içindeki durumu: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 62, 71-79.

LEVHA I.

PLATE I.

Şekil 1: Ultramylonit.

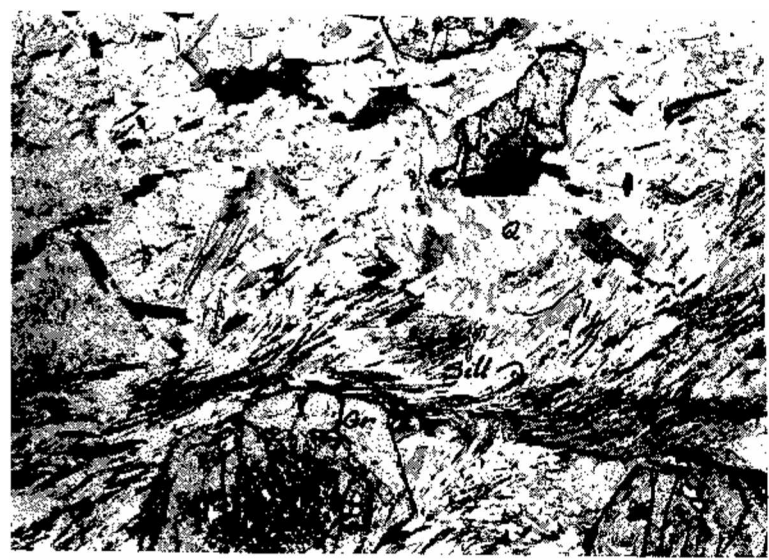
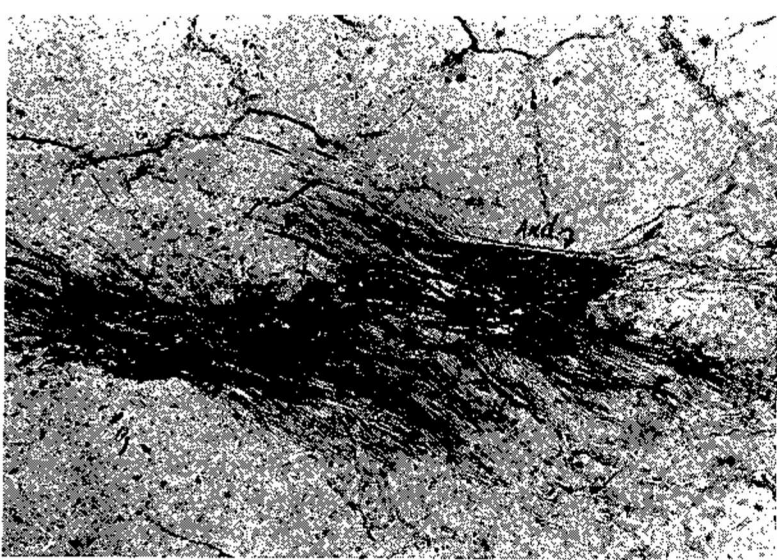
Figure 1: Ultramylonite.

Şekil 2: Andaluzitten sillimanit dönüğüümü

Figure 2: Transformation of andalusite to sillimanite

Şekil 3: Granatların etrafında gelişen sillimanitler.

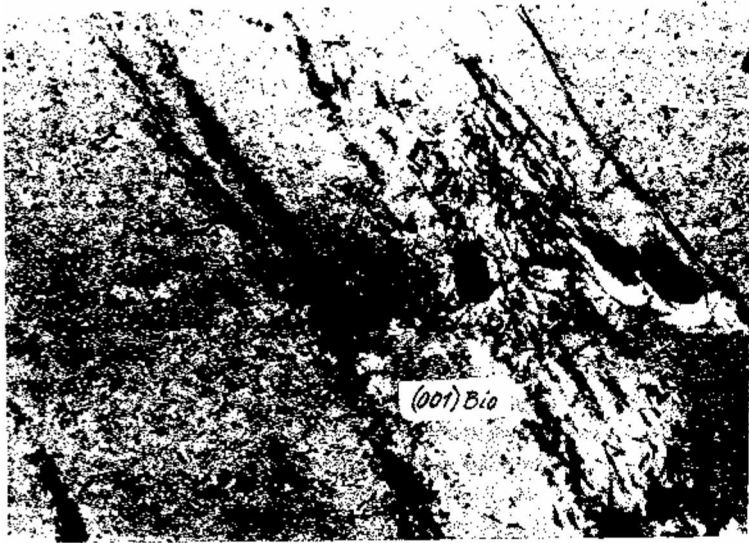
Figure 3: Sillimanite crystallizations around garnets.



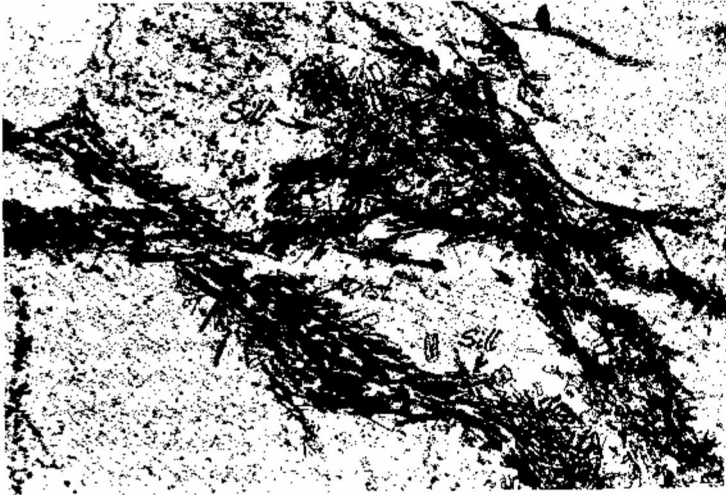
LEVHA II.

PLATE II.

- Şekil 1: Biyotitlerin (001) yüzeyinde gelişen sillimanitler.
Figure 1: Sillimanite crystals formed on biotite (001) planes
Şekil 2: Dişten çekirdekçilerinden oluşan sillimanitler.
Figure 2: Sillimanite crystallizing around disthe ne nodules (seeds).
Şekil 3: Kloritoyid-stavrolit parajenezi.
Figure 3: Chloritoid-staurolite paragenesis.



1



2



3

Karakoca (Simav-Kütahya) kurşun çinko yatağı kükürt izotoplarının incelenmesi

Study of sulfur isotopes of Karakoca (Simav - Kütahya) lead-zinc deposit

AYHAN ERLER Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: Karakoca (Simav - Kütahya) kurşun-çinko yatağından alınan sülfür minerali örnekleri binde +5,85'ten +7,91'e kadar değişen S³⁴S değerleri gösterirler. Değerlerin dağılımının darlığına ve binde sifıra yakın olmalarına dayanarak kükürtün kökeninin magmatik hidrotermal olduğu söylenebilir.

ABSTRACT: Samples of sulfide minerals from Karakoca (Simav-Kütahya) lead-zinc deposit give S³⁴S values ranging from +5,85 to +7,91 per mil. The narrow spread of the values and their closeness to zero per mil indicates a magmatic hydrothermal origin for sulfur.

dioksit gazı elde edilmesini gerektirir. İlk olarak sülfür minerallerince zengin parçacıklar örneklerden çekiçle kırılarak ayrılır. Ayrılan parçacıklar çeneli kırıcı ile kırılır. 0,25 mmlik eleğin üzerinde kalan kısımdan sülfür mineralleri binoküler mikroskop altında elle seçilir. Bu aşamada 1, 2, 4, 5 ve 6 no.lu örneklerden galenler ve 2 no.lu örnekten kalkopiritler seçilerek ayrılabilmiştir. Seçilmiş mineral örnekleri havanda öğütülür, 0,175-0,125 mm arası elenerek ayrılır. Hazırlanan örnekten 25 mg tartılır, üzerine 1 g CuO eklenir ve iyice karıştırılır. Karışım SO₂ gazı elde etmek için elektrik fırınında 900°C'de vakum koşullarında yakılır. Sülfür minerallerinin CuO tarafından oksitlenmesi ile oluşan SO₂ gazı, sıvı azot, kuru buz ve sıvı azotla dondu-rulmuş pentandan meydana gelen bir dizi tutucu yardımı ile cam tüplerde toplanır.

SO₂ örnekleri, University of Utah İzotop Jeolojisi Laboratuvarında CEC Model 21-401 kütle spektrometresi ile Standard örnekle birlikte ³⁴S/³²S oranı için analiz edilmiştir. İzotop oranlarından ³⁴S değerleri hesaplanmış ve sonuçlar Çizelge 1'de gösterilmiştir.

SONUÇLAR

³⁴S değerlerinin dağılımının darlığı (binde ±5) ve binde sifira yakınlıkları magmatik hidrotermal yatakların özellikleridir (Jensen, 1967). Beş galen ve bir kalkopirit örneğinin ³⁴S değerleri binde +5,85'ten +7,91'e kadar değiş-

mektedir. Yatağın ortalaması +6,65'tir. Değerlerin dağılımı binde 2,06'dır. Karakoca yatağının ³⁴S değerleri dar bir aralıkta dağılım göstermekte olup yatağın ortalaması binde sifira yakındır. Bunlara dayanarak yataktaki kükürtün magmatik hidrotermal kökenli olduğu söylenebilir.

KATKI BELİRTME

Yazar, örnekleri sağlayan Prof. Dr. M. P. Nackowski'ye, laboratuvar çalışmalarında yardımcı olan University of Utah İzotop Jeolojisi Laboratuvarı yöneticileri Prof. Dr. M. L. Jensen ve Prof. Dr. D. Grey'e teşekkür eder.

Yazım geldiği tarih : 25.7.1978
Yayıma verildiği tarih : 19.10.1978

DEĞİNİLEN BELGELER

- Dora, Ö., 1969, Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etüdler: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 73, 10-26.
Gümüş, A., 1964, Important lead-zinc deposits of Turkey: Symposium on Mining Geology and the Base Metals, CENTO, Ankara, 155-168.
Jensen, M.K., 1967, Sulfur isotopes and mineral genesis: Barnes, H.L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits de: Holt, Rinehart, and Winston, New York, 143-165.
M.T.A., 1966, Türkiye bakır, kurgun ve çinko yatakları: Maden Tetkik ve Arama Enst. Yayını, No. 133, Ankara, 129 s.
Ovaloğlu, R., 1969, Türkiye bakır-kurşun-çinko madenleri ve bunların arama-değerlendirme problemleri: 1. Türkiye Madencilik Bil. ve Tek. Kong., Maden Müh. Odası Yayını, 101-118.
Stanton, R. L., 1972, Ore Petrology: Mc Graw-Hill, New York, 713 3.

Haymana Yöresi (GB Ankara) Nannoplankton Biyostratigrafisi.

Nannoplankton biostratigraphy of the Haymana region (SW Ankara)

Vedia TOKER

Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji—Stratigrafi Kürsüsü, Ankara

ÖZ: Haymana yöresinde (GB Ankara) Kampaniyen Lütesiyen yaşlı oluşuklar yüzeylenmektedir. Yaklaşık 5000 m kalınlığı olan bu oluşuklar konglomera, kumtaşı, şeyl, marn ve kireçtaşı çeşitleriyle temsil edilirler. Yüksel (1970) tarafından adlandırılan Haymana, Kavak, Çaldak, Kadıköy, Gedik, Karahoca ve Çayraz formasyonlarından alınan örneklerde 107 Nannoplankton türü tanımlanmış ve inceleme alanında bu formlar yardımıyla aşağıdaki biyozonlar saptanmıştır: Tetralithus gothicus (Alt Kampaniyen), Tetralithus trifidus (Üst Kampaniyen—Alt Mestrihtiyen), Arkhangelskiella cymbiformis (Alt—Orta Mestrihtiyen), Lithraphidites quadratus (Orta—Üst Mestrihtiyen), Cruciplacolithus tenuis (Alt Daniyen), Chiasmolithus danicus (Üst Daniyen—Alt Monsiyon), Ellipsolithus macellus (Alt Monsiyen), Fasciculithus tympaniformis (Orta Mansiyen), Heliolithus kleinPELLI (Üs Monsiyen—Alt Tanesiyen), Discoaster gemmeus (Orta Tanesiyen), Discoaster multiradiatus (Üst Tanesiyen), Marthasterites contortus (Alt İpresiyen), Discoaster binodosus (Alt İpresiyen), Marthasterites tribrachiatus (Üst İpresiyen—Alt Lütesiyen), Discoaster lodoensis, Discoaster sublodoensis (Lütesiyen). Bu zonların diğer yörelerle karşılaştırmaları yapılmış ve inceleme alanında tanımlanan Planktonik Foraminifera zonlarıyla denklikleri saptanmıştır. Nannoplankton türlerine dayanılarakta ortamsal bir yorum verilmiştir.

ABSTRACT: The formations of Campanian—Lutetian age are exposed in the region of Haymana, SW of Ankara. These formations of about 5000 m thickness are represented lithologically by conglomerates, sandstones, shales, marls and a variety of limestones. The formations named by Yüksel (1970) as Haymana, Kavak, Çaldak, Kadıköy, Gedik, Karahoca and Çayraz were sampled, and 107 Nannoplankton species have been distinguished in the samples collected. By means of these Nannoplankton forms that the following biozones have been defined in the area studied: Tetralithus gothicus, Tetralithus trifidus, Arkhangelskiella cymbiformis, Lithraphidites quadratus, Cruciplacolithus tenuis, Chiasmolithus danicus, Ellipsolithus macellus, Fasciculithus tympaniformis, Heliolithus kleinPELLI, Discoaster gemmeus, Discoaster multiradiatus, Marthasterites contortus, Discoaster binodosus, Marthasterites tribrachiatus, Discoaster lodoensis, Discoaster sublodoensis. These zones of the research area were correlated with the other regions, and their compatibility with the planktonic Foraminifera zones described there were proved. Moreover, an environmental interpretation based on the Nannoplankton species is also provided here.

GİRİŞ

Bu araştırmaya konu olan inceleme alanı, Ankara'nın güneybatısında yer alan Haymana yöresidir (Şekil 1). Bu yöre ve çevresinde daha önce yapılan, sedimentolojik ve hidrojeolojik incelemelerde, Kampaniyen'den Orta Eosen'e değin sürekli bir tortul istifinin varlığına değinilmiş fakat ayrıntılı bir biyostratigrafi verilmemiştir.

Bu yörede, ülkemizde ilk kez, dünya üzerinde geniş yayımlı olan, dar stratigrafik aralarda kesin yaş veren ve genel karşılaştırmalara olanak sağlayan Nanoplankton'lar kullanılarak detaylı bir biyostratigrafik inceleme yapılmıştır.

İnceleme yöresi ve çevresinde Ziegler (1936), Erk (1957), Righi ve Cortesini (1960), Schmidt (1960), Meriç (1967), Dizer (1968), Yüksel (1970,1973), Akarsu (1971), Sirel (1975), Gökçen (1976, 1977), Ünal ve diğerleri, (1976), Toker (1979) değişik amaçlı jeolojik çalışmalar yapmışlardır.

Bu çalışmada, inceleme yöresinde daha önce Yüksel (1970) tarafından ayrıntılanmış Haymana, Kavak, Çaldağ, Kadıköy, Gedik, Karahoca ve Çayraz formasyonları kullanılmış, yeniden bir adlamaya gidilmemiştir. Bu formasyonlarda ölçülen 32 stratigrafi kesitinden alınan 1729 kayaç örneği çalışma gerecini oluşturmuştur. Bu örneklerin içerdiği 107 Nannoplankton türü tanımlanmış bunlar yardımıyla 16 biyozon oluşturulmuş ve bu stratigrafik düzeyde çalışılmış diğer yörelerle karşılaştırılma verilmiştir.

Nannoplankton'larla ilk kez çalışıldığından önce örneklerdeki Planktonik Foraminifera zonları tanımlanmış ve Nannoplankton zonlarıyla karşılaştırılarak zon stratigrafik düzeylerinin kesinlik kazanması sağlanmıştır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanının stratigrafik istifi genelleştirilmiş dikme kesitte de (Şekil 2) görüldüğü gibi konglomera, kumtaşı, kumlu şeyl, şeyl, kumlu marn, marn ve kireçtaşından (biyostromal kireçtaşı, biyosparit, alg'li biyomikrit) oluşmaktadır. Bu istifin toplam kalınlığı yaklaşık 5000 m olup Kampaniyen—Lütesiyen stratigrafik düzeylerini temsil eder.

Yörede detaylı jeolojik ve stratigrafik çalışma Yüksel (1970) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada Yüksel (1970) in ayrıntılanıp tanımladığı litostratigrafi birimleri kullanılmıştır. Bu birimlerin içerdiği Nanoplankton'lar biyostratigrafik incelemenin temelini oluşturmuştur.

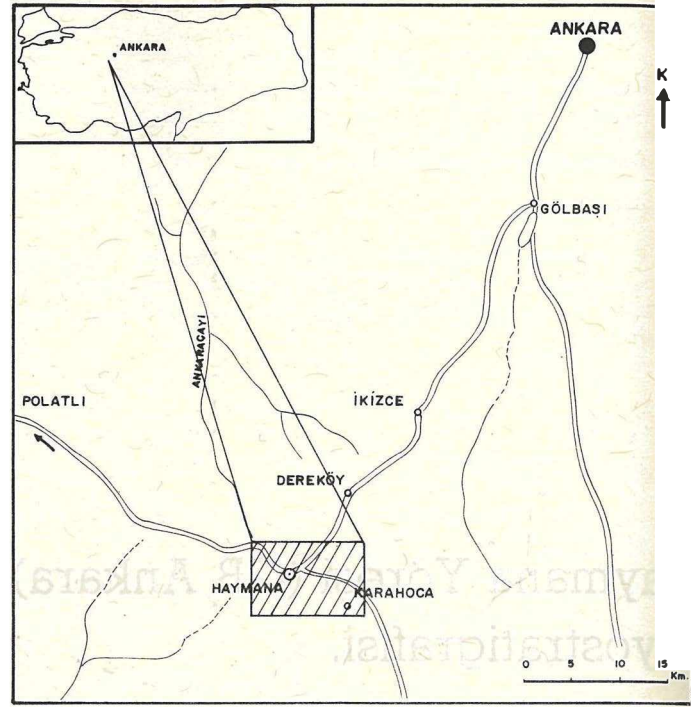
Litostratigrafi

İnceleme alanında litolojik birimler yaşlıdan gence doğru:

Haymana formasyonu. Tabanda kumtaşı ve kumlu şeyl ile başlayıp konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı aralanmasıyla yüzeylenen bu formasyon Haymana, Çaldağ Tepe, Çamlıkaya alanlarında geniş yayılım gösterir.

Ölçülü stratigrafi kesitinde 1295 m kalınlıkta olan formasyon Schmidt (1960) tarafından adlandırılmıştır. Tavanda Kavak formasyonuna uyumlu olarak geçer.

İçermiş olduğu fosil türlerine dayanarak bu formasyona Kampaniyen —Orta Mestrihtiyen yaşı verilmiştir.



Şekil 1. Yer bulduru haritası

Figure 1. Location map

Kavak formasyonu. Tabanda kumtaşı fasiyesi ile başlayıp tavana doğru boz renkli şeyller ve kireçtaşı litoloji birimiyle temsil edilir. Yüksel (1970) tarafından adlandırılmış olan bu formasyon Haymana, Kartalkaya, Büyük Çaltepe alanlarında yüzeylenir.

Kalınlığı 550 m olarak ölçülmüştür. Tavanda Çaldağ formasyonuna uyumlu geçer. İçerdiği fosillere göre yaşı Orta Mestrihtiyen'in üstü —Üst Mestrihtiyen'dir.

Çaldağ formasyonu. Tabanda biyostromal kireçtaşıyla başlayan bu formasyon, kumtaşı, konglomera, kumlu marn, marn ve kireçtaşı bantları aralanmasıyla devam eder.

Yüksek (1970) tarafından adlandırılan bu formasyon Kızılkoyun, Çaldağ, Gedik, Evcı, Yeşilyurt alanlarında yüzeylenir.

1400 m kalınlıkta olup tavanda Kadıköy formasyonuna uyumlu geçer. Küçük Çaltepe de yüzeylenen kireçtaşları bol miktarda Alg, Echinodermata, Briozoa, Planktonik ve Bentonik Foraminifere ile Nanoplankton'lar içerir. Bu fauna ve flora topluluğuna dayanarak bu formasyona Daniyen —Monsiyen yaşı verilmiştir.

Kadıköy formasyonu. Şeyl, kumlu şeyl, kumtaşı litoloji birimleriyle temsil edilen bu formasyon Yüksel (1970) tarafından adlandırılmıştır. Yeşilyurt ve Kızılkoyun yörelerinde yüzeylenmektedir. 460 m kalınlığındaki bu formasyon tavanda Gedik formasyonuna uyumlu geçiş gösterir.

SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIE	KAT STAGE	AS KAT SUB STAGE	FORMASYON FORMATION	P.FORMASYONLARI ZONES OF P.FOR.	NANNOFORONLARI ZONES OF N.FOR.	KALINLIK THICKNESS	LİTOLOJİ LITHOLOGY		PALEONTOLOJİ PALEONTOLOGY	
								PLANKTON FORAMİNİ.	NANNOPLANKTON		
TERTİYER (TERTIARY)	E O S E N (EOCENE)	LÜTESİYEN (LUTETIAN)		CAYRAZ FORMASYONU CAYRAZ FORMATION	GLOBOROTALIA BULLBROOKI	D. LODOENSIS	480 m.	Sarı-bej renkli kumlu marn yellow-beige colored sandy marl	G. bullbrookii G. broedermanni G. pseudotopilensis Glg. higginsii Glg. inaequispira	D. subledoensis D. lodoensis Z. bijugatus C. grandis	
								Bej renkli kireçtaşı beige colored limestone	G. pentacamerata G. bullbrookii G. caucasica G. pseudotopilensis	M. tribrachiatum D. elegans D. saipansensis D. keuperi M. attenuatus D. deflandrei S. tubicera L. mochlophorus C. gammatum R. moricuum	
		İPRESİYEN (YPRSIAN)		KARAHOCA FORMASYONU KARAHOCA FORMATION	GLOBOROTALIA G. PENTACA. ARGONENSIS MERATA	M. TRIBRACHIATUS	450 m.	Bez renkli marn dark gray colored marl	G. formosa formosa	D. binodosus N. perfectus	
								Bej renkli kireçtaşı beige colored limestone	G. aragonensis G. caucasica		
		TANESİYEN (THANETIAN)		KADIKÖY FORMASYONU KADIKÖY FORMATION	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	D. BINODOSUS	500 m.	Konglomera Conglomerate	G. subbotinae G. broedermanni G. marginodentata Glg. linaperta Glg. priktiva	M. contortus N. junctus D. barbadiensis F. involutus E. ovalis	
								Bez renkli marn dark gray colored marl	G. velascoensis G. aequa Glg. velascoensis	D. multiradiatus L. nascentis	
		M O N S İ Y E N (MONTIAN)		ÇALDAĞ FORMASYONU (ÇALDAĞ FORMATION)	GLOBOROTALIA ANGULATA	H. KLEINPELLI	460 m.	Kumtaşı sandstone	G. pseudomenardii	D. gemmeus N. junctus	
								Bez renkli kumlu marn dark gray colored sandy marl	G. pusilla G. angulata G. makami Glg. triloculinoidea G. lg. velascoensis	H. kleinpellii R. crebra S. radians N. digitatus T. craticulus	
		DANIYEN (DANIAN)		GLOBOROTALIA UNICINATA	F. TYPANIFORMIS	0 - 1 400 m.	Bez renkli marn dark gray colored marl	G. angulata	F. tympaniformis S. amarrhopus N. saepes C. bidens E. macellus E. supertusa		
							Algli kireçtaşı Algy limestone	G. uncinata G. compressa G. pseudobulloides	E. macellus Z. siymoides		
KRETASE (CRETACEOUS)	KRETASE CRETACEOUS	ORTA MIDDLE MAASTRICHTIAN	KAVAK FORMASYONU KAVAK FORMATION	L. QUADRATUS	0 - 550 m.	Bez renkli marn dark gray colored marl	G. trinidadensis	C. danicus M. inversus E. bigelovi			
						Konglomera Conglomerate	G. pseudobulloides	C. tenuis			
		MESTRİHTİYEN (MAASTRICHTIAN)	GLOBOTRUNCANA HAVANENSIS	A. CYMBIFORMIS	0 - 1 295 m.	Algli kireçtaşı Algy limestone	Glc. mayaroensis Glc. aegyptiaca Glc. contusa	L. quadratus A. cymbiformis C. decoratus C. conicus B. bigelovi D. discula M. staurophora E. turrisseiffeli			
						Bez renkli şeyl dark gray colored shale	G. gansseri Glc. contusa Glb. contusa Glb. havanensis Glb. elevata Glc. rosetta Glc. stephensoni Glc. stuarti Glc. trinidadensis Glc. tricarinata	A. cymbiformis E. turrisseiffeli M. decoratus G. diplogrammas R. antophorus V. crux C. remulatus L. cayuxi M. elongatus			
ÜST UPPER	HAYMANA FORMASYONU HAYMANA FORMATION	T. TRIFIDUS	0 - 1 295 m.	Bez renkli şeyl dark gray colored shale	Glc. havanensis Glc. aegyptiaca Glc. lanneiana Glc. arca Glc. lapparenti Glc. falsostuarti Glc. ventricosa Glc. fornicata Glc. bulloides	T. trifidus W. barnasae M. staurophora V. crux C. initialis T. obscurus					
ALT LOWER	GLOBOTRUNCANA ELEVATA			Bej renkli kumtaşı beige colored sandstone	Glc. elevata Glc. stuarti Glc. lapparenti Glc. ventricosa Glc. tricarinata	T. gothicus P. cretacea B. parca					
KAMPANİYEN (CAMPAIAN)		ÜST MEST. UPPER MAAS				Kumtaşı (sandstone)					

Şekil 2. Haymana yöresi genelleştirilmiş dikme kesiti

Figure 2. Generalized columnar section of the Haymana area

0 100 200 300 400m
DİKEY ÖLÇEK (SCALE)

HAYMANA YÖRESİ NANNOPLANKTON BİYOSTRATİGRAFİSİ

Bol miktarda Planktonik ve Bentonik Foraminifera ile Nannoplankton içermektedir. Bu fosil topluluklarına dayanılarak formasyona Tanesiyen yaşı verilmiştir.

Gedik formasyonu. Şeyl, kumlu şeyl ve kumtaşı litolojik birimleriyle temsil edilen formasyon, Yeşilyurt, Çayraz, Karahoca, Evcı ve Gedik yörelerinde yüzeylenmektedir.

500 m kalınlıkta olan bu formasyon tavanda Karahoca formasyonuna uyumlu geçer.

İçerdiği fosillere dayanılarak formasyona İpresiyen yaşı verilmiştir.

Karahoca formasyonu. Kireçtaşı, kumtaşı ve şeyl aralanmasıyla temsil edilmektedir. Tabanda kumtaşı seviyesi ile başlayıp tavana doğru, şeyl, kireçtaşı, kumtaşı aralanmasıyla sürmekte ve tavanda yaklaşık 10 m kalınlıkta kireçtaşıyla son bulmakta olup, uyumlu olarak Çayraz formasyonuna geçmektedir.

Ölçülü stratigrafi kesitinde 450 m kalınlıkta olduğu ve bol miktarda Planktonik Bentonik Foraminifera ve Nannoplankton'lar içerdiği saptanmıştır. Bu fosil topluluklarına dayanılarak formasyona İpresiyen yaşı verilmiştir.

Çayraz formasyonu. Marn, kireçtaşı ve kumtaşı litoloji birimleriyle temsil edilen bu formasyon Schmidt (1960) tarafından adlandırılmıştır.

Çayraz, Yeşilyurt, Karahoca, Gedikli ve Kanlıgöl yörelerinde yüzeylenmektedir. Tavanda Neojen yaşı molaslarla açılı uyumsuzdur. 480 m kalınlıkta bu formasyon Bentonik (Nummulites, Alveoline, Discocyclina türleri) ve Planktonik Foraminifera ile Nannoplanktonlar içermektedir. Bu formasyonlara dayanılarak formasyonun Lütesiyen yaşı olduğu saptanmıştır.

Biyostratigrafi

Nannoplankton'lar 3000 e yakın türleriyle son 25 yıldır biyostratigrafide önemli rol oynamaktadırlar. Özellikle fosilce yoksun kabul edilen kayaç örneklerinde bulunmaları nedeniyle, yaygın olarak kullanılmaktadırlar. İnceleme alanında da bu formlar kullanılarak aşağıdaki biyozonlar tanımlanmıştır.

Tetralithus gothicus zonu

Tanımlama: Tetralithus gothicus Deflandre ile Tetralithus trifidus (Stradner)'in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, Tetralithus aculeus (Stradner), Watznaueria barnasae (Black), Eiffellithus eximius (Stover), Eiffellithus turrisseiffelli (Deflandre), Cribrosphaera ehrenbergi Arkhangelsky, Micula staurophora (Garted), Microhabdulus decoratus Deflandre, Glaukolithus diplogrammus (Deflandre), Broinsonia parca (Stradner), Tetralithus obscurus Deflandre, Tetralithus gothicus Deflandre, (Levha I, Şekil 1) Predicosphaera eretacea (Arkhangelsky), Lucinorhabdus cayeuxi Deflandre, Reinhardites anthophorus (Deflandre), Biscutum testudinarium Black, Parhabdolithus embergeri (Noel) ve Ahmuellerella octoradiata (Gorka) bu biyozondaki fosil topluluğunu oluşturur (Çizelge 1).

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen Haymana (25), Kemikli sırtı (26), Mandıra (29) stratigrafi kesitlerinin sırasıyla 2501, 2614-2613, 2905-2907 nolu örneklerinde saptanmıştır (Şekil 3).

Biyozonlar (Mozones)	Fosil Formlar (Fossil Forms)			
	Tetralithus gothicus	Tetralithus trifidus	Arkhangelskiella cymbiformis	Lithaphidites quadratus
Glaukolithus diplogrammus				
Vekshinella crux				
Parhabdolithus embergeri				
Rhabdolithus splendens				
Reinhardites anthophorus				
Eiffellithus turrisseiffelli				
Eiffellithus eximius				
Chiastocyclus amphipons				
Chiastocyclus initialis				
Ahmuellerella octoradiata				
Cretarhabdus cordicus				
Cretarhabdus crenulatus				
Cretarhabdus decorus				
Cretarhabdus surirellius				
Predicosphaera cretacea				
Predicosphaera spinosa				
Cribrosphaera ehrenbergi				
Arkhangelskiella cymbiformis				
Broinsonia parca				
Biscutum testudinarium				
Watznaueria barnasae				
Braarudosphaera bigelowi				
Braarudosphaera discula				
Lithaphidites quadratus				
Microhabdulus decoratus				
Microhabdulus elongatus				
Lucinorhabdus cayeuxi				
Micula staurophora				
Tetralithus aculeus				
Tetralithus descriptus				
Tetralithus gothicus				
Tetralithus nitidus				
Tetralithus obscurus				
Tetralithus trifidus				

Çizelge 1. İnceleme alanı Üst Kretase Nannoplankton'ları ve stratigrafik düzeyleri

Table 1. The Upper Cretaceous Nannoplanktons and their stratigraphic distribution of the investigated area

Karşılaştırma ve yorum: Cepek ve Hay (1969) ve Manivit (1971) Fransa'da, Risatti (1973) Amerika'da, Roth (1973) ve Bukry (1974) derin deniz sondajlarında Kampaniyen stratigrafik düzeyinde değişik zonlar tesis etmişlerdir (Şekil 4). Martini (1976) Pasifik Okyanusu derin deniz sondajında, daha önce tanımlanan zonların işaretçi türlerinin geniş yayımlı oluşları nedeniyle kullanımlarının sakıncalı olduğunu belirtmiş ve dikey yayılımı kısa olan *Tetralithus gothicus* Deflandre türüyle *T. gothicus* biyozonunu saptamıştır.

