

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1982
February,

Cilt - 25
Vol.

Sayı - 1
no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Güneş - Soğucak (Divriği/Sivas) yöresinin petrografik - petrolojik incelenmesi
Petrographic - petrologic study of Güneş - Soğucak region, Divriği/Sivas, Eastern Turkey
..... Hasan BAYHAN ve Orhan BAYSAL 1
- Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi
Stratigraphy and geological evolution of Ulukışla and its surroundings
..... Fazlı Yılmaz OKTAY 15
- Köprübaşı alüvyal yelpaze çökelleri içinde gözlenen kil mineralleri
Clay minerals observed in the Köprübaşı alluvial fan deposits and their characteristics
..... Hüseyin YILMAZ 25
- Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phylloceratidlerinin taksonomik revizyonu (I. Bölüm)
Taxonomic revision of the Lower Jurassic (Liasic) Phylloceratids of Northern Turkey (Part I.)
..... Füsun ALKAYA 31
- Işıklar - Altındağ (Bornova - İzmir) alanı Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes özellikleri
Geological setting, stratigraphy and facies characteristics of the Upper Cretaceous limestones in the Işıklar - Altındağ (Bornova - İzmir) area
..... Saçit ÖZER ve Oğuz İRTEM 41
- Ergani - Maden yöresindeki Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağının jeolojisi ve volkanik kayaları
Geology and volcanic rocks of the Southeast Anatolian Ophiolite Belt of the Ergani - Maden Region
..... Burhan ERDOĞAN 49
- Niğde Masifi paragneyslarında zirkon U/Pb yaşları
Zircon U/Pb ages from paragneisses of the Niğde Masif (Central Anatolia)
..... M. Cemal GÖNCÜOĞLU 61
- Selimiye - Beşparmak yöresindeki (Muğla) Menderes Masifi kayalarının stratigrafisi
Stratigraphy of Menderes massif rocks in Selimiye and Beşparmak region (Muğla)
..... Ali ÖZTÜRK ve Ali KOÇYİĞİT 67
- Mekke iç çevre yolu projesi :
MIT - 2 tünelinin jeoteknik incelenmesi
Makkah inner ring road project :
Geotechnical investigation of tunnel MIT - 2
..... Vedat DOYURAN, Ahmet UĞURLU ve Ali HARUT 73

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ
Bulletin of the Geological Society of Turkey

Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Ongun YOLDEMİR (TPAO)

Teknik Yönetmen (Technical Editor)
Vedat OYGÜR (MTA)

Editörler (Editors)
Ayhan ERLER (ODTU) - Okan TEKELİ (MTA)

Yazı İnceleme Kurulu (Editorial Board)

Füsun ALKAYA (İTÜ) - Ömer ALPTEKİN (KTÜ) - Demir ALTINER (ODTU)
Necmi CANİTEZ (İTÜ) - Namık ÇAGATAY (ODTU) - Osman DORA (EÜ) - Mustafa
ERDOĞAN (EÜ) - Yavuz ERKAN (HÜ) - Oğuz EROL (AÜ) - Naci GÖRÜR (İTÜ) -
Ercin KASAPOĞLU (HÜ) - Ali KOÇYİĞİT (ODTU) - Teoman NORMAN (ODTU) -
Necdet ÖZGÜL (MTA) - Önder ÖZTUNALI (İÜ) - Selçuk TOREL (KTÜ) - Vedat
TOKER (AÜ) - Erdoğan YÜZER (İTÜ).

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde Ahmet AKSAY (MTA),
Ulker ÖZDEMİR (MTA), Biler SOZERİ (MTA), Evren YAZGAN (MTA) ve diğer
katkıları bulunmuştur.

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Jeoloji Kurumu tarafından her yıl
iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak tüm yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve
şekil bakımından Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Yayın Kurallarına uygun ol-
ması gerekir. Bülten'de yayımlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Eylül
sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

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

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 de-
ğeri dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1/2 - 17/2 sayıları 100.— TL'dan daha son-
raki sayılar 400.— TL'dan elde edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

37. Dönem (1982 - 1983)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

M. Cemal GÖNCÜOĞLU, (MTA)	Başkan (President)
Vedat OYGÜR, (MTA)	İkinci Başkan (Vice President)
Mehmet BİTEN, (MTA)	Genel Yazman (Secretary General)
Eşref ATABEY, (MTA)	Sayman (Treasurer)
Aral İ. OKAY, (MTA)	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
Ongun YOLDEMİR, (TPAO)	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Yılmaz SOYSAL, (AÜ)	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

N. B. All Correspondence should
be addressed to :

Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Şubat, 1982 Cilt • 25 Sayı • 1
February, Vol. no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Güneş - Soğucak (Divriği/Sivas) yöresinin petrografik - petrolojik incelenmesi Petrographic - petrologic study of Güneş - Soğucak region, Divriği/Sivas, Eastern TurkeyHasan BAYHAN ve Orhan BAYSAL 1
Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi Stratigraphy and geological evolution of Ulukışla and its surroundingsFazlı Yılmaz OKTAY 15
Köprübaşı alüvyal yelpaze çökelleri içinde gözlenen kil mineralleri Clay minerals observed in the Köprübaşı alluvial fan deposits and their characteristicsHüseyin YILMAZ 25
Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phylloceratidlerinin taksonomik revizyonu (I. Bölüm) Taxonomic revision of the Lower Jurassic (Liassic) Phylloceratids of Northern Turkey (Part I.)Fusun ALKAYA 31
Işıklar - Altındağ (Bornova - İzmir) alanı Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu , stratigrafisi ve fasiyes özellikleri Geological setting, stratigraphy and facies characteristics of the Upper Cretaceous limestones in the Işıklar - Altındağ (Bornova - Izmir) areaSacit ÖZER ve Oğuz İRTEM 41

Ergani - Maden yöresindeki Güneydoğu Anadolu Ophiolite Kuşağının jeolojisi ve volkanik kayaları Geology and volcanic rocks of the Southeast Anatolian Ophiolite Belt of the Ergani - Maden Region Burhan ERDOĞAN 49
Niğde Masifi paragneyslerinde zirkon U/Pb yaşları Zircon U/Pb ages from paragneisses of the Niğde Masif (Central Anatolia) M. Cemal GÖNCÜOĞLU 61
Selimiye - Beşparmak yöresindeki (Muğla) Menderes Masifi kayalarının stratigrafisi Stratigraphy of Menderes massif rocks in Selimiye and Beşparmak region (Muğla)Ali ÖZTÜRK ve Ali KOÇYİĞİT 57
Mekke iç çevre yolu projesi: MİT - 2 tünelinin jeoteknik incelenmesi Makkah inner ring road project: Geotechnical investigation of tunnel MIT - 2Vedat DOYURAN , Ahmet UĞURLU ve Ali HARUT 73

Güneş - Soğucak (Divriği/Sivas) yöresinin petrografik -petrolojik incelenmesi

Petrographic - petrologic study of Güneş -Sogucak region, Divriği/Sivas, Eastern Turkey

HASAN BAYHAN Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, Beytepe - Ankara

ORHAN BAYSAL Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara

ÖZ: İnceleme alanı, Sivas ili Çetinkaya-Divriği arasında yer almakta olup, mevcut derinlik ve yüzey kayaları petrografik - petrolojik açıdan ele alınıp değerlendirilmiştir.

Dumluca sokulununun neden olduğu alkali metamorfizmasıyla, Güneş Ofiyolitine ait kayaların bazik plajiyoklasları skapolitleşmiş, klinopiroksenleri de kısmen biyotitleşmiştir. Ayrıca, saçılmış tip nikel cevherleşmesi içeren ultramafik kayalarda serpantinleşme yaygın olarak izlenmiştir. Gabrolar alkali özellik gösterirken, spilit-diabazlar toleyitik ve kalkalkali özellik göstermekte ve olasılıkla okyanusal bir ortamda oluşmuşlardır. Dumluca Sokulumu ise, kalkalkali niteliktedir. Yine, yörenin Neojen volkaniklerini oluşturan bazaltlar ve trakitler kalkalkali karakterde olup, bazaltlar muhtemelen bir ada yayında oluşmuşlardır.

ABSTRACT: Study area is located in Çetinkaya-Divriği Area, Sivas district Eastern Turkey. Petrographical and petrological studies have been carried out on the intrusive and extrusive rocks of the area.

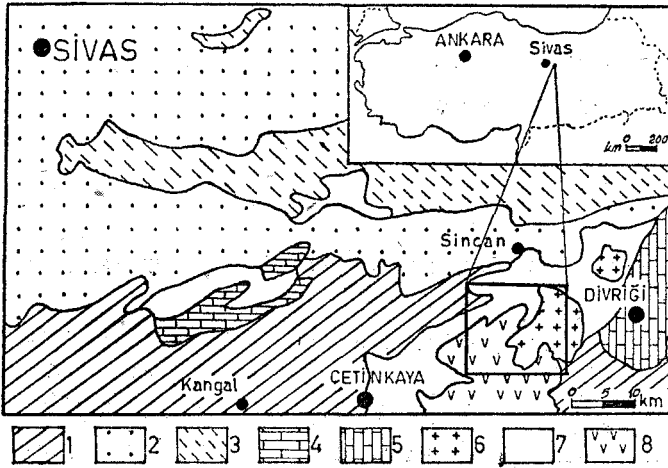
Alkali metasomatism related to Dumluca Intrusion (syenitic - granitic) has effected Güneş Ophiolite rocks and has caused the scapolitization of basic plagioclases and biotitization of clinopyroxenes. Besides wide spread serpentinization, disseminated - type Ni - mineralization has been observed in ultramafic rocks. It is found that gabbroic rocks show calcalkaline affinity while spilitite - diabase rocks show tholeiitic and calcalkaline trend and they most probably formed in an oceanic environment. Dumluca Intrusion has calcalkaline character. Neogene Volcanics are consist mostly of basaltic and trachytic rocks and have calcalkaline affinity possibly formed in an island environment.

GİRİŞ

İnceleme alanı Sivas ili Çetinkaya - Divriği arasında yer almaktadır (Şekil 1). Bilindiği gibi, Türkiye'deki nikel oluşumlarının en önemlisi bu yörede bulunmaktadır. Diğer ülkelerdeki nikel oluşumları (Kanada, Avustralya, Rodezya, Rusya v.d.) ayrıntılı araştırmalara sahne olurken, ülkemizdeki nikel oluşumları gereği gibi ele alınıp incelenmemiştir. Bu nedenle, Güneş - Soğucak yöresindeki derinlik ve yüzey kayaçlarının ayrıntılı petrografik - petrolojik incelenmesi ile metalojenik incelenmesinde yarar görülmüştür. Metalojenik özellikleri Bayhan ve Baysal 1981'de belirtilen yörenin, öncelikle 1:25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak mevcut litolojik birimler tanımlanmıştır (Şekil 2). Tanımlanan bu birimlerden Güneş Ofiyoliti, Dumluca Sokulumu ve Neojen Volkaniklerinin petrografik - petrolojik özellikleri ise aşağıda sunulacaktır.

İnceleme alanında yapılan önceki çalışmalar, daha çok madencilik çalışmalarını kapsamaktadır (Mohr, 1960; Koşal, 1965; Bayer, 1969; Müller, 1969; Can, 1970; Metag, 1972).

Güneş Ofiyoliti, Dumluca Sokulumu ve Neojen Volkanitlerine ait örnekler, mikroskopik, kimyasal ve X-ışınları toz difraksiyon analiz yöntemleriyle incelenmiştir. Kimyasal analizler, Baush and Lomb UV Spektrofotometresi ve Perkin - Elmer 370 tipi Atomik Absorpsiyon Spektrofotometresi ile USGS ve CRPG kayaç standartları kullanmak suretiyle gerçekleştirilmiştir. Laboratuvar olanaksızlıkları nedeniyle toplam demir Fe_2O_3 olarak saptanmış, açıklamalarda ve şekillerde yer yer kullanılan FeO^* (toplam demir) değeri $FeO^* = FeO (0.8998 \times Fe_2O_3)$ eşitliği ile hesaplanmıştır.



Şekil 1 : Bulduru haritası ve bölgesel jeoloji (1 : 500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasından basitleştirilmiştir);

1. Neojen; 2. Jips (Oligo - Miyosen); 3. Fliş (Eosen); 4. Kireçtaşı (Jura - Kretase); 5. Mermir; 6. Siyenit - granit; 7. Ultramafik - mafik kayaçlar; 8. Volkanikler.

Figure 1 : Location map and regional geology (simplified from 1 : 500.000 scaled geologic map of Turkey); 1. Neogene; 2. Gypsum series (Oligo - Miocene); 3. Flysch (Eocene); 4. Limestone (Jurassic - Cretaceous); 5. Marble; 6. Syenite - granite; 7. Ultramafic rocks; 8. Volcanics.

Burada belirtilmesi gereken bir konu da Metag mühendislik şirketinin yörede yapmış olduğu çalışmadır (Metag, 1972). Şirket, nikel aramak amacıyla 1970 yılında çalışmalara başlamış, jeolojik, jeofizik ve jeokimyasal prospeksiyon çalışmalarını gerçekleştirmiş, ancak öngördüğü ayrıntılı mineralojik, petrografik - petrolojik incelemeler ile cevherleşme ve yörenin ekonomik potansiyelini belirleme çalışmalarına başlayamadan 1971 yılında faaliyetlerine son vermiştir. Bunun için, jeoloji haritalarının yapımı esnasında harita ölçeğinin gerektirdiği hassasiyet ve ayrıntıda çalışmamış, mevcut litolojik birimleri daha çok arazi olanaklarının sınırlı çerçevesinde makro olarak değerlendirip haritalamak zorunda kalmıştır. Bunun sonucu olarakta, küçümsenmeyecek haritalanma hataları meydana gelmiştir. Bu ve Bayhan 1980'de ayrıntılı olarak belirtilen nedenlerle sözkonusu jeoloji haritalarından yararlanma olanağı bulunamamış ve yörenin yeniden 1 : 25.000 ölçekli jeoloji haritasının yapılması gerekli görülmüştür.

GÜNEŞ OFİYOLİTİ

İnceleme alanında geniş bir dağılım gösteren Güneş Ofiyoliti alttan üste doğru ultramafik, gabroyik kayaçlar ve split - diyabazlar ile onların piroklastik türevlerinden oluşmaktadır (Şekil 2). Ayrıca, ultramafik ve gabroyik kayaçları kesen gabroporfir, gabropegmatit, kerstantit ve minet damarları oldukça yaygındır.

Aşın derecede bozunmuş olan ultramafik ve gabroyik kayaçları, makroskopik olarak birbirinden ayırtetmek oldukça güç. Ancak genelde, ultramafik kayaçlar gabroyik kayaçların altında ve daha koyu yeşil - siyah renkte gözlenmektedir. Ayrıca, saçılmış tip cevherleşme içeriği açısından daha zengin. Gerek ultramafik, gerekse gabroyik kayaçlarda bandlı bir yapıda gözlenmemiştir. Bunun dışında, split - diyabaz damarları ile sık sık kesilmişlerdir.

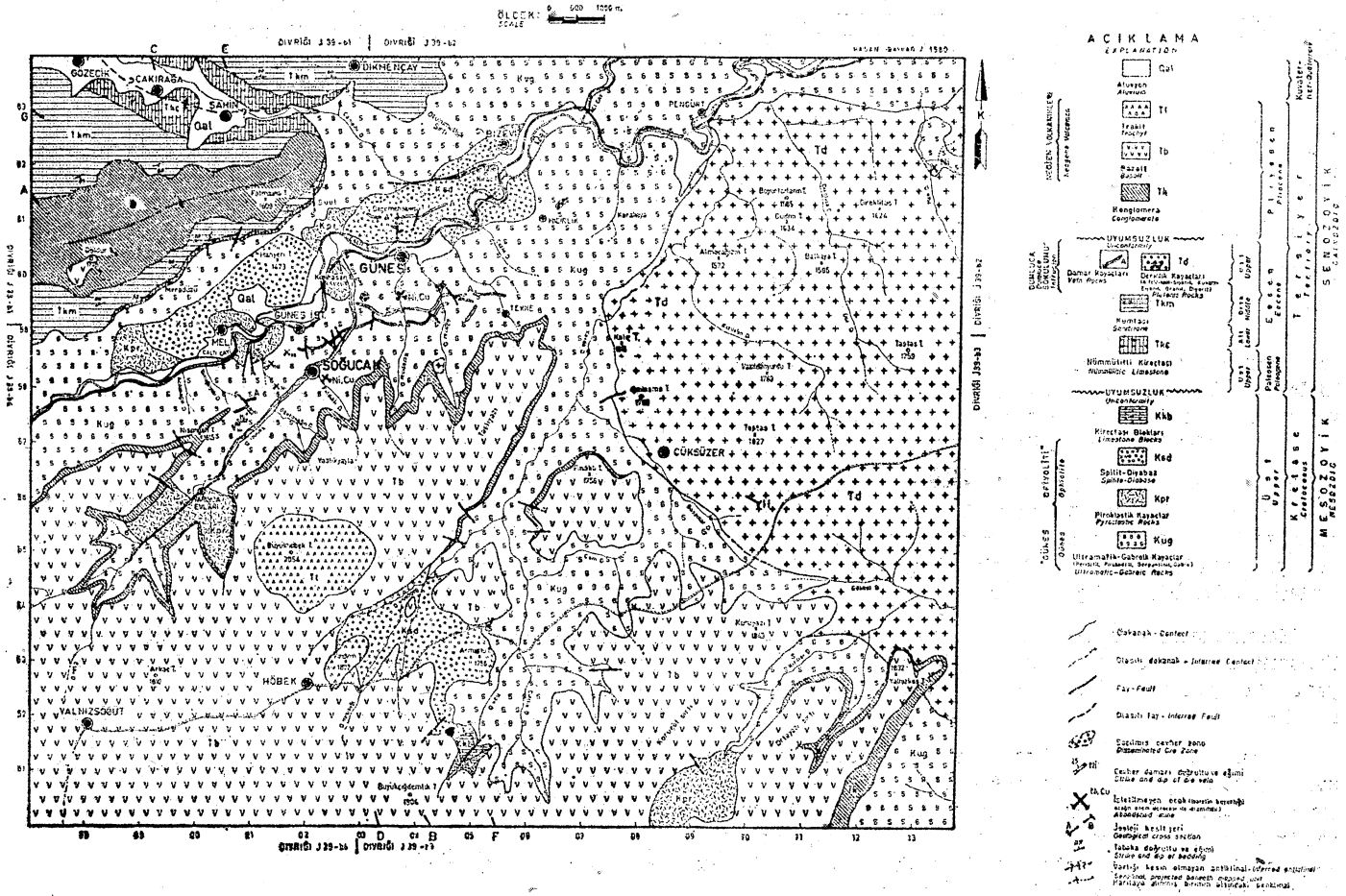
Split diyabazlar ile piroklastik kayaçlar, ultramafik ve gabroyik kayaçları keserek yükselmişlerdir. Split - diyabazlar açık - yeşil renkleri, yer yer gözlenen porfirik yapıları ve dokuları, piroklastik kayaçlar ise breşik - konglomeratik görünüşleriyle kolaylıkla ayrılabilirlerdir.

Ultramafik Kayaçlar

Güneş Ofiyolitinin en yaşlı birimini oluşturan ultramafik kayaçların nokta sayımı yöntemiyle modal analizleri bulunmuştur (Çizelge 1). 01 - Opx - Cpx üçgen diyagramında (Şekil 3) görüldüğü üzere, sözkonusu ultramafik kayaçlar verlit, olivin - klinopiroksenit ve klinopiroksenit ile bunların türevi olan serpantinlerden oluşmaktadır.

Örnek no Sample no	1	3	2	6	4	5	9
Olivin	-	9.38	23.51	62.08	56.83	58.25	81.53
Bronzit	-	3.49	1.96	-	2.03	1.15	0.93
Diyopsitik-ojit	73.23	63.48	61.71	27.47	20.17	20.41	12.09
Uralit	25.15	13.17	10.21	9.77	4.52	3.15	1.29
Biyotit	-	-	2.61	-	16.45	17.04	-
Opak Mineral	1.62	10.48	-	0.68	-	-	4.20

Çizelge 1 : Ultramafik kayaçların modal analizleri
Table 1 : Modal analyses of ultramafic rocks



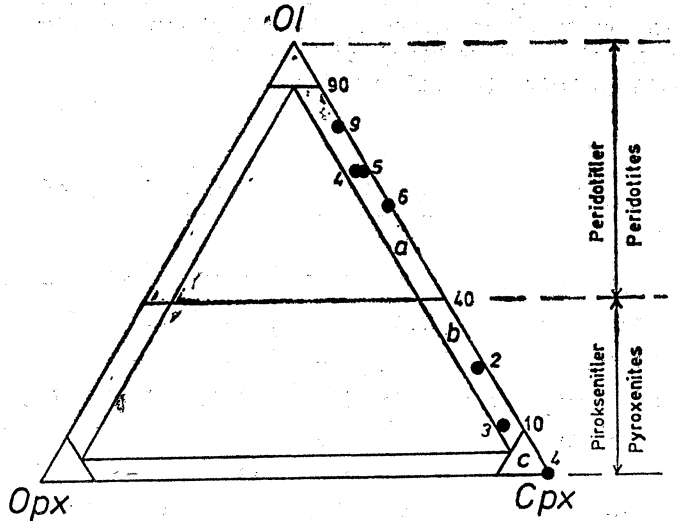
Şekil 2 : Güneş - Soğucak yöresinin jeoloji haritası.
Figure 2 : Geologic map of Güneş - Soğucak region.

Verlit : Daha çok Kürt Derenin doğu yamacı, Karapınar Dere, Çetin Dere ve Han Dere'de yer alan verlitlerin makro - renkleri koyu yeşil ile siyah - yeşil arasında değişmektedir (Şekil 2).

Klinopiroksenit, olivin - klinopiroksenit ve serpantinitle dereceli geçişler göstermekte olup holokristalin - taneli yapıdadırlar. Ana bileşen olarak olivin (forsterit), diyopsidik - ojit ve az miktarda bronzit ($2V_x = 72 - 75^\circ$) içeren verlitlerde, yer yer fazla miktarda biyotit de (flagopit) gözlenmiştir (Çizelge 1; örnek no 4, 5). Diyopsitik - ojitlerin ($2V_z = 56-58^\circ$; $n_z c = 39-41^\circ$) az miktarda uralitleşmesine karşın, olivinler ileri derecede serpantinleşmişlerdir. Serpantinleşmenin yaygın olarak gözlemlendiği verlitler, Kürt Derenin doğu yamacında ve Çetin Derede saçılmış tip nikel cevherleşmelerin yan kayacını oluşturmaktadır.

Olivin - klinopiroksenit : İnceleme alanında Karapınar Dere, Çam Dere ve Han Derede gözlenen olivin - klinopiroksenitler, verlit, klinopiroksenit ve serpantinilere dereceli geçişler göstermektedir. Makroskobik olarak gri - yeşil ve koyu yeşil arasında değişen renklerde olup oldukça iri tanelidir.

Holokristalin - taneli yapı gösterirler. Fazla miktarda uralitleşmiş diyopsitik - ojit ($2V_z = 57-58^\circ$; $n_z c = 38-40^\circ$)



Şekil 3 : Ultramafik kayaların Streckeisen'a (1976) göre adlandırılması;
a. Verlit; b. Olivin - klinopiroksenit; c. Klinopyroksenit.

Figure 3 : Nomenclature of ultramafic rocks according to Streckeisen (1976);
a. Wehrlite; b. Olivine - clinopyroxenite; c. Clinopyroxenite.

Örnek no Sample no	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52.73	44.64	47.29	43.36	41.85	44.22	38.55	38.57
Al ₂ O ₃	1.95	2.87	1.75	2.92	2.55	4.24	3.31	0.00
TiO ₂	0.07	0.15	0.04	0.13	0.07	0.00	0.11	0.03
Fe ₂ O ₃	6.09	15.47	29.11	11.59	11.58	24.86	15.29	11.91
MnO	0.07	0.03	0.20	0.08	0.08	0.20	0.06	0.06
MgO	18.00	21.23	17.57	27.08	27.58	19.71	32.62	32.47
CaO	19.94	6.85	3.07	5.03	8.03	2.65	0.72	5.09
Na ₂ O	0.00	1.51	0.00	0.38	0.31	0.00	0.00	0.30
K ₂ O	0.20	0.71	0.06	1.19	2.04	0.12	0.00	0.05
T ₂ O ₅	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00	0.07	0.07
H ₂ O	2.56	4.98	1.56	7.51	6.49	2.49	11.06	11.62
Total	101.61	98.44	100.69	99.27	100.64	98.49	101.79	100.17
Fe/(Fe + Mg)	0.25	0.42	0.62	0.30	0.33	0.56	0.32	0.29

Çizelge 2 : Ultramafik kayaların kimyasal analizleri

Table 2 : Chemical analyses of ultramafic rocks

ve serpantinleşmiş olivin, az miktarda da kısmen bastit şeklinde olan bronzit içeren olivin - klinopiroksenitler (Çizelge 1; örnek no. 2, 3) içinde yer yer Cr- ve Ni-klorite dönüşen biyotit (flagopit) ve opak minerallerde gözlenmiştir.

Klinopiroksenit : Kürt Derenin doğu yamacında ve Karapınar Derede yer almaktadır. Verlit, olivin - klinopiroksenit ve bazen de serpantinitlere dereceli geçişler gösteren klinopiroksenitleri, makro olarak olivin Minopiroksenitlerden ayırtmak oldukça zordur.

Holokristalin - tanelel yapıda olup fazla miktarda uratlaşmış diyopsitik - ojitlerin (2V_z=56-57°; n_c=38-39.5°) yanı sıra opak mineral de içermektedirler (Çizelge 1; örnek no.1).

Serpantinit : Saha çalışmaları ve mikroskopik incelemeler göstermiştir ki, serpantinitler, çoğunlukla peridotitlerin ve kısmen de piroksenitlerin serpantinleşmesinden türemiş olup Kürt Derenin doğu yamacında, Karapınar Dere, Ağpınar Dere, Tekke Mahallesi, Hıdırlık Mahallesi, Kavak Dere ve Han Derede yaygın olarak izlenirler.

Yer yer saçılmış tip nikel cevherleşmelerinin yan kayacı durumundadır. Ayrıca BGB-DKD yönlerinde gelişen çatlaklarda nikel cevherleşmesi ile yine kılcal çatlaklarda manyetit cevherleşmesi gözlenmektedir.

Serpantinitler, yapılan X-ışınları toz difraksiyon analizleri yardımıyla daha çok lizardit, az miktarda da antigorit ve krizotil karakterinde olduğu belirlenen serpantin gru-bu minerallerinin yanı sıra, ayrıca uralit ve opak mineral içermektedir.

Ultramafik kayalara ait örneklerden gerçekleştirilen kimyasal analiz sonuçları Çizelge 2 de sunulmuştur. Çizelgeden de görüleceği üzere, örneklerin K₂O ve Na₂O içerikleri genelde çok düşüktür. Yalnız 2, 4 ve 5 nolu örneklerde K₂O ve Na₂O içerikleri biraz daha yüksek değerlere ulaşmaktadır. Bu artış, diyopsitik - ojitlerin, Dumluca Sokulumunun neden olduğu alkali metasomatizması, özellikle K - metasomatizmasından az da olsa etkilenmesinden ileri gelmektedir. Mikroskopik gözlemler de bunu doğrular niteliktedir. Örneğin söz konusu örneklerde diyopsitik - ojitler görece olarak biyotitleşmişlerdir (bkz. Çizelge 1). TiO₂ ve MnO içerikleri % 0.15 ve % 0.20'nin altında olan ultramafik kayaların SiO₂ içeriği % 38.55 - 52.73 arasında değişmekte ve verlitlerden klinopiroksenitlere doğru sürekli artış göstermektedir. Normal olarak yüksek olan F₂O₃ içeriği % 6.09 - 29.11 arasında, MgO içeriği % 17.57 - 32.62 arasında, dolayısı ile Fe/(Fe + Mg) atomik oranları 0.25-:0.62 arasında değişmektedir. İncelenen peridotitler, Fe/(Fe + Mg) atomik oranlarının 0.06-0.24 arasında değiştiği saptanan (Miyashiro, 1975) okyanus ortası sırtlar ve okyanus tabanının diğer bölümlerinde yer alan peridotit ve serpantinitlerle bu açıdan farklılık göstermektedir. Bu fark, incelenen ultramafik kayaların saçılmış tipte ve kılcal damarlar halinde manyetit cevherleşmesi içermesinden ileri gelmektedir (Bayhan, 1980).

Gabroyik (Mafik) Kayalar

Çizelge 3 de modal analiz sonuçları verilen gabroyik kayaların, öncelikle ne tür bir kayaç olduklarını belirlemek amacıyla, bu analiz sonuçları Pl-Opx-Cpx üçgen diyagramına aktarılmıştır (Şekil 4): Şekil 4'den de görüldüğü üzere sözkonusu kayalar gabro ve gabronorit karakterindedir.

Örnek no Sample no	22	14	15	2A	19	17	18	21	13	12	11	10
Plajiyoklas	15.09	60.93	45.32	31.58	-	56.98	14.30	-	82.73	53.24	55.28	74.39
Skapolit	42.37	-	-	42.25	61.92	-	35.47	57.13	-	-	-	-
Ölavin	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.13	6.79
Diyopsitik-ojit	11.86	31.91	12.03	3.62	7.11	32.07	19.06	17.23	8.94	26.99	38.72	12.52
Bronzit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	19.77	-	-
Uralit	-	-	42.36	4.46	-	8.18	-	-	-	-	-	-
Biyotit	29.68	5.41	-	12.33	30.15	2.77	28.40	25.40	6.22	-	3.58	4.59
Apatit	1.00	-	-	1.39	-	-	2.77	-	0.98	-	0.20	0.38
Titanit	-	-	-	1.55	0.34	-	-	0.24	0.75	-	-	-
Zirkon	-	-	-	-	0.48	-	-	-	0.23	-	-	-
Opak Mineral	-	1.75	0.29	2.82	-	-	-	-	0.15	-	0.09	1.33

Çizelge 3 : Gabroyik kayaların modal analizleri

Table 3 : Modal analyses of gabbroic rocks

İsaret Symbol	O													
Örnek no Sample no	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	53.26	48.55	48.81	59.01	53.57	47.57	51.61	48.13	50.50	53.99	55.24	53.29	49.94	53.32
Al ₂ O ₃	19.31	16.02	14.94	19.92	9.30	15.97	14.31	18.94	14.99	19.87	17.53	19.72	19.92	16.96
TiO ₂	0.99	0.08	0.05	0.31	0.00	0.00	0.15	1.15	0.78	1.34	0.77	0.10	0.30	0.12
Fe ₂ O ₃	6.56	5.64	5.54	6.75	7.41	9.80	4.31	4.43	5.25	4.34	3.32	3.98	4.66	6.84
MnO	0.12	0.17	0.11	0.06	0.09	0.11	0.08	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.11
MgO	3.69	10.00	10.78	2.97	15.66	11.13	12.04	9.34	11.73	6.47	7.35	5.38	6.94	8.19
CaO	9.61	15.74	9.20	2.37	9.31	7.40	14.66	8.39	6.20	0.84	2.65	2.79	0.84	11.14
Na ₂ O	4.56	1.96	0.53	4.35	0.89	3.28	1.00	1.81	5.76	4.27	4.92	6.16	9.37	2.07
K ₂ O	2.09	1.30	3.94	2.02	2.04	0.24	0.75	3.35	4.00	3.98	3.60	3.38	3.94	0.58
P ₂ O ₅	0.35	0.30	0.00	0.31	0.00	0.00	0.01	0.00	0.39	0.09	0.00	0.30	0.30	0.01
H ₂ O	1.33	1.89	4.33	1.11	2.40	3.28	2.98	3.76	2.03	3.61	2.90	2.77	2.42	1.99
Total	101.87	101.35	98.23	99.18	100.67	97.78	101.90	99.34	101.66	98.23	98.31	98.91	98.66	101.33
SUSUZ (ANHYDROUS)														
SiO ₂	52.95	48.81	51.98	60.17	54.51	49.81	52.17	50.35	50.69	57.06	57.90	55.43	51.89	53.67
Al ₂ O ₃	19.21	16.11	15.91	20.31	9.47	16.73	14.46	19.82	15.05	21.00	15.37	20.52	20.70	17.08
TiO ₂	0.98	0.05	0.05	0.31	0.00	0.00	0.15	1.20	0.79	1.41	0.83	1.14	0.31	0.12
Fe ₂ O ₃	6.52	5.67	5.90	6.89	7.54	10.26	4.36	4.65	5.26	4.59	3.48	4.14	4.85	6.89
MnO	0.12	0.17	0.11	0.06	0.09	0.11	0.08	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.11
MgO	3.70	10.06	11.48	3.02	16.04	11.66	12.18	9.77	11.77	6.84	7.72	5.60	7.21	8.24
CaO	9.56	15.52	9.80	2.42	9.48	7.75	14.82	8.78	6.22	0.89	2.78	2.90	0.87	11.22
Na ₂ O	4.54	1.97	0.57	4.44	0.89	3.43	1.01	1.89	5.79	4.52	5.15	6.41	9.74	2.08
K ₂ O	2.07	1.31	4.20	2.06	2.08	0.25	0.76	3.50	4.01	3.57	3.77	3.32	4.09	0.58
P ₂ O ₅	0.35	0.30	0.00	0.31	0.00	0.00	0.01	0.00	0.39	0.09	0.00	0.31	0.31	0.01
Fe/(Vg+Fe)	0.64	0.36	0.34	0.63	0.32	0.47	0.26	0.32	0.31	0.40	0.31	0.43	0.40	0.46

Çizelge 4 : Gabroyik kayaçların kimyasal analizleri

Table 4 : Chemical analyses of gabbroic rocks

Ancak az miktarda olivin içeren olivin - gabro karakterinde gabroyik kayaçlara da rastlanmıştır (Çizelge 3; örnek no. 10,11).

Gabro : Yamağmıyolu, Acıkavağın, Fındıklı, Karapınar ve Ağpınar Dereleri ile Tekke Mahallesi, Meradüzü, Suul ve Otuzumutluk Sırtı yörelerinde yer alırlar (Şekil 2). Açık gri - yeşilden koyu yeşile kadar değişen renklerde gözlenirler. Ayrıca, ince taneli ve tıkHz görünümünde olup nikelli cevher damarlarının yan kayacını oluşturmaktadırlar.

Holokristalin - yan özşekilli taneseli yapı gösteren gabrolar, fazla miktarda plajiyoklaz (An₆₀₋₆₅), diyopsitik - ojit (2V_x = 57-59°; n_x c = 39.5-42.5°) ile az miktarda apatit, titanit, zirkon ve opak mineral içermektedir. İkincil mineral olarak, fazla miktarda skapolit, uralit, biyotit ve az miktarda da serisit, kalsit izlenmiştir (Çizelge 3; örnek no. 18, 17,22 ve 24).

Gabrolarda, plajiyoklazların skapolitleşmesi ve diyopsitik - ojitlerin biyotitleşmesi şeklinde gelişen metazomatik değişimler, yer yer yaygın olarak gözlenmiştir. Gerek saha gözlemleri, gerekse mikroskopik ve kimyasal veriler, bu değişimlere Dumluca Sokulumuna bağlı Na- ve K- içerikli asidik getirimlerin neden olduğunu göstermiştir.

Gabronorit : Armutlu Tepenin yaklaşık 500 m doğusundaki Han Derede gözlenen ve genellikle ender rastlanan gabronorit, gri - yeşil renktedir. Ana bileşen olarak plajiyoklaz, diyopsitik - ojit ve bronzit içermektedir (Çizelge 3; örnek no 12). Plajiyoklazlar aşırı derecede serisitleşmiş, diyopsitik - ojitler de yer yer uralitleşmişlerdir. 2V_x = 73 - 76° arasında değişen bronzitlerde ise klinoenstatit ayrışmaları gözlenmiştir.

Olivin - gabro : Ebekavağın Derede rastlanan olivin - gabrolar, holokristalin - yarı özşekilli taneseli yapıdadırlar. Ana bileşen olarak plajiyoklaz (An₅₈₋₆₅), diyopsitik - ojit

2V_x = 55.5-57.5°; % c = 40-41°) olivin ve biyotit, ayrıca çok az miktarda da apatit ile ikincil talk ve serisit izlenmiştir (Çizelge 3; örnek no. 10,11);

Yukarıda belirtildiği gibi gabroyik kayaçlar, inceleme alanında geniş bir dağılım gösteren, yer yer metazomatik değişikliğe uğramış gabrolar üç sınırlı dağılım gösteren gabronorit ve olivin - gabrodan oluşmuştur. Bunlara ait 14 adet örneğin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 4'de verilmiş ve petrolojik yorumlara olanak sağlayabilmek için değişik diyagramlara aktarılmıştır. Çizelge 4'den görüleceği üzere, incelenen gabroyik kayaçların SiO₂ içerikleri % 47.57 -59.01, TiO₂ içerikleri ise % 0.00 -1.34 arasında değişmektedir. Dolayısı ile, Miyashiro (1975) tarafından tanımlanan abisal toleyitlere göre, incelenen gabroyik kayaçlarda SiO₂ içeriği daha geniş ve yüksek değer gösterirken, TiO₂ içeriği daha düşüktür. Benzer şekilde K₂O ve Na₂O içerikleri de genel olarak yüksektir. Bu yüksek değerlerin özellikle alkali metazomatizmasına, örneğin skapolitleşmeye uğrayan gabroyik kayaçlarda belirgin olması, elde edilen sonuçların açıklamasına ışık tutar niteliktedir (Çizelge 3 ve 4.) örneklerin Fe₂O₃ ve-MgO içeriklerinin, aynı şekilde Fe/(Fe+Mg) atomik oranlarının 0.26-0.69 gibi yüksek değerler göstermesi, ultramafik kayaçlarda belirtildiği gibi, kayaç içindeki saçılmış tip manyetit cevherleşmesinden kaynaklanmaktadır.

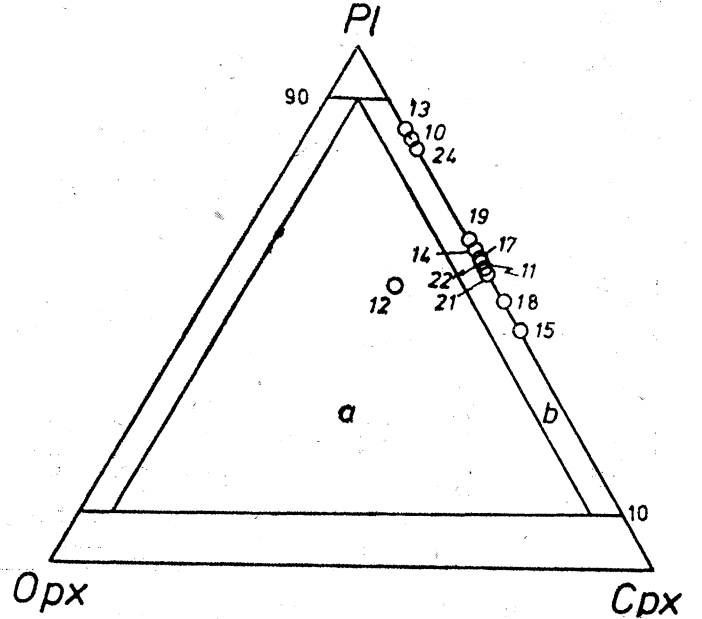
Alkali - silis diyagramında (Şekil 1), gabroyik kayaçların büyük bir kısmı subalkali alanda yer alırken, bir kısmı alkali alanda yer almaktadır. Ancak alkali alandaki bu kayaçlar, Dumluca Sokulumunun neden olduğu K- ve Na- getirimi sonucu plajiyoklazları skapolitleşmiş, diyopsitik - ojitleri kısmen biyotitleşmiş olanlardır (Çizelge 3 ve 4; örnek no. 17, 18, 19, 20, 21, 22). Bu arada dikkati çeken bir diğer nokta ise, uralitleşmiş gabroların (Çizelge 4; örnek no. 15, 16 ve 23) taze gabrolarla birlikte subalkali alanda yer almasıdır. Bu durumda göstermektedir ki, uralitleşmiş gabrolar,

diğer gabroyik kayaçlar gibi alkali metasomatizmasında etkilenmemişler, bir diğer deyişle, uralitleşmelerde alkali malzeme alış verişi söz konusu olmamıştır.

İncelenen gabroyik kayaçların her ne kadar subalkali alanda kümeleştikleri Şekil 5'de görelî ise de, alkali alanda veya onun yakın geçiş bölgesinde yer aldıkları görülmektedir. Bu nedenle, köken magmanın karakterini daha sağlıklı emin olarak gözler önüne serebilmek amacıyla, herhangi bir alkali metasomatizma sonuçlarının yansımayaacağı Şekil 6 ve 7 hazırlanmıştır. Şekillerden görüldüğü gibi incelenen gabroyik kayaçların tümü kalkalkali alanda yer almaktadır.

AFM diyagramında (Şekil 8) ise, gabroyik kayaçların dağılımı iki farklı eğilim göstermektedir. Bunlardan birisi kalkalkali karakterdeki bir magmanın fraksiyonel kristallerime eğilimine paralel bir eğilim gösterirken, diğeri çatal oluşturarak alkali kutbuna doğru bir dil şeklinde uzanmaktadır. Bu ikinci eğilim, daha önce de belirtildiği gibi Dumluca Sokulumuna bağlı alkali metasomatizmasına uğramış olan ve bu nedenle sonradan alkali karakter kazanmış gabroyik kayaç örneklerini temsil etmektedir.

Sonuç olarak; söylenebilir ki, incelenen gabroyik kayaçlar kalkalkali karakterdeki bir magmadan türemişler, daha sonra Dumluca Sokulumunun neden olduğu alkali metasomatizması ile kimyasal bileşimleri değişmiş, az veya çok, fakat yaygın olarak alkali karakter kazanmışlardır.



Şekil 4 : Gabroyik kayaçların Streckeisen'a (1976) göre adlandırılması;

a. Gabronorit; b. Gabro.

Figure 4 : Nomenclature of gabbroic rocks according to Streckeisen (1976);

a. Gabbro; b. Gabbro.

İşaret Symbol	■						
Örnek no Sample no.	25	26	27	28	29	30	31
SiO ₂	56.08	58.59	51.97	51.00	53.24	57.49	56.36
Al ₂ O ₃	14.58	14.34	15.84	16.65	18.68	14.28	13.82
TiO ₂	0.04	0.00	1.58	1.34	1.50	0.25	0.39
Fe ₂ O ₃	12.69	10.19	8.56	10.81	8.23	9.59	13.23
MnO	0.12	0.08	0.14	0.06	0.08	0.06	0.08
MgO	5.52	4.55	6.14	3.07	3.57	6.56	5.51
CaO	1.68	5.45	9.99	6.83	7.84	0.90	0.78
Na ₂ O	4.82	5.86	3.21	6.25	4.18	6.00	4.09
K ₂ O	0.40	0.08	1.03	1.33	1.56	0.22	0.57
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.31	0.90	0.47	0.08	0.12
H ₂ O	4.14	1.49	2.83	2.42	1.68	4.73	4.26
Toplam	100.11	101.63	101.60	100.64	101.03	100.16	99.21
S4542 (Anhydrous)							
SiO ₂	58.44	59.09	52.62	51.93	53.59	60.24	59.36
Al ₂ O ₃	15.19	14.46	16.04	16.93	18.80	14.97	14.56
TiO ₂	0.04	0.00	1.60	1.36	1.50	0.26	0.41
Fe ₂ O ₃	13.23	10.28	8.67	11.00	8.29	10.05	13.94
MnO	0.13	0.08	0.14	0.06	0.08	0.06	0.08
MgO	5.75	4.60	6.21	3.13	3.59	6.88	5.80
CaO	1.76	5.50	10.11	6.96	7.89	0.95	0.83
Na ₂ O	5.02	5.91	3.25	6.36	4.21	6.29	4.30
K ₂ O	0.41	0.08	1.04	1.36	1.57	0.22	0.60
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.32	0.91	0.48	0.08	0.12
Fe/(Mg+Fe)	0.70	0.69	0.58	0.78	0.70	0.59	0.71

Çizelge 5 : Spilit - diyabazların kimyasal analizleri

Table 5 : Chemical analyses of spilite - diabases

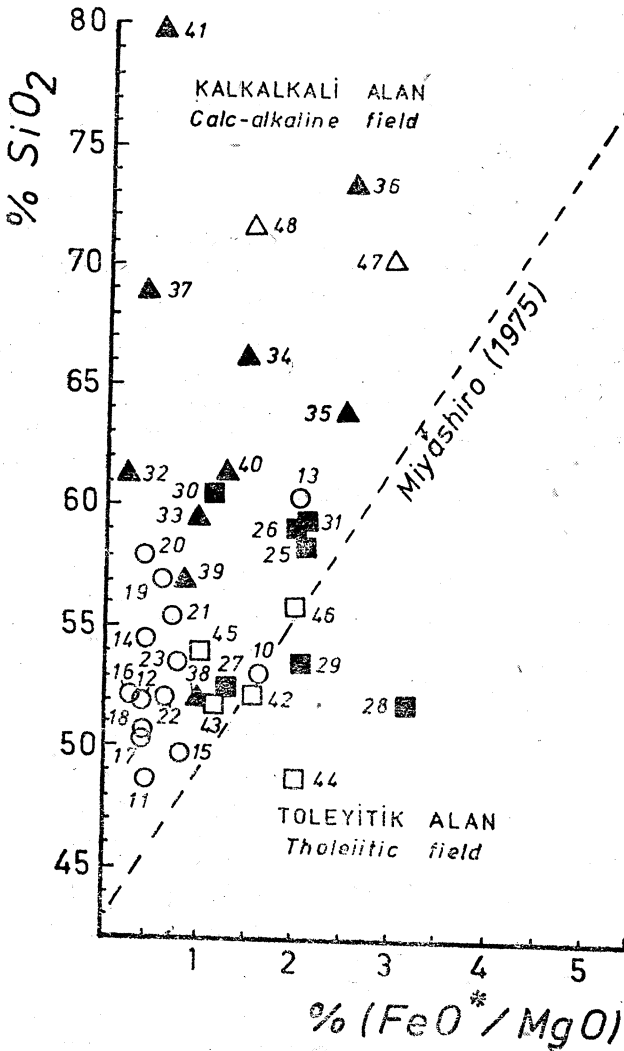
Piroklastik Kayaçlar

Genellikle koyu yeşil renkte gözlenmektedir. Tane boyu yaklaşık 2 mm. ile 10 cm. arasında değişen kayaç parçacıkları yer yer köşeli (breşik), yer yer de yuvarlaklaşmış durumda olup, volkanik camdan ibaret bir hamurla kenetlenmişlerdir. Kayaç parçacıklarının % 90-95'i spilit-diyabaz, % 5-10'u ultramafik ve gabroyik karakterdeki kayaç parçacıklarıdır. Bu kayaçlar, spilit - diyabazların püsküren ilk elemanlarıdır. Püskürme sonrasında veya sonrasında yankayaçtan (ultramafik, gabroyik) parçalar kopararak bünyelerine almışlardır.

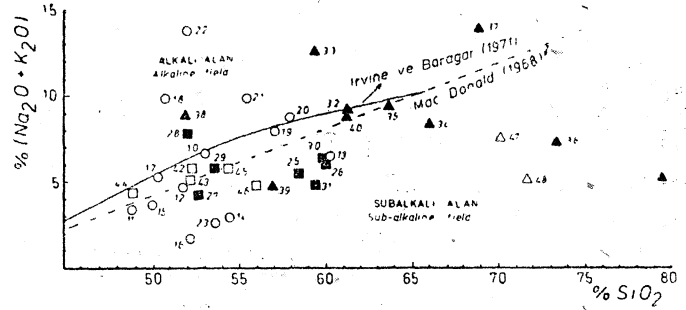
Spilit - diyabazlar

Güneş Ofiyolitinin en üst birimini oluşturan spilit - diyabazlar, Meli Köy, Hanyeri, Değirmensekisi ve Kıraç Tepelerde, Bahçenin Derede gözlenmiştir (Şekil 2).

Yapısal - dokusal özellikleri ve mineralojik bileşimleri açısından farklılıklar gösterirler. Yer yer mineralojik bileşimi, yapısı ve albit içeriği açısından spilit karakterinde



Şekil 6 : SiO_2 - $(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ diyagramı (susuz).
Figure 6 : SiO_2 - $(\text{FeO}^*/\text{MgO})$ diagram (anhydrous).



Şekil 5 : $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - SiO_2 diyagramı (susuz).
Figure 5 : $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - SiO_2 diagram (anhydrous).

olmasına karşın, bazen de ofitik yapıda olması, lifsi amfibol içermesiyle de diyabazlara benzerlik göstermektedirler. Bu nedenle «spilit-diyabaz» olarak adlandırılmıştır.

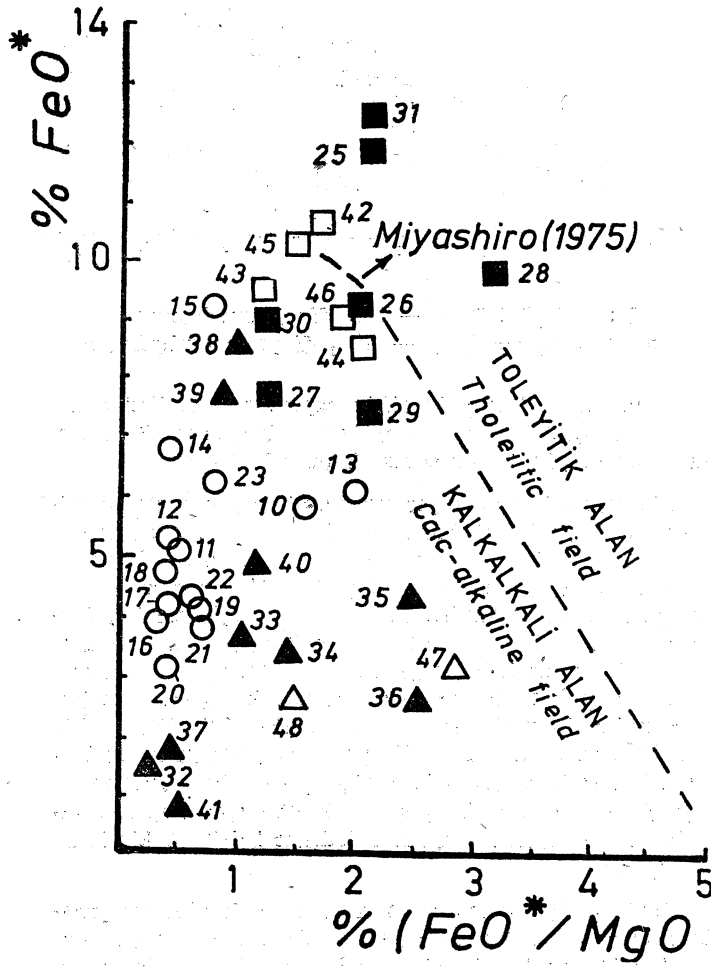
Makroskobik olarak yer yer yastık yapısı gösteren spilit-diyabazlar, mikroskobik olarak holokristalin-porfirik ofitik ve interzertal yapı gösterebilmektedir. Ultramafik ve gabroyik kayaçlar içinde damarlar şeklinde bulunanlar, holokristalin-porfirik yapıdadır. Mineralojik bileşimleri ise, Plajiyoklas (oligoklas), biyotit, diyopsitik-ojit (uralitlemiş) ikincil oluşumlar halinde de klorit, uralit, epidot, yardımcı mineral olarak titanitten ibarettir. Ofitik yapıda olanlar, fazla miktarda plajiyoklas (albit), lifsi aktinolit (urait) ve epidot, az miktarda da diyopsitik-ojit, titanit içermektedir. Albitler ileri derecede epidotlaşmışlardır. Interzertal yapı gösteren ve ana bileşen olarak albit içeren spilit-diyabazlarda ise, ikincil oluşumlar halinde kalsit ve klorit izlenmiştir.

Spilit - diyabazlara ait 7 adet örneğin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 5'de verilmiştir. Köken magmalarının karakterini belirlemek amacıyla da, bu analiz sonuçları çeşitli diyagramlara aktarılmıştır. Çizelge 5'den de görüleceği üzere, SiO_2 içeriğinin %51.00-58.59 arasında değişmesine karşın, Al_2O_3 içeriği (% 13.82-18.69), Kay ve diğerleri (1970) tarafından okyanus sırtı bazaltları için verilen Al_2O_3 değeri (% 12.00 -18.00) ile uyumluluk göstermektedir.

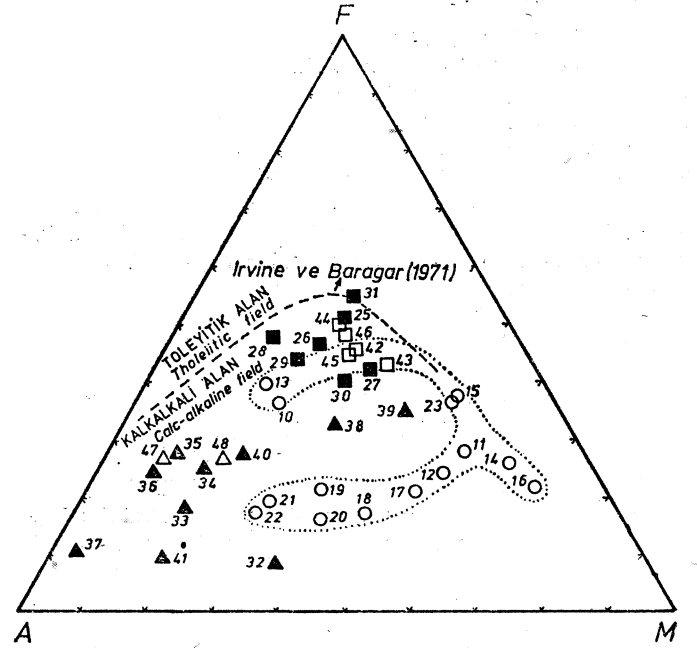
Alkali - silis diyagramında (Şekil 5), 28 nolu örnek dışında diğer spilit - diyabaz örnekleri subalkali alanda yer almaktadır. 28 nolu örneğin alkali alanda yer alması, spilit - diyabazların az da olsa Dumluca Sokulumunun neden olduğu alkali getiriminin etkisi altında kalmasının sonucudur. Ayrıca, mikroskobik gözlemlerde, alkali getiriminin etkisi bu örnekte yaygın olarak gözlenmiştir.

Subalkali özellik gösteren inceleme alanı spilit - diyabazları Şekil 6 ve 7 de, toleyitik ve kalkalkali alanda yer almaktadır. Ayrıca okyanus sırtı bazaltları gibi 2'nin altında toplam demir oksit /magnezyum oksit oranları içerdikleri gibi, bu oran 2'nin üzerine de çıkabilmektedir. AFM diyagramında da (Şekil 8) kalkalkali - toleyitik alan sınırında ve kalkalkali alanda yer almaktadır.

Yukarıdaki verilerin ışığı altında, spilit - diyabazların toleyitik ve kalkalkali karakterde oldukları, dolayısıyla toleyitik bir magmanın okyanusal bir ortamda kristalleşmesi sonucu oluştukları ve kristalleşmenin ilerlemesi ile de kalkalkali özellik kazandıkları söylenebilir.



Şekil 7 : FeO* - (FeO*/MgO) diyagramı (susuz).
Figure 7 : FeO* - (FeO*/MgO) diagram (anhydrous).



Şekil 8 : AFM - diyagramı
Figure 8 : AFM - diagram

DUMLUCA SOKULUMU

Ultramafik ve gabroyik kayaları keserek yükselen Dumluca Sokulumunun (Şekil 2) Divriği yöresindeki kristalize kireçtaşları ile olan dokanaklarında yörenin en zengin demir yatakları oluşmuştur. Çizelge 6'daki modal analiz sonuçlarından ve Şekil 9'daki QAP diyagramından görüleceği üzere, Sokulum; alkali - feldispat - siyenit, kuvars-siyenit, granit ve diyoritten oluşmaktadır. Ayrıca "Güneş Ofiyoliti içinde alkali feldispat - siyenitporfir ve alkali feldispat - granit" - porfir karakterindeki sokulumu ait damar kayalarına da rastlanmaktadır.

örnek no Sample no	32	33	34	35	36	37	38	39
Kuvars	-	-	14.91	9.32	18.86	26.46	-	-
Ortoklas	86.81	88.88	50.50	52.48	40.29	47.03	-	-
Plajiyoklas	-	-	25.88	25.87	29.57	19.66	43.38	55.42
Diyopsitik-ojit	-	-	-	-	-	3.26	29.08	21.19
Uralit	9.46	7.56	-	5.07	-	-	6.50	5.08
Biyotit	2.03	2.66	8.09	5.66	10.67	3.30	19.97	16.60
Apatit	-	0.09	0.28	0.13	0.39	0.19	0.93	0.83
Titanit	1.28	0.61	-	1.26	-	-	0.14	0.62
Zirkon	0.42	0.20	0.14	0.21	0.22	0.10	-	-
Opak Mineral	-	-	0.20	-	-	-	-	-

Çizelge 6 : Dumluca Sokulumuna ait derinlik kayalarının modal analizleri
Table 6 : Modal analyses of plutonic rocks of Dumluca Intrusion

Alkali feldispat - siyenit

Vazıldan Yurdu, Kızılelin Dere, Taştan Tepe ve Ağrı-nar Derede rastlanan alkali feldispat - siyenitler, kuvars - siyenit ve granitlere dereceli geçişler göstermekte olup oldukça iri (yaklaşık 0.5 -1.0 cm) tanelidir.

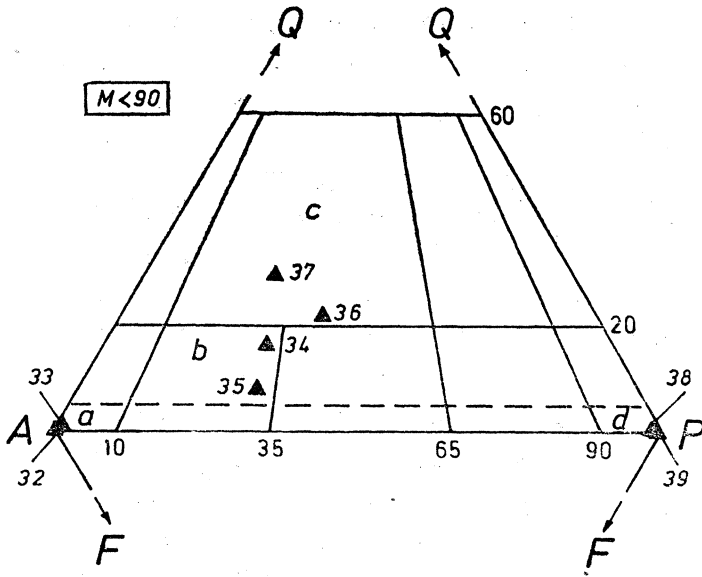
Holokristalin - yarı özsekilli taneli yapı göstermekte ve ana bileşen olarak, pertitik yapı gösteren ortoklaslarla birlikte uralit ve biyotit, az miktarda da titanit, zirkon, apatit içermektedir (Çizelge 6; örnek no. 32, 33).

Kuvars - siyenit

İnceleme alanında kuvars - siyenite, Balkaya Tepe, Dar Dere, Direktaş Tepede rastlanmakta ve alkali feldispat - siyenitler ile granitlere dereceli geçişler göstermektedir.

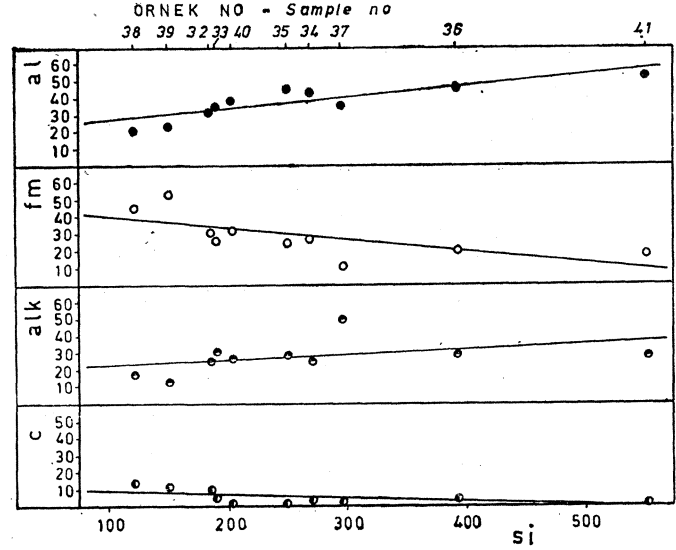
Lökokratik karakterde olan bu kayalar, mikroskop altında holokristalin taneli ve kısmen porfirik yapıda gözlenirler. Ana bileşenler olan ortoklas ($2V_x = 64^\circ$), plajiyoklas (An_{27-29}) ve kuvarın yanı sıra, az miktarda da uralit ve biyotit içermektedir (Çizelge 6; örnek no. 34, 35). Ortoklas ve plajiyoklaslarda kil mineralleşmesi ve serisitleşme izlenirken, biyotitlerde kloritleşme gelişmiştir. Granit

Gudmi, Kale, Kızıleşme ve Toptaş Tepelerde rastlanmaktadır (Şekil 2). Kuvars - siyenit ve diyoritlere dereceli geçişler göstermekte olup oldukça iri (yaklaşık 0.5-1.0 cm) taneli ve yer yer de porfirik yapıdadırlar.



