

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 1995 Cilt 38 Sayı 1
February 1995 Vol. 38 No 1

ISSN 1016-9164



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hikmet TÜMER	Başkan (<i>President</i>)
M. Yüksel BARKURT	İkinci Başkan (<i>Vice President</i>)
Tahir ÇEBİ	Yazman (<i>Secretary</i>)
Erçin TÜRKEL	Sayman (<i>Treasurer</i>)
Dr. Zeynel DEMİREL	Mesleki Uygulamalar Üyesi (<i>Member of Professional Activities</i>)
Erdem ÇÖREKÇİOĞLU	Yayın Üyesi (<i>Member of Publication</i>)
Yakup ÖZÇELİK	Sosyal İlişkiler Üyesi (<i>Member of Social Affairs</i>)

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

Editorler/Editors	Sekreter/Secretary	Teknik Yönetmen/Technical Editor
Dr. Sefer ÖRÇEN - Dr. Atilla ÇİNER	Kuddusi KARAKUŞ	Hilmi YAĞCI

Makaleleri İnceleyenler
Editorial Board

Doç. Dr. Durmuş BOZTUĞ	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	SİVAS.
Y. Doç. Dr. Gönül BÜYÜKÖNAL	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	ANKARA.
Prof. Dr. Fazlı ÇOBAN	İ.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	İSTANBUL.
Behiç ÇONGAR	SIAL Ltd. Şti. Farabi Sk. 20/14 Kavaklıdere,	ANKARA.
Y. Doç. Dr. Ümran DOĞAN	Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	ANKARA.
Prof. Dr. Özcan DORA	Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	İZMİR.
Prof. Dr. Cahit HELVACI	Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	İZMİR.
Doç. Dr. Nurdan İNAN	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	SİVAS.
Doç. Dr. Mustafa KUŞCU	Süleyman Demirel Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	ISPARTA.
Prof. Dr. Engin MERİÇ	İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	İSTANBUL.
Prof. Dr. Teoman NORMAN	Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü,	ANKARA.
Dr. Metin ŞENGÜN	MTA Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi,	ANKARA.
Doç. Dr. Reşat ULUSAY	MTA Genel Müdürlüğü, Fizibilite Dairesi,	ANKARA.
Prof. Dr. Bektaş UZ	İ.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	İSTANBUL.
Y. Doç. Dr. Hüseyin YALÇIN	Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	SİVAS.
Prof. Dr. Mefail YENİYOL	İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,	İSTANBUL.

Yazışma adresi

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464-Kızılay, 06424 ANKARA
Tlf: (312) 434 36 01 Fax: (312) 434 23 88

Correspondence adress

TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey
P.K.464- Kızılay, 06424 ANKARA-TURKEY
Tlf: (90-312) 434 36 01 Fax: (90-312) 434 23 88

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 1995 Cilt38 Sayıl
February 1995 Vol. 38 No 1

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Anadolu Otoyolu Kazancı-Gümüşova kesimi arasında yer alan zeminlerin konsolidasyon davranışı
Consolidation behaviour of soils on the Anatolian motorway between Kazancı-Gümüşova
.....I.H. ZARİF 1
- Yazıcık (Niksar-Tokat/Türkiye) bentonitleri: İlk veriler
Yazıcık bentonite (Niksar-Tokat area/Turkey): Preliminary data
.....A. AKBULUT 53
- Yeni bir orbitoidal foraminifer cins ve türü: *Ilgazina unilateralis* n. gen., n. sp.
A new genus and species of an orbitoidal foraminifera: Ilgazina unilateralis n. gen., n.sp.
.....K.ERDOĞAN 11
- Beypazarı havzası (Ankara Batısı) Üst Miyosen-Pliyosen jipsli serilerinin sedimantolojisi
Sedimentology of the Upper Miocene-Pliocene gypsum series of the Beypazarı basin, west of Ankara, Central Anatolia, Turkey
.....L.KARADENİZLİ 63
- Doğu Pontidler'de porfiri Cu-Mo mineralleşmeleri içeren granitoyitlerin jeokimyasal özellikleri
The geochemical characteristics of the granitoids bearing porphyry Cu-Mo mineralizations in Eastern Pontids
.....B. YALÇINALP 25
- Vaysal Köyü (Laiapaşa-Edirne) fluoritlerinde sıvı kapanım çalışmaları ve nadir toprak elementleri jeokimyası
Fluid inclusion studies and rare earth elements geochemistry offluorite from Vaysal village (Laiapaşa-Edirne)
.....Z. AYAN, İ. ÖZGENÇ 75
- Daday-Devrekani masifi metamorfizması ve jeolojik evrimi, Kastamonu bölgesi, Batı Pontidler, Türkiye
Metamorphism and geological evolution of the Daday-Devrekani massif, Kastamonu region, Western Pontides, Northern Turkey
.....D. BOZTUĞ, O. YILMAZ 33
- Doğu Pontidler'de (KD Türkiye) Üst Jura - Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvars dokuları ve oluşum koşulları
Diagenetic quartz fabrics and their occurrence conditions in Upper Jurassic-Lower Cretaceous Berdiga limestone (Eastern Pontids, NE Turkey)
.....M. Z. KIRMACI 81
- Kıraman (Ayrancı-Karaman) yöresi talk yatakları
The talc deposits of Kıraman (Ayrancı-Karaman) district, Turkey
.....A. MURAT, S. TEMUR 95

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

Anadolu Otoyolu Kazancı-Gümüşova kesimi arasında yer alan zeminlerin konsolidasyon davranışı

Consolidation behaviour of soils on the Anatolian motorway between Kazancı-Gümüşova

1. Halil ZARİF İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

Öz

Anadolu otoyolunun Kazancı-Gümüşova bölümünün 1 km'lik kesimi yumuşak alüvyal zemin üzerinde yer almaktadır. Temel zeminini oluşturan zayıf taşıma gücüne sahip alüvyonun konsolidasyon özelliklerinin bilinmesi; sanat yapılarının tip seçimi ve projelendirilmesi, ayrıca otoyol dolgusunun profilde optimizasyonunun yapılması için gerekli görülmüştür.

Bu çalışmada ön projelendirme ve uygulama aşamalarında temel zemin üzerinde ayrıntılı arazi ve laboratuvar deneyleri güzergah boyunca jeomekanik parametrelerin değişimi ortaya konulmuştur. Jeomekanik parametrelerin değerlendirilmesi sonucu otoyolun bu kesimi dört as alana ayrılmıştır. Her as alan için oturma analizleri yapılmış ve bu analizlerden elde edilen sonuçlar, oturma plakaları yardımıyla belirlenen toplam oturma miktarları ile karşılaştırılmıştır.

Anahtar Sözcükler: Dolgu, konsolidasyon, oturma, otoyol.

Abstract

An 11 km long section of the Kazancı-Gümüşova Motorway is located on a soft alluvial soil. It is considered that determination of consolidation characteristics of the alluvium soil, forming the basal soil along the studied motorway route and having low bearing capacity, is essential for the selection and design of art structures and for the in-profile optimization of the motorway embankment.

In this study, data obtained from detailed in-situ and laboratory tests carried out on the basal soil at preliminary design and construction stages were evaluated. Based on the evaluated data, studied section of the motorway was divided into four sub-areas. Settlement analyses were carried out for each sub-areas, and the results of the analyses were compared to the amounts of total settlement monitored by settlement plates.

Key Words: Embankment, consolidation, settlement, motorway.

GİRİŞ

Anadolu otoyolunun (TEM) Kazancı-Gümüşova bölümü, toplam uzunluğu 840 kilometre olan Kapıkule-Ankara otoyolunun Sakarya il sınırları içindeki 37.5 kilometrelik kısmını oluşturur. Otoyol güzergahındaki zeminlerin jeoteknik açıdan incelenmesi sırasında Ak-yazı Ovası'nda kalan 11 kilometrelik bölümün yüksek su içeriğine sahip killi, siltli-killi alüvyal zemin olduğu belirlenmiştir. Otoyol dolgusunun fazla konsolidasyon oturması gösteren yumuşak, yumuşak-sert kıvamlı bir zemin üzerinde yer alması, dolgu miktarı ile orantılı olarak farklı oturmalara neden olacaktır. Oluşan deformasyonların üst yapıya doğrudan etkisi kaçınılmaz olacaktır. Oturma miktarının zararsız sınırlar içinde kalması istenir. Özellikle yüksek standartlı yollarda farklı oturmalar nedeniyle üst yapıya ait bakım ve onarım giderleri artacağı gibi, araç sürüş rahatlığı da azalacaktır.

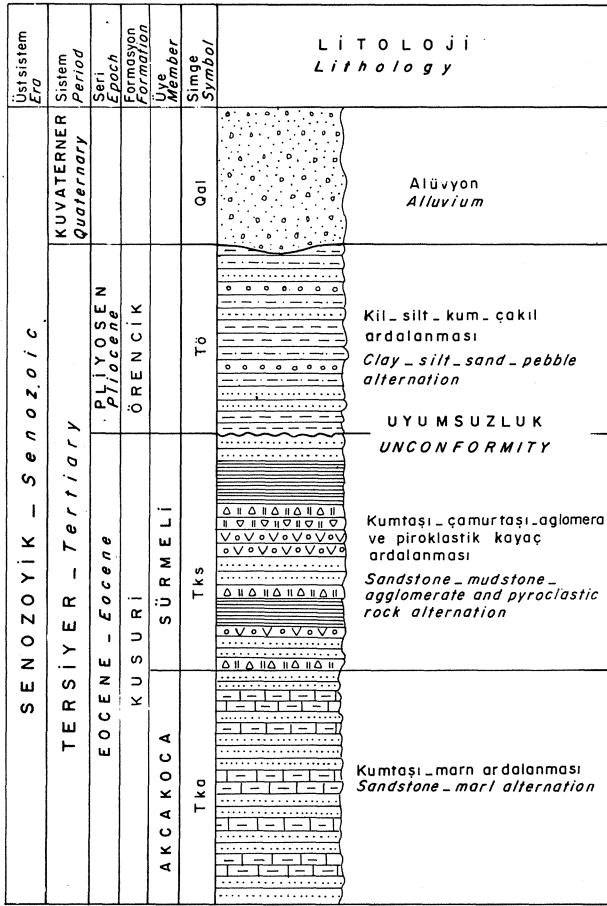
Zeminin uzun olan konsolidasyon süresini azaltıcı mühendislik çözümlerinin belirlenmesi ve yapım programında esneklik sağlanması, oturma miktarının büyüklük ve hızının tahmin edilmesiyle doğrudan ilişkilidir. Konsolidasyonunu büyüklüğünün ve hızının belirlenmesi, dolgu hızının saptanması ve sanat yapılarının tasarım parametreleri için kritik bir faktör olmaktadır.

JEOLOJİ

Kazancı-Gümüşova otoyol güzergahındaki en yaşlı birim Eosen serisine ait Kusuri formasyonu'dur (Ketin, 1962). Kusuri formasyonu'nun Akçakoca üyesi filiş karakterinde olup, birbiriyle arakatlı kumtaşı ve marn seviyelerinden oluşmaktadır. Bu birim üste doğru volkanik kırıntı ve aglomeralar ile temsil edilen Sürmeli üyesine geçer. Kusuri formasyonu üzerinde diskordan olarak bulunan Pliyosen yaşlı karasal çökellerle karakterize olan Örencik formasyonu, az tutturulmuş siltli, kil, silt, killi kum ve çakıllardan oluşmaktadır. Bunların üstünde Kuvaterner yaşlı alüvyon bulunmaktadır. Alüvyonun bölgedeki yayılımı Mudurnu nehrinin taşkın ovası ile ilişkili olup, silt, kil, kum ve çakıl içerir. Alüvyon genellikle alttaki Örencik Formasyonunun flüvyal erozyonu ve çökmesi sonucunda meydana gelmiştir (Şekil 1).

ZEMİNİN GENEL KARAKTERİSTİKLERİ

Alüvyal ova boyunca, zemin düşey yönde belirgin ardalama göstermektedir. Bazı kesimlerde yüzeye yakın kum ve çakıl mercekleri gözlenmesine karşın, zemin 60 metreyi aşan siltli kil ve kil katmanlarından oluşur (Şekil 2). Zemin her yerde olmasa bile, üstten 1-2



Şekil 1. Otoyol güzergahının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (ölçeksiz) (Ketin, 1962'den).

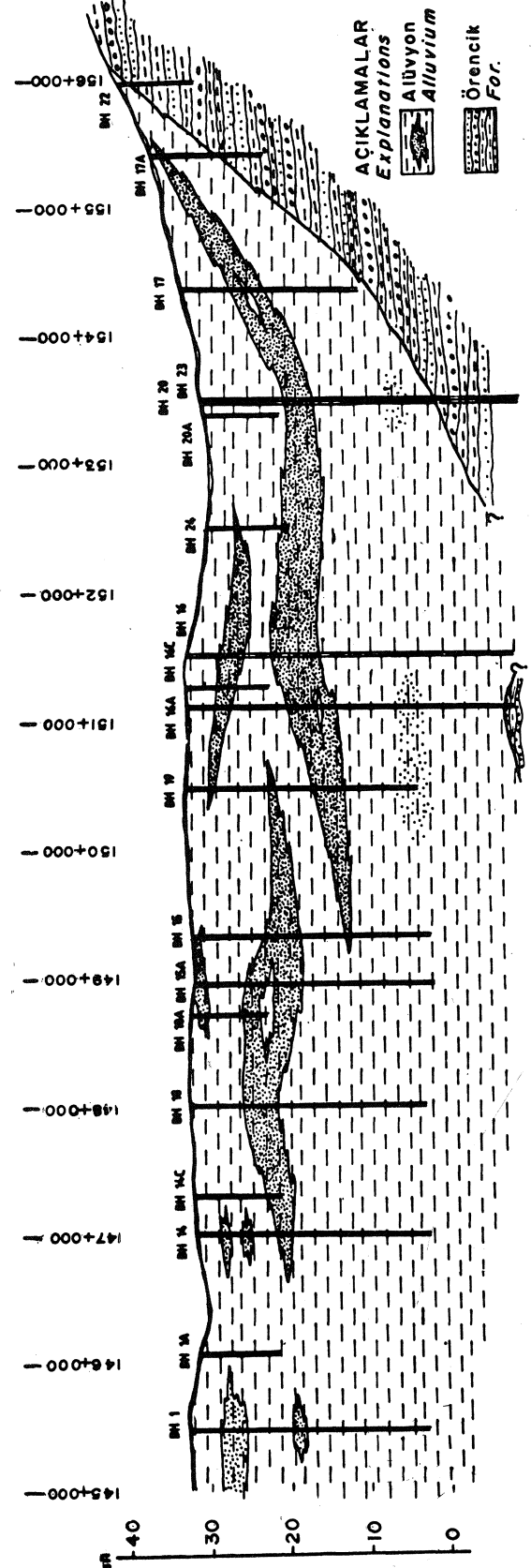
Figure 1. Generalized stratigraphic column of the studied motorway route (not to scale) (after Ketin, 1962).

metre sert bir kabuk şeklinde kurumuştur. Bu az-orta konsolide kabuk, genellikle otoyol güzergahının 150 + 000 km'sinden sonraki kilometrelerde gözlenmektedir. Ova-da az-orta kabuğun varlığı, yeraltısuyu seviyesinin sık sık alçalıp yükselmesi, buharlaşma ve ağaçların etkisi ile oluşan yapısal değişikliğe bağlanabilir. Bu seviyenin altında, zemin kıvam bakımından yumuşaktan, sert veya çok serte kadar değişkenlik gösterir (Zarif, 1991). Derinlikle sertliğin artması beklenirken kabuğun hemen altında yer yer yumuşak çökeller gözlenmektedir. Ancak, kaydedilen en geniş yumuşak çökel derinliği 8 metre civarındadır.

Alüvyonal ova boyunca yeraltısuyu, kurak yaz aylarında genellikle topoğrafik yüzeyin 2-4 metre altında

Şekil 2. Kazancı-Gümüşova otoyolu 145+000-156+000 km'ler arasının jeoloji enine kesiti.

Figure 2. Geological cross-section of the Kazancı-Gümüşova motorway between 145+000-156+000 km.



ANADOLU OTOYOLU

bulunurken, kış aylarında özellikle otoyolun 145+000 ile 150+000 kilometreleri arasında kalan kısımda topografya ve drenaj ağının zayıf olması nedeniyle bazı kesimlerde yüzey seviyesinin çok yakınına kadar yükselmektedir.

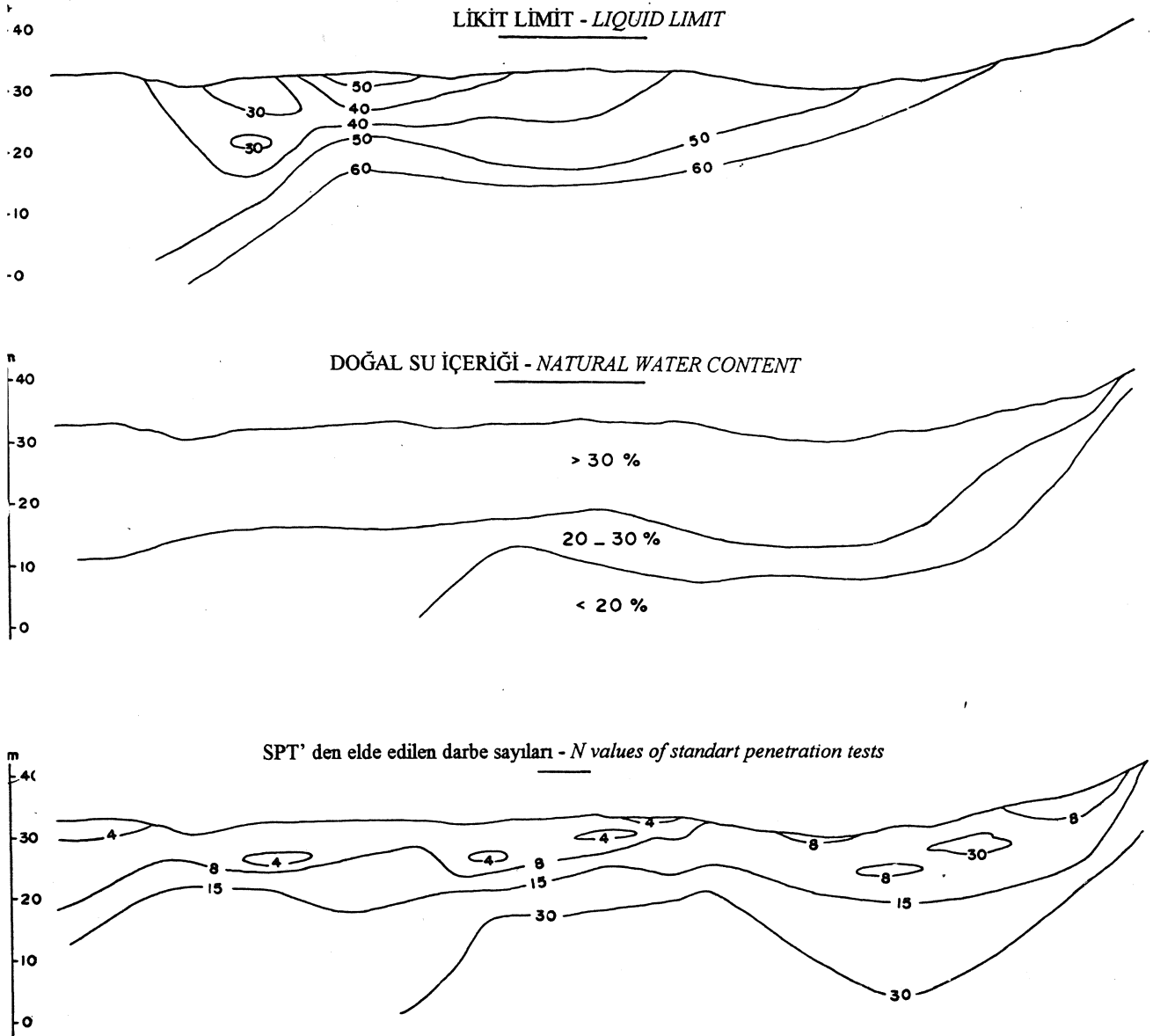
ZEMİNİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

İndeks özellikler

Otoyol güzergahının incelenen bölümü boyunca, yumuşak zemin değişimini belirlemek amacıyla ayrıntılı sondaj ve laboratuvar çalışmaları yapılmış ve jeoteknik özellikleri belirleyici veriler toplanmıştır. Güzergah

boyunca, zeminin su içeriği ve likit limiti gibi indeks özelliklerinin yanısıra, standart penetrasyon testlerine (SPT) ait darbe sayılarının (N) derinlikle değişimleri incelenmiş ve hazırlanan profillerde küçük değişimler gözardı edilerek genel zemin karakterinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır (Şekil 3).

Otoyolun 145+000 km'sinden 156+000 km'sine doğru, plastisitesi gittikçe artan killer bulunmaktadır. Likit limit profilleri, su içeriğinin yüksek olduğu 145+000 km ile 150+000 km'ler arasında zeminin ilk sekiz metresi doğal su içeriğinin likit limite yakın olduğunu göstermektedir. Bu belirleme, bu kesimdeki zayıf taşıma



Şekil 3. İnceleme alanındaki zeminlerin likit limit, su içeriği ve standart penetrasyon testi (SPT) darbe sayısına göre hazırlanmış jeoteknik profilleri.

Figure 3. Geotechnical profiles of the study area based on liquid limit, water content and number of blows from standart penetration tests.

gücüne sahip sedimanların varlığının bir göstergesi olarak değerlendirilmiştir. Bu düşüncüyü Şekil 3'de gösterilen SPT deney sonuçlarının dağılımı da desteklemektedir.

Plastik limit değerleri otoyolun başlangıcında % 22-26 arasında iken 152+000'ci km'den sonra % 28-30'a yükselmektedir. İnce daneli zeminler Birleştirilmiş Zemin Sınıflaması (USC) sistemine göre değerlendirilmiş % 38'si CL, % 26'sı CH, % 7'si ML, % 6'sı, MR % 17'si, CL-ML, % 6'sı CH-MH grubundan olduğu ve plastisite kabuğunda ise A çizgisinin üzerinde dağılım gösterdiği belirlenmiştir (Şekil 4). Otoyol güzergahı boyunca alınan örnekler üzerinde yapılan hidrometre deneyleri kil miktarının % 18 ile % 62 arasında değiştiğini göstermektedir. Killerin, Wan der Merwe (1964) sınıflamasına göre, düşük aktiviteli kil (Şekil 5), Means ve Parcher (1963) sınıflamasına göre % 32'sinin orta şişme potansiyeline, % 68'inin ise düşük şişme potansiyeline sahip olduğu görülmüştür (Şekil 6). Güzergah boyunca zeminin özgül ağırlığının 2.55-2.71 gr/cm³, birim hacim ağırlığının 1.60-2.24 gr/cm³, organik malzeme içeriğinin % 1-6 arasında değiştiği saptanmıştır.

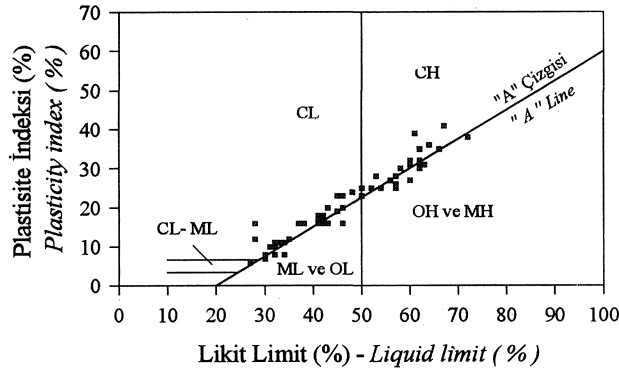
Makaslama Dayanımı ve Sıkışabilirlik karakteristikleri

İncelenen zeminin drenajsız makaslama dayanımı arazide kanatlı kesici aleti (vane shear tester) ile belirlenmiştir. Ayrıca köprü ve üst geçit temel araştırma sondajlarında yapılan standart penetrasyon testlerine (SPT) ait sonuçlarda kullanılarak drenajsız kayma dayanımına, Stround ve Butler (1975) tarafından geliştirilen;

$$C_u = A * N(SPT) \dots \dots \dots (1)$$

bağıntısı yardımıyla yaklaşımda bulunulmuştur.

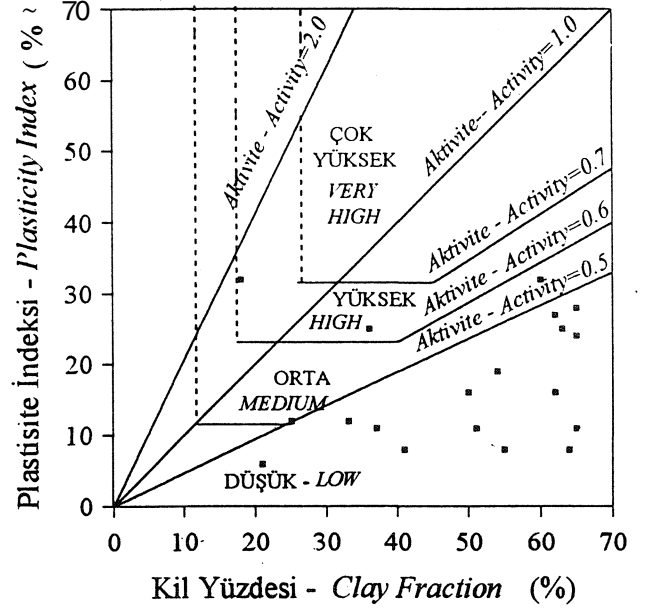
Düşey yönde çok farklı ardalanma gözlenen zemine ait deney sonuçlarında da geniş bir dağılım gözlenmek-



Şekil 4 İnceleme alanındaki ince daneli zeminlerin plastisite kartı üzerindeki dağılımı.

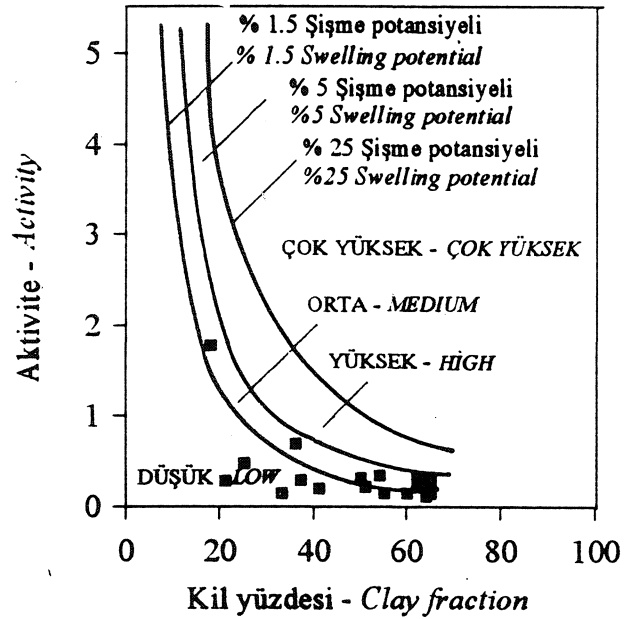
Figure 4. Distribution of the fine grained soils of the study area on the plasticity chart.

tedir. Ancak, derinlik arttıkça dayanımda artış eğilimi görülmektedir. Deney sonuçlarında gözlenen bu dağılımın en aza indirilip seçilecek parametrelerin deney ala-



Şekil 5. İnceleme alanındaki zeminlerin Van der Merwe (1964) tarafından önerilen aktivite abağı üzerindeki dağılımı.

Figure 5. Distribution of the soils of the study area on the activity chart proposed by Van der Merwe (1964).



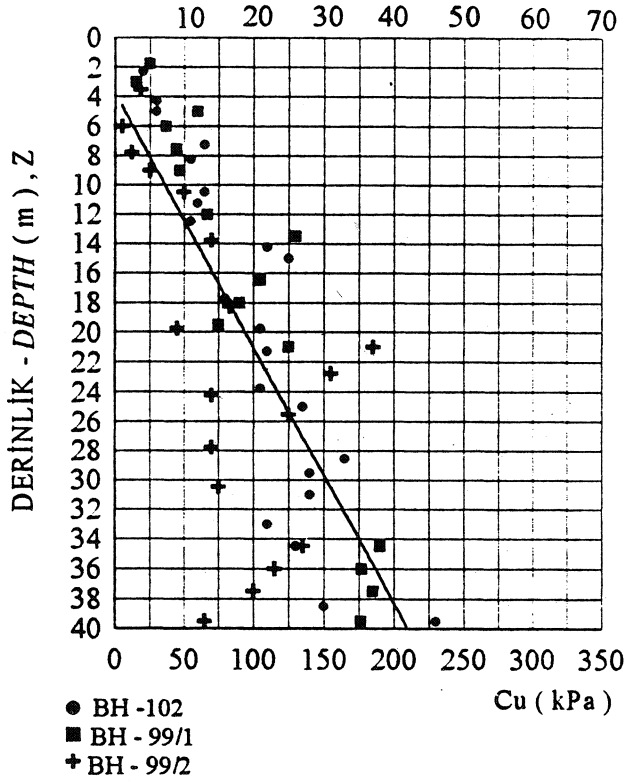
Şekil 6 İnceleme alanındaki zeminlerin şişme potansiyeli abağı üzerindeki dağılımı.

Figure 6. Distribution of the soils of the study area on the swelling potential chart.

nını en iyi temsil etmesi tasarım aşamasında beklenir. Bedilismo köprüsü için yapılan SPT'ne ilişkin sonuçlar Şekil 7'de verilmiştir. deney sonuçlarından da gözleneceği gibi,

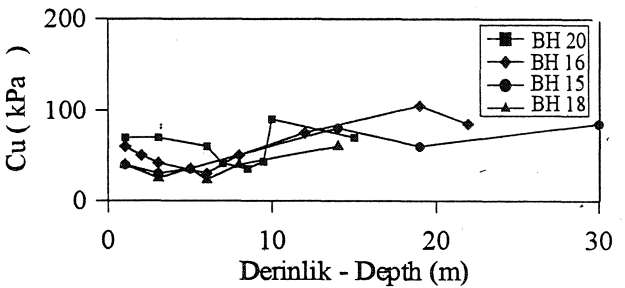
$$C_u = 5 * N \text{ (SPT)} \dots \dots \dots (2)$$

bağıntısını $r=0.78$ korelasyon katsayısını vermektedir.
SPT



Şekil 7. Bedilismo köprüsü için yapılan sondajda drenajsız makaslama dayanımının (C_u) derinlikle değişimi (r : korelasyon katsayısı).

Figure 7. Variation of undrained shear strength (C_u) with depth in boreholes carried of for the Bedilismo bridge (r : coefficient of correlation).



Şekil 8. 145+000-152+000 km'er arasında drenajsız makaslama dayanımı (C_u)'nun derinlikle değişimi.

Figure 8. Variation of undrained shear strength (C_u) with depth between 145+000 and 152+000 km.

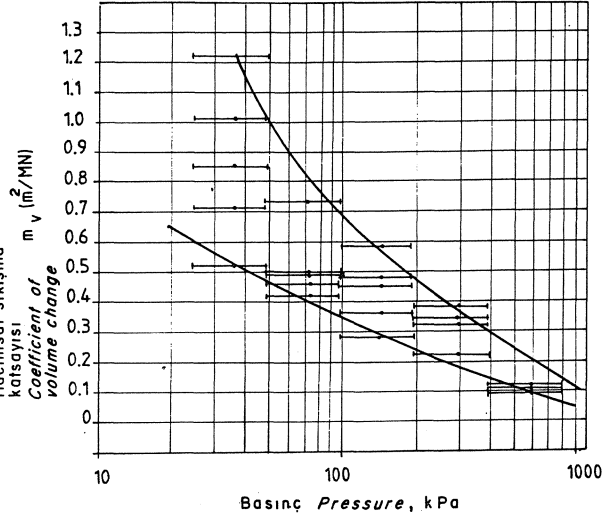
Yapılan tahminlerde aynı doğrultuda olmasına karşın örselenmemiş örnekler üzerinde yapılan test sonuçları, kütsel dayanımın olduğundan büyük tahmin edilmesine neden olduğunu göstermiştir. Bu gözlem sonucunda, Bedilismo köprüsü (km 145+290) için ortalamasının altında bir eşitlik olan;

$$C_u = 4Z \dots \dots \dots (3)$$

bağıntısı kabul edilmiştir.

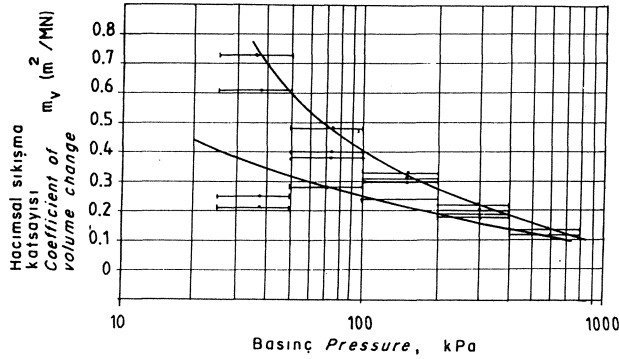
Otoyolun özellikle 150+000- 156+000 km'ler arasındaki zeminin yüzeye yakın kısmı yüksek makaslama dayanımına sahiptir (Çizelge 1). Aynı kesimde yüzeyin hemen altında dayanım düşmesi çok az miktarda olmaktadır ve derinlikle dayanım artma eğilimindedir. Güzergahta genel olarak yüzeyin 2-4 m, altından itibaren sekizinci metreye kadar dayanım, 25-48 kN/m^2 değerleri arasındadır. Bu derinlikten sonra 25'inci metreye kadar ortalama 44-90 kN/m^2 'dir (Şekil 8).

Güzergahın genel sıkışabilirlik karakterini belirlemek için zemin örnekleri öncelikle kıvam özellikleri esas alınarak gruplandırılmıştır. Daha sonra yumuşak, sıkı ve sert kıvamdaki örselenmemiş örnekler üzerinde yapılan odometre (konsolidasyon) deneylerinden bulunun sıkışabilirlik oranları Şekil 9,10 ve 11'de gösterilmiştir. Sert kıvamdaki zemin grafiğinin üst sınırlarının yoruma açık olması, örnek alma ile deney aşamaları arasında gelişen şişmenin veya örnek tamamen doygun halde değilken deney yapılmasının bir sonucu olabilir (Şekil 11). Oturma hesaplan yapılırken bu olasılıklar dikkate alınarak alt sınırlara yakın bir hacimsel sıkışma katsayısı (m_v) değerinin kabul edilmesi gerek-



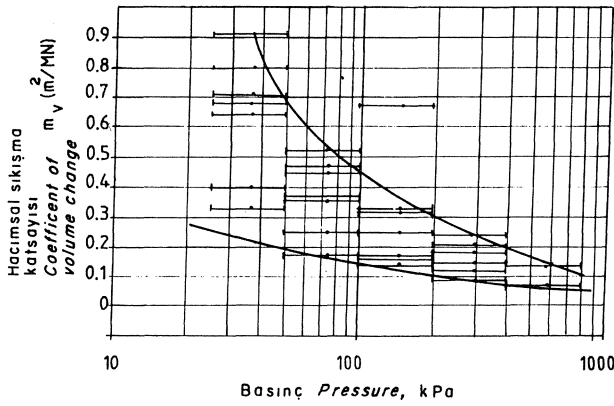
Şekil 9. Yumuşak alüvyonda hacimsel sıkışma katsayısının (m_v) uygulanan basınçla değişimi.

Figure 9. Variation of coefficient of volume change (m_v) with applied pressure in soft alluvium.



Şekil 10. Sıkı alüvyonda hacimsel sıkışma katsayısının (m_v) uygulanan basınçla değişimi.

Figure 10. Variation of coefficient of volume change (m_v) with applied pressure in stiff alluvium.



Şekil 11. Sert alüvyonda hacimsel sıkışma katsayısının (m_v) uygulanan basınçla değişimi.

Figure 11. Variation of coefficient of volume change (m_v) with applied pressure in hard alluvium.

mektedir. Şekil 9, 10, 11'de P_0 'dan P_0+100 kPa basınç sınırında sıkışabilirlik katsayısı sırasıyla; yumuşak kıvamlı zeminde $0.5 \text{ nr}^2/\text{MN}$, katı kıvamlı zeminde $0.3 \text{ m}^2/\text{MN}$, sert kıvamlı zeminde $0.15 \text{ nr}^2/\text{MN}$ bulunmuştur.

Drenaj Yolu Uzunluğu

Oturmanın hızını ve buna bağlı konsolidasyon süresini belirlemede kritik parametrelerden biri oturma katmanındaki drenaj yolu uzunluğudur. İnceleme alanında drenaj yolu uzunluğu tespit etmek için zemin araştırma sondajlarından alınan bozulmamış örnekler incelenmiş ve drenaj yolunun 1.7 ile 5 metre arasında değiştiği saptanmıştır. Drenaj yolu uzunluklarının otoyol güzergahında değişken olmasına karşın, en iyi 3.5 metre gibi bir değerle temsil edilmektedir.

OTURMA

Yumuşak kıvamlı zeminler üzerinde yer alan otoyollarda dolgu yükü altında oluşacak oturmaların analizi, zemin koşullarındaki değişimin belirlenmesi ile yapılmaktadır. Bu çalışmada da zemin koşullarındaki değişimin ortaya çıkarılması için ön proje aşamasından itibaren ayrıntılı arazi ve laboratuvar çalışmaları yapılmıştır. Elde edilen parametreler, yardımıyla otoyolun 145+000-154+000 kilometreleri arasında kalan 9 km'lik kısmı 4 as alana ayrılmıştır (Zarif, 1991). Planda değişimi as alanlarla sınırlandırılan zeminin her as alan için jeoteknik parametreleri, oturma analizlerinin yapılması amacıyla derlenmiştir (Çizelge 1). Yapılan ön oturma analizlerinde oturmanın % 90- 98'nin 30 metrelik zemin diliminde oluşacağı hesaplandığından, her as alanın 30 metrelik zemin dilimindeki jeoteknik parametre değişimleri belirlenmiştir (Çizelge 1).

Güzergah boyunca konsolidasyon katsayısının (C_v) $0.4-9.6 \text{ m}^2/\text{yıl}$ değerleri arasında değişmesine karşın, deney sonuçlarının büyük bir kısmının $2.5-5 \text{ m}^2/\text{yıl}$ arasında kaldığı görülmüştür. Sınırlı alanlar üzerinde inşa edilecek sanat yapıları için deney sonuçları ile zemin koşulları birlikte değerlendirilmiş, yer yer $C_v=5.0 \text{ m}^2/\text{yıl}$ değeri kullanılmıştır. Sıkışma indeksi C_c ise $0.18-0.37$ değerleri arasında değişmekte olup (Çizelge 1), değerlerin büyüklüğü ile oturma miktarı doğru orantılıdır.

Prekonsolidasyon (ön yükleme) basıncı (P_c) inceleme alanının 145+000-150+000 kmleri arasında kalan kısmında örtü yüküne (P_0) eşit olduğundan zemin normal konsolide karakterindedir. 150+000-154+000 km'ler arasında ise, zeminin üsteki 1-2.5 metrelik kısmında prekonsolidasyon basıncı (P_c), örtü yükünden (P_0) büyük olduğundan, malzemenin az-orta derecede aşırı konsolide olduğu görülmektedir. Bu sonuçlarla birlikte diğer veriler değerlendirildiğinde, 145+000-150+000 kilometreler arasında oturma miktarının büyüklüğünün daha yüksek, konsolidasyon hızının da belirgin bir şekilde daha düşük olacağı görülmektedir. Elde edilen veriler (Çizelge 1) esas alınarak yapılan oturma analizlerinin sonuçları Çizelge 2'de verilmiştir.

Çizelge 1. İnceleme alanındaki as alanları temsil eden zeminlerin jeomekanik parametreleri ve zemin sınıflaması.

Table 1. Geomechanical parameters of soils representing sub-areas of the investigated area and soil classification.

SPT: SPT testine ait darbe sayısı (no. of blows from SPT); Wn: Su içeriği (Water Content); PL: Plastik limit (Plastic limit); LL: Likit limit (Liquid limit); y_s : Birim ağırlık (Unit weight); C_c : Sıkışma indeksi (Compression index); e_0 : Boşluk oranı (Void ratio); C_u : Drenajsız makaslama dayanımı (Undrained shear strength); θ : içsel sürtünme açısı (Internal friction angle); PP: El penetrometresi (Hand penetrometer); HV: El vane (Hand vane).

As alan 1 (Sub-area 1) :

145+000 - 147+500 km

	DERİNLİK (Depth) (m)	SPT (N)	W _n (%)	PL (%)	LL (%)	γ _b kN/m ³	C _c	e ₀	C _u kN/m ²	φ (°)	PP kN/m ²	HV kN/m ²	BİRLEŞTİRİLMİŞ ZEMİN SINIF. UNIFIED SOIL CLASS.	ZEMİN TANIMI SOIL DESCRIPTION
1. Katman (Layer 1)	0-2	8	25	22	33	18.5	0.33	1.04			66	48	CL	Kahverengi siltli kil Brown silty clay
2. Katman (Layer 2)	2-8	9	32	23	37	17.8	0.37	1.00			50	44	SC-CL	Grı siltli kum ve siltli kil Gray silty sand and silty clay
3. Katman (Layer 3)	8-15	16	32	24	48	19.1	0.34	0.85			76	44	CL	Grı siltli kumlu kil Gray silty sandy clay
4. Katman (Layer 4)	15-19	22	32	25	46	20.8	0.33	0.70			106	70	CL	Grı siltli kil Gray silty clay
5. Katman (Layer 5)	19-30	22	38	25	45	22.4	0.37	0.65			90	64	CL	Grı kumlu siltli kil Gray sandy silty clay

As alan 2 (Sub-area 2) :

147+000 - 150+000 km

	DERİNLİK (Depth) (m)	SPT (N)	W _n (%)	PL (%)	LL (%)	γ _b kN/m ³	C _c	e ₀	C _u kN/m ²	φ (°)	PP kN/m ²	HV kN/m ²	BİRLEŞTİRİLMİŞ ZEMİN SINIF. UNIFIED SOIL CLASS.	ZEMİN TANIMI SOIL DESCRIPTION
1. Katman (Layer 1)	0-4	8	37			18.0	0.27	1.02	35	0	55	25	CL	Kahverengi siltli kil Brown silty clay
2. Katman (Layer 2)	4-10	13	38			17.8	0.29	0.90	55	0	65	30	CL	Grı siltli kil Gray silty clay
3. Katman (Layer 3)	10-22	22	36			20.2	0.31	0.80	63	0	101	65	SC-CL	Grı siltli kil ve kum Gray silty clay and sand
4. Katman (Layer 4)	22-30	24	36			20.8	0.29	0.75			105	80	CL-CH	Grı siltli kil Gray silty clay

As alan 3 (Sub-area 3)

150+000 - 152+000 km

	DERİNLİK (Depth) (m)	SPT (N)	W _n (%)	PL (%)	LL (%)	γ _b kN/m ³	C _c	e ₀	C _u kN/m ²	φ (°)	PP kN/m ²	HV kN/m ²	BİRLEŞTİRİLMİŞ ZEMİN SINIF. UNIFIED SOIL CLASS.	ZEMİN TANIMI SOIL DESCRIPTION
1. Katman (Layer 1)	0-2	14	30	22	35	16.0	0.25	1.05	66	5	78	56	CL	Kahverengi siltli kil Brown silty clay
2. Katman (Layer 2)	2-6	13	35	23	40	19.3	0.27	0.80	70	0	72	39	CH-SC	Grı kumlu silt ve kil Gray sandy silt and clay
3. Katman (Layer 3)	6-15	22	32	25	43	18.7	0.24	0.75			82	45	CL-MI	Grı siltli kil ve silt Gray silty clay and silt
4. Katman (Layer 4)	15-30	32	33	26	50	20.7	0.24	0.72			94		MH	Grı kumlu kil ve silt Gray sandy clay and silt

As alan 4 (Sub-area 4)

52+000 - 154+000 km

	DERİNLİK (Depth) (m)	SPT (N)	W _n (%)	PL (%)	LL (%)	γ _b kN/m ³	C _c	e ₀	C _u kN/m ²	φ (°)	PP kN/m ²	HV kN/m ²	BİRLEŞTİRİLMİŞ ZEMİN SINIF. UNIFIED SOIL CLASS.	ZEMİN TANIMI SOIL DESCRIPTION
1. Katman (Layer 1)	0-2.5	20	28	30	64	17.4	0.18	0.83			108	72	CH	Kahverengi siltli kil Brown silty clay
2. Katman (Layer 2)	2.5-7.5	12	28	28	58	17.6	0.27	1.05	50	10	66	54	CH-SC	Grı kil ve siltli kum Gray clay and silty sand
3. Katman (Layer 3)	7.5-14	25	34	28	60	17.9	0.26	0.96	75	5	98	62	CH-CL	Grı kumlu siltli kil Gray sandy silty clay
4. Katman (Layer 4)	14-20	29	37	28	64	18.4	0.25	0.85			102		CH	Grı siltli kil Gray silty clay
5. Katman (Layer 5)	20-30	33	25	28	57	19.1	0.22	0.65					CH	Grı siltli kil Gray silty clay

Çizelge 2. Güzerghah boyunca beklenen oturma miktarları.
Table 2. Amounts of expected settlement along the route.

Kilometreler Kilometers	Beklenen Oturma Miktarları (%) Amounts of expected settlement
145+000 - 147+500	9 - 12
144+500 - 150+000	7 - 11
150+000 - 152+000	4 - 7
152+000 - 154+000	4 - 6

Otoyol dolgusu tamamlandıktan sonra, üst yapı inşasına başlanabilmesi için oturma miktarının yeterli düzeye ulaşması gerekmektedir. Bu iki inşaa aşaması arasındaki zaman dilimi bekleme süresi olarak adlandırılmaktadır. Bekleme süresinin uzunluğu, yapım süresini ve inşaat programını belirleyeceğinden, üst yapı inşaatına başlamak için en uygun zaman, sanat yapıları ile otoyol dolgusunun tamamlanması işleminin aynı süreye getirilmesi ile sağlanabilir. İnşaat süresince bu optimizasyona gidilerek makina parkının ve iş gücünün verimli kullanılması sağlanmış olacaktır. Otoyolda yaklaşık iki yıla ulaşan bekleme süresi dikkate alınarak, aşırı yüklenme (sürşarj) uygulanmış ve üst yapı inşaatına başlamak için gereken bekleme süresi azaltılmıştır. Güzerghahın 145+000-150+000 km'ler arasında kalan kesiminde oturma büyüklüğü yüksek ve konsolidasyon hızının düşük olması nedeniyle aşırı yüklenme (sürşarj) uygulanmasının bekleme süresine etkisi araştırılmıştır (Çizelge 3). Özellikle altgeçit yapısı ve yapılaraya yaklaşım dolgularında % 50 uygulanarak sürşarj zaman açısından olumsuzluklar giderilmiştir. Dolgu yapımında ise 1 ile 3 ay arasında daha fazla bekleme süresi gerektiren % 25 aşırı yüklenme seçilmiştir. Bu aşırı yüklenme seçeneği, bekleme süresini % 38-40 azaltacaktır. Ekonomik olan bu aşırı yüklenme miktarı, ayrıca % 50 aşırı yüklenme ile yapılan sanat yapılarının yapım süreleri ile dolgunun konsolidasyon süresini aynı zaman dilimine getirmesi ile önem kazanmıştır.

Yapım aşamasında güzerghah boyunca değişkenlik gösteren zemindeki oturma miktarının büyüklüğünün ve hızının denetimi, oturma plakaları yardımıyla yapılmıştır. Ölçülen toplam oturma miktarları (Şekil 12), hesaplanan oturma miktarlarını destekler durumdadır. Şekil 12'de görüldüğü gibi, otoyolun ilk 5 kilometresinde dol-

Çizelge 3. Dolgunun tamamlanması ile üst yapı inşaa arasındaki bekleme süresi.

Table 3. Waiting period between completion of embankment and upper construction.

Dolgu yüksekliği Height of embankment (m)	Bekleme süresi Waiting period (ay/month)	Sürşarj (% 25) Surcharge (% 25) (ay/month)	Sürşarj (% 50) Surcharge (% 50) (ay/month)
5	16	-	-
4	13	8	-
3	11	6.5	4.5
2	6	3.5	2.5

gu yüksekliğinin % 10'u kadar oturma miktarının beklenen sürede gerçekleştiği görülmüştür (Şekil 12 a, b). Ayrıca otoyolun ilerleyen kilometresinde oturma miktarları ve bekleme sürelerinde bir azalma olduğu görülmektedir. Otoyolun başlangıcında 3 metre yüksekliğinde bir dolgunun bekleme süresi bir yıla yakın iken (Şekil 12 a), aynı yükseklikteki dolgunun bekleme süresi ilerleyen kilometresinde azalmakta ve 156+000 kilometre civarında 5 aya inmektedir (Şekil 12 d). Bu da alüvyonun kalınlığının azalmasının yanı sıra, yeraltı suyu seviyesinin daha derin kotlarda bulunuyor olması ve zeminin üst seviyelerindeki 1-2.5 metrelik az-orta konsolide kabuk kısmından kaynaklanmaktadır.

SONUÇ VE DEĞERLENDİRME

Kazancı-Gümüşova otoyol güzerghahında yapılan araştırmalar neticesinde aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır:

1- Yeraltı suyu seviyesi topografya ile ilişkili olarak batıdan doğuya doğru daha düşük seviyelere inmektedir. Yeraltı suyunun düşük seviyelerde olmasının yanı sıra doğudaki drenaj ağının daha iyi oluşturulması yüzeyde 1-2.5 metre kalınlığındaki zeminin az-orta konsolide olmasını sağlamıştır.

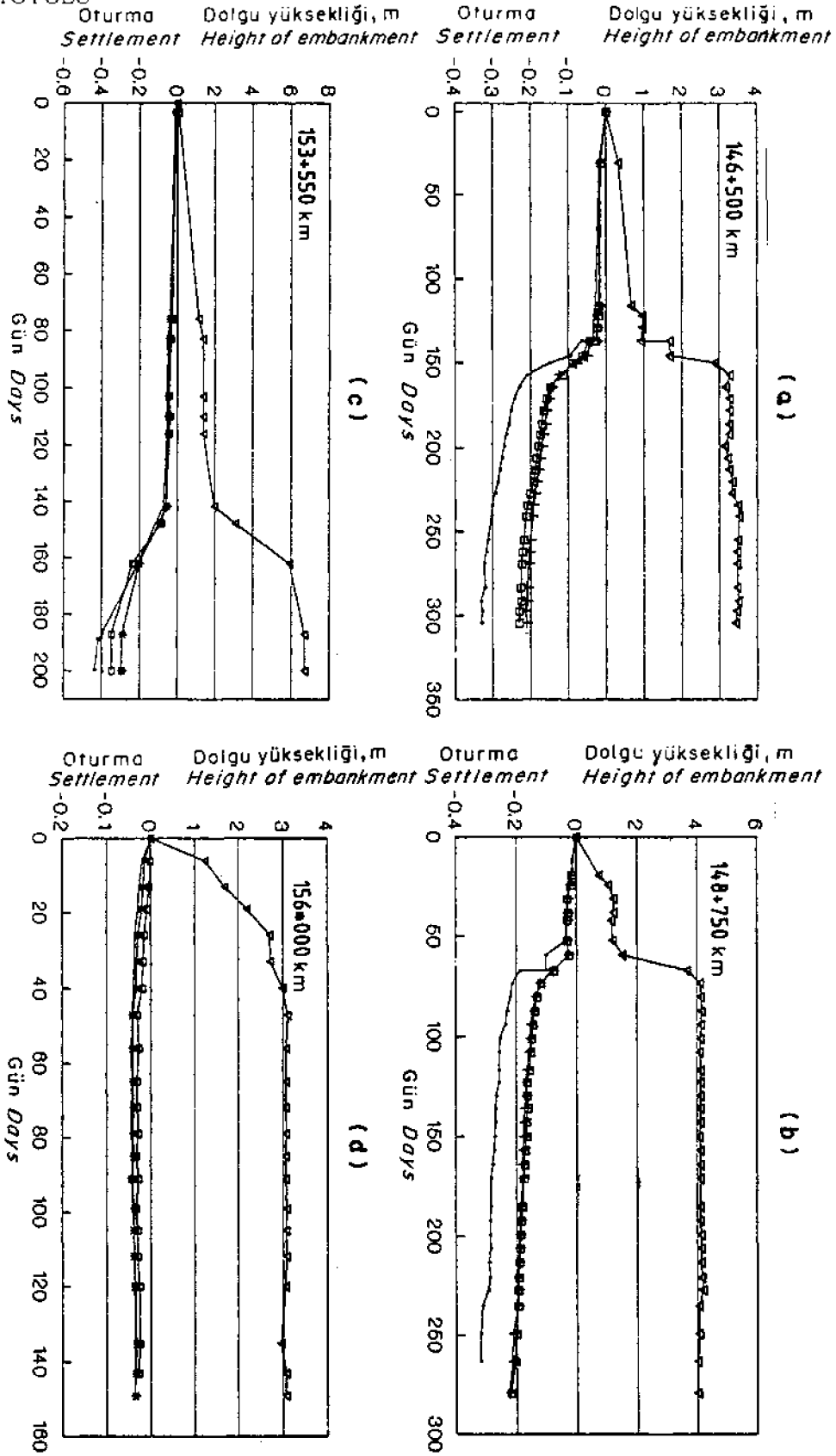
2- Güzerghah boyunca yer alan ve % 64'ü kil alan zeminlerin birim hacim ağırlığı 1.60-2.24 gr/cm³, özgül ağırlığı 2.55-2.71 gr/cm³dür. Killerin düşük aktiviteli, düşük şişme potansiyelli ve % 60'ı düşük plastisiteli olduğu görülmüştür.

3- Çalışma alanında drenaj yolu uzunluğu en iyi 3.5 metre ile temsil edilmektedir.

4- Otoyol güzerghahında makaslama dayanımı zemin yüzeyinden 25 m aşağıda 20-110 kN/m² arasında değişkenlik göstermektedir. Zeminin sıkışabilirlik karakteri P₀+100 kPa basınç sınırında 0.15-0.5 m²/MN arasında değişmektedir.

5- Araştırma sahasının doğusundaki 1-2.5 metrelik, az-orta konsolide zeminin varlığı ve alüvyon kalınlığının otoyolun doğusuna doğru azalması, oturma miktarlarını etkilemektedir. Otoyolun ilk 5 kilometresinde gözlenen oturma, dolgu yüksekliğinin yaklaşık % 10'u kadardır. Otoyolun doğusuna gittikçe oturma miktarı azalmakta ve 156+000 km yakınında % 1'e inmektedir. Oturma miktarının yüksek, konsolidasyon hızının düşük olduğu 145+000 ile 154+000 km arasında konsolidasyon süresini azaltmak için % 25 aşırı yüklenme yapıldığında bekleme süresinin % 38-40, % 50 sürşarj yapıldığında % 58-60 oranında azaldığı hesaplanmıştır. Bu sonuçlardan da görüldüğü gibi, uygulama aşamasında % 25 aşırı yüklenme ekonomik değer taşı-

ANADOLU OTOYOLU



Şekil 12. Otoyol güzergahında oturma plakaları kullanılarak gözlenen toplam oturma miktarları.

Figure 12. Amounts of total settlement monitored along the motorway route from settlement plates.

maktadır. Otoyol güzergahının oturma ve konsolidasyon karakteri dikkate alındığında yapım programı 145+000 km. den başlatılmış otoyol dolgusunda % 25, sanat yapıları yapılacak alanlarda ise % 50 aşırı yüklenme uygulanmıştır. Bu uygulama sonucu sanat yapıları ile otoyol dolgusunun üstyapı aşamasına birlikte hazırlanması amaçlanmıştır. Ayrıca otoyolun ilk kilometrelerinde uygulanan sürşarj konsolidasyon bitiminde daha az oturma beklenen 154+000 km ve daha somaki km'lere taşınarak dolgu malzemesi olarak kullanılmıştır. Bu uygulama ile aynı dolgu malzemesi iki defa kullanılmış ve bu amaç doğrultusunda makina programı ve iş gücü yönlendirilerek uygulamada ekonomik çözümlere ulaşılmıştır.

Yumuşak kıvamlı zeminler üzerinden geçirilecek otoyollarda jeoteknik özelliklerin iyi belirlenmesi, ulaşılacak mühendislik çözümlerin niteliğini belirlemekte, yapım maliyeti, iş gücü ve zaman açısından avantajlar sağlamaktadır. Uzun zaman diliminde gerçekleştirilen uygulamaların sonuçları otoyol kullanıma açıldığında görüleceği gibi, ayrıca kaliteli inşa edilmiş bir otoyol çok daha az bir bakım masrafını gerektirecektir.

KATKI BELİRTME

Yazar, yüksek lisans çalışmasının bir bölümünü oluşturan bu incelemeyi sağladıkları olanaklarla destekleyen sayın

Yücel ERDEM, Hüseyin AHMETOĞLU, Muammer EMİRAL, Eymen AREL ve Doç. Dr. Reşat ULUSAY'a teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Ketin, I. ve Gümüş, A., 1962, Sinop-Ayancık arasında III. bölge dahil sahaların jeolojisi, TPAO Rapor No. 213-288.

Means, R.E., and Parcher, J.W., 1963, Physical Properties of soils: Charles E. Merrill Publishing Comp., Columbia, Ohio, 467 pp.

Stroud, M.H., and Butler, F.G., 1975, The standard penetration test and the engineering properties of glacial materials: Proceeding of a symposium on Behavior of Glacial materials, Midland Soul Mechanics Society.

Van der Merve, D.H., 1964, The prediction of heave from plasticity index and percentage clay fraction of soils: S. African Civil Engr., 6, 103-107.

Zarif, I.H., 1991, Kazancı-Gümüşova Otoyolu Kazancı-Beyköy arasının Mühendislik jeolojisi: İstanbul Üniv. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Lisans Tezi, 159 s. (Yayımlanmamış).

A new genus and species of an orbitoidal foraminifera: *Ilgazina unilateralis* n. gen., n. sp.

Yeni bir orbitoidal foraminifer cins ve türü: Ilgazina unilateralis n. gen., n. sp.

Kemal ERDOĞAN Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520 Ankara - TURKEY

Abstract

In the present paper, an orbitoidal foraminifera *Ilgazina unilateralis* n. gen. n. sp. from the Maastrichtian of Ilgaz-Tosya (S Kastamonu) region has been described and its structural differences have been compared with the taxa showing similar structure. The new genus, which very closely resembles the genera *Orbitoides*, *Sivasella* and *Hellenocyclina*, is clearly differentiated from them by the unilaterally situated chambers on its shell

Key Words: Orbitoidal foraminifera, N. gen.n. sp., Maastrichtian, S Kastamonu Turkey.

Öz

Bu çalışmada Ilgaz-Tosya (G Kastamonu) bölgesi Maastrichtiyen'inde bulunan orbitoidal foraminiferlerden Ilgazina unilateralis n. gen. n. sp.'nin tanımı verilmiş ve tanımlanan yeni cinsin diğer benzerleri ile olan yapısal farklılıkları ortaya konulmuştur. Yeni cins, kavkısının sadece tek tarafında yer alan lateral locaları nedeniyle, yakın benzerlik gösterdiği Orbitoides, Sivasella ve Hellenocyclina cinslerinden kolayca ayırdedilir.

Anahtar Sözcükler: Orbitoidal foraminifer, Yeni cins, yeni tür, Maastrichtiyen-G Kastamonu-Türkiye.

INTRODUCTION

The study area is situated to the south of Kastamonu, and lies between the towns of Tosya and Ilgaz (Fig. 1). In this study the new genus named *Ilgazina* was determined from the samples colled from the sandy limestone bands of the Ödemiş formation (Hakyemez et al., 1986) and the Dikenlipınarın Tepe member (Pehlivan et al., 1987) (Fig. 2). The Dikenlipınarın Tepe member of the Ödemiş formation is defined as mapable limestone and sandy limestone interbeds of the Ödemiş formation (Pehlivan et al., 1987). In the study area, the Dikenlipınarın Tepe member can be traced for about 5 km as thin intervals extending eastwards from approximately 4 km northeast of Tondur village. Sandy limestones and calcereous sandstones are grayish white to pale yellow, poorly consolidated and made up of medium to thick-bedded lensoid units that show lateral and vertical transitions. This unit is about 100 meters thick. The Ödemiş formation is gradational both with Paleogene aged the Pilavtepe formation and the gradational both with Paleogene aged the Pilavtepe formation and the Hacet formation; the latter occurs to the northeast of Ödemiş village (Pehlivan et al., 1987). From the samples collected from sandy limestone intervals that exposed about 1.3 km west of Çifter Yaylası, (F 31-c4 sheet) an association of benthic foraminifers, mainly composed of *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides apiculatus* Schlumberger, *Orbitoides medius*

(d'Archiac), *Orbitoides* sp., *Rotalia* sp., *Siderolites* sp. and *Ilgazina unilateralis* n. gen. n. sp., were recorded (Fig. 3). Thin section analysis revealed that the sandy limestones are composed of 30 percent of fossils, 15 to 20 percent of volcanigenic sands, very rare clay, silt-sized quartzs, feldspaths and opaque minerals together with abundant intraclasts and sedimentary lithic fragments. For the fact that the studied thin sections were obtained from well durated rock samples, it has been realised impossible to obtain an individual form in order to study its oriented sections.

SYSTEMATIC DESCRIPTION

- Phylum : PROTOZOA Goldfuss 1817
Subphylum : SARCODINA Schmarda 1871
Class : RHIZOPODEA von Siebold 1845
Order : FORAMINIFERIDA Eichwald 1830
Suborder : ROTALIINA Delage and Herouard 1896
Supperfamily: ORBITOIDACEA Schwager 1876
Family : ORBITOIDIDAE Schwager 1876
Subfamily : ORBITOIDINAE Schwager 1876
Genus : *Ilgazina* n. gen.
Type species: *Ilgazina unilateralis* n. gen. n. sp.



