

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Ağustos, 1985
August,

Cilt 28
Vol.

Sayı 2
no.

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Akçakent (Çiçekdağı - Kırşehir) yöresi fluorit yataklarının jeolojisi ve sıvı kaptanım çalışmaları

Geology and fluid inclusion studies of the fluorite deposits in the Akçakent area (Çiçekdağı - Kırşehir)

..... Servet YAMAN 73

Yukarı Kelkit çayı ile Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi

Basic geological characteristics and structural evolution of the region between the Upper Kelkit creek and the Munzur mountains

..... Ali YILMAZ 79

Samsun yerleşim sahası mikrobölgelendirme çalışmaları

Microzonation studies for Samsun metropolitan area

..... Vedat DOYURAN, Taylan LÜNEL,
..... Demir ALTINER, Ali KOÇYİĞİT 93

Antalya Neojen Havzasının stratigrafisi

Stratigraphy of the Antalya Neogene basin.

..... Ergün AKAY, Şükrü UYSAL
..... Andre POISSON, Jacques CRAVATTE, Carla MÜLLER 105

Batı Anadolu Senozoyik Volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu

Interpretation of new chemical, isotopic and radiometric data on Cenozoic volcanics of Western Anatolia

..... Tuncay ERCAN, Muharrem SATIR,
..... Hans KREUZER, Ahmet TÜRKECAN,
..... Erdoğan GÜNAY, Ali ÇEVİKBAŞ,
..... Müslim ATEŞ, Bülent CAN 121

Şarkikaraağaç (İsparta) güneyinde bulunan boksitli demir ve demirli boksit yataklarının jeolojisi ve oluşumu

Geology and origin of bauxitic iron and ferruginous bauxite deposits in the south of Şarkikaraağaç (İsparta)

..... Ahmet AYHAN, Muzaffer KARADAĞ 137

Polatlı (GB Ankara) güneyi Alt Paleojen'in beş yeni türü kapsayan ostrakod faunası ve stratigrafik yorumu

The lower Paleogene ostracoda fauna of south of Polatlı (SW Ankara) including five new species, and its stratigraphic evaluation

..... Mehmet DURU, Nuran GÖKÇEN 147

Çangal metaofiyoliti Karadere metabazitindeki Cu, Co, Zn, Cr ve Ni anomalileri

Cu, Co, Zn, Cr and Ni anomalies in the Karadere metabasite of the Çangal metaophiolite

..... Osman YILMAZ, Sezai KIRIKOĞLU 159

ANKARA - 1986

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ
Bulletin of the Geological Society of Turkey

Editörler (Editors)

Demir ALTINER (ODTÜ) - Mustafa ÖZÇELİK (MTA) - Evren YAZGAN (MTA)
Ercin KASAPOĞLU (HÜ) - Ayhan ERLER (ODTÜ)

Yaz İnceleme Kurulu (Editorial Board)

Omer AKINCI (MTA) - Ahmet ÇAĞATAY (MTA) - Ercüment SİREL (MTA)
Güner ÜNALAN (MTA) - Ali KOÇYİĞİT (ODTÜ) - Teoman NORMAN (ODTÜ)
Yavuz ERKAN (AÜFF) - Osman YILMAZ (H.Ü) - Mürmin KÖKSOY (H.Ü)
Ozan SUNGURLU (TPAO) - Necdet ÖZGÜL (İTÜ) - Aral OKAY (İTÜ)
Naci GÖRÜR (İTÜ) - Yücel YILMAZ (İÜ) - Okay EROSKAY (İÜ)
Önder ÖZTUNALI (İÜ) - Burhan ERDOĞAN (DEÜ) - Selçuk TOKEL (KTÜ)
Remzi DİLEK (KTÜ) - Erdal KEREY (FÜ) - İhsan SEYMEN (SÜ)
Fusun ALKAYA (SÜ)

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde **Biler SÖZERİ (MTA)**,
Engin MERİÇ (İTÜ) ve **Selahattin PELİN (HÜ)** in de katkıları olmuştur.

Teknik Yönetmenler (Technical Editors)

Tuncay ERCAN (MTA) - M. Şefik İMAMOĞLU (MTA)

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

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

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 100 — TL'den temin edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

40. Dönem (1985 - 1986)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Vedat DOYURAN (ODTÜ)	Başkan (President)
Ayhan ERLER (ODTÜ)	İkinci Başkan (Vice President)
Tuncay ERCAN (MTA)	Genel Yazman (Secretary General)
Esat M. ÖZTÜRK (MTA)	Sayman (Treasurer)
H. Jerf ASUTAY (MTA)	Kitaplık Yönetmeni (Librarian)
M. Şefik İMAMOĞLU (MTA)	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Mustafa ŞENEL (MTA)	Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

N.B. All Correspondence should
be addressed to : Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay, ANKARA
TIF : 34 36 01

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Ağustos, 1985 Cilt 28 Sayı 2
August, Vol. no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Âkçakent (Çiçekdağı - Kırşehir) yöresi fluorit yataklarının jeolojisi ve sıvı kapanım çalışmaları

Geology and fluid inclusion studies of the fluorite deposits in the Akçakent area (Çiçekdağı - Kırşehir)

.....Servet YAMAN 73

Yukarı Kelkit çayı ile Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi

Basic geological characteristics and structural evolution of the region between the Upper Kelkit creek and the Munzur mountains

.....Ali YILMAZ 79

Samsun yerleşim sahası mikrobölgelendirme çalışmaları

Microzonation studies for Samsun metropolitan area

.....Vedat DOYURAN, Taylan LÜNEL,
.....Demir ALTINER, Ali KOÇYİĞİT 93

Antalya Neojen Havzasının stratigrafisi

Stratigraphy of the Antalya Neogene basin.

.....Ergim AKAY, Şükrü UYSAL
Andre POISSON, Jacques CRAVATTE, Carla MÜLLER 105

Batı Anadolu Senozoyik Volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu

Interpretation of new chemical, isotopic and radiometric data on Cenozoic volcanics of Western Anatolia

.....Tuncay ERCAN, Muharrem SATIR,
.....Hans KREUZER, Ahmet TÜRKECAN,
.....Erdoğdu GÜNAY, Ali ÇEVİKBAŞ,
.....Müslim ATEŞ, Bülent CAN 121

Şarkikaraağaç (İsparta) güneyinde bulunan boksitli demir ve demirli boksit yataklarının jeolojisi ve oluşumu

Geology and origin of bauxitic iron and ferruginous bauxite deposits in the south of Şarkikaraağaç (İsparta)

.....Ahmet AYHAN, Muzaffer KARADAĞ 137

Polatlı (GB Ankara) güneyi Alt Paleojen'in beş yeni türü kapsayan ostrakod faunası ve stratigrafik yorumu

The lower Paleogene ostracoda fauna of south of Polatlı (SW Ankara) including five new species, and its stratigraphic evaluation

.....Mehmet DURU, Nuran GÖKÇEN 147

Çangal metaofiyoliti Karadere metabazitindeki Cu, Co, Zn, Cr ve M anomalileri

Cu, Co, Zn, Cr and Ni anomalies in the Karadere metabasite of the Çangal metaophiolite

.....Osman YILMAZ, Sezai KIRIKOĞLU 159

Akçakent (Çiçekdağı - Kırşehir) yöresi fluorit yataklarının jeolojisi ve sıvı kapanım çalışmaları

Geology and fluid inclusion studies of the fluorite deposits in the Akçakent area (Çiçekdağı-Kırşehir)

SERVET YAMAN, Çukurova Üniversitesi, Adana.

ÖZ: Orta Anadolu kristalen masifi içerisinde yer alan Akçakent bölgesinde damar tipli üç fluorit cevherleşmesi görülür. Kumlutepe (I), Değirmensirtı (II) ve Yoncalöz (III) damarları Paleosen yaşlı gabro, alkali siyenit ve siyenit porfirler içerisinde yer alırlar. Gabro ve siyenitler, fluorit ve kuvars damarcıkları içeren riyolit daykaları ile kesilmişlerdir. I ve II nolu damarlar ince gri kuvars, yeşil fluorit, sarı fluorit, beyaz kuvars ve kalsitten oluşan fakir bir parajenez içerir. III nolu damarda mat beyaz ve sarı fluorit ile sülfürlü minerallerin gözlemlendiği değişik bir parajenez görülür. I ve II nolu damarların yeşil fluoritleri, benzer sıvı kapanımlar ve homojenleşme ısısı gösterir (140-150°C). III nolu damar ise, sıvı kapanımlarca fakir olup, bunlarda daha düşük homojenleşme ısısı ile daha yüksek tuzluluk değerleri saptanmıştır (130°C).

KB-GD doğrultulu kırık hatları, I ve II nolu damarların yerleşimine neden olurken, III nolu damar siyenit-gabro dokanağında KD-GB doğrultulu bir fay boyunca, olasılıkla son aşamada yerleşmiştir. Sıvı kapanım verileri fluoritlerin hidrotermal kökenli olduğunu gösterir.

Bu damarlar Orta Anadolu masiflerindeki diğer fluorit damarları ile benzer özelliktedirler.

ABSTRACT: Three different vein type fluorite mineralisations are observed in the Akçakent area, located within the Central Anatolian Massif. These veins that are termed Kumlutepe (I), Değirmensirtı (II) and Yoncalöz (III) occur in the Paleocene aged gabbros, alkali syenites and porphyritic syenites. The gabbros and syenites are intersected by rhyolite dykes which contain fluorite and quartz. The veins I and II contain a poor paragenesis which consists of fine grey quartz, green fluorite, yellow fluorite and calcite. In the vein III, a different paragenesis is seen, in which, pale white fluorite, yellow fluorite and sulfide minerals are observed. The green fluorites of the veins I and II show similar fluid inclusions and homogenisation temperatures (140-150°C). On the other hand, the vein III is poor in fluid inclusions. These inclusions show lower homogenisation temperatures (130°C) and higher salinity values.

While the faults extending in NW-SE directions are the cause of the formation of the veins I and II, the vein III has formed probably in the final stage along a NE-SW running fault at the syenite-gabro contact. Fluid inclusions data show that the fluorites are of hydrothermal origin.

The veins considered in this study show similar features to those of the other fluorite veins occurring in the Central Anatolian Massifs.

GİRİŞ

Akçakent'in kuzeyinde Yeniyapan köyü civarında işletilen fluorit yatakları Orta Anadolu fluorit sahaları içerisinde en önemli fluorit cevherleşmesi olarak dikkati çeker. İnceleme konusu üç yataktan arazi çalışmaları sırasında günde ortalama 60-70 ton cevher üretilmekteydi. Bu çalışmanın konusunu yatakların metallojenik incelenmesi teşkil eder. Bu incelemede yatak civarının 1/10.000 ölçekli jeolojik harita alınmasının yanısıra özellikle fluoritlerin parajenez ve köken sorunları üzerinde durulmuştur. Mineralleşme ortamının koşulları bu tür yatakların incelenmesinde yaygın olarak uygulanan sıvı kapanımların incelenmesi ile saptanmıştır (Yaman, 1977). Bu amaçla polarizan mikroskop

üzerine monte edilmiş «Chaix-Meca» sıvı kapanım seti kullanılmıştır.

Çalışma alanı (Şekil 1), Çiçekdağı masifi (Ketin, 1959) içerisinde, Akçakent'in kuzeyinde siyenit ve gabrolardan oluşan bir temel içerisinde yer alır. Bölgesel anlamda ilk çalışmalar Ketin (1955) in Yozgat yöresi jeolojisi üzerindeki çalışmaları ile başlar. Bölgede veya benzer yakın masiflerde Ayan (1963), Seymen (1981) ve Oktay (1981) in genel jeoloji amaçlı ayrıntılı çalışmaları ile Çiçekdağı masifinin jeolojik konumu incelenmiştir. Fluorit yataklarına ait önceki çalışmalar (Tümer 1973) özellikle Kaman-Kırşehir (Yaman, 1984) bölgesinde yoğunlaşır.

* Bu makale T.J.K. 38. Türkiye Bilimsel ve Teknik Kurultayında bildiri olarak sunulmuştur.

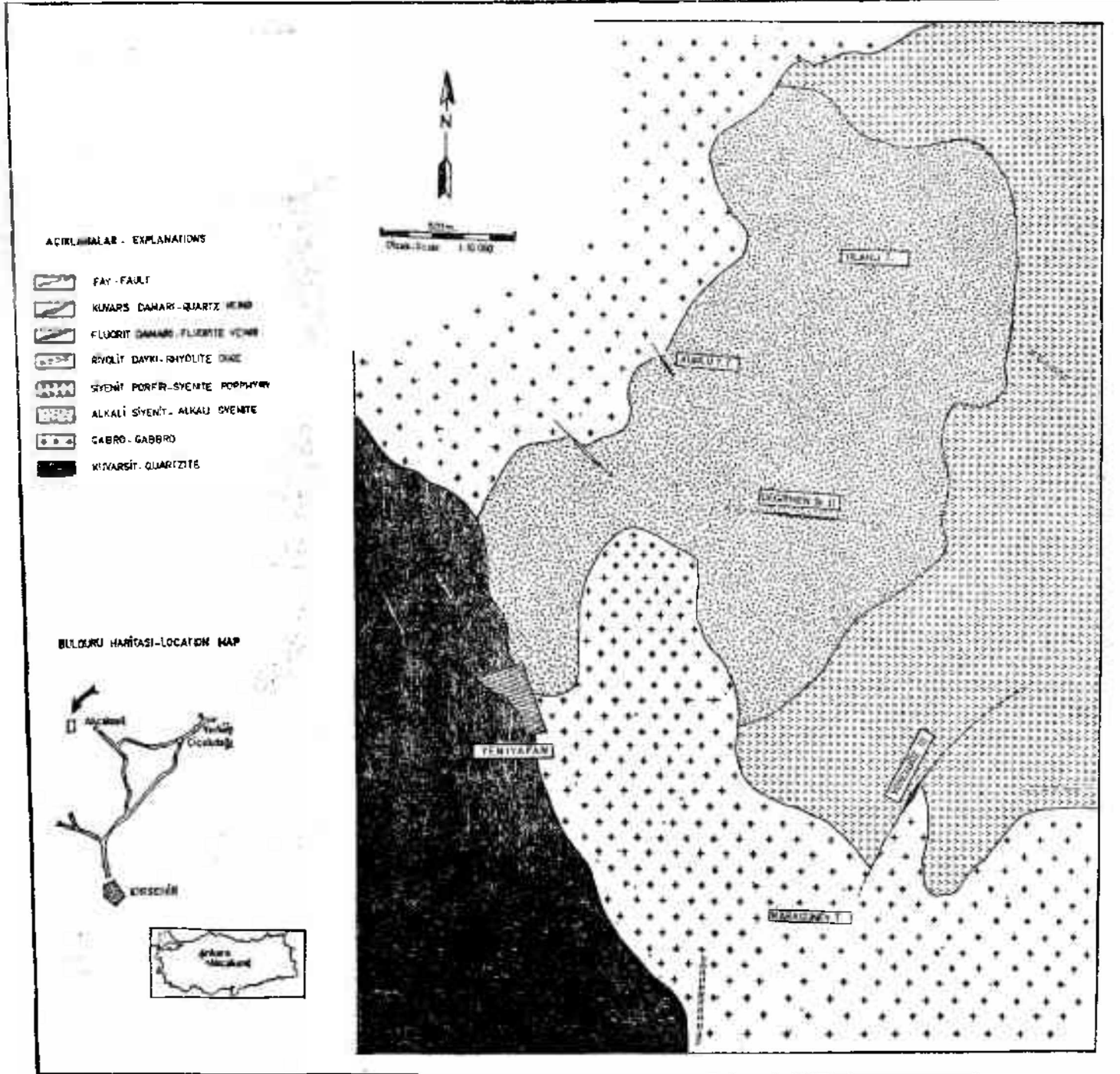
JEOLOJİ

Çiçekdağı masifi, volkanik fasiyeste gelişmiş Üst Kre-tase yaşlı birimler ile bunları kesen asit ve bazik pluto-nik kayalardan oluşur. Paleosen yaşlı verilen plutonik kayalar granit, siyenit ve gabro türevlerinden meydana gelmiştir. Masif, Eosen, Oligosen ve Neojen yaşlı sedimanter formasyonlarla çepçe çevre örtülüdür (Ketin, 1959). Bazik ve asit karakterli plutonik kayalar çoğu kez birbirlerine

geçişler gösterirler. Gabro türü kayaların anklavlar şeklinde bazen siyenitler içerisinde görülmesi bunların masifin ilk sokulmaları olduğunu gösterir (Ayan, 1963). Çalışma alanında şu kayalar görülür:

Kuvarsit

Akçakent ten batıya Yeniyanan köyüne doğru uzanan bu birim kırmızı kahverengi benekli renkleri ile belirgin-dirler. Yer yer oldukça altır olmuştur tuf ve spilitik lav ara



Şekil 1 : Yeniyanan (Akçakent) fluorit sahası jeolojik haritası
Figure 1 : Geological map of the Yeniyanan (Akçakent) area

katkıları içerirler. Çalışma alanındaki gabro ve siyenitlerle olan dokanakları bol demiroksit ürünleri gösterir. Mikroskopta, ince taneli özşekilsiz kuvars, opak demiroksit damarcıkları ve nadiren zirkon kristalleri görülür. Volkanik malzemede, ofitik dokuyu andıran genel görünüm içerisinde, plajyoklas çubukları izleri ile alterasyon ürünleri, klorit, epidot, serisit, kalsit ve demiroksitler izlenir.

Kuvarsitler bölgede volkanik fasiyesteki Üst Kretase formasyonlarına ait olup çalışma alanında plutonik kayalarla olan dokanaklarında metamorfizma ürünleri görülmez.

Gabro

Yeniyapan köyünün hemen doğusunda Karagüneytepe ile Kumlutepe mevkiğinde geniş mostralalar verir. Koyu gri-yeşil renkli ve bol çatlaklıdır. Mikroskop altında esas olarak özşekilli labrador ve hornblend ile tali minerallerden sfen, manyetit, apatit ve bazen kübik pirit kristalleri gözlenir. Gabroların orta taneli holokristalen görünümünü, yer yer renk ve tane boyu değişimleri ile değişir, ancak bu değişimler kayacın esas mineralojik bileşimini etkilemez.