Şekil 9 : Dumluca Sokulumuna ait derinlik kayalarının Streckeisen'e (1976) göre adlandırılması; a. Alkali - feldispat siyenit; b. Kuvars siyenit; c. Granit; d. Diyorit.

Figure 9 : Nomenclature of plutonic rocks of Dumluca Intrusion according to Streckeisen (1976); a. Alkali - feldspar syenite; b. Quartz syenite; c. Granite; d. Diorite.



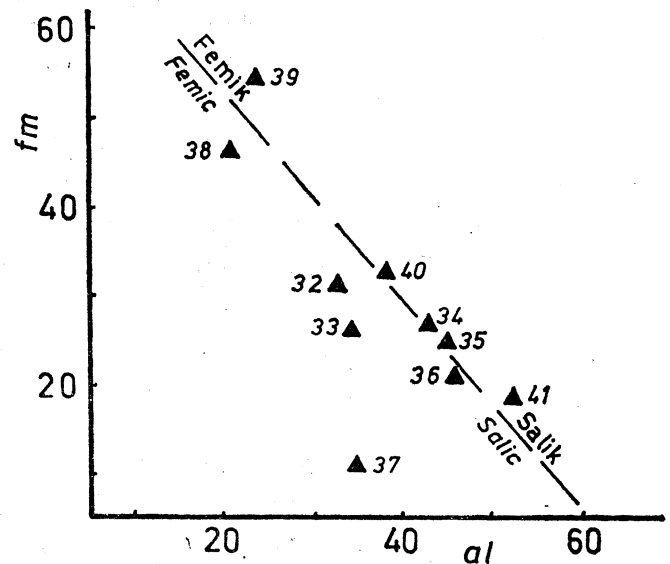
Şekil 10 : si parametresi ile al, fm, alk ve c parametreleri arasındaki ilişkiler.

Figure 10 : Diagram showing the relationships between si parameter and al, fm, alk and c parameters.

Mikroskop altında holokristalin - taneli ve kısmen de porfirik yapıda gözlenirler. Ana bileşen olarak plajiyoklas (An_{29-33}), ortoklas ($2V_x = 64-65^\circ$), kuvars, az diyopsitik - ojit ve biyotit içermektedir. Ayrıca, çok az miktarda apatit ve zirkon da izlenmiştir (Çizelge 6; örnek no. 36, 37). Plajiyoklaslarda serisitleşme ve mirmekitik yapı gözlenmiştir. Ortoklaslarda ise, kil mineralleşmesinin yanı sıra, pertitik ve yarı granitik yapılar da yaygındır.

Diyorit

İnceleme alanında diyoritlere, Çüksüzer Köyü, Başpınar ve Kavak Dereleri boyunca sokulumun kenar kısmı-



Şekil 11 : fm - al diyagramı.

Figure 11 : fm - al diagram.

İşaret Symbol	▲									
Örnek no Sample no	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
SiO ₂	59.29	56.57	64.45	61.22	73.80	69.33	50.50	55.80	61.24	75.69
Al ₂ O ₃	17.82	18.51	17.60	19.04	14.63	14.07	15.05	15.10	19.80	12.32
TiO ₂	0.14	0.39	0.08	0.10	0.00	0.00	0.19	0.24	0.22	0.00
Fe ₂ O ₃	1.59	3.36	3.77	4.70	2.97	1.93	9.32	8.48	5.46	0.77
MnO	0.03	0.04	0.01	0.04	0.03	0.03	0.12	0.12	0.00	0.00
MgO	5.85	3.44	2.33	1.69	1.05	0.70	8.14	9.20	3.86	1.26
CuO	3.00	1.54	0.91	0.28	0.71	0.56	5.45	4.12	0.33	0.15
Na ₂ O	8.04	7.76	2.88	4.00	2.64	9.29	6.40	2.50	7.80	1.92
K ₂ O	0.81	4.75	5.29	5.25	4.71	4.70	2.28	2.16	1.20	3.14
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.08	0.10	0.00	0.00	0.19	0.24	0.00	0.00
H ₂ O	2.76	0.71	0.75	0.65	0.56	0.58	0.82	0.85	1.85	4.04
Toplam	99.47	99.76	98.17	98.07	101.10	101.19	98.46	98.81	101.76	99.49
SUSUZ (Anhydrous)										
SiO ₂	61.31	59.43	66.16	63.87	73.39	68.91	51.72	56.96	61.30	79.51
Al ₂ O ₃	18.42	18.68	18.07	19.55	14.54	13.99	15.42	15.42	19.82	12.91
TiO ₂	0.14	0.09	0.08	0.10	0.00	0.00	0.19	0.24	0.22	0.00
Fe ₂ O ₃	1.65	4.00	3.87	4.82	2.96	1.92	9.55	8.66	5.47	0.80
MnO	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.12	0.12	0.00	0.00
MgO	6.05	3.47	2.39	1.73	1.04	0.69	8.34	9.39	3.86	1.32
CaO	3.11	1.55	0.94	0.29	0.70	0.55	5.58	4.21	0.32	0.16
Na ₂ O	8.32	7.85	2.95	4.11	2.66	9.24	6.55	2.55	7.81	2.01
K ₂ O	0.83	4.80	5.42	5.39	4.68	4.67	2.34	2.21	1.20	3.29
P ₂ O ₅	0.14	0.09	0.08	0.10	0.00	0.00	0.19	0.24	0.00	0.00
Nıgali - parametreleri (Nıgali - parameters)										
si	185.5	188.4	270.3	250.5	393.2	296.1	121.4	149.6	202.7	552.2
al	32.9	34.9	43.5	45.2	45.9	35.4	21.3	23.9	38.6	52.8
fm	31.1	26.1	26.6	24.5	20.4	10.8	46.3	54.1	32.6	17.9
alk	26.0	33.8	25.9	29.1	29.6	51.3	18.4	10.2	27.6	28.1
c	10.1	5.3	4.1	1.2	4.1	2.6	14.0	11.8	1.2	1.2
pk	0.88	0.63	0.55	0.41	0.41	0.41	0.63	0.68	0.58	0.76
k	0.06	0.29	0.55	0.46	0.54	0.25	0.19	0.36	0.09	0.52
p	0.19	0.12	0.14	0.17	0.00	0.00	0.19	0.27	0.00	0.00
ti	0.33	0.22	0.25	0.30	0.00	0.00	0.34	0.48	0.55	0.00
h	28.8	7.6	10.5	8.7	10.0	8.3	6.6	7.6	20.4	98.1
si	203.9	235.1	203.4	216.4	218.6	257.5	173.6	140.8	210.3	212.5
qz	-18.5	-46.7	66.8	34.1	174.6	38.6	-52.1	8.8	-7.5	339.8

Çizelge 7 : Dumluca Sokulumuna ait derinlik kayalarının kimyasal analizleri ve Nıgali - parametreleri
Table 7 : Chemical analyses and Nıgali - parameters of rocks of Dumluca Intrusion.

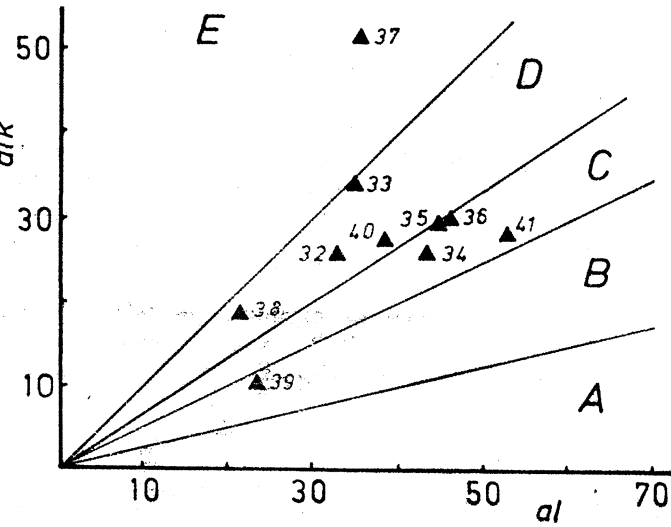
larında rastlanmaktadır (Şekil 2). Granitlere dereceli geçişler göstermekte olup mezokratik karakterdedirler.

Holokristalin - yarı özşekilli taneseli yapı gösteren bu kayalar, ana bileşen olarak plajiyoklas (An_{38-41}) ve diyopsitik - ojitin ($2V_z = 56-58^\circ$; $n_7 c = 38.5-41^\circ$) yanı sıra çok az miktarda da apatit ve titanit içermektedir. Ayrıca, ikincil oluşumlar halinde fazla miktarda uralit ve biyotit izlenmiştir (Çizelge 6; örnek no. 38,39).

Dumluca Sokulumuna ait 10 adet örneğin kimyasal analiz sonuçları ile bunlardan Niggli - parametreleri Çizelge 7'de verilmiştir. Sokulum kayalarının karakterini belirlemek amacıyla, Çizelge 7'deki veriler çeşitli diyagramlara aktarılmıştır.

Alkali - silis diyagramında (Şekil 5), sokulum kayalarına ait örneklerin çoğunluğunun subalkali alanda, bir kısmının da alkali alanda yer aldıkları görülmektedir. Alkali alandaki bu örnekler, artık çözeltilerin etkisiyle yer yer değişikliğe uğramış (biyotitleşmiş) olanlardır (Çizelge 6; örnek no. 33, 37 ve 38). Şekil 6, 7 ve 8'de ise kalkalkali alanda yer almaktadırlar.

si parametresi ile al, fm, alk ve c parametreleri arasındaki ilişkiler incelendiğinde (Şekil 10), si'nin artmasıyla al ve alk artmakta, buna karşın fm ve c azalmaktadır. Bu durum sokulumun normal bir ayrışma sürecini takip ettiğini göstermektedir.



Şekil 12 : alk - al diyagramı.

Figure 12 : alk - al diagram.

fm - al diyagramında (Şekil 11) ise, sokulum kayalarının Burri ve Niggli (1945) tarafından belirlenen femik ve salik bölgelerde yer aldıkları, ayrıca fm ile al arasında ters orantılı bir ilişkinin varlığını ve noktaların yaklaşık bir doğru boyunca dizildiği gözlenmektedir.

alk - al diyagramında da (Şekil 12), örneklerin C ve D alanlarında yaygın olarak buldukları izlenmektedir. Bu

durum Burri ve Niggli (1945) ve Burri'ye (1959) göre; sırası ile alkalice vasat ve alkalice nisbeten zengin magmalara eşdeğerdir.

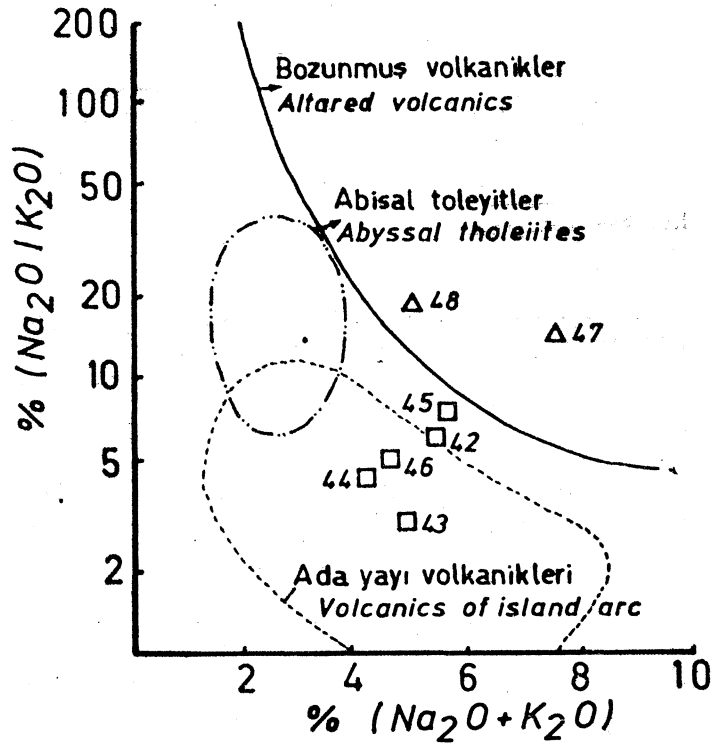
Elde edilen verilerin ışığı altında, Dumluca Sokulumunu oluşturan kayaların kalkalkali karakterdeki bir magmadan türedikleri ve bu magmaya ait artık çözeltilerin etkisiyle değişikliğe uğrayarak kendi içinde yer yer alkali özellik kazandıkları söylenebilir.

NEOJEN VOLKANİTLERİ

Neojen volkanitlerini bazaltlar ve trakitler oluşturmaktadır.

Bazaltlar

İnceleme alanının güneyindeki düzlükleri tamamen örtmüş olan bazaltlar (Şekil 2), makroskobik olarak koyu kahverengi - siyah renkte olup amigdolooidal doku göstermektedir. Gaz boşluklar kalsit tarafından yer yer doldurulmuştur. Mikroskop altında ise tipik ofitik yapı göstermektedirler. Özşekilsiz titanojit ($2V_7 = 56-57.5^\circ$; $n_z c = 34-35.5^\circ$) ve fazla miktarda iddingsitleşmiş olivinden ibaret bir hamur içinde plajiyoklas (An_{56-60}) çubukları dağılmış durumdadır.



Şekil 13 : (% Na₂O/K₂O) - (% Na₂O+K₂O) diyagramı.

Figure 13 : (% Na₂O/K₂O) - (% Na₂O+K₂O) diagram.

Trakitler

Büyükhöbek ve Kandıranın Tepede rastlanmaktadır (Şekil 2). Bazaltları keserek yükselen trakitler, sarı - gri ve

	Bazalt (Basalt)					Trakit (Trachyt)	
İşaret Symbol	□					△	
Örnek no Sample no	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	50.22	50.34	47.06	52.73	53.17	68.08	69.61
Al ₂ O ₃	17.53	14.84	17.35	16.39	18.25	16.68	17.04
TiO ₂	0.12	0.80	0.59	0.12	0.68	0.10	0.09
Fe ₂ O ₃	11.47	10.23	9.26	11.23	9.56	3.45	2.80
MnO	0.11	0.11	0.16	0.12	0.12	0.04	0.04
MgO	6.47	7.74	4.01	6.68	4.61	1.09	1.72
CaO	4.75	7.62	13.44	4.26	3.84	0.28	0.70
Na ₂ O	4.80	3.77	3.45	4.96	3.83	5.60	3.28
K ₂ O	0.75	1.15	0.74	0.68	0.77	1.64	1.76
P ₂ O ₅	0.12	0.33	0.25	0.12	0.25	0.10	0.09
H ₂ O	1.92	1.19	3.80	1.65	0.83	1.37	1.97
Toplam	98.26	98.12	100.11	98.94	95.91	98.43	99.10
SUSUZ (ANHYDROUS)							
SiO ₂	52.13	51.93	48.87	54.20	55.93	70.15	71.67
Al ₂ O ₃	18.20	15.31	18.01	16.85	19.20	17.19	17.54
TiO ₂	0.12	0.83	0.61	0.12	0.72	0.10	0.09
Fe ₂ O ₃	11.90	10.56	9.62	11.54	10.06	3.56	2.88
MnO	0.11	0.11	0.16	0.12	0.12	0.04	0.04
MgO	6.72	7.99	4.16	6.87	4.85	1.12	1.77
CaO	4.93	7.87	13.96	4.38	4.03	0.28	0.72
Na ₂ O	4.99	3.88	3.58	5.10	4.02	5.77	3.38
K ₂ O	0.78	1.18	0.77	0.70	0.81	1.69	1.82
P ₂ O ₅	0.12	0.34	0.26	0.12	0.26	0.10	0.09

Çizelge 8 : Neojen Volkaniklerinin kimyasal analizleri
Table 8 : Chemical analyses of Neogene Volcanics.

kahverengi - gri renklerde olup iğne veya çubuklar şeklindeki amfibol kristalleri makro olarak kolayca ayırtılabilmektedir.

Hipokristalin - porfirik yapı gösteren trakitlerde, traktitik dokuda gelişmiştir. Fenokristaller ve mikrolitler şeklinde bulunan plajiyoklas ve kersütitler ile mikrolitlerin büyük çoğunluğunu oluşturan anortoklaslar ve nadiren kuvars, volkanik camdan ibaret bir hamur içinde dağılmıştır. Kersütitler magma ile reaksiyona girerek kısmen ojit + opak minerale dönüşmüştür. Anortoklaslar üzerinde yapılan X - ışınları difraksiyon çalışmaları, bunların K (Ca) - analbit'ce zengin anortoklas olduklarını ortaya koymuştur.

Neojen volkanitlerinin karakterlerini belirlemek amacıyla 7 adet örneğin kimyasal analizleri yapılarak (Çizelge 8) elde edilen analiz sonuçları çeşitli diyagramlara aktarılmıştır;

Şekil 5'de (Irvine ve Baragar, 1971'e göre) subalkali alanda yer alan Neojen volkanitleri, Şekil 6, 7 ve 8'de kalkalkali alanda yer almaktadır. Ancak, Şekil 6 ve 7'de bazı bazalt örnekleri (42 ve 44) toleyitik alanda bulunmaktadır. Bu örneklerin toleyitik alanda yer almaları, bazaltlar içindeki olivinlerin Fe⁺ getirmesi sonucu iddingsitleşmesinden ileri gelmektedir."

Kalkalkali özellikteki Neojen Volkanitlerine ait örnekler Şekil 12'ye aktarıldığında, bazaltlar, Miyashiro (1975) tarafından belirlenen «ada yayı volkanitleri» alanı içinde veya yakın kesimlerinde, trakitler ise «bozunmuş volkanitler» alanında yer almaktadır.

Sonuç olarak, Neojen Volkanitlerinin kalkalkali karakterde oldukları ve bazaltların ada yayı volkanitleri ile benzer Na₂O, K₂O içermeleri nedeniyle bir ada yayında oluştukları ifade edilebilir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Saha çalışmalarında, Güneş Ofiyolitini oluşturan birimlerde belirgin bir dizilim gözlenmemiştir. Aşırı derecede bozunmuş olan ultramafik ve gabroyik kayalarda bandlı bir yapıda izlenememiş, ancak, spilif - diyabaz damarları tarafından sık sık kesilmişlerdir.

Gabroyik kayaların, kalkalkali, spilit - diyabazların toleyitik ve kalkalkali özellik, göstermeleri farklı karakterdeki magmalardan türediklerini, spilit - diyabazlarda belirlenen mineral parajenezleri ise zayıf da olsa bir okyanus tabanı metamorfizması., düşündürür niteliktedir.

Kalkalkali karakterdeki Dumluca Sokulumu, ultramafik ve gabroyik kayalara ait bazik plajiyoklasların

skapolitleşmesine, klinopiroksenlerin ise biyotitleşmesine neden olmuştur.

Neojen volkanitleri kalkalkali karakterde olup, bazaltlar ada yayı volkanitleriyle benzer Na₂O ve K₂O içermektedir.

Yazının ilk geliş tarihi: Eylül 1981

Yayıma verildiği tarih : Ekim 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bauer, G., 1969, Bericht über das Nickel - Vorkommen ta Lagerstättenraum Güneş bei Divriği - Türkei : Maden Tetkik ve Arama Enst, Derleme Rap. no. 4205, yayınlanmamış.
- Bayhan, H., 1980, Güneş - Soğucak (Divriği - Sivas) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik - petrolojik ve metalojenik incelenmesi : Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Enstitüsü, Ankara, Doktora Tezi, 206 s., yayınlanmamış.
- Bayhan, H. ve Baysal, O., 1981, Güneş - Soğucak (Divriği/Sivas) Yöresindeki sülfür cevherleşmelerinin Mineralojik ve Jenetik İncelenmesi, Yerbilimleri, 8, 41 - 52.
- Burri, C., 1959, Petrochemische Berechnungs - Methoden auf Equivalenter Grundlage : BirkMuser Verlag, Stuttgart, 334 s.
- Burri, C. ve Niggli, P., 1945, Die jüngeren Eruptivgesteine des Mediterranen Orogens I : Pub. herausgeg. v.d. stiftung., Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender, 3, Zürich, 334 s.
- Can, A., 1970, Sivas - Divriği, Güneş - Soğucak köyleri nikel zuhuru jeolojik etüdü : Maden Tetkik ve Arama Enst., Derleme Rap. no. 5108, yayınlanmamış.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks : Can. Jour. Earth Sci., 8,523 - 548.
- Kay, R., Hubbard, N.J. ve Gast, P.W., 1970, Chemical Characteristics and origin of Ridge Volcanic Rocks. Jour. Geophys. Research, 75,227 - 255.
- Koşal, C., 1965, Divriği civarı jeolojisi ve magmatojen cevher yatakları : Maden Tetkik ve Arama Enst., Derleme Rap. no. 3743, yayınlanmamış.
- Mac Donald, A., 1968, Composition and origin of Hawaiiin Lavas : Geol. Soc. Amer. Mineral., 116, 477-552.
- Metag Müh. Ltd. Şti., 1972, Nikel projesi, Çetinkaya - Divriği bölgesi arama raporu : Devlet Planlama Teşkilatı, Ankara, yayınlanmamış.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics and origin of ophiolites : J. Geology, 83,249 - 281.
- Mohr, H.V.M., 1960, Divriği mmtıkasmdaki arsenik prospeksiyonu hakkında rapor : Maden Tetkik ve Arama Enst., Derleme Rap. no. 2920, yayınlanmamış.
- Müller, D., 1969, Mineralogisch - Lagerstättenkundliche Begutachtung von Erz der Cu - Ni - Vorkommen Güneş und Soğucak bei Divriği - Türkei : Maden Tetkik ve Arama Enst., Derleme Rap. no. 4134, yayınlanmamış.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rocks, its proper name : Earth. Sci. Rev., 12,1 - 33.

Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi

Stratigraphy and geological evolution of Ulukışla and its surroundings

FAZLI YILMAZ OKTAY, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, İstanbul

ÖZ : Tersiyer başlarında Ulukışla ve yakın çevresini içine alan Tuzgölü Havzası'nın güney kesimi Üst Kretase'de bir ofiyolitik karmaşığın içine yerleştiği okyanusal bir çukurluk olarak tanımlanabilir.

Bu basen içinde günümüze kadar, Tuzgölü Havzası'nın okyanus ve sonrası evrelerine ilişkin ve birbirlerinden bölgesel açılı uyumsuzluklarla ayrılan üç ayrı gurup kayaç topluluğu oluşmuştur. Bunlar sırasıyla Ulukışla, Kılan ve Bohçadikmen gurupları olarak adlanmış ve herbiri, litolojik farklılıklar göz önünde tutularak formasyon ve üyelere bölünmüşlerdir.

Havzanın filiş çökelleri ve kapanma evresine ilişkin mağmatik etkinlik ürünleri olan Ulukışla gurubu, adayayı volkanikleri, bunlara ilişkin karbonat ve kırıntılılar ile havzanın derin kesimlerinde depolanmış çeşitli türbiditik fasiyeslerden, molas türünde çökelleri temsil eden Kılan Gurubu; evaporit, tatlı su karbonatları ile karasal kırıntılılardan ve okyanus sonrası çökelleri olan Bohçadikmen Gurubu ise, çeşitli karasal kırıntılılar ve gösel tortullardan oluşmuştur.

Tersiyer başında bölge, içinde volkanik bir adayayının gelişmekte olduğu kapanan bir okyanus durumundadır. Kapanma, kuzeyden güneye ilerleyen Kıt'a/Adayayı /Kıt'a çarpışması şeklinde gelişmiştir.

ABSTRACT : During the Early Tertiary, the southern part of the Tuzgölü Basin, Ulukışla area and its immediate surroundings was an ocean from which an ophiolitic complex was emplaced southwards onto the Bolkardağ region in Late Cretaceous times. From the Tertiary to the present, three different groups of rock assemblages separated from each - other by regional unconformities have developed in this basin in relation to Oceanic, and post oceanic periods respectively.

These groups are named as Ulukışla, Kılan and Bohçadikmen groups accordingly and, taking litological differences into consideration, they are divided into members and formations.

The Ulukışla group, which is the flysch of this oceanic basin comprises islands-arc volcanics and related carbonates and elastics, and various turbiditic sediment deposited in its deeper parts.

The Kılan group which represents the molasse of the basin is composed of evaporites, fresh-water carbonates and terrestrial elastics.

Finally, the Bohçadikmen group, which is the post - oceanic cycle of this through, comprises several forms of continental and lacustrine deposits.

At the beginning of the Tertiary, the region was in the form of a closing ocean in which an island - arc complex was developing. Progressive closure occurred from the north to the south in consequence of collisions of a consecutive continent with an island - arc and its subsequent collision with a continent.

GİRİŞ

Bu yazı literatürde «Tuzgözü Havzası» olarak bilinen havzanın güney kesiminde yer alan Ulukışla ve yakın çevresinin stratigrafisini ve jeolojik açıdan evrimini konu almaktadır.

Sözkonusu bölge yazar tarafından 1967-73 yılları arasında doktora tez konusu olarak araştırılmıştır (Şekil 1).

İncelenen alanı da içine alan Bolkardağlar ve çevresi Blumenthal (1956) tarafından 1940 - 51 yılları arasında yapılmış ve sonuçları açısından sonraki çalışmalara temel olmuş jeolojik araştırmaya kadar kısa süreli geziler, demiryolu ve maden arama çalışmaları şeklinde sınırlı olarak incelenmiştir (Tchihatscheff, 1867; Schaffer, 1903; Frech, 1916). Yörede daha sonra Ketin ve Akarsu (1965) tarafından petrol olanaklarının araştırılması; Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü tarafından da Bolkardağlarının temel jeolojisi sorunlarının çözümlenmesi (Demirtaşlı ve diğerleri, 1973) ve bitümlü şeyi rezervlerinin saptanması (Yoldaş, 1973) amaçlarına yönelik ayrıntılı jeoloji çalışmaları yapılmıştır.

STRATİGRAFI

Ulukışla ve çevresinde özellikle Üst Kretase'de görülen ofiyolit yerleşmesinden başlayarak (Şimşim Fm; Ketin ve Akarsu, 1965; Bolkardağ kuzeyindeki melanj; Demirtaşlı ve diğerleri, 1973) günümüze kadar geçen zaman aralığı içinde oluşmuş istif incelendiğinde, havzanın okyanus ve sonrası evrelerine ilişkin, birbirlerinden bölgesel açılı uyumsuzluklar ile ayrılmış ve farklı fasiyelerde gelişmiş üç kayaç gurubu izlenir. Bunlar litostratigrafik birim ayırtlama kuralları izlenerek ve bölgenin jeoloji evrimi göz önünde tutularak grup ve formasyonlara ayrılmıştır (Şekil 2).

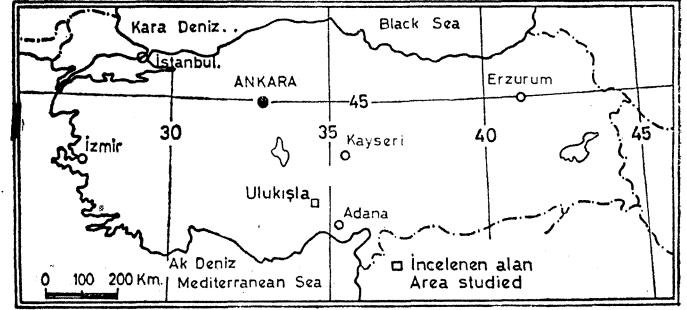
ULUKIŞLA GRUBU

İncelenen bölgenin temelini oluşturur. Genel olarak çeyşitli sığ - derin denizel tortullar, denizaltı volkanitleri ve bunlar içine zaman zaman dayk ya da sığ sokulumlar şeklinde yerleşmiş siyenitik - monzonitik mağmatitlerden oluşmuştur (Şekil 3).

Sansartepc formasyonu. Bölge stratigrafi kesitinin en alt birimidir. Ulukışla kuzeyindeki Sansartepc çevresinde (Şekil 4) trakiandezit bileşimli yastık lavlardan ve monzonitik sığ sokulumlardan; İlhan köyü çevresinde ise bazalt - olivin dolerit bileşimli yastık lavlar ve bunlar ile ardışıklı tüfit ve aglomeralardan oluşur. Bu yörede istif içinde değişik düzeylerde birkaç metre kalınlıklı kireçtaşı arakatıkları izlenir.

İzlendiği kadarıyla bu formasyon bir denizaltı mağmatizmasının ürünüdür. Bu olay kısmen yumuşak denizel tortullar ile karışmış yastık lavların ve tüflerin bir küme oluşturması ve sonradan bu küme içine monzonitik - siyenitik sığ sokulumların yerleşmesi şeklinde gelişmiştir. Ayrıca, zamanla, bu mağmatik karmaşıktan gelişerek su üzerine çıkan volkanik adalar bugün mağmatik küme çevresinde görülen kırıntılı birimlere kaynak oluşturmuşlardır.

Birimin tabanı bölgede yüzeylemediğinden daha yaşlı birimlerle olan dokanak ilişkileri ve gerçek kalınlığı bilinememektedir. İlhan köyü çevresinde görünür kalınlığı 5000 m. olarak tahmin edilmiştir.



Şekil 1 : İnceleme alanı bulduru haritası.
Figure 1 : Location map of the area - studied

Formasyon gurubun diğer birimleri tarafından uyumlu olarak örtülür.

Birimin gelişmesine neden olan mağmatik etkinliğin başlangıç zamanı hakkında kesin bir veri yoktur. Fakat, ofiyolitik karmaşığın havzaya Üst Kretase'de yerleştiği ve bunun kısmen Maastrichtiyen yaşlı kırıntılı ve karbonatlar ile uyumsuz olarak örtüldüğü (Ketin ve Akarsu, 1965; Demirtaşlı ve diğerleri, 1973) gözönüne alındığında, ofiyolit yerleşmesine neden olan dalma - batma zonunun gelişmesine koşut olarak formasyonu oluşturan volkanizmanın da en erken Üst Kretase'de yada, Paleosenin en altında başlamış olabileceği düşünülebilir.

Birim kendisini oluşturan mağmatik etkinliğin zaman içinde giderek güneye kayması sonucu, zamanda aşmalı olarak gelişmiştir (Tablo'2). Bu durum, birimin kuzey kesiminde Üst Paleosen yaşlı Başmakçı Kireçtaşı, güneyde ise Alt Lütesiyen Yaşlı Karatepe kireçtaşı ile uyumlu olarak örtülmesi ile de vurgulanmaktadır. Bu açıklamanın ışığında, birinin yaşının incelenen bölgenin kuzey kesiminde en fazla Üst Paleosen'e güneyde ise, Alt Lütesiyen'e kadar çıkabileceği söylenebilir.

Serenkaya Formasyonu. Tortul istifin ilk birimidir. Malzemesinin tümü ile volkanik ve sığ sokulum tipi mağmatiklerden (Sansartepc formasyonu) türemiş ve çoğunlukla çakıltaşlarından yapılmış olması nedenleriyle istifin diğer kesiminden ayrırtlanmıştır. Tortul kesiminin en iyi geliştiği Serenkaya mevkiine göre (Ulukışla kuzeyinde) Serenkaya Formasyonu adlanmıştır.

Tip mevkiide altta mercekse ve bloklu kaba çakıltaşlarından, üstte ise devresel çökelmiş ve dereceli tabakalı çakıltaş - kumtaşı - şeyl ardışımından oluşmuştur. Birim içinde ayrıca kalınlıkları 1 -15,5 m. arasında değişen, siyah renkli trakiandezit bileşimli yastık lav arakatıkları izlenir. Tip kesit kalınlığı 880 m. dir.

İncelenen alanda gerek litoloji ve gerekse kalınlık açısından büyük değişimler gösterir. Örneğin; Ulukışla çevresinde 365 m kumtaşı - çakıltaşı ardışımı, 1085 m side yastık lav olmak üzere 1450 m kalınlıktadır. Ulukışla doğusunda Porsuk köyü çevresinde baskın olarak bloklu kaba çakıltaşlarından yapılmış olarak 90 m; Çaykavak geçidi (Ulukışla - Niğde yolu üzerinde) doğusunda mercekse kumtaşı - çakıltaşı - şeyl ardışımı şeklinde ve 60 m lik yastık lav arakatığı ile birlikte 280 m kalınlıktadır. Güney ve Eminlik köyleri arasında (Bölge

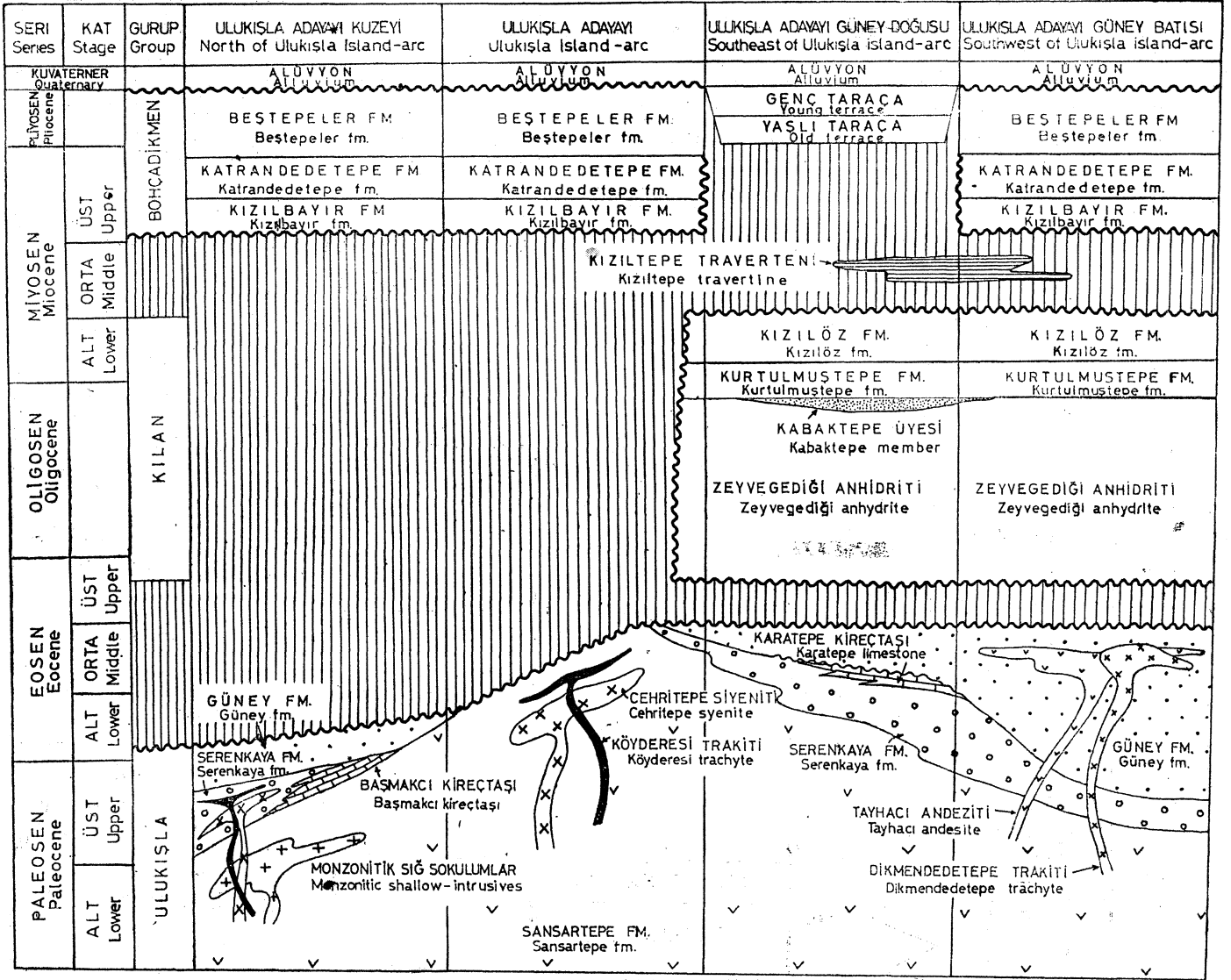
YAS Age	BLUMENTHAL (1956)	KETİN-AKARSU (1965)	DEMİRTAŞI ve DİĞ., (1973) " & oth. "	OKTAY (1981)
KUVATERNER Quaternary	ALÜVYON Alluvium	ALÜVYON Alluvium	ALÜVYON Alluvium	ALÜVYON, Alluvium GENÇ TARAÇA, Young terrace YAŞLI TARAÇA, Old terrace
PLİYOSEN Pliocene		KEMERHİSAR FM.		BEŞTEPELER FM.
MIYOSEN Miocene	OLASILI MIYOSEN TÖRTULLARI Probable Miocene Deposits	BEŞTEPELER FM.	KARASAL NEOJEN KAYA BİRİMİ (ADLANMAMIS) Continental Neogene rock unit (undifferentiated)	KATRANDEDETEPE FM.
				KIZILBAYIR FM.
OLİGOSEN Oligocene	JİPSLİ SERİ Gypsiferous series	KIZILÖZ FM.		KIZILTEPE TRAVERTENİ Travertine
		KURTULMUŞTEPE FM.		KIZILÖZ FM.
EÖSENE Eocene	ULUKIŞLA-ÇİFTİHAN ANDEZİT KOMPLEKSİ Ulukışla-Çiftihan andesite complex	EMİRLER FM.	AKTOPRAK FM.	ZEYVEGEDÜĞÜ ANHİDRİTİ Anhydrite
		YALÇINDERE FM.		
		KOÇAK FM.	HASANGAZI FM.	TAYHACI ANDEZİTİ Andesite
		GÜMÜSDERE FM.		DİKMENDEDETEPE TRAKİTİ Trachyte
PALEOSEN Paleocene	BİLMACI KIREÇTASI Bilmacı Limestone	TABAKLI FM.	ULUKIŞLA FM.	GÜNEY FM.
		DARBOĞAZ FM.		KARATEPE KIREÇTASI Limestone
				SERENKAYA FM.
		HALKAPINAR FM.		BİLMACI KIREÇTASI Limestone
		GÜNEYDAĞI FM.		KÖYDERESİ TRAKİTİ Trachyte
				CEHRİTEPE SİYENİTİ Gyrite
				SANSARTEPE FM.

Şekil 2 : Bölge stratigrafisinin eski incelemeler ile karşılaştırılması.

Figure 2: Comparison of the stratigraphy of the region with the previous investigations.

kuzey) yastık lav arakatkıları izlenemez. Birim genellikle grit - kabakumtaşı ve şeyl ardışımı şeklinde gelişmiştir ve yaklaşık 800 m'lik bir kalınlık gösterir.

Serenkaya formasyonunun tortul kesimini oluşturan gerc hemen hemen tümü ile bir magmatik kaynaktan türemiştir. Bunlar Sansartepe formasyonu içinde izlenen çeşitli volkanik



Şekil 3 : İnceleme alanının stratigrafik gelişim tablosu

Figure 3 : Stratigraphical evolution table of the investigated area.

ve siğ sokulum kayaçları ile gerek doku ve gerekse mineral içerikleri yönünden büyük benzerlik gösterir.

İstifin özellikle alt kesimindeki kaba taneli kırıntılıların içinde izlenen merceksellik, büyük ölçekli çapraz tabakalaşma ve yanal olarak hızlı litolojik değişimler siğ - denizel koşullarda ve hızlı bir çökelmeyi gösterir. Üst kesimde ise, istifin devresellik göstermesi, devre alt yüzeylerinin aşınmalı - kanallı oluşu ve büyük oygu yapıları içermesi, yaygın iç yapı olarak derceli tabakalaşmanın bulunuşu ve yer yer kayma yapılarının pelajik fauna içeren çamurtaşı ve yastık lav arakatıklarının varlığı zaman içinde siğ denizel çökeltme koşullarının değiştiğini, ortamın derinleştiğini ve üzerine zaman zaman lav akıntıları gelen eğimli bir yüzey üzerinde (volkanik adaları çevredeki abisal düzlüklere bağlayan yokuş) volkanik bir kaynaktan türeyen kırıntılı gerecin çeşitli yoğunluk akıntıları ile hızlı bir şekilde depolanmasının söz konusu olduğu anlaşılmaktadır.

Birim Sansartepe formasyonu üzerine uyumludur. Doğuya doğru kuzeyde Başmakçı, güneyde ise Karatepe kireçtaşları ile yerdeğiştirir. Üstten uyumlu olarak Güney formasyonu ile, diğer gruplar tarafından da açılı bir uyumsuzlukla örtülür. Geometrisi doğuya doğru incelen bir kama şeklindedir.

İnceleme alanı kuzeyinde birim yanal eşdeğeri olan Başmakçı kireçtaşına göre Üst Paleosen, güneyde ise yine yanal eşdeğeri Karatepe kireçtaşına göre Alt Lütésiyan yaşlıdır,

Başmakçı kireçtaşı: Yörede ilk kez Blumenthal (1956) tarafından adlanan bu birim inceleme alanı içinde Çaykavak geçidi doğusunda ve Eminlik köyü kuzeyinde Serenkaya Formasyonu içinde bir arakatki olarak izlenir.

İzlendiği alan içinde en fazla 3-5 m kadar kalınlıktadır. Tip yeri ve kesiti inceleme alanı doğusunda yer alan

Başmakçı köyü güneyindedir. Genellikle iyi tabakalı ve biyomikrit (Folk, 1962) bileşimlidir. Başmakçı köyü çevresinde Sansartepe Formasyonuna ilişkin yastık lavlarla sinjenetik oluştuğu izlenir.

Birim içinde alg, mercan ve bryozoa gibi canlıların parçaları baskın allokem türünü oluşturur. Seyrek olarak da *Discocyclus* ve *Mummulites* gibi büyük bentonik foraminiferlerde vardır. İnce kesitlerde ayrıca, bol volkanik kayac kırıntısı da izlenir. Bu bileşim fazla terrijen kırıntı üretmeyen volkanik bir kara çevresindeki (olasılıkla küçük volkan adalar da) sığıllıklarda bir karbonat çökmesini göstermektedir.

Başmakçı kireçtaşı batıya doğru Serenkaya formasyonu ile yer değiştirir ve üstten Güney formasyonu ile uyumlu olarak örtülür.

Birim yaşının bu kesimde daha sonra çalışan Gözeğer (1976) tarafından bulunan *Distichoplax biserialis*, *Biscocyclus* cf. *seunesi*, *Pianorbulina* sp., *Fabularia* sp., *Globigerina* sp. ve *Globorotalia* cf. *pseudomenardii* fosillerine göre Üst Paleosen olduğu anlaşılmıştır.

Cehritepe siyeniti. Ulukışla kuzeybatısında Hantepe ile Cehritepe arasında izlenen pembe-beyaz renkli feldispatlardan, biyotit ve koyu renkli mafik minerallerden oluşan siyenitik bir sığ sokulumdur. Ulukışla kuzeyinde görüleceği gibi Serenkaya formasyonunu kesmektedir. Üst Paleosen - Lütesiyen yaşlı Güney formasyonu içinde apofizlerine rastlanılmadığı için oluşma yaşı yaklaşıklıkla Üst Paleosendir.

Köyderesi trakiti. Ulukışla kuzeyinde Serenkaya formasyonu içinde bir damar ağı şeklinde izlenen bu litoloji pembe renkli feldspat mikrolitlerinin oluşturduğu bir hamur içinde, alkalifeldispat ve biyotit fenokristallerinin izlendiği bir trakittir.

Cehritepe siyenitini kesmesi ve Güney formasyonu içinde izlenmemesi nedenleri ile bu sokulumun da Üst Paleosen yaşlı olması gerekmektedir.

Karatepe kireçtaşı. İncelenen alanda ilk kez yazar tarafından adlanan bu birim, Porsuk köyünün güney batısında Serenkaya formasyonu içinde bir arakatki olarak izlenir. Doğuya doğru giderek kalınlaşır ve Serenkaya formasyonunun yerini alır.

Tip mevkii Hasangazi köyü güneyindeki Karatepedir. Tip kesiti yaklaşık 15 m. kalınlıktadır. Genel olarak, açık gri renkli ve iyi tabakalanmalıdır. Bol miktarda *Nummulitidae*, *Gastropod*, *Pelecypod* ve *Mercan* türünde allokem içeren birim litoloji olarak sıkı istiflenmiş (packed-biomicroite; Folk, 1962) şeklinde tanımlanabilir. Birimin iyi tabakalı oluşu ve yukarıda verilen allokem içeriği ile bank yada resif önü koşullarında çökelediği anlaşılmaktadır.

Formasyonun genel geometrisi doğuya doğru kalınlaşan bir kama, şeklindedir ve alttaki Sansartepe formasyonu üzerinde uyumludur. Üstte ise yersel açışız uyumsuzluk ile Güney formasyonu tarafından örtülür. Batıya doğru, yanal olarak Serenkaya formasyonuna geçer.

Birime içerdiği *Nummulites* sp. (*ataicus* gurubu), *Assilina* sp. (cf. *laminosa*), *Discocyclus* sp. (*sella* gurubu),

Operculina sp., *Alveolina* sp., *Sphaerogypsina* sp. foraminifer faunasına göre Alt Lütesiyen yaşı verilmiştir.

Güney formasyonu. Ulukışla kurubunun en önemli ve yaygın ünitesi olan bu formasyon en iyi geliştiği Güney köyü çevresine göre ilk kez bu çalışmada formasyon düzeyinde ayırtlanmıştır. Birim kuzeyden güneye zamanda aşmalı olarak gelişmiştir. Bu nedenle tip mevkisinde ve Ulukışla güneydoğusunda farklı fasiyes ve yaşlarda izlenir. Güney köyünün doğusundaki Çalılı dereye ölçülen tip kesit altta gri çamurtaşı - kalsitürbidit ardışımı ile başlar. Üste doğru kalsitürbiditler giderek normal türbidit kumtaşları ile yer değiştirir. Bunların tabaka kalınlıkları istifin üst kesiminde giderek artar, ayrıca bu kesimde flak-sotürbiditik grit ve kaba kumtaşı arakatıkları da izlenir. İstif Çalılı derenin Sorgun dereye katıldığı yerde izlenen yaklaşık 20 m kalınlıkta ilksel çökme özellikleri tümü ile yok olmuş kayma çökelleri ile biter. Tip kesit 1004 m kalınlıktadır.

Porsuk köyü doğusunda (Şekil 4), Bozbeltepe çevresinde ise Serenkaya formasyonu üzerinde 15 m. kalınlıkta, kırmızı renkli ve merceknel çamurtaşları ile başlar ve yine merceknel irice çakıtaşı - grit ve kabakumtaşı ardışımı ile sürer. İstifin bu fasiyesi 200 m kalınlıkta ve çok kalın tabakalıdır. Birkaç tanınamayan *Pelecypod* parçasından başka fosil içermez. İstifin sonraki 300 m. si ince-orta tabakalı merceknel kumtaşı - grit - çamurtaşı ardışımı şeklindedir. Bu fasiyesin üzerinde birimin çökme özellikleri açısından önemli değişiklikler izlenir ve istif yaygın olarak dereceli tabakalanmalı merceknel kanal dolguları, kayma çökelleri, türbidit kumtaşları ardalanması şeklini alır. Bu kesim yaklaşık 150 m kalınlıktadır. Formasyonun Zeyvegidiği anhidriti altında izlenen görünür en üst 300 m lik kesimi ise genel olarak çamurtaşı - çok ince, ince tabakalı türbidit kumtaşı ardışımından yapılmıştır. Bu kesimde ayrıca, kanal dolguları şeklinde dereceli çakıtaşı ve volkanik malzemeli ve 20 mye kadar çaplı çeşitli ekzotik bloklar izlenir.

Bu özellikleriyle Güney formasyonun genel olarak dalga tabanı altında ve türbid akıntılar ile depolandığı anlaşılmaktadır. Gerek örneklerin petrografik yönden incelenmeleri ve gerekse akıntı yönü ölçümleri çökme ortamının volkanik adayayı içi ve çevresinde yer alan derin çukurlar, kısmen de bu çukurları volkanik adalara bağlayan yamaçlar olduğunu, bu bölgelere hem volkanik adaların su üzerindeki kesimlerinin hem de havza batısındaki bir karanın aşınması sonucu türemiş kırıntılı gercin hızlı bir şekilde depolandığını vurgulamıştır.

Birim Güney köyü çevresinde Başmakçı kireçtaşı ve Serenkaya formasyonu üzerinde uyumludur. Bozbeltepe çevresinde ise, Serenkaya formasyonu ve Karatepe kireçtaşı üzerinde kırmızı bir çamurtaşı ile başlar. Ayrıca alt kesimde Karatepe kireçtaşından türemiş klastların bulunuşu alttaki birimlerle arada olasılı ve yersel bir açışız uyumsuzluğun bulunduğunu gösterir. Çalışma alanı güneybatısında Tayhacı andeziti ve Dikmendede tepe trakiti ile kesilir. Üstten diğer gruplar tarafından açışal uyumsuzluk ile örtülür.

Bölge kuzeyinde: Güney köyü çevresinde (Şekil 4) formasyonun üst kesimindeki çakıtaşı arakatıklarından derlenen örneklerde rastlanan *Globorotalia formosa gracilis*,

G. rex, *G. cf. broedermanni*, *G. mckannai*, *G. pseudotopilensis*, *G. aragonensis*, *Globigerina trilowlinoides* pelajik foraminiferler ile birimin en üst kesiminin en Alt İpresiyen yaşlı olduğu anlaşılmıştır.

Yine aynı bölgede, uyumlu olarak örttüğü Başmakçı kireçtaşının Üst Paleosen yaşlı dikkate alındığında formasyonunun kesimindeki çakıltaşı arakatlıklarından derinebileceği düşünülür. Ulukışla güneydoğusunda Bozbeltepe çevresinde ise (Şekil 4), birimi oluşturan istifin üst kesiminden derlenen örneklerden elde edilen *Globorotalia bulbrooki*, *G. pehneri*, *Globigerapsis kugleri*, *Globigerina cf. venezuelana*, *G. senni*, *G. cf. parva* pelajik foraminiferleri ile birimin üst kesiminin Orta Lütisiyen yaşında; altta ise yaşlı, yersel açışız uyumsuz olarak örttüğü Karatepe kireçtaşının Alt Lütisiyen yaşlı olması nedeniyle olasılıkla Alt Lütisiyen'e kadar inmesi beklenir.

Birimin bölge kuzeyinde Üst Paleosen? — en Alt İpresiyen, güneyinde ise, Alt? — Orta Lütisiyen yaşlı oluşu kuzeyden güneye zamanda aşmalı geliştiğinin açık bir kanıtıdır.

Tayhacı andeziti. İncelenen bölgenin güneybatısında, Tayhacıtepe çevresinde Güney formasyonun üst kesiminde stok, sil ve dayklar şeklinde açık gri-pembemsi gri renkli afanitik bir hamur içinde beyaz plajioloklas, piroksen ve biyotit fenokristallerinden oluşmuş magmatik birimdir.

Bölgede Güney, formasyonunu kesmekte ve Dikmendede tepe trakiti tarafından da kesilmektedir. Ayrıca Zeyvegediği anhidriti ve Kızılbayır formasyonu ile açılı uyumsuz olarak örtülmektedir. Bu stratigrafik ilişkiler gözönünde tutularak birimi oluşturan magmatik işlevin Üst Eosen'de gerçekleştiği söylenebilir.

Dikmendede tepe trakiti. İncelenen alanın güneybatısında, Dikmendede tepesi çevresinde yüzeyleyen iri ortoklaslı ve pembe renkli bir trakittir. Tayhacı andezitini kesmesi nedeniyle bağil olarak ondan daha gençtir. Yine benzer olarak, Zeyvegediği anhidriti tarafından açılı uyumsuzlukla üzerlenmesi ile oluşum yaşının Üst Eosen olması gerekmektedir.

KILAN GURUBU

Molas türünde çökellerden oluşan bu birim yüzeylediği alan içindeki en büyük yerleşme merkezi olan Kılan köyünün adı ile adlanmıştır.

Altan üste doğru Zeyvegediği anhidriti, Kurtulmuştepe ve Kızılöz formasyonları olmak üzere üç as birime bölünen bu grup, Ulukışla ve Bohçadikmen grupları tarafından bölgesel açılı uyumsuzluklarla sınırlanmıştır.

Zeyvegediği anhidriti. Eski araştırmacılar tarafından «Oligosen Jipsli Seri» (Blumenthal, 1956) adı ile tanımlanan birimin yalnızca yüzeye yakın kesimde jipse dönüşmüş anhidritten oluştuğu ilk kez bu araştırma ile saptanmış ve bu durumun en açık görüldüğü Zeyvegediği mevkiine göre Zeyvegediği Anhidriti olarak adlandırılmıştır.

Tip kesiti, Zeyvegediği ile Kabaktepe arasında izlenir. Altan itibaren 900 m lik kesim beyaz renkli ve tabakalı anhidrit, Kabaktepe üyesi olarak ayırtılan üst elli metresi ise, kahve renkli türbidit kumtaşı - çamurtaşı - kahve

renkli kireçtaşı ve beyaz anhidrit ardışımı şeklinde gelişmiştir. Bu üye batıda Hacıhasan gediği mevkiinde yalnızca yeşil marnlardan yapılmıştır. Daha batıda ise giderek kaybolmaktadır.

Zeyvegediği anhidritinin kalınlığı batıya doğru giderek azalır. Şarлак dere çevresinde 750 m kadardır. Burada üst kesimde birkaç, beyaz - krem renkli ve 3 - 4 m kadar kalınlıklı kireçtaşı arakatlıkları izlenir.

Hernekadar, birimin kalınlığında batıdan doğuya doğru hafif bir değişim izlenmekte ise de, genelde geometrisinin örtü şeklinde olması beklenir.

Birim içinde kesin yaş veren bir paleontolojik veri elde edilememiştir. Kendisini uyumlu olarak örten Kurtulmuştepe formasyonun Üst Oligosen - Alt Miyosen yaşlı oluşu ve alttaki Ulukışla gurubu ile olan açılı uyumsuzluk durumu gözönüne alındığında Üst Eosen - Oligosen yaşlı olduğu söylenebilir.

Kurtulmuştepe formasyonu. Kılan gurubunun ikinci birimi olan ve kahve renkli tatlı su kireçtaşı - marn ardışımı şeklinde ki bu formasyon en gelişmiş görüldüğü Ulukışla güneyindeki Kurtulmuştepe'ye göre (Şekil 4) adlanmıştır. Tip kesiti bu mevkiin güneyine doğru izlenir ve 1015 m kalınlıktadır. Alt 500 m içinde ender olarak kahverenkli ve ince katmanlı kireçtaşı arakatlıkları kahve - kırmızı - yeşil renkli marnlar, üstte ise, çok kalın katmanlı ve kahve renkli mikritik kireçtaşları baskın litolojiyi oluştururlar.

Birim üstten renginin giderek kızıllaşması, kireçtaşlarının azalışı ve yeşil kumtaşı arakatlıklarının belirmesi ve sıklaşması ile Kızılöz Formasyonuna geçer. Tahmin edilen geometrisi örtü şeklindedir. Blumenthal (1956) tarafından bulunmuş fosiller ile yaşlı Şattiyen - Akitaniyen'dir.

Kızılöz formasyonu. Kılan gurubunun üçüncü ve en üst birimidir. En gelişmiş şekliyle Kızılöz mevkiinde izlenir ve bu nedenle, Ketin ve Akarsu (1965) tarafından Kızılöz formasyonu olarak adlanmıştır.

Tip kesitte kalınlığı 1800 m kadardır ve kırmızı - yeşil renkli, mercekse, büyük - küçük ölçekli çapraz tabakalanmalı ve akarsu koşullarında devresel olarak çökelmiş çakıltaşı - kumtaşı - çamurtaşı ardışımı şeklindedir.

Formasyon içinde gerek bu çalışmada, gerekse önceki araştırmalarda çökelme yaşını belirtebilecek bir organizma kalıntısına rastlanılmamıştır. Bu nedenle yaşlı ancak stratigrafik ilişkilere dayanılarak ve bağil olarak verilebilir. Yukarıda da değinildiği gibi, birim alttaki Kurtulmuştepe formasyonu ile uyumludur. Üstten ise, hernekadar Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı Bohçadikmen gurubu tarafından doğrudan örtülmemekte ise de gurubun birlikte kıvrımlandığı diğer birimlerinin bu grup tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmesi yüzünden Üst Miyosenden daha yaşlı olmalıdır, Kurtulmuştepe formasyonunun Üst Oligosen - Alt Miyosen yaşlı olduğu da göz önüne alındığında formasyonun Alt - Orta Miyosen yaşlı olması beklenir.

Kızıltepe travertenleri

Ulukışla güneyindeki Kızıl ve Taşkestik tepeler çevresinde, gerek Ulukışla ve gerekse Kılan grupları üzerinde açılı - uyumsuz olarak kırmızı renkli ve traverten türünde

bir karbonat çökeli izlenir. En açık ve gelişmiş olarak Kızıltepe çevresinde görülmesi nedeniyle Kızıltepe traverteni şeklinde adlanmıştır. İçinde çeşitli yaprak ve bitki fosilleri olağandır. Düzensiz topografya üzerinde ve karasal koşullarda gelişmiş olması nedeniyle kalınlık ölçülmesi yapılamamıştır. Tahmin edilen kalınlığı 100 m dolayındadır.

Birbirlerinden açılı uyumsuzluklarla ayrılmış Oligosen-Orta Miyosen yaşlı Kılan ve Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı Bohçadikmen guruplarının arasında yer alması, dolayısı ile, iki gurup arasındaki aşınma evresinde, diğer bir deyiş ile, karasal evrede gelişmiş olması nedeniyle Orta Miyosen yaşlı olmalıdır.

BOHÇADIKMEN GURUBU

Akarsu ve gösel koşullarda birbirleriyle uyumlu gelişmiş üç litostratigrafik birimden oluşmuştur. Tümü ile, Tuz gölü havzasında ayrıtılan Agasivri Formasyonunun zaman eşdeğeridir (Turkish Gulf Oil Comp., 1961).

Kızılbayır formasyonu. Gurubun en alt birimi olup en gelişmiş şekli ile izlendiği, Güney köyünün güneybatısındaki Kızılbayır mevkiine göre adlandırılmıştır.

Tip yerinde altta kırmızı - yeşil renkli çakıllı killer ile başlar. Üste doğru bu istif içinde mercekssel, büyük ölçekli çapraz tabakalı ve devresel çökemiş çakıltaşı ve kumtaşı arakatıkları izlenir. Üst kesimde marn ve kireçtaşı arakatıklarının belirilmesi ve kırıntılıların giderek azalması ile Katrandedetepe formasyonuna geçer. Geçiş zonunda çok iyi gelişmiş iyi laminalı bitümlü çamurtaşı arakatıkları da izlenir. Kalınlığı tip kesitte 250 m dir. Bölgede ise birkaç on metre ile 250 m arasında değişir.

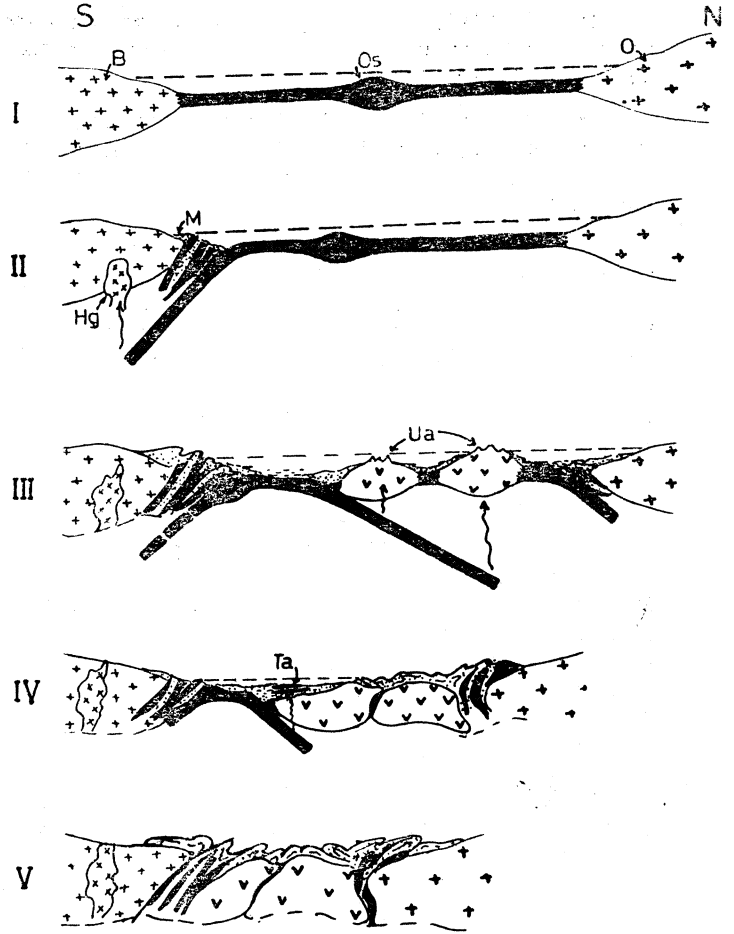
Birimin kesin yaşını verebilecek paleontolojik bir yeri yoktur. Fakat, uyumlu olarak örtüldüğü Üst Miyosen yaşlı Katrandedetepe formasyonu gibi Üst Miyosen yada Orta-Üst Miyosen yaşlı olabilir.