Figure 1. Location map of the investigated area.
Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Derivation of name: The name of the genus is given after the spectacular Ilgaz Mountains in the study area.

Defining features: The test is half discoidal in shape. The unilocular, bilocular or trilocular embryonic apparatus is located at the centre of the equatorial plane and is surrounded by a thick cover. It is characterized by the presence of an hyaline calcereous layer that covers the equatorial chambers. The peripheral thickness of the half discoid form is increased with the formation of additional chambers at the equatorial level.

Ilgazina unilateralis n. gen. n. sp.

(Plate I, Figure 1-5; Plate II, Figure 1-4; Plate III, Figure 1-6; Plate IV, Figure 1-6).

Derivation of name: The name unilateralis is derived from the fact that the new species is characterized by the presence of lateral chambers that developed only at one side of the test.

Holotype: Axial section, (KE-1), Plate I, Figure 1.2

Paratype : Axial section, (KE - 1, 2, 3, 4, 6, 11), Plate

I, Figure 4, 5; Plate II, Figure 3.4; Plate III, Figure 1-4, 6; Plate IV, Figure 1.

Deposition of types: Holotype and paratypes of this specimen are kept at the Thin Section Archives of the Paleontology Laboratory of MTA, Ankara, Turkey.

Type locality: It is found within the sandy limestone layers of the Ödemiş Formation which is located about 1.3 km west of Çifter Yaylası between Ilgaz and Tosya (F 31-c4 sheet).

Type level: Maastrichtian.

Description: The tests is considerably large in size (2.5 to 6.1 mm), asymmetrical, half - discoidal and spherical. It has a thick embryo rim that surrounds the embryo from the outside. The embryo rim is 0.5 mm in thickness and always contains a black line. In macrospherical individuals the first chamber may be unilocular, bilocular or triple locular, whereas in microspherical individuals the first chamber is very small and the spirals of the equatorial chambers are evident (Plate II, Fig. 3, 4). Microspherical individuals are greater than macrospherical ones. It is estimated that the axial - diameters of the individuals, based on the thin section measurements of 40 samples, range between 2.5 to 6.1 mm, whereas the central thickness of the individuals vary between 0.30 to 0.92 mm. The equatorial chambers are arcuate in shape. The chambers are connected with each other through tube - and pore - like stollons (Plate II, Fig. 2; Plate III, Fig. 1 - 4, 6). The lateral chambers are located only at one side of the equatorial plane with supporting pliers developed between the chambers to increase the test strength. The lateral chambers are located along the one side of the equatorial chambers and they provide support to the thickening of the test. In tangential sections they have the appearance of an irregular polygonal form. In axial sections, however, the lateral chambers appear to be regular rows extending among the pliers. The wall structure is a imperforate hyaline calcere. Dimorphism is well - developed. In axial sections it is characterized by the presence of unilateral chambers developed only at one side of the form and the formation of a hyaline calcere on the other side, covering the equatorial plane.

Similarities and differences: The new genus *Ilgazina* shows similarities with *Orbitoides*, *Sivasella* and *Hellenocyclina* genus in terms of orbitoidal foraminiferal characteristics. Of the genus *Orbitoides* lateral chambers and pliers exist at the both sides of the tests. At the centre, equatorial chambers appears to have developed in an arcuate form (Hottinger, 1981; Meriç, 1983; Neumann, 1972a, 1993). The genus *Hellenocyclina*, on the other hand, shows an arcuate - shaped equatorial chamber line at the centre and a calcite fill at the both sides of the test, but contains no stollons and lateral chambers

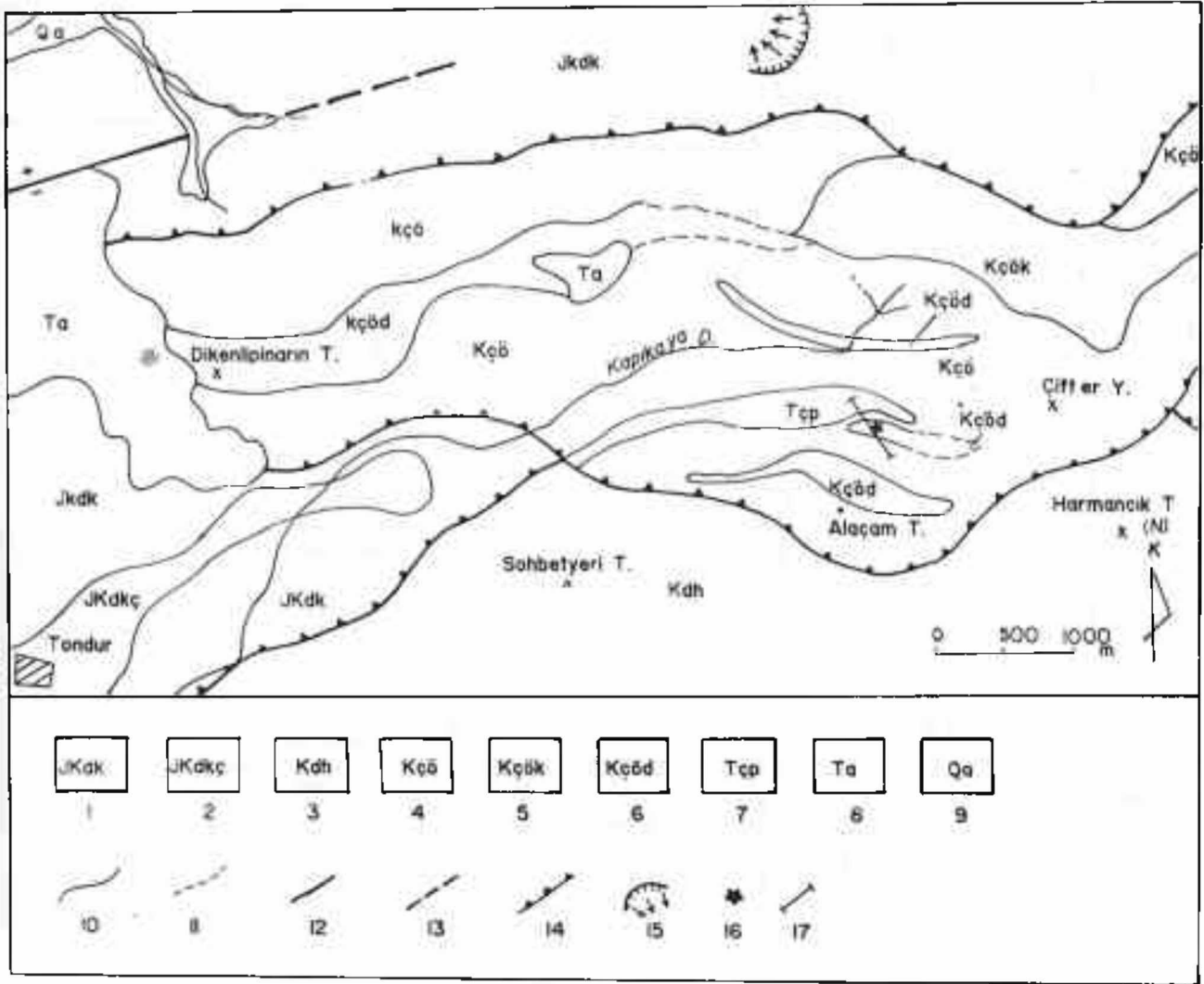


Figure 2. Simplified geologic map of the study area (modified from Pehlivan 1987).

1- Karapürçek formation (Neocomian), metadiagenetic, metavolcanite, metaultramafite, 2- Çaltepe member (Neocomian), crystallized limestone. 3- Hacıhasan formation (Cenomanian-Turonian), alternation of sandstone, shale, clayey limestone, limestone. 4- Ödemiş formation (Maastrichtian), sandy limestone, limestone, sandstone volcanite. 5- Kışla member (Maastrichtian), 6- Dikenlipınarın tepe member (Maastrichtian), limestone, sandy limestone, carbonate bearing sandstone. 7- Pılavtepe formation (Montian-Thantetian) sandy limestone, limestone. 8- Alpagut formation (Pliocene-Quaternary), basalt, andesite, 9- Alluvium. 10- Contact. 11- Inferred contact. 12- Fault. 13- Inferred fault. 14- Thrust fault. 15- Landslide. 16- Type locality. 17- Location of section.

Şekil 2. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası (Pehlivan 1987'den değiştirilerek alınmıştır).

1- Karapürçek formasyonu (Neokomiyen), metakristallit, metavolkanit, metaultramafit, 2- Çaltepe üyesi (Neokomiyen), kristalize kireçtaşı. 3- Hacıhasan formasyonu (Senomaniyen-Turoniyen), kumtaşı, şeyl, killi kireçtaşı, volkanit ardalanması. 4- Ödemiş formasyonu (Maastrichtiyen), kumlu kireçtaşı, kireçtaşı, kumtaşı. 5- Kışla üyesi (Maastrichtiyen), volkanit. 6- Dikenlipınarın Tepe üyesi (Maastrichtiyen), kireçtaşı, kumlu kireçtaşı, karbonatlı kumtaşı. 7- Pılavtepe formasyonu (Monsiyen-Tanesiyen), kumtaşı, çakıtaşı, kumlu kireçtaşı, ardalanması. 8- Alpagut formasyonu (Pliyosen-Kuvaterner), bazalt, andezit. 9- Alüvyon. 10- Dokanak. 11- Olasılı dokanak. 12- Fay. 13- Olasılı fay. 14- Bindirme hattı. 15- Yer kayması. 16- Tip yeri. 17- Kesit yeri.

(Reichel, 1949; Dupeuble, Neumann and Villain, 1972). Whereas the genus *Sivasella* is characterized by an ar-

uate -shaped line of equatorial chambers at the centre and the presence of lateral chambers and stollons deve-

KAT Stage	KALINLIK (m) Thickness	FORMASYON Formation	ÜYE Member	LİTOLOJİ Lithology	FOSİL İÇERİĞİ Fossil content
DANIYEN - İLERİYEN Danian? - Ilerdan	600	PILAVTEPE HACET			<i>Discocyclus</i> sp. <i>Misissipino</i> sp. <i>Miscellanea</i> sp. <i>Quinqueloculina</i> sp. <i>Globarata</i> sp. Gastropod-palaeopod kaviti parçaları
MAASTRIHTIYEN Maastrichtien	1000	ÖDEMİS	Dikenliyanın Teos Kıyık		<i>Ilgazina unilateralis</i> n. gen., n. sp. <i>Orbitoides medius</i> (d'Archac) <i>Orbitoides apiculatus</i> Schumberger <i>Orbitoides</i> sp. <i>Siderallites calcitrapoides</i> (Lamarck) <i>Leptorhynchoides</i> sp. <i>Siderallites</i> sp. <i>Rotella</i> sp. <i>Omphalocyclus</i> sp. <i>Globotruncana</i> sp. <i>Orbitoides</i> sp.

Figure 3. Generalized columnar section of the Ödemiş formation.

Şekil 3. Ödemiş formasyonunun genelleştirilmiş dikine kesiti.

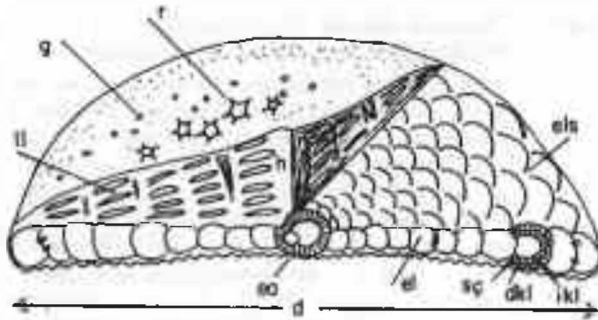


Figure 4. The structural model of the *Ilgazina unilateralis* n. gen., n. sp. el: Equatorial chambers, ll: Lateral chambers, ea: Embryonic apparatus, els: Equatorial chamber and stolons, h: Central thickness, d: Diameter, sq: Black line, ikl: Inner calcareous lamella, dkl: Outer calcareous lamella, g: Granules, r: Rosets.

Şekil 4. *Ilgazina unilateralis* n. gen. n. sp.'nin yapısal modeli el: Ekvatoryal locular, ll: Lateral locular, ea: ilk loca, els: Ekvatoryal locular ve stolonlar, h: Merkezi kalınlık, d: Çap, sq: Siyah çizgi, ikl: İç kalker lameli, dkl: Dış kalker lameli, g: Granüller, r: Rozetler.

veloped only at one side of the test. On the other side of the test the calcereous fill appears to have developed (Sirel and Gündüz, 1978).

In the new genus *Ilgazina*, however, the equatorial chambers developed in an arcuate form at the centre and lateral chambers and stolons are located only at one side of the equatorial plane. The hyaline calcer bearing side, which covers the equatorial plane, is commonly concave, but flat-sided individuals are also found. Furthermore, it is considerably large structure in terms of the dimensions of the widths and lengths of its lateral chambers which ranges between 2.5 and 6.1 mm (the central thickness varies between 0.30 and 0.92 mm). Considering these characteristics, it is distinguished from a more delicate internal structure bearing genus *Sivasetta* Sirel and Gündüz, despite its close similarities in terms of the dimensions and the presence of a concave hyaline calcer. It simply differs from the genus *Orbitoids* d'ORBIGNY in terms of the presence of unilateral chambers despite their similarities regarding or-

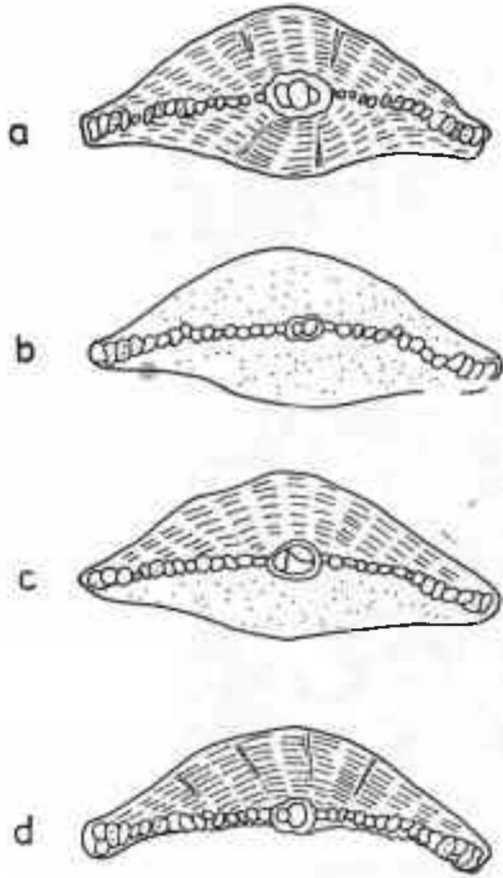


Figure 5. Schematic and axial sections showing the structural differences among the *Ilgazina* n. gen. and its affinities a: *Orbitoides*, b: *Hellenocyclina*, c: *Sivasella*, d: *Ilgazina* n. gen. (For explanations see text).

Şekil 5. *Ilgazina* n. gen'in yakın cinsler ile yapısal farklılıklarını gösteren şematik aksel kesitler. a: *Orbitoides*, b: *Hellenocyclina*, c: *Sivasella*, d: *Ilgazina* n. gen. (Açıklamalar metin içindedir).

bitoidal characteristics and dimensions, and as well as, from the genus *Hellenocyclina* Reichel which is devoid of lateral chambers (Fig. 5).

ACKNOWLEDGEMENT

I would like to express my sincere thanks to Professor Dr. Engin Meriç (University of Istanbul), Doç. Dr. Nurdan Inan (University of Republic, Sivas) and Mustafa Karabıykoğlu (M.T.A. Ankara) for their valuable criticism and contributions.

REFERENCES

- Dupeuble, P. A., Neumann, M. and Villain, J. M. 1972, A propos du genre *Hellenocyclina* Reichel; *Revue Micropaleontologie*, 15, 1, 3 - 11.
- Hakyemez, Y., Barkurt, M. Y., Bilginer, E., Pehlivan, Ş., Can, B., Dağ, Z., Sözeri, B., 1986, *Yapraklı - Ilgaz - Çankırı - Çandır Dolayının Jeolojisi*, MTA Raporu, Derleme No. 7966, (yayınlanmamış) Ankara.
- Hottinger, L., 1981, Fonctions de la Disposition alter nante des loges chez foraminiferes et la structure d' *Omphalocyclus*; *Cahiers de Micropaleontologie*, 4, 45 - 54.
- Meriç, E., 1983, *Foraminiferler*, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Yayınlarından, Eğitim Serisi No. 26, Ankara.
- Neumann, M., 1972a, A propos des Orbitoidides du Cretase superieur et de leur signification stratigraphique I. Genre *Orbitoides* d' Orbigny, 1847, *Revue de Micropaleontologie*, vol. 14, No. 4, 197 - 226, 4 pl.
- Neumann, M., 1993, The genus *Orbitoides* II. Revision of the different species, *Revue Micropaleontologie*, vol. 36, No. 4, pp. 301 - 353.
- Pehlivan, Ş., Barkut, M. Y., Bilginer, E., Can, B., Dağ, Z., Orçen, S., 1987, *Ilgaz Kuzeydoğusu - Boyalı - Kurşunlu Dolayının Jeolojisi*, MTA Raporu, Derleme No. 8171, (yayınlanmamış), Ankara.
- Reichel, M., 1949, Sur un nouveau Orbitoide du Cretace superieur hellenique; *Eclogae Geol. Hel.*, 42 (2), 480 - 485.
- Sirel, E., Gündüz, H., 1978, Description of *Sivasella* n. gen. (Foraminifera) from the Maestrichtian of Sivas (Central Turkey), *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, c. 21, 67 - 75, Şubat 1978.

PLATE I

Ilgazina unilateralis n. gen. n. sp.

Ödemiş formation, Maastrichtian

Figure 1. Axial section, macrospheric form, holotype, (KE-1), x39.**Figure 2.** Axial section, embryonic apparatus and radius, holotype, x62.5**Figure 3.** Axial section, macrospheric form, paratype, (KE-11), x39.**Figure 4.** Axial section, macrospheric form, paratype, (KE-4), x39.**Figure 5.** Axial section, macrospheric form, paratype, (KE-1), x39.

LEVHA I

Ilgazina unilateralis n. gen. n. sp.

Ödemiş formasyonu, Maastrichtiyen

Şekil 1. Eksenel kesit, makrosferik şekil, holotip, (KE-1), x39**Şekil 2.** Eksenel kesit, embriyonik cihaz ve yarıçapı, holotip, x62.5**Şekil 3.** Eksenel kesit, makrosferik şekil, paratip, (KE-11), x39**Şekil 4.** Eksenel kesit, makrosferik şekil, paratip, (KE-4), x39**Şekil 5.** Eksenel kesit, makrosferik şekil, paratip, (KE-1), x39.



1



2



3



4



5

PLATE II

Ilgazina unilateralis n. gen. n. sp.

Ödemiş formation, Maastrichtian

Figure 1. Sandy limestone with *Orbitoides* and *Ilgazina unilateralis* n. gen. n. sp. (KE-3), x39.

Figure 2. Subaxial section, (KE-1), x39.

Figure 3. Axial section, microspheric form, paratype, (KE-1), x39.

Figure 4. Axial section, microspheric form, radius, paratype, (KE-1), x39.

LEVHA II

Ilgazina unilateralis n. gen. n. sp.

Ödemiş formasyonu, Maastrichtiyen

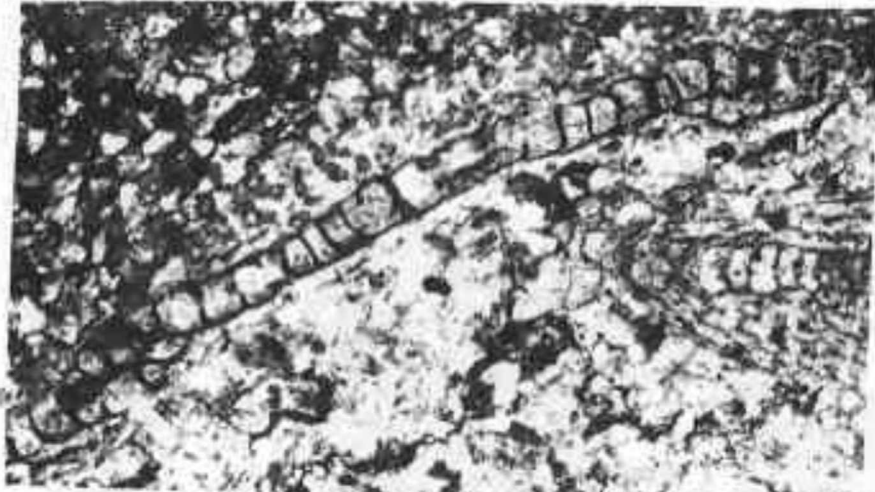
Şekil 1. *Ilgazina unilateralis* n. gen. n. sp. ve *Orbitoides*'li kumlu kireçtaşı, (KE-3), x39.

Şekil 2. Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, (KE-1) x39.

Şekil 3. Eksenel kesit, mikrosferik şekil, paratip, (KE-1), x39.

Şekil 4. Eksenel kesit, mikrosferik şekil, yarıçapı, paratip, (KE-1), x39.

PLATE II
LEVHA II



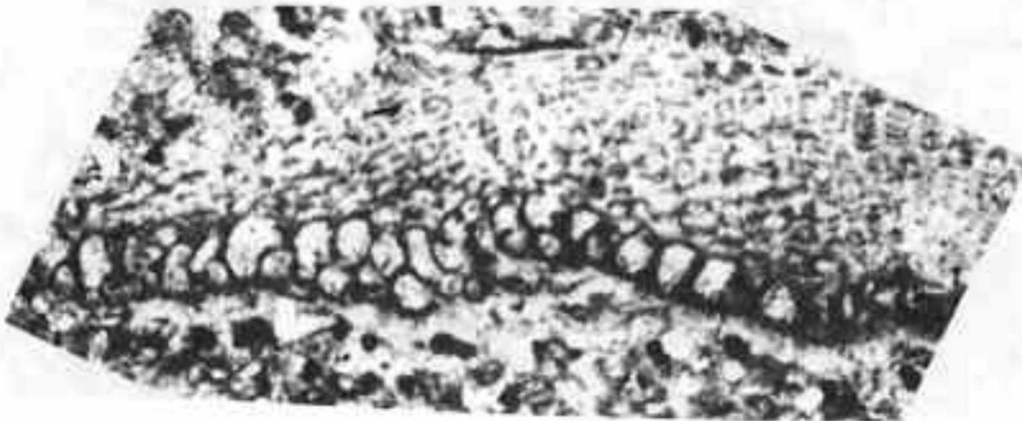
1



2



3



4

PLATE III

Ilgazina unilateralis n. gen. n. sp.

Ödemiş formation, Maastrichtian

Figure 1. Subequatorial section, slightly oblique, paratype, (KE-2), x39.

Figure 2. Axial section, macrospheric form, paratype, (KE-1), x39.

Figure 3. Axial section, macrospheric form, paratype, (KE-2), x39.

Figure 4. Subequatorial section, slightly oblique, paratype, (KE-1), x39.

Figure 5. Showing equatorial chambers and stolons section, (KE-2), x156.

Figure 6. Oblique subequatorial section, paratype, (KE-2), x39.

LEVHA III

Ilgazina unilateralis n. gen. n. sp.

Ödemiş formasyonu, Maastrichtiyen

Şekil 1. Hafifçe eğik subekvatoryal kesit, paratip (KE-2), x39.

Şekil 2. Eksenel kesit, makrosferik şekil, paratip, (KE-1), x39.

Şekil 3. Eksenel kesit, makrosferik şekil, paratip, (KE-2), x39.

Şekil 4. Hafifçe eğik Subekvatoryal kesit, paratip, (KE-1), x39.

Şekil 5. Ekvatoryal locaları ve stolonları gösteren kesit, (KE-2), x156.

Şekil 6. Eğik subekvatoryal kesit, paratip, (KE-2), x39.

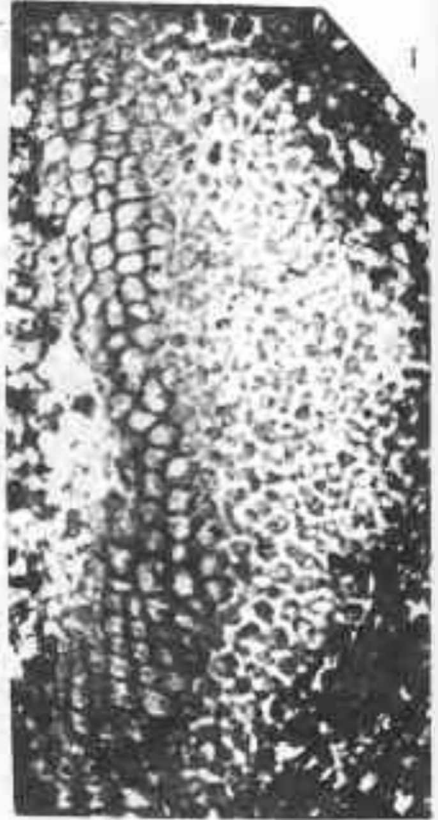
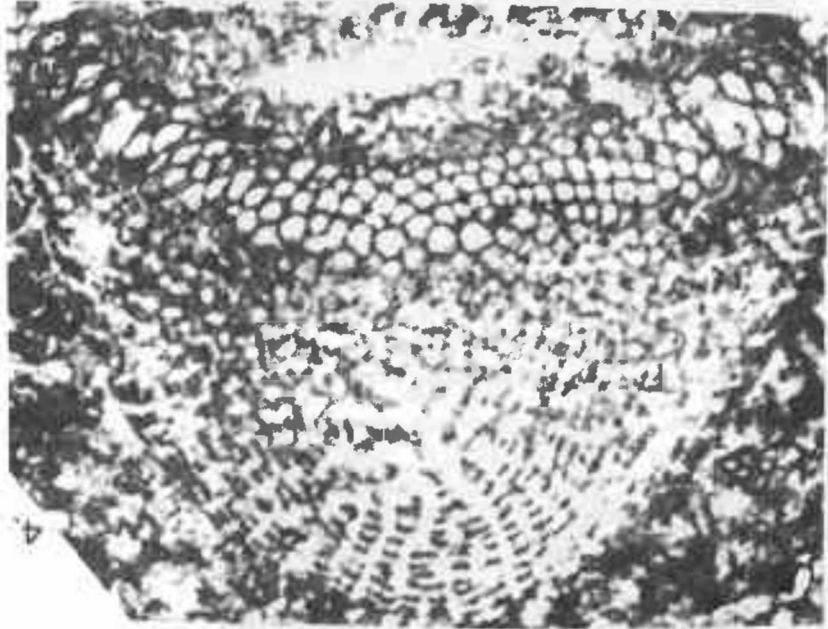
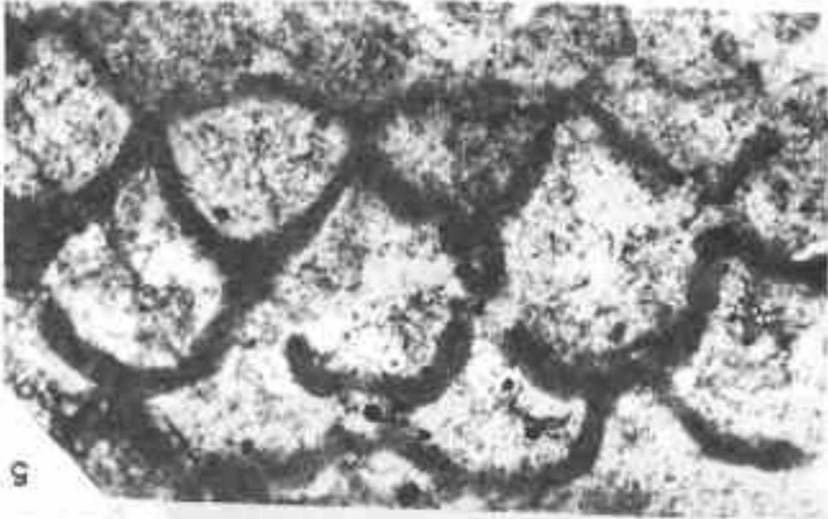


PLATE III
LEVA III

PLATE IV

Ilgazina unilateralis n. gen. n. sp.

Ödemiş formation, Maastrichtian

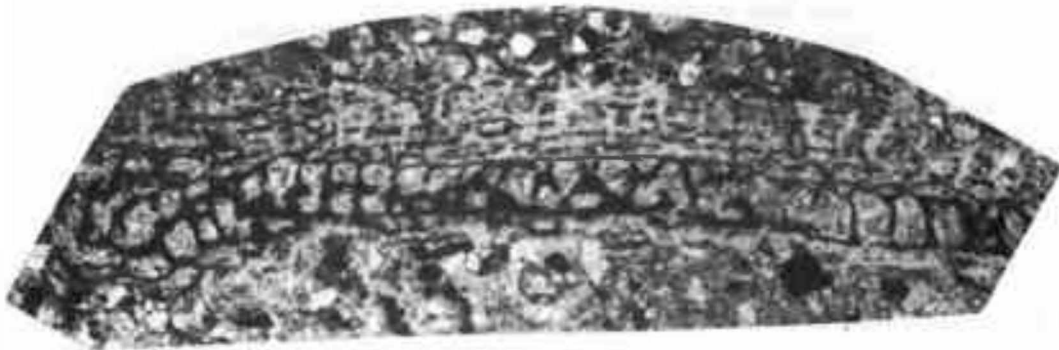
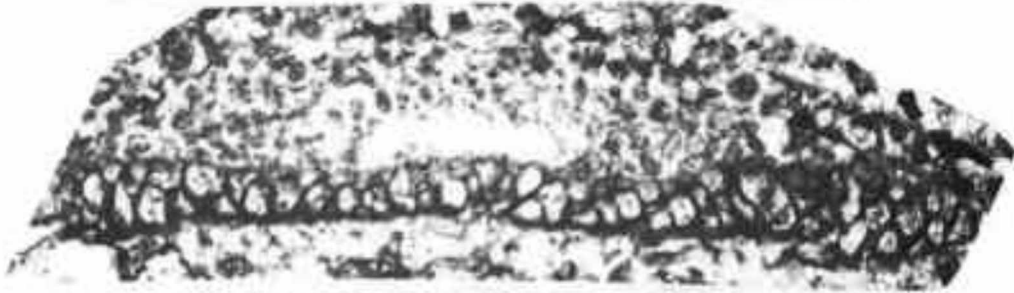
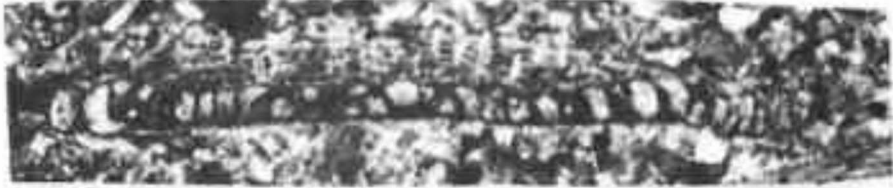
Figure 1. Axial section, macrospheric form, paratype, (KE-11), x39.**Figure 2.** Subaxial section, (KE-1), x39.**Figure 3.** Subaxial section, (KE-6), x39.**Figure 4.** Subaxial section, (KE-1), x39.**Figure 5.** Subaxial section, (KE-1), x39.**Figure 6.** Subaxial section, (KE-6), x39.

LEVHA IV

Ilgazina unilateralis n. gen. n. sp.

Ödemiş formasyonu, Maastrichtiyen

Şekil 1. Eksenel kesit, makrosferik şekil, paratip (KE-11), x39**Şekil 2.** Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, (KE-1), x39.**Şekil 3.** Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, (KE-6), x39.**Şekil 4.** Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, (KE-1), x39.**Şekil 5.** Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, (KE-1), x39.**Şekil 6.** Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, (KE-6), x39.



Doğu Pontidler'de porfiri Cu-Mo mineralleşmeleri içeren granitoidlerin jeokimyasal özellikleri

The geochemical characteristics of the granitoids bearing porphyry Cu-Mo mineralizations in Eastern Pontids

Bülent YALÇINALP Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon.

Öz

Doğu Pontidler'de yüzeylenen granitik kayalar Üst Kretase-Eosen yaşlı olup, genellikle kuzey kesimlerde kuvarslı diyorit-granodiyorit-granit ve tonalit bikişimlidir. Bu granitoidlere bağlı olarak çok sayıda porfiri bakır ve molibden mineralleşmesi oluşmuştur. Jeokimyasal incelemelerde bu kayaların I-tipinde ve kalk-alkalen karakterli oldukları ayrıca olgunlaşmakta olan bir ada yayı ortamını işaret ettikleri tesbit edilmiştir.

Anahtar Sözcükler: Doğu Pontid, granitoid, porfiri Cu-Mo, jeokimya.

Abstract

Granitic rocks cropping out in the Eastern Pontids are of Upper Cretaceous-Eocene in age and generally have quartz diorite-granodiorite-granite and tonalite composition in the northern parts. A number of porphyry Cu and Mo mineralizations are formed in relation to these granitoids. Chemical investigations showed that these rocks are I-type with calc-alkali affinity. In addition they indicate an environment of island-arc which is gradually becoming mature.

Key Words: Eastern Pontid, granitoid, porphyry Cu-Mo, geochemistry.

GİRİŞ

Doğu Pontidler'deki ada yayı ortamında, özellikle Üst Kretase'de paroksimal evresini veren magmatizmaya bağlı olarak gelişen hidrotermal olaylar bir çok tipte maden yatağının oluşmasını sağlamıştır. Bölgenin hemen her kesiminde gözlenen damar tip Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri ve dasitik volkanizmaya bağlı olarak gelişmiş çok sayıda masif sülfid yatakları bu magmatizmanın ürünüdür. Bölgede saptanan porfiri Cu-Mo mineralleşmeleri de, aynı magmatizmaya bağlı olarak Üst Kretase'den itibaren sokulum yapan granitik kayalara bağlı olarak oluşmuşlardır.

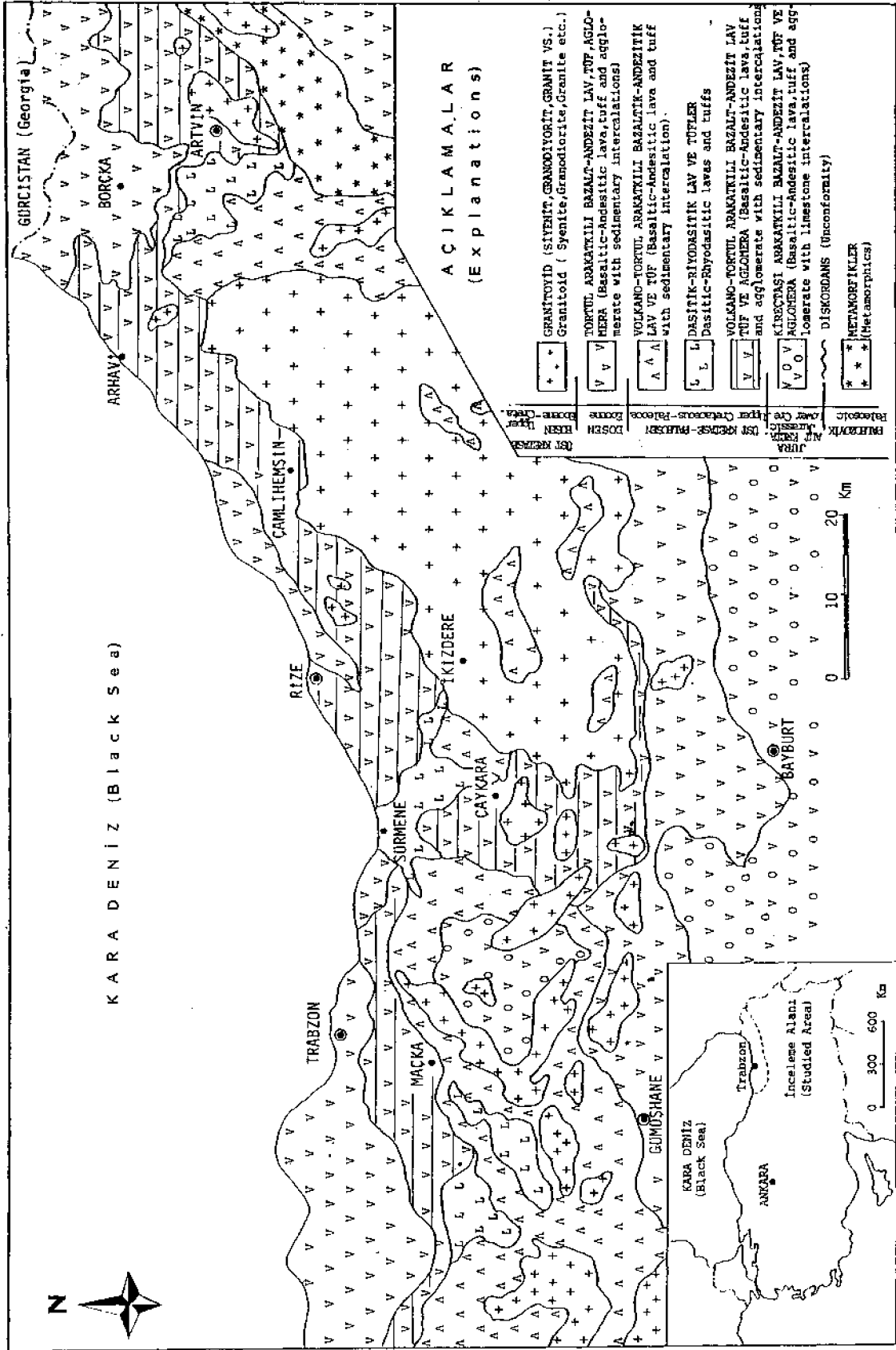
Bu çalışmada porfiri tip mineralleşmelerin içinde geliştiği granitoidlerin genel jeolojik yerleşimleri, petrografik ve petrokimyasal özellikleri incelenmiştir.

JEOLÖJİK YERLEŞİM

Doğu Pontid'lerin kuzey kesimini oluşturan inceleme alanının en yaşlı birimi, Artvin'in güney kesiminde yüzeylenen, mikaşist ve mermerlerden oluşan Paleozoik yaşlı metamorfik kayalardır (Şekil 1). Çalışma alanının dışında kalan Gümüşhane granitoidi de aynı yaştadır. Jura-Alt Kretase'de, bazaltik-andezitik lav, tüf, aglomeralar ve nisbeten üst seviyelerinde kristalize kireçtaşı seviyeleri gözlenir. Üst Kretase yaşlı ve geniş

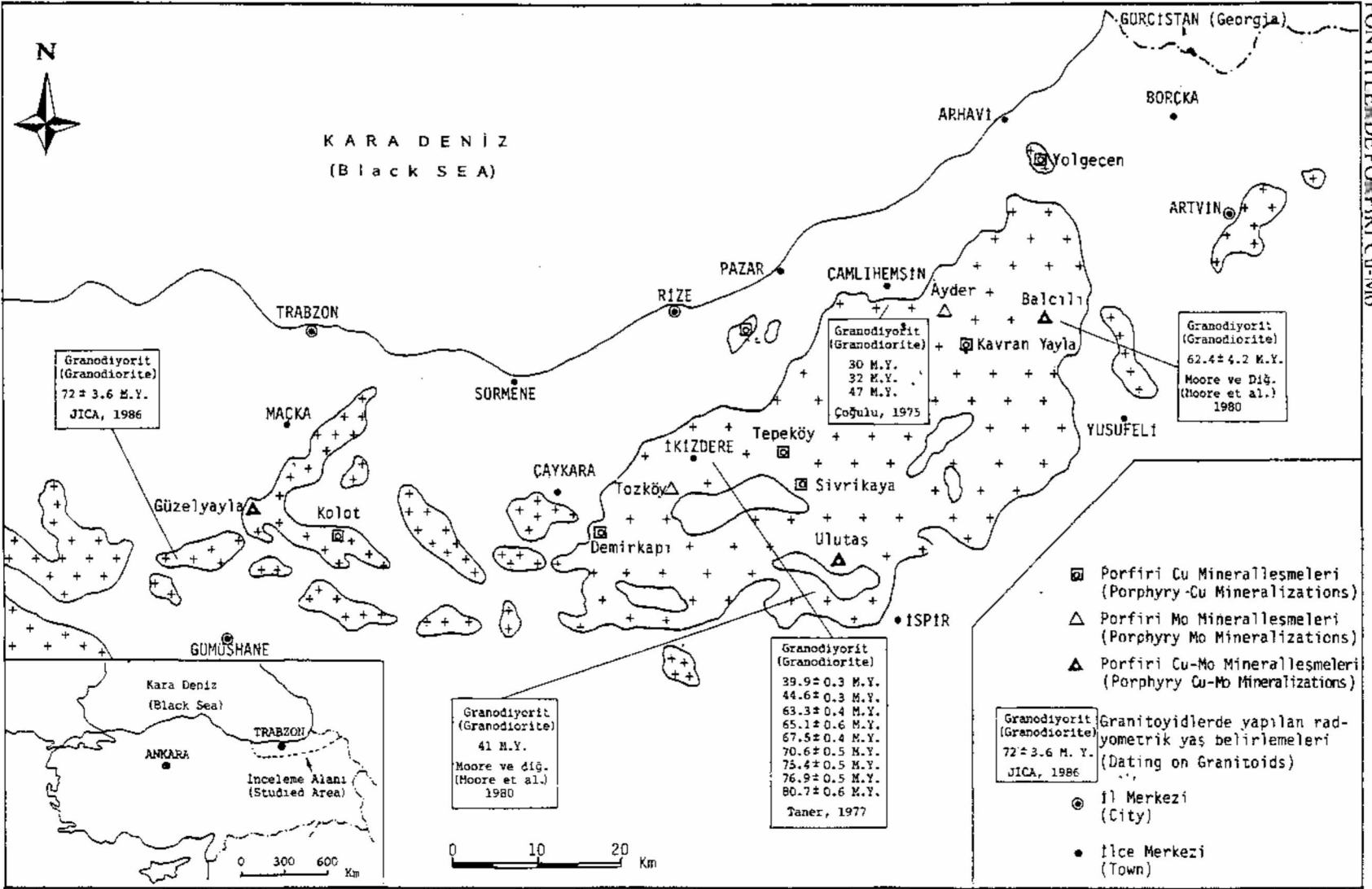
alanlar kaplayan bazaltik-andezitik bilimler volkanotortul kayalarla arakatlı olarak bulunur*. Bölgedeki masif sülfid cevherleşmelerini içeren dasitik-riyodasitik kayalar da Üst Kretase yaşındadır. Bu kayaların üzerine Paleosen'e geçiş gösteren tortul arakatlı bazaltik-andezitik birimler gelmektedir. Bölgedeki Eosen volkanitleri de bazaltik-andezitik karakterdeki volkanitlerden ve tortul kayalardan oluşmuştur (Şekil 1). Doğu Pontidler'de yüzeylenen ve porfiri mineralleşmeleri içeren granitik kayalar, Üst Kretase-Eosen yaşlı çok geniş alanlar kaplayan granitoid kayalar olup, "Rize plütönu" olarak adlandırılan ve büyük bir batolit konumunda olan yüzlele birlikte daha küçük plütönlere şeklinde Artvin-Arhavi-Yolgeçen, Rize-Avup Dağı, Trabzon-Zigana ve Gümüşhane-Torul mevkiilerinde gözlenirler (Şekil 2).

Rize plütönu, İkizdere, Çamlıhemşin, Yusufeli ve İspir yörelerini içine alan çok büyük bir granitoid topluluğu olup, Jura, Üst Kretase ve Paleosen yaşlı birimleri keserek yer yer dokanak metamorfizmasına uğratmıştır. Bu plütönu oluşturan kayaların cinsleri genellikle kuzey kesimlerde kuvarslı diyorit-granodiyorit-granit ve tonalit, güney kesimlerde ise gabro-siyenogabrosiyenit ve monzonit karakterindedir. Plütönün çeşitli mevkiilerinde Çoğulu (1975), Taner (1977), Moore ve diğerleri (1980) ve JICA (1986) tarafından yapılan rad-



Şekil 1. Doğu Pontidler'in sadeleştirilmiş jeolojî haritası.

Figure 1. Simplified geological map of the Eastern Pontides.



Sekil 2. Doğu Pontidlerdeki porfiri Cu ve Mo mineralleşmeleri içeren granitik kayaların dağılımı.

Figure 2. Distribution of the granitic rocks associated with porphyry Cu and Mo mineralizations in Eastern Pontides.

yometrik yaş tayinleri sonucunda (Şekil 2), granitoidlerin genellikle Üst Kretase'den itibaren sokulum yapmaya başlamış oldukları anlaşılmaktadır. Diğer küçük granitoid yüzlekleri ise genellikle kuvarslı diyorit, granodiyorit ve granit bileşimli olup, Rize plütunu'yla aynı yaşta oldukları kabul edilmektedir.

PORFİRİ MİNERALLEŞME İÇEREN GRANİTOYİDLERİN PETROKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanında mostra veren granitik kayalarından çok sayıda profil alınarak porfiri mineralleşme içeren kesimler tesbit edilmiştir (Şekil 2). İncelenen mineralleşme sahalarının mineralojik ve petrografik özellikleri Tablo 1'de özetlenmiştir. Alınan çok sayıda örnekten gerçekleştirilen petrografik incelemelerin yanı sıra Artvin - Arhavi - Yolgeçen, Rize - Pazar - Avup dağı, Rize - Çamlıhemşin - Ayder Yayla, Rize - İkizdere - Çimil Dere ve Trabzon - Maçka - Hamsiköy mineralizasyon yörelerinden derlenen toplam 23 adet granitoid örneğinin KTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında ana ve iz element analizleri yapılmıştır (Tablo 2). Na₂O, MgO, FeO ve Fe₂O₃ haricindeki silikat analizleriyle iz element analizleri XRF, Na₂O ve MgO analizleri AAF, FeO ve Fe₂O₃ analizleri ise yaş kimyasal yöntemle yapılmıştır.

Ana elementlerden SiO₂, Na₂O, K₂O ve CaO ilişkileri granitoidlerin sınıflandırılmasında önemli rol oy-

narlar. Örnekleri, magmatik serileri alkali, kalkalkali, alkali-kalsik ve kalsik olarak sınıflayan Peacock (1931) diyagramına uyarladığımızda kalk-alkali alanına düştükleri görülmektedir (Şekil 3). AFM diyagramı da (Kuno, 1969) granitoid örneklerimizin kalk-alkali karakterde olduklarını desteklemektedir (Şekil 4). Chappel ve White (1974)'e göre, kısmi ergime sırasında S-tipi, granitoidlerde Na'nın azalmasına karşılık K artmaktadır. I-tipi granitoidlerde ise bu oran tamamen terstir. Yani Na/K oranı daha yüksektir. Yazarların bu jeokimyasal verilerine göre Aykol ve Tokel (1991)'in geliştirdikleri K₂O ve Na₂O diyagramında porfiri cevherleşme içeren sahalara ait granitoid örneklerinin tümü I-tipi granit alanına düşmektedir (Şekil 5).

Bölümsel ergime sırasında diğer elementlerden farklı davranarak oluşan ergiyiğe ilk geçen uyumsuz elementlerin, kondritlere oranla, yeni oluşturdıkları formasyonlardaki derişimlerinin kaç defa zenginleştiğini ortaya koymak amacıyla iz elementlerden Rb, Sr, Zr, Y, Ba, La, Ce analizleri yapılmış ve bunlar K, Ti, P elementleriyle birlikte kondritlerdeki ana değerlere oranlanmıştır. Brown ve diğerlerinin (1984) geliştirmiş olduğu diyagrama uyarlandığında normal ada yayı alanına düştükleri görülür (Şekil 6). Fosfor (P) değerindeki negatif anomali ise, bu elementin uçucu bileşenler fazında kaybolduğu veya hidrotermal ayrışmaya bağlı olarak fakirleştiği şeklinde açıklanabilir.

Tablo 1. Doğu Pontidlerdeki porfiri Cu ve Mo mineralleşmelerinin genel özellikleri.

Table 1. General characteristics of the porphyry Cu and Mo mineralizations in Eastern Pontides.

Mevki Locality	Mineralleşmenin Cinsi Mineralization	Ayrışmanın Cinsi Alteration	Ana Kayacık Host Rock
Trabzon-Maçka-GÜZELYAYLA	Cu, Mo, Pirit (Pyrite)	Potassik, Fillik, Propilitik (Potassic, Phyllic, Propylitic)	Kuvarslı Mikrodiorit (Quartz Microdiorite)
Gümüşhane-KOLOT HANI	Cu, Pirit (Pyrite)	Fillik (Phyllic)	Granodiyorit (Granodiorite)
Trabzon-Çaykara-DEMİRKAPI	Cu, Pirit (Pyrite)	Fillik, Propilitik (Phyllic, Propylitic)	Granit, Granodiyorit (Granite, Granodiorite)
Rize-İkizdere-TOZKÖY	Mo, Pirit (Pyrite)	Fillik, Arjilik (Phyllic, Argilic)	Granodiyorit (Granodiorite)
Rize-İkizdere-TEPEKÖY	Cu, Mo, Pirit (Pyrite)	Fillik, Propilitik (Phyllic, Propylitic)	Granodiyorit (Granodiorite)
Rize-İkizdere-SIVRİKAYA	Cu, Pirit (Pyrite)	Fillik, Arjilik (Phyllic, Argilic)	Kuvarslı Diyorit (Quartz Diorite)
Rize-Pazar-AVUP DAĞI	Cu, Pirit (Pyrite)	Fillik, Propilitik (Phyllic, Propylitic)	Kuvarslı Diyorit (Quartz Diorite)
Rize-Çamlıhemşin-AYDER YAYLA	Mo, Pirit (pyrite)	Potassik, Fillik, Arjilik (Potassic, Phyllic, Argilic)	Granodiyorit (Granodiorite)
Rize-Çamlıhemşin-KAVRAN YAYLA	Cu, Pirit (pyrite)	Fillik (Phyllic)	Granodiyorit, Granit (Granodiorite, Granite)
Rize-Arhavi-YOLGEÇEN	Cu, Pirit (Pyrite)	Fillik, Arjilik, Propilitik (Phyllic, Argilic, Propylitic)	Granodiyorit, Kuvarslı Diyorit (Granodiorite, Quartz Diorite)
Artvin-Yusufeli-BALCILI	Cu, Mo, Pirit (Pyrite)	Potassik (Potassic)	Granodiyorit (Granodiorite)
Erzurum-İspir-ULUTAŞ	Cu, Mo, Pirit (pyrite)	Fillik (Phyllic)	Monzonit, Kuvarslı Diyorit (Monzonite, Quartz Diorite)

DOĞU PONTİTLERDE PORFİRİ Cu-Mo

Pearce ve diğerleri (1984), çeşitli tektonik ortamlarda oluşan granitoidlerdeki uyumsuz büyük iyon çaplı litofil elementlerle, (LIL) uyumlu kalıcı elementlerin (HFS) karşılıklı ilişkilerini incelemişlerdir. Bu elementler içinde en önemlileri Rb, Nb ve Y dir. Rb, volkanik yay gnnitoidleri ile çarpışma granitoidleri arasında ayırtman özelliğe sahiptir. Pearce ve diğerleri (1984)'nin geliştirmiş olduğu Rb-SiO₂ diyagramında,

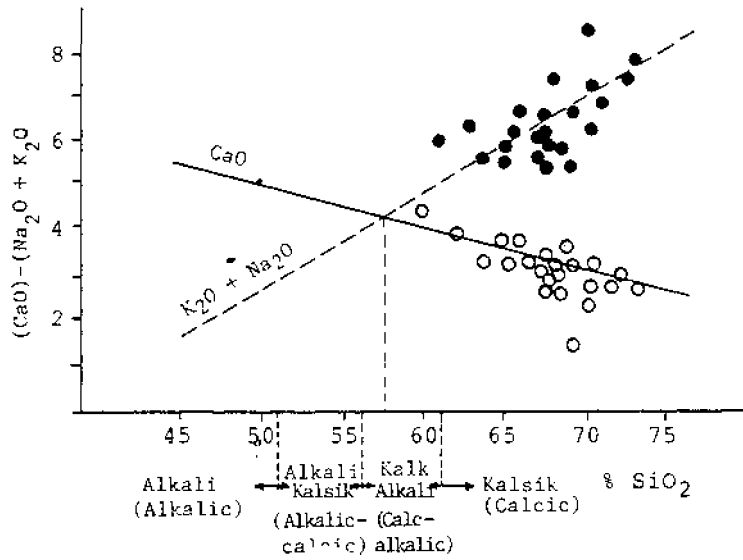
bölge örneklerinin tümü volkanik yay granitoidleri (VAG) alanındadır (Şekil 7). Aynı yazarlara ait Nb-Y ve Rb- (Nb+Y) diyagramlarında da, yine tüm granitoid örneklerinin volkanik yay granitoidleri alanına düştüğü izlenmektedir (Şekil 8 ve 9).

Ada yayının olgunlaşma derecesini ortaya koyan Brown ve diğerlerine (1984) ait Rb/Zr-Y ve Rb/Zr-Nb diyagramlarında, örneklerin, ilkselden normal ada yayı-

Tablo 2. Doğu Pontid granitoidlerinden alınan bazı kayac örneklerin ana ve iz element analiz değerleri. AY-(1, 2, 3, 4): Çamlıhemşin-Ayder Yayla, AV-(1, 2, 3): Pazar-Avup Dağı, İK-(1, 2, 3): İkizdere yöresi, YG-(1, 2, 3): Arhavi-Yolgeçen yöresi, GY-(7, 9, 13, 14, 19, 28, 30, 32, 36, 44): Maçka-Güzelyayla yöresi (AK=Ateşte kayıp).

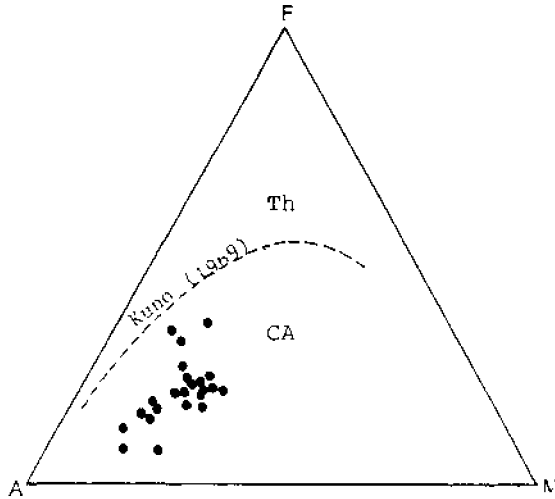
Table 2. Major and trace element analysis results of the selected samples taken from the Eastern Pontid granitoids. AY-(1, 2, 3, 4): Çamlıhemşin-Ayder Yayla area, AV-(1, 2, 3): Pazar-Avup Dağı area, İK-(1, 2, 3): İkiz dere area, YG-(1, 2, 3): Arhavi-Yolgeçen area, GY-(7, 9, 13, 14, 19, 28, 30, 32, 36, 44): Maçka-Güzelyayla area (LI=Loss on ignition).

	AY-1	AY-2	AY-3	AY-4	AV-1	AV-2	AV-3	İK-1	İK-2	İK-3	YG-1	YG-2
SiO ₂ %	68.08	67.54	68.25	66.92	69.87	68.45	70.04	73.58	70.72	73.05	61.34	62.48
TiO ₂	0.40	0.38	0.38	0.42	0.32	0.34	0.30	0.24	0.26	0.22	0.30	0.28
Al ₂ O ₃	16.15	15.12	17.44	15.84	13.68	15.12	13.00	11.85	13.08	13.06	17.89	16.97
Fe ₂ O ₃	1.27	0.88	1.04	0.92	0.75	0.82	0.86	0.35	0.42	0.45	2.08	2.02
FeO	2.76	1.91	2.26	2.00	1.63	1.83	1.87	0.76	0.88	0.97	4.52	4.39
MnO	0.18	0.15	0.20	0.12	0.10	0.15	0.14	0.08	0.08	0.10	0.13	0.12
MgO	1.90	2.10	2.16	2.25	1.83	1.97	2.05	2.41	1.81	1.18	1.96	2.00
CaO	2.32	3.02	2.57	2.96	1.76	2.05	3.03	2.32	2.16	2.89	1.15	3.86
Na ₂ O	3.88	3.47	2.98	3.79	3.64	4.46	5.92	4.66	4.02	3.48	5.64	3.53
K ₂ O	1.94	4.20	1.90	2.86	4.68	3.77	2.04	3.54	4.89	3.00	2.58	2.99
P ₂ O ₅	0.16	0.09	0.12	0.10	0.08	0.08	0.10	0.05	0.03	0.06	0.12	0.08
AK/LI	1.14	1.12	1.02	1.06	0.98	1.05	1.18	0.84	0.90	1.02	0.95	1.00
TOPLAM	100.62	99.98	100.32	99.24	99.32	100.09	100.53	100.68	99.25	99.48	99.66	99.39
Rb ppm	108	116	120	112	82	85	94	105	102	96	80	82
Zr	202	157	148	136	100	175	162	160	178	117	156	103
Sr	378	295	306	300	284	266	297	312	308	330	286	299
Nb	22	30	27	26	14	30	12	10	12	18	16	13
Y	27	30	42	28	12	18	10	32	30	45	28	38
Ba	558	736	660	704	921	877	714	689	842	916	648	1002
Ce	68	72	63	30	44	36	48	83	76	80	89	73
La	3	4	3	5	5	4	6	4	4	6	3	3
	YG-3	GY-7	GY-9	GY-13	GY-14	GY-19	GY-28	GY-30	GY-32	GY-36	GY-44	
SiO ₂ %	65.36	67.74	67.79	70.44	65.45	66.26	69.30	68.11	69.22	69.13	65.71	
TiO ₂	0.30	0.35	0.38	0.38	0.33	0.43	0.43	0.36	0.41	0.40	0.38	
Al ₂ O ₃	15.84	17.63	17.94	16.26	18.05	17.94	16.55	17.13	18.27	16.86	18.29	
Fe ₂ O ₃	2.00	0.59	0.55	0.56	0.58	0.58	0.53	0.53	0.63	0.59	0.54	
FeO	4.30	1.26	1.17	1.18	1.24	1.23	1.14	1.14	1.33	1.25	1.15	
MnO	0.10	0.17	0.07	0.10	0.14	0.08	0.10	0.08	0.12	0.09	0.02	
MgO	2.12	2.31	2.41	2.05	2.70	1.98	2.18	2.01	2.20	2.11	2.10	
Cs ₂ O	2.85	3.41	2.84	3.37	3.77	3.80	3.51	2.26	1.36	3.27	3.25	
Na ₂ O	3.12	3.37	3.13	3.37	3.20	3.80	3.16	3.37	3.37	3.40	4.04	
K ₂ O	2.42	1.97	2.43	2.92	2.09	2.80	2.72	2.89	3.04	2.29	2.07	
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.08	0.12	0.14	0.16	0.05	0.09	0.07	0.08	0.13	
AK/LI	0.86	1.95	1.86	0.88	2.05	1.72	0.96	0.83	2.00	1.86	2.24	
TOPLAM	99.37	100.84	100.60	100.26	99.74	100.88	100.63	99.40	100.20	101.33	99.92	
Rb ppm	85	69	78	103	75	105	104	106	104	98	83	
Zr	92	203	203	207	210	210	205	203	199	217	218	
Sr	285	284	323	294	307	332	296	318	283	339	728	
Nb	20	11	14	13	10	9	22	16	28	19	8	
Y	26	28	28	39	33	39	39	39	33	21	21	
Ba	596	1358	1205	1194	1252	1358	1229	1112	1416	1336	912	
Ce	68	15	43	70	103	81	21	21	54	86	59	
La	5	4	7	8	9	5	3	2	5	6	5	



Şekil 3. Doğu Pontid granitoidlerinden alınan bazı kayaç örneklerinin alkali-kalsiyum ilişkisinin Peacock (1931) diyagramında gösterilişi.

Figure 3. Alkali-Lime relation of the selected samples taken from the Eastern Pontid granitoids, based on the Peacock diagram (1931).



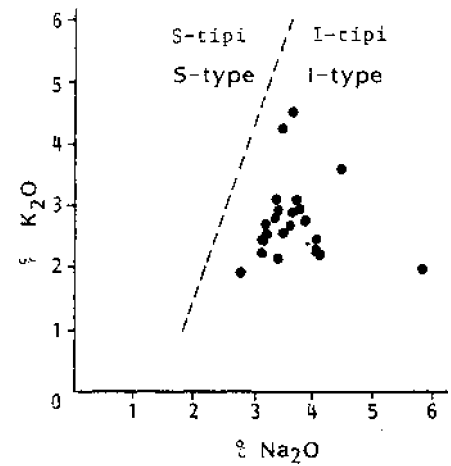
Şekil 4. Doğu Pontid granitoidlerinden alınan bazı kayaç örneklerinin AFM diyagramında (Kuno 1969) dağılımı. (Th=Tholeiitik, CA=Kalk-alkali).

Figure 4. AFM plots (Kuno 1969) of the selected samples taken from the eastern Pontid granitoid samples. (Th=Tholeiitic, CA=Calc-alkali).

na doğru olgunlaşan bir yay ortamını işaret ettiği görülmektedir (Şekil 10).