Alkali Siyenit

Değirmensirtı ve Yılanlıtepe mevkiğini kaplarlar. Mostraları açık kırmızı, pembe renkli lökokrat, holokristalen, orta taneli bir görünüm verir. Mikroskopta ortoz, pertit, plajyoklas ve hornblendten oluşan homojen bir bileşim gözlenir. Pertitik ortoz kristalleri 1 cm boyutuna ulaşabilir. Plajyoklas albitleşme neticesi yer yer ortozun yerini alır. Aynışmış şekilsiz hornblend kristalleri, demiroksit lekeleri içerisinde görülen dilinim izleri ile belirginlerdir. Sfen, zirkon, manyetit ve apatit tali mineral olarak dikkati çeker.

Siyenit Porfir

Alkali siyenitlere göre daha koyu renkleri ve iri ortoz kristalleri ile dikkati çekerler. Çalışma alanının doğu kısmını kaplarlar. Kumlutepe civarında alkali siyenitleri dayklar halinde kestikleri görülür. Kayaç taneli, holokristalen profiroid dokuludur. Matriks ortalama 1 mm lik ortoz, pertit, plajyoklas ve hornblend minerallerinden, tali olarak zirkon, apatit ve sfenlerden oluşur. Özşekilli pertitik ortoz porfirblastları yer yer 10 cm lik boyuta ulaşır. Porfirblastlar en iyi görüldükleri Kamışlı mevkiinde K40D ya yönelme gösterir.

Gabro, alkali siyenit ve syenit porfirler bünyelerinde kendilerine ait damar kayaları içerirler. Bunlar 1 cm-1 m kalınlıkta aplitik ve pegmatitik damarlar olup kabaca K-G doğrultuludurlar. Küçük mostralalar halinde görülen 1,5 cm-2 m kalınlıktaki kuvars damarları ise KB-GD yönelimleriyle fluorit damarları ile uyumlu olarak görülür. Mezarlıgedik mevkiinde hem gabro ve siyenitleri hem de kuvarsitleri 1,5-2 m kalınlığında dayklar halinde kesen riyolitler 1-2 cm lik kuvars, barit ve fluorit damarcıkları içerir. Tüm damar tipi kayalar yan kayalara uygun eklem sistemleri gösterirler. Fluoritlerin yan kayaları, gabro ve siyenitler, genelde KD-GB yönlü eklem sistemleri gösterir (Şekil 2). Bu kayalarda ölçülen çatlak sistemlerinin doğrultuları sırayla K80°-B K40°-50°B, K20°-30°D ve K40°-50°D yönlerinde gruplanırlar. Bunlardan KB dilinimindeki gruplarda çatlak düzlemleri boyunca 50 cm ye varan ötelemeler gözlenmiştir. Bu yön, aynı zamanda riyolit daykları ile kuvars damarlarını içerdiği gibi daha çok doğrusal ve belirgin kırık hatları da gösterirler. Bu hatlar fluorit damarlarının geliştiği yön ile de tam bir uyum içindedir.

Çalışma alanında kuvarsitler, gabrolar ve siyenitler birbirlerinden normal dokanaklarla ayrılırlar. Siyenit porfirler Derebaynu sırtında gabroları dayklar halinde keserler. Aynı durum Kumlutepe maden girişinde görülür. Burada siyenit porfirler, alkali siyenitleri dayklar şeklinde kesmişlerdir. Bu gözlemlere göre, siyenit porfirler, Üst Paleosen'deki en son sokulum kayalarıdır.

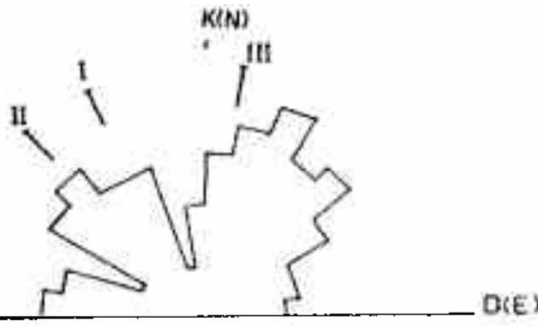
FLUORİT YATAKLARI

Çalışma alanında kuzeyden güneye doğru Kumlutepe (I), Değirmensirtı (II) ve Yoncalıöz (III) mevkiilerinde görülen fluorit zuhurları 1936'dan beri bilinmektedir (Fluorit, 1979) ancak ilk işletme Değirmensirtı'nda 1963 yılında başlamıştır. İlk işletmeyi takiben Kumlutepe, en son olarak da Yoncalıöz yatakları işletmeye açılmıştır. Fluoritler her üç yatakta da damar tipinde olup galicrili işletmeler halinde devam etmektedir.

Fluorit damarları değişik yönlerde ve boyutlarda gelişmişlerdir. I ve II nolu damarlar geometrik bir uyum içerisinde görülür. III nolu damar ise ayrı özellikler gösterir (Çizelge 1).

Kumlutepe (I)

Damar dolgusu ince gri kuvars ve fluoritten oluşan sade bir parajenezden meydana gelmiştir. Fluoritler değişik yapı ve doku gösterirler. Florlu parajenez birbirini



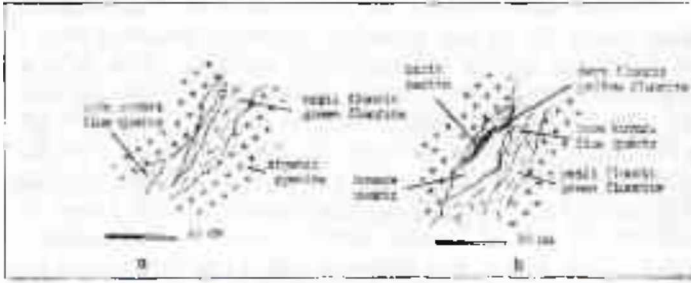
Şekil 2 : Yan kayalarda gelişmiş çatlaklar, gül diyagramı ve filon doğrultuları

Figure 2 : Rose diagrams of joints developed in the wall rocks and the strikes of veins

DAMAR NO	DOĞRULTU	FİLM	UZUNLUK	KALINLIK	DERİNLİK	YAN KESİM
KUMLUTEPE (I)	K 80° N - W	40-100 ...SW	100 m.	20-70 cm.	10 m.	İnce taneli Gabro + Apatit, Serisit, Kalsit
DEĞİRMENSİRTI (II)	K 40° N - W	80-100 ...SW	400 m.	10-15 cm.	15 m.	Alkali siyenit Apatit, Serisit
YONCALIÖZ (III)	K 100° N - E	10-15 ...SW	80 m.	5-10 cm.	25 m.	İnce taneli Gabro Apatit, Serisit, Kalsit

Çizelge 1 : Akçakent yöresel fluorit damarları ve geometrik özellikleri

Table 1 : Fluorite veins of the Akçakent area and their geometrical properties.



Şekil 3 : Kumlutepe (I) damar dolgusu

Figure 2 : Kumlutepe (I) vein fill

takip eden iki grup halinde dikkati çeker. -30 metre seviyesinde en iyi görüldüğü yerde yapılan kesitlerde: İnce gri kuvars ile masif yapılı yeşil ve mor fluorit (Şekil 3-a). -Sarı fluorit, kuvars ve barit (Şekil 3-b) grupları dikkati çeker. Her iki gruptaki fluoritler, breşler halinde masif dolgular veya altere kayaç parçaları ve killere beraber bulunurlar. Damarın genel yapısı içerisinde çeşitli fluorit çimentolu breşler ve bantlı fluorit yapıları mineralleşme ile eşoluşumlu yapılarıdır. Damar içinde görülen gravite molozları, küçük atımlı fayların neden olduğu ezik ve yumuşak breşler mineralleşme sonrası damar yankayaçlarının hareketli olduğuna işaret eder. Esas damar dolgusu olan yeşil ve mor fluoritler, damarın yönü ile uyumlu olarak gelişmişlerdir. Yani tali kırık ve ezik zonlarda bu dolgu görülmez. Nitekim yalnız ikinci grup parajenez, sarı fluorit, kuvars, barit ve kil çepeleri söz konusu zonların dolguları şeklinde bulunur.

Değirmensirtı (II)

Damar dolgusunun büyük bir kısmını yeşil fluorit oluşturur. Bazen masif bazen de breşik yapıda görülen yeşil fluoritler damar boyunca simetri göstermez. Kuvars, fluorit ve kalsitten oluşan fakir bir parajenez dikkati çeker. Kuvars hem damar çeperlerinde hem de fluoritleri çimentolayan mineralleşmenin her evresinde bulunur. Parajenezde aralanmış şu gruplar görülür: -Kuvars, yeşil fluorit (Şekil 4-a) -Kuvars, yeşil-sarı-mor fluorit, kalsit (Şekil 4-b)

Her iki mineral grubunun birbirinden ayrılması yoğun tektonizma nedeniyle zordur. Mineralleşmenin son aşamasını ifade eden kalsit, damar çeperlerinde ve daha çok yüzeye yakın seviyelerde görülür. Tavan duvarlarında damar doğrultusuna paralel ancak küçük çapta gelişmiş yan damarların varlığı bazı yüzey yarımlarında tespit edilmiştir.

Yoncalıöz (III)

Yoncalıöz deresi siyenit porfir-gabro dokanağı boyunca killi ezik zonlar içerisinde uzanır. Fluorit cevherleşmesi silisleşme izlerinin gri-kahverengi renkli bariz bir şekilde görüldüğü bu hat boyunca yer alır. Açık sarı bazen gri-bez renkli fluorit, kuvars ve sülfürlü mineraller damar dolgusunu oluşturur. Yoğun silisleşme ve bunları çimentolayan breşik fluorit yapıları, sonradan gelişmiş kırık ve çatlaklarla kesilip öğütülmüşlerdir. Sülfürlü mineraller son aşamada bu kırıklar içerisinde oluşmuşlardır. Damar çeperleri silisleşmiş siyenit porfir banıtları halindedir. Cevherleşme gabro içerisinde görülmez.

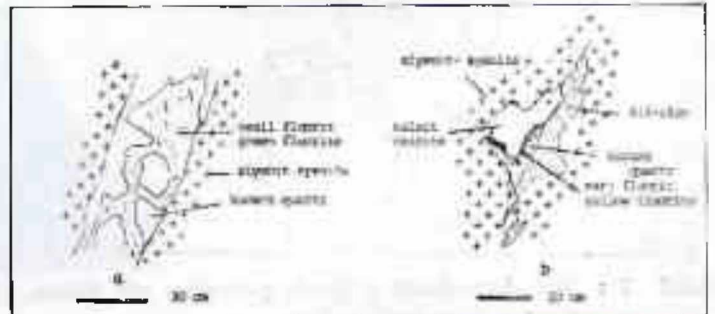
MİNERALLEŞME ORTAMI

İnceleme konusu damarların oluşumu sırasında hüküm süren fiziko-kimyasal koşulları saptamak için fluorit örneklerindeki sıvı kapanımlar incelenmiştir. Ölçümler sadece birincil kapanımlar üzerinde gerçekleştirilmiştir. Birincil ve ikincil kapanımların birbirinden ayrılmaları ise Touray (1970) nin ve Roedder (1979) in tanımladığı kristallara göre yapılmıştır. İncelenen örnekler Kumlutepe (I) yeşil ve sarı fluoritlerinden Değirmensirtı (II) yeşil ve sarı fluoritlerinden ve Yoncalıöz III sarı fluoritlerinden alınmıştır. Tüm yeşil fluoritler, geometrik şekilli birincil kapanımlarca zengindir.

Yapılan ölçümlerde (Şekil 5) Kumlutepe (I) yeşil fluoritleri 150°-160°C arasında maximum homojenleşme sıcaklıkları gösterir. Aynı ölçümlerde Değirmensirtı (II) yeşil fluoritleri 140°-150°C arasında, Yoncalıöz (III) sarı fluoritlerinde ise 120°C-130°C arasında değerler elde edilmiştir. I ve II nolu damarların mineralleşmelerinin son aşamalarında oluşan sarı fluoritlerde birincil kapanımlar oldukça az görülür. Bunların üzerinde gerçekleştirilen ölçümlerde 100°-110°C arasında değerler saptanmıştır. Aynı kapanımlar üzerinde yapılan dondurma deneylerinin hepsinde ilk buz kristali -30°C altında erimeye başlamıştır. Son buz kristalciğinin kaybolma sıcaklığı ise (Şekil 5) I nolu damarda -2°C ile 0°C arasında, II nolu damarda -3°C ile -2°C arasında, III nolu damarda ise -4° ile -2°C arasında görülmüştür. NaCl-H₂O sisteminde (Sabouraud, 1975) bu değerler az tuzlu bir ortamı ifade eder. Nitekim Kumlutepe (I) de % 0,3, Değirmensirtında (II) % 2,4, Yoncalıöz (III) de % 7,9 NaCl'e eşdeğer tuz yoğunlukları mevcuttur.

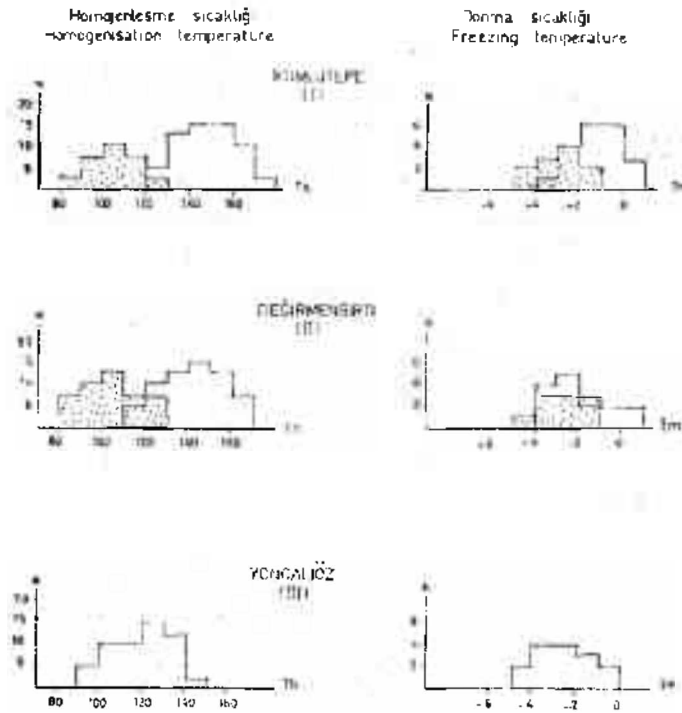
I ve II nolu damarların yeşil fluoritleri, gerek sıcaklık verileri gerekse sıvı kapanım morfolojileri yönünden yakın benzerlikler gösterirler (Şekil 6). Aynı damarlarda görülen sarı fluoritler mineralleşmenin son aşamasında ortamın soğuduğunu ve tuzluluğun arttığını ifade eder. Zira sarı fluoritler I ve II nolu damarların ikinci grup son aşama parajenez içerisinde yer almaktadır. III nolu damardan elde edilen değerler ise bu mineralleşmenin I ve II nolu mineralleşmeden ayrı koşullar içerisinde gerçekleştiğini gösterir. III nolu damar 110°-130°C lık bir sıcaklıkta ve % 7,9 NaCl'e eşdeğer tuzlulukta bir ortamda oluşmuştur.

Kumlutepe (I) parajenezinde baritin ortaya çıkması damar dolgusunun son evrelerinde soğuduğuna diğer bir işarettir. Zira Templeton (1960) a göre, tuzluluk değerleri



Şekil 4 : Değirmensirtı (II) damar dolgusu

Figure 4 : Değirmensirtı (II) vein fill



Şekil 5 : Akçakent fluoritleri sıcaklık ve dondurma verileri, Th: Homojenleşme sıcaklığı, Tm: Erime sıcaklığı, N: Ölçüm sayısı, noktalı alanlar sarı fluoritlere aittir.

Figure 5 : Histograms of homogenisation temperature and freezing data of Akçakent fluorites fluid inclusions: Th: Homogenisation temperature. Tm: Melting temperature. N: Number of measurements, dotted areas belong to the yellow fluorites

artıkça ve ısı düştükçe (75°C civarında) barit konsantrasyonu maksimum değerlere ulaşır.

Yeşil fluoritlerin sıcaklık verilerinin bunların damarların oluşumu sırasında dengeli fizikokimyasal koşullarda gerçekleştiğini gösterir. Deneysel veriler (Marchand, 1973) 2, 5, 4, 5 M NaCl içeren sulu bir ortamda en önemli fluorit çökmesinin 105-120°C arasında olduğunu göstermektedir. Sıvı kapanımlardan elde edilen değerler ile deneysel rakamlar genelde iyi bir uyum içindedir.

Kapanımların homojenleşme sıcaklığı ana mineralleştirici eriyikteki ilksel basınca bağımlı olarak değişebilir, bu nedenle, damar derinliğini tahmin ederek bir basınç düzeltmesi, dolayısıyla sıcaklık ölçümlerini ona göre hakiki değerlerde düzenlenmesi gerekir. Bununla beraber I nolu damarda görülen barit ve II nolu damarda üst seviyelerde görülen kalsit oluşumları, damarın oluşum derinliğinin az olduğuna işaret eder. Bu nedenle yapılan ısı ölçümleri fluorit oluşumunun ısısı ile aynı kabul edilebilir.

Sarı fluoritlerin gösterdiği yüksek tuzluluk değerleri herşeyden önce ortamda kristalleşme sırasında değişik tuz miktarları olabileceğini gösterir. Tuz miktarının değişmesi damar içi buharlaşmanın artması veya meteorik suların karışması ile açıklanabilir. Bu da damarların atmosferik

koşullara açılması ile veya kıtasal ve denizel kökenli tuzlu suların filtrasyonu ile açıklanabilir (Yaman ve diğ., 1978).