Yazarda, inceleme sahasında *T. gothicus* Deflandre türünü tanımlamış ve bu zonu kullanmıştır.

Tetralithus trifidus zonu

Tanımlama: Bu zon *Tetralithus trifidus* (Stradner) in yaşam süreci ile sınırlıdır.

Bu biyozonun fosil topluluğunu *Tetralithus gothicus* zonu Nannoplankton türleri ve *Vekshinella crux* (Deflandre ve Fert), *Chiastozygus amphipons* (Bramlette ve Martini), *Chiastozygus initialis* (Gorka), *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini, *Cretarhabdus decorus* (Deflandre), *Predicosphaera spinosa* Bramlette ve Martini, *Tetralithus descriptus* Martini, *T. nitidus* Martini ve *T. trifidus* (Stradner) (Levha I, Şekil 2) oluşturur (Çizelge 1).

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen Karahoca (4), Küçükçal Tepe (5), Sekidede Tepe (11), Haymana (25), Kemikli Sırtı (26), Mandıra (29) stratigrafik kesitlerinin sırasıyla 409–410, 501–505, 2502–2503, 2608–2611, 2908–2910 nolu örneklerinde saptanmıştır.

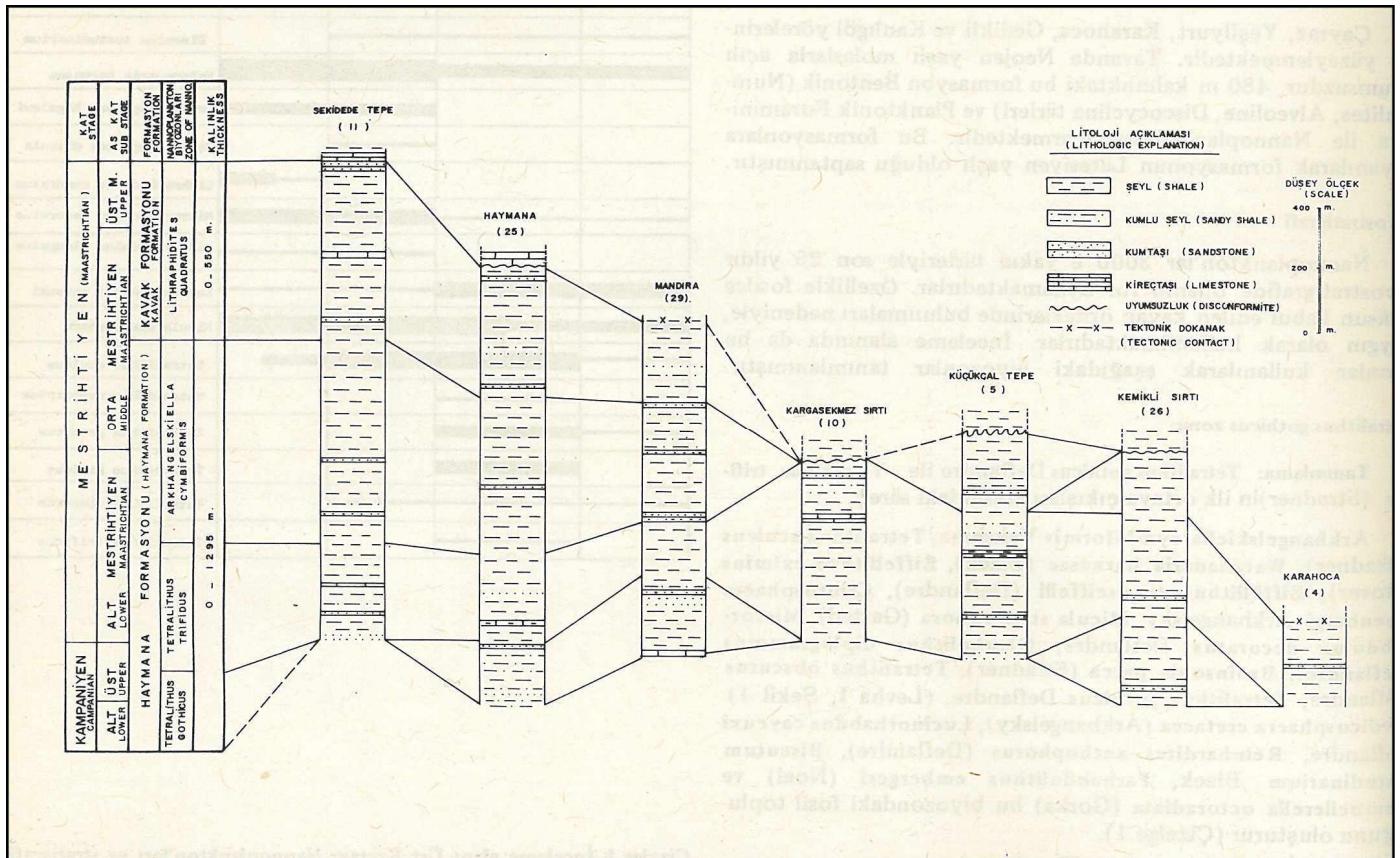
Karşılaştırma ve yorum: Fransa ve Amerika'da 1973 yılına değin Kampaniyen —Alt Mestrihtiyen stratigrafik düzeyi için değişik Nannoplankton zonları tesis edilmiştir (Şekil 4). Roth (1973), Bukry (1974) ve Martini (1976) aynı stratigrafik düzeyi için *Tetralithus trifidus* biyozonunu tanımlamışlardır.

İnceleme alanında da, diğer yörelerdeki çalışmalarda belirtilen fosil topluluğu ve litoloji ile çok benzer olan bu zon saptanmıştır.

Arkhangelskiella cymbiformis zonu

Tanımlama: *Tetralithus trifidus* (Stradner) in son görünüşünden *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve Martini'nin ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Arkhangelskiella cymbiformis Vekshina, (Levha I, Şekil 3). *Tetralithus aculeus* (Stradner), *Watznaueria barnasae* (Black), *Eiffellithus eximius* (Stover), *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelsky, *Micula stauropora* (Gardet), *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, *Glaukolithus diploprogrammus* (Deflandre), *Broinsa-*



Şekil 3. Ölçülü stratigrafik kesitleri denştirilmesi ve Üst Kretase Nannoplankton biyozonları

Figure 3. The correlation of measured stratigraphic sections and biozones of the Upper Cretaceous Nannoplankton

KATLAR STAGES		CEPEK VE HAY 1969 FRANSA	MANİVİT 1971 FRANSA	PERCH.NELSEN 1972 DANİMARKA	RISATTI 1973 AMERİKA	ROTH 1973 BUKRY 1974 D.S.D.P VOL:17	DAWOODY VE BARAKAT 1973 MISIR	MARTİNİ 1976 D.S.D.P VOL: 33 PASİFİK OKYA.	TOKER 1977 HAYMANA
MESTRIHTIYEN	ÜST UPPER	NEFROLİTHUS FREQUENCE	NEFROLİTHUS FREQUENCE	TETRALİTHUS MURUS		MICULA MURA		T. MURUS	
	ORTA MIDDLE	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS	N. FREQUENCE	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS		ARKHANGELSKIELLA CYMBIFORMİS	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS
	ALT LOWER	ÇİASTOZYGUS İNİTIALİS			H. CONCİNNUS R. SWANSEANA C. CİRCULA E. SCATU S	LİTHRAPHİDİTES QUADRATUS		ARKHANGELSKIELLA CYMBIFORMİS	ARKHANGELSKIELLA CYMBIFORMİS
	KAMPANİYEN CAMPANIAN	TETRALİTHUS ACULEUS			O. GIANNUS	TETRALİTHUS TRİFİDUS		TETRALİTHUS TRİFİDUS	TETRALİTHUS TRİFİDUS
					M. LESLİAE C. İNİTIALİS T. ACULUES	BROINSONİA PARCA		TETRALİTHUS GOTHİCUS	TETRALİTHUS GOTHİCUS

Şekil 4. Üst Kretase Nannoplankton biyozonları genel karşılaştırılması

Figure 4. General correlation of the Upper Cretaceous Nannoplankton biozones

nia parca (Stradner), *Cretarhabdus decorus* (Deflandre), *Vekshinella crux* (Deflandre ve Fert), *Chiasozygus initialis* (Gorka), *Rhabdolithina splendens* (Deflandre), *Predicosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre), *Predicosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre), *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette ve Martini, *C. conicus* Bramlette ve Martini, *Braarudosphaera bigelowi* (Gran ve Braarud), *B. discula* Bramlette ve Riedel, *Parhabdolithus embergeri* (Noel), *Lucinorsurirellus* (Deflandre ve Fert), *Microrhabdulus elongatus* Gartner ve Ahmuellerella octoradiata (Gorka) bu biyozondaki fosil topluluğunu oluşturur (Çizelge 1).

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen 11, 25., 26., 29., stratigrafi kesitlerinin sırasıyla 1101-1106, 2504-2506, 2606-2607, 2910-2912 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Cepek ve Hay (1969) ve Manivit (1971) Fransa'da Risatti (1973) Amerika'da, Roth (1973), Bukry (1974) derin deniz sondaj örneklerinde Alt Mestrihtiyen'in üstü ve Orta Mestrihtiyen stratigrafi düzeyinde değişik zonlar yapmışlardır (Şekil 4).

El-Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'da, Martini (1976) Pasifik Okyanusu derin deniz örneklerinde Arkhangelskiella cymbiformis zonunu tesis etmişlerdir.

İnceleme alanında da Martini (1976) nin çalıştığı bölgedeki aynı fosil topluluğu ile aynı stratigrafik düzeyde *A. cymbiformis* zonu tanımlanmış ve kullanılmıştır.

Lithraphidites quadratus zonu

Tanımlama: *Lithraphidites quadratus* Bramlette ve Martini (Levha I, Şekil 4). ile *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu biyozonda 17 tür tanımlanmış olup, çoğu Arkhangelskiella cymbiformis zonu Nannoplanktonlarıdır (Çizelge 1).

Karşılaştırma ve yorum: Genellikle Orta Mestrihtiyen'in üstü ve Üst Mestrihtiyen stratigrafik düzeyinde çalışılan yörelerde *Lithraphidites quadratus* zonu saptanmış olmakla beraber, Cepek ve Hay (1969), Perch-Nielsen (1972), Roth (1973), Bukry (1974) bu zonun üst düzeylerinde şekil 4'de görüldüğü gibi değişik biyozonlar tanımlamışlardır. Bu karmaşıklık belki de zonların yerel olmalarından kaynaklanmaktadır.

İnceleme alanında ise yalnızca *Lithraphidites quadratus* zonu tanımlanabilmektedir.

Cruciplacolithus tenuis zonu

Tanımlama: *Cruciplacolithus tenuis* (Stradner) ile *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Markalius inversus (Deflandre), **M. astroporus** (Stradner), **Cruciplacolithus tenuis** (Stradner), (Levha I, Şekil 5), **Braarudosphaera bigelowi** (Gran ve Braarud), **Zygodiscus sigmoides** Bramlette ve Sullivan bu biyozondaki fosil topluluğunu oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda tanımlanan fosiller, inceleme alanında ölçülen Emirlereskıçalış (15) ve Evcı (8) stratigrafi kesitlerin sırasıyla 1547—1545, 801 nolu örneklerinde saptanmıştır (Şekil 5).

Karşılaştırma ve yorum : Hay ve Mohler (1967) Fransa'da, El—Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'da Daniyen katı başlangıcını altta Markalius astroporus ve üste Cruciplacolithus tenuis zonlarıyla saptamışlardır (Şekil 6). Martini (1976) Orta Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerinde Daniyen'in Markalius inversus zonu ile başladığını ve üzerine Cruciplacolithus tenuis zonunun geldiğini belirtmiştir. Bukry (1969) ve Kapellos (1973) Daniyen katı başlangıcında C. tenuis zonu tanımlamışlardır.

Bu farklılığın, sığ ve derin deniz örnekleriyle çalışmadan kaynaklandığı kanısındayım.

İnceleme alanında ise Mestrihtiyen üzerine uyumlu olarak gelen Daniyen katı Cruciplacolithus tenuis zonuyla tanımlanmıştır.

Chiasmolithus danicus zonu

Tanımlama: Chiasmolithus danicus (Brotzen) ile Ellipsolithus macellus (Bramlette ve Sullivan) un ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu, Cruciplacolithus tenuis zonu Nannoplanktonları ve Chiasmolithus danicus (Brotzen), (Levha I, Şekil 6) Neochiastozygus saepes Perch—Nielsen oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen 15 ve 8. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 802—803, 1544—1541 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Hay ve Mohler (1967) Fransa'da, Kapellos (1973) Kafkasya'daki çalışmalarında Daniyen'in üst düzeyi ve Monsiyen katında Fasciculithus tympaniformis zonu, Bukry (1969) Hawaii'deki incelemesinde Heliolithus kleinpelli zonu, Roth (1973) Orta Pasifik'te, El—Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'daki incelemelerinde Daniyen—Monsiyen katlarını Cruciplacolithus tenuis zonuyla belirlemişler ve bu araştırmacılar inceleme sahalarında Chiasmolithus danicus (Brotzen) türünü saptayamamışlardır.

Martini (1970) ise genel zonlamasında Daniyen'in üst—Monsiyen'in en alt düzeyi için Chiasmolithus danicus zonu kullanmıştır. İnceleme alanında ise diğer araştırma yörelerindeki benzer fosil topluluğu ve C.Danicus (Brotzen) türü ile bu zon saptanmış ve kullanılmıştır.

Ellipsolithus macellus zonu

Tanımlama: Ellipsolithus macellus (Bramlette ve Sullivan) ile Fasciculithus tympaniformis Hay ve Mohler'in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

M. astroporus (Stradner), M. inversus (Deflandre), C. danicus (Brotzen), C. tenuis (Stradner), Neochiastozygus saepes Perch—Nielsen, E. macellus (Bramlette ve Sullivan) (Levha I, Şekil 7), B. bigelowi (Gran ve Brarod), B. discula Bramlette ve Riedel, Z. sigmoides Bramlette ve Sullivan bu biyozondaki fosil topluluğunu oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme sahasında ölçülen 8., 15. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 804 a, b, c, 1540—1538 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Hay ve Mohler (1967) Fransa'da, Kapellos (1973) Kırım'da yaptıkları çalışmalarında Monsiyen katı için Fasciculithus tympaniformis zonu tesis etmişlerdir. Bukry (1969) Hawaii'de yaptığı incelemelerinde aynı stratigrafik düzeyi H. kleinpelli zonuyla, Roth (1973) ve El—Dawoody ve Barakat (1973) C. tenuis zonuyla tanımlamışlardır. Martini (1970,1979) genel zonlamada ve Orta Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerinde E. macellus zonu kullanmıştır.

İnceleme alanında ise tanımlanan zon fosili ile Monsiyen'in alt düzeyinde E. macellus zonu saptanmış ve kullanılmıştır.

Fasciculithus tympaniformis zonu

Tanımlama: Fasciculithus tympaniformis Hay ve Mohler ile Heliolithus kleinpelli Sullivan m' ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu Ellipsolithus macellus zonu Nannoplakton'ları ve Sphenolithus annarhopus Bukry ve Bramlette, S. primus Perch Hielsen, Chiasmolithus bidens (Bramlette ve Sullivan), C. californicus (Sullivan), Fasciculithus tympaniformis Hay ve Mohler (Levha I, Şekil 8), F. billii Perch—Nielsen, Toweius eminens (Bramlette ve Sullivan), Ellipsolithus distichus (Bramlette ve Sullivan), Zygodiscus adamas Bramlette ve Sullivan, Ericsonia supertusa Hay ve Mohler oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen Kızılıkoyun (14), 8., 15. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 1401—1402, 805 a—e, 1537—1533a nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Bu zon genellikle çalışılan tüm yörelerde saptandığı gibi, inceleme alanında da diğer yörelerdeki benzer fosil topluluğu ve litoloji ile Monsiyen katı düzeyi için tanımlanmış ve kullanılmıştır.

Heliolithus kleinpelli zonu

Tanımlama: Heliolithus kleinpelli Sullivan ile Discoaster gemmeus Stradner in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu zonda, inceleme alanında tür sayısında büyük bir artış olmuş ve Daniyen katından beri tanımlanan asosiyasyona, Rhabdosphaera crebra (Deflandre), Toweius craticulus Hay ve Mohler, Sphenolithus radians Deflandre, Neochiastozygus saepes Perch—Nielsen, N. junctus (Bramlette ve Sullivan), Helicosphaera seminulum seminulum Bramlette ve Sullivan, Fasciculithus involutus Bramlette ve Sullivan, Ericsonia cava (Hay ve Mohler), Heliolithus kleinpelli Sullivan, (Levha II, Şekil 1) Micrantholithus entaster Bramlette ve Sullivan, M. flos Deflandre türleri katılmıştır (Çizelge 2).

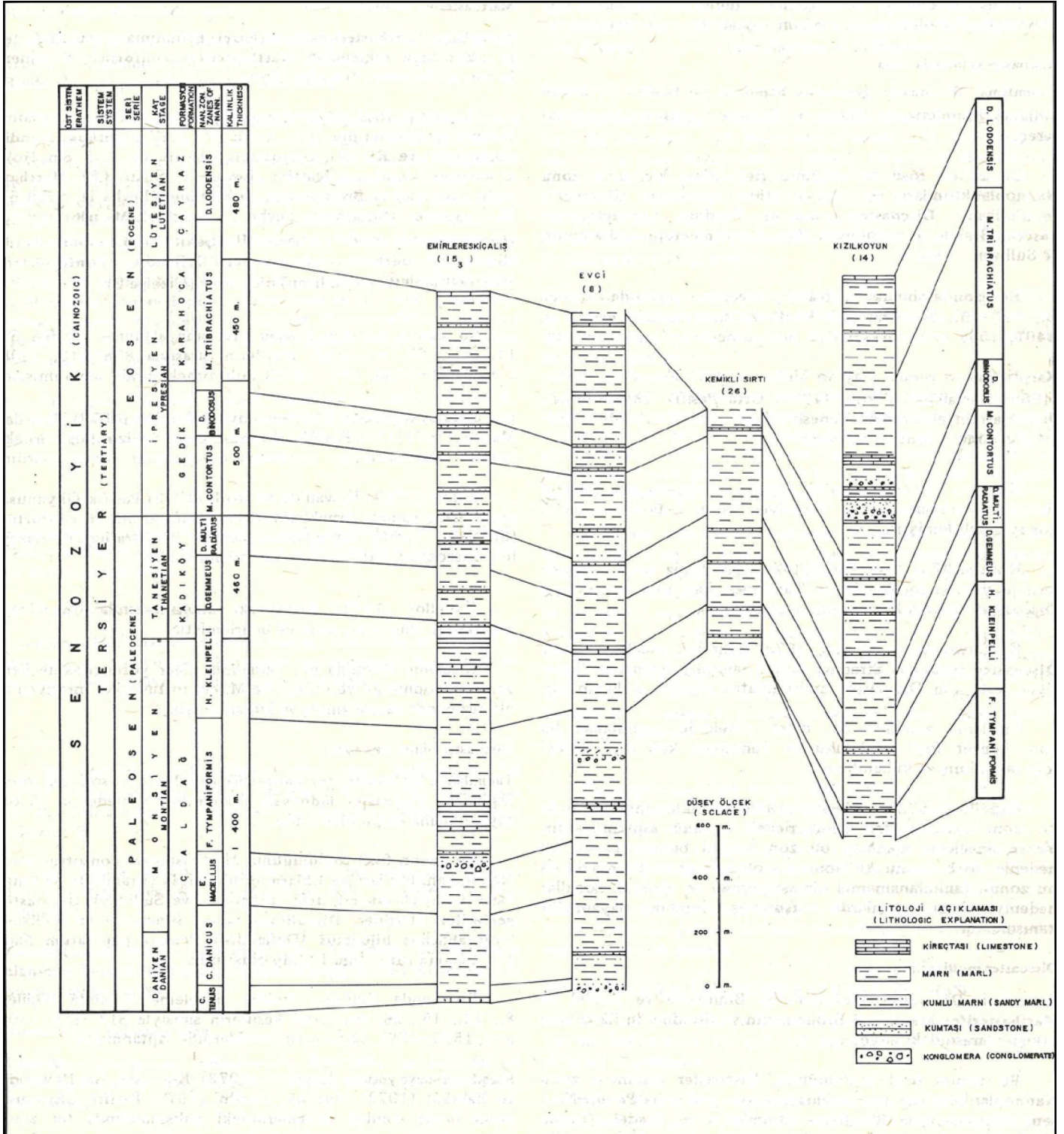
Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15., 26. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 806 a—b, 1403—1405, 1533 b—1534a, 2612—2616 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Hemen hemen çalışılan tüm yörelerde Monsiyen'in en üst, Tanesiyen'in en alt stratigrafik düzeyinde bu zon tanımlanmıştır. Bukry (1969) Hawaii'deki incelemelerinde aynı stratigrafik düzey için Heliolithus riedeli zonu tesis etmiştir.

BİYOZONLAR (BIOZONES)	FOSİL FORMLAR (FOSSIL FORMS)	
	Form 1	Form 2
NP 14 Discoaster subloedenis		
NP 13 Discoaster loedenis		
NP 12 Marthasterites tribrachiatus		
NP 11 Discoaster binodosus		
NP 10 Marthasterites contortus		
NP 9 Discoaster multiradiatus		
NP 7 Discoaster gemmeus		
NP 6 Heliolithus kleinpelli		
NP 5 Fasciculithus tympaniformis		
NP 4 Ellipsolithus macellus		
NP 3 Chiasmolithus danicus		
NP 2 Cruciplacolithus tenuis		
	<i>Brevurdeophaera bigelowi</i>	
	<i>Ireanurdeophaera diocula</i>	
	<i>Micrantholithus attenuatus</i>	
	<i>Mic. basquandi</i>	
	<i>Mic. brauelletti</i>	
	<i>Mic. entaster</i>	
	<i>Mic. flos</i>	
	<i>Penna papillatum</i>	
	<i>Penna rotundum</i>	
	<i>Zyrtablitus bijugatus</i>	
	<i>Campyloephaera obla</i>	
	<i>Chiasmolithus bidens</i>	
	<i>Chias. calliferous</i>	
	<i>Chias. oscarus</i>	
	<i>Chias. denticus</i>	
	<i>Chias. gigas</i>	
	<i>Chias. grandis</i>	
	<i>Cruciplacolithus tenuis</i>	
	<i>Ericemia onca</i>	
	<i>Ericemia ovalis</i>	
	<i>Ericemia supertus</i>	
	<i>Marshallia astroporus</i>	
	<i>Marshallia invernus</i>	
	<i>Discoaster barbadensis</i>	
	<i>Disco. binodosus</i>	
	<i>Disco. deflandrei</i>	
	<i>Disco. elegans</i>	
	<i>Disco. gemmeus</i>	
	<i>Disco. gemifer</i>	
	<i>Disco. helianthus</i>	
	<i>Disco. loedenis</i>	
	<i>Disco. multiradiatus</i>	
	<i>Disco. saipanensis</i>	
	<i>Disco. subloedenis</i>	
	<i>Discoasteroides kouperi</i>	
	<i>Marthasterites brauelletti</i>	
	<i>Marth. contortus</i>	
	<i>Marth. tribrachiatus</i>	
	<i>Fasciculithus millii</i>	
	<i>Fasc. involutus</i>	
	<i>Fasc. tympaniformis</i>	
	<i>Heliolithus kleinpelli</i>	
	<i>Discolithus distinctus</i>	
	<i>Discolithus versus</i>	
	<i>Helicopontophaera lophota</i>	
	<i>Helicophaera semimilium semimilium</i>	
	<i>Lopholithus molophilorus</i>	
	<i>Lopholithus nasens</i>	
	<i>Pontophaera pectinata</i>	
	<i>Pontophaera plana</i>	
	<i>Pontophaera pulcher</i>	
	<i>Scytophaera tuboena</i>	
	<i>Toweius craticulus</i>	
	<i>Toweius emmens</i>	
	<i>Rhabdophaera crebra</i>	
	<i>Rhabd. inflata</i>	
	<i>Rhabd. morionum</i>	
	<i>Rhabd. perlonga</i>	
	<i>Rhabd. truncata</i>	
	<i>Sphenolithus amarrhopus</i>	
	<i>Sphenolithus primus</i>	
	<i>Sphenolithus radians</i>	
	<i>Ellipsolithus distinctus</i>	
	<i>Ellipsolithus macellus</i>	
	<i>Neochastozygus digitatus</i>	
	<i>Neoch. junctus</i>	
	<i>Neoch. perfectus</i>	
	<i>Neoch. saepes</i>	
	<i>Neochecolithus protenus</i>	
	<i>Zygodiscus adams</i>	
	<i>Zygod. plectopora</i>	
	<i>Zygod. sigmoides</i>	
	<i>Cyclococcolithus garrigii</i>	

Çizelge 2. İnceleme alanı Tersiyer Nannoplankton'ları ve stratigrafik düzeyleri

Table 2. Tertiary Nannoplanktons and their stratigraphic distribution of the investigated area



Şekil 5. Ölçülü stratigrafi kesitleri denştirilmesi ve Tersiyer Nannoplankton zonları

Figure 5. The correlation of the measured sections and biozones of Tertiary Nannoplankton

İnceleme alanında ise, çalışılmış diğer yörelerdekine çok benzer fosil topluluğu ile bu zon saptanmış ve kullanılmıştır.

Discoaster gemmeus zonu

Tanımlama: Discoaster gemmeus Stradner ile Discoaster multiradiatus Bramlette ve Riedel in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu Heliolithus kleinpelle zonu Nannoplankton'ları ve Chiasmolithus consuetus (Bramlette ve Sullivan), Discoaster gemmeus Stradner, Lophodolithus nascentis Bramlette ve Sullivan, Zygodiscus plectopons Bramlette ve Sullivan oluşturur.

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15., 26. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 806 c-807 a, 1407, 1534 b-c, 2617-2618 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Hay ve Mohler (1967) Fransa'da, Bukry (1969) Hawaii'de, Martini (1976) Orta Pasifik Okyanusu'nda yaptıkları incelemelerde Tanesiyen katı orta düzeyinde Discoaster gemmeus zonunu saptamışlardır.

Kapellos (1973) Kırım'da yaptığı çalışmada zon işaretçi türünü tanımlayamamış ve Tanesiyen katını Heliolithus riedeli zonuyla belirlemiştir.

Roth (1973) Orta Pasifik'teki derin deniz sondajı örneklerinde yaptığı incelemelerde Tanesiyen katı orta düzeyi için Discoaster mohleri biyozonunu tesis etmiştir.

El-Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'daki incelemelerinde Discoaster gemmeus Stradner türünü tanımlayamamış ve Tanesiyen katı için Discoaster multiradiatus zonunu kullanmıştır.

İnceleme alanında da, diğer yörelerde tanımlanan bu zon, benzer fosil topluluğu ile Tanesiyen katı orta düzeyi için saptanmış ve kullanılmıştır.

Kapellos (1973) ve Martini (1976) yaptıkları incelemelerde bu zon üzerinde Heliolithus riedeli zonunu saptamışlardır. Yazar, inceleme alanında bu zon fosilini bulamamış ve bu nedenle de bu zon kullanmamış olup Mısır ve Fransa'da da bu zonun tanımlanamamış olması yöresel ve ekolojik koşullar nedeniyle bazı ortamlarda oluşmamış olduğuna dayanabilir kanısındadır.

Discoaster multiradiatus zonu

Tanımlama: Discoaster multiradiatus Bramlette ve Riedel ile Marthasterites bramlettei Brönnimann ve Stradner'in ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu, Discoaster gemmeus zonu Nannoplankton'ları ve Neochiastozygus perfectus Perch-Nielsen, Discoaster multiradiatus Bramlette ve Riedel, (Levha II, Şekil 2) Pontosphaera pulcher (Deflandre) oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15., 26. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 807 b-c, 1407, 1532-1533, 2619-2620 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Tüm çalışılmış yörelerde Tanesiyen katı üst düzeyinde bu zon saptanmıştır. İnceleme alanında da tanımlanan bu zon kullanılmıştır.

Marthasterites contortus zonu

Tanımlama: Marthasterites bramlettei Brönnimann ve Stradner in ilk ortaya çıkışından Marthasterites contortus (Stradner) in son görünümüne dek olan süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu, Discoaster multiradiatus zonu Nannoplankton'larının bir kısmı ve Chiasmolithus grandis (Bramlette ve Riedel), Discoaster barbadiensis Tan Sin Hok, Discoaster binodosus Martini (Levha II, Şekil 3,5), Marthasterites bramlettei Brönnimann ve Stradner (Levha II, Şekil 6), M. contortus (Stradner) (Levha II, Şekil 4), M. tribrachiatus (Bramlette ve Riedel) (Levha II, Şekil 7), Ericsonia ovalis Black, Micrantholithus bramlettei Deflandre, Pontosphaera plana (Bramlette ve Sullivan) oluşturur (Çizelge 2)

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15., 26. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 808-813, 1408 a-b, 1531-1530, 2621-2623 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: El-Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'da, Martini (1976) Orta Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerinde Marthasterites contortus biyozonunu saptamışlardır.

Bukry (1969) Hawaii'de ve Roth (1973) Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerindeki incelemelerinde M. contortus (Stradner) türünü saptayamamışlardır. Bu stratigrafik düzey için Discoaster diatypus zonunu kullanmışlardır.

Kapellos (1973) Kırım'daki araştırmasında bu düzeyi Discoaster binodosus zonu ile belirlemiştir.

İnceleme alanında ise, çalışılmış diğer yörelerdekine benzer fosil topluluğu ve litoloji ile M. contortus zonu İpresiyen'in alt düzeyinde tanımlanmış ve kullanılmıştır.

Discoaster binodosus zonu

Tanımlama: Marthasterites contortus (Stradner) in son kez görülüşünden, Discoaster lodoensis Bramlette ve Riedel in ilk ortaya çıkışına değin olan süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu, Marthasterites contortus zonu Nannoplankton'ları ve Chiasmolithus gigas (Bramlette ve Sullivan), Campylosphaera dela (Bramlette ve Sullivan), Discoaster gemmifer Stradner, Discolithus versus Bramlette ve Sullivan, Zygrhablithus bijugatus (Deflandre), Pemma papillatum Martini, Pemma rotundum Klump oluşturur.

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15., 26. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 814-815, 1409 a-c, 1529-1527, 2624 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Kapellos (1973) Kırım'da, El-Dawoody ve Barakat (1973) Mısır'da, Martini (1976) Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerindeki çalışmalarında bu zon saptamışlardır.

Bukry (1969) Hawaii'de ve Roth (1973) Orta Pasifik derin deniz sondajı örneklerindeki araştırmalarında İpresiyen katı orta düzeyi için Discoaster diatypus zonunu tanımlamışlardır.