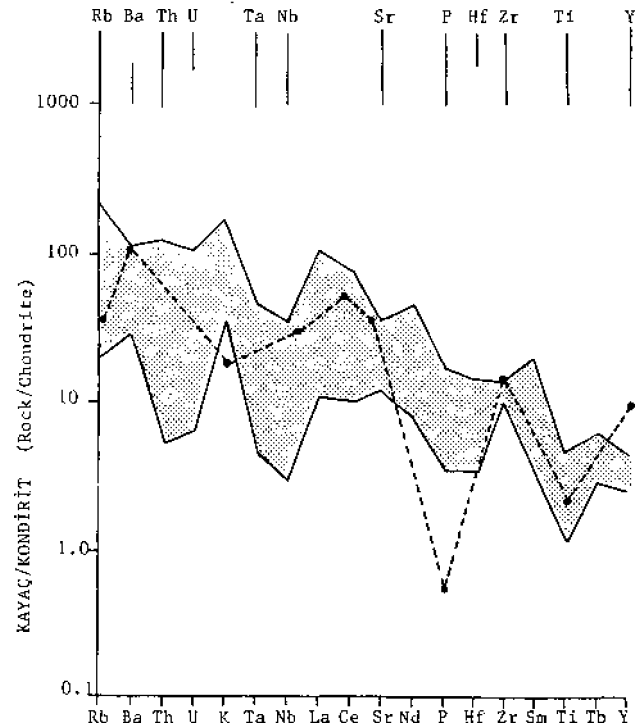
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Porfiri Cu-Mo yataklarının bölgesel konumuyla plaka tektoniği ve buna bağlı olarak gelişen kalkalkali magmatizma arasında sıkı bir ilişki vardır (Sawkins, 1972; Mitchell ve Bell, 1973). Sillitoe (1972)'ya göre porfiri bakır ve molibden yataklarının bulunduğu kıta kenarları ve ada yaylarında genellikle kalkalkali volkanizma etkindir. Porfiri tip cevherleşmeler, ortaçağ bile



Şekil 5. Doğu Pontid granitoidlerinden alınan bazı kayaç örneklerinin K_2O-Na_2O diyagramında dağılımı (Aykol ve Tokel 1991). Ayırım hattı Chappel ve White (1974)'in verilerine dayandırılmıştır.

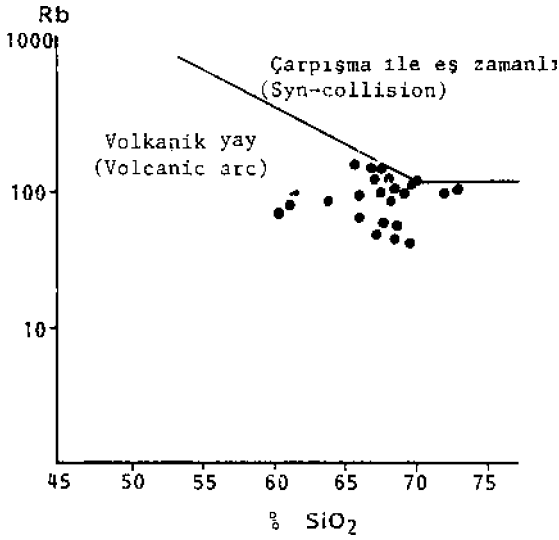
Figure 5. Selected samples taken from the Eastern Pontid granitoids plotted on the K_2O-Na_2O diagram Aykol and Tokel (1991). Dashed line based on the criteria of Chappel and White (1974).



Şekil 6. Kondrite göre normalleştirilmiş iz elementlerin Doğu Pontid granitoidlerine göre yönseme diyagramı (Brown ve diğ., 1984). Noktalı alan genç ve normal ada yayı aralığını göstermektedir.

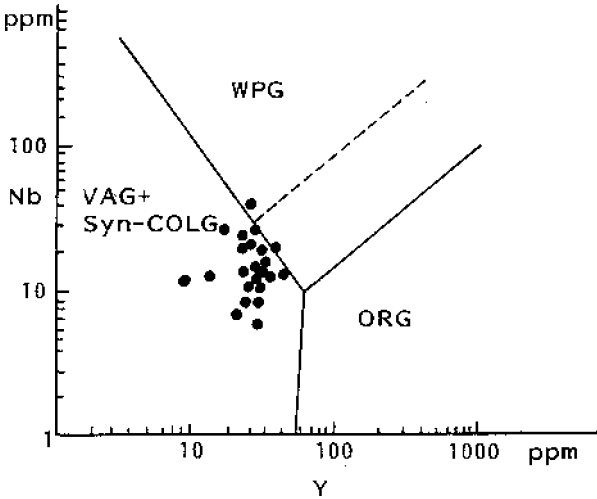
Figure 6. Chondrite-normalized trace elements pattern for Eastern Pontid granitoids (Brown et al. 1984). Stippled area represents the range of primitive and normal arcs.

DOĞU PONTİTLERDE PORFİRİ Cu-Mo



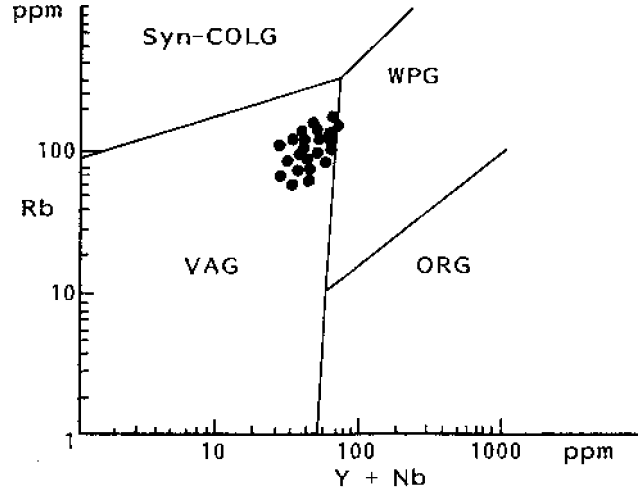
Şekil 7. Doğu Pontid granitoidlerinden alınan bazı kayâç örneklerinin Rb- SiO₂ diyagramında (Pearce ve diğ., 1984) dağılımı.

Figure 7. Selected samples taken from the Eastern Pontid granitoids plotted on the Rb-SiO₂ diagram (Pearce et al. 1984).



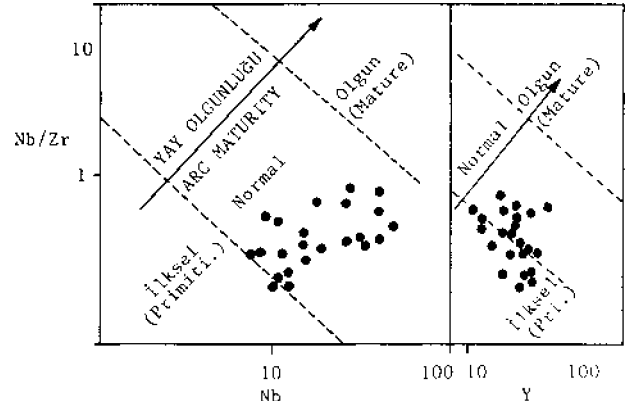
Şekil 8. Doğu Pontid Granitoidlerinden alınan bazı kayâç örneklerinin Nb-Y diyagramında dağılımı (Pearce ve diğ. 1984). (WPG=plaka ortası granitoidler, ORG=Okyanus sırtı granitoidleri, VAG= Volkanik yay granitoidleri, Syn - COLG = Çarpışma ile eş zamanlı granitoidler).

Figure 8. Selected samples taken from the Eastern Pontid granitoids plotted on the Nb-Y diagram (Pearce et al. 1984). (WPG=Within plate granitoids, ORG=Ocean ridge granitoids, VAG= Volcanic arc granitoids, Syn-COLG=Syn-collision granitoids).



Şekil 9. Doğu Pontid granitoidlerinden alınan bazı kayâç örneklerinin Rb-Nb+Y diyagramında (Pearce ve diğ., 1984) dağılımı (Simgeler Şekil 7'de açıklanmıştır).

Figure 9. Selected samples taken from the Eastern Pontid granitoids plotted on the Rb-Nb+Y diagram (Pearce et al., 1984). (Symbols are explained on figure 7).



Şekil 10. Doğu Pontid granitoidlerinden alınan bazı kayâç örneklerinin yay olgunluğunu veren diyagramlarda (Brown ve diğ., 1984) dağılımı.

Figure 10. Selected samples taken from the Eastern Pontid granitoids plotted on the diagrams indicating arc maturity (Brown et al., 1984).

şimli plutonların kubbe biçimindeki üst kısımlarında bulunur. Bakır ve molibdenin 1.5 km den daha az olan yüzeye yakın kesimlerde birikmesi, Mesozoyik-Senozoyik orojenik kuşaklarındaki kalk-alkali magmatizmanın normal bir sonucudur. Pontid Tektonik Birliği de ada yayı ortamında gelişmiştir. Pontid Kuzey Zonu'ndaki plutonik kayâçlar kalkalkali karakterdedir (Taner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Tokel, 1981; Van, 1990; Aykol ve Tokel 1991; Yalçınalp, 1992). Bu zondaki porfirli tip mineralleşme içeren granitoidlerden yapılan jeokimyasal incelemeler, bunların I-tipinde ve kalkalkali karakterde olduklarını ve olgunlaşmakta olan bir

ada yayı ortamını işaret ettiğini göstermektedir. Bu nedenle, bölgede, Üst Kretase ve daha genç yaştaki granitoid sokulumlarının nisbeten yüzeye yakın kesimlerinde (epizon) yerleşmiş olanlarında yapılacak detaylı jeolojik ve jeokimyasal araştırmalarla, daha bir çok porfiri bakır ve molibden cevherleşmesi ortaya çıkartılacaktır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aykol, A., ve Tokel, S., 1991, The geochemistry and tectonic setting of the Demirköy pluton of the Srednogorie-Istranca granitoid chain, NW Turkey, *Min. Magazine*, 55, 249-256.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., and Webb, P.C., 1984, The Geochemical Characteristic of Granitoids in Contrasting Arc and Comments on Magma Source: *Jour. Geol. SocLon.*, 141,413-426.
- Chappel, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two Contrasting Granite Types: *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
- Çoğulu E., 1975, Gümüşhane ve Rize Bölgelerinde Petrografik ve Jeokronolojik Araştırmalar: I.T.Ü Kütüphanesi, 1034, 112 s. istanbul.
- Gediköglü, A., 1978, Harşit Granit Karmaşığı ve Çevre Kaynakları: Doçentlik Tezi, K.T.Ü. Yer Bil. Fak. Trabzon. 185 s. (Yayımlanmamış).
- JICA, 1986, The Republic of Turkey report on the cooperative mineral exploration of Gümüşhane area, consolidated report, Japan Inter. Coop. Agency. 147 s. (Yayımlanmamış).
- Kuno, H., 1969, Differentiation of Basalt Magma, *Interscience Basalts*. 2. 623-688.
- Mitchell, A.H., Bell, J.D., 1973, Island-Arc Evolution and Related Mineral Deposits: *Jour. Geol.* 81, 381-405.
- Moore, M. J., Me Kee, E.H. ve Akıncı, Ö., 1980, Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks, in the Pontid Mountains, Northern Turkey: *European Cooper Deposits*, 209-216, Belgrade.
- Peacock, M.A., 1931, Classification of the Igneous Rock Series: *Jour. Geol.* 39, 54-79.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984 Trace Elements Discrimination Diagram for the Tectonic Interpretation of Granitic Rock: *Journal of Petrology*, 25/4, 956-983.
- Sawkins, F.J., 1972, Sulfide Ore Deposits in Relation to Plate Tectonics, *Jour. Geol.*, 80, 377-397.
- Sillitoe, R.H., 1972, A Plate Tectonic Model for the Origin of Porphyry Copper Deposits: *Econ. Geol.* 67, 184-197.
- Taner, M.F., 1977, Etude Géologique et Petrographique de la Region de Güneşce-Ikizdere Situé au sud de Rize (Pontid Orientales, Turquie): Doktora Tezi, Genève Üniv. 180 s. (Yayımlanmamış).
- Tokel, S., 1981, Plaka Tektoniğinde Magmatik Yerleşimler ve Jeokimya, Türkiye'den örnekler: *Yeryuvarı ve İnsan*, 6/3-4, 55-65.
- Van, A., 1990, Pontid Kuşağında Artvin Bölgesinin Jeokimyası, Petrojenezi ve Masif Sülfür Mineralizasyonları: Doktora Tezi, K.T.Ü. Jeol.Böl. Trabzon. 220 s. (Yayımlanmamış).
- Yalçinalp, B., 1992. Güzelyayla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyası: Doktora Tezi, K.T.O. Jeol. Böl. Trabzon. 175 s. (Yayımlanmamış).

Daday-Devrekani masifi metamorfizması ve jeolojik evrimi, Kastamonu bölgesi, Batı Pontidler, Türkiye

Metamorphism and geological evolution of the Daday-Devrekani massif, Kastamonu region, Western Pontides, Northern Turkey

DurmuşBOZTUĞ Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.
Osman YILMAZ İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul.

Öz

Batı Pontidler'deki Kastamonu bölgesinde yer alan Daday-Devrekani masifi, Prekambriyen'den Alt Kretase'ye kadar değişen yaşlara sahip çeşitli metamorfik kayaç birimlerinden oluşmaktadır. Bu metamorfik kayalar, değişik kaynak kayaların farklı metamorfizma koşullarında ve farklı jeodinamik ortamlarda metamorfizm aya uğramaları sonucu oluşmuşlardır. Prekambriyen yaşlı Daday-Devrekani metasedimanter grubu, yüksek dereceli metamorfizmaya uğramış metasedimanter kayaçlardan meydana gelmekte ve tipik olarak kıtasal kabuk malzemesini karakterize etmektedir.

Bu yüksek dereceli metasedimentler, Alt-Orta Jura döneminde retrograd metamorfizm adan da etkilenmişlerdir. Alt-Orta Paleozoyik yaşlı Samatlar grubu, Üst Jura öncesinde, olasılıkla Alt-Orta Jura döneminde, çok düşük dereceli metamorfizmaya uğramış epikontinental örtü karakterli metasedimanter kayaçlardan oluşmaktadır. Hem epiofiyolitik, hem de epikontinental örtü karakteri gösteren Alt Jura yaşlı Börümce formasyonu, K-Ar radyometrik yaş tayini verilerine göre Alt-Orta Jura döneminde, tıpkı Samatlar grubunun gibi çok düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiştir. Alt Jura öncesi yaşlı Çangal metaofiyoliti iyi korunmuş bir okyanusal kabuk kalıntısını temsil etmektedir ve ilkel olarak yeşilistten-epidot amfibolit fasiyesine kadar değişen metamorfizma koşullarında okyanus tabanı metamorfizm asına uğramıştır. Çangal metaofiyoliti de, tıpkı Daday-Devrekani metasedimanter grubu gibi, Alt-Orta Jura dönemindeki metamorfizmadan etkilenmiştir. Orta Jura yaşlı yay plütonizması karakterindeki Kastamonu granitoid kuşağındaki Ahiçay-Elmalıçay plütonu dokanağında gelişen ve kalınlığı yer yer 400 m'ye kadar ulaşabilen kontakt zonu kayaçları Göynükdagi metamorfiti olarak tanımlanmıştır.

Göynükdagi kontakt zonu kayaçları, iç kesimlerde hornblend-hornfels, dış kesimlerde ise albit-epidot hornfels fasiyesini karakterize eden benekli kayaçlardan meydana gelir. Kıtasal topluluk kayaçlarından türeyen protomilonit, milonit, milonit-şist ve milonit-gneyslar ile okyanusal topluluk kayaçlarından türeyen glkofanşistler Alt Kretase'yi gösteren K-Ar radyometrik yaş verileri sunarlar. Daday-Devrekani metasedimanter grubu ile epikontinental örtüsünü oluşturan Samatlar grubu, Daday-Devrekani masifinin en yaşlı birimleri olup Avrasya levhasının en güney kenarını oluştururlar. Çangal metaofiyoliti ise, Paleo-Tetis okyanus kabuğunun parçasıdır. Börümce formasyonu, hem epikontinental hem de epiofiyolitik örtü karakteri gösterir. Göynükdagi kontakt metamorfiti ise yay plütonizmasına bağlı olarak gelişen kontakt zonu kayaçlarını temsil etmektedir. Daday-Devrekani masifindeki hemen hemen tüm birimleri etkileyen Alt-Orta Jura yaşlı metamorfizma ile Orta Jura yaşlı yay magmatizması niteliğindeki Kastamonu granitoid kuşağının, Paleo-Tetis okyanus kabuğunun, Avrasya levhası altına ve kuzeye doğru yitimiyle ilişkili olarak meydana geldikleri düşünülmektedir. Alt Kretase yaşlı kataklastitler ve glkofanitik kayaçların ise, yitimden hemen sonra, Avrasya (Pontik temel) ve Anadolu levhası arasındaki çarpışmanın ürünü oldukları düşünülmektedir.

Anahtar Sözcükler: Daday-Devrekani masifi, Kastamonu, Batı Pontidler, metamorfizma, levha tektoniği.

Abstract

The Daday-Devrekani massif, located around Kastamonu region of the western Pontides, consists of various metamorphic rocks ranging from Precambrian to Early Cretaceous in age. These metamorphic rocks were derived from different source rocks in different geodynamic environments by different metamorphic conditions. The Precambrian Daday-Devrekani metasedimentary group, consisting of high-grade metasediments, is made typically of continental crust. It has also been affected by an Early-Middle Jurassic retrograde metamorphism. The Samatlar group of Lower-Middle Paleozoic age (the epikontinental cover) has been metamorphosed to very low-grade by Upper Jurassic, possibly in Lower-Middle Jurassic. The Börümce formation of Lower Jurassic age, comprising both epiophiolitic and epikontinental characters with some Lower-Middle Jurassic K-Ar ages, was affected by the very low-grade metamorphism similar to that of the Samatlar group.

The pre-Lower Jurassic Çangal metaophiolite is a well-preserved fragment of oceanic crust. The Çangal metaophiolite was initially subjected to an ocean floor metamorphism before Lower Jurassic in the physical conditions of greenschist and epidote-amphibolite facies, it has also been affected by a later metamorphism during Lower-Middle Jurassic period. There are some contact aureole rocks, called Göynükdagi metamorphite with a total thickness up to 400 m in Göynükdagi region, developed around the Ahiçay-Elmalıçay granitoid from the Middle Jurassic Kastamonu granitoid belt which is an arc plutonism product. The Göynükdagi contact aureole is composed mainly of spotted rocks of hornblend-hornfels and albite-epidote hornfels facies in the inner and outer zones, respectively.

The cataclastic rocks such as protomylonite, mylonite, mylonite-schist and mylonite-gneiss, derived from the continental assemblage, and the glaucophane-schists, derived from the oceanic assemblage, altogether yield some Lower Cretaceous K-Ar ages.

The Precambrian D aday-Devrekani metasedimentary group and its epicontinental cover Samaılar group, oldest units in the Daday-Devrekani massif, are considered to be the southernmost tip of Eurasian plate. The Çangal metaophiolite is thought to be a well-preserved part of the paleo-Tethyan oceanic crusts. As for the Börümce formation, it is assumed as epicontinental and sometimes epiophiolitic cover. The Göynükdağı contact aureole determines the contact halo developed around arc plutonism. The Lower - Middle Jurassic metamorphism, affecting almost all the units in the D aday-Devrekani massif, and the arc magmatism of the Middle Jurassic Kastamonu granitoid belt are interpreted as the products of the subduction zone created by the northward subduction of the paleo-Tethyan oceanic crust beneath the Eurasian plate. The Lower Cretaceous calciclastites and glaucophanitic rocks are thought to have been generated by the collage between the Eurasia (Pontides) and Anatolia.

Key Words: D aday-Devrekani massif Kastamonu province, Western Pontides, metamorphism, plate tectonics.

GİRİŞ

Türkiye'nin önemli tektonik birliklerinden biri olan Pontidlerin (Ketin, 1966) batı kesimlerinde, Kastamonu yöresinde yüzeyleyen Alt Jura öncesi yaşlı çeşitli kayalardan elde edilen veriler, son zamanlarda, Türkiye'nin olduğu kadar, tüm Tetis sisteminin evriminin açıklanmasında da önemli katkılar sağlamıştır. Kastamonu yöresinden elde edilen veriler, Paleo-Tetis olarak bilinen Alt Jura öncesi yaşlı okyanusal kabuğun oluşturduğu dalma-batma zonunun yorumlanmasında, değişik araştırmacılar tarafından başlıca iki ana hipotezi savunur şekilde yorumlanmıştır. Bunlardan birincisi, Şengör (1979), Şengör ve diğ., (1980), Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından ileri sürülmekte olup, kuzey konumlu bir okyanusal kabuğun güneye doğru dalmasını savunurken; ikincisi ise Boztuğ ve diğ., (1984), Yılmaz ve Boztuğ (1986), Boztuğ (1988a), Şengün ve diğ., (1990), Ustaömer ve diğ. (1991), Boztuğ (1992), ve Ustaömer ve Robertson (1993) tarafından ileri sürülmekte olup, okyanusal kabuğun kuzeye doğru dalarak yitimini savunmaktadır. Diğer taraftan, doğrudan Kastamonu yöresine değinmemekle birlikte, Pontidlerin Alt Jura öncesi evriminde, Paleo-Tetisin kuzeye dalması gerektiğini savunan görüşlerin varlığı da (Adamia ve diğ., 1980; Bergougnan ve Fourquin, 1982; Ricou ve diğ., 1986; Dercourt ve diğ., 1986; Robertson ve diğ., 1991) bilinmektedir.

Bu çalışmada, Daday-Devrekani masifinin KD (Yılmaz, 1979, 1980, 1981, 1983) ve GB kesimlerinden (Boztuğ, 1988a, 1988b, 1989a, 1989b; Tutkun ve Boztuğ, 1991; Boztuğ ve Yılmaz, 1991a; Boztuğ, 1992) elde edilen veriler kullanılarak, yörenin metamorfik tarihçesi ve jeolojik evrimi tartışılarak mevcut tartışmalara katkıda bulunulmaya çalışılmıştır. Jeolojik haritalamaya dayandırılan saha gözlemlerinin yanısıra başlıca optik mineraloji, kil mineralojisi, vitrinit refleksiyon yanıtması gibi analitik yöntemler de kullanılmıştır. K-Ar radyometrik yaş tayini verileri ise Bonhomme ve Yılmaz (1984), Boztuğ ve Yılmaz (1989), Yılmaz ve Bonhomme (1991) ve Boztuğ ve Yılmaz (1991b) den alınmıştır.

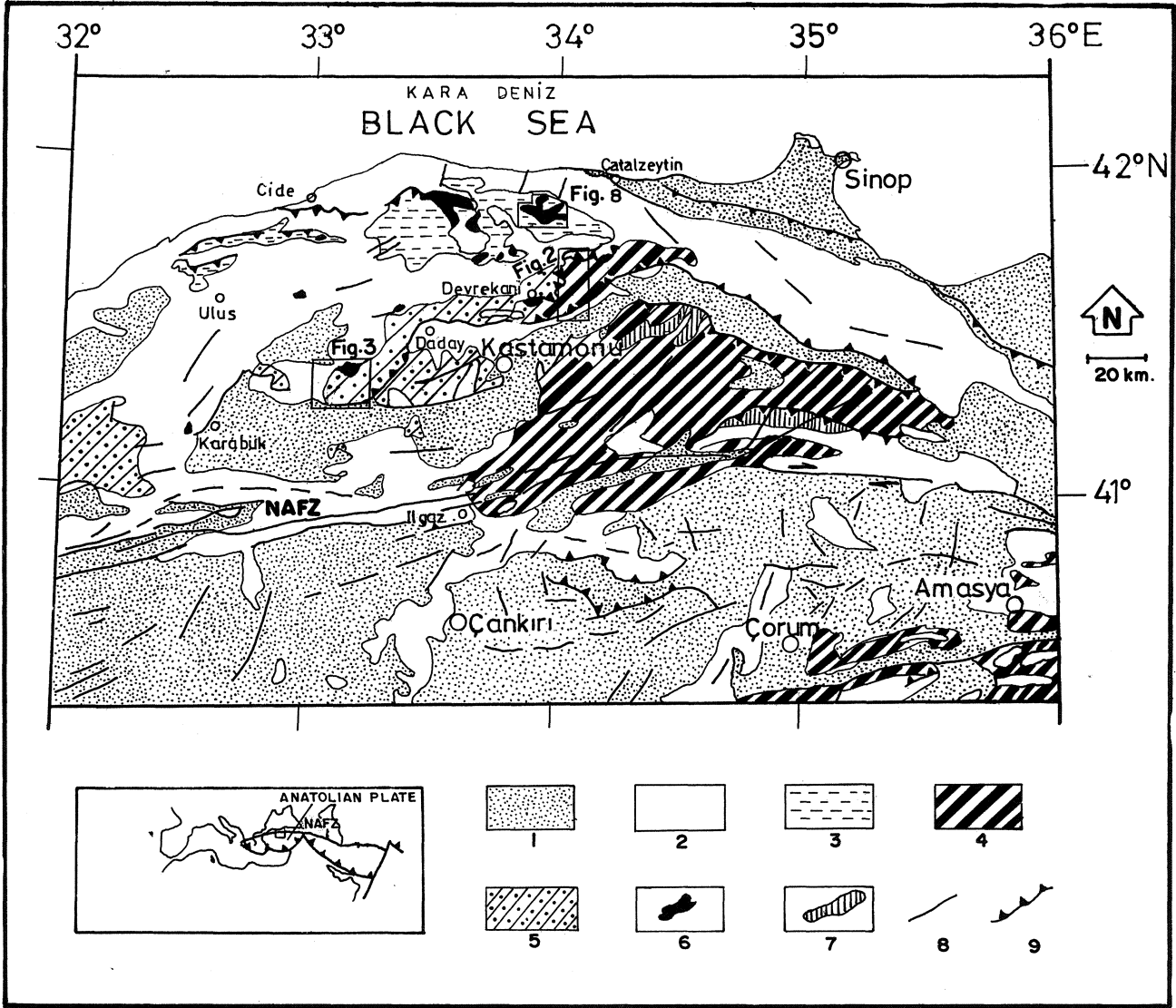
JEOLojİK KONUM

"Daday-Devrekani masifi", Batı Pontidler'deki Kastamonu yöresinde, KD-GB doğrultusunda, yaklaşık 150 km uzunluğunda ve yaklaşık 50 km genişliğinde dikdörtgene benzer bir alanda mostra veren çeşitli meta-

morfik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 1). Daday-Devrekani masifini oluşturan birimler yer yer Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağının çeşitli plütonlan tarafından da kesilmektedir (Boztuğ ve Yılmaz, 1983; Boztuğ ve diğ., 1984 Yılmaz ve Boztuğ, 1986,1987a).

Daday-Devrekani masifinin gerek KD, gerekse GB kesimlerinde yüzeyleyen en yaşlı birim yüksek dereceli (Winkler, (1979) metasedimentlerden oluşan Prekambriyen yaşlı Daday-Devrekani metasedimanter grubudur (Yılmaz ve Boztuğ, 1986). Masifin KD kesiminde Prekambriyen yaşlı Ebrek metamorfiti olarak tanımlanan ve Gürleyik gnaysı ile Başakpınar metakarbonatı (Yılmaz, 1979) olarak haritalanabilir iki birime ayrılan (Şekil 2) Daday-Devrekani metasedimanter grubu, başlıca sillimanit-mika gnays, amfibol gnays, amfibolit, kalk-silikatik gnays, kalksilikatik mermer ve diyopsit mermer türü kayalardan oluşmaktadır (Yılmaz, 1981).

Masifin GB kesiminde ise Prekambriyen yaşlı Dorukyayla gnaysı olarak tanımlanan Daday-Devrekani metasedimanter grubu mika gnays, amfibol gnays, diyopsit gnays ve kalksilikatik gnays türü yüksek dereceli metasedimanterler ile bunları kesen granitik ve diyoritik bileşimli damar kayalarından oluşmaktadır (Boztuğ, 1992). Daday-Devrekani metasedimanter grubu, masifin GB kesiminde, Alt-Orta Paleozoyik yaşlı ve çok düşük dereceli metamorfizmaya uğramış fosili arduvaz, kuvarsit ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan Samatlar grubu ile uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 3). Daday-Devrekani metasedimanter grubunun yaşının Prekambriyen (veya en azından Ordovisiyen öncesi) olmasını kanıtlayan en önemli jeolojik bulgu bu uyumsuzluk düzlemidir (Şekil 4). Alt-Orta Paleozoyik yaşlı Samatlar grubu, alttan üste doğru, Yayladere (Kambriyen), Dotla (Ordovisiyen), Zirze (Silüriyen) ve Küreihadit (Devoniyen) formasyonlarından oluşmaktadır. Kambriyen yaşlı Yayladere formasyonu, yaklaşık 300 m'lik bir kalınlığa sahiptir. Tabanda yaklaşık 30 m'lik bir konglomera, kaba taneli kumtaşı ve kumtaşı türü kayalar ile başlamaktadır ve özellikle konglomeraların tüm bileşenleri Dorukyayla gnaysına, diğer bir deyişle Daday-Devrekani metasedimanter grubuna ait kuvarsfeldispat gnays, mika gnays, homblend gnays ve diyopsit gnayslardan türemiş olarak gözlenmektedir. Konglomera ve kumtaşı türündeki bu kayaların üzerinde, yaklaşık 70 m kalınlığa sahip olan yeşilimsi renkli ve iri



Şekil 1. Daday-Devrekani masifi ve çevresinin basitleştirilmiş litolojik ve jeolojik haritası (Bingöl, 1989'dan basitleştirilmiştir).

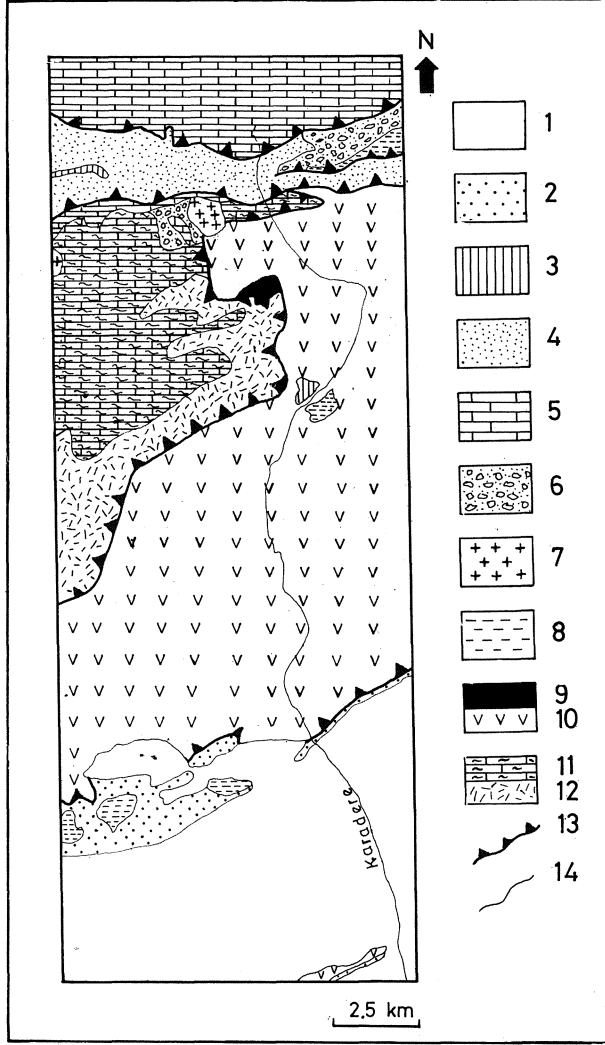
1. Tersiyer örtü (sedimanter ve volkanik); 2. Kretase birimleri (sedimanter ve volkano-sedimanter); 3. Permo-Triyas-Üst Kretase (?) ofiyolit ve epiofiyolitleri (yeşil şist ve/veya glokofanitik yeşil şist fasiyesi metamorfizmasından veya dinamik metamorfizmadan etkilenmişlerdir); 5. Paleozoyik ve daha yaşlı kıtasal ve/veya epikontinental metasedimanter (yüksek dereceliden çok düşük dereceliye kadar değişen metamorfizm adan etkilenmişlerdir); 6. Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağına ait plütonlar, 7. Okyanusal toplulukla birlik oluşturan ultramafit; 8. Fay; 9. Bindirme fayı; NAFZ, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nu gösterir.

Figure 1. Simplified lithological and geological map of the Daday-Devrekani massif and surrounding areas (after Bingöl, 1989).

1. Tertiary cover (sedimentary & volcanics); 2. Cretaceous units (sedimentary & volcanosedimentary); 3. Triassic-Jurassic (sedimentary & locally submarine volcanism intercalation); 4. Permo-Triassic to Upper Cretaceous (?) ophiolites and epiophiolitic cover (greenschist and/or glaucophanitic greenschist facies, or dynamometamorphic); 5. Paleozoic and older continental and/or epicontinental metasediments (high-grade to very low-grade metamorphism); 6. Plutons of the Mid-Jurassic Kastamonu granitoid belt; 7. Ultramafite associated with oceanic assemblage; 8. Fault; 9. Thrust fault; NAFZ indicates North Anatolian Fault Zone.

mika pulları içeren arduvazlar yer almaktadır. Yeşilimsi renkli bu arduvazların üzerinde ise yaklaşık 200 m

kalınlığında kırmızı-bordo renkli arduvazlar bulunmaktadır (Şekil 4). Yayladere formasyonunda herhangi bir



Şekil 2. Daday-Devrekani masifi KD kesiminin jeolojik haritası (Yılmaz, 1980'den basitleştirilmiştir). Yer buldum için Şekil 1'e bakınız.

I. Çünür formasyonu (Tersiyer); 2. Kaygunca formasyonu (Ü. Kretase-Paleosen); 3. Kirensöküsü formasyonu (Ü. Kretase); 4. Çatak formasyonu (A. Kretase); 5. Yukarköy formasyonu (Ü. Jura-A. Kretase); 6. Muzrup formasyonu (O-Ü. Jura); 7. Asarcık diyoriti (O. Jura); 8. Börümce formasyonu (A. Jura); 9. Dibekdere metaultramafiti (A. Jura öncesi); 10. Karadere metabaziti (A. Jura öncesi); II. Başakpınar metakarbonatı (Precambriyen); 12. Gürleyik gneysi (Precambriyen); 13. Bindirme fayı; 14. Formasyon sınırı.

Figure 2. Geological map of the NE part of Daday-Devrekani massif (simplified after Yılmaz, 1980). See Fig. 1 for the location.

1. Çünür Jb (Tertiary); 2. Kaygunca fm. (U. Cretaceous-Paleocene); 3. Kirensöküsü fb. (U. Cretaceous); 4. Çatak Jb. (L. Cretaceous); 5. Yukarköy fm. (U. Jurassic-L. Cretaceous); 6. Muzrup fm. (M-U Jurassic); 7. Asarcık diorite (M. Jurassic); 8. Börümce fm. (L. Jurassic); 9. Dibekdere metatuffite (pre-Lower Jurassic); 10. Karadere metabasite (pre-Lower Jurassic); 11. Başakpınar metacarbonale (Precambrian); 12. Gürleyik gneiss (Precambrian); 13. Thrust fault; 14. Formation boundary.

Şekil 3. Daday-Devrekani masifi GB kesiminin jeolojik haritası (Boztuğ, 1988a'dan basitleştirilmiştir). Yer bulduru için Şekil 1'e bakınız.

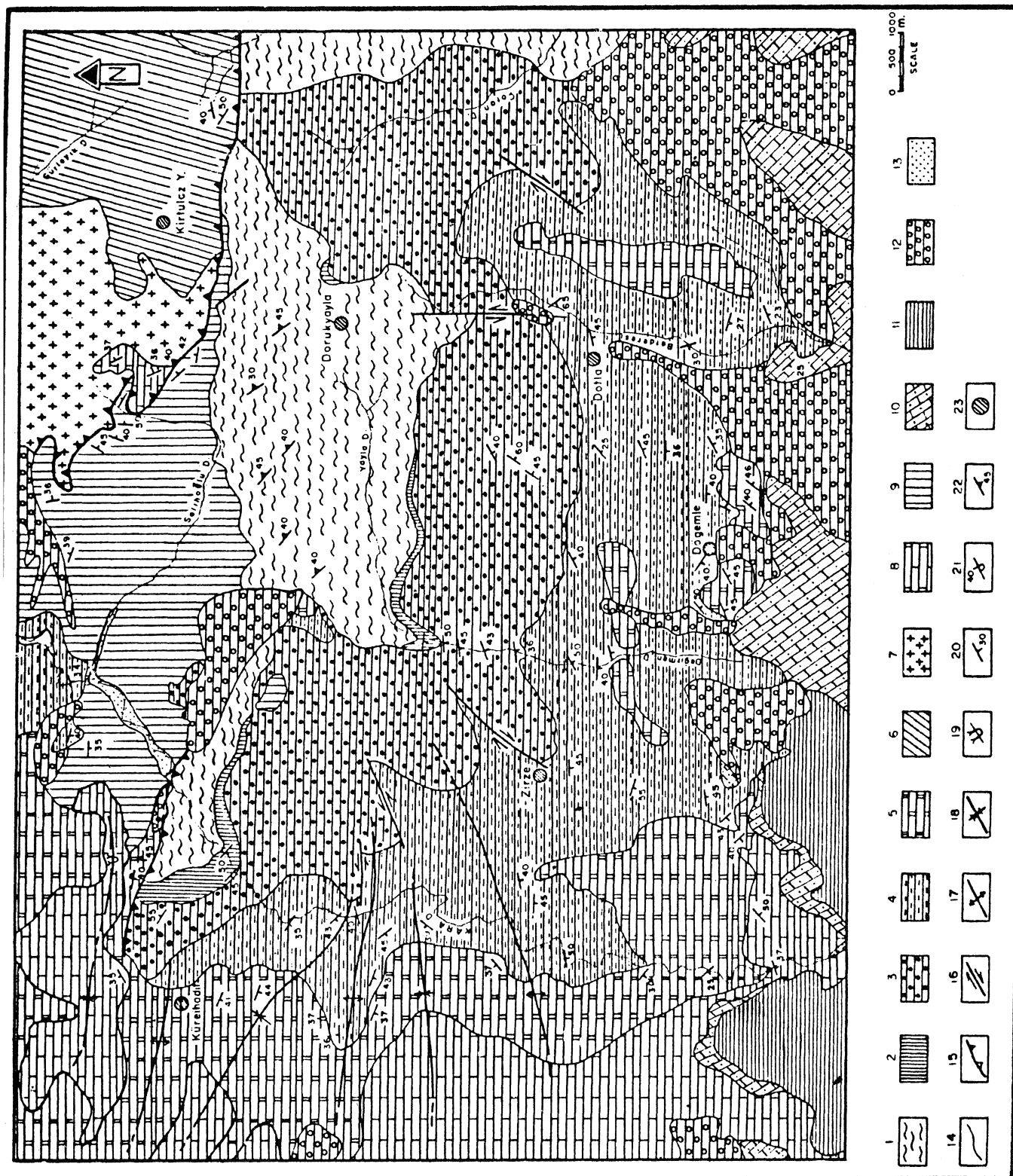
1. Dorukyayla gneysi (Precambriyen); 2. Yayladere formasyonu (Kambriyen); 3. Dotla formasyonu (Ordovisiyen); 4. Zirze formasyonu (Siluriyen); 5. Küreihadit formasyonu (Devoniyen); 6. Kirtulaz formasyonu (Permo-Triyas?); 7. Kürek granitoyidi (O. Jura); 8. Yukarköy formasyonu (Ü. Jura-A. Kretase); 9. Çatak formasyonu (A. Kretase); 10. Soğanlı formasyonu (O. Eosen); 11. Cemalettin formasyonu (Ü. Eosen); 12. Karabüzey formasyonu (Neojen); 13. Alüvyon (Kuvaterner); 14. Formasyon sınırı; 15. Bindirme fayı; 16. Doğrultu-atımlı fay; 17. Antiklinal; 18. Senklinal; 19. Devrik senklinal; 20. Tabaka konumu; 21. Devrik tabaka konumu; 22. Foliasyon; 23. Yerleşim birimi.

Figure 3. Geological map of the SW part of Daday-Devrekani massif (Simplified after Boztuğ, 1988a). See Fig. 1 for the location.

1. Dorukyayla gneiss (Precambrian); 2. Yayladere fm. (Cambrian); 3. Dotla fm. (Ordovician); 4. Zirze fm. (Silurian); 5. Küreihadit fm. (Devonian); 6. Kirtulaz fm. (Permo-Triassic?); 7. Kürek granitoid (M. Jurassic); 8. Yukarköy fm. (U. Jurassic-L. Cretaceous); 9. Çatak fm. (L. Cretaceous); 10. Soğanlı fm. (M. Eocene); 11. Cemalettin fm. (U. Eocene); 12. Karabüzey fm. (Neogene); 13. Quaternary alluvium; 14. Formation boundary; 15. Thrust fault; 16. Strike-slip fault; 17. Anticline axis; 18. Syncline axis; 19. Overturned syncline axis; 20. Strikedip; 21. Overturned bedding; 22. Foliation; 23. Villages.

fosil bulunmamıştır, ancak yüksek dereceli metasedimentler ile Ordovisiyen yaşlı Dotla formasyonu arasında yer alması nedeniyle Kambriyen yaşlı olduğu kabul edilmiştir. Dotla formasyonu yaklaşık 1000 m'lik bir kalınlığa sahiptir ve ana litolojisi desimetrik ve metri kalınlığa sahip ve tabakalanmamış korunmuş olarak gözlemlendiği beyaz-gri renkli kuvarsitlerdir. Bu kuvarsitler arasında yer yer 5-10 m kalınlığa kadar ulaşan arduvaz ara bantları da yüzeylenmektedir. Dotla formasyonunu üst seviyelerinde yer alan böyle bir arduvaz arabanımda Üst Ordovisiyen yaşını veren makrofosiller bulunmuştur (Şekil 5). Dotla formasyonu, Siluriyen yaşlı Zirze formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Toplam olarak yaklaşık 2000 m kalınlığa sahip olan Zirze formasyonu, genel olarak arduvaz ve yer yer de siyahımsı-grimsi renkli kristalize kireçtaşı arabanları ile nadiren beyaz-gri renkli ve metrik kalınlıklı kuvarsit tabakalarından oluşan bir litolojiye sahiptir (Şekil 6). Arduvazlar içerisinde, alttan üste doğru Alt-, Orta- ve Üst Siluriyen yaşını veren fosiller bulunmuştur. Devoniyen yaşlı Küreihadit formasyonu ise Zirze formasyonu üzerinde uyumsuz olarak gözlenmektedir. Alt kesimlerde yaklaşık 30 m'lik bir kuvars-kumtaşı ve

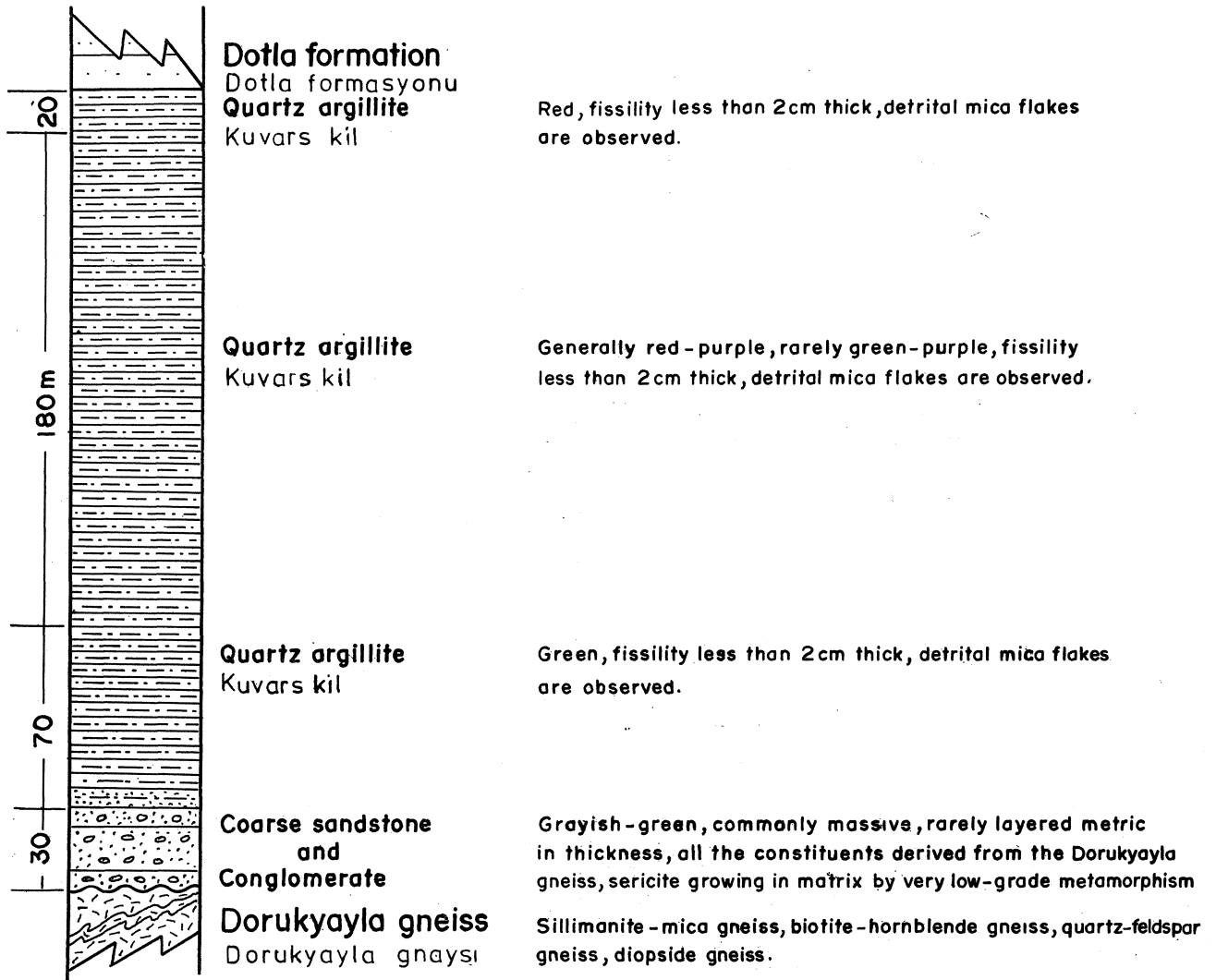
DADAY - DE VR AK ANI MASIFI



hematit çimentolu kuvarsit litolojisi ile başlayan Küreihadit formasyonu yaklaşık 120 m kalınlıktı, gri-beyaz renkli ve detritik kökenin gözlenebildiği kuvarsitler ile devam etmektedir. Kuvarsitlerden sonra, yaklaşık 450 m kalınlığa sahip olan, siyahımsı renkli ve iri kristalli dolomitler gözlenmektedir. Bu dolomitlerin içerisinde yer yer 10 m kalınlığa kadar ulaşan arduvaz arabantlarına da rastlanmaktadır (Şekil 7). Dolomit seviyesinin alt ve orta kesimlerinde, tipik olarak Küviniyen-Frasniyen'i (Orta Devoniyen) karakterize eden fosiller bulunmuştur (Boztuğ, 1988a, 1988b, Tutkun ve Boztuğ, 1991; Boztuğ, 1992).

Alt Jura öncesi yaşa sahip ve okyanus tabanı metamorfizmasına uğramış bazik-altrabazik kayalardan oluşan Çangal metaofiyoliti ise, masifin KD'sunda tektonik dokanıklı olarak yüzeylenmektedir (Şekil 2). Kendi arasında tektonik dokanıklı olarak yüzeylenen Dibekdere metaultramafiti ve Karadere metabaziti olmak üzere haritalanabilir iki alt birimden oluşan (Yılmaz,

1980, 1983) Çangal metaofiyolitiinin yerleşme yaşı, Orta Jura öncesi olmalıdır. Çünkü, 165 Ma K-Ar yaşı veren Asarcık diyoriti, Çangal metaofiyolitini sıcak dokanakla kesmektedir (Şekil 2). Daday-Devrekani masifinin KB kesimindeki Alt Jura yaşlı ve çok düşük dereceli metamorfizmaya uğramış flišimsi kayalardan oluşan Bölümce formasyonunun ise, Samatlar grubunun en üst seviyelerini oluşturabileceği düşünülmektedir. Daday-Devrekani masifinin, sırasıyla, KD ve GB'smda yüzeylenen ve çevrelerinde kontakt metamorfik zonlar oluşturan Asarcık diyoriti ile Kürek granitoidi ise Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağının (Boztuğ ve diğ., 1984; Yılmaz ve Boztuğ, 1986) birer üyeleridir. Ancak, kontakt metamorfik hale kayalannın en iyi gözlemlendiği yer ise Daday-Devrekani masifinin hemen kuzeyindeki Göynükdağı bölgesidir (Şekil 8). Bu bölgede, Alt Jura yaşlı Börümce formasyonuna sokulum yapan Ahiçay-Elmalıçay granitoidinin çevresinde gelişen ve Göynükdağı metamorfiti olarak tanım-



Şekil 4. Yayladere formasyonunun (Kambriyen) tip kesiti.

Figure 4. Type section of the Yayladere (Cambrian) formation.

DADAY - DEVRAKANI MASIFI

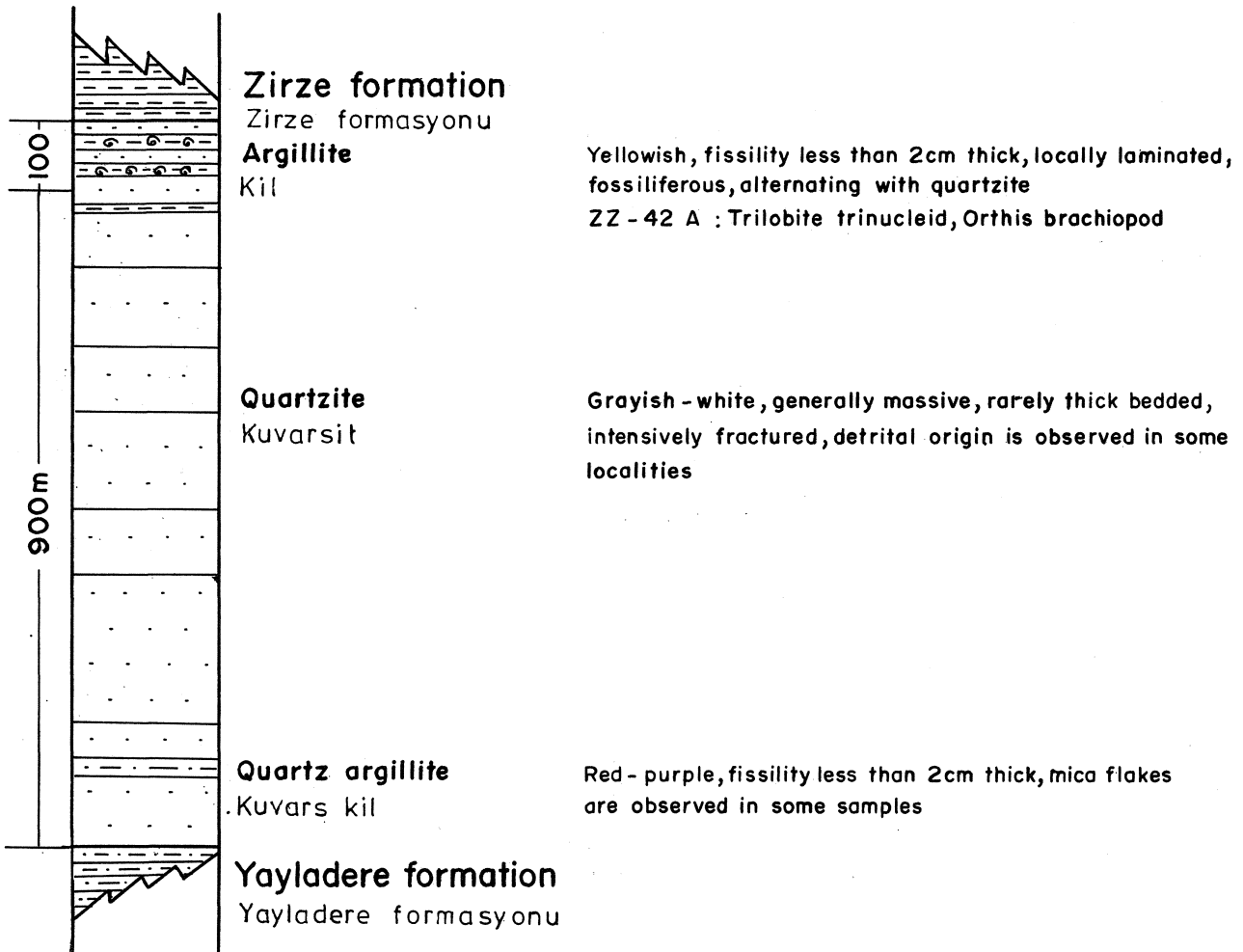
lanan kontakt metamorfik kayalar başlıca mikaşist, benekli hornfels, benekli arduvaz, fillit ve mermer türü kayalardan oluşmaktadır (Yılmaz ve Boztuğ, 1985; Boztuğ ve Yılmaz, 1985; Yılmaz ve Boztuğ, 1987b; Boztuğ, 1987a, 1987b).

Daday-Devrekani masifindeki tüm bu bilimler Orta-Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Yaralıgöz grubu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2,3). Yaralıgöz grubu, alttan-üste doğru, Yukarıköy (Üst Jura-Alt Kretase) ve Çatak (Alt Kretase) formasyonlarından oluşmaktadır. Tersiyer yaşlı örtü sedimenları ise genel olarak Eosen ve Neojen yaşlı bilimlerden oluşmaktadır.

Yapısal jeolojik unsurlara gelince, Daday-Devrekani masifinin KD'sunda, genel olarak D-B ve KD-GB doğrultularına sahip olan ve kuzeyden-güneye doğru itilmeler şeklinde gelişen bindirmeler hakimdir. Bu bindirmelerden etkilenen en genç birim Alt Kretase yaşlı Çatak formasyonudur. Ayrıca Prekambriyefit yaşlı daday-Devrekani metasedimanter grubu ile Alt Jura önce-

si Çangal metaofiyoliti arasındaki bindirme düzlemi de kuzeyden güneye doğru gelişmiştir (Şekil 2). Masifin GB'sında ise, yine K-G sıkışmalara bağlı olarak gelişen D-B kıvrım eksenleri bindirme fayları, KD-GB yönlü doğrultu-atımlı faylar ve K-G yönlü normal faylar meydana gelmiştir. Bu yapısal unsurların etkilediği en genç birim ise yine Alt Kretase yaşlı Çatak formasyonudur (Şekil 3). Bu yüzden, K-G yönlü sıkışma rejiminin Alt Kretase sonrasında etkin olduğu ileri sürülebilmektedir. Diğer taraftan Dorukyayla gnaysında gözlenen ve KD'ya eğimli foliasyon düzlemlerinin ise (Şekil 3) Alpin öncesi deformasyonlara ait olabileceği düşünülmektedir.

Daday-Devrekani masifinin gerek KD, gerekse GB kesimindeki bu bindirme faylarına bağlı olarak; Daday-Devrekani metasedimanter grubu, Çangal metaofiyoliti ve Kastamonu granitoid kuşağına ait plütonlardan itibaren kataklastik ve milonitik kayac gelişimi oldukça yaygın bir şekilde gözlenmektedir.



Şekil 5. Dotla formasyonunun (Ördovisiyen) tip kesiti.

Figure 5. Type section of the Dotla (Ordovician) formation.

METAMORFİZMA

Daday-Devrekani masifinin KD ve GB kesimlerindeki metamorfik kayaların incelenmesi sonucunda, farklı jeolojik zamanlarda, farklı kaynak kayalardan, farklı P-T koşullarında ve jeotektonik ortamlarda gelişmiş beş ayrı metamorfik birim saptanmıştır (Çizelge 1). Bu birimlerin özellikleri, yaşlıdan gence doğru, şöyle özetlenebilir.

Daday-Devrekani Metasedimanter Grubu

Daday-Devrekani masifinin KD kesiminde Ebrek metamorfiti (Yılmaz, 1979, 1980) ve GB'smda ise Dorukyayla gnaysı (Boztuğ, 1988a, 1992) olarak tanımlanan Daday-Devrekani metasedimanter grubu, Prekambriyen yaşlı ve yüksek dereceli metasedimentlerden oluşmaktadır. Bu kayalardaki karakteristik mineral toplulukları şunlardır:

- kuvars + K- feldis pat + plajiyoklaz + biyotit + granat + sillimanit
- kuvars + plajiyoklaz + K- feldispat + biyotit + muskovit
- hornblend + plajiyoklaz + kuvars + biyotit ± diyopsit
- hornblend + plajiyoklaz ± titanit
- diyopsit + kuvars + plajiyoklaz ± hornblend
- diyopsit + hornblend + plajiyoklaz + kuvars ± biyotit
- kalsit + diyopsit + skapolit + hornblend + plajiyoklaz ± kuvars
- diyopsit + kalsit ± hornblend ± kuvars

Yer yer retrograd metamorfizma izleri gösteren kayalardan mika-gnayslarda, yeşil renkli biyotitler ile kloritler; amfibol gnays, piroksen gnays ve kalsilikatik gnayslarda ise klorit, tremolit/aktinolit ve epidot grubu mineraller görülebilmektedir. Daday-Devrekani masifinin KD kesimindeki Gürleyik gnaysına ait hornblend gnays ve mika gnayslardan ayrılan hornblend, muskovit ve biyotitler üzerinde yapılan K-Ar yaş tayini çalışmalarında, hornblend ve muskovitlerde 170 ± 10 Ma, biyotitlerde ise 149 ± 4 ile 162 ± 5 Ma arasında değişen yaşlar elde edilmiştir (Yılmaz ve Bonhomme, 1991). Stratigrafik istifdeki konumuna göre Prekambriyen yaşlı olduğu bilinen bu metamorfitlerdeki Orta-Alt Jura'ya karşılık gelen bu K-Ar yaşlarının, sıcaklığı yaklaşık $400-450^\circ\text{C}$ ye ulaşan, diğer bir deyişle yeşil şist veya epidot-amfibolit fasiyesi koşullarında gelişen, retrograd bir metamorfizmaya ait olabileceği düşünülmektedir.

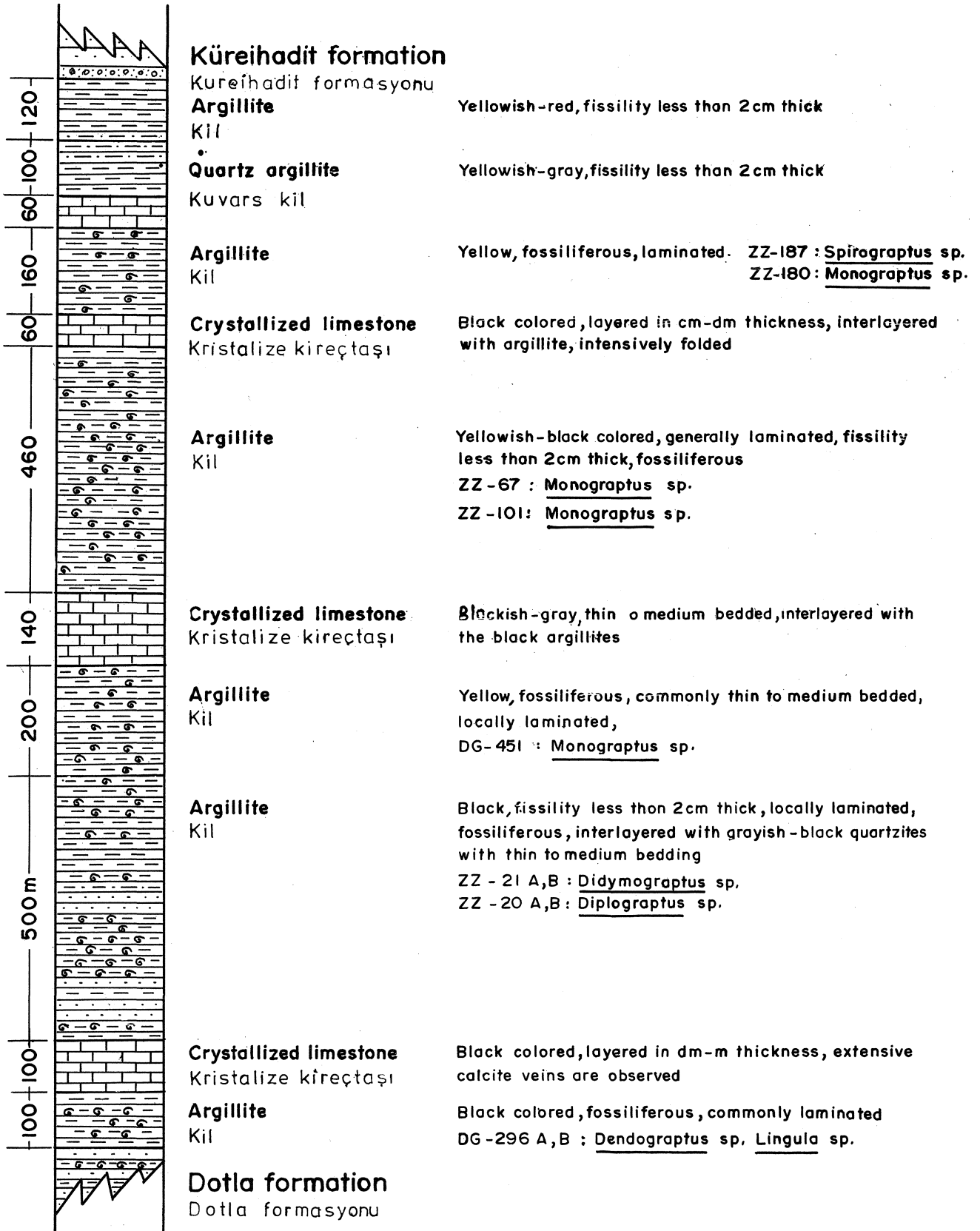
Samatlar Grubu

Arduvaz, kuvarsit, rekristalize kireçtaşı ve dolomit türü litolojinin hakim olduğu Samatlar grubu kayalarının metamorfizma koşulları ancak kil mineralojisi ve vitrinit refleksiyon yöntemi ile incelenebilmiştir (Boztuğ, 1988a, 1989a,b). Kambriyen yaşlı Yayladere formasyonu kayaların kil mineralojisi topluluğu illit+klorit şeklinde olup; illit kristallik derecesi (Ki; Kubler indeksi; Kubler, 1967), illit keskinlik oranı (WI,

Weaver indeksi, Weaver ve diğ., 1984) ve vitrinit yansıması değerleri (% Rmax, Stach ve diğ., 1982) sırasıyla 2.89, 13.36, 5.91 değerleriyle (Çizelge 2) tipik olarak epimetamorfik zonu (Kubler ve diğ., 1979; Frey ve diğ., 1980; Kisch, 1974, 1980) karakterize etmektedir (Şekil 9,10, 11). Dotla formasyonu (Ordovisiyen) kayalarının kil mineralojisi topluluğu illit + kaolinit şeklindedir (Çizelge 2). Organik madde içermemesinden dolayı vitrinit refleksiyonu yöntemiyle incelenemeyen Dotla formasyonu arduvazların Ki ve WI değerleri ise sırasıyla 2.86 ve 13.50 olup yine epizonu (Şekil 9,10,11) karakterize etmektedir. Zirze formasyonu (Siluriyen) kayaları tipik olarak illit + klorit'ten oluşan bir kil mineralojisi topluluğunun yanı sıra, sırasıyla 3.42, 8.37 ve 5.18 olan (Çizelge 2) ve başlıca ankimetamorfik zonu kısmen de epimetamorfik zonu yansıtan Ki, WI ve %Rmax değerlerine sahiptir (Şekil 10, 11, 12). Boztuğ (1988a,b; 1989a,b) tarafından belirtildiğine göre, Zirze formasyonunun alt kesimlerinden alınan kayaç örnekleri Şekil 10'dan 12'ye kadar olan diyagramlarda epimetamorfik, üst kesimlerinden alınan örnekler ise ankimetamorfik zonda yer almaktadır. Küreihadit formasyonu (Devoniyen) kayaları ise kil mineralojisi topluluğu bakımından Zirze formasyonuna benzemekle birlikte; sırasıyla 4.47, 5.06 ve 3.52 değerinde olan ve tipik olarak ankizonu karakterize eden Ki, WI ve % R max değerleri bakımından (Çizelge 2) Zirze formasyonundan farklılıklar göstermektedir (Şekil 9, 10, 11). Sonuç olarak, Alt-Orta Paleozoyik yaşlı Samatlar grubu çok düşük dereceli metamorfizmaya (Winkler, 1979) uğramış olup, bu metamorfizmanın etkisi, alttan üste doğru tedrici şekilde azalmaktadır. Örneğin, Yayladere (Kambriyen) ve Dotla (Ordovisiyen) formasyonları epimetamorfik zonda, Zirze formasyonunun (Siluriyen) alt kesimleri epimetamorfik ve üst kesimleri ise ankimetamorfik zonda ve nihayet Küreihadit formasyonu (Devoniyen) ise tamamen ankimetamorfik zonda yer almaktadır.