Katrandedetepe formasyonu. Gurubun ikinci birimidir. Genel olarak yeşil - beyaz marn, krem renkli gösel kireçtaşı ardışımından oluşmuştur. En gelişmiş şekliyle görüldüğü Katrandedetepe mevkiine göre (Şekil 2) Katrandedetepe formasyonu olarak adlanmıştır.

Tip kesiti Gidiric (Şekil 4) ile Katrandedetepe arasında izlenir. Alt kesimde genel olarak, yeşil marn - bej kireçtaşı ardışımı şeklindedir ve kalınlığı 1 - 40 cm arasında değişen birçok iyi laminalı, kahverengimsi gri bitümlü çamurtaşı arakatıkları içerir. Üst kesimde çeşitli kırıntılı aratabakalar izlenir. Tip kesitte, kalınlığı 200 m olarak ölçülmüştür.

Birimin alt kesimindeki yeşil marnlardan derlenen *Cypris* sp., *Caspioeypris* cf. *Candida*, *Lymnocythere luculente*, *Candona dedectiformis*, *C. ricca*, *lyocypris* sp., *Lymnocythere* (*Leptocythere*) *prebaquana* Ostracod faunasına göre yaşı Alt Ponsiyen dir. Yine, Yoldaş (1973) tarafından alt kesimdeki bitümlü çamurtaşlarından elde edilen spor ve pollen florası da benzer olarak, Üst Miyosen yaşlı vermiştir.

Beştepeler formasyonu. Gurubun en genç üyesidir. Genel olarak gevşek çimentolu, mercekssel çakıl ve kumlardan oluşmuştur. En iyi Beştepeler mevkiinde izlendiği için (Şekil 4) Beştepeler formasyon olarak adlanmıştır. Tip ke-



Şekil 6 : Tuzgölü Havzası güney kesiminin jeoteknik evrimini gösterir ölçeksiz enine kesitler.

I — Havzanın Üst Kretase öncesindeki durumu.

B : Bolkaradağ kıtacığı, O : Orta Anadolu Kıtası Os : Okyanus sırtı,

II — Havzanın Üst Kretase'deki (Maastrihiyen öncesi) durumu M : Bolkaradağ kuzeyindeki metanj (Alihoca ofiyoit zonu)

III — Havzanın Paleosen'deki gelişmesi.

Ua : Ulukışla adayı

IV — Havzanın Alt - Orta Eosen'deki durumu

Ta : Tayhacı andeziti ve Dikmendedetepe trakit.

V — Havzanın Üst Eosende deforme olmuş durumu.

Figure 6: Cross-section illustrating the geotectonic evolution of the southern part of the southern part of the Tuzgölü Basin (not to scale).

I — State of the basin prior to Late Cretaceous time,

B: Bolkaradağ subcontinent, O: Mid-Anatolian continent, Os: Mid-oceanic ridge.

II — State of the basin during Late Cretaceous time (prior to Maestrichtian)

M: Melange to the north of Bolkaradağ (Alihoca ophiolite zone).

III — Development of the basin during Paleocene. Ua : Ulukışla island-arc.

IV — State of the basin during Early-Middle Eocene period. Ta: Tayhacı Andesite and Dikmendedetepe trachyte.

V — Deformed state of the basin during Late Eocene period.

siti tümü ile büyük ölçekli çapraz tabakalı ve çok gevşek çimentolu çakıl ve kum ardışımından yapılmıştır. Yaklaşık 125 m kalınlıktadır.

Birim Katrandedetepe formasyonunu uyumlu olarak örter ve çalışılan bölge dışında kuzeye doğru Konya ovasının gevşek çimentolu alüvyonları tarafından uyumsuz olarak örtülür.

Formasyon içinden kesin oluşum yaşını gösterebilecek bir paleontolojik veri elde edilememiştir. Yalnız, yukarıda verilen stratigrafik ilişkiler göz önünde tutularak ya alttaki Katrandedetepe formasyonu gibi Üst Miyosen yada olasılıkla Üst Miyosen - Pliyosen? yaşlı olması beklenir. Çünkü Erol (1968)'un belirttiği gibi, Bohçadikmen gurubunun içinde olduğu görsel koşullar Aksaray çevresinde ve Ulukışla'ya doğru Pliyosen'de de sürmektedir.

Yüzeysel çökeller

İncelenen bölgede Kuvaterner yaşlı gerek akarsularla oluşturulmuş ve gerekse yamaç molozu şeklinde gelişmiş iki evreli taraça oluşumu izlenmektedir. Ayrıca, dere yataklarında güncel alüvyonlar ve Ulukışla batısında yer alan ve içinden Çakıt suyunun doğduğu bir topoğrafik çukurluk dolgusu güncel yüzeysel çökel olarak sayılabilir.

BÖLGENİN JEOLJİK EVRİMİ

Tersiyer başlarında Tuzgölü Havzası'nın Bolkardağı kuzeyindeki kesimi, güneyine Üst Kretase'de yerleşen ofiyolitik karmaşığa karşın (Şimşim Karmaşığı; Ketin ve Akarsu, 1965; Bolkardağ Kuzeyindeki melanj; Demirtaşlı ve diğerleri, 1973) okyanusal niteliğini korumaktadır. Bu çukurluk içerisinde yer alan Ulukışla ve çevresinde de koşut olarak derin - denizel paleocografik koşullar egemendir. Üst Kretase sonunda yada Paleosen başlarında havza içinde ayrıca, doğu-batı uzanımlı ve egemen olarak denizaltı volkanizması şeklinde bir magmatik işlevde izlenmektedir. Bu etkinliğin nedeni Üst Kratase'de bölge güneyine ofiyolit yerleşmesini sağlayan dalma-batma zonunun işlevinin sona ermesi ve havza içinde bu kez, kuzeye doğru dalan yeni bir dalma - batma zonunun gelişmiş olmasıdır. (Şekil 5). Dalan tablanın hareketini Paleosen boyunca sürdürmesi ve dolayısı ile kısmi ergimesi sonucu, Ulukışla çevresinde doğu - batı doğrultulu bir adayı geliştirmiştir. Bu adayı yazar tarafından «Ulukışla Adayı» olarak adlandırılmıştır. Üst Paleosen'de yayın bazı kesimleri volkanik adalar şeklinde su üstüne çıkmıştır. Bunlar Ulukışla'dan doğuya doğru ve Güney ve Eminik köyleri kuzeyinde iki ayrı kuşak oluşturmuşlardır. Bu adaların aşınması ile türeyen, tümü ile volkanik kökenli kırıntılar kısmen adalar çevresindeki dar sahanlıklarda kısmen de, flaksotürbiditik yelpazeler şeklinde abisal derinliklere çökeltimeye başlanmıştır (Serenkaya formasyonu: Şekil 3 ve 4). Gelişen istifte doğuya doğru kırıntılı çökellerin giderek azalması ve karbonat çökelinin yaygınlaşması (Başmakçı kireçtaşı) volkanik zincirin doğu kesimde su üstüne çıkmamış olduğunu vurgulamaktadır.

Üst Paleosen'de özellikle adayı kuzeyinde magmatik işlevin sona ermesi ile sözü edilen iki kuşak arasında kalan havzaya hem su üstündeki adalardan ve hemde, olasılıkla Tuzgölü Havzasının batı kesiminden türbidit akıntılar ile

kırıntılı malzeme depo edilmeye başlanmıştır (Güney formasyonu, şekil 3 ve 4). Böylece, özellikle doğuya doğru gelişen karbonat çökeli de son bulmuştur.

Bu dönem içinde adayayının güney kesiminde volkanik etkinlik sürmekte ve türeyen kırıntılı malzeme adalar çevresinde karbonatlar ile birlikte (Karatepe kireçtaşı) çökeltmektedir.

İpreziyen'de havzanın adayı kuzeyinde kalan kesimi kıvrımlanarak kara haline gelmiştir. Bu olay aynı zaman-da adayayının güney kesiminde de volkanik etkinliğin sona ermesine ve Güney formasyonunun çökelmeye başlamasına neden olmuştur.

Orta Lütésiyen'de bölgedeki koşullar değişmeden sürmekte ve Bolkardağ ile Ulukışla arasındaki derin çukurluğa Güney Formasyonu depolanmaktadır.

Üst Lütésiyen bölgede yeni bir tektonik etkinlik evresini temsil eder. Bu evrede havzanın adayı ile Bolkardağ arasındaki kesimi deforme olur ve su üstüne çıkar. Kılan Grubunun tabanında görülen açıl uyumsuzluk bu olayın açık bir kanıtıdır.

Üst Eosen içinde, ya da Oligosen başlarında bölgede yeniden havzalaşma izlenir. Bu havzada önce evaporitik bir çökelleme olur. Şattiyen - Akitaniyen döneminde ise göl durumuna gelen bu küçük havzada tatlı su kireçtaşları ve marnları ardışıklı olarak gelişirler.

Alt Miyosen, bölgede karasal koşulların egemen olduğu bir zaman aralığıdır. Bu devrede, özellikle bölgenin güney kesiminde kızıl rengi ile dikkati çeken ve oldukça kalın bir istif şeklinde karasal kırıntılı oluşur (Kızılözü formasyonu).

Orta Miyosen'de bölgenin orojenik hareketlerle yeniden şekillendiği izlenir. Kılan Grubu ile Üst Miyosen yaşlı Kızılbaş Formasyonu arasında bir açılı uyumsuzluğun varlığı Orta Miyosendeki deformatif hareketlerin açık bir kanıtıdır. Bu devrede ayrıca, Ulukışla güneyinde yaygın traverten oluşumları da göze çarpar (Kızıltepe traverteni).

Üst Miyosen'de bölge hem düşey hareketler ve hem de iklim değişmesi ile yeniden bir çökelleme ortamı haline gelmiştir. Yeni tektonik rejim içinde gelişen çukurluklarda oluşan göllerde önce kırıntılı sonra karbonat ve daha sonra yine kırıntılı çökeli izlenir. Bunların da büyük olasılıkla Pliyosen sonlarında etkin düşey hareketlere bağlı olarak, kuzeybatıya doğru eğilme ve açık kıvrım oluşturacak şekilde çok hafif bir deformasyon geçirdikleri, Konya ovası alüvyonlarının bunlar üzerine uyumsuz olarak gelmiş olmalarıyla anlaşılmaktadır.

SONUÇLAR

Bu çalışma ile yöre, dolayısıyla Tuz gölü havzası jeolojisine getirilen yenilikler şöyle sıralanabilir.

1 — Ulukışla ve yakın çevresini de içeren Tuzgölü Havzası intrakratonik değil okyanusa' bir havzadır.

2 — Üst Kretase'de bu havza içinde gelişen bir dalma batma zonunda, dalan tablanın kısmi ergimesi sonucu Üst Kretase sonlarından başlayarak Üst Eosen'e kadar yaklaşık doğu - batı doğrultulu bir adayı geliştirmiştir.

3 — Bölgede egemen tektonik koşulların etkisinde adayı yayının ve çevresinde depolanan çeşitli türde tortulun gelişmesi kuzeyden güneye zamanda aşmalıdır.

4 — Bölgenin okyanusal niteliği Lütesiyen sonlarında sona ermiş ve Üst Eosen - Alt Miyosen zaman süreci içinde gelişen molas çukurlarında önce evaporitik sonra tatlı su ve karasal kıvrıntılılar depolanmıştır.

5 — Yörede Üst Miyosen - Pliyosen döneminde akarsu ve göl koşullarında yeni bir tortul devre gelişmiştir.

6 — Yörede okyanusal, molas ve genç karasal litoloji toplulukları birbirlerinden bölgesel açılı uyumsuzluklarla ayrılmışlardır.

KATKI BELİRLEME

Yazar, araştırmasını yöneten hocası Prof. Dr. A. J. Smith'e ve fosil tanımlamalarını yapan Prof. Dr. A. Dizer'e, Dr. J. E. Robinson'a ve Mr. P. Bigg'e teşekkürü bir borç bilir.

Yazının ilk geliş tarihi : Kasım 1981
Yayına verildiği tarih : Ekim 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

Blumenthel, M. M., 1956, Yüksek Bolkardağın kuzey kenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi : MTA yayını, Seri D, No. 7, Ankara, 153 s.

Demirtaşlı, E., Bilgin, A. Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D. Y., Selim, M., Turhan, N., 1973. Bolkardağların jeolojisi: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler, MTA Yayını, Ankara, 608 s.

Erol, O., 1969, Tuzgölü Havzasının jeolojisi ve jeomorfolojisi : yayımlanmamış, T.B.T.A.K. araştırma raporu.

Folk, R. L., 1962, Spectral subdivision of limestone types 3 classification of carbonate rocks, Mem, A.A.P.G. 1., 62.

Freeh, F., 1916, Geology Kleinasiens im bereich der Bağdad bahn zeitschrift d, Deutsc. geol. Ges. BD 68, 322 s.

Ketin, İ., Akarsu, I., 1965, Ulukışla Tersiyer Havzasının jeolojik etüdü hakkında rapor: TPAO, No.: 339.

Gözeğer, C., 1976, Eminlik - Kavuklu (Ulukışla) bölgesinin jeolojisi: yayımlanmamış 1.Ü.F.F, Jeol. Y. Müh. ligi diploması çalışması, 29 s.

Oktay, F. Y., 1973, Sedimentary and tectonic history of the Ulukışla area, southern Turkey: Yayımlanmamış Ph, D. tezi, Univ. of LONDON, 414 s.

Schaffer, F. X., 1903, Cicilia: Peterm. Mitteilgh. Erganzgsh. 151.

Tchihatscheff, P. de, 1869, Asie Mineure: Geologie, II-III, Paris 490, 552 s.

Yoldaş, R., 1973. Niğde - Ulukışla bitümlü şist alanının jeolojisi ve ekonomik olanakları : yayımlanmamış MTA raporu, No.: 5050.

Turkish Gulf Oil Company, 1961, Regional geology and oil exploration in the Tuzgölü Basin of Central Anatolia: Petr. Adm. Publ. Bull. No.: 6, Ankara, 67 s.

Köprübaşı alüvyal yelpaze çökelleri içinde gözlenen kil mineralleri

Clay minerals observed in the Köprübaşı alluvial fan deposits and their characteristics.

HÜSEYİN YILMAZ, Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, Mineraloji - Petrografi, Bornova-Izmir,

ÖZ : Köprübaşı alüvyal yelpazesi Miyosen blok faylanması koşut olarak gelişmiştir. Bir çeşit büyüme fayları biçiminde gelişen bu tektonik olayın denetiminde, bloklardan kumtaşlarına kadar değişen tane boylarından ibaret kalın flüvyal çökeller oluşmuştur. Alüvyal yelpaze çökelleri, tabandaki gnays üstüne uyumsuz olarak gelen bloklu konglomera ve yukarı doğru, tuf tabakası içeren daha küçük çakıllı alt konglomera; çamurtaşı, silttaşı ve konglomera mercikleri içeren kumtaşı; orta konglomera-silttaşı-kum taşı ardalması; üst konglomera; ve en üstte de altta çamurtaşı ve üstte Miyosen kireçtaşları içeren gösel çökeller den oluşur.

Konglomera, kumtaşı ve kilttaşlarından oluşan alüvyal yelpaze çökelleri mineralojik olarak kuvars, feldispat, mika, granat, rutil, zirkon, turmalin, ilmenit, manyetit, pirit, siderit, apatit, kil ve jarositten oluşmuştur. Kil mineralleri simektit ve illittir. Nispeten daha az oranlarda klorit te bulunmuştur. Dioktaedrik simektit kili çoğunlukla küçük çakılların çerçevesinde filim biçiminde görülür ve koyu yeşil rengi ile tipiktir. İllit ise çoğunluk detritik kökenlidir, bazen feldispatlar üzerinde mika pulcukları şeklinde otijenetik olarak gelişir. Klorit taşınmış veya biyotitler üstünde otijenetik olarak oluşmuştur.

Alüvyal yelpaze çökelleri içinde oluşmuş otijenetik kil mineralleri yeraltı sularının silikaca zengin ve alkali özellikte olduğunu yansıtır.

ABSTRACT: Accumulation of alluvial fan deposits of Köprübaşı, which is a part of a fluvial sistem in the Köprübaşı basin, is contemporaneous with Miocene block faulting. Under the control of this growth - faulting type tectonism, thick fluvial deposits having a wide range of material size from large blocks to clays have deposited. Alluvial fan deposits consist of boulder conglomerate unconformably resting on the metamorphic rocks at the base and, upward the section, Lower conglomerate with relatively small pebbles; sandstone interbedded with mudstone, siltstone and conglomerate lenses; middle conglomerate; siltstone - mudstone and upper conglomerate underlying the lacustrine unit consisting of varicolored mudstone at the base and white cherty limestone at the top.

These alluvial fan deposits consist of quartz, feldspar, mica garnet, clay, rutile, zircon, tourmaline, ilmenite, magnetite, pyrite, siderite, jarosite and apatite. Clay minerals in alluvial fan deposits are dioctahedral smectite and illite. Dioctahedral smectite has developed usually around small pebbles or grains as vitreous films and its dark green color is striking. Illite is mostly detrital in origin. In some instances, the illite develops on feldspars as small flakes. Chlorite is detrital or occurs authigenically on biotites.

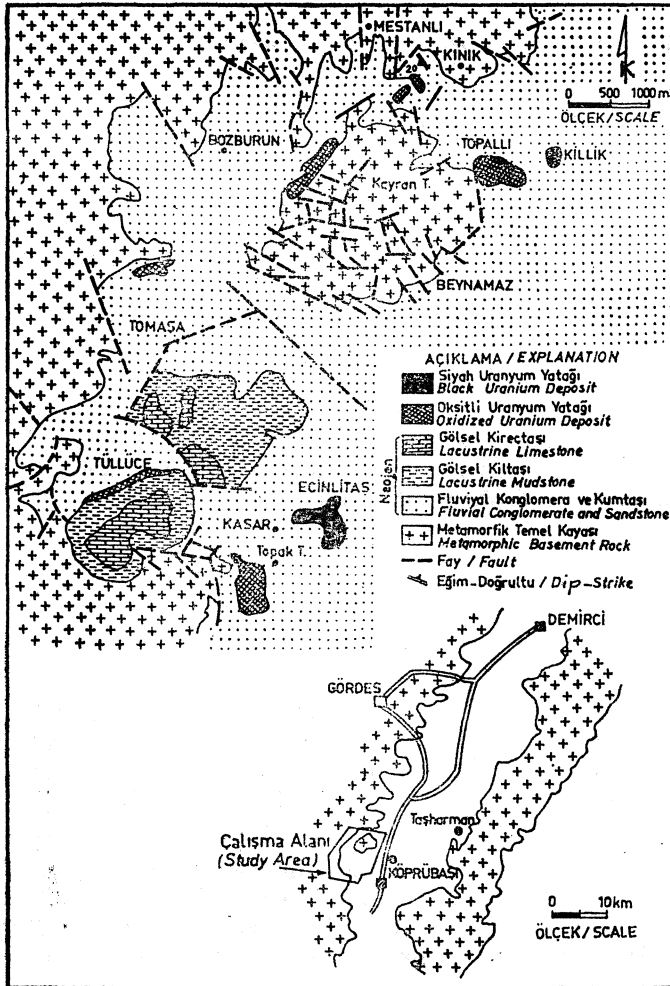
Authigenic clay minerals occurring in the alluvial fan deposits reflect a silica-rich, slightly alkaline groundwater.

GİRİŞ

Köprübaşı İzmir'in 150 km kuzey doğusundadır (Şekil 1). Ulaşım Gediz Ovası boyunca çok iyi, yüksek dağlara doğru iyi, çalışma alanında ise kötüdür. Yaklaşık 50km²lik bir alan çalışılmıştır.

Bu araştırma Köprübaşı alüvyal yelpazesi çökelleri içindeki kil minerallerinin tanınması, dağılımı ve kökeni ile ilgilidir. Araştırma çökeller içinde bulunan diğer mineral tiplerini ortaya çıkarmıştır.

Köprübaşı alüvyal yelpazesinde birçok jeolojik incelemeler, daha çok uranyum araştırmaları açısından yapılmıştır. Boray (1966), Ayan (1973) ve King ve diğerleri (1976) buradaki çökelleri: a) fluvyatil, b) gösel olmak üzere ikiye ayırmışlardır. Bu yazarlara göre fluviyal serisinin tabanında gnays, kuvarsitist ve pegmatit çakıllarından oluşan konglomeratik düzey yer alır. Bunu da konglomeratik mercek içeren kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşlarından oluşan bir seri izler. Gösel seri ise tabanında değişik renklerden



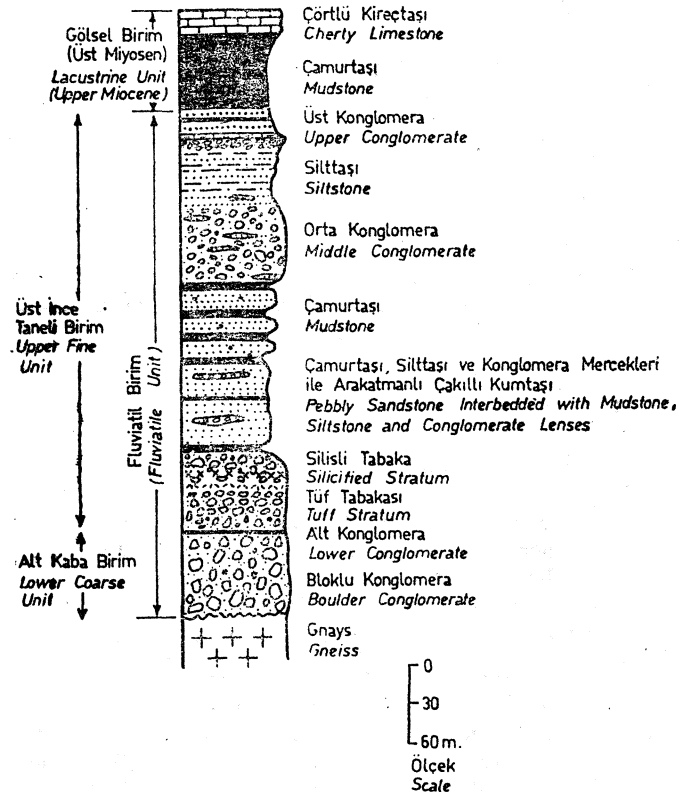
Şekil 1 : Çalışma alanının jeolojik haritası (Köprübaşı - GÖRDES)

Figure 1 : Geological map of the study area (Köprübaşı - GÖRDES)

oluşan çamurtaşları ve üstte çörtlü Miyosen kireçtaşlarından oluşur. Bu jeolojik çalışmalar dışında ne mineralojik ne de petrografik bir araştırma yapılmamıştır.

ALÜVYAL YELPAZENİN JEOLJİSİ

Fluviyal serinin bir parçası olan alüvyal yelpaze çalışma alanının çoğunu örtmektedir. Alüvyal yelpaze (Şekil 2) tabanda gnaysları uyumsuz olarak üstleyen bloklukonglomera ile başlar. Blokların boylan yer yer bir metreye ulaşır. Bloklukonglomeranın üstüne asidik özellikteki tuf ile arakatlı olan alt konglomera düzeyi gelir. Üste doğru konglomeratik mercekler, silttaşı ve çamurtaşı ile arakatlı kumtaşı düzeyi ve kumtaşı mercekleri içeren orta konglomera yer alır. Orta ve üst konglomera arasında kumtaşı ve silttaşı düzeyi bulunur. Üst konglomera, tabanında marnlı ve kumlu, yukarı doğru, beyaz-açık yeşil renkli süt ve çamurtaşları ve en üstte çörtlü beyaz kireçtaşından oluşan gösel birim tarafından üstlenir. Alüvyal yelpaze çökellerinin gösel çökellere geçiş zonunda bol miktarda organik malzeme gözlenmiştir. Konglomeraların hamuru ve kumtaşları feldispat, kuvars, biyotit, muskovit, kil, turmalin, zirkon, ilmenit, rutil, manyetit, siderit, pirit ve jarosit minerallerinden oluşur. Feldispat ve biyotit mineralleri çoğunlukla ayrılmışlardır. Pirit, siderit, ilmenit ve manyetit mineralleri oksitli ortamlarda bütünü ile hematite dönüşmüşlerdir.



Şekil 2 : Köprübaşı alanındaki çökel kayaların genel stratigrafik sütun kesiti.

Figure 2 : General stratigraphic column of the sedimentary rocks in the Köprübaşı area.

	Örnek No. (Sample No.)	Montmorillonit	İllit	Klorit	Zonların ortalama		
		(Montmorillonite)	(Illite)	(Chlorite)	değerleri		
		M	(I)	(K)	(Mean Contents		
		(Wgt. % Ağırlık)	(Wgt. % Ağırlık)	(Wgt. % Ağırlık)	of the Zones)		
					M	I	K
OKSİTLENMEMİŞ	ECTG - 26 - 90 - 92	22	52	26			
ZON	ECTG - 29 - 83	35	35	30			
(UNOXIDIZED	ECTA - 15 - 1	30	45	25	30.25	42.75	27
ZONE)	ECTA - 15 2	34	39	27			
	ECTA - 18 - 3	20	60	14			
	ECTA - 19 - 4	55	25	20			
OKSİTLENMİŞ	SS - 3 - 1	60	40	0			
ZON	SS - 3 - 2	38	62	0	47	37	15.25
	SS - 6	70	17	22			
(OXIDIZED	SS - 8	48	47	5			
ZONE)	SS - 31	38	40	22			
	SS - 32 - 1	7	71	22			
	SS - 48	52	26	22			
	KOS	49	18	33			
	KOS - 1	46	43	11			
	CH - CL	82	6	12			

Çizelge 1 : Fluvial kayaçlar içindeki mika ve kil minerallerinin bolluğu.

Table 1 : Abundance of micaceous and clay minerals in fluvial rocks.

LABORATUVAR YÖNTEMLERİ

Kumtaşı, konglomera hamuru ve çamurtaşlarından alınan örnekler ilk önce bir hafta suda bırakılmıştır. Pekişmiş olmaları nedeni ile sudan etkilenmeyen örnekler kurutulup havanda ezilmiştir. Tüm örnekler mekanik bir karıştırıcı içinde yaklaşık 10 dakika karıştırılıp, elde edilen sulu çamur 280 meşlik elekten geçirilerek kum ayrılmıştır. Kil ve silt Stoke yasasına göre santrifüj ile birbirinden ayrılır. Daha sonra kil çamurunda bulunan kalsiyum ve demir ortamdan uzaklaştırılır. Karbonat uzaklaştırması için 1N sodyum asetat ve 0.3 N asetik asit kullanılmış ve çözelti pH=5 olacak biçimde ayarlanmıştır. Demirin uzaklaştırılması için de 0.3M sodyum sitrat, 1M sodyum bikarbonat, sodyum ditiyonit ve doymun NaCl çözeltisi kullanılmıştır. Tampon nötral sitrat - bikarbonat - ditiyonit sisteminde, sodyum ditiyonit indirgeme, sodyum bikarbonat tampon ve sodyum sitrat da karmaşık oluşturmak için kullanılmışlardır. Böylece X-ışın difraksiyon grafiği elde edilirken ortaya çıkabilecek temel (background) sorunu önlenmiş olur. Organik malzeme H₂O₂ ile çözülüp ortamdan uzaklaştırılmıştır. Kil örneğinin organik malzemeden temizlenmesi için % 15 lik H₂O₂ kullanılmıştır. H₂O₂ kullanılmadan önce, örnek asetik asit ile (pH=5) ıslatılmıştır. Böylece H₂O₂ tepkimesi kolaylaştırılmıştır. Daha sonra kil çamuru kurutulur ve kayaçtaki yüzde bileşiminin belirlenmesi için tartılır. Kil çamurunun bir bölümü kil minerallerinin analizinin kullanılmak üzere gözenekli porselen üzerine vakum yardımı ile yönlendirilmiş olarak hazırlanır. Kil minerallerini tanımak için kullanılan tuz çözeltileri ve glikol pipet yardımı ile kil kaplı porselen üstüne damlatılır vakum ile örnek içine emilir.

Örnekler nikel filtre kullanan Gayger sayaçlı General Elektrik difrakto - metresinde 50 KV ve 10 MA de CuK radyasyonu ile incelenmiştir. Tarama hızı 1°2@/ dakika ve grafik kağıdının hızı 1inç/dakikadır. Varolan mineral mik-

tarı pik yüksekliğinden öte pik alanı ile ilişkilidir. Verilen bir örnekteki bileşenlerin göreceli oranlarının ölçümünü yapmak için, bu minerallerin karakteristiği olan basal refleksiyonların pik alanları (entegre şidet) difraksiyon grafiği üstünde okunur (Porrenga, 1966). Bir bölümü X-ışın grafiği tarafından, bir bölümü de piklerin üstüne oturduğu temelden ayıran hafifçe kavisli elde çizilmiş ikinci temel çizgisi ile sınırlı plan pik alanı, bulunan mineralin yüzde olarak miktarını verir.

Oksitler (Oxides)	Ortalama % * (Average % *)	Değişim Aralığı % ** (Range % **)
SiO ₂	50.07	49.20 - 51.33
Al ₂ O ₃	24.68	24.29 - 25.20
FeO	7.16	6.84 - 7.39
MgO	1.89	1.77 - 2.04
TiO ₂	0.86	0.82 - 0.93
CaO	0.69	0.55 - 0.96
Na ₂ O	0.21	0.07 - 0.48
K ₂ O	2.08	1.93 - 2.39
Ateşte kayıp (L.O.I.)	12.36	14.53 - 9.36
Toplam	100.00	

* Analiz eden R.L. Barnett

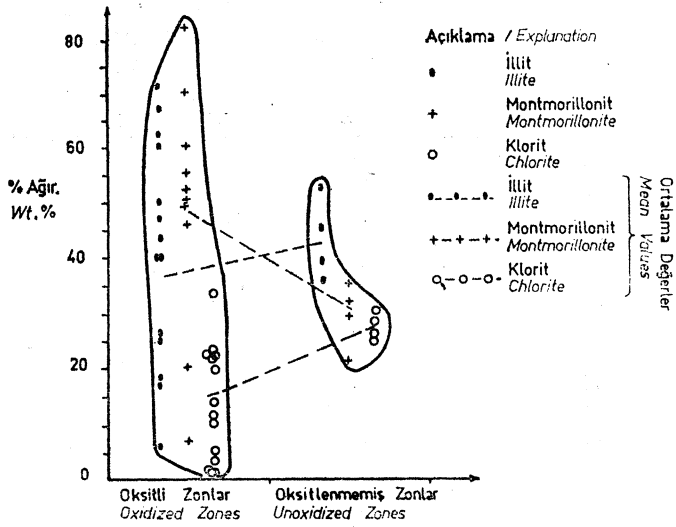
* Analyst R.L. Barnett, University of Western Ontario, London, Ontario, Canada

** 6 örneğin analizi

** Analysis of six samples

Çizelge 2 : Fluvial çökellerin oksitli zonlarındaki dioktahedral simektitin kimyasal bileşimleri.

Table 2 : Chemical composition of dioctahedral smectite in oxidized zones in the fluvial unit.



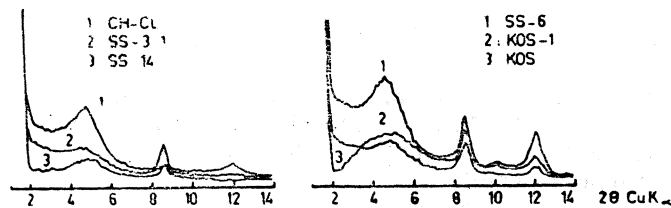
Şekil 3 : Alüvyon yelpaze çökelleri içinde gözlenen kil ve mika minerallerinin oksitli ve oksitsiz zonalardaki karşılaştırılması.

Figure 3 : Comparison of abundances of clay and micaceous minerals in oxidized and unoxidized zones in the alluvial fan deposits.

KİL VE MİKA MİNERALLERİ

Dioktaedrik simektit koyu yeşil renkli ve özellikle konglomeralar içindeki çakılların çevresinde ince bir filim biçiminde gelişen camsı bir görünüme sahiptir. Feldispat, kuvars ve biyotit kapanımları simektit içinde görülür. (Levha 1, Şekil A). Oksitli zonalarda görülen simektit çatlakları hematit ve limonit ile doldurulmuştur. Oksitli zonlar çoğunlukta hematit ve limonit mineralleri tarafından yansıtılır. Bunların çoğu değişik şiddetlerde bozuşma gösterirler. Bu durum oksitsiz zonalarda görülmez. Oksitsiz zonlar daha çok gri rengin baskın oluşu ve pirit ve siderit minerallerinin varlığı ile tanımlanırlar. Simektit oksitli ve oksitsiz zonalarda bol olarak bulunur (Şekil 3, Çizelge 1).

Organik sıvılar ile muamelesi sonucu, simektit tipik yapısal genişmesi ile tanınır. 17 A° daki kuvvetli (001) refleksiyonu 19 A°'a kadar genişleyebilir. 400°C'ye kadar ısıtıldığında simektitin bazal refleksiyonu kaybolur. Simektit pikleri çok geniştir (Şekil 4, 5). Olağan simektitlerin



Şekil 4 : Oksitli zonalarda bulunan kil ve mika minerallerinin difraktogramları.

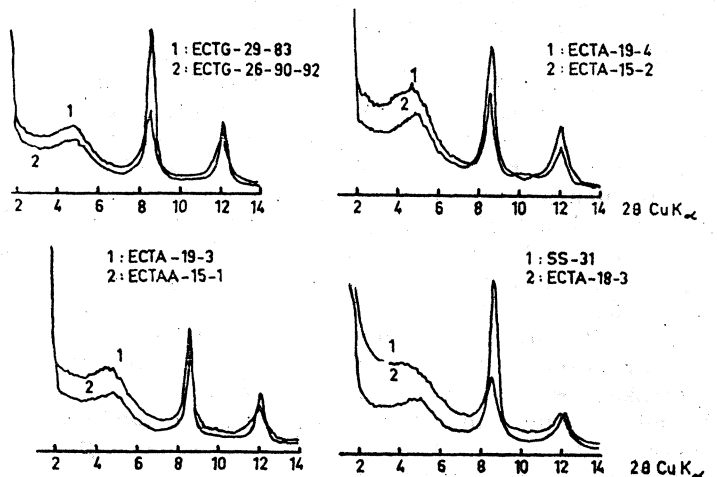
Figure 4 : Diffractograms of clay and micaceous minerals in oxidized zones.

(001) deki kuvvetli refleksiyonları 15 A° veya 12 A° da oluşur ve glikol muamelesinde 17 A° a kolayca şişebilir. Bu durumda glikol muamelesinde önce 17 A° bölgesinde gözlenen refleksiyon, tabaka kalınlık farkları çok büyük ve bu tabakalardan birinin normal şiddeti çok fazla olduğu zaman beliren izole bir pik olarak ortaya çıkar (Mac Ewan ve diğerleri, 1961). Bu durum, beklenen simektit konumları çevresindeki çok geniş ve zayıf refleksiyonlar tarafından da desteklenir. Simektit oksitli ve oksitsiz ortamda ortalama miktarı % 30 ve % 47 olarak bulunmuştur (Çizelge 1). Simektit difraktogramları bu mineralin kötü kristallenmiş olduğunu gösterirler (Şekil 4, 5). Simektit refleksiyon piklerinin genişliğinden ötürü 15 A° ve 17 A° arasında değişen d-aralığının kesin tayini oldukça güçtür.

Alüvyal yelpazedeki oksitli ve oksitsiz zonalarda oluşan simektitin kimyasal bileşimi Çizelge 2 de verilmiştir. Analiz sonuçlarından da görüldüğü gibi alüminyum, titan, demir ve magnezyum iyonları simektit kafesindeki oktaedrik konumları işgal ederler (Deer ve diğerleri, 1977). Alüminyumun bir bölümü de tetraedrik boşlukta bulunur. Ca, K ve Na iyonları da tabakalararası boşlukta yer almışlardır.

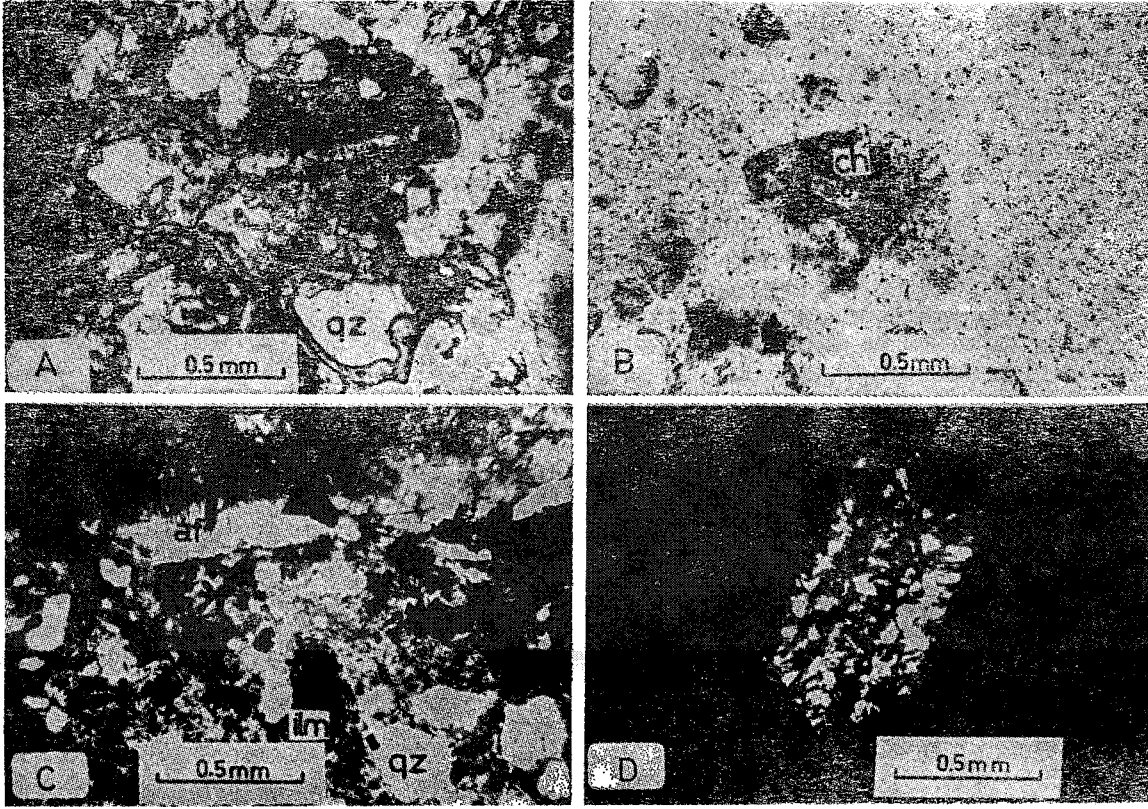
Klorit oksitli ve oksitsiz zonalarda gözlenmiştir. Oksitli zonalardaki kloritin çoğu değişik şiddetlerde bozmuş olduğu için, minerali tanımak oldukça güçleşmiştir. Fakat kloritin oksitsiz zonalarda tanınması oldukça kolaydır. Mineral çoğunlukla biyotitten otijenetik olarak türemiştir (Levha 1, Şekil B). Oksitsiz zonalardaki klorit soluktan koyu yeşil renklere, oksitli zonalarda ise renksizden soluk yeşile kadar değişim gösterir ve çoğu kez bozmuşdur. Oksitsiz zonalardaki klorit Mg'ca zengin peninitir, buradaki miktarı oksitli zonlarınkinden daha yüksektir (Çizelge 1, Şekil 3).

Klorit preparatları 7A° ve 4.7 A° da refleksiyon gösterirler (Şekil 4,5). 7A° daki refleksiyon 4.7 A° dakinden



Şekil 5 : İndirgen zonalardaki (ss-31 dışında) kil ve mika minerallerinin difraktogramları.

Figure 5 : Diffractograms of clay and micaceous minerals (except ss-31) in unoxidized zones.

LEVHA I
PLATE I

- A. Konglomerama kumtaşı hamurunun boşluklarını dolduran montmorillonit minerali (ince kesit, polarize ışık).
 A. Montmorillonite filling cavities of sandstone matrix of conglomerate (Thin section, plane polarized light).
 B. Kumtaşı seviyesinin indirgen zonlarında gözlenen olağan klorit -biotit feldispat topluluğu (İnce kesit, polarize ışık)
 B. Common chlorite - feldspar - biotite assemblage in the unoxidized zones of sandstone horizon (Thin section, plane polarized light).
 C. Altere feldspat, ilmenit, kuvars, illitten oluşan konglomera hamuru (İnce kesit, çapraz nikel).
 C. Matrix of conglomerate consisting of altered feldspar, ilmenite, illite (Thin section, crossed nicols).
 D. Oksitli alüvyal yelpaze çökelleri içindeki illit tarafından ornatılmış plajiyoklaz tanesi (ince kesit, çapraz nikel).
 D. A plagioclase grain replaced by illite in oxidized alluvial fan deposits (Thin section, crossed nicols).

çok daha kuvvetlidir. Glikol ile muamele sonucu 7 \AA ve 4.7 \AA da genişlemeyen (001) ve (003) klorit refleksiyonları gösterir, örnekler $450 \text{ }^\circ\text{C}$ ye kadar ısıtıldığında (001) ve (003) refleksiyonları kaybolmuştur. Bu da kloritin iyi kristalleşmemiş olduğunu gösterir (Mac Ewan ve diğerleri, 1961).

İllit çoğunlukla küçük beyaz pulcuklar şeklinde oksitli ve oksitsiz zonlarda gözlenmiştir. Plajiyoklas minerallerinin bir bölümü illit tarafından ornatılmıştır (Levha, Şekil C, D). Bazı durumlarda ise feldispat tanelerinin çevresinde bir kabuk oluşturur veya kuvars da dahil birçok mineralleri boylama keser. Oksitli zonlardaki illit miktarı % 70'e kadar, oksitsiz zonlardaki illit miktarı % 35'den % 60'a kadar değişim gösterir (Çizelge 1, Şekil 3). İllit oksitli zonlardaki tüm örnekler içinde 10 \AA da beliren geniş ve zayıf refleksiyon piklerince yansıtılır (Şekil 4,5). Glikolle muamelesi üzerine, pikte bir kayma görülmez ve bu da illitin şişebilen diğer kil mineralleri ile aratabaka-

lanmadığını gösterir. $550 \text{ }^\circ\text{C}$ ye kadar ısıtıldığı zaman pik yüksekliklerinin arttığı görülür. Mg ile muamele edilmiş örnekler aynı bölgede nispeten geniş ve şiddeti azalmış pikler gösterir.

X - Işın difraktogramları oksitsiz zonlardaki illitin kristalinite indeksinin (Crystallinity Index) oksitlenmemiş zonlardakinden daha büyük olduğunu göstermiştir. İllitin (001) pikinin yarım yüksekliğinde mm cinsinden gösterilen genişliği olan kristalinite indeksi Kubler (1966) tarafından önerilmiştir.

SONUÇLAR

Kil ve mika minerallerinin bir bölümü detritiktir. Bir bölümü de otijenetik olarak oluşmuştur. Bu oluşum ise kuvars, feldispat ve biyotit çevresinde klorit kabuğu, çakıllar çevresinde simektitin ince filim biçiminde veya çatlaklar

boyunca damarcıklar olarak ve feldispatların illit tarafından bütünü ile ornatılması şeklinde ortaya çıkar. Bol orandaki illit ve simektit ve az orandaki klorit varlığı Köprübaşındaki alüvyal yelpaze çökelleri için tipiktir.

Bunların yanında simektitin kafes yapısında görülen düzensizlik ve bundan sonuçlanan geniş ve zayıf refleksiyon pikleri, Köprübaşındaki alüvyal yelpaze ortamının özelliğidir. Ayrıca oksitsiz zonlarda görülen illit - montmorillonit - klorit üçlüsü ve bunun yanında kaolinit yokluğu alkali koşulların egemen olduğunu gösterir. Jarosit oluşumu ile de belgelendiği gibi, aşınma sonucu, çökellerin oksidasyon koşullarından etkilenmesi ile asidik koşulların havza kıyısında etkin olması sağlanmış ve bu da var olan kloritin ve bir bölüm montmorillonitin bozulmasına neden olmuştur.

Yazının ilk geliş tarihi : Kasım 1981
Yayına verildiği tarih : Ekim 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

Ayan, M., 1973, Salihli - Köprübaşı çevresindeki uranyum zuhurları oluşumu ve çevresi jeolojisi : Prospektör, 2,37-52.

Boray, A., 1966, Manisa - Gördes - Köprübaşı bölgesi uranyum zuhurları etüdüne ait rapor : M.T.A., Rapor no. 371, yayınlanmamış.

Deer, F.R.S., Howie, R.A., ve Zussman, J., 1977, An introduction to the Rockforming minerals : John Wiley and Sons, Inc., London, 264 - 274.

King, J.W., Tauchid, M., Frey, D., Basset, M., Çetintürk, İ., Aydmöz, F., ve Keçeli, B., 1976, Exploration for uranium in southwestern Anatolia : IAEA - SM - 208/6, 501-529.

Kubler, B., 1966, La cristallinité d'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme : Colloq sur les Etages Tectoniques a la Baconnigre, 105-122.

Mac Ewan, D.M.C., Ruiz, A.A., ve Brown, G., 1961, Interstratified clay minerals; Brown, G., ed., X-Ray identification and crystal structure of clay minerals da : Mineralogical Society, London, 293 - 345.

Porrenga, D.H., 1966, Clay minerals in recent sediments of the Niger delta : Clay and Clay Min., Proc. of the 14 th Int. Conf., Pergamon Press, London, 221 - 233.

Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas)
Phylloceratitlerinin taksonomik revizyonu (I. bölüm)

Taxonomic revision of the Lower Jurassic (Liassic) Phylloeratids of Northern Turkey (part I)

FÜSUN ALKAYA, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi, İstanbul.

ÖZ : Bu çalışma kuzey Anadolu'nun Bilecik, Amasya ve Gümüşhane - Bayburt yörelerinde çeşitli yüzleklerden toplanan 3000 in üzerinde örnek ile gerçekleştirilmiştir. Fosilli tabakalar Üst Sinemuriyen - Alt Pliyensbahiye yaş konağında olup yalnız Gümüşhane - Bayburt yöresindekiler Toarsiyene kadar uzanmaktadır. Bu kayalar içerisinde Phylloceratidae familyası dört cins ile temsil edilir : Phylloceras, Partschiceras, Hantkeniceras ve Calliphylloceras. Bu cinslere ait şu türler tanınmıştır : Phylloceras (Phylloceras) frondosum, P(P). lipoldi, P(P). hebertinum, P(P). meneghini, Phylloceras (Zetoceras) zetes, P(Z). pseudozetes, P(Z). bonarellii, P(Z). oenotrium, P(Z). lavizzarii, Partschiceras striatocostatum, Hantkeniceras cf. hantkeni, P. pseudocalais, Calliphylloceras bicolae.

Çalışmanın birinci bölümünü oluşturan bu yazıda Phylloceras cinsine ait türler tanımlanmıştır. Yayma hazırlanmakta olan ikinci bölümde Partschiceras, Hantkeniceras ve Calliphylloceras cinslerine ait türlerin sistematik tanımları yer alacaktır.

ABSTRACT : The present work is based on over 3000 specimens obtained from various localities in the Bilecik, Amasya and Gümüşhane - Bayburt regions, in northern Anatolia. The fossiliferous strata are within the range of Upper Sinemurian - Lower Pliensbachian, extending up into Toarcian only in the Gümüşhane - Bayburt region. The family Phylloceratidae are represented in these rocks by four genera : Phylloceras, Partschiceras, Hantkeniceras and Calliphylloceras. The following species are identified: Phylloceras (Phylloceras) frondosum, P(P). lipoldi, P(P). hebertinum, P(P). meneghini, Phylloceras (Zetoceras) zetes, P(Z). pseudozetes, P(Z). bonarellii, P(Z). oenotrium, P(Z). lavizzarii, Partschiceras striatocostatum, Hantkeniceras cf. hantkeni, H. pseudocalais, Calliphylloceras bicolae.

In this first part, the species of Phylloceras are described. The second part, which is in preparation, will deal with genera Partschiceras, Hantkeniceras and Calliphylloceras.

GİRİŞ

Ammonitlerle ilgili ilk çalışmalarda değişik türler Ammonites cins ismi altında tanımlanırdı. Belirli bir dönemden sonra değişik cins isimleri kullanılmaya başlanmış benzer türler cins, benzer cinsler familyalar içinde toplanarak bir sınıflama sistemi kurulmuştur. Bu sınıflama sisteminde zaman zaman yeni bulgu ve kavramların ışığı altında bazı değişiklikler yapılmaktadır. Evrim zincirinin eksik halkaları tamamlanmaya kadarda bu değişiklikler devam edecektir.

Phylloceratid ammonitler Türkiye'de en çok bulunan, jeolojik çalışmalarda sunulan fosil listelerinde adlarına sık sık rastlanan ancak sistematik olarak hiç çalışılmamış bir grubu oluşturur. Bu çalışma Türkiye'de mevcut Phylloceratid türlerinin sistematik tanıtımı yanısıra bu güne değin uygulanan sınıflamalardan en uygununu verilere dayanarak belirlemeyi amaçlamıştır.

ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Uygulanan sınıflama

Phylloceratid ammonitlerin cins ve ait cins düzeyindeki sınıflaması yazarlara göre dikkate değer bir şekilde değişmektedir. Arkell'e (1957) göre Phylloceratidae familyası iki alt familyaya ayrılır : Phylloceratinae ve Calliphylloceratinae; Alt Jura'da Phylloceratinae'nin temsilcileri Phylloceras Suess, Partschiceras Fucini, Procliviceras Fucini, Zetoceras Kovacs, Hantkeniceras Kovacs, Geyeroceras Hyatt ve, Calliphylloceratinae'nin temsilcileri Calliphylloceras Spath ve Calaiceras Kovacs'tır. Wiedmann (1963) Hantkeniceras Kovacs'ı Phylloceras Suess'in ve Calaiceras Kovacs'ı Partschiceras Fucini'nin sinonimi olarak sınıflamaktadır.

Mevcut koleksiyon Bilecik, Amasya ve Gümüşhane - Bayburt yörelerinde Alt Jura tabakalarından derlenen 3000 nin üzerinde phylloceratid kapsamaktadır. Örneklerin değerlendirilmesinde septal sütür ve kavkının genel özellikleri esas alınmıştır. Farklı fosilleşme koşullarının neden olduğu benzemezlilikler (örneğin tur kesitlerinin ayrıntıları ve oransal değerler) ve bir tür veya cinsin değişkenlik sınırları göz önüne alınarak adlandırma yapılmıştır. Varılan sonuçlar Fantini Sestini (1969, 1974) tarafından önerilen sınıflamayı desteklemektedir. Bu sınıflamaya göre Phylloceratidae familyası kuzey Anadolu Alt Jura tabakalarında aşağıdaki cinslerle temsil edilmiştir : (sinonim kabul edilenler parantez içinde belirtilmiştir.)

Cins Phylloceras Suess, 1865

Altcins Phylloceras ss

Alt cins Zetoceras Kovacs, 1939 (= Lavizzaroceras Kovacs, 1939)

Cins Partschiceras Fucini, 1923 (= procliviceras Fucini, 1923, Phyllopachyceras Spath, 1925)

Cins Hantkeniceras Kovacs, 1939 (= Calaiceras Kovacs, 1939)

Cins Calliphylloceras Spath, 1927

Fosil tanımlarında kullanılan terim vekısaltmalar

a) Ölçüler (şekil la)

D — Kavkının çapı (mm)

U — Ombilik çizgisi üzerinde ölçülen ombilik çapı (mm)

H — Sarılma düzlemine paralel ölçülen tur yüksekliği (tam)

W — Sarılma düzlemine dik ölçülen maksimum tur genişliği (mm)

U/D - Göreli ombilik (%)

H/D — Göreli yükseklik (%)

W/D — Göreli genişlik (%)

H/W — Form oranı

C — Yıv (constriction) sayısı (Hantkeniceras ve Calliphylloceras için kullanılmıştır).

b) Septal sütür elemanlarının isimlendirilmesi (şekil lb) E —

Dış lob

L — Lateral lob

U - Ombikal lob

Seleler her iki yanındaki loblar gözetilerek isimlendirilmiştir. Örneğin E/L, L/U gibi.

Ölçüler ve sütür elemanları verilirken kullanılan kısaltmalar türkçe kelimelere karşılık gelen ingilizce kelimelere aittir, örneğin kavki çapı «C» harfi yerine «Diameter» kelimesinin baş harfi olan «D» harfi ile gösterilmiştir.

Buradaki amaç daha geniş bir kitleye hitap edebilmek, dili ne olursa olsun konu ile ilgili okuyuculara maksimum kolaylığı sağlayabilmektir.

c) Morfolojik terimler (Şekil lc'de gösterilmiştir)

d) Tur kesitlerini tanımlarken kullanılan deyimlere örnekler şekil ld'de verilmiştir.

Fosil yerleri

Metinde adı geçen fosil yerlerinin yörelere göre dağılımı şöyledir (Şekil 2) :

BİLECİK - Günüviran, Trafo (19)

AMASYA - Taylı Yayla (2), Seyfe (3), Azrail Dere (4), Boyalı (6), Çalardı (7), Dudakbuyduran Yayla (8), Har Yaylası (9), Kızılkışlacık (10), Borabay (11), Alarıcık Tepe (13), Alıçlıkum (Karakese) (18).

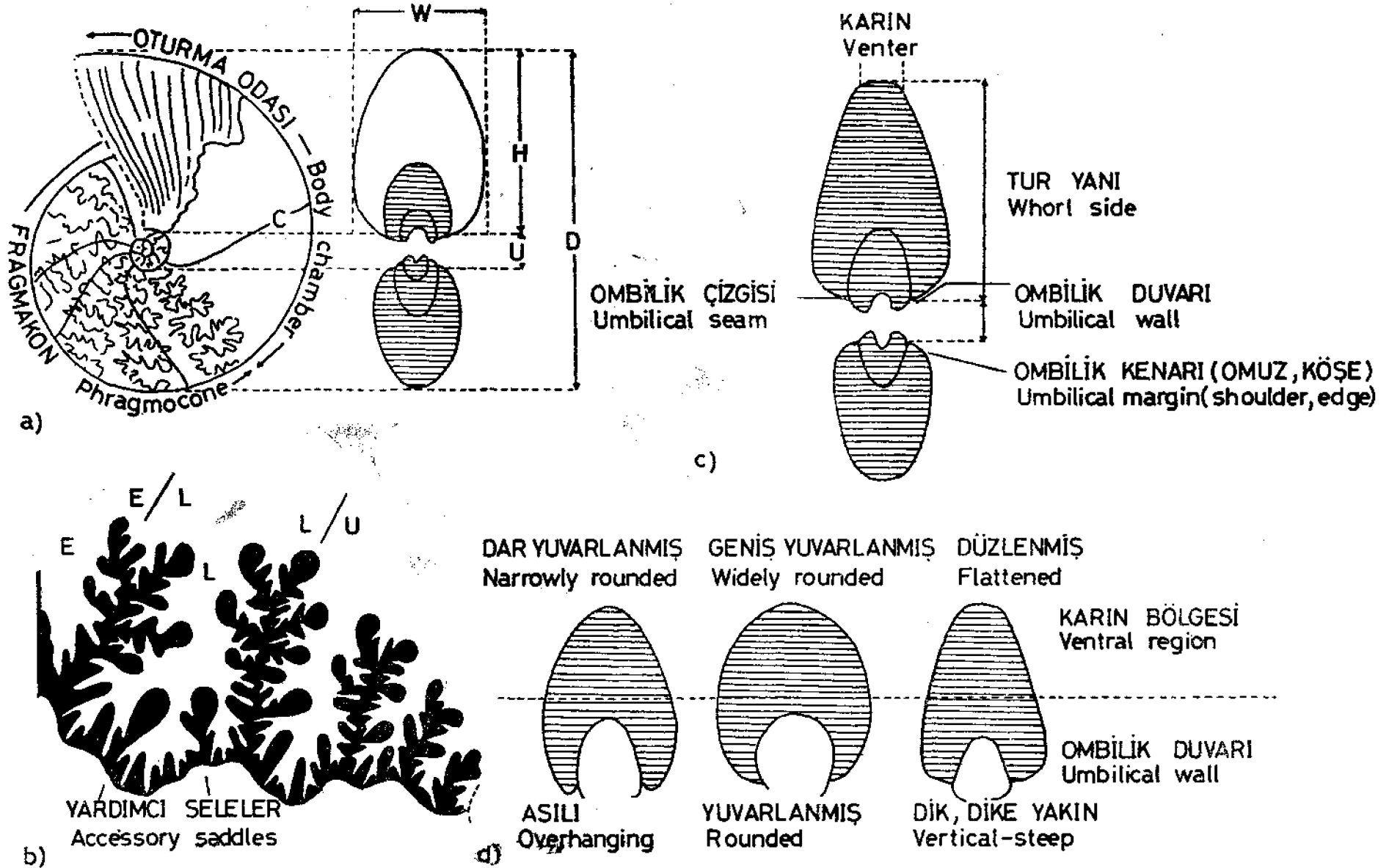
GÜMÜŞHANE — Sahandos Dere, Reksene (23)

, BAYBURT - Akçakuzu (24).

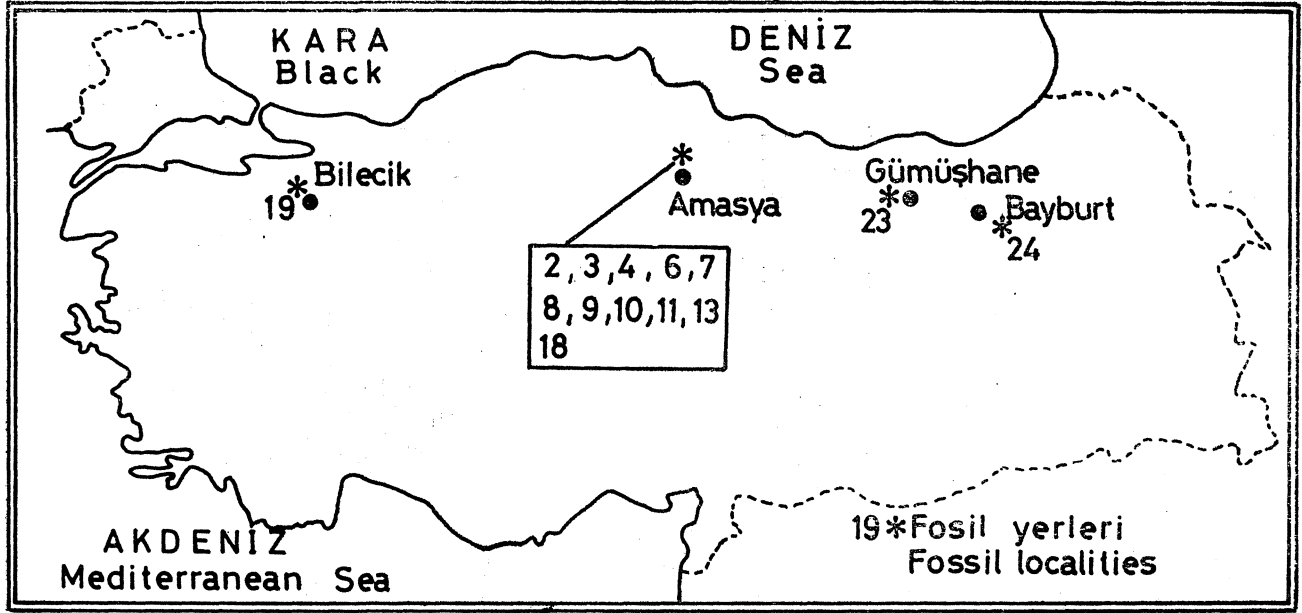
Fosil numaraları

Numunelerde bir harfle ayrılan iki sayı takımı verilmektedir.