İnceleme alanında da, çalışılmış diğer yörelerdekine benzer fosil topluluğu ile Discoaster binodosus zonu İpresiyen katı orta düzeyinde saptanmış ve kullanılmıştır.

Marthasterites tribrachiatus zonu

Tanımlama: Discoaster lodoensis Bramlette ve Riedel in ilk ortaya çıkışından, Marthasterites tribrachiatus (Bramlette ve Riedel)'in son görünümüne dek olan süreç.

Bu zonun fosil topluluğunu, Discoaster binodosus zonu Nannoplankton'ları ve Discoaster deflandrei Bramlette ve Riedel, D. elegans Bramlette ve Sullivan, D. lodoensis Bramlette ve Riedel (Levha II, Şekil 8), D. saipanensis Bramlette ve Riedel, Scyphosphaera tubicena Stradner, Discoasteroides keuperi (Stadner), Discoaster helianthus Bramlette ve Sullivan, Lophodolithus mohlophorus Deflandre, Micrantholithus attenuatus Bramlette ve Sullivan, Cyclococcolithina gammation (Bramlette ve Sullivan), Rhabdosphaera morionum (Deflandre), Helicopontosphaera lophota (Bramlette ve Sullivan) Rhabdosphaera truncata Bramlette ve Sullivan Neococcolithes protenus (Bramlette ve Sullivan), Micrantholithus basquensis Martini oluşturur (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 8., 14., 15. stratigrafi kesitlerin sırasıyla 816–819, 1410–1413, 1526–1501 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Çalışılmış tüm yörelerde ve inceleme alanında benzer fosil topluluğuyla İpresiyen katı üst düzeyinde bu zon saptanmıştır.

Discoaster lodoensis zonu

Tanımlama: Marthasterites tribrachiatus (Bramlette ve Riedel) in son kez görünüşünden, Discoaster sublodoensis Bramlette ve Sullivan'ın ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Marthasterites tribrachiatus zonu fosil topluluğuna bu zonda Rhabdosphaera inflata Bramlette ve Sullivan katılmakta ve M. tribrachiatus (Bramlette ve Riedel) görülmemektedir (Çizelge 2).

Bu zonda bulunan fosiller, inceleme alanında ölçülen 14. stratigrafi kesitinin 1414–1416 nolu örneklerinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Çalışılmış tüm yörelerde ve inceleme alanında benzer fosil topluluğuyla Lütesiyen katı alt düzeyinde bu zon saptanmıştır.

Discoaster sublodoensis zonu

Tanımlama: Discoaster sublodoensis Bramlette ve Sullivan ile Chiphragmalithus alatus (Martini) nin ilk ortaya çıkışları arasındaki süreç.

Zygrhablithus bijugatus (Deflandre), Campylosphaera dela (Bramlette ve Sullivan), Ericsonia supertusa Hay ve Mohler, Chiasmolithus grandis (Bramlette ve Riedel), Discoaster sublodoensis Bramlette ve Sullivan (Levha II, Şekil 9), Rhabdosphaera crebra (Deflandre), R. inflata Bramlette ve Sullivan, R. morionum (Deflandre) bu biyozondaki fosil topluluğunu oluşturur.

Bu zonda bulunan fosiller inceleme alanında ölçülen 28. stratigrafi kesitinin 2804 nolu örneğinde saptanmıştır.

Karşılaştırma ve yorum: Hemen hemen çalışılmış tüm yörelerde ve inceleme alanında benzer fosil topluluğu ile Lütesiyen katı orta düzeyinde bu zon tanımlanmış ve kullanılmıştır.

Ortamsal Yorum

İnceleme alanında toplanan örneklerdeki Nannoplankton'ların Kampaniyen –Alt Mestrihtiyen stratigrafik düzeyinde derin denize özge türler olduğu izlenir. Orta–Üst Mestrihtiyen as katlarında Braarudosphaera bigelowi (Gran ve Braarud) ve B. discula Bramlette ve Riedel türlerine rastlanır. Adı geçen ilk türün daima sığ bir deniz ortamında (Bukry, 1969) yaşam sürdürdükleri belirlendiğinden bu as katlarda deniz derinliğinin 0–200 m geçmediği görülür.

Daniyen yaşlı kayaç örneklerinde de B. discula Bramlette ve Riedel B. bigelowi (Gran ve Braarud) bulunuşu Orta Mestrihtiyen'den başlayarak sığlığını koruyan denizin bir kattada devam ettiğini gösterir.

Monsiyen ve Tanesiyen stratigrafik düzeyinde Nannoplankton türlerine dayanarak deniz derinliğini belirleme olanağı yoktur. Çünkü, şelf ve derin deniz Nannoplankton'ları bir arada görülmektedir. Çalışılan bölgenin fliş fasiyesinde olması, türbitit akıntılarla derine gelmiş türlerin kıyı ve derin deniz fosillerinin karışımından oluşması nedeniyle.

İpresiyen–Lütesiyen stratigrafik düzeyinde ise kıyı–şelfi karakterize eden B. bigelowi (Gran ve Braarud), B. discula Bramlette ve Riedel, Pontosphaera pectinata (Bramlette ve Sullivan), Helicopontosphaera seminulum seminulum Bramlette ve Sullivan, Micrantholithus flos Deflandre, M. attenuatus Bramlette ve Sullivan, Rhabdosphaera crebra (Deflandre), R. perlonga (Deflandre), Pontosphaera pulcher (Deflandre), Zygrhablithus bijugatus (Deflandre), Micrantholithus bramlettei Deflandre, M. entaster Bramlette ve Sullivan türlerinin bulunuşu Monsiyen –Tensiyen katlarında devam eden derin denizin sığlaştığını gösterir.

Nannoplankton'lara dayanılarak Kampaniyen–Alt Mestrihtiyen katlarında derin, Orta Mestrihtiyen – Daniyen katlarında sığ, Monsiyen–Tanesiyen'de derin ve İpresiyen'den sonra sığ bir denizin havzayı kapladığı görülür. Bununla beraber incelenen örnekleri topladığımız formasyonlar fliş olarak bilinmektedir. Fliş bir türbidit serisi olduğundan faunaya dayanılarak tanımlanan ortamsal durumun, içinde buldukları tortulların bugünkü durumlarını değil de birincil durumlarını belirttiğini gözden uzak tutmamak gerekir.

BİYOSTRATİGRAFİ BİRİMLERİ KARŞILAŞTIRILMASI

Son 25 yıldır dünya çapında geniş yayımlı Nannoplankton'lar kullanılarak bir çok kat saptanmış ve ayrıntılı biyost-ratigrafi yapılmıştır.

Son yıllarda, Nannoplankton'lar dar zaman aralığını karakterize etmeleri nedeniyle, gerek stratigrafik düzey saptanmasına ve gerekse karşılaştırma yapımına büyük çapta olanak sağlamaktadır.

Değinilen nedenlerden dolayı bu formlar üzerinde çalışmalar yoğunlaştırılmış ve çok sayıda biyozon saptanmıştır. Yapılan karşılaştırmalarda ayrıca bu biyozonların Planktonik Foraminifera biyozonları ile yöresel korelasyonları, Bramlette ve Sullivan (1961), Bramlette ve Wilcoxon (1967), Hay ve Mohler (1967), Perch–Nielsen (1969), Gartner ve Bukry (1969) Martini (1970), Decima, Roth ve Todesco (1975), Stainfort

HAY VE MOHLER 1967 FRANSA	BUKRY 1969 HAWAII	MARTINI 1970 GENEL ZONLAR	HAQ 1970 KAFKASYA	KAPELOS 1973 KIRIM	ROTH 1973 ORTA PASIFIK	EL. DAWOODY- BARAKAT 1973 MISIR	MARTINI 1976 ORTA PASIFIK OKYANUSU	TOKER 1977 TÜRKİYE
		DISCOASTER SUBLODOENSIS NP 14		DISCOASTER SUBLODOENSIS	DISCOASTER SUBLODOENSIS		DISCOASTER SUBLODOENSIS	DISCOASTER SUBLODOENSIS
	DISCOASTER LODOENSIS	DISCOASTER LODOENSIS NP 13		DISCOASTER LODOENSIS	DISCOASTER LODOENSIS		DISCOASTER LODOENSIS	DISCOASTER LODOENSIS
	MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS	MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS NP 12		MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS	TRIBRACHIATUS ORTHOSTYLUS	MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS	MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS	MARTHASTERITES TRIBRACHIATUS
	DISCOASTER DIASTYPUS	DISCOASTER BINODOSUS NP 11		DISCOASTER BINODOSUS	DISCOASTER DIASTYPUS	DISCOASTER BINODOSUS	DISCOASTER BINODOSUS	DISCOASTER BINODOSUS
		MARTHASTERITES CONTORTUS NP 10				MARTHASTERITES CONTORTUS	MARTHASTERITES CONTORTUS	MARTHASTERITES CONTORTUS
DISCOASTER MULTIRADIATUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS NP 9		DISCOASTER MULTIRADIATUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS		DISCOASTER MULTIRADIATUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS
		HELIOLITHUS RIEDELİ NP 8		HELIOLITHUS RIEDELİ	DISCOASTER NOBILUS	DISCOASTER MULTIRADIATUS	HELIOLITHUS RIEDELİ	DISCOASTER GEMMEUS
DISCOASTER GEMMEUS	DISCOASTER GEMMEUS	DISCOASTER GEMMEUS NP 7			DISCOASTER MOHLERİ		DISCOASTER GEMMEUS	
HELIOLITHUS KLEINPELLİ	HELIOLITHUS RIEDELİ	HELIOLITHUS KLEINPELLİ NP 6		HELIOLITHUS KLEINPELLİ	HELIOLITHUS KLEINPELLİ	HELIOLITHUS KLEINPELLİ	HELIOLITHUS KLEINPELLİ	HELIOLITHUS KLEINPELLİ
	HELIOLITHUS KLEINPELLİ	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS NP 5			FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS
FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS		ELLIPSOLITHUS MACELLUS NP 4	ELLIPSOLITHUS MACELLUS	FASCICULITHUS TYMPANIFORMIS			ELLIPSOLITHUS MACELLUS	ELLIPSOLITHUS MACELLUS
		CHIASMOLITHUS DANICUS NP 3	CHIASMOLITHUS DANICUS			CRUCIPLACOLITHUS TENUIS	CHIASMOLITHUS DANICUS	CHIASMOLITHUS DANICUS
CRUCIPLACOLITHUS TENUIS		CRUCIPLACOLITHUS TENUIS NP 2	CRUCIPLACOLITHUS TENUIS		CRUCIPLACOLITHUS TENUIS		CRUCIPLACOLITHUS TENUIS	CRUCIPLACOLITHUS TENUIS
MARKALIUS ASTROPORUS	CRUCIPLACOLITHUS TENUIS	MARKALIUS INVERSUS NP 1	MARKALIUS ASTROPORUS	CRUCIPLACOLITHUS TENUIS		MARKALIUS ASTROPORUS	MARKALIUS INVERSUS	CRUCIPLACOLITHUS TENUIS

Şekil 6. Tersiyer Nannoplankton biyozonları genel karşılaştırılması

Figure 6. General correlation of the Tertiary Nannoplankton zones

ve diğerleri (1975), Hillebrandt (1975) tarafından yapılmıştır. İnceleme alanında yapılan iki gruba ait karşılaştırma ise şekil 7'de gösterilmiştir.

Kampaniyen

Globotruncana elevata zonuyla Tetralithus aculeus Nannoplankton biyozonunu ilk kez Fransa'da Cepek ve Hay (1969) yaptıkları incelemelerde korele etmişlerdir. Daha sonra T. aculeus zonu Manivit (1971) tarafından Kampaniyen — Alt Mestrihtiyen yayımlı olarak kullanılmıştır. Risatti (1973), Roth ve Bukry (1974) de değişik Nannoplankton adlarıyla bu stratigrafik düzeyi simgelediler. Son olarak Martini (1976) Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerinde Kampaniyen'in alt düzeyi için Tetralithus gothicus ve Üst Kampaniyen —Alt Mestrihtiyen'in alt düzeyi içinde Tetralithus trifidus zonlarını tanımlamıştır. Bu gün Nannoplankton genel biyozonlamasında geçerliliğini sürdüren T. gothicus ve T. trifidus zonları aynı stratigrafik düzey için verilen diğer zonlamalardan daha kesin sonuç vermektedir. T. aculeus zon türünün dikey stratigrafik yayılımı geniş olduğundan zonlamadaki kullanımı daha az geçerlidir.

Yukarıdaki verilere ve karşılaştırmalara koşut olarak inceleme alanında da Globotruncana elevata Planktonik Foraminifera zonuyla, Tetralithus gothicus ve Tetralithus trifidus Nannoplankton biyozonlarının stratigrafik düzey bakımından korelasyona uygun olduğu sonucuna varılmıştır (Şekil 7).

Mestrihtiyen

Kampaniyen —Mestrihtiyen sınırını Nannoplankton biyozonlarıyla saptamak olanaksızdır. Tetralithus trifidus zonu Üst Kampaniyen—Alt Mestrihtiyen'in alt düzeyinde yayımlıdır. Bu nedenle Alt Mestrihtiyen yaşlı Globotruncana havanensis zonu Tetralithus trifidus zonu üst düzeyiyle Arkhangelskiella cymbiformis zonu alt düzeyiyle korele edilebilir.

1974 tarihine dek Lithraphidites quadratus Nannoplankton zonu alt düzeyi orta Mestrihtiyen olarak belirlenmiştir. Bazı yörelerde ise Üst Mestrihtiyen olduğu saptanan bu türün, ortaya çıkışının klimatolojik ve sıcaklık etkenlerine bağlı olduğu saptandığından (Worsley 1969) yöreden yöreye Orta veya Üst Mestrihtiyen'de görünümünün doğal olduğu belirlenmiştir.

İnceleme alanında Globotruncana gansseri zonu üst düzeyinde yer alan Lithraphidites quadratus zonu Mısır ve Pasifik Okyanusu derin deniz sondajı örneklerinde saptanan düzey ile aynıdır.

Haymana yöresinde Globotruncana gansseri zonu Arkhangelskiella cymbiformis zonu üst—Lithraphidites quadratus zonu alt düzeyiyle korele edilmiştir.

Üst Mestrihtiyen, Nannoplankton'larla çalışılan yörelerde Lithraphidites quadratus zonuyla belirlenmiş olup çok benzer fosil topluluklarıyla temsil edilmiştir. Üst Mestrihtiyen'in üst düzeyleri için değişik biyozonlar tanımlanmışsada bu konudaki tartışmalar henüz sonuçlanmamıştır.

Globotruncana mayaroensis zonu inceleme alanında Lithraphidites quadratus zonuyla korele edilmiştir.

Mestrihtiyen sonunda pek çok Nannoplankton türünün yaşam süreci son bulmuş (bir kaç tür hariç) Daniyen katı yeni Nannoplankton türlerinin doğuşuyla başlamıştır.

Daniyen

Haymana yöresinde Daniyen, Cruciplacolithus tenuis ve Chiasmolithus danicus zonunun alt düzeyiyle tanımlanmıştır.

Martini (1970) genel zonlamasında, El—Dawoody ve Barakat (1973), Decima, Roth, Todesco (1975), Stainforth ve diğerleri (1975) çalıştıkları yörelerde Globorotalia pseudobulloides zonunu Cruciplacolithus tenuis zonu ile denk olarak belirlemişlerdir.

Globorotalia trinidadensis zonu inceleme alanında Chiasmolithus danicus zonuyla korele edilmiştir. Çalışılan pek çok yörede bu zon ayırtılamamış ve Daniyen katının tümü için C. tenuis zonu kullanılmıştır.

Monsiyen

Monsiyen katı başlangıcını simgeleyen Globorotalia uncinata Planktonik Foraminifera biyozonu, C. tenuis Nannoplankton zonu ile pekçok yörede, inceleme alanında da Chiasmolithus danicus zonunun üst düzeyi ve Ellipsolithus macellus zonu ile korele edilmiştir.

Globorotalia angulata zonu Fasciculithus tympaniformis Nannoplankton biyozonu alt düzeyi ve Globorotalia pusilla Planktonik Foraminifera zonu incelenen tüm yörelerde ve çalışılan sahada F. tympaniformis zonu üst düzeyi ve Heliolithus kleinPELLI biyozonu alt düzeyi ile korele edilmiştir.

Tanesiyen

İnceleme yöresinde Tanesiyen Globorotalia pseudomenardii Planktonik Foraminifera zonuyla simgelenmekte olup Heliolithus kleinPELLI zonu üst ve Discoaster gemmeus zonu alt düzeyiyle korele edilmiştir.

Tanesiyen katı üst düzeyi ise Globorotalia velascoensis Planktonik Foraminifera zonuyla simgelenmektedir. Bu zon Discoaster gemmeus ve D. multiradiatus Nannoplankton zonuyla korele edilmiştir. Bu zonlar çalışılmış diğer yörelerle uyum gösterir.

İpresiyen

İnceleme alanında, Globorotalia subbotinae biyozonu Marthasterites contortus ve Discoaster binodosus Nannoplankton zonu alt düzeyine karşı gelir. Bu düzeyi simgeleyen Nannoplankton biyozonlarının sınırı yöreden yöreye değişmektedir.

İnceleme alanında Marthasterites contortus zonunu G. velascoensis zonu örneklerinde saptayamadığımızdan bu biyozonun başlangıcını İpresiyen olarak tanımladık.

Discoaster binodosus ve Marthasterites tribrachiatus biyozonu inceleme alanında Globorotalia argonensis ve Globorotalia pentacamerata zonuyla simgelenmiş olup Marthasterites tribrachiatus Nannoplankton zonuyla korele edilmiştir.

Lütesiyen

Lütesiyen katı başlangıcını simgeleyen Globorotalia bullocki Planktonik Foraminifera zonu, Discoaster lodoensis ve D. sublodoensis Nannoplankton zonlarıyla korele edilmiştir. Çalışılmış diğer yörelerde ve inceleme alanında elde edilen sonuçlar büyük benzerlik göstermiştir.

HAYMANA 1977 V. TOKER	
P. FORAMİNİFERA ZONLARI	NANNOPLANK. ZONLARI
G. BULLBROOKİ	D. SUBLODOENSİS
	D. LODOENSİS
G. PENTACAMERATA	
G. ARAGONENSİS	M. TRIBRACHIATUS
G. FORMOSA FOR.	
G. SUBBOTINAE	D. BINODOSUS
G. VELASCOENSİS	M. CONTORTUS
G. PSEUDOMENARDİİ	D. MULTIRADIATUS
	D. GEMMEUS
G. PUSILLA	H. KLEINPELLİ
G. ANGULATA	F. TYMPANIFORMİS
G. UNCİNATA	E. MACELLUS
G. TRINIDADENSİS	C. DANİCUS
G. PSEUDOBULLOİDES	C. TENUİS
G. MAYAROENSİS	L. QUADRATUS
G. GANSSEİRİ	ACYMBİFORMİS
G. HAVANENSİS	T. TRİFİDUS
G. ELEVATA	T. GOTHİCUS

Şekil 7. İnceleme alanı Planktonik Foraminifera ve Nannoplankton zonları korelasyonu

Figure 7. The correlation of the Planktonic Foraminifera and Nannoplankton zones in the Haymana area

SONUÇLAR

Haymana yöresinde, Nannoplankton'lara dayanılarak yapılan biyostratigrafik incelemelerden aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1— Kampaniyen—Lütesiyen stratigrafi düzeylerinde Türkiye'de ilk kez inceleme yöresinde toplanan örneklerde 107 Nannoplankton türü tanımlanmış ve bunlarla olanaklar ölçüsünde inceleme alanında 16 biyozon saptanmıştır.

2— Tanımlanan 16 Nannoplankton zonuyla kat ayrımları yapılmıştır.

3— İnceleme alanı için tanımlanan Nannoplankton biyozonlarının çalışılmış diğer yörelerle genel karşılaştırması yapıp ayrıcalıklar tartışılmıştır.

4— Nannoplankton türlerine dayanılarak inceleme alanı için ortamsal yorum verilmiştir.

5— Nannoplankton ve Planktonik Foraminifera biyozonlarının korelasyonu yapılmış ve diğer yörelerde alınan sonuçlarla karşılaştırması yapılmıştır.

KATKI BELİRTME

Bu yazı Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Genel Jeoloji—Stratigrafi kürsüsünde doçenlik tezi olarak hazırlanan ve Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu'nun desteklediği "Haymana yöresinin (GB Ankara) Planktonik Foraminifera ve Nannoplankton'larla biyostratigrafik incelenmesi" adlı projenin bir kısmıdır.

Bu çalışmada değerli fikirlerinden yararlandığım Sayın Prof. Dr. Suat Erk'e, Sayın Prof. Dr. Melih Tokay'a, E.T.H Zürih Jeoloji bölümünden Nannoplankton incelemelerinde sonuca varılmasında yardımlarını esirgemeyen Dr. K. Perch—Nielsen'a ve Teknik ressam Işın Uncular'a teşekkürlerimi sunarım.

Yazının ilk geliş tarihi: 12.12.1979

Yazının düzeltilmeden geliş tarihi: 5.4.1980

Yayına verildiği tarih: 10.1.1981

DEĞİNİLEN BELGELER

Akarsu, İ., 1971, Polatlı—Haymana civarının detay petrol jeolojisi: T.P.A.O. raporu No: 2502, Ankara (yayınlanmamış)

Bramlette, M.N., Sullivan, F.R., 1961, Coccolithophorids and related Nannoplankton of the early Tertiary in California: Micropaleontology, 7, 129—188.

Bramlette, M.N., Wilcoxon, J.A., 1867, Middle Tertiary Calcareous Nannoplankton of the Cipro Section, Trinidad, W.I.: Tulane Studies in Geology 5, 93—131.

Bukry, D., 1969, Coccolith stratigraphy leg 6. Deep Sea Drilling project, 6, 965—1045.

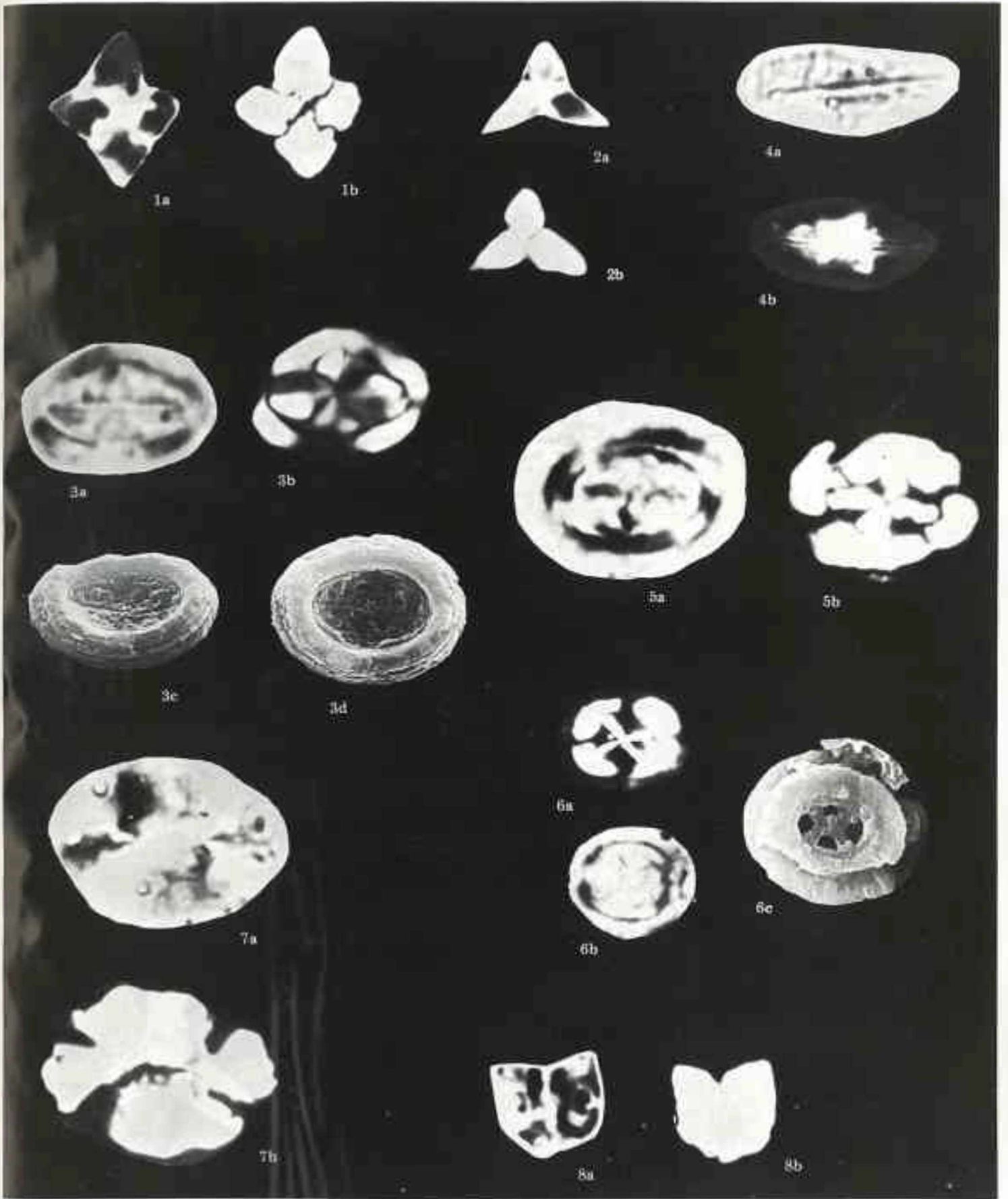
- Bukry, D., 1974, Coccolith stratigraphy leg 17: Deep Sea Drilling Project 17, 1048–1069.
- Cepek, P., Hay, W.W., 1969, Zonation of the Upper Cretaceous using Calcareous Nannoplankton: XXXII Intern. Geol. Congr. Proc. Paleobot. Sect. 334–339.
- Decima, F.P., Roth, P.H., Todesco, L., 1975, Nannoplankton Calcareo del Paleocene e dell'Eocene della Sezione di Possagno: Schweiz. Palaont. Abh. 97, 35–55.
- Dizer, A., 1968, Etude micropaleontologique du Nummulitique de Haymana (Turquie): Rev. Micropal., 11, 13–21.
- El-Dawoody, A.S., Barakat, M.G., 1973, Nannobiostratigraphy of the Upper Paleocene Lower Eocene duwi range, Ouseir District, Egypt: Eighth Arab Petroleum Congress.
- Erk, A.S., 1957, Ankara civarının petrol ihtimalleri: M.T.A. rapor no: 2608, Ankara (yayınlanmamış).
- Gartner, S.Jr., Bukry, D., 1969, Tertiary Holococcoliths: Journ. Pal. 43, 1213–1221.
- Gökçen, S.L., 1976, Haymana Güneyinin Sedimentolojik İncelenmesi (SW Ankara): Doc. tezi, H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü, Ankara, (yayınlanmamış).
- Gökçen, S.L., 1977, Haymana (GB Ankara) güneyindeki tortul istifin sedimanter petrolojik incelenmesi: M.T.A. dergisi, 89, 118–141.
- Hay, W.W., Mohler, H.P., 1967, Calcareous Nannoplankton from early Tertiary rocks at Pont Labau, France and Paleocene–Early Eocene correlations: Journ. Pal., 41, 1505–1541.
- Hillebrandt, A. von., 1975, Correlation entre les biozones de grands Foraminifères et de Foraminifères planctoniques de l'Ilerdien: Bull. Socie. Geol. France, 70, Tome XVII.
- Kapellos, C., 1973, Biostratigraphie des Gurnigelfiysches mit besonderer Berücksichtigung der Nummuliten und des Nannoplanktons, unter Einbeziehung des Palaogenen Nannoplanktons der Kırım: Suisses Paleont., 96, 1–129.
- Manivit, H., 1971, Les Nannofossiles calcaires du Cretace Francais: Centre Nat. Recher. Sci., 1–261.
- Martini, E., 1970, Les Nannofni, E., 1970, Standart Tertiary and Quaternary calcareous Nannoplankton zonation.: Proceeding 11. Planktonic conf. Roma. 739–803.
- Martini, E., 1976, Cretaceous to Recent Calcareous Nannoplankton from the Central Pacific Ocean (D.S.D.P. leg 33): Deep Sea Drilling Project 33, 383–423.
- Meriç, E., 1967, Sur quelques Loftusia: Rev. Rac. de Scie. Univ. d'Istanbul, Serie B, 32, 1–58.
- Perch-Nielsen, K., 1969, Die Coccolithen einiger Danischer Maastrichtien und Danien Localitäten: Dansk. Geol. Foren 19, 51–68.
- Perc-Nielsen, K., 1972, Neue Coccolithen aus dem Paleozan von Denemark, der Bucht von Biskaya und dem Eosan der Labrador See: Bull. Geol. Society Denemark, 21, 1–75.
- Righi, M., Cortesini, A., 1960, Regional studies Central Anatolia Basin. Progress Report 1. Stratigraphy (Turkish Gulf Oil Co.). T.C. Petrol Dairesi Arşivi. 11. Ankara (Yayınlanmamış).
- Risatti, J.B., 1973, Nannoplankton biostratigraphy of the Upper Bluffport marl–Lower Prairie Bluff Chalk interval in Mississippi. Proceed. Symp. Calc. Nannofos. Gulf Coast section: Soc. Econ. Paleont. Mineral. 8–34.
- Roth, P.H., 1973, Calcareous Nannofossils–leg 17, D.S.D.P.: Deep Sea Drilling Project 17, 695–707.
- Schmidt, G.C., 1960, Geological evolution of the licences 360–363 and 365–367, District 11: T.C. Petrol Dairesi Arşivi, Ankara (yayınlanmamış).
- Sirel, E., 1975, Polatlı (GB Ankara) Güneyinin Stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 18, 181–192.
- Stainforth, R.M., Lamb, J.L., Luterbacher, H., 1975, Cenozoic Planktonic Foraminiferal zonation and characteristics of index forms: Univ. Kansas Paleont. Contr. 62, 163–244.
- Toker, V., 1979, Haymana yöresi (GB Ankara) Üst Kretase Planktonik Foraminifera'ları ve biyostratigrafi incelemesi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 22, 121–134.
- Ünal, G., Yüksek, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyit, Z., Hüseyin, S., 1976, Haymana–Polatlı yöresinin (güneybatı Ankara) Üst Kretase–Alt Tersiyer Stratigrafisi ve Paleocoğrafik evrimi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 19, 159–176.
- Worsley, H., 1969, The nature of the terminal Cretaceous event as evidenced by calcareous Nannoplankton extinction in Alabama and other areas: Univ. Publ. PH. D. Thesis Univ. Illinois.
- Yüksel, S., 1970, Etude Geologique de la Region d'Haymana (Turquie centrale): These, Fac. Scie. de L'Universite de Nancy, France.
- Yüksel, S., 1973, Haymana yöresi tortul dizisinin düşey yönde gelişimi ve yanal fasiyes dağılışı: M.T.A. dergisi, 80, 50–53.
- Ziegler, K., 1936, Haymana kömür havzası hakkında: M.T.A. rapor no. 120, Ankara (yayınlanmamış).