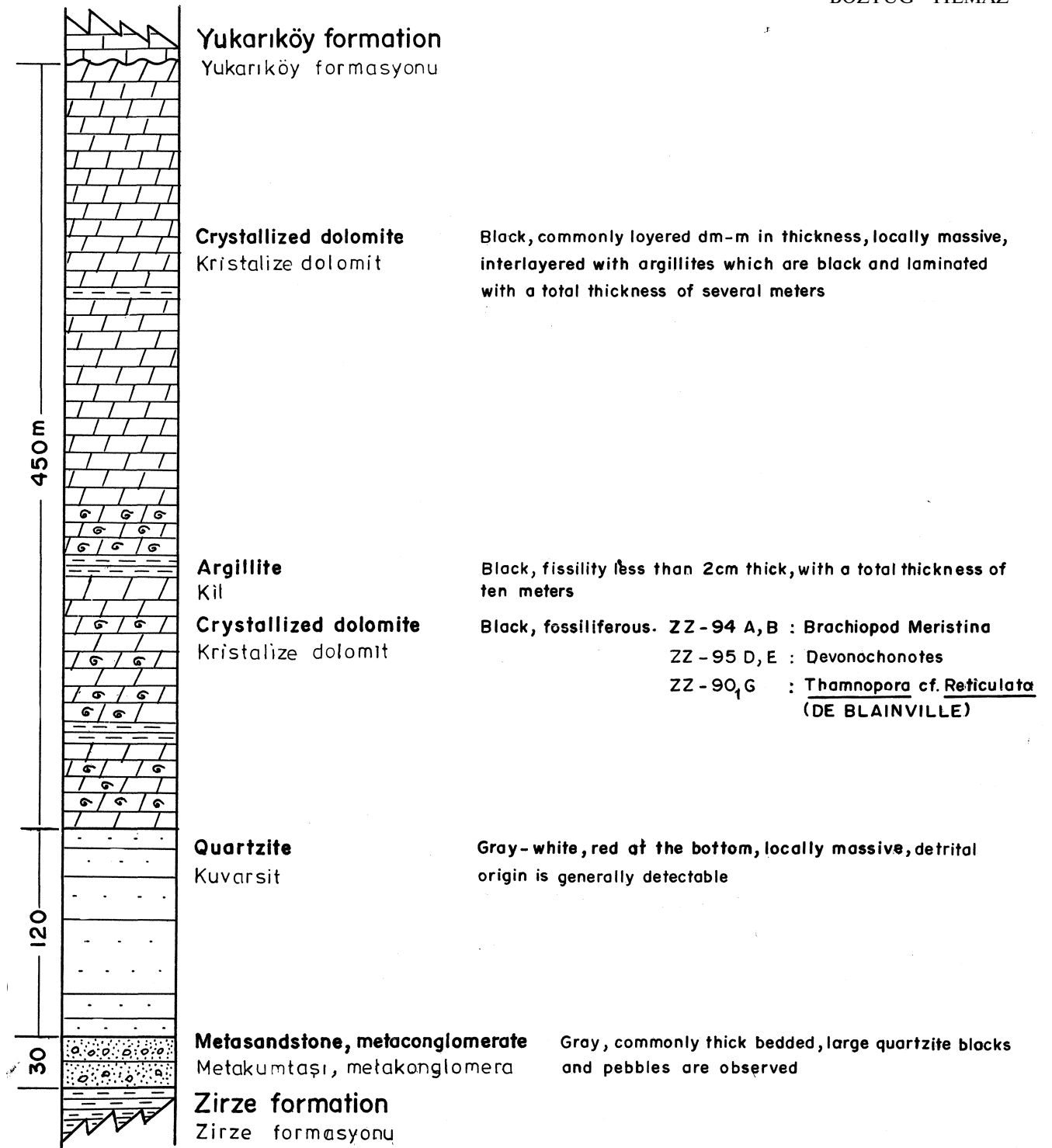
Daday-Devrekani masifinin KD kesiminde yüzeyleyen ve Samatlar grubunun en üst kesimlerine dahil olabileceği düşünülen Alt Jura yaşlı Börümce formasyonunun kil mineralojisi yöntemiyle yapılan incelemesinde de ankizonu karakterize ettiği bilinmektedir (Ataman ve diğ., 1977; Yılmaz, 1979 Boztuğ ve Yılmaz, 1983; 1985). Börümce formasyonu üzerinde yapılan K-Ar radyometrik yaş tayini çalışmalarında, ankimetamorfizma yaşının 169 ± 21 Ma olduğu belirlenmiştir (Yılmaz ve Bonhomme, 1991; Boztuğ ve Yılmaz, 1991b). Alt-Orta Jura'ya karşılık gelen bu çok düşük dereceli metamorfizmanın, Daday-Devrekani metasedimanter grubunu etkileyen düşük dereceli metamorfizma ile çağdaş olduğu görülmektedir.

Daha önce de belirtildiği gibi, yüksek dereceli metamorfizmaya (Winkler, 1979) uğramış olan Prekambriyen yaşlı Daday-Devrekani metasedimanter grubunun



Şekil 6. Zirze formasyonunun (Silüriyen) tip kesiti.

Figure 6. Type section of the Zirze (Silurian) formation.



Şekil 7. Küreihadit formasyonunun (Devoniyen) tip kesiti.

(Dorukyayla gnaysı) üzerinde uyumsuz ve birincil dokanakla yer alan ve çok düşük dereceli metamorfizmaya (Winkler, 1979) uğramış olan Samatlar grubu arasındaki metamorfizma boşluğu, Daday-Devrekani metasedimanter grubunun Prekambriyen (veya en azın-

Figure 7. Type section of the Küreihadit (Devonian) formation.

dan Ordovisiyen öncesi) yaşlı olmasına ilişkin önemli bir mineralojik petrografik kanıttır.

Çangal Metaofiyoliti

Çangal metaofiyoliti, Dibekdere metaultramafiti ve Karadere metabaziti olmak üzere haritalanabilir iki alt

Grup İsmi	Madde KD Kodları	Madde GB Kodları	Kaynak kayalar	Metamorfizma tipi	Metamorfizma yaşı	Metamorfik kayalar tipi	Jeolojik konum
Daday-Devrekani Metasedimanter Grubu	Ebrak metamorfli (Güneylik gıyay, Başakpınar metakarbonat) Bârbano şm.	Dorukyayla gıyayın	Pelitli-marali ve karbonatlı sedimantler	HT/MP Amfibolit fasiyesi	Preambriyen (A-O Jura'da retrogresif metamorfizma)	sillimanit-mika gıyay; hornblend gıyay; diyopsit gıyay; kalsit-sillimanit gıyay; diyopsit marmer	Kutsal kabuk (Avrasya levhasının en güney ucu)
Sarımsaklı Grubu	Dibekdere metamorfli, Karadere metamorfli	Kirelihadis şm. Zırza şm. Doda şm. Yaylıdere şm.	İyil, kıvrım kumtaşı kireçtaşı, dolomit, siqimsi redimantler	Çok düşük dereceli metamorfizma (aktinotamorfizma -epimetamorfizma)	Alt-Orta Jura	Arduvaz, kuvarsit, kristalize kireçtaşı, kristalize dolomit	Epikontinental (yerel olarak epiofiyolitik) krallık
Çangal Metamorfli	Çiçekyayla metamorfli, Kaynarca mermere		ultramafik kayalar, gıyay, diyopsit, epilit, bazalt, plagiyogranit	L-MT/TP okyanus tabanı metamorfizması (yeşilimsi/epidot amfibolit fasiyesi)	Alt Jura öncesi (Alt-Orta Jura'da retrogresif metamorfizma)	Serpentinit, astofilit şist, metagıyay, metaspilit, metabazalt, metaporfirit	Paleo-Tetis'in iyi korunmuş bir parçası
Göynük Metamorfli			Flüvisi sedimantler kireçtaşı	Albit-epidot hornblend ve hornblend hornblit fasiyesi	Orta Jura	Benzekli hornblit, benzekli şist, benzekli arduvaz, mika şist, filit, marmer	Yay pibonizması karakterli Karaboncu granitoid kupağı çevresindeki kontakt halo kayalar
Kabaklıdizler			Alt Kretase öncesi yaşlı karbonsal topluluk kayaları	Re retrograd kontakt metamorfizma	Alt Kretase	Protomilonit, milonit, milonit-şist, milonit-gıyay, ortofilonit	Çarpılma metamorfizması
Göynük Kayalar			Alt Jura öncesi yaşlı okyanusal topluluk kayaları	HP metamorfizması	Alt Kretase	Çoksofor şist, levsyonit-glokofer şist	Çarpılma metamorfizması

Çizelge 1. Daday-Devrekani masifinin metamorfik tarihçesi.

Table 1. The metamorphic history of the Daday-Devrekani massif.

birime ayrılmıştır (Yılmaz, 1979, 1980, 1983). Dibekdere metaultramafiti başlıca serpantinit ve antofillit şist bileşimindeki kayalardan oluşmaktadır. Serpantinitlerde belirlenen mineral parajenezleri şöyledir:

- serpantin + kromit + talk
- serpantin + kalsit + kalıntı piroksen
- serpantin + talk + kalsit + klorit + tremolit/aktinolit

şeklinde ve DTA incelemelerine göre serpantin mineralleri lizardit ve antigorit polimortlarından oluşmaktadır (Yılmaz, 1983).

Antofillit şistlerde ise,

- antofillit/kümmingtonit
- antofillit/kümmingtonit+talk

parajenezleri belirlenmiştir.

Çangal metafiyolitinin diğer bir birimi olan Karadere metabaziti ise başlıca metagabro, metadiyabaz, metaspilit ve metaporfiritle türü kayalardan oluşmaktadır. Metagabrolar iri taneli ve hipidiyoblastik dokuları ile metadiyabaz-metaspilitlerden ayrılmaktadır. Metagabrolarda saptanan mineral parajenezleri şunlardır:

- birincil hornblend + tremolit / aktinolit + plajiyoklaz + kuvars + klorit
- albit+kuvars+tremolit/aktinolit ± klorit ± birincil diyopsit
- birincil diyopsit + tremolit / aktinolit + klinozoyisit + klorit + albit

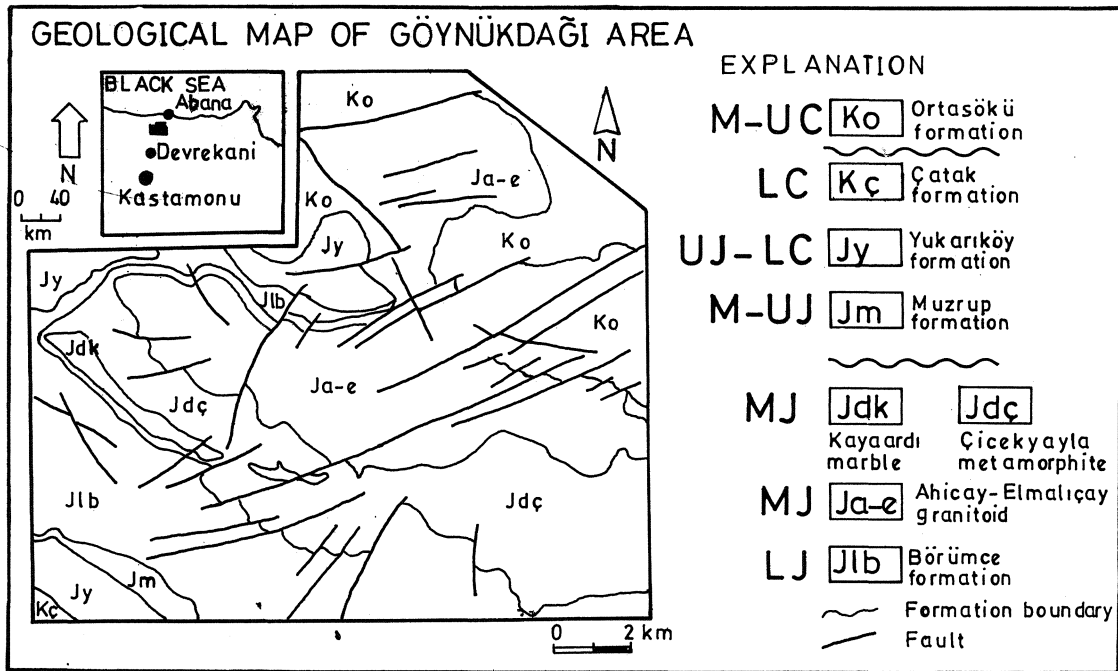
- klinozoyisit + birincil hornblend + tremolit / aktinolit ± klorit

Metadiyabaz ve metaspilitlerde ise birincil intersertal doku tanınmaktadır ve mineralojik bileşim açısından şu parajenezler saptanmıştır.

- tremolit / aktinolit + albit + Fe-Mg klorit
- albit + Fe-Mg klorit + tremolit / aktinolit + kuvars ± kalsit
- albit + kalsit + tremolit / aktinolit + Fe - Mg klorit + klinozoyisit
- kuvars + albit + Fe - Mg klorit + klinozoyisit + tremolit/aktinolit
- kuvars + kalsit + albit + Fe - Mg klorit + klinozoyisit
- kuvars + kalsit + klinozoyisit + Fe-Mg klorit
- kuvars + albit + kalsit + Fe - Mg klorit
- Fe - Mg klorit + albit ± kuvars ± kalsit

Karadere metabaziti içindeki bir diğer kayaç grubu ise metaporfiritlelerdir (Yılmaz, 1983). Metagabrolar ile metadiyabaz-metaspilitleri kesen felsik damar kayaları şeklinde yüzeylenen metaporfiritlelerde saptanan mineral parajenezleri ise şunlardır:

- kuvars + albit + klinozoyisit ± muskovit ± klorit
- kuvars + albit + klorit ± muskovit
- kuvars + albit + kalsit
- albit + kuvars + klorit ± kalsit



Şekil 8. Göynükdağı yöresinin jeolojik haritası. Yer buldu-ru için Şekil 1'e bakınız.

Figure 8. Geological map of Göynükdağı area. See Fig. 1 for the location.

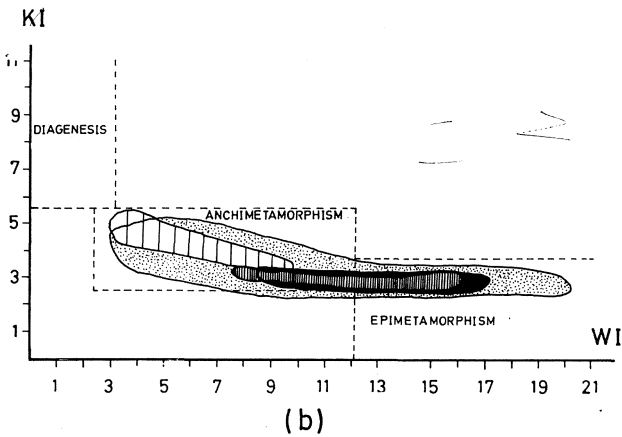
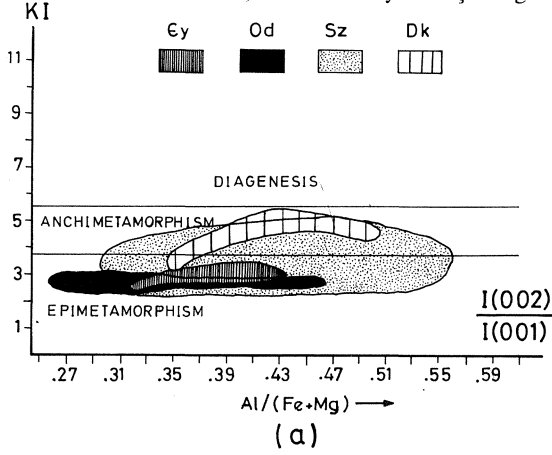
DADAY - DEVRAKANI MASİFİ

Çizelge 2. Yayladere, Do ti a, Zirze ve Küreihadit formasyonlarının ortalama, Ki, WI, (002)/(001) ve % Rmax değerleri.

Table 2. The averages of the Ki, WI, $I(002)/I(001)$ and the % Rmax values of the Yayladere, Dot la, Zirze and Küreihadit format ions.

Formasyon	KI	WI	$I(002)/I(001)$	% Rmax
Yayladere	2.89 (0.21)	13.36 (2.94)	0.36 (0.04)	5.91
Dotla	2.86 (0.13)	13.50 (2.79)	0.32 (0.06)	-----
Zirze	3.42 (0.61)	8.37 (3.80)	0.42 (0.06)	5.18 (1.02)
Küreihadit	4.47 (0.73)	5.06 (3.04)	0.41 (0.06)	3.52 (0.86)

Çangal metaofiyoliti metabazitlerden ayrılan amfibol mineralleri üzerinde gerçekleştirilen K-Ar yaş tayininde, 153 ± 16 Ma'lık bir sonuç bulunmuştur (Yılmaz ve Bonhomme, 1991). Orta Jura'ya karşılık gelen bu



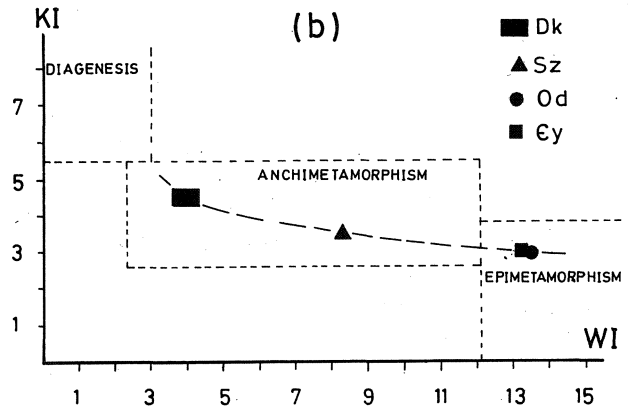
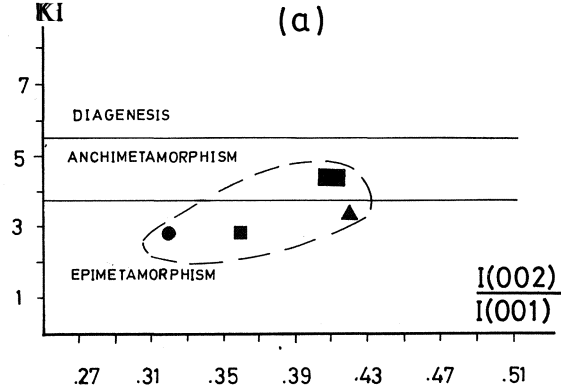
Şekil 9. Yayladere (Cy), Dotla (Od), Zirze (Sz) ve Küreihadit (Dk) formasyonlarının a. Ki- (002)/(001) diyagramındaki; b. KI-WI diyagramındaki konumları.

Figure 9. The distributions of rock samples from the Yayladere (Cy), Dotla (O<d), Zirze (Sz) and Küreihadit (Dk) formations in the KI- $I(002)/I(001)$ diagram (a) and KI-WI diagram (b).

yaşın da Samatlar grubunun en üst seviyelerini oluşturduğu düşünülen Börümce formasyonundaki çok düşük dereceli metamorfizma ve Gürleyik gnaysındaki retrograd düşük dereceli metamorfizma ile kabaca çağdaş olduğu düşünülmektedir. Tüm bu veriler sonucunda, Çangal metaofiyolitinin, düşük dereceli metamorfizmanın (Winkler, 1979) klinozoyisit- albit- tremolit / aktinolit- klorit zonu ile epidot-amfibolit fasiyesi koşullarında okyanus tabanı metamorfizmasına (Miyashiro, 1973, 1975; Coleman, 1977) uğradığı belirlenmiştir (Yılmaz, 1983).

Göynükdagi Metamorfiti (Kontakt Hale Kayaçları)

Daday-Devrekani masifinin kuzeydoğu ucunda yüzeylenen Daday-Devrekani metasedimanter grubunun



Şekil 10. Yayladere (Cy), Dotla (Od), Zirze (Sz) ve Küreihadit (Dk) formasyonlarının a. Ki- (002)/(001); b. Ortalama KI-WI diyagramındaki konumları.

Figure 10. a. The distribution of average KI and $I(002)/I(001)$ values of the Yayladere (Cy), Dotla (Od), Zirze (Sz) and Küreihadit (Dk) formations.

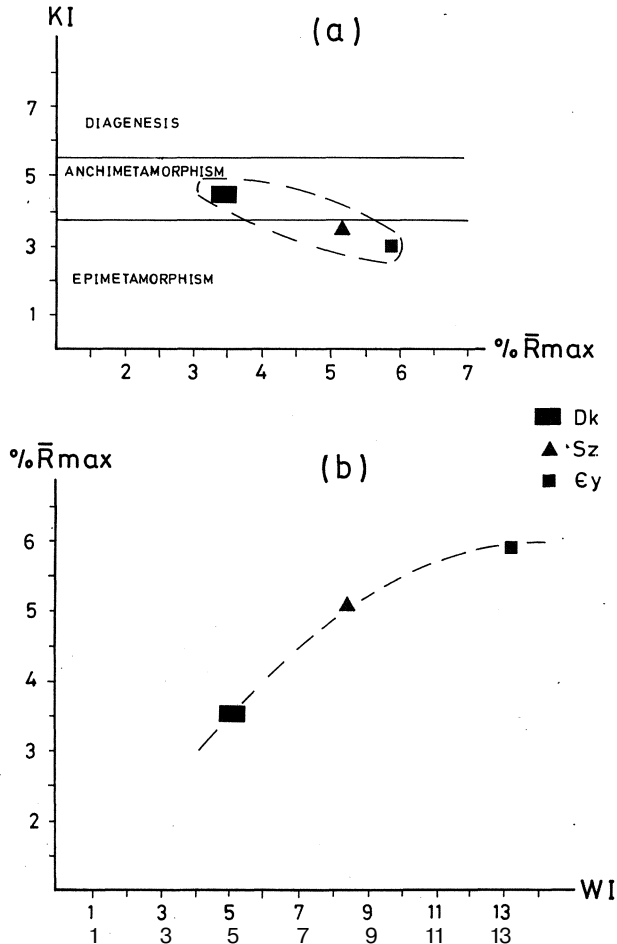
b. The distribution of average KI and WI values of the same units.

yaklaşık 20 km kuzeybatısındaki Göynükdagi yöresinde, Alt Jura yaşlı ve filişimsi kayaçlardan oluşan Bö-

rümce formasyonuna sokulum yapan Orta Jura yaşlı Ahiçay-Elmalıçay granitoidinin çevresinde gelişen ve yer yer 400-500 m kalınlığa ulaşan kontakt metamorfizma zonu, Göynükdağı kontakt halesi olarak ilk kez Yılmaz ve Boztuğ (1985) tarafından tanımlanmıştır (Şekil 8). Göynükdağı kontakt halesi kayaçları benekli hornfels, benekli şist, mikaşist ve fiili t türü kayaçlardan oluşmaktadır. Bu kayaçlarda saptanan mineral parajenezleri içten dışa doğru şöyledir:

- muskovit + biyotit + granat + pinitleşmiş / serisitleşmiş porfiroblastlar
- muskovit + biyotit + granat ± klorit
- muskovit + klorit ± granat

Diğer taraftan, Daday - Devrekani masifinin GB kesiminde yüzeyleyen Kürek granitoidi çevresinde geli-



Şekil 11. Yayladere (Cy), Zirze (Sz) ve Küreihadit (Dk) formasyonlarının a. Ortalama KI-%Rmax; b. Ortalama WI-%Rmax diyagramındaki konumları.

Figure 11. a. The distribution of average KI and % Rmax values of the Yayladere (Cy), Zirze (Sz) and Küreihadit (Dk) formations. b. The distribution of average % Rmax and WI values of the same units.

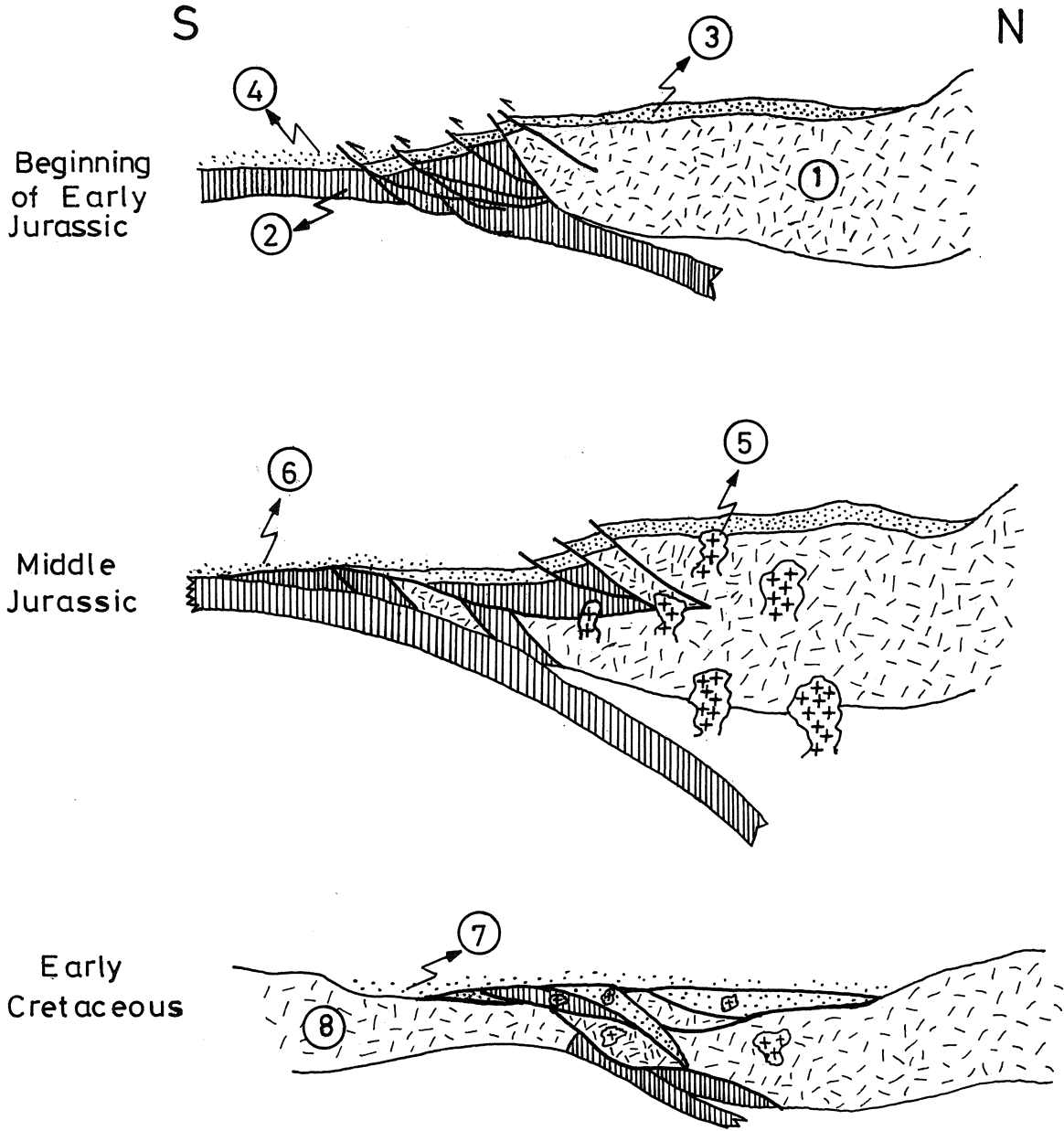
şen kontakt metamorfizma zonunun iç kesimlerinde forsterit-mermer, dış kesimlerinde ise filogopit mermer türü kayaçların bulunması, Göynükdağı kontakt halesi kayaçlarının mineral parajenezleri ile birleştirildiğinde, Kastamonu granitoid kuşağına bağlı olarak gelişen kontakt metamorfizmanın (tip birim olarak Göynükdağı metamorfiti) iç kesimlerinde hornblend-hornfels, dış kesimlerinde ise albit-epidot hornfels fasiyesinin egemen olduğu sonucuna varılmaktadır. Kastamonu granitoid kuşağının üyelerinden olan Asarcık diyoritinden ayrılan hornblend ve biyotit minerallerinde, sırasıyla 176 ± 7 Ma ve 162 ± 5 Ma, Ahiçay-Elmalıçay plütonuna ait bir pegmatit damarından ayrılan K-feldispat mineralinde ise 134 ± 6 Ma K-Ar yaşları ölçülmüştür (Yılmaz ve Bonhomme, 1991; Boztuğ ve Yılmaz, 1991b). Bu verilere göre, gerek Asarcık diyoritinin, gerekse Ahiçay-Elmalıçay granitoidinin Orta Jura yaşlı olduğu sonucuna varılmıştır. Diğer taraftan, Ahiçay-Elmalıçay granitoidi çevresinde gelişen Göynükdağı kontakt halesi kayaçları üzerinde yapılan K-Ar çalışmalarında ise, kalıntı (detritik) muskovitten dolayı gerçek kontakt metamorfizma yaşı yerine karışık yaşlar (180 ± 8 Ma'dan 245 ± 11 Ma'ya kadar değişen yaşlar) elde edilmiştir (Boztuğ ve Yılmaz, 1991b).

Kataklastitler ve Glokofanitik Kayaçlar

Daday-Devrekani masifinin KD kesiminde kıtasal topluluk kayaçları (Prekambriyen yaşlı Daday-Devrekani metasedimanter grubu) ile okyanusal topluluk kayaçları (Alt Jura öncesi yaşlı Çangal metaofiyoliti) arasında ve GB kesiminde ise yine Daday-Devrekani metasedimanter grubu ile Alt Kretase yaşlı Çatak formasyonu arasındaki ana tektonik dokanaiklar boyunca ve ayrıca Daday-Devrekani masifi içine sokulum yapmış Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağına ait Asarcık diyoriti ile Kürek granitoidi gibi plütonlarda gözlenen kataklastik kayaçlar, protomilonitten-ortofillonite kadar değişen dokusal özelliklere ve mineralojik bileşime sahiptirler. Diğer taraftan, Şekil 2'de görülen bölgenin 20-30 km güneyindeki İlğaz dağları bölgesinde yüzeyleyen Çangal metaofiyoliti ve metaepi- ofiyolitik örtüsü ile birlik oluşturduğu glokofan şist dilimleri de bulunmaktadır.

Daday-Devrekani masifinin KD kesiminde yüzeyleyen Prekambriyen yaşlı Daday-Devrekani metasedimanter grubuna ait kayaçlardan itibaren gelişen retrograd kataklastik kayaçlar başlıca protomilonit ve milonit olarak tanımlanabilecek özelliklerdedir. Protomilonitlerdeki plajiyoklaz, K-feldispat ve kuvars porfiroklastlarında kırılma, kopma, dalgalı sönme ve deformasyon izleri gözlenmektedir. Feldispat porfiroklastlarında muskovitleşmeler ve koyu renkli minerallerde ise kloritleşmeler yaygındır. Milonitlerde ise aşın derecedeki ufalanma nedeniyle minerallerin mikroskopik tanımlanması olanaksızlaşmıştır. Ancak XRD ile yapılan çalışmaları

DADAY - DEVRAKANÎ MASİFİ



Şekil 12. Daday-Devrekani masifi ve çevresi için önerilen jeodinamik evrim modeli. 1. Prekambriyen Daday-Devrekani metasedimanter grubu (masifin KD kesiminde Gürleyik gnaysı, GB kesiminde ise Dorukyayla gnaysı olarak haritalanmıştır); 2. Çangal ematofiyolitinin türediği Paleo-Tetis okyanusal topluluğu; 3. Epikontinental örtüyü oluşturan Alt-Orta Paleozoyik yaşlı Samatlar grubu; 4. Epiöfilyolitik ve epikontinental örtü olarak gelişebilen Alt Jura yaşlı Börümce formasyonunun çökelişi; 5. Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağı plütonlarının sokulumu; 6. Yaralıgöz grubunun çökelişi; 7. Çatak formasyonunun oluşumu ve aynı anda kafaklastik kayalar ile glokofanitik kayaların gelişimi; 8. Anatolide temel.

Figure 12. Suggested geodynamic evolution model for the Daday-Devrekani massif and surrounding units.

1. Precambrian Daday-Devrekani metasedimentary group (e.g. Gürleyik gneiss in the NE, Dorukyayla gneiss in the SW part of massif); 2. Paleo-Tethyan oceanic assemblage from which the Çangal metaophiolite was derived; 3. Lower to Middle Paleozoic Samatlar group constituting the epikontinental cover; 4. Deposition of the Lower Jurassic Börümce formation as the epiophiolitic and sometimes as the epikontinental cover; 5. Intrusion of the plutons of the Middle Jurassic Kastamonu granitoid belt; 6. Deposition of the Yaralıgöz group; 7. Deposition of the Lower Cretaceous Çatak formation, and simultaneously formation of cataclastic rocks and glaucophanitic rocks; 8. Anatolian basement.

larda ise kuvars, muskovit, klorit, kalsit, epidot ve mikroklin gibi mineraller belirlenmiştir (Yılmaz, 1981). Daday-Devrekani metasedimanter grubunun üst seviyelerindeki metakarbonatlarda ise (Başakpınar metakarbonatı) kataklastik doku gözlenmemekle birlikte, önemli retrograd mineralojik dönüşümler belirlenmiştir.

- Örneğin kalsilikatik mermerlerden itibaren Mg-klorit mevcuttur. Ayrıca, diyopsit mineralinde tremolite, plajiyoklazlarda ise epidot, muskovit ve kalsite dönüşüm izlenebilmektedir. Bu kayalardan sadece kuvars içerenlerde kataklastik doku gözlenebilmektedir. Kuvars minerali; kataklastik foliasyon düzlemi boyunca uzama ve dalgalı sönme gösteren porfiroklastlar halindedir (Yılmaz, 1981). Daday-Devrekani masifinin KD kesimindeki Çangal metaofiyoliti Karadere metabazitinin her tür kayacından türemiş ve iyi kataklastik foliasyon kazanmış ve sadece muskovit ve klorit'ten oluşan milonitik kayalar ise ortofillonit olarak tanımlanmıştır. Ortofillonitler içerisinde yer yer porfiroklastlar şeklinde birincil minerallere de rastlanmaktadır. Bu bileşenler genellikle kuvars, albit, Fe-Mg klorit, tremolit/aktinolit türündedir. Ortofillonitlerin bazılarında, ana bileşenler olan klorit, muskovit ve kuvarsın yanısıra retrograd metamorfizma sonucu meydana gelen andaluzit porfiroblastlarına da rastlanmaktadır (Yılmaz, 1983).

Daday-Devrekani masifinin GB kesiminde yüzeyleyen Prekambriyen yaşlı Daday-Devrekani metasedimenter grubunun (Dorukyayla gnaysı), D-B doğrultulu bindirme fayı ile Alt Kretase yaşlı Çatak formasyonu üzerine itildiği zon boyunca yaygın kataklastik kayalar meydana gelmiştir. Bu kayalar kuvars-feldispat gnayslar ile mika gnayslardan itibaren gelişenlerinde mükemmel kataklastik doku gözlenirken; amfibol gnays, piroksen gnays ve kalsilikatik gnays türü kayalardan itibaren gelişenlerinde ise kataklastik dokudan ziyade retrograd neomineralizasyon ve rekristalizasyon daha hakim olarak görülmektedir (Boztuğ, 1988a). Kataklastik dokunun hakim olduğu ve başlıca protomilonit olarak isimlendirilen kayalarda mörter dokusu ile porfiroklastik doku belirgindir. Kuvars ve feldispat türü bileşenlerin ufalanma ve ezilmesi sonucu oluşan matris içinde yine iri kuvars ve feldispat porfiroklastları bulunmaktadır. Biyotitlerde ise yaygın kloritleşme gözlenmektedir. Amfibol gnays, piroksen gnays ve kalsilikatik gnays türü kayalardan itibaren gelişen ve milonit, milonit şist ve milonit gnays olarak tanımlanan kayalarda ise tipik milonitik doku hakimdir. Retrograd metamorfizma sonucu gelişen klorit, epidot, tremolit/aktinolit gibi mafik bileşenlerin arasında mozayik dokuya sahip kuvars oluşumları izlenmektedir (Boztuğ, 1988a). Diğer taraftan, Daday-Devrekani masifinin KD kesimindeki Asarcık diyoritinde ve GB kesimindeki Kürek granitoidinde, granitik kayalardan itibaren geli-

şen ve kataklastik etkilerinin egemen olduğu dokusal özelliklere sahip protomilonit ve milonit türü kayaların varlığı da bilinmektedir.

Daday-Devrekani masifi KD kesiminde yüzeyleyen kataklastik kayalardan, Gürleyik gnaysından türeyen milonitler üzerinde yapılan K-Ar yaş tayini çalışmalarında 107±6 Ma'lık bir yaş elde edilmiştir (Yılmaz ve Bonhomme, 1991). Çangal metaofiyoliti fillonitlerinde ise 126 ± 4 ve 110 ± 5 Ma arasında değişen K-Ar yaşları ölçülmüştür (Yılmaz ve Bonhomme, 1991). Diğer taraftan, Çangal metaofiyoliti bünyesindeki glokofan şistlerde 116 ± 5 Ma, Asarcık diyoritine ait kataklastik bir kayaç örneğinden ayrılan amfibollerde ise 116±6Ma'lık (Yılmaz ve Bonhomme, 1991; Boztuğ ve Yılmaz, 1991a) yaşlar ölçülmüştür. Tüm bu veriler, Daday-Devrekani masifindeki kabuksal kayalardan türeyen kataklastik kayalar ile okyanusal topluluktan türeyen glokofanitik kayaların aynı zaman aralığında (Alt Kretase) oluştuklarını göstermektedir. Alt Kretase yaşlı böyle bir yüksek basınç metamorfizmasının ise kıtasal levhalar arasında gelişen çarpışma olayı ile ilgili olabileceği düşünülmektedir.

JEOLJİK EVRİM

Daday-Devrekani masifi ve yakın çevresindeki metamorfik ve sedimanter birimlerin jeolojik konumları, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri, bölgesel jeolojik konum ve uzay-zaman içinde değerlendirildiğinde şöyle bir evrim modelinin önerilebileceği düşünülmektedir.

Prekambriyen yaşlı ve yüksek dereceli metamorfizmaya uğramış Daday-Devrekani metasedimanter grubu tipik kıtasal kabuk malzemesi niteliğindedir ve Lavrasya levhasının Avrasya kesiminin en güney ucunu oluşturmaktadır (Boztuğ ve diğ., 1984; Yılmaz ve Boztuğ, 1986; Boztuğ, 1992). Daday-Devrekani metasedimanter grubunun üzerinde uyumsuz olarak çökelen Alt-Orta Paleozoyik yaşlı Samatlar grubu epikontinental bir örtü niteliğindedir. Ancak, muhtemelen Permo-Triyas (?) veya Triyas-Alt Jura döneminde ise aynı sedimanter çökel yer yer epikontinental, yer yer de Paleo-Tetis olarak bilinen Lavrasyanın güneyinde yer alan okyanusal alan içerisinde epiofiyolitik örtü olarak çökelmektedir (Şekil 12). Orta Jura öncesi bir dönemde, Daday-Devrekani metasedimanter grubunun tanımladığı kıtasal levhanın altına kuzeye doğru dalarak yok olmaya başlayan Paleo-Tetis okyanusu kabuğu, Çangal metaofiyolitinin yerleşmesini sağlamanın yanısıra, Kastamonu granitoid kuşağı olarak tanımlanan yay magmatizmasını oluşturmaya ve aynı zamanda da artan jeotermal gradyana bağlı olarak üzerleyen kıtasal levha ve epikontinental örtüsü üzerinde bölgesel metamorfizma olayına neden olmuştur (Şekil 12). Bu bölgesel metamorfizma, doğal olarak Prekambriyen sırasında yüksek dereceli meta-

DADAY - DEVRAKANI MASIFI

morfizmaya uğrayan Daday-Devrekani metasedimanter grubunda düşük dereceli (yeşil şist ve epidot-amfibolit fasiyesi) retrograd metamorfik etki olarak izlenirken, epikontinental örtüyü oluşturan Alt-Orta Paleozoyik yaşlı Samatlar grubu ile Alt Jura yaşlı Bölümce formasyonunda ise çok düşük dereceli (muskovit-klorit alt fasiyesi) metamorfik dönüşümler şeklinde izlenmektedir (Şekil 12).

Bu gözlemler özellikle mineralojik-petrografik veriler ve K-Ar yaş tayini çalışmaları ile kanıtlanmaktadır. Çünkü Alt-Orta Jura yaşlı bölgesel metamorfizma, Daday-Devrekani metasedimanter grubunu, Çangal metaofiyolitini ve epikontinental örtü sedimentlerini etkilemiştir. Böyle bir metamorfizmanın, bölgesel ölçekte varlığı bilinen Orta Jura yaşlı ve yay plütonizması karakterindeki Kastamonu granitoyid kuşağı magmasını oluşturan dalma-batma zonu ile meydana gelebileceğini düşünmek, uzay-zaman ve bölgesel jeolojik konum içinde uyumlu görülmektedir. Diğer taraftan, Çangal metaofiyolitinin yerleşmesi Orta Jura öncesinde tamamlanmış olmalıdır. Çünkü, Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoyid kuşağına ait bazı plütonlar, Çangal metaofiyolitinin, sıcak dokanakla kesmektedir. Kastamonu granitoyid kuşağı, ayrıca, çok düşük dereceli metamorfizma izleri taşıyan Alt Jura yaşlı epikontinental örtü içerisinde yaygın kontakt metamorfizma zonu meydana getirmiştir. Bu kontakt metamorfizma olayının en tipik örneği Göynükdagi kontakt halesidir. Göynükdagi kontakt halesi albit-epidot hornfels ile hornblend-hornfels fasiyesi koşullarında oluşmuş benekli kayalardan meydana gelmektedir. Orta Jura'nın sonlarından-Alt kretase'ye kadar olan dönemde ise Yaralıgöz grubu olarak tanımlanan ve tipik olarak polijenik taban konglomerası ile başlayan, kireç taşları ile devam eden ve nihayet filişimsi kayalarla son bulan sedimantasyon hüküm sürmüştür.. Alt Kretase sonlarına doğru ise Avrasya ve Anadolu levhaları arasında meydana gelen çarpışma olayı ile kataklastik kayalar ve glokofanitik kayalar meydana gelmiştir (Şekil 12).

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Daday-Devrekani masifinin içerisinde metamorfizma yaşları, metamorfizma dereceleri ile jeotektonik konumları birbirlerinden farklı beş ayrı metamorfik kayaç birliği saptanmıştır. Bu birliklerin en belirgin özellikleri şöyle özetlenebilir:

1. Prekambriyen yaşlı Daday-Devrekani metasedimanter grubu yüksek dereceli metamorfizma ile meydana gelmiş mika-silimanit gnays, mika gnays, kuvarsfeldspat gnays, amfibol gnays, diyopsit gnays, kalsilikatik gnays, kalsilikatik mermer ve diyopsit mermerlerden oluşmaktadır ve tipik olprak kıtasal kabuk malzemesini temsil etmektedir. Ancak, Daday-Devrekani metasedimanter grubu Alt-Orta Jura sırasında, yay plü-

tonizması karakterindeki Kastamonu granitoyid kuşağının yerleşmesiyle kısmen eşzamanlı retrograd metamorfizmadan da etkilenmiştir.

2. Daday-Devrekani metasedimanter grubunu uyumsuzlukla örten ve tipik epikontinental örtü niteliğindeki Alt-Orta Paleozoyik yaşlı fosilli arduvaz, kuvarsit ve kristalize karbonatlı kayalardan oluşan Samatlar grubu, Orta-Üst Jura öncesi bir dönemde çok düşük dereceli metamorfizmadan etkilenmiştir. Çünkü, Samatlar grubunu uyumsuz olarak örten Orta- Üst Jura - Alt Kretase yaşlı Yaralıgöz grubunda böyle bir metamorfik etki gözlenememektedir. Yaralıgöz grubu birimlerinde yürütülen kil mineralojisi ve vitrinit refleksiyonu çalışmaları, çok düşük dereceli metamorfizmadan ziyade diyajenetik koşulları yansıtan verileri ortaya koymuştur. Diğer taraftan Daday-Devrekani masifinin KD kesiminde yüzeyleyen ve jeolojik konumu ile mineralojik-petrografik özellikleri bakımından Samatlar grubunun üst kesimlerine karşılık gelebileceği düşünülen Alt Jura yaşlı Börümce formasyonunu etkileyen çok düşük dereceli bölgesel metamorfizmanın yaşının ise K-Ar çalışmaları ile Alt-Orta Jura, olduğu belirlenmiştir. Böylece gerek masifin GB kesimindeki Samatlar grubunun, gerekse masifin BCD kesimindeki Börümce formasyonunun Alt-Orta Jura döneminde düşük dereceli bir metamorfizmadan etkilendikleri sonucuna varılmaktadır.

3. Paleo-Tetis okyanus kabuğunun iyi korunmuş bir parçası olarak yüzeyleyen Alt Jura öncesi yaşlı Çangal metaofiyoliti, tektonik yerleşme öncesi okyanus tabanı metamorfizmasına uğramıştır. Çangal metaofiyolitinin yerleşmesi Orta Jura öncesinde tamamlanmış olmalıdır. Çünkü, Orta jura yaşlı Kastamonu granitoyid kuşağına ait bazı plütonlar, Çangal metaofiyolitini sıcak dokanakla kesmektedir. Çangal metaofiyolitinde yürütülen K-Ar radyometrik yaş tayini çalışmaları, tıpkı Daday-Devrekani metasedimanter grubunda olduğu gibi, bu birimin de Orta Jura döneminde retrogresif bir metamorfizmadan etkilendiğini ortaya koymuştur.

4. Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoyid kuşağının sokulum yaptığı epikontinental örtü içerisinde yaygın olarak gelişen ve tipik olarak yay plütonizması çevresindeki kontakt haleyı karakterize eden Orta Jura yaşlı Göynükdagi kontakt metamorfiti, genellikle albit-epidot hornfels ve kısmen de hornblend hornfels fasiyesini karakterize eden benekli kayalardan oluşmaktadır ve kalınlığı yer yer 400-5000 m'ye kadar ulaşabilmektedir.

5. Daday-Devrekani masifinde yüzeyleyen ve kıtasal topluluk kayalarından türeyen kataklastik kayalar ile okyanusal topluluk kayalarından türeyen glokofanitik kayaların, Alt Kretase sırasında, Pontik temel (Avrasya) ve Anatolid temel arasındaki çarpışma olaylarına bağlı olarak meydana gelebilecekleri ileri sürülmektedir.

Daday-Devrekani masifinde tanımlanan bu beş ayrı metamorfik birimden, Prekambriyen yaşlı Daday-Devrekani metasedimanter grubu Avrasya kıtasına ait kıtasal topluluğu karakterize etmektedir. Alt-Orta Paleozoyik yaşlı Samatlar grubu ise epikontinental örtü sedimentleridir. Alt Jura öncesi yaşlı Çangal metaofiyoliti, Orta Jura öncesinde kuzeye doğru dalarak yok olan Paleo-Tetis okyanus kabuğunun iyi korunmuş bir parçasıdır. Paleo-Tetis okyanus kabuğunun kuzeye doğru dalmasıyla üzerleyen kıta metasedimanter grubunda düşük dereceli retrograd metamorfizma olarak etkisini gösterirken, epikontinental örtüyü oluşturan Samatlar grubunda ve Börümce formasyonunda ise çok düşük dereceli metamorfizma olarak etkili olmuştur. Bu metamorfizma, aynı zamanda, Çangal metaofiyolitinde de retrograd etkiler meydana getirmiştir. Diğer taraftan Paleo-Tetis okyanus kabuğunun meydana getirdiği bu dalma batma zonunda, Orta Jura yaşlı Kastamonu granitoid kuşağını oluşturan bir yay plütonizması da ortaya çıkmıştır. Bu yay magmatizmasma ait plütonlardan Ahiçay-Elmalıçay granitoidinin etrafında ise Göynükdagi metamorfiti olarak tanımlanan kontakt metamorfik kayalar ortaya çıkmıştır.

Alt Kretase sırasında meydana gelen çarpışma ile ilgili bindirme düzlemleri boyunca ise protomilonit, milonit, milonit şist, milonit gnays ve ortofillonit olarak tanımlanabilecek dokusal özellik ve mineralojik bileşime sahip kataklastik kayalar ile glokofan şist türü kayalar meydana gelmiştir.

Daday-Devrekani masifinin GB kesiminde yüzeleyen Samatlar grubundaki çok düşük dereceli bölgesel metamorfizmanın yaşı, jeolojik bulgulara göre Orta-Üst Jura öncesidir. Çünkü Samatlar grubu üzerine uyumsuzlukla gelen Orta-Üst Jura-Alt Kretase yaşlı birimler etkilenmemiştir. Masifin KD kesimindeki Alt Jura yaşlı Börümce formasyonu ise Alt-Orta Jura döneminde düşük dereceli bölgesel metamorfizmadan etkilendiği için ve ayrıca jeolojik konumlanma ile mineralojik-petrografik özellikleri bakımından Samatlar grubuna benzediğinden, Samatlar grubunun en üst kesimleri olarak değerlendirilmiştir. Bu yüzden, Samatlar grubundaki düşük dereceli bölgesel metamorfizmanın yaşının Alt-Orta Jura olabileceği kabullenilmiştir. Ancak bu kabullenmenin kanıtlanabilmesi için, Samatlar grubu kayalarının da K-Ar çalışmalarının yanısıra, diğer tüm birimlerde de Ar^{40}/Ar^{39} radyometrik yaş tayini çalışmalarının yapılması gerektiğine inanılmaktadır.

KATKI BELİRTME

Daday-Devrekani masifi üzerinde yazarlar tarafından 1977 yılından beri yürütülen çalışmalar TÜBİTAK, Hacettepe Üniversitesi, Cumhuriyet Üniversitesi, MTA Genel Müdürlüğü, NATO Scientific Affairs Division (RG-86-0536 ve CRG-90-0026 no'lu projeler kapsamında) ve Fransa'nın Türki-

ye Büyükelçiliği tarafından sağlanan araştırma bursları çerçevesinde olmak üzere Üniversite Joseph Fourier (Institut Dolomieu, Grenoble) ve CNRS-CRPG (Nancy) tarafından desteklenmiştir. Ayrıca Dr. M.G. BOHNOMME, Dr. P. LE FORT ve Dr. F. DEBON'a (Institut Dolomieu) analitik verilerin elde edilmesi ve yorumlanmasındaki katkılarından dolayı; Sayın Ayça SALANCI, Sayın Meserret BAYDAR ve Sayın Sevim TUZCU'ya da (MTA, Ankara) paleontolojik tayinlerdeki katkılarından dolayı teşekkür ederiz. Çalışmayı bilimsel olarak kritik eden ve geliştirilmesine katkıda bulunan isimlerini bilmediğimiz hakemlere de teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamia, S., Bergougnan, H., Fourquin, C., Haghypour, A., Lordkipanidze, M., Özgül, N., Ricou, L.E. and Zakariadze, G., 1980, The alpine Middle-East between the Aegean and the Oman traverses. 26e Congr. géol. internat., Paris, Coll. C5 Géologie des chaines alpines issues de la Téthys. Mém. B.R.G.M. No 115, 122-136.
- Ataman, G., Yılmaz, O. ve Ertürk, O., 1977, Diyajenez-ankimetamorfizma geçişinin illit kristallik derecesi ile araştırılması (Batı Pontidlerde bir deneme). *Yerbilimleri*, 3, 145-160.
- Bergougnan, H. and Forquin, C., 1982, Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic paleo-Tethys?: Discussion. *Geol. Soc. Amer. Bull*, 93, 929-932.
- Bingöl, E., 1989, Türkiye Jeoloji Haritası, Ölçek: 1/2.000.000. MTA, Ankara.
- Bohnomme, M.G. and Yılmaz, O., 1984, First K-Ar data from the Daday-Devrekani and İlgaz massifs and the Kastamonu granitoid belt, northern Turkey. *Terra Cognita*, 4, 2, 199-200."
- Boztuğ, D., 1987a, Göynükdagi kontakt metamorfizmadaki benekli kayaların dağılımı ve mineralojik-petrografik özellikleri, Kastamonu bölgesi, Kuzey Türkiye. Melih Tokay Jeoloji Sempozyumu, 11-13 Kasım 1987, O.D.T.Ü., Ankara, Program ve Özler, 106-108.
- Boztuğ, D., '1987b, Petrology of spotted rocks from the Göynükdagi contact aureole, Kastamonu province, northern Turkey. EUG-IV, 13-16 April 1987, Strasbourg-France, Program suppl., 13.
- Boztuğ, D., 1988a, Daday-Devrekani masifi güneybatı kesiminin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. Doktora tezi, Hacettepe Univ., 232 s. (yayınlanmamış), Ankara.
- Boztuğ, D., 1988b, Daday-Devrekani masifi güneybatı kesiminin litostratigrafi birimleri ve tektoniği. Hacettepe Üniversitesinde Yerbilimlerinin 20. Yık Semp., 25-27 Ekim 1988, Ankara, s.20.
- Boztuğ, D., 1989a, Alt-Orta Paleozoyik yaşlı Samatlar grubu (Karadere- Araç/Kastamonu) ve Mesozoyik örtüsünün

DADAY - DEVRAKANI MASIFI

- kil mineralojisi ve vitrinite yansımaları yöntemleriyle incelenmesi, IV. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Cumhuriyet Üniversitesi, Sivas, 147-173.
- Boztuğ, D., 1989b, Clay mineralogy and vitrinite reflectance of the Paleozoic and Mesozoic shales forming the epicontinental cover of Eurasian plate in Kastamonu region, western Pontides, Turkey. *Terra Abstracts* 1, 311.
- Boztuğ, D., 1992, Lithostratigraphic units and tectonics of the southwestern part of Daday-Devrekani massive, Western Pontides, Turkey. *Bull. of the Mineral Research and Exploration, Ankara*, 114, 1-22.
- Boztuğ, D. ve Yılmaz, O., 1983, Büyükçay-Elmahçay granitoidi (Kastamonu) ve çevre kayaların mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi. *Yerbilimleri*, 10, 71-88.
- Boztuğ, D., Debon, R., Le Fort, P. and Yılmaz, O., 1984, Geochemical characteristics of some plutons from the Kastamonu granitoid belt, northern Anatolia, Turkey. *Schweiz. mineral. Petrogr. Mitt.*, 64, 389-403.
- Boztuğ, D. ve Yılmaz, O., 1985, Göynükdağı (Kastamonu) yöresinde benzer görünümlü Jura ve Kretase yaşlı birimlerin kil mineralojisi ve illit kristallik derecesi yönüyle incelenmesi. II. Ulusal Kil Sempozyumu Bildiriler Kitabı, Hacettepe Univ., Ankara, 27-38.
- Boztuğ, D. and Yılmaz, O., 1989, First K-Ar results of the Göynükdağ contact aureole, Kastamonu region, Western Pontides, Turkey: A mixed age due to inherited muscovite, Turkey. *Terra Abstracts*, 1, 354.
- Boztuğ, D. and Yılmaz, O., 1991a, Metamorphism and geological evolution of the southwestern part of Daday-Devrekani massif, Western Pontides, Kastamonu province, Turkey. *Terra Abstracts*, 3, 323.
- Boztuğ, D. and Yılmaz, O., 1991b, K-Ar geochronology of the fine fractions from the Göynükdağı contact aureole: A mixed age due to inherited muscovite, Kastamonu, N Turkey. *Mahmut Sayın Clay Minerals Symposium, Proceedings*, 2-4 May 1991, University of Çukurova, Adana, 74-86.
- Coleman, R.G., 1977, *Ophiolites, ancient oceanic lithosphere*. Springer-Verlag, 229 p.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.F., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Shortshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. and Biju-Duval, B., 1986, Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Frey, M., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Mullis, J., Künzi, B., Breitschmid, A., Gruner, U. and Schwizer, B., 1980, Very low grade metamorphism in external parts of the central Alps: Illite crystallinity, coal rank, and fluid inclusion data. *Eclog. geol. Helvet.*, 73, 173-203.
- Ketin, I., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Dergisi*, 66, 20-34.
- Kisch, H.J., 1974, Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with anchimetamorphism and very low stage metamorphism. *Kon. Nederl. Akad. Wet. Proc. Ser. B*, 77/2, 81-118, Amsterdam.
- Kisch, H.J., 1980, Incipient metamorphism of Cambrian - Silurian clastic rocks from the Jamtland supergroup, Central Scandinavian Caledonides, Western Sweden: Illite crystallinity and vitrinite reflectance. In *Deformation and Metamorphism in the Caledonide Orogen*, M.R.W. Johnson and W.E.C. Philips, (eds.), *J. Geol. Soc. London*, 137, 271-288.
- Kubler, B., 1967, La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Etages tectoniques, A la Baconniere, Neuchatel*, 10-121.
- Kubler, B., Héroux, Y., Pittion, J.L., Charollais, J. and Weidmann, M., 1979, Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la molasse et des nappes préalpines, helvétiques et penniniques (Suisse occidentale et Haut Savoie). *Eclog. geol. Helvet.*, 72, 347-373.
- Miyashiro, A., 1973, *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen and Unwin Ltd., London, 492 p.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Jour. Geol.*, 83, 248-281.
- Ricou, L.E., Dercourt, J., Geysant, J., Grandjacquet, C., Lepvrier, C. and Biju-Duval, B., 1986, Geological constraints on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys. *Tectonophysics*, 123, 83-122.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Aktaş, A., Clift, P.D., Degan, P., Jones, G., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I. and Ustaömer, T., 1991, Tectonic reconstructions of the Eastern Mediterranean region: Controversies, alternatives and possible solutions. *Terra Abstracts*, 3, 322.
- Stach, E., Mackowsky, M.-T.H., Teichmüller, M., Taylor, G.H., Chandra, D. and Teichmüller, R., 1982, *Stach's textbook of coal petrology*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 535 p.
- Şengör, A.M.C., 1979, Mid-Mesozoic closure of Permian-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, 279, 590-593.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. and Ketin, I., 1980, Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic paleo-Tethys?. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 91, 599-609.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.