İlk sayı o numunenin alındığı yeri, aradaki harf o numunenin ait olduğu cins veya altcinsin isminin ilk harfini (bunlardan biri yerine göre karışıklığı önlemek için seçilmiştir), ikinci sayı ise o cins veya altcinsin ait numune sayısını belirtir, örneğin :



Şekil 1 : Kavkımın genel özellikleri
Figure 1 : General features of shell



Şekil 2 : Fosilli yüzleklerin dağılımı
Figure 2 : Distribution of fossiliferous outcrops

- 18Z59 Alçıklıkum — *Phylloceras* (*Zetoceras*) - 59 üncü numune
19P400 Günüviran — *Phylloceras* (*Phylloceras*) - 400 üncü numune
19P15 Günüviran — *Partschiceras* - 15 inci numune.

SİSTEMATİK TANIMLAMA

- Üstfamilya *PHYLLOCERATACEAE* Zittel, 1884
Familya *PHYLLOCERATIDAE* Zittel, 1884
Cins *PHYLLOCERAS* Suess, 1865
Altcins *PHYLLOCERAS* S.S

Phylloceras (*Phylloceras*) *frondosum* (Reynes, 1868)
Levha I, Şekil 4a - d

- 1868 *Amin. frondosus* Reynes, s. 98, Iv. 5, §. 1
1875 *A. (Phylloceras) frondosus*- Meneghini, s. 89, Iv. 18, §. 1.
1881 *A. (Phylloceras) frondosus* - Meneghini, s. 31, Iv. 4, §.1.
1896a *Phylloceras frondosum* - Fucini, s. 138, Iv. 2, §. 7.
1896b *Phylloceras frondosum* - Fucini, s. 224, Iv. 24, §. 19.
1897 *Phylloceras frondosum* - Pompeckj, s. 729, Iv. 29, §. 9.
1900 *Phylloceras frondosum* - Del Campana, s. 567, Iv. 7, §.13.
1901 *Phylloceras frondosum* - Fucini, s. 41, Iv. 9, §. 6-3.
1909 *Phylloceras frondosum* - Rosenberg, s. 210, Iv. 10, §.13,14.
1913 *Phylloceras frondosum* - Haas, s. 15, Iv. 1, §. 8, 9; Iv. 7,5.2.
1927 *Phylloceras frondosum* - Schroder, s. 121, Iv. 7, §. 2.
1933 *Phylloceras frondosum* - Negri, s. 119, Iv. 10, §. 6, 7.
1933 *Phylloceras sutfrondosum* - Negri, s. 112, Iv. 10, §. 8, 9.

- 1934 *Phylloceras frondosum* - Monestier, s. 10, Iv. 6, §. 9, 21; Iv. 9, §. 3, 4, - 26 - 28; Iv. 11, §. 19,20.
1939 *Phylloceras, frondosum* - Ramaccioni, s. 146, Iv. 10, §. 5.
1962 *Phylloceras frondosum* - Fantini Sestini, s. 495, Iv. 37, §. 1, 2.
1962 *Phylloceras subfrondosum* - Fantini Sestini, s. 499, Iv.37, §.7, 8.
1964 *Phylloceras frondosum* - Sguazzoni, s. 52, Iv. 1, §. 14-16.
1967 *Phylloceras frondosum* - Cantaluppi, s. 17, Iv. 1, §. 1,2.
1972 *Phylloceras frondosum* - Fischer, s. 52,54.
tini, s. 222* 1974 *Phylloceras frondosum* - Fantini Sestini Materyel. İç kalıp hialinde oldukça iyi korunmuş çok sayıda fragmakon.

Tanım. Sarılma involüt. Ombilik küçük ve derin, çapa oranı %8-12. Tur kesiti yanlardan sıkışmış elipse benzer; karın dar bir şekilde yuvarlanır, yanlar hafifçe dışbükey, ombilik duvarı yuvarlaktır. Dışarıya doğru eğimli ombilik omuzlar ombilik çevresinde koni şeklinde bir alan oluşturur. İç kalıp üzerinde süsler görülmez. Sütür çizgisinde, E sıg; E/L trifillik; L geniş ve asimetrik olarak trifid, E'den daha derin; L/U tetraf illiktir.

Ölçümler.

N.No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W
19P107	58	7	12	32	55.1	24	41.3	1.33
	39	4.5	11.2	22	56.4	15	38.4	1.46
19P108	56	5	8.9	32	57.1	22	39.2	1.45
	35	3	8.5	20	57.1	13	37.1	1.53
19P100	54	5	9.2	31.5	61.7	20.5	37.9	1.53
	35	3	8.5	19	54.2	14	40	1.35

Düşünceler. Bu türe ait 300 ün üzerinde örnek toplanmıştır. Bütün örnekler sarılma şekli, tur kesiti ve sütun çizgisinin ayrıntılarında aynı özellikleri göstermekte ve türün orijinal tanımına uymaktadır. Türü belirleyen ve diğer türlerden ayıran özellikler sütur çizgisinin ayrıntıları ve tur kesitidir. Kavkımın oransal değerleri, farklı fosilleşme koşullarının etkisi nedeni ile, tür tayininde daha az önem taşır. Bütün örnekler fragmakon iç kalıpları olup, oturma odası ile beraber bütün olgun fertler bulunamamıştır.

Bulunduğu yer. Bilecik (Günüviran, Trafo), Amasya (Taylı Yayla, Seyfe, Azrail Dere, Dudakbuyduran Yayla, Har Yaylası, Kızılkışlacık, Borabay), Gümüşhane (Reksene), Bayburt (Akçakuzu); P(P). frondosum Türkiye'de Sinemuriyen - Alt Pliyensbahiye tabakalarında yaygın olarak bulunmaktadır. İtalya, İsviçre, Avusturya, Almanya ve Fransa'da Pliyensbahiye kaydedilmiştir.

Phylloceras (Phylloceras) lipoldi (Hauer, 1854)

Levha I, Şekil 1la - d

1858 Amm. Lipoldi Hauer, s. 26, İv. 9, § 8-10.

1886 *Phylloceras Lipoldi* - Geyer, s. 220, İv. 1, §. 13,14

1888 *Phylloceras ancyonotos* De Stefani, s. 50, İv. II, §. 15.

1901 *Phylloceras Lipoldi* - Fucini, s. 24, İv. 4 §. 9a, b

1906 *Phylloceras Lipoldi* - Fucini, s. 635.

1908 *Phylloceras Lipoldi* - Vadasz, s. 345.

1842 *Heterophylloceras Lipoldi* - Kovacs, s. 61.

Materyel. Beş adet iç kalıp.

Tanım. Sarılma involu. Ombilik küçük, derin, çapa oranı % 8-11. Tur kesiti yanlardan hafifçe sıkışmış oval şeklinde. Maksimum tur genişliği ombilikal tarafta, tur yüksekliğinin yaklaşık 1/3 ünde ölçülmekte. Karın görel olarak dar, yuvarlanmış. Sütur çizgisi levha I'deki şekil 1c, d'de gösterilmiştir.

Ölçüler.

N. No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W
18P520	59	5	8.4	35	59.3	28	47.4	1.25
	35	3	8.5	22	62.8	18	51.4	1.22
9P521	53	4	7.5	32	60.3	25	47.1	1.28
18P522	46	4	8.6	27	58.6	22	47.8	1.22
	29	3	10.3	18	62	12	41.3	1.50

Düşünceler. Bu türe ait yalnız beş örnek bulunması, koleksiyondaki sayısız phylloceratidleri düşünecek olursak, bu türün Türkiye'de oldukça ender olduğunu göstermektedir. Bütün örnekler fragmakon iç kalıpları olup üzerlerinde süsler görülmez. P(P). lipoldi, P(P). frondosum ve P(P). meneghinii'den tur kesiti ve sütur çizgisinde dış lobun (E) daha derin olması ile, P(P). hebertinum'dan ise hem tur kesiti hemde sütur çizgisinin ayrıntıları ile ayrılabilir. Bütün örnekler fragmakon iç kalıpları olup, oturma odası ile beraber bütün olgun fertler bulunamamıştır.

Bulunduğu yer. Amasya (Alçılıkum, Har Yaylası); Alt Pliyensbahiye.

Phylloceras (Phylloceras) hebertinum (Reynes, 1868)

Levha I, Şekil 3a - c

1868 Amm. hebertinus Reynes, s. 94, İv. 2, §. 3.

1893 *Phylloceras meneghinii* - Geyer, s. 41, İv. 5, §. 4 (non §. 5,6)

1908a *Phylloceras hebertinum* - Fucini, s. 15, İv. 1, §. 6-8.

1908b *Phylloceras hebertinum* - Fucini, s. 82, İv. 2, §. 3.

1813 *Phylloceras cf. hebertinum* - Haas, s. 16, İv. 1, §. 10; İv. 7, §. 4.

1923 *Phylloceras hebertinum* - Fucini, s. 99, İv. 6, §. 5.

1933 *Phylloceras cf. hebertinum* - Negri, s. 118, İv. 10, §. 5.

1934 *Phylloceras hebertinum* - Monestier, s. 12, İv. 6, §. 22, 23; İv. 9, §. 1, 2-5-7,12,30,31; İv. 9, §. 18.

1942 *Heterophylloceras hebertinum* - Kovacs, s. 72, İv. 2, §. 4.

1962 *Phylloceras hebertinum* - Fantini Sestini, s. 496, İv. 37, §. 3, 4.

1964 *Phylloceras hebertinum* - Sguazzoni, s. 51, v. 1, §. 20, 25.

1967 *Phylloceras cf. hebertinum* - Geczy, s. 12, İv. 2, §. 1; İv. 63, §. 4.

1974 *Phylloceras (Phylloceras) hebertinum* - Fantini Sestini, s. 221.

Materyel. Otuz adet, iç kalıp halinde korunmuş fragmakon.

Tanım. Sarılma involu. Ombilik küçük ve derin, çapa oranı % 2.5-3.5 Tur kesiti elips şeklinde; karın tarafı geniş bir şekilde yuvarlanır, yanlar dışbükey, ombilikal omuzlar yuvarlaktır. İç kalıp üzerinde süsler görülmez. Sütur çizgisinde, E hemen hemen L kadar derin; E/L trifillik; L geniş ve trifid; L/U tetrafilliktir.

Ölçüler.

N. No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W
19P456	40	3.5	8.7	25	62.5	21	52.5	1.19
	24	2.5	10.4	14	58.3	12	50	1.16
19P416	41	3.5	8.5	23	56	19	46.3	1.21
	23	2.5	10.5	14	60.8	11	47.8	1.27
	15	—	—	7	46.6	6.5	43.3	1.07

Düşünceler. Bu türe ait örneklerin hepsi küçük boyutlu ve fragmakon iç kalıplarıdır. Türün erişebileceği maksimum boyutlar ve olgun fertlerin özellikleri hakkında bir şey söylemek olanaksızdır. Bu tür P(P). frondosum ve P(P). lipoldi'den sütur çizgisinin özellikleri ve tur kesiti ile hemen ayrılır. Sütur çizgisinin genel örneği P(P). meneghinii'ye oldukça benzemektedir, ancak F(P). meneghinii'nin diş lobu (E) daha sığ ve E/L selesinin foliolleri yuvarlaktır.

Bulunduğu yer. Bilecik (Günüviran, Trafo), Amasya (Taylı Yayla, Alçılıkum, Seyfe); Alt Pliyensbahiye. İtalya, Avusturya, Fransa'da Pliyensbahiye'den bilinmektedir.

Phylloceras (Phylloceras) meneghinii Gemmellaro, 1874

Levha I, Şekil 2a - c

1874 *Phylloceras meneghinii* Gemellaro, s. 102, İv. 12, §. 23.

1884 *Phylloceras meneghinii* - Gemmellaro, s. 8, İv. 2, §. 13-17.

1893 *Phylloceras meneghinii* - Geyer, s. 41, İv. 5, §. 5, 6.

1896a *Phylloceras meneghinii* - Fucini, s. 135, İv. 2, §. 2, 5.

1896b *Phylloceras meneghinii* - Fucini, s. 223, İv. 24, §. 17, 18.

1899 *Phylloceras meneghinii* - Fucini, s. 150, İv. 19, §. 7.

1900 *Phylloceras meneghinii* - Del Campana, s. 565, İv. 7, §. 8-12.

1901 *Phylloceras meneghinii* - Fucini, s. 40, İv. 6, §. 4, 5. 1908a

Phylloceras meneghinii - Fucini, s. 14, İv. 1, §. 9.

1908b *Phylloceras meneghinii* - Fucini, s. 82, İv. 2, §. 2.

- 1913 Phylloceras meneghinii - Meister, s. 515, lv. 20, §. 6.
 1927 Phylloceras meneghinii - Schroder, s. 119, lv. 7, §. 1.
 1933 Phylloceras meneghinii - Negri, s. 115, lv. 10, §. 2-4.
 1942 Heterophylloceras meneghinii - Kovacs, s. 69, lv. 1, §.9.
 1952 Phylloceras meneghinii - Venzo, s. 105,107.
 1953 Phylloceras meneghinii - Fantini ve Paganoni, s. 67.
 1962 Phylloceras meneghinii - Fantini Sestini, s. 497, lv. 37,s.5,6.
 1964 Phylloceras meneghinii - Sguazzoni, s. 50, lv. 1, §. 26 - 28.
 1966 Phylloceras meneghinii - Cantaluppi, s. 11, lv. 17, §. la, b.
 1968 Phylloceras meneghinii - Cantaluppi ve Savi, s. 218, lv. 18, §. 1, 2a.
 1968 Phylloceras meneghinii - Cantaluppi ve Brambilla, s. 288,lv.26,§. 1.
 1969 Phylloceras meneghinii - Cantaluppi ve Montanari, s.69,lv. 12, §. 1.
 1972 Phylloceras meneghinii - Fischer, s. 56.
 1972 Phylloceras meneghinii - Geczy, 56,57.
 1974 Phylloceras (Phylloceras) meneghinii - Fantini Sestini, s. 223.

Materyel. Sekiz adet, iç kalıp halinde korunmuş fragmakon.

Tanım. Sarılma involüt. Ombilik küçük ve derin, çapa oranı % 10 - 9. Tur kesiti yuvarlak karın bölgesi, dış bükey yanlar ve ombikal omuzların yanında maksimuma erişen tur genişliği ile yanlardan hafifçe sıkışmış ovale benzer. İç kalıp üzerinde süsler görülmez. Sütür çizgisi ana hatları ile P(P). hebertinum'a benzer, ancak E daha sığ, E/L ise yuvarlak foliollere sahiptir.

Ölçüler.

N.No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W
19P400	60	6	10	35	58.3	30	50	1.16
	40	4	10	24	60	19.5	48.7	1.23
	32	3	9.3	19	59.3	16	50	1.18

Düşünceler, P(P). meneghinii, P(P). frondosum ve P(P). hebertinum'dan oval tur kesiti ile, tur kesitinin benzer olduğu P(P). lipoldi'den ise sütür çizgisinin ayrıntıları ile kolaylıkla ayrılır. Mevcut örneklerin hepsi fragmakon turlarına ait iç kalplardır, olgun fertler bulunamamıştır.

Bulunduğu yer. Bilecik (Günüviran), Amasya (Alçıkluk, Seyfe, Borabay); Alt Pliyensbahiye. İtalya, Avusturya, Almanya ve Macaristan'da Pliyensbahiye'den bilinmektedir.

Altains ZETOCERAS Kovacs, 1939

Phylloceras (Zetoceras) zetes (d'Orbigny, 1850)

Levha I, Şekil 5a-c

1849 Amm. heterophyllus amalthei Quenstedt, s. 100, lv. 6, §.1

1850 Amm. Zetes d'Orbigny, p. 247

1856 Amm. Zetes - Hauer, s. 56, lv. 18, §. 1 - 3.

? 1869 Amm. Zetes - Dumortier, s. 79.

? 1882 Phylloceras Zetes - Canavari, s. 144, lv. 16, §. 6, 7.

1883 Phylloceras Zetes - Wright, s. 122, lv. 77, §. 1-3.

1885 Amm. heterophyllus amalthei - Quenstedt, s. 311, lv.40,§.1.

? 1886 Phylloceras Zetes - Geyer, s. 222, lv. 1, §. 15.

? 1893 Phylloceras Zetes - Futterer, s. 295.

1893 Phylloceras Zetes - Pompeckj, s. 26

1901 Phylloceras Zetes - Fucini, s. 36, lv. 6, §. 2.

? 1906 Phylloceras cf. zetes - Renz, s. 288.

? 1911 Phylloceras zetes - Vadasz, s. 60

? 1920 Phylloceras zetes - Fucini, s. 97, lv. 6, §. 3.

1933 Phylloceras zetes-Negri, s. 106, lv. 9, §. 8.

? 1936 Phylloceras zetes - Gugenberger, s. 143.

1954 Phylloceras zetes - Donovan, s. 143.

1961 Zetoceras zetes - Kollarova Andrusovova, s. 36, 37.

1966 Zetoceras zetes - Kollarova Andrusovova, s. 26, lv. 1, §. 3.

Materyel. Değişik boyutlarda, iç kalıplar halinde korunmuş çok sayıda fragmakon.

Tanım. Sarılma involüt. Ombilik küçük ve derin, çapa oranı % 3-10. İç turlarda yanlar düzlemsel olup karın tarafına doğru yakınsar, ombilik duvarı asılı, ombikal kenar belirgindir. Sarılma ilerledikçe tur kesiti değişir, kavkı yassılaştır dolayısıyla görelî tur yüksekliği artar. Dış tur bazı örneklerde bir önceki turun yarısından fazlasını bazılarında ise hemen hemen tamamını örter. Çap 150 mm ye eriştiğinde tur kesiti dar bir şekilde kemerlenmiş olan karın, hafifçe dışbükey yanlar ve dik veya dike yakın olup yanlara doğru tatlı bir şekilde dönen ombilik duvarı ile yanlardan sıkışmış bir elipse benzer. Sütür çizgisinde, E/L ve L/U tetrafillik; L geniş ve derin, asimetric olarak trifid, ve oldukça ramifiye yardımcı selelere sahiptir.

Ölçüler.

N. No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W
18Z14	152	14	9.2	84	55.2	—	—	—
	88	9	10.2	52	59	—	—	—
18Z21	100	3	3	68.5	68.5	30	30	2.28
	59	2.5	4.2	39	66.1	20	33.8	1.95
	33	1.5	4.5	19	57.5	10	30.3	1.9
	17	—	—	12	70.5	7.5	44.1	1.6
18Z59	48	4	8.3	26	54.1	14	29.1	1.57
	26	2.5	9.6	15	57.6	8	30.7	1.87

Düşünceler. Phylloceras (Zetoceras) altcinsine ait türler kavkı şekilleri ve tur kesitleri yönünden birbirine yakından benzer. Bütün numuneler iç kalıplar halindedir ve bunların üzerinde herhangi bir tezyinat görülmez. Türlerin ayrılmasında esas olan sütür çizgisinin özellikleridir. İlk bakışta birbirlerinin aynı gibi görülürlerse de bir E/L veya L/U selenin ayrıntıları, lateral lobun (L) yardımcı selelerinin durumu yalnız başına türü belirlemede yeterlidir. P (Z). zetes P (Z). pseudozetes'den E/L selenin ayrıntıları ile kolaylıkla ayrılır. P (Z). bonarelli, P (Z). zetes gibi asimetric olarak trifid olan lateral loba sahiptir (L), ancak yardımcı selelerinden içteki dıştakinden daha uzundur, P (Z). zetes'de de ise dıştaki daha uzundur. P (Z). osnotrium lateral lobun simetric olarak trifid olması ile, P (Z). Llavizzarii ise sütür çizgisinin ayrıntıları ve tur kesiti ile P (Z). zetes'den ayrılır.

Bulunduğu yer. Bilecik (Günüviran, Trafo), Amasya (Seyfe, Taylı Yayla, Alçıkluk, Har Yaylası, Borabay, Alarık Tepe, Azrail Dede, Dudakbuyduran yayla); Alt Pliyensbahiye (Jamesoni - Ixex Zonu.) Bu tür İngiltere'de Alt Pliyensbahiye (Davoei Zonu), Macaristan, İsviçre, İtalya ve Fransa'da Üst Pliyensbahiye (Margaritatus Zonu) tabakalarından kaydedilmiştir.

Phylloceras (Zetoceras) pseudozetes Fucini, 1908
Levha II, Şekil la - e

- 1861 *Amm. zetes* - Hauer, s. 405
1881 *Amm. (Phylloceras) partschi* - Meneghini, s. 26, lv. 3, ş. 4.
1900 *Phylloceras zetes* - Bettoni, s. 39, lv. 3, ş. 7,
1900 *Phylloceras tenuistriatum* - Del Campana, s. 574, lv. 7, ş. 25.
1908a *Phylloceras pseudozetes* Fucini, s. 12.
1913 *Phylloceras pseudozetes* - Haas, s. 13, lv. 1, ş. 6; lv. 7, ş. 2.
1923 *Phylloceras pseudozetes* - Fucini, s. 97.
1953 *Phylloceras pseudozetes* - Fantini ve Paganoni, s. 74, ş. 3.
1962 *Phylloceras pseudozetes* - Fantini Sestini - s. 502, lv. 37, ş. 11.
1964 *Phylloceras zetes* - Sguazzoni, s. 48, lv. 1, ş. 21. 1974
Phylloceras (Zetoceras) pseudozetes - Fantini Sestini, s. 227.

Materyel. Kırkaltı adet iç kalıp halinde korunmuş fragmakon.

Tanım. Sarılma involut. Ombilik küçük ve derin, çapa oranı % 7 - 8.5. Tur kesiti yanlardan sıkıştırılmış elipse benzer, karın dar ve iyi yuvarlanmıştır, yanlar hafifçe dış-bükey olup karın bölgesine doğru yakınsar, ombilik duvarı dike yakın, ombilik omuzlar yuvarlaktır. İç kalıplar üzerinde süsler görülmez. Sütür çizgisinde E oldukça sığ; E/L eşit olmayan folioller sahip; L geniş, derin ve asimetrik olarak trifid; L/U tetrafilliktir ve terminal folioller çatallanarak eşit olmayan iki filloidle sonuçlanır.

Ölçüler.

N. No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W
18Z11	82.5	7	8.4	48	58.1	22.5	27.2	2.13
	50	4	8	28	56	13	26	2.15
18Z2	77	6.5	8.4	44	57.1	21	27.2	2.09
	43	3	6.9	25	58.1	12	27.9	2.09

Düşünceler. Bu tür *P(Z)*. bonarellii'ye yakından benzer, iki türü ayıran özellikler sütür çizgisinin, özellikle lateral lobun (L), ayrıntıları ve *P(Z)*. pseudozetes'in karın bölgesinin dar bir şekilde yuvarlanmış olmasıdır.

Bulunduğu yer. Amasya (Seyfe, Taylı Yayla, Alçıkum, Dudakbuyduran Yayla, Borabay); Alt Pliyensbahiye. İtalya'da Pliyensbahiye'den bilinmektedir.

Phylloceras (Zetoceras) bonarellii Bettoni, 1900
Levha II, Şekil 2a, 3a, b

- 1881 *Amm. (Phylloceras) zetes* - Meneghini, s. 29
1884 *Phylloceras n. sp. ind.* - Gemmellaro, s. 12, lv. 2, ş. 11, 12.
1899 *Phylloceras zetes* - Fucini, s. 148, lv. 19, ş. 4.
1900 *Phylloceras bonarellii* Bettoni, s. 41, lv. 3, ş. 9.
1901 *Phylloceras bonarellii* - Fucini, s. 38, lv. 6, ş. 3.
1908a *Phylloceras bonarellii* - Fucini, s. 11.
1908b *Phylloceras bonarellii* - Fucini, s. 83
1911 *Phylloceras zetes* var. *bonarellii* - Vadasz s. 60.
1913 *Phylloceras bonarellii* - Pla, s. 364, ly. 13, ş. 4.
1920 *Phylloceras bonarellii* - Renz, s. 534.
1923 *Phylloceras bonarellii* - Fucini, s. 96.
1931 *Phylloceras bonarellii*-Kovacs, s. 33.

1933 *Phylloceras bonarellii* - Negri, s. 109.

1934 *Phylloceras cf. bonarellii* - Menestier s. 13, lv. 9, ş. 20, 22; lv. 11, ş. 21.

1942 *Phylloceras bonarellii* - Otkun, s. 22, lv. 2, ş. 2.

1942 *Zetoceras bonarellii* - Kovacs, s. 49, lv. 1, ş. 5.

1952 *Phylloceras bonarellii* - Venzo, s. 107.

1953 *Phylloceras cf. bonarellii* - Fantini ve Paganoni, s. 67.

1964 *Phylloceras bonarellii* - Sguazzoni, s. 50, lv. 1, ş. 12

196? *Phylloceras bonarellii* - Geczy, s. 11, lv. 3, ş. 1,2; lv. 63 ş. 2, 3.

1972 *Phylloceras bonarellii* - Geczy, s. 54,57.

1974 *Phylloceras (Zetoceras) bonarellii* - Fantini Sestini, s. 263.

Materyel. Elli adet iç kalıp halinde korunmuş fragmakon-

Tanım. Sarılma involut, iç turlarda % 14 -15 olan görelî ombilik dış turlarda %7-6ya kadar düşer. Tur kesiti levha III'deki şekil 2b'de gösterilmiştir. Ombilik duvarı dike yakın, derin ve ombilik kenarı belirgindir. Tur yanları düzenlenmiş veya hafifçe dışbükey olup karın bölgesine doğru yakınsar. Karın bölgesi dardır ve bazı fertlerde düzlenmiştir. Turun maksimum genişliği ombilik kenarları üzerinde ölçülür, görelî tur genişliği bu bölgede %32-36 ya erişmektedir. İç kalıp üzerinde herhangi bir süs görülmez. Sütür çizgisinde E sığ; E/L trifillik; L geniş, Eden daha derin ve asimetrik olarak trifid olup yardımcı selelerinden içteki dıştakinden daha uzundur; L/U tetrafilliktir.

ölçüler.

N.No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W
11Z56	60	5.5	7.9	40	57.9	22.5	32.6	1.77
	45	5	11.1	26	57.7	15	33.3	1.73
8Z61	52	4	7.6	29	55.7	18	34.6	1.61
	35	3	8.5	20	57.1	-	-	-

Düşünceler. *P(Z)*. bonarellii, sütür çizgisinde lateral lobun (L) ayrıntıları ile diğer türlerden kolaylıkla ayrılabilir.

Bulunduğu yer. Bilecik (Günüviran), Amasya (Seyfe, Taylı Yayla, Har Yaylası, Dudakbuyduran Yayla, Borabay, Avlubucak, Kızılkışlacık); Alt Pliyensbahiye.

Phylloceras (Zetoceras) oenotrium (Fucini, 1901)
Levha II, Şekil 4,5a-c, 6a, b

? 1856 *Amm. Zetes* - Heuer, s. 56, lv. 18

? 1886 *Phylloceras Zetes* - Geyer, s. 222, İv. 1/ş. 15

1888 *Phylloceras Zetes* - Canavari, s. 105, lv. 2, ş. 7.

? 1897 *Phylloceras Zetes* - Parona, s. 22.

? 1898 *Phylloceras Zetes* - Fucini, s. 241.

1901 *Phylloceras oenotrium* Fucini, s. 34, İv. 5, ş. 8, 9; İv. 6, 5.1.

Materyel. Onaltı adet iç kalıp halinde korunmuş fragmakon.

Tanım. Sanlma involut; Ombilik derin, açık ve görelî olarak geniştir. Tur kesiti yanlardan sıkıştırılmış elips şeklinden ovalimsi şekle kadar değişebilir. Yanlar hafifçe dış-

bükey veya bazen düzlenmiş olup karın bölgesine doğru yakınsar. Karın dar ve yuvarlanmıştır. Ombilik duvarı yüksek, tabanda dik olup omuzlara doğru tatlı bir eğimle döner. Ombilikal omuzlar belirgindir. Sütür çizgisinde E/L ve L/U seleler tetrafillik, L simetrik olarak trifiddir.

Ölçüler.

N. No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W
16Z43	94	8	8.5	54	57.4	26	27.6	2.07
	53	6	11.3	30	56.6	15.5	29.2	1.93
	31	—	—	17	54.8	8	25.8	2.12
18Z40	114	9	7.8	64	56.1	32	28	2.00
	69	6.5	9.4	41	59.4	20	28.9	2.05
	39	—	—	22	56.4	10.5	26.9	2.09
19Z47	85	8	9.4	48	56.4	24	28.2	2.00
	58	4	6.8	31	53.4	14	24.1	2.21
	22	—	—	12.5	56.8	6	27.2	2.08
19Z1	92	9	9.7	51	55.4	—	—	—
	57	6	10.5	32.5	57	16	28	2.03
	35	3.5	10	21	60	11	31.4	1.90

Düşünceler. Bu türe ait bazı fertlerin tur kesitleri P(Z). bonarellii, P(Z) zetes ve P(Z) pseudozetes'e benzerdir, ancak bu formlar sütür çizgisinin, özellikle late-ral lobun (L) simetrik olarak trifid olması ile ayrılabilirler

Bulunduğu yer. Bilecik (Günüviran) Amasya (Alçıkum, Seyfe, Dudakbuyduran, Kızılkışlacık); Üst Sinemuriyen - Alt Pliyensbahiye.

Phylloceras (Zetoceras) lavizzarii (Hauer, 1854)
Levha III, Şekil la - f, 2

- 1854 Amm. lavizzarii Hauer, s. 875, lv. 2, ş. 5 - 7
1879 Amm. lavizzarii - Reynes, lv. 44, ş. 17, 18
1893 *Phylloceras lavizzarii* - Geyer, s. 40.
1927 *Geyeroceras cf. lavizzarii* - Schroder, s. 137.
1938 *Phylloceras (Geyeroceras) cylindricum* - Negri, s. 93, İv. 9, ş. 1.
1939 *Phylloceras (Lavizzaroceras) lavizzarii* - Kovacs, s. 310, ş. 6.
1942 *Phylloceras (Lavizzaroceras) lavizzarii* - Kovacs, s. 59, ş. 24-26.
1963 *Rhacophyllites (Geyeroceras) cf. cylindricum* - Zenzucchi, s. 112, lv. 13, ş. 11, 11a.
1969 *Phylloceras (Zetoceras) lavizzarii* - Fantini Sestini, s. 100, lv. 1, ş. 2a - c, 3a, b.
1974 *Phylloceras (Zetoceras) lavizzarii* - Fantini Sestini, s. 223.

Materyal. Yirmibir adet iç kalıp.

Tanınm. Sarılma involut. Ombilik küçük ve derin. Tur kesiti dikdörtgenimsi, yanlar dışbükey bazen hafifçe düzlenmiş olup karın bölgesine doğru yakınsar. Ombilik duvarı yüksek ve dik yakın, ombilikal omuzlar belirgindir. Karın düzlenmiş olup belirgin omuzlarla yanlardan ayrılır. İç kalıp üzerinde süsler görülmez. Sütür çizgisinde, E sığ; E/L trifillik olup üstün iki foliol iki filloidle sonuçlanır; L geniş ve E'den daha derindir, görülür bir şekilde asimetric olarak trifid olup dış parça karın bölgesinin ortasına kadar uzanır; L/U tetrafillik, merkezi iki foliol iki filloidle sonuçlanır.

Ölçüler.

N. No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W
8Z52	95	4	4.2	55	57.8	35	36.8	1.57
	58	3	5.1	33	56.8	22	37.9	1.50
	36	—	—	21	58.3	12.5	34.7	1.68
	23	—	—	14	60.8	9	39.7	1.55
18Z51	78	7	8.5	44	56.4	29	37.1	1.51
	63	5	7.9	35	55.5	21	33.3	1.66
18Z53	70	6	8.6	39	55.7	26	37.1	1.50
	41	3	7.3	23	56	14	34.1	1.64

Düşünceler. Kovacs (1939) yeni bir altcins (*Lavizzaroceras*) tanıtarak *lavizzarii* Hauer türünü bu altcins adı altında tanımlamıştır. Arkell'e (1957) göre *Lavizzaroceras* Kovacs, *Geyeroceras Hyatt*'ın sinonimidir. Ancak Arkell'in «Treatise» L188, şekil 6b, 6b de *Geyeroceras cylindricum* adı altında verdiği resim Negri'ye (1933) aittir ve bu örnek Negri tarafından yanlış isimlendirilmiştir. Fantini Sestini (1969) *Geyeroceras Hyatt*'ın tip türünün (type species) revizyonunu yaparak *Geyeroceras Hyatt*'ın özelliklerini ve stratigrafik konumunu belirlemiştir. *Lavizzaroceras Kovacs* kavkı genel özellikleri ve sütür çizgisi gözetildiğinde *Geyeroceras Hyatt*'tan çok *Zetoceras Kovacs*'la benzerlidir. Mevcut koleksiyonda *lavizzarii* türüne ait örneklerin bazılarının iç turları eş boydaki P (*Zetoceras*) türlerine ait numunelerden ayıramayacak derecede benzerlidir. Bu nedenle bu çalışmada *Lavizzaroceras Kovacs* Arkell'in (1957) «Treatise» de belirttiği gibi *Geyeroceras Hyatt*'ın değil Fantini Sestini'nin (1969, 1974) önerdiği gibi *Zetoceras Kovacs*'m sinonimi olarak kabul edilmiş ve *lavizzarii* türü *Phylloceras (Zetoceras)* altında sınıflanmıştır.

P(Z) *lavizzarii* ayırtman bir kavkı şekli ve sütür çizgisine sahiptir. Erken dönemlerinde tur kesiti P (Z). bonarellii'ye çok yakından benzer, ancak lateral lobun (L) dikkate değer bir şekilde asimetric olması iki türün kolaylıkla ayrılmasını sağlar.

Bulunduğu yer. Bilecik (Günüviran), Amasya (Seyfe, Taylı Yayla, Alçıkum, Dudakbuyduran Yayla, Azrail Dere, Borabay); Alt Pliyensbahiye. Gümüşhane yöresinde (Sahandos Dere) Toarsiyen tabakalarında ex situ bulunmuştur. Bu tür İtalyan, İsviçre, Avusturya, Almanya ve Macaristan'da Hiyensbahiye - Alt Toarsiyenden bilinmektedir.

Phylloceras (Zetoceras)? anaticum Meister, 1913
Levha III, Şekil 3a - c

- 1913 *Phylloceras anaticum* Meister, s. 523, lv. 20, ş. 4.
1913 *Phylloceras anaticum* - Pia, s. 362, lv. 14, ş. la, b.
Materyel. Onbeş adet fragmakon iç kalıbı.

Ölçüler.

N. No.	D	U	U/D	H	H/D	W	W/D	H/W
18Z7	123	8.5	6.9	78	63.4	32	26	2.43
	71	6.5	9.1	43	60.5	22	30.9	1.95
13Z128	66	6.5	9.8	38.5	58.3	20	30	1.92

Düşünceler. Mevcut örnekler tur kesiti ve sütür çizgisi gözetilerek geçici olarak *Zetoceras* alt cinsi altında sınıflanmıştır. Bu örnekler dış görünüşleri ile *Partschieras*

striatocostalum'a yakın bir benzerlik gösterir, ancak turlar daha yassı ve Partschiceras'a özgü kavki süsleri mevcut değildir. Mevcut örneklerde izlenen sütür çizgisinde lateral lobun (L) yardımcı selesi ne Partschiceras'taki kadar basit nede Zetoceras'ta olduğu kadar karmaşıktır, bu nedenle anatolicum Meister türü geçici olarak Zetoceras altında tanımlanmıştır.

Bulunduğu yer; Bilecik (Günöviran), Amasya (Dudakbuydurun Yayla, Alçıkum, Alarık Tepe); Üst Sine-muriyen-Alt Pliyenbahiye.

SONUÇLAR

İki aşamalı bir çalışmanın birinci bölümünü oluşturan bu yazıda Phylloceratidae familyasına ait Phylloceras Suess cinsinin kuzey Anadolu Lias (Alt Jura) tabakalarında varlığı saptanan türlerine ilişkin sistematik tanımlamaya yer verilmiştir.

Phylloceras Suess'in iki alt cinsi Phylloceras S.S. ve Zetoceras Kovacs'ı belirleyen özellikler gözetilerek tanımlanan türler şunlardır: Phylloceras (Phylloceras) frondo-sum, P(P). lipoldi, P(P). hebertinum, P(P). meneghinii, Phylloceras (Zetoceras) zetes, P (Z). pseudozetes, P (Z). bonarellii, P(Z). oenotrium, P(Z). lavizzarii, P(Z)? . anatolicum.

Bu güne değin Phylloceras cins ismi altında tanımlanan diğer türler yine Phylloceratidae familyasının Calliphylloceras Spath, Hantkeniceras Kovacs ve Partschiceras Fucini cinslerine ait olup bunların sistematik tanımları, geçerliliği ve Phylloceratidae familyasının genel yorumu çalışmanın yayma hazırlanmakta olan ikinci bölümünde yer alacaktır.

Yazının ilk geliş tarihi : Aralık 1981
Yayma verildiği tarih : Ekim 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

Arkell, W. J., 1957, Moore R. C., ed., Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea, da: Geol. Soc. America ve Univ. Kansas Press.

Bettoni, A., 1900 Fossili domeriani della provincia di Brescia : Mem. Soc. Pal. Suisse, 27.

Bonarelli, G., 1899, Cephalopodi sinemuriani dell' Apennino centrale: Paleontographia italica, 5, 55 - 83.

Canavari, M., 1882, Beitrage zur Fauna des unteren Lias von Spezia : Palaeontographica, 29, 122 - 192

Canavari, M., 1888, Contribuzione alla Fauna del Lias inferiore di Spezia: Mem. Carta. Geol. Italia, 3, 57-227.

Cantaluppi, G., 1966, Fossili sinempriani nel «Corso Bianco» ad Est di Brescia: Ist. Geol. Univ. Pavia, 17, 103 -120.

Cantaluppi, G. ve Brambilla, G., 1968, Le Ammoniti del

Ripiantino (Saltrio) e della Breggia (Canton Ticino). Riflessi biostratigrafici sul Domeriano ed il suo limite inferiore: Atti. Soc. Ital. Sc. Nat. 107, 277 - 315.

Cantaluppi, G. ve Montanari, L., 1969, Carixiano superiore e suo passaggio al Domeriano a NW di Arzo (Canton Ticino): Boll. Soc. Ital. 7 (1968), 57 - 77.

Cantaluppi, G. ve Savi, A., 1968, Le Ammoniti di Molino Grasso d'Olona (Varesotto). Riflessi biostratigrafici sul Domeriano ed il suo limite superiore: Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 107, 205-261.

Del Campana, D., 1900, I Cefalopodi del Medolo di Valtröm-

pia: Boll. Soc. Geol. Ital., 19, 555 - 642.

Donovan, D.T., 1954, Synoptic supplement to T. Wrigit's «Monograph of the Lias Ammonites of the British Islands» (1878-86) : Palaeontogr. Soc. London.

Fantini Sestini, N., 1962, Contributo allo studio delle Ammoniti del Domeriano di Monte Domaro (Brescia) : Riv. Ital. Paleont. Strat., 68, 483 - 554.

Fantini Sestini, N., 1969, Osservazioni tassonomiche sul genere Geyeroceras Hyatt (Ammonoidea) : Riv. Ital. Paleont. Strat., 75, 89 - 100.

Fantini Sestini, N., 1974, Phylloceratina (Ammonoidea) del Pliensbachiano Italiano : Riv. Ital. Paleont. Strat., 80, 193 - 250.

Fantini, N. ve Paganoni, C., 1953, Studi paleontologici sul Lias del Monte Albenza. Ammoniti del Lothringiano e del Domeriano : Riv. Ital. Paleont. Strat., 59, d2 65 - 90.

Fucini, A., 1896a, Faunula del Lias medio di Spezia : Boll. Soc. Geol. Ital., 15, 123 - 164.

Fucini, A., 1896b, Fauna del Lias medio del Monte Calvi presso Campiglia Marittima : Palaeont. Italica, 2, 203-248.

Fucini, A., 1899, Ammoniti del Lias medio deirAppennino centrale esistenti nel Museo di Pisa : Palaeont. Italica, 5, 145 - 186.

Fucini, A., 1901-1905, Cefalopodi liassici del Monte di Cetona : Palaeont. Italica, 7, 1 - 89; 8, 131 - 218; 9, 125 - 185; 10, 275 - 289; 11, 93 - 146.

Fucini, A., 1906, Fauna della zona a Pentacrinus tuberculatus Mill, di Gerfalco in Toscana : Boll. Soc. geol. Ital., 25, 613 - 654.

Fucini, A., 1908, Synopsis delle Ammoniti del Medolo : Ann. Univ. tosa, 28, 1 - 107.

Fucini, A., 1908b, Ammoniti dell'Appennino: Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 24, 79 - 94.

Fucini, A., 1923 - 1935, Fossili demeriani die dintorni di Taormina: Palaeont. Fossili domeriani dintorni di Taormina: Palaeont. Ital. 26, 1920 (1923), 75-116; 27, 1921 (1924), 1-21; 29-30, 1923-28 (1929), 41-77; 31, 1929-30 (1931), 93 - 149; 35, 1934 - 35 (1935), 85 - 100.

Geczy, B., 1967, Ammonoides Jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie : Geol. Hung. Ser. palaeont. 35.

Geczy, B., 1972, Ammonite fauna from the Lower Jurassic standart profile at Lokut, Bakony Mountains, Hungary : Ann. Univ. Sci. Rol. Eötvös, 15, 47 - 77.

Gemellaro, G.G., 1884, Su' fossili degli strati a Terebratula aspasia della contrada Rocche Rosse presso Galati (Provincia di Messina) : Giorn. Sci. nat. econ. Palermo, 16, 167 - 218.

Gemellaro, G.G., 1886, Sugli strati con Leptaena nel Lias superiore della Sicilia : Boll. R. Comit. Geol., 17.

Geyer, G., 1886, Über die Liassichen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt: Abh. k.k. Geol. Reich., 12.

Gugenberger, O., 1928, Beitrage zur Geologie Kleinasiens mit besonderer Berücksichtigung des anatolischen Lias : Sber. Akad. Wiss. Wien, 137, 259 - 282.

Gugenberger, O., 1929, Palaontologisch - stratigraphische studien über den anatolischen Lias : N. Jb. Miner. Geol. Pälont., Beil-Bd., 62, 235-300, 371-466.

Hauer, F., 1856, Über die Cephalopoden aus dem Lias der nordöstlichen Alpen : Denkschr. k.k. Akad. Wiss. Wien, math - nat. KL, 11, 1 - 86.

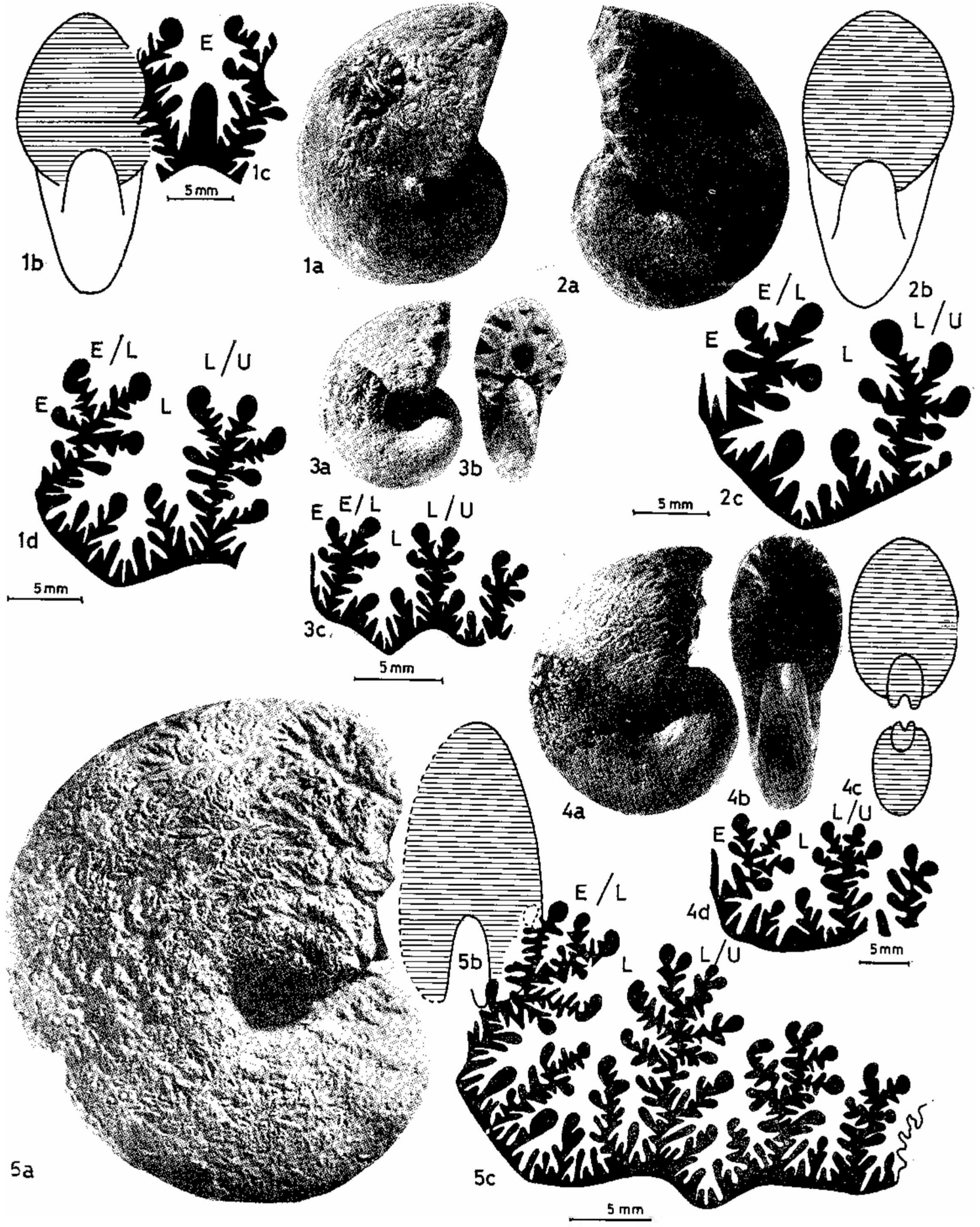
- Hauer, F., 1861, Über die Ammoniten aus dem sogenannten Medolo der Berge Domaro und Guglielmo in Val Trompia, Prov. Brescia : Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math - natw. Kl., 1, 403 - 422.
- Hyatt, A., 1900, Cephalopoda; Zittel K. A. ed. Textbook of palaeontology de : Macmillan, London, 502-604.
- Kollarova Andrusovova, V., 1966, Les Cephalopodes du Lias du Slovensky kras : Nauka o Zemi, Ser. geol., 2.
- Kovacs, L., 1939, Bemerkungen zur systematischen Einleitung der Jurassischen Phylloceraten : Abh. Min. Geol. Ins. St. Tisza Univ. Debrecen, 13, 277 - 320.
- Kovacs, L., 1942, Monographic der liassischen Ammonites des nördlichen Bakony i Geol. Hungarica, ser. Palaeont., 17, 1 - 220.
- Meister, E., 1913, Über den Lias in Nordanatolien nebst Bemerkungen Über das gleichzeitig vorkommende Rotliegende und die Gosaukreide : N. Jb. Min. Geol. Palaeont., Bell - Bd., 35, 499 - 548.
- Meneghini, G., 1867-1881, Monographic des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias superieur) de Lombardie et de l'Appennin central, 1 - 184; Revision systematique, 185-242; Fossiles du Medolo. in Stoppani, A.: Paleontologie Lombarde, 4 ser.
- Monestier, J., 1934, Ammonites du Domerian de la region sud - est de l'Aveyron et de quelques regions de la Lozere a l'exclusion des Amaltheides : Mem. Soc. geol. France, 10, 23.
- Negri, L., 1933-1936, Revisione delle ammoniti liassiche della Lombardia occidentale : Palaeont. Ital., 34, 85 - 136; 36, 1-57.
- Otkun, G., 1942, Anadoluda bir kaç Lias Yatağının Paleontolojik Tetkiki : Maden Tetkik ve Arama Enst, Ankara, ser. B, mem. 8.
- Pia, J., 1913, Über eine mittelliasische Cephalopodenfauna aus dem nördöstlichen Kleinasien : Ann. k.k. Naturhist. Hofmus, 27, 335 - 388.
- Pompeckj, J. F., 1897, Palaontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien : Zeitsch. Deutseh. Geol. Ges., 49, 713-828.
- Quenstedt, F.A., 1882-1885, Die Ammoniten des schwabischen Jura : Stuttgart, I - 48, 49 - 96, 97 - 240, 241 - 440.
- Reynes, P., 1868, Essai de geologie et de paleontologie aveyronnaises : Paris, (Bailliere).
- Rosenberg, P., 1909, Die liassische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge : Beitr. Palaont. Geol. österr. - Ungarn u Orient, 22, 193 - 345.
- Schroder, J., 1927, Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den Bayrischen Alpen : Palaeontographica, 69.
- Sguazzoni, G., 1964, Fauna ammonitica dei calcari selciferi metamorfici delle Alpi Apuane : Palaeont. Ital., 57.
- Vadasz, M.E., 1913, Liasfossilien aus Kleinasien : Mitt. Jb. Ungar. geol. Reichsanst., 21, 57 - 83.
- Wright, T., 1878 - 1886, Monograph on the Lias Ammonites of the British Islands : Palaeontogr. Soc. London.
- Zanzucchi, G., 1963, Le ammoniti del Lias superiore (Toaricano) di Entratico in Val Cavallina (Bergamasco orientale) : Mem. Soc. Ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano, 13, 3, 101 - 146.

LEVHA I

- Şekil 1 : *Phylloceras (Phylloceras) lipoldi* (Hauer)
a. Yandan görünüş, 18P520, xl
b. Tur kesiti, 18P520, xl
c,d. Sütür çizgisi, 18P520
- Şekil 2 : *Phylloceras (Phylloceras) meneghinii* Gemmellaro
a. Yandan görünüş, 19P400, xl
b. Tur kesiti, 19P400, xl
c. Sütür çizgisi, 19P400
- Şekil 3 : *Phylloceras (Phylloceras) hebertinum* (Reynes)
a, b. Yandan ve önden görünüş, 19P456, xl
c. Sütür çizgisi, 19P450
- Şekil 4 : *Phylloceras (Phylloceras) frondosum* (Reynes)
a, b. Yandan ve önden görünüş, 19P108, xl
c. Enine kesit, 19P107, xl
d. Sütür çizgisi, 19P108
- Şekil 5 : *Phylloceras (Zetoceras) zetes* (d'Orbigny)
a. Yandan görünüş, 18Z21, xl
b. Tur kesiti, 18Z21, xl
c. Sütür çizgisi, 18Z21

PLATE I

- Figure 1 : *Phylloceras (Phylloceras) lipoldi* Hauer
a. Side view, 18P520, xl
b. Whorl section, 18P520, xl
c,d. Suture line, 18P520
- Figure 2 : *Phylloceras (Phylloceras) meneghinii* Gemmellaro
a. Side view, 19P400, xl
b. Whorl section, 19P400, xl
c. Suture line, 19P400
- Figure 3 : *Phylloceras (Phylloceras) hebertinum* (Reynes)
a, b. Side and front views, 19P456, xl
c. Suture line, 19P456
- Figure 4 : *Phylloceras (Phylloceras) frondosum* (Reynes)
a,b. Side and front views, 19P108, xl
c. Cross section, 19P107, xl
d. Suture line, 19P108
- Figure 5 : *Phylloceras (Zetoceras) zetes* (d'Orbigny)
a. Side view, 18Z21, xl
b. Whorl section, 18Z21, xl
e. Suture line, 18Z21

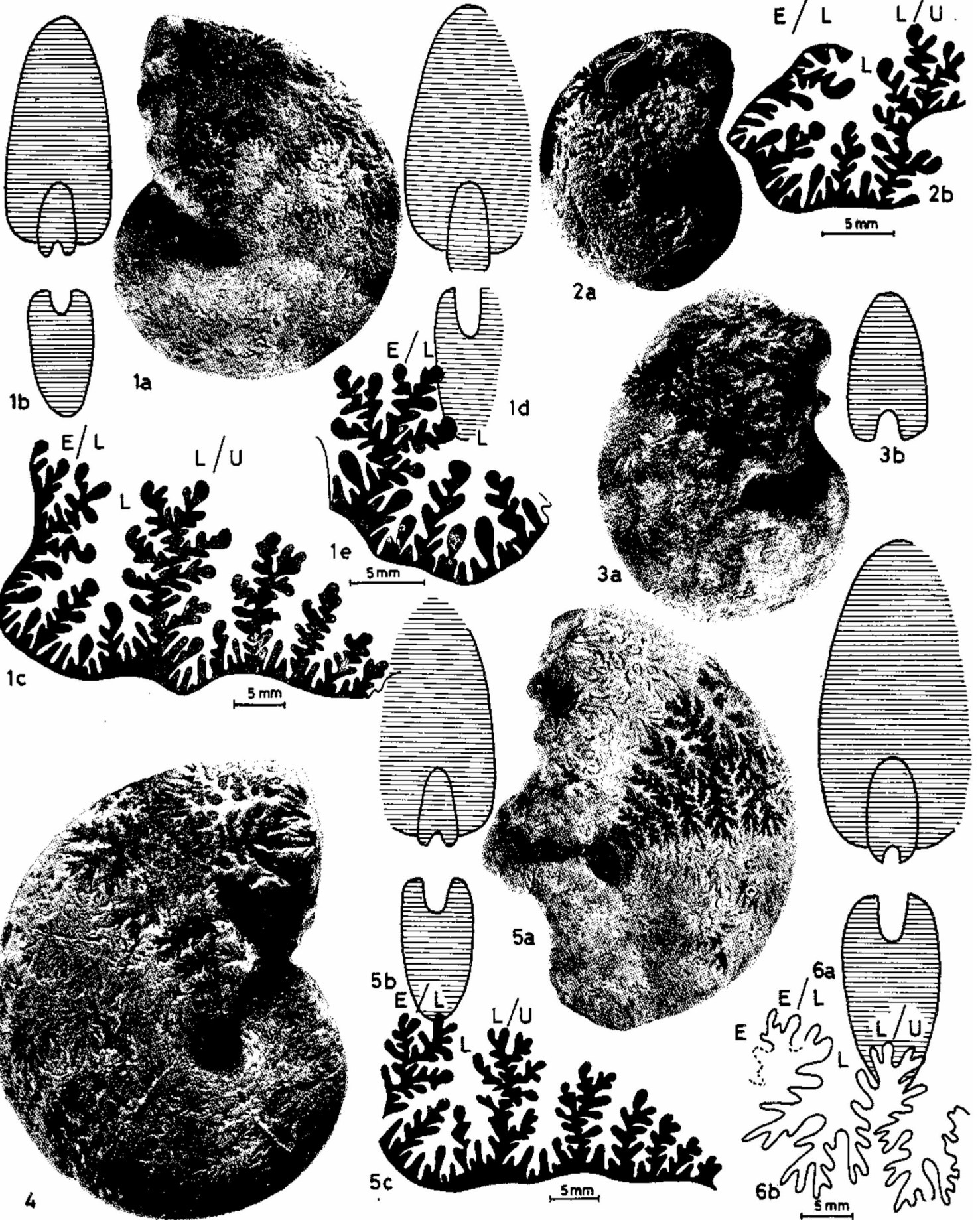


LEVHA II

- Şekil 1 : *Phylloceras (Zetoceras) pseudozetes* Fucini
a. Yandan görünüş, 18Z2, xl
b. Enine kesit, 18Z11, xl
c. Sütür çizgisi, 18Z61
d. Enine kesit, 18Z61, xl
e. Sütür çizgisi, 18Z11
- Şekil 2 : *Phylloceras (Zetoceras) bonarellii* Bettoni
a. Yandan görünüş, 8Z611, xl
b. Sütür çizgisi, 8Z611
- Şekil 3 : *Phylloceras (Zetoceras) bonarellii* Bettoni
a. Yandan görünüş, 11Z56, xl
b. Tur kesiti, 11Z56, xl
- Şekil 4 : *Phylloceras (Zetoceras) oenotrium* (Fucini), 19Z1, xl
- Şekil 5 : *Phylloceras (Zetoceras) oenotrium* (Fucini)
a. Yandan görünüş, 19Z47, xl
b. Enine kesit, 19Z47, xl
c. Sütür çizgisi, 19Z47
- Şekil 6 : *Phylloceras (Zetoceras) oenotrium* (Fucini)
a. Enine kesit, 18Z40, xl
b. Sütür çizgisi, 18Z40

PLATE II

- Figure 1 : *Phylloxeras (Zetoceras) pseudozetes* Fucini
a. Side view, 18Z2, xl
b. Cross section, 18Z11, xl
c. Suture line, 18Z61
d. Cross section, 18Z61, xl
e. Suture line
- Figure 2 : *Phylloceras (Zetoceras) bonarellii* Bettoni
a. Side view, 8Z611. xl
b. Suture line, 8Z611
- Figure 3 : *Phylloceras (Zetoceras) bonarellii* Bettoni
a. Side view, 11Z56, xl
b. Whorl section, 11Z56, xl
- Figure 4 : *Phylloceras (Zetoceras) oenotrium* (Fucini), 19Z1, xl
- Figure 5 : *Phylloceras (Zetoceras) oenotrium* (Fucini)
a. Side view, 19Z47, xl
b. Cross section, 19Z47, xl
c. Suture line, 19Z47
- Figure 6 : *Phylloceras (Zetoceras) oenotrium* (Fucini)
a. Cross section, 18Z40, xl
b. Suture line, 18Z40,

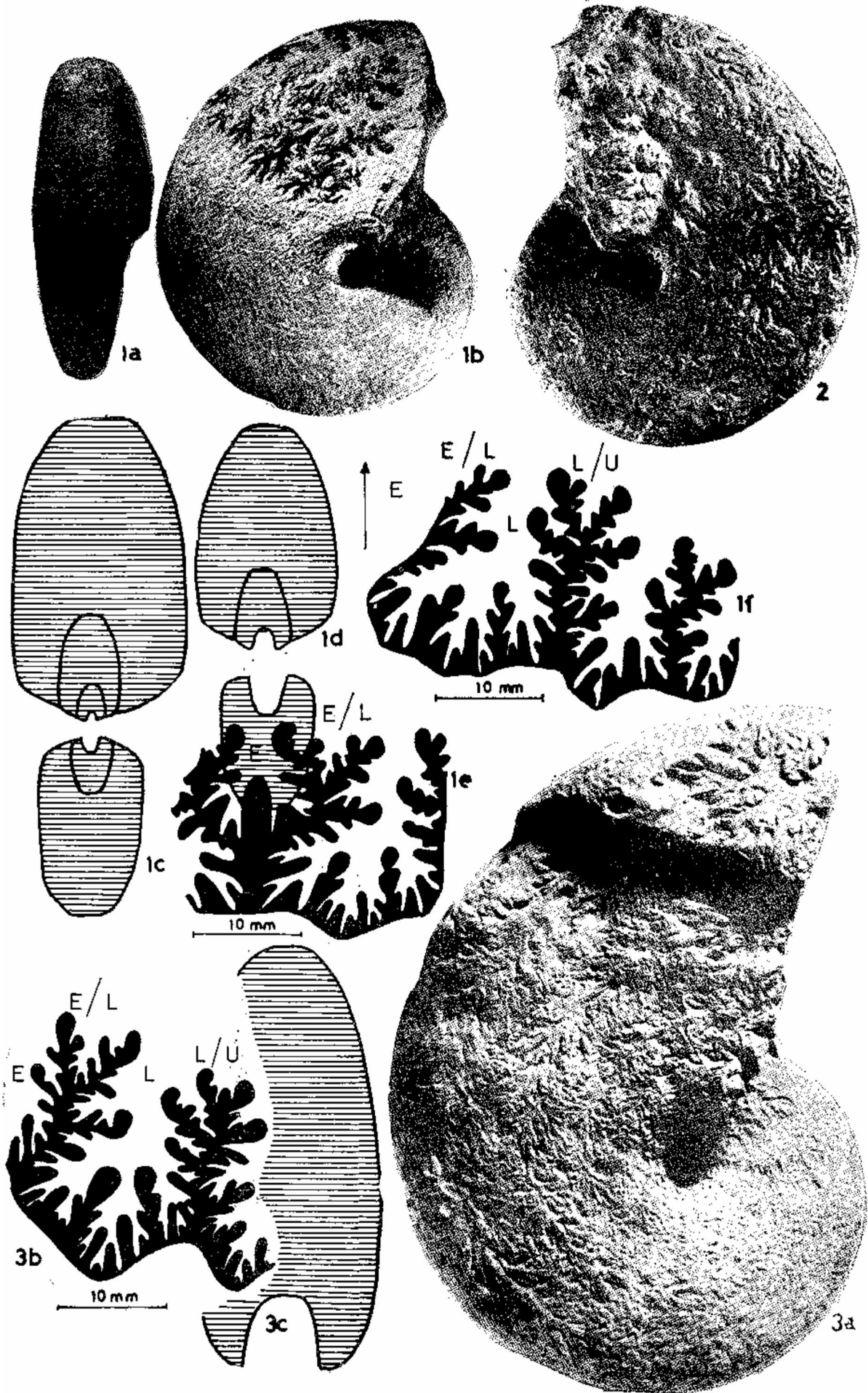


LEVHA III

- Şekil 1 : *Phylloceras (Zetoceras) lavizzarii* (Hauer)
a/b. Arkadan ve yandan görünüş, 18Z53, xl
c. Enine kesit, 8Z52, xl
d. Enine kesit, 19Z56, xl
e,f. Sütür çizgisi, 18Z53,
- Şekil 2. *Phylloceras (Zetoceras) lavizzarii* (Hauer), 18Z51
- Şekil 3 : *Phylloceras (Zetoceras)? anatolicum* Meister
a. Yandan görünüş, 18Z7, xl
b. Sütür çizgisi, 18Z7
c. Tur kesiti, 18Z7, xl

PLATE III

- Figure 1 : *Phylloceras (Zetoceras) lavizzarii* (Hauer)
a,b. Ventral and side views, 18Z53, xl
c. Cross section, 8Z52, xl
d. Cross section, 19Z56, xl
e,f. Suture line, 18Z53,
- Figure 2 : *Phylloceras (Zetoceras) lavizzarii* (Hauer), 18Z51
- Figure 3 : *Phylloceras (Zetoceras)? anatolicum* Meister
a. Side view, 18Z7, xl
b. Suture line, 18Z7,
c. Whorl section, 18Z7, xl



Işıklar - Altındağ (Bornova - İzmir) alanı Üst Kretase kireçtaşlarının jeolojik konumu, stratigrafisi ve fasiyes özellikleri

Geological setting, stratigraphy and facies characteristics of the Upper Cretaceous limestones in the Işıklar -Altındağ (Bornova -Izmir) area

SACİT ÖZER Ege Üniversitesi Yerbilimleri Yerbilimleri Fakültesi Genel Jeoloji Bölümü, Bornova - İzmir
OĞUZ İRTEM Research Institute, University of Petroleum and Minerals, Dhahran, Saudi Arabia

ÖZ : Işıklar - Altındağ alanında (Bornova güneyi), Üst Kretase yaşlı kayalar başlıca kireçtaşları ile temsil edilirler ve alttan üste doğru,

- (1) Turoniyen sonu -Santoniyen yaşlı, şelf lagünü ortam koşullarını yansıtan foraminiferli - rudistli istiftaşı,
- (2) Santoniyen sonu -Kampaniyen başı yaşlı, havza fasiyesi koşullarını belirten pelajik foraminiferli vaketaşı,
- (3) Kampaniyen sonu -Maestrihtiyen başı yaşlı, yamaç önü fasiyesini simgeleyen biyoklastik istiftaşı,
- (4) Maestrihtiyen sonu yaşlı, sığ şelf koşullarında çökeltmiş foraminiferli - algli istiftaşı

litofasiyes birimlerine bölünmüştür.