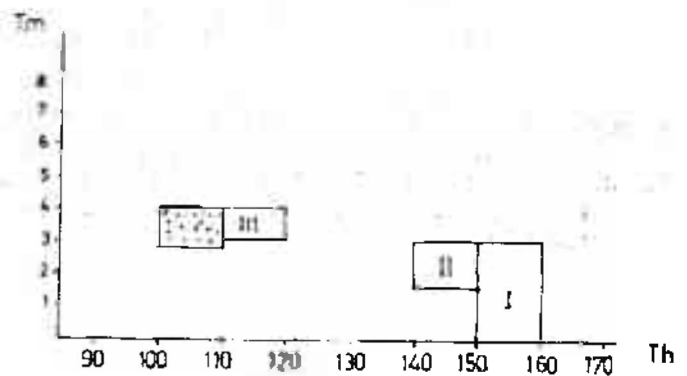
Akçakent fluorit damarları masif siyenitler içerisinde bulunurlar. Paleosen sonunu ifade eden bu sokulumlar (Ketin, 1955; Scymen, 1981) Çiçekdağı masifi bünyesinde yer alırlar. Bu verilere göre fluorit damarlarının alt yaş sınırı Paleosen sonu olarak kabul edilebilir. Masif, Eosen ve Neojen sedimanter havzaları ile çepeçevre örtülüdür. Sedimanter katmanlar içerisinde sadece Pöhrnk köyü civarında silisleşmiş Eosen formasyonları içerisinde fluorit cevherleşmesi görülür. Neojen karasal formasyonları Eosen çakalları ile başlar ve daha sonraki seviyelerde cevherleşmeye rastlanmaz. Bu verilere göre Çiçekdağı masifine bağlı Akçakent damar tipli fluorit yatakları Üst Paleosen sonunda olasılıkla en son tektonik hareketlerin yönlendiği siyenit çatılarındaki kırık hatları boyunca yerleşmeye başlamışlardır. Fluorit cevherleşmesi bundan sonra değişik koşullarda Eosen'de devam etmiştir.

Akçakent fluorit damarları bazı benzer damarlarla karşılaştırıldığında, birçokları ile aynı özellikleri gösterir. Masif Santral (Fransa) Morvan bölgesi fluorit damarları (Valette, 1984) Langeac (Derre, 1972) ile Almanya'da Wolsendorf (Weiss ve Foster, 1974); İtalya'da Monte Arbu ve Burcei (Brigo ve diğ., 1982) bölgeleri fluorit damarları değişik jeolojik yaş ve konumlarda bulunmakla beraber Akçakent damarları ile aynı fakir parajenez gösterirler. Sarı fluorit, barit ve kalsitten oluşan son safha parajenezleri özellikle Chavaniac (Derre, 1972) Chanbonnière (Yaman, 1977) ve Chaillac (Ziserman, 1982) damarları ile benzer sıvı kapanım değerleri gösterirler. Nihayet Akçakent yöresi fluorit yatakları Kırşehir masifi bünyesinde yer alan Bayındır fluorit damarları ile büyük benzerlikler gösterir (Yaman, 1984).

SONUÇLAR

Akçakent fluorit yataklarının civar jeolojisi ile yatakların şekil, parajenez, mineralleşme sırası ve sıvı kapanım incelemeleri neticesinde elde edilen bulgular aşağıdaki şekilde sıralanabilir.

1 — Akçakent yöresi fluorit yatakları siyenitler içerisinde «damar tipli» hidrotermal kökenli yataklar olup boyutları bakımından ekonomik önem arzederler.



Şekil 6 : Akçakent fluoritleri Th/Tm diagramı, noktalı alanlar sarı fluoritlere aittir

Figure 6 : Th/Tm diagrammes of the fluid inclusions of Akçakent fluorites, dotted area belongs to the yellow fluorites

2 — I ve II nolu damarlar KKB yönünde siyenitik kayalar içerisinde, III nolu damar ise siyenit-gabro dokanığında KD-GB yönünde kırık hatları içerisinde yer alırlar. Fluorit cevherleşmesi her üç damarda breşleşme ve milonitleşme ile başlayan ve gri-kahverengi silisli bantlarla temsil edilen bir silisleşme ile başlar.

3 — I ve II nolu damarın esas dolgusu olan yeşil fluorit kırık hatındaki çeşitli kayma ve oynamalar eşliğinde, masif veya breşik yapıda 140°—150°C ve % 04 NaCl tuzlulukta bir ortamda asimetric bir damar şeklinde yerleşmiştir. Yeşil fluorit yerleşmesini takiben sıcaklık azalmaya başlamış ve ortamın tuzluluğu artmıştır. Bu safhada I ve II damarı son aşama parajenezi ile III nolu damarın esas dolgusu meydana gelmiştir.

4 — Damarlar boyunca meydana gelen son oynamalar, ezik zonlardaki su akımları ve gravite kaymaları, kil, fluorit, kum ve breşler meydana getirerek damar içi yeni oluşumlara neden olmuştur.

5 — Çalışma bölgesinde masif siyenitler içerisinde görülen ve KB-GD ile D-B yönlerine bağımlı olarak gelişmiş kırık ve fay hatlarına bağılı alterasyon ürünleri gösteren silisleşmiş zonlar fluorit prospeksiyonu için rehber niteliğindedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın sıvı kapamını incelemeleri Orleans Üniversitesi Uygulamalı Jeoloji laboratuvarlarında yapılmıştır. Yazar laboratuvar sorumlusu Prof. TOURAY'e ve arazi çalışmalarında kendisine eşlik eden Jeo. Müh. Bülent YAMAN'a teşekkürlerini sunar. Araştırmanın mali desteği NATO tarafından 270-01 nolu proje çerçevesinden sağlanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ayan, M., 1963, Contribution à l'étude petrographique et géologique de la region située au Nord-Est de Kaman (Turquie): Maden Tetkik Arama Enst. Yayın: 155, Ankara, 332 s.
- Brigo, L., Ferrario, A., Marcello, A., Natele, P., Omenetto, P., Padalino, G., Salvadori, I., Tocco, S., Uras, I., Valera, R., ve Zuffardi, P., 1982, Gites filoniens Pb-Zn-F-Ba de basse température du domaine varisque d'Italie: Symposium on low Temperature Pb-Zn-F-Ba vein type Deposits: B.R.G.M., 2, 195-206.
- Derre, C., 1972, Histoire des filons de fluorine et du bassin de Langeac: Thèse Université de Paris VI, 228 s.
- Fluorit, 1979, Türkiye Sınai Kalkınma Bankası Araştırma Müdürlüğü Kimya Sektör Araştırma Yayınları, No: 4, 100 s.

- Ketin, I., 1955, Yozgat Bölgesinin Jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin Tektonik Durumu: Türkiye Jcol. Kur. Bült., 6, 1-28.
- Ketin, I., 1959, Über Alter Und Art der kristallinen Gesteine und Erzlagerstätten in Zentral-Anatolien: Berg. und Hüttenm. Monatsh. 104, 8
- Marchand, L., 1976, Contribution à l'étude de la distribution des lanthanides dans la Fluorine: Thèse Université d'Orleans, 92 s.
- Oktay, F. Y., 1981, Savcılı büyükoba (Kaman) çevresinde Orta Anadolu Masifi Tortul Örtüsünün Jeolojisi ve Sedimentolojisi: Doçentlik Tezi, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, 175 s. (yayınlanmamış).
- Roedder, E., 1979, Fluid inclusions as samples of ore fluids: Geochemistry of hydrothermal ore deposits: H.L. Barnes (Ed.), Wiley-Interscience, 670 s.
- Sabouraud, C., 1975, Inclusions solides et liquides du gypse: Thèse d'Etat, presses de E.N.S. Paris, 112 s.
- Seymen, I., 1981, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin Stratigrafisi ve Metamorfizması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 101-108.
- Templeton, C.C., 1960, Solubility of barium sulfate in sodium chloride solutions from 25° to 95°C: Jour. Chem. Eng. Data, 5, 18-25.
- Touray, J.C., 1970, Analyse thermo-optique des familles d'Inclusions fluides à dépôts salins: Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 50, 67-79.
- Tümer, T., 1973, Orta Anadolu, Kaman ve Kırşehir civarının fluorit sahalarını kapsayan bölgenin prospeksiyon raporu: Maden Tetkik Arama Enst., 73, (yayınlanmamış).
- Valette, C.O., 1983, Karsts et filons à Fluorine dans le Faisceau Synclinal du Morvan: Thèse, Université d'Orleans, 297 s.
- Weiss, K. ve Forster, A., 1974, The fluorite deposits in the Nabburg-Wolsendorf Area: Fortschr., 52, 81-99.
- Yaman, S., 1977, Etude géologique et minéralogique des filons de fluorine de la Charbonnière et du Charbonnière et du Chatene (Hite. Vienne): Thèse, Université d'Orleans, 126 s.
- Yaman, S., Ziserman, A. ve Touray, J.C., 1978, Un modele de filon lié à une Paléosurface: Chronique de la Recherche Minière, 441, 45-50.
- Yaman, S., 1984, Bayındır (Kaman) Fluorit damarlarının termo-optik analizi: Yerbilimleri, 11, 23-30.
- Ziserman, A., 1980, Les gisements baryto-fluorés du bassin de chaillac: de: Les Paléosurfaces et leur Métallogenèse. 26 éme Congrès Geol. Inter., 343-385.

Yazının Geliş Tarihi : 10.12.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 28.1.1985

Yayına Verildiği Tarih : 1.11.1985

Yukarı Kelkit çayı ile Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi

Basic geological characteristics and structural evolution of the region between the Upper Kelkit Creek and the Munzur Mountains

ALİ YILMAZ, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

ÖZ : Pontidler ile Toridler'in birbirine en çok yaklaştığı bir alanda yapılan çalışmanın amacı, yörenin temel jeoloji özelliklerini sergilemek ve belirlenen veriler ışığında yapısal evrimi irdelemektir.

İnceleme alanında, farklı ortam koşullarını yansıtan, birbirleri ile tektonik ilişkili ve Eosen öncesi yaşta olan dört temel birim ayırtlanmıştır. Bunlar, kuzeyden güneye doğru Kelkit Otoktonu, Çimen Dağı Napı, Erzincan Napı ve Munzur Kireçtaşı'dır.

Kelkit Otoktonu'nun temelini, Gümüşhane granitleri, içine yerleştikleri yeşilistlerle beraber oluşturmaktadır. Bu temel üzerine Liyas kırıntılıları transgresif olarak gelir. Liyas kayaları dereceli olarak Üst Jura-Alt Kretase yaşlı platform türü karbonatlara geçer. Otokton'un bu kesimi duraylı bir kıta kenarını temsil etmektedir. Üst Kretase-Paleosen volkano-tortulları ise Jura-Alt Kretase kayalarının üzerine açısız uyumsuzlukla gelmektedir.

Çimen Dağı Napı'nda en alt düzeyi, Tokat metamorfileri ve kısmen Karbonifer-Permiyen yaşlı volkano-tortullar oluşturur. Bu temel üzerine Jura-Alt Kretase yaşlı kıta yamacını temsil eden heterojen bir kayatürü topluluğu açısız uyumsuzlukla gelmektedir. Erzincan Napı ise Üst Kretase-Paleosen yaşlı yitim karmaşığını ve ürünlerini temsil etmektedir.

İnceleme alanının güneyinde yer alan Üst Triyas-Alt Kretase yaşlı Munzur Kireçtaşı da genellikle platform türü karbonatlardan oluşmaktadır.

Çimen Dağı Napı, kuzeyde Kelkit Otoktonu, güneyde Erzincan Napı üzerinde, Erzincan Napı da daha güneydeki Munzur Kireçtaşı üzerinde yer almaktadır. Bu tektonik birimler, Jura-Alt Kretase sırasında açılmakta olan havzanın, Üst Kretase-Paleosen evresinde yitimine bağlı olarak yanyana gelmişlerdir.

Eosen ve daha genç kayatürleri, tektonik birimlerin üzerine açısız uyumsuzlukla gelmekte ve gereçleri genellikle ofiyolitlerden türemiş olistostromlar kapsamaktadır. İnceleme alanı, Üst Miyosen Pliyosen öncesinde tümüyle kara haline gelmiştir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu, inceleme alanının yaklaşık ortasından geçmekte ve zonun her iki yanında ofiyolitli karmaşık (Anatolid birimi) yer almaktadır. Onun için, bu yörede Pontid-Anatolid tektonik sınırı esas alınarak kestirilen Kuzey Anadolu Fayı'nın atımına ilişkin önerilerin geçerli olmadığı vurgulanmaktadır.

ABSTRACT: The aim of this study is to demonstrate the basic geological characteristics of the region where the Pontides and the Taurides are the closest to one another, and to interpret the structural evolution.

Four major units of pre-Eocene age have been recognized in the study area. They are tectonically related to one another and reflect different environments. These units from north to south, are the Kelkit Autochthon, the Çimen Dağı Nappe, The Erzincan Nappe and the Munzur Limestone.

The base of the Kelkit Autochthon consists of the greenschists and an intrusive Gümüşhane Granite. The Liassic detritics transgressively cover the basement rocks. The Liassic rocks grade into the Upper Jurassic-Lower Cretaceous platform carbonates. This part of the autochthon represents a stable continental margin. The Jurassic-Lower Cretaceous rocks are overlain with an angular unconformity by the Upper Cretaceous-Paleocene volcano-sedimentary rocks.

The lowermost part of the Çimen Dağı Nappe consists of the Tokat Metamorphites and partly of the Carboniferous-Permian volcanosedimentary rocks. A heterogenous rock assemblage of Jurassic-Lower Cretaceous age covers the basement rocks with an angular unconformity and represents continental shelf deposits. The Erzincan Nappe represents the Upper Cretaceous-Paleocene subduction complex and its products.

The Upper Triassic-Upper Cretaceous Munzur Limestone which is located to the south of the studied area is generally made up of platform limestones.

The Çimen Dağı Nappe is located over Kelkit Autochthon in the north and the Erzincan Nappe in the south. The Erzincan Nappe is over the Munzur Limestone located further south. These tectonic units came together as a result of the Upper Cretaceous-Paleocene subduction of a basin that was spreading during Jurassic-Lower Cretaceous.

The Eocene and younger rock types overlie the tectonic units with angular unconformities and contain olistostromes generally derived from ophiolites. The study area was uplifted before pre-Upper Miocene-Pliocene as a land.

The North Anatolian Fault Zone passes through the study area and an ophiolitic complex (Anatolids) takes its place on both side of the zone. Therefore, it is emphasized that the estimations related to the displacement along the North Anatolian Fault based on the tectonic boundary between the Pontides and the Anatolides in the study area are not valid.

GİRİŞ

İnceleme alanı, kuzeydeki Pontidlerle güneydeki Toridlerin en çok birbirine yaklaştığı Yukarı Kelkit Çayı yöresi ile güneyinde yer almaktadır. Bu alan, yaklaşık olarak Şuşehri, Alucra, Kelkit, Erzincan, Kemah ve Zara arasındadır (şekil 1 ve 2).

Bu incelemede, Kuzey Anadolu Ofiyolit Kuşağı ve kuşakla yakın ilişkili kayaları irdeleyerek, yörenin özellikleri, kayatürü ilişkileri ve yapısal evrimi konularında bilgi birikimine katkı amaçlanmıştır. İnceleme alanı, kuzeydeki Pontidler, güneydeki Toridler ve bunlarla beraber ofiyolitli kuşağın da irdelenebildiği anahtar bölgelerden biridir.

Çalışma alanının öncül Jeolojik çalışmaları Stchepinsky (1940; 1945), Parejas ve diğerleri (1942), Ketin (1951), Baykal (1952), Nebert (1956) tarafından yapılmıştır. Nebert'ten (1951) beri ise yörenin temel jeolojisi özellikleri bir bütün halinde irdelenmemiştir. Oysa daha sonra değişik amaçlı pek çok ayrıntılı yerel inceleme yapılmıştır (Zankl, 1962; Wedding, 1963; Türkünal, 1971; Irlitz, 1972; Kurtman, 1973; Pelin, 1973; 1977; Tatar 1974; 1978; Gökçen, 1974; Özsayar, 1974; Ataman ve diğerleri, 1975; Arpat ve Şaroğlu, 1975; Bergougnan, 1975 a ve b; 1976 a ve b; Gedikoğlu, 1976; Tokel, 1977; Baş, 1979; Özgül, 1981; Buket ve Ataman, 1982; Okay, 1983). Ne varki bu çalışmalara rağmen, genellikle yapısal evrim modellerinde Erzincan dolaylarına bir soru konulmadan geçilememektedir. Bunun nedeni, veri eksikliğinin yanı sıra, farklı araştırmacılar tarafından yer yer birbirleriyle çelişen verilerin sunulması ve varolan birikimin de bölgesel düzeyde yeterince yoğunlaşmamış olmasıdır. Bu nedenle, yazar, yapılan incelemenin yeni sonuçlarını, varolan bilgi birikimi ışığında sunmayı görev kabul etmektedir.

BÖLGENİN TEMEL JEOLJİ ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanında, farklı ortam koşullarını yansıtan birbiri ile tektonik ilişkili ve Eosen öncesi yaşta olan dört tektono-stratigrafik birim ayırtlanmıştır. Bunlar kuzeyden güneye doğru Kelkit, Görelî Otoktonu, Çimen Dağı Napı, Erzincan Napı ve Munzur Kireçtaşı'dır. Bunlardan Çimen Dağı Napı, kuzeyde Kelkit Otoktonu, güneyde Erzincan Napı üzerinde yer almakta, Erzincan Napı ise Munzur Kireçtaşı üzerinde yer almaktadır (şekil 3).

Kuzeyde yer alan Kelkit Otoktonu ile Çimen Dağı Napı'nın riftleşme olaylarından evvel, yerel farklılıklar gösteren ve Liyas öncesi yaşta olan ortak bir temeli vardır. Örneğin, inceleme alanının kuzeydoğusunda ve dışında ge-

niş yüzeylemeler sunan Gümüşhane graniti ve şist, gnays, yer yer metavolkanitlerden oluşan Pulur metamorfizmaları Liyas öncesi temele aittir. (Ketin, 1951; Açar, 1975). Pulur Liyas öncesi temel konumundadır. Bu dizi, ayrıca, metamorfizmaların da üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir (Akdeniz, 1984).