LEVHA I

- Şekil 1. **Tetralithus gothicus** Deflandre
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta, (2501), X 1000
- Şekil 2. **Tetralithus trifidus** (Stradner)
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (505), X 1500
- Şekil 3. **Arkhangelskiella cymbiformis** Vekshina
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta c–d. S.E.M. (2501), X2500
- Şekil 4. **Lithraphidites quadratus** Bramlette ve Martini
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (1416), X 2500
- Şekil 5. **Cruciplacolithus tenuis** (Stradner)
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (2512), X 4000
- Şekil 6. **Chiasmolithus danicus** (Brotzen)
a. Polarize ışıkta b. Normal ışıkta c. S.E.M. (1541), X 2500
- Şekil 7. **Ellipsolithus macellus** (Bramlette ve Sullivan)
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (1540), X 4000
- Şekil 8. **Fasciculithus tympaniformis** Hay ve Mohler
a. Normal Işıkta b. Polarize ışıkta, (2611), X 2500

PLATE I

- Figure 1. **Tetralithus gothicus** Deflandre
a. Transmitted light b. Crossed nicol (2501), X 1000
- Figure 2. **Tetralithus trifidus** (Stradner)
a. Transmitted light b. Crossed nicol (505), X 1500
- Figure 3. **Arkhangelskiella cymbiformis** Vekshina
a. Transmitted light b. Crossed nicol c–d. S.E.M. (2501), X 2500
- Figure 4. **Lithraphidites quadratus** Bramlette ve Martini
a. Transmitted light b. Crossed nicol (1416), X 2500
- Figure 5. **Cruciplacolithus tenuis** (Stradner)
a. Transmitted light b. Crossed nicol (2512), X 4000
- Figure 6. **Chiasmolithus danicus** (Brotzen)
a. Crossed nicol b. Transmitted light c. S.E.M. (1541), X 2500
- Figure 7. **Ellipsolithus macellus** (Bramlette ve Sullivan)
a. Transmitted light b. Crossed nicol (1540), X 4000
- Figure 8. **Fasciculithus tympaniformis** Hay ve Mohler
a. Transmitted light b. Crossed nicol (2611), X 2500



LEVHA II

- Şekil 1. **Heliolithus kleinpelli** Sullivan
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (2612), X 2500
- Şekil 2. **Discoaster multiradiatus** Bramlette ve Riedel (1407), X 3500
- Şekil 3. **Discoaster birodosus** Martini, (1527), X 2500
- Şekil 4. **Marthasterites contortus** (Stradner), (812), X 3000
- Şekil 5. **Discoaster binodosus** Martini, (2624), X 3000
- Şekil 6. **Marthasterites bramlettei** Brönnimann ve Stradner, (1513), X 3000
- Şekil 7. **Marthasterites tribrachiatu**s (Bramlette ve Riedel)
a. Normal ışıkta b. Polarize ışıkta (1510), X 3000
- Şekil 8. **Discoaster lodoensis** Bramlette ve Riedel
a. Normal ışıkta b. S.E.M., (1415), X 2500
- Şekil 9. **Discoaster sublodoensis** Bramlette ve Sullivan
a. Normal ışıkta b. S.E.M., (2804), X 4000

PLATE II

- Figure 1. **Heliolithus kleinpelli** Sullivan
a. Transmitted light b. Crossed nicol (2612), X 2500
- Figure 2. **Discoaster multiradiatus** Bramlette ve Riedel, (1407), X 3500
- Figure 3. **Discoaster binodosus** Martini. (1527), X 2500
- Figure 4. **Marthasterites contortus** (Stradner), (812), X 3000
- Figure 5. **Discoaster binodosus** Martini, (2624), X 3000
- Figure 6. **Marthasterites bramlettei** Brönnimann ve Stradner, (1531), X 3000
- Figure 7. **Marthasterites tribrachiatu**s (Bramlette ve Riedel)
a. Transmitted light b. Crossed nicol (1510), X 3000
- Figure 8. **Discoaster lodoensis** Bramlette ve Riedel
a. Transmitted light b. S.E.M., (1415), X 2500
- Figure 9. **Discoaster sublodoensis** Bramlette ve Sullivan
a. Transmitted light b. S.E.M. (2804), X 4000



1a



1b



2



3



4



5



6



7a



8a



9a



7b



8b



9b

Kütahya-Tunçbilek sahasındaki sondaj örneklerinin palinoloji incelemesi

The palynologic examination of core specimens around Kütahya-Tunçbilek area

RUHŞENARSLAN Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Kütahya-Tunçbilek havzasında yapılmış olan sondajlardan alınmış 33 örneğin palinoloji incelemesi yapılmış 21 genus, 48 tip bulunmuştur. Kömürlerin içerdiği spor ve pollenler Tersiyer tipleri olup, genç pollenlerin varlığı ile Üst Miyosen yaşı uygun görülmektedir. Egemen tiplerin yardımıyla sondajlar arasında denetim yapılmış 4 biyozon ayrılmıştır.

1 — Monocolpopollenites trachycarpoides biyozonu: Sj: 12 211.20-212.10 metreler arasında, Polyvestibulopollenites verus ve Manocolpopollenites trachycarpoides pollen toplununun %75'ini oluşturmaktadır.

2 — Triatriopollenites coryphaeus biyozonu: Sj: 5 ve Sj: 7'de ilk kömür oluşumu bu düzeyle başlamış, Triatriopollenites coryphaeus önemli yüzde değeri göstermektedir.

3 — Polyvestibulopollenites verus biyozonu: Bu düzey bütün sondajlarda görülmekte, Polyvestibulopollenites verus tipinin yanında Laevigatosporites haardtii ve Pityosporites microalatus'un egemen olduğu bir zondur.

4 — Triatriopollenites coryphaeus biyozonu: Sj: 5 ve Sj: 7'de gözlenmekte, en genç kömür oluşumu bu düzeyle simgelenmektedir.

Spor ve pollenler ve onlara bağlı bitkiler ile kömürün oluşumu sırasındaki iklimin Akdeniz iklimi özellikleri taşıdığı saptanmıştır.

ABSTRACT: 33 simples obtained from the drill holes in the Kütahya-Tunçbilek basin, were studied palinologically and, 21 genera and 48 types were determined. The spores and pollens in the coal beds are of Tertiary types and Upper Miocene age is assigned by the presence of young pollens. The drill holes were correlated to each other by the aid of dominant types and as a result 4 biozones were distinguished.

1 — Monocolpopollenites trachycarpoides biozone: DH: 12 between 211.20-212.10 meters, Polyvestibulopollenites verus and Manocolpopollenites trachycarpoides constitute the 75% of the pollen assemblage.

2 — Triatriopollenites coryphaeus biozone: DH: 5 and DH: 7. The first occurrence of the coal has been recorded at this zone, Triatriopollenites coryphaeus present in considerable abundance.

3 — Polyvestibulopollenites verus biozone: This zone is seen in all drill holes and characterized by Polyvestibulopollenites verus and also Laevigatosporites haardtii and Pityosporites microalatus as well.

4 — Triatriopollenites coryphaeus biozone: This biozone is observed in DH: 5 and DH: 7 and characterized by the presence of the youngest coal occurrence.

The climate during the formation of the coal was characteristic of the Mediterranean climate was determined by the plants and spore-pollen which are related with them.

GİRİŞ

Örneklerin alınmış olduğu sondajlar Tunçbilek'in 10 km kuzeybatısındaki sahada yer almaktadır.

Bölgenin jeolojisini Nebert (1958, 1961) yapmıştır. 1967 yılında bölgede Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü 15 adetlik bir sondaj programı gerçekleştirmiştir.

Çalışmanın amacı, kömürlü düzeylerin kesilmiş olduğu 2, 4, 5, 7, 12, 14 no.lu sondajlardan alınmış örneklerin palinoloji incelemesini yaparak bunların yaşını saptamak ve denestirme yoluyla, kömürün havzadaki gelişme evrelerini ortaya çıkarmaktır.

STRATİGRAFI

Tunçbilek havzasında tabandan tavana şu stratigrafi birimleri gözlenebilmektedir (Nebert, 1960):

Temel

Serpantinleşmiş ultrabaziklerden ve egemen durumlu gabrolardan oluşmuştur. Bu temelin, üstte bulunan kömürlü Neojen ile dokanağı genellikle normaldir. Yer yer dislokasyonlar da görülmektedir.

Nebert (1961) tarafından Neojen tortulları, iki seriye ayrılmıştır. Yazar alt seriye Tunçbilek, üst seriye ise Domaniç serisi adlarını vermiştir.

Tunçbilek serisi (m)

Parçalı oluşuklarla başlamaktadır. Koyu gri çakıtaşı bankları, molozlar çakıtaşı ve kumtaşlarından meydana gelmiş (*mx*) olup, üzerlerindeki şeyller (*ml*) içinde ince kömür bantları (*Kml*) görülebilmektedir. Parçalı taban düzeyinin üstüne kum ve kumtaşları gelmektedir. Bunun üstünde bulunan kilmarın düzeyini, (*m²*) ana linyit damarı (*Km²*) ikiye bölmektedir. Kil-marn düzeyinden sonra da tatlı su kireçtaşları (*m³*) görülmektedir.

Domaniç serisi (p)

Moloz, ince kum ve marnlardan oluşmuş bir düzey ile başlar (*p1*). Kaim volkanik kökenli tortullar (*p2*), alt tuf düzeyi (*p2x*), kireçtaşlı marn düzeyi (*p2(3)*), orta tuf düzeyi (*p2y*), bazaltik lav örtüsü (*p2s*) ve üst tuf düzeyi (*p2_t*) olarak devam eder,

Kuvaterner ise iri elemanlı molozlardan oluşmuştur.

SONDAJLI ARAMA SONUÇLARI

Kömür damarı *m²*'nin tabanında bulunmaktadır. Damarın tavan ve tabanı sert marnlardan meydana gelmiştir. Kömür tabakası düzenli olup, yatımı çok azdır (5-10). Kömür fazla derinde olup, kalınlığı 2-8 m arasında değişmektedir. Yapılan sondajlardan beşi (1, 9, 10, 12, 13) kömür kesmemiş, dokuzu ise 200-550 m'ler arasındaki derinliklerde, 2,5-9,5 m kalınlıklarda kömür kesmiştir.

Palinoloji incelemesini yaptığımız sondajlardaki kömür kalınlıkları şöyledir:

2 numaralı sondajda 3,85 m, 4 numaralıda 7,95 m, 5 numaralıda 7,00 m, 7 numaralıda 8,35 m, 8 numaralıda 3,05 m, 14 numaralıda 7,5 m.

PALİNOLOJİ

Örneklerin hazırlanması ve sınıflama

Saf kömürlü örneklerin hazırlanmasında nitrik asit ve gereken yerlerde Schultz eriyiği, mineral unsur içerenlerin hazırlanmasında da, hidroklorik asit, flüorhidrik asit kullanılmıştır. Bu işlemlerin sonunda sodyum hidroksitten de yararlanılmıştır.

Çalışmada sporlar Corsin, Carette, Danzé ve Laveine (1962), polenler ise Thomson ve Pflug (1953) sınıflandırmaları çerçevesinde incelenmiştir.

SİSTEMATİK İNCELEME

GRUP: SPORİTES H. Potonié 1893

BÖLÜM: MONOLETES İbrahim 1933

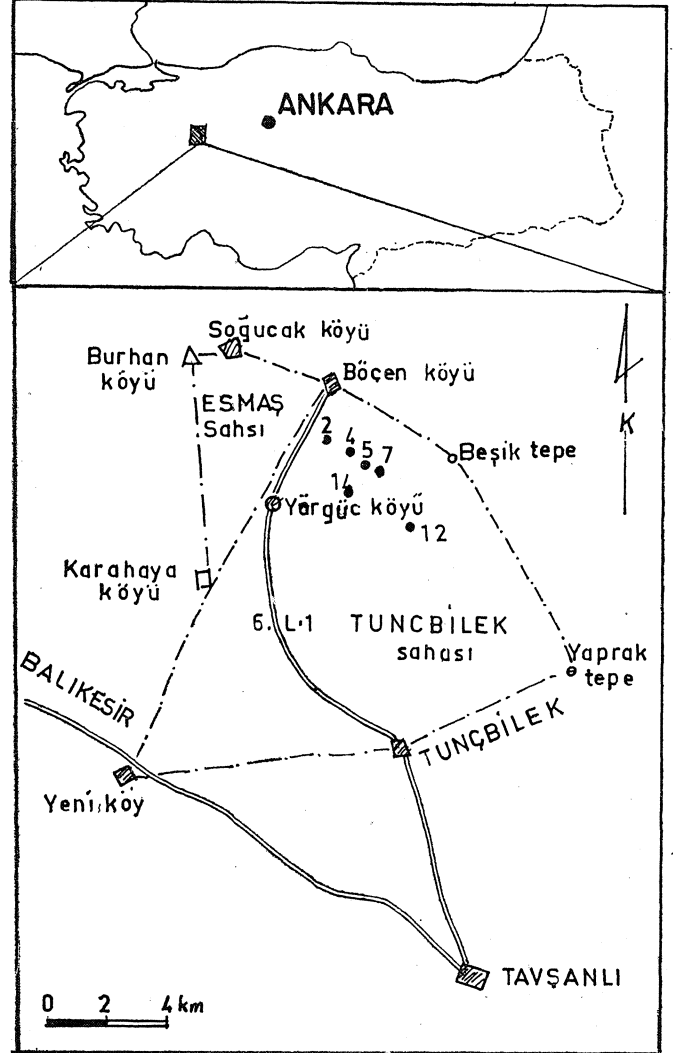
Alt bölüm: AZONOMONOLETES Luber 1935

Seri: Laevigato Cors., Car., Danz., ve Lav. 1962

Genus: Laevigatosporites İbrahim 1933

Laevigatosporites haardtii (Pot. ve Ven. 1934) Th. ve Pf. 1953 (Levha I, Şekil 1, 2, 3, 4, 5)

Botanik bağlılık: Polypodiacea



Şekil 1: Bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

- BÖLÜM: TRİLETES** (Reinch 1881) Pot. ve Kremp. 1954
 Altbölüm: **AZÖNÖTRİLETES** Lüber 1935
 Seri: Laevigati (Bennie ve Kidston 1886) R. Pot. 1956
 Genus: *Leiotriletes* (Naumova 1937) R. Pot. ve Kremp. 1954
Leiotriletes microadriennis Krutzsch 1959 (Levha I, Şekil 6, 7, 8, 9)
 Botanik bağıllık: Schizaea, şüpheli Lycopodium.
 Genus: *Punetatisporites* (İbrahim 1933) Pot. ve Kremp. 1954
Punetatisporites pileolus Delcourt ve Sprumont 1957 (Levha I, Şekil 10)
 Botanik bağıllık: Belirsiz
 Genus: *Stereisporites* Pflug 1953
Stereisporites psilatus (Ross 1949) Th. ve Pf. 1953 (Levha I, Şekil 21)
 Botanik bağıllık: Sphagnum
 Seri: *Verrucati* Dybova ve Jachowicz
 Genus: *Trilites* Cookson 1947
Trilites solidus (Pot. 1934) Krutzsch 1959 (Levha I, Şekil 18)
 Botanik bağıllık: Lycopodium
 Seri: *Baculati* Dybova ve Jachowicz
 Genus: *Baculatisporites* Pf. ve Th.
Baculatisporites primarius (Wolff 1934) Th. ve Pf. 1953 (Levha I, Şekil 11, 12, 16, 17)
 Botanik bağıllık: Pteridium
Baculatisporites gemmatus Krutzsch 1959 (Levha I, Şekil 14, 15)
 Botanik bağıllık: Osmundaceae
 Altbölüm: **ZONÖTRİLETES** Waltz 1935
 Seri: *Cingulati* Potonié ve Klaus 1954
 Genus: *Cingulatisporites* Thomson 1950
Cingulatisporites cf. marxheimensis Muriger ve Pflug 1952 (Levha I, Şekil 19, 20)
 Botanik bağıllık: Lycopodium
 GRUP: **POLLENİTES** R. Potonié 1951
 Çiçekli bitkilerin üreme organları bu grupta toplanmıştır.
 Yapışma izleri distal yüzde olup, nadiren görünür.
 Pollenlerde porus, colpa veya her ikisi birden bulunmaktadırlar.
BÖLÜM: BİLATERES Pflug 1953
 Bir düzleme göre simetri gösterirler, tek porus ve tek colpallı pollenler bu bölümde toplanmışlardır.
 Genus: *Monocolpopollenites* Pflug ve Thomson 1953
Monocolpopollenites minor Kedves 1961 (Levha I, Şekil 30)
 Botanik bağıllık: Palmae
Monocolpopollenites trachycarpoides Nakoman 1966 (Levha I, Şekil 33, 34, 35, 5 36)
 Botanik bağıllık: Palmae
 Genus: *Monoporopollenites* Meyer 1956
Monoporopollenites Solaris Weyl., Pf., Müell. 1957 (Levha II, Şekil 11)
 • Botanik bağıllık: Sparganium-Typha
BÖLÜM: INAPERTURES Thomson ve Pflug 1953 (= *Aletes* Ibr. = *Napites* Erdtman)

İşinsal simetri görülür, yalnız *Sequoia* ve *Taxodium* gruplarında bilateral simetriye yönelme görülmektedir. Colpa ve porus yoktur.

- Genus: *Inaperturopollenites* Thomson ve Pflug 1953
Inaperturopollenites dubius (Pot. ve Ven.) 1934 Th. ve Pf. 1953 (Levha I, Şekil 22, 23)
 Botanik bağıllık: Taxodiaceae
Inaperturopollenites hiatus (Pot. 1931) Th. ve Pf. 1953 (Levha I, Şekil 24, 25, 26, 27)
 Botanik bağıllık: Taxodium
Inaperturopollenites polyformosus (Thiergart 1938) Potonié 1958 (Levha I, Şekil 28, 29)
 Botanik bağıllık: *Sequoia-Cryptomeria*

BÖLÜM: SACCİTES Erdtman 1947

Tek veya daha fazla hava kesecikli pollenleri kapsar.

Genus: *Pityosporites* (Seward 1914) Danzé-Corsin ve Laveine 1963

- Pityosporites microalatus* (Potonié 1931) Th. ve Pf. 1953 (Levha II, Şekil 4, 5, 6, 7, 8)
 Botanik bağıllık: Pinus
Pityosporites labdacus (Potonié 1931) Th. ve Pf. 1953 (Levha II, Şekil 9)
 Botanik bağıllık: Pinus

BÖLÜM: BREVAXONES Pflug

Kutup eksenini, ekvator ekseninden kısadır. Bu grup pollenler ekvatoryal veya subekvatoryal poruslara sahiptirler. Porus çevresinde, endekzin ve ektekinin durumlarına göre özel yapılar oluşmuştur. Bunlar türler arasındaki ayırımında temel ilkeleri oluştururlar.

Genus: *Triatriopollenites* Pflug 1953

Seksiyon: *Labroferoidae* Pflug 1953

- Triatriopollenites pseudorurensis* Th. ve Pf. (Levha II, Şekil 12, 13)
 Botanik bağıllık: Myricaceae
Triatriopollenites rurensis Pf. ve Th. 1953 (Levha II, Şekil 15)
 Botanik bağıllık: Myricaceae
Triatriopollenites Mtuitus (Potonié 1931) Th. ve Pf. 1953 Botanik bağıllık: *Betulaceae-Myricaceae*

Seksiyon: *Alabroidea* Pflug 1953

- Triatriopollenites coryphaeus ssp. punctatus* (Pot. 1931) Th. ve Pf. (Levha II, Şekil 21, 22, 23, 24)
 Botanik bağıllık: Myricaceae

Genus: *Subtriporopollenites* Pf. ve Th.

- Subtriporopollenites anulatus ssp. nanus* Pf. ve Th. 1953 (Levha II, Şekil 29)
 Botanik bağıllık: Juglandaceae-Carya
Subtriporopollenites anulatus ssp. notus Pf. ve Th. 1953 (Levha II, Şekil 27, 28)
Subtriporopollenites simplex ssp. simplex (Pot. ve Ven.) Pf. ve Th. 1953 (Levha H, Şekil 30, 31)
 Botanik bağıllık: Carya

Genus: *Intratriporopollenites* Pf. ve Th.

- Intratriporopollenites instructus* (Pot. ve Ven.) 1954 Th. ve Pf. 1953 (Levha II, Şekil 32, 33, 34)
 Botanik bağıllık: *Tilia*

- Genus: Polyvestibulopollenites Pflug 1953
 Polyvestibulopollenites verus (Pot. 1931) Th. ve Pf.
 (Levha II, Şekil 35, 36, 37, 38)
 Botanik bağıllık: Alnus
 Genus: Polyporopollenites Pflug 1953
 Seksiyon: Validoidae Pf. 1953
 Polyporopollenites stellatus (Pot. ve Ven.) 1935 Th. ve Pf.
 1953
 (Levha II, Şekil 44, 45, 46, 47)
 Botanik bağıllık: Junglandaceae-Pterocarya
 BÖLÜM: LONGAXONES Pflug
 Kutup eksenini, ekvator eksenine eşit veya ondan daha
 uzundur. Kutup eksenini, simetri eksenini, ekvator düzlemi, si-
 metri düzlemidir. Colpalar en az iki, colpa ile porus bera-
 ber bulunduklarında en az üç olurlar.
 Genus: Tricolporopollenites Th. ve Pf. 1953
 Seksiyon: Asperoidae Pf. 1953
 Tricolporopollenites densus Pf. 1953
 (Levha II, Şekil 48, 49, 50, 57)
 Botanik bağıllık: Belirsiz
 Tricolporopollenites cf. densus Pf.
 (Levha n, Şekil 58)
 Tricolporopollenites microhenrici (Pot. 1931) Th. ve Pf. 1953 ssp.
 infrabaculatus
 (Levha II, Şekil 51)
 Botanik bağıllık: Cupuliferae-Quercus
 Tricolporopollenites microhenrici (Pot. 1931) Th. ve Pf. ssp.
 infragranulatus
 (Levha II, Şekil 52, 53)
 Botanik bağıllık: Cupuliferae
 Tricolporopollenites liblarensis (Th. 1950) Th. ve Pf. 1953 ssp.
 liblarensis
 (Levha II, Şekil 54, 56; Levha III, Şekil 1, 2, 3)
 Botanik bağıllık: Cupuliferae
 Tricolporopollenites liblarensis (Th. 1950) Th. ve Pf. ssp. fallax
 (Levha H, Şekil 55)
 Botanik bağıllık: Cupuliferae
 Genus: Tricolporopollenites F& Th. 1953
 Seksiyon: Longoporoidae Pf. 1953
 Tricolporopollenites villensis (Th. 1950) Th. ve Pf. 1953
 (Levha III, Şekil 4, 5, 6, 9)
 Botanik bağıllık: Cupuliferae
 Tricolporopollenites pseudocingulam (Pot. 1931) Th. ve Pf.
 1933
 (Levha IH, Şekil 10, 11, 12, 13, 14)
 Botanik bağıllık: Anacardiaceae
 Tricolporopollenites cingulum ssp. oviformis (Pot. 1931) Pf.
 ve Th. 1953
 (Levha III, Şekil 16, 17, 18, 21, 22, 23)
 Botanik bağıllık: Castanea
 Tricolporopollenites megaexaetus (Pot. 1931) Pf. ve Th.
 1953 ssp. brühlensis
 (Levha III, Şekil 25, 26, 27, 29, 31, 32, 33)
 Botanik bağıllık: Cyrillaceae
 Seksiyon: Crueporoidae Pf. 1953
 Tricolporopollenites euphorii (Pot. 1931) Th. ve Pf. 1953
 (Levha III, Şekil 42)
 Botanik bağıllık: Araliaceae
 Seksiyon: Orbiporoidae Pf. 1953
 Tricolporopollenites kraschi (Pot. 1931) Th. ve Pf. 1953
 pseudolaesus

- (Levha III, Şekil 37)
 Botanik bağıllık: Nyssaceae-Mastixiaceae
 Tricolporopollenites kruschi (Pot. 1931) Th. ve Pf. ascesorius
 (Levha III, Şekil 40, 41)
 Botanik bağıllık: Aynı
 Tricolporopollenites kruschi (Pot.) Th. ve Pf. analepticus
 (Levha III, Şekil 39)
 Botanik bağıllık: Aynı
 Tricolporopollenites cf. kruschi
 (Levha HI, Şekil 30)
 Botanik bağıllık: Aynı
 Seksiyon: Microporoidae Pf. 1953
 Tricolporopollenites genuinus (Pot. 1934) Th. ve Pf. 1953
 (Levha III, Şekil 47)
 Botanik bağıllık: Cupuliferae
 Tricolporopollenites cf. baculoferus (Pf. 1953) Th. ve Pf. 1953
 (Levha III, Şekil 7)
 Botanik bağıllık: Belirsiz
 Tricolporopollenites microreticulatus Pf. ve Th. 1953
 (Levha II, Şekil 36)
 Botanik bağıllık: Sambicus
 Tricolporopollenites sp.
 (Levha in, Şekil 38, 43, 48)
 Genus: Tetracolporopollenites Pf. ve Th. 1953
 Seksiyon: Obscuroideae Pf. ve Th. 1953
 Tetracolporopollenites abditus (Pf. 1953) Th. ve Pf.
 (Levha III, Şekil 45, 46)
 Botanik bağıllık: Sapotaceae
 Seksiyon: JYlanifestoidae Pf. ve Th. 1953
 Tetracolporopollenites microrhombus (Pf. 1953) Th. ve Pf.
 1953
 (Levha III, Şekil 44)
 Botanik bağıllık: Sapotaceae
 Tetracolporopollenites sapotaceae Pf. ve Th.
 (Levha III, Şekil 49)
 Botanik bağıllık: Sapotaceae

INCERTAE SEDİS

- Ovoidites ligneolus Pot. 1931
 (Levha III, Şekil 54)
 Botanik bağıllık: Manoliaceae
 Ovoidites parvus (Cook, ve Dett. 1959) Nakoman 1966
 (Levha HI, Şekil 50, 51, 52, 53)
 Botanik bağıllık: Belirsiz

TARTIŞMA

Nitel ve nicel verilerin irdelenmesi

İncelenen örneklerde oldukça bol sayıda spor ve pollen bulunmaktadır. O kadar ki, bu örnekleri, mikroflora yönün-
 den "zengin" olarak niteleyebiliriz. 33 örnekte, toplam 21
 genus, 48 tip ayırdedilmiştir. 7 genus, 8 tip spora 14
 genus, 40 tip pollenlere bağlı bulunmaktadır. Saptadığımız
 temel tipler, Laevigatosporites haardtii, Pityosporites mic-
 roalatus, Polyvestibulopollenites verus'dur. Hemen hemen
 bütün örneklerde pollen toplununun %40-90'mu bu tipler
 oluşturur. Bu üç temel tipin en düşük olduğu S_j: 12 211.20-
 212.10 metreler arasındaki düzeye ait örnekte görülen ege-
 men tip Monocolporopollenites trachycarpoides (%42) dir. Pal-
 mae familyasına bağlı bu tip, farklı bir düzey oluşturmak-

tadır. Diğer sondajlarda bu düzeyin karşıtı görülmemektedir. Bazı düzeylerde Myricaceae pollenleri önemli yüzde değerlerinde gözlenmiştir. Sj: 7'nin bütün düzeylerinde Triatriapollenites coryphaeus ve Sj: 5 309.70-310.50 metre düzeylerinde de Triatriopollenites coryphaeus %16'ya ulaşmaktadır.

YAŞ

Tunçbilek örneklerinde Tersiyer tipleri egemendirler.

Monopropollenites graminoides, Monocolpopollenites papillosus, Inaperturopollenites nobilis, Pityosporites labdacus ve Cmpositae gibi Üst Miyosen'de görülen pollenlerin, örneklerimizde olduğu gibi çok az miktarda bulunmaları, bu kömürlerin Üst Miyosen'in tabanında (Sarmasien - Ponsien) oluştuğunu gösterir.

DENEŞTİRME

Sondajlarımızdan örnekler, kimyasal analiz yapma tekniği göz önünde tutularak ve ayrıca sondaj manevralarının elverdiği olanaklar çerçevesinde alınmıştır. Bir A sondajının, a düzeyinden alınan bir örneğin, diğer bir B sondajının b düzeyinden alınan örneğe tam olarak deneştirilebilmesi bu koşullarda olanaksızdır. O halde, incelenen örnekler arasında, temel tip yüzdelerinin uygunluğunu aramak, doğru sonuçlar vermeyecektir. Bunun için deneştirmelerde, palinolojik biyozonları karşılaştırma yöntemi seçilmiştir.

Deneştirme çizelgesinde de (Şekil 2) görüldüğü gibi 4 biyozon ayırılmıştır.

Biyozon 1 — Monocolpopollenites trachycarpoides biyozonu: Sj: 12 211.20-212.10 metreler arasındaki düzeyde saptanmıştır. Laevigatosporites haardtii, Pityosporites microalatus %'leri düşük olup, Polyvestibulopollenites verus ve Monocolpopollenites trachycarpoides spektranın %75'ini, %25'ini de diğer örneklerde görülen tipler oluşturmaktadır.

Biyozon 2 — Triatriopollenites coryphaeus biyozonu: Sj: 5 316.35-316.65; 317.90-318.20-316.05-316.35; 318.20-318.75 ve Sj: 7'nin 329.00-329.40 düzeylerinde yer almaktadır. İlk kömür Sedimentasyonu bu düzeylerde başlamıştır. Pityosporites microalatus düşük%li, Triatriopollenites coryphaeus ise önemli % değeri göstermektedir.

Biyozon 3 — Polyvestibulopollenites verus biyozonu: Bütün sondajlarda görülmektedir. Polyvestibulopollenites tipinin % 21-68 arasında değerler gösterdiği ve bunun yanında, Laevigatosporites haardtii, Pityosporites microalatus tiplerinin de egemen olduğu bir zondur.

Biyozon 4 — Triatriopollenites coryphaeus biyozonu: Sj: 5 ve Sj: 7'de görülmektedir. Laevigatosporites haardtii, Pityosporites microalatus ve Polyvestibulopollenites verus bu zonun temel tipleridir. Bunların yanında Triatriopollenites tipi önemli bir değer göstermektedir (% 11-16). Sondaj stampları dikkatli incelenirse, sadece Sj: 12'de saptanan biyozon l'in en yaşlı zon olduğu anlaşılır. Diğer sondajlarda, bu zonla karşılaşan bir düzeye rastlanamamıştır. Bunun üzerine gelen biyozon 2'de Sj: 5'te 316.05-318.75 ile 316.35-316.65; 317.90-318.20 metreler arasında; Sj: 7'de de 329.00-329.40 metrelerde gözlenmektedir. Her sondajda saptanabilen biyozon 3, Sj: 2'de 212.55-216.40 metreler arasında 3.85 m, Sj: 4'te 333.30-340.85 m arasında 6.55 m, Sj: 5'te 310.50-

315.65 arasında 4.85, Sj: 7'de 318.30-329.00 m arasında 7.50 m kalınlık göstermektedir. Bu zonun kalınlığının, Sj: 12'de 0.45 m ve Sj: 7'de de 8.10 m gibi en büyük ve en küçük değerler göstermesi, bize bir kömür damarının, dar bir sahada, değişik kalınlıklarda oluştuğunu kanıtlaması yönünden ilginçtir (Şekil 2). Sj: 5'in 309.70-310.50 m arası biyozon 4, Sj: 4'ün 331.90-333.90 m'ler arasından örnek alınmadığından, bu düzey incelenememiştir. Fakat bunun biyozon 4 olması olasıdır. En genç kömür sedimentasyonu bu zonla simgelenmiştir. Palinolojinin jeoloji uygulaması yanında saptadığımız spor ve pollenlerden, botanik yönden de, özellikle kömürlerin oluşumu anındaki iklim konusundaki bilgi edinme olanağı doğmuştur.