Üst Kretase yaşlı kireçtaşları, çalışma alanının güneydoğusunda dik ve kuzeybatıya doğru devrik konumdadır ve içinde Daniyen'in karakteristik fosillerini içeren yersel kalkerli şeyil katmanları bulunan kırıntılı kayalar ile do-kanığı her yerde faylıdır.

Üst Kretase yaşlı litofasiyes birimlerinin çökeltme ortamlarını denetleyen deniz düzeyi değişimleri, Santoniyen sonu ve Kampaniyen başında doruğuna erişen bir transgresyon ve bunu izleyerek Maestrihtiyen sonuna kadar süren bir regresyona işaret eder.

ABSTRACT : In the Işıklar - Altındağ area (south of Bornova), the rocks of Upper Cretaceous age are represented mainly by limestones and divided from base to top, into the following units :

- (1) Foraminiferal - rudistid packstone of Late Turonian - Santonian age reflecting shelf lagoonal environment,
- (2) Pelagic foraminiferal wackestone of Late Santonian - Early Campanian age indicating conditions of basinal facies,
- (3) Bioclastic packstone of Late Campanian - Early Maastrichtian marking foreslope facies,
- (4) Foraminiferal - algal packstone of Late Maastrichtian age was deposited in shallow shelf facies conditions.

The Upper Cretaceous limestones are vertical and overturned towards northwest in the southeastern part of the study area and it always has a faulted contact with detrital rocks including local calcareous shale layers having fossils characteristics of Danian.

The sea level changes which controlled the depositional environments of the Upper Cretaceous lithofacies units indicate a transgression reaching its peak during the Late Santonian and Early Campanian and accompanied by a regression lasting until the end of Late Maastrichtian.

GİRİŞ

Çalışma alanı, Bornova güneyinde Işıklar ve Altındağ Köyleri arasındadır (şekil 1).

Çalışmanın konusunu oluşturan Üst Kretase yaşlı kayalar, Bornova ve yakın çevresi ile Manisa dolaylarına kadar uzanan bölgede geniş yüzlemler vermiş olmalarına rağmen bugüne değin, stratigrafi ve fasiyes açısından ayrıntılı incelenmemiş ve ayrıca jeolojik konumları da açıklığa kavuşturulmamıştır. Bu yörede, Hamilton ve Strickland (1840), Akartuna (1962), Verdier (1963), Oğuz (1966), Marengwa (1968), Konuk (1977) ve Yağmurlu (1980) genel jeoloji amaçlı çalışmalar yapmışlar ve Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarını rudist içerikli veya pelajik mikrofavnalı olarak nitelemekle yetinmişlerdir.

Bu yazının amacı, Işıklar - Altındağ alanındaki Üst Kretase yaşlı kayaların jeolojik konumunu, stratigrafisini ve fasiyes özelliklerini ortaya koymaktır.

Üst Kretase yaşlı kayalara ilişkin litofasiyesler, arazi çalışmaları ile kayatürlerinden derlenen örneklerin ince kesitlerinin incelenmesi birarada yürütülerek ayırtlanmış ve 1/10.000 ölçekli haritaya işlenmiştir. Fasiyes çalışmalarında karbonat kayalar Dunham (1962)'a, karbonat fasiyesleri ise Wilson (1975)'a göre adlandırılmıştır.

JEOLÖJİK KONUM

Işıklar - Altındağ alanında yüzeyleyen Üst Kretase yaşlı kireçtaşları Brinkmann (1966) tarafından tanımlanan «İzmir-Ankara jeosenklinealinin» güneybatısında yer almaktadır. Bornova kuzeyi ve Manisa dolaylarında Üst Kretase yaşlı kireçtaşları üzerine Maestrihtiyen'de başlayan ve oluşumu Paleosen'de de devam eden bir filiş gelmektedir (Verdier, 1963; Oğuz, 1966; Konuk, 1977). Bornova güneyi ve yakın çevresi ile çalışma alanımız içinde ise, söz konusu kireçtaşlarının Üst Kretase yaşlı filiş üzerine uyumlulukla geldiği belirtilmektedir (Akartuna, 1962; Marengwa, 1968; Yağmurlu, 1980). Ayrıca, Üst Kretase yaşlı kireçtaşları üzerinde Paleosen yaşlı iki filiş topluluğu ayırd edilmiştir (Yağmurlu, 1980).

Işıklar ve Altındağ Köyleri arasında Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarının alt dokanağı gözlenmemiştir. Üst dokanağı ise Alt Paleosen yaşlı kayalar ile faylıdır (şekil 2). Bu dokanakta çizgisel bir gidış, fay aynası, fay kertikleri ve çizikleri, ezilme ve breşleşme saptanmıştır (Levha II, şekil 8).

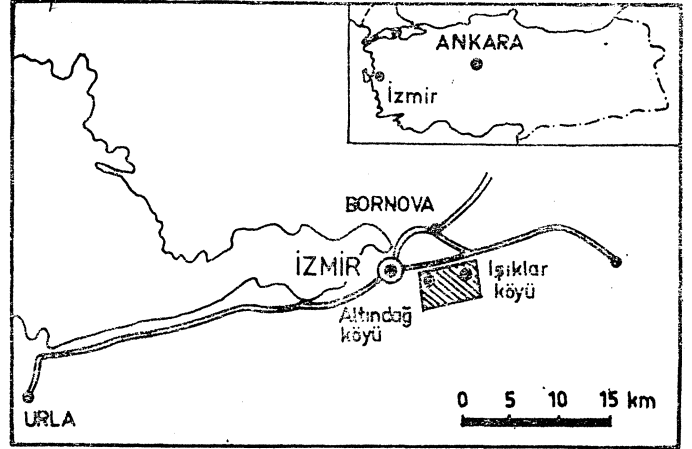
Alt Paleosen yaşlı kayalar, yeşilimsi - gri renkli, düzensiz ince katmanlı, kumtaşı - şeyil ardalanmalı ve çeşitli büyüklükte kireçtaşı tekttaşlarından (limestone olistoliths) yapılıdır. Yersel sarımsı - kırmızımsı, kalkerli şeyil katmanlarından alınan örneklerde aşağıdaki Nannoplanktonlar saptanmıştır ve Daniyen yaşlı verilmiştir :

- Cruciacolitus tenuis (Stradner)
- Braarudosphacra bigelowi (Gran ve Braarud)
- Markalius inversus (Def landre)
- Chiasmolithus danicus (Brotzen)
- Heliolithus sp.

Işıklar Köyünün güneyindeki 146 No.lu tepenin (şekil 3) güneydoğusunda ve Su deposu dolaylarında yaklaşık kuzeydoğu - güneybatı istikametinde uzanım gösteren kalker-

li şeyil arakatıklarının Daniyen yaşını veren Nannoplanktonlar yanında Globorotalia sp. içerdiği de saptanmıştır.

Nannoplanktonlardan *M. inversus*, *C. danicus* ve *C. tenuis* Daniyen (Alt Paleosen) katının karakteristik zon fosilleridir (Toker, 1980). Bu nedenle çalışma alanı içinde yüzeyleyen kırıntılı kayaların Daniyen yaşlı olduğu kesinlik kazanır.



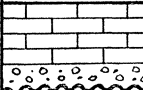

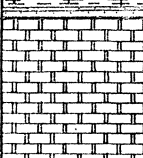
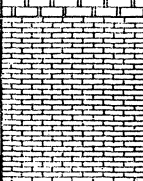

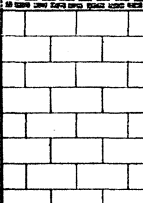
Şekil 1: Bulduru haritası
Figure 1: Location map

Genellikle çakıltaşları ve kireçtaşlarından oluşan Neojen yaşlı kayalar inceleme konumuz dışında tutulmuştur. Ancak bu çökellerin, Üst Kretase ve Alt Paleosen yaşlı kayalar üzerine uyumsuz olarak geldikleri gözlenmektedir.

STRATİGRAFİ VE FASİYES

Çalışma alanının büyük bir kısmını kaplayan Üst Kretase yaşlı kayalar tümüyle kireçtaşlarından oluşur ve Işıklar - Altındağ Köyleri arasında geniş yüzlemler verir. Katmanlar kuzey ve kuzeybatı kesimlerde yaklaşık güneydoğuya eğimli olmalarına karşın, güneydoğuya gidildikçe eğimler önce dikleşmekte, daha sonra da kuzeybatıya devrilmektedir (şekil 4). Gri, masif ve belirsiz katmanlanmalı izlenimini veren bu kireçtaşları, dört ayrı litofasiyes içerir (Şekil 3). Fasiyes çalışmalarında özgün çökeltme dokularının diyajenezden etkilenmediği görülmüştür. Dolomitleşme, su yüzüne çıkma ile ilgili olaylar (subaerial exposure), kalış (caliché) kabukları ve tatlı su ile ornatılma gibi diyajenetik değişimler gözlenmemiştir. Bu çalışmanın asıl amacı Üst Kretase yaşlı kayaların fasiyes, dokanak ve yaş ilişkilerini saptamak olduğundan, ayırtlanan litofasiyesler, aşağıda, alttan üste doğru ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Foraminiferli - rudistli istif taşı litofasiyesi

Kayatürü özellikleri. Foraminiferli - rudistli istiftaşı litofasiyesi koyu gri - siyah renkli olup, bitüm kokuludur ve ayırtlanan litofasiyeslerin en alt düzeylerini oluşturur. Alt dokanağı belirlenmemiş, üst dokanağında pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesi ile uyumluluk gözlenmiştir. Masif veya kalın katmanlı olan bu litofasiyes bol oranda küçük bentonik foraminifer, rudist ve mercan içermektedir.

SİSTEM SYSTEM	ASSİSTEM ASSYSTEM	SERİ SERIES	KAT STAGE	KALINLIK m. THICKNESS m.	KAYA TÜRÜ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR / EXPLANATIONS				
						KAYA TANIMLAMASI ROCK DESCRIPTION	Fosil toplulukları / Fauna			
							NANNOFOSİLLER NANNOFOSSILS	FORAMİNİFERLER FORAMINIFERS	RUDİSTLER RUDISTS	
TERSİYER - TERTIARY	NEOJEN NEOGENE			50 +		Çakıtaşı, kireçtaşı <i>Conglomerate, limestone</i>				
					UYUMSUZLUK / UNCONFORMITY					
PALEOJEN PALEOGENE			DANIYAN DANIAN	250 +		Kumtaşı, şeyil, kireçtaşı tektası; yesilimsi-gri, ince katmanlı, yersel kalkerli şeyil katmanları <i>Sandstone, shale limestone olistolith; greenish-gray, thin bedded, locally calcareous shale layers</i>	<i>Cruciplacolithus tenuis</i> <i>Braarugosphaera bigelovi</i> <i>Merkatius inversus</i> <i>Chiasmolithus danicus</i> <i>Heliolithus sp.</i>	<i>Globorotalia sp.</i>		
					YAPISAL DOKANAK / STRUCTURAL CONTACT					
KRETASE - CRETACEOUS			ÜST KRETASE / UPPER CRETACEOUS	MAESTRİHTİYEN MAASTRICHTIAN	1-3		Foraminiferli-algal istiftaşı; açık gri, belirsiz katmanlı, büyük bentonik foraminifer ve alglerce zengin, rudist <i>Foraminiferal-algal packstone; light gray, poorly bedded, rich in large benthonic forams and also red algae, rudist</i>		<i>Orbitoides (Simplorbites) gensacicus</i> <i>Siderolites calcitrapoides</i> <i>Orbitoides apiculatus</i> <i>Orbitoides medius</i> <i>Lepidorbitoides sp.</i>	<i>Bournonia cf. excavata</i> <i>Radiolites</i>
					5-50		Biyoklastik istiftaşı; koyu gri, orta- kalın katmanlı, büyük bentonik foraminifer, rudist, ekinid ve tanı- namıyan kavkı parçaları <i>Bioclastic packstone; dark gray, medium-thick bedded, large benth- onic forams, rudists, echinoid and unknown shell fragments</i>		<i>Orbitoides medius</i> <i>Lepidorbitoides sp.</i> <i>Heterohelix sp.</i> <i>Rotalia sp.</i> <i>Globotruncana arca</i> <i>Globotruncana</i> <i>tricarinata</i> <i>Globotruncana cf. stuartiformis</i>	
					2-20		Pelajik foraminiferli vaketaşı; açık gri, ince katmanlı, düzensiz çört yumrulu, <i>Globotruncana sp</i> ce zengin <i>Pelagic foraminiferal wackestone; light gray, thin bedded, irregular chert nodules, rich in Globotruncana sp.</i>		<i>Globotruncana lapparenti</i> <i>Globotruncana carinata</i> <i>Globotruncana coronata</i> <i>Globotruncana concavata</i> <i>Globotruncana tricarinata</i> <i>Globotruncana cf. formata</i> <i>Globotruncana cf. calcarata</i>	
					500 +		Foraminiferli-rudistli istiftaşı; koyu gri-siyah, masif, küçük bentonik foraminiferler, rudist, mercan, sünger spikülleri, pelletler. Kavkı parçaları ve rudist yığılımları <i>Foraminiferal-rudistid packstone; dark gray-black, massive, small benthonic forams, rudist, corall, sponge spicules, pellets. Shell fragments and rudistid buildups</i>		<i>Accordiella cf. conica</i> <i>Pseudolituonella sp.</i> <i>Scandonea samnitica.</i> <i>Cuneolina sp.</i>	<i>Vaccinites gosaviensis</i> <i>Hippuritella</i> <i>nabresinensis</i> <i>Hippurites (Hippuritella)</i> <i>cf. resectus</i> <i>Distefenella sp.</i> <i>Sauvagesia sp.</i> <i>Durania sp.</i> <i>Radiolites sp.</i>

Şekil 2: Işıklar - Altındağ dolayında genelleştirilmiş stratigrafi kesiti
Figure 2: Generalized stratigraphic section of Işıklar - Altındağ area

Bunlara ek olarak yer yer ekinid, ostrakod ve tanınamayan kavkı parçaları ile sünger spikülleri görülmekte, ayrıca pelletlerin çokluğu da dikkati çekmektedir (Şekil 5). Egemen kireçtaşı türü istiftaşı olmakla beraber (levha I, şekil 1), bazı hallerde tenaşağı görünümü kazanırlar (levha I, şekil 2). Ancak rudist veya rudist mercan yığılımlarının olduğu yerlerde bağlamtaşı özelliği de sunarlar, özellikle rudistler haritada sınırları ayırtılabilecek açıklıkta bağlamtaşları oluştururlar (şekil 3; levha I, şekil 3).

Yaş. Bu litofasiyesten derlenen örneklerde,

Scandonea samnitica De Castro

Cuneolina sp.

Milliolidae

Valvulinidae

Algler

saptanmış ve Turoniyen - Santoniyen yaşı verilmiştir.

Üst düzeylerden alınan örneklerde varlığı saptanan (levha I, şekil 4)

Accordiella cf. conica Farmacci

Pseudolituonella sp.

mikrofosilleri, bu düzeylerin Santoniyen yaşında olduğunu belirtir.

Foraminiferli - rudistli istiftaşı-litofasiyesi, özellikle bol miktarda rudist içermektedir. Saptadığımız rudistler şunlardır :

Vaccinites gosaviensis Douvillé

Hippuritella nabresinensis Futterer

Hippurites (Hippuritella) cf. resectus DeFrance

Distefenella aff. parva Plenicar

Sauvagesia sp.

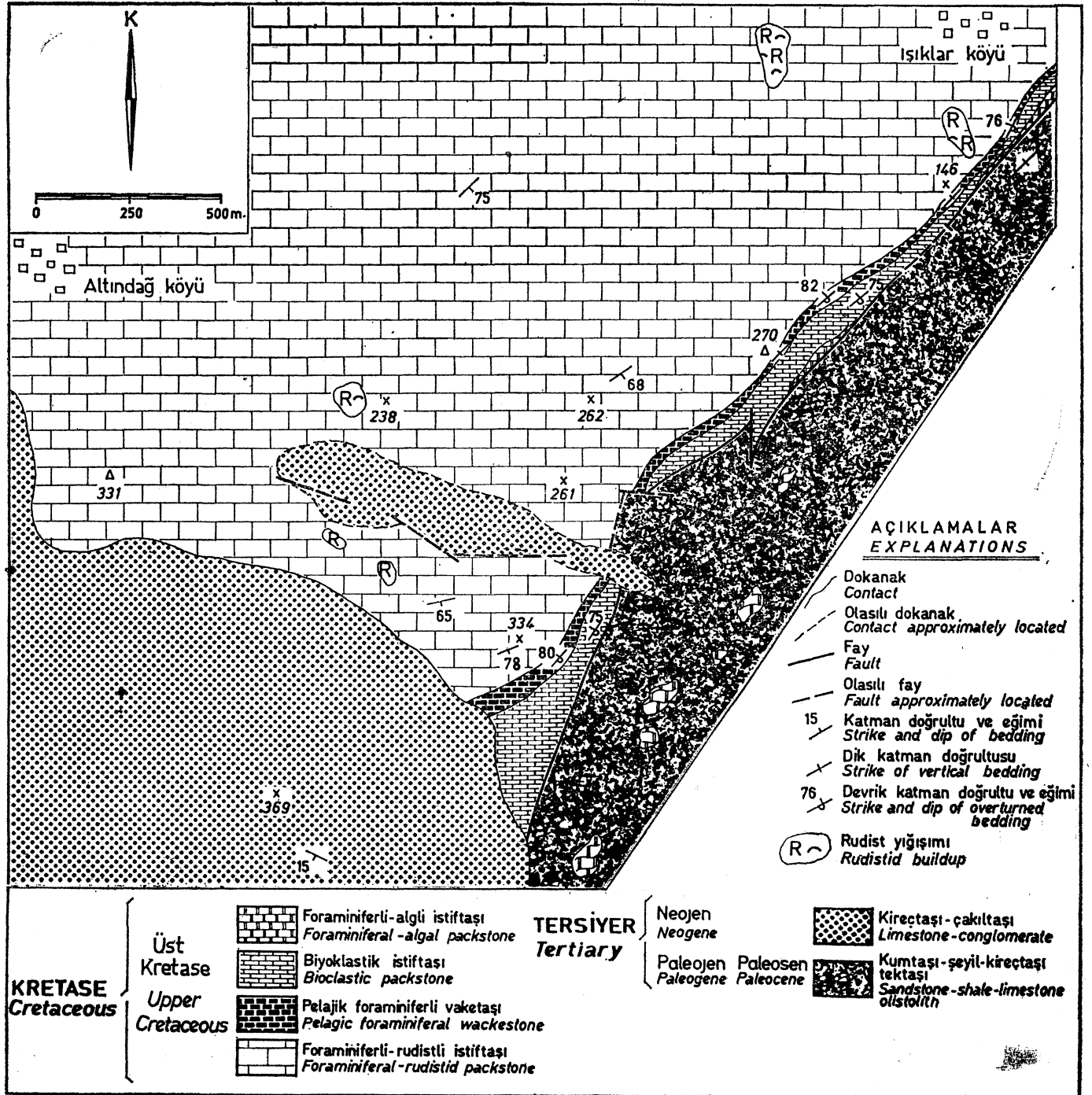
Burania sp.

Radiolites sp.

Preradiolites sp.

Biradiolites sp.

Çeşitli araştırmacılar yaptıkları çalışmalarda, *V. gosaviensis*'e Santoniyen (Polsak, 1958), Turoniyen (Plenicar, 1960), Santoniyen - Alt Kampaniyen (Polsak ve Mamuzic, 1969); *H. nabresinensis*'e Koniasiyen - Santoniyen (Pleni-



Şekil 3: Işıklar-Altındağ alanı jeoloji haritası
Figure 3: Geological map of Işıklar-Altındağ area

car, 1960); H. resectus'a Turoniyen (Plenicar, 1960), Üst Turoniyen - Koniasiyen (Pejovic, 1970); D. parva'ya Üst Turoniyen (Plenicar, 1960) yaşlarını vermişlerdir.

Sonuç olarak bu litofasiyese Turoniyen sonu - Santoniyen yaşı verilebilir.

Çökeltme ortamı. Foraminiferli - rudistli istif taşı litofasiyesinin koyu gri renkli oluşu, bol oranda küçük bento-

nik foraminiferler içermesi, normal tuzlulukta ve iyi bir su dolaşımının olduğu ortamda yaşayabilen ekinid, lamelli-branş, brakiyopod, sefalopod, kınızı algler ve pelajik canlılar gibi çeşitli organizmalardan yoksun oluşu, bu litofasiyesin açık denizle bağlantısı olmayan ve sınırlı yaşam koşulları sunan, indirgen bir şelf lagünü ortamında çökeldiğini belirtir. Foraminiferli - rudistli istif taşı litofasiyesinde

Wilson (1975)'un önerdiği şelf lagünü ortamına özgü bu ölçütler saptanmıştır. Bu tür ortamlarda su dolaşımı ortaçtır ve tuzluluk, genellikle normal tuzluluk ile biraz daha yüksek tuzluluk arasında değişebilir. Wilson (1975) şelf lagünü ortamında, yama resiflerinin de bulunabileceğini belirtmiştir. Diğer lamellibranslara oranla rudistlerin, sıcaklık ve tuzluluk değişimlerine dayanıklı olmaları ve kolaylıkla yığılma oluşturmaları nedeniyle (Özer, 1981), bu litofasiyede Wilson (1975)'un ölçütleri arasında yer alan nitelikte rudist yığılımlarına rastlanmaktadır. Ayrıca rudist ve mercanların birarada bulunmaları (levha I, şekil 5), bu şelf lagünü ortamında yersel ekolojik koşul değişimlerine bağlı normal tuzluluklara ve su dolaşımına ulaşıldığını gösterir. Bol oranda kireç çamurunun varlığı, bu litofasiyesin dalga tabanının altında ve çalkantılı olmayan sakin bir ortamda çökeldiğini kanıtlar. Ancak istiftaşı ve tanetaşı litolojilerinin birarada bulunması, zaman zaman dalga tabanına yaklaşıldığını ve kireç çamurunun yıkanarak yerine spar kalsit çimentosunun yer aldığı vurgular.

Pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesi

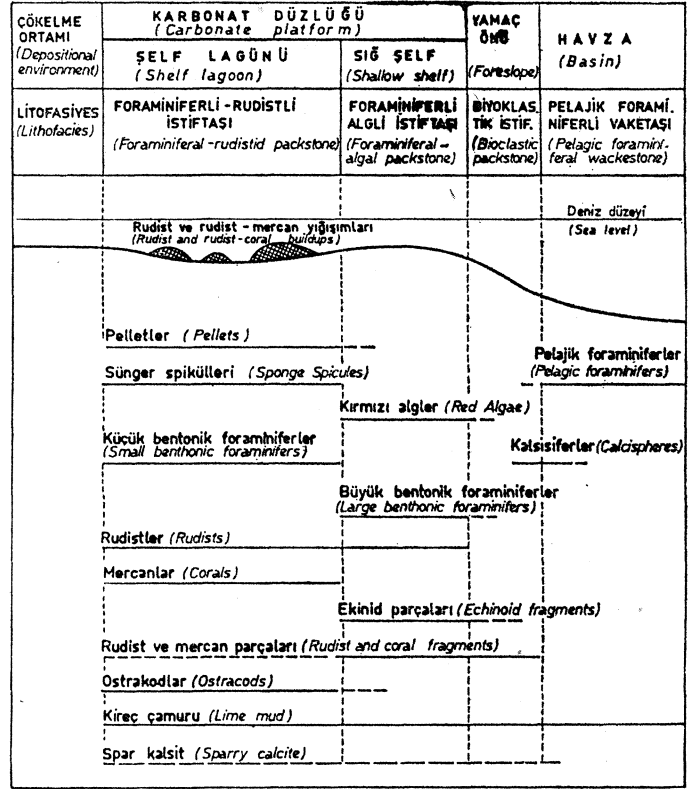
Kayatürü özellikleri. Açık gri renkli, ince katmanlı, yer yer düzensiz çört yumru ve kırılmalıdır. Alt dokanağı foraminiferli - rudistli istiftaşı litofasiyesi ile uyumlu, üst dokanağı da biyoklastik istiftaşı litofasiyesi ile geçişli ve uyumludur. Ancak, katmanlarda bir diklik ve hatta üst dokanağına yakın yerlerde bir devriklik söz konusudur (şekil 4). Bu litofasiyede esas dokusal bileşeni, bol miktarda bulunan Globotruncana'lar oluşturur. Hamur, bütünüyle kireç çamurundan oluşmuştur. Egemen kireçtaşı türü, vaketaşıdır (levha I, şekil 6). Ancak bu litofasiyesin orta düzeylerinden alınan örnekler, istiftaşı görünümündedir (levha I, şekil 7). Biyoklastik istiftaşı litofasiyesi ile geçiş düzeylerinde, kalsisifer gözlenmektedir.

Yaş. Pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesi aşağıdaki mikrofosilleri içerir 2

- Globotruncana tricarinata (Querau)
- Globotruncana carinata Dalbiez
- Globotruncana coronata Bolli
- Globotruncana concavata Brotzen
- Globotruncana cf. fornicata Plummer
- Globotruncana cf. calcarata Cushman
- Globotruncana sp. (lapparenti gurubu)

Belirlenen mikrofavnaya göre bu litofasiyesin Santoniyen sonu Kampaniyen başı yaşında olduğu kabul edilmiştir.

Çökeltme ortamı. Pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesinin, Wilson (1975)'un ölçütleri arasında yer alan ince katmanlar, düzensiz çört yumruları, kalsisiferler ve pelajik



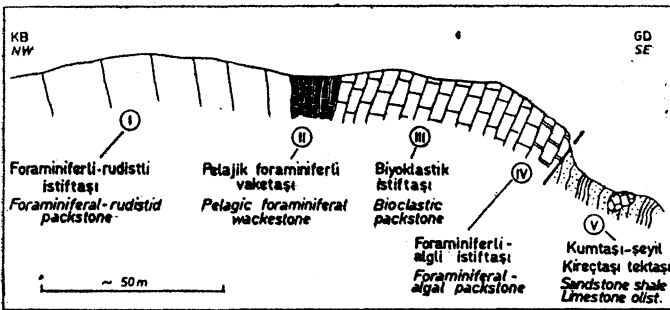
Şekil 5 : Işıklar - Altındağ arasında yüzeyleyen Üst Kretase kireçtaşlarının çökeltme ortamlarını ve başlıca bileşenlerini gösteren şematik enine kesit

Figure 5 : Schematic cross section showing depositional environments and main constituents of Upper Cretaceous limestones cropping out between Işıklar-Altındağ area.

foraminiferler içermesi (şekil 5), bu litofasiyesin, havza faşiyesi koşullarında çökeldiğini kanıtlar. Yersel olarak bol miktarda korunmuş Globotruncana'ların varlığı, pelajik canlıların kitle halinde ölümü ve birikmeleri olarak nitelendirilebilir (Wilson, 1975)

Biyoklastik istiftaşı litofasiyesi

Kayatürü özellikleri. Koyu gri renkli, orta - kalın katmanlı (levha I, şekil 8) ve bitüm kokuludur. Alt dokanağı pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesi ile, üst dokanağı ise foraminiferli - algli istiftaşı litofasiyesi ile yer yer geçişli ve uyumludur. Ancak bu litofasiyesin alt ve üst dokanağı ile katmanlarının kuzeybatıya devrik konumlu olduğu saptanmıştır (şekil 4; levha II, şekil 1-2). Bileşenlerinin tümünü, büyük bentonik foraminiferler, rudist, ekinid ve tanımayan kavkı parçalan oluşturur (şekil 5). Bu bileşenler egemen olarak kireç çamuru (lime mud), bazen de spar kalsite çimentolanmıştır. Pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesine yakın düzeylerde, çok ince taneli görünümündedir ve Globotruncana ile kalsisifer içermektedir (levha II, şekil 3). Daha üst düzeylere doğru pelajik mikrofavna tamamen yok olmakta ve yerini büyük boyutlu kavkı kırıntılarında bırakmaktadır (levha n, şekil 4), Bu kavkı kırıntılarının



Şekil 4 : Işıklar - Altındağ dolayısı şematik enine kesiti
Figure 4 : Schematic cross section of Işıklar Altındağ area

göze çarpan özelliklerinden biri de, belirgin bir yönelme göstermeleridir (levha II, şekil 5). En üstte ise, foraminiferli - algli istiftaşı litofasiyesi ile geçiş zonlarına doğru az parçalanmış veya tüme yakın büyük bentonik foraminifere rastlanır (levha II, şekil 6).

Yaş. Bu litofasiyesin, pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesine yakın düzeylerinden alınan örneklerde aşağıdaki mikrofosiller saptanmıştır :

- Globotruncana area (Cushman)
- Globotruncana tricarinata (Querau)
- Globotruncana cf. stuartiformis Dalbicz
- Heterohelix sp.
- Bu litofasiyesin orta ve üst düzeylerinde ise,
- Orbitoides (d'Archiac)
- Orbitoides sp.
- Lepidorbitoides sp.
- Rotalla sp.

Bu mikrofavnaya göre, biyoklastik istiftaşı litofasiyesinin yaşı Kampaniyen sonu - Maestrihtiyen başı olarak belirlenmiştir.

Çökeltme ortamı. Biyoklastik istiftaşı litofasiyesinin, bol oranda büyük bentonik foraminifer, ekinid, rudist parçaları içermesi, bir yamaç önü fasiyesinde çökeldiğini kanıtlar (şekil 5). Bu bileşenler, çoğunlukla yamaç yukarıdan gelen biyoklastik döküntülerdir (Wilson, 1975). Yer yer bu litofasiyesi oluşturan kavkı parçalarının belirli bir yavaşlama göstermesi, bu parçaların ağırlıklarıyla yamaç aşağıya taşınarak çökeldiğine işaret olabilir. Bu kavkı parçalarının biyoklastik istiftaşı litofasiyesinin alt düzeylerinde pelajik foraminiferler ve kalsisiferler ile birlikte bulunması ve yer yer çok ince tanelli görünümde olması, yamaç önü fasiyesinin, havza fasiyesi koşullarıyla geçişli olduğunu gösterir.

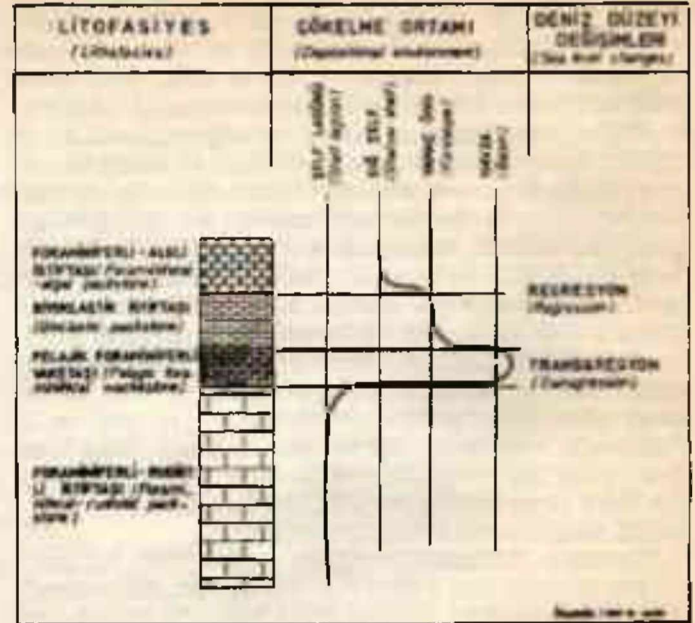
Foraminiferli - algli istiftaşı litofasiyesi

Kayatörü özellikleri. Açık gri renkli ve belirsiz katmanlıdır. Alt dokanağı, tümüyle devrik konumlu olan biyoklastik istiftaşı litofasiyesi ile yer yer geçişli ve uyumludur. Üst dokanağı ise Daniyen yaşlı kırıntılı kayalar ile faylıdır. Bu litofasiyes, bol oranda büyük bentonik foraminifer ve kırmızı alg içeren istiftaşı görünümündedir (levha II, şekil 7). Ayrıca ekinid, rudist ve tanınamayan kavkı parçaları da içermektedir. Büyük bentonik foraminiferlerin çokluğu, bu litofasiyesin ayırtılmasında en önemli verileri oluşturur. Diğer yandan, bu litofasiyesin yer yer spar çimentolu tane taşı görünümü almasına karşın, hamuru oluşturan egemen bileşenin kireç çamuru olduğu saptanmıştır. Turoniyen sonu - Santoniyen yaşlı foraminiferli - rudistli istiftaşı litofasiyesine oranla az miktarlarda olmak koşuluyla, rudistlerin tekrar ortaya çıktığı gözlenmektedir.

Yaş. Bu litofasiyeste aşağıdaki mikrofosiller saptanmış ve Maestrihtiyen sonu yaşlı olabileceği düşünülmüştür.

- Orbitoides (Simplorbites) gonsacicus (Leymerie)
- Orbitoides apiculatus Schlumberger
- Orbitoides medius (d'Archiac)
- Siderolites calcitropoide Lamarck
- Lepidorbitoides sp.
- Sutocopercullna sp.
- Rotalla sp.

Büyük bentonik foraminiferlerin yanında, foraminiferli - algli istiftaşı litofasiyesinin bol oranda kırmızı alg'de içerdiği saptanmıştır. Bu litofasiyeste rudistlerden,



Şekil 6 : Işıklar - Altındağ arasında yüzeyleyen Üst Kretase kireçtaşlarındaki çökeltme ortamlarının deniz düzeyi değişimleri ile olan ilişkilerini gösteren düzey dizilenme

Figure 6 : Vertical sequence showing relationships of depositional environments with sea level changes of Upper Cretaceous limestones cropping out between Işıklar - Altındağ area.

Bournonia cf. excavata (d'ORB.) Douvillé
cf. Distefenella sp.

Radiolittidae saptanmıştır. Üst Kretase kireçtaşlarında ikinci kez bu litofasiyeste gözlenen rudist faunasının, bir öncekiye benzerlik göstermediği, fauna içeriği olarak da Maestrihtiyen yaşını doğruladığı belirlenmiştir.

Çökeltme ortamı. Foraminiferli - algli istiftaşı litofasiyesinde, bol oranda büyük bentonik foraminiferler, kırmızı algler, ekinid ve rudist parçalarının varlığı bu litofasiyesin, besin maddesinin fazla ve su dolaşımının çeşitli türde canlıların yaşayabilmeleri için elverişli olduğu şifli koşullarında oluştuğunu gösterir (şekil 5). Bazen spar kalat çimentosunun görülmesi, ortamın daha da sığlaşarak dalga tabanına yaklaştığını belirtir.

ÇÖKELME ORTAMI EVRİMİ

Üst Kretase kireçtaşlarında ayırtılan litofasiyeslerin ayrıntılı incelenmesinden ortaya konan çökeltme ortamlarını denetleyen deniz düzeyi değişimlerine göre Turoniyen sonlarında olasılıkla çekilmiş bir denizin varlığından sözedilebilir. Santoniyen ortaları veya sonlarına kadar olan süreç içerisinde, açık denizle bağlantısı olmayan, indirgen bir şifli ortamında foraminiferli - rudistli istiftaşı litofasiyesi çöker. Santoniyen sonlarında şifli çökellerini oluşturan koşulların değişerek denizin derinleştiği ve Kampaniyen basında doruğuna erişen transgresyonla pelajik foraminiferlerce zenun, çörtlü vaketaşlarının olduğu havza fasiyesi koşulları egemendir. Kampaniyen sonunda ortam tekrar sığlaşır

ve Maestrihtiyen başına kadar, yamaç öndü fasiesinde biyoklastik İstiftaşı litofasiesi çökeltir. Maestrihtiyen sonuna doğru ise çökeltme koşulları giderek sıklaşır ve foraminiferli - algli İstiftaşı litofasiesinin çökeldiği sığ şelf koşulları gelişir.

Üst Kretase yaşlı litofasieslerin çökeltme ortamlarını denetleyen deniz düzeyi değişimleri, Santoniyen sonu ve Kampaniyen başında doruğuna erişen bir transgresyon ve bunu izleyerek Maestrihtiyen sonuna kadar süren bir regresyona işaret eder (şekil 6).

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Işıklar - Altındağ alanında, paleontoloji destekli yeni saha gözlemlerimize göre elde edilen bulgular, eski araştırmaların elde ettikleri sonuçlardan ayrıcalık gösterir :

1 — Diğer araştırmacılar, Işıklar - Altındağ alanındaki sözkonusu kireçtaşlarını Üst Kretase'nin değişik katlarına koyarlar : Örneğin, Marengwa (1968) Alt Kampaniyen'e, Yağmurlu (1980) olasılıkla Kretase sonuna. Bu çalışma ile elde edilen paleontolojik bulgular, Işıklar ve Altındağ Köyleri arasında yüzeyleyen kireçtaşlarının Turoniyen sonu - Maestrihtiyen yaş aralığında oluştuklarını ve kesiksiz bir dizlenme sunduklarını belirler.

2 — Fıllış olarak nitelenen ve Üst Kretase yaşı verilen (Akartuna, 1962; Marengwa, 1968; Yağmurlu, 1980) kırıntılı kayaların Daniyen (Alt Paleosen) yaşlı olduğu ortaya konmuştur. Diğer yandan, Yağmurlu (1980) Işıklar köyü güneydoğusunda, Beytitepe kalkerli şeyil birimi olarak ayırtlandığı ve çalışma alanımız içindeki Alt Paleosen yaşlı kırıntılı kayalara ait olduğunu belirttiği düzeylerde, Kretase sonuna ilişkin mikrofosillerden sözeder. Bu nedenle, ortaya konan Daniyen yaşı, çalışma alanımız çevresindeki fıllışta yapılacak ayrıntılı çalışmalara ışık tutacak niteliktedir.

3 — Işıklar ve Altındağ Köyleri arasında, Üst Kretase yaşlı kireçtaşları ile Alt Paleosen yaşlı kırıntılı kayaların dokanağı da, ayrı bir tartışma konusu olarak göze çarpmaktadır. Yörede incelemeler yapan Marengwa (1968) ve Yağmurlu (1980) Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarının normal konumlu olduğunu ve Üst Kretase yaşını verdikleri fıllışın üzerine dereceli bir geçişle geldiğini öne sürerler. Arazi bulgularımız ve paleontolojik çalışmalarımız Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarının güneydoğu kesimlerde dik ve kuzeybatıya devrik konumlu ve dokanağın ise Alt Paleosen yaşlı kayalarla faylı olduğunu kanıtlar.

4 — Bu çalışma ile, Üst Kretase yaşlı kireçtaşlarının fasies değişimlerinin sınırları, kesin verilerle ortaya konmuş, Bornova ve yakın çevresinde litofasieslerin ayırtlanarak haritalanması ilk kez yapılmıştır. Diğer yandan ayırtlanan bu litofasieslerin bileşenleri saptanmış ve farklı çökeltme ortamlarında oluştukları belirlenmiş, Santoniyen sonlarında başlayan ve Kampaniyen başında doruğuna erişen bir transgresyonun ve bunu izleyerek Maestrihtiyen sonuna kadar süren bir regresyonun varlığı ortaya konmuştur.

KATKI BELİRTME

Bu yayının hazırlanması sırasında eleştirilerinden ve yardımlarından yararlandığımız Prof. Dr. Erol Akyol'a, paleontolojik belgilemelerle katkıda bulunan Doç. Dr. Engin

Meriç, Doç. Dr. Vedat Tokar, Dr. İzver Tansel, Figen Yüksel ve Emin Erkan'a, çizimleri özenle yapan ressam Mualla Gürle'ye teşekkür ederiz.

Yayının ilk geliş tarihi : Aralık 1981
Yayına verildiği tarih : Ekim 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M., 1962, İzmir - Torbalı - Seferhisar - Urla bölgesinin jeolojik etüdü : İstanbul Univ. Fen Fak. Monografisi, 18, 22 - 29
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von Westanatolien : N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 593 - 618
- Dunham, R. J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, W. E. Ham, ed., Classification of carbonate rocks da : Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 1, 108 - 121.
- Hamilton, W. J. ve Strickland, H. E., 1840, On the geology of the Western part of Asia Minor : Trans. Geol. Soc., tb, 1 - 39
- Konuk, T., 1977, Bornova fıllışının yaşı hakkında : Ege Univ. Fen Fak. Dergisi, Seri B, 1/1, 65 - 74
- Marengwa, B. S., 1968, Geologie des Gebietes zwischen Işıklar und Buca östlich İzmir (Türkei) : Diplomarbeit für die Diplom - Geologen - Hauptprüfung, Vorgelegt der Mathematisch - Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität, 10 - 16,
- Oğuz, M., 1966, Manisa dağının kuzey ve kuzeybatısının jeolojisi : Ege Univ. Fen Fak. İlmî rap. serisi, 33, 6 - 7.
- Özer, S., 1981 Rudist yığılımlarının petrol açısından önemi : Yeryuvarı ve İnsan, 6/1 - 2, 34 - 35
- Pejovic, D., 1970, Premiere découverte des rudistes dans les sediments Turoniens de la Sebie de l'est : Vesnik Geologija, 28, 341 - 346
- Plencar, M., 1960, The stratigraphic development of Cretaceous beds in Southern Primorska (Slovene littoral) and Notranjska : Geologija Razprave in Porocila, 6, 57 - 64
- Polsak, A., 1958, Les rudistes et quelques autres fossiles des environs des Vrpolje et de Perkovic en Dalmatie : Geoloski Vjesnik, 12, 53 - 76
- Polsak, A. ve Mamuzic, P., 1969, Les nouveaux gisements de rudistes dans le Cretace supérieur des Dinarides externes : Geoloski Vjesnik, 22, 229 - 245.
- Toker, V., 1980, Haymana yöresi (GB Ankara) Nannoplankton biostratigrafisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23/2, 169 - 176
- Verdier, J., 1963, Kemalpaşa Dağı etüdü : M.T.A. Dergisi, 61, 37 - 39
- Wilson, J. L., 1975, Carbonate facies in Geologic History : Springer - Verlag Berlin, Heidelberg, Newyork, 348 - 360
- Yağmurlu, F., 1980, Bornova (İzmir) güney fıllış topluluklarının jeolojisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23/2, 141 - 152

LEVHA I

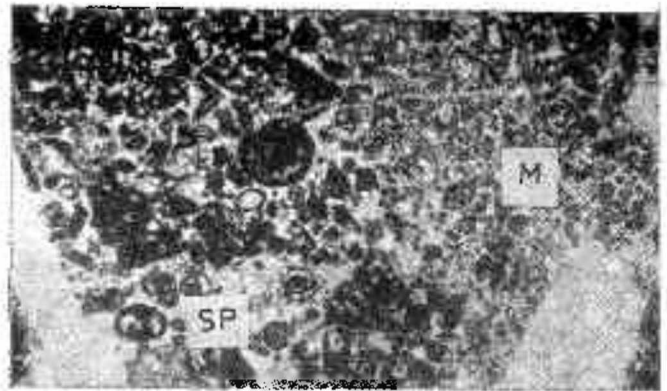
- Şekil 1 : Foraminiferli-rudistli istif taşı litofasiyesinin genel dokusu (M=milliolid, LM=Kireç çamuru), X10.
- Şekil 2 : Foraminiferli - rudistli istif taşı litofasiyesinde yer yer gözlenen tanetaşı dokusu (M=milliolid, SP=Spari kal-sit), X10.
- Şekil 3 : Foraminiferli - rudistli istif taşı litofasiyesinde gözlenen rudist yağışımı (H=Hippuritella sp.)
- Şekil 4 : Foraminiferli - rudistli istif taşı litofasiyesinde saptanan *Accordiella cf. conica* Farmacci, X10.
- Şekil 5 : Foraminiferli-rudistli istif taşı litofasiyesinde birarada bulunan mercan ve rudist (Me=Mercan, R=Rudist).
- Şekil 6 : Pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesinin genel dokusu (Gl=Globotruncana sp.), X37.
- Şekil 7 : Pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesinde yer yer gözlenen istif taşı dokusu, X10.
- Şekil 8 : Biyoklastik istif taşı litofasiyesinin yüzeyleme görünüşü (270 no'lu tepe)

PLATE I

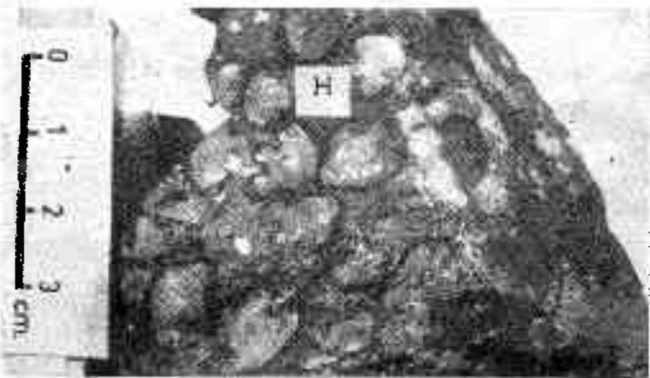
- Figure 1 : General texture of the foraminiferal-rudistid packstone lithofacies (M=milliolid, LM=Lime mud), X10.
- Figure 2 : Locally observed grainstone texture in the foraminiferal rudistid packstone lithofacies (M=milliolid, SP=Spari calcite), X10.
- Figure 3 : Rudistid buildup (H=Hippuritella sp.) observed in the foraminiferal-rudistid packstone lithofacies.
- Figure 4 : *Accordiella cf. conica* Farmacci determined in the foraminiferal - rudistid packstone lithofacies, X10.
- Figure 5 : Corall and rudist association in the foraminiferal - rudistid packstone lithofacies (Me=Corall, R=Rudist).
- Figure 6 : General texture of the pelagic foraminiferal wackestone lithofacies (Gl=Globotruncana sp.) X37.
- Figure 7 : Locally observed packstone texture in the pelagic foraminiferal wackestone lithofacies, X10.
- Figure 8 : Field view of the bioclastic packstone lithofacies (270 Numbered hill).



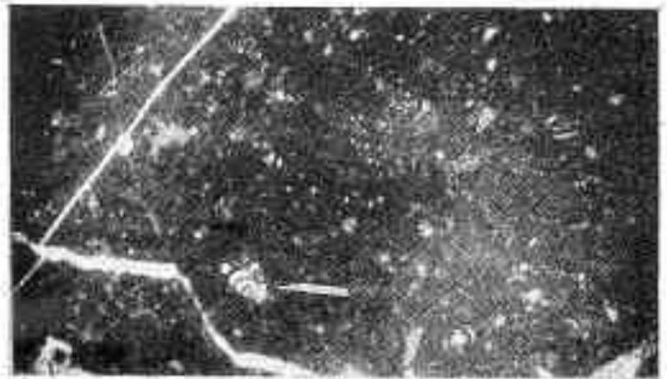
1



2



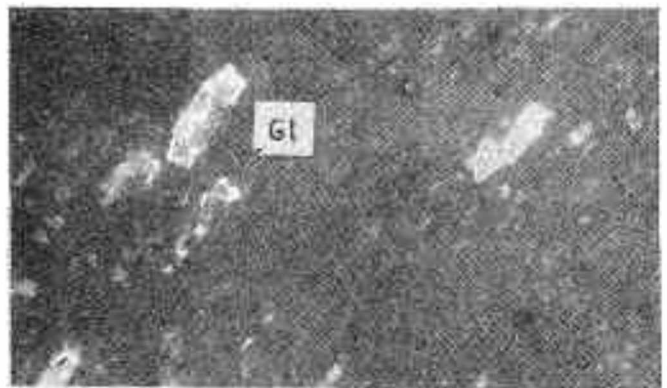
3



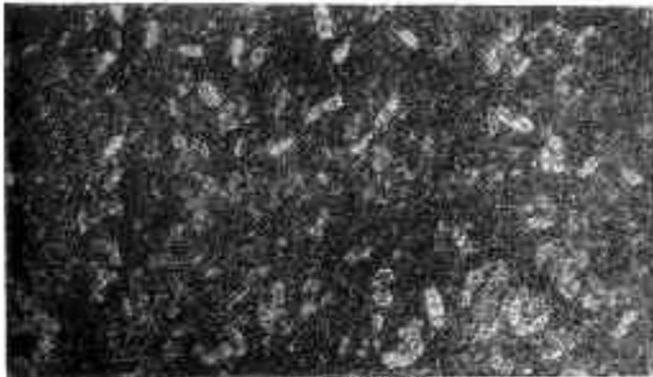
4



5



6



LEVHA II

Şekil 1 : Pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesi (Pv) ile biyoklastik istiftaşı litofasiyesinin (Bi) devrik konumlu dokanağı (Işıklar köyü güneyi)

Şekil 2 : Şekil 1'deki dokanağın yakından görünüşü.

Şekil 3 : Biyoklastik istiftaşı litofasiyesinin, pelajik foraminiferli vaketaşı litofasiyesine yakın düzeylerdeki ince taneli görünümü, X37.

Şekil 4 : Biyoklastik istiftaşı litofasiyesinin genel dokusu, X10.

Şekil 5 : Biyoklastik istiftaşı litofasiyesindeki kavkı kırıntılarında gözlenen yönelme, X 37.

Şekil 6 : Biyoklastik istiftaşı litofasiyesinin, foraminiferli algli istiftaşı litofasiyesine geçiş düzeyleri (O=Orbitoides parçaları, K=Kavkı parçaları), X10.

Şekil 7 : Foraminiferli - algli istiftaşı litofasiyesinin genel dokusu (S=Siderolites calcitropoides Lamarok, A=Alg),X10

Şekil 8 : Üst Kretase kayaları ile Alt Paleosen kırıntılı kayaları arasındaki fay breşi (Işıklar köyü güneyi).

PLATE II

Figure 1 : The overturned contact of the pelagic foraminiferal wackestone (Pv) and bioclastic packstone (Bi) lithofacies (South of Işıklar village)

Figure 2 : Closer view of the contact in figure 1.

Figure 3 : Fine grained appearance of the bioclastic packstone lithofacies, in the levels which is close to pelagic foraminiferal wackestone lithofacies, X37.

Figure 4 : General texture of the bioclastic packstone lithofacies, X10.

Figure 5 : Orientation observed in shell fragments of the bioclastic packstone lithofacies, X 37.

Figure 6 : Transition levels of the bioclastic packstone lithofacies to foraminiferal - algal packstone lithofacies (O= Orbitoides fragments, K=Shell fragments), X10.

Figure 7 : General texture of the foraminiferal - algal packstone lithofacies (S=Siderolites calcitropoides Lamarek, A=Algae), X10.

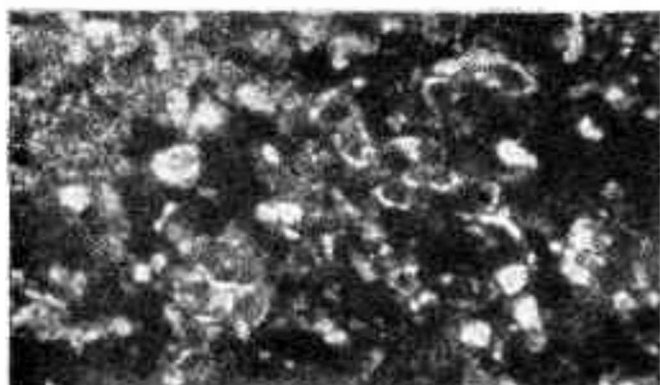
Figure 8 : The fault breccia between Upper Cretaceous rocks and Lower Paleocene detrital rocks (South of Işıklar village).



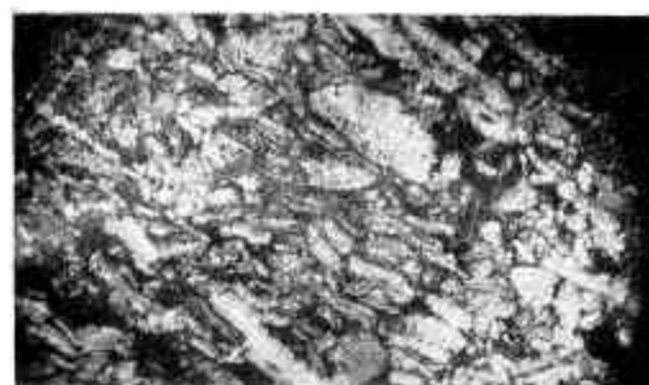
1



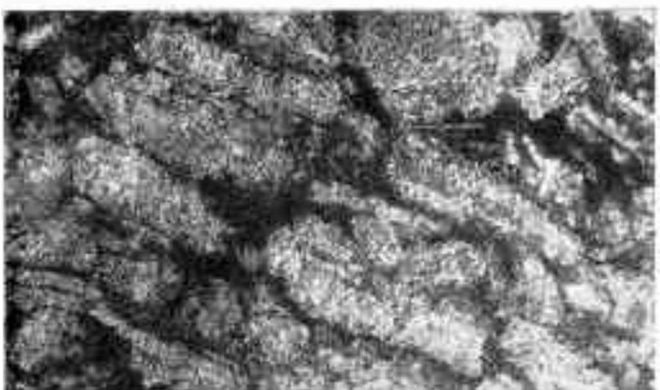
2



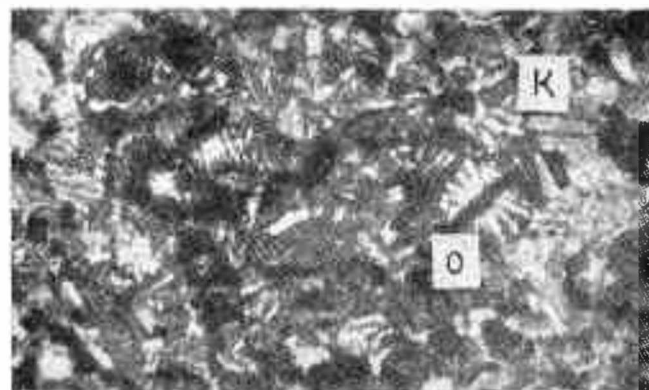
3



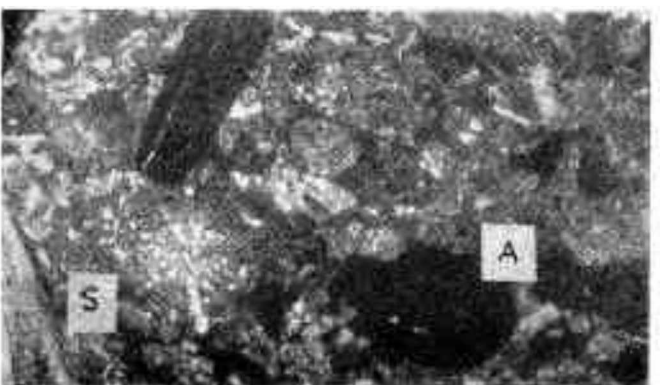
4



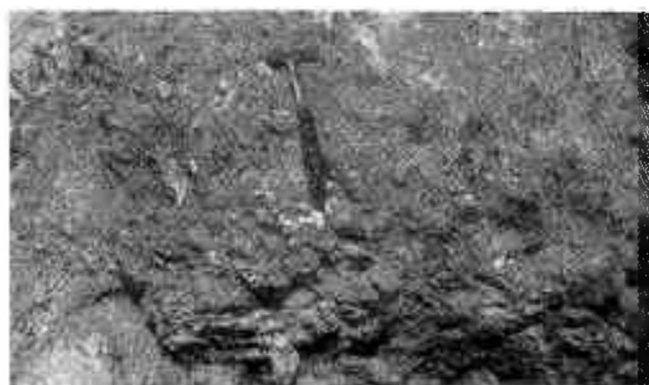
5



6



7



8

Ergani - Maden Yöresindeki Güneydoğu Anadolu Ofiyolit Kuşağının jeolojisi ve volkanik kayaları

Geology and volcanic rocks of the Southeast Anatolian Ophiolite Belt of the Ergani - Maden Region

BURHAN ERDOĞAN Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Bornova -İzmir

ÖZ: Kıbrıs, Güneydoğu Anadolu, Zagros ve Oman Dağları'na kadar uzanan bir kuşak boyunca Arap Kratasının kuzey ucunun Üst Kretase sırasında çökmesi sonucu oluşmuş hendek içine kuzeyden yabancı ofiyolit blokları taşınmıştır. Bu alottan blokların üzeri Üst Kretaseden Miyosene kadar sığdeniz çökelleriyle örtülmüştür. Bu hendeğin kuzeyinde ikinci bir kuşak boyunca volkanik devinim Üst Eosen'e ve olasılı olarak oligosen'e kadar devam etmiştir. Bu çalışmada Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağı diye adlandırılan bu ikinci kuşağın Ergani-Maden yöresindeki jeolojisi incelenmiş ve volkanik kayalarının kimyasal özellikleri yardımıyla tektonik oluşum ortamının ortaya konmasına çalışılmıştır.

Ergani - Maden yöresinde Güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağında altta, birbirleriyle düşey geçişli peridotit, bantlı gabro ve bazalt birimlerinden oluşmuş Guleman grubu yer alır. Guleman grubu yeşilist fasiyes koşullarında başkalaşıma uğramıştır. Guleman grubu bazalt biriminin kimyasal özellikleri okyanus ortası sırtlar boyunca oluşmuş düşük potasyumlu toleyitik bazaltlara benzemektedir.

Guleman grubunun üzerine, tabanında devamsız çakıltaşı düzeyiyle, uyumsuz olarak oturan Maden grubu, bazaltik volkanitler, volkanik kırıntılılar, çamurtaşları ve pelajik kireçtaşlarından oluşmuştur. Maastrichtiyen ile Üst Eosen arasında oluşmuş olan Maden grubu içinde birbirleriyle geçişli alt volkanik - sediment birimi ve üst volkanik birimi ayrılmıştır. Bu grup prehnit - pumelliyyit fasiyes koşulları altında başkalaşıma uğramıştır. Maden grubu volkanik kayalarının kimyasal bileşimi ada yayı toleyitlerine benzerlik göstermektedir.