İnceleme alanı ve dolayında yüzeylenen Liyas öncesi temelin bir bölümü; kayatürü, dizilim ve metamorfizma derecesi bakımından Tokat grubu metamorfizmalarına benzemekte, bir bölümü de (özellikle Karbonifer-Permiyen yaşlı kesim) daha farklı ve bloklu bir yapıdadır. Ama genel çizgileriyle yörenin Liyas öncesi temeli, kıta kabuğunu temsil etmektedir.

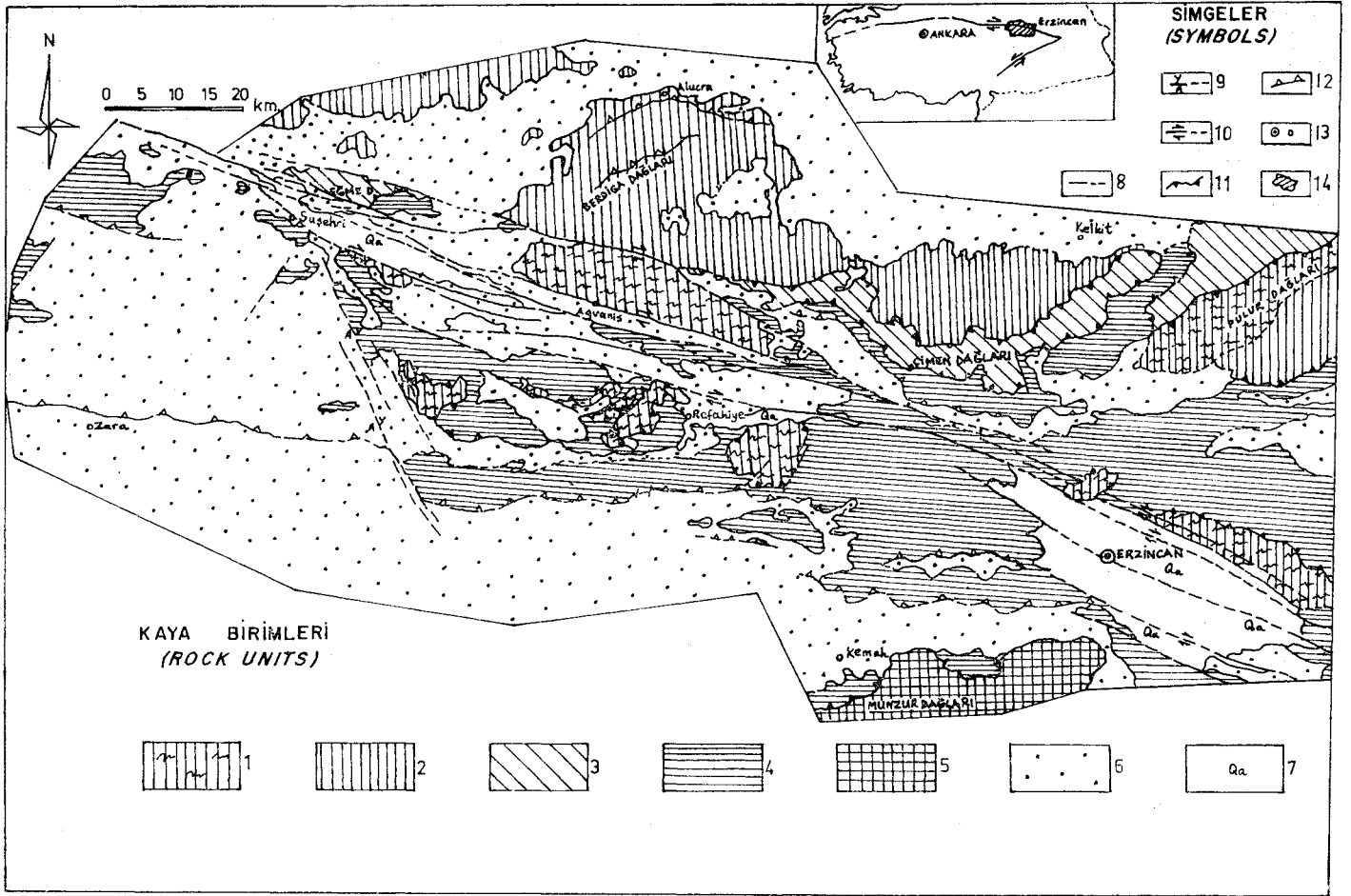
Kelkit Görelî Otoktonu

İnceleme alanının kuzey kesiminde yer alan ve Pontidler'in güney kesiminin tipik özelliklerini sunan Kelkit Otoktonu, adını Kelkit ilçesinden almaktadır. Bu alan, Kelkit Çayı'nın da yukarı kesimidir. Bu istif Bergougnan (1976 a) ve Pelin (1977) tarafından incelenmiştir.

İnceleme alanının dışında kalan Gümüşhane graniti, içine yerleştiği yeşilistlerle beraber Kelkit Otoktonu'nun temelini oluşturur (Yılmaz 1974). Temel kayaları üzerine, çoğu kırıntılı kayalardan oluşan Liyas yaşlı Hacıören formasyonu uyumsuzlukla gelmekte ve Hacıören formasyonu üzerine de uyumlu olarak Orta-Üst Jura-Alt Kretase yaşlı platform türü karbonatlılardan oluşan Berdiga formasyonu yer almaktadır. Üst Kretase-Paleosen yaşlı Altınoluk grubu ise daha eski diğer oluşukların üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir.

Hacıören formasyonu Pelin (1977) tarafından adlandırılan bu birimin genellikle tüf ve çakıltaşından oluştuğu ve palinolojik incelemelere göre karasal Liyas'ı temsil ettiği kabul edilmektedir. Bu tanımlama, inceleme alanındaki Liyas kayalarının yalnızca kuzey kesimine uymaktadır. Liyas kayalarının güney-doğu kesimi ise kireçtaşı ara katkılı volkanitlerden yapıldığı sığ denizel bir birim olup, Bergougnan (1976 a) tarafından Kelkit formasyonu olarak adlandırılmıştır. Bu iki birimin Çamoluk'un kuzeyinde, kuzeydoğusunda ve Hacıören köyünün güneydoğusunda genellikle yanal olarak kamalı geçişli olduğu belirlenmiştir (şekil 3). Hacıören köyünün güneydoğusu, iki fasiyesin ilişkilerinin ve özelliklerinin de en iyi yüzeylendiği yer olması nedeniyle Pelin'in (1977) adlanması yerleşmiştir.

Berdiga Dağları'nın güneybatısından Kelkit'e kadar uzanan geniş yüzeyleme sunan Hacıören formasyonu, baş-



Şekil 1. İnceleme alanının temel kaya birimlerini gösterir yalınlaştırılmış jeoloji haritası.

1. Liyas öncesi yaşta olan metamorfikler 2. Kelkit Otoktonu 3. Çimen Dağı Napı 4. Erzincan Napı 5. Munzur Kireçtaşı 6. Eosen ve daha genç yaşta olan kayabirimleri 7. Alüvyon 8. Dokanak ve yeri yaklaşık dokanak 9. Fay, olası fay (A, Alçalan blok; Y, Yükselen blok) 10. Eosen öncesi yaşta olan birimler arası bindirmeler II. Birim içi bindirmeler ve bazı genç bindirmeler 12. Yerleşme birimleri 13. Haritalanmış alan,

Figure I. Simplified geologic map of the study area, showing main rock units.

1. Pre-Liassic metamorphics 2. Kelkit Autochthon 3. Çimen Dağı Nappe 4. Erzincan Nappe 5. Munzur Limestone 6. Eocene and Post-Eocene rock units 7. Alluvium 8. Contact and approximate contact 9. Fault, probable fault (A, Foot-wall; Y, Hanging-Wall) 10. Overthrusts between the Pre-Eocene units 11. Overthrusts within the units and some young overthrusts 12. Population centers 13. Mapped area

hca piroklastik kayalar, kireçtaşı ve epiklastik kayalardan oluşmaktadır (şekil 2 ve 3). Ayrıca yer yer kömürlü düzey, şeyi ve volkanik akıntı arakatıkları izlenmektedir. Camsı ve kaya kırıntılı (litik) piroklastiklerle volkanik akıntılarının hamuru ve gereçleri oldukça kloritleşmiş ve karbonatlaşmıştır. Ancak kimi yerlerde az oranda kuvars Vo plajiyoklaslar seçilebilmektedir. Bu volkanitlerin andeütik karakterde olduğu söylenebilir. Bu birimin özellikle KTzey kesiminde yer yer teknetürü çapraz tabakalanma, dereceli tabakalanma, çökeltme ile yaşıt kayma ve kıvrımlama izlenmektedir. Hacıören formasyonunun güney kesimlerinde Çamoluk ile Kelkit arasında yer yer doğu-batı uzanımlı kireçtaşı düzeyleri, 15-20 m. kalınlıkta olup, genellikle piroklastik kayalar arasında yer almaktadır. Am-

monotiko rossolu (Calcare Ammonotico Rosso) olan bu kireçtaşlarında *Involutina liassica* (Jones), *Trocholina* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Glomospira* sp., *Spirillina* sp., Gastropod, Ostrakod ve Lamellibrans formları saptanmış ve Ettanjiyen-Pliyensbahiye yaş verilmiştir. Hacıören formasyonu yaklaşık 1500 m. kalınlıktadır.

Berdiga formasyonu Orta-Üst Jura-Alt Kretase yaşlı platform türü karbonatlarla temsil edilen Berdiga formasyonu Pelin (1977) tarafından adlandırılmıştır.

İnceleme alanında, Berdiga formasyonunun en alt kesiminde yer yer çakıltaşı, kumtaşı ve tane destekli çakıl kumlu kireçtaşı oluşmaktadır. Bu kesim, uyumlu of rak gri, orta-kalın tabakalı kireçtaşı (kireçtanetaşı, isti? taşı ve çamurtaşı ardalamasma) geçmektedir. Yer yer da

lomitik nitelikte de olan kayaların üst kesiminde gri, orta kalınlıkta düzenli tabakalı ve pelleoidli, oolitli, intraklastlı, kuşgözü yapıları sunan kireçtaşı (istiftaşı, bağiamtaşı ve tanetaşı ardalaması) egemendir.

Pelin'in (1977)'de çökeltme ortamına ilişkin değerlendirmeleri irdelenirse Berdiga formasyonunun, Orta-Üst Jura-Alt kretase yaşlı bir kıta sahanlığını temsil ettiği ve bu sahanlığın üst düzeylere doğru giderek sığlaştığı söylenebilir.

Altınoluk gruba Pelin'in (1977) üç formasyon halinde ayırdığı Üst Kretase-Paleosen yaşlı oluşuklar ve bu dönemde oluşan mağmatitler ve volkanitler bir bütün halinde Altınoluk köyü dolayında yüzeylendiğinden Altınoluk grubu olarak adlandırılmıştır. Alucra'nın 7-8 km. güneybatısındaki Altınoluk köyü dolayında bu kayatürü topluluğunun hemen hemen tüm özelliklerini irdelemek olanaklıdır.

Berdiga formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelen Altınoluk grubunun en alt kesimini gri, sarımsı yer yer tabakalı çakıltı ve tanetaşı (çakıllı, kumlu kireçtaşı) ile temsil edilmektedir. Tane sınırları genellikle oksitlemiştir. Kırıntılı olan kesim uyumlu olarak kırmızı pelajik kireçtaşı, şeyi, çakıltı ardalamasına geçmektedir. Bu ardalanın alt düzeylerinde dasitik, üst düzeylerinde andezitik ve bazaltik karakterde piroklastik ve volkanik akıntılar görülmektedir, inceleme alanının kuzey kesiminde Kelkit Çayı boyunca görülen iri granitik sokulumlar ise dasitik volkanitlerin derindeki eşdeğerleri olabilir. Andezitik ve bazaltik karakterde olan piroklastik ve volkanik akıntılar, formasyonun üst düzeylerine doğru yaygınlaşmaktadır. Genelde, Altınoluk grubu kayaları volkano-tortul bir fliş karakterindedir.

Bu kayatürü topluluğunun yaş konakları Pelin (1977) tarafından belirlenmiştir. Altınoluk grubunun kırmızı, ince tabakalı kireçtaşı (kireçvaketaşı) örneklerinde *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana concavata* (Brotzen), *Globotruncana tricarinata* (Queurau), *Globotruncana linneiana* (d'Orb.), *Heterohelix* sp. formları yaygındır. Daha üst kesimlerdeki kumtaşı, kıltaşı, şeyi ve çakıltı ardalamasının da üst düzeylerinde rudist kabukları yaygındır. Paleosen yaşlı kayalar ise inceleme alanının batısında ve hemen dışında sığ ortamı temsil eden bol kırıntılı karbonatlarla temsil edilmekte ve *Bolkarina* sp., *Miscellanea* sp., *Textularia* sp. kapsamaktadır.

Genelde kıta sahanlığı kayaları üzerinde gelişen yay topluluğunu temsil eden Altınoluk grubunun fosil kapsamı, kayatürü özellikleri, konumu ve Pelin'in (1977) çökeltme ortamına ilişkin değerlendirmeleri irdelenirse bu birimin başlangıçta sığ ve çalkantılı (yüksek enerjili) ortamda, daha sonra ortamın derinleştiği ve açık denizel bir ortamda çökeldiği, derin olan ortamın da Maestrihtiyen ve özellikle Paleosen'e doğru sığlaştığı söylenebilir. Ortam özelliklerinin değişimi ile yayın karakterinin değişimi arasında da sıkı bir ilişkinin olduğu düşünülmektedir.

Çimen Dağı Napı

Bergougnan'ın (1975) Çimen Dağı Kireçtaşı Birliği, yer yer Çimendağ Napı (Bergougnan, 1976 a) Okay'm (1983) Boynuktepe Grubu olarak adlandırdığı yapısal birim, konumu da yeniden irdelenerek tanımlanmış ve Çimen Dağı Napı olarak adlandırılmıştır (Şekil 2 ve 3).

Bergougnan'a (1980, yazılı görüşme) göre allokton olan Çimen Dağı Napı Paleosen yaşlı İşkilör olistostromu içinde olistolit konumunda da olabilir.

İnceleme alanının kuzey yarısında, yaklaşık doğu-batı uzanımlı, heterojen yapıda olan Jura-Kretase yaşlı kayatürü topluluğu, inceleme alanının kuzeydoğusunda ve dışında Karbonifer-Permiyen yaşlı volkano-tortulların ve olası Tokat grubu metamorfitlelerinin üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir (Akdeniz, 1984). Çimen Dağı Napı'nın inceleme alanındaki kesimi iki bölüme ayrılmıştır. Alt kesimi Jura-Alt Kretase yaşlı genellikle kireçtaşı ve olistostromal gereçler (Yeniköy formasyonu), üst kesimi genellikle Üst Kretase yaşlı kırıntılı kayalar (Törnük formasyonu) oluşturur.

Eosen yaşlı kayalar Çimen Dağı Napı üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir (Nebert, 1964).

Yeniköy formasyonu Genellikle kireçtaşı ve olistostromal gereçler kapsayan Jura-Alt Kretase yaşlı kayatürü topluluğu. Yeniköy yakın dolayında tip yüzeylemeler sunduğundan Yeniköy formasyonu olarak adlandırılmıştır (Şekil 1, 2 ve 3).

Yeniköy formasyonunun inceleme alanının doğusunda ve dışında yer alan Liyas yaşlı (Akdeniz, 1984) kesimi genellikle kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı ve yer yer kırıntılı kayalar, Dogger-Malm yaşlı kesimi breşik kireçtaşı, kırıntılı kayalar ve orta, kalın tabakalı kireçtaşları (kireçvaketaşı, istiftaşı, tanetaşı) oluşturur. Kırıntılı kayalardan oluşan kesim, volkanik gereçler ve kireçtaşmdan oluşan olistostromal oluşuklar halindedir. Birimin Üst Malm ve Alt Kretase'nin alt düzeyleri, yer yer yastık yapılı volkanitler, çört yumrulu, radyolaryalı kireçtaşları ve kırıntılı kayalar kapsamaktadır. En üst düzey ise kireçtaşı (bağiamtaşı, istiftaşı, tanetaşı) oolitli, demiroksitli ve resif parçalıdır.

Yeniköy formasyonunun değişik bölümlerinden alınan örneklerde, *Protopenoplis trochangulata* Septfontaine, *Trocholina elongata* Leupold, *Caipionellia alpina* (Lorenz), *Glomospira* sp., Mercan, Koprolit, Ekinid dikenleri saptanmıştır. Gözköy'ün hemen güneybatısında Jura-Alt Kretase yaşlı karbonatların arasında yer alan yastık yapılı volkanitlerin yastıkları arasındaki mikritlerde ise aşağıdaki fosiller belirlenmiştir: *Nautilocultaa oolitifauca* (Moehler), *Ciadorapsis mirabilis* (Felix), *Tubiphytes* sp.. Sünger, Ekinid vd.

Fosil kapsamı ve kayatürü özelliklerinin değişimi, farklılığı ve konumu gözönüne alınırsa Yeniköy formasyonunun Jura-Alt Kretase yaşlı kuzeydeki platformun daha derindeki uzantısı olduğu ve kısmen kıta yamacını temsil ettiği söylenebilir. Nebert'in (1964) verilerine göre, bu birim, yerel olarak Senomaniyen'e kadar çıkar.

Törnük formasyonu Başlıca çakıltı, kırmızı pelajik kireçtaşı, kumtaşı, kıltaşı, şeyi ve killi, kumlu kireçtaşından oluşan Üst Kretase yaşlı kayatürü topluluğu Törnük formasyonu olarak adlandırılmıştır. Törnük adı Bergougnan'ın (1975) çalışmalarında yanlışlıkla Turnik olarak geçmiştir.