- Şengün, M., Keskin, H., Akçören, F., Altun, I., Sevin, M., Akat, U., Armağan, F. ve Acar, Ş., 1990, Kastamonu yöresinin jeolojisi ve Paleotetisin evrimine ilişkin sınırlamalar. Türkiye Jeoloji Bült., 33, 1-16.
- Tutkun, S.Z. and Boztuğ, D., 1991, Comparison of two Paleozoic domains in Turkey: Sambeyli (Adana) in Taurides and Araç (Kastamonu) in Pontides. Bull. Geol. Soc. Greece, 25/1, 131-146.
- Ustaömer, T., Robertson, A.H.F. and Yılmaz, Y., 1991, Paleotethyan tectonic evolution of the central Pontides, northern Turkey. Terra Abstracts, 3, 256.
- Ustaömer, T. and Robertson, A.H.F., 1993, A Late Paleozoic-Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental margin of Eurasia: Evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions. Geological Journal, 28, 219-238.
- Weaver, C.E. and Associates, 1984, Shale - slate metamorphism in southern Appalachians. Elsevier, Amsterdam, 239 p.
- Winkler, H.G.F., 1979, Petrogenesis of metamorphic rocks. 5th ed., Springer-Verlag, Berlin, 348 p.
- Yılmaz, O., 1979, Daday-Devrekani masifi kuzeydoğu kesimi metamorfizmaları. Doç. Tezi, Hacettepe Univ., 243 s, (yayınlanmamış), Ankara.
- Yılmaz, O., 1980, Daday-Devrekani masifi kuzeydoğu kesimi litostratigrafi birimleri ve tektoniği. Yerbilimleri, 5-6, 101-135.
- Yılmaz, O., 1981, Daday-Devrekani masifi Ebrek metamorfizmasının petrografisi ve tümkayaç kimyası. Yerbilimleri, 8, 71-82.
- Yılmaz, O., 1983, Çangal metaofiyolitinin mineralojik-petrografik incelenmesi ve metamorfizma koşulları. Yerbilimleri, 10, 45-58.
- Yılmaz, O. ve Boztuğ, D., 1985, Göynükdağı metamorfizi. TÜBİTAK Projesi Raporu, TBAG-569, 121 s, 1 Ek, (yayınlanmamış), Ankara.
- Yılmaz, O. and Boztuğ, D., 1986, Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the paleo-Tethys. Geology, 14, 179-183.
- Yılmaz, O. and Boztuğ, D., 1987a, Petrography, petrochemical and solidification sequences of the Ağılı pluton from the Kastamonu granitoid belt, northern Turkey. Yerbilimleri, 14, 91-107.
- Yılmaz, O. ve Boztuğ, D., 1987b, Göynükdağı (Kastamonu) yöresinin jeolojik ve mineralojik-petrografik incelenmesi. Doğa TU Müh. ve Çevre Dergisi, 11, 1, 91-114.
- Yılmaz, O. and Bonhomme, M.G., 1991, K-Ar isotopic age evidence for a Lower to Middle Jurassic low-pressure and a Lower Cretaceous high-pressure metamorphic events in north-central Turkey. Terra Abstracts, 3, 501.

Yazıcık (Niksar-Tokat/Türkiye) bentonitleri: İlk veriler

Yazıcık bentonite (Niksar-Tokat area/Turkey): Preliminary data

Aydoğan AKBULUT Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Maden Etüt Dairesi, Ankara.

Öz

Türkiye zengin bentonit yataklarına sahiptir. Bununla birlikte gelecekte özellikle sondaj bentonitinde Kalecik (Ankara) ve Reşadiye (Tokat) yataklarının dışında yeni yataklara gereksinim duyulacaktır. Bu nedenle Kelkit Vadisi'ndeki bentonit yataklarının ayrıntılı incelenmesi ve gerekirse zenginleştirilerek ekonomiye kazandırılması lazımdır. Yazıcık bentonitleri Üst Kretase'deki volkanik çökel birimleri içinde yer alır. Andezitik tuf ve piroklastların denizel ortamda ayrışmasıyla oluşmuştur. Kısmen incelenmiş Yazıcık bentonitlerinin bir bölümü döküm bentoniti olarak kullanılabilmesi umudunu taşımaktadır.

Anahtar Sözcükler : Yazıcık, bentonit, emme kapasitesi, sıvı sınırı, katyon değişim kapasitesi.

Abstract

Turkey has rich bentonite deposits. However, particularly in drilling bentonite, new deposits will be needed in future, apart from the Kalecik (Ankara) and Reşadiye (Tokat) deposits. Thus, bentonite deposits located at the Kelkit Valley ought to be investigated in detail, and necessary technological processes be carried out, to involve the deposit in economic utilization. Yazıcık bentonite occur in the Upper Cretaceous volcanosedimentary sequence. They have formed by the alteration of andesitic tuff and pyroclastic material in marine environment. Yazıcık bentonite deposits, investigated partly in detail, seems to be hopeful as molding sand binder, at least in one bed.

Key Words: Yazıcık, bentonite, swelling capacity, liquid limit, cation exchange capacity.

GİRİŞ

Bentonit, plastik özelliği olan ve su ile temasa geçince şişebilen killere denk. ilk defa 1989 yılında ABD'de Fort Benton (Wyoming) yakınlarındaki Üst Kretase formasyonları içinde bulunmuştur. Bentonit killeri suyla temasa geçtiğinde hacminin 2-10 katı su emerek şişer. Kuruduktan sonra bu suyu geri vererek büzülür ve hacmini küçültür. Nemli halde yeşil, kahverengi, morumsu siyah, sarı ve beyaz gibi çeşitli renklerde balmumu, sabun görünümündedir. Doğal kurumuş görüntüsü çatlaklı olup patlamış mısırı andırır.

Bentonitin asıl minerali montmorillonittir. Montmorillonit üç katmanlı, eş boyutlu "Smektit" grubu killerdendir. Oktaeder katmanındaki iki Al bulunan smektit grubu killere dioktaedrik; üç Mg bulunanlara trioktaedrik denir.

Benzer özellikler gösteren birçok kile çeşitli bentonit isimleri verilse de asıl bentonitin işlevlerini tam olarak yerine getirmezler. Ticarete kullanılan bazı bentonit çeşitleri aşağıda verilmiştir (CTDriscoll, 1988).

Subbentonit: Orta-düşük şişme kapasiteli bentonitlere sanayide verilen isimdir.

Güney bentoniti: Meksika Körfezi kıyılarında bulunan düşük şişme kapasiteli kalsiyum bentonitidir.

Batı bentoniti (hektorit): Yüksek şişme kapasitesi olan lityumlu bir smektittir.

Metabentonit (potasyum-bentonit): İllit ve karışık katmanlı kil minerallerinden oluşan, hafifçe metamorfizma veya diyajenez geçirmiş bentonittir. Domuz yağlarının arıtılmasında kullanılır.

Ağartma toprağı: Emici ve renk giderici özelliği ile yağların arıtılmasında, renklerinin açılmasında ve temizlik alanında kullanılan bentonitlerdir.

Asit killer: Değişebilir katyon olarak H iyonu da bulunduran kalsiyumlu bentonitlerdir.

Organofilik bentonit: Organik moleküllerle kaplanarak su itici özellik kazanmış bentonitlerdir.

Beyaz bentonit: Parlak beyaz bir kalsiyum bentonittir. Bentonitler doğal olarak Na'lu, Na-Ca'lu ve Ca'lu olmak üzere üç çeşittir. Bunlardan Na bentonit sondaj, çelik döküm, demir peletleme, inşaat mühendisliği vb*, konularda kullanılır.

Ca-bentonit doğal veya asitle aktiflendirilmiş olarak bitkisel sıvı yağların ağartılmasında, petrol rafinasyonunda, temizlik maddeleri yapımında ve daha bir çok konuda kullanılmaktadır.

Meteorik, hidrotermal ve çökel ortam koşullarında, Mg'lu volkanik kül ve lavların ayrışmasıyla oluşan bentonitler mercek, katman, kütle, cep vb. biçimlerinde yataklanırlar.

Türkiye'nin başlıca bentonit yatakları Ankara, Artvin, Çankırı, Çorum, Edime, Giresun, İstanbul, Konya, Ordu, Tokat, Trabzon, Balıkesir, Eskişehir, Çanakkale, Kütahya ve Bilecik İl sınırları içinde bulunur. Toplam potansiyel rezerv 280 600 000 tondur (Evinç, 1982).

Türkiye'de 80'li yılların ikinci yarısında ortalama yıllık bentonit tüketimi 60 bin tondur. Bunun yaklaşık % 42'si sondajda; % 50'si döküm ve peletlemede, % 5'i gıda sanayiinde, % 3'ü de diğer sanayi kollarında kullanılmaktadır.

Bentonit üretimi ise satış ve tüketim durumuna göre yıldan yıla değişimle birlikte ortalama 65 bin tondur.

Türkiye'nin yıllara göre bentonit üretimi, ihracat, ithalat, yurt içi talep, toplam talep projeksiyonları Tablo 1 de verilmiştir (Özoğul, 1992).

Görüleceği gibi gerçekleşmiş verilerde beş yıllık yurt içi talep artışı yaklaşık % 20'dir. Yani her yıl için ortalama % 4 oranında bir yurt içi talep artışı ortaya çıkmaktadır. Bu durumda bilinen bentonit rezervlerinin genişletilmesi, yenilerinin bulunması çok ta uzak olmayan bir gelecek için gerekli olmaktadır.

ARAMA VE ARAŞTIRMA YÖNTEMLERİ

Arama çalışmalarında Yazıcık yöresinde el sondajı ve arazi gözlemleri ile harita alımları, ölçülmüş kesitler

Tablo 1. 1982-1987 Gerçekleşmiş verileri ile 1988 tahmin, 1989 program hedefleri temelinde 1988-1994 bentonit üretim, ithalat, ihracat, yurt içi talep, toplam talep projeksiyonları (bin ton olarak).

Table 1. Projection of total bentonite demand, production, domestic demand, export and import from 1988 to 1994, on the base of 1989 programme targets; 1989 estimates and realized data between 1982 and 1987 (thousand tons).

Yıllar Years	Üretim Production	İthalat Import	Ihracat Export	Yurt içi talep Domestic demand	Toplam talep Total demand
1982	60,0	-	5,7	54,3	60,0
1983	67,0	-	5,5	62,0	67,5
1984	69,0	-	7,1	62,0	69,1
1985	46,9	-	29,3	15,6	44,9
1986	56,2	-	42,2	14,0	56,2
1987	89,3	-	24,7	64,6	89,3
1988	89,0	-	45,0	45,0	90,0
1989	90,0	-	35,0	65,0	90,0
1990	92,2	-	26,4	65,8	92,2
1991	96,9	-	27,1	69,8	96,9
1992	101,6	-	27,8	73,8	101,6
1993	106,3	-	28,5	77,8	106,3
1994	111,0	-	29,2	81,8	111,0

ve yarmalar yapılmıştır. Reşadiye yöresi ile Bereketli yakınmdabu incelemede yaptığımız bir kaç yarma ve kesit yanında önceki çalışmalarından da yararlandık. Yazıcık yöresindeki bentonit aramalarında 20 kadar el sondajı yapılmış, toplam 140 metre ölçülmüş kesit, yarma ve gözlemler yapılarak 120 örnek derlenmiştir. Derlenen bentonit örneklerinde X-ışını kırınımı, 63 mikrondan büyük kırıntı yüzdesi için elek analizi, CaCO₃ analizi ve smektit tenörüne yönelik "Metilen Mavis" deneyi yapılmıştır. Bentonitin adsorbe ettiği "Metilen Mavis" meq/100 g cinsinden ifade edilmiştir.

Arazi çalışmaları sırasında yapılan el sondajlarında ortalama 5 metrelik derinliğe inilebilmiş, doyurucu sonuç alınamamıştır (Akbulut, 1992).

Bentonit örneklerinde KDK deneyi, 63 mikrondan küçük tane boyu kısmındaki kilin smektit tenörünü ortaya koymak amacıyla 100 gram kilin adsorbe ettiği meq "Metilen Mavis" ölçülmüştür.

"Metilen Mavis" soğurma (adsorbsiyon) kapasitesi kilin çeşidine göre önemli ölçüde değişir: bu değer saf smektitler için 80-150 meq/100g (180-320 mg/g) arasında bulunur. Sonuçta 60 meq/100g üzerindeki değer çok bol smektit içerikli bentonitleri gösterir. 50-60 meq/100g arasındaki değer bol; 40-50 meq/100 g arasındaki değer ise orta düzeyde smektit varlığını belirtir. Yazar, kısmen kişisel deneyimlerine dayanarak bu ölçütlerden uygun bileşimli örneklerin seçilmesinde yararlanmıştır.

Örneklerin içerdiği 63 mikrondan büyük kırıntı miktarını belirlemek için elek analizi yapılmıştır. Aynı şekilde CaCO₃ içeriklerini saptamak içinde 63 mikronun altındaki gereçten kimyasal analiz yapılmıştır.

Bu ilk deneylerden sonra KDK (katyon değişim kapasitesi) değerleri 40meq/100g ve üzerindeki "Likit Limit", "Verim" ve "M indeksi" deneyleri yapılmıştır. İkinci aşama deneyleri (likit limit, verim, jel indeksi vb.) ancak yaklaşık bu KDK değerinin üzerinde olumlu sonuç verebilmektedir.

Meq/100 gram cinsinden elde ettiğimiz sonuçların değerlendirilmesinde 80-150 meq/100 g değerinin yaklaşık 150-320 mg/g değerine karşılık geldiği göz önüne alınarak Le Berre ve Rozes (1981) in başvuru tablosundan (Tablo 2) yararlanılmıştır. Bu tablodaki değerlere yaklaşık denk olan "Orta" ve "Bol" smektit tenor grubundaki örnekler sanayide kullanılma ümidi olduğu için ikinci aşama deneylerini uygulamak üzere ayrılmıştır.

"Likit limit" ve "Verim" deneylerinin yapılmasında ve değerlendirilmesinde TS 977 ve 5360 dan yararlanılmıştır.

Kırıntı, CaCO₃ ve KDK analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde de Le Berre ve Rozes (1981)'den yararlanılmıştır.

YAZICIK BENTONİTLERİ

Tablo 2. Bentonit analizlerinden bazı sonuçları değerlendirme için başvuru tablosu.

Table 2. Reference table for the evaluation of some results of bentonite analysis.

Smektit tenörü Smectite content	Kum % >63µ Sand % >63µ	CaCO ₃ % CaCO ₃ %	Metilen Mavisi mg/g Methylene blue mg/g
Çok bol (ÇB) Very abundant	<10	<5	>150
Bol (B) Abundant	10-25	5-15	100-150
Orta (Or.) Medium	25-45	15-30	50-100
Az (A) Little	>45	>30	<50

Bu çalışmada pratik bir yaklaşımla katyon değişim kapasitesi (KDK) meq/100 g cinsinden "40" ve üstündeki değerler bentonit ekonomisi açısından incelemeye değer görülmüştür. Hemen bütün örneklerde X-ışını kırınımı deneyi yapılmış ancak, yarı kantitatif sonuç alınmadığından deneme yapılamamış ve KDK değerleri esas alınmıştır. KDK değerleri 40 meq/100 g ve üzerinde olan örneklerde şişme, likit limit, verim ve jel indeksi deneyleri yapılmıştır.

YAZICIK BENTONİTLERİNİN JEOLJİSİ

Kelkit Vadisi boyunca MTA tarafından yapılmış 1/25 000 lik jeolojik haritalama ve prospeksiyon çalışmaları sonunda çeşitli kalite ve büyüklükte birçok bentonit ve bentonitik kil yatağı belirlenmiştir.

Analiz sonuçları bu killerden, Üst Kretase formasyonları içindeki bazı seviyelerin montmorillonit bakımından zengin olduklarını göstermiştir. Montmorillonitçe zengin sahalara, özellikle Reşadiye-Bereketli ve Nıksar yöresinde geniş yayılımı sahiptir (Tablo 3).

Volkanik arakatlı Üst Kretase formasyonları içindeki killeşmiş seviyelerin, montmorillonit verileri, çalışmaların volkano-çökel formasyonların yaygın olduğu Reşadiye-Bereketli ve Nıksar yörelerinde yoğunlaştırılmasını sağlamıştır. Yazıcık bentonit sahalarının, Bereketli ve 70li yıllarda çalışılmış olan Reşadiye bentonit sahaları ile olan konumu Şekil 1'de gösterilmiştir. Söz konusu sahalardan Yazıcık bentonit sahasında ayrıntılı çalışmaya girilmiştir.

Bu yöredeki volkanik arakatlı Üst Kretase formasyonları çeşitli araştırmacılar tarafından farklı biçimde isimlendirilmiştir. Seymen (1975) Kapaklı Formasyonunu, Terleme ve Yılmaz (1980) Mesudiye ve Reşadiye formasyonları ile Akümür ve diğ. (1989), Yumaklı ve Akveren formasyonlarını tanımlamışlardır. Bu çalışmalarda bentonitin varlığından söz edilmeyle birlikte herhangi bir örnek analizi yoktur.

MTA'nın 1974-75 yıllarında Reşadiye bentonitlerinde yaptığı arama ve araştırmalarda DTA, KDK, elek analizi, verim, yoğunluk, pH, şişme, ağartma ve kimya-

sal analiz deneyleri yapılmıştır (Birkan ve Kartal, 1974; Kalyoncuoğlu ve diğ., 1975).

Nıksar'ın Yazıcık Beldesi ve çevresindeki bentonitler Üst Kretase-Paleosen yaşlı Akveren Formasyonu içinde bulunur. Akveren Formasyonu altta Senomaniyen-Kampaniyen yaşlı Yumaklı Formasyonu; üstte ise Orta-Üst Paleosen yaşlı Düden Yaylası Formasyonu ile uyumludur (Aktimur ve diğ., 1989).

Bentonit seviyeleri denizel manı, tuf, killi kireçtaşı ardalanması içindedir. Volkano-çökel istifin çeşitli seviyelerinde değişik kalınlık ve fasiyeler gösteren bentonitler bazen yeşil bir tuf seviyesi; bazen de karbonatlı gri-beyaz bir tuf veya tüflü killi kireçtaşı seviyesi ile başlar.

Nıksar'ın Yazıcık Beldesi çevresindeki bentonitler üç grupta incelenebilir: Yazıcık bentoniti, Uzunlu bentoniti ve Köseli bentoniti.

YAZICIK BENTONİTİ

Yazıcık Beldesi'nin doğu-güneydoğusunda yer alan bu bentonit yatağı işletilmemektedir. Yazıcık bentoniti, doğu-batı uzanımlı, 20 metre kalınlık ve 700 metre uzunlukta yüzlek veren bölümünde yaklaşık 25-40 derecelik bir* eğimle kuzeye dalmaktadır. Üzerindeki örtü batıda 40 metreden doğu ucunda 5 metreye kadar azalmaktadır. Bu yatak hemen kuzeyde daha geniş bir alana yayılmakta ve büyük bölümüyle Karakaya Bentonit A.Ş'nin ruhsatında bulunmaktadır.

Yazıcık bentoniti, tabanındaki killi, tüflü, gri-bej renkli mikritik kireçtaşının karbonatlı kristal tüfe ve sonra da yeşil dağılğan tüfe geçişi ile başlar. Üste doğru önce yeşil tuf-tüflü bentonit ardalanması, sonra kırmızı kırıntılı yeşil bentonit halinde, değişen kırıntı ve tuf içerikleriyle 20 metre kalınlıkta bir istif oluşturur. Üzerinde gri marn ve kırıntılı kireçtaşı tekçe arakatma-

Tablo 3. Reşadiye-Bereketli-Nıksar (Tokat) yöresi bentonit sahalarının stratigrafik seviyeleri, dağılım ve yayılımları.

Table 3. Stratigraphic positions, distributions and extension of bentonite occurrences in the Reşadiye-Bereketli-Nıksar (Tokat) area.

Stratigrafik seviye Stratigraphic position	Bentonit sahaları Bentonite areas	Bentonite sahalarının yayılımı Extension of bentonite areas
1) Üst Kretase (Upper Cretaceous) Kampaniyen-Maestrihiyen (Reşadiye) Birkan ve Kartal, 1974; Kalyoncuoğlu ve diğ., 1975; Kapaklı Fm., Seymen, 1975; Mesudiye Fm., Terleme ve Yılmaz, 1980.	Kaşpınar, Akdoğan (Reşadiye) Tokat H38-b1, b2.	25 km ²
2) Üst Kretase-Paleosen (Upper Cretaceous) Kırandağ Fm. (Seymen, 1975); Reşadiye Fm. (Terleme ve Yılmaz, 1980); Akveren Fm. (Aktimur ve diğ., 1989).	Bereketli-Toklar (Reşadiye) Tokat G38-c4, H38-b1 Yazıcık, Uzunlu, Köseli (Nıksar) Tokat H38-a1, a2.	12 km ² 20 km ²

YAZIÇIK BENTONİTLERİ

ni, gevşek, tüllü çakıtaşı, tuf ve bentonitik tuf ardalanmalı bir fasiyes bulunur. Bu örtü fasiyesi içindeki çökel eş yaşlı kayma yapılan ve volkanik arakatkılar az eğimli duraysız bir yamaç-açık deniz ortamını çağrıştırır.

Yazıcık bentonitinin kırıntı içeriği genelde % 25'den fazladır. Yatağın incelenen bölümünün doğu ucunda kırıntı miktarı azdır. Yeşil tüllerde kırıntı miktarı % 50-70 arasında değişmektedir. Bentonit ve bentonitik tuf-kil seviyelerinde kırıntı oranı % 18,5-45 arasındadır. Kırıntı türleri X-ışını kırınimleriyle kuvars, feldspat ve analisim olarak belirlenmiştir. Kırıntuların, volkanik tüflerin yerinde ayrışması sonucu ortaya çıkmış olduğu zeolit kristalleriyle birlikte bulunmasından anlaşılmaktadır. $CaCO_3$ içeriği bentonit yatağının hemen her seviyesinde % 13'in altındadır.

Örneklerin şişme kapasiteleri 25-45 mi arasında değişirken jel indeksi hepsinde 8,3'ün altındadır. Katyon değişim kapasitesi (KDK) 14,6-52,56 meq/100 g arasındadır. Yazıcık bentonit yatağının incelenen bölü-

münde katyon değişim kapasiteleri çok az bentonitleşmiş yeşil tüllerde 25 meq/100 g'm altındadır. Bentonit ve bentonitik killerde ise 25-53 meq/100 g arasında olup ortalama 35 meq/100 g'dır. KDK'nın 40 meq/100 g değerine yakın olduğu doğu bölümünde üst seviyeler umutlu görünmektedir. Bu bölümde yapılmış K6 ve K7 ölçülmüş kesitleriyle bazı analiz sonuçları Şekil 2 ve 3'te verilmiştir.

X-ışını kırınımı analizleri Yazıcık bentonitlerinin montmorillonit-illit karışık katmanlı kil minerallerinden olduğunu göstermiştir. Ayrıca kil olmayan mineralerden feldspat ve kuvars öne çıkmakta, sık sık da analisime rastlanmaktadır. Yazıcık bentonitinin kimyasal analizi Tablo 4'te verilmiştir.

Yazıcık bentonitinin K_2O miktarının görece yüksek olması köken kayanın alkali bir volkanit oluşuyla ilgilidir. Ateş kayının yüksek oluşu ise başat mineralin montmorillonit olduğunu gösterir.

Örnek Sample	Kırıntı Detritus >63 μ %			% CaCO ₃			KDK CEC meq/100g			Jel indeksi Gelly index 8.3	Ligid Limit LL Liquid Limit 350	Verim Yield Bbl/met-ton 50
	25	50	75	25	50	75	25	50	75			
K7-1												
K7-2										<		
K7-3										<		
K7-4										<		
K7-5										<		
K7-6										<		
K7-7												
K7-8										<		
K7-9												
K7-10												
K7-11										<		

Şekil 2. Yazıcık bentonitinin K6 kesitindeki bazı teknolojik analizleri.

Figure 2. Some technological analysis results of Yazıcık bentonite in the K6 section.

UZUNLU BENTONİTİ

Yazıcık'm Uzunlu mahallesi çevresinde, İbişli mahallesi ile Asar Köyü arasında bulunur. Uzunlu mahallesinde hafifçe dalgalı bir düzlükte gri marn ve killi kireçtaşlarının altından yer yer yüzlek vermiş olan bentonit, kırmızı kırıntılı, sarımsı yeşil az kırıntılı görünümündedir. Uzunlu mahallesinde yapılan el sondajlarında 12 metreye kadar inilerek aşağıdaki seviyeler belirlenmiş ve Tablo 5'te verilmiştir.

Uzunlu mahallesindeki kırmızı kırıntılı yeşil bentonit-bentonitik tuf seviyeleri % 10-44 kırıntı; % 6-52 CaCO₃ içerirken katyon değişim kapasiteleri 17,52-35, 04 meq/100 g arasında değişmektedir. Şişme kapasiteleri de 13-29 mililitre arasındadır. Jel indeksler 8,3 ten küçük, verim değerleri de 50 Bbl/met. tondan düşüktür. Bu analiz değerlerine göre Uzunlu bentoniti montmorillonit içeriği 40 meq/100 g'm altında olduğundan ekonomik değildir.

İbişli mahallesi ile Asar Köyü arasındaki Kılışla bentonit yatağı da gri marn ve killi kireçtaşlarının içinde bulunur. Yaklaşık 10 ar metrelik iki bentonit seviyesi birbirinden 2 metre kalınlıkta gevşek, kırıntılı bir tuf seviyesi ile ayrılır. Ayrıca içlerinde 0,5-1 metre kalın-

Tablo 4. Yazıcık bentonitinin kimyasal analiz sonuçları.

Table 4. Chemical analysis results of the Yazıcık bentonite.

Bileşen Component	% Percent
SiO ₂	61.5
Al ₂ O ₃	15.8
Fe ₂ O ₃ (toplam,total)	3.0
FeO	0.05
TiO ₂	0.4
MgO	2.2
CaO	3.5
K ₂ O	4.5
Na ₂ O	2.1
MnO	0.1
P ₂ O ₅	0.5
A. Za. (L.O.I.)	6.2
Toplam (Total)	99.5

lıklarda yeşilimsi gri birkaç çört arakatmanı da bulunmaktadır. Buradaki bentonit seviyelerinden alınan B53 ve B54 örneklerinde kırıntı miktarları % 39,2 ve 53,7; CaCO₃ % 4-4,55; katyon değişim kapasiteleri ise 24,8-

Tablo 5. Uzunlu mahallesindeki bentonitin şematik kesiti.

Table 5. Schematic profile of bentonite at Uzunlu locality.

1 m	Killi kireçtaşı , tüfitik bentonit ardalanması. Tuffaceous bentonite clayey limestone alternation.
0,3 m	Yeşilimsi, bentonitik kil . Örnek S1 Greenish bentonitic clay. Sample S1
5 m	Kırıntılı, gevşek, sarımsı yeşil litik tuf. Detrital, loose yellowish green lithic tuff.
1 m	Yeşilimsi bentonitik kil . Örnek S2. Greenish bentonitic clay. Sample S2.
7.5 m	Bentonitik tuf, killi kireçtaşı ardalanması içinde 0,5-1,5 metrelik bentonit-smektit grubu kil seviyeleri. Örnekler S3, S4, S5, S6 ve S7. 0,5-1,5 m thick bentonite and smectitic clay horizons in bentonitic tuff-clayey limestone alternation. Samples S3, S4, S5, S6 and S7.
3 m	Bentonitik tuf, gri marn veya killi kireçtaşı ardalanması. Bentonitic tuff, gray marl or clayey limestone alternation.

30,7 meq/100 g olarak belirlenmiştir. Montmorillonit içerikleri düşük olan Uzunlu bentoniti, killeşmenin tam olmadığı bir yataktır.

Uzunlu bentonitinden alınan Rb125 ve Rb126 örneklerinin kimyaal analizleri kızdırma kaybının ve K₂O'nin yüksek aldığını ortaya koymuştur. Bundan da başat mineralin montmorillonit olmasına karşın illitin de varlığı anlaşılmaktadır. Uzunlu bentonitini oluşturan kil mineralinin de montmorillonit-illit karışık katmanlı gruptan olma olasılığı vardır. Kimyasal analizleri Tablo 6'da verilmiştir.

Tablo 6. Uzunlu bentonitinin kimyasal analiz sonuçları.

Table 6. Chemical analysis results of the Uzunlu bentonite.

Bileşen % Component	Örnek Rb 125 Sample	Örnek Rb 126 Sample
SiO ₂	58,5	60,0
Al ₂ O ₃	16,9	17,5
Fe ₂ O ₃ (toplam,total)	3,5	3,2
FeO	0,07	0,03
TiO ₂	0,4	0,3
MgO	3,5	2,1
CaO	4,2	3,5
K ₂ O	3,1	4,8
N ₂ O	1,5	3,0
MnO	0,1	0,1
P ₂ O ₅	0,1	0,1
A.Za.(L.O.I.)	8,0	7,55
Toplam(Total)	99,87	102,18

KÖSELİ BENTONİTİ

Yazıcık Beldesi'nin Köseli mahallesi çevresinde görülür. Kırmızı kırıntılı görünümün çok azaldığı veya hemen hemen göze çarpmadığı Köseli bentoniti yeşilimsi açık sarı renklidir. Yamaçlarda heyelanlarla, tarla düzlüklerinde köstebek hafriyatlarıyla ortaya çıkmış halde görülür. Genelde tuf ve killi kireçtaşlarıyla ardalanmalı birkaç metrelik ara seviyeler halindedir. Stratig-

YAZICIK BENTONİTLERİ

Örnek Sample	Kırıntı Detritus >63µ %			% CaCO ₃			KDK CEC meq / 100 g			Jel indeksi Gelly index 8.3	Likid Limit Liquid Limit LL 350	Verim Yield Bbl/met-ton 50
	25	50	75	15	50	75	25	50	75			
K 6-1										<		
K 6-2										<		
K 6-3										<		
K 6-4										<		
K 6-5										<		
K 6-6										<		
K 6-7										<		
K 6-8										<		
K 6-9										<		
K 6-10										<		
K 6-11										<		

Şekil 3 Yazıcık bentonitinin K7 keskindeki bazı teknolojik özellikleri.

rafik olarak Yazıcık bentoniti ile düşey; açık olmamakla birlikte Uzunlu bentonitiyle yanıl geçişlidir.

Köseli mahallesinin kuzeybatısında yapılan el sondajında 5 metre derinliğe kadar geçilen seviyeler Tablo 7'de verilmiştir.

A1 örneği yeşilimsi açık sarı, az çok kırıntılı, biyotitli bir tüfitik bentonittir. Nemli iken plastik özellikte, kuru halde fazla sert olmayan, kırılabilir niteliktedir. CaCO₃ içeriği % 12,2; 63 mikrondan iri kırıntı miktarı % 22,76 ve kation değişim kapasitesi 26,28 meq/100 g dır. Şişme kapasitesinin düşüklüğü, CaCO₃ miktarının görece yüksek oluşu, bir Ca bentonit olasılığını düşündürür.

A2 örneği sarımsı açık yeşil, bentonitik bir tüftür. Biyotit ve kırıntı daha fazla, parmakla ufalanabilir durumdadır. Kum boyu kırıntı miktarı % 29,58; CaCO₃ içeriği % 4; KDK (kation değişim kapasitesi) 23,36 meq/100 g dır.

A3 örneği yeşilimsi açık sarı, tüfitik bir bentonittir.

Figure 3. Some technological analyses results of Yazıcık bentonite in the K7 section.

Nemliken parmak arasında plastik özellikte olup az biyotitli görünümündedir. Kırıntı miktarı % 24,37; CaCO₃ % 13,7; KDK 29,2 meq/100 g dır.

A1,A2 ve A3 örnekleri X-Işını kırınımı analizlerine göre montmorillonit, kalsit ve kuvars yanında bir miktar da analisim içermektedir.

Yazıcık bentonitinin stratigrafik ve topografik olarak hemen altındaki istifte yaptığımız bir arazi kesitinde de (G47 kesiti) yeşil, gevşek tüf, gri killi kireçtaşı,

Tablo 7. "A" sondajında kesilen seviyeler.

Table 7. Horizons cut in the borehole "A".

1,5 m	Yeşilimsi açık sarı tüfitik bentonit. Örnek(Sample) A1 Greenish light yellow tuffaceous bentonite.
1,5 m	Sarımsı açık yeşil bentonitik tüf. Örnek A2. Yellowish light green bentonitic tuff. Sample A2.
1 m	Yeşilimsi açık sarı tüfitik bentonit. Örnek A3. Greenish light yellow tuffaceous bentonite. Sample A3.
1 m	Silileşmiş tüfit. Silicified tuffite.

silisleşmiş tuf it istifi içinde 1-5 metre kalınlıklarda bentonit araseviyeleri görülür. Yeşilimsi, açık sarı renkli bentonit, bolca biyotitli olup, bentonitik tuf ve litik tuf ile geçişlidir (Şekil 4).

G47 kesitinde 3 metre kalınlıktaki yeşilimsi sarı bentonit seviyesinden alınmış 47A örneğinde CaCO_3 miktarı % 2,8; kum boyu kırıntı miktarı % 24,9 ve KDK 29,2 meq/100 g'dır. Oysa biraz daha üstteki 1,5 metrelik yeşilimsi sarı, daha ince taneli bentonit seviyesi % 2,08 kırıntı ve % 5,2 CaCO_3 içerirken KDK düzeyi de 40,88 meq/100 g a çıkmaktadır (Örnek 47B).

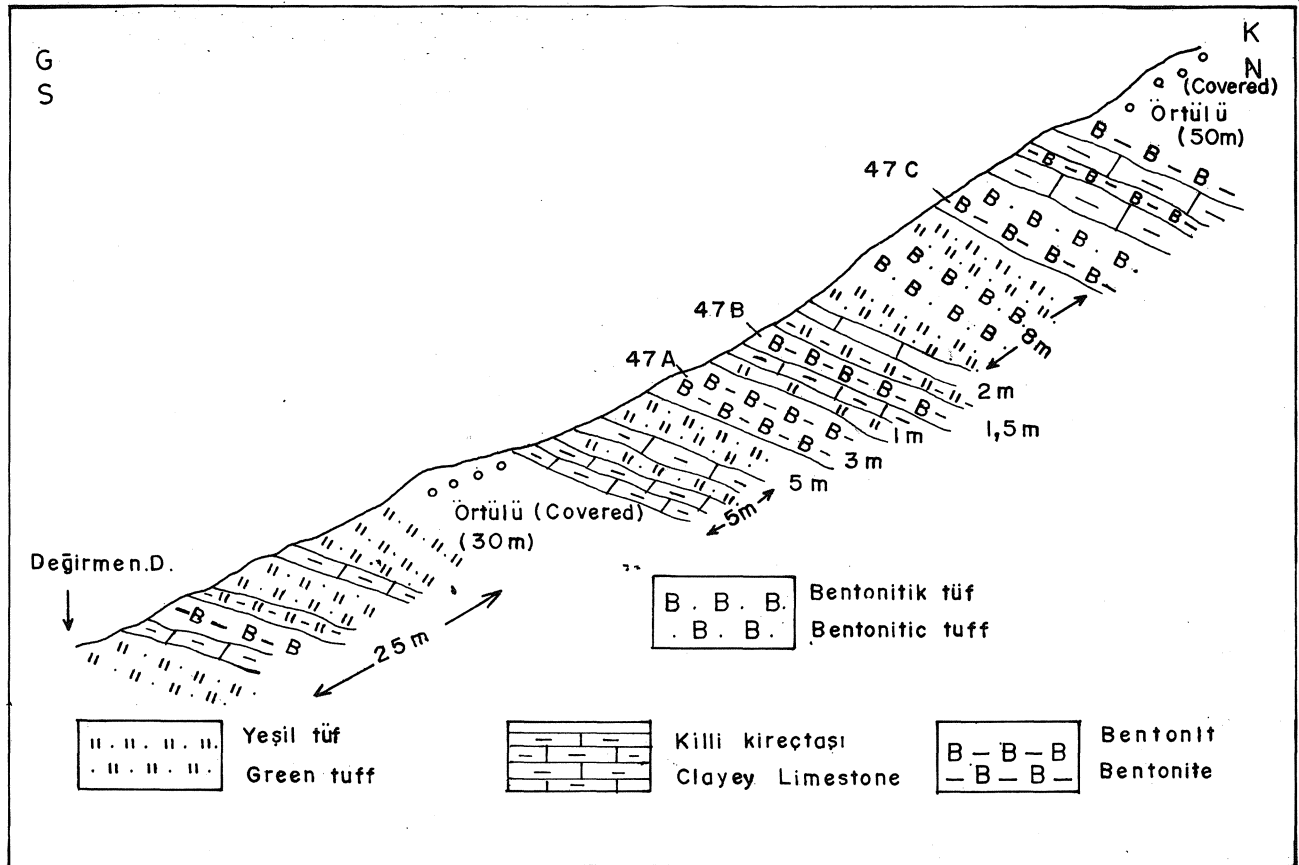
Bu sonuncu seviyenin şişme kapasitesi 37 mililitre; jel indeksi 8,3 den küçük, verimi de 50 Bbl/met. ton dan düşüktür. Bu seviye döküm bentoniti olarak kullanım umudu taşımakla birlikte rezerv ve örtü sorununun araştırılmasını gerektirmektedir. Diğer bir bentonit-bentonitik tuf seviyesi, 8. metre kalınlıktaki yeşil tuf seviyesinin üzerinde bulunur. Yaklaşık 2,5 metre kalınlıkta olan bentonit, bazen tuf içerikleriyle bentonitik tuf halindedir. Bu düzeyden alınan oluk örnek (47C) % 33,02 kırıntı; 24,82 meq/100 g KDK ve 21 mililitrelik şişme değerleri vermektedir ki istenenin çok altındadır.

G47 kesitinden derlenen bentonit örneklerinin X-Işını analizlerinde başat mineral montmorillonit, diğer mineraller kuvars ve analsim olarak belirlenmiştir.

KÖKEN

Yazıcık bentonitleri Üst Kretase yaşlı volkano-çökel birimler içinde bulunur. Şimdiye kadar yapılan çalışmalarda bentonitin kökenine ilişkin herhangi bir bilgiye rastlanmamıştır. Bentonitlerin Üst Kretase çökel katmanlarıyla uyumlu araseviyeler halinde bulunması, çökel katmanlardan tüllere, tüllerden bentonitlere, bentonitlerden marnlara yanal-düşey geçişler görülmesi, bentonitlerin aynı çökel havzasına havadan düşmüş tuf ve piroklastların ayrışması sonucu oluştuğunu gösterir. Ayrıca bentonit ve tüllerde rastlanan analsim kristalleri çökelme anında volkanik gereçten kaynaklanmış diyajenetik ürünlerdir.

Bentonit içindeki kırmızı kırıntılar ve bazen 3-5 cm lik kayaç parçaları optik mikroskopta silisleşmiş, karbonatlaşmış tuf olarak tanımlanmıştır. Bentonit seviyeleri içinde taşınmış gerece rastlanmaması; bentonitlerle eş yaşlı ayrışmış lav ve tüflerin andezitik özellikte olması bentonitlerin olasılıkla andezitik volkanitlerden denizel ortamda ayrışma ile oluştuğunu gösterir.



Şekil 4. Köseli bentonitinin G47 noktasındaki şematik kesiti (H38 - a2 paftası).

Figure 4. Schematic section of Köseli bentonite of the G47 locality (sheet H38 - a2).

YAZICIK BENTONİTLERİ

Tüllerde yaygın olarak sanidin, biyotit ve volkanik cam bulunması, montmorillonitin bir miktar illitle birlikte karışık katmanlı tipte oluşmasının nedeni olarak düşünülebilir.

SONUÇLAR

Yazıcık bentonitleri denizel çökel ortamda oluşmuştur. Genel olarak kırıntı miktarları yüksektir. Katyon değişim kapasiteleri çoğu yerde düşük olmakla birlikte, görece yüksek olanları (> 40 meq/100 g) döküm kumu bağlayıcısı olarak kullanıma uygun görünmektedir. Ancak daha geniş bentonit yüzleklemlinde ekonomik olabilecek bölümlerin belirlenerek rezervin artırılması ve birlikte değerlendirilmesi gerekir. Örneğin hemen kuzeyde yer alan bentonit sahışı ile birlikte değerlendirilebilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akbulut, A., 1991, Niksar-Reşadiye (Tokat)-Koyulhisar (Sivas) yöresi bentonit ön arama raporu: MTA Der. No. 9264, Ankara (yayımlanmamış).
- Akbulut, A., 1992, Yazıcık (Niksar-Tokat) bentonit yatağının maden jeolojisi raporu: MTA Der. No.9627, Ankara (yayımlanmamış).
- Aktimur, H.T., Tekirli, M.E., Ateş, S., Teoman, M.Ş., Yurdakul, M.E., Ürgün, B.M., Keçer, M., Turşucu, A., Genç, S., 1989, Niksar, Erbaa ve Destek dolayının jeolojisi: MTA Der. No.8894, Ankara (yayımlanmamış).
- Birkan, Ö. ve Kartal, G., 1974, Reşadiye (Tokat) bentonit sa-

halarına ait jeolojik etüdler: MTA Der. No. 5152, Ankara (yayımlanmamış).

- Evinç, H., 1982, Türkiye Bentonit Envanteri: MTA Eğt. Serisi no. 184, 70 s. Ankara.
- Grim, R.E ve Güven, N., 1978, Bentonites, Geology, Mineralogy, Properties and Uses: 256 s. Elsevier.
- Kalyoncuoğlu, A., Yaşar, M. ve Karabulut, A., 1975, Reşadiye (Tokat) bentonit sahalarına ait ayrıntılı çalışma raporu: MTA Der. No.836, Ankara, (yayımlanmamış).
- Le Berre, P. ve Rozes, B., 1981, Vers l'existence de gisements de bentonite en France? Prospection des argiles du Sparnacien dans l'Ouest du Bassin de Paris: Chr. Rech. Min. 460, 53-69.
- O'Driscoll, M., 1988, Bentonite, overcapacity in need of markets: Ind. Min., July. 43-48.
- Özoğul, I., 1992, Bentonit, DPT VI. Beş Yıllık Kalkınma Planı ÖİK Raporu: 1-22, Ankara.
- Seymen, L., 1975, Kelkit Vadisi Kesiminde "Kuzey Anadolu Fay zonu'nun Tektonik Özelliği: Doktora tezi, İTÜ Maden Fak. 192 s. İstanbul.
- Terlemez, I., ve Yılmaz, A., 1980, Ünye-Ordu Koyulhisar-Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: TJK Bült., 23, 179-191.
- TSE, 1971, Sondaj çamuru katkı maddesi, bentonit: TS 977, Ankara.
- TSE, 1987, Döküm bentoniti: TS 5360, Ankara.

Beypazarı havzası (Ankara Batısı) Üst Miyosen-Pliyosen jipsli serilerinin sedimentolojisi

Sedimentology of the Upper Miocene-Pliocene gypsum series of the Beypazarı basin, west of Ankara, Central Anatolia, Turkey

Levent KARADENİZLİ Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

Öz

Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Kırmir formasyonunun temel litolojisini jips ve kilaşları oluşturur. Bu birim tabanda Üst Miyosen yaşlı Bozbelen formasyonu (kumtaşı, konglomera ve çamurtaşı) ve Saryar kireçtaşları ile uyumludur. Üzerinde ise Pleyistosen yaşlı alüvyon ve yamaç döküntüleri gelir. Kırmir formasyonunun jipsleri inceleme alanında alttan üste doğru üç farklı fasiyes sergiler; 1) Yeşil killerle ardak kalın tabakalı-bireysel jipsler, 2) Organik maddece zengin kilaşları içerisindeki serbest büyümlü jipsler ve bassanitler, 3) İnce kil ara seviyeli masif jipslerdir. Bu üç farklı jips oluşumu (fasiyes) Neojen göl alanının üç farklı konumunu yansıtır; 1) Açık göl ortamı (kısa periyodlu evaporitizasyon evreli), 2) Göl kıyısı bataklıkları (evaporitik zemin suyu etkili), 3) Kapalı göl-gösel sablika ortamı (evaporitik göl suyu). Bölgedeki farklı jips oluşumları; uzun yada kısa süreli iklimsel değişimlere bağlı olarak gelişebileceği gibi, tektonik hareketler sonucu göl alanının daralıp ve/veya kapanması neticesinde oluşan ortam ve şartlarda da gelişmiş olabilir.

Anahtar Sözcükler: Beypazarı Havzası, Jipsler, Jips Gülü, diapiritik yapılar, Çadır yapıları, Kapalı Göl.

Abstract

The studied Kırmir formation (Late Miocene-Pliocene) consists of alternation of gypsum and clayey beds, which are conformably underlain by Bozbelen formation (sandstone, conglomerate, mudstone) and Sanyar limestones, and disconformably overlain by alluvium and talus breccia of Pleistocene age.

The unit includes three different fades, based on sedimentary properties of gypsum; 1) Individual gypsum beds inter bedded with green clays, 2) Scattered gypsum crystals and bassanite within an organic rich mudstone, 3) Massive gypsum with thin clay laminations. All these fades respectively reflect the different conditions of Neogene lake basin deposition: 1) Open lake with short evaporitic phases, 2) Marginal swamps with evaporitic ground water, 3) Closed lake with evaporitic lake water. These different stages of gypsum occur ences primarily resulted from climatic changes from humid to arid. Tectonic is also thought to play a role on the regression of the lake area.

Key Words : Beypazarı Basin, Gypsums, Gypsum Rose, Diapiric structures, Tepee Structures, Closed Lake.

GİRİŞ

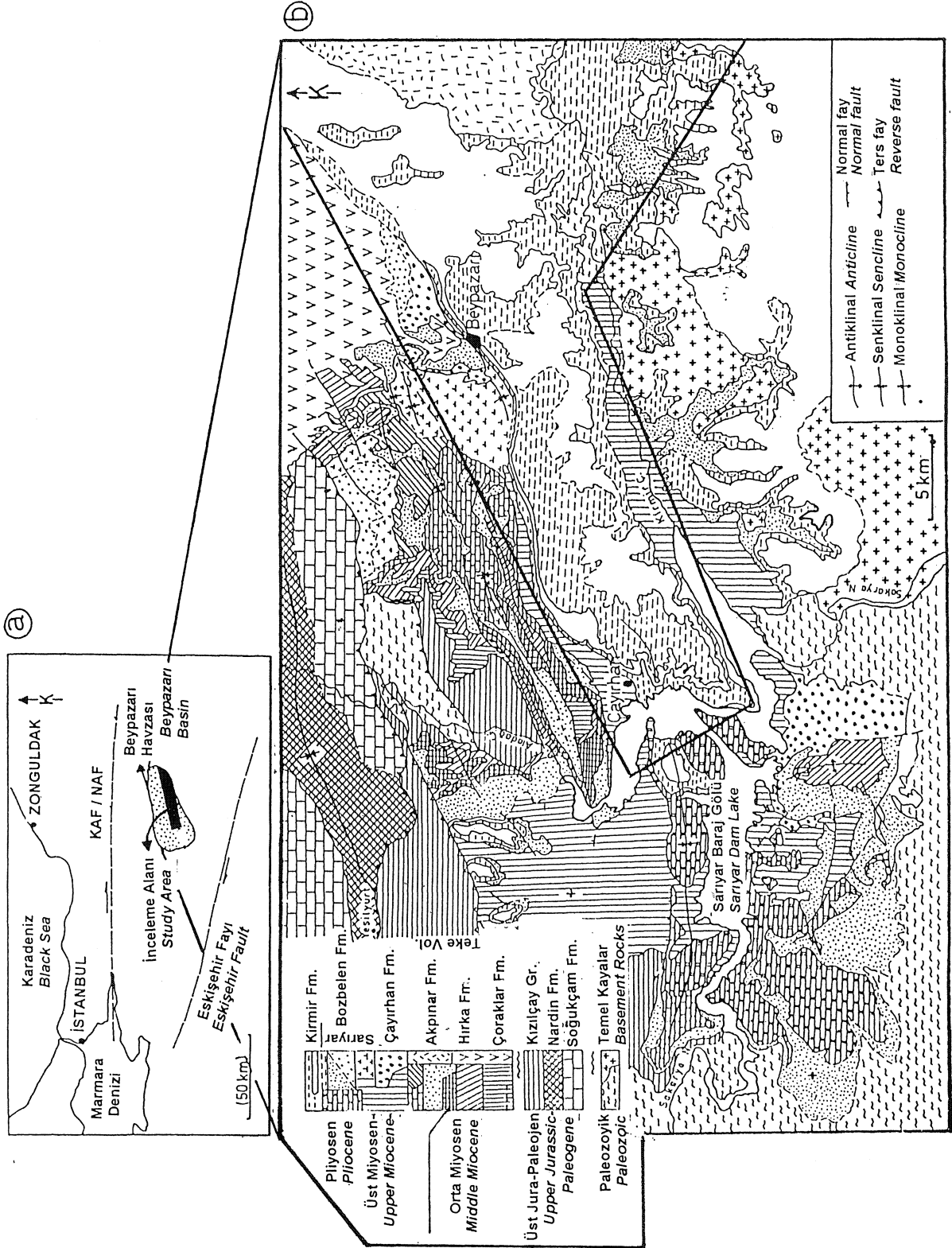
Beypazarı Neojen Havzası "Merkezi Paratetis" bölgesinde yer alır ve kuzeyden pontidler, güneyden Toridler ile sınırlanmıştır. Bu havzada, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı jips ve kilaşları (Kırmir Formasyonu), Ayaş'tan Çayırhan'a kadar uzanan ve oldukça geniş bir alanda dağılmış durumdadır (Şekil 1).

Bu bölge, daha önce sedimanter jeoloji ve ekonomik jeoloji yönünden ele alınmış, bazı formasyonların yaşlan konusunda birlik yoksa da genel stratigrafik çatı kurulmuştur (Siyako, 1983; İnci ve diğ., 1988; Kavuşan, 1991). Havzanın, hem stratigrafik, hem de alan olarak en geniş yayımlı birimi Kırmir Formasyonu olup (Şekil 2) düşey ve yanal fasiyes değişimleri gösterir. Bu değişiklikler havza ölçeğinde olup düzenli değildir. Stratigrafik kalınlığı 265 m olup geniş bir alana yayımlı ve fazlaca kıvrımlı-kırıktır. Bu istifin oluşum özellikleri, daha çok killi ve* kömürlü fasiyesleri esas alınarak yorumlanmış olup, sonuçlar önemli ölçüde bir-

birinden farklıdır (Siyako, 1983; Yağmurlu ve diğ., 1987; İnci ve diğ., 1988). Litolojik olarak benzer eş yaşlı istifin, İç Anadolu'nun değişik havzalarında da bulunması Kırmir Formasyonunun önemini artırmaktadır. Bu formasyonun doğru ve ayrıntılı incelenerek, diğer havzalarla denetirilmesi amacıyla. Bu amaçla formasyonun tüm fasiyesleri birbirini tamamlayacak şekilde ele alınmış, özellikle evaporitlerin incelenmesiyle paleoekolojik ve paleolimnolojik sonuçların derlenmesine çalışılmıştır. Alman ölçülü kesitler yardımıyla fasiyes analizleri yapılmış, toplanan örnekler (87 adet) uygun laboratuvar teknikleriyle (mikroskopik inceleme, X-Ray difraktometre ve polen analizleri) incelenmiştir.

GENEL JEOLojİ

İnceleme alanındaki birimler çok genel olarak Neojen ve Neojen öncesi (temel) diye ikiye ayrılmıştır (Şekil 1,2).



Şekil 1. inceleme bölgesinin (a) yer bulduru ve (b) genel jeoloji haritası (inci, 1991'den alınmıştır).

Figure 1. Location (a) and general geological map (b) of the study area (From inci, 1991).

YAŞ AGE	FORMASYON FORMATION	LİTOLOJİ LITHOLOGY
Pliyosen Pliocene	Kirmir Fm.	Kiltaşı Claystone
Üst Miyosen Upper Miocene	Sarıyar Kireçtaşı Bozbelen Fm.	Jips Gypsum Çamurtaşı Mudstone
Orta Miyosen Middle Miocene	Çayırhan Fm.	Konglomera Conglomerate
	Akpınar Fm.	Kumtaşı Sandstone
	Üst kömür damarı Upper coal vein	Silisli kiltası Siliceous claystone
	Hırka Fm.	Şeyl Shale
	Çoraklar Fm.	Bitümlü şeyl Bituminous shale
Paleojen Paleogene	Alt kömür damarı Lower coal vein	Tüf Tuff
	Kızılçay Gr.	Konglomera Conglomerate
Kretase Cretaceous	Nardin Fm.	Kumtaşı Sandstone
	Soğukçam Fm.	Şeyl Shale
Üst Jura Upper Jurassic		Kireçtaşı Limestone
Paleozoyik Paleozoic		Metamorfit Metamorphic Granit Granite

Şekil 2. inceleme bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Yağmurlu ve diğ., 1987'den kısmen değiştirilmiştir).

Neojen öncesi, temel kayaların en yaşlı Paleozoyik metamorfitleri (mika şist, serisit şist, filial) ile bunları kesen granitlerdir. Bunlar Üst Jura-Alt Kretase yaşlı türbiditik Soğukçam kireçtaşı ile örtülür (Altınlı, 1973; Varol ve Kazancı, 1981). Soğukçam kireçtaşının üzerine uyumlu olarak, kumtaşı-şeyl litolojisindeki Nardin formasyonu gelir (Şekil 2). Paleosen yaşlı, karasal Kızılçay grubu kırmızı renkli konglomera, kumtaşı ve çamurtaşları ile temsil edilir ve altaki birimleri aşıl uyumsuzlukla üstler (Göktunalı, 1963; Stchepinsky, 1971).

Figure 2. Generalized stratigraphic section of the study area (Partly modified from Yağmurlu et al., 1987).

Neojen birimleri alttaki Neojen öncesi birimler ile uyumsuz olarak ve/veya tektonik dokanaklı olup yanal fasiyes değişimi gösterirler. Bu nedenle bölgesel stratigrafide farklılıklar vardır (Siyako, 1983; Yağmurlu ve diğ., 1987). Yağmurlu ve diğ. (1987) birbiriyle uyumlu 8 litostratigrafik birim ayırmıştır (Şekil 2). İlk litostratigrafik birimi olan Çoraklar formasyonu çapraz tabakalı konglomera, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ile yer yer kireçtaşı araldanmasından oluşur. Hırka formasyonu ince-düzenli laminalı çamurtaşı, kiltası, bitümlü şeyli,

karbonatlı şeyi, dolomitik kireçtaşı, tuf, trona ve yersel intraformasyonel breş içerir. Akpınar formasyonu açık gri, silisli gösel kireçtaşı, kıltaşı, marn ve tabakalı çörtlerden oluşmuştur. Marn içerisinde *Causcasotachea pyrromysica* Oppenheim 1919 bulunmuş olup bu formasyonunu yaşının Tortoniyen olduğu belirtilmektedir (Kavuşan, 1991). Teke volkanikleri Beypazarı'nın KD'sunda ve Kızılcahamam civarındaki geniş yayılım gösterirler. Çayırhan formasyonu jipsli kıltaşı, çamurtaşı, mam, ince taneli kumtaşı ve konglomeradır. Bozbelen formasyonu kırmızı renkli konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından oluşmuştur. Sarıyar kireçtaşı beyazımsı, kalın tabakalı ve mikritik olup önceki ile hem yanal geçişli, hem de üzerler durumundadır.

Kirmir formasyonu, uyumlu olarak Bozbelen formasyonu-Sarıyar kireçtaşları (Üst Miyosen) üzerine oturur. Stratigrafik kalınlığı 265 m kadar olup Yağmurlu vd. (1987) tarafından isimlendirilmiştir. Alt bölümlerinde ise masif jipsler egemendir. Tabaka duruşları yatay olmasına rağmen Çayırhan kuzeyinde tabakalar monoklinal kıvrım nedeni ile eğim kazanmıştır. Kirmir formasyonu'nun üzerine uyumsuz olarak Pleyistosen yaşlı alüvyon ve yamaç döküntüleri gelir.

KİRMİR FORMASYONU'NUN TEMEL FASİYESLERİ

Kirmir formasyonu kıltaşı, jips ve daha az olarak çamurtaşlarından oluşmaktadır. Alt sınırı Acısuköy dolaylarında açık olarak görülmekte ve uyumlu olarak Bozbelen formasyonu-Sarıyar kireçtaşları üzerine gelmektedir (Şekil 1,2). İstifin üst seviyelerindeki masif jipsler morfolojik olarak sarp ve sert topoğrafya görünümü sunmaktadır. Tabaka duruşları genellikle yataydır.

Bu çalışmada birim üzerindeki gözlemler Ayaş-Çayırhan kesiminde yoğunlaştırılmıştır. Öncelikle fasiyes analizleri için doğudan batıya doğru Ayaş, Acısuköy, Beypazarı, Kösebüke ve Kuyucak lokalitelerinden, istifi alttan üstte kateden stratigrafik kesitler ölçülmüştür (Şekil 3). Bu kesitlerde tortul geometrisi litolojisi, tane özellikleri, tortul yapı ve tortul dokusu gibi veriler kullanılarak ayırtlanmıştır; Fasiyes-1: Yeşil killerle ardalı kalın tabakalı-bireysel jipsler; Fasiyes-2: Organik maddece zengin kilaşları içerisindeki serbest büyümeli jipsler ve bassanitler; Fasiyes-3: İnce kil ara seviyeli masif jipsler.

Fasiyes 1: Yeşil killer ve bunlarla ardalı kalın tabakalı bireysel jipsler

Kilaşları genellikle laminalı yeşil, gri renkte olup yer yer kırmızı renkte görülmektedir. Kilaşları istifin alt ve orta kesimlerinde büyük kalınlık oluşturmakta ve laminalı olmasına rağmen bu yapı çoğu yerde defor-

masyon nedeni ile gözükmemektedir. Örneklerde X-Ray tüm kayaç analizi yapılmış ve analisim, montmorillonit, illit ve daha az olarak da kaolen saptanmıştır. Bunun yanında dolomit, bassanit, kuvars ve plajiyoklaza da rastlanılmıştır (Şekil 3,4).

Bu fasiyesi oluşturan jipsler genellikle stratigrafik istifin alt ve orta düzeylerindeki killi bölümlerinde bulunur ve tipik olarak Ayaş, Acısuköy ve Kösebüke ölçülü kesitlerinde gözlenmektedir (Şekil 3). Kalın tabakalı-bireysel jipslerin, kilaşları ile ardalanmalı olarak 10 defa tekrarlandığı yerler görülmüştür (Kösebüke kesiti). Jips tabaka kalınlıkları 50-90 cm arasında değişmekte olup yanal yönde kilometrelerce uzanmaktadır. Düşey yönde ise kilaşları ile jipsler dereceli geçişlidir.

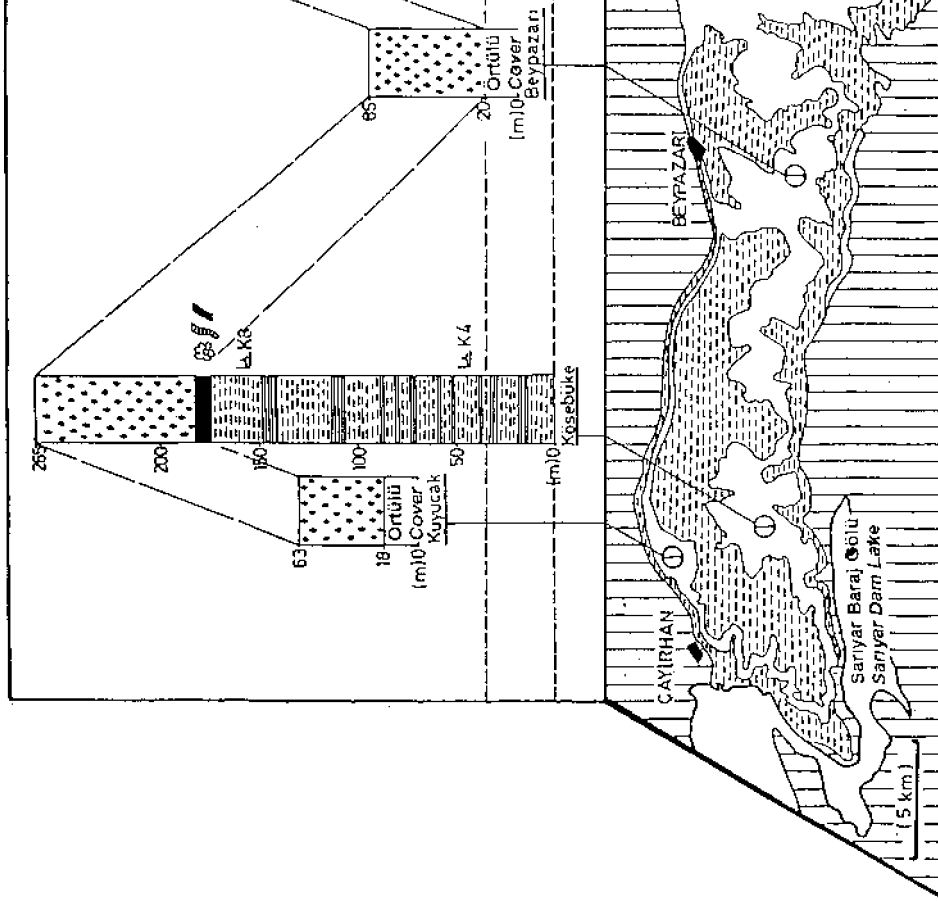
Grimsi beyaz renkli olan jipsler prizmatik olup porfiroblastik fabrik göstermektedir. Bununla beraber yer yer alabaster fabrik de görülür. Jips kristalleri içerisinde anhidrit kapanımlarının yanında jipslerin tamamen anhidritlere dönüştüğü kesimlerde vardır.

Jips tabakaları içerisinde ışınal veya yelpaze tarzında kristal büyümeleri gözlenir. Bunlar çimen veya karnıbahar şeklinde gözükmekte olup ayrıca, iri kristalli veya kumsu olanlara da rastlanmaktadır. Bunlar tane baylarına göre selenit (çakıl boyu), jips arenit (kum boyu) ve jipsit (süt boyu) olarak adlandırılırlar (Schreiber vd., 1976; Warren, 1982) ve fasiyes içinde düzensiz bir dağılım gösterirler.