Biyozon l'e ait pollen topluğunda, egemen olanlar, Palmae ve Alnus'a bağlı bitkilerin pollenleridir. Bu zonda kömür sedimentasyonu görülmemektedir. Palmiyelerin egemenliği, tropikal veya subtropikal bir iklimin hüküm sürdüğünü göstermektedir. Biyozon 2'de görülen, Polypodiaceae (Eğrelti), Lycopodium (Eğrelti) ve Myricaceae vejetasyonu, nemli bir iklimin başlangıcını ve ormanların yavaş yavaş geliştiğini ortaya koymaktadır. Bir üst zonda (biyozon 3), Cupressineae (ardıçlar familyası), Pinus (çamlar), Juglandaceae (ceviz ağacının bağlı olduğu familya), TiUa (ıhlamur), Alnus (kızılağaç), Uhnaceae (karaağaçların familyası), Cupulifereae (meşelerin bulunduğu familya), Castanea (at kestanesi) gibi nemli veya kurak yerlerde yaşayabilen, ağaç türlerinin yanında, Sphagnum (hücrelerine su emen), Osmundaceae (nemli yerde yaşayan orman bitkileri), Typha (bataklık bitkisi), Corylus (fındık), Caprifoliaceae gibi rutubetli iklimde yetişen bitkilerde bulunmaktadır. Bunların yanında, Taxodium, Sequoia gibi büyük boylu ve uzun ömürlü ağaçların da, bu bölgede yaşama olduğunu saptamış oluyoruz. Biyozon 4'de durum değişmemekte, sadece Myricaceae familyasının yüzdesi artmaktadır.

Kömürün oluşumunda rol oynayan bitkilere göre bölgedeki iklim, serin Akdeniz iklimi özelliğindedir. Her mevsimi yağışlıdır. Böyle bir iklimdeki orman varlığı, kömürün oluşumunu sağlamıştır.

KATKI BELİRTME

Konunun seçiminden, çalışmanın bitimine kadar her türlü yardımlarım esirgemeyen Sayın Doç. Dr. Erol Akyol'a şükranlarımı sunarım.

Yazının geliş tarihi : 1.11.1977

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 17.8.1978-19.1.1979

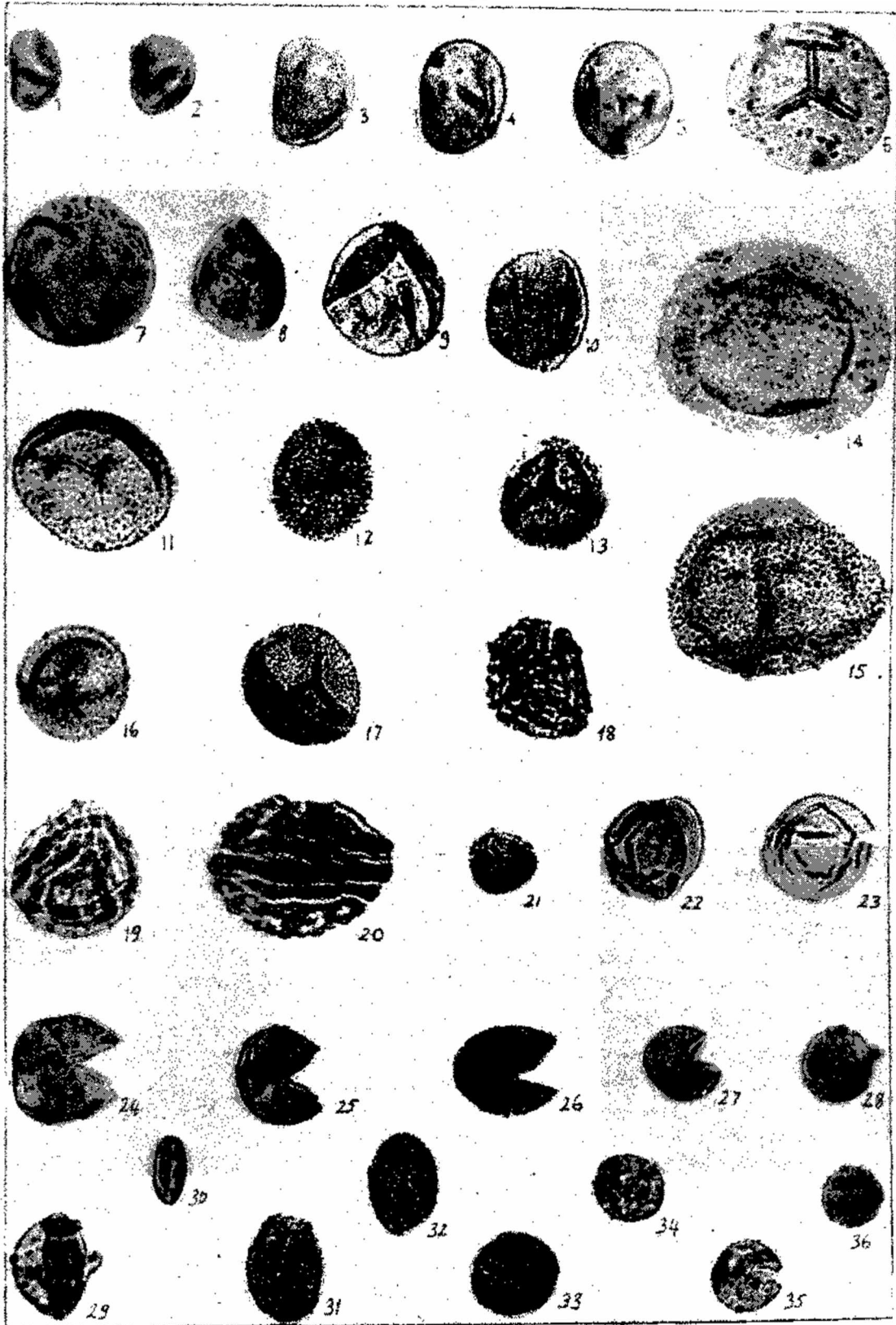
Yayıma verildiği tarih : 25.1.1979

DEĞİNİLEN BELGELER

- Corsin, P., Carette, L., Danze, İ. ve Laveine, J. P., (1962), Classification des spores et des pollens du Carbonifère au Lias. C.R. Ac. Sci., T. 254. pp. 3062-2065, Paris.
- Nebert, K., (1960), Tavşanlı'nın batı ve kuzeyindeki Linyit ihtiva eden Neojen sahasının mukayeseli stratigrafisi ve tektoniği, Maden Tetkik Arama Enst. Derg. no: 54, pp. 7-36, Ankara
- Nebert, K., (1961), Tunçbilek Havzasının (Vil. Kütahya) detay Jeolojik lövelere dayanan montan jeolojik durum hakkında rapor, Maden Tetkik Arama Raporu, Derleme no: 3002, (Yayımlanmamış).
- Thomson, P.W. ve Pflug, H., (1953), Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiars Palaeontographica, oVl. 94, Abt. B, pp. 1-138, Stuttgart.

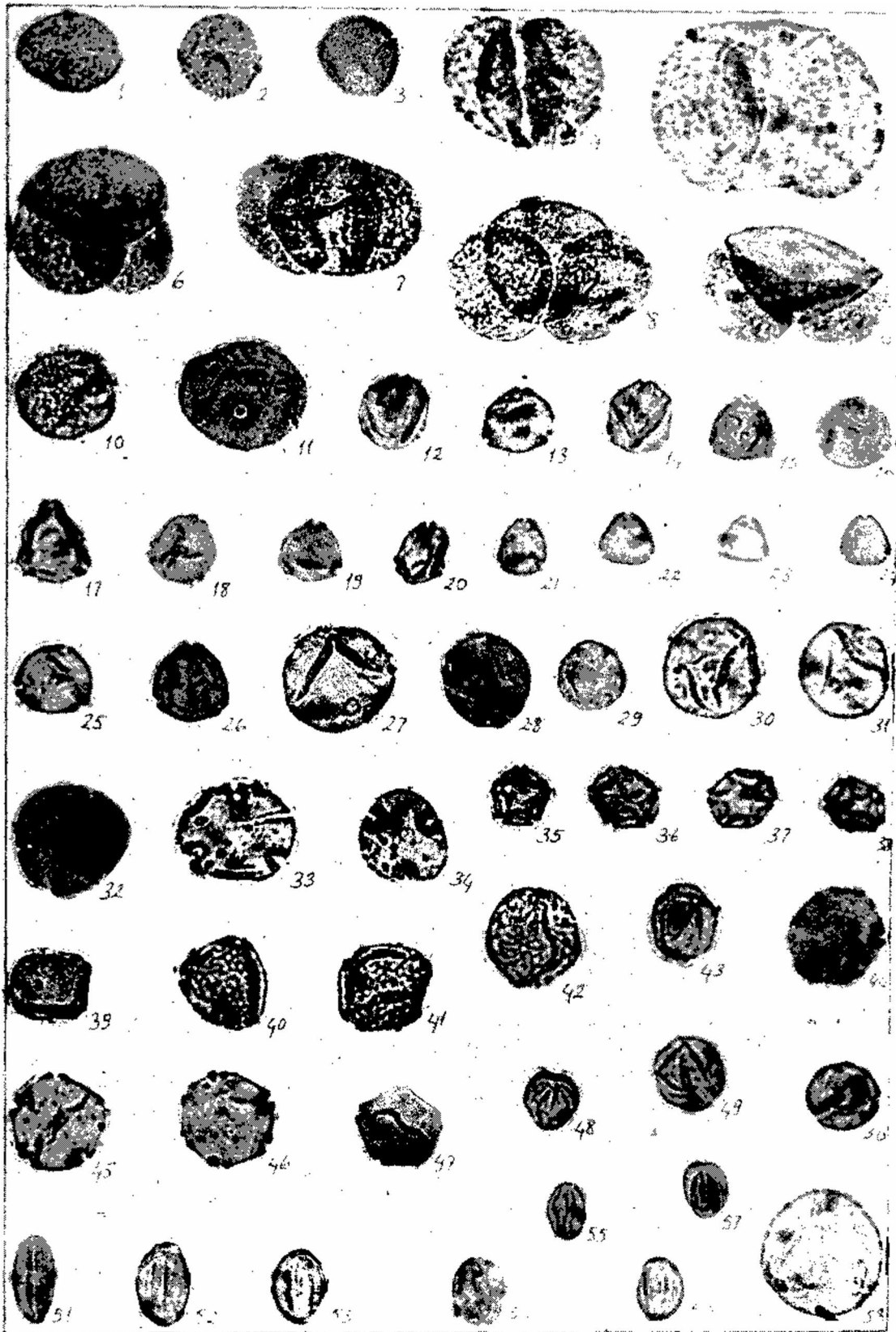
LEVHA I.

- Şekil 1,2,3,4,5 *Laevigatosporites haardti* (Pot. ve Ven.) Th. ve Pf.
lam no: 1847a, 1848h, 2029e.
- Şekil 6,7,8,9 1847j,1847J : *Leiotriletes microadriennis*
Krutzschn.
- Şekil 10 lam no: 2039J, 2033g, 1847J, 2038J.
: *Punctatisporites pileolus* Dele. ve Sprum.
- Şekil 11,12,16,17: *Baculatisporites primarius* (Wolff.) Th. ve Pf.
lam no: 1847g, 2029b, 2031e, 1849f, 2028d.
- Şekil 13 : *Baculatisporites cf. primarius*
lam no: 2031e
- Şekil 14,15 : *Baculatisporites gemmatus* Krutzschn.
lam no. 2032f, 2033b.
- Şekil 18 : *Triletes solidus* (pot.) Krutzschn.
lam no: 2029a
- Şekil 19,20 : *Cingulatisporites cf. marxheimensis* (Mürr. ve Pf.) th. ve Pf.
lam no: 2034k, 2030h.
- Şekil 21 : *Stereisporites psilatus* (Ross.) Th. ve Pf.
lam no: 2037f.
- Şekil 22,23 : *Inaperturopollenites dubius* (Pot. ve Ven.) Th. ve Pf.
lam no: 2033g-, 2033e.
- Şekil 24,25,26,27: *Inaperturopollenites hiatus* (Pot.) Th. ve ve Pf.
lam no: 2028b, 1848e, 1847g, 2029d.
- Şekil 28,29 : *Inaperturopollenites polyformosus* (Thierg) Th. ve -P*
lam no: 1847d, 2032c.
- Şekil 30 : *Monocolpopollenites* sp.
lam no: 2033c.
- Şekil 31,32 : *Monocolpopollenites papillosus* (Mürr. ve Pf.) Th. ve Pf.
lam no: 2038a, 2033g.
- Şekil 33,34,35,36: *Monocolpopollenites trachycarpoides* Nakoman
lam no: 1961h, 1961e, 1961a, 1961h.



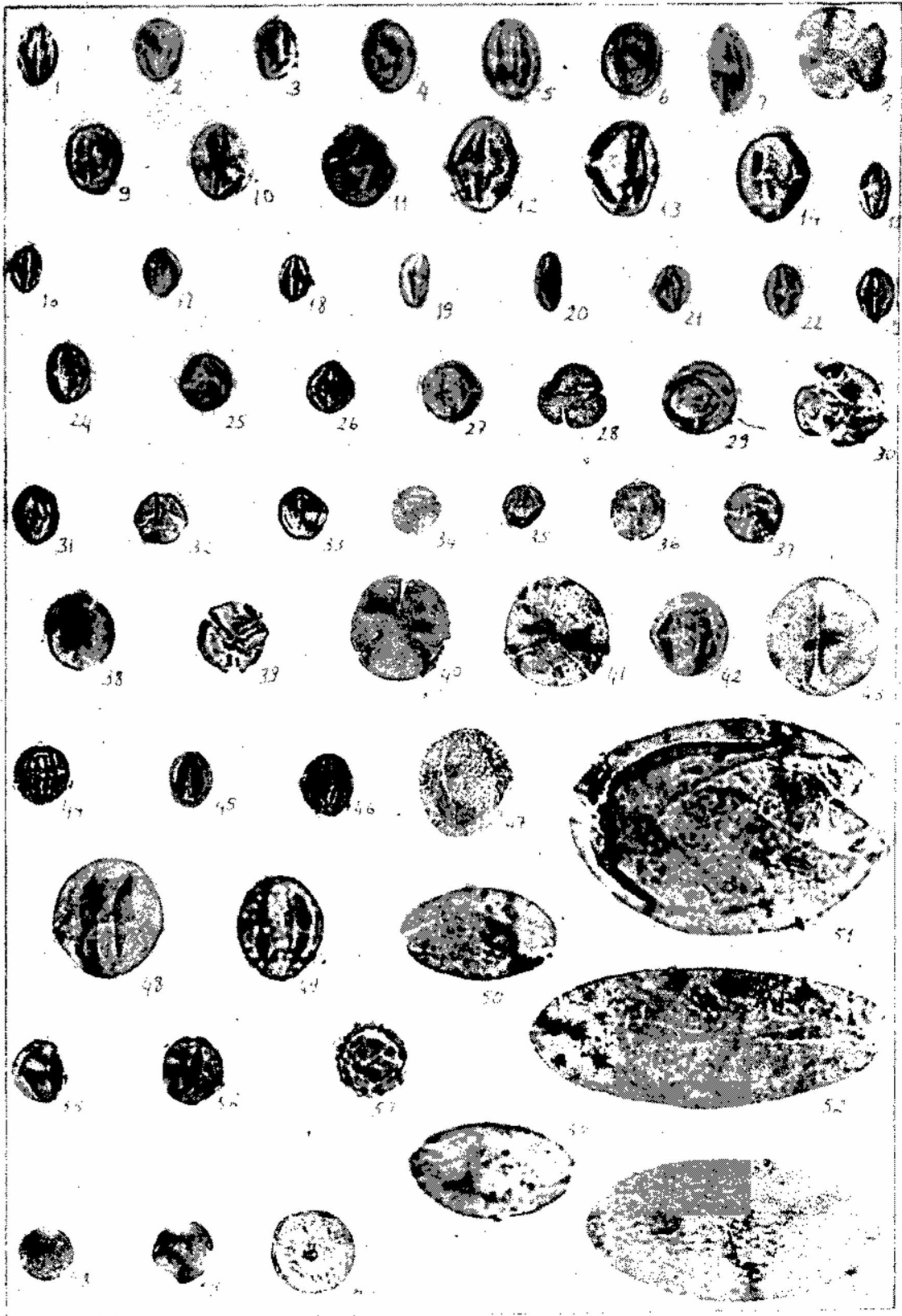
LEVHA II.

- Şekil 1,2,3,10 : Inaperturopollenites nobilis Weyl, Pf, Müell.
lam no: 2032b, 2029c, 2033J.
- Şekil 4,5,6,7,8 : Pityosporites microalatus (Pot.) Th. ve Pf.
lam no: 1847c, 1847e, 2029a, 1847g.
- Şekil 9 : Pityosporites labdacus (Pot) Th. ve Pf.
lam no: 1849e.
- Şekil 11 : Monoporopollenites Solaris Weyl, Pf, Müell.
lam no: 2030h.
- Şekil 12,13 : Triatriopollenites pseudorurensis (pf.) Th. ve Pf.
lam no: 1961h, 1847g.
- Şekil 14,16,17,18,19,20: Triatriopollenites bituitus (Pot.) Th. ve Pf.
lam no: 1847g, 1949b, 2031'd, 2029d, 1849d, 2039J.
- Şekil 15 : Triatriopollenites rurensis Pf. ve Th.
lam no: 1848e.
- Şekil 21,22,23,24: Triatriopollenites coryphaeus ssp. punctatus (Pot) Th. ve Pf.
lam No: 1960b, 1848h, 1847g, 1847e.
- Şekil 25 : Tripoporopollenites coryloides (Pf.) Th. ve Pf.
lam no: 1847e.
- Şekil 26 : Tripoporopollenites robustus (Pf.) Th. ve Pf.
lam no: 1847b.
- Şekil 27,28 : Subtripoporopollenites anulatus ssp. notus Pf. ve Th.
- Şekil 29 : Subtripoporopollenites anulatus ssp. nanus Pf. ve Th.
lam no: 1848e.
- Şekil 30,31 : Subtripoporopollenites simplex ssp. simplex (Pot. ve Ven.) Th. ve Pf.
lam no: 2034f, 1849g.
- Şekil 32,33,34 : Intratriporopollenites instructus (Pot. ve Ven.) Th. ve Pf.
lam no: 2033c, 2039j.
- Şekil 35,36,37,38: Polyvestibulopollenites verus (Pot.) Th. ve Pf.
lam no: 1847a, 21031k, 1847e, 1847a.
- Şekil 39,40,41,42,43: Polypoporopollenites undulosus (Wolff.) Th. ve Pf.
lam no: 1849h, 2029f, 2039j, 2037e.
- Şekil 44,45,46,47: Polypoporopollenites stellatus (Pot.) Th. ve Pf.
lam no: 1849h, 2029f, 2039j, 2037e.
- Şekil 48*49,50,57: Tricolpopollenites densus Pf.
lam no: 2031k, 2031i, 1849b.
- Şekil 51 : Tricolpopollenites microhenrici ssp. infrabaculatus (Pot.) Th. ve Pf.
lam no: 2033J.
- Şekil 52 : Tricolpopollenites liblarensis ssp. liblarensis (Th.) Th. ve Pf.
lam no: 1849d, 1849b.
- Şekil 55 : Tricolpopollenites liblarensis ssp. fallax Th. ve Pf.
lam no: 1847J
- Şekil 58: Tricolpopollenites cf. densus
lam no: 2038c.
- Şekil 52,53: Tricolpopollenites microhenrici ssp. infragranulatus (Pot.) Th. ve Pf.
lam no: 2034f, 1847h.



LEVHA III.

- Şekil 1,2,3 : *Tricolporollenites liblarensis* ssp. *liblarensis* (Th.) Th. ve Pf.
lam no: 2032b, 1849d.
- Şekil 4,5,6,9 : *Tricolporopollenites villensis* (Th.) Th. ve Pf.
lam* no: 1849k, 2038c, 1849g, 1848a.
- Şekil 7 : *Tricolporopollenites* cf. *baculoferus* (Ph) Th. ve Pf.
lam no: 3032j.
- Şekil 8 : *Tricolporopollenites* sp.
lam no: 2031k.
- Şekil 10,11,13,12,14: *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Pot.) Th. ve Pf.
lam no: 2028c, 2032b, 203*3k, 2033J, 2033C.
- Şekil 15,19,20,24: *Tricolporopollenites cingulum* ssp. *Pusillus* (Rot.) Th. ve Pf.
lam no: 1849h, 2032b, 2032i, 2032a.
- Şekil 16,17,18,21,22,23: *Tricolporopollenites cingulum* ssp. *oviformis oviformis* (Pot.) Th. ve Pf.
lam no: 1849f, 1847h, 1847c, 2029a, 2028b, 1959d.
- Şekil 25,26,27,31,32,33: *Tricolporopollenites megaexactus* ssp. *bruhlensis* (Rot.) Th. ve Pf.
lam no: 1847i, 1961a, 1848h, 1849f, 2038a, 1847h.
- Şekil 28 : *Intratropipollenites kettigensis* Pf.
lam no: 2035a.
- Şekil 30 : *Tricolporopollenites* cf. *kruschi*
lam no: 2032b.
- Şekil 35 : *Tricolporopollenites megaexactus* ssp. *bruhlensis* ^{Pot}- Th- ve Pf-
lam no: 1848a.
- Şekil 36 : *Tricolporopollenites microreticulatus* Pf. ve Th.
lam no: 1847g.
- Şekil 37 : *Tricolporopollenites kruschi* ssp. *pseudolaesus* (Pot) Th. ve Pf.
- Şekil 38 : *Tricolporopollenites* sp.
lam no: 1847i.
- Şekil 39 : *Tricolporopollenites kruschi* ssp. *analepticus*
lam no: 2032d.
- Şekil 40,41 : *Tricolporopollenites kruschi* ssp. *accessorius* (Pet.) Th. ve Pf.
lam no: 2028d, 1849e.
- Şekil 42 : *Tricolporopollenites euphorii* (Pet.) Th. ve Pf.
lam no: 2035a.
- Şekil 43 : *Tricolporopollenites* sp.
lam no: 2033J.
- Şekil 44 : *Tetracolporopollenites microrhombus* Pf.
lam no: 2032e.
- Şekil 45,46 : *Tetracolporopollenites abditus* Pf.
lam no: 2028d, 1848d.
- Şekil 47 : *Tricolporopollenites genuinus* (Pot.) Th. ve Pf.
lam no: 2035i.
- Şekil 48 : *Tricolporopollenites* sp.
lam no: 2038j.
- Şekil 50,51,52,53: *Ovoidites parvus* (Cook, ve Dett) Nakoman.
lam no: 1847b, 2029b, 2033i, 1849k.
- Şekil 54 : *Ovoidites ligneolus* (Pot.) Th. ve Pf.
lam no: 2029h.
- Şekil 55,56,58*0: Indeterminata
lam no: 1849k, 2028d, 2030b, 1961h, 1849g.
- Şekil 57 : Composite
lam no: 1847h.



Suidea and Tayassuidea from Turkey

Türkiye'nin Suidae ve Tayassuidae'leri

MARTIN PICKFORD
ÇETİN ERTÜRK

The Pines, Fitches Lane, Aldringham, Suffolk, UK.
Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ABSTRACT: Suoid fossils, the subject matter of our study, have been found in the Neogene deposits of Turkey. These fossils have been investigated under the two separate headings of 'Vindobonien' and 'Vallesian-Turolian' faunas. As well of the Suidae and Tayassuidae of Miocene and Pliocene age, a new species (*Taucanamo inonuensis* nov) has been described.

ÖZ: Konumuz olan suoid fosilleri Türkiye Neojen sökellerinde bulunmuştur. Bu fosiller "Vindoboniyen" ve "Valesiyen-Turoliyen" faunaları olmak üzere iki grupta incelenmiştir.

Miyosen ve Pliyosen yaşlı fosil Suidae ve Tayassuidae'lerin yanında yeni bir türün (*Taucanamo inonuensis* nov) tanıtımı yapılmıştır.

INTRODUCTION

This article deals with suoid specimens housed in the Palaeontology Department of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey. The material was collected during the last two decades and contains specimens showing hitherto undescribed morphological features of *Listriodon*, the first recorded libyeochoerus from Turkey and some significant specimens of tayassuids (peccaries) including a new species of *Taucanamo*.

Little detailed work has been done previously on Turkish suids and tayassuids, the most important works being done by Ozansoy (1965) and Hunermann (1975). There are, however, many short notes describing suids from a variety of localities (Table 1) (Ozansoy, 1951; Nafiz and Malik, 1933; Şenyürek, 1952; Tschaehtli, 1942).

Material upon which the present study is based comes from "Vindobonian" localities İnönü, Çandır (Ankara), Milas/Sarıçay (Muğla) and "Vallesian-Turolian" localities Ayaş/Şehlek (Ankara), Kadirli (Adana), Evciköy (Ankara) and Salihpaşalar (Muğla). The former "Vindobonian" localities have yielded numerous *Listriodon* and a few *Conohyus*, *Libyeochoerus* and *Taucanamo*, while the latter group of deposits contain *Microstonyx major* in abundance, fewer *Korynochoerus palaeochoerus* and close relatives, and possibly *Sus sp.* as well as the tayassuid *Schizochoerus*.

The composition and sequence of the Turkish suid and tayassuid fauna is similar to that of the rest of Europe although there is an unmistakable Turkish endemism to be discerned. For example some of the *Listriodon* from Paşalar and Çandır have enormous male upper canines and extremely wide central upper incisors in comparison with *listriodon* from the rest of Europe. *Taucanamo inönüensis*, a new species, is larger than any previously recorded from Europe. *Libyeochoerus cf. khinzikebirus* from İnönü is slightly larger than the type series from Gebel Zelten in Libya, but is substantially larger than its close relative *Kubanochoerus robustus* from Georgia.

The suids and tayassuids described here come from freshwater sediments deposited in several small, shortlived basins in the tectonically active region between the Black Sea and the Mediterranean. The sediments are in cases intercalated between marine beds allowing correlations with the marine biostratigraphic framework. The fossiliferous beds range in composition from conglomerates, through sands and silts, to clays, although the best material comes from fine white to pink marls and marly clays.

Judging from the suid fauna itself, the deposits fall into two main age groups; the *Listriodon/Conohyus* group and the later *Microstonyx/Korynochoerus* group (Table 2). It is possible to subdivide the groups further into early and late *Listriodon* subgroups and a *Korynochoerus* and 'Sus' subgroups based mainly on the primitive or advanced appearance of the contained suids.

SYSTEMATIC DESCRIPTIONS

Family Suidae Gray 1821
Subfamily Listriodontinae Simpson 1945

Genus *Listriodon* H. von Meyer 1846
Species *L. splendens* H. von Meyer 1846

Diagnosis

Large suidae with facial part of skull considerably longer than cranial part. Zygomatic arches weak. No sagittal crest. $I^3C^1P^{3-4}M^3$. Diastemata between I^3 and C^1 , between C^1 , P^1 and P^2 . Central upper incisor wide, spatulate, occludes with I_{1-2} . Canines sexually dimorphic; males with open-rooted, large upward curving upper canines with rounded section and triangular open-rooted lower canines which point outwards, slightly upwards and backwards; females possess closed-rooted short upper canines with incipiently bifurcate roots; female lower canines closed-rooted, short, occlude with I^3 and C^1 unlike the male in which the lower canine occludes only with C^1 . Premolars show tendency to molarization and lophodonty. Strong cingula on P^{3-4} . Molars lophodont formed of two transverse crests, with tendency to reduce the median accessory cusp. Talon weak, talonid strong formed of extra lingual cusp. Symphysis long spatulate, reaches back to P_{2-1} . Basicranium with low glenoid, separated widely from tympanic ridge and paroccipital process. Palatine extends distally well past M^3 level.

Material

Several specimens from Çandır in the MTA Ankara.

Description

The *Listriodon* material from Çandır is well preserved, and consists of many skulls and mandibles of both sexes and also juveniles. There are also several post-cranial remains. At first glance this material is close to *listriodon splendens* from Europe, but there are two clear morphs within the collection; a form with huge upper canines and very wide I^1 but not different in other aspects from *L. splendens* and a second form with smaller canines and less elongated upper central incisors (Pl. 1, Fig. 1). The former variety clearly represents a new type of *L. splendens* not found so far anywhere else in the world outside Turkey, but is similar to material from Paşalar (Hunermann, 1975).

The latter group is typical of *L. splendens*. The two morphs possibly represent different subspecies or species. They do not represent male and female types of a single species, as these can be distinguished in the material from Çandır, the females differing from the males by their shorter and smaller canines (Pl. 1, Figs. 2-5).

For the first time we can obtain a good idea of the morphology of the premaxillae and the orientation of the three upper incisors of *Listriodon* (Fig. 1). The occlusal edges of the upper incisors form a stepped cutting edge (Fig. 2) the wide central incisors occluding with the tips of the lower I_{1-2} . I^2 occludes with the distal scoop of I_2 and the tip of I_3 . I^3 occludes with the distal edge of I_3 and in females but not in males, it also occludes with the canine (Pl. 1, Fig. 3). The male canines are robust upward curving teeth with open roots (Pl. 1, Fig. 6) while in the female it is a two rooted downward pointing tooth (Fig. 3).

Age/Stage (Yaş/Kat)	m.y (Approx) (Yaklaşık)	Localities (Örnek yeri)	Suids.Tayassuids
Turolian	7	Salihpaşalar Kadirli	Korynochoerus , 'Sus' Microstonyx
	10	Ayaş - Şehlek Evciköy	Microstonyx Microstonyx
Vallesian	11.5-0.5	/ HIPPARION / Çandır	Listriodon , Taucanamo
iate			
Vindobonian	13	Bâlâ İnönü	Conohyus Listriodon cf. lockharti Libyechoerus , Taucanamo
early			
Vindobonian	15	Milas - Sarıçay	Listriodon cf. lockharti

Table 2: Approximate biostratigraphy based on the suids alone.

Çizelge 2: Yalnız suidlere göre yaklaşık biyostratigrafi.

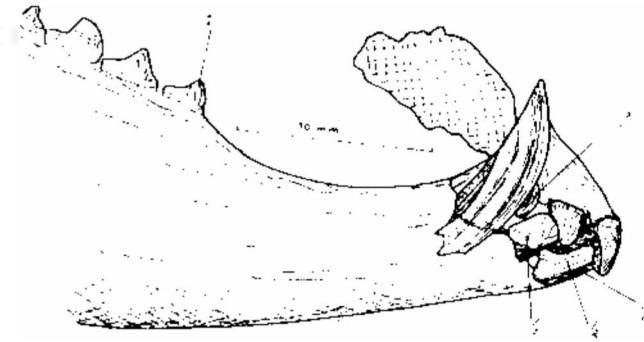


Figure 1: *Listriodon splendens* Meyer, premaxilla and mandible in occlusion, lateral view Çandır/Ankara. AÇH/1331.

Şekil 1: *Listriodon splendens* Meyer'in üst ve alt çenesinin üstte dıştan görünüşü. Çandır/Ankara. AÇH/1331.