Törnük formasyonu, yerel bir çakıltı ile Yeniköy formasyonu'nun üzerine gelmektedir. Bu çakıltı, önce ince bir çakıllı, kumlu kireçtaşına geçmekte, daha sonra 20-30 m. kalınlığında orta, ince tabakalı bol oranda pelajik formlar kapsayan kırmızımsı kireçtaşına geçmektedir. Kırmızı kireçtaşı olarak üst kesimi yerel olarak bloklu, kumtaşı, kıltaşı, şeyi ardalamasına geçmektedir. Formasyo-

nun üst kesimini ise kumlu, yer yer çakıllı olan, orta ve kalın tabakalı, gri kireçtaşları oluşturmaktadır.

Törnük formasyonunun alt-orta kesimlerinden alman örneklerde *Globotruncana lapparenti* (Bolli), *Globotruncana Linneiana* (d'Orb.), *Marssonella cf. oxycana* (Reuss), *Heterohelix* sp., üst kesimlerdeki kireçtaşı örneklerinde *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Orbitoides medius* (d'Arch.), *Textularia* sp., Bryozoa, Rudist, Ekinid dikenleri saptanmıştır. Buna göre, bu birim genelde Senoniyen yaşlıdır.

Törnük formasyonunun fosil kapsamı ve kayatürü özelliklerinin değişimi ve konumu irdelenirse, birimin başlangıçta sığ, sonra açık denizel ortamda çökelindiği, daha sonra açık denizel ortamın giderek sığlaştığı söylenebilir.

Erzincan Napı

Gereçleri çoğunlukla ofiyolitlerden türemiş karışık (melange) ve karmaşık (complex), bir bütün halinde irdelenmiş ve Erzincan Napı olarak adlandırılmıştır. Yılmaz'ın (1981 a) Tokat ile Sivas arasında tanımladığı ve bunun Erzincan'a doğru uzantısı olan inceleme alanındaki ofiyolitli karışık ile Özgül'ün (1981) Munzur Dağları'nın hemen kuzeyinde tanımladığı ofiyolitli karışığın iç yapısı, blok türleri ve yaşı birbirine oldukça yakındır. Onun için bu oluşukların özde aynı olayın ve aynı havzanın ürünleri olduğu kabul edilmektedir.

Bergougnan (1975 a, 1976 a) yöredeki tektonik nitelikli ofiyolitli karışığı Karayaprak Napı olarak adlandırmıştır. Oysa Karayaprak Köyü aşağıda belirtildiği üzere olistostromal karışık için tip yerdir. Bu nedenle, olistostromal nitelikteki karışık (Karayaprak Karışığı) ile ayrılanmış olan tektonik nitelikli karmaşık (Refahiye Karmaşığı) bir bütün halinde, birimin orta kesiminde yer alan ve daha çok bilinen Erzincan iline bağlantılı olarak Erzincan Napı biçiminde adlandırılmıştır. Erzincan Peridotitleri Ara Zonu (Bergougnan, 1975 b) ise karmaşık içinde irdelenen peridotitlere karşılık gelmektedir.

Erzincan Napı, güneyde Munzur Kireçtaşı üzerinde, kuzeyde Çimen Dağı Napı altında yer almaktadır. Bu birim, yukarıda değinildiği gibi, yastık yapılı volkanitler, tuf, aglomera, kireçtaşı ve olistostromal gereçlerden yapılı Karayaprak Karışığı ile serpantin, peridotit, gabro ve metamorfitten yapılı Refahiye Karmaşığı'ndan oluşmaktadır. Bu iki alt birim, birbiriyle tektonik ilişkilidir (şekil 3). Ancak karmaşığı oluşturan kayatürleri ayrı ayrı haritalanabilir iri yüzeylemeler halinde iken, karışığı oluşturan kayatürleri sık sık değişmekte ve tekdüze olmayan bir yapıdadır.

Karayaprak Karışığı Yastık yapılı volkanitler, tuf, aglomera, kireçtaşı ve olistostromal gereçler, yer yer grovak, ince taneli kırıntılı kayalar ve komşu birimlerden türemiş bloklar kapsayan heterojen ve olistostromal nitelikli kayatürü topluluğu. Karayaprak köyü dolayında tip yüzeylemeler sunduğundan Karayaprak Karışığı olarak adlandırılmıştır. Kimi yastık yapılı volkanitler ve kırıntılı kayalar, ofiyolitlerden türemiş gereçlerin, metamorfitten ve Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı bloklarının hamuru durumundadır. Ne varki kimi yerlerde de Jura-Alt Kretase yaşlı pelajik kireçtaşları, yastık yapılı volkanitlerle arakatlı iken metamorfittenle tektonik ilişkilidir.

Karayaprak Karışığı, Suşehri Ovası dolayında, özellikle Akıncılar (Ezbider) batısında Liyas yaşlı çörtlü kırımızı kireçtaşı bloklarını kapsamaktadır. Bu kireçtaşı, ye-

şilistlerle tektonik ilişkili olup, benzer kireçtaşı düzeylerine ne kuzeydeki ne de güneydeki temel birimlerde (napılarda) görülmektedir. Bu kireçtaşı blokunda *Involutina liassica* (Jones), *Ophthalmidium martanum* (Farinacci), *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp. saptanmış ve Etanjyien-Pliyensbahiye yaşları verilmiştir. Suşehri kuzeydoğusunda, Eğme Dağı dolaylarında ise Jura yaşlı gri ve çört yumru lu kireçtaşı blokları yer yer yastık yapılı volkanit ara katkılarını kapsamaktadır. Aynı yörede yastık yapılı sodik bileşimli, ayrılmış plajiyoklaslar kapsayan volkanitlerin yastık yapılıları arasındaki mikritik kireçtaşı kalıntıları da Jura-Alt Kretase yaşını vermektedir. Kimi yerlerde ise Praeglobotruncana sp. ve Globigerinidae gibi formlar kapsayan kireçtaşı blokları yüzeylenmektedir.

Refahiye dolayında Dumanlı Dağı batısında, yastık yapılı volkanitlerle içice (olasılıkla kamalı geçişli) olan kırıntılı kireçtaşı yüzeylemelerinden alman örneklerde *Trocholina cf. elongata* (Leopold), *Trocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Lituolidae*, Alg saptanmış ve Üst Oksfordiyen-Titoniye yaşları verilmiştir. Aynı yörede başka bir örnekte ise *Protopeeroplis trochangulata* Septfontaine, *Everticyclammia gregi* (Henson), *Trocholina elongata* (Leopold), *Trocholina* sp., *Conicospirifilina* sp. belirlenmiş ve Berriaziye yaşları verilmiştir. Çemberli (Refahiye güneydoğusu) güneyinde ise Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları bir tarafta ofiyolitli karışık içinde blok halinde iken, diğer tarafta yer yer volkanitler arasında uyumlu bir düzey halindedir. Aynı yörede ofiyolitli karışığın üst kesimlerinde hamur konumunda olan kırıntılı kireçtaşlarında ise *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Lepidorbitoides* sp., *Orbitoides* sp., *Cibicides* sp. Alg, Ekinid, Rudist kabukları saptanmış ve Maestrihtiyen yaşları verilmiştir. Suşehri ovası dolayında ve Erzincan'ın kuzeyinde İşkilör Köyü dolayında da Maestrihtiyen ve yer yer Paleosen yaşlı kırıntılı düzeyler kireçtaşı arakatlıları, Karayaprak Karışığı'nın hamuru durumundadır.

Yukarıda sunulan kayatürleri çoğun birbiriyle tektonik ilişkilidir. Üst Kretase başlarında gelişen yitim (subduction) ile beraber, okyanusal kabuk ve gereçler önemli ölçüde deformasyona uğrayarak ilksel ilişkileri bozulmuştur. Kayatürleri arasındaki ilksel ilişkiler bozulmasaydı, büyük bir olasılıkla Jura'dan Paleosen'e kadar devam eden bir dizi, Erzincan zonunda korunmuş olabilirdi. Örneğin Liyas yaşlı çörtlü kireçtaşlarının ve çörtlü kireçtaşları ile ilksel ilişkili yastık yapılı volkanitlerin kaynağını, Çimen Dağı Napı ile Munzur Kireçtaşı arasında yer alan okyanusal havzanın dışında aramak güçtür.

Refahiye Karmaşığı Birbiri ile tektonik ilişkili serpantin, peridotit, gabro ve Tokat grubu metamorfitten türemiş mermer, yeşilist ve metavolkanitlerden oluşan kayatürü topluluğu Refahiye ilçesi batısında tip yüzeylemeler sunduğundan Refahiye Karmaşığı olarak adlandırılmıştır.

Serpantin, genellikle antigoritten oluşmakta (Buket, 1982); peridotit protogranüler dokulu, yer yer serpantinleşmiş, başlıca olivin, poiklitik büyümelili piroksen (çoğu ortopiroksen), krom spinel kapsamaktadır. Harzburjite ege men, yer yer lezolit, verlit ve dunit izlenmektedir. Metapiroksenitte de klinopiroksen yaygındır. Gabro, oldukça ayrılmış (genellikle uralitleşmiş) plajiyoklas ve klinopiroksen kapsamaktadır. Ayrıca serpantinleşmiş peridotitleri kesen mikrogabro ve diyabaz daykları olağandır.

Metamorfitletler ise başlıca yeşilist, metavolkanit ve mermerden oluşmakta, yer yer metatübit ve metaçört, üst düzeylerinde mermer ve kalkışt egemen kayatürü durumundadır.

Peridodit en yaygın kayatürüdür. Serpantin it ise peridodit kadar yaygın değildir. Ve genellikle peridodit ile matamorfitletler arasında yer almaktadır. Serpantinleşme, peridodit ile metamorfitletler arasında gelişen tektonik süreçlere bağlı olarak gelişmiştir. Metamorfitletler, 8-10 km. boyutlarında iri yüzeylemeler halinde olup, peridoditin altında, arasında ya da üstünde yer alabilir. Örneğin Refahiye'nin kuzeybatısında Dumanlı Dağı'nın oluşturduğu metamorfitletler peridodite bindirmiş, Dumanlı Dağı kuzeybatısında ise peridoditin altına dalmıştır. Her iki gözlemede, dokanağa yakın yerlerde peridodit önemli oranda serpantinleşmiş metamorfitletlerin metabazitlerinde yaygın olan aktinolitler yer yer glokofanlaşmıştır. Bu özellikler, ofiyolitli karmaşığın oluşumu sırasında etkili olan yüksek basınç ürününü olarak kazanılmış ve bu karmaşığın bir yitim karmaşığı olmasıyla ilintili olabilir. Gabro ise, diğer kayatürlerine göre en az oranda yüzeyleme sunan bir kayatürüdür. Refahiye batısında ve Kızıldağ doğusunda sınırlı bir alanda yüzeylenen gabrodan başka serpantinleşmiş peridoditi kesen mikrogabro ve diyabaz daykları da olmaktadır.

Erzincan Napı bir bütün halinde irdelenirse Kuzey Anadolu Ofiyolitleri için de bir yaklaşımda bulunulabilir: Kuzey Anadolu Ofiyolitleri, kapsadığı volkanitlerin karakterine göre okyanus ortası sırtlarda (Yılmaz, 1981 b; Buket, 1982) ya da bu okyanusun bir kenar denizi konumunda (Bektaş, 1981) oluşmuş olabilir. Ancak Buket'in (1982) Erzincan yöresinde okyanus ortası sırtın toleyitleri olarak yorumladığı volkanitlerin petrografik özellikleri (Buket ve Ataman 1982) ile yukarıda paleontolojik belgilemeleri sunulan volkanitlerin petrografik özellikleri oldukça benzerdir. Örneğin her iki volkanitin dokuları benzer olup, sodik bileşimli ince plojiyoklas çubukları sosouritleşmiş, bazıları analsime dönüşmüştür. Diğer temel birimlerin konumu ve gelişimi de gözetilerek, Kuzey Anadolu Ofiyolitleri'nin Üst Jura-Alt Kretase sırasında açılmakta olan okyanus ortası sırtlardan kaynaklandığı benimsenmektedir.

Munzur Kireçtaşı

Platform türü karbonatlardan oluşan Munzur Kireçtaşı, Üst Triyas-Üst Kretase yaş aralığında bir tektono-stratigrafi birimi olup, Özgül (1981) tarafından adlandırılmıştır.

İnceleme alanının güneyinde yer alan Munzur Kireçtaşı, Özgül'e (1981) göre Toroslar'ın kimi kesimlerinde izlenen yaygın karbonat istifinin devamı olup, Üst Triyas-Alt Jura yaşlı algli kireçtaşı ile başlar, oolitli kireçtaşı, algli-foraminiferli kireçtaşı ve yer yer çakmaklı kireçtaşı ile devam eder. Bu birimin üst düzeyindeki rudistli resif kireçtaşı üzerinde, uyumlu keskin bir dokanakla Turoniyen - Kampaniyen yaşlı çakmaklı pelajik kireçtaşı yer alır. Kurtman (1961) ise Munzur Dağları'nın doruğunda Maestrihtiyen yaşlı orbitoidli kireçtaşı bulunduğunu belirtmektedir. Munzur Kireçtaşı'nın kalınlığı, başvuru kesit yerlerinde 1200 metreyi geçmektedir (Özgül, 1981).

Bu birim, öde alloktan bir birim olmakla beraber, inceleme alanında yer alan ofiyolitli karmaşık ve karışıkta oluşan Erzincan Napı'na göre, görel otokton bir birimdir.

Munzur Kireçtaşı'nın üst düzeyini oluşturan pelajik kireçtaşı bol **Globotruncana**'lıdır. Birimin büyük bir bölümü neritik, en üst düzeyini ise derin ortam koşullarını yansıtmaktadır.

Örtü Kayaları

Eosen, Oligosen-Miyosen, Üst Miyosen-Pliyo-Kuvaterner yaşlı kayalar, yukarıda sunulan temel birimlerin üzerine açılal uyumsuzlukla gelmektedir. Eosen yaşlı kayalar genellikle bir çakıltaşı düzeyi ile altındaki birimlerin ve yer yer birimler arası bindirmelerin üzerine gelmektedir (şekil 1 ve 2).

Kelkit-Alucra yöresinde çakıltaşı, önce Nummulites'li kireçtaşı daha sonra kumtaşı, kıltaşı, şeyi ardalamasına geçmektedir. Kırıntılı olan düzeylerin üzerine andezitik volkanitler gelmektedir. Bu volkanitler Tokel'e (1977) göre kalkalkalin niteliktedir. Terzioğlu (1984) da aynı kuşaktaki Eosen volkanitlerinin, yay volkanitlerinin final evresini temsil ettiğini belirtmektedir. Eosen yaşlı birimlerin üzerine ise karasal ortamın ürünü ve OligosenP-Miyosen yaşlı genellikle kırmızı kıltaşı-kumtaşı, çakıltaşı ve yer yer jips ten oluşan kayatürü topluluğu gelmektedir. Bu karasal birimleri kesen asidik ve bazik karakterli volkanitler Şebinkarahisar dolayında yaygındır. Bunların üzerinde ise olası Üst Miyosen-Pliyo-Kuvaterner yaşlı yaygın ve kaim, yer yer kumlu karasal çakıltaşı yer almaktadır.

Çimen Dağı yöresinde ve güneyinde genellikle Jura - Kretase yaşlı kireçtaşı bloklarını kapsayan kırıntılı kayalar, yaş Maestrihtiyen'e kadar çıkan Tömük formasyonu üzerine açılal uyumsuzlukla gelmektedir. Kırıntılı ve bloklu birim Bergougnan (1976 a, b) ve Okay (1983) tarafından Paleosen yaşlı bir olistostrom olarak kabul edilmiştir. Aynı birimin doğudaki uzantısı Tatar (1978) tarafından karasal Pliyosen oluşu olarak yorumlanmıştır. Aslında yer yer kömürlü düzeyler de kapsayan bu oluşuk tipik bir olistostrom değildir. Gerçi, birimin içinde yer alan blokların bir bölümü, birimin kuzeyindeki bindirmeye bağlı olarak aktarılmış olabilir, fakat blokların büyük bir bölümü, kırıntılı düzeyin altında yer alan kısmen dayammlı kayaların tektonik deformasyonla sıkışıp, yukarıya birimin içine girmesi ile yerleşmiştir. Çünkü bu blokların dokanağında tektonik deformasyon (ezilme, milonitleşme) oldukça belirgindir. Ayrıca bloklardan türemiş çakıllar, oldukça yuvarlaklaşmış olarak kırıntılı birimde görülmektedir. Mendemebaşı köyü dolayında ve güneyinde kimi bloklarda ve yuvarlaklaşmış çakıllarda ise Miscellaneous iniscella (d'Archiac ve Haime), Ostrakod ve Lamellibrans gibi formlar belirlenmiş ve bu örnekler Orta Paleosen olarak yaşılandırılmıştır. Özellikle Mendemebaşı Köyü güneyinde ise birimin hamuru durumunda olan kumtaşlarında ise Nummulites cf planulatus (Lamarck), Nummulites sp ve Eura-pertia sp. belirlenmiş ve bu örnekler de Eosen olarak yaşılandırılmıştır. Bir kesimi karasal olmakla beraber, hamur durumundaki kimi kırıntılı kayalardan alınan örneklerinde ise bol oranda Nummulites görülmektedir. Onun için bu birimin en azından bir bölümü Eosen yaşında olabilir. Üst kesimleri ise tipik akarsu oluşukları halinde olan kırıntılı kayaların, üst yaş sınırı tartışmalı olup, olasılıkla Miyosen-Pliyosene kadar çıkabilir.