ABSTRACT: Along a belt stretching from Cyprus, Southeast Anatolia, Zagros and to the Oman Mountain, a linear trough was formed during Upper Cretaceous as the northern edge of the Arabian Craton subsided and allochthonous ophiolite blocks were carried in from the north. From Upper Cretaceous to Miocene, shallow marine sedimentary rocks deposited over the allochthonous units. However, volcanic activity continued up to the Eocene or Oligocene time along a second belt located to the north of the trough. In this study the geology of this second belt, which is called Southeast Anatolian Ophiolite belt, is examined around the Ergani - Maden region and by using chemical characteristics of the volcanic rocks, its tectonic evolution is evaluated.

In the Ergani - Maden region along the Southeast Anatolian ophiolite belt, crops out as the oldest rocks, Guleman group which consists of gradational peridotite, banded gabbro and basalt units. The Guleman group has been metamorphosed under greenschist facies conditions. Chemical composition of the volcanic rocks of the Guleman group resembles to those of low potassium tholeiites of the midoceanic ridges.

Maden group, overlying the Guleman group unconformably with a discontinuous conglomerate at its base, is composed of basaltic volcanics, volcanoclastics, mudstones and pelagic limestones. In the Maden group, which is Maastrichtien - Upper Eocene in age, the lower volcanic - sediment unit and the upper volcanic unit have been separated. This group has been metamorphosed under prehnite - pumelliyyite facies conditions. The chemical composition of the volcanic rocks of the Maden group resembles to those of island - arc tholeiites.

GİRİŞ

Güneydoğu Anadolu'da Ergani-Maden yöresi ve çevresinde birbirlerinden oluşum, başkalaşım, deformasyon ve bulundukları kaya türleri yönünden farklı üç tektonik kuşak ayırdediler. Bunlar en kuzeyde Bitlis ve Malatya -Pötürge metamorfik masifleri, bu kuşağın güneyinde ve özellikle inceleme alanında yaygın bir şekilde yüzeyleyen ultrama-fik, volkanik ve tortul kayalardan oluşmuş ofiyolit kuşağı ve en güneyde Arap kıtasının kuzey uzantısı üzerinde, uzun jeolojik zaman aralığında platform özelliği göstermiş kenar kıvrımları kuşağıdır. Bölgesel analizler yapan değişik araştırmacılar söz konusu kuşaklara değişik adlar vermişler veya sınıflamalarında İç ve Doğu Anadolu'yu kapsar şekilde geniş bölümlere gitmişlerdir (Arni,1939; Temple ve Perry, 1962; Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Ketin, 1966; Altınlı, 1966; İlhan,1971).

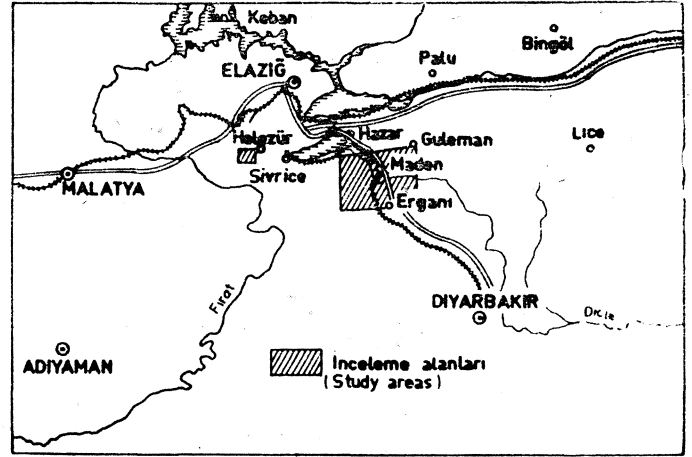
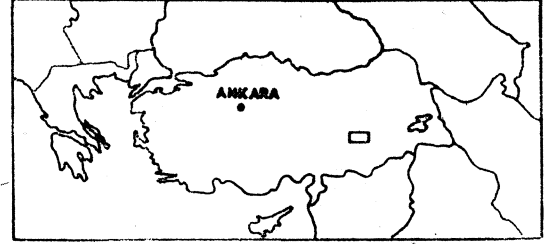
Bu araştırmada ayrıntılı jeolojisi verilecek olan Ergani Maden yöresindeki ofiyolit kuşağı, Miyosen sonrası oluşmuş GD-Anadolu bindirme fayı (İlhan, 1971) boyunca güneydeki kenar kıvrımları kuşağı üzerinde itilmiştir. Kenar kıvrımları kuşağında Pateozoyik'den Mesozoyik sonlarına kadar kıta sahanlığı ortamında sığ deniz karbonatları ve kumtaşları çökelmiştir (Temple ve Perry, 1962; Rigo de Righi ve Cortesini, 1964). Kampaniyen sırasında sahanlığın kuzey ucu çökerek derinleşmiş ve oluşan Kastel çukurluğuna (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964), ofiyolit kütleleri kuzeyden yerçekimi faylarıyla taşınmıştır. Maastrichtiyen'den Miyosen'e kadar sığ deniz karbonatları ve kırıntılı tortulları çökeline devam etmiştir. Miyosen sırasında ise kuzeydeki ofiyolit kuşağındaki tektonik devinimle ilişkili olarak filiz türü Lice Formasyonu, oluşmuştur.

GD - Anadolu kenar kıvrımları kuşağının doğuya uzantısı boyunca, İran'ın Neyriz bölgesinde (Hallam, 1976) ve Oman Dağlarında (Glennie ve diğerleri, 1973; Glennie, 1975; Haynes ve Mc Quillan, 1974), Paleozoyik'den beri sığ karbonat ve kumtaşlarının çökeldiği Arap kıta sahanlığının kuzey ucunun Kampaniyen sırasında çökerek çizgisel bir hendek oluşturduğu değişik araştırmacılar tarafından belirtilmiştir. Anadolu'daki Kastel çukurluğuna karşı gelen bu hendekte İran'da Neyriz ofiyolitleri ve Oman'da Şemal ofiyolitleri yerçekimi kaymalarıyla yerleşmiştir (Glennie ve diğerleri, 1973; Hallam, 1976). GD - Anadolu'daki Kastel formasyonunun karşılığı Neyriz bölgesinde Dalnashin birimi, Oman'da ise Muti formasyonudur (Hallam, 1976).

Batıda ise, Troodos Masifi (Kıbrıs) üst Kretase'de yerleşmiş ve Maastrichtiyen yaşlı örtü birimleriyle üstlenen büyük bir ofiyolit kütlelerini oluşturur (Moore ve Vine, 1971). Antakya yöresindeki Kızıldağ ofiyolit masifi, büyük olasılıkla, Troodos Masifi gibi Kampaniyen sırasında Arap kıta sahanlığı tortul kayaları içerisinde kuzeyden taşınarak yerleşmiş bir kütlelerdir.

Bu çalışmanın ağırlığı oluşturan GD - Anadolu ofiyolit kuşağında volkanik devinim, Maden yöresindeki verilere göre Üst Eosen'e kadar (Erdoğan, 1977), daha doğuda Sason - Baykan yöresindeki verilere göre ise Oligosene kadar (Özkaya 1971) devam etmiştir.

Yukarıdaki açıklamaların ışığı altında, kaya türü olarak değil tektonik birlik olarak yeniden tanımlamak gerekirse, GD - Anadolu ofiyolit kuşağı, Miyosen sonu kenar kıvrımları kuşağı üzerine taşınmış, deniz altı volkanizması-



Şekil 1 : Çalışma alanının bulduru haritası.
Figure 1 : Location map of the study area.

nın Üst Eosen'den Oligosen'e kadar devam ettiği ve ilkel olarak bugünkü kenar kıvrımları ve Kastel çukurluğunun kuzeyinde yer alan bir kuşakta gelişmiş tektonik birliktir. Bu kuşak içinde yer alan Ergani - Maden yöresinde, altta Guleman grubu, üstte ise Maden grubu yüzeyler.

GD - Anadolu ofiyolit kuşağının stratigrafisi ve volkanik kayalarının özellikleri iyi bilinmediği için, GD - Anadolu ve Zagros - Oman bölgelerinin tektonik evrimini açıklamaya yönelik çalışmalar (Hallam, 1976; Hail, 1976; Glennie, 1975) eksik veriler üzerine kurulmuştur.

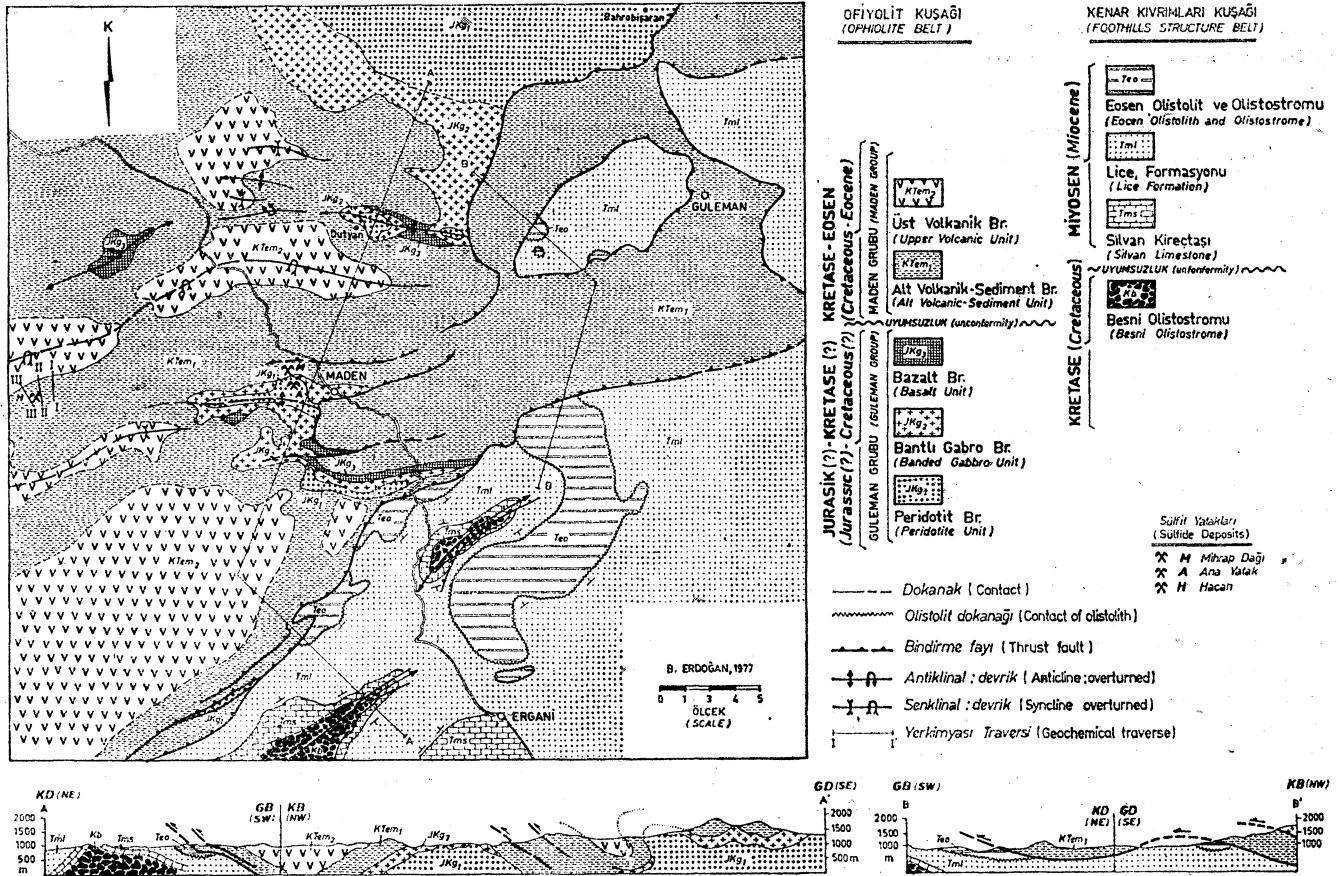
Yakın zamanlarda Hakkari yöresinde Özkaya'nın (1978) ve Malatya yöresinde Yazgan'ın (1981) yaptığı çalışmalar bu eksikleri giderici yönden araştırmalardır.

Bu çalışmada, yukarıdaki iki araştırmacının incelediği bölgeler ortasında kalan Ergani - Maden yöresindeki GD - Anadolu ofiyolit kuşağının stratigrafisi verilecek (Şekil 1), volkanik kayalarının petrografisi ve başkalaşım koşulları tartışılacak ve bunların oluşum ortamlarına açıklık getirebilecek petrokimyasal özellikleri incelenecektir.

Yöntemler

Ergani - Maden yöresindeki kenar kıvrımları kuşağının küçük bir bölümünü de içine alan ofiyolit kuşağında, 1/25 000 ölçekli yaklaşık 3.5 paftanın jeolojisi yapılmış (Şekil 1, 2) ve kuşağın stratigrafik ve yapısal özellikleri ortaya konmuştur.

Ofiyolit kuşağı içerisindeki volkanik kayalardan 300 ince kesitin petrografik incelemesi gerçekleştirilmiş ve plajoklas ile piroksen minerallerinin optik özellikleri, üni-



Şekil 2 : İnceleme alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası.
Figure 2 : Simplified geological map of the study area.

versal tablada ölçülmüştür. Ayrışmanın en az gözlemlendiği ve alttan üste doğru istifi simgeleyen volkanik kaya örneklerinin asal ve iz element analizleri yapılmıştır. Mg ve Na dışındaki elementler x - ray floresansla, Na ve Mg ise hidroklorik - perklorik asitte çözündürülen (Erdoğan, 1977) örnekler üzerinde atomik absorpsiyonla tayin edilmiştir.

STRATİGRAFİK JEOLJİ

GD - Anadolu ofiyolit kuşağının Ergani - Maden yöresinde iki kaya grubu ayrılanmıştır. Yaşlı olan grup Guleman ilçesinin kuzeybatısında (Şekil 2) en yaygın görünümlerini veren ve alttan üste doğru peridotit, bantlı gabro ve bazalt birimlerinden oluşmuş Guleman grubudur (Şekil 3). Üstteki Maden grubu tabanında, yanal yönde devamsız bir çakıltı düzeyi gözlenir. İki grup arasındaki uyumsuz dokanak, aynı zamanda metamorfizmadaki süreksizliğe karşıt gelir.

Guleman Grubu

Ergani - Maden yöresinde ana antiklinal eksenleri boyunca yüzeyleyen (Şekil 2) Guleman grubu, inceleme alanının kuzeydoğu köşesinden başlayarak 5 -10 km. genişlikte yüzleklersunur. Guleman grubu, alttan üste doğru birbirleriyle geçişli dokanak ilişkisi gösteren üç birimden oluşmuştur.

Peridotit Birimi : Bu birim, inceleme alanının doğusunda yer alan Bahrobişaran köyü çevresinde (Şekil 2), 3 km nin üzerinde bir kalınlığa erişir. Alt düzeylerinde som görünümü serpantinleşmiş dünit, harzburgit ve lherzolitlerden oluşmuştur. Birimin üst dokanağının 500 m. altında, kalın bir düzey halinde dünitler yer alır ve Guleman bölgesinin en büyük krom oluşukları olan Sori dağı yataklarını içerir. Dünit düzeyinin üzerinde harzburgitler yaygındır ve içerisinde 20-25 m. kalınlıkta yanal yönde 200-300 m. devamlılık gösteren piroksenit yığışmaları (kümülatları) bulunur. Piroksenit yığışmalarına üstteki bantlı gabro biriminin dokanağına doğru daha sık rastlanır ve kalınlıkları da incelererek 2-3 m. lik bantlara dönüşür. Bu üst düzeylerde beyaz renkleriyle topoğrafyada kolayca ayırtedilen ve 1-2 m. kalınlıkta gabro bantları, harzburgit ve piroksenitlerle ardalanmalı olarak bulunur. Üstteki birime geçiş, son 50 m. içinde gabroların yavaş yavaş artması ile gerçekleşir. Troodos Masifinde (Kıbrıs) Moores ve Vine (1971), Vourinos kompleksinde (Yunanistan) Moores (1970) ve iç stratigrafik dizilimin tektonik karışıklıklarla bozulmadığı ofiyolit komplekslerinde değişik araştırmacılar (Challis, 1965; Davis ve Smith, 1971; Raznitsin, 1975; Rodgers, 1975), peridotitlerle gabrolar arasında dereceli geçiş zonlarının varlığını belirtmişlerdir.

Birimin alt dokanağı, görüldüğü yerlerde, kenar kıvrımlar kuşağının Lice Formasyonu (Miyosen) üzerine bindirmiş tektonik dokanaktır (Şekil 2).

Peridotit biriminin son 300 m. sinden alınan örneklerden yapılan ince kesitler genellikle az oranda ayrılmış ve orta ve klinopiroksenler ile tümüyle serpantinleşmiş olivin kristallerinin yarlığını ortaya koymuştur. Ayrışmanın az olduğu örneklerde olivin kristalleri elek şeklinde serpantinleşmiş zonlar içerisinde artık kristaller halinde korunmuştur. Ayıklanmış olan klinopiroksenlerin x - ray difraksiyon yöntemiyle diopsit oldukları saptanmış ve üniversal tablada 2V açıları 57 ile 60 derece ve sönme açıları (Z A Cl) 36 ile 45 derece arasında değiştiği bulunmuştur. Ortopiroksenler tek nikol altında renksizdir, 2V açılan 80 derecedir ve iki eksenli negatiftir. Bu özellikler ortopiroksenlerin enstatit olduklarını gösterir. Ender olarak piroksen ve olivin kristal yığılımları arasında yığışım arası faz olarak labradorit (An₆₅) bulunmaktadır.

Bantlı Gabro Birimi : Bu birim Bahrobişaran köyü çevresinde (Şekil 2) yaklaşık 900 m. kalınlığa erişir. Alt düzeylerinde 10-50 cm. kalınlıklarda piroksenit ve harzburgit yığılımları içeren birim belirgin bantlı yapı sunar. Orta kısımlarına doğru piroksenit bantları yavaş yavaş kaybolur ve orta - ince, kristalli gabrolara geçilir. Üst düzeylerde ise, orta - ince kristalli homojen görümlü holokristalen gabrolar yaygındır ve bunların içerisinde 1 - 7 m. kalınlıkta, iri (2-7 cm) piroksen ve plajyoklas kristallerinden oluşmuş pegmatitik gabro daykları bulunur. Bu dayklar, gabrolar içerisindeki bantlaşmayı verev olarak keser. Daykların gabrolarla dokanağına yakın kristal boyutlarında bir değişim bulunmaz ve ani soğumayı gösterebilecek ince taneli bir dış çeper zonuna rastlanmaz. Bu özellikleriyle, pegmatitik gabro dayklarının yerleşimi sırasında, bantlı iç yapı sunan gabroların tümüyle soğumamış oldukları anlaşılır ve birbirleriyle mineralojik benzerliği nedeniyle gabro ve daykların aynı magmadan ayrılmaları sonucu iki ayrı faz halinde oluştuğu düşünülür.

Bantlı gabro birimi, alttaki peridotit birimiyle geçişlidir; üstte ise, bazalt birimine, diyabaz dayklarının yaygın olduğu yaklaşık 50-60.m. kalınlıkta bir zon boyunca geçer.

Bantlı gabrolar eş taneli, orta irilikte kristalli (1 -10 mm.) ve ilksel olarak yaklaşık % 40 - 50 oranında klinopiroksen ve % 50-60 oranında plajyoklas kristallerinden oluşmuştur. Birimin alt düzeylerinde, serpantinleşmiş olivin kristallerine rastlanır. Fakat üst düzeylerde olivin pek enderdir. Birkaç ince kesitte ortopiroksen kristallerine rastlanmıştır.

Klinopiroksenlerin, x - ray difraksiyon yöntemiyle, diopsit oldukları saptanmıştır. Klinopiroksen kristalleri, kenarları ve dilimin yüzeyleri boyunca aktinolit, hornblend ve bunlara eşlik eden sfen mineralleriyle ornatılmıştır. Bu değişim sırasında ilksel olarak labrodorit (An₆₀) olan plajyoklas kristalleri tümüyle klinozoisit, zoisit ve beyaz mikaya dönüşmüştür. Ayrıca incil mineralerin tümü, gabroları düzensiz olarak kesen damar dolguları halinde bulunur.

Bazalt Birimi : Guleman grubunun en üst birimini oluşturan bazalt birimi, bazaltik lav akıntıları, yastık lavlar ve diyabaz dayklarından oluşmuştur (Şekil 3).

GRUP (GROUP)	BİRİM (UNIT)	STRATİGRAFİK DİKME (STRATIGRAPHIC COLUMN)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)
MAASTRIHTIYEN - ORTA EÖSEN (MAASTRICHTIAN - MIDDLE EOCENE)	Üst Volkanik (Upper Volcanic)	400 (?)	Mafik volkanikler, aglomerasat tüfler (Mafic volcanics, agglomerates tuffs)
	Alt Volkanik Sediment (Lower Volcanic Sedimentary)	1000 - 3000 (?)	Yanal ve düşey girik mafik volkanikler çamurtaşları pelajik kireçtaşları; Masif kireçtaşı blokları (Interdigitating mafic volcanics mudstones pelagic limestones; masif limestone blocks)
JURASİK (?) - KRETASE (?) (JURASSIC (?) - CRETACEOUS (?))	Bantlı Gabro Bazalt (Banded Gabbro Basalt)	JKg ₂ 1000 (?)	Yastık lavlar, diyabaz daykları (Pillow basalts diabase dikes)
	Bantlı Gabro (Banded Gabbro)	JKg ₁ 100-500 (?)	Bantlı gabro, pegmatik dayklar, (Banded gabbro, pegmatite dikes)
	Peridotit (Peridotite)	JKg ₀ 3000 (?)	Dunit, harzburgit ve lertzolitler; piroksenit yığılımları (Dunits, harzburgites lherzolites; piroksenite cumulates)

Şekil 3 : - GD-Anadolu ofiyolit kuşağının Ergani -Maden yöresindeki genelleştirilmiş stratigrafik kesiti
Figure 3 : Generalised stratigraphic section of the SE-Anatolian ophiolite belt in the Ergani-Maden region.

Diyabaz daykları, birimin alt düzeylerinde ve özellikle gabrolarla dokanak zonunda yer alır. Bazaltik lavları kesen diyabaz daykları yer yer mostraların % 30 una varan kesimini oluşturursa da ofiyolitik komplekslerinde tanımlanan (Challis,

1965; Coleman, 1971; Moores ve Vine, 1971; Jakson ve diğerleri, 1975) yüzde yüzde yakın ve belirli doğrultudan uzanan levhalı dayk (sheeted dike) oluşuklarına rastlanmaz. Diyabaz daykları 0,5 ile 2 m. kalınlıklar arasında değişir ve belirgin olarak 5-10 cm. kalınlıklarda soğuma kenarları sunar. Kristal boyutları, daykların kenarlarından merkeze doğru yavaş yavaş artar.

Diyabaz dayklarının arasında bazalt lavları ve yastık lavlar vardır. Ergani - Maden yöresinde birimin en alt 100-200 m. kalınlıktaki kesimi nostra verip ve üst düzeyler aşınmıştır. Sivrice ilçesinin yaklaşık 10 km. batısında Helezür köyü çevresinde (Şekil 1), bazalt birimi 1 km. kalınlığa erişir ve tümüyle yastık lavlardan oluşmuştur. Birimin üst düzeylerine doğru, ender olarak birkaç metre kalınlıkta ve yanal yönde devamsız mafik tüf arakatgıları yer alır.

Bazalt birimini oluşturan, lavların gözenek boyutlarının değişimsiz en çok 1mm. oluşu, hyaloklastik ara-

katgıların bulunmayışı, yastık lav yapılarının yaygın olarak bulunması ve afanitik - ofitik dokunun baskın olması, birimin, akıcılığı yüksek magmadan pasif ve patlamasız akmayla, hidrostatik basıncın yüksek olduğu nispeten derin deniz ortamında oluştuğunu gösterir.

Bazalt biriminin üst düzeylerinde ender olarak bulunan tüf arakatgılarında fosil bulunmamıştır. Perinçek (1830), yastık yapıları arasında bulunduğu kırmızı mikritik kireçtaşı ceplerinde, Kampaniyen - Maastrichtiyen yaşını veren mikrofosillere rastlamıştır. Güneyde kenar kıvrımları kuşağındaki allokton ofiyolit kütleleri içerisindeki pelajik tortullarda yapılan yaş tayinlerine dayanarak Rigo de Righi ve Cortesini (1964), ofiyolit kütlelerin yaşını Jurasik - Kretâse olarak belirtmiştir. İnceleme alanında Guleman grubunu uyumsuzlukla örten Maden grubunun tabanında, Maastrichtiyen yaşını belirten fosiller bulunmuştur (Erdoğan, 1977) ve bu nedenle Guleman grubunun Maastrichtiyenden yaşlı olduğu kesindir.

Guleman grubu eski okyanus kabuğu parçası ise, bulunan en genç yaşlar grubun üst yaş sınırlarını belirtir ve değişik yerlerde saptanan yağlarda ilk açılma zamanına doğru yayılan geniş bir yaş konağı beklenir.

Bazalt biriminin alt dokanağı Putyan köyü kuzeyindeki D-B uzanımlı antiklinalin çekirdeğinde görülür (Şekil 2) ve mikrogabro ve diyabaz dayklarından oluşmuş geçişli bir zon şeklindedir. Birimin üzerine, aşınma yüzeyi boyunca, tabanda yanal yönde devamsız bir çakıltaşıyla başlayan Maden grubu oturur. Çakıltaşı elemanları tümüyle Guleman grubu kayalarından (sıklık sırasına göre bazalt, gabro ve peridotit parçalarından) oluşmuştur.

Diyabaz daykları ince kesitlerde, ince taneli, holokristafen, intergranular ve subofitik dokudadır. Taze birkaç örnekte saptandığı gibi, ilksel olarak diyabazlar % 60 - 80 oranında plajioklas ve %20-40 oranında klinopiroksenden oluşmuştur. Şiddetli yeniden kristalleşme sonucu klinopiroksenler tümüyle aktinolit, sfen ve klorite dönüşmüştür; plajioklaslar ise albit, beyaz mika ve klinozoisite dönüşmüştür. Taze klinopiroksenler tek nikol altında renksiz veya çok açık yeşildir; 2V açısı ortalama 57 derece ve sönme açıları (CİAZ) yaklaşık 52 derecedir. Bu özellikleri, klinopiroksenlerin diyopsit olduklarını belirtir. Dönüşüm minerallerinden aktinolit lifli kristaller sunar, açık yeşil ve çok az pleokroizma gösterir ve bazı örneklerde diyabazların yaklaşık % 40'unu oluşturur. Epidot ile klinozoisit damar dolgusu, gözenek dolgusu ve plajioklas kristallerini ornatır durumda bulunur.

Kuars, damar ve gözenek dolguları şeklinde, tüm kayayı ornatır mozayik şekilli mikrolitler ve küçük tek kristaller halinde bulunur. Dokusal özellikleri, kuvarsın her üç tur şeklinin de ikincil olduğunu ve ilksel dokunun veya minerallerin üzerinde büyüdüğünü gösterir. Silisyumca ikincil zenginleşme, kimyasal analizlerde de belirgin olarak ortaya çıkar.

Bazalt akıntıları ve yastık lavları, diyabazlarla tamamen benzer mineralojik özelliktedir. Lavlar yalnızca dokusal yönden farklıdır ve içi aktinolit, kuvars, albit, klorit, kalsit ve klinozoisitle dolu 1 mm çapında gözenekler bulunduran, afanitik dokulu bazaltlardan oluşmuştur. Afanitik dokuları Guleman grubu Bazaltik lavlarını, Maden

grubu bazaltlarından, ayıran en belirgin özelliğidir. Maden grubu volkanitleri tümüyle porfiritik dokulu bazalt ve bazaltik andezitlerden oluşmuştur.

Maden Grubu

İnceleme alanında Guleman grubu üzerinde yer alan Maden grubu, yanal ve düşey yönde girik bazaltik ve andezitik volkanitler, volkanik kırıntılı kayalar, tüfler, çamurtaşları ve kireçtaşlarından oluşmuştur. Bu grup içinde birbiriyle düşey geçişli alt volkanik sediment birimi ve üst volkanik birimi ayrırtlanmıştır. Petrografik olarak her iki birimin volkanik kayaları arasında bir farklılık yoktur ve baskın olarak bazaltlar ile çok ender bazaltik andezitlerden meydana gelmiştir.

Alt Volkanik - Sediment Birimi : Bu birim açısız uyumsuzlukla Guleman grubunu üstler ve tabanında yer yer 15 m. kalınlığa erişen, yanal yönde devamsız çakıltaşı düzeyiyle başlar (Şekil 3), Çakıltaşı düzeyi Putyan köyü kuzeyinde D - B yönlü antiklinalin çekirdeğinde ve Bahrobişaran köyünün 7-8 km. GB'sında en yaygın mostralalarını sunar ve ortalama 3-4 cm. boyuta yaran, iyi yuvarlaklaşmış bazalt, gabro ve peridotit çakılları ve killi - milli bir aramaddeden oluşmuştur. Taban çakıltaşının üzerine, en alt düzeylerinde 2-5 cm. boyutunda lamellibrans kavkaları bulunan gri ve kırmızı renkli çamurtaşları gelir. Volkanizmanın yaygın olduğu yerlerde çamurtaşları kırmızının çeşitli tonlarındadır; volkanik arakatgıları olmadığı yerlerde ise gri çamurtaşları yaygın olarak bulunur. Hazar Gölü çevresinde yüzeylenen gri çamurtaşları ve kumtaşları ardalınması Rigo ve Righi ve Cortesini (1964) tarafından ayrı birim olarak ayrırtlanmış ve Hazar birimi adı altında tanımlanmıştır. Oysa Ergani - Maden yöresinden Hazar Gölü'ne doğru incelemeler geliştirildiğinde, bu birimin bu incelemedeki Maden grubunun alt volkanik - sediment birimi diye adlandırılan birimin yanal karşısı olduğu açıkça gözlenir.

Alt volkanit - sediment birimi içinde değişik kaya türleri yanal ve düşey yönde giriklikler gösterir. Çamurtaşlarından bazaltik volkanitlere, bazaltik tüfler ve tüf mercekli çamurtaşlarıyla geçilir. Kırmızı ve gri çamurtaşları yanal ve düşey yönde kalkerli şey geçişleriyle mercekli konumlu ve ince katmanlı pelajik kireçtaşlarına geçer.

Penbe ve gri renkli pelajik kireçtaşları içinde arakatki olarak, 5-20 cm. kalınlıklarda ve yanal yönde 20-30 m izlenebilen taşınmış Nummulites sp. fosilleri içeren çakıltaşı düzeyleri bulunur. Bu düzeylerde çakıllar mikritik bir çimentoda yüzmektedir. Maxwell (1959), Apeninlerde (İtalya), pelajik kireçtaşları içinde, dereceli tabakalanma gösteren ve Nummulites sp. kırıntılı içeren arakatkılarını bulantı akıntılarıyla oluştuğunu belirtir. Meischner (1971), pelajik kireçtaşları içindeki benzer türde çakıllı düzeyleri allopik kireçtaşı olarak adlandırmış ve bunların yoğunluk akıntılarıyla oluştuğunu belirtmiştir.

Alt volkanik-sediment biriminde, ayrıca gri renkli, kalın katmanlı ve yer yer kumlu kireçtaşlar bulunur. Bunlar çamurtaşları içinde yüzen, değişik boyutlu bloklar şeklindedir. Bu kireçtaşları bol olarak Nummulites sp. fosilleri içerir ve kendilerini çevreleyen çamurtaşlarıyla eş yaşlıdır (Erdoğan, 1977). İlksel olarak bu sığ deniz kireçtaşlarının Maden grubunun çökeldiği havzanın sığ yerleriyle volkanik

adalar çevresinde çökelmiş ve denizaltı kaymalarıyla eş yaşlı tortullar içine karışmış oldukları düşünülür. Denizaltı kaymaları sırasında Numunulites taneleri içeren yoğunluk akıntıları, sıg-ortam kırıntılarını derinlere taşımış ve pelajik kireçtaşları arasında arakatki olarak bulunan kırıntılı düzeylerin oluşmasına neden olmuştur.

Alt volkanik - sediment birikiminin yaşının, içindeki merceksel pelajik kireçtaşları ve kalkerli şeylerde bulunan fosillere dayanarak, Üst Maastrihtiyen'den Orta Eosen'e kadar uzandığı saptanır (Erdoğan, 1977).

Birim, altta aşınma yüzeyi boyunca, Guleman grubunun bazen peridotit, bazen de gabro veya bazalt birimi üzerine uyumsuz olarak oturur. Tabanda yer alan çakıltaşının elemanlarının oldukça yuvarlaklaşmış olması, aşınmanın yersel olmadığını gösterir ve ileride metamorfizma bölümünde inceleneceği gibi, her iki grup arasındaki sınır metamorfizmadaki bir süreksizliğin varlığını da belirtir. Birimin üst dokanağı üst volkanik birimiyle geçişlidir.

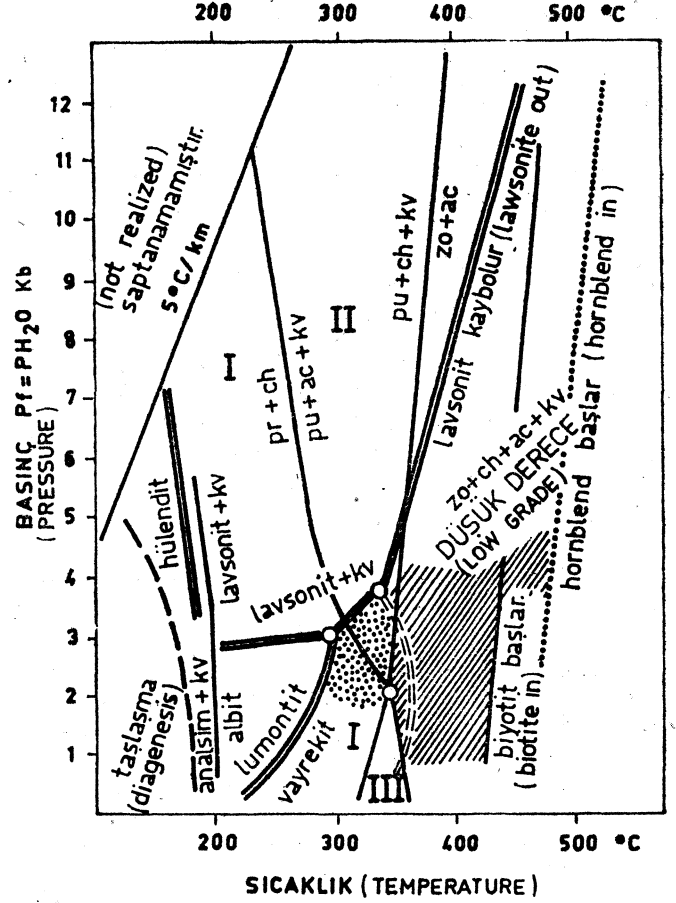
Üst Volkanik Birimi : Bu birim yastık lavlar, bazaltik aglomeralar ve tüflerden oluşmuştur. Aglomera ve tüfler, bazik lavlara oranla daha yaygın olarak bulunur. Bazaltik lavlar kahverengi ve yeşil renklidir, porfiritik dokuda ve gözeneklidir. Gözenekler 5 ile 15 mm çapında olup içleri ikincil minerallerle doludur. Lavların baskın olduğu yerlerde yastık yapıları yaygındır ve yastık lavlar, kırıklı yastık lavlar (broken pillows) ve hyaloklastitlerle mafik tüflere yanal ve düşey geçişler gösterir.

Bu birim alttaki alt volkanik-sediment birimiyle düşey geçişli olup, volkanik kayaların yaygın olduğu yerlerde birbirinden ayırdedilemez. Kırmızı ve gri çamurtaşlarının ve pelajik kireçtaşlarının ortadan kalktığı ve volkanitlerin yoğun olarak bulunduğu sınır iki birimin dokanağı olarak çizilmiştir.

Üst volkanik birimi içindeki tuf arakatıklarında fosil bulunamamıştır ve alttaki birimle geçişli ilişkisi nedeniyle yaşının Üst Eosen olabileceği düşünülmüştür. Özkaya (1974), Sason bölgesinden sipilitik bazaltlardan örnekler üzerinde yaptırdığı izotopik yaş tayinlerinden volkanitlerin 33.2-35.6 my yaşında (Oligosen) olduğunu belirtmiştir.

Petrografik olarak volkanik-sediment birimiyle üst volkanik birimi içindeki volkanik kayalar arasında farklılık yoktur. Volkanikler porfirik dokuda olup fenokristaller 1-5 mm irilikte plajiolklas ve klinopiroksenden oluşmuştur. Ayrışmaya uğramamış bir iki örnekte ilksel plajiolklasların labradorit olduğu saptanmıştır. Diğer tüm örneklerde plajiolklasla albite dönüşmüş ve ikincil minerallerle ornatılmıştır. Plajiolklas kristallerini ornatılan ikincil mineraller sıklık sırasına göre pumpellyit, epidot, kalsit, opak mineraller ve beyaz mikadır.

Klinopiroksenler genellikle taze olup 2V açıları 40 ile 50 derece ve sönme açıları (CIAZ) 25 ile 47 derece arasında değişir. Bu özellikler fenokristallerin diyopsit olduklarını gösterir. Buna karşın, matriks içindeki küçük klinopiroksen mikrolitlerinde 2V açısı 10 ile 20 derece arasında değişmektedir, ve bu nedenle pijonitik piroksen oldukları anlaşılır (Heinrich, 1965). Volkanik kayaların matriksi bazen ikincil minerallerle ornatılmış camı dokuda, bazen ise mikrolitler halinde albit, klinopiroksen, ve demiroksitten oluşmuştur. Ender olarak birkaç ince kesitte, matriks içinde



Şekil 4 : Guleman ve Maden grubunun metamorfizma koşulları

Figure 4 : Conditions of metamorphism of the Guleman and Maden groups.

Şekil 4 : Guleman ve Maden grubunun metamorfizma koşulları

Figure 4 : Conditions of metamorphism of the Guleman and Maden groups.

tek kuvars kristalleri bulunmuştur ve kimyasal analizlerle karşılaştırıldığında bu örneklerin bazaltik andezit oldukları saptanmıştır.

Volkanitlerin gözenek ve damarları albit, kalsit, klorit, pumpellyit, epidot ve kloritle doludur. Gözenek dolgusu olarak bulunan bazı ışmsal ve renksiz mikrolitler olasılı prehnittir. GULEMAN VE MADEN GRUBUNUN BAŞKALAŞIM KOŞULLARI

Guleman ve Maden grubu volkanitleri önemli ölçüde yeniden kristalleşme geçirmiş ve petrografi bölümlerinde tartışıldığı gibi, ilksel mineraller ikincil mineraller tarafından ornatılmıştır. Buna karşın her iki grubun volkanitleri ilksel dokularını tümüyle korumuştur ve gözeneklerde yassılaştırma veya kayalarda yapraklanma meydana gelmemiştir.

GULEMAN GRUBU VOLKANİTLERİ
(Volcanics of Guleman group)

Örnek No. (Sample no.)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂ %	56.07	52.4	50.95	50.78	49.78	53.26	54.88	52.47	57.36	58.82	55.12	49.19	48.84	49.97	51.16	49.27
Al ₂ O ₃ %	14.65	15.81	15.15	15.44	15.19	15.18	12.19	14.97	13.86	14.29	16.27	16.17	15.69	15.66	15.80	17.40
Fe ₂ O ₃ %	11.62	10.31	11.47	8.88	13.92	14.53	9.95	11.28	10.78	11.05	10.18	9.33	8.85	9.21	9.58	9.34
MgO %	3.91	7.63	2.60	7.24	9.25	4.64	10.08	5.55	4.82	4.13	3.15	8.85	8.04	8.37	6.96	7.18
CaO %	9.85	6.96	3.09	5.94	4.09	3.21	5.75	5.15	4.35	2.60	2.71	8.35	12.52	8.61	7.09	8.92
Na ₂ O %	1.91	2.43	4.90	2.99	5.12	3.46	2.90	2.83	5.93	3.86	5.82	2.75	5.18	2.57	5.51	2.87
K ₂ O %	—	0.89	0.06	1.12	0.07	0.07	0.63	0.23	—	0.30	0.01	0.03	—	0.06	—	—
TiO ₂ %	0.62	0.65	0.85	0.39	1.17	0.98	0.43	0.62	1.02	1.16	1.25	0.80	0.86	0.95	1.07	0.96
P ₂ O ₅ %	0.045	0.05	0.06	0.03	0.07	0.06	0.02	0.05	0.07	0.11	0.13	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
H ₂ O ve Uçucu elementler %	1.57	1.41	5.74	4.71	2.11	3.42	3.45	4.56	2.25	3.35	3.83	4.88	1.46	3.38	3.16	4.96
Toplam %	100.28	98.59	94.87	97.53	100.77	98.91	100.28	97.7	100.44	99.67	98.46	100.43	101.52	98.87	100.42	100.99
Sr ppm	197.8	175.3	61.2	190.1	76.8	80.7	139.7	189.7	68.0	49.0	68.6	106.8	64.1	168.5	110.5	117.6
Rb ppm	10.5	18.5	9.7	17.2	9.6	10.7	14.2	13.7	10.9	12.3	9.9	12.3	10.6	13.3	9.9	11.0

MADEN GRUBU VOLKANİTLERİ
(Volcanics of Maden group)

Örnek No. (Sample no.)	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂ %	50.67	57.73	53.64	52.67	49.56	59.40	54.31	63.29	50.42	52.71	52.24	48.61	55.89	51.20	46.79	50.48
Al ₂ O ₃ %	16.44	19.13	17.40	17.90	15.16	18.28	15.47	16.43	15.73	17.85	19.50	16.36	17.10	15.46	18.60	18.75
Fe ₂ O ₃ %	8.03	6.01	9.05	10.78	13.11	5.52	11.05	6.74	8.38	9.14	8.17	8.74	8.32	8.44	11.13	9.18
MgO %	3.52	1.71	4.61	5.41	5.31	2.35	4.68	0.88	5.44	3.73	7.43	8.46	3.12	9.75	5.11	3.85
CaO %	9.28	3.82	3.43	2.43	8.20	3.48	5.07	2.24	8.76	5.22	5.76	6.01	5.47	6.84	6.38	7.80
Na ₂ O %	3.05	4.53	3.87	5.58	3.09	3.67	4.30	4.87	3.67	3.50	4.02	1.95	2.59	2.44	3.61	2.47
K ₂ O %	0.88	0.81	0.11	0.17	0.57	0.90	—	0.22	0.94	0.96	0.43	1.06	0.07	0.32	0.76	1.91
TiO ₂ %	0.89	0.83	0.87	1.08	1.62	0.68	1.31	1.04	0.89	1.04	1.08	0.80	0.88	0.70	1.00	0.92
P ₂ O ₅ %	0.22	0.17	0.17	0.20	0.20	0.20	0.18	0.32	0.13	0.20	0.20	0.11	0.21	0.11	0.14	0.26
H ₂ O ve Uçucu elementler %	4.58	3.73	4.68	3.26	2.98	4.22	2.58	3.16	5.44	4.58	1.97	7.49	4.01	3.97	4.49	3.79
Toplam %	97.96	98.47	97.83	99.48	97.80	98.70	98.95	98.18	99.80	98.93	100.80	99.59	97.66	99.23	98.02	99.44
Sr ppm	383.6	441.6	209.0	667.6	206.8	523.8	250.3	190.1	252.1	703.6	650.8	220.2	194.6	350.4	497.40	406.1
Rb ppm	19.1	17.3	11.9	12.7	19.8	25.01	10.7	13.2	19.8	14.6	12.5	23.2	10.8	13.3	19.0	30.1

Çizelge 1 : Guleman ve Maden grubu volkanik kayaların kimyasal analizleri.

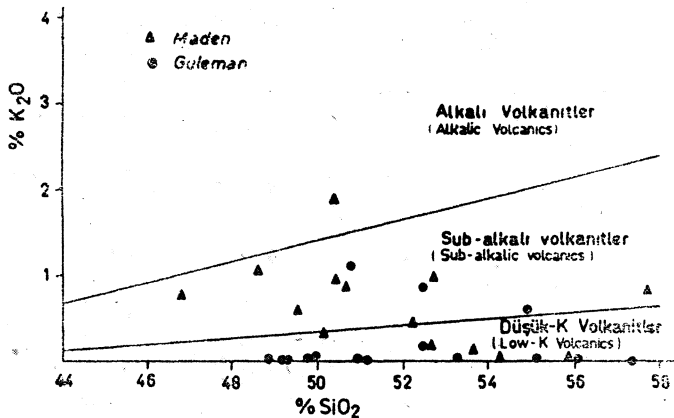
Table 1 : Chemical analyses of the volcanic rocks of the Guleman and Maden groups.

Guleman grubu volkanitlerinde dönüşüm tüme yakın gerçekleşmiştir ve ilksel olarak plajiolit ve piroksenden oluşmuş mikrokristalen dokulu kayalar albit ve aktinolit-ten oluşmuş kayalara dönüşmüştür. Ayrıca gerek dönüşüm mineralleri gerekse damar ve gözenek dolgusu şeklinde klinozoisit, zoisit, hornblend, kuvars ve kalsit mineralleri bulunur. Prehnit ve pumpellyite raslanmaz ve ender olarak bulunan klorit, aktinolit retrograt dönüşüm sonucu oluşmuştur. İkincil mineraller Guleman grubunun yeşilist fasiyes koşulları altında başkalaşıma uğradığını gösterir ve başkalaşım sıcaklığının 350-450 °C ve basıncının 2-4 kb arasında değiştiği tahmin edilir (Şekil 4).

Maden grubu volkanitlerinde yeniden kristalleşme Guleman grubuna oranla daha zayıftır; klinopiroksen kristalleri taze veya çok az oranda klorite dönüşmüştür. Plajiolit kristalleri albite dönüşmüştür ve yoğun olarak inklüzyonlar içerir. İkincil mineraller olarak, sıklık sırasına göre, albit, kalsit, pumpellyit, kuvars, epidot, klorit ve olası prehnit bulunur. Klinozoisit, zoisit ve aktinolit raslanmaz. Mineral parajenezleri Maden grubunun prehnit - pumpellyit fasiyes koşulları altında başkalaşıma uğradığını gösterir ve sıcaklığın 250-300°C, basıncın ise 2-3 kb arasında değiştiği tahmin edilir (Şekil 4).

Başkalaşım derecesi istifte "üstten alta doğru düzenli bir artım göstermez ve iki grubun sınırı boyunca keskin bir değişim gözlenir. Maden grubunun taban çakıltaşını oluşturan Guleman grubu kayalarından oluşmuş çakıllarda, yeşilist fasiyes parajenezleri görülmektedir. Çakılların tutturulduğu ara maddede ise prehnit - pumpellyit fasiyes parajenezleri gözlenir. Bu durum Guleman grubunun metamorfizmasının Maden grubunun çökelişi öncesi tamamlandığını gösterir.

İleri derecede mineral dönüşümüne karşın kayalarda yapraklanma gelişmemiş olması, metamorfizmanın ısı gradyanındaki yükselim sonucu veya gömülmeye geliştiğini gösterir. Guleman grubu volkanitlerinin çok kalın is-



Şekil 5 : Guleman ve Maden grubu volkanik kayalarının $K_2O - SiO_2$ diyagramı. Değişik sınıfları ayıran çizgiler Middlemost'dan (1975).

Figure 5 : $K_2O - SiO_2$ diagram of the volcanic rocks of the Guleman and Maden groups. Lines separating different classes are from Middlemost (1975)

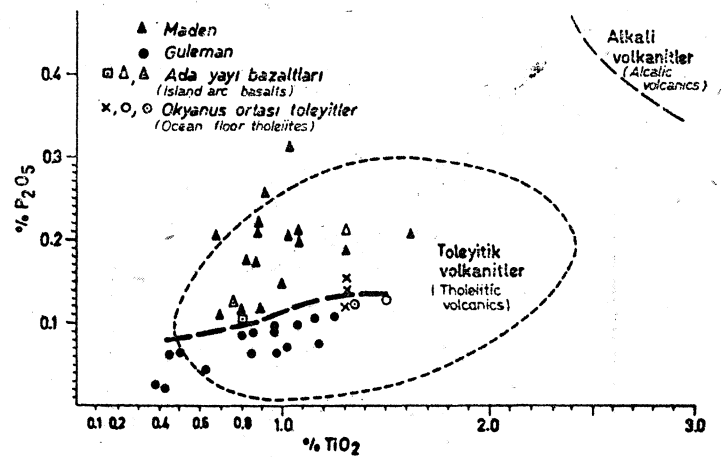
tif oluşturmamaları bunların metamorfizması sırasında ısı gradyanı artışının ve ısıtılmış deniz suyunun etkin rol oynadığına işaret eder. Benzer türde metamorfizma Miyashiro (1973) tarafından okyanus tabanı metamorfizması adı altında irdelenmiştir.

GULEMAN VE MADEN GRUBU VOLKANİK KAYALARININ JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Volkanik kayalar, tektonik oluşum ortamlarına bağlı olarak asal ve iz elementler yönünden belirli özellik gösterirler. Metamorfizma geçirmemiş veya düşük dereceli metamorfizma geçirmiş olan mafik volkanitlerin kimyasal özellikleriyle oluşum ortamları arasındaki ilişki birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Macdonald ve Katsura, 1964; Kuno, 1960, 1966; Engel ve diğerleri, 1965; Jakes ve White, 1972; Pearce ve Cann, 1973; Smewing ve diğerleri, 1975; ve benzer birçok araştırma).

Mafik volkanitlerin metamorfizmaları sırasında, bazı asal elementlerin mobil davrandıkları bilinmektedir. Yeşilist ve daha düşük başkalaşım koşullarında, remobilizasyon sonucu, bazı elementlerde (Fe_3 , H_2O , K) az oranda artış ve bazılarında (Si, Ca, Al, Mn) azalış dışında önemli ölçüde element taşınımı meydana gelmemektedir (Condie, 1976). Özellikle Ti, Zr, Y, Nb, ve Sr iz elementlerinin belirgin bir değişime uğramadığı düşünülmektedir (Winchester ve Floyd, 1975).

Bu incelemede 16 tanesi Guleman grubu bazalt biriminden ve 16 tanesi Maden grubu volkanitlerinden olmak üzere 32 örneğin kimyasal analizleri yapılmıştır. Her iki gruba ait volkanitlerden yaklaşık 200 örneğin ince kesitleri incelenmiş ve en az ayrışma gösterenler analiz için seçilmiştir. Afanitik dokuda olan, gözenek bulundurmayan



Şekil 6 : Guleman ve Maden grubu volkanik kayalarının $P_2O_5 - TiO_2$ diyagramı. Ada yayı bazaltları Jakes ve White (1972) ve Kuno'dan (1960). Okyanus ortası toleyitler Engel ve Engel (1970), Vallier (1973) ve Coleman ve diğerlerinden (1973).

Figure 6 : $P_2O_5 - TiO_2$ diagram of the volcanic rocks of the Guleman and Maden groups. Island arc basalts are from Jakes and White (1972) and Kuno (1970). Ocean floor tholeiites are from Engel and Engel (1970), Vallier (1973) and Coleman et al (1973).

Oluşum Ortamı (Tectonic Setting)	Ortalama Sr ppm (Average Sr ppm)
I— Okyanus ortası sırt bazaltları (Ocean ridge basalts)	131
II— Ada yayları (Island arcs) a - Düşük potasyumlu tholeyitler (Low potassium tholeiites) b - Kalk - alkali bazaltlar (Calc - alkali basalts)	207 375
III— Okyanus adaları (Oceanic islands)	438
IV— Kıtasal bazaltlar (Continental basalts)	460
V— Guleman grubu volkanitleri (Volcanics of the Guleman group)	131
VI— Maden grubu volkanitleri (Volcanics of the Maden group)	383

Çizelge 2 : Bazaltik kayaların ortalama Sr değerleri ve oluşum ortamları arasındaki ilişki. Pearce ve Cann'dan (1973).

Table 2 : Relations of Sr content of basaltic volcanic rocks and their tectonic settings. From Pearce and Cann (1973).

ve ikincil damarlarla kesilmemiş olan volkanitler yeğlenmiştir.

Örneklerin kimyasal analizleriyle (Çizelge 1) petrografik özellikleri karşılaştırıldığında, bazı örneklerde Na_2O ca zenginleşme ve çok az oranda Ca_2O ca fakirleşme görülmüştür. Bu değişim ilksel kalsiyumca zengin plajyoklasın (labradorit) albite dönüşmesinden ileri gelmektedir. Bu remobilizasyon sırasında Ca_2O tümüyle taşınıp götürülemediği ve epidot, klinozoisit ve kalsit minerallerini oluşturarak kaya içinde tutulmuştur. Bu nedenle Ca_2O ile Na_2O arasında belirgin bir negatif orantı bulunmamaktadır. Bazı örneklerde SiO_2 oranında yükselme söz konusudur ve özellikle Guleman grubu bazaltlarında matriksi ornatan mozayik şekilli kuvars mikrokristalleri, belirli oranda silisyum katılımını işaret etmektedir. Bu nedenle Ergani - Maden yöresi volkanik kayalarının sınıflamasında, alkalisilika, AMF (Macdonald ve Katsura, 1964) ve silika - (demir oksit/magnezyum oksit) diyagramları (Miyashiro, 1974) kullanılmamıştır.

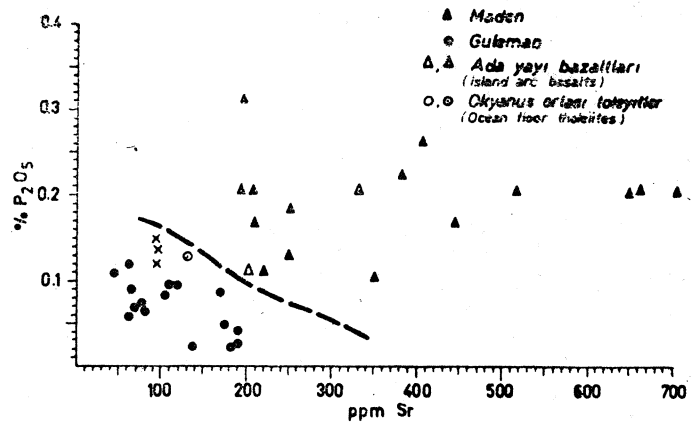
Her iki grup volkanik kayalar Şekil 5'deki $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ diyagramında Middlemost (1975) tarafından tanımlanan sub - alkali volkanitler alanında yer almaktadır ve yalnızca Maden grubundan bir örnek alkali volkanitler alanına düşmektedir. Bu diyagramda belirgin olarak görüldüğü

gibi, Guleman grubu volkanitleri özellikle düşük potasyumlu sub - alkali volkanitler sınıfına düşmektedir. Düşük potasyumlu sub - alkali volkanitler belirgin olarak günümüzde okyanus ortası sirtlar boyunca oluşmaktadır.

Şekil 6'da, düşük metamorfizma koşullarına en dayanıklı iki element olan P_2O_5 ve TiO_2 diyagramı görülmektedir. Her iki grup volkanit farklı alanlarda yoğunlaşmıştır ve Guleman grubu P_2O_5 ce Maden grubuna oranla daha fakirdir. İki grup volkanik kaya Rhodes (1973) tarafından tanımlanan tholeyitik volkanitler alanı içinde yer alır. Aynı diyagram üzerinde ada yayları boyunca oluşan bazalt ve düşük potasyumlu bazaltların ortalama değerleri işlenilmiştir (Jakes ve White, 1972; Kuno, 1960) ve bunların Maden volkanitlerinin yoğunlaştığı alanda yer aldığı saptanmıştır. Benzer şekilde, okyanus tabanı tholeyitlerinin ortalama değerleri (Engel ve Engel, 1970; Valuer, 1973) içi boş yuvarlak işaretler ve Kızıl Deniz yırtılma vadisi boyunca oluşan bazaltlar (Coleman ve diğerleri, 1973) çarpı işaretleriyle diyagram üzerinde işaretlenmiş ve bunların Guleman grubuna benzerliği saptanmıştır.

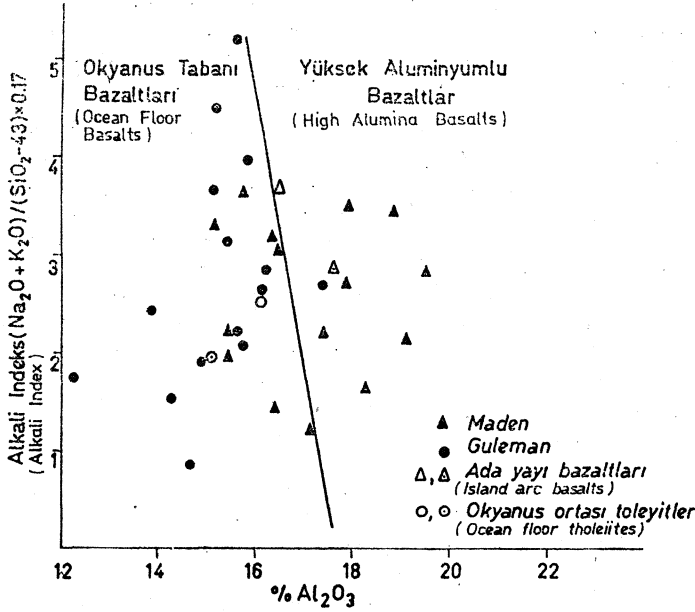
Guleman ve Maden grubu volkanitlerini birbirinden ayıran en belirgin kimyasal özellik Sr değerleridir. Maden grubu volkanitlerinin Sr değerleri ortalama 384 ppm dir ve 190 ile 700 ppm arasında değişir. (Çizelge 2). Guleman grubu volkanitlerinin Sr değerleri ise ortalama 118 ppm dir ve 49 ile 198 ppm arasında değişir. Pearce ve Cann'ın (1973) değişik tektonik ortamlarda oluşmuş bazaltların ortalama değerleriyle karşılaştırıldığında (Çizelge 2), Guleman grubu bazaltlarının okyanus ortası sırtı bazaltlarına ve Maden grubu bazaltlarının ise kalk - alkali veya ada yayı ortamında oluşmuş düşük potasyumlu tholeyitlere benzerliği ortaya çıkar.

P_2O_5 yüzde değerlerini ve Sr ppm değerlerini gösteren diyagramda (Şekil 7), Guleman ve Maden grubu volkanit-



Şekil 7 : Guleman ve Maden grubu volkanik kayalarının $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Sr}$ diyagramı. Ada yayı bazaltları Jakes ve White'dan (1972). Okyanus ortası tholeyitleri Engel ve diğerleri (1965) ve Coleman ve diğerlerinden (1973).

Figure 7 : $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Sr}$ diagram of the volcanics rocks of the Guleman and Maden groups. Island arc basalts are from Jakes and White (1972). Ocean floor tholeiites are from Engel et al (1973).



Şekil 8 : Guleman ve Maden grubu volkanik kayalarının alkali indeksi - Al_2O_3 diyagramı. Ada yayı bazaltları Jakes ve White (1972) ve Kuno'dan (1960).

Okyanus ortası tholeitler Engel ve Engel (1970) ve Tamer'den (1973).

Figure 8 : Alkali index- Al_2O_3 diagram of the volcanic rocks of the Guleman and Madem groups. Island arc basalts are from Jakes and White (1972) and Kuno (1960). Ocean floor tholeiites are from Engel and Engel (1970) and Vallier (1973).

leri belirgin olarak birbirinden ayrılmaktadır. Jakes ve White'in (1972) ada yaylarında oluşan yüksek alüminyumlu bazaltları (içi noktalı üçgen) ve ada yayı tholeitleri (içi boş üçgen) Maden grubu volkanitleri içinde yer alır. Engel ve Engelin (1970) okyanus tabanı tholeitleri (içi noktalı daire) ve Coleman ve diğerlerinin (1973) Kızıl Deniz yırtılma vadisi boyunca derlenmiş bazaltları ise çarpı işaretli Guleman grubu volkanitleriyle benzerlik göstermektedir.

Kuno (1960), ada yaylarında, okyanus hendeğinden uzaklaştıkça sırasıyla yay tholeitleri, yüksek alüminyumlu bazaltlar ve alkali bazaltların yer aldığını belirtmiştir. Maden grubu volkanitleri, Guleman grubu volkanitlerine oranla Al_2O_3 ce zengindir. Yüzdeleri olarak Al_2O_3 ve alkali indeks ($Al = (Na_2O + K_2O) / (SiO_2 - 43) \times 0.17$) diyagramında (Middlemost, 1975), Guleman grubu volkanitleri tholeyitik bazalt alanında toplanmıştır (Şekil 8). Buna karşın Maden grubu volkanitleri yüksek alüminyumlu bazalt alanına taşmaktadır. Aynı diyagram üzerinde ada yaylarında oluşan Kuno'nun (1960) yüksek alüminyumlu bazaltları (içi boş üçgen) ve Jakes ve White'in (1972) ada yayı tholeitleri (içi noktalı üçgen) Maden grubu volkanitleriyle benzerlik göstermektedir. Vallier'in (1973) okyanus tabanı tholeitleri (içi noktalı daire) ve Engel ve Engelin (1970) okyanus tabanı tholeyitik bazaltları (içi boş daire) Guleman grubu volkanitleri içinde yer almaktadır.