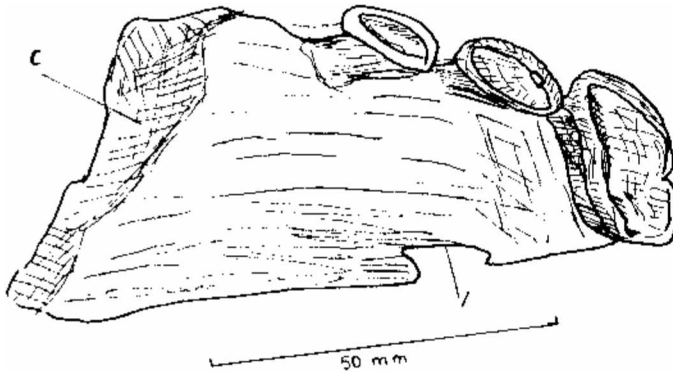


Figure 2: *Listriodon splendens* Meyer, right premaxilla with I¹⁻², alveolus of C. Çandır/Ankara. AÇH/1332.
c: canine alveolus i: incisive foramen.

Şekil 2: *Listriodon splendens* Meyer'in sağ üst çenesindeki kesici dişler (I¹⁻²) ve köpek dişi boşluğu. Çandır/Ankara. AÇH/1332.
c: köpek dişi boşluğu, i: kesici diş deliği.

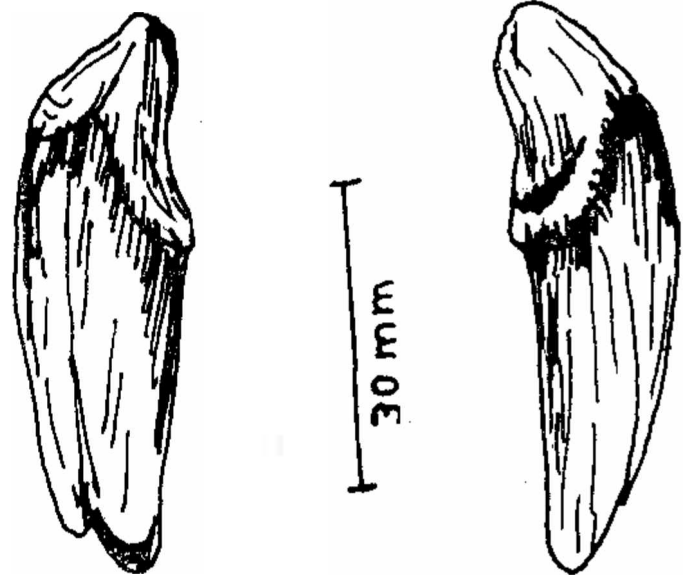


Figure 3: *Listriodon splendens* Meyer, Female upper canine. Çandır/Ankara. AÇH/589.

Şekil 3: Dişi *Listriodon splendens* Meyer'in üst köpek dişi. Çandır/Ankara. AÇH/589.

A juvenile premaxilla from Çandır contains the permanent incisors in their crypts, and the roots of the three deciduous incisors. It is of interest to note that I¹ replaces the positions of DI¹⁻² indicating that the central upper deciduous incisor is probably not very spatulate.

The mandibular and maxillary dentition is very much as it is in *Listriodon splendens* from the rest of Europe so it is not necessary to describe it in more detail.

Species *Listriodon cf. lockharti* (Pomel, 1848)

Diagnosis

A species of *Listriodon* in which the molars are more bunodont and the transverse lophus not so perfectly loph-

like as in *L. splendens*, with more prominent median accessory cusps; diastemata between C and P₂ not as long as in *splendens*; lingual cusp of P⁴ not directly opposite the protocone, so that the loph on P⁴ is not as clear as in *L. splendens*.

Material

A partial skull, mandibles and several isolated teeth from İnönü, Milas -Sarıçay, housed in the MTA, Ankara. AKI/3-780.

Description

The material from İnönü and Milas - Sarıçay closely resembles those of *listriodon lockharti* (Pomel) (vide Leinders, 1975). The transverse lophs of the molars are not so well developed and the cusps are more discrete than they are in *splendens*. Molar enamel is thicker in *lockharti* as in the material from İnönü.

The skull (Pl. 2, Figs. 1-3) consists of the palatal portion lacking the snout and the occiput. The lateral profile of the fragment is very low, partly enhanced by crushing. In dorsal view a huge canine socket forms a substantial projection laterally. It does not possess a canine flange such as those seen in *Hyotherium soemmeringi* and *Propotamodonochoerus*. This socket almost doubles the width of the snout, and imparts a very heavy, solid appearance to the snout. The maxillae are broken off immediately behind M₂, but it is possible to see that the zygomatic root leaves the face at a relatively small angle. There is a longish diastema between the canine and P².

A symphyseal fragment from İnönü (AKI 3/7) possesses two right and three left incisors (Pl. 1, Fig. 9). All the teeth are relatively short, especially I₃ which is so short on its mesial edge that it is triangular. I₂ has a smaller distal scoop compared with *L. splendens*.

Subfamily Tetraconodontinae Simpson 1945
 Genus Conohyus Pilgrim 1926
 Species *C. simorrensis* (Lartet, 1851)

Diagnosis

Small to medium suids with enlarged P₃₋₄ and reduced P₁₋₂; thick molar enamel; wrinkled premolar enamel: molar cusps tend to be inflated so that cusp furrows (furchen of Hunermann, 1968) are weakly expressed at the surface.

Material

A mandible from Bâlâ, Ankara (AB 2/5) possessing P₃₋₄ M₁₋₃.

Description

This specimen, a cast of which is housed in the MTA, Ankara, possesses typical enlarged and slightly inflated P₃₋₄ of *Conohyus*, and the molars have the bunodont inflated cusps with poor surface expression of the furrow system. Although it is impossible to predict from the cast,

it would appear that enamel thickness was substantially greater than is normally seen in *Hyotherium soemmeringi*. From its size this specimen probably belongs to *Conohyus simorrensis*, a species that also occurs at Paşalar (Hunermann, 1975).

Subfamily Kubanochoerinae Gabunia 1958
 Genus Libyeochoerus Arambourg, 1961
 Species *L.khinzikebirus* (Wilkinson, 1976)

Diagnosis

A species of giant suids in which the upper incisors are sub4istriodont, but in which I₃ is larger than I₂. Premolars and molars bunodont, and only slightly lophodont. Large P₁₁ not greatly separated from C₁₁ as in *Listriodon*. Posterior choanae V-shaped open immediately behind M₃. Development of 'horns' in some species (? sexually dimorphic character). I¹-I¹ not in contact interproximally as in *Listriodon*. Buccal cingulum on upper molars strongly developed in many individuals. P⁴ entirely surrounded by a cingulum.

Material

An upper second molar from İnönü, in the MTA Ankara. AKI-3/779.

Description

This upper molar is of gigantic size for a suid, being larger even than the type specimen of *libyeochoerus khinzikebiras* (Wilkinson) from Gebel Zelten, and appreciably larger than the next biggest species *Kubanochoerus robustus* Gabunia.

The tooth has four main cusps at the corners with a median accessory cusp at the centre of the tooth. There is a prominent anterior, buccal and distal cingulum (Fig. 4; and small anterior and posterior accessory cusps, the paracone-6 furrow (Hunermann, 1968) is visible from the buccal aspect, a feature which is found only in Kubanochoerinae. The hypocone root is characterised by incipient bifurcation so that the lingual outline of the tooth has a medial swelling, a feature which occurs predominantly in Kubanochoerinae, and seldom in other groups of suids. The enamel is 2.3-3.0 mm thick on the protocone, and lies intermediate in this respect between *Hippopotamodon sivalense* with thinner and *Tetraconodon magnum* with thicker enamel. The former has no buccal cingulum, while the latter has a prominent beaded one. The molars of these giant suids are thus relatively easy to distinguish from one another.

The molar measures 44.6 mm long by 45 mm wide. This compares with the type specimen of *K. khinzikebiras* where the corresponding measurements are 42.1 and 43.8 mm (Wilkinson, 1976).

Subfamily Suinae Zittel 1893
 Genus *Mierostonyx* Pilgrim 1926
 Species *M. major* (Gervais) 1848-52

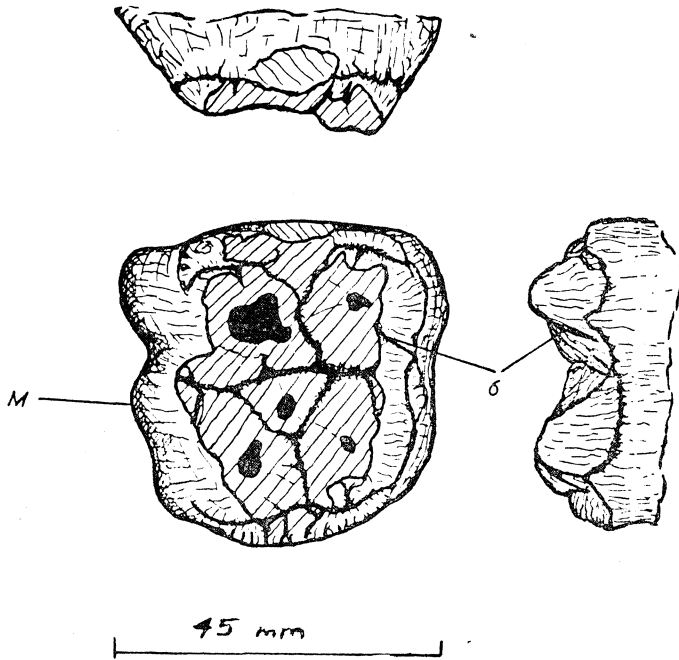


Figure 4: *Libycochoerus khinzikebirus* (Wilkinson) Mesial, occlusal and labial views of left *MK İnönü/Ankara*. AK -3/779. 6:6. furchen M: Extra lingual root.

Şekil 4: *Libycochoerus khinzikebirus* (Wilkinson). Sol M^3 'nin ortadan, çiğneme yüzeyinden ve dıştan görünüşü. İnönü/Ankara. AKI-3/779.

6: 6. buruşuk. M: Dile bakan dış kök.

Diagnosis

Large suids in which the upper and lower canines are very short and stubby. Otherwise similar to other suines. Differs from *Hippopotamodon* Lydekker (= *Dicoryphochoerus* Pilgrim, 1925) which is otherwise very similar, in having thinner molar enamel longer symphysis and diastemata. Canines in *Hippopotamodon* are not reduced but are long and permanently growing.

Material

Several isolated teeth, fragmentary skulls and mandibles, and postcranial bones from Salihpaşalar, Ayaş - Şehlek and Evciköy, housed in the MTA Ankara.

Description

This material is typical of *Microstonyx major* (= *erymanthius*) from Pikermi, which lies a short distance to the west of the Turkish localities. None of the material warrants detailed description, save for a partial skull which has yet to be properly prepared.

Microstonyx is probably the most commonly found suid in Turkey, having been recorded from 24 localities (Table 1). It is unfortunate that many of the specimens upon which these records are based are not very complete, so it is difficult to obtain an idea of the variability of the species, and whether there is any evolutionary trend within the species through its stratigraphic range.

Genus *Korynochoerus* Schmidt-Kittler 1971
Species *K. cf palaeochoerus* (Kaup) 1833

Diagnosis

A medium-sized suine in which the upper and lower premolars are not as sectorial as they are in *Sus*. Anterior cusplets in P^1_{1-3} not as high as the principal cusps. 'Innenhugel' (Stehlin, 1899-1900) of P_4 not prominent and more or less in line with the principal cusp and the long axis of the tooth, although this cusplet is extremely variable in size and position. Upper P^4 with 2 cusplets in the saggital valley. M^3_3 without extra pairs of columns between the four principal cusps and the talon/id cusp, a feature found in *Sus*.

Material

Several isolated teeth, fragmentary jaws and skulls from Muğla and Adana - Kadirli, preserved in the MTA Ankara.

Descriptions

Most of this material does not warrant detailed description, adding little to our knowledge of the species, although extending its known geographic distribution. There is however, a complete palate from Muğla which is so well preserved that a description is given (Pl 2, Fig. 4). The palate as a whole and its dentition is closely comparable to a specimen from Munich described by Stromer (1526, quoted in Schmidt-Kittler, 1971). The premolars and molars and molars are relatively simple although P^4 possesses the usual two extra cusplets in the saggital valley. The anterior cusplets in P^{2-3} are not high, but are approaching the condition seen in species of *Sus* so that this specimen is probably of a late population of the species. P^1 is small, is in contact with pa but is separated from the canine by a diastema. An age of Turolian is suggested by the morphology of the premolars. The molars are rather more bunodont and slightly thicker enamelled than in *Sus scrofa* or *Sus minor*. The M_3 which is partly erupted, is not as elongated distally as the M^3 of *Sus* and does not have extra pairs of cusps in front of the main talon cusp. On the balance of evidence we put this specimen in *Korynochoerus* although it shows several features indicating an advanced (and presumably later) population of the species *K. palaeoelioerus*.

Discussion

Korynochoerus Schmidt-Kittler, 1971, is very close if not generically identical to *Propotanoelioerus* Pilgrim, 1925. Work in progress on the Siwalik Suidae of the Indian Subcontinent, shows that there are fewer differences between *Propotamochoerus hysudricus* and *Korynochoerus palaeochoerus* than there are between *Sus scrofa* and *Sus foarbatas*. Although this study is not complete, it would be well to keep in mind that *Koryisochoenis* may be synonymous with *Propotamochoerus*, in which case the latter is the valid generic term.

There are close similarities between *Microstonyx* Pilgrim, 1926 and *Hippopotamodon* Lydekker, 1877 (= *Dicory-*

phochoerus Pilgrim, 1925) and Himermann (1975) was unable to separate the two genera during his determination of Turkish suids. However, the work on Siwalik suids under way at present, shows that there are real significant differences between them, which could be of generic importance. In fact most of the material mentioned by Hunermann (1975) belongs to *Microstonyx*, but *Hippopotamodon* also occurs in Turkey (Ozansoy, 1965). A mandibular fragment described by Hunermann (1975) as *Sivachoerus giganteus* probably represents *Hippopotamodon* judging from the difference in heights of the main cusps. One of the characteristics of *Hippopotamodon* is the great difference in cusp height of unworn molars, the buccal cusps being considerably lower than the lingual ones. In *Sivachoerus* in contrast, the outer (buccal) cusps are nearly as high as the lingual ones, and the enamel is thicker. The presence of *Sivachoerus* in Turkey is thus still not proven. Ozansoy (1965) described a complete mandible of *Hippopotamodon* as *Dicoryphocloerus metelai*. It is close to *H. sivalense* both in morphology and size.

Family Tayassuidae Palmer 1897
 Subfamily Doliochoerinae Simpson 1945
 Genus *Taucanamo* Simpson 1945
 Species *Taucanamo inönüensis* nov.

Holotype

MTA AKİ 3/4, palate with canine and right dentition.
 Type Locality

İnönü, Ankara - Turkey. (About 35 metres below a locality with the same name mentioned by Ozansoy, 1965. The present locality has no *Hipparion* while the one described by Ozansoy does.)

Type Level

Lower "Vindobonian".

Diagnosis

A large species of *Taucanamo* in which the P⁴ has wide anterior and posterior cingula, making it as long as it is wide; ps oriented at a slight angle to the tooth row; M³ more quadrate than in *T. sansaniense* and *T. pygmaeum* due to expansion of the posterolabial cusp; talonal cusp centrally placed; deep facial fossa above P²M³.

Description

The type specimen, AKİ 3/4 (Fig. 5), consists of a large portion of the snout lacking the premaxillae, and broken off behind the third molars. The only teeth preserved are the left canine and P¹ and the right P¹, P³M³, the palate being broken obliquely from the right M³ to the roots of left P². Above the cheektooth row there is a sharp and prominent bony ridge which probably served as a muscular insertion for the buccinator. It is similar to though better developed than the homologous structure in *T. sansaniense*. There is a deep facial fossa above P²-M³ on both sides of the snout, the purpose of which is obscure. A similar structure is present in *T. sansaniense*, but it is less

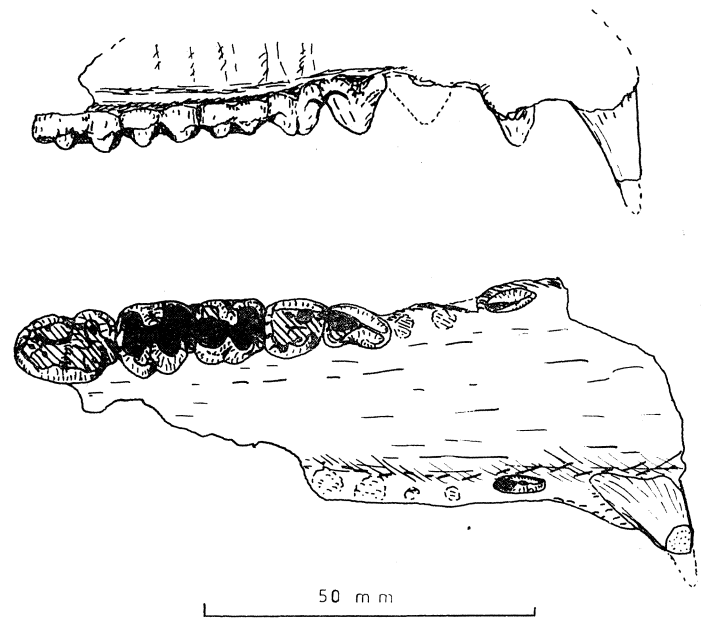


Figure 5: *Taucanamo inönüensis*, sp. nov. Palate with right P², P²-M³, left C -P¹, AKİ/3-4, holotype. İnönü, Ankara.

Şekil 5: *Taucanamo inönüensis*, sp. nov. Damaktaki sag P², P² - M³ ve sol C - P¹, AKİ 3/4, holotip. İnönü, Ankara.

developed and much shallower. The root of the zygomatic emerges from the facial surface of the maxilla on a level with M².

Dentition

The upper canine is a permanently growing tooth which is oriented at about 20° from vertical in mesial view. The wear facet for the lower canine is vertical and results in considerable attrition of the two teeth. Two isolated canines in the collection from the same locality (PI. 2, Fig. 6) show that the roots are slightly bilaterally compressed and that there is a posterior groove. There are lightly developed labial and lingual grooves as well, which probably indicate that the ancestral condition from which this tooth developed was a two-rooted form. The enamel is very thin, and in the holotype is preserved only at the tip and in AKİ 3/433. With further eruption and wear the enamel is worn away altogether. There is a swelling in the facial surface of the maxilla in which the canine root is housed.

There is a short gap between C and pi, the latter tooth being a two-rooted sectorial blade with sharp anterior crest. The distal edge is heavily worn by contact with its lower counterpart. A gap separates P¹ and P², which however, is not preserved in this specimen. It did have two roots.

There is no gap between P² and P³, the latter being a more molarized version of P¹. It has two roots but the distal one is incipiently bifurcate with 8-shaped section. On the internal portion of the root sits a disto-lingual accessory cusplet, while the principal cusp lies over the anterior and disto-labial roots. There is a sharp anterior ridge but the rear edge is worn by contact with P⁴. P³ is

not oriented straight in the jaw as it is in *T. sansaniense*, and the anterior root is closer to the palate than in the Sansan species (Fig. 5). There is a light labial cingulum and a stronger distal one.

P⁴ is a three-rooted tooth, the lingual roots being partially fused to the anterior one on the labial side. There are two labial cusps closely applied to each other, and a single lingual one. The distal cusp of the labial pair is smaller than the mesial one. There are prominent anterior and posterior cingular platforms, much better developed than in *sansaniense*. They are connected to the labial cusp pair by sharp crests. The labial enamel is wrinkled and there is a light labial cingulum.

M¹ is a four rooted tooth with sub-equal bunodont cusps. The lingual cusps are slightly offset distally from their labial partners so that oblique cusp pairs are formed. The lingual pair of roots are fused together as they are in *T. sansaniense*. The roots of P⁴ and all the molars are fused for some distance rootward of the crown/root cervix. The enamel is thin on the cheek teeth and they soon wear to featureless stumps. The fusion of the roots would appear to be a way of overcoming excessive molar and premolar wear, and of increasing the effective life of the tooth. A similar feature is developed in *T. sansaniense* and *T. pygmaeum*, perhaps not so strongly, but the same is not true of *Pecaridioerus* Colbert. Worn molars of *Taucanamo* superficially resemble those of *Oryeteropus*, but they do not of course possess the tubules of that genus.

M² is a larger version of M¹. The antero-lingual and postero-lingual cusps possess crests which run towards the middle of the median valley which has only the lightest trace of a median accessory cusp. This loss or absence of the median accessory cusp immediately serves to separate all doliochoere molars from those of suids. There are anterior and posterior accessory cusps but the former are veyr weakly developed in *T. inönüensis*, although they are stronger in *sansaniense*. There are anterior and posterior cingula as well as a light labial one. In addition the upper molars possess zygodont crests which immediately separate them from those of suids. Zygodont crests are also present in *Schizochoceras*. They run from the tips of the antero-labial cusp down the distal edge of the cusp into the median valley. In *T. inönüensis* there are lingual enamel folds which run from the lingual notch towards the antero-lingual cusp tip. These are absent in *T. sansaniense*.

M³ in *T. inönüensis* is much more quadrate than its counterpart in *sansaniense*, because the disto-labial cusp is large as the antero-labial one. In *sansaniense* it is smaller so that the rear end of the tooth is narrower than the front. The talon of M₃ is rather simple, being little more than an expanded distal cingulum, slightly beaded, and a posterior accessory cusp. It is placed more saggittally in *T. inönüensis* compared with *sansaniense* where it is close to the lingual side of the tooth. Molar enamel in M³ is between 0.5 and 0.75 mm thick.

There are a few isolated molars in the collection from inönü but they are so worn that all enamel features have been obliterated. Their importance lies in the fact that the

great depth of root fusion can be determined. The roots in the five specimens are fused to a depth of 6, 8, 7.8, 6.7 and 5.5 mm. Similar measurements on P⁴ show a fusion to a depth of 3.5 mm. This depth is of the same order of magnitude as the original crown height of the teeth, so the importance of this feature cannot be overlooked.

Discussion

Taucanamo inönüensis is a larger species than either *T. sansaniense* or *T. pygmaeum* (Table 3). It is also consi-

	Taucanamo inönüensis		T. sansaniense after Thenius (1956)	
C1 AKI 3/433	15	9.3		
C1 AKI 3/584	14.2	9.7		
C1 AKI 3/4	13	7		
P1 "	6	3.5		
P2 "	6	—	1	b
P3 "	10.5	7.0	8.8	5.3
P3 AKI 3/582	10.8	7.0		
P4 AKI 3/4	9.0	9.0	7.1	7.4
P4 AKI 3/586	9.0	8.7		
M1 AKI 3/4	10.5	9.5	8.8	8.8
M2 "	11.6	11.0	10.0	9.3
M3 "	14.8	10.3	11.7	10.0

Table 3: Comparison of measurements of *Taucanamo inönüensis* with *T. Sansaniense*.

Çizelge 3: *T. inönüensis*'in ölçülerinin *T. sansaniense* ile karşılaştırılması.

derably larger than *Pecarichoerus* from the Siwaliks from which it differs in several important details, not the least of which is that *Pecarichoeras* has thicker enamel. It also differs from an unnamed genus from Spain (Golpe, 1975) in its superior size and thinner enamel.

Although *T. inönüensis* is the largest species recorded in the genus, it is considerably smaller than *Schizochocerus* and an unnamed species from Çandır.

Genus nov. cf *Taucanamo* Simpson 1945
Species nov.

Type Locality
Çandır/Ankara, Turkey.

Type Level
Upper 'Vindobonian'.

Diagnosis

A genus and species midway in size between *Taucanamo* and *Schizochocerus*, with relatively thick molar enamel, and with only partially fused below the crown/root cervix. Molars more hypsodont and sub-lophodont.

Material

Left power canine, P₄, 1/2 M₁, M₂, fragment M₃, right M₃ and ? I³, probably all from a single individual (Table 4).

	l	b
Canine	9.8	7.0
P ₄	11.5	6.5
M ₁	—	7.8
M ₂	11.5	10.6
M ₃	20.4	11.5

Table 4: Dental measurements of *Taucanamo* sp from Çandır.
Çizelge 4: Çandır cf *Taucanamo* sp.'sinin diğ ölçüleri.

Description

The lower canine is sharply triangular in section having a labial edge 9.8 mm long, a lingual edge 7.1 mm and a distal edge 7 mm long. The labial and lingual surfaces are covered in enamel, while the distal face is either enamel free or covered in very thin enamel which soon abrades away with wear. Judging from the wear facet for the upper canine the lower one was vertical in the jaw, the roots passing under the premolar row. The labial and lingual surfaces are longitudinally ribbed, and possess transverse growth lines (Fig. 6).

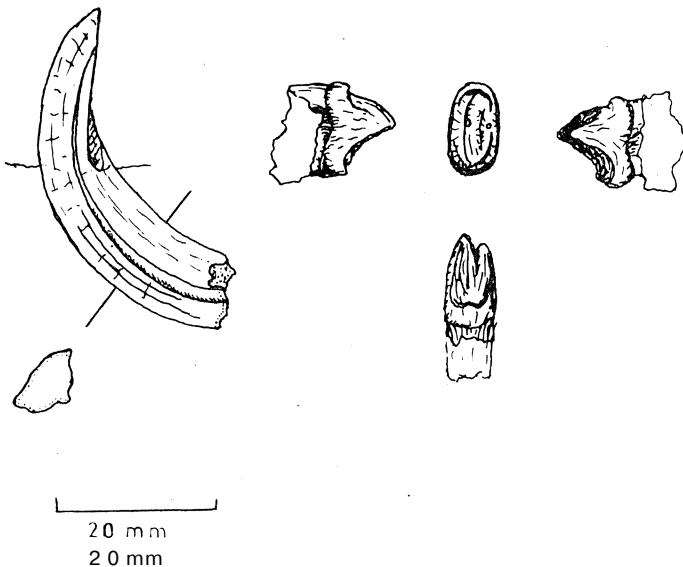


Figure 6: Genus indet. cf. *Taucanamo*, left Lower canine, P₄. Çandır/Ankara. AÇH/1337-1850.
Şekil 6: Genus indet. cf. *Taucanamo*, sol alt köpek dişi ve P₄. Çandır/Ankara. AÇH/1337-1350.

P₄ is a two-rooted tooth with a principal cusp and a closely applied though large lingual cusp ("innenhugel" of Stehlin, 1899-1900). There are anterior and posterior cingula leading a little way onto the labial and lingual walls. There is a prominent ridge running distally from the tip of the principal cusp towards the distal cingulum. The mandible is very slim below P₄, being slightly wider than

P₄ itself. In suids the mandible is very much more robust.

M₁ is fragmentary, but in the preserved portion looks like a smaller and narrower version of M₂.

M₂ is well preserved (Fig. 7). It has four main cusps with a posterior accessory cusp. In addition there is a crest leading from the hypocone into the median valley. There is a smaller anterior crest leading from the anterior cingulum towards the tip of the antero-labial cusp. The ends of the median valley are free from basal pillars in this individual.

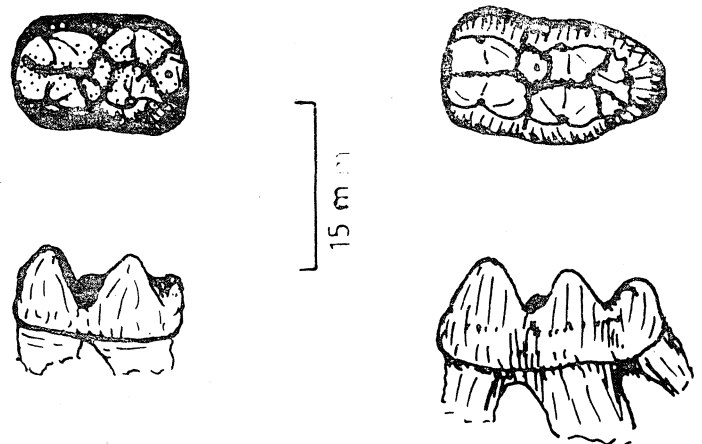


Figure 7: Genus indet. cf. *Taucanamo*, left M₂, right M₃. Çandır/Ankara. AÇH/1338-39.
Figure 7: Genus indet. cf. *Taucanamo*, left M₂, right M₃. Çandır/Ankara. AÇH/1338-39.
Şekil 7. Genus indet. cf. *Taucanamo*, sol Ms, sağ M3. Çandır/Ankara. AÇH/1338-39.

M₃ (Fig. 7) is like M₂ except that it possesses a large posterior accessory cusp forming the talonid which is composed of a bifurcate accessory cusp as in some individuals of *Shizoochoerus*. This bifurcation is variable, but in *ScMzoochoerus*, most individuals possess it. The cingulum bordering the talonid is beaded and the enamel wrinkled. The main cusps have very lightly developed grooves, analogous to the "furehen" in suid molars (Hunermann, 1968) but these would soon wear away during chewing.

Although there is partial fusion of the roots in this species, it is not so well developed as in *T. inönüensis*. The distal roots of M₃ are however fused throughout their length, similar to the condition in *Pecarichoerus orientalis*, Colbert (1935).

The molar enamel thickness in this species from Çandır is greater than in other species of *Taucanamo*, but it is not possible to measure it without damaging the specimens. The main cusps on the molars are also more hypsodont than those of *Taucanamo*, and in this respect are closer to *Schizoochoerus*.

Discussion

Although this species is clearly distinct from all other known Eurasian peccaries, it is based on rather too fragmentary material and it is too poorly known to be able

to indicate its precise affinities and it is therefore considered better to wait for the recovery of new material before erecting a new genus or species. In some ways it forms an intermediate between *Taucanamo* and *Schizochoeerus* possessing as it does more lophodont and higher crowned teeth with slightly thicker molar enamel, as well as not so deeply fused roots. It is also intermediate in size, and probably also in time.

Genus *Schizochoeerus* Crusafont and Lavocat 1954
Species *S. vallesensis* Crusafont and Lavocat 1954

Diagnosis

Tayassuidae of large size in which the molars are lophodont, upper incisors vertically emplaced in the premaxillae and of circular to oval section. Large deep canine flanges for lower canines. Great posterior extension of the palate to the rear of M^3 . (cf *Listriodon*). $I^3?_2$ C^1_1 P^4 M^3 .

Material

Ozansoy (1965) has already described material of this species under the name *Schizochoeerus aramfoourgi*. A newly recognised Mi of *S. vallesensis* from La Tarumba, the type locality (possibly from the same individual as the type) is not greatly different in size from M^1 of the Turkish material.

	l	b
M^1 La Tarumba	18.1	14.4
M^1 Yassiören	19	16.5

It is therefore very probable that the Turkish material described by Ozansoy (1965), and the Spanish material are conspecific, a conclusion already suggested by Nikolov and Thenius (1967). Ozansoy's material, now housed in the Musée d'Histoire Naturelle, Paris is a well preserved palate with left and right P^3 - M^3 from Yassiören, Sinap. The specimen has been fully described by Pickford (in prep) and features of special note are the zygodont crests in the upper molars, the greatly reduced postero-labial cusp of P^4 , the lophodonty of P^4 - M^3 closely resembling the lophodonty of *Listriodon*, the labial and lingual molar cingula and reduced anterior accessory cusp.

Species *Schizochoeerus* cf. *gandakasensis* (Pickford, 1976)

Diagnosis

A small species of *Schizochoeerus* about 2/3 the size of *S. vallesensis*. Molar enamel apparently thinner than in *vallesensis*.