Erzincan-Refahiye yöresinde Eosen yaşlı kayalar çakıltaşı ile Erzincan Napı üzerinde yer almaktadır. Çakıltaşı, üste doğru kumtaşı, kıltaşı, şeyi ardalamasına geç-

mektedir. Bu kırıntılı kesim, gereçleri Eriücan Napı'ndan türemiş bloklar da kapsamakta ve uyumlu olarak bazaltik volkanitlere geçmektedir. Eosen yaşlı dizi, siyenitik yer yer granitik nitelikte sokulumlar tarafından kesilmiştir. Tipik yüzeylemesi Suşehri güneybatısındaki Köse Dağı **siyeniti olan bu birim** Üst Lütésiyen-Alt Priaboniyen yaşındadır (Kalkancı, 1974). Hoiokristalin-hipidyomorf tanesei dokuda olan siyenitte, plajiyoklas (çoğun albit) ve ortoklas egemen, az oranda da kuvars, piroksen ve biyotit görülmektedir. Alt-Orta Miyosen yaşlı çakıltaşı, kumtaşı, jipsli düzeyler ve çakıllı, kumlu kireçtaşı, Eosen yaşlı kayaların üzerine açılal uyumsuzlukla gelmektedir. Jipsli düzeyler, Akitaniyen yaşlı kireçtaşları ile Burdigaliyen yaşlı kireçtaşlarının arasına karşılık gelen düzeylerde yer almaktadır. Üst Miyosen-Piiyo-Kuvaterner yaşlı akarsu yer yer göl sel ortamı belirleyen kil ve kumtaşı arakatlı çakıltaşları ise yer yer ifofo cf. pietorum **rumanoides** (Tshepolyga), **Valvata (Cincinna)** cf. piscinalis (Müller), Melanopsis sp., **Pseudamnicole** margarite (Neumayer), **Pseudamnicola** sp., Dreisserasia sp. gibi formlar kapsamakta ve altındaki tüm birimlerine üzerinde açılal uyumsuzlukla gelmektedir.

Munzur Dağları yöresinde ve kuzeybatısında yüzeylenen Eosen yaşlı kayalar, Erzincan-Refahiye yöresindeki Eosen kayalarından farklı olarak yer yer volkanik arakatlılar kapsamaktadır. Miyosen yaşlı kayalar ise taban çakıltaşı ile başlamakta ve bu da Akitaniyen-Burdigaliyen yaşlı kireçtaşlarına geçmektedir. Jipsli düzeyler de kireçtaşlarının üst kesiminde ve üzerinde yer almaktadır. Pliyo-Kuvaterner yaşlı karasal çakıltaşı ile altta yer alan diğer tüm kayaların üzerine açılal uyumsuzlukla gelmektedir (şekil 3).

Kelkit-Alucra yöresinde özellikle Şebinkarahisar dolayında olduğu gibi, Çimen Dağı ve Erzincan-Refahiye yöresinde, İmranlı dolaylarında da Eosen yaşlı kayaları kesen Miyosen ya da daha genç yaşta olan dasitik, andezitik ve bazaltik volkanitler yüzeylenmektedir. Bunlardan Erzincan dolayında yer alanlar Miyosen-Pliyosen yaşlı olup, kıta kenarı volkanitleri niteliğindedir (Baş, 1979).

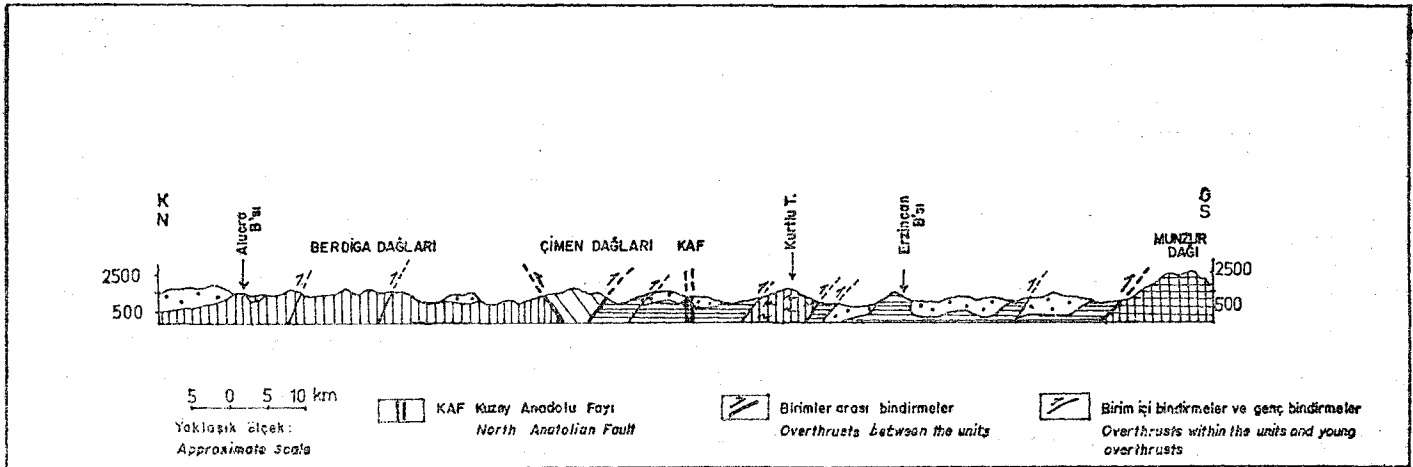
Bölgenin yapısal özellikleri

inceleme alanının yapısal unsurları; Eosen öncesi yapılar, Eosen ve sonrasında gelişen yapılar ve Kuzey Anadolu Fay Zonu olmak üzere üç bölümde irdelenecektir.

Eosen öncesi yapılar Bu yapıların başında Eosen öncesi yaşta olan bindirmeler gelir. Bindirmeler boyunca, Çimen Dağı Napı kuzeyde Kelkit Otokton'u, güneyde Erzincan Napı üzerinde yer almaktadır. Daha güneyde Erzincan Napı da Munzur Kireçtaşı üzerine bindirmiştir (şekil 4). Eosen yaşlı kayalar ise, Eosen öncesi yaşta olan birimlerin ve yer yer birimler arası bindirmelerin üzerine açılal uyumsuzlukla gelmektedir, örneğin Şiran'ın güneybatısında ve Çimen Dağı'nın batısında Eosen yaşlı çakıltaşı hem Kelkit Otoktonu, hem Çimen Dağı Napı hem de Erzincan Napı üzerinde yer almaktadır (şekil 1 vs 2). Güneyde Erzincan Napı ile Munzur Kireçtaşı arasındaki bindirme ise inceleme alanının batısında ve dışında Eosen kayaları tarafından örtülmüştür (Özgül, 1981).

Birimler arası bindirme açısı önemli yerel farklılıklar göstermektedir. Örneğin Çimen Dağı güneyindeki bindirme yer yer yataya yakın iken, kimi yerlerde de kuzeye dalan ve 70 dereceye yakın bir açığa sahiptir. Genel olarak, Eosen öncesi birimler arası bindirmeler yaklaşık 45 derecelik bir açığa sahiptir.

Ayrıca Kelkit Otoktonu kendi içinde kuzeye daldı, Çimen Dağı Napı kendi içinde güneye daldı, bindirmeli bir yapı göstermektedir (şekil 4). Bu bindirmeler de Eosen öncesi yaşlıdır. Örneğin Çimen Dağı kuzeyindeki bindirmeler boyunca Jura-Alt Kretase yaşlı kayalar yerel olarak Senoniyen yaşlı flişe blok vermesi ile nap gelişimini yansıtır. Çimen Dağı'nın güneyindeki bindirme ise tüm özellikleri ile bir nap gelişimini yansıtır. Bu bindirme boyunca ve güneyinde, kuzeyde yer alan Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları bol oranda ofiyolitli karışığa blok vermiştir; Blokların boyutu güneyden kuzeye yani bindirmeye doğru büyümektedir. Bu özellikler nap gelişiminin son evrelerinde ortaya çıkan yoğun süreçlere bağlanabilir, öz olarak, Pontidler'in güney kesiminde de **tıpkı Toroslar'da** ol-



Şekil 4. İnceleme alanının yaklaşık kuzey-güney doğrultulu enine kesiti (Açıklamalar şekil 1'dedir).

Figure 4. Cross-section of study area, approximately in north-south direction (Explanations are in figure 1).

duğu gibi Bergougnan (1975 a, 1976 a) dışında yeterince tanımlanmayan ancak Eosen öncesinde gelişimini tamamlayan nap hareketlerine sahne olduğu görülmektedir.

Eosen ve sonrasında gelişen yapılar Bunların başında, Erzincan ile Refahiye güneyinde yer alan ve batıda Zara'ya doğru devam eden kuzeye dalımlı bindirme, haritalanmış kimi faylar ve ölçek nedeniyle haritaya konulamayan genellikle doğu-batı uzammlı kıvrımlar gelmektedir.

Yukarıda tanımlanan bindirme, Pliyo-Kuvaterner öncesinde gelişimini büyük ölçüde tamamlamıştır. Ancak, Refahiye güneyindeki Çemberli'nin batısında Pliyo-Kuvaterner yaşlı karasal çökeller yer yer tanımlanan bindirmeden etkilenmiştir (şekil 1 ve 2). Onun için çok şiddetli yer hareketleri olması halinde bu bindirmenin de etkilenmeyeceği söylenebilir. Gerek Erzincan kuzeybatısında, gerek Suşehri ile Akıncılar (Ezbider) güneyinde konumu bu bindirmeye uyumlu pek çok yerel bindirme görülmektedir. Bunlar da Eosen sonu ve sonrasında gelişen, genellikle doğu-batı uzammlı kıvrımları oluşturan sıkışmanın ürünleridir.

İnceleme alanının batısında Suşehri ile İmranlı batısı arasında yer alan kuzeybatı-güneydoğu uzammlı birbirine koşut faylar da Eosen'den gençtir. Bu faylar boyunca kuzeydoğudaki temel kayaları yükselmiş, güneybatıdaki Eosen yaşlı kırıntılı kayalar alçalmıştır. Daha genç birimlerle ilişkisi ve özellikleri yeterince incelenmeyen bu faylardan, olasılıkla güneydeki bindirme de etkilenmiştir (Şekil 1 ve 2).

Kuzey Anadolu Fay Zonu Bu zon, yaklaşık kuzeybatı-güneydoğu doğrultuda olup, inceleme alanının ortasından geçmektedir. Günümüzde diri olan faylar kaim çizilmiş ve bunların hareket yönü konulmuştur (Şekil 1 ve 2). İnceleme alanı. Kuzey Anadolu Fayı ile ilgili atım miktarının hesaplandığı ve kimi önerilerin geliştirildiği bir alandır. Örneğin, bu yörede Pontid-Anatolid tektonik birimlerinin sınırları esas alınarak kesitirilen atım miktarı 85-05 km. olarak hesaplanmıştır (Seymen, 1975). Suşehri kuzeydoğusundaki Eğme Dağı'nı oluşturan kayalar da Pontid ptoktonunun bir parçası olarak kabul ediliyordu (Blumenthal, 1945; Göksu, 1974). Oysa aynı yörede Kuzey Anadolu Fayı'na ait sağ yanallı diri fayların hem kuzeyinde hem de güneyinde, ofiyolitli karışık (Anatolid tektonik birimi) yer almaktadır. Buna göre, Seymen'in (1975) önerdiği ve daha sonra sıkça kullanılan (Tatar, 1978; Şengör, 1979; vd.) atım miktarı geçerli değildir. Pontidler'le Ajtialidler'in tartışmalı alan sınırı esas alınarak Kuzey Anadolu Fayı'nın atımı yeniden gözden geçirilirse, atım miktarının bu yörede çok daha az olduğu görülecektir. Barka ve Hancock (1984 baskıda) ise başka alanlarda, Kuzey Anadolu Fayı'na ilişkin atım miktarının 25 km olduğunu ileri sürmektedir*

İnceleme alanındaki, en genç denizel oluşuklar Burdigaliyen yaşındadır. Üst Miyosen-Pliyosen öncesinde, inceleme alanı tümüyle kara haline gelmiştir. Kuzey Anadolu Fayı'nın etkileyerek ötelediği en genç oluşuklar da Pliyo-Kuvaterner karasal çökelleridir. Bu kayalar, doğrultu atımlı faylanmanın yanı sıra kıvrımlanmıştır. Buna göre, Kuzey Anadolu Fayı'nın yaşı daha da genç (olasılıkla Pliyo-Kuvaterner de) olabilir.

BÖLGENİN YAPISAL EVRİMİ

İnceleme alanını da kapsayan ve Türkiye'nin jeodinamik evrimini konu alan incelemelerin yalnızca bir ortak

yanı vardır. Bu da Pontidler'le Toridler'in arasında okyanusal bir havzanın varlığının benimsenmesidir. Yapılan değerlendirmeler, genellikle arada yer alan okyanusal havzanın gelişimi ve kapanma mekanizması konusunda birbirinden ayrılmaktadır. Yazar, yalnızca inceleme alanını kapsayan değerlendirmesinde, Liyas öncesi temele ait yüzeylemelerin sınırlı oluşu, yeterli verilerin derlenememesine, dolayısıyla yörenin Liyas öncesi evrimini sunmaya olanak vermediğinden, Liyas ve sonrası olayları irdeleyecektir. İnceleme alanını da kapsayan Liyas öncesi olaylar Şengör ve diğerleri (1980) tarafından değerlendirilmiş ve yeterince tartışılmıştır (Bergougnan ve Fourquin, 1982; Şengör ve diğerleri, 1982). Tartışmanın düğümlerinden biri olan Agvanis metamorfitlelerinin yapısı ise Okay (1983) tarafından sunulmuştur. Sonuç olarak, Liyas öncesi temelin genel çizgileriyle karasal ?-sığ denizel bir ortamın ürünü olduğu ve kıtasal bir kabuğu temsil ettiği kabul edilebilir.

Liyas-Dogger

Liyas-Dogger döneminde, inceleme alanının riftleşmekte olduğu benimsenmektedir (şekil 5 A). Riftleşmeye ilişkin sedimentolojik veriler Görür ve diğerleri (1983) tarafından sunulmuştur. Pontidlerde, Kelkit Otoktonu'nun Liyas-Dogger Kayaları, kuzeyde karasal, güneyde yer yer denizel ortamı temsil etmektedir. Çimen Dağı Napı'nın doğu uzantısında ise Liyas yaşlı (Akdeniz, 1984) ve çört yumru lu kireçtaşı ara katkılarını kapsayan karbonatlar yüzeylenmektedir. Yani bu dönemde kuzeyden güneye gelindikçe, karadan sığ denizel ve giderek açık denizel ortama girilmektedir. Ayrıca yer yer çökeltme ile yaşıt kayma oluşukları izlenmektedir. Bu özellikler de riftleşmeyi desteklemektedir. Ne varld, riftleşmenin ne zaman başladığı ve Liyas-Dogger sırasında okyanusal kabuğun oluşup oluşmadığı yeterince açık değildir. Ancak, ofiyolitli kuşakta yer alan Liyas yaşlı pelajik kireçtaşının varlığı, olasılıkla Ortamın bir hayli derinleştiğini göstermektedir. Güneyde Munzur Dağları yöresinde ise Triyas-Liyas yaşlı platform türü karbonatlar yüzeylenmektedir. Buna göre riftleşmenin Munzur Dağları'nın çok daha kuzeyinde geliştiği söylenebilir.

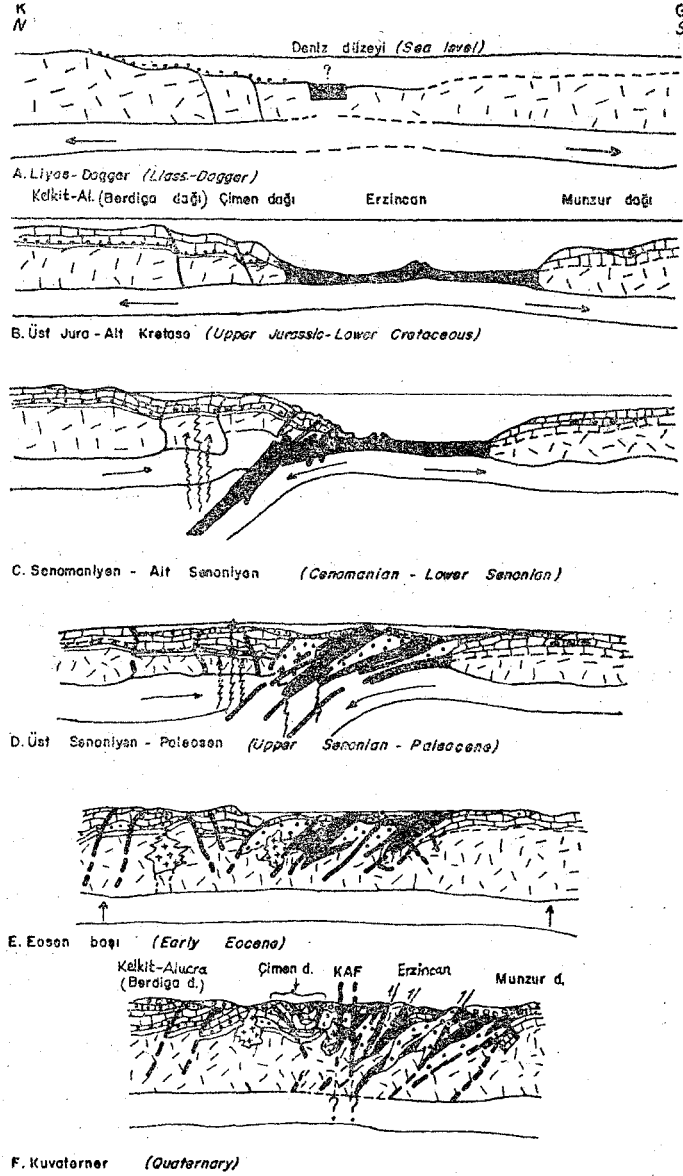
Üst Jura-Alt Kretase

Bu dönemde, inceleme alanını da içine alan ve güneye bakan Atlantik türü bir kıta kenarı Yılmaz (1981 c) tarafından tanımlanmıştır. İnceleme alanının hem kuzeyinde hem de güneyinde yer alan Jura-Alt Kretase yaşlı karbonatlar da Atlantik türü kıta kenarlarından oluşmuş olabilirler (Şekil 5 B). Kuzeydeki platformun güneye doğru derinleştiği, Kelkit Otoktonu ile otoktonun uzantısı Çimen Dağı Napı'nın kayatürü özellikleri karşılaştırılarak söylenebilir.