TARTIŞMALAR VE SONUÇLAR

Guleman grubu, ofiyolitik komplekslerin benzeri düzenli bir iç stratigrafik yapı sunmaktadır. Troodos Masifi (Kıbrıs) ile bir farklılığı, levha dayklarının (sheeted dikes) bulunmamasıdır. Bazı ofiyolit komplekslerinde levha dayklarının bulunmaması, okyanus kabuğu parçaları sayılan bu komplekslerin, açılma hızının yüksek olduğu sırtlar boyunca oluştuklarına bağlanmıştır.

Guleman grubu bazalt birimi ağdalığı düşük bir magmadan nisbeten derin bir ortamda pasif akmayla oluşmuştur. Bazaltların kimyasal özellikleri, okyanus tabanı düşük potasyumlu tholeyitlerine benzemektedir. Yeşilist fasiyes koşullarındaki başkalaşım sırasında bazalt ve diyabazlar, yer yer SiO_2 ve Na_2O da zenginleşmiş ve Ca_2O ca fakirleşmiştir. Benzer SiO_2 zenginleşmesi Troodos Masifinde silisyum metazomatizmasına bağlanmıştır.

Bazı araştırmacılar ofiyolitik komplekslerin ada yaylarında da oluşabileceğini ileri sürmüşlerdir (Miyashiro, 1974). Ada yaylarında meydana gelebilecek ofiyolit oluşuklarının birbirinden bağımsız, yersel ve küçük magma ceplerinde gelişmeleri beklenir ve iç yapılarının düzensiz olması umulur. Kıbrıs'dan GD - Anadolu, Zagros ve Oman'a kadar, uzun bir kuşak boyunca, az çok düzenli bir iç yapı sunan yaygın ofiyolit oluşuklarının ada yayı ortamında oluşması beklenemez.

Maden grubu, tabanında devamsız bir çakıtaşı düzeyiyle aşınmış olan Guleman grubu üzerine oturur ve birbirleriyle girik yastık lavlar, volkanik kırıntılılar, çamurtaşları ve pelajik kireçtaşlardan oluşmuştur. Bu grubun yer yer denizaltı volkan konilerinin bulunduğu engebeli bir ortamda çökeldiği düşünülür. Volkanik adaların çevresinde tortullaşmış; sığ deniz kireçtaşları, zaman zaman yoğunluk akıntuları ve kütle kaymalarıyla havzanın derin kesimlerine taşınarak havza içi olistolitleri oluşturmuştur.

Maden grubu volkanitleri, patlama indeksleri yüksek, porfirik dokulu bazalt ve bazaltik andezitlerden meydana gelmiştir. Kimyasal analizleri bu volkanitlerin, tabanında okyanus kabuğunun bulunduğu ada yaylarında oluşmuş tholeyitlerin bileşimine benzediğini ortaya koymuştur.

Kıbrıs'dan Oman Dağlarına kadar uzanan Kampaniyen sırasında oluşmuş ve GD - Anadoluda Kastel çukurluğu diye adlandırılan çizgisel hendeğin oluşumu, kuzeyde Maden grubunun oluşmaya başladığı olası bir ada yayı ortamına dönüşle yaklaşık eş yaşıdır. Ada yaylarının oluşumlarının ilk aşamalarında yayın eksenini boyunca önemli ölçüde düşey yükselimin meydana geldiği ileri sürülmüş-tür (Karig, 1970). GD - Anadolu'da Kastel çukurluğunun oluşumu kuzeyde ada yayı ortamına dönüş sırasındaki ilk yükselimin doğrudan bir sonucu olabileceği ve bu hendeğin yay gerisi havzaya (back arc basin) karşıt gelebileceği görüşü ileride yapılacak tektonik analizlerde irdelenmelidir.

KATKI BELİRTME

Kimyasal analizlerin yapımında University of New Brunswick (Kanada) laboratuvarlarından yararlanılmıştır. Yazar, Na ve Mg analizlerini Sydney Üniversitesinde yapan Prof. Dr. G.J.S. Govett'e ve çizimleri yapan Ege Üniversitesinden Mualla Gürle'ye teşekkürlerini sunar.

Yazının ilk geliş tarihi: Ocak 1982
Yayıma verildiği tarih: Ekim 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altınlı, İ. E., 1966, Geology of eastern and southeastern Anatolia, part II: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 67,1-22.
- Arni, P., 1939, Relations entre la structure regionale et les gisements minéraux et petroliferes de L'Anatolie: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 2, 29 - 36.
- Challis, G. A., 1965, The origin of New Zealand ultra - mafic intrusions: Journal of Petrology, 6, 322-364.
- Coleman, R. G., 1971, Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges: Journ. Geophys. Res, 76, 1212 -1222.
- Coleman, R. G., Tatsumate, M., Cooles, D. G., Hedge, C. E. ve Mays, R. E., 1973, Red Sea basalts: EOS American Geoph. Trans., 54, 1001 -1002.
- Condie, K. C., 1976, Trace element geochemistry of Archean greenstone belts : Earth Sci. Rev., 12, 393 - 417.
- Davies, H. L. ve Smith, I. E., 1971, Geology of eastern Papua. Geol. Soc. America Bull., 82, 3299 - 3312.
- Engel, A. E. J. ve Engel, G. S., 1970, Mafic and ultramafic rocks; Maxwell, A. E., ed, The Sea de: 4, 465 - 519.
- Engel, C. G., Engel, A. E. ve Havens, R. G., 1965, Chemical Characteristics of oceanic basalts and the upper mantle : Geol. Soc. America Bull., 76, 719 - 725.
- Erdoğan, B., 1977, Geology, geochemistry and genesis of the sulphide deposits of the Ergani - Maden region, SE - Turkey : Ph. D. tezi, University of New Brunswick, Kanada, 288 s., yayınlanmamış.
- Glennie, K. W., 1975, Late Cretaceous nappes in Oman Mountains and their geological evolution: Repply, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 59,1688.
- Glennie, K. W., Bouef, M. G. A., Hughes Clark, M. W Mody - Stuart, M., Pilaar, W. F. H. ve Reinhardt, B. M., 1973, Late Cretaceous nappes in the Oman Mountains and their geologic evolution: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 57, 5 - 27.
- Hall, R., 1976, Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, Southeastern Turkey: Geol. Soc. America Bull., 87,1078 -1088.
- Hallam, A., 1976, Geology and plate tectonics interpretation of the sediments of the Mesozoic radiolarite - ophiolite complex in the Neyris region, southern Iran: Geol. Soc. America Bull., 87,47 - 52.
- Haynes, S. J. ve McQuillan, H., 1974, Evolution of the Zagros suture zone, southern Iran: Geol. Soc. America Bull., 87,47-52.
- Heinrich, E. Wm., 1965, Microscopic identification of minerals : Me Graw - Hill, New York, 414 s.
- İlhan, E., 1971, The structural features of Turkey; Campbell, A. S., ed., Geology and History of Turkey de, Petroleum Explor. Soc., Libya, 13th. field conf., 159 -170.
- Jakson, E. D., Green II, H. W. ve Moores, E. W., 1975, The Vourinos ophiolite Greece. Cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite: Geol. Soc. America Bull., 86, 390 - 398.
- Jakes, P. ve White, A. J. R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: Geol. Soc. America Bull., 83, 29 - 40.
- Karig, D. E., 1970, Ridges and basins of the Tonga - Kermadec Island Arc System: J. Geophys. Res., 75, 239 - 259.
- Ketin, İ., 1966, Tectonic units of Turkey : Maden Tetkik Arama Enst. Derg., 66, 23-34.
- Kuno, H., 1960, High - alumina basalts: Journal of Petrology, 1, 121-145.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs Bull. Volcanol., 29, 195 - 222.
- Macdonald, G. A. ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: Journal of Petrology, 5, 82 -123.
- Maxwell, J. C., 1959, Turbidite, tectonic and gravity transport, northern Apennine Mountains, Italy: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 43, 2701 - 2719.
- Meichner, D., 1971, Clastic sedimentation in the Variscan geosyncline east of River Rhine: VIII Intr. Sediment Cong. Sedimentology of parts of Central Europe guidebook, 9-43.
- Middlemost, E. A. K., 1975, The basalt clan: Earth Science Rev., 11, 337 - 364.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: John Wiley and Sons, New York, 492 s.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins: Am. Jour. Sci., 274, 321 - 355.
- Moores, E. M., 1970, Petrology and Structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece: Geol. Soc. America Spec. Paper 118,74 s.
- Moores, E. M. ve Vine, F. J., 1971, The Troodos Massif Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evolution and implications : Phil. Trans. Roy. Soc. London, A268, 443-466.
- Özkaya, İ., 1974, Sason-Baykan arasının stratigrafisi -GD Türkiye: Türkiye Jeol. Kurumu Bült., 17, 51 - 72.
- Özkaya, İ., 1978, Yüksekova Şemdinli yöresi stratigrafisi, tektonik evrimi ve petrol olanakları - Hakkari s Doçentlik tezi, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Türkiye, 330 s., yayınlanmamış.
- Pearce, J. A. ve Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses : Earth Planet. Sci. Lett. 19,290 - 300.
- Perinçek, 1980, Bitlis metamorfiklerinde volkanitli Triyas : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 201 - 211.
- Raznitsin, Y. N., 1975, Comparative tectonics of ultrabasic belts in the Schmidt Peninsula (Sakhalin), Papua (New Guinea) and Sabah (Kalimantan) : Geotectonic Acad. Sci. USSU, 9,108 -115.

- Rhodes, J. M., 1973, Major and trace element chemistry of basalts from Leg 9 of Deep Sea Drilling Project: EOS American Geophys. Union Transac, 54, 1014-1015.
- Rigo de Righi, M. ve Cortesini, A., 1964, Gravity tectonics in Foothills Structure Belt of South-east Turkey: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 48, 1911-1937.
- Rodgers, K. A., 1975, A comparison of the geology of the Papuan and New Caledonian ultramafic belts: Jour. Geology, 83,47-60.
- Smewing, J. D., Simonian, K. O. ve Gass, I. G., 1975, Metabasalts from the Troodos Massif, Gyprus: Genetic implication deduced from petrography and trace element geochemistry: Contrib. Mineral. Petrol., 51, 49-64.
- Temple, P., ve Perry, D. J., 1962, Geology and oil occurrence, south-east Turkey: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 46, 1596-1612.
- Vallier, T. L., 1973, Synthesis of chemical analyses: Igneous and metamorphic rocks recovered by the Deep Sea Drilling project. D.S.D.P.; Scripps Inst. Oceanogr., LaJolla, Calif., 1-41.
- Winchester, J. A. ve Floyd, P. A., 1976, Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks: Earth planet. Sci. Latt., 28, 459-469.
- Yazgan, E., 1981, Doğu Toroslarda etkin bir paleokıt kenarı etüdü (Üst Kretase-Orta Eosen) Malatya - Elazığ - Doğu Anadolu : Yerbilimleri, Hacettepe Univ., Türkiye, 7,83-104.

Niğde Masifi paragneyslerinde zirkon U/Pb yaşları

Zircon U/Pb ages from paragneisses of the Niğde Massif (Central Anatolia)

M. CEMAL GÖNCÜOĞLU Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Temel Araştırmalar Dairesi, Ankara.

ÖZ: Niğde Masifi'nde en alt birimi oluşturan Gümüşler Formasyonu'nun tabanında yer alan paragneysden zenginleştirilen zirkonlardan U/Pb yöntemi ile radyometrik yaş tayini yapılmıştır. Manyetik olmayan beş ayrı tane bo-yundaki heterojen zirkon topluluğunca belirlenen diskordiya doğrusu konkordiya eğrisini $T_0 = 2059 \pm 77$ my ve $T_1 = 217 \pm 4$ my'a karşılık gelecek konumda kesmektedir. Bu diskordan yaşlardan T_0 paragneyslerin Algonkiyen yaşlı bir kaynaktan kırıntı aldığını gösterir. T_1 yaşı ise şimdiye değin jeolojik desteği bulunamamış ve yoruma açık bir erken alpin (Kimmeriyen) olayın paragneysleri etkilemiş olabileceğini düşündürmektedir.

ABSTRACT: Zircons enriched from the lower parts of the Gümüşler Formation, forming the lowest unit of the Niğde Massif, have been dated by the U/Pb method. The discordia trajectory, as determined by five nonmagnetic size fractions of the heterogeneous zircons, intersects the concordia at $T_0 = 2059 \pm 77$ my and $T_1 = 217 \pm 4$ my. T_0 age indicates that the paragneisses received elastics from a Proterozoic aged source terrain. T_1 age suggests that a possible early Alpine (Kimmerian) event may have affected the paragneisses. However there is so far no geological support for such an event and this age is open for further interpretations.

GİRİŞ

Türkiye'deki metamorfik masiflerin büyük bir bölümünün çökelme ve metamorfizma yaşları çok tartışmalıdır. Bu tartışmalarda Antekambriyen'den (Brinkmann, 1971) Genç Mezozoyik'e değin (Ketin, 1966) yaşlar öne sürülmekte ise de bu görüşlere kanıt getirecek veriler pek azdır. Ayrıca bu az sayıdaki verileri oluşturan jeokronolojik araştırmalarda seçilen yöntemler (Ataman, 1974) kanımızca sadece masifleri etkileyen en genç jeolojik olayları yansıtacak niteliktedirler. Saklı daha eski olayları yaşlandırmada en güvenilir yöntem olan zirkon U/Pb yaşları bilindiği kadarı ile henüz hiç araştırılmamıştır. Oysa zirkonun mekanik ve kimyasal olaylara karşı yüksek direnci; dolayısı ile aşınma, taşınma, diyajenez ve metamorfizma etkilerine karşın U/Pb sistemini büyük oranda koruması, bu minerali jeokronoloji araştırmalarında özellikle gerekli kılmaktadır.

Niğde Metamorfikleri'nin jeokronolojik incelemesi sırasında hem masifde olası en eski olayı yaşlandırmak ve hem de uygulanan diğer jeokronolojik yöntemlerle denetimin sağlamak amacı ile masifin yüzeylenmiş en alt biriminden zirkonca zengin örnek alınmıştır.

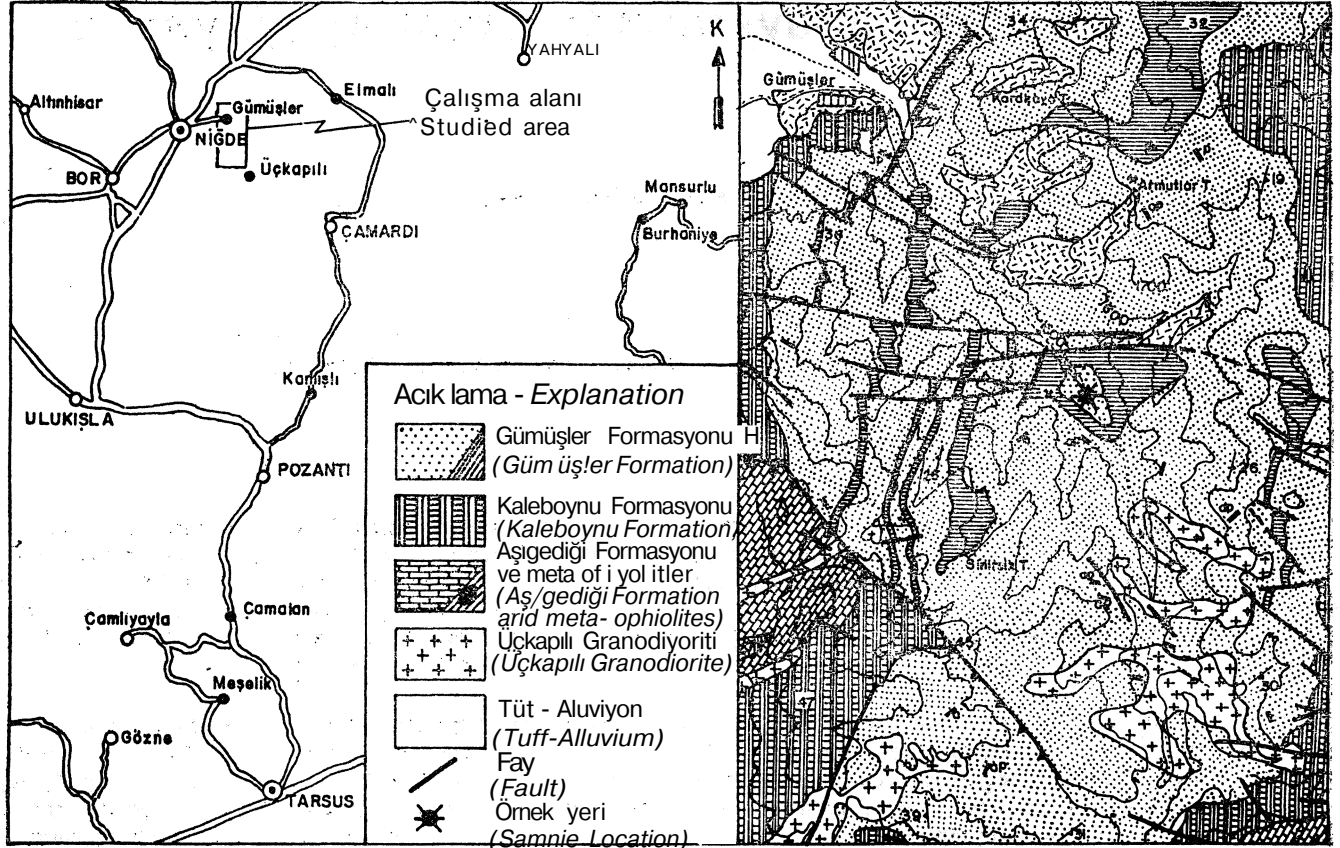
Örneğin ön zenginleştirilmesi Bundesanstalt für Geowissenschaften (Hannover) mineral zenginleştirme laboratuvarında, diğer tüm çalışmalar Jeokronoloji Merkez Laboratuvarı'nda (Münster) gerçekleştirilmiştir.

GENEL JEOLOJİ

Orta Anadolu Masifi'nin en güney yüzeylenimini oluşturan Niğde Masifi'nin metamorfik kayaları Niğde Gurubu adı altında toplanmıştır (Göncüoğlu, 1977, 1981). Niğde Gurubu, aşağıdan yukarıya gnaysların egemen olduğu Gümüşler Formasyonu; mermer, gnays, kuvarsit ve amfibolit ardalması sunan Kaleboynu Formasyonu ve ana kayacı mermer olan Aşgediği Formasyonu'ndan oluşur. Tüm metamorfitle Üçkapılı granodiyoriti tarafından kesilmiştir. Metamorfitle kesen ve ardalanan ancak onlarla birlikte kıvrılmış metabazik kayalar, bölgede ana metamorfizma evresi ve granodiyorit intrüzyonu öncesi yaygın bir bazik magmatizmanın varlığına işaret eder.

Yapılan ayrıntılı araştırmada (Göncüoğlu, 1977) bölgeyi etkileyen metamorfizmanın orta/yüksek sıcaklık tipinde olduğu ve sıcaklığın yer yer kısmi ergimeye yolaçacak değin yükseldiği saptanmıştır. Üçkapılı Granodiyoritinin kontakt metamorfizma zonunun çok yaygın olmaması intrüzyon sırasında yan kayaç ile sıcaklık farkının çok yüksek olmadığını göstermektedir.

Niğde Gurubu'nun yaşma ilişkin tek dolaysız veriyi, masifi güneyden transgressif aşmalı örten İllerdiyen yaşlı taban konglomerası sağlar (Göncüoğlu, 1977). Bunun dışında, Tromp (1942) ve Baykal'ın (1945) Devoniyen öncesi, Blumenthal'ın (1941) Alt Paleozoyik olarak öne sürdükleri çökelme yaşları ile Kleyn'in (1971) Hersinyen öncesi olarak



Şekil 1 : Çalışma alanı buldurular haritası ve örnek noktaları çevresinin jeolojisi.
Figure 1 : Location and geological map of the sample area.

savladığı metamorfizma yaşı kanıtlara dayanmaz, Özgül (1976) ise Devoniyen ile başlayan Bolkardağ Birliğinin Niğde Masifi'nin örtüsü olduğunu düşünmektedir.

Zirkon zenginleştirilmesi için örneklenen Gümüşler Formasyonu yaklaşık kuzey - kuzeydoğu/güney - güneybatı uzanımına sahip bir antiklinalin çekirdeğini oluşturur. Çeşitli gnays tipleri ile ardalanmış mermer, kalksilit - mermer ve metakuvarsit bantları egemen kayatürünün çökel kökenli olduğunu gösterir. Örneğin alındığı kesimde gnays birkaç metre kalınlıkta dokusal ve birleşimsel bantlar sunar.

ÖRNEĞİN TANIMI

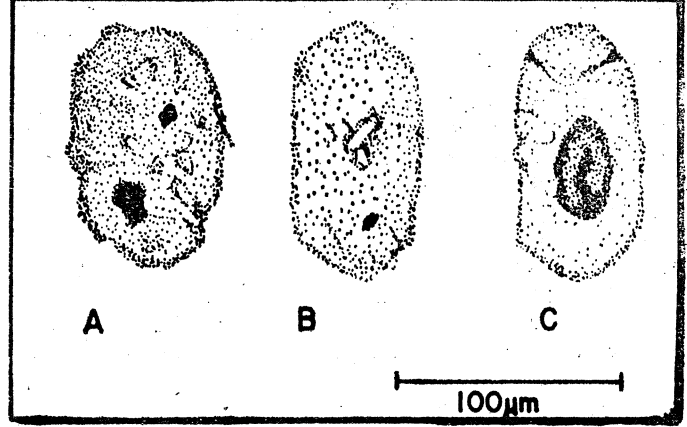
Zirkon yaşı tayini için kullanılan örnek Niğde güneybatısında Gümüşler köyünden güneye antimon işletmesine giden yol üzerine su gözlem istasyonunun yaklaşık 600 m ilerisinden alınmıştır. El örneğinde kayaç gnays dokulu, ince - orta taneli, milimetre boyutunu aşmayan biyotitçe zengin bantlıdır.

Mikroskopik olarak kayaç kuvars - albit - biyotit - muskovit - sillimanit gnays adı ile tanımlanır. Zirkon yanında aksesuar minerallerden rutil, turmalin, grafit, serisit, apatit ve manyetite rastlanır.

Zirkonların büyük bölümü biyotit içinde yer alır ve pleokroyik haleler oluşturur.

İncelenen zirkonların üç ana grupta toplanabilecekleri saptanmıştır (Şekil 2).

a) A-Tipi: tümü ile yuvarlaklaşmış, metamikt zirkonlardan oluşur. Uzunluk/Genişlik oranı 1,2-1,4 arasında değişir. Dış yüzeyi çopurlu ve çatlaklı, rengi kahverenkli. Piramidal uçlar izlenmez. Genelde matdır. Tanelerde çoğunlukla magmatik oluşuma işaret eden ya da farklı iz elementlerin yoğunlaşması ile belirlenen zonlu yapı izlenir. Sık grafit kapantıdır. Bu kapantılar fraksiyonlarda tane



Şekil 2 : Paragnaysdan zenginleştirilen kırıntı zirkon topluluğundaki karakteristik tiplerin görünümü.
Figure 2 : Sketches of the characteristic zircon grain - types from the detrital population of the paragneiss.

boyu ile orantılı olarak azalır, manyetik fraksiyonda özellikle yoğunlaşma görülür. Morfolojik özelliği ile bu tip Poldervaart'a (1955) göre kırıntılı kayalar için tipiktir.

b) B-Tipi: Oldukça yuvarlaklaşmış yarı saydam zirkonlardan oluşur. Uzunluk/Genişlik oranı 1,5 dolayındadır. Kristal yüzeyleri ve piramidal uçlar az çok seçilir. Rengi sarımsı pembe. Dış yüzeyi mat ve pürüzlüdür. İçinde düzensiz dağılmış iğnemsiz zirkon kapantıları görülür. Pidgeon ve Aftalion'a (U972) göre bu kapantılar zirkonun olası eriyikten kristallendiğini gösterir.

c) C-Tipi: Bu tipte A-Tipi, B-Tipi içinde kapantılar şeklinde görülür. Kapantı ana mineralin yaklaşık %

Örnek No / Sample No.	Tane Boyu/Size Fraction (µm)	A-Tipi/A-Type	B-Tipi/B-Type	C-Tipi/C-Type	Ölçülen Tip Measured Type
NMZ-1	100	% 18	% 60	% 22	%85B+%15C
NMZ-2	100-80	% 15	% 60	% 25	% 100B
NMZ-3	80-63	% 15	% 57	% 28	% 100B
NMZ-4	63-50	% 10	% 65	% 25	% 100B
NMZ-5	50	% 8	% 73	% 19	% 100B
NMZ-M(*) (*) manyetik/magnetic	30	% 58	% 18	% 24	-

Çizelge 1 : Zenginleştirilen ve ölçülen zirkon tane boyu fraksiyonlarında karakteristik tiplerin dağılımı.

Table 1 : The distribution of the characteristic grain types in the separated and measured zircon size fractions.

20'sini kaplar. Ender olarak A tipinin 1-2 mm'lik bir kabukla çevrildiği izlenir. C tipinde bazen saydam kesimde az belirgin zonlu yapı görülür.

Örnek büyük ölçüde zenginleştirildikten sonra Silver ve Deutsch'un (1963) geliştirdikleri yöntemle önce manyetik özelliklerine göre iki bölüme ayrılmıştır. Manyetik bölümdeki zirkonlar çok fazla grafit kapantısı içerdiği için, bu bölüm ölçümlerde gözönüne alınmamıştır. Manyetik olmayan bölüm 5 tane boyu fraksiyonuna ayrılmış, Homojenlik sağlama amacı ile NMZ-1 dışındaki örneklerde B - Tipi dışındaki taneler ayıklanmıştır. NMZ-Tde, U/Pb sisteminin kapantılı kristallerde nasıl etkilendiğini araştırmak amacı ile B ve C - Tipi taneler birarada bırakılmıştır.

ANALİTİK YÖNTEM

Mineral ön ayırımı için Müller (1979) 'in önerdiği yöntem uygulanmış, zirkonca en zengin fraksiyon (<200um) önce ıslak sallanır masada, ardından tetrabrometan ve diiyotmetan ile zenginleştirilerek manyetik ayırıcıda manyetik ağır minerallerden temizlenmiştir. Son aşamada Clerici çözeltisinden geçirilen örnek 5 tane boyu fraksiyonuna ayrılıp binoküler altında %100 saflaşana değin elle ayrılmıştır.

Zirkon örneklerinin kimyasal çözme, izleyici ekleme ve ayırma işlemleri Krogh'un (1971, 1973) geliştirdiği yöntemle göre yapılmıştır. Aniyon değiştiricilerin normaliteleri Kraus ve Nelson (1956)'dan pekaz değiştirilerek seçilmiştir. İzleyici olarak birleşmiş (kombine) $^{208}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ spayk'ı kullanılmıştır. İzotop analizleri Teedyne (SS-1290) katı kaynaklı kütle spektrometresi ve Cary 401 kuvvetlendiriciye (amplifier) doğrudan bağlı (on-line) hesaplayıcı ile yürütülmüştür. Pb ve U ölçümlerinde Re - telli, tek filamentli ısıtıcı kullanılmış, aktivatör olarak U için Ta_2O_5 , Pb için silikajel+fosforik asit seçilmiştir.

Düzeltilmeler için kullanılan olağan (common) Pb izotopik birleşimleri: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18, 27$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15, 59$,

$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37, 89$ biçimindedir. Hesaplamada ayrıca şu tepkime sabiteleri kullanılmıştır: $^{238}\text{U}=1,5513 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$, $^{235}\text{U}=9,8485 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$ ve $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137, 88$.

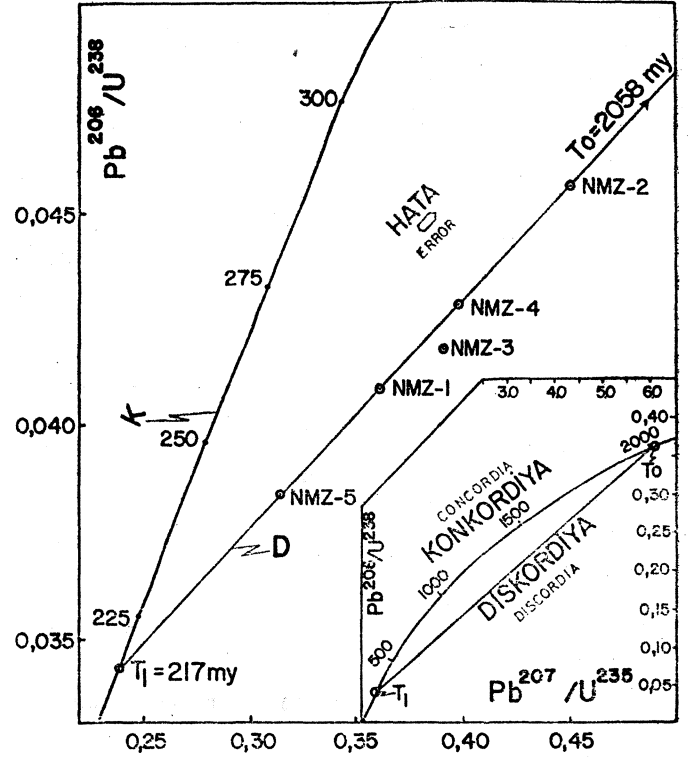
Regresyon hesapları York (1969)'un en küçük kareler yöntemi ile yapılmış, diskordiya eğrisinin kesim noktaları Hannover laboratuvarında hazırlanmış program kullanılarak % 0,2 hata ile çizilmiştir.

ÖLÇÜM SONUÇLARININ TARTIŞMASI VE YORUMU

Şekil 3'de görüldüğü gibi ölçülen zirkon örnekleri $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ diyagramında analitik hata sınırları içinde bir doğru (D) üzerinde yer almaktadırlar. Bu doğru «Konkordiya Eğrisi»ni $T_0=2058 \pm 79-76$ ve $T_1=217 \pm 3$ noktalarında kesmektedir. Bu kesim noktalarına karşılık gelen yaşlar Nicolaysen'in (1957) ilk kez kullandığı anlamda diskordandır.

Zirkonlarda diskordan U/Pb yaşları olağandır ve basit modellerde şu üç olayla açıklanmaya çalışılır :

a) Sürekli difüzyon: Tilton (1960) ve Wasserburg (1963) U/Pb sistemlerinde radyojen elementin sistemin tümü ile açılmasına gerek olmadan kristalden difüzyon yolu ile sürekli uzaklaştığını saptamışlardır. Yazarlara göre bu du-



Şekil 3 : Niğde paragneissinden zenginleştirilen çeşitli tane boylarındaki zirkonların ölçüm noktalarının konkordiya diyagramında (Wetherill, 1956) dağılımı.

Figure 3 : Concordia diagram (Wetherill, 1956) with the analytical data of the zircon size fractions from the Niğde, paragneiss.

rumda ölçüm noktalarını birleştiren doğrunun konkordiya ile üst kesişme noktası (T_0) zirkonun oluşum yaşını verir, alt kesişme noktasının (T_1) ise jeolojik anlamı yoktur. Wasserburg'ca (1963) hesaplanan difüzyon eğrilerinin kullanımı ölçüm noktalarının uygun dağılımı ile sınırlanır.

b) Dönemsel radyojenik kurşun kaybı : Wetherill (1956) oluşumlarından sonra kısa kısa süre için dahi olsa açık bir sistem oluşturan, dolayısı ile U ya da Pb kaybına uğrayan zirkon sistemlerinin konkordiya diyagramında bir doğru üzerinde yer aldığını saptamıştır. Bu doğrunun konkordiya eğrisi ile üst kesim yaşı mineralin oluşumuna, alt kesim yaşı dönemsel kurşun kaybına yolaçan olayın yaşına karşılık gelmektedir. Bu jeolojik olay magmatizma, metamorfizma veya aşınma olabilir.

c) Farklı yaşta kristallerin varlığı : Konkordiya eğrisi üzerinde yer alan zirkonların eş oluşumlu (cogenefe) ve homojen olduğu varsayılır. Oysa özellikle para kökenli kayalarda hem morfolojik ve kristalografik özellikleri ile ayrı oluşum koşullarına işaret eden topluluklara; hem de kristaller içinde kapantı halinde kalmış daha eski nesle ait kırıntılara rastlanır (Grauert, 1974; Köppel ve Grünenfelder, 1971). Bu tür zirkonları içeren diskordan U/Pb sistemlerinde konkordiya ile kesim noktaları karışmış tanelerin en yaşlı ve en genç konkordan oluşum yaşları olarak yorumlanmaktadır (Grauert ve diğerleri, 1973).

Jeolojik olaylara ilişkin yan verilerin sağlanabilmesi halinde yukarıdaki üç diskordans modelini birleştirmek olanaklıdır (Grauert ve Arnold, 1968; Allegre ve diğerleri, 1974).

Niğde zirkon örnekleri için diskordanslığı yorumlarken sürekli difüzyon modeli baştan bir kenara bırakılabilir. Şekil 3'de açıkça görüldüğü gibi ölçüleri 5 fraksiyon konkordiya diyagramında alt kesim noktasına oldukça yakın düşmektedir. Bu durumda sürekli difüzyon olgusunu kanıtlamak için yukarıda sözü edilen ölçüm noktalarının uygun dağılımı koşulu sağlanmaz. Kaldı ki diskordiya doğrumuz Wasserburg'a (1963) göre hesaplanmış 2000 my'lık difüzyon eğrisini dar açı ile kesecek konumdadır. Sürekli difüzyon modelini yadsımamızın bir başka gerekçesi yaptığımız bir diğer çalışmada Niğde Metamorfitlelerinde Rb/Sr tüm kayaç, Rb/Sr mineral ve K/Ar mineral yaşlarının konkordiya eğrisi üstündeki T_1 yaşından daha genç bir jeolojik olayı kanıtlamasıdır.

Niğde zirkon yaşlarını dönemsel kurgun kaybı modeline göre yorumlamak için T_1 yaşına karşılık gelen dönemde zirkonların U/Pb sisteminin açıldığını varsaymak gerekir. Pidgeon ve diğerleri (1973) metamikt zirkonların 350-400 °C sıcaklıkta yeniden kristalize olabildiklerini ve bu sırada kapsadıkları radyojen kurşunun % 75 - %95'ini kaybettiklerini deneysel çalışmaları ile göstermişlerdir. Buna göre Niğde Metamorfitleleri'ni etkileyecek etken Alpin yaşlı bir düşük sıcaklık metamorfizması ya da magmatik faaliyet T_1 yaşını kolaylıkla açıklayabilir. Ancak bu olayı kanıtlayabilecek jeolojik ve petrografik veriler eksiktir. Buna ek olarak şekil 2'de zirkon topluluğunun heterojenliği açıkça görülür. Ayrıca diğer jeokronolojik yöntemlerle saptadığımız genç Alpin olay çok daha yüksek sıcaklık koşullarında gerçekleşmiştir (Göncüoğlu, 1977). T_1 sırasında düşük sıcaklıkta açılıp kapanan U/Pb sisteminin daha sonraki kısmı ergimeye değin yükselen sıcaklık koşullarında sağlam (intact) kalması dikkati çeker. Benzer bir durumda Allegre ve diğerleri (1974) Penin Alplerinde diskordansın derecesinin Alpin metamorfizmasının şiddeti ile doğrudan ilişkili olmadığını, Alpin öncesi olayların daha ağır bastığını belirtirlerse de, Niğde zirkonlarında sadece dönemsel kurşun kaybı modeli ile erken Alpin (Kimmeriyen) yaşta bir olayı doğrulanmış saymak istemiyoruz.

Şekil 2'de belirlenen üç zirkon tipinden ölçümlere sadece bir örnekte C - tipinin katıldığı, diğer örneklerde B-tipi zirkonların saflaştırıldığı yukarıda belirtilmişti. Ancak B-tipi zirkonların %1 kadarının A-tipi zirkonların radyojen kurşununu kristallenirken bünyesine aldığını ya da tümünü B - tipi varsaydığımız topluluğun % 1 kadarının gözden kaçmış C veya A - tipi taneler olduğunu düşünürsek yukarıda tartışılan son diskordans modeline varırız. Bu modele göre Niğde örneğinde, ölçüm noktalarının yakınında yoğunlaştığı T_1 noktası tüm ölçülen fraksiyonlarda egemen B - tipi zirkonların oluşum yaşına karşılık gelecektir. Yukarıda, dönemsel kurşun kaybı modelinde ortaya çıkan erken Alpin olay bu modelde de —farklı nedenle de olsa —yine belirlenerek kuvvet kazanmaktadır.

Konkordiya eğrisinde üst kesim noktasının (T_0) her üç modelde de en eski zirkon oluşum yaşına karşılık geldiği görülmektedir. Niğde örneğinde bu yaşın, metamikt A-tipi zirkonların oluşum yaşını gösterdiği doğrulanmaktadır.

SONUÇLAR.

1 — Niğde Metamorfitleleri'nin en alt birimini oluşturan Gümüşler Formasyonu tabanında yer alan paragnaylara yaklaşık 2000 my yaşlı, olası magmatik kökenli bir kaynaktan kırıntı sağlanmıştır. Benzer bulgulara Fransa'da Massif Central'da (Gebauer ve Grünenfelder, 1973), Bohemya Masifi'nde (Grauert, 1974) ve Güney Alplerde (Köppel ve Grünenfelder, 1971; Schenck, 1980) rastlanmaktadır. Ülkemizde çalışma alanına kırıntı sağlayabilecek Kambriyen öncesi magmatik ve metamorfiklere sadece Kuzey Anadolu'da rastlanır (Arpat ve diğerleri, 1978). Olası diğer kaynaklar Kuzey Afrika (Lancelot ve diğerleri, 1976) ya da Arap kalkanıdır (Greenwood ve Bleackley, 1967).

2 — Ölçümlerde belirlenen ve çeşitli modeller ışığında tartışılan erken Alpin olayın bugüne değin literatürde bilinen jeolojik, petrografik ve başka jeokronolojik kanıtı yoktur. Ya Niğde Metamorfitleleri'ni etkileyen, hazırlanmakta olan bir diğer çalışmada ayrıntılı olarak tartışılacak 'Genç Alpin' olaylar bu olayın izlerini yoketmiştir, ya da belirlenen bu yaş karmaşık dönemsel kurşun kaybı ve difüzyon olayları ile ortaya çıkan, jeolojik anlamdan yoksun «görünür» (apparent) bir yaştır.

Örnek No Sample No.	Tane boyu Size fraction (μm)	U (ppm)	Pb _{rad} (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	% Δ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (düzeltilmiş) (corrected)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
NMZ-1	100 μm	1281.44	45.129	52.230	0.22	52.23	0.04099	0.06400	0.3671
NMZ-2	100-80 μm	743.75	29.248	75.243	1.53	75.24	0.04571	0.07172	0.4552
NMZ-3	80-63 μm	788.62	28.716	97.572	0.69	97.7	0.04121	0.06874	0.3857
NMZ-4	63-50 μm	806.97	29.762	94.44	3.65	94.44	0.04293	0.06744	0.3979
NMZ-5	50 μm	1020.59	33.604	233.68	9.9	233.7	0.03833	0.05955	0.3243

Çizelge 2 : Zirkonların U/Pb analiz verileri
Table 2 : U/Pb analytical data of zircons

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Dr. M. Satır'ın yazarın ilgisini jeokronoloji konusuna çekmesi ile Alman Teknik Yardım Fonu'ndan sağlanan parasal destekle gerçekleştirilmiştir. Yazar, örnek ön hazırlamasını yaptığı Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe - Hannover'den Dr. P. Müller ve Dr. A. Höndorfa, diğer tüm çalışmalarını yürüttüğü Zentrallabor für Geochronologie - Münster araştırma biriminden Prof. Dr. B. Grauert ve Dr. B.T. Hansene' yol gösterme ve tartışmaları için teşekkür eder.

Yazının ilk geliş tarihi: Ocak 1982
Yayıma verildiği tarih : Ekim 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allegre, C.J., Albarede, F., Grünenfelder, M. ve Köppel, V., 1974, 238 U/ 206 Pb- 238 U/ 207 Pb- 232 Th/ 208 Pb zircon geochronology in Alpine and non - Alpine environment : Contr. Mineral, and Petrol., 43, 163-194.
- Arpat, E.; Tütüncü, K.; Uysal, Ş. ve Göger, E., 1978, Saffranbolu yöresinde Kambriyen - Devoniyen istifisi : Türkiye Jeol. Kur. 32. Bilimsel ve Teknik Kongresi Bildiri Özetleri, 67 - 68.
- Ataman, G., 1974, Revue géochronologique des massifs plutonique et métamorphique de l'Anatolie : Hacettepe F.M.B. Bull., 3, 75-85.
- Baykal, F., 1945, Etude geologique du Taurus entre Daren-de et Kayseri (Anatolie) : İ.Ü.F.F. Mecm., Ser. B, 10, 133-142.
- Blumenthal, M., 1941, Un aperçu de la géologie du Taurus dans les vilayets des Niğde et d'Adana : Maden Tetkik Arama Enstitüsü Yayınları, B. 6, 195 s.
- Brinkmann, R., 1971, Das kristalline Grundgebirge von Anatolien : Geol. Rdsch., 60, 886 - 899.
- Gebauer, D. ve Grünenfelder, M., 1973, U/Pb zircon and Rb/Sr systems during progressiv metamorphism: Fortschr. Mineral., 50, 76 - 78.
- Göncüoğlu, M.C., 1977, Geologie deş Westlichen Niğde - Massivs : Bonn Univ., Doktora tezi, yayımlanmamış.
- Göncüoğlu, M.C., 1981, Niğde Masifi'nde viridinli gnaysın kökeni : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24/1, 45-51.
- Grauert, B., 1974, U/Pb systematics in heterogeneous zircon populations from the precambrian basement of the Maryland piedmont : Earth and planet. Sci. Lett., 23, 238 - 248.
- Grauert, B. ve Arnold, A., 1968, Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen) : Contr. Mineral, and Petrol., 20, 34 - 56.
- Grauert, B.; Hanny, R. ve Soptrajanova, G., 1973, Age and origin of detrital zircons from the pre - Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps : Contr. Mineral, and Petrol., 40, 105 - 130.
- Greenwood, J.E.G.W. ve Bleackley, D., 1967, Geology of the Arabian Peninsula, Aden Protectorate : U.S.G.S. Prog. Papers, 560 - C, 96 s.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun Tektonik Birlikleri : Maden Tetkik Arama Enstitüsü Dergisi, 66, 23 - 34.
- Kleyn, P.H., 1971, Geochemical patterns and structural alignment in relation to antimon - mercury - tungsten mineralisations in the Niğde - area, Turkey : Geol. en Mijnb., 50, 763 - 764.
- Köppel, V. ve Grünenfelder, M., 1971, A study of inherited and newly formed - zircons from paragneiss and granitized sediments of the Strona - Ceneri zone (Southern Alps) : Schweizer Min. Petr. Mitt., 51, 387 - 411.
- Kraus, K.A. ve Nelson, F., 1956, Anion exchange studies of the fission products : Proc. Int. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy. 1955, Sess. 9B1, 7, 113 - 131.
- Krogh, T.E., 1971, A low contamination method for decomposition of zircon and the extraction of U and Pb for isotopic age determinations : Carnegie Inst. Wash. Yearb., 79, 258-266.
- Krogh, T.E., 1973, A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon extraction of U and Pb for isotopic age determinations : Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 485 - 494.
- Lancelot, J.R., Vitrac, A. ve Allegre, C.J., 1976, U and Pb isotopic dating with grain by grain zircon analysis : a study of a complex geological history with a single rock : Earth and Planet. Sci. Lett., 29/2, 357 - 366.
- Müller, P., 1979, Erfahrungen bei der Mineraltrennung für radiometrische Altersbestimmungen : Erzmetall, 32/2, 232-263.
- Nicolaysen, L.O., 1957, Solid diffusion in radioactive minerals and the measurement of absolute geologic age : Geochim. et Cosmochim. Acta, 11, 41 - 59.
- Özgül, N., 1976, Toroslarm bazı temel jeoloji özellikleri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19/1, 65 - 78.
- Pidgeon, R.T. ve Aftalion, M., 1972, The geochronical significance of discordant U/Pb ages of oval - shaped zircons from a Lewisian gneiss from Harris, Outer Hebrides : Earth and planet. Sci. Lett., 17, 269-274.
- Pidgeon, R.T.; O'Neil, R.J. ve Silver, L.T., 1973, Observations on the crystallinity and the U - Pb system of a metamict Ceylon zircon under experimental hydrothermal conditions : Fortschr. Mineral., 50, 118 s.
- Poldervaart, A., 1955, Zircons in rocks, 1. Sedimentary rocks : Am. J. Sci., 253, 433 - 461.
- Schenck, V., 1980, U-Pb and Rb/Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite fades basement of the Serr, Southern Calabria (Italy) : Contrib. Mineral. Petrol., 73, 23-38.
- Silver, L.T. ve Deutsch, S., 1963, U/Pb isotopic variations in zircons : a case study : J. Geol., 71, 721 - 758.
- Tilton, G.R., 1960, Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages : J. Geophys. Res., 65, 2933-2945.
- Tromp, W., 1942, Kayseri - Niğde - Tuzgölü arasının jeolojisi : Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Rap. No : 1456, yayımlanmamış.
- Wasserburg, G.J., 1963, Diffusion processes in U/Pb systems : J. Geophys. Res., 68, 4823 - 4846.
- Wetherill, G.W., 1958, Discordant uranium - lead ages : Trans. Am. Geophys. Union., 37, 320.
- York, D., 1969, Least squares fitting of a straight line with correction errors : Earth Planet. Sci. Lett., 5, 320 - 324.

Selimiye - Beşparmak yöresindeki (Muğla) Mendères Masifi kayalarının stratigrafisi

Stratigraphy of Menderes massif rocks in Selimiye and Beşparmak region (Muğla)

ALİ ÖZTÜRK Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara
ALİ KOÇYİĞİT Orta Doğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ : Selimiye - Beşparmak yöresinde yüzeyleyen Menderes masifine özgü kayalar, Prekambriyen'den Triyas'a değin yaştaki birimleri kapsar. Masif, Prekambriyen yaşlı Beşparmak formasyonu, Siluriyen yaşlı Kılavuz formasyonu, Devoniyen - Alt Permiyen yaşlı Aktaş formasyonu ve Triyas yaşlı Arıtaş formasyonlarından oluşur. Değişik metamorfik fasiyesleri içeren Menderes masifi kayalarının kökenini sedimanter kayalar oluşturur. Bunlardan Beşparmak formasyonu Erken Kaledoniyen, diğer formasyonlar ise Alpin orojenezi sırasında metamorfizmaya uğramıştır. Beşparmak formasyonu ile Kılavuz formasyonu arasında açılı uyumsuzluk, diğerleri arasında da açısız uyumsuzluklar bulunur.

ABSTRACT : Menderes massif rocks, outcropping in Selimiye and Beşparmak region, are composed of units formed at the interval of Precambrian to Triassic. Massif is composed of Beşparmak formation of Precambrian age, Kılavuz formation of Silurian age, Aktaş formation of Devonian to Carboniferous age and Anıtaş formation of Triassic age. Menderes massif, having different metamorphic facies, is of sedimentary origin. Beşparmak formation has been metamorphosed by Early Caledonian orogeny while other formations, Kılavuz, Aktaş and Anıtaş, have been metamorphosed by Early Alpine orogeny. There is angular unconformity between the Beşparmak and Kılavuz formations, whereas there are disconformities between other formations.

GİRİŞ

Menderes masifi üzerinde şimdiye değin incelemelerde bulunan Onay (1949), Kaaden ve Metz (1954), Flügel ve Metz (1954), Schuiling (1958, 1962), Wipern (1964), Akartuna (1965), Graciansky (1965), Brinkmann (1966), Başarı (1970), Boray ve diğerleri (1973), Akat ve diğerleri (1975), Akdeniz ve Konak (1979), Akkök (1981), Çağlayan ve diğerleri (1980) gibi araştırmacılar önemli sonuçlara varmışlar, ancak stratigrafi kurallarına uygun bir adlama yapmamışlardır.

Bu araştırmanın amacı, Menderes masifini oluşturan kayaların stratigrafik dizilimlerini ve bu dizilim içinde birimlerin birbirleriyle olan ilişkilerini ortaya koymaktır. Bu amaca yönelik olarak, Menderes masifinin tüm birimlerinin görülebildiği bir alan (güneyde Güllük, kuzeyde Beşparmak dağlarının doruğu) inceleme yeri olarak seçilmiştir (Sekili).

STRATİGRAFI

Batı Anadolu'da geniş yüzlekler veren Menderes masifine özgü kayalar, inceleme bölgesinde dört formasyona ayrılmıştır. Bunlar, alttan üste doğru sırasıyla, Beşparmak formasyonu, Kılavuz formasyonu, Aktaş formasyonu ve Arıtaş formasyonlarıdır.

Beşparmak formasyonu (PEB)

Tanımı. Formasyon, başkalaşım kayalarının temelini oluşturan gözlü gnayslarla temsil edilmekte olup, adı, en iyi tanındığı Beşparmak dağlarından alınmıştır.

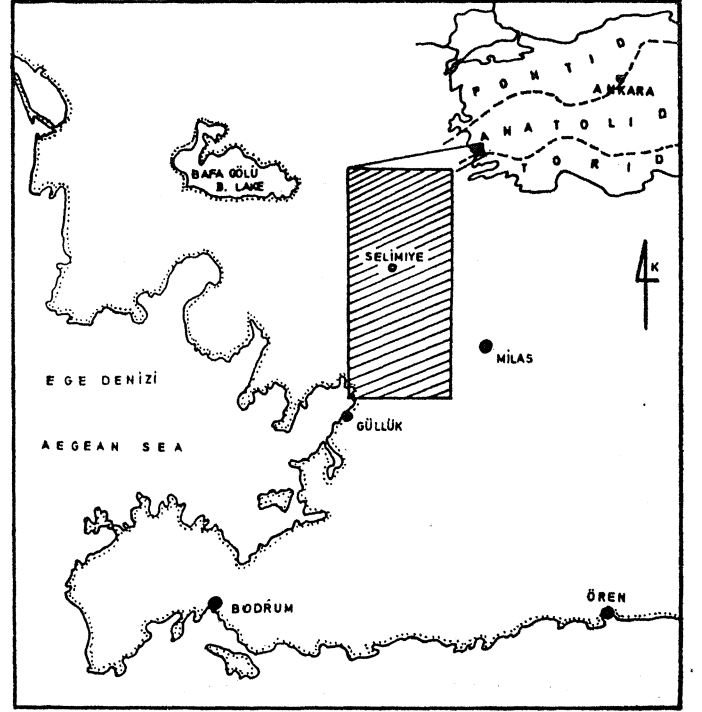
Dağılım ve konumu. Beşparmak formasyonu, inceleme bölgesinin kuzey ve kuzeydoğusunda yaygın olup, başlıca Çomakdağköy, Goducak, Viranköy, Güvence ve Sakarkaya yörelerinde yaklaşık 50 km² lik bir sahada yüzeyler (şekil 2).

Formasyonun tabanının gözlenememesine karşın, tavanı Kılavuz formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür.

Kayatürü. Beşparmak formasyonunun tabanı, Çukurköy yöresinde iki mikalı, grenalı gözlü gnayslarla başlar ve yüksek miktarda biyotit içeriği nedeniyle, diğer düzeylere oranla daha koyu renkli ayırtman bir düzey oluşturur. Biyotit minerallerinin, kayaç içerisinde yer yer düzlemsel dizilmeleri sonucu oluşan çizgisellik belirgin bir şekilde izlenebilir. Ayrıca uzunlukları 4-5 cm ye varan feldspat minerallerinin yapraklanma düzlemine koşut dizilmeleri sonucu da aynı doğrultuda çizgisellikler gelişmiştir.

Çukurköyden güneye doğru gidildikçe, iri feldspatlı, koyu renkli gözlü gnayslar, biyotit içeriğinin giderek azalması sonucu, sarımsı - beyaz bir renge bürünmekte ve iri feldspatlar da giderek küçülmektedir. Daha üst düzeylerde ise turmalince zengin ince taneli gnayslar yer alır. Turmalinler yapraklanmaya koşut olup, 1 - 2 cm kalınlığında bantlar oluşturmaktadır (Şekil 3).

Sakarkaya, Viranköy ve Goducak yörelerinde ise, gözlü gnayslar, sarımsı renkli, sert kuvarsitlerle arakatmanlıdır. Kuvarsitlerde seyrek de olsa dereceli ve çapraz katmanlanma yapıları oldukça belirgindir. Yine aynı yörede, KB gidişli, yapraklanmayı dike yakın bir açı ile kesen çok sayıda ku-



Şekil 1 : Yer bulduru haritası.
Figure 1 : Location map.

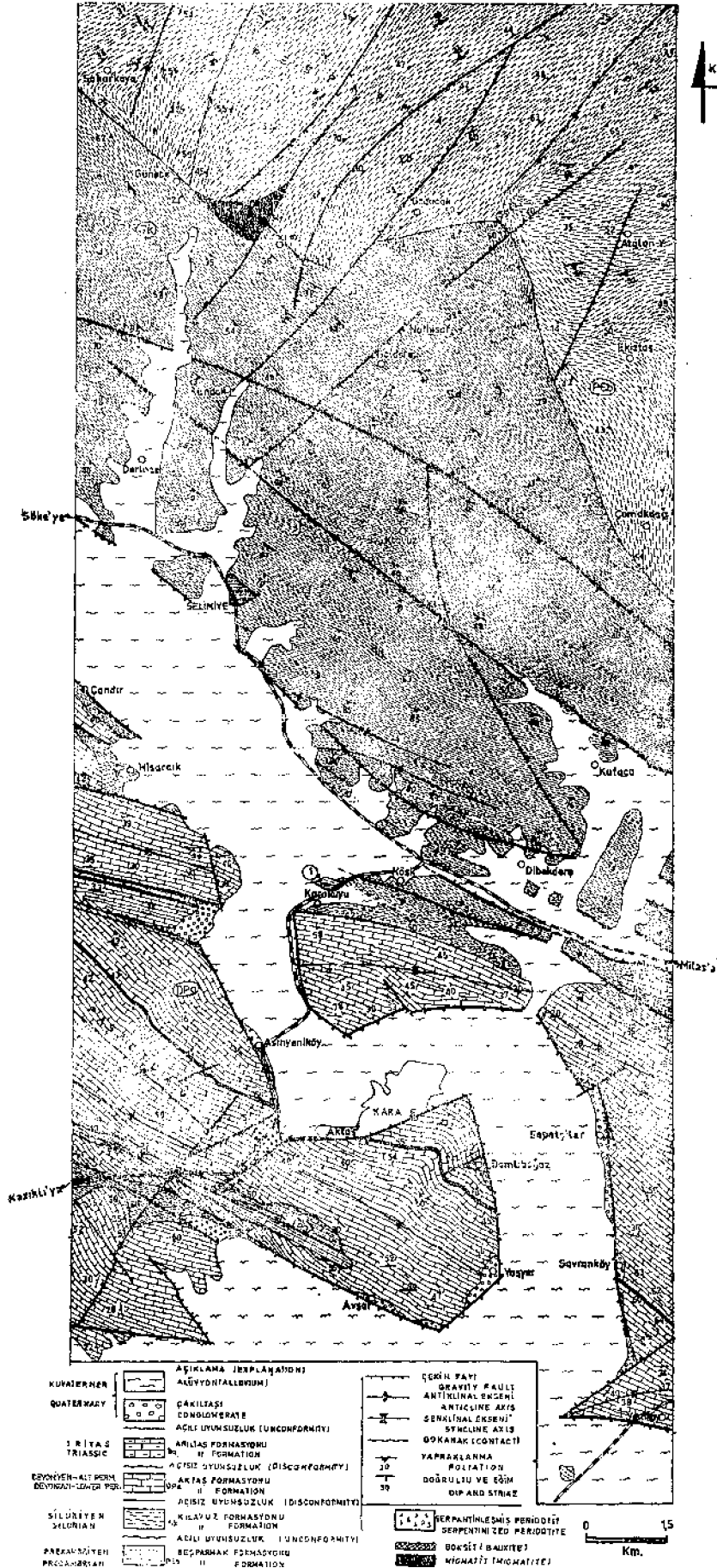
vars damarları gelişmiştir. Damarların kalınlığı yer yer 1,5-2 m ye erişir.

Beşparmak formasyonunu teşkil eden gözlü gnaysların sedimanter kökenli olduğu, gözlü gnayslarla arakatmanlı kuvarsitlerde gözlenen dereceli ve çapraz katmanlanmalarla, Viranköy doğusundaki metaçakıtaşı içeriğiyle kanıtlanabilir. Bu durum ayrıca, diğer bazı araştırmacılarca da desteklenmektedir (Schuiling, 1958, 1962; Başarı, 1970; Dora 1969 : Akat ve diğerleri, 1975; Akdeniz ve Konak, 1979; Akkök, 1981),

Beşparmak formasyonu içerisinde ve Günece - Viranköy arasında yüzeyleyen migmatitler, sahip oldukları özellikleri nedeniyle kolayca tanınabilmektedir. Bunlar, bol mikalı, feldspatlı ve bol kuvars banlıdır. Az oranda turmalin de içerirler. Migmatitlerdeki açık ve koyu renkli minerallerin oluşturduğu bantlı yapı çok belirgin olduğundan, kayaçtaki kıvrımcılık yapı da iyibir şekilde izlenebilmektedir.

Kalınlık. Beşparmak formasyonunun ileri derecede kırıklık bir yapı sergilemesi ve tabanının görülememesi nedeniyle, gerçek bir kalınlık ölçülememiştir. Buna karşın, görünen kesimi yaklaşık 1000 - 1100 m kalınlıktadır.

Yaş. Menderes masifindeki birimlerin yaşı, bu güne değin saha gözlemlerine dayanılarak verilen yaştan daha ileri bir aşama gösterememiş ve bunun sonucu da değişik yaşlar önerilmiştir. Beşparmak formasyonunu oluşturan gözlü gnayslar, Kaaden (1954), Schuiling (1962), Brinkmann (1966)'a göre Prekambriyen yaşındadır. Jaeger (1974; Akdeniz ve Konak (1979 da) Pb/Sr yöntemiyle yaptığı yaş belirlemede, gözlü gnaysların yaşını 490±90 my olarak saptamıştır. Diğer taraftan üzerindeki Kılavuz formas-



yonundan açılı bir uyumsuzlukla ayrılması ve ona göre daha ileri derecede başkalaşım geçirmiş olması gibi saha ve laboratuvar verilerinin radyometrik yaş bulgularıyla birlikte değerlendirilmesinde, Beşparmak formasyonu için Prekambriyen yaşı öngörülebilir.

Kılavuz formasyonu (Sk)

Tanım. Formasyon, yeşilist fasiyesi koşullarında gelişmiş olan ve daha önce Örtü şistleri olarak bilinen metamorfitle temsil edilmekte olup, adı, en iyi yüzeylediği kılavuz köyünden alınmıştır.

Dağılım ve Konumu. Kılavuz formasyonu, Selimiye, Viranköy, Kılavuz, Göldere, Narhisar, Derince, Çandır, Hırsarcık, Kızılcaкую, Karakuyu, Sırtlar ve Köşk yörelerinde yaklaşık 110km'lik bir sahada yüzeyler (şekil 2).

Formasyon, tabanda Beşparmak formasyonunu açılı uyumsuzlukla örterken, tavanda Aktaş formasyonu ile açış uyumsuzluk oluşturur.

Kayatürü. Formasyon, tabanda ince taneli gnayslarla başlar, üzerinde kuvarsit, kalsit ve mermer arakatmanlı mikaşitlerle sürer. Mikaşitler de tabanda iri granatlı bir düzey ile başlar ve üste doğru, granatların hem çapları küçülür, hem de miktarları azalır. Mikaşitler üzerinde gri renkli, bandlı mermerler bulunur ki bunlar, Göldere yöresinde oldukça yaygındır. Mermerler üzerinde de sarımsı renkli kuvarsitler ile biyotitli mikaşitler ve kalsitler ardaşıklı olarak yer alır. Ancak biyotit mikaşitler daha egemen durumdadır.