Material

Almost complete snout lacking only the right Ii and Mi , from Sinap, 555 km NW of Ankara, now in the MTA, Ankara (Museum No. 1953).

Description

The snout (Figs. 8-11) belongs to an adult individual with well worn molars. It is considerably older ontogenetically, than any other specimen of *Schizochoeerus*, other

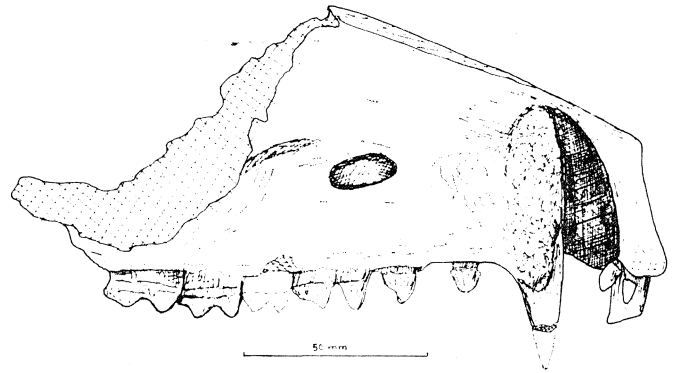


Figure 8: *Schizochoeerus* cf. *gandakasensis* (Pickford), snout, lateral view. Sinap/Ankara. Mus. No: 1953.

Şekil 8: *Schizochoeerus* cf. *gandakasensis* (Pickford), Burnun dıştan görünüşü. Sinap/Ankara.

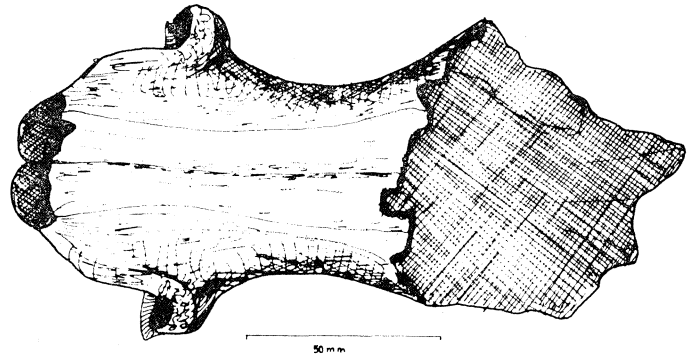


Figure 9: *Schizochoeerus* cf. *gandakasensis* (Pickford), snout, dorsal view. Sinap/Ankara.

Şekil 9: *Schizochoeerus* cf. *gandakasensis* (Pickford), Burnun sırttan görünüşü. Sinap/Ankara.

than the holotype of *S. gandakasensis* from the Potwar Plateau, Pakistan. It is the worn condition of the teeth which presumably prevented its correct identification until now, as the typical lophodonty by which *Schizochoeerus* is identified, has been removed by heavy wear. The specimen is considerably smaller than *S. vallesensis* but is the correct magnitude to belong to *gandakasensis* as occlusion of the palate and mandible suggest. In addition, an isolated upper Mi of *S. gandakasensis* from ootwar, is the same size as that of the palate. It may be that the Sinap specimen belongs to a species different from the Pakistan one, but it is not possible to indicate it with the available material.

The palate is the most complete specimen of *Schizochoeerus* known to date, and its value lies in the determination of the morphology of the anterior dentition, hitherto unknown.

The nasal passages are wide and rounded (Fig. 10), quite in contrast to the shape in *Sus* where the snout is almost square in section. There are enormous canine flanges with a deep recess or niche for the reception of the lower canines when the jaw is closed (Fig. 8-10). The top of the flange reaches almost to the top surface of the

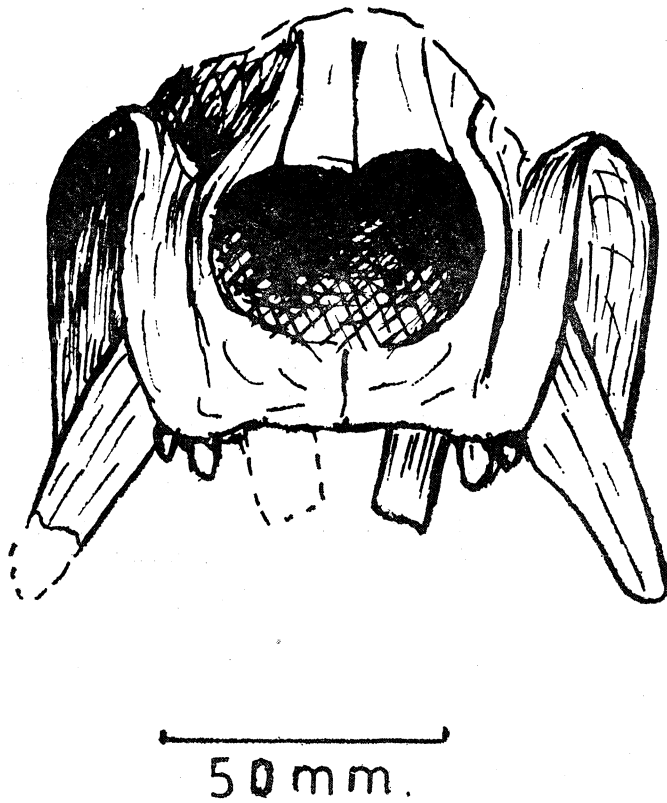


Figure 10: *Schizochocerus cf. gandakasensis* (Pickford), snout, anterior view. Sinap/Ankara.

Şekil 10: *Schizochocerus cf. gandakasensis* (Pickford) Burnun önden görünüşü. Sinap/Ankara.

nasals. The anterior nares are slightly retires and the premaxillae are shorter than they are in the suids. The incisors are implanted steeply in the premaxilla, and even point slightly to the rear. In suids they are procumbent. The premaxillae do not meet interproximally and there are gaps between all the incisors and the upper canine.

There is a large infraorbital foramen above $P^{3,4}$. The maxillary root of the zygomatic process begins above M^2 . There is a prominent buccinator ridge as in *Taucanamo* but there is no marked facial fossa as in *Taucanamo*. The palate is grooved and ridged (Fig. 11) so that it has quite

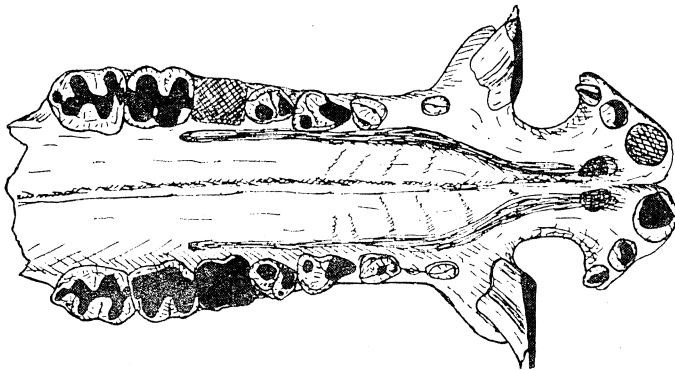


Figure 11: *Schizochocerus cf. gandakasensis* (Pickford), snout, palatal view. Sinap/Ankara.

Şekil 11: *Schizochocerus cf. gandakasensis* ((Pickford), Burnun damaktan görünüşü. Sinap /Ankara.

a rugose surface. The palatal grooves run close to pre-molars and molars, emerging from the palatine foramina at the front of M^2 ; at the level of P^1 , they swing saggittally past the canine niches before entering the incisive foramina. The hard palate extends considerably to the rear of M^3 as in *S. vallesensis*. The toothrows are subparallel, but the canines are outside the tooth line and diverge at an angle of 22.5° from the vertical, as in most other peccaries.

Dentition

I^1 is a cylindrical peg, without enamel in this specimen due to heavy wear, This tooth looks remarkably like I^1 of the hippopotamus. In fact, the entire anterior tooth battery closely recalls that of the hippo.

I^2 is slightly smaller than I^1 and is lightly laterally compressed although its root is circular. There is a ridge running down the distal edge of the crown, but anteriorly the morphology has been removed during wear.

I^3 is the smallest incisor, and is positioned on the anterior edge of the canine niche and points into it at an angle. A wear facet on its distal edge indicates contact with the lower canine during chewing. The crown is laterally compressed, but the root is of circular section.

The upper canines are large permanently growing teeth, not unlike those of *Taucanamo*. Their shape and orientation serve immediately to distinguish *Schizochocerus* as a peccary, and not as a suid, the family in which it has been classified until recently (Pickford, 1976). The tooth is sub-oval in section, with a marked distal groove. There are two prominent wear facets anteriorly, one of which is vertical and scored by vertical striae, the other of which is lingually placed and which has striae running parallel to the long axis of the tooth. There are gaps between the canine, P^1 , P^2 .

P^1 is a two-rooted, slightly sectorial blade formed of a principal cusp with anterior and posterior ridges leading rootward onto small anterior and posterior cingula. There is also a weak lingual cingulum.

P^2 is a triangular tooth, with two roots, the distal one of which is incipiently bifurcate. In other words the tooth is slightly molarised. There is an inflated main cusp with anterior and posterior ridges leading from the tip onto a cingulum which almost completely surrounds the tooth. There is a cusplet on the disto-lingual corner of the tooth which imparts a triangular occlusal outline to it. A prominent wear facet is developed on the distal surface of the tooth.

P^3 is a larger version of P^2 . In this individual however, there has been aberrant wear so that the front 1/4 of the tooth is worn away to gingival level. The distolingual cusp is large and is bordered lingually by a cingulum.

P^4 is a three cusped tooth, broader than it is long. In this individual P^4 on both sides is rotated pathologically through about 60° so that the mesial edge of the tooth is subparallel to the toothrow and points towards the palate. (The authors have seen hyracoid molars rotated in a similar manner. It has yet to be satisfactorily explained why the pathological rotation of teeth is often the same in both

area we have five specimens, from Haritalyangar in India there are three and from Turkey, one.

jaws). There are two prominent mesial cusps in *S. cf. gandakasensis*, the two being subequal in size, forming an anterior loph. The disto-labial cusp is small and closely applied to the distal edge of the antero-labial cusp. There are anterior and posterior cingula and a distal accessory cusplet in the saggital line of the tooth. Wear facets are developed on the anterior cusps only in this specimen, but this is undoubtedly due to the peculiar rotation of the teeth.

M^1 is worn to a featureless stump, surrounded by thin enamel. This tooth looks rather like worn examples of molars of *Taucanano*.

M^2 is also deeply worn, but some occlusal enamel is present in the labial end of the median valley. One can just determine anterior and distal cingula and the zygodont crest running from the antero-labial cusp into the buccal notch. There is a light cingulum buccally.

M^3 is also heavily worn, the main features of the cusps being obliterated. However, the anterior and posterior cingula are visible as is the distal beaded cingulum and talon which is formed of a bifurcate cusp as in *Taucanano*. The talon is closely attached to the disto-lingual cusp.

	1	b	diastemata	
I^1	10.5	9.7	I^1-I^1	8.5
I^2	7	6	I^1-I^2	3.5
I^3	5.6	4.6	I^2-I^3	3
C	20	15.5	I^3-C	15
P^1	8	4.6	$C-P^1$	10
P^2	9.5	8.6	P^1-P^2	9
P^3	12	10.7	Palatal width at C	41
P^4	9.8	11.5	" " "	P^2 32
M^1	14	12.3	" " "	P^4 31
M^2	16.5	14.5	" " "	M^3 34
M^3	20.4	15.5	Snout width at C	87
P^1-M^3 length	113 mm.		" " "	P^2 55

Table 5: Dental measurements of *Schizochocerus cf. gandakasei*.

Çizelge 5: *Schizochocerus cf. gandakasei*'in diş ölçüleri.

Discussion

The importance of this new material from Sinap lies not only in the new information to be gained about the genus but also in the palaeodistribution of the species. If the palate is really the same species as that from the Potwar Plateau, which we have no reason to doubt, then it would appear that the species was widespread, even though it appears to have been rare. From the Potwar

area we have five specimens, from Haritalyangar in India there are three and from Turkey, one.

Schizochocerus appears to be an indicator of Vallesian time although Hunermann (1975) identified the genus at Paşalar, supposedly an early Vindobonian locality in Turkey. All other specimens have been found in strata which contain *Hipparion*.

Acknowledgements

The authors thank staff at the MTA, Ankara for permission to study the fossils and for logistic help during the research. The senior author thanks Professor D. Pilbeam for assistance. Thanks are also extended to the British Institute in Ankara for their considerable assistance.

Yazının geliş tarihi : 1.11.1977
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 19.1.1979
Yayıma verildiği tarih : 25.1.1979

LIST OF REFERENCES :

- Colbert, E.H., 1935, Siwalik mammals in the American Museum of natural History: Trans. Am. phil. Soc, 26: i-x, 1-401.
- Crusafont-Pairo, M., and Lovocat» R., 1954, *Schizochocerus*, un nuevo genero de suidos del Pontense inferior (Vallesense) des Vallesense) des Valles-Penedes: Not. y comm. de Inst. geol. Min. Espana, 36, 3-12.
- Golpe, J.M., 1975, Un nuevo tayasuido en el Vindoboniense terminal de Castell de Barbera (Cuenca del Valles): Boln. inf. Diputacion Provincial de Barcelona, VII (2), 39-43.
- Hunermann, K.A., 1968, Die Suidae (Mammalia, Artiodactyla) aus den Dinotheriensanden (Unterpliozan = Pont) Rheinhessens (Sudwestdeutschland): Schweiz. Pal. Abh. Mem. Suisses. Pal., 86, 1-96;
- Hunermann, K.A., 1975, Die Suidae aus den Turkischen Neogen; in Sickenburg et al: Geol. Jb., B15, 153-156.
- Leinders, J. 1975, Sur les affinites des listriodontes bunodontes de l'Europe et de l'Afrique: Bull. Mus. Nat. Hist, nat, 341, 197-204.
- Lydekker, R., 1877, Notices of new and rare mammals from the Siwaliks: Rec. geol. Surv. India, 10, 76-83.
- Nafiz, H., and Malik, A., 1973, Vertebres fossiles de Küçükçekmece: Publ. inst. geol. Univ. Istanbul, 8, 1-119.
- Nikolov, I., and Thenius, E., 1967, *Schizochocerus* (Suidae, Mammalia) aus dem Pliozan von Bulgarien: Ann. Naturhist. Mus. Wien, 71, 329-340.
- Ozansoy, F., 1951, Preliminary report on a Pontian Mammal Fauna from Mufla: Bull. geol. Soc. Turkey, 3, 147-152.
- Ozansoy, F., 1965, Etudes des gisements continentaux et des mammiferes du Cenozoique de Turquie: Mem. Soc. geol. France, ns 44(1), Mem. 102, 1-92.
- Pickford, M. 1976, A new species of *Taucanano* (Tayassuidae, Mammalia) from the Siwaliks of the Potwar Plateau, Pakistan: Pakistan J. Zool., 8(1), 13-20.
- Pilgrim, G.E., 1925, Presidential address to the Geological section of the 12th Indian Science Congress: Proc. 12th Indian Sci. Congr., 200-218.

- Pilgrim, G.E., 1926, The fossil Suidae of India: Mém. geol. Surv. India, Palaeont. indica, ns 8(4), 1-65.
- Schmidt-Kittler, N., 1971, Die obermiozane Fossilagerstätte Sandelzhausen, 3. Suidae (Artiodactyla, Mammalia): Mitt. Bayer. Staatssamml. Palaeont. hist. geol., 11, 129-170.
- Şenyürek, M., 1952, A study of the Pontian fauna of Gökdere (Elmadag) southeast of Ankara: Belleten DTCE, 16(64), 449-493.
- Stehlin, H.G., 1899-1900, Geschichte des Suiden Gebisses: Abh. Schweiz. palaeont., 26, 1-527.
- Thenius, E., 1956, Die Suiden und Tayassuiden des Steierischen Tertiers, Beiträge zur Kenntnis der Säugetiere der Steiermark: 8. Sitz. ber. Akad. Wiss. Wien, 165, 337-382.
- Tschachtli, B., 1942, Fossile Säugetiere aus der Gegend von Küçük-yozgat, Ostlich Ankara: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 2(27), 322-324.
- Wilkinson, A., 1976, The lower Miocene Suidae of Africa: Foss. vertebr. Africa, 4, 173-282.

PLATE I.

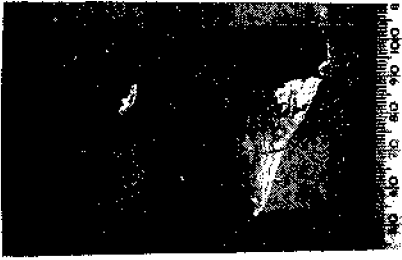
- Figure 1: Left and right P's of two varieties of *Listriodon splendens*. Çandır, Turkey. AÇH/1334-35.
 Figure 2: Female mandible, *Listriodon splendens*, occlusal view (arrows point to wear facets). Çandır, Turkey. (Scale: 50 mm) AÇH/1333.
 Figure 3: Female mandible, *Listriodon splendens*, lateral view. Çandır, Turkey, (scale: 50 mm). AÇH/1333.
 Figure 4: Male mandible, *Listriodon splendens*, occlusal view. Çandır, Turkey. AÇH/1331.
 Figure 5: Male mandible and premaxilla in occlusion, lateral view. Çandır, Turkey. AÇH/1331-32.
 Figure 6: Male upper canines, *Listriodon splendens*, Çandır, Turkey. AÇH/40-316.
 Figure 7: Male lower canines, *Listriodon splendens*. Çandır, Turkey. AÇH/317-20.
 Figure 8: Male lower canine, mesial apex to show unusual damage caused by occlusion with I₃. Çandır. AÇH/319.
 Figure 9: Symphysis of mandible with left I₁₋₃, right I₁₋₂ *Listriodon cf. lockharti*. İnönü, AKI 3/7 occlusal view.

(Scale:

LEVHA I.

- Şekil 1: *Listriodon splendens*'in iki varyetesinin sağ ve sol I¹'leri. Çandır, Türkiye, AÇH/1334-35.
 Şekil 2: Dişi *Listriodon splendens*, altçenesinin üstten görünüşü (oklar aşınma yüzeylerini gösteriyor). Çandır, Türkiye. (ölçek: 50 mm) AÇH/1333.
 Şekil 3: Dişi *Listriodon splendens*, altçenesinin dıştan görünüşü. Çandır, Türkiye, (ölçek: 50 mm) AÇH/1333.
 Şekil 4: Erkek *Listriodon splendens*, alt çenesinin üstten görünüşü. Çandır, Türkiye. AÇH/1331.
 Şekil 5: Erkek bireyin önüst ve alt çenesinin üstüste dıştan görünüşü. Çandır, Türkiye. AÇH/1331-32.
 Şekil 6: Erkek *Listriodon splendens*'in üst köpek dişleri. Çandır, Türkiye. AÇH/40-316.
 Şekil 7: Erkek *Listriodon splendens*'in alt köpek dişleri. Çandır, Türkiye. AÇH/317-20.
 Şekil 8: Erkek bireyin alt köpek dişinin orta ucu I³ tarafından etkilenmesiyle aşırı derecede bozulmuştur. Çandır. AÇH/319.
 Şekil 9: *Listriodon cf. lockharti* alt çenesinin simfiz bölgesindeki sol I₁₋₃, sağ I₁₋₂'ler. İnönü, AKI 3/7 üstten görünüş.

LEVHA I
PLATE I



1



2



4



3



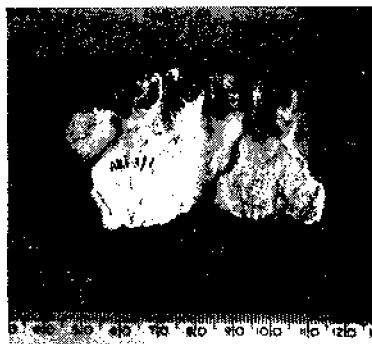
5



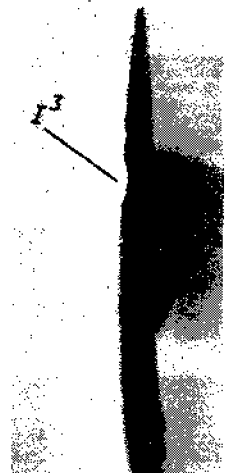
6



7



9



8

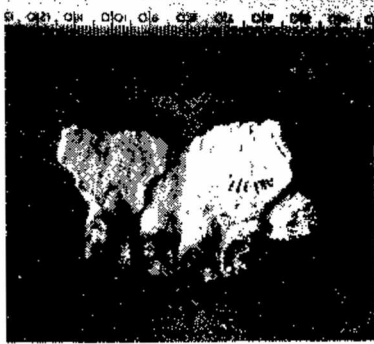
PLATE III.

- Figure 1: cf. *Taucanamo* sp. ?I³, Çandır, Turkey. AÇH/1336.
Figure 2: cf. *Taucanamo* sp. left lower canine, lingual view, Çandır. AÇH/1337.
Figure 2: cf. *Taucanamo* sp. left lower canine, labial view, Çandır. AÇH/1337.
Figure 4: cf. *Taucanamo* sp. left M₂, occlusal view, stereo Çandır. AÇH/1338.
Figure 5: cf. *Taucanamo* sp. right M₃, occlusal view, stereo, Çandır. AÇH/1339.
Figure 6: *Schizochœrus* cf. *gandakasensis* (Eickford), right late'ral view of snout, stereo. Sinap, Turkey.
Figure 7: *Schizochœrus* cf. *gandakasensis* (Rickford), palatal view of snout, stereo. Sinap, Turkey. Mus. No. 1953.

LEVHA III.

- Şekil 1: cf. *Taucanamo* sp. ?I³ Çandır, Türkiye. AÇH/1336.
Şekil 2: cf. *Taucanamo* sp. Sol alt köpek dişinin lingualden görünüşü. Çandır. AÇH/1337.
Şekil 3: cf. *Taucanamo* sp. Sol alt köpek dişinin dıştan görünüşü. Çandır, AÇH/1337.
Şekil 4: cf. *Taucanamo* sp. Sol M₂ nin üstten görünüşü, stereo. Çandır. AÇH/1338.
Şekil 5: cf. *Taucanamo* sp. Sağ M₃'ün üstten görünüşü, stereo. Çandır. AÇH/1339.
Şekil 6: *Schizochœrus* cf. *gandakasensis* (Pickford), burnun sağ dıştan görünüşü, stereo. Sinap, Türkiye.
Şekil 7: *Schizochœrus* cf. *gandakasensis* (Pickford), burnun damaktan görünüşü, stereo. Sinap, Türkiye.

6



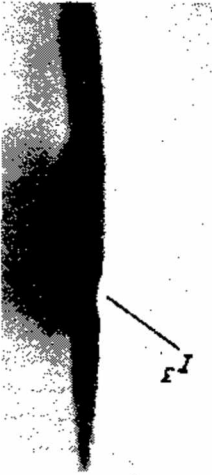
9



7



8



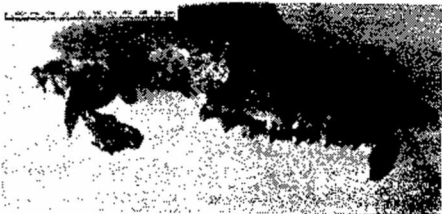
3



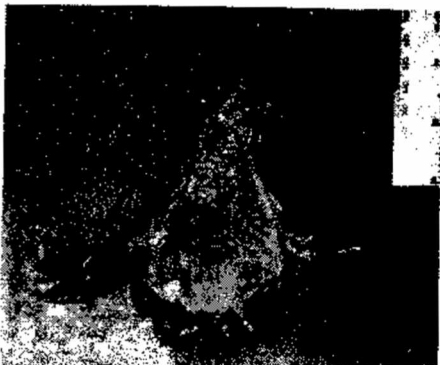
2



5



4



1



PLATE II.

- Figure 1: *Listriodon cf. lockharti*, lateral view of snout, İnönü, Turkey. AKI/3-780.
Figure 2: *Listriodon cf. lockharti*, dorsal view of snout, İnönü, Turkey.
Figure 3: *Listriodon cf. lockharti*, palatal view of snout, İnönü, Turkey.
Figure 4: *Korynochoerus cf. palaeochoerus*, palatal view (stereo) Muğla, Turkey.* MYS/732.
Figure 5: *Taucanamo inönüensis* sp. nov. snout, lateral view. (Stereo). Holotype, İnönü, Turkey. AKI 3/4.
Figure 6: *Taucanamo inönüensis* sp. nov. upper canines (stereo). İnönü, Turkey. AKI/453-584.
Figure 7: *Taucanamo inönüensis* sp. nov. left t, P^s, P* (stereo). İnönü, Turkey. AKI/3-582, AKI/5-586.

LEVHA II.

- Sekil 1: *Listriodon cf. lockharti*, burnun dıştan görünüşü, İnönü, Türkiye. AKI/3-780.
Sekil 2: *Listriodon cf. lockharti*, burnun dorsal'den görünüşü, İnönü, Türkiye.
Şekil 3: *Listriodon cf. lockharti*, burnun damaktan görünüşü, İnönü, Türkiye.
Sekil 4: *Korynochoerus cf. palaeochoerus*, damaktan görünüş, (stereo) Muğla, Türkiye^ MYS/732.
Sekil 5: *Taucanamo inönüensis* sp. nov. Burnun dıştan görünüşü, (stereo). Holotip. İnönü, Türkiye. AKI/3/4.
Sekil 6: *Taucanamo inönüensis* sp. nov. Üst köpek dişleri (stereo). İnönü, Türkiye. AKI/453-584.
Sekil 7: *Taucanamo inönüensis* sp. nov. Sol F*, P* (stereo), İnönü, Türkiye. AKI/3-582, AKI/3-586.

Çalta (Ankara) Pliyosen Omurgalı Faunası

Pliocene vertebrate fauna of Çalta (Ankara)

ŞEVKET ŞEN VE JEAN CLAUDE RAGE

Institut de Paléontologie, 8 rue Buffon, 75005 Paris

ÖZ: Çalta Omurgalı faunası 3 Kurbağa, 10 Sürüngen, 1 Kuş ve 27 Memeli türünü kapsar. Bu zengin fauna Üst Pliyosen yaşlıdır. Bu yazının başlıca konusu Kurbağagiller ve Sürüngenler sınıflarıdır, ilk sınıf Pelobates sp., Bufo cf. viridis ve Kana sp. ile, ikinci sınıf ise Testudo sp., Scincidae, Lacertidae, Ophisaurus sp., Varanus marathonensis, Amphisbaenidae, Eryx sp., Colubridae ve Palaeonaja sp. ile temsil edilirler. Çalta, Doğu Akdeniz bölgesinde Kurbağa ve Sürüngenlerin kalıntılarını içeren Senozoik yaşlı ilk fosil yatağıdır. Bu sınıfların temsilcileri Kuzey Afrika'ya Akdeniz'in doğusundan geçerek girmişlerdir. Anadolu, göçeden bu türlerin göç yolu üzerinde bulunur. Bu nedenle Çalta fosil yatağı Kurbağagiller ve Sürüngenlerin Akdeniz çevresindeki geçmişine ışık tutacak önemli bir buluntu noktasıdır. Fas Neojen'indekileri hatırlatan Çalta türleri, Avrupa ve Asya'da yaşamış Kurbağa ve Sürüngenlerin Afrika'ya Pliyosen boyunca geçtiklerini gösterir.

ABSTRACT: The vertebrate fauna of Çalta contains 3 species of Amphibia, 10 species of Reptilia, 1 species of Aves and 27 species of Mammalia, The age this rich fauna is Upper Pliocene. The main subject of this paper focalizes on Amphibia and Reptilia. The first class is represented by Pelobates sp., Bufo cf. viridis and Kana sp., the second one by Testudo sp., Scincidae, Lacertidae, Ophisaurus sp., Varanus marathonensis, Amphisbaenidae, Eryx sp., Colubridae and Palaeonaja sp. Çalta is the first deposit containing remains of Cenozoic Batracians and Reptiles in the, area of Eastern Mediterranean. Specific elements of Maghreb Squamate fauna entered to Africa from via Eastern Mediterranean. Anatolia was located on the path of these traveling species on their way to Africa. The Çalta deposit, therefore, represents an important landmark in the history of Peri-Mediterranean Squamates of Çalta, like those of Moroccan Neogene, suggest that the penetration of Eurasian elements into Africa occurred gradually during the pliocene.

GİRİŞ

1955 tarihli bir yayınında Ozansoy, Çaltaköy yıkımında fosilli bir düzeyin bulunduğundan söz etmiş ve yüzeyde toplanmış birkaç omurgalı fosil parçasını Villafransıyen olarak yaşlandırmıştır. Biraz sonra göreceğimiz gibi, aslında bu fosilli tatlısu tortulları Villafransıyen'de değil, daha eski bir çağ olan Russiniyen'de oluşmuşlardır. Bununla birlikte, Ozansoy'un gerçek sonuçtan pek de uzak olmadığını belirtmek gerekir.

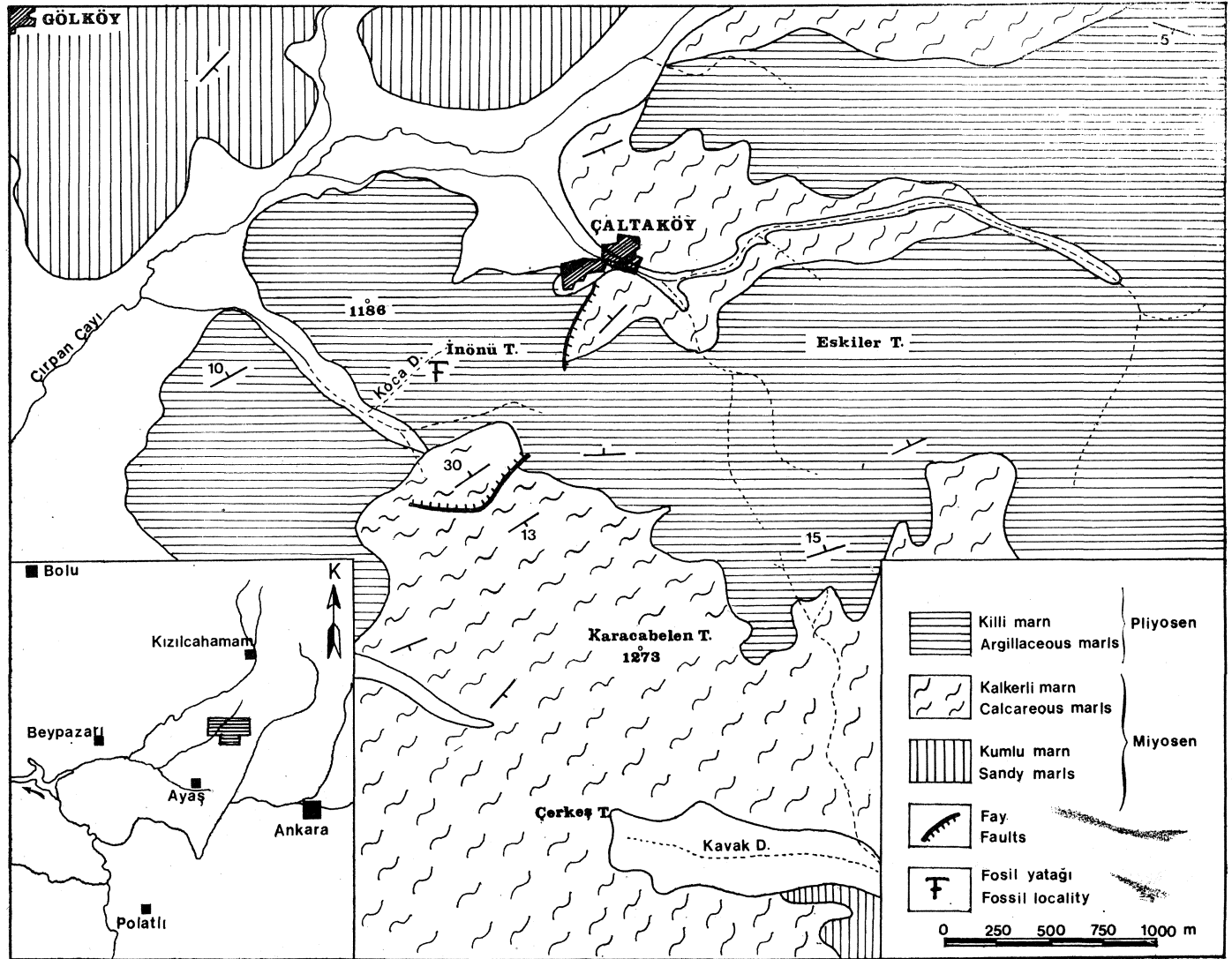
"Çalta fosil yatağı" olarak adlandırılan bu nokta, Ankara'nın 60 km kadar KB smdaki Çaltaköy'e 800 m uzaklıktadır (Şekil 1). Fosil yatağının bulunduğu düzeyi içeren Pliyosen yaşlı tatlısu tortulları yalnız Çaltaköy dolaylarında gözlenir; bu tortullar, bölgede geniş yayılım gösteren karasal Ponsiye'nin açılı bir diskordansla örterler.