Yöredeki ofiyolitlerin, bir kenar denizinde (Bektaş, 1981) ya da okyanus ortası sırtlarda (Yılmaz, 1980, 1981 b; Buket, 1982) oluştukları savunulmuştur. Ofiyolitleri oluşturan havza. Üst Jura-Alt Kretase sırasında olgunlaşmış okyanusal bir ortamı tanımlamaktadır.

Senomanîyen-Alt Senonîyen

Pontidler'le Toridler'in arasında yer alan havzanın kapanmaya başlaması, genel olarak Üst Kretase (Yılmaz, 1981 e, Şengör ve Yılmaz, 1983, Alt Kretase'nin sonuna doğru Apsiyen'de (Görür vd., 1984) ya da çok daha eski ol-



AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)

- KAF
Kuzey Anadolu Fayı
North Anatolian Fault
- Blindirme yapıları
Overthrust structures
- Volkanik yay gelişimi
Development of volcanic arc
- Levhaların hareket yönü
Movement direction of plates
- Eosen ve sonrasında oluşan birimler (karasal, denizel)
Units which formed during Eocene and later (continental, marine)
- Üst Senoniyen - Paleosen oluşukları (alt kesimi pelajik, üst kesimi neritik)
Upper Senonian - Paleocene deposits (Lower part pelagic, upper part neritic)
- Yay mağmatitleri
Arc magmatics
- Senoman-Alt Senoniyen yaşlı karmaşık ve karışık
Cenomanian-Lower Senonian complex and mélange
- Jurasik ve sonrasında oluşan okyanusal kabuk
Jurassic and post Jurassic oceanic crust
- Üst Jurasik-Alt Kretase platform oluşukları
Upper Jurassic-Lower Cretaceous platform deposits
- Liyas-Dogger tortulları (karasal ve denizel)
Lias-Dogger sediments (continental and marine)
- Liyas öncesi temel (Tokat ve Akdağmadeni ? metamorfittleri)
Pre-liasic basement (Tokat and Akdağmadeni ? metamorphics)

duğu (Saner, 1980; Bingöl, 1983; Tokel, 1983; Bektaş, 1984) iddia edilmektedir. Aynı kuşakta, ofiyolitli karışık içinde yaşlı saptanabilen en genç blokların Senomaniyen yaşlı oluşu, özellikle güneydeki (Munzur kireçtaşı) ve yerel olarak kuzeydeki Çimen Dağı Napı platformun Senomaniyen'e kadar yapısını koruması; yitimin Senomaniyen'de başlamış olabileceğini düşündürmektedir (şekil 5C). Başka bir deyişle, okyanusal kabuk, Senomanli3'en'de Pontid levhası altına dalmaya başlamış olabilir. Bu dönemde Pontid levhasının yükselerek su yüzü olması ve Senoniyeri öncesi sedimeriter uyumsuzluğun ve bunu izleyen evrede kalkalkalin volkanizmasının gelişmesi (Yılmaz, 1981 c; Şengör ve Yılmaz 1983) bir raslantı değildir. Aynı devrede güneyde Munzur Kireçtaşı'nın hiç bir kesiklik olmaksızın ani olarak neritik fasiyesten pelajik fasiyese geçmesi de, güneydeki levhanın kuzeydeki levhanın altına dalmasına koşut olarak derinleşmesi ile ilgili olabilir. Önemli tektonik işlemlerin olduğu bu ortamda, Refahiye Karmaşığı oluşumunu sürdürmüş ve Alt Senoniyen'den. Üst Senoniyen'e doğru kısmen yükselerek su yüzü olmuştur.

Üst Senoniyen-Paleosen

Bu dönemin başında, kısmen su yüzü olan Refahiye Karmaşığı ve diğer gereçler yeniden aktararak Karayaprak Karışığı'nı oluşturmuştur (şekil 5 D). Pontidler'de ise bu devrede ortaç ve bazik karakterli bir volkanizmanın ürünleri de görülmektedir. Üst Kretase'nin başlarında asidik, daha sonra ortaç ve bazik karakterli volkanitlerin gelişmesi, Dewey'in (1980) ölçütleri gözetilirse, Pontidler'in yay karakterindeki değişimine yorumlanabilir. Örneğin, Pontidler Üst Kretase başlarında sıkışma türü bir yay iken, daha sonra ortaç ve genişleme türü bir yay dönüşmüş olabilir. Bunu izleyen evrede, sıkışma işlemleri yeniden etkili olmuş, Maestrihtiyen'de ve özellikle Paleosen'de çökeltme ortamının da genel olarak giderek sığlaştığı söylenebilir. Buna bağlı olarak farklı ortam koşullarını yansıtan tektono-stratigrafik birimler yanyana günümüzdeki konumlarına erişmişlerdir. Refahiye Karmaşığı ve Karayaprak Karışığı ise bir bütün olarak Pontidler'in güney kesimini temsil eden Çimen Dağı Napı ile Munzur Kireçtaşı arasında kuzeye dalımlı olarak yerleşmiştir. Kuzeyde Berdiga Dağları yöresinde, bindirmelerin, bindirme açısı ve atımı az, güneyde Munzur Dağları'na doğru ise bindirme açısı düşük, atımı ise fazladır (şekil 4). Bunun nedeni, Pontidler'in güney kesimlerinin, ofiyolitli kuşağa göre Üst Kretase'de gelişen deformasyondan daha az etkilenmesi ile ilgili olabilir. Paleosen sonuna (Üşümezsoy, 1983) doğru ve Eosen öncesinde ise inceleme alanı tümüyle su yüzü olmuştur.

Eosen ve Sonrası

Eosen öncesinde, inceleme alanında Anatolid/Torid levhası ile Pontid levhası çarpışmıştır. Eosen yaşlı kayaların, yukarıda sunulan tektono-stratigrafik birimlerin ve birimleri sınırlayan tektonik unsurların üzerine acili uyumsuzlukla gelmesi, yöredeki çarpışmanın sona erdiğinin göstergesidir. Eosen ve sonrasında ise genellikle dü-

Şekil 5. İnceleme alanı için olası yapısal evrim modelleri

Figure 5. Tentative structural evolutionary models for study area.

şey hareketler etkili olmuş (şekil 5 E) ve buna bağ olarak Alt Miyosen öncesi ve Üst Miyosen-Pliyosen öncesi uyumsuzluklar oluşmuştur. Eosen sonu ve sonrasında asidik, ortaç ve bazik karakterli volkanitler de ayırtlanmıştır (şekil 1 ve 2). Örneğin Köse Dağı Siyeniti önemli bir sokulum kayası olup, Eosen sonu yaşadadır (Kalkancı, 1975) Erzincan dolaylarındaki Miyosen-Pliyosen volkanitleri ise Baş'a (1979) göre kalkalkalin nitelikte kıtasal volkanizmanın ürünleridir. Bu mağmatit ve volkanik ürünler, Üst Kretase-Paleosen sırasında lata kabuğuna yerleşmiş diya-pirlerin yeniden hareketi sonucu oluşmuş olabilir.

Yörenin yapısal öğeleri ve konumuna göre, Üst Miyosen-Pliyosen öncesinde inceleme alanı, yaklaşık kuzey-güney doğrultuda yeniden sıkışarak tümüyle su yüzü olmuştur. Bu devinime bağlı olarak da sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı oluşmuş olabilir.

inceleme alanında yer alan ve günümüzde de diriliğini koruyan Kuzey Anadolu Fayı, Suşehri ve Erzincan ovalarını kuzeyden ve güneyden sınırlamaktadır. Ovaların uzanımı Kuzey Anadolu Fayı'na koşuttur. Onun için bu ovaların oluşumu ile Kuzey Anadolu Fayı'nın devinimi arasında bir bağın olabileceği kabul edilmektedir.

SONUÇLAR

Yapılan çalışma ile aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır:

1) İnceleme alanının 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasının revizyonu yapılmıştır. Daha önce yapılan haritalarda Çimen Dağları'nın kuzeyinde «mof» olarak gösterileri kayaların Liyas volkanitleri olduğu, Pulur Dağları'nın güneyinde metamorfik olarak gösterilen kayaların ofiyolitli karışık olduğu, Suşehri kuzeydoğusunda Üst Kretase yaşlı kireçtaşı ve volkanit olarak gösterilen kayaların Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı ve ofiyolitli karışık olduğu belirlenmiştir. Ayrıca ofiyolitli karışık içinde blok olarak yer alan yeni metamorfik yüzeylemeleri belirlenerek haritalanmıştır (şekil 1 ve 2).

Genel çizgileriyle kıta kabuğu yapısında olan yöredeki metamorfiklerin, Tokat grubu metamorfiklerinin düzenli sıralanım gösteren bölümüne kayatürü, dizilim ve metamorfizma derecesi bakımından benzediği, ancak Tokat grubu'nun Permo-Triyas yaşlı bloklu kesimine karşılık gelmediği belirtilmiştir.

2) Farklı ortam koşullarını yansıtan birbiri ile tektonik ilişkili Eosen öncesi yaşta dört kayabirimi topluluğu ve bunların naplı yapısı tanıtılmıştır (şekil 1, 2 ve 3) Bunlar kuzeyden güneye doğru Kelkit Otoktonu, Çimen Dağı Napı, Erzincan Napı ve Munzur Kireçtaşı'dır. Ofiyolitli karışık ve karmaşıktan oluşan Erzincan Napı'nın, Pontidler'in kıta yamacını temsil eden Çimen Dağı Napı ile güneydeki Munzur Kireçtaşı arasında ve kuzeye dalımlı olarak yer aldığı belirlenmiştir. Munzur Dağları'nın hemen kuzeyindeki karışık ile Tokat-Sivas arasında yer alan ve Erzincan'a doğru devam eden karışığın benzer özellikler sunduğu anlaşılmıştır.

3) Kelkit Otoktonu'nda Liyas yaşlı karasal ve denizel faşiyeslerin beraber yer aldığı ve kuzeyden güneye doğru karadan denizel ortama geçildiği, Üst Jura-Alt Kretase sırasında da kuzeyden güneye doğru denizel ortamın derinleştiğine ilişkin veriler sunulmuştur.

4) Ofiyolitlerin, Jura-Alt Kretase sırasında oluştuğuna ilişkin veriler sunulmuştur. Böylece, yöredeki ofiyolit-

rin Paleozoyik yaşta da olabileceğine ilişkin, önerilerin (Nebert, 1961; Tatar 1978) geçerli olmadığı vurgulanmıştır.

5) Olistostromal nitelikli ofiyolitli karışık (Karayaprak Karışığı) ile tektonik nitelikli ofiyolitli karmaşık (Refahiye Karmaşığı) ayırtlanmıştır. Munzur Dağı'nın hemen kuzeyindeki karışık ile Karayaprak ve Refahiye dolayındaki karışığın benzer özellikler sunduğu ve aynı tektonik birimin içinde (Erzincan Napı) yer aldığı belirlenmiştir.

6) Bergaungan (1976 a, b) ve Okay'm (1983) Paleosen yaşlı olistostrom olarak tanıttığı birimin, Eosen ve sonraki yaşta olabileceğine ilişkin verilen sunulmuştur.

7) İnceleme alanında Liyas öncesi, Üst Kretase-Paleosen, Eosen sonu ve sonrası yaşlarda olmak üzere üç adet asidik mağmatizmanın ürünleri tanıtılmıştır. Pontidler'de Üst Kretase yaşlı oluşukların aıt-orta düzeylerinde dasitik, üst düzeylerinde ise andezitik-bazaltik volkanitlerin yer aldığı belirlenmiştir.

8) Kuzey Anadolu Fayı'nın kuzeyinde ve güneyinde ofiyolitli karışığın (Anatolid tektonik birimi) yer aldığı belirlenmiştir. Böylece bu yörede Pontid ile Anatolid tektonik birimlerinin sınırları esas alınarak hesabedilen Kuzey Anadolu Fayı'nın atımına ilişkin önerilerin geçerli olmadığı vurgulanmıştır.

9) Suşehri-Erzincan zonunda Burdigaliyen öncesi, Zara-İmranlı-Kemah zonunda Burdigaliyen sonrası yaşlarda olmak üzere birbirinden farklı iki jips düzeyinin varlığı belirlenmiştir.

10) Üst Miyosen-Pliyosen öncesinde, inceleme alanının tümüyle kara haline geldiğini belgeleyen karasal-görsel fosiller sunulmuştur. Oldukça deformasyona uğrayan bu oluşukların üzerine ise olasılı Pliyo-Kuvaterner yaşlı akarsu oluşukları transgresif olarak gelmektedir. Bunlar Kuzey Anadolu Fayı'nın ötedeki en genç oluşuklardır. Buna göre, yöredeki fay çok daha genç de olabilir.

Ayrıca yörenin yapısal evrimi yeniden irdelenmiştir. Bu irdelenmede yeni yaklaşımlar aşağıda sergilenmiştir: a) Liyas'ta başladığı kabul edilen riftleşmenin (Görür ve diğerleri, 1983; Şengör ve Yılmaz, 1983) daha önce de başlamış olabileceğine ilişkin veriler sunulmuştur. Örneğin Liyas'ta çökme ortamının kuzeyden güneye doğru derinleşmesi, ofiyolitli kuşakta Etanjyien-Pliyensbahiye yaşlı pelajik kireçtaşlarının varlığı ve daha güneyde Munzur Dağları yöresinde Triyas-Liyas yaşlı platform türü karbonatların varlığı, riftleşmenin daha önce de başlamış olabileceğini düşündürmektedir, b) Farklı yaşların önerildiği yitim olayının, yaklaşık olarak Senomaniyen'de başlamış olabileceğine ilişkin yeni veriler sunulmuştur. Örneğin, güneydeki Munzur kireçtaşı'nın ve yerel olarak kuzeydeki Çimen Dağı Napı'nın Senomaniyen'e kadar platform özelliklerini korumaları, ofiyolitli kuşakta yaşı saptanabilen en genç blokların Senomaniyen yaşlı oluşu, yitimin Senomaniyen'de başlamış olabileceğini güçlendirmektedir, c) Rodop-Pontid parçasının güney kenarı boyunca, ofiyolitli karışığın yay alanına ve kuzeye doğru bindirme ile yerleştiği ileri sürülmektedir (Bergougnan, 1975; Şengör ve Yılmaz, 1983). Oysa inceleme alanında ofiyolitli karışık, Pontidler'in güney kesimini temsil eden Çimen Dağı Napı ile Munzur kireçtaşı arasında kuzeye dalımlı olarak yer almaktadır. Bu nedenle yukarıda sözü edilen bindirmelerin geriye doğru itilmeyi (retroşaryajı) temsil ettiği benimsenmektedir.

KATKI BELİRTME

Paleontolojik belgilemeler Dr. Demir Altmer, Dr. Erçüment Sirel, Erdoğan İnal, Afet Kallioğlu ve Aynur İnal tarafından yapılmıştır. Kendilerine teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ağar, Ü., 1975, Demirözü (Bayburt) ve Köse (Kelkit) bölgesinin Jeolojisi: İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi (Doktora tezi), İstanbul, 59 s.
- Akdeniz, N., 1984, Demirözü (Bayburt) Permo-Karboniferi ve bölgesel yapı içindeki yeri: Maden Tetkik ve Arama, Derleme no 7694, Ankara, 35 s.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18/1, 91-101.
- Ataman, G., Buket, E. ve Çapan, Ussal Z., 1975, Kuzey Anadolu Fay zonu bir Paleo-Benioff zonu olabilir mi?: Maden Tetkik ve Arama Derg., 84, 112-118.
- Barka, A.A. ve Hancock, P.L., 1984, Neotectonic deformation patterns in the convex-northwards of the North Anatolian fault zone: Geol. Soc. London, Spec. Pub (in press).
- Baş, H., 1979, Petrologische und Geochemische Untersuchungen an Subzentren Vulkaniten der Nordanatolischen Störungzone (Abschnitt: Erzincan-Nik-sar), Türkei: (Doktora tezi), Hamburg, Üniversitesi, 116 s.
- Baykal, F., 1952, Recherches géologiques de la région de Kelkit-Şiran (Nord-East d L'Anatolie): Rev. Fac. Sc. Üniv. İst., sér. B, t. 17, fas. 4, 325-340.
- Baykal, F., 1953, Çimen ve Munzur dağları mıntıkasında jeolojik etüdler: Maden Tetkik ve Arama Derleme Rapor no. 2058, Ankara, 29 s.
- Baykal, F., 1966, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (Sivas): Maden Tetkik ve Arama Enst. 116 s.
- Bektaş, O., 1981, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan Tanyeri Bucağı yöresindeki jeolojik özellikleri ve yerel ofiyolit sorunları: KTÜ Yer Bilimleri Fakültesi (Doktora tezi), Trabzon, 193 s.
- Bektaş, O., Pelin, S., Korkmaz, S., 1934, Doğu Pontid yay genişliği havzasında manto yükselimi ve polijenetik ofiyolit olgusu: Türkiye Jeol. Kur. 38. Bilimsel ve Teknik, Kurultayı, Bildiri Özetleri, Ankara, s. 34-37.
- Bergougnan, H., 1975 a, Présence de trois unités charriées a la bordure sud des Pontides dans le Haut-Kelkit. Ages et mises en place: C.R. Acad. Sc. 280, ser. D, 2199-2201.
- Bergougnan, H., 1975 b, Dispositif des ophiolites nord-est anatoliennes, origine des nappes ophiolitiques et sud-pontiques, Jeu de la faille nord-anatolienne: C.R. Acad. Sc. 281, ser. D, 107-110.
- Bergougnan, H., 1976 a, Structure de la Chaîne pontique dans le Haut-Kelkit (Nord-East de l'Anatolie): Bull. Soc. geol. France, (7), t XVIII, n3, 675-686.
- Bergougnan, H., 1976 b, Doğu Anadolu'da Avrupa ve Arabistan bloklarının çarpışması (çev. O. Yılmaz): Yerbilimleri, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayını organı, 1, 31-41.
- Bergougnan, H. ve Fourquin, C, 1982, Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? (Discussion): Geological Society of America Bulletin, V. 93, s. 929-932.
- Bingöl, E., 1983, Prekambriyen-Jura arasında Türkiye'nin olası jeotektonik evrimi: Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özetleri, Ankara, s. 36-38.
- Bümenthal, M., 1945, Die Kelkit-Dislokation Südlich Nik-sar und ihre tektonische Rolle: Maden Tetkik ve Arama Mecm. 2/34, 372/386.
- Buket, E. ve Ataman, G., 1982, Erzincan-Refahiye ultramafit ve mafik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri: Yerbilimleri (H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü Bülteni), 9, 5-18.
- Buket, E., 1982, Erzincan-Refahiye ultramafik ve mafik kayalarının petrokimyasal karakterleri ve diğer oluşumlarla denştirilmesi: Yerbilimleri (H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü Bülteni), 9, 43-56.
- Dewey, J.F., 1980, Episodicity, sequence and style at convergent plate margins: Can. Assoc. Geol. Spec. Paper, 20 (in honour of J. Tuzo Wilson), 533-573.
- Gediköglü, A., 1976, Giresun H 41-a3 paftası jeoloji raporu.: Maden Tetkik ve Arama Derleme Rapor no. 5927, Ankara, 55 s.
- Gökçen, S.L., 1974, Erzincan-Refahiye bölgesi sedimenter jeolojisi 1: Olistolit, türbidit ve olistostrom fasiyeleri: Hacettepe Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 4, 179-205.
- Göksu, E., 1974, 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (Samsun): Maden Tetkik ve Arama Enst, Ankara, 78 s.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1933, Pontidlerde Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 26/1, 11-20.
- Görür, N., 1984, Türkiye'nin Apsiyen'deki paleocoğrafik evrimi: Türkiye Jeol. Kur. 38. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri, 20-24 Şubat 1984, Ankara, 12-14.
- İlhan (Lahn), E., 1976, Türkiye Jeolojisi: ODTÜ Mühendislik Fakültesi yayın no 51, Ankara 239 s.
- Irlitz, W., 1972, Lithostratigraphie und tektonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien: Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Heft 120, 111s.
- Kalkancı, Ş., 1974, Etüde Geologique et Petrochimique du Sud de la Reion de Suşehri. Geochronologie. Jü Massif Syenitique de Köse Dağ. (N ve Sivas-Turquie): These de doctorat de 3^e cycle, L'universite de Grenoble, 135.
- Ketin, İ., 1951, Über die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordost Anatolien: Rev. Fac. Sc. Univ., Bd. 16 İstanbul, 113-127.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve imranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: Maden Tetkik ve Arama Derg. 80, 1-33.
- Nebert, K., 1957, 1/100.000 ölçekli Şebinkarahisar 45/2,54/3 ve 45/4 paftaları jeolojik lövesi: Maden Tetkik ve Arama Derleme, Rapor no 2508 (Yayınlanmamış).
- Nebert, K., 1961, Kelkit Çayı ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) nehirleri mecrası bölgelerinin jeolojik yapısı: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Derg., 57, 149.