Fasiyes 2: Organik maddece zengin kilaşları içerisindeki serbest büyümeli jipsler ve bassanitler

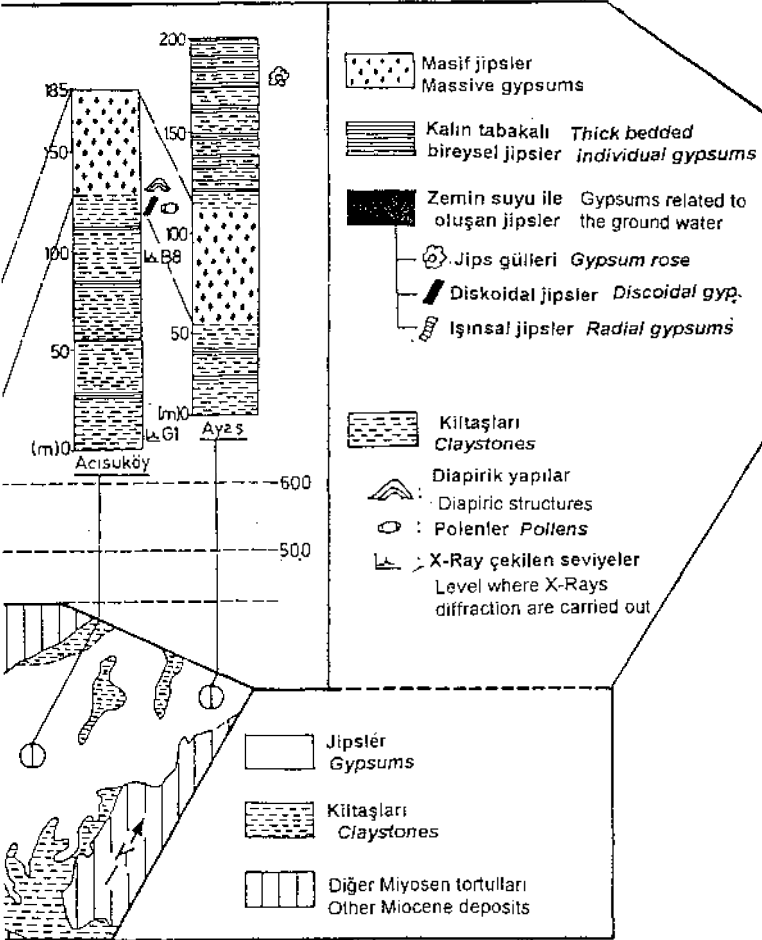
Bütün fasiyeslerin içinde en az hacme sahip olup Kösebüke, Acısuköy ve Ayaş ölçülü kesitlerinde yaygındır. Sahada masif jipslerin tabanında kılavuz seviye oluşturan (Şekil 5a, b) ve 3-4 m kalınlığa sahip organik maddece zengin bir kilaşı seviyesi içerisinde serbest büyüme formunda gelişmiştir. Jips ve bassanitlerden oluşan bu evaporitler kristal şekli ve morfolojilerine göre 3 alt fasiyes jips gülleri, diskoidal ve ışınal halinde incelenmiştir.

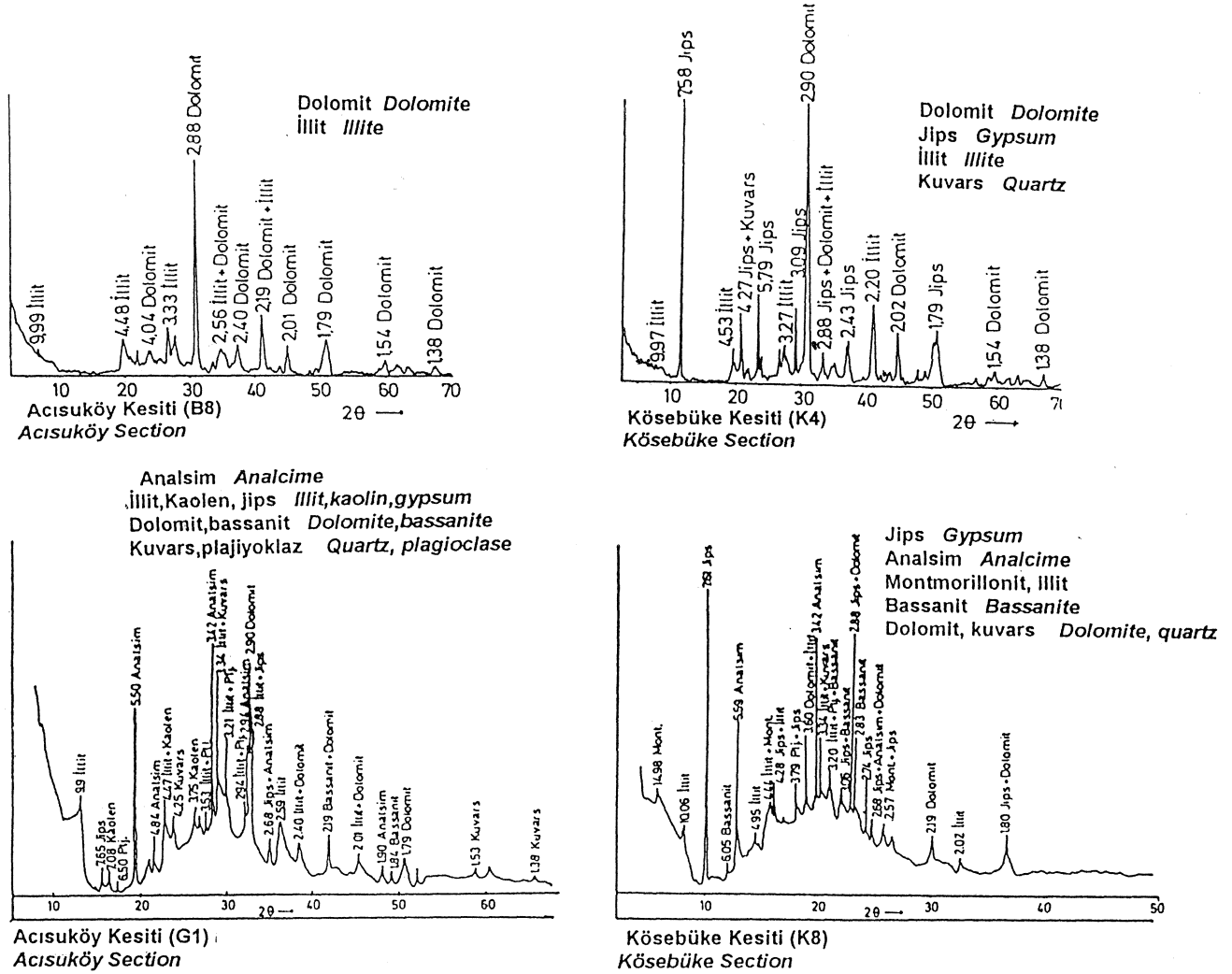
Jips gülleri yaklaşık 5-20 cm büyüklüğe sahip olarak kilaşları içerisinde iki seviye halinde veya saçılımı olarak bulunurlar (Şekil 5b). Bu iki seviyeden altta olan jips güllerinin rengi beyaz ve büyük kristalli (10-20 cm) olmasına rağmen üsttekiler kahverengi ve küçük kristalledir (3-6 cm). Burada sunulan gelişim şekli Cody ve Cody (1988) çalışmalarında deneysel olarak elde edilen farklı türden jips oluşumlarına büyük bir benzerlik göstermektedir. Bu deneysel çalışmada tuz eriyikleri ile zengin salamura çözeltiyeye % 1 tannik asit ve % 0-15 NaCl girmesi ve mevcut sıcaklığın 25-60 C olması sonucunda yukarıda bahsedilen jips güllerine benzer kristaller oluşabileceğine değinilmektedir. Aynı-



ekil 3. Beypazarı Havzası içinde ölçülmüş kesitler ve kapsadıkları fasiyeler.

Figure 3. Measured sections and the described facies in Beypazarı Basin.





Şekil 4 Fasiyes 1'in killi bölümlerine ait Acısuköy ve Kösebüke kesitlerinden alınan örneklerin XRD ile tüm kay aç analiz sonuçları (Örnek yeri için bkz. Şekil 3).

ca bu evaporitlerin içerisindeki bassanit minerallerinin (Şekil 4) varlığı bu sıcaklığın daha da artabileceğini (80 C'nin civarında) göstermektedir (Kinsman, 1974; Cody, 1976; Magee, 1991).

Beyaz renkli olan diskoidal jipsler zemin suyu etkisi ile oluşmuşlardır. Bunlar organik maddece zengin kilaşları içerisinde serbest büyümeli kristaller halinde bulunurlar. Bu kristallerin yapışkan kil hamur içerisinde kovucu büyüme (displacive) göstermesi tipiktir (Shearman, 1966; Kinsman, 1969; Caldwell, 1976; Schreiber vd., 1976). Bu kesimlerde kırmızı renkli okside zon ve bunun çevresinde gelişen beyaz renkli kumsu jipslere rastlanır.

İnşal jipsler, kilaşları içerisinde düşey çatlaklar boyunca gelişirler. Bunlar genellikle jips güllerinin

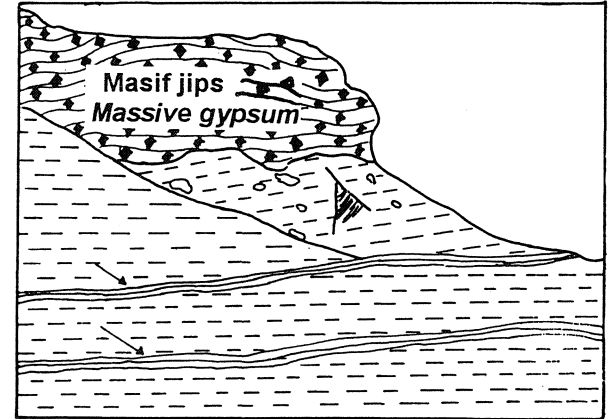
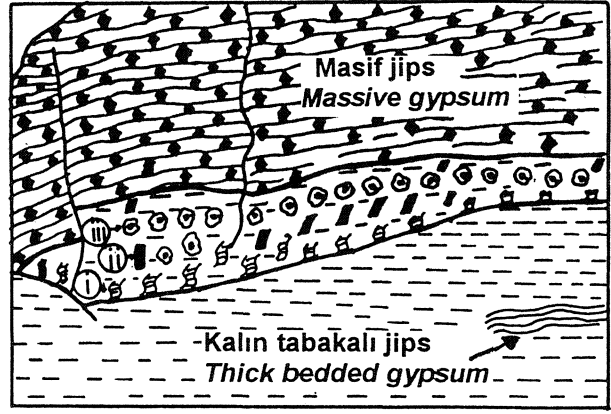
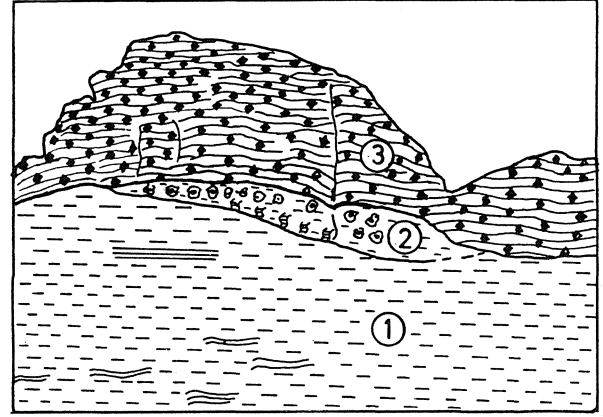
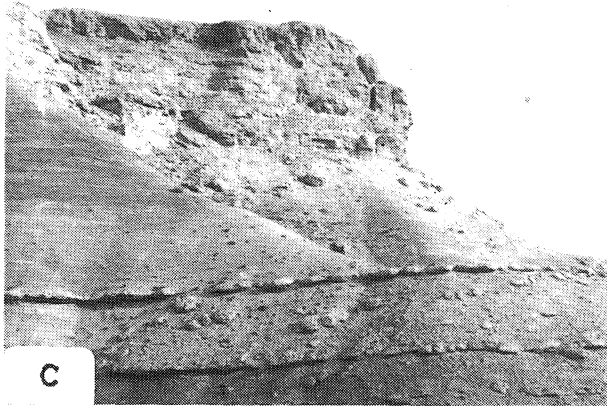
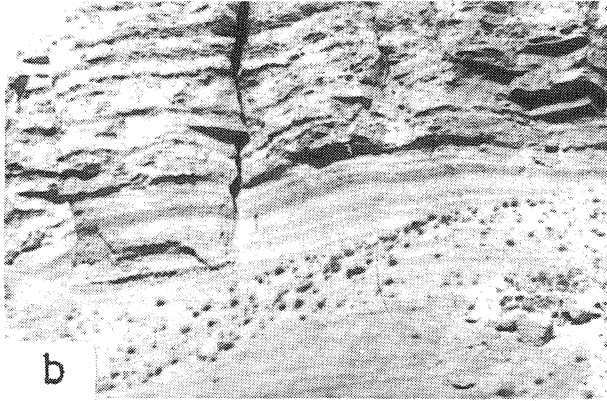
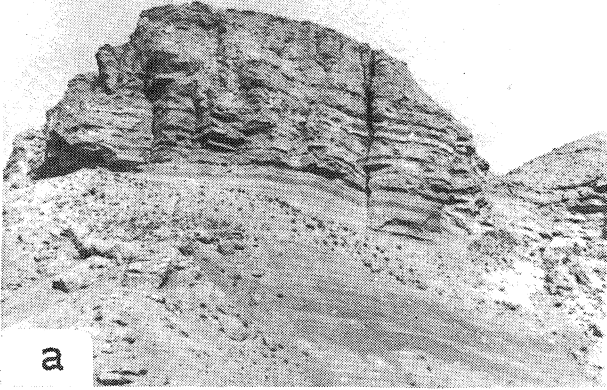
Figure 4. XRD whole rock analyses of the clayey unit of Fades 1 from Acısuköy and Kösebüke section (See Figure S for the location of samples).

oluşturduğu seviyenin hemen altında kabuğumsu bir görünüm sergilerler.

Serbest büyümeli jips kristallerinin içinde bulunduğu kilaşları genellikle illit ve analisimden oluşur. Ayrıca bunlar organik maddece zengin olup, bazı seviyelerde ince kömür bantları oluşturmaktadır. Buralardan alınan örneklerden polen analizi yapılmış ve Zühtü Batı (1994) tarafından tanımlanan *Monoporopollenites gramineoides*, *Umbelliferidae*, *Tsugapöenites cornpositae*, *Triathopolknites* sp., *Polyporopollenites undulosus*, *Pityosparites* sp., *Periporopollenites multiporatus*, *Tsugapollenites* sp. topluluğuna Pliosen yaşı verilmiştir.

Fasiyes 3: İnce kil ara seviyeli masif jipsler

İstifin üst seviyelerini oluşturan bu jipsler sahada sarp morfoloji sunarlar. Yanal yönde 30-40 km lik bir



Şekil 5. Fasiyelerinin saha konumları ve aynı İbtoğraflardan çizilerek aydınlatılmış ilişkileri.

a) Fasiyes 1-2-3'ün genel görünümü. Masif jipslerin (3) hemen altında kılavuz seviye oluşturan organik maddece zengin kilaşlan içerisindeki serbest büyümlü jipsler (2). Alt kesimlerde yeşil renkli kilaşları ve bunlarla ardalanmalı bireysel jips tabakaları (1) (Kösebüke kesiti).

b) Farklı renk tonlarına sahip serbest büyümlü jipsler ve üzerleyen masif jipsler. Serbest büyümlüler morfolojik olarak; ışınal (i), diskoidal (ii) ve jips gülü (iii) şeklindedirler.

c) Masif jipsler (Fasiyes 3) ve alt seviyelerde kilaşları ile ardalanmalı kalın tabakalı jipsler (Fasiyes 1) yanıl yönde kilometrelerce uzanmaktadır. Bu kalın jips tabakaları kilaşları içerisinde 9-10 defa tekrarlanmakta ve tabaka kalınlıkları 50-90 cm arasında değişmektedir (Kösebüke kesiti).

FigureS. Relations/lips between fades, 1, 2 and 3: The sketches were drawn from photos in the left.

a) General views of Fades 1-2-3. Free growth of gypsum crystals (2) within the organic rich claystones (key horizons) Just below the massive gypsums (3). Lower sections contain green claystones, intercalated with individual gypsum layers (1). (Kösebüke section).

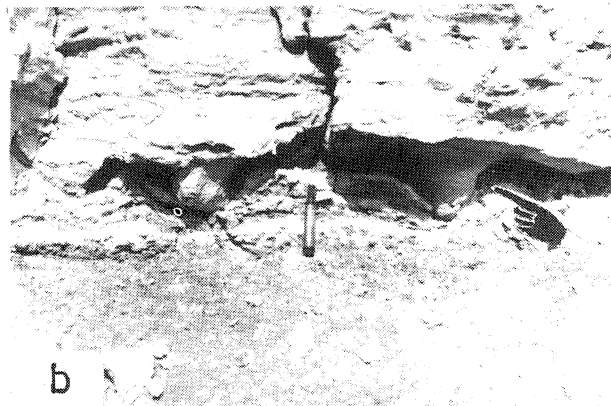
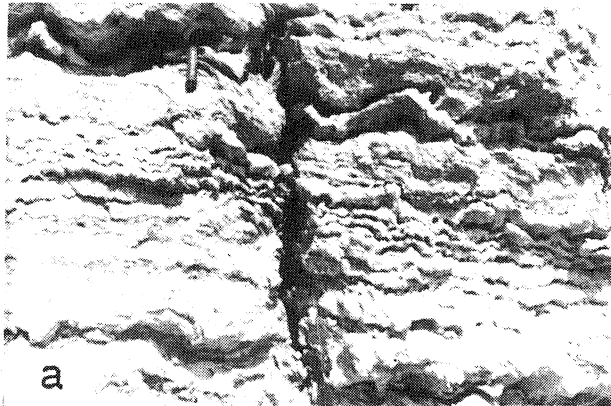
b) Various colored free growth gypsums and overlying massive gypsums. The free growth gypsums are in fronts of radial (i), discoidal (ii) and gypsum rose (iii).

c) Massive gypsums (3) and thick gypsums intercalated with clay stones in the lower part (fades 3) extend laterally for several kilometers. These thick layers are repeated 9-10 times in the claystones and thickness of layers varies between 50 and 90 cm (Kösebüke section).

uzanım gösterirler ve havzanın kuzey ve güneyinde kil taşları üzerinde kamalanarak son bulurlar.

Bu kütledeki tabaka kalınlıkları 2-15 cm arasında olup toplam kalınlığı 85 m'yi bulmaktadır (Şekil 5a, c). Tabakalar yer yer ondüleli ve çadır yapısı (tepee structure) tipinde bükülmeler göstermektedir (Şekil 6a). Bunlar iklimin ve diyajenezin etkileri sonucu oluşmaktadır (Hardie ve Eugster, 1971; Schreiber vd. 1976; Arakel, 1980; Warren, 1982; Hardie vd., 1985; Warren ve Kendal, 1985; Magee, 1991). Masif kısmın alt kesimlerinde ise diyapirik yapılar gözlenmektedir (Şekil 6b). Bunlar evaporitlerin şişme özelliğini yansıtmaktadır. Evaporitler yandan-üstten gelen basınçlar ile kırılmayıp, plastik akma talkında kıvrılmış şişme yapıları gösterirler (psödo antiklinal-senklinel) (Buzzalini, 1969).

Masif jipsler içinde laminaların varlığı dikkat çeker ki bunlara "balatino" denilmektedir (Ogniben, 1955; Hardie ve Eugster, 1971). Fasiyes 3 içinde jips+killi



Şekil 6. a) Masif jipsler içerisinde görülen çadır yapıları (tepee structure) ve ondüneli tabakalar (Beypaşarı kesiti).

b) Masif jipslerin tabanında görülen diyapirik yapılar (psödo antiklinal-senklinel). Bu yapıların altında kil taşları içerisinde gelişen dikoidal jipsler (Kdj).

ardalanması şeklinde 28 adet çift ayrılmış olup, mevsimsel değişimleri göstermesi bakımından önemlidir (Hardie vd., 1978).

Masif jipsler som-beyaz renkli olup tümüyle prizmatik kristallerden oluşmuştur ve porfiroblastik fabrik gösterirler. İnce-orta taneli, yer yer de kaba taneli olabilirler. Jipslerin yanında öz şekilli anhidrit kristalleri ve kapanımları da vardır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Yukarıda belirtilen üç farklı fips oluşumu (fasiyes) üst Miyosen-Pliyosen göl alanının üç farklı konumunu yansıtır. Bunlar 1) Açık göl ortamı (kısa periyodlu evaporitizasyon evreli), 27 Göl kıyısı bataklıkları (evaporitik zemin suyu etkili) 37 Kapalı göl-gölsel sabhka ortamıdır (evaporitik göl suyu etkileri). Ayrılan jipsli fasiyesleri tortul yapıların ve jips kristal morfolojilerinin durumuna göre, literatürdeki benzerleriyle kıyasla-

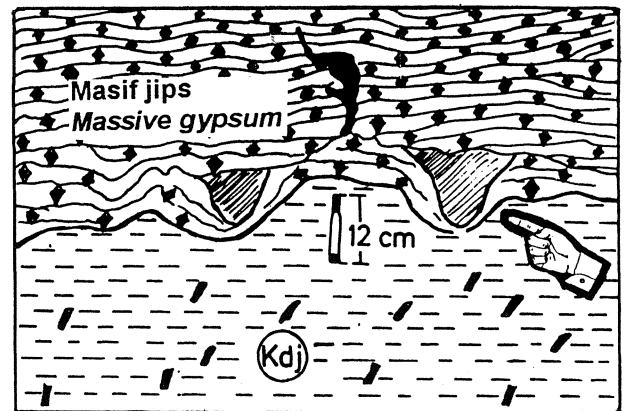
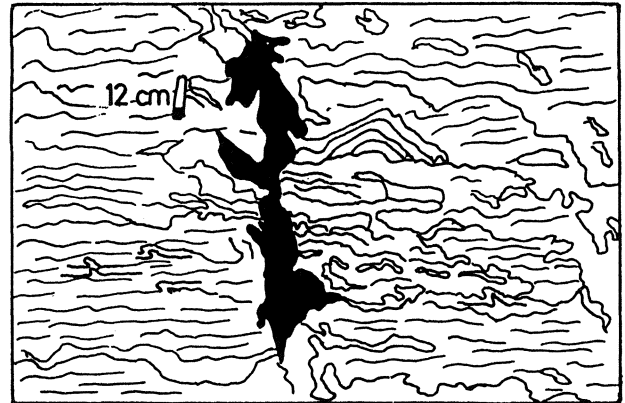
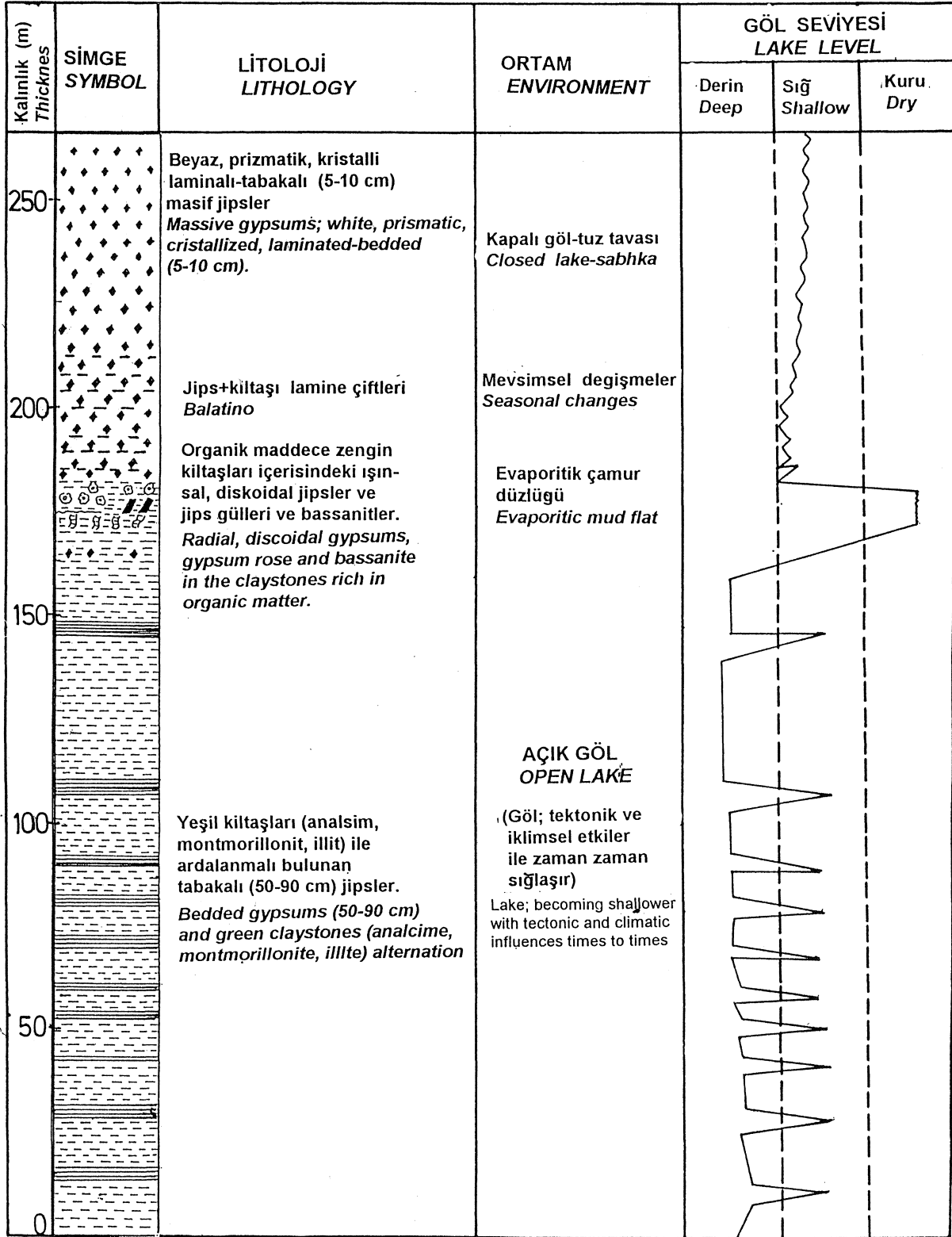


Figure 6. a) Tepee structures and undulated layers in massive gypsums (Beypaşarı section).

b) Diapiric structures at the base of massive gypsums (pseudo anti eline-syncline). Formation of discoidal gypsums in the clay stones is seen under these structures (Kdj).

BEYPAZARI HAVZASI



Şekil 7. Kirmir Formasyonundaki fasiyes özelliklerinden yorumlanma ile gölün" derinleşmesi, sığlaşması ve tamamen kuruma evreleri.

Figure 7. Interpretation of the deepening, shallowing and drying phases of the lake based on the fades characteristics of the Kirmir Formation.

narak aşağıdaki yorumları yapmak mümkün görünmektedir.

Fasiyes-Ti oluşturan yeşil killere ardalı kalın tabakalı bireysel jipsler genellikle iklimsel değişimlere ve zamana bağlı olarak gelişmiştir. İklimin yer yer yağmurlu ve ılıman oluşu killerin aslıtından ve kolüvyondan göle karışacak çökelişini hızlandırmıştır. Bununla beraber iklimin kısa süreli kurak-yarı kurak olması göl koşullarında evaporit çökelişine neden olabilmektedir (Hardie vd., 1978; Magee, 1991) (Şekil 7). Bu özelliği ile buradaki tortulların açık göl (open lake) ortamında depolandığı söylenebilir (Şekil 8). Açık göl dendiğinde havzanın hidrolojik olarak dışa boşalım yaptığı anlaşılmalıdır. Açık gölün zaman zaman sınırlı oluşu, bir başka ifade ile, olası tektonik etkiler sonucu gölün dış bağlantısının kesilmesi sonucu ara kurak iklim periyotlarında kalın tabakalı jipsler meydana gelmiştir. Ayrıca evaporitik göl tabanının zaman zaman yükselip, atmosferik etkilere açılması sonucunda evaporitler farklı tane boyundaki jips kristallerine dönüşebilmektedir. Bunlara selennit (çakıl boyutunda), jips arenit (kum boyutunda) ve jipsit (silt boyutunda) denmektedir (Schreiber vd., 1976; Warren, 1982).

Fasiyes-2'yi oluşturan organik maddece zengin kilttaşları içerisindeki serbest büyümlü jipsler ve bassanitler göl kıyısı bataklıklarında evaporitik zemin suyu etkisi ile oluşmaktadır (Şekil 8) (Cody, 1976; Hardie vd., 1978). Organik bir çamur içinde evaporitik zemin suyu sokulması sonucu birbirinden ayrı konsantrik tuz çözeltileri oluşur. Bu tuz çözeltileri daha sonra miktarına göre diskoidal ve/veya jips gülü şeklinde kristalleşirler (Caldwell, 1976; Arakel, 1980; Magee, 1991). Bu tür kristellere topraklaşma süreçleri ile oluşan jips yumruları da eklenmektedir. Bu seviyelerde oksidasyon zonu yaygın bir biçimde görülmektedir (Magee, 1991).

Ortamın kuruma evrelerinde yüzeye çıkan kilttaş düzlükleri, kuruma çatlakları şeklinde parçalanmaya uğramış ve bu çatlaklara hücum eden zemin suyu, jips için doygun hale geldiğinde çatlaklarda serbest büyümlü iğsalsal jipsler oluşabümiştir (Hardie vd., 1978; Schreiber, 1976; Magee, 1991).

Fasiyes-3'ü oluşturan masif jipslerde laminal yapıların olması, sığ su ortamlarını göstermesi bakımından önemlidir (Ogniben, 1955; Hardie ve Eugster, 1971; Schreiber vd., 1976). Ayrıca jiplerde görülen kümelenme ve şişme şeklindeki lokalize olmuş sedimenter yapıların (psödo-antiklinal-senklin) yaygınlığı karasal sığ su ortamlarının önemli bir özelliğidir (Bazzalini, 1969). Tüm bu özelliklerden giderek bu fasiyesin kapalı gölsel sabbha (evaporitik göl suyu) ortamında depolandığı söylenebilir (Şekil 8) (Hardie vd., 1978). Ayrıca bu fasiyesteki "balatino" denilen jips+külerden oluşan lamina çiftleri de çok kısa süreli mevsimsel değişimleri yansıtmaktadır (Ogniben, 1955; Hardie ve Eugster, 1971).

ter, 1971).

Şekil 7'de belirtildiği gibi iklimsel-mevsimsel değişimlere ve tektonik etkilere bağlı olarak gölün zaman içerisinde derinleştiği, sonra sığlaştığı ve giderek tamamen kurduğu görülmektedir. Bu farklı şartlara bağlı olarak fasiyeslerin değiştiği ve tortul çökelişimi ile oluşumunu bu şartların kontrol ettiği anlaşılmaktadır.

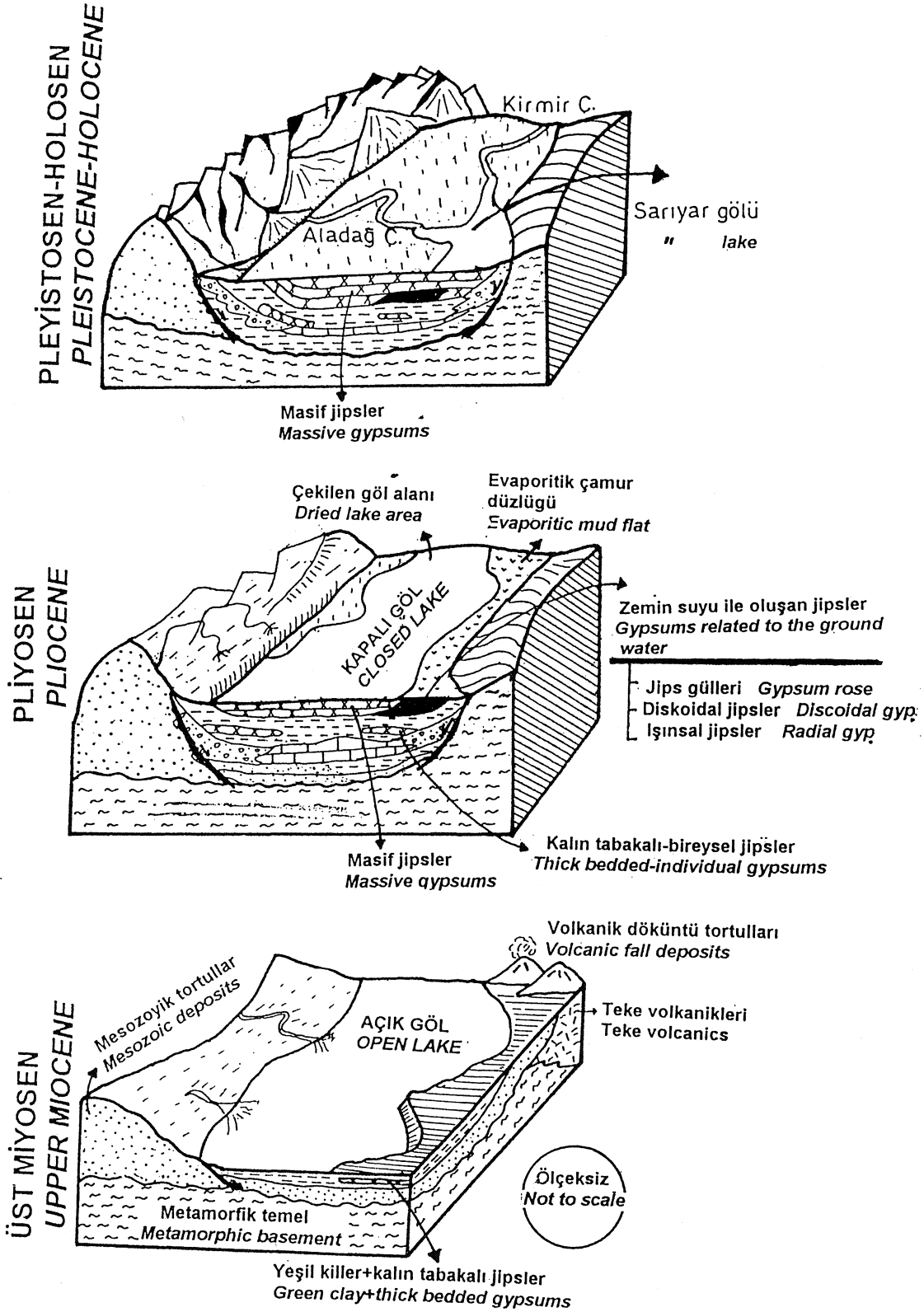
Yukarıda bahsedilen üç fasiyesi içeren Kırmir formasyonu yaşı hakkında laikli görüşler vardır. İnci vd. (1988) bu formasyonunu yaşının Üst Miyosen olduğunu, Siyako (1983) Pliyosen'e karşılık geldiğini söylemekte ve bunu Softa formasyonu diye adlandırmaktadır. Bu çalışmadaki polen analizleri ile yaşının Pliyosen'e kadar geldiği saptanmıştır. Bu nedenle Kırmir formasyonuna üst Miyosen-Pliyosen yaşı verilmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmadaki değerli görüş ve yorumları ile Prof. Dr. Baki Varol ve Prof. Dr. Nizamettin Kazancı; polen analizi ve yaş bulguları için Zühtü Batı; X-Ray ve petrografik tayinlerde Dr. Zehra S. Karakaş ile Öğr. Gör. Mümtaz Kibar, Jeo. Yük. Müh. Mustafa Albayrak ve Jeo. Müh. Asuman Besbelli; saha çalışmalarında Jeo. Müh. Özden İleri ve Jeo. Yük. Müh. Cafer Şerif'in katkıları olmuştur. Yazar katkıları için adı geçenlere teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, A., 1973, Bilecik Jurasığı. 50. Yıl Yerbilimleri Kong. Teb., 103-111, Ankara.
- Arakel, A.V., 1980, Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hah and Leeman Lagoons, Western Australia. J. Sed. Petrology, 50, 1305-1326.
- Bazzalini, A.D., 1969 (Eds.), Evaporites and Petroleum. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 53, 4, 775-1011.
- Caldwell, R.H., 1976, Holocene gypsum deposits of the Bullara Sunkland, Carnarvon Basin, Western Australia. Thesis. Univ. Western Australia, 123 p. (yayınlanmamış).
- Cody, R.D., 1976, Growth and early diagenetic changes in artificial gypsum crystals grown within bentonite muds and gels. Geol. Soc. Am. Bull., 87, 1163-1168.
- Cody, R.D. ve Cody, A.M., 1988, Gypsum nucleation and crystal morphology in analog saline terrestrial environment. J. Sed. Petrology, 58, 247-255.
- Göktunalı, K., 1963, Beypazarı linyitlerinin jeolojik etüdüleri hakkında rapor. M.T.A. Raporu, Ankara.
- Hardie, L.A. ve Eugster, H.P., 1971, The depositional environment of marine evaporites: A case for shallow, clastic accumulation. Sedimentology, 16, 187-220.
- Hardie, L.A., Smooth, J.P., Eugster, H.P., 1978, Saline lakes and their deposits. A Sedimentological Approach. Spec. Pub. Int. Ass. Sediment. 2, 7-41.



Şekil 8. İnceleme bölgesinin Üst Miyosen-Holosen aralığındaki ortamsal gelişimi.

Figure 8. Environmental evolution of the study area during the Miocene-Holocene time interval.

- Hardie, L.A., Xowenstein, T.K., Spencer, R.W., 1985, The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. In: Proc. Sixth int. Symp. on Salt (Eds., B.C. Schreiber ve H.L. Homers), Salt Institute, 1, 11-39, Toronto.
- İnci, U., Helvacı, C., Yağmurlu, F., 1988, Stratigraphy of Beypazarı Neogene basin, Central Anatolia, Turkey. Newsl.Stratigr., 18 (2), 165-182.
- İnci, U., 1991, Miocene alluvial fan-alkaline playa lignite - trona bearing deposits from an inverted basin in Anatolia: Sedimentology and tectonic controls on deposition. Sedimentary Geology, 71, 73-97.
- Kavuşan G., 1991, Beypazarı-Çayırhan linyitlerindeki C,H, O,N, S dağılımları ve infrared spektrofotometrik araştırılması, tektonik ile değişimleri, A.Ü. Araştırma Fonu Proje Raporu, 61 s. Ankara.
- Kinsman, D.J.J., 1969, Models of formation, sedimentary associations and diagenetic features of shallow water and supratidal evaporites. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 53, 830-840.
- Magee, J.W., 1991, Late Quaternary Lacustrine, groundwater, aeolian pedogenic gypsum in the Prungle lakes, Southeastern Australia. Paleogeography, Paleoclimatology- Paleocology, 84, 3-42.
- Ogniben L., 1955, Inverse graded bedding in primary gypsum of chemical deposition. J.Sed. Petrology, 25, 273-281.
- Schreiber, B.C., Friedman, G.M., Decima, A., Schreiber, E., 1976, Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicillian Basin. Sedimentology, 23, 729-760.
- Shearman, D.J., 1966, Origin of marine evaporites by diagenesis. Inst. Min. Metali, Trans., 75, 208-215.
- Siyako, F., 1983, Beypazarı (Ankara) kömürlü Neojen havzasının ve çevresinin jeoloji raporu. M.T.A. Raporu, No:7431, Ankara.
- Stchepinsky, v., 1942, Beypazarı-Nallıhan-Bolu-Gerede bölgesi jeolojisi hakkında rapor. M.T.A. Raporu, No: 1363.
- Varol, B. ve Kazancı, N., 1981, Nallıhan-Seben (Bolu) bölgesinde Üst Jura-Alt Kretase karbonat istifinin lito ve biyofasiyes özellikleri. T.J.K. Bülteni, 24,2,31-38, Ankara.
- Warren J.K., 1982, The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in Late Quaternary salt lakes in South Australia. Sedimentology, 29, 609-639.
- Warren, J.K. ve Kendal, G.C.S.C., 1985, Comparison of marine sabkhas (subareial) and saline (subaqueous) evaporites: Modern and ancient. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 69, 1013-1023.
- Yağmurlu, F., Helvacı, C., İnci, U., Önal, M., 1987, Tectonic features to structural of the Beypazarı and Nallıhan Central Anatolia, Middle East Technical Univ., 20,4.

Vaysal Köyü (Lalapaşa-Edirne) fluoritlerinde sıvı kapanım çalışmaları ve nadir toprak elementleri jeokimyası

Fluid inclusion studies and rare earth elements geochemistry of fluorite from Vaysal village (Lalapaşa-Edirne)

Zeynep AYAN Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, MAT Dairesi, Ankara
İsmet ÖZGENÇ Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

Öz

İncelenen fluoritler Istranca masifi içindeki Santoniyen-Kampaniyen yaşlı hipabisal granodiyorit (X)fir sokulumlarıyla ilişkili olan ve Vaysal köyünün 2 km. güneydoğusunda bulunan bir fluoritli kurşun damarından seçilmiştir. Fluorit + kuvars + galen + pirit + kalsit parajenezleriyle belirgin bu damar (ipi cevherleşmede fluorit bir gang minerali olmaktan çok galenle birlikte ekonomik bir cevher minerali konumundadır. Bu damar şekilli yataklanmanın yan kayaçları Prekambriyen yaşlı polimetamorfik kristalen temel kayaçlarıdır.

Fluoritlerde yaklaşık 100 adet iki fazlı (1+g) birincil sıvı kapanım üzerinde mikrotermometrik ölçümler yapılmıştır. Fluoritler için elde edilen ortalama homojenleşme sıcaklığı 275°C dir. Fluoritlerde tuzluluk % 5-10 NaCl eşdeğeri arasında değişmekte olup ortalama değer % 1.5 olarak belirlenmiştir.

Damardaki gang mineralleri olan kuvars ve kalsitlerde yapılan sıvı kapanım ölçümlerinde, kuvars için ortalama 235° C homojenleşme sıcaklığı elde edilmiştir. Kalsitlerde ise sıvı kapanım bulunamamıştır.

Fluoritlerin nadir toprak element derişinileri çok düşük düzeyde olup 0,03-0,9 ppm arasında değişmektedir. Ce/Yb oranları illuoritlerin hafif nadir toprak elementlerince (HNTE) zenginleşme gösterdiklerini belirtir Tb/La oranları damar içindeki fluorit bandında bulunan üç farklı renkteki (koyu mor, açık mor ve beyaz) fluoritlerin aynı zamanda kristallendiklerini gösterir. Kondritlere göre normalleştirilmiş lantanid diyagramlarında, fluoritlerde ortaya çıkan pozitif Ce anomalisi hidrotermal sıvıların kaynağında düşük oksijen fugasitesine sahip olduklarını, negatif Eu anomalisi de bu koşulların cevherleşme ortamında da devam ettiğini göstermektedir. Tb/La ve Tb/Ca diyagramlarında fluoritlerin hidrotermal kökenli oldukları görülmüştür.

Anahtar Sözcükler: Fluorit, sıvı kapanım, nadir toprak elementleri (NTE), hidrotermal köken.

Abstract

Fluorites were collected from a F-Pb vein related with hypabissal granodiorite porphyry intrusions of Santonian-Campanian age within Istranca massif. In this vein type mineralization the fluorite and galena are the dominant ore minerals. Paragenesis consists of fluorite + quartz + galena + pyrite + calcite. The host rock is represented by poly met amorphic crystalline basement of Precambrian age.

Microthermometric measurements on nearly 100 two-phase (1+v) inclusions yield mean homogenization temperature of 275 °C for fluorites. Salinities range from 5 to 10 wt. percent NaCl equivalent, with mean of 7,5 %. Microthermometric measurements on quartz reveal mean homogenization temperature of 235°C. No fluid inclusions have been observed in calcites.

The rare earth element contents of the fluorite is quite variable, ranging from 0,03 to 0,9 ppm and Ce/Yb ratios reflect the dominant trend of light rare earth element (LRIIF) enrichment. The similarity in the Tb/La ratios of dark purple, light purple and white fluorite indicates crystallization at about the same time. Chondrite normalized plot and rare earth element ratios of fluorite reveal persistent positive Ce anomalies, indicating low oxygen fugacities at the source area and negative Eu anomalies indicate the presence of the same conditions at the deposition site. Tb/La and Tb/Ca ratios confirm a hydrothermal origin for fluorites.

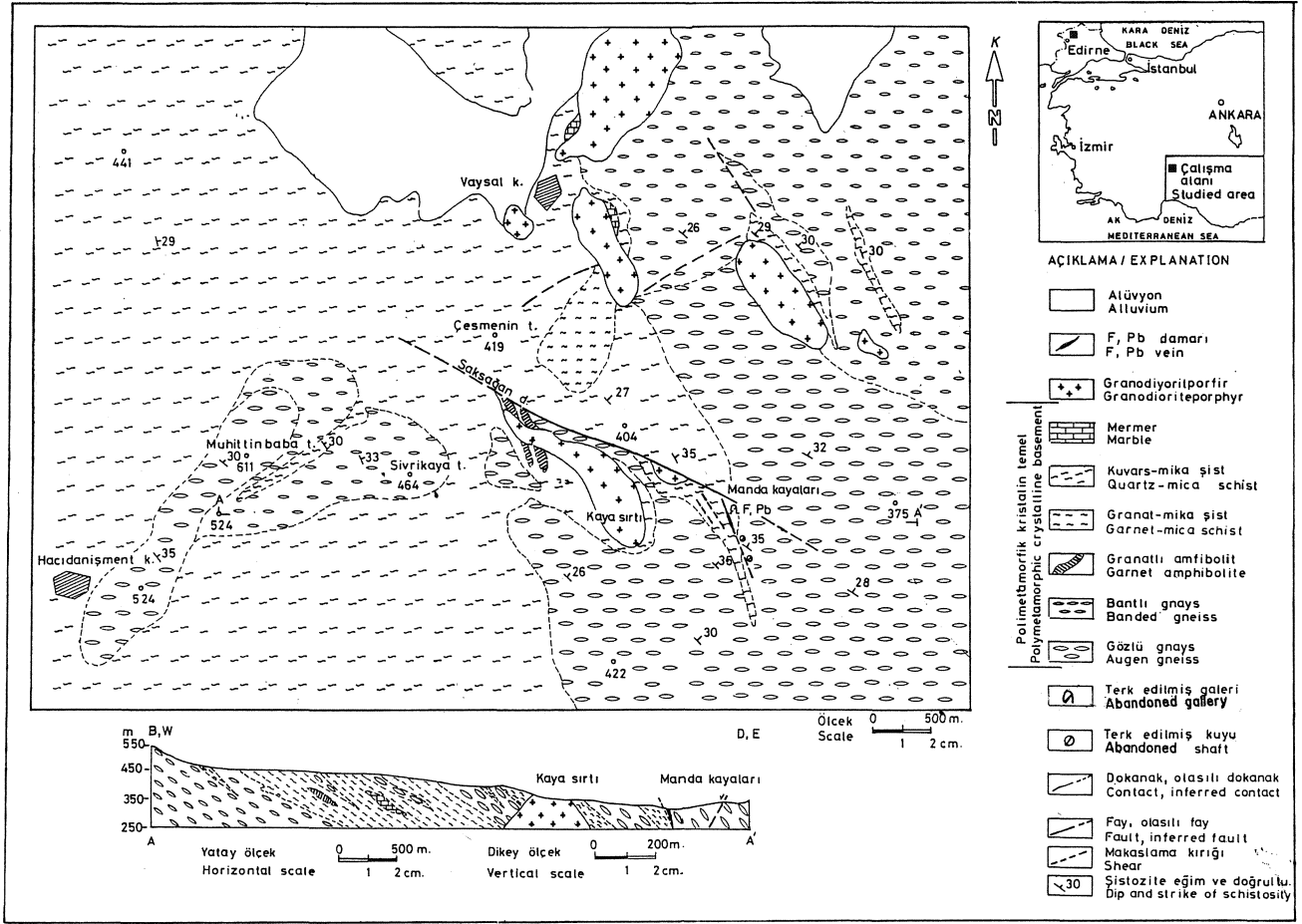
Key Words: Fluorite, fluid inclusion, rare earth elements (REE), hydrothermal origin.

GİRİŞ

Vaysal köyü Istranca masifinin orta kısmında ve Edirne'nin 23 km. kuzeyinde yer alır (Şekil 1). Istranca masifinde Karadeniz kıyılarından başlayarak Bulgaristan kesimine kadar olan bölgede değişik yaş ve türde kayaçlarla, değişik tipte sülfid cevherleşmeleri izlenmektedir. Bu cevherleşmelerin bir kısmı Üst Triyas yaşlı kuvars-latit ve bazalt bileşimli metavolkanik kayaçlar ve kalkıştı istifi içinde gelişen ve başlıca galen-

sfalerit-kalkopirit-pirit parajenezleriyle belirgin tabaka şekilli (stratiform) cevherleşmelerdir (Üşümezsoy, 1990). Istranca masifi içinde KB-GD gidişli bir zon boyunca granodiyoritik ve monzonitik sokulumlar yer alır (Tokel ve AykoL 1987; Üşümezsoy 1988 b). Bu sokulumlara bağlı olarak porfiri tip molibden ve bakır cevherleşmeleri oluşmaktadır.

Vaysal köyü civarında bulunan fluoritli kurşun cevherleşmesi damar tipi yalakanma özelliği ile masifte



Şekil 1. Vaysal köyü civarının basitleştirilmiş jeoloji haritası.

Figure 1. Simplified geologic map of the vicinity of Vaysal village

görülen diğer cevherleşmelerden ayrılır. Denkel (1955) bu yatakta yaptığı çalışmada, cevherleşmenin granitoid sokulumları ile ilişkili ve fay kontrollü olduğunu belirtmektedir. Çalışma alanı içindeki birçok küçük damarın yanısıra ekonomik öneme sahip tek bir damardan oluşan cevherleşme 25 yıl önce F ve Pb için işletilmiştir.

yaşlı Istranca batoliti olarak bölümlenir (Üşümezsoy, 1990).

Halen terk edilmiş bulunan galeriler temizlenerek damar kalıntılarına ulaşılmış ve fluorit örnekleri buradan seçilmiştir. Çalışma kapsamında, damardaki fluorit bandı içindeki farklı renkli fluorit örneklerinde sıvı kapanım çalışmaları ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Sıvı kapanım çalışmaları için M.T.A Genel Müdürlüğü MAT Dairesi laboratuvarlarında bulunan çift amaçlı ısıtma-soğutma tablası kullanılmıştır. Nadir toprak element analizleri X-RAL Kanada laboratuvarlarında ICP yöntemi ile gerçekleştirilmiştir. Fluoritlerin Ca analizleri D.E.Ü Jeoloji Bölümü laboratuvarlarında atomik absorpsiyon yöntemi ile yapılmıştır.

Trakya bloğu, Prekambriyen yaşlı granıys ve şistler ile Hersinyen orojenezi şuasında yerleşmiş granitlerden yapıldır. Istranca masifindeki bu derin kıtasal kabuk çok fazlı metamorfik ve mağmatik evrim geçirmiştir. Hersinyen orojenezinde, amfibolit fasiyesindeki metamorfizma sürecini takip eden dönemde granitler oluşur. Jura öncesi gelişen metamorfizma sonucu da bu granitler, gözlü ve bantlı gnayslara dönüşmektedir (Üşümezsoy, 1988 a).

BÖLGESEL JEOLJİ

Istranca metamorfik kuşağı ise Triyas-Jura yaşlı kırıntılı çökellerden türeyen metagrovak, metapelit, kuvarsit ve fillit ile volkanitlerden türeyen klorit-biyotit şistlerden oluşur (Üşümezsoy, 1990).

Istranca masifi, Kırklareli granitik temeli (Trakya bloğu), Istranca metamorfik kuşağı ve Geç Kretase

Istranca batoliti, Istranca masifi içinde KB-GD gidimli bir zon boyunca izlenen Santoniyen-Kampaniyen yaşlı (Tokel ve Aykol, 1987) sığ ve derin sokulumlu kayalardan oluşur. Esas olarak granodiyoritik ve monzonitik bileşimli bu kayalar batolit, sil ve stoklar şeklinde yer yer Jura yaşlı formasyonları, yer yer de poli-metamorfik kristalen temeli keserek ortama yerleşir.

YÖRESEL JEOLJİ

inceleme alanının jeoloji haritası Şekil 1'de ve genelleştirilmiş sütun kesiti de Şekil 2'de verilmiştir. Yörede temeli Prekambriyen yaşlı polimetamorfik kristallen kayaçlar oluşturur. Başlıca kuvars-mika şist, granat-mika şist, granatlı amfibolit ile bantlı ve gözlü gnaylardan yapılmış bu temel içindeki litolojik birimler arasında birbirinden kesin sınırlarla ayrılmayan dokanak ilişkileri gözlenmektedir. Bantlı ve gözlü gnayslar içinde ince şist dilimleri olduğu gibi, şistler içinde de kalın gnays dilimleri izlenmektedir. Gnays ve şistler birbirleriyle yanıl geçişli olup, uyumlu şistozite yönleri gösterirler. Üşümezsoy (1988 a), bantlı ve gözlü gnaysların, Jura öncesi ortamda gelişen ve amfibolit fasiyesine kadar ulaşan metamorfizma sonucu, Prekambriyen temel içine Hersinyen orojenezinde şaşında sokulmuş granitlerden tünediğini belirtmektedir.

Polimetamorfik kayaçlar, granodiyorit porfir türündeki şış sokulum kayaçları tarafından kesilir. Vaysal köyü güneydoğusunda ve Saksaaan dere fayı boyunca küçük stoklar şeklinde bulunan granodiyorit porfirlerde metamorfizma izlerine rastlanmamıştır. Hipidyomorf doku sunan bu kayaçta başlıca kayaç yapıcı mineraller

plajiyoklas, K-feldspat, kuvars, biyotit ve amfiboldür. Bu kayacın ince kesitlerinde plajiyoklaslar özşekilli ve iri kristaller halinde gözlenir. Kuvars, K-feldspat, biyotit ve amfiboller ise özşekilli ve yan özşekilli kristaller halinde bulunur. Aksesuar mineraller olarak sfen, apatit, zirkon ve allanit belirtilebilir. Bu kayaçlar mineralojik bileşimleri ve jeolojik konumları itibarıyla, Üşümezsoy (1988 b) ve Tokel ve Aykol (1987) tarafından tanımlanan ve Kırklareli'den Edirne'nin kuzeyine kadar uzanan kuşakta varlıkları belirtilen Santoniyen-Kampaniyen yaşlı granodiyoritik ve monzonitik sokulumlara benzerlik sunarlar.

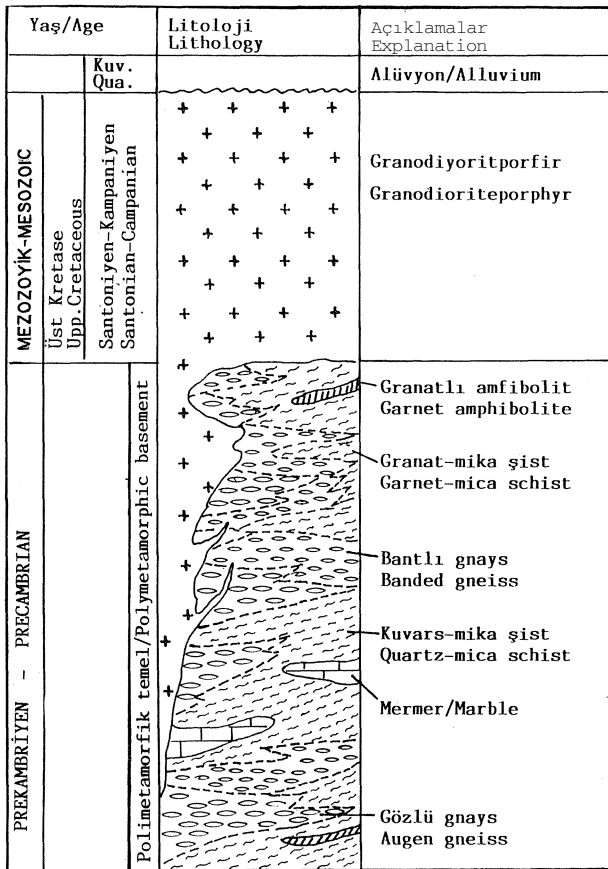
FLUORİT-GALEN CEVHERLEŞMESİ

Cevherleşme granodiyorit porfir sokulumları ile ilişkili, şist ve gnayslar içinde gelişmiş damar tipi bir cevherleşmedir. Bu özelliği ile cevherleşme, Istranca masifi içinde baskın olarak görülen porfiri ve stratiform tip cevherleşmelerden ayrılır. Cevherleşme yöredeki K 65 B doğrultulu Saksaaan dere fayına bağılı olarak gelişen makaslama kırıkları içinde asimetrik damar dolgu şeklinde görülmektedir. Ekonomik önemi olmayan birçok küçük damarın yanısıra, Manda kayaları mevkiinde bulunan bir damar ekonomik öneme sahiptir (Şekil 1). Bu damarın 25 yıl kadar önce hem fluorit hem de galen için işletildiği yöre halkınca bilinmektedir. Damar K50° B doğrultulu ve 35°KD'ya eğimlidir. Uzunluğu kesikli olarak 280 m. ve genişliği 0,70 m. dir. Damar içindeki fluorit bandının kalınlığı eski işletme izlerine göre 0,30 m dir. Fluorit bandı içinde koyu mor, açık mor ve beyaz fluoritler egemendir. Fluorit kristalleri zaman, zaman 3 cm. boyutlarına ulaşır. Fluorit ve galen damardaki baskın cevher mineralleridir. Parajenez fluorit + kuvars + galen + pirit + kalsit şeklinde gelişmiştir.

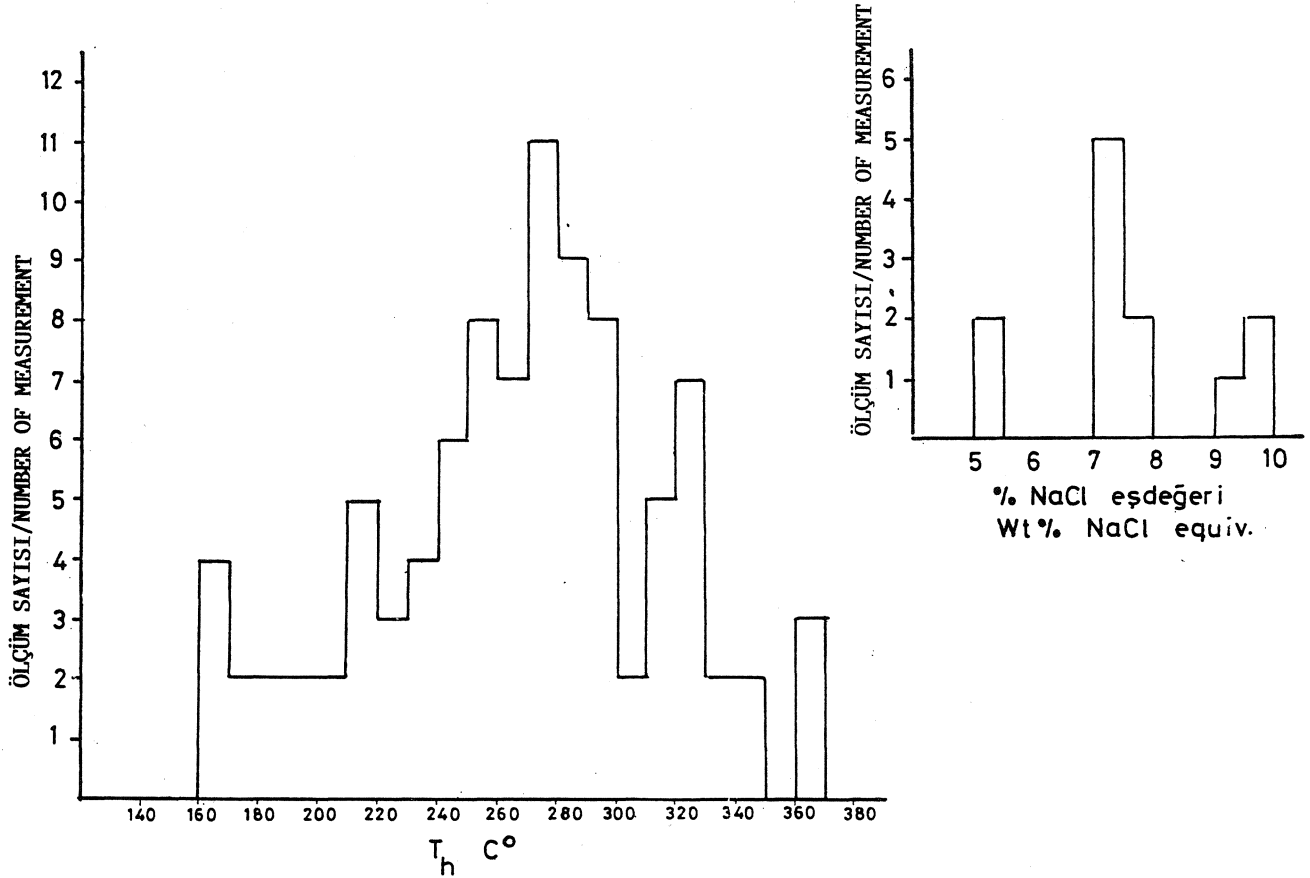
SIVI KAPANIMLAR

Sıvı kapanım çalışmaları esas olarak fluoritlerde, daha az oranda da kuvars ve kalsitlerde gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla, özellikle Manda kayaları mevkiinde bulunan damar temsil edecek biçimde çok sayıda örnek alınmıştır. Mikrotermometrik ölçümler için M.T.A Genel Müdürlüğü MAT Dairesi Laboratuvarlarında bulunan +600°C ve -150°C kapasiteli ısıtma - soğutma tablaları kullanılmıştır. Ölçümler, Roedder (1983) tarafından tanımlanan kriterlere göre seçilen iki fazlı (1+g) birincil kapanımlarda yapılmıştır. Cevherleşme açık sistemde boşluk dolgusu şeklinde geliştiğinden ölçümlere ait basınç düzeltmeleri ihmal edilebilir düzeydedir. Bu nedenle, elde edilen homojenleşme sıcaklıkları, doğrudan oluşum sıcaklığı olarak kabul edilebilir. Kapanımlarda kaynamaya ilişkin veriler gözlenmemiştir.