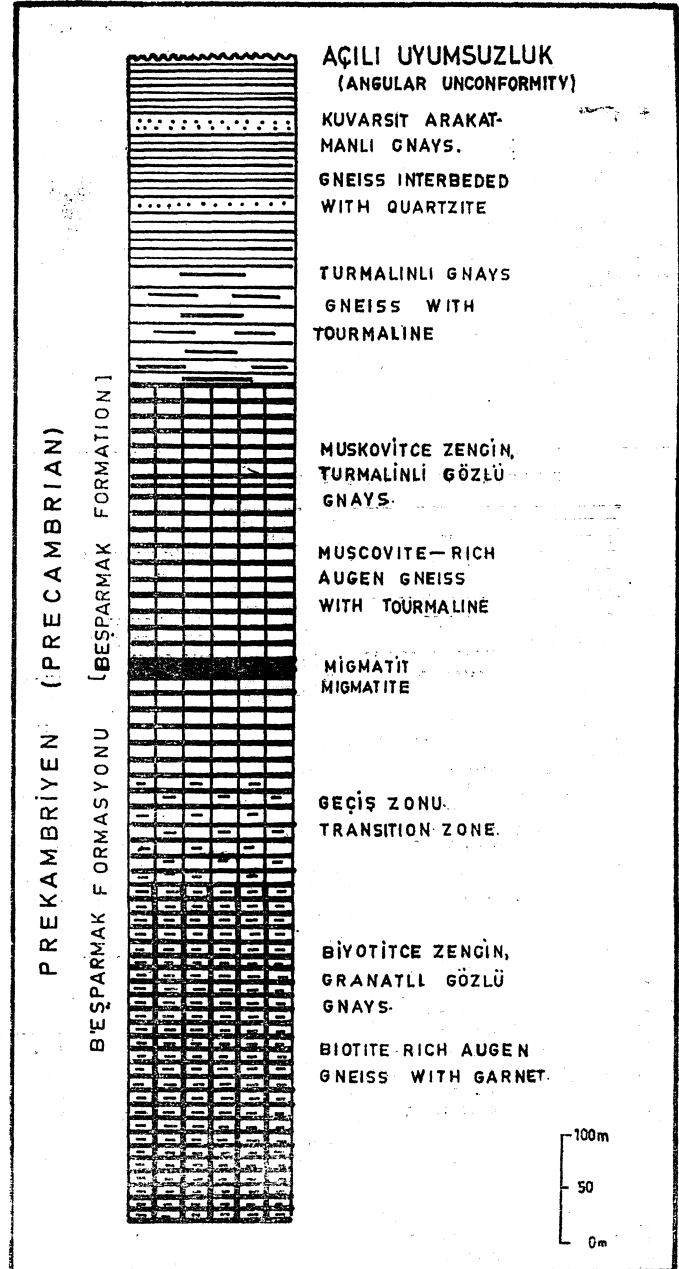
Kılavuz köyünün 1,5 km güneybatısında kloritoidli şistler üzerine, kalınlığı 22 m ye erişen açık sarımsı renkli serizitli kuvarsitler gelir. Bu birim inceleme sahasının doğusunda daha geniş yayımlı ve daha kalın olup, batıya doğru incelenerek yeşil şistlere geçer.

Selimiye - Kılavuz arasındaki yörede ise, kuvarsitler üzerine kloritoid şist, epidot şist ve bunlarla arakatmanlı kuvarsit ve kalsitler bulunur. Bu kayalar arasında mikaşit düzeylerine de yer yer rastlanır, özellikle Selimiye - Kılavuz arasında yüzeyleyen kalsitlerin bazı düzeyleri konglomeratik olup, çakılların uzun eksenleri yapraklanma düzlemine koşuttur.

Kılavuz formasyonunun en üst düzeylerini, kalsit arakatmanlı fillitler oluşturur (Şekil 4A). Karakuyu, Sırtlar ve Köşk yöresinde bu durum belirgin bir şekilde izlenmektedir. Ayrıca formasyonun içinde merccekler biçiminde ultramafitlere de rastlanılmış olup, bunlar taban ve tavanda klorit - serizit şistlerin yapraklanma düzlemine koşut yapraklanma gösterirler, bir başka deyişle birlikte başkalaşıma uğramışlardır. Brunn ve diğerleri (1971) ise, sözü edilen metamorfiteri Likya naplarının tabanı olarak göstermişlerdir.

Kalınlık. Kılavuz formasyonunun kalınlığı, enine jeoloji kesitlerinden yaklaşık 2500 molarak bulunmuştur.

Yaş. Kesin yaş verebilecek fosil saptanamamıştır. Ancak formasyona görece bir yaş vermek olasıdır. Schuiling (1962), Kılavuz formasyonunu oluşturan kayaların olasılıkla Siluriyen olabileceğini, Wippen (1964) ise, bunların Permo - Karbonifer yaşında olduğunu ve Triyas'ı da içer-



Şekil 3 : Beşparmak formasyonu dikme kesiti.

Figure 3 : Columnar section of the Beşparmak formation.

diğini belirtmesine karşın, Kılavuz formasyonu üzerinde açış uyumsuzlukla yer alan mermerlerin daha üst düzeylerinde ki rekristalize kireçtaşları içerisinde Viziyen yaşlı fosiller saptanmıştır (onay, 1949). Bu nedenle, Kılavuz formasyonu Karbonifer'den daha yaşlı (Siluriyen?) olmalıdır.

Aktaş formasyonu (DPa)

Tanım. Birim, beyaz, gri renkli, ince ve iri kristalli mermerlerle temsil edilir. En iyi Aktaş yöresinde yüzeylediğinden, formasyona bu ad verilmiştir.

Dağılım ve Konumu. Aktaş formasyonu, inceleme sahasının güney kesiminde yer almakta olup, Aktaş, Damli-

boğaz, Yeniköy, Savranköy, Sepetçiler, Asinyeniköy, Karakuyu ve Hisarcık yörelerinde yaklaşık 55 km² lik bir yayılım gösterir.

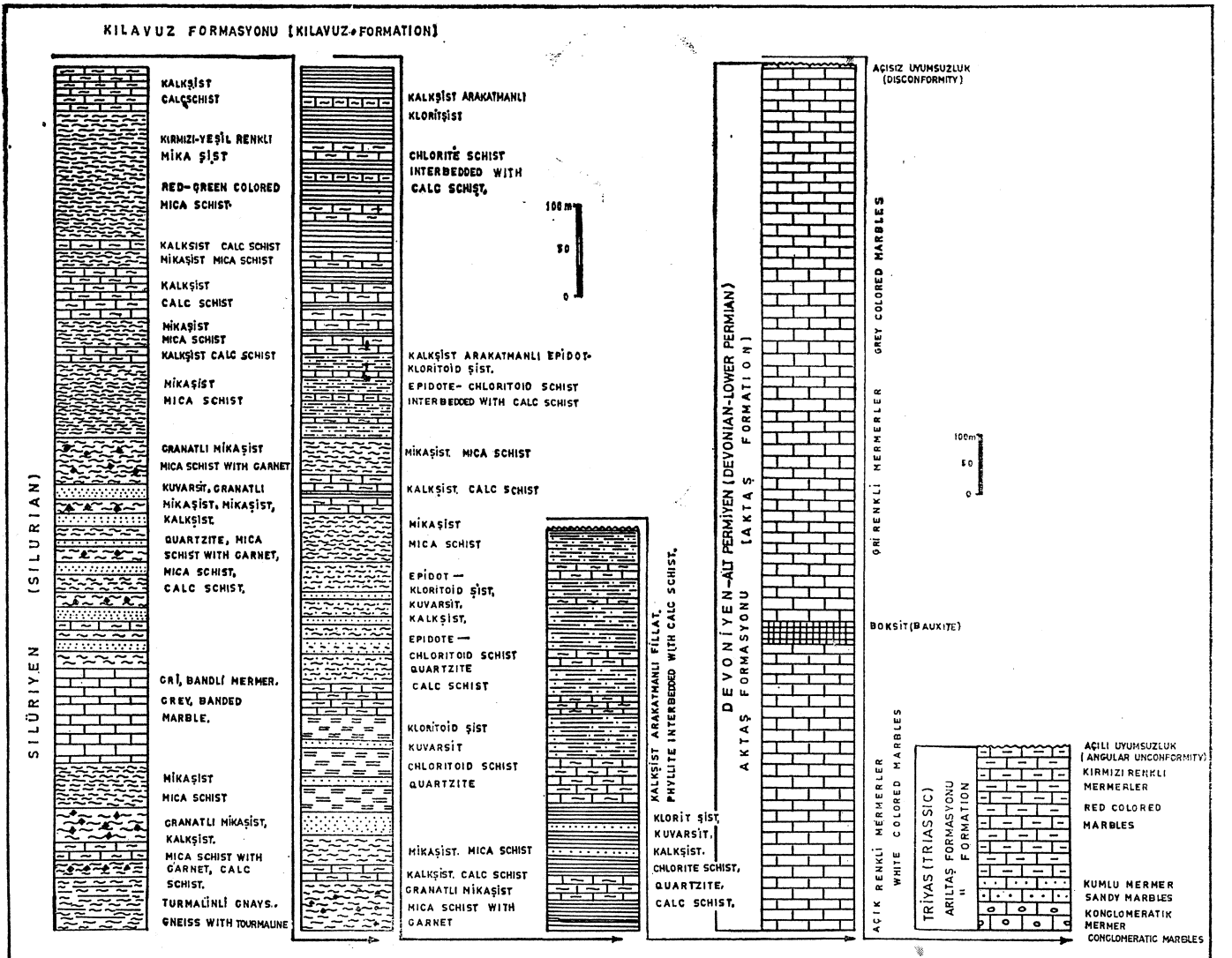
Tabanda, Kılavuz formasyonu üstünde açışız uyumsuzlukla bulunurken, tavanda, Arılıtaş formasyon tarafından da açışız uyumsuzlukla örtülür.

Kayatürü. Formasyon, beyaz ve gri renkli mermerlerden oluşur. Gri renkli mermerler genellikle küçük kalsit kristalli olup, bitüm kokuludur. Beyaz mermerler ise daha büyük kalsit kristalli olup, daha az kokuludur. Tabanda açık renkli ve orta kalınlıkta katmanlardan oluşan mermerler, üst düzeylere doğru gri renkli ve kalın katmanlı bir yapı gösterirler (şekil 4B).

Aktaş formasyonu içerisinde, Savranköy, Damlıboğaz Aktaş ve Paşalıdağda, KB-GD doğrultusunda katmanlanmaya koşut uzanan boksit düzeyi (yaklaşık 10 km uzunluğunda, 2 - 5 m genişliğinde) yer alır ve bu oluşum ayırtman bir düzey oluşturur (şekil 4B).

Kalınlık, Paşalıdağda yapılan kesitte, formasyonun kalınlığı 1400 m olarak saptanmıştır.

Yaş. Onay (1949) tarafından mermerlerin üzerine gelen kireçtaşlarında Viziyen yaşlı fosiller saptanmıştır. Erk, Çine yöresinden gelen rekrystalize kireçtaşı örneği içerisinde Karbonifer yaşlı fosillerin bulunduğunu belirtmiştir (S. Erk, 1980, kişisel görüşme). Kaaden ve Metz (1954), Gök-tepe yöresinden topladıkları örneklerin Alt Permiyen yaşlı



4 A

Şekil 4A: Kılavuz formasyonu dikme kesiti.

Figure 4A: Columnar section of Kılavuz formation.

Şekil 4B: Aktaş formasyonu dikme kesiti.

Figure 4B: Columnar section of Aktaş formasyonu.

Şekil 4C: Arılıtaş formasyonu dikme kesiti.

Figure 4C: Columnar section of the Arılıtaş formation.

4 B

4 C

olduğunu saptamışlardır. Schuiling (1962), bu verilere dayanarak, mermerlerin Devoniyen yaşında olabileceği görüşündedir. Wipern (1964) ise, boksitleri Permiyen ile Triyas arasına koymaktadır.

Araştırmalarımız sırasında Aktaş formasyonu içerisinde, formasyona yaş verebilecek bir fosil saptanamamıştır. Bu nedenle de kesin bir yaş önerisinde bulunmak güçtür. Bunun yanında, Aktaş formasyonunun, en azından boksit düzeyinin oluşumu sırasında, bir düşey yükselme ile aşınma uğradığı ve ortamın iyice sığlaştığı büyük bir olasılıktır. Boksit düzeyinin altında kalan birimler daha iri kristalli mermerlerden oluşurken, üst birimler ince kristalli rekristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Bu nedenle, boksit düzeyi de Aktaş formasyonu içinde bir uyumsuzluk (diskonformity) olarak düşünülebilir. Boksit düzeyinin üstünde yer alan rekristalize kireçtaşlarında Karbonifer ve Alt Permiyen yaşı veren fosillerin bulunuşu (Onay, 1949, Kaaden ve Metz, 1954), Aktaş formasyonunun, en azından Devoniyen ile Alt Permiyen arasında bir yaşta olabileceğini gösterir.

Arıltaş formasyonu (Ta)

Tanım. Birim, gri renkli konglomeratik mermerler ile kırmızı renkli, piyemontitli mermerler tarafından temsil edilir. En iyi Arıltaş yöresinde yüzeylediğinden formasyona bu ad verilmiştir.

Dağılım ve Konumu. Aşağı köyünün kuzeybatısındaki Arıltaş yöresinde dar bir şerit biçiminde başlar ve kuzeybatıya doğru aynı şekilde uzanır. Tabanda Aktaş formasyonunu açışız uyumsuzlukla örter.

Kayatürü. Formasyon, Milas - Kazıklı yolu üzerinde, Aktaş formasyonu üzerine, açık renkli, kumlu ve konglomeratik bir düzey ile uyumsuz olarak gelir. 50 m kalınlığındaki bu düzey, usta doğru, kırmızı renkli mermerlere dereceli geçiş gösterir. Bu özellik, dar bir alanda yüzeyleyen formasyonun güney ve kuzey dokanağı boyunca da belirgindir.

Arıltaş formasyonunu oluşturan kırmızı renkli mermerler, 0,04 -0,25 mm arasında değişen ve şisti sıralanmalar gösteren kalsit kristalleri ile makaslama düzlemleri boyunca oluşmuş piyemontit ve az oranda da kuvars kristalleri içerip, blastokataklitik dokuludur.

Kalınlık. Formasyonun kalınlığı, Arıltaş yöresinde 200 m dolayındadır (Şekil 4C).

Yaş. Aktaş formasyonu üzerine transgressif olan Arıltaş formasyonu içerisinde fosil saptanamamıştır. Ancak, doğuda Denizli ve batıda Milas dolayında incelemelerde bulunan. Boray ve diğerleri (1973), bu kayalar içinde Üst Triyas - Alt Liyas yaşlı fosiller bulmuştur. Bu nedenle, Arıltaş formasyonunun yaşını şimdilik Triyas olarak öngörmektedirler.

SONUÇ VE TARTIŞMA

«Menderes masifi» terimi literatüre geçmiş yaygın kullanımlı bir terim olmasına karşın, stratigrafi adlama kurallarına uymamaktadır. Bu nedenle, ayrıntılı haritalama sonucu, «Menderes masifi» olarak bilinen metamorfitle, tabandan tavana doğru, belirgin kayatürü özellikleri, baş-

kalaşım dereceleri ve petrografik özellikleri gözönüne alınarak, kabaca dört formasyona ayrılmıştır.

«Menderes masifi» olarak bilinen metamorfitle kökeni, başkalaşım yaşı ve sürekli bir dizilim oluşturup oluşturmadığı konulan günümüze değin tartışılmemiş önemli sorunlardır. Metamorfitle büyük boyutlu bir dönm yapısı sunduğundan, domun çekirdek kesimini oluşturan gnayslarla, dış kesimini oluşturan örtü şistleri arasında bir boşluğun olmadığı ve başkalaşım derecesinin içten dışa doğru halkalar biçiminde azaldığı varsayılmıştır. (Flügel ve Metz, 1954; Wipern, 1964, Akartuna, 1965; Graciansky, 1965; Abdüsselamoğlu, 1965; Boray ve diğerleri, 1973). Saha ve laboratuvar çalışmaları, kabaca çekirdek gnayslarıyla temsil edilen Beşparmak formasyonu, örtü şistlerinin temsil ettiği Kılavuz formasyonu arasında çok belirgin bir açılı uyumsuzluğun varlığını belirgin biçimde ortaya koymuştur. Uyumsuzluğu belgeleyen bulgular arasında: (1) İki formasyonun gerek yapraklanma düzlemleri, gerek lineasyon gidişleri, gerekse kıvrım eksenleri arasında dike yakın bir açının varlığı; (2) Kılavuz formasyonunun tabanında başkalaşmış çakıltaşı düzeylerinin bulunması; (3) İki formasyonun başkalaşım derecelerinin çok farklı olması ve mineral parajenezlerinin birbirine uymaması sayılabilir. Uyumsuzluğun varlığı konusunda Schuiling (1962), Brinkmann (1966), Akat ve diğerleri (1975), Öztürk ve Koçyiğit, (1976) Akdeniz ve Konak (1979) birleşmektedir.

Diğer taraftan, Beşparmak formasyonu içinde başkalaşmış çakıltaşı mercekleri yanında, dereceli ve çapraz katmanlanmalı kuvarsit düzeylerinin saptanması, sedimenter kökenli olduğunu kanıtlamaktadır (Dora, 1969, 1972; Akat ve diğerleri, 1975; Öztürk ve Koçyiğit, 1976; Akdeniz ve Konak, 1979).

Bu bulgulara koşut olarak, Beşparmak formasyonunun (çekirdek gnayslarının) ilkin olasılı Erken Kaledoniyen dağoluşum devinimleriyle; daha sonra da Kılavuz, Aktaş ve Arıltaş formasyonlarıyla (örtü şistleri ve mermerler) birlikte Erken Kimmeriyen dağoluşum devinimleriyle başkalaşım geçirdiği sonucu çıkarılabilir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu araştırmanın yapılmasında maddi olanak sağlayan Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu ile, petrografik belirlemeleri yapan Dr. Gültekin Elgin'e teşekkür ederler.

Yazının ilk geliş tarihi: Şubat 1982

Yayıma verildiği tarih: Ekim 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

Abdüsselamoğlu, M. Ş., 1965, Muğla - Yatağan çevresinde görülen jeoloji formasyonlarının korelasyonu: M.T.A. Rap., No. 3497, yayımlanmamış.

Akartuna, M., 1965, Aydın -Nazilli hattı kuzeyindeki ver-sanların jeolojisi hakkında: M.T.A. Dergisi, 65, 1-10,

Akat, U., Öztürk, Z., Öztürk, E. ve Çağlayan, A., 1975, Menderes masifi güneyi-SW Toros kuşağı ilişkisi (ön rapor): M.T.A. Rap., No. 5488, yayımlanmamış.

- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979, Menderes masifinin Simav dolaylarındaki kaya birimleri ve metabazik, metaultramafik kayaların konumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 175-183.
- Akkök, R., 1981, Menderes masifinin gnayslarında ve şistlerinde metamorfizma koşulları, Alaşehir -Manisa: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24,11-20.
- Başarır, E., 1970, Bafa gölü doğusunda kalan Menderes masifi güney kenarının jeoloji ve petrolojisi: E.Ü.F.F. Kürsüsü ilmi rapor servisi, No. 102,42 s.
- Boray, A., Akat, U., Akdeniz, N., Akçaören, Z., Çağlayan, A., Günay, E., Korkmazer, B., Öztürk, E., ve Sav, H., 1973, Menderes masifinin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri: Cumhuriyetin 50. yılı, Yerbilimleri Kongresi, 11-20.
- Brinkmann, R., 1968, Geotektonische Gliederung von West Anatolien: M.T.A. Dergisi, 66, 61 -74.
- Brunn, J. H., Dumont, J. F., De Graciansky, P. Ch., Gutnic, M., Juteau, Th., Marcoux, J., Monod, O., ve Poisson, A., 1971, Outline of the Geology of the Western Taurides; Campbell, A. S. ed., Geology and History of Turkey de: Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225 - 255.
- Çağlayan, M. A., Öztürk, E. M., Öztürk, Z., Sav, H., ve Akat, U., 1980, Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum: Jeoloji Mühendisliği, 10, 9-17.
- Dora, Ö., 1969, Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etüdüleri: M.T.A. Dergisi, 73,10 - 26.
- Dora, Ö., 1972, Ortoklas - Mikrokin Transformation in Migmatiten des Eğrigöz Massives: Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 15/2, 131 - 152.
- Flügel, N., ve Metz, K., 1954, Bodrum - Muğla yöresinde yapılan jeolojik harita raporu: M.T.A. Rap. No. 2799, yayımlanmamış.
- Graciansky, Ch. de, 1965, Menderes Masifi güney kıyısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar: M.T.A. Dergisi, 64, 8 - 21.
- Kaaden, G. v.d., ve Metz, K., 1954, Datça - Muğla - Dalaman Çayı arasındaki bölgenin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült, 5/12, 71-170.
- Onay, T. S., 1949, Über die Smirgelgesteine SW-Anatoliens: Schweiz. Mün. Petr. Mitt., 29/2, 357-492.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1976, Selimiye -Beşparmak bölgesi metamorfitlerinin tektoniği; Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, Matematik Fiziki ve Biyolojik Bilimler Araştırma Grubu, ftoje No. TBAG -137, yayımlanmamış.
- Schuiling, R. D., 1958, Menderes Masifi'ne ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü: M.T.A. Dergisi, 51, 38-41.
- Schuiling, R. D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: M.T.A. Dergisi, 58, 71 - 84.
- Wipperf, J., 1964, Menderes masifinin alpidik dağ teşekülü içindeki durumu: M.T.A. Dergisi, 62, 71 -79.

Mekke iç çevre yolu projesi : MIT - 2 tünelinin Jeoteknik incelenmesi

Makkah inner ring road project: .Geotechnical investigation of tunnel MIT-2

VEDAT DOYURAN Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

AHMET UĞURLU Tekar Limited Şirketi, Ankara

ALİ HARUT Tekar Limited Şirketi, Ankara

ÖZ: Mekke iç çevre yolu projesi, Kabe (Suudi Arabistan) etrafında dört tünel ve bunlar arasındaki karayolu bağlantılarından oluşmaktadır. Tüneler at nalı kesitli ve çift tüplü olup değişik uzunluktadır.

Kabe'nin yaklaşık 1 km güneydoğusunda yer alan MIT-2 tüneli boyunca ana kaya Prekambriyen yaşlı kuvars diyoritlerden oluşmuştur. Ana kaya sık sık felsit ve dolerit dayakları ile kesilmiştir. Gerek ana kaya ve gerekse dayak kayaları yüksek ve çok yüksek dayanıma sahiptir.

Kuvars diyorit içinde gelişen eklemler kayaya yer yer iri ve çok iri bloklu yapı kazandırmıştır. Eklemler geniş aralıklı, açıklıkları sıkı ya da dar, yüzeyleri pürüzlü ve yer yer düzlemsel olup dolgu ve su içermezler.

Tünel desteği tasarımı yönünden kaya kütlesi niteliği, tünel ağzlarında «zayıf», diğer kısımlarda ise «iyi» olarak hesaplanmıştır. Tünel ağzlarında kaya düşmelerini önlemek amacı ile sistematik kaya biyonları, çelik hasır ve püskürtme beton, diğer kısımlarda ise rassal (random) kaya bulonları ve püskürtme beton önerilmiştir.

ABSTRACT: The Makkah inner ring road project involves construction of four-vehicular tunnels and connection roads around Holy Kabe in Saudi Arabia. The tunnels are horse-shoe shaped in cross section, double-tube, and of varying lengths.

Quartz diorite of Precambrian age constitutes the major bedrock along tunnel MIT-2, which is located approximately 1 km southeast of Kabe. The bedrock is frequently crossed by felsite and dolerite dykes. Both the bedrock and the dyke rocks are strong to very strong.

The joints developed within quartz diorite give rise to a large and/or very large blocky structure to the rock. The joints are generally widely spaced having tight and/or narrow apertures, and rough to planar surfaces. They contain neither infillings nor water.

In order to provide a basis for tunnel support design, the rock mass quality is determined as «weak» at the tunnel portals and «good» away from the portals. It is further recommended that at the tunnel portals rockfall and other similar incidents may be avoided by the application of systematic bolting, wire meshing, and shotcreting. Away from the portals random bolting and shotcrete application may be sufficient.

Bölgede değişik akaçlama ağları görülmektedir. Süreksizliklerin etkin olduğu yerlerde trellis ağı, diğer kısımlarda ise dentritik ağ egemendir. Konik tepeler radyal ağ gelişimine olanak sağlamıştır.

Akarsu yatakları genellikle kuru olup sağanak yağışlar sonucu kısa süreli akışa sahiptir. Vadilerde belirgin bir alüvyon örtüsü gelişmemiştir.

Mekke kenti kurak bir bölgede kurulmuştur. Yaz mevsimi genellikle çok sıcak, kuru ve uzundur. Kış mevsimi sıcak ve zaman zaman sağanak şeklinde kısa süreli yağışlıdır. Doğal bitki örtüsü yok denecek kadar azdır. Yer yer bodur bitkiler görülebilmektedir.

BÖLGESEL JEOLJİ

Arap yarımadası, Afrika kıtasının doğal bir uzantısı olup bu kıtadan Kızıl Deniz, İran'dan Arap Körfezi ve Umman Körfezi ile ayrılmış, güneyde Arap Denizi ve Aden Körfezi ile çevrilmiştir.

Arap yarımadasının yapısal dokusu Prekambriyen zamanında Arap kalkanının duraylılık kazanması ile gerçekleşmiştir. Bu kalkanı oluşturan oldukça yaşlı kayalar kendi aralarında karmaşık ve hareketli bir tarihçeyi simgeler.

Arap yarımadası dört duraylı bölgeye ayrılmıştır. Bunlar Arap kalkanı, Arap yamacı (iç homoklin), İç düzlükler ve Basenlerdir (Kent, 1978) (Şekil 2). Genellikle Prekambriyen yaşlı mağmatik ve metamorfik karmaşıktan oluşan Arap kalkanı, batıda, yarımadaının üçte birini temsil eder. Arap kalkanı Tersiyer'e kadar Afrika kalkanının bir devamı olarak kalmış ancak zamanla Kızıl Deniz riftleşmesi ile ayrılmıştır.

Arap kalkanı kendi içinde Batı Arap kalkanı, Yemen - Aden düzlüğü ve Güney Arap-kalkanı olmak üzere üç yapısal bölgeye ayrılmaktadır. İnceleme sahası Batı Arap kal-

kantı içinde yer almaktadır:

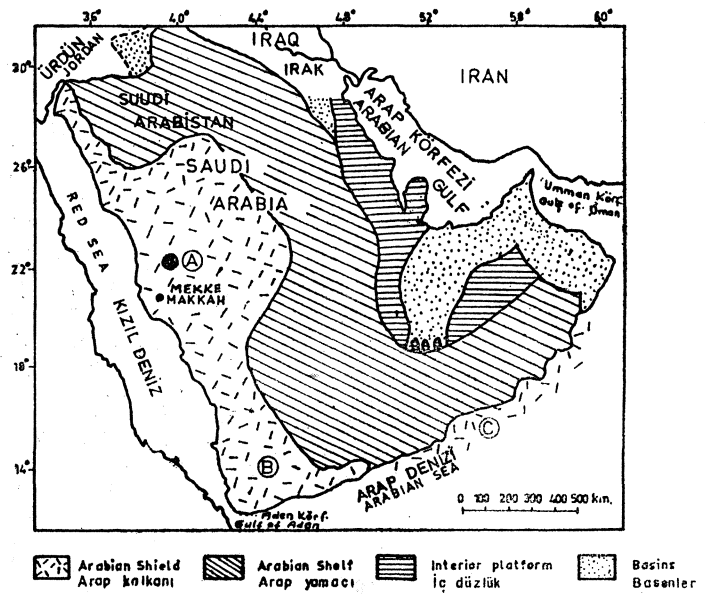
Brown'a (1972) göre temeli oluşturan gnayslar Arap kalkanının en yaşlı kayalarını simgelemektedir. Bunlar genellikle diyorit, kuvars diyorit, granodiyorit ve granit kökenli ortognayslar olup, genellikle amfibolit ve kısmen yeşilsit fasiyesinde metamorfizma gösterir. Mekke dolaylarında radyometrik yaş tayinleri sonucu saptanan en eski kayalar granodiyorit ve kuvars diyoritlerdir. Bu kayaların Rb - Sr yaşları ortalama bir milyar yıldır.

YEREL JEOLJİ

Tünel güzergâhı ve yakın dolaylarında miğmatit, kuvars diyorit, felsit ve dolerit (diabaz) yüzeylenmektedir (Şekil 3). Ancak, tünel boyunca kuvars diyorit, felsit ve dolerit kesilmekte olup (Şekil 4), miğmatit MIT-2 çıkıp ile MIT-3 girişi ortasından başlayarak MIT - 3 boyunca devam etmektedir. Aşağıda, tünel boyunca kesilen kayalar ve yüzeyde bunları yer yer örten yamaç molozlarının litolojik ve mühendislik özelliklerine değinilecektir. Kayaların mühendislik tanımları British Standards Institute (1981) göre yapılmıştır.

Kuvars Biyorit

Kuvars diyorit MIT - 2 tüneli boyunca ana kayayı oluşturmaktadır. Taze yüzeyleri gri, koyu gri olup bozuşma (weathering) etkisi ile yer yer açık kahverengiye dönüş-



- A) Western Arabian Shield - Batı Arap Kalkanı
 B) Yemen-Aden Plateau - Yemen-Aden düzlüğü
 C) Southern Arabian Shield - Güney Arap kalkanı

Şekil 2 : Arap yarımadasının yapısal bölgeleri (Kent, 1978'den değiştirilerek alınmıştır)
 Figure 2 : Structural divisions of the Arabian Peninsula (Modified after Kent, 1978)

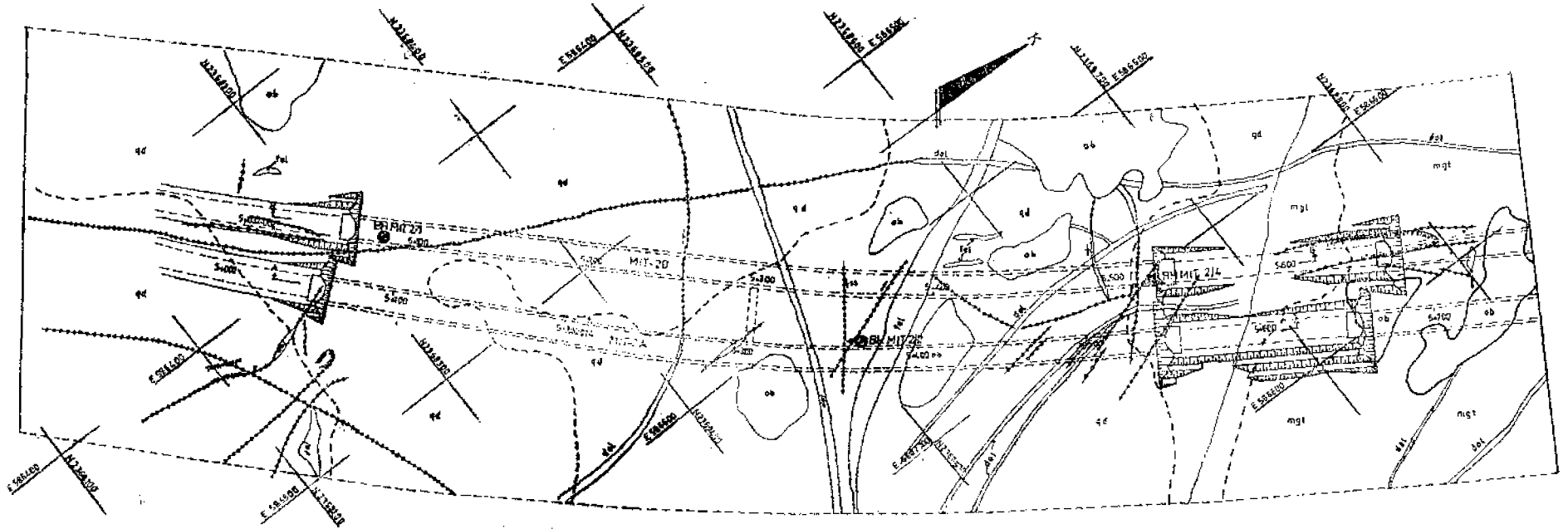
mektedir. Kayayı oluşturan mineraller orta iri boydadır. Genellikle holokristalin lepidiyomorfik doku egemendir. Başlıca mineralleri oluşturan plajiyoklas (andezin), hornblend ve kuvars yanı sıra biyotit, klorit ve epidot bulunmaktadır. Kuvars diyorit içinde gelişen eklemeler çok geniş aralıklı (0.60 m -2.00 m) olup iri (0.2 - 8 m³) ve çok iri (>8m³) blokların oluşumuna neden olmaktadır. Yüzeğe yakın yerlerde, bozuşmanın da etkisi ile orta boy (0.008 - 0.2 m³) bloklar görülür. Ancak tünel kotunda kaya genellikle masif yada çok iri bloklu kabul edilebilir.

Fiziksel ufalanmanın etkili olduğu yüzey ve yüzeye yakın kısımlarda bozuşma derecesi az¹ ya da orta² olarak tanımlanabilir. Bozuşma derine doğru etkisini giderek kayabeder ve tünel kotunda kaya genellikle tazedir. Yüzeyde yer yer az gelişmiş küresel bozuşma görülmektedir.

Basit saha deneyleri (nokta yükleme, Schmidt çekici, jeolog çekici gibi) kayanın yüksek (50-100MN/m²), ve çok yüksek (> 100 MN/m²) dayanımı olduğunu göstermektedir.

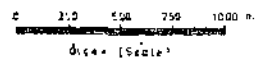
Kayanın gözenekliliği ve geçirimsizliği çok düşüktür. Tünel kotunda tümüyle geçirimsiz kabul edilebilir. Yapılan sondajlarda yeraltısuyla rastlanmamıştır.

- (1) Az Bozuşma: Renk değişimi (discoloration) yaygın olup, dayanımı taze kayaya kıyasla kısmen azalmıştır.
- (2) Orta Derecede Bozuşma: Kayanın yarısından azı kuma dönüşmüştür. Taze ya da renk değişimi gösteren kısımlar bozuşmuş kaya içinde çekirdek (corestone) şeklinde korunmuştur.



ACIKLAMA
(EXPLANATION)

Migmatit (Migmatite)	Kusvece diyariti (G-Diorite)	Feilit (fel) (Felsite)	Dolerit (do) (Dolerite)	Yarpag molasu (Overburden)	Dekman (No. homer)	Yertegin olcu (Set area) (Upper limit of settled area)	Ica arazi (Quarry)	Sarab (Stratite)



Şekil 3 : MIT-2 tünelleri çevresi jeolojik haritası
Figure 3 : Geological map of the region around the tunnels MIT-2

Kuvars diyorit sık sık dolerit ve felsit daykları ile kesilmiştir. Ayrıca kaya içinde yer yer felsit damarlarından oluşan pitigmatik yapılar izlenmektedir.

Felsit

«Felsit» sözcüğü kuvars ve feldspatça zengin açık renkli kayaları içermektedir.

Ayrıca, kalınlığı birkaç santimetre dolayında ki kuvars damarları da felsitiere dahil edilmiştir. Felsit genellikle dayk şeklinde gözlenmektedir. Kalınlıkları birkaç santimetre ile birkaç metre arasında değişmektedir. Jeolojik haritada (Şekil 3) kalınlığı 0.20 m ve daha fazla olan dayklar gösterilmiştir.

Felsit bej, yer yer açık gri ve orta - iri tanelidir. Kuvars, K-feldspat, ve plajiyoklas (albit) egemen olup bir miktar hornblend, biyotit ve klorit içerir. Yer yer pegmatitik görünümüne sahiptir. Kayanın mineralojik bileşimi granitik kökeni simgelemektedir.

Kaya, içerdiği eklemler nedeniyle orta ve iri blokluya kazanmıştır. Yüzeyde, bozuşmanın da etkisi ile blok boyu küçülür ve çekiç darbesiyle küçük parçalara ayrılır.

Bozuşma yüzeyde ve yüzeye yakın kısımlarda orta derecededir. Yer yer eklem ve çatlaklar boyunca yüzeyden 5 -10 m derine doğru renk değişimi görülmektedir.

Kaya yüksek ve çok yüksek dayanıma sahiptir. Gerek ilksel ve gerekse ikincil gözenekliliği ve geçirimsizliği çok azdır. Yeraltı suyu taşımaz.

Felsit daykları dolerit dayklarına kıyasla daha az süreklilik göstermektedir. Özellikle kalınlıkları sık sık değişmektedir. Yer yer dolerit daykları tarafından kesilmiştir.

Dolerit

Dayk şeklinde oluşan dolerit koyu gri yeşil, ince taneli ve holokristalin olup yeşilsit fasiyesinde metamorfizma gösterir. Daykların kalınlıkları birkaç santimetre ile birkaç metre arasında değişmektedir. Daykların yer yer ç-

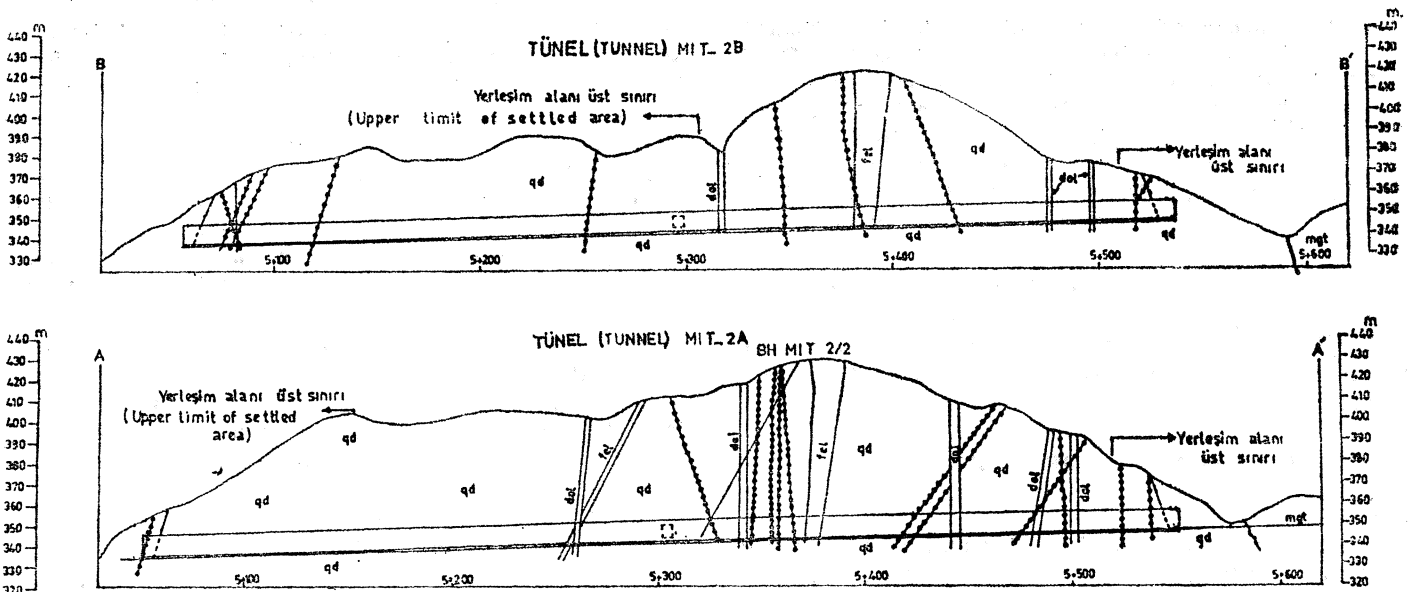
tallaştığı ve başka bir dolerit daykı ile kesildiği de görülmektedir.

Dolerit orta ve iri blokluya sahiptir. Bölgede beton agregası olarak kullanılan başlıca kaya olması nedeniyle, özellikle genişliği 0.50 m ve daha fazla olan dayklar boyunca taşocakları açılmıştır. Bu ocaklarda yapılan incelemelerde doleritin yüzeyden yaklaşık 5.00 m aşağıda genellikle taze ve iri, yer yer çok iri blokluya olduğu anlaşılmaktadır. Kaya yüksek ve çok yüksek dayanıma sahiptir. Gözenekliliği ve geçirimsizliği çok düşüktür.

Dayklar uzun mesafelerde sürekliliklerini korumaktadır. Kalınlıkları ve eğimleri, sık sık değişmez. Bununla beraber bazı daykların uzantıları boyunca incip kalınlığı da gözlenmiştir. Doleritin ana kayayı oluşturan kuvars diyorit ile dokanağı oldukça kesindir. Dokanak boyunca çok ince (1-3 mm) bir ayrışma zonu vardır. Killeşme ve kloritleşmenin görüldüğü bu zon, dokanak yüzeyine pürüzsüz ve kaygan bir özellik kazandırır. Bu nedenle dolerit, taşocaklarındaki dayklar boyunca kuvars diyoritten hafif bir çekiç darbesi ile ayrılabilir. Dayk ve ana kaya dokanağındaki bu zayıf bağlantı tünellilik yönünden olumsuz karşılanmaktadır. Nitekim bu incelemenin yapıldığı sürelerde halen açılmakta olan diğer bazı tünellerde dolerit daykları boyunca yer yer kayma ve aşırı sökme (overbreak) sorunları gözlenmiştir.

Yamaç Molozu

Tünel boyunca gerek ana kayayı ve gerekse daykları yer yer örten yamaç molozları siltili ve kumlu bir hamur içinde çakıl ve bloklardan oluşmuştur. Bloklar 15-20 cm çapında veya daha büyüktür. Genellikle kötü boyanmalı, köşeli çakıllı ve gevşektir. Kalınlıkları 2.00 m den azdır. Yüzeyde ince bir yerel örtü şeklinde oldukları için tünellilik yönünden sakıncalı görülmemektedir. Ancak, tünel yaklaşım hafriyatları sırasında yamaç molozları içindeki bloklar yuvarlanarak tehdit arzederler.



Şekil 4 : MIT-2A ve MIT-2B tünelleri boyunca jeolojik kesitler

Figure 4 : Geological cross sections through MIT-2A and MIT-2B tunnels

EKLEMLER

Saha çalışmaları sırasında sistematik eklem ölçümleri özellikle tünel ağızlarında yoğunlaştırılmıştır.

Ayrıca yönlendirilmiş karotlardan da yararlanılmıştır. Tünel güzergahında bazı yüzlelerde rassal (random) ölçümler alınmıştır. Eklem özelliklerine ilişkinanımlamalar Anon (1977) ye göre yapılmıştır.

MIT - 2 Giriş Ağızı

Tünel giriş afezinda yaklaşık 450 ölçüm elde edilmiş ve Schmidt diyagramından şu eklem takımları belirlenmiştir: K30° B/90° (Smax); K-G/72° B (Smax₁); K80° D/ 30° KB (Smax₂) Eklem aralıkları geniş ve çok geniştir (0.50-1.50m). Eklem genişliği sıkı ve yer yer dardır (0.1 cm-2 cm). Yanal uzantıları genellikle 5.00 m den azdır. Bazı dar eklem, yüzeye yakın yerlerde silt dolgusu içerir. Eklem yüzeyleri genellikle pürüzsüz, yer yer dalgalı ve pürüzlüdür. Eklem boyunca su sızıntısı yada nemlilik görülmemektedir.

Tünel giriş ağızı dolaylarında açılan MIT - 2/1 ve MIT - 2/2 nolu sondaj kuyularının tünel tavan kotuna yakın yerlerinden elde edilen yönlendirilmiş karot örneklerinde şu takımlar belirlenmiştir:

MIT-2/1: K50°D/10.KB; K25D/16°GD; K15D/40°KB; K - G/75°B

MIT-2/2: K70°D/30°KB; K14°D/15°KB; K15°B/76°KD

Eklem genişlikleri çok sıkı ve yüzeyleri pürüzlü (%50), düzlemsel (%40) ve dalgalıdır (%10). Bazı eklem boyunca çok az mineral dolgu ve yüzey renklenmesi görülmektedir.

Bozuşma etkisiyle eklem yüzeyde daha belirgin ve aralıkları daha sıkıdır. Ancak eklem aralıkları derinlikle artmaktadır. Yataya yakın eklem nedeni ile patlatma sonucu aşırı sökme sorunları beklenebilir.

MIT-2 Çıkış Ağızı

Bu kısımdan elde edilen yaklaşık 390 eklem ölçümünden şu takımlar belirlenmiştir: K40° B/80°KD (Smax); K30° D/80°KB (Smax₁; K10°B/20°GB (Smax₂). Eklem aralıkları 0.05 m-1.00 m arasında değişmektedir. Eklem genişlikleri genellikle sıkı ve dardır. Yanal uzantıları ise bir kaç metre dolayındadır. Eklem yüzeyleri düzgün ve kısmen pürüzlüdür. Bazı dar eklem boyunca siltli dolgu görülmektedir. Eklem boyunca herhangi bir su sızıntısı görülmemektedir.

MIT-2/4 nolu sondajdan elde edilen yönlendirilmiş karotlarda K20°D/15°KB; K50°B/16°GB ve K85°B/12° KD eklem saptanmıştır. Eklem aralıkları geniş-çok geniş (0.10 m - 0.80 m), açıklıkları 0.1 cm-2 cm olup bazı dar eklem siltli dolgu içerir.

SAHA VE LABORATUVAR DENEYLERİ

Saha Deneyleri

Basınçlı Su Deneyi: Tünel boyunca açılan sondaj kuyularında (şekil 3) tek ve çift lastikli, basınçlı su deneyleri yapılmıştır. Deneyler sırasında basınç aralıkları 1/3P, 2/3P, 1 IP, 2/3P, — olarak seçilmiştir. Burada (P) tünel üzerindeki örtü kaya kütesinin basıncını simgelemektedir. Kuvars diyorit içinde yapılan basınçlı su deney sonuçları Çizelge 1'de özetlenmiştir. Çizelge 1'de görüldüğü gibi kuvars diyorit pratik olarak geçirimsiz kabul edilebilir.

Çizelge 1. Basınçlı su deney sonuçları

Sondaj kuyu No.	Deney Aralığı (m - m)	Hidrolik İletkenlik (Lugeon)	Hidrolik İletkenlik (m/sn)
MIT - 2/1	20.75 - 22.75	0.24	0.24 × 10 ⁻⁷
MIT - 2/1	32.00 - 34.50	3.17	3.17 × 10 ⁻⁷
MIT - 2/2	82.30 - 84.30	0.05	0.5 × 10 ⁻⁸
MIT - 2/2	93.70 - 96.70	0.04	0.4 × 10 ⁻⁸
MIT - 2/4	12.00 - 15.00	4.73	4.73 × 10 ⁻⁷
MIT - 2/4	22.50 - 25.00	0.38	0.38 × 10 ⁻⁷

Schmidt Çekici Deneyi. Bu deney için L - tipi çekici kullanılmış olup darbe enerjisi 0.073 mkg dir. Deneyler için düzgün yüzeyli kayalar seçilmiş, bazı pürüzler karborandum taşı ile giderilmiştir. Her deney yerinde en az oniki okuma elde edilmiş ve bunların ortalaması alınmıştır. Gerekli düzeltmelerden sonra elde edilen değerler aşağıdaki bağıntı ile basma dayanımına dönüştürülmüştür :

$$\sigma_a (\text{ult}) = 1,246 R - 34,890 (\text{psi})$$

Burada, (R) Schmidt sertliğini (L-tipi) simgelemektedir. Deney sonuçları Çizelge 2. de verilmiştir.

Çizelge 2. Schmidt çekici deney sonuçları

Yer	Kaya Tipi	Schmidt Sertliği (R)	Tek Eksenli Basma Dayanımı (MN/m ²)
MIT - 2A, Km : 5+390	Felsit daykı	47.4	166.6
MIT - 2A, Km : 5+360	Kuvars diyorit	52.8	213.0
MIT - 2B, Km : 4+090	Kuvars diyorit	51.6	202.7
MIT - 2B, Km : 5+020	Kuvars diyorit	54	223.3
MIT - 2A, Km : 5+000	Felsit daykı	52.8	213.0
MIT - 2A, Km : 5+000	Kuvars diyorit	54.6	228.5
MIT - 2A, Km : 5+560	Kuvars diyorit	53.5	219.0
MIT - 2A, Km : 5+540	Dolerit	52.5	210.4

Nokta Yükleme Deneyi: Bu deney için Soil Test, Model RM - 730 tipi cihaz kullanılmış olup hidrolik pompanın maksimum kapasitesi 5000 kg - f ve uç alanı 2.23 inç karedir. Deney sırasında sivri uçlar arasındaki uzaklık (D) ve örneği kırmak için uygulanan kuvvet (P) ölçülerek (P/D²) oranından nokta yükleme indisi (I) bulunmuştur (I.S.R.M, 1972). Nokta yükleme indisi ile tek eksenli basma dayanımı (S_n) arasındaki bağıntı Broch ve Franklin (1972) tarafından S_n=24.1, şeklinde belirlenmiştir.

Saha deneyleri sonucu değişik kaya türleri için elde edilen ortalama basma dayanımı değerleri Çizelge 3 de verilmiştir.

Çizelge 3. Tünel boyunca yüzeylenen kayaların ortalama basma dayanımı.

Kaya tipi	Ortalama Basma Dayanımı (MN/m ²)
Kuvars Diyorit	207.5
Dolerit	183.7
Felsit	190.0

Çizelge 4. Laboratuvar deney sonuçları

Yer	Tek Eksenli Basma Dayanımı (MN/m ²)	Tanjant Elastik Modülü (MN/m ²) × 10 ⁴	Poisson Oranı	Birim Hacim Ağırlığı (Ton/m ³)	Nemlilik Oranı (%)	Etkin Gözeneklilik (%)
MIT - 2/1 (21.20 - 21.85)	133	6.67	0.178	2.88	0.13	0.37
MIT - 2/2 (82.50 - 82.85)	205	9.50	0.190	2.84	0.36	1.04
MIT - 2/4 (11.45 - 11.70)	180	10.50	0.150	2.90	0.24	0.69

Laboratuvar Deneyleri

Tünel tavan kotuna karşılık olan sondaj karotları üzerinde tek eksenli basma dayanımı, tanjant elastik modülü, poisson oranı, birim hacim ağırlığı, nemlilik oranı ve etkin gözeneklilik deneyleri yapılmıştır. Deneyler I.S.R.M. (1979 a ve b) ye göre yürütülmüştür. Deney sonuçları çizelge 4'de verilmiştir.

Gerek saha ve gerekse laboratuvar sonuçları tünel boyunca yeralan kayaların dayanımlarının çok yüksek olduğunu göstermektedir.

KAYA KÜTLELERİNİN MÜHENDİSLİK SINIFLAMASI

Jeoteknik incelemelerin başlıca hedefi tünel desteği tasarımına esas olacak verilerin elde edilmesidir. Bu veriler kaya kütesinin sınıflandırılması yönünden de gereklidir. Bu incelemede Barton ve diğerleri (1974) tarafından geliştirilen sınıflama kullanılmıştır. Kaya kütesi niteliği (Q) şu şekilde tanımlanmıştır :

$$Q = (RQB/J_n) \cdot (J_r/J_a) \cdot (J_w/SRF)$$

Burada;

RQD = Kaya niteliği belirteci (Deere, 1963'e göre)

J_n = Eklem takımı sayısı

J_r = Eklem yüzeyi pürüzlülük sayısı

J_a = Eklem yüzeyi ayrışma sayısı

J_w = Eklem suyu azalma faktörü

SRF = Gerilme azalma faktörü

Barton ve diğerleri (1974) tarafından her parametre için hazırlanan tablolar kullanılarak elde edilen kaya kütesi nitelikleri çizelge 5'de gösterilmiştir.

Çizelge 5. Kaya kütesi niteliklerinin saptanması

Yer	RQD	J _n	J _r	J _a	J _w	SRF	Q	Sınıf
MIT - 2/1	100	6	1.5	1.0	1.0	2.5	10	4 - 5
MIT - 2/2	100	6	1.5	1.0	1.0	1.0	25	4
MIT - 2/4	100	9	1.5	1.0	1.0	2.5	7	5

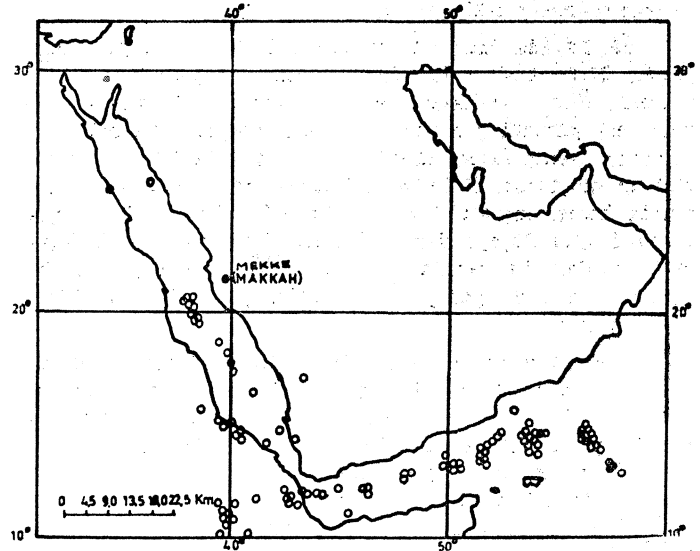
Yukarıdaki sınıflamaya göre kaya kütesi niteliği tünel ağızlarında «orta», MIT-2/2 dolaylarında ise «iyi» olarak belirlenmiştir. Ancak tünel ağızlarının tünelcilik yönünden kritik kısımları oluşturmaları nedeniyle bu gibi yer-

lerde güvenilirlik katsayısının genelde bir miktar artırılması yeğlenmektedir.

Ayrıca, tünel ağzına yakın kısımlarda topoğrafyanın alçak yani tünel üzerindeki kaya kütesinin ince olması nedeniyle, bu gibi kısımlarda bozuşmanın etkisi daha fazla hissedilecektir. Bu nedenle bu gibi yerlerde kaya kütesi niteliğini sınıf 6 (zayıf) olarak kabullemek daha güvenilir tünel desteği tasarımına olanak sağlayacaktır.

SİSMİSİTE

Batı Arap yarımadasına ilişkin sismisite çalışmaları genellikle Kızıl Deniz'de yoğunlaşmıştır. Özellikle Rothé (1954), Girdler (1964), Drake ve Girdler (1964), Sykes ve Landisman (1964) ve Fairhead ve Girdler (1970) bu konuda önemli incelemelerde bulunmuşlardır.



Şekil 3 : Kızıl Deniz, Aden Körfezi ve Afar çöküntüsü için Ocak 1953 Aralık 1968 arası episantr dağılım haritası (Fairhead ve Girdler, 1970'den).

Figure 5 : Epicenters for the Red Sea; Gulf of Aden, and Afar depression for the period January 1953 through December 1968 (After Fairhead and Girdler, 1970).

Drake ve Girdler (1964)'e göre Kızıl Deniz ve Aden Körfezi, Arabistan'ın Miyosen zamanında (Kabbani, 1970) Afrika kıtasından ayrılması sonucu oluşmuştur. Bu ayrılma sırasında normal faylarda sınırlanmış bir eksenel çöküntü meydana gelmiştir. Kızıl Deniz dolaylarında oluşan bir çok depremin episantrları bu kenar fayları boyunca sıralanmaktadır. Şığ depremlerin yoğun oluşu, Arabistan - Afrika kıtalarının ayrılmaları nedeniyle Kızıl Deniz boyunca deniz tabanı yayılması ve burada yeni bir okyanusal kabuk oluşumu görüşünü desteklemektedir.

Kızıl Deniz'in orta kısımlarında (17°K-25°K; 32°D-44°D) Ocak 1953 - Aralık 1963 tarihleri arasında yaklaşık 35 deprem kaydedilmiştir (Fairhead ve Girdler, 1970). Bu depremlerin magnitüdüleri 41-5.8 arasında değişmektedir. Deprem episantr dağılımları şekil 5'de gösterilmiştir.

Mekke dolayları için sismik veriler oldukça yetersizdir. Mekke'nin yer aldığı Batı Arap Kalkanı genelde tektonik yönden oldukça duraylı kabul edilmektedir. Bu nedenle Mekke ve yakın dolaylarında önemli sismik aktivite beklenmemektedir.

SONUÇLAR

MIT - 2 tüneli boyunca ana kayayı yer yer felsit ve dolerit daykları tarafından kesilen kuvars diyoritler oluşturmaktadır.

Gerek ana kaya ve gerekse daykları oluşturan kayalar yüksek ve çok yüksek dayanıma sahiptirler. Ancak kuvars diyorit - dolerit dokanağı boyunca oluşan çok ince bir killi ve kloritli ayrışma zonu bu dokanağı zayıf kılmaktadır. Tünelcilik sırasında özellikle tavanda görülebilecek düşeye yakın dolerit dayklarından blok kaymaları ve aşırı sökmeler beklenbilir.

Ana kayada ikisi düşeye yakın biri de yataya yakın olmak üzere başlıca üç eklem takımı gelişmiştir. Tünel kotunda eklem aralıkları geniş, açıklıkları sıkı ya da dar, yüzeyleri pürüzlü yer yer düzlemsel, dolgunuz ve eklem kurudur. Geniş eklem aralıkları ana kayada iri ve çok iri bloklar oluşturur. Kabe dolaylarında, saha çalışmaları sırasında halen inşaatı devam eden diğer tünellerde de görüldüğü gibi düşeye yakın eklem boyunca önemli kayma sorunları ile karşılaşılmanın ancak yataya yakın, eklemlerin tavanda yer yer aşırı sökmeye neden oldukları anlaşılmıştır.

Tünel ağızlarında kaya kütlesi niteliği 5 olarak (orta) hesaplanmıştır. Ancak bu kısımlarda bozuşma etkisinin daha hissedilir olması nedeniyle sınıf 6 (zayıf) önerilmiştir. Buralarda, kaya düşmelerini önlemek amacı ile sistematik kaya bulonları, çelik hasır ve püskürtme beton önerilmektedir. Diğer kısımlarda ana kaya iyi bir kemerleme özelliğine sahiptir. Yer yer beklenilecek kaya düşme olasılıklarına karşı kaya bulonlar ve püskürtme beton uygulaması yeterli olacaktır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu incelemenin gerçekleşmesine olanak sağlayan Artec - Bimhol J.V. ve Tekar Limited Şirketi yetkililerine teşekkürü bir borç bilir.

Yazının ilk geliş tarihi: Mart 1982
Yayına verildiği tarih: Ekim 1982

DEĞİNİLEN BELGELER

- Anon, 1977, The description of rock masses for engineering purposes : Q. J. Engr. Geol., 10, 355 - 388.
- Barton, N., Lien, R., ve Lunde, J., 1974, Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support : Norwegian Geotechnical Institute, Pub. 106,88 s.
- British Standards Institute, 1981, Code of practice for site investigation - BS 5930 : BSI, London, 147 s.
- Broch, E., ve Franklin, J.A., 1972, The point load strength test : Intnl. J. Rock Mechanics and Mining Sciences, 9,669 - 697.
- Brown, G.F., 1972, Tectonic map of the Arabian Peninsula: Kingdom of Saudi Arabia, Ministry of Petroleum and Mineral Resources, Directorate General of Mineral Resources, Map AP. 2.
- Deere, D.H., 1963, Technical description of rock masses for engineering purposes : Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 1,1,16-22.
- Drake, C.L., ve Girdler, R.W., 1964, A geophysical study of the Red Sea : Geophys. J.R. Astr. Soc., 8, 473-495.
- Fairhead, J.J.D., ve Girdler, R.W., 1970, The seismicity of the Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle : Trans. Roy. Soc. London, A. 267,49 - 74.
- Girdler, R.W., 1964, Geophysical studies of rift valleys : Phys. Chem. Earth, 5,121 -156.
- I.S.R.M., 1972, Suggested methods for determining the point load strength index for rock materials : ISRM Committee on Standardisation of Laboratory Tests, Document No. 1,8-13.
- I.S.R.M., 1979 a, Suggested methods for determining the uniaxial compressive strength and deformability of rock materials: Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., 16,135 -140.
- I.S.R.M., 1979 b, Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake durability index properties : Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., 16,141 -156.
- Kabbani, F.K., 1970, Geophysical and structural aspects of the central Red Sea rift valley : Trans. Roy. Soc. London, A. 267,89 - 97.
- Kent, P.E., 1978, Middle East - The geological background, in proceedings of the conference on Engineering Problems Associated with Ground Conditions in the Middle East : Q. J. Engr. Geol., 11,2 - 7.
- Rothâ, J.P., 1954, La zone sismique m^diane Indo - Atlantique : Proc. Roy. Soc. London, A 222, 387-397.
- Sykes, L.B., ve Landisman, M., 1964, The seismicity of East Africa, The Gulf of Aden and the Arabian and Red Seas : Bull. Seism. Soc. Amer., 54, 1927-1940.