1972 yılı Temmuz ayında üç Türk ve iki Fransız araştırmacının oluşturduğu bir ekip, bu fosilli düzeyde 15 gün sü-

reyle kazılar yapmıştır. Kazı sonucu toplanan fosil malzeme hem de tür olarak oldukça zengindir.

Kazıların ilk sonuçları, fosilli seviyenin stratigrafisi, oluşumu ve ilk fauna listesi iki kısa yazıyla yayınlanmış (gen ve diğ., 1974; Ginsburg ve diğ., 1974), bir üçüncü yazıyla (Heintz ve diğ., 1975) bu fauna elemanlarından *Hipparion longipes*'in özellikleri tanıtılmıştır. Kemiriciler ise ayrı bir yayının konusu olmuş (Şen, 1977), yataktaki kurbağa ve sürüngen fosillerinin varlıkları da kısa bir özetle duyurulmuştur (Rage ve Şen, 1976).

Bu yazının amacı da, son incelemelere dayanarak Çalta faunasının tam listesini vermek, fauna elemanlarından Kurbağagiller (Amphibia) ve Sürüngenlere (Reptilia) ait olan türleri tanıtmak ve bunların ışığında bazı paleocoğrafya sorunlarını aydınlatmak olacaktır. Türkiye'de yaşamış Kurbağagiller ve Sürüngenlerden hiç bir fosil türün bugüne dek tanıtımı yapılmadığından, bu grupların Türkiye'deki jeolojik geçmişi üzerine hiç bir bilginin olmadığı söylenebilir. Bu-



Şekil 1: Çalta Omurgalı fosil yatağı dolaylarının jeoloji haritası.

Figure 1: Geological map of the Çalta area with the fossil vertebrate locality.

nun nedenini daha çok kazılarda elde edilen omurgalılar içinde Memelilerin çoğunluğu oluşturmasında ve Memeliler yanında bu grupların unutulmuş olmasında aramak gerekir. Halbuki, bu iki sınıfa (Amphibia ve Reptilia) giren fosillerin de incelenmesi biyocoğrafik ve stratigrafik sorunların çözümüne katkıda bulunabilir.

ÇALTA FAUNASININ LİSTESİ

GAST-ROPODA	Helicidae	: <i>Helix cineta</i> Müller
	Enidae	: <i>Subzebrinus</i> sp.
AMPHIBIA	Pelobatidae	: <i>Pelobates</i> sp.
	Bufo	: <i>Bufo cf. viridis</i> Laurenti
	Ranidae	: <i>Rana</i> sp.
REPTILIA	Testudinidae	: <i>Testudo</i> sp.
	Scincidae	indet.
	Lacertidae	indet.
	Anguidae	: <i>Ophisaurus</i> sp.
	Varanidae	: <i>Varanus marathonsis</i> Weithofer
	Amphisbaenidae	indet.
	Boidae	: <i>Eryx</i> sp.
	Colubridae	indet.
AVES	Elapidae	: <i>Palaeonaja</i> sp.
MAMMALIA	Struthionidae	: <i>Struthio camelus</i> Linneus
	Canidae	: <i>Nyctereutes</i> sp.
		<i>Vulpes</i> sp.
	Hyaenidae	: <i>Euryboas lunensis</i> (Del Campa)
	Felidae	: <i>Felis (Lynx) issiodorensis</i> Cr. & Job. cf. <i>Machairodus</i> sp.
	Rhinocerotidae	: <i>Dicerorhinus</i> sp.
	Equidae	: <i>Hipparion longipes</i> Gromova <i>H. cf. crassum</i> Gervais
	Suidae	: <i>Sus minor</i> (Depéret) "Cervus" perrieri Cr. & Job.
	Bovidae	: <i>Gazella</i> sp. I <i>Gazella</i> sp. II Antilope indt. Caprinae indet.
	Giraffidae	: <i>Giraffa</i> sp.
	Ochotonidae	: <i>Ochotona antiqua</i> Argyropulo
	Muridae	: <i>Castillomys magnus</i> Şen <i>Occitanomys</i> sp. <i>Orientalomys galaticus</i> (Şen) <i>Apodemus dominans</i> Kretzoi
	Cricetidae	: <i>Mesocricetus cf. primitivus</i> de Bruijn <i>Pseudomeriones abbreviatus</i> (Teilhard)
	Arvicolidae	: <i>Mimomys gracilis</i> (Kretzoi)
	Spalacidae	: <i>Pliospalax macoveii</i> (Simionescu) <i>P. compositodontus</i> (Topachevski)
	Soricidae	: <i>Blarinella</i> sp. <i>Episoriculus</i> sp.
	Erinaceidae	: <i>Erinaceus</i> sp.

SİSTEMATİK İNCELEME

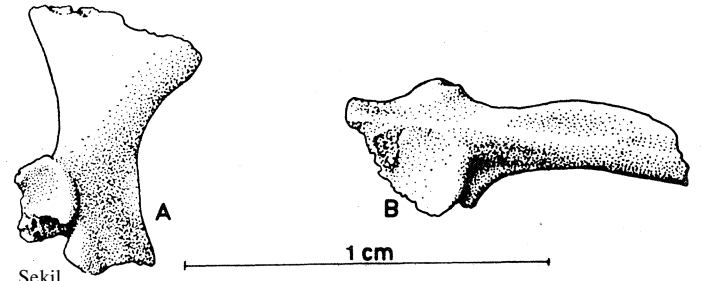
A — AMHIBIA Linneus, 1758.

Bu sınıf temsilcilerine ait malzemenin az ve eksik oluşu ayrıntılı bir incelemeye olanak tanımaz. Yalnız şunu diyebiliriz ki, bu sınıf Çalta'da Anura takımına giren üç aileyle temsil edilir.

1) Pelobatidae: Birkaç etraf kemiğinin yapısı bugün Türkiye ve dolaylarında yaşamakta olan *Pelobates fuscus*'u hatırlatır. Malzeme tür tayini için yetersizdir.

2) Ranidae: Baş dışında, gövde kemiklerinin önemli bir bölümünü kapsayan bir kurbaga iskeleti bulunmuştur. Üye kemiklerinin yapısı ve büyüklüğü günümüzde Anadoluda yaşayan *Bana rana*'nınkinden pek farklı değildir. Baş iskeletinin eksikliği tür tayinine olanak tanımadığından bu malzemeyi *Bana* sp. olarak adlandırmak gerekir.

3) Bufonidae: Bu aile diğer Amphibia'lara oranla daha zengin buluntuları içerir. Sayısız omur ve üye kemiği, çağdaş Anadolu türü olan *Bufo virides*'e yakın bir türün Çalta dolaylarında Pliosen'de yaşadığına tanıklık eder. Fakat Çalta'da bulunan omurların cotylus ve condylus'ları çağdaş türünkilerden daha yassıdır. Hem bu fark, hem de *Bufo* cinsinin tarihesinin pek iyi bilinmemesi nedeniyle fosil malzemeyi çağdaş türe katmak sakıncalıdır; Çalta fosilini *Bufo cf. viridis* Laurenti olarak adlandırmak şimdilik uygun olacaktır (Şekil 2).



Şekil
2: *Bufo cf. viridis* Laurenti. A) sağ scapula, yan yüz; B) sağ ilium, yan yüz.

Figure 2: *Bufo cf. viridis* Laurenti. A) Right scapulum, lateral view; B) Right ilion, lateral view.

B — REPTILIA Linneus, 1758

Takım: Chelonia Brogniart, 1880

Aile : Testudinidae Gray, 1825

Cins : Testudo Linneus, 1758

Testudo sp.

Çalta'da bir kaplumbağanın yalnız sırt kavkısı bulundu. Bu parça *Testudo* cinsine aittir, fakat malzemenin kırık oluşu türü saptamaya olanak vermez. Üst kavkının ön parçasının şekli, bu fosilin *Testudo pyrenaica* benzeri Avrupa Pliyosen türleriyle ilişkili olduğunu kanıtlar.

Takım: Sauria MacCartney, 1802

Aile : Scincidae Gray, 1825

Yalnız alt yarısı kalmış bir humerus parçası ile ancak bu ailenin fauna içinde bulunduğundan sözedilebilir.

Aile : Laceridae Bonaparte, 1831

Birkaç kırık etraf kemiği ile temsil edilir. Daha ayrıntılı tayin olanaksızdır.

Aile : Anguidae Gray, 1825

Cins : Ophisaurus Daudin, 1830

Ophisaurus sp.

İki sırt, bir kuyruk omuru ve gövdeyi örten birçok pulsu kemik (osteodermes) Çalta'da hiç kuşkusuz bu cinsin varlığını gösterir. Sırt ve kuyruk omurlarının yapısı en çok Ophisaurus pannonicus Kormos türününkilere uyar. Bu tür önce Macaristan'daki Fannoniyen (= Turoliyen) yaşlı Polgardi fosil yatağında saptanmış, daha sonra da Orta ve Doğu Avrupa'nın Neojen ve Kuvaterner tortullarında bolca bulunmuştur.

Çalta'da bulunan omurlar bilinen fosil ve çağdaş türlerin omurlarından arcus vertebrae ve dolayısıyla foramen vertebrale'nin yüksek, extremitas cranialis'in yuvarlak oluşu nedeniyle farklıdır.

Çalta'da ele geçen pulsu kemikler büyüklük ve kalınlıklarıyla dikkati çekmektedir. Aşınmamış örnekler üzerinde bir crista vardır. Bu özellikleriyle de Çalta Ophisaurus'u diğer türlere benzemez. Şunu da belirtmek gerekir ki, her ne kadar Çalta örnekleri yukarıda sayılan özellikleriyle bilinen türlerden ayrılırsa da, fosil türler üzerine olan verilerin yetersizliği tam ve ayrıntılı bir karşılaştırmaya olanak sağlamamaktadır.

Bugünkü bilgilerimize göre, Çalta Ophisaurus'unu yeni bir tür olarak tanımlamak mümkündür. Fakat böyle bir atama eksik ve şüpheli olduğundan, Çalta malzemesine şimdilik adı vermemek daha uygundur.

Aile : Varanidae Bonaparte, 1831

Cins : Varanus Rafinesque, 1815

(Şekil 3, a, b, c, d, e)

- 1862-67. Reptile du groupe des Varans, Gaudry, s. 318, levha, LX: şek. 3 ve 4.
 1888. Varanus marathonsis n.sp., Weithofer, s. 291, levha XIX: şek. 8 ve 9.
 1908. Varanus atticus nov. spec, Nopcsa, s. 47.
 1918. Varanus marathonsis Weithofer, Fejervary, s. 341-382, şek. 7, 8, 10, levha I ve II.

Çalta'da toplanmış sayısız omur, kafa - kuyruk uzunluğu 2.5 m kadar olabilecek bir Varanus türünün varlığını göstermektedir.

Her ne kadar Fejervary (1918 ve 1935) ve Haffstetter (1943 ve 1961) Varanidae ailesi üzerine oldukça ayrıntılı incelemelerde bulunmuşlarsa da, fosil Varanidae türleri hakkında bildiklerimiz henüz pek az. Neojen'de bu aile iki cinsle temsil edilir: Varanus ve tberovanus. Yalnız İspanya'da bulunmuş ikinci cinsin bir tek türü vardır: *İ. catalaunicus* Hoffstetter.

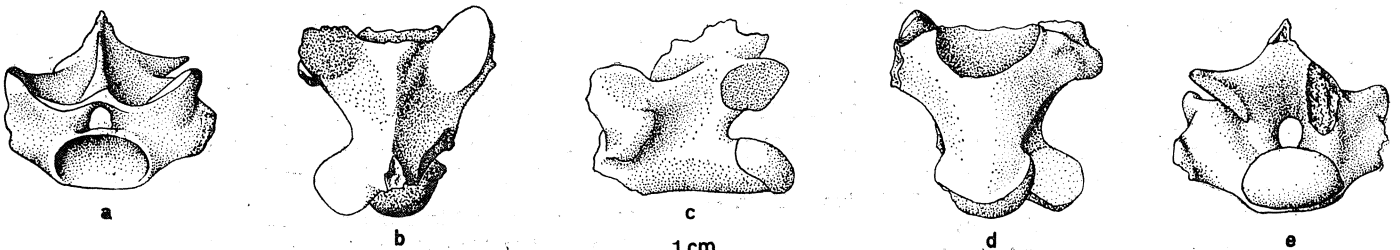
Varanus cinsinin en eski temsilcileri Fransa'da Orta Burdigaliyen'e eş yaşlı seviyelerde bulunmuştur. Günümüzde bu cins Afrika, Asya'nın güney kesimleri ve Avustralya'da yaşamakta olan sayısız türle temsil edilir. Güney Doğu Anadolu'da da bu cinsin küçük bir türü halâ yaşamaktadır.

Varanus cinsinin bugüne dek bir çok fosil türü tanımlanmıştır. Bunların başlıcaları: *V. hofmani* Roger 1898 (Miyosen, Avrupa), *V. marathonsis* Weithofer 1888 (Üst Miyosen-Pliyosen, Balkanlar), *V. atticus* Nopcsa 1908 (Üst Miyosen, Yunanistan), *V. deserticolus* Bolckay 1913 (Alt Pliyosen, Macaristan), *V. sivalensis* Falconer 1868 (Pliyosen, Hindistan), *V. bolckayi* Fejervary 1935 (Pliyo-Pleyistosen, Endonezya) ve *V. hooijeri* Brongersma 1958) (Kuvaterner, Endonezya).

Çalta'da bulunan Varanus omurlarım hiç bir çağdaş türünkilere benzetmek olanaksızdır. Bilinen fosil türlerin herhangi birine de tıpatıp uydukları söylenemez; çünkü fosil türlerin birçoğu yalnız baş iskeletleriyle bilinmektedir. O halde, Çalta'da ele geçen Varanus kalıntıları ancak omurları bilinen birkaç türle karşılaştırılabilir.

Çalta omurlarının en-boy oranı *V. sivalensis*'inkinden çok farklıdır. Yalnız bu özellik dikkate alınırsa Çalta Varanus'unun *V. bolckayi*'ye benzediği söylenebilir; fakat bu tür Çalta türünden şu özellikleriyle ayrılır: *V. bolckayi*'de omurların arka eklem yüzleri daha dik, canalis vertebralis daha dik, canalis vertebralis daha geniş, corpus ventralis daha fazla dışbükeydir. *V. hofmani* ise omurlarının son derece uzun corpus vertebralis'i ile Çalta türünden kolayca ayrılmaktadır.

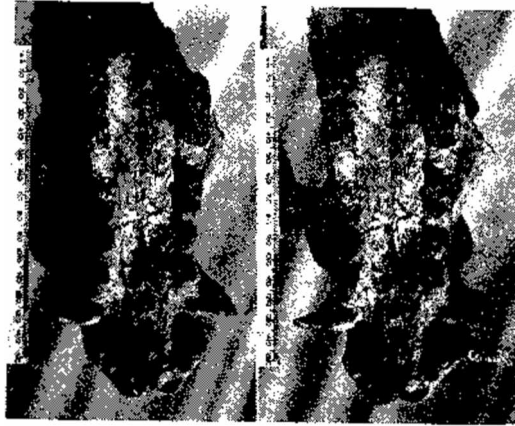
Omurlarının genel yapısı ve ayrıntılı anatomik özellikleriyle Çalta Varanus'una en çok benzeyen tür *V. marathonsis*'dir. Bu tür önce Atina yakınındaki Turoliyen yaşlı Pikermi fosil yatağında bulunmuş, daha sonra da Avrupa'da birçok yerde bu türe rastlanmıştır. Bu yerlerden biri de Macaristan'daki Csarnota-2 dir. Çalta'da bulunan omurlar en çok bu fosil yatağındakilere benzerler, fakat birkaç bireysel fark olduğunu da belirtmek gerekir; Csarnota-



Şekil 3: Varanus marathonsis Weithofer. Bir sırt omuru. a) yüz, b) üst yüz, c) yan yüz, d) alt yüz, e) arka yüz.

Figure 3: Varanus marathonsis Weithofer, dorsal vertebra, a) anterior view, b) dorsal view, c) lateral view, d) ventral view, e) posterior view.

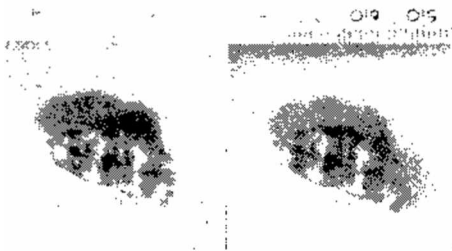
2



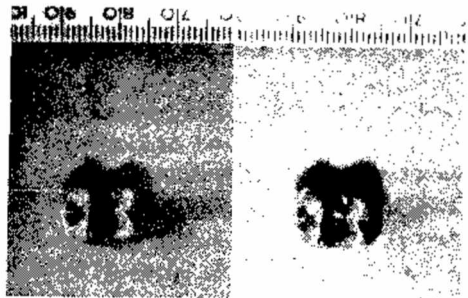
9



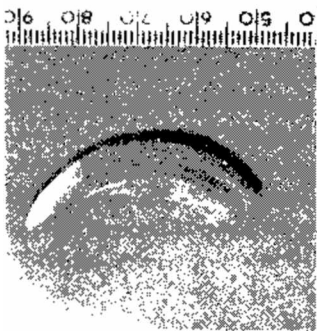
4



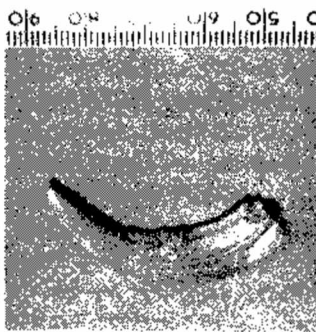
5



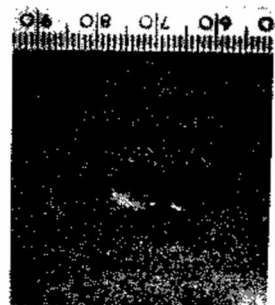
3



2



1



da bulunan omurların faies cranialis ve caudalis'leri daha geniş, processus dorsalis'ler daha uzundurlar. Csarnota omurları için belirtilen birinci özellik Fikermi omurlarında da görülür, buna karşın Pikermi omurlarının proecessus'ları Çalta'dakiler gibi kısadır. Bu küçük farkların ne dereceye kadar önemli olduğuna karar vermek zordur. Şimdilik bu farkları ancak bireysel farklar olarak kabullenmek ve Çalta Varanus'unu bu türe katmak gerekmektedir

Takım: Amphisbaenia Wiegmann, 1834

Aile : Amphisbaenidae Gray, 1825

Çalta'da bulunan birkaç omurun daha ayrıntılı tayini olanaksızdır Bu omurların ancak Amphisbaenidae ailesine ait oldukları söylenebilir.

Takım: Serpentes Linneus, 1758

Aile : Typhlopidae Gray, 1825

Bir tek omurla bu ailenin Çalta'da varlığı saptanmış olup, cins ve tür tayini olanaksızdır.

Aile : Boidae Bonaparte, 1831

Cins : Eryx Daudin, 1803

Eryx sp.

Ancak cins özelliklerini taşıyan bir sırt omuru Eryx sp. olarak adlandırılabilir.

Aile : Colubridae Gray, 1825

Çalta'da bulunan birkaç omur ile cins ve tür tanımlama yapmak olanaksız; çünkü bu ailenin bütün türlerinde omurların yapısı dikkate değer bir değişiklik gösteremez. Fakat şunu kesinlikle söyleyebiliriz ki, Çalta'da bu aile en az iki cinsle temsil edilmektedir.

Aile : Elapidae Boie, 1827

Cins : Palaeonaja Hoffstetter, 1939

Palaeonaja sp.

(Şekil 4 a, b, c, d, e)

Çalta'da toplanmış 30 kadar omurun Elapidae ailesinden iri bir türe ait olduğu rahatlıkla söylenebilir. Fakat bu malzemenin hangi cins ve türe girdiğini belirtmek oldukça zordur. Nedenleri kısaca şu şekilde açıklanabilir:

Yayılmı Asya, Avrupa ve Afrika olan Elapidae ailesi iki fosil cinsle bilinmektedir: Naja ve Palaeonaja. Hoffstetter'e göre (1939, s. 30), bu cinsleri tanımlayan başlıca

özellikler kafa iskeletinde bulunur, buna karşın omurlar birbirlerine çok benzerler; aynı tür içinde bile omurların bazı yapısal özellikleri daha belirgin ya da daha zayıf olabilir.

Daha çok Afrika ve Asya'da bulunan Naja (Kobra) cinsi, günümüzde son derece yaygındır. Tamamen fosil bir cins olan Palaeonaja kalıntılarında ise bugüne dek Batı Avrupa ve Kuzey Batı Afrika'da Orta Miyosen-Üst Pliyosen arası devrelerde rastlanmıştır. Görülüyor ki, gerek anatomik özellikler, gerekse fosil cinslerin bugüne dek bilinen yayılımı Çalta'da bulunan omurları Naja ya da Palaeonaja cinsi içine katmayı kolaylaştırılmaz. Bununla birlikte, ayrıntılı bir karşılaştırma ile bazı ilginç sonuçlara varılabilir.

Çalta omurları gövdelerindeki şu özelliklerle Naja türlerine benzemez: eristaventralis çok güçlü, faies veritralis genellikle içbükey, bazan düz fakat asla Naja'da olduğu gibi dışbükey değildir.

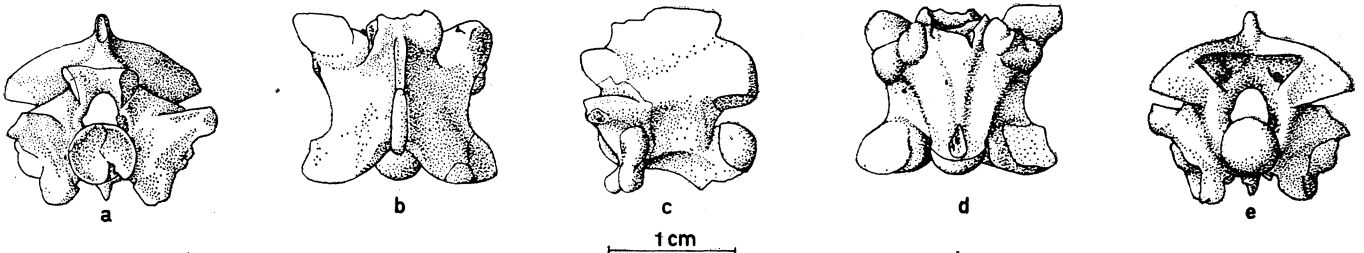
Çalta'da bulunan omurlardaki birçok yapısal özellikleri, bilinen üç Palaeonaja türüne (P. romani, P. crassa, P. depereti) dağılmış olarak buluruz, örneğin son türün omurları Çalta'da bulunanlara şaşılabilecek derecede benzer. Bu benzerliklere dayanarak bizim fosil yatağımızda bulunan malzemeyi şimdilik Palaeonaja cinsine katabiliriz. Kendisine has birçok özellikleriyle Çalta materyeli yeni bir türe de ait olabilir. Fakat böyle bir karara ancak gerekli kafa iskelet parçalarını bulduktan sonra varmak en doğru yol olacaktır, Çalta'da bulunan omurları Şimdilik Palaeonaja sp. olarak adlandırmak daha uygun olacaktır.

TARTIŞMA VE SONUÇ

Çalta fosil yatağının yukarıda verilen fauna listesi birçok özellikleriyle ilginçtir. Bu fauna elemanlarının bazıları yalnız Anadolu ve dolaylarında biliniyorsa da, büyük bir kısmı bugüne dek ya Avrupa'da, ya Doğu Asya'da, ya da Kuzey Afrika'da yaşamış gruplar olarak tanınırdı. Çalta, değişik coğrafik kökenli Omurgalarının birarada bulunduğu başlıca fosil yataklarından biridir.

Bir bölümü Miyosen'den beri bilinmekte olan fauna elemanlarının bazıları bugün halâ yaşamakta olup, çoğunluğu her üç kıtanın Pliyosen yaşlı seviyelerini yansıtır. Genel bir karşılaştırma bu faunanın Batı Avrupa'daki Perpignan düzeyiyle ya da Kafkaslardaki Simmeriyen yaşlı düzeylerle çağdaş olduğunu gösterir.

Çalta'daki Amphibia ve Reptilia temsilcileri genel olarak çağdaş Anadolu faunasını yansıtır. Bu yerde bulu-



Şekil 4: Palaeonaja sp. Bir sırt omuru. a) ön yüz, b) üst yüz, c) yan yüz, d) alt yüz, e) arka yüz.

Figure 4: Palaeonaja sp., dorsal vertebra, a) anterior view, b) dorsal view, c) lateral view, d) ventral view, e) posterior view.

nan Felobates, Kana, Ophisaurus ve Eryx cinsleri bugün Anadolu'da son derece yaygındır; Bufo viridis türü de çağdaş bir Anadolu türüdür. Aynı şekilde, Çalta'da saptanmış Scineidae, Lacertidae, Amphisbaenidae, Colubridae ve Typhlopidae ailelerinin de Türkiye'de bugün de yaşamakta oldukları bilinmektedir. Varanus cinsi ise yalnız Güney Doğu Anadolu'da yaşayan V. griseus türüyle temsil edilir. Çalta'daki gruplardan yalnız Kobralar (Elapidae) bugün Türkiye'de bulunmazlar. Buna karşın bu aileden Naja morgani Mocquard Suriye ve İran'da oldukça yaygındır.

Çalta faunası içinde, bugün Türkiye'de oldukça sık rastlanan Agamidae ve Viperidae aileleri türlerinin yokluğu dikkati çeker. Bu ailelerin Eski Dinya'ya yerleşmeleri oldukça eskidir; çünkü bunların birçok türüne Avrupa'da Eosen - Miyosen arası yaştaki birçok fosil yatağında rastlanmıştır. Buna karşın Kuzey Afrika'da bu aileler ancak Üst Pliyosen'de ortaya çıkarlar ve örneğin Orta Miyosen yaşlı Beni Mellal (Fas) de bulunmazlar (Rage, 1976). Günümüzde ise bu ailenin dağılımı Afrika, Asya ve Avustralya'dır.

Viperidae ailesinin bugün Anadolu'da yaşayan cinsi Vipera gerek Neojen'de gerekse günümüzde Avrupa ve Kuzey Afrika'nın bazı kesimlerinde yaygındır.

Akdeniz'i çevreleyen bölgelerdeki Amphibia ve Reptilia topluluklarına kısaca bir göz gezdirilirse şu ilginç durum dikkati çeker: kuzey kıtalarında uzun zamandan beri yaşadıkları bilinen topluluklara Kuzey Afrika'da ancak Pliyosen sonlarında rastlanır. Asya ve Avrupa topluluklarının bu çağda Kuzey Afrika'ya tek geçiş yolu Akdeniz'in doğusundaki bölgeler, yani Anadolu ve Yakın Doğu'dur. Çalta fatmasının sayısız Amphibia ve Reptilia türünü içermesi

de Anadolu'nun Pliyosen'de bu grupların göç yolu üzerinde bulunduğuna en güzel delildir.

Yazının geliş tarihi : 5.4.1978

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi : 25.7.1978

Yayıma verildiği tarih : 19.10.1978

DEĞİNİLEN BELGELER

- Fejervary, G.I. von, 1918, Contributions to monography on fossil Varanidae and on Megalanidae. Ann. hist. nat. Mus. nat. Hung., 16, 341-467, 37 Şek., 2 levha.
- Fejervary, G.J. von, 1935, Further contributions to a monography of the Maeralanidae and Varanidae, with notes on recent Varanians-Ann. hist. nat. Mus. nat. Hung., 29, 1-130, 8 Şek., 14 levha.
- Ginsburg, L., Heintz, E. ve Şen, S., 1974, Le gisement pliocène à Mammifères de Çalta (Ankara, Turquie), C.R. Acad. Sci. Paris, D, 278, 2739-2742.
- Heintz, E., Ginsburg, L. ve Şen, S., 1975, Hipparion longipes Gromova du Pliocène de Çalta (Ankara, Turquie), le plus dolichopodial des Hipparions. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proa, B, 78, 2, 17-82, 1 levha.
- Hoffstetter, R., 1939, Contribution à l'étude des Elapidae actuels et fossiles et de l'osteologie des Ophidiens. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, 15, 3, 1-78, 13 Şek., 2 levha.
- Hoffstetter, R., 1943, Varanidae et Necrosauridae fossiles. Bull. Mus. nat. Hist. natur., Paris, 15, 3, 134-141.
- Hoffstetter, R., 1961, Squamates. in: Le gisement de Vertébrés miocènes de Beni Mellal (Maroc). Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 155, 95-101.
- Ozansoy, F., 1955, Sur les gisements continentaux et les Mammifères du Neogène et du Villafranchien (Turquie). C.R. Acad. Sci. Paris, 240, 992-994.
- Rage, J.C., 1976, Les Squamates du Micoène de Béni Mellal, Maroc. Géol. méditerran., 3, 2, 57-70, 8 Şek., 11 levha.
- Rage, J.C. ve Şen, S., 1976, Premières données sur les Batraciens et Reptiles du Tertiaire de Turquie. Implications biogéographiques. Bull. Soc. géol. Fr., (7), 18, 2, s. 542.
- Şen, S., Heintz, E. ve Ginsburg, L., 1974, Çalta fosil yataklarında yapılmış kazıların ilk sonuçları. Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 83, 116-121.
- Şen, S., 1977, La faune de Rongeurs pliocènes de Çalta (Ankara, Turquie). Bull. Mus. nat. Hist. natur., 61, 89-171, 5 Şek., 14 levha.