Ölçümler koyu mor, açık mor ve beyaz fluoritlerde yaklaşık 100 adet sıvı kapanımda yapılmıştır. Ölçülen kapanımların boyutları genellikle 10-20 mikron civarında olup, bunlar birincil kökenli, iki fazlı (1+g) ve orta



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş sütun kesiti.
Figure 2. Generalized columnar section of the studied area.



Şekil 3. Vaysal fluoritlerine ait homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk histogramları.

Figure 3. Histograms of homogenization temperatures and salinities of Vaysal fluorites.

dolma derecesine sahip kapanımlardır. Ayrıca tek fazlı (1) ikincil kapanımlar da oldukça yaygındır. Homojenleşme sıcaklıkları gerek koyu mor, gerek açık mor ve gerekse beyaz fluoritlerde ayrı ayrı ölçülmüş ve birbirine benzer sonuçlar elde edilmiştir. Bu da nadir toprak elementleri ile yapılan çalışmada görüldüğü gibi, fluoritlerin aynı zamanda kristallendiklerini gösterir*. Ölçülen bu homojenleşme sıcaklıkları 160°-370° C gibi geniş bir aralıkta değişmekte olup, esas olarak 240°-300° C arasında yoğunlaşmakta ve 275°C ortalama değer vermektedir (Şekil 3). Bu veri, Lindgren (1933) tarafından önerilen sıcaklık sınırlarına göre mezotermal evreyi tanımlamaktadır.

Fluoritlerde tuzluluk ölçümleri yapılabilecek daha az sayıda kapanım izlenmiştir. 12 adet ölçüm sonucu % 5-10 NaCl tuzluluk saptanmış olup, % 7,5 gibi ortalama bir değer elde edilmiştir.

Elde edilen tüm bu değerler, gerek arazi gözlem eri ile gerekse de mikroskopik olarak saptanan mineral parajenezini ve nadir toprak element çalışmalarının belirlediği hidrotermal kökeni desteklemektedir.

Kuvarlarda izlenen az sayıdaki iki fazlı (1+g) birincil kapanımlarda yapılan 15 ölçüm sonucunda homojen-

leşme sıcaklıklarının 200°-280° C arasında değiştiği, 230°-250° C arasında ise yoğunlaştığı görülmüştür. Bunlarda saptanan ortalama homojenleşme sıcaklığı 235° C dir. Kalsitlerde yapılan incelemelerde ise sıvı kapanım bulunamamıştır.

NADİR TOPRAK ELEMENTLERİ (NTE) JEOKİMYASI

Fluoritlerin NTE analizleri X-RAL Kanada laboratuvarlarında ICP yöntemi ile yapılmıştır. Ölçüm sınırları Eu ve Lu için 0,05 ppm, diğer elementler için 0,1 ppm düzeyindedir. Ölçüm hassasiyeti \pm % 0,5 civarındadır. Ca analizleri D.E.Ü Jeoloji Bölümü Laboratuvarlarında atomik absorpsiyon yöntemi ile yapılmıştır

Damardaki, fluorit bandı içindeki koyu mor, açık mor ve beyaz fluoritlerde yapılan NTE analizlerinde, bunların NTE derişimlerinin çok düşük düzeyde olduğu ve 0,03-0,9 ppm arasında değiştiği saptanmıştır (Çizelge 1). Ce/Yb oranları fluoritlerin hafif nadir toprak elementlerince (HNTE) zenginleşme gösterdiklerini ortaya koyar. Her üç farklı renkteki fluoritin Tb/La oranlarındaki benzerlik, bunların aynı zamanda kristallendiklerini gösterir. Tb/La ve Tb/Ca diyagramlarında fluoritlerin hidrotermal kökenli olduğu belirlenmiştir

VAYSAL KÖYÜ FLUORİTLERİ

Çizelge 1. Vaysal fluoritlerine ait nadir toprak elementleri (NTE) analizleri (ppm).

Table 1. REE analyses (ppm) of Vaysal fluorites.

ÖRNEK / SAMPLE	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Ce/Yb	REE	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Tb/La	Tb/Ca	Ca
Koyu mor fluorit Dark purple fluo.	0.9	0.8	0.1	0.03	0.1	0.4	0.07	2.0	2.42	1.14	0.48	0.11	2.09.10 ⁻⁷	476700
Açık mor fluorit Light purple fluo.	0.8	0.7	0.1	0.03	0.1	0.5	0.08	1.4	2.33	1.02	0.48	0.12	2.1.10 ⁻⁷	475500
Beyaz fluorit White fluorite	0.8	0.8	0.1	0.03	0.1	0.5	0.08	1.6	2.45	1.16	0.48	0.11	2.09.10 ⁻⁷	477200
Kondirit - Cl * Chondrite - Cl	0.244	0.632	0.153	0.058	0.0374	0.166	0.0254							
Örnek / Kondirit - Sample / Chondrite														
Koyu mor fluorit Dark purple fluo.	3.68	1.26	0.65	0.52	2.67	2.41	2.76							
Açık mor fluorit Light purple fluo.	3.28	1.11	0.65	0.52	2.67	3.01	3.15							
Beyaz fluorit White fluorite	3.28	1.26	0.65	0.52	2.67	3.01	3.15							

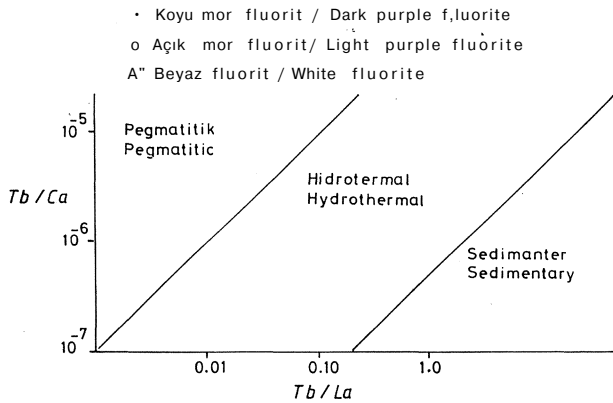
* Cl Kondirit değerleri Palme ve diğr.(1981)^f den alınmıştır.

Cl Chondrite. values, after Palme et al.(1981).

* Ce değerleri Lave Sm'un normalize değerlerinden, Eu* değerleri Sm ve Tb'un normalize değerlerinden ekstrapolasyon yoluyla hesaplanmıştır.

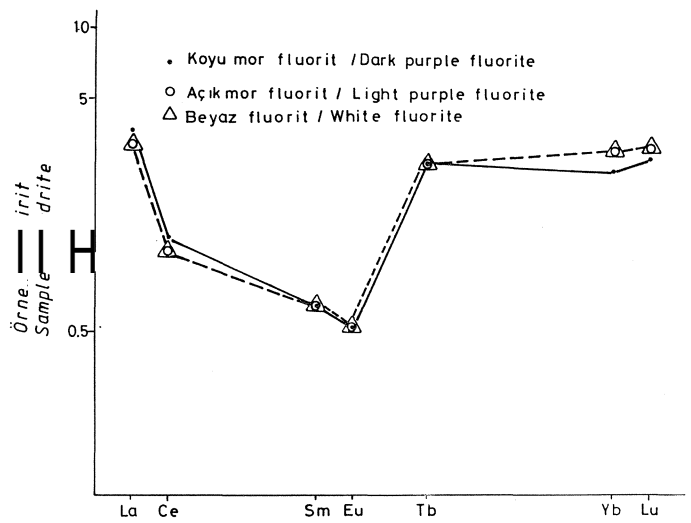
(Şekil 4). Ce/Ce* ve Eu/Eu* oranları (Çizelge 1) ile kondiritlere göre normalleştirilmiş Lantanid diyagramları (Şekil 5), fluoritlerin pozitif Ce anomalisi ve negatif Eu anomalisi verdiklerini ortaya koymuştur. Pozitif Ce anomalisi hidrotermal sıvıların kaynağında düşük oksijen fugasitesinin varlığını, negatif Eu anomalisi ise bu

koşulların cevherleşme ortamında da devam ettiğini gösterir (Möller ve Morteani, 1983., Brookins, 1989).



Şekil 4. Vaysal iluoritlerinin Tb/La- Tb/Ca (Möller ve Morteani, 1983) diyagramındaki yeri.

Figure 4. Plots of Tb/La- Tb/Ca values of Vaysal fluorites on Möller and Morteani, 1993 diagram.



Şekil 5. Vaysal fluoritlerinin kondiritlere göre normalleştirilmiş lantanid diyagramı.

Figure 5. Chondrite normalized lanthanide diagram of Vaysal fluorites.

SONUÇLAR

Vaysal köyü yakınındaki fluoritli kurşun cevherleşmesi, yöredeki granodiyorit porfir sokumulan ile ilişkilidir. Fluorit + kuvars + galen + pirit + kalsit parajeneziyle belirgin damar tipi cevherleşmenin yan kayaçları polimetamorfik temel kayaçlardır. Damar tipi yataklama şekliyle cevherleşme, Istranca masifinde baskın olarak görülen porfiri ve stratiform tip cevherleşmelerden ayrılır.

Damar içindeki fluorit bandından seçilen koyu mor, açık mor ve beyaz fluoritlerdeki sıvı kapanımlar hem iki fazlı (1+g) birincil, hem de tek fazlı (1) ikincil kapanımlar şeklindedir. Fluoritlerde ortalama 275°C homojenleşme sıcaklığı ve % 7,5 NaCl eşdeğeri tuzluluk saptanmıştır. Bu veri cevherleşmenin mezotermal evrede oluştuğunu göstermektedir.

Fluoritlerin nadir toprak element içerikleri çok düşük düzeydedir. Tb/La ve Tb/Ca oranları, bu fluoritli kurşun damannın hidrotermal kökenli olduğunu ortaya koymuştur. Fluoritlerde belirlenen pozitif Ce anomalisi hidrotermal sıvıların kaynağında düşük oksijen fugasitesinin yarlığını, negatif Eu anomalisi de bu koşulların cevherleşme ortamında da devam ettiğini göstermektedir.

Sıvı kapanım verileri ve nadir toprak element analiz sonuçları ile arazi gözlemleri ve mikroskopik olarak saptanan mineral parajenezi, cevherleşmenin, yöredeki sıvı sokulumlarla jenetik ilişkisini desteklemektedir.

KATKI BELRTME

Yazarlar, arazi çalışmaları sırasında lojistik destek sağlayan Vaysal köyü halkına teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

Brookins, D.G., 1989, Aqueous geochemistry of rare earth elements. In: B.R Lipin and G.A McKay (eds), Geochemistry and mineralogy of rare earth elements., Mineral. Soc. of America., Review is Mineralogy., 21, 201- 225.

Denkel,U., 1955, Lalapaşa-Vaysal köyü kurşun madeni; MTA derleme no. 2418 Ankara.

Lindgren, W., 1933, Mineral deposits: Me Graw Hill Inc., New York., 930 p.

Roedder, E., 1983 Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping: Mineralog. Assoc. Canada., Short course handbook., 2nd ed., v.6., 101-137.

Möller, P ve Morteani, G., 1983, On the geochemical fractionation of rare earth elements during the formation of Ca minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits in Augustiths. In: S.S (ed)., The significance of trace elements in solving petrogenetic problems and contraversies., Theophrastus Pub., 747-791., Athens.

Palme, H., Suess, H.E. ve Zeh, H.D., 1981, Abundances of the elements in the solar system. In: Landolt-Bornstein Group VI:Astronomy, Astrophysic, Extension and Supplement 1, Subvolume a (ed. in chief, K.H. Hellwege), pp.257-272, Springer-Verlag., Berlin.

Tokel, S ve Aykol, A., 1987, Kırklareli-Demirköy granitoyidinin jeokimyası; Kuzey Tetis ada yayı sisteminded Srednogorie-Istranca bölümünün evrimi: 41. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri., s. 17, Ankara.

Üşümezsoy Ş., 1988 a, Trakya bloğunun metamorfik ve magmatik evrimi ve tektonik konumu: 42. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri., s. 4., Ankara.

Üşümezsoy, Ş., 1988 b, Istranca ve Balkanid kuşağı porfiri tip cevherleşmelerinin kökeni ve tektonik konumları üzerine: 42. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri., s. 19., Ankara.

Üşümezsoy, Ş., 1990 Istranca orojeni; Karadeniz çevresi Kimmerid orojen kuşakları ve masif sülfid yatakları: Türkiye Jeoloji Bült., c.33, s.L, 17-27., Ankara.

Doğu Pontidler'de (KD Türkiye) Üst Jura - Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvars dokuları ve oluşum koşulları

Diagenetic quartz fabrics and their occurrence conditions in Upper Jurassic-Lower Cretaceous Berdiga limestone (Eastern Pontids, NE Turkey)

M. Ziya KIRMACI Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

Öz

Doğu Pontid'lerde yaygın olarak yüzeyleyen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşının değişik litofasiyelerinde ve karbonatlı fosillerinde farklı dokusal özelliklere sahip, çimento ve ornatma şeklinde, diyajenetik kuvarslara rastlanılmıştır. Sünger spikülleri, radyolaryalar ve kilttaşları ile K-feldspat içeren volkanik ve granitik kayalar diyajenetik kuvarsların oluşumu için gerekli silis kaynağını oluşturur.

Karbonatların çözülmesi ve/veya silisin karbonatları ornatması olayında çeşitli modeller önerilmiştir. Bunlardan "silisleşmenin kristalleşme kuvveti tarafından kontrol edilen bir ornatma mekanizması ile meydana geldiği" modeli Berdiga kireçtaşında gözlenen ornatma olaylarını en iyi açıklayan modeldir. Diğer bazı modeller (özellikle organik maddenin bakteriyel çürümesi) olası olarak karbonatların silisleşmesinde yersel ve ancak başlangıç için çekirdek bir rol oynamış olabilir.

Berdiga kireçtaşında saptanan diyajenetik kuvars tiplerinin farklı diyajenetik ortamlarla ya da bu ortamlarla ya da bu ortamlara ait diyajenetik ürünlerle olan ilişkilerine bakıldığında bu kuvarsların eş yaşlı olmadıkları, gömülme zaman fonksiyonuna bağlı olarak (hacimsel azalma ile birlikte), sığ gömülme ortamlarından derin gömülme ortamlarına doğru kalseduan-kuartzin-mikrokristalen kuvars-megakuvars şeklinde bu oluşum dizilimine sahip oldukları görülür.

Anahtar Sözcükler: Berdiga kireçtaşı, diyajenetik kuvars, kalseduan, kuartzin, mikrokristalin kuvars, megakuvars, silisleşme.

Abstract

Diagenetic quartz crystals with different textural features are observed as cement and replacement in various litologies and fossils of the Berdiga limestone of Upper Jurassic-Lower Cretaceous age which has widespread exposures in eastern Pontids. Spongia spicules, radiolarian tests, clay stones, granitic and volcanic rocks rich in K-feldspar is the source for the silica required for the formation of diagenetic quartz.

Various models have been proposed to explain the dissolution of carbonates and/or the replacement of carbonates by silica. The most appropriate model is the one which explains that silicification observed in the Berdiga limestone is likely to be due to a replacement mechanism controlled by the force of crystallization. The other models (especially bacterial decay of organic substances) may have played a role locally during the initiation of silicification of carbonates.

Comparasion of diagenetic quartz types found in the Berdiga limestone with various diagenetic environments and/or diagenetic products of these environments has shown that diagenetic quartz crystals are not contemporaneous, and that, depending on the time-depth function (together with volumetric shrinkage) they are observed to change from chalcedony-to quartzine-to microcrystalline quartz-and to megaquartz from shallow to deep burial environments.

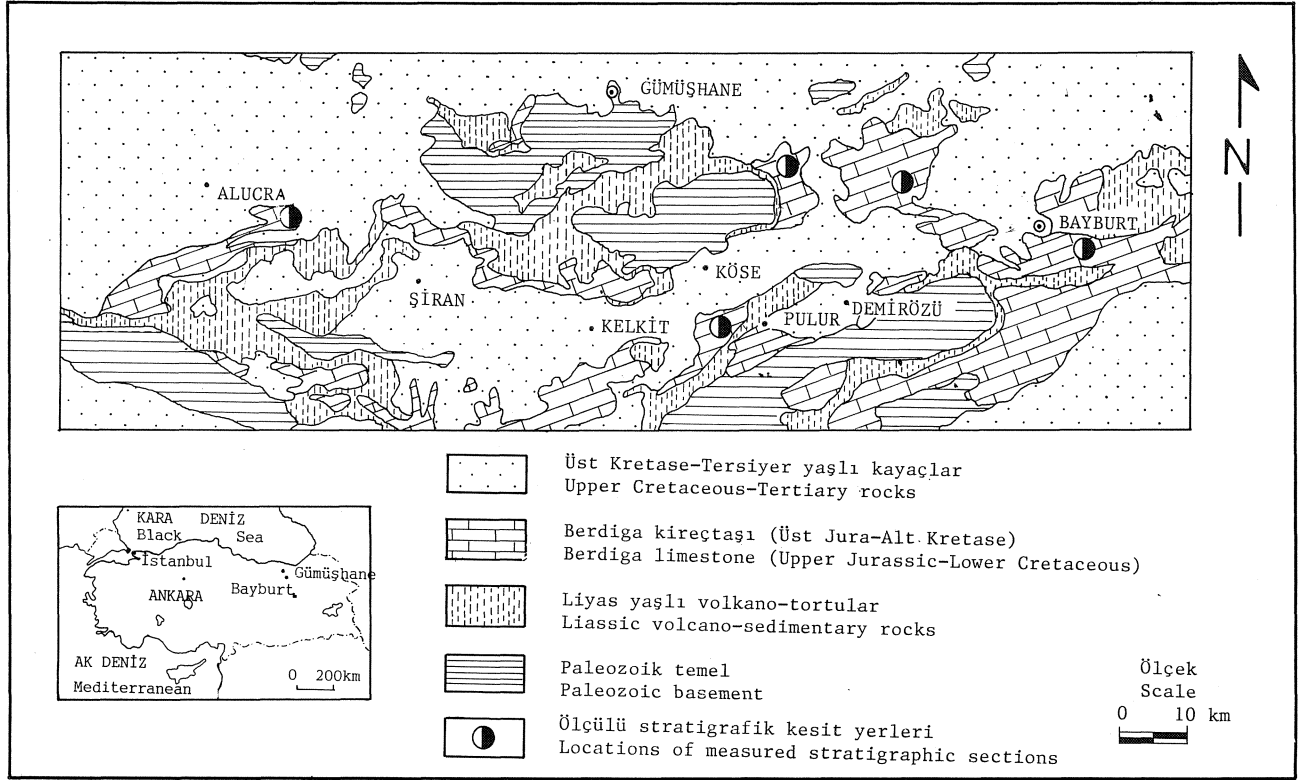
Key Words: Berdiga limestone, diagenetic quartz, chalcedony, quartzine, microcrystalline quartz, megequartz, silicification.

GİRİŞ

Berdiga kireçtaşının değişik litofasiyelerinde ve karbonatlı fosillerinde boyları birkaç mm. den birkaç cm. ye varan büyüklüklerde değişik tip diyajenetik kuvarslara rastlanılmıştır. Bu kuvarsların büyük bir kısmı ornatma, çok az bir kısmı da çimento şeklindedir. Bunun yanı sıra, bazı yörelerdeki dizilerin en üst ve/veya taban seviyelerindeki katmanlar içerisinde boylan birkaç cm. ye varan büyüklüklerde çört nodülleri görülür. Ornatma şeklindeki kuvarsların bolluğu bazı fosil grup-

larıyla güçlü bir şekilde ilişkilidir. Bu çalışma, Berdiga kireçtaşında gözlenen farklı dokusal özelliklere sahip diyajenetik kuvarsları tanımlamayı amaçlamaktadır. Bu amaçla, bölgede geniş bir yayılıma sahip olan Berdiga kireçtaşının farklı yörelerdeki dizilerinden beş stratigrafik kesit (Şekil 1) ve bunlara bağlı olarak yaklaşık 1000 sistematik örnek alınmıştır.

Örneklerin ayrıntılı mikroskopik incelenmeleri sonucu kayaçların bileşen içerikleri, dokusal ve diyajenetik gelişimleri belirlenmiştir. Bunlarla diyajenetik ku-



Şekil 1. inceleme alanının basitleştirilmiş jeolojik haritası (Gattinger, 1962) ve stratigrafik kesit alım yerleri.

Figure 1. Simplified geological map of the study area (after Gattinger, 1962) and locations of stratigraphic sections.

varsar arasındaki ilişkiler araştırılarak silisleşmenin nasıl, ne zaman ve hangi koşullara bağlı olarak meydana geldiği, gömülme ve zaman fonksiyonuna bağlı olarak nasıl bir dokusal gelişim gösterebilecekleri; ve kuvars oluşumu için gerekli silisin nereden ve nasıl sağlanabileceği (Berdigana kireçtaşına ait dizilerin alt ve üstündeki birimlerin de litolojik gelişimleri göz önüne alınarak) sorununa çözüm aranmıştır.

JEOLJİK KONUM

Bölgede Mesozoyik tortullaşması Paleozoyik yaşlı temel kayalar üzerine uyumsuz olarak gelen ve genelde benzer litolojik özellikler gösteren Liyas yaşlı kayalar ile başlar (Şekil 2). Bu kayalar, yersel olarak kireçtaşı ve gösel-sığ deniz tortulları içeren volkano-tortul dizilerden oluşur (Pelin, 1977, Açar, 1977; Kesgin, 1983; Eren, 1983; Hacıoğlu, 1983; Özer, 1984; Korkmaz ve Baki, 1984; Bergougnan, 1987; Akdeniz, 1988). Bölge, Liyas transgresyonu ile denizel ortama dönüşmüş ve Üst Jura-Alt Kretase döneminde platform özelliği kazanmıştır. Bunun sonucu olarak da platform karbonatları (Berdiga kireçtaşı) çökeltiştir.

Genel olarak, Liyas yaşlı volkano-tortul diziler üzerine uyumlu, yersel olarak da Paleozoyik yaşlı temel

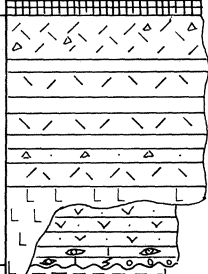
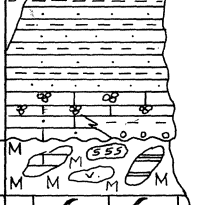
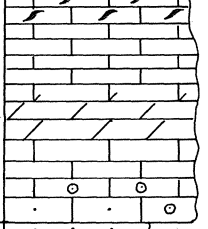
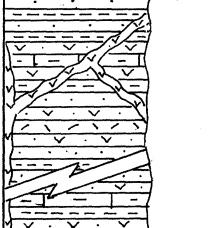
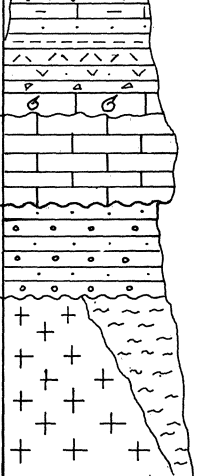
kayaçlar üzerine uyumsuz olarak gelen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşı yanal ve düzey yönde değişik litofasiyelerden oluşur (Kırmacı, 1992). İnceleme alanında, Berdiga kireçtaşından gözlenen litofasiyelerden siliklastik-karbonat karışımı litofasiyeleri havzanın kıyı kesimlerini; dolomit litofasiyesi gel-git üstü ve gel-git arası; peloidli tanetaşı-vaketaşı ve çamurtaşı litofasiyeleri gel-git arası ve gel-git altı lagünel; oolitik tanetaşı ve/eya ooidli tanetaşı-istiftaşı litofasiyesi resif gerisi; bol sünger spiküllü yüzentaş (floatstone) ortamlarını karakterize eder. Buna karşın, inceleme alanının dışında ve hemen güney kesimlerinde Berdiga kireçtaşı, radyolarya ve sünger spiküllü vaketaşı-çamurtaşı dokusal özelliğinde gelişmiş olup, derin deniz ortamında çökeltmiştir (Burşuk, 1975).

İnceleme alanında, Berdiga kireçtaşı farklı litofasiyelere sahip Üst Kretase ve/veya daha genç birimler tarafından uyumsuz olarak üstlenilir.

PETROGRAFI VE DİYAJENETİK KUVARS DOKULARI

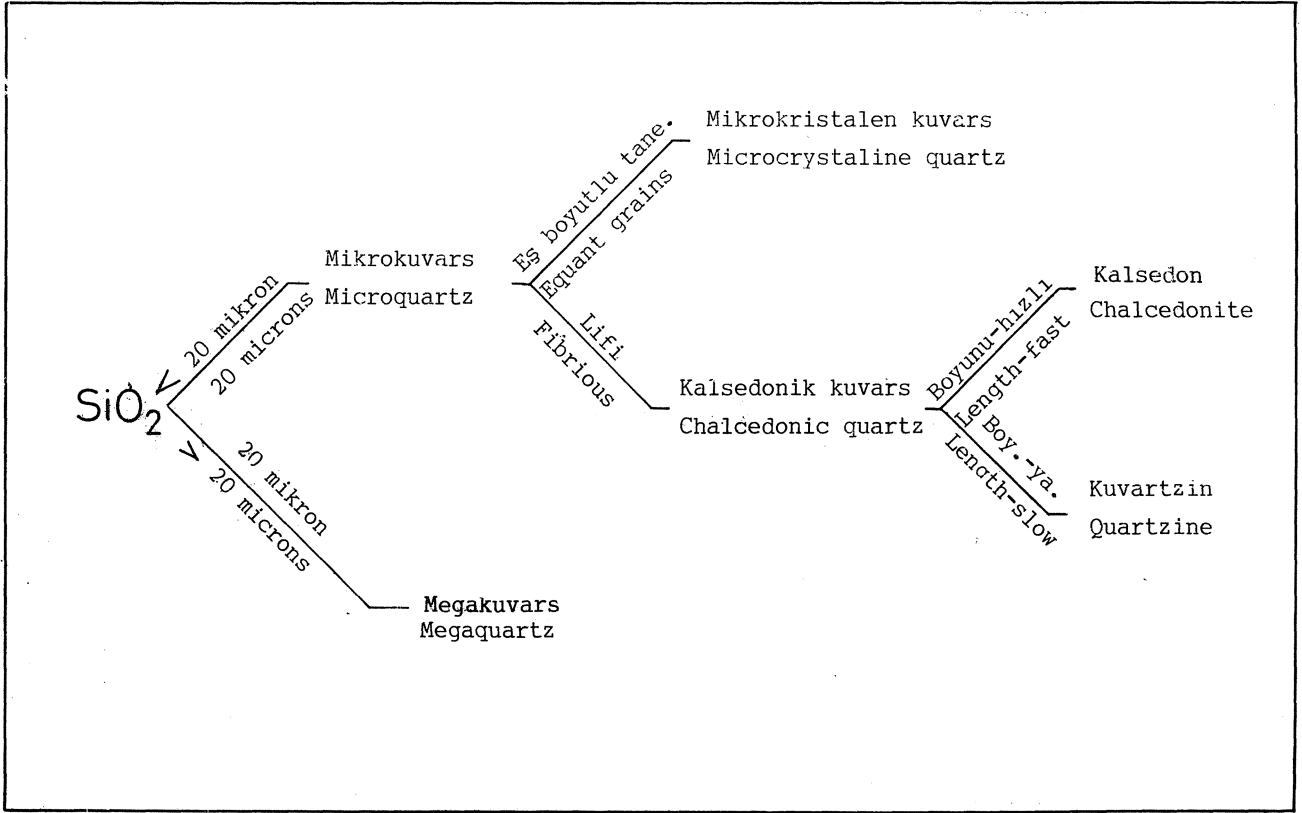
Berdiga kireçtaşına ait ince kesitlerde gözlenen çimento ve ornatma şeklindeki kuvarslar: kalsedonik kuvars, mikrokristalen kuvars ve megakuvars gibi farklı dokusal özelliklerde gelişmiştir (Şekil 3).

DOĞU PONTİDLERDEBERDİGA KİREÇTAŞI

SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIES	FORMASYON FORMATION	KALINLIK m. THICKNESS	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS
TERSIYER TERTIARY	EOSEN EOCENE	ALIBABA	400-600		Traverten (Travertine)
					Lav, tuf ve aglomera Lava, tuff and agglomerate
KRETASE CRETACEOUS	Ü. KRETASE U. CRETACE.	KERMUTDERE	150-300		Turbiditik seri (kumtaşı-kiltaşı aralanması) Turbidites
					Kırmızı renkli Globotruncana'lı mikritik kireçtaşı Red pelagic limestone with Globotruncana
					Ofiyolitik olistostromal melanj(OTL. Otlukbeli F.) Ophiolitic olistostromal melange(OTL.Otlukbeli F.)
					İnce katmanlı, çörtlü mikritik kireçtaşı Thin bedded cherty micritic limestone
UR JURASSIC	LİYAS LIASSIC	HAMURKESEN	200-2000		Dolomit ve dolomitik kireçtaşı Dolomite and dolomitic limestone
					Oolitik kireçtaşı Oolitic limestone
					Kumtaşı, silttaşı, kiltaşı, kireçtaşı, aglomera ve tuf ardışımı Alternation of sandstone, siltstone, claystone, limestone, agglomerate and tuff.
PERMO-KARBONİFER PERMO-CARBONIFEROUS	KARAKAYA KARAKAYA	ÇALTEPE ÇALTEPE	290		Kumtaşı, ortokuvarsit, çakıllı kumtaşı ve çakıllı kumtaşı ardışımı Alternation of sandstone, orthoquartzine, conglomeratic sandstone and conglomerate
					Metamorfik kayalar (Pulur Masifi) Metamorphic rocks (Pulur Massive)
GÜMÜSHANE GRANİTİ					Granit Granite
					Ölçetsiz Not to scale

Şekil 2. inceleme alanının basitleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 2. Simplified stratigraphic section of the study area.



Şekil 3. Berdiga kireçtaşında tanımlanan diagenetik kuvars dokularının Folk ve Pittman (1971)'a göre sınıflandırılması.

Figure 3. Classification of diagenetic quartz fabrics described in Berdiga limestone, according to Folk and Pittman (1971).

Kalsedonik kuvarlar

Bu kuvarlar Berdiga kireçtaşında görülen çimento ve ornatma şeklindeki kuvarların büyük bir kısmını oluşturur. Kalseduan (boyuna-hızlı kalseduan) ve kuvartzin (boyuna-yavaş kalseduan) gibi farklı iki dokuda gelişmişlerdir.

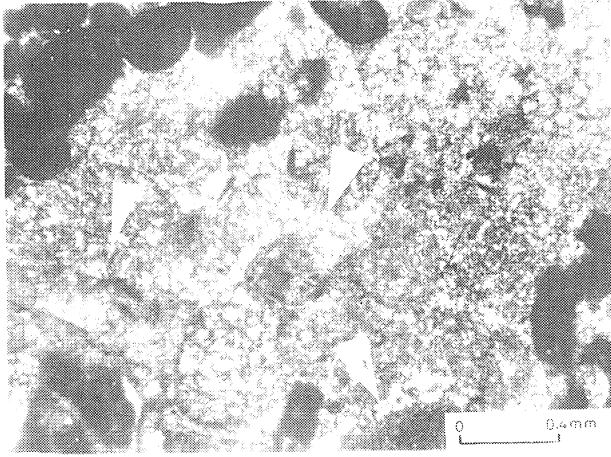
Kalseduan: Bu tip kuvarlar kuvartzinlere göre daha az yaygın olmalarına karşın, buldukları kayalar içerisinde geniş bir alanı kapsarlar (Şekil 4). Büyük bir kısmı çimento şeklindedir. Lifi yapıdaki kristaller tane kenarlarına dik ve birbirlerine göre yarı paralel ışınal bir büyüme gösterir. Kristal boyları gözenek merkezine doğru giderek arlar. İnküzyon içermezler. Sönme yaklaşık [1120] uzanım yönünde kristallerin burkulma periyodlarına bağlı olarak gelişmiştir (Frondele, 1978). Bununla birlikte, zig-zag şeklinde sönme gösteren (zebraya benzer bir görüntü veren) kalseduan (zebraic chalcedony; Folk ve Pittman, 1971) kristalleri de mevcuttur. Liflerin boylan ve sönme şekli bantlar arasında değişken olmasına karşın, bantlar içerisinde düzenlidir.

Kuvartzin: Bu tip kuvarlar yalnızca ornatma şeklinde görülür. Bu ornatmalar farklı iki yapıda gelişmiştir (Şekil 5), mikroyapıya bağlı olarak (ornatmaların bü-

yük bir kısmı bu şekildedir) ve sferulitik yapıda gelişen ornatmalar. Mikroyapıya bağlı olarak gelişen ornatmalar yalnızca bazı pelecypod (özellikle Requienia ve Toucasia tip pelecypod) kavkaları üzerinde görülür. Buradaki kuvartzin lifleri kavkı mikro yapısına bağlı bir yönelme gösterir. Yani, kuvartzin kristalleri kavkı mikroyapılarının daha sonraki yalancı şekli durumdadır. Bu tip ornatmalarda, birbirlerine göre paralel dizilmiş kuvartzin liflerinin herbir kavkı prizmasının uzun eksenine paralel ve/veya hafif eğik olarak geliştikleri görülür. Sferulitik yapıdaki ornatmalar fosil kavkaları ve/veya kayacın belli bir kesimi üzerinde gelişmiş olup, kayalar içerisinde az miktarlarda görülür. Bu tip ornatmalar, kuvartzin liflerinin kavkı mikroyapısından bağımsız gelişen ışınal düzenlemelerle karakteristiktir. Bu yapılar ince kristallerde liflerin merkezi bir noktadan dışarıya doğru dairesel ya da yelpaze şeklindeki büyümeleri olarak görülür.

Gerek mikroyapıya bağlı gerekse sferulitik yapıdaki ornatmalar kavkının iç kısımlarından kavkı kenarına doğru giderek artan bir büyüme gösterir. Kuvartzin kristalleri içerisinde bulunan ve geçen ışıkta (alttan aydınlatmalı) siyahımsı veya kahverengimsi, yansıtılan ışıkta (üstten aydınlatmalı) beyaz renkte görülen

mikroyapılar ornatılmamış kavkıya ait inklüzyonlardır. Her iki tip ornatma şeklindeki kuvaitzinler aynı kay aç içerisinde birlikte görülebilirler.



Şekil 4. Tane iuası bokluklarda ve ooid tanelen ü/crindc gelişen kalseduan tip kuvarsları gösterir fotonik-rograf. Kalseduan liflerinin tane arası boşluklardaki büyümeleri tane kenarlarına dik yöndedir (oklarla gösterilmiş).

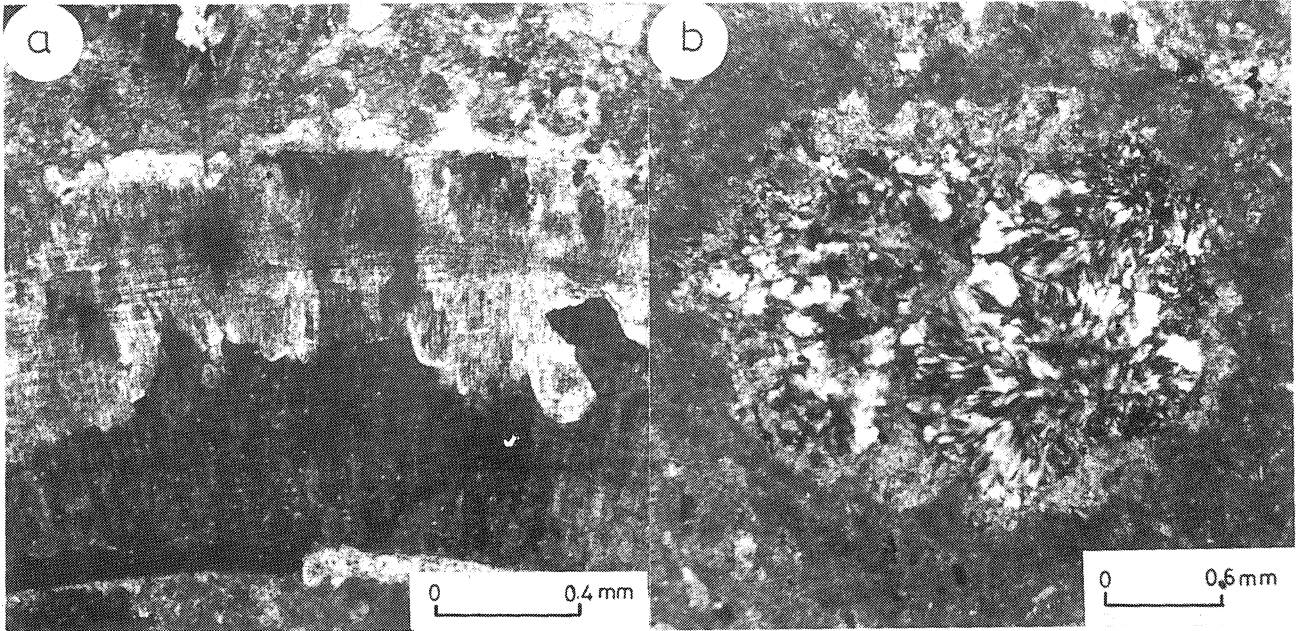
Figure 4. Photomicrograph of the chalcedony type quartz formed in intergranular pores and on the surface of ooids. Chalcedony fibers grown in intergranular pores are perpendicular to the edges of the grains (arrows).

Mikrokristalen kuvarslar

Bu tip kuvarslar çok küçük (20 jnm veya daha küçük), eş boyutlu ve/veya hafif olarak uzamış kuvars as tanelerinden oluşur (Şekil 6). Bu kristallerin oluşturduğu kümeler iğne ucu şeklinde (pinpoint) bir sönme gösterir. Kayaçlar içerisinde çimento ve ornatma şeklinde nadir olarak görülürler. As taneler arasında çok az miktarlarda kalsit kalıntıları ve/veya inklüzyon olarak küçük boyutlu pirit kristalleri bulunabilir.

Megakuvarsıar

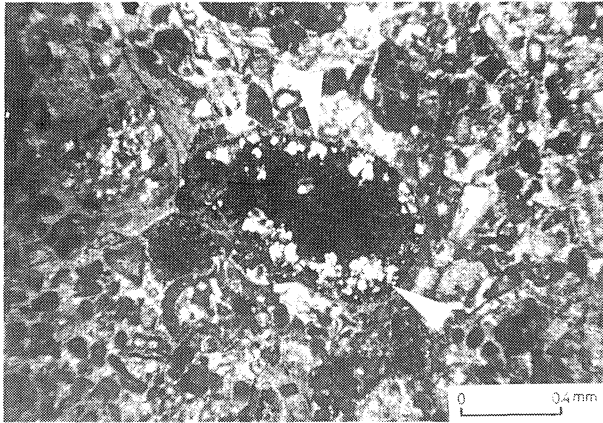
Bu tip kuvarslar, kristal boyları 20 jam'dan daha büyük, öz ve/veya yarı öz şekilli tekçe tanelerden oluşur. Kayaçlar içerisinde küçük prizmatik çubuklar; prizma yüzeyleri iyi gelişmiş ve iç kısımlarında değişik oranlarda kalsit kalıntıları (pöikilitik dokulu) veya inklüzyonlar ihtiva eden öz şekilli taneler; gözenek boşluklarında iri taneli beyaz-duru dolomitlerin yerini alan yan öz şekilli taneler; ve karadan türeme kuvars taneleri üzerinde sintaksiyal büyüme gibi değişik şekillerde görülebilirler (Şekil 7). Küçük prizmatik çubuk şeklinde olanlar çoğunlukla mikritik kayaçlar içerisinde (çamur-taşı ve vaketası), çok az olarak da diğer dokusal özelliklerdeki kayaçların mikritik yapıları üzerinde görülür. Genel olarak, kayaçlar içerisinde gelişmiş güzel dağılmışlardır. Ayrıca, stilolit zonları boyunca geliş-



Şekil 5. Kuvartzin tip ornatmaları gösteril- İblomigrograflar. a) Pelecypod kavkılarında, kavkı mikroyapısına bağlı gelişen ornatmalar, b) Bir sünger parçasında sfelüritik yapıdaki ornatmalar.

Figure 5. Photomicrographs of quartzine type replacements, a) Microstructure controlled replacements in pelecypod shells, b) Spherulitic replacement in a sponge fragment.

miş olanları da mevcuttur. Bunların boylan 50-150 μm arasında değişir. Bazılarının içerisinde çok küçük boyutlu pirit kristalleri inklüzyon olarak görülebilir. Prizma yüzeyleri iyi gelişmiş ve iç kısımlarında değişik oranlarda kalsit kalıntıları bulunan (pökilitik doku gösteren) megakuvarlarda önce kenar yüzeyler oluşmakta ve büyüme daha sonra bu yüzeylerden itibaren iç kısımlara doğru giderek artmaktadır. Yani, öne megakuvarların öz şekli (hegzagonal bipiramil) beklemekte ve daha sonra, kristal oluşumu belirlenen bu yüzeyler içerisinde gerçekleşmektedir. Bu nedenle, bu tip megakuvarların iç kısımlarda (silisleşme oranına bağlı olarak) değişik miktarlarda inklüzyon ya da yama şeklinde kalsit kalıntıları (çoğunlukla pökilitik bir doku oluşturacak şekilde) bulunmaktadır. Bunların boyutları 150-350 μm arasında değişir. Karadan türeme kuvarlar üzerinde aynı optik ve kristalografik devamlılıkta büyüme ile (sintaksiyal büyüme) oluşan megakuvarların tamamı karadan türeme kuvars tanelerinin şekline bağlı



Şekil 6. Ekinoderm kavkısının mikrokristallen kuvarlarla ornatılmasını gösterir fotomikrograf (oklarla gösterilmiş).

Figure 6. Photomicrograph showing the replacement of echinoderm shell microcrystals by quartz (arrows).

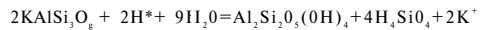
kalmaksızın hegzagonal yapıda gelişmiştir. Otijenik büyüme ile oluşan kısımlarda, değişik miktarlarda kalsit ya da pirit kristalleri inklüzyon olmak görülür. Karadan türeme kırıntı ile otijenik büyüme arasındaki sınır belirgindir. Bunların boyutları 200-350 μm arasında değişir*.

Gözenek boşluklarında dolomitlerin yerini alan ve kısmen de boşlukta oluşan megakuvarlar öz şekilsiz veya yarı öz şekillidir. Gözenek boşluğunun büyüklüğüne bağlı olarak, bunların boyutları 300 μm ile 1 mm arasında değişir*. Bu tip megakuvarlar dolomit kristallerini yerini alarak büyümüş olmaları nedeniyle, kuvars kristalleri içerisinde inklüzyon ve kristal dokanıkları boyunca yama şeklinde ilksel dolomit kalıntılarına rastlamak olasıdır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Silis kaynağı

Güncel denizel platform serilerinde yapılan çalışmalar sığ derinliklerdeki ve düşük sıcaklıklardaki gözenek sularında silis konsantrasyonunun yüksek olduğunu ortaya koymaktadır (Calvert, 1974; Berner, 1981; Björlykke ve Egeberg, 1993). Tortuların en üst seviyelerinde yoğunlaşan silis: amorf silisten (biyojenik ve volkanik), kuvarın erimesinden (basınç erimesiyle), ve silikat minerallerinden silisin ayrılmasını gerektiren diyajenetik mineral reaksiyonları gibi değişik kaynaklardan sağlanabilir (Namy, 1974; Meyers, 1977; Hesse, 1987; Molenaar ve Jong, 1987; Noble ve Stempvoort, 1988; Maliva ve Siever, 1988; Björlykke ve Egeberg, 1993). Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvarların oluşumu için gerekli silis ana kaynağını biyojenik kökenli amorf silis ve silikat minerallerinden eriyebilen biyojenik amorf silis (Calvert, 1974), Berdiga kireçtaşının bazı yörelerdeki dizilerinin üst seviyelerinde bulunan (yer yer de ara seviyeler halinde çok az olarak görülen) mikritik kireçtaşlarındaki sünger spikülerinden ve türbiditik kireçtaşlarında bol olarak görülen radyolaryalardan sağlanmış olabilir. Kimyasal reaksiyonlarla sağlanacak olan silis için gerekli kaynağı türbiditik kireçtaşı ve Liyas yaşlı volkano-tortul seriler içerisindeki kilaşları ve K-feldspat içeren volkanik (Hamurkesen formasyonu) ve granitik (Gümüşhane graniti) kayalar oluşturabilir. Bu kayalarındaki silikat minerallerinin diyajenetik reaksiyonları, yani, feldspatların çözülmesi ve oluşan kil minerallerinin tortulaşması:



K-feldspat

Kaolinit

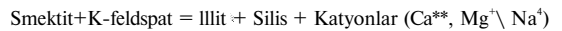


K-feldspat

Kaolinit

ti

lit

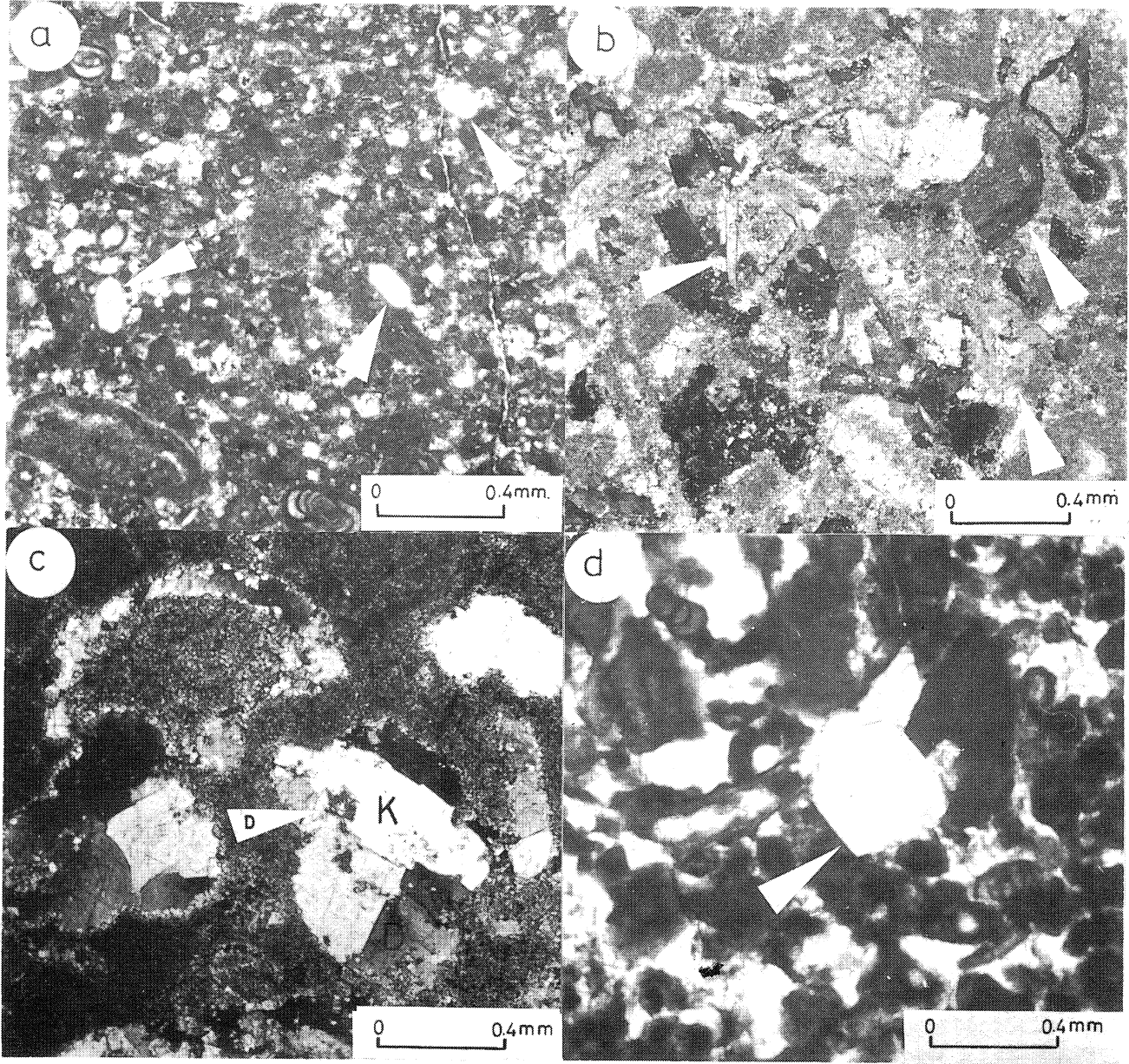


fazla silisin serbest kalmasına neden olur.

Her iki yolla sağlanan çözelti halindeki amorf silis, özellikle gözenek suyu akışı ve kısmen de diffüzyon yolu ile tortular içerisinde düşey ve yanal olarak uzun mesafeler boyunca göç edebilir. Bu hareketler şuasında çökeltim için gerekli koşulların sağlanması çözelti halindeki silisin kuvarlar olarak kayalar içerisinde çökeltmesini sonuçlar (Björlykke ve Egeberg, 1993).

Silisin çökeltim şekli ve mekanizması

Bu çalışmada araştırılan silis, Paleozoyik ve hemen hemen tüm Mesozoyik çörtlerinde olduğu gibi, şu anda kayalar içerisinde kuvars şeklinde görülmektedir. Derin deniz çörtleri üzerinde yapılan çalışmalar bu çörtlerin bir doyunluk süreci ile oluştuklarını, başlangıçta opal CT olarak tortulaşan silisin daha sonraki gömülme şuasında yeniden kristallenmeleriyle (erime-



Şekil 7. E>ğişik şekillerdeki megakuvarları gösteren folomikrograflar. a) küçük prizmatik çubuklari" şeklindeki megekuvarlar (oklarla gösterilmiş). Megakuvarların çatlaklar tarafından kesilmemiş olması bunların daha sonra oluştuğunu gösterir, b) Prizma yüzeyleri iyi gelişmiş ve iç kısımlarında, değişik oranlarda kalsit kalıntıları bulunan megakuvarlar (oklarla gösterilmiş), c) Gözenek boşluklarında, iri-beyaz spari dolomit kristallerini (D) ornanan megakuvarlar (K). Kuvars kristalleri içerisinde siyah renkli inklüzyonlar ilksel dolomitlere ait kalıntılardır (oklarla gösterilmiş), d) Karadan türeme kuvars tanesi üzerinde sintaksiyal büyüme sonucu oluşan megakuvarlar.

Figure 7. Photomicrographs showing different morphologies of megaquartz crystals, a) Little prismatic megaquartz crystals (arrows). Megaquartz crystals have not been cross cut by the cracks since they formed later, b) Megaquartz crystals which have well-developed prismatic surfaces and contain varying amounts of remnant calcite crystals (arrows), c) Megaquartz crystals (K) replaced white-large sparry dolomites (D) in pores. Black inclusions in the megaquartz crystals overgrown on the terrigenous quartz grain.

yeniden tortulaşma; Noble ve Van Stempwoort, 1989) mikrokristalen ve/veya kalsedonik kuvarsa dönüşüklerini ortaya koymuştur (Heath Ve Moberly, 1971; Von

Rad ve Rösch, 1974; Wise ve Weaver, 1974; Keene, 1975). Dönüşüm sonucu oluşan mikrokristalen ve/veya kalsedonik kuvarlar ilksel opal-CT'ye ait dokuları ko-

rudukları belirtilmekte, buna kanıt olarak da bu kuvarsların kama şekilli opal-CT kristallerinin oluşturduğu ilksel küçük kümeleri (lepisphere) veya mikroferulitleri içermeleri gösterilmektedir (Heath ve Moberly; 1971; Meyers, 1977; Jones ve Knauth, 1979; Williams ve diğ., 1985; Maliva ve Siever, 1988). Ancak, tüm mikrokristalen ve/veya kalsedonik kuvarsların kökenleri opal-CT değildir. Zira, Greenwood, 1973; Lancelot, 1973; Noble ve Van Stempwoort, 1989 araştırmalarında çözelti halindeki silisin direkt olarak mikrokristalen ve/veya kalsedonik kuvars şeklinde tortulaşabileceğini ileri sürmüşlerdir. Buna kanıt olarak da kuvars kristallerinin c-eksenlerinin tane arası boşluklarda tane kenarlarına dik ya da tortulaşma hızının yüksek olduğu durumlarda kristallerin geliştiği güzel yönlenebilir (hızlı tortulaşma ile oluşan karbonat çimentolarındaki gibi) bir büyümeye sahip olmalarını göstermişlerdir. Bu çalışmada, çimento şeklindeki kalsedonik kuvarslarda ilksel opal-CT karakterize eden ve yukarıda açıklanan verilere rastlanılmamıştır. Bunun yanı sıra, kalsedonik kristalleri tane kenarlarına dik yönde bir büyüme gösterir. Bu durum, yukarıda da belirtildiği gibi çözelti halindeki silisin direkt olarak kalsedonik kuvars şeklinde çökeldiğini ortaya koyar. Benzer şekilde, ornatma şeklindeki kalsedonik kuvarslarda da ilksel opal-CT'nin varlığı belirlenmemiştir. Ornatmaların başlangıçta bir opal-CT safhasına sahip olduğu varsayılması durumunda bile, prizmatik yapılu Requienia ve Toucasia tip pelecypod kavkılarında gözlenen ve mikroyapıya bağlı olarak gelişen ornatmalarda, herbir kavkı prizmasının önce paralel sıralanmış opal-CT kristalleri tarafından ornatılması, daha sonra bu paralel lifli opal-CT kristallerinin paralel uzanımlı kalsedonik kristallerine dönüşmesi gibi oldukça zor (hemen hemen olası olmayan) bir süreci gerektirecektir. Ayrıca, ornatma şeklindeki kuvarsların içerisinde kavkının izlerini koruyan mikrometre boyutlu inklüzyonların (ki bunların bazılarının su boşlukları olduğu belirtilmektedir; Folk ve Weaver, 1952) varlığı, ilksel bir opal-CT döneminin olamayacağını diğer bir kanıt olarak kabul edilebilir. Zira, inklüzyonların opal-CT döneminde bozulmadan korunmaları ve opal-CT'nin kuvarsa dönüşümünde de sağlam kalmaları olası bir mekanizma gibi görülmemektedir. Bütün bunlara karşın, ornatmalarda bir opal-CT safhasını olamayacağını kesin olarak söylemek zordur. Megakuvarslar ise, silisin direkt olarak çökmesiyle ya da karbonatların yerini almasıyla oluştuğu ile sürülmektedir (Maliva ve Siever, 1988).

Bu çalışmada gözlenen ornatma şeklindeki kuvarsların büyük bir kısmı fosil kavkılarının üzerinde gelişmiştir. Bu nedenle, ornatma mekanizmaları silisleşme ile kavkılar arasındaki ilişkilere dayanılarak açıklanmaya çalışılmıştır.

Silisin fosiller içerisindeki yerleşimi iki şekilde olmaktadır. Birincisi, çözülmüş kalsiyum ve karbonatın dışarı akması sonucu kavkı kalsitinin çözülmesi ve çözeltilerdeki silisin kalsitin boşalttığı alana girerek kuvars veya opal-CT olarak tortulaşması. İkincisi, kavkının hacimsel çözülmesiyle oluşan boşlukta daha sonra gözenek dolgu silisinin tortulaşması (Schmitt ve Boyd, 1981; Maliva ve Siever, 1988). Ornatmalar sonucu açığa çıkan çözülmüş kalsiyum karbonatın akıbeti kesin olarak bilinmemekle birlikte, büyük olasılıkla silisleşmemiş olanlarda (olasılıkla hemen yakın yörelerde) çimento olarak tortulaşmış olması gerekir*. Mikroskopik incelemelerde, kalsitin yerini alan kuvarslar içerisinde kavkı mikroyapılarının izlerine rastlanılması ve/veya kuvarslar içerisinde ornatılmamış kavkı kalsitinin inklüzyon olarak bulunması ornatmaların ilk açıklanan mekanizma ile oluştuğunu ortaya koyar.

Platform karbonatlarında silisin çökebilmesi (ornatılabilmesi) için: gözenek sularının silise göre aşırı doygun, kalsite göre doymamış olması, silisin çökebilmesi için öncelikle çökeltim alanındaki kalsit ve/veya aragonitin çözülmesi gibi iki ana mekanizmaya gereksinim vardır. Kayaçlar içerisindeki diagenetik kuvarsların varlığı gözenek sularının silise göre aşırı doygun olduğunun kanıtıdır. Ana sorun, silisin çökeceği alandaki kalsitin ve/veya aragonitin nasıl çözüldüğü ve silisin nasıl çökeldiğidir. Bunun için değişik görüşler ileri sürülmüştür.

Knauth (1979) platform tortularında kuvars otijenezleri için denizel-meteorik karışım zonu modelini bir alternatif olarak önermiştir. Bu modele göre, biyogenik opalin çözülmesi ile gel-git üstü zonunun yeraltı suyu silis konsantrasyonunca artmakta ve karışım zonunda kuvars olarak (gözenek sularının kalsite göre doymamış olduğu yerlerde çimento, doymuş olduğu yerlerde ornatma şeklinde) tortulaşmaktadır. Yine bu modelde gözenek suyu akışının yalnızca yanal yönde olduğu kabul edilmektedir. Ancak, kayaçlar içerisinde farklı dokusal yapıdaki kuvars dokularının birlikte bulunması, derin gömülme ortamlarında kuvars çökeltimi gibi olayları (ayrıntılı bilgi için Noble ve Stempwoort, 1989'a bakınız) bu modelle açıklamak zordur.

Holdaway ve Clayton (1982) kavkı kalsitinin çözülmesine kavkılarla yakın birlikteliği olan organik maddenin bakteriyel oksidasyonu sonucu artan CO₂ in neden olduğunu ileri sürmektedirler. Aerobik koşullar altında ve sığ gömülme ortamlarında fosil mikro ortamlardaki organik maddenin bakteriyel oksidasyonu CO₂ üretir*. CO₂ artışı yersel olarak kavkı karbonatlarının çözülmesine ve bunun sonucu olarak açığa çıkan bikarbonat da yersel olarak silisin tortulaşmasına neden olur. Bu modelde silis çökeltimi pirit oluşumundan daha öncedir. Maliva ve Siever (1988) in de belirttikleri gibi,

DOĞU PONTİDLERDE BÉRDİGA KİREÇTAŞI

karbon atomlarının herbir mol'ü bir mol kalsiyum karbonatı çözmede yeterli olduğu kabul edilse bile, silisleşmiş fosillerde meydana gelen kalsit çözülmesini kavkı içerisinde çok az miktarlardaki organik madde içeriğinin sağlaması da olası değildir. Dolayısıyla, tüm ornatmaları bu modelle açıklamak oldukça zordur. Ancak, organik maddenin bakteriyel oksidasyonu kavkı silisleşmesinde başlangıç için çekirdek bir rol oynayabilir. Diğer taraftan, bazı kuvarsların pirit kristallerini inklüzyon olarak içermeleri ornatmaların pirit oluşumundan daha sonra oluştuğunu gösterir.

Schmitt ve Boyd (1981) kavkı karbonatlarının çözülmesine organik materyalin fermentasyonu ve/veya dekarboksilasyonu sonucu oluşan düşük pH'lı gözenek sularının neden olduğunu ileri sürmektedirler. Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvarsların oluşumunu yukarıdaki modeller gibi bu modelle de açıklamak olası değildir. Çünkü, yukarıda belirtilen benzer nedenlerden dolayı, kavkı karbonatlarındaki organik madde içeriği tortular boyunca göç eden gözenek sularının pH değerini düşürecek kadar yüksek bir değere sahip değildir. Ayrıca, tortular boyunca göç eden düşük pH'lı gözenek sularının kavkı kalsitin çözülmesine neden olmuş olsaydı silisleşmiş kavkılarda çözülmenin çok ayygın ve özellikle gözenek sularıyla dokanak halinde olan kavkı kearlarında olması gerekirdi.

Brinbaum (1984), Brinbaum ve Wireman (1984, 1985) sülfat indirgeyen bakterilerin metabolitik aktivitelerinin silis tortulaşma mekanizmasını ve jel metabolizmasının olası yardımcı rolünü belirleyememişlerdir. Benzer şekilde, Noble ve Van Stempwoort (1989) sigorta gömülme derinliklerinde bakteriler tarafından sülfat indirgenmesini gerektiren post-oksik reaksiyonların platform otijenik kuvars oluşumunda önemli rol oynadıklarını kabul etmektedirler.

Maliva ve Siever (1988) diyajenelik bir ortamda silis fazının büyümesi kavkı karbonatlarının çözülmesini arttırdığı ve başka türlü kavkı karbonatlarının yaygın olarak çözümlenmesinin olası olmayacağını ileri sürmüşlerdir. Bu modele göre, büyüyen kuvars veya opal-CT kristallerinin kristallizasyon kuvveti silis-karbonat kontakta bir basınç artışına (yersel olarak Gibbs serbest enerji artışına), bunun sonucu olarak, kavkı kalsitin çözülmesine ve çözeltideki bikarbonat artışı da silis tortulaşmasına neden olmaktadır. Buradaki kavkı kalsitin çözülmesi ve silisin tortulaşması aynı zamanda oluşmaktadır. Bunlara göre, büyüyen silis fazının kavkı karbonatlarını çözdüğüne dair en güçlü veri, karbonat çözülmesinin silis-karbonat dokanağı boyunca sınırlandırılmış olmasıdır. Bu görüşü destekleyen ek bir* veri de öz şekli otijenik kuvarsların varlığıdır. Zira, organik madde (veya diğer etkenler) hiçbir zaman kalsiti veya aragoniti öz şekilli kuvars yapısı oluşturacak tarzda çözmesi olası değildir.

Yukarıda açıklanan karbonatların erimesi ve silisin tortulaşması ile ilgili mekanizmalardan hangisinin Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvarsların çökeliminde etkili olduğu net olarak belirlenememiştir. Bununla birlikte, silisin karbonatları ornatması için ileri sürülen değişik modellerin yorumlanması, Berdiga kireçtaşında gözlenen kuvarslara uygulanabilirliği ve bu kuvarsların diyajenetik ürünlerle olan ilişkilerinin araştırılması organik maddenin bakteriyel çürütmesi silis çökeliminde önemli, ancak başlangıç için çekirdek bir rol oynayabileceğini, asıl çökelim Maliva ve Siever (1988) tarafından ileri sürülen mekanizmalarla meydana gelebileceğini ortaya koymaktadır.

Silisin çökelim zamanı

Berdiga kireçtaşında araştırılan diyajenetik kuvars dokularının diyajenetik ortamlarla ve/veya bu ortamlara ait diyajenetik ürünlerle olan ilişkileri gözönüne alındığında, bu kuvarsları aynı zamanda oluşmadıkları, gömülme-zaman fonksiyonuna bağlı olarak (hacimsel azalma ile birlikte) sığ gömülme ortamlarından derin gömülme ortamlarına doğru kalseduan-kuartzin-mikrokristalen kuvars-megakuvars şeklinde bir çökelim dizilimine sahip oldukları görülür. Ayrıca, Schmitt ve Boyd (1981), Maliva ve Siever (1988) gözenek sularında silis konsantrasyonunun yüksek ve tortulaşmanın hızlı olduğu durumlarda çökelim kalsedonik ya da mikrokristalen kuvars, silis konsantrasyonunun düşük ve tortulaşma hızının yavaş olduğu durumlarda çökelim megakuvars şeklinde olacağını belirtirler. Berdiga kireçtaşında gözlenen diyajenetik kuvarsların oluşum diziliminin yukarıda açıklanan şekilde geliştiğini gösteren verileri şu şekilde açıklayabiliriz.

1. Bazı örneklerde, kayacın büyük bir kısmını kaplayan kalseduan şeklindeki silisleşmelerde tane aralarındaki kalseduan liflerinin tane kenarlarına dik ve boşluk merkezine doğru gittikçe büyüyen kristallerin varlığı, bu kristallerin serbest bir yüzeyde büyüdüklerini gösterir* (Şekil 8a). Bu durum, tortulaşmanın sığ gömülme ortamlarında ve tane arası çimento oluşumundan önce meydana geldiğini ortaya koyar. Ayrıca, kalseduan kristallerinin ikincil çatlaklar tarafından kesilmesi (ikincil çatlaklar spari kalsitle dolu) çökelim sığ gömülme ortamlarında ve çatlak oluşumundan önce oluştuğunun diğer bir kanıtıdır.

2. İskelet taneleri üzerindeki kuartzin tip ornatmalardan kavkı mikroyapısına bağlı olarak gelişen ornatmalar kavkılardaki yüksek-Mg kalsitin düşük-Mg kalsite dönüşümünden önce mi yoksa daha sonra mı olduğu belirlenememiştir. Jacka (1974) yaptığı çalışmada benzer bileşimli kavkılardaki silisleşmenin yüksek-Mg kalsitin, düşük-Mg kalsite dönüşümü ile aynı zamanda veya hemen sonra oluştuğunu belirtmekte, buna kanıt olarak da kalsitin yerini alan kuvarslar üzerindeki dolo-

mit rornboederlerinin varlığını göstermektedir. Bu çalışmada, böyle bir olguya rastlanılmamıştır. Ayrıca, yüksek-Mg kalsit bileşimli ögeler düşük-Mg kalsite dönüşüklerinde bile ilksel dokularını koruyabildiklerine göre (Stehli ve Hower, 1961; Gavish ve Friedman, 1969), bu tip ornatmaların yüksek-Mg kalsitin düşük-Mg kalsite dönüşümünden sonrada oluşabileceğini gösteri (Şekil 8b). Sferulitik yapıdaki ornatmalar hem neomorfik spari kalsite dönüşmüş kavkuları hem de tane arası spari kalsit çimentoları ornatmaları, bunların söz konusu diyajenetik ürünlerin oluşumundan sonra (tatlı su freatik ortam; Longman, 1980) meydana geldiğini gösterir (Şekil 8c).

3. Mikrokristalen kuvarsların çalışılan örneklerde çok az miktarlarda görülmeleri bunların oluşum zamanlarının kesin olarak belirlenmelerine olanak tanımamaktadır. Bununla birlikte, bu tip kuvarsların pirit kristallerini inklüzyon olarak içermeleri bunların pirit oluşumundan (post-oksik ortamlarda) sonra, olasılıkla siğ-orta gömülme derinliklerinde, oluştuklarını gösterir (Şekil 8d).

4. Dolomit kayaçlarında, erime veya gözenek boşluklarını kısmen ya da tamamen dolduran iri boyutlu beyaz-spari dolomit kristallerini (bu tip dolomit kristalleri Folk ve Asserto, 1974; Folk, 1977; Zenger, 1983 tarafından "boraque", Radge ve Mathis, 1980 tarafından 'saddle' dolomit olarak tanımlanmıştır) ornatarak oluşan iri boyutlu ve yarı öz şekilli megakuvarslar içerisinde inklüzyon ve/veya yama şeklinde (özellikle kristal dokanakları boyunca) bu dolomitlerin kalıntılarına rastlanılmaktadır. Bu durum, bu tip megakuvarsların iri boyutlu beyaz-spari dolomit kristalleriyle yaklaşık eş yaşlı veya daha soma oluştuklarını gösterir* (Şekil 8e). Gregg (1983), Gregg ve Sibley (1984)'in deneysel verileri bu tip dolomitlerin oluşumları için gerekli en düşük sıcaklığın 50°C'den daha fazla olduğunu ortaya koymuştur. İnceleme alanında, jeolermal gradyanın yaklaşık olarak 22°C km⁻¹ olduğu kabul edilecek olursa, bu dolomitlerin (dolayısıyla bu tip mega kuvarsların) 1,5-2 km. daha derin ortamlarda, yani orta-derin gömülme ortamlarında oluştukları söylenebilir. Çubuk şeklindeki küçük prizmatik yapı bazı megakuvarsların stilolit zonları boyunca gelişmiş olmasını bunların derin gömülme ortamlarında oluştuklarını gösterir (Şekil 81).

Prizma yüzeyleri iyi gelişmiş öz şekilli megakuvarslarda yalnızca kristal yüzeylerinin iyi gelişmiş olması gözenek sularındaki silis konsantrasyonunun düşük ve çökelimin yavaş olduğunu kanıttır. Bu ve yukarıda açıklanan diğer olaylar, megakuvarsların diyajenetik kuvars çökelim sürecinin en son aşamasını oluşturduğunu ortaya koymaktadır.

SONUÇLAR

Berdiga kireçtaşının farklı litolojilerinde ve karbo-

natlı fosillerinde gözlenen çimento ve ornatma şeklindeki kuvarslar kalseduan, mikrokristalen ve megakuvars gibi farklı dokusal özelliklerde gelişmiştir. Bunlardan kuvartzin ve megakuvarslar ornatma, kalseduan ve mikrokristalen kuvarslar hem çimento hem de ornatma şeklinde görülür.

Ornatma şeklindeki kuvarsların büyük bir kısmı fosil kavkuları üzerinde (kuvartzin dokusal özelliğinde) gelişmiş olup, bazı fosil kavkuları ile güçlü bir şekilde ilişkili (örneğin; mikroyapıya bağlı olarak gelişen kuvartzin tip ornatmalar yalnızca Requienia ve Toucasia tip pelecypod kavkuları üzerinde gelişmiş olmaları) oldukları gözlenmiştir.

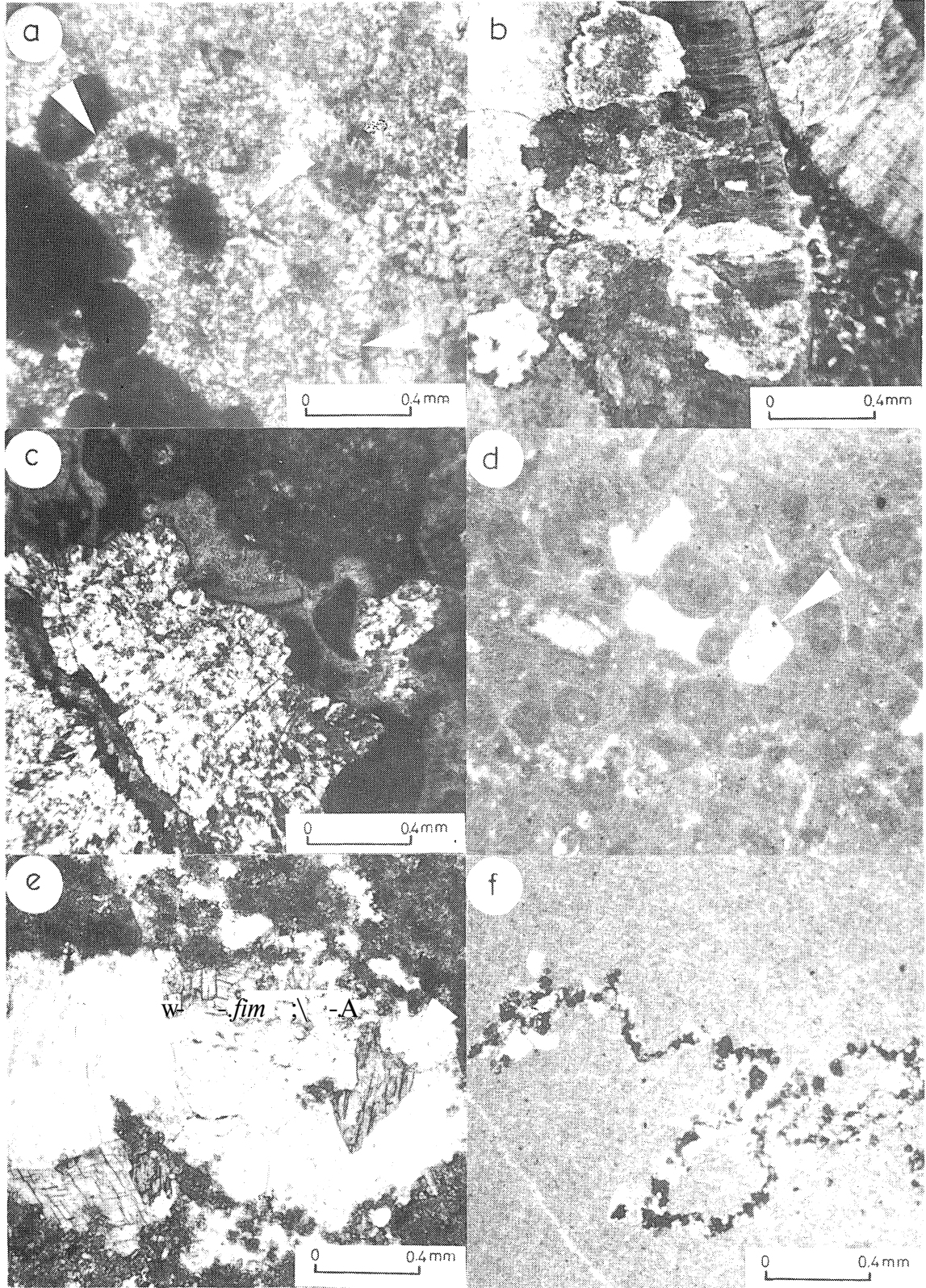
Diyajenetik kuvarsların oluşumu için gerekli silis kaynağını sünger spikülleri, radyolaryalar ve kiltaşları ile K-feldspat mineralleri içeren volkanik (Hamurkesen formasyonu) ve granitik (Gümüşhane graniti) kayaçlar oluşturur.

Platform karbonatlarında silisin tortulaşması için pek çok model ileri sürülmüştür. Bu modellerin Berdi-

Şekil 8 Farklı dokusal özelliklerdeki diyajenetik kuvarsların farklı diyajenetik ortamlara ait ürünlerle olan ilişkilerini gösteren fotomikrograflar. a) Kalseduan liflerinin tane kenarlarına dik yöndeki büyümeleri (oklarla gösterilmiş), b) Pelecypod kavkularında, kavki mikroyapısına bağlı olarak gelişen kuvartzin tip ornatmalar ve korunmuş haldeki ilksel prizmatik yapılar. Kuvartzin kristalleri içerisindeki koyu renkli inklüzyonlar kavkiya ait ilksel kalıntılardır, c) Çimento ve ögelerin yerini alan sferulitik yapıdaki kuvartzin kristalleri (Ç.N.). Kuvartzin kristallerinin çatlaklar tarafından kesilmiş olması bunların çatlaklardan önce oluştuklarını gösterir, d) Mikrokristalen kuvarslar içerisindeki pirit inklüzyonları (okla gösterilmiş), e) Megakuvars kristalleri içerisinde inklüzyon ve kristal dokanakları arasında kalıntı halindeki dolomitler (oklarla gösterilmiş), f) Stilolit zonları boyunca gelişmiş megakuvarslar.

Figure 8. Photomicrographs showing relationships between diagenetic quartz crystals having different fabrics and products of diagenetic environments, a) Growth of chalcedony fibers perpendicular to the grain boundaries (arrows), b) Microstructure controlled quartzine type replacements and non-silicified original prismatic microstructures in the pelecypod shells. Dark inclusions in quartzine crystals are remnants of original shell, c) Spherulitic quartzine crystals replaced the cement and carbonate components (C.N.). Quartzine crystals have been cross cut by the cracks, indicating that the replacement occurred earlier than crack development, d) Pyrite inclusions in micro-crystalline quartz crystals (arrow), e) White-large sparry dolomites as inclusions in megaquartz crystals and remnants between crystal contacts (arrows), f) Megaquartz crystals developed along the stylolite zone.

DOĞU PONTİDLERDE BERDİGA KİREÇTAŞI



ga kireçtaşına uygulanabilirliği araştırıldığında organik maddenin silis çökelişinde yersel ve ancak başlangıç için çekirdek bir rol oynayabileceği, yaygın silisleşmenin Maliva ve Siever (1988) tarafından ileri sürülen "diyajenetik ortamlarda büyüyen silis fazının karbonat çözülmesini arttırdığı ve ornatma reaksiyonlarının kristalleşme kuvveti tarafından kontrol edildiği modeli" ile meydana gelebileceği sonucuna varılmıştır.

Berdiga kireç taşında saptanan farklı dokusal özelliklerdeki diyajenetik kuvarsların farklı diyajenetik ortamlar ve bu ortamlara ait diyajenetik ürünlerle olan ilişkilerine bakıldığında bu kuvarsların, eş yaşlı olmadıkları, gömülme zaman fonksiyonuna bağlı olarak (hacimsel azalma ile birlikte), sığ sökülme ortamlarından derin gömülme ortamlarına doğru kalseduan (boyunahızlı kalseduan)-kuvartzin (boyuna-yavaş kalseduan)-mikrokristalen kuvars-megakuvars şeklinde bir çökelim dizilimine sahip oldukları saptanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ağar Ü., 1977, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin jeolojisi: Doktora Tezi, KTÜ, Trabzon, 58 s.
- Akdeniz, N., 1988, Demirözü Permo - Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri: TJK Bülteni, 31, 1, 71-81.
- Bergougnan, H., 1987, Études géologiques dans l'Est-Anatolien: Theses de doctorat d'état, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 86-33, 606 p.
- Burşuk, A., 1975, Bayburt yöresinin mikropaleontolojik ve stratigrafik irdelenmesi: Doktora Tezi, I.Ü., 196 s.
- Berner, R.A., 1981, Early diagenesis: A theoretical approach: Princeton, N.J., Princeton Univ. press., 241 p.
- Björlykke, K. and Egeberg, P. K., 1993, Quartz cementation in sedimentary basins: AAPG Bulletin, 7, 1538-1548.
- Brinbaum, S.J., 1984, Silica in sedimentary sulfite deposits: a microbial origin: Geol. Ass. Can., Program with Abstracts, 9, p. 47.
- Brinbaum, S. J. and Wireman, J.W., 1984, Bacterial sulfate reduction and pH: Implications for early diagenesis: Chem. Geol., 43, 143-149.
- Brinbaum, S. J. and Wireman, J. W., 1985, Sulfate-reducing bacterial and silica solubility: a possible mechanism for evaporite diagenesis and silica precipitation in banded iron formations: Can. J. Earth Sci., 22 1904-1909.
- Calvert, S. E., 1974, Deposition and diagenesis of silica in marine sediments, in Hsü, K.J. and Jenkins, H.C., eds., Pelagic sediments: Spec. Publ. I.A.S.I., 273-300.
- Eren, M., 1983, Gümüşhane-Kale arasının jeolojisi ve mikro fasiyes incelemesi: Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bil. Enst., Trabzon, 197 s.
- Folk R.L. and Weaver, C.E., 1952, A study of the texture and composition of chert: Am. Jour. Sci., 250, 498-510.
- Folk, R.L. and Pittman, J.S., 1971, Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites: Jour. Sedim. Petrol., 41, 1045-1058.
- Folk, R.L. and Asserto, R., 1974, Giant aragonite rays and borate white dolomite in tepee fillings. Triassic of Lombardy, Italy (Abstract): AAPG, Abstracts with Programs, San Antonio, p.34.
- Folk, R.L., 1977, Peculiar forms of diagenetic carbonate from hyper saline and cave deposits, ancient to recent (Abstract): Newsletter of West Texas Geological Society, p. 11.
- Fronde!, C., 1978, Characters of quartz fibers: Am. Mineral., 63, 17-27.
- Gattinger, T.E., 1962, 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası: Trabzon (Ed. Erentöz, C. ve Ketin, I.), MTA, 75 s.
- Greenwood, R., 1973, Cristobalite: Its relationship to chert formation in selected samples from the deep sea drilling project: Jour. Sedim. Petrol., 43, 700-708.
- Gavish, E. and Friedman, G.M., 1969, Progressive diagenesis in Quaternary to late Tertiary carbonate sediments: Sequence and time scale: Jour. Sedim. Petrol., 39, 980-1006.
- Gregg, J. M., 1983, On the formations and occurrence of saddle dolomite-Discussion: Jour. Sedim. Petrol., 53, 1025.
- Gregg, J.M. and Sibley, D.F., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: Jour. Sedim. Petrol., 54, 908-931.
- Hacıoğlu, T., 1983, Kale-Vavuk Dağı (Gümüşhane) arasının jeolojisi ve mikrofasiyel incelemesi: Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen. Bil. Enst., Trabzon 121 s.
- Heath, G.R. and Moberly, R., 1971, Chert from the Western Pacific, Leg 7, SDP: Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., 7, 991-1007.
- Holdaway, H. K. and Clayton, C. J., 1982, Preservation of shell microstructure in silicified brachiopods from the Upper Cretaceous Wilmington Sands of Devon: Geol. Mag., 119, 371-382.
- Jones, D.L. and Knauth, L.P., 1979, Oxygen isotopic and petrographic evidence relevant to the origin of the Arkansas Novaculite: Jour. Sedim. Petrol., 49, 581-597.
- Jacka, A.D., 1974, Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization: Jour. Sedim. Petrol., 44, 421-427.
- Korkma, S. ve Baki, Z., 1984, Demirözü (Bayburt) yöresinin stratigrafisi, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülten 5, 107-115.
- Kırmacı, M.Z., 1992, Alucra-Gümüşhane-Bayburt yörelerindeki (Doğu Pontid güney zonu) Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Berdiga kireçtaşının sedimentolojik incelemesi: Doktora Tezi, K.T.Ü. Fen. Bil. Enst., Trabzon, 256s.
- Keene, J.B., 1975, Cherts and porcellanites from the north Pacific, DSDL Ieg32: Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj., 32, 429-507.

DOĞU PONTİDLERDEBERDİGA KİREÇTAŞI

- Knauth, L.P., 1979, A model for the origin of chert in limestone: *Geology*, 7, 274-277.
- Lancelot, T., 1973, Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. In: Initial Reports of the Deep sea Drilling Project, (Ed. by E.L. Winterer, J.I. Ewing et al.), v.17., p. 377-405.
- Longman, M.W., 1980, Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments: *AAPG Bull.*, 64, 461-487.
- Maliva, R.G. and Siever, R., 1988, Mechanism and controls of silification of fossils in limestone: *Jour. Geol.*, 96, 387-398.
- Meyers, W.L., 1977, Chertification in the Mississippian Lake Walley Formation, Sacramento Mountains, New Mexico, *Sedimentology*, 24, 75-105.
- Molenaar, N. and Jong, A.F.M., 1987, Authigenic quartz and albite in Devonian limestone: Origin and significance: *Sedimentology*, 34, 623-640.
- Namy, J.N., 1974, Early diagenetic chert in the Marble Falls Group (Pennsylvanian) of Central Texas: *Jour. Sedim. Petrol.*, v. 44, p. 1262-1268.
- Noble, J.P.A. and Van Stempvoort, D.R., 1988, Early burial quartz authigenesis in Silurian platform carbonates, New Brunswick, Canada: *Jour. Sedim. Petrol.*, 59, 65-76.
- Özer, E., 1984, Bayburt (Gümüşhane) yöresinin jeolojisi: *K.T.Ü. Jeoloji Dergisi*, Trabzon, 3, 1-2, 77-89.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi: *K.T.Ü., Trabzon*, 88, 103 s.
- Radge, B.M. and Mathis, R.L., 1980, On the formation and occurrence of saddle dolomite: *Jour. Sedim. Petrol.*, 50, 1149-1168.
- Schmitt, J.G. and Boyd, D.W., 1981, Patterns of silification in Permian pelecypods and brachiopods from Wyoming: *Jour. Sedim. Petrol.*, 51, 1297-1308.
- Stehli, F.G. and Hower, J., 1961, Mineralogy and diagenesis of carbonate sediments: *Jour. Sedim. Petrol.*, 31, 358-371.
- Von Rad, V. and Rösch, H., 1974, Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the Central Atlantic, in: Hsü, K. J. and Jenkins, H.C., eds., *Pelagic sediments: Spec. Publ. I.A.S.I.*, p. 301-326.
- Williams, L.A., Parks, G.A. and Crerar, D.A., 1985, Silica diagenesis, I. Solubility controls: *Jour. Sedim. Petrol.*, 55, 301-311.
- Wise, S.W. and Weaver, E.M., 1974, Chertification of oceanic sediments, in: Hsü, K.J. and Jenkins, H.C., eds., *Pelagic sediments: Spec. Publ., I.A.S. 1*, 301-326.
- Zenger, D.H., 1983, Burial dolomitization in the Los Burro Formation (Devonian), East-Central California and the significance of late diagenetic dolomitization: *Geology*, 11, 519-522.

Kıraman (Ayrancı-Karaman) yöresi talk yatakları *The talc deposits of Kıraman (Ayrancı-Karaman) district, Turkey.*

Abdurrahman MURAT Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Orta Anadolu II. Bölge Müdürlüğü, Konya
Sedat TEMUR Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya

Öz

Yörede en yaşlı birim olarak, Bolcardağı Birliği'ne ait kireçtaşları ile temsil edilen Jura-Kretase yaşlı Berendi formasyonu bulunmaktadır. Birimi, Kampaniyen yerleşim yaşlı Kıraman ofiyolitli melanjı üzerlemektedir. Bir taban konglomerası seviyesi ile başlayan ve kiltası, killi kireçtaşı seviyeleri ile devam eden Orta Miyosen yaşlı Mazı formasyonu kendisinden yaşlı birimleri açılı uyumsuzlukla örtmektedir. Bu birimin üzerine uyumlu olarak gelen Üst Miyosen yaşlı Divlek formasyonu oolitic kireçtaşları ile temsil edilmektedir.

Talc yatakları, Dildeğmez ve Dolay dereleri kesimlerinde, Kıraman ofiyolitli melanjına ait serpantinlerin içerisinde bulunmaktadır. Talklaşma, yörede Miyosen öncesinde etkin olan makaslama kuvvetleri ile ortaya çıkan çatlak sistemleri ile ilişkili olarak gelişmiştir. Bu çatlakların içerisinde dolaşan metamorfik ve/veya hidrotermal kökenli asidik sular serpantinleri ayırışmış ve bünyelerindeki silisin ortama katılması ile talk yatakları ortaya çıkmıştır. Talk yataklarının oluşumu Üst Miyosen sonu - Pliyosen zaman aralığında gerçekleşmiştir.

Mercek şekilli olan ana talk yataklarının çevresinde çatlak dolgusu halinde bulunan düşük tenörlü, ağsal talk oluşumları bulunmaktadır. Dildeğmez ve Dolay dereleri kesiminde toplam 75 000 ton görünür ve 250 000 ton muhtemel rezerv hesaplanmıştır. Yöredeki talk, seramik sanayiinde renkli pişen seramik katkı maddesi olarak kullanılabilir kalitededir.

Anahtar Sözcükler : Jeoloji, talk yatakları, Kıraman Köyü, ofiyolitik melanj, seramik endüstrisi.

Abstract

In the study area, the oldest outer opening formation belonging to Bolcardağ Unit is represented by Berendi formation (Jurassic-Cretaceous). It is overlain technically by Kıraman ophiolitic melange which is emplaced during Campanian. Mazı formation consisting of basal conglomerate, clay stone and clayey limestone levels upward, is of Middle Miocene age. The older units are overlain by Mazı formation with an angular unconformity. Divlek formation overlying the Mazı formation conformably consists of oolitic limestone and is of Upper Miocene age.

Talc deposits are found within the Kıraman ophiolitic melange especially at Dildeğmez and Dolay area. Talc occurrences probably, can be attributed to the fracture systems formed by Pre-Miocene shearing forces. Silica bearing metamorphic and/or acidic hydrothermal waters filling the fractures of serpentin ites had altered the serpentinities and formed the talc deposits. The formation age of talc deposits may be of Late Upper Miocene-Pliocene.

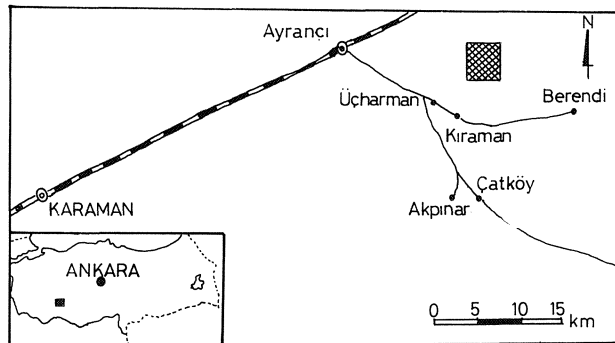
Talc deposits were formed as lens-shape. But these deposits were also surrounded by low-quality stockwork types talc occurrences. In the area 75 000 tons of visible and 250 000 tons of probable talc reserve has been calculated. As a result, talc deposits studied in the area possess a quality which satisfy the requirements of color-baked ceramic industry.

Key Words: Geology, talc deposit es, Kıraman Willage, ophiolitic melange, ceramic industry.

GİRİŞ

İnceleme sahası Ayrancı'nın (Karaman) 15 km doğusunda, Kıraman Köyü'nün kuzey kesiminde yer almakta ve yaklaşık 75 km²lik bir alanı kaplamaktadır (Şekil 1). Çalışmanın amacı, yöredeki talk yataklarının jeolojisini, yayılımını, oluşumunu ve teknolojik özelliklerini araştırmaktır.

Bunun için önce 1:25000 ölçekli jeolojik haritalama yapılmış, yüzeyleyen birimler formasyon mertebesinde tanımlanarak ayırtlanmış ve tektono-stratigrafik özelliklerden faydalanarak jeolojik gelişim yorumlanmıştır. Daha sonra talk yataklarının yakın çevresinin 1: 10000 ölçekli detay haritaları hazırlanmış yarmalarla talklaş-



Şekil 1. İnceleme alanının yer buldum haritası.

Figure 1. The location map of the investigation area.

manın düşey ve yanal devamlılıklar kontrol edilmiştir. Yatak ve yankayaçlardan derlenen örneklerin mikroskobik incelemeleri yapılmış, diferansiyel termal analizi (DTA) yöntemiyle mineralojik bileşimleri ve yan kantitatif optik spektral yöntemiyle kimyasal bileşimleri belirlenmiştir.

İnceleme alanı ve çevresinde çok sayıda jeolojik amaçlı araştırma yapılmıştır. Bunların arasında Demirtaşlı ve diğ. (1973 ve 1983), Gedik ve diğ. (1979), Oktay (1982) ile Pampal (1987), Pampal ve Meriç (1990) sayılabilir. Bu çalışmalarda yörede yüzeyleyen birimler formasyon mertebesinde tanımlanarak 1:25000 ölçekli jeolojik haritaları yapılmıştır.

GENEL JEOLJİ

Stratigrafi

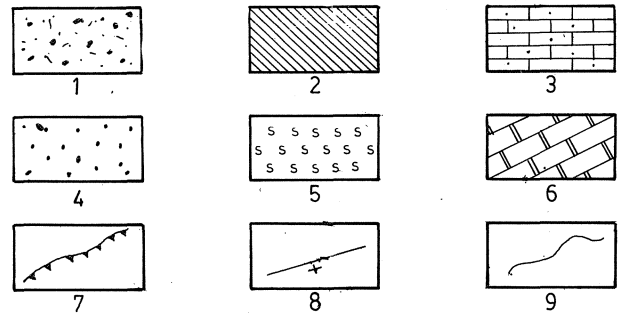
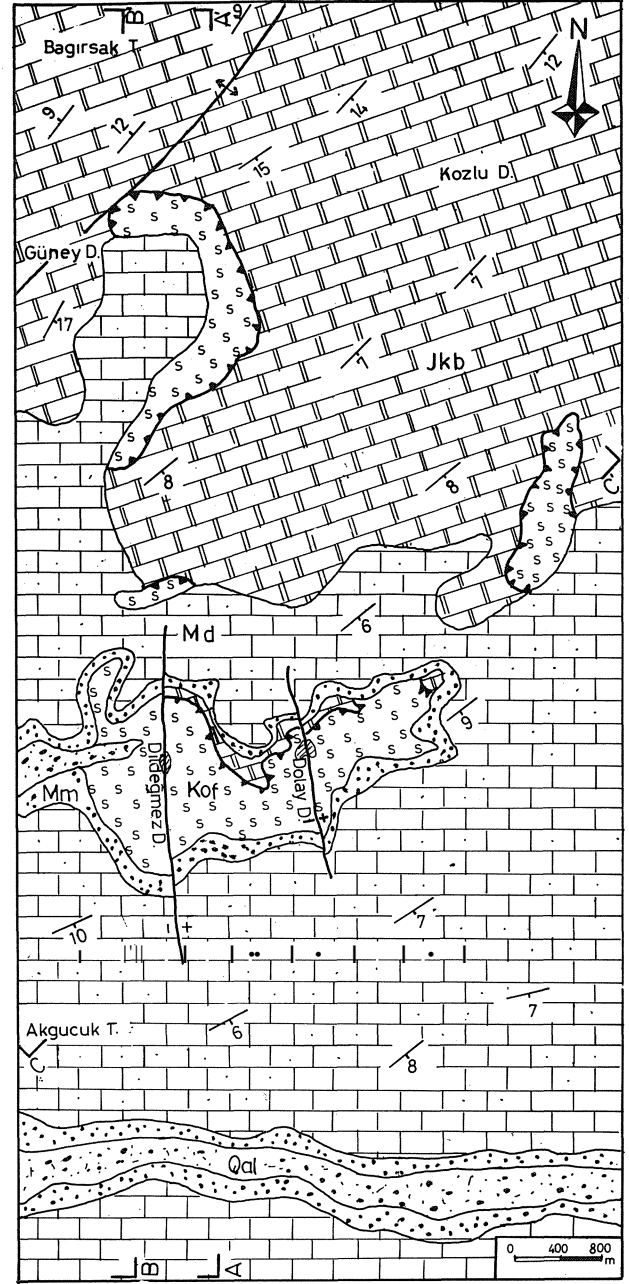
İnceleme alanında yüzeyleyen birimler Jura-Miyosen zaman aralığında çökelmiş sedimanter kayalar ve ofiyolitlerden oluşmaktadır. Yöredeki en yaşlı birim Bolkaradağı Birliği'ne ait mermerlerle temsil edilen Jura-Kretase yaşlı Berendi formasyonudur. Gri, beyaz veya sarımsı renkli, kalın tabakalı mermer özelliğindeki kireçtaşlarının içerisinde yaygın olarak tabakalanmaya paralel çört bantları bulunmaktadır. Demirtaşlı ve diğ.(1983) tarafından sığ ve dural bir karbonat platformunda oluştuğu belirtilen formasyonun tabanını inceleme alanında görülmemektedir (Şekil 2). Tavanı ise Kıraman ofiyolitli melanjı tarafından tektonik olarak üzerlenmiştir (Şekil 3).

Şekil 2. İnceleme alanının jeolojik haritası.

1. Alüvyon (Kuvaterner),
2. Talk (Miyosen sonu-Pliyosen),
3. Divlek Formasyonu (Üst Miyosen),
4. Mazı Formasyonu (Orta Miyosen),
5. Kıraman Ofiyolitli Melanjı (Kampaniyen),
6. Berendi Formasyonu (Jura-Kretase),
7. Bindirme fayı,
8. Gravite fayı,
9. Dokanak.

Figure 2. The geological map of the investigation area.

1. Alluvium (Quaternary),
2. Talc (Late Miocene-Pliocene),
3. Divlek Formation (Upper Miocene),
4. Mazı Formation (Middle Miocene),
5. Kıraman Ophiolite Melange (Campanian),
6. Berendi Formation (Jurassic-Cretaceous),
7. Thrust fault,
8. Gravity fault,
9. Contact.



KIRAMAN TALK YATAKLARI

ÜST SİSTEM (ERA)	SİSTEM (SYSTEM)	SERİ (SERIES)	KAT (STAGE)	FORMASYON (FORMATION)	SEMBOLE (SYMBOL)	KALINLIK(m.) (THICKNESS)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)
MESOZOYİK (Mesozoic)	JURA - KRETASE (Jurassic-Cretaceous)	ÜST KRETASE (Upper Cretaceous)	KAMPANİYEN (Campanien)	Kıraman Ofiyolitik Melanjı	Kof	~ 100		<p>Tektonik dokanak (Tectonic contact)</p> <p>Beyazimsı, açık gri renkli kristalize kireçtaşı (Whitish, light gray colored, crystallized limestone)</p>
SENZOYİK (Cenozoic)	TERSİYER (Tertiary)	MİYOSEN (Miocene)	ORTA MİYOSEN (Middle Miocene)	Mazi Formasyonu	Mm	~ 150		<p>Kahverenkli serpantin taşaklı, taban konglomerası (Brown colored basal conglomerate with serpentine pebbles)</p> <p>Kıllı kireçtaşı (Clayey limestone) Kahverenkli kilitaşı (Brown colored claystone)</p>
			ÜST MİYOSEN (Upper Miocene)	Divlek Formasyonu	Md			
	KUVATERNER			Alüvyon	Qat			<p>Değişken malzemeli alüvyon (Alluvium with different sediments)</p>

Şekil 3. Stratigrafik dikme kesiti.

Figure 3. The stratigraphic columnar section.

Kıraman ofiyolitli melanji serpantinleşmiş peridotit, ayrılmış harzburgit, diyabaz, gabro, radyolarit ve bunların içerisine serpilmiş değişik boyuttaki kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. İleri derecede bozmuş olan olivin kristallerinin bulunması serpanüleleşmenin yaygın olduğunu göstermektedir. Bu kayalarda manyetit ve kromit tanelerine rastlanmaktadır. Çatlakları talk ve asbest tarafından doldurulmuştur. Gabrolar yeşil renkli olup, iri hornblend kristallerinin yanı sıra plajiyoklaz, klorit, epidot, kalsit ve opak minerallerden oluşmaktadır. Hornblendler kloritleşmiş ve kenarlarından itibaren tremolit ve aktinolite dönüşmüşlerdir. Plajiyoklazlar albitleşmiştir. Çeşitli büyüklüklerde kafalar şeklinde yüzeyleyen diyabazlar koyu yeşil, gri veya siyah renklidirler. Amfibol, plajiyoklaz, klorit, epidot opak mineraller ve ikincil kalsit kristallerden oluşmaktadır. Kıraman ofiyolitli melanji bölgeye Kampaniyen'de yerleşmiştir. Üzerine açılı uyumsuzlukla Mazı formasyonuna ait birimler gelmektedir.

Bir taban konglomerası seviyesi ile başlayan Mazı formasyonu yukarı doğru kıltaşı ve killi kireçtaşları ile devam etmektedir. Kıltaşları çok ince tabakalı ve kahverenkli. Killi kireçtaşları ise pembe renkli ve ince-orta kalınlıkta düzgün tabakalıdır. Orta Miyosen yaşlı olan formasyonun üzerinde uyumlu olarak Divlek formasyonu yer almaktadır.

Divlek formasyonu sarı veya krem renkli, orta-kalın tabakalı, bol fosilli kireç taşlarından oluşmaktadır. Oolitli biyomikrit ve oolitli biyosparit özelliğindeki kireçtaşlarının içerisinde sağlam kavkılı bentik foraminiferlerle kuvars taneleri bulunması sığ ve çalkantılı bir ortamda çökeldiklerine işaret etmektedir (Şekil 4).

Yörede yüzeyleyen birimlere ait değişik boyuttaki taneler vadi ve düz alanlarda birikerek kuvaterner yaşlı alüvyonları meydana getirmiştir.

Yapısal Jeoloji

İnceleme alanında önemli tektonik yapılar olarak Güneydağı antiklinali, Kıraman ofiyolitlerinin Berendi formasyonunun üzerine itilmesini sağlayan bindirme fayı, makaslama çatlakları ve küçük ölçekli gravite fayları sayılabilir.

Güneydağı antiklinali, eksenini inceleme alanının kuzey kesiminden geçen, düşük kanat eğimli, KD-GB uzanımlı ve kuzeydoğuya doğru dalımlı bir antiklinaldir. Eksenini Jura-Kretase yaşlı Berendi formasyonuna ait kaya birimlerinin içinde izlenmektedir. Ancak, antiklinalin güney kanadında yer alan Orta-Üst Miyosen yaşlı bilimlerin tabaka doğrultu ve eğimleri Berendi formasyonuna kısmen uyumluluk göstermektedir. Bu durum, yörede Geç Kretase-Alt Miyosen zaman aralığında KB-GD yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisiyle bi-

rimlerin kıvamlanmış olduğunu, Üst Miyosen sonrasında da aynı yönlü sıkışma kuvvetlerinin yeniden etkinleşerek hem Miyosen, hem de daha yaşlı birimleri kıvamlandırdığını göstermektedir (Murat, 1992).

İnceleme alanında yüzeyleyen bütün birimlerin içinde ve çeşitli yönlerde gelişmiş çatlak sistemleri belirlenebilmektedir. Kıraman ofiyolitli melanjinin içindeki makaslama çatlakları ise yöredeki talk oluşumunda etkin rol oynadıklarından daha ayrıntılı ele alınmışlardır. Makaslama çatlaklarının yoğunlaştığı kesimlerde merccekler şeklinde ezikli zonlar ortaya çıkmıştır. Mercceklerin uzun eksenleri KB-GD veya K-G yönlüdür. Buna göre makaslama kuvvetlerinin de aynı yönlü olduğu söylenebilir. Dolayısıyla bu çatlakların oluşumu, ofiyolitlerin bindirmesi sırasında (Kampaniyen) veya birimlerin kıvamlanması sırasında (Üst Kretase-Miyosen) ofiyolitlerin içindeki daha rijit bilimlerin direncinden kaynaklanan makaslama kuvvetlerinin etkisiyle serpantin ve harzburgit gibi daha yumuşak birimlerin yönlü parçalanmasına bağlanabilir.

Yörede Üst Miyosen yaşlı birimleri de kesen genç gravite fayları vardır. Bunların atımları en fazla 100-200 m kadardır. Arazide birkaç kilometre izlenebilmektedirler.

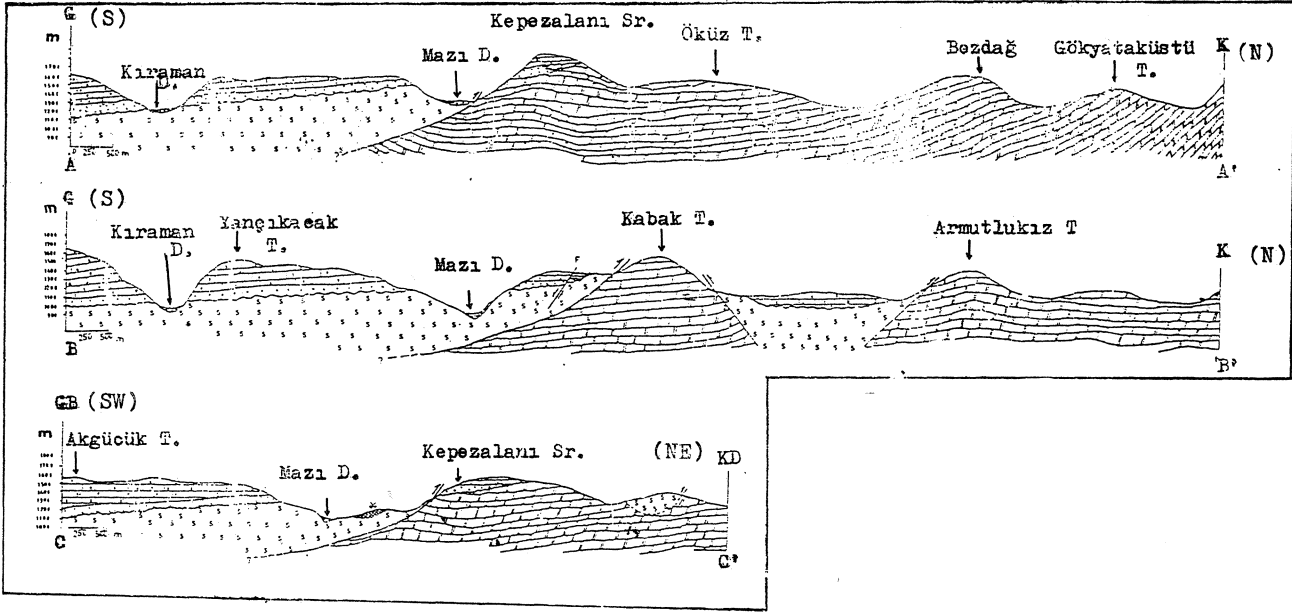
Jeolojik Gelişim

İnceleme alanındaki birimlerin temelini oluşturan Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları sığ ve duraylı bir karbonat platformunda oluşmuşlardır (Demirtaşlı ve diğ., 1983). Kampaniyen öncesinde çökeltme şartları sona ermiş ve Kampaniyen'de güneyde bulunan okyanusal kabuk parçalanarak bu birimin üzerine sürüklenmiştir. Bu sırada kireçtaşları kısmen kıvamlanmış ultrabazik kayalar serpantinleşmiş ve bu serpantinlerin içerisinde makaslama çatlakları gelişmiştir. Kampaniyen-Alt Miyosen zaman aralığı yörede karasal dönem olarak geçmiştir. Orta Miyosen'de güneye doğru ilerleyen denizel ortamda transgresif olarak konglomera, kıltaşı ve kireçtaşları, üst Miyosen'de ise bunlara uyumlu olarak oolitli kireçtaşları çökelmiştir. Üst Miyosen sonunda deniz bölgeden tamamen çekilmiştir. Bu sırada KB-GD yönlü sıkışma kuvvetlerinin etkisiyle bütün birimler düşük dereceli kanat eğimleri verecek şekilde kıvrılmışlardır. Pliyosen'de ise gevşeme kuvvetlerinin etkisiyle küçük ölçekli gravite faylanmaları ortaya çıkmıştır.

TALK YATAKLARI

Yöredeki talk yataklarının ana kayacı olan Kıraman ofiyolitli melanji inceleme alanında dört ayrı kesimde yüzeylenmektedir (Şekil 2). Talk yatakları bu mostralardan sadece bilinde, Mazı Deresi kesiminde, beş ayrı yerde ortaya çıkmaktadır (Şekil 5). Bunlardan Dileğ-

KIRAMAN TALK YATAKLARI



Şekil 4. Enine jeolojik kesitler.

Figure 4. The geological cross-sections.

mez ve Dolay derelerindeki talklaşmalar diğerlerine göre daha büyük rezervler vermektedir. Yataklar ön işletme aşamasında olup, yatak geometrileri yarımlarda kontrol edilmiştir. Rezerv hesapları jeolojik blok yöntemiyle yapılmıştır.

Dileğmez Dere Yatağı

Yatak mercek şekilli olup, 250 m uzunluk ve 35-40 m genişliğe sahiptir. Yapılan yarımlarda kalınlığı orta kesimlerde 1 m'ye ulaşmakta, kenarlara doğru kalınlık azalmaktadır. Yatak K-G yönünde uzanmakta ve aynı doğrultulu bir gravite fayının üzerinde yer almaktadır. 13 000 ton görünür, 50 000 ton muhtemel rezerv vermektedir.

Dolay Dere Yatağı

Yatak mercek şekillidir. Uzun eksen K-G yönünde uzanmakta ve güney kısmında çatallanarak iki kola ayrılmaktadır. Doğu kolunun uzunluğu 350 m, genişliği 35-70 m kadardır. Batı kolu ise 300 m uzunluk ve 80 m genişliğe sahiptir. Açılan yarımlarla talkın kalınlığının orta kesimlerde 90 cm'ye ulaştığı belirlenmiştir. Makaslama çatlaklarının çok yoğunlaştığı bir zonun üzerinde yer alan yatak 67 000 ton görünür ve 200 000 ton muhtemel rezerv vermektedir.

MİNERALOGİ

İnceleme alanındaki yataklarda bulunan talk açık yeşil, gri veya koyu gri renkli, çok iyi dilinimli ve sedef parlaklığındadır. Ateşe tutulduğunda sertleşmekte ve yapraklara ayrılmaktadır. Mikroskobik olarak, birbirine kısmen paralel dizilim gösteren çbk ince agregatlardan oluşmuştur. Mikro çatlakları krizotil asbestle doldurul-

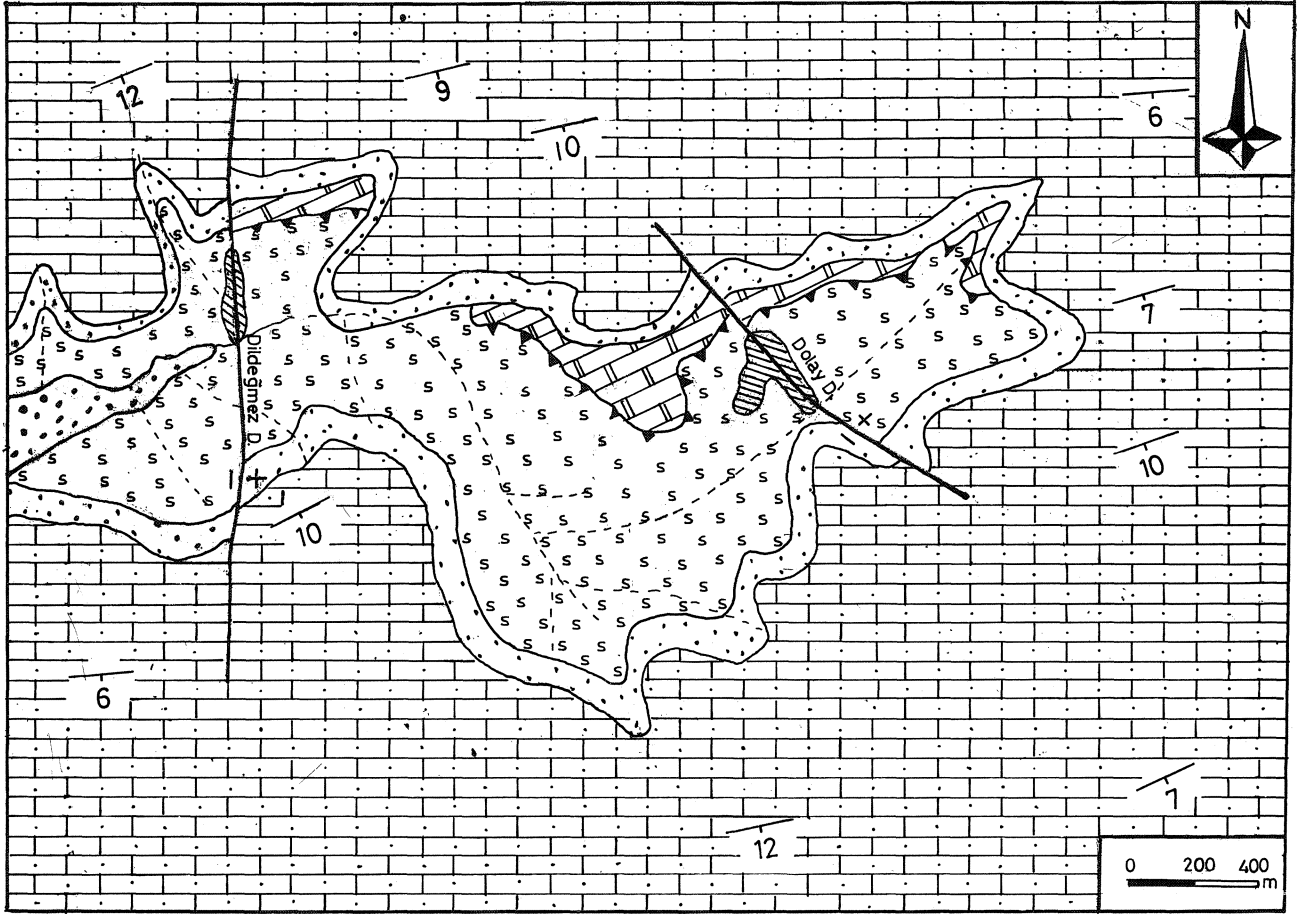
muştur. Bu özellik, talk oluşumundan sonra ortama gelen daha yüksek sıcaklıklı çözeltilerin çatlaklarda asbest oluşumunu sağladığını göstermektedir. Talkın içinde ayrıca kalıntı mineralleri halinde, boyları 500-1000 mikron arasında değişen kromit kristalleri ile boyları birkaç milimetreye ulaşan manyetit saçınımlarına rastlanmaktadır.

JENEZ

Yöredeki talk oluşumları; serpantinit, diyabaz ve harzburgitlerin dokanaklarında gelişmiş makaslama çatlaklarının yoğunlaştığı kesimlerde yer almaktadır. Dokanak kesimlerinde diyabaz kloritleşmiş, serpantinlerin çatlakları ise talk, pikrolit, asbest ve kuvarsla doldurulmuştur. Bu bakımdan ofiyolitlerin içinde ezikli ve kıvıklı zonlarla talk oluşumu arasında belirgin bir ilişki vardır. Ayrıca, gravite faylarının serpantinleri kestiği kesimlerde talklaşma miktarı artmaktadır. Talk oluşumu esas olarak serpantinleşmiş ultrabazik kayaların içinde, çok az miktarlarda da ofiyolitlerin içindeki dolomitik kireçtaşlarının kenarlarında bulunmaktadır.

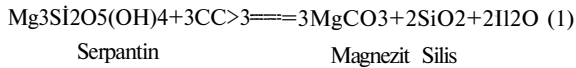
Ultrabazik kayalar, düşük dereceli metamorfizma sırasında, ortama katılan suyu bünyelerine alarak serpantine dönüşmektedir. Serpantiniti oluşturan ana mineraller krizotil, lizardit ve antigorittir. Serpantinler su ve CO₂'in etkisiyle talk+maneyzit+dolomit'ten oluşan yeni bir parajenez dönüşürler. Böylece serpantinlerin çevresinde veya çatlaklarında talk ve maneyzit oluşumları ortaya çıkar (Winkler, 1979).

Serpantin bozuşmasında ortama gelen CO₂ miktarı önemli rol oynamaktadır. CO₂ oranı % 10'dan fazla ise magnezit+kuvarz ortaya çıkmaktadır (Winkler, 1979).

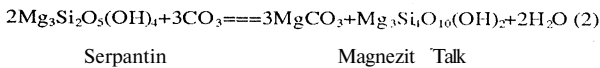


Şekil 5. Talk yataklarının detay jeolojik haritası.

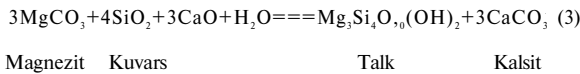
Figure 5. The detailed geological map of the talc deposits.



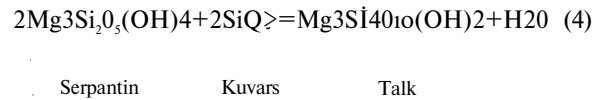
Benzer CO_2 oranında eğer ortam daha az asidik ise magnezit + talk parajenezi oluşmaktadır.



Bu reaksiyonlardan açığa çıkan magnezit, ortamda yeterli kadar çözülmüş kalsiyum bulunması durumunda dolomite, çözülmüş silis miktarının fazla olması durumunda ise talka dönüşmektedir.



Serpantinden magnezit+kuvars oluşumu ile veya serpantinlerin içerisinde dolaşan asidik sıcak çözeltilerin bünyesinde bulunan silis çok düşük dereceli metamorfizma şartlarında bile serpantinlerle reaksiyona girerek talk oluşumunu sağlamaktadır (Vinkler, 1979).



Bu bilgiler ışığında inceleme alanındaki talk oluşumu için aşağıdaki şema geliştirilebilir:

-Ofiyolitlerin yerleşimi veya birimlerin kıvamlanması sırasında serpantinlerin içerisinde makaslama çatlakları gelişmiştir. Ayrıca ultrabazik kayaların bir kısmı serpantinleşmiştir.

Miyosen sonrasında, yörede etkin olan gevşeme kuvvetleri ile gravite fayları oluşmuştur.

-Orta-Üst Miyosen sedimanlarının çökelişi ile derine gömülen serpantinler düşük dereceli metamorfizma geçirmiştir.

-Serpantinlerin içerisinde dolaşan sıcak çözeltiler makaslama çatlakları ve gravite faylarının boşluklarında (1) veya (2) nolu reaksiyonlarla magnezit + silis veya magnezit + talk oluşumunu sağlamışlardır. Buradan açığa çıkan magnezit (3) nolu reaksiyon yardımıyla tal-

KIRAMAN TALK YATAKLARI

ka dönüşürken silisin bir kısmı serpantinitle yeniden reaksiyona girerek talk oluşumuna katkıda bulunmuş, bir kısmı ise yankayaç çatlaklarında gözlenen silis birikmesini veya serpantinileri silisleştirerek pikrolit oluşumlarını meydana getirmiştir. Diğer taraftan talklaşmanın yakınındaki diyabazların içinde bulunan kalsit oluşumları (3) nolu reaksiyondan açığa çıktığı düşünülmektedir.

-Talklaşmayı sağlayan çözeltilerin kaynağı, metamorfik sular, hipojen magmatik çözeltiler veya yöredeki volkanitlere bağlı sıcak sular olabilir.

Talk yataklarının bir kısmının Üst Miyosen yaşlı birimleri kesen gravite faylarının ezik zonlarında yer alması, talk yataklarının yaşının Üst Miyosen sonu - Pliyosen olabileceğini göstermektedir.

TEKNOLOJİ

Yöredeki yataklardan alınan örneklerin mikroskopik incelemeleri, talkın yarı paralel dizilime sahip, çok ince taneli (50-200 mikron) lifli tanelerden oluştuğunu göstermektedir. Kirletici olarak az miktarda ve saçılımlı halde kromit ve manyetit bulundurmaktadır.

Talkın ana kimyasal bileşiminde %58.50 SiO₂, % 29.00 MgO, % 6.00 Fe₂O₃, % 4.60 FeO, % 0.85 CaO, % 0.70 Al₂O₃, % 0.15 TiO₂, %0.10 Na₂O% 0.10 K₂O bulunmaktadır. As miktarı ise 5 ppm kadardır. Kurşun ise deteksiyon limitinin (0.1 ppm) altında kalmıştır. HCl asitte çözünen demir miktarı % 0.56, suda çözünen madde miktarı % 0.70 ve ateş kaybı % 5.00 olarak ölçülmüştür.

Ham talk suda dağılmamaktadır. Öğütülmüş talk plastiklik göstermemekte, seyreltik asitle reaksiyon vermemektedir. 1300 °C'ta kahverenkli pişmekte ve 1430 °C'ta kahverenkli ergimekte. Yağ emme kapasitesi 0.26 ml/gr, beyazlığı % 63 ve PH değeri 8.3'dür. Karbonat testi olumlu çıkmaktadır.

Bu sonuçlara göre, yöredeki yataklardan işletilecek talk, toplam demir ve alüminyum miktarı % 4'den fazla olduğu için elektrik izolatörü yapımında, suda çözünen madde miktarı % 0.2'den büyük ve MgO miktarı % 30'dan küçük olduğu için kozmetik sanayiinde, toplam demir ve alüminyum miktarı % 6'dan ve suda çözünen madde miktarı % 0.3'den büyük olduğu ve yağ emme kapasitesinin 0.4 ml/mg'dan küçük olduğu için boya sanayiinde, SiO₂ miktarı % 52'den büyük ve MgO miktarı % 32'den küçük olduğundan da döküm astarlamasında kullanmaya elverişli değildir. Ancak, renkli pişen seramik katkı maddesi olarak kullanılabilir özelliktedir. Zenginleştirme işlemleri ile diğer birçok sanayide kullanılabilir özelliklerin kazandırılması mümkündür.

SONUÇLAR

Bu çalışma ile Kıraman Yöresi talk yataklarının aşağıdaki özellikleri belirlenmiştir;

1-Yörede Jura-Kretase yaşlı kireçtaşları, Kampaniyen'de bölgeye yerleşen ofiyolitik kayaçlar, Orta Miyosen'de çökelen konglomera, kıltaşı ve killi kireçtaşları ile Üst Miyosen yaşlı oolitle kireç taşları yüzeylenmektedir. Talk yatakları, bu birimlerden ofiyolitik kayaçlara ait serpantinlerin içerisinde yer almaktadır.

2-İnceleme alanında yüzeyleyen birimler kıvrımlanmış ve faylanmıştır. Bu tektonik yapılar ortaya çıkarken serpantinlerde yaygın makaslanma çatlaktan gelişmiştir. Talk yatakları bu makaslanma çatlaklarının yoğunlaştığı kesimlerde ve /veya gravite faylarına bağlı ezikli zonlarda gözlenmektedir.

3-Değişik yerlerde, irili-ufaklı talk zuhurları bulunmaktadır. Yöredeki büyük talk oluşumları ise Dildeğmez Dere ve Dolay Dere kesimlerinde ortaya çıkmaktadır. Bu iki yatak toplam 75 000 ton görünür ve 250 000 ton muhtemel talk rezervine sahiptir.

4-Talk, açık yeşil, gri renkli, ince taneli, lifsi görünümüli agregatlar şeklindedir. % 3-4 oranında manyetit ve daha az kromit kalıntıları bulundurulur. Talkın ince çatlaklarında asbest oluşumları ve talk-serpantin dökme-naklana yakın kesimlerde pikrolitlere rastlanmaktadır.

5- Talk yatakları, ofiyolitik kayaçların düşük dereceli metamorfizması ile açığa çıkan veya derinden gelimli, veyahut da yöredeki Miyosen sonrası volkanizmasından kaynaklanan sıcak çözeltiler tarafından oluşturulmuştur. CO₂ ve SiO₂ bakımından zengin olan veya zenginleşen bu çözeltiler serpantinlerin çatlaklarında dolaşırken yankayaçlarla reaksiyona girerek serpantin minerallerinden talk oluşumunu sağlamışlardır.

6-Talk yatakları, Üst Miyosen yaşlı birimleri de kesen gravite faylarının içine yerleşmiş olması, bunların oluşumunun Üst Miyosen sonu-Pliyosen zaman aralığında gerçekleştiğini göstermektedir.

7-Yöredeki yataklardan işletilecek talk, yüksek demir, alüminyum, suda çözünen madde ve SiO₂ oranları ile düşük MgO ve yağ emme kapasitesinden dolayı düşük kaliteli olup, zenginleştirme işlemine gerek kalmadan seramik katkı maddesi olarak kullanılabilir özelliktedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Demirtaşlı, E., Bilgin, A. Z., Erenler, V., Işıklar, S., Sanlı, D.Y., Selim, M. ve Turhan, N., 1973, Bolkar Dağları'nın jeolojisi; Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 12, 42-67.

- Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Selim, M. ve Turhan, N., 1983, Geology of the Bolkar Mountains; Geology of the Taurus Belt Symposium, Maden Tetkik ve Arama Enst. Yayl., 125-143.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut-Ermenek-Silifke yöresinin jeolijisi ve petrol olanakları; Türkiye Jeol.Kur. Bült., 22, 7-26.
- Murat, A., 1992, Kıraman Köyü (Ayrancı-Karaman) kuzeyi nin jeolojisi ve talk yatakları; Selçuk Üniv.Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi, 36 s.
- Oktay, F.Y., 1982, Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi; Türkiye Jeol.Kur. Bült., 25, 1, 15-23.
- Pampal, S., 1987, Ayrancı havzasında metamorfik Bolkar Grubu ve Tersiyer oluşukları; Gazi Üniv. Müh-Mim.Fak.Derg., 2,5, 99-115.
- Pampal, S. ve Meriç, E., 1990, Ereğli (Konya) güneybatısındaki Tersiyer yaşlı tortulların stratigrafisi; Türkiye Jeol.Kur. Bült., 33,39-45.
- Temur, S., 1992, Bolkardağı (Ulukışla-Niğde) yöresi çinko-kurşun yataklarının jeokimyasal incelemesi; TMMOB, Jeol.Müh.Odası, Jeol.Müh.Bült.,35,101-114.
- Winkler, H.G.F., 1979., Petrogenesis of metamorphic rocks; University of Göttingen, Fourth Edt., Springer-Verlag, Berlin, 334 s.