- Nebert, K., 1964, Şiran güneybatısındaki (Kuzeydoğu Anadolu) Kelkit Çayı üst mecrasının jeolojisi hakkında: Maden Tetkik ve Arama Derg. 62, 41-57.
- Okay, A.İ., 1983, Agvanis metamorfizmaları ve çevre kayalarının jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Derg., 99-100, "51-71.
- Özgül, N., 1981, Munzur dağlarının jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama, Derleme Rapor no 6995, Ankara, 136 s.
- Özsayar, T., 1974, Giresun H 41-dj paftasının jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Derleme, Rapor no 5166, Ankara, 24 s.
- Parejas, E.; Akyol, İ.H. ve Altınlı, E., 1942, Le tremblernent de terre d'Erzincan du 27 Décembre 1939. Revue Fac. Sci. Univ. İstanbul, sér B, t. VI, fasc. 3-4, 177-222.
- Pelin, S., 1973, Giresun H 41-b, paftası jeolojik raporu: Maden Tetkik ve Arama Enst. Derleme Rapor no. 5165.
- Pelin, S., 1977, Alurca (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelemesi: Karadeniz Teknik Univ., yayın no 87, Trabzon, 1035.
- Saner, S., 1980, Batı Pontidler'in ve komşu havzaların oluşumlarının levha tektoniği kuramıyla açıklanması, Kuzeybatı Türkiye: Maden Tetkik ve Arama Derg., 93-94, 1-19.
- Seymen, İ., 1975, Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği: 1st. Teknik Univ., İstanbul, 1925.
- Strechepinsky, v., 1945, Stratigraphie du bassin sup'erieur de Kelkit çayı: Maden Tetkik ve Arama Mecm., 1, 133-152.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anadolian transform fault; its age, offset and tectonic significance: Geol. Soc. London Jour., 136, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1980 Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları: Türkiye Jeol. Kur. Yerbilimleri özel dizisi, Ankara, 40 s.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, I., 1980, Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian Triassic Paleo-Tethys?: Geological Society of America Bulletin, v. 91, s. 599-609
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, I., 1982, Remnants of a Pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? (Reply): Geological Society of America Bulletin, v. 93, s. 932-936.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: Türkiye Jeol. Kur. Yerbilimleri özel dizisi, Ankara, 75 s.
- Üşümezsoy, Ş., 1984, Rodop-Pontid çevresi orojenik sistemlerin evrimi: Jeol. Müh. Odası (Konferans), Ankara.
- Tatar, Y., 1974, Refahiye (Erzincan) güneydoğusunda Conur köyü yöresinin jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Derleme, Rapor no. 5120, Ankara, 46 s.
- Tatar, Y., 1978, Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan - Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler: Yerbilimleri, H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü yaym organı, cilt 4, n. 1, 2, P 201-236.
- Terzioğlu, H., 1984, Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bakırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: Cumhuriyet Üniversitesi: Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri, 1, 1, 43-60.
- Tokel, S., 1977, Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalkalkalen andezitler ve jeotektonizma: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 20/1,49-54.
- Tokel, S., 1983, Lıyas volkanitlerinin K. Anadolu'daki dağılımı, jeokimyası ve kuzey Tetit ada-yayı sistemi evriminin açıklanmasındaki önemi: 37. Türkiye Jeol. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri, Ankara, s. 4244.
- Türkunal, S., 1971, Doğuda Erzincan ili, batıda İmranlı ilçesi boylamları kuzeyde Refahiye ilçesi enlemi ve güneyde Munzur sıradağları arasında kalan sahanın jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama, Derleme Rapor no. 4714, Ankara, 132 s.
- Wedding, H., 1963, Beitrage zur Geologie der Kelkitlinie und zur Stratigraphie des Jura im Gebiet Kelkit - Bayburt (Gümüşhane): Bull. Miner. Res. Expl. Inst. Turk. 61, 31-37.
- Yılmaz, A., 1980, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi: A.Ü. Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü, (doktora tezi), 136 s.
- Yılmaz, A., 1981 a, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 24/1, 31-38.
- Yılmaz, A., 1981 b, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede bazı volkanitlerin petro-kimyasal özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 24/2, 51-58 (131-138).
- Yılmaz, A., 1983, Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu: Maden Tetkik ve Arama Dergisi 99-100, 1-18.
- Yılmaz, Y., 1974, Geology of the Gümüşhane granite (petrography): Rev. Fac. Sci. d'Univ. İstanbul, B 39, 157-172.
- Yılmaz, Y., 1981 c, Atlantikt ip bir kıta kenarının Pasifik tip bir kıta kenarına dönüşümüne Türkiye'den örnek: Türkiye Jeol. Kur. Konf., Ser., 27 s.
- Zankl, H., 1962 sonbaharında yapılan jeolojik saha etüdü hakkında rapor: Maden Tetkik ve Arama Derleme, Rapor no. 3198, Ankara, 8 s.

Yazının Geliş Tarihi : 26.12.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 28.5.1985

Yayına Verildiği Tarih : 1.11.1985

Samsun yerleşim sahası mikrobölgelendirme çalışmaları

Microzonation studies for Samsun metropolitan area

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

TAYLAN LÜNEL, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.

DEMİR ALTINER, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.

ALİ KOÇYİĞİT, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara.

ÖZ : Sağlıklı kentleşmenin temel ögesini oluşturan jeolojik çevre ile uyum, kent planlaması aşamasında çoğu kez ihmal edilen ve ancak sorunlar ortaya çıktıkça gündeme gelen bir konu olma özelliğini halen, korumaktadır. Bunun tipik örneğini Samsun kentimizde görmekteyiz. Artan nüfusun doğal bir sonucu olan yoğun ve yaygın yerleşim, bu kıyı kentimizin güneydeki sırtlara doğru tırmanmasına neden olmaktadır. Jeolojik çevre koşullarını zorlayarak gerçekleştirilen bu sağlıksız tırmanış zamanla etkisini göstermiş ve bugün yerleşim alanının büyük bir kısmı heyelan tehdidi altında bulunmaktadır.

Heyelanların oluşumuna yol açan başlıca etmenler yamaç geometrisi, kaya türü, yeraltısuyu ve kayanın jeoteknik özellikleridir. Bu nedenle, inceleme alanında ayrıntılı jeolojik, morfolojik, hidrojeolojik ve jeoteknik çalışmalar yürütülmüştür. Ayrıca mevcut yapılardaki hasar dağılımlarına göre zemin-yapı etkileşimi incelenmiştir. Bu çalışmalar Samsun yerleşim alanında gerçekleştirilen mikro bölgelendirmenin esasını teşkil etmiştir.

ABSTRACT : One of the basic requirements of a healthy urbanization is compliance with the geological environment. During the urban planning stage this requirement is very often neglected and it still maintains itself as the main issue of the agenda only when the problems arise. A typical example of this may be seen in the city of Samsun. Dense and widespread urbanization, which shows itself as a natural consequence of an increase in population, forced this coastal town to expand southward by climbing uphill. This southward climb, which was accomplished in spite of adverse geological environmental conditions, has now started to reveal its consequences. Today, the majority of the town is under the threat of landslides.

Major factors which contribute to landsliding include the slope geometry, rock type, condition of rock, and groundwater. Thus, detailed geological, morphological, hydrogeological, and geotechnical studies were conducted in the study area. In addition to these, the degree of damage on the existing structures has been determined in order to investigate the soil-structure interaction phenomena. Such investigations provided the basis for the microzonation of Samsun metropolitan area.

GİRİŞ

Sağlıklı kentleşmenin temel ögesi olan jeolojik yada doğal çevre ile uyum, kent planlaması aşamasında gözönüne alınması gereken hususların ön koşulunu oluşturur. Yoğun ve yaygın yerleşim artan kent nüfusunun doğal bir sonucudur. Özellikle doğal kısıtlamalardan etkilenen kent sel alanlarda, yaygın yerleşim beraberinde çeşitli sorunlar getirmektedir. Bunun tipik bir örneğini Samsun kentimizde görmekteyiz. Artan nüfusa koşut olarak gelişen konut gereksinimi, bu kıyı kentimizin güneydeki sırtlara doğru tırmanmasına neden olmaktadır. Jeolojik çevre koşullarını zorlayarak gerçekleştirilen bu sağlıksız tırmanış zamanla etkisini göstermiş ve bugün mevcut yerleşim alanının önemli bir kısmını heyelan tehdidi ile karşı karşıya getirmiştir.

Bu incelemede, Samsun kenti yerleşim alanındaki başlıca jeolojik sorunlar ele alınmıştır. İlk olarak sorunların kökeni belirlenmiş ve buna göre yerleşim alanı çeşitli alt bölgelere ayrılarak her bölge için öneriler getirilmiştir.

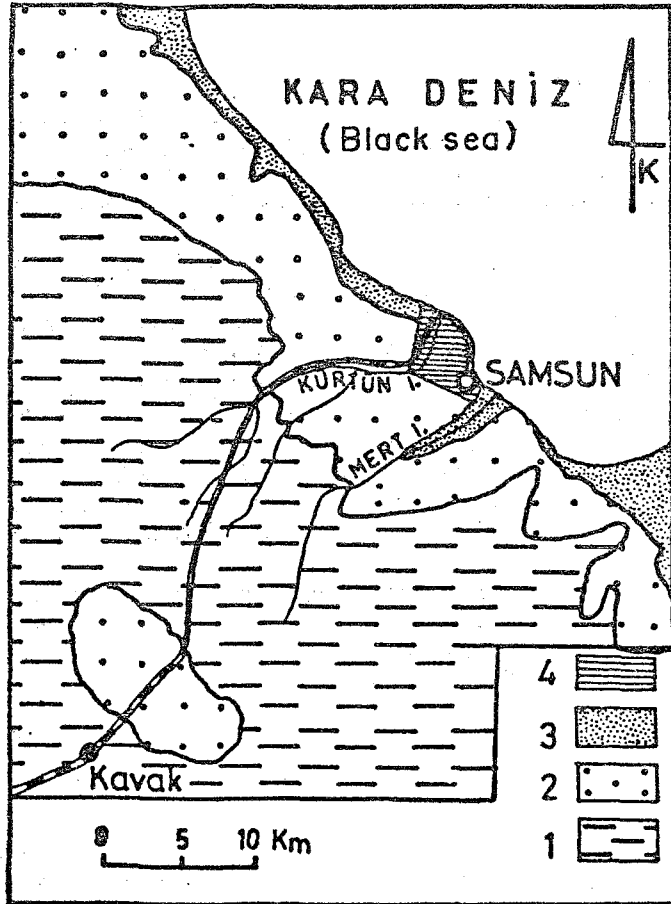
YÖNTEM

Heyelanların oluşumuna yol açan başlıca etmenler yamaç geometrisi, kaya türü, kaya özellikleri ve yeraltı suyudur. Bu amaçla, eğim haritası hazırlanmış ve eğim ile şev hareketleri arasındaki ilişkiler belirlenmiştir. Jeolojik incelemeler çevresel ve yerel ölçekte yürütülmüştür. Çevresel incelemeler sırasında, özellikle yerleşim alanı dışında kalan sahalarda, kaya türleri ve bunların dağılımları ile litoloji-heyelan ilişkileri belirlenmiştir. Yerel çalışmalarda

yerleşim sahasındaki kaya türlerinin ve heyelanların dağılımı ele alınmıştır. Yerleşim sahasındaki mevcut halk kuyuları ve incelemeler sırasında açılan sondaj kuyularından yararlanarak yağışlı mevsimlere ait yeraltı düzeyi değişimleri gözlenmiştir. Ayrıca, eş su düzeyi haritası hazırlanarak yeraltı tablasının konumu, eğimi ve yeraltısuyunun akış yönleri belirlenmiştir. Kaya türlerinin jeoteknik özellikleri, sahada açılan sondajlardan elde edilen bozulmuş ve bozulmamış örnekler üzerinde uygulanan laboratuvar deneyleri ve yerinde yapılan saha deneyleri ile belirlenmiştir.

Yoğun yerleşimin yerel jeolojik gözlemleri önemli ölçüde kısıtlaması nedeniyle zemin-yapı etkileşimine ait tesbitlere ağırlık verilmiştir. Bu amaçla, mevcut yapılar tek tek incelenerek hasar derecelerine göre sınıflandırılmıştır.

Jeolojik, morfolojik, hidrojeolojik, jeoteknik ve binalardaki hasar tesbit çalışmaları Samsun yerleşim alanı



Şekil 1. Çalışma alanının konumu ve temel kaya birimlerini gösterir harita (1. Üst Kretase yaşlı volkano-sedimanter birim; 2. Eosen yaşlı volkano-sedimanter birim; 3. Alüvyon; 4. İnceleme sahası)

Figure 1. Map showing the location of the study area and distribution of major rock units (1. Volcano-sedimentary units - Upper Cretaceous; 2. Volcano-sedimentary units - Eocene; 3. Alluvium; 4. Study area).

için önerilen mikrobölgelendirme haritasının temel verilerini oluşturmuştur.

KONUM

Doğu Karadeniz Bölgesinin batısında yerağan Samsun kenti, Kürtün ve Mert Irmakları arasında kalan sahanın denize bakan kesiminde kurulmuştur. (Şekil 1). Kent, kıyıya paralel olarak doğu-batı yönünde gelişmektedir. Kıyı şeridi boyunca dalgalı düzlükler egemendir. Ancak, güneye doğru topografik eğimler giderek artmaktadır.

İnceleme sahası, Samsun yerleşim alanının ortalarında, 100. Yıl Bulvarı ile havaalanı arasında yer almaktadır. Yoğun yerleşimin egemen olduğu bu saha yaklaşık 300 hektarlık bir alanı kapsamaktadır. Bitişik iki çanak görünümünde olan inceleme sahası, güneydeki az eğimli ve dalgalı düzlükleri içeren sırtlarla çevrilidir.

JEOLOJİK İNCELEMELER

Samsun kenti ve yakın dolaylarında Eosen (Doymaz formasyonu), Üst Miyosen - Alt Pliyosen (Samsun formasyonu) ve Kuvaterner yaşlı kaya birimleri yüzeylenmektedir.

Boymaz Formasyonu

Başlıca bazalt, andezit, volkanik breş, aglomera ve tüf gibi volkanitlerle temsil edilen birim Doymaz formasyonu olarak adlandırılmıştır. Önceki araştırmacılar tarafından (Blumenthal, 1948; Yalçınlar, 1958; Karaalioğlu, 1966) adlandırılmamış fakat «Eosen Volkanik Seri» olarak tanımlanan bu birim, çalışma alanı içinde Doymaz dere ve Kuyu sokak güneyinde yüzeylenmektedir. (Şekil 2).

İnceleme sahası dışında alttaki Üst Kretase yaşlı volkanosedimanter istif ve üstteki Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Samsun formasyonu ile (Şekil 3) açılı uyumsuz ilişki gösterdiğinden birimin yaşı Üst Kretase-Üst Miyosen arasında olmalıdır. Blumenthal (1948), Yalçınlar (1958) ve Karaalioğlu (1966) tarafından Doymaz formasyonunun yaş, Eosen (Lütesiyen?) olarak benimsenmiştir.

Samsun Formasyonu

Altta gri-mavi denizel marn, arada jips bantları içeren kırıntılıların oluşturduğu geçiş düzeyi ve en üstte siltaşı, kumtaşı ve marn mercleklerini kapsayan karasal konglomera (çakıltaşı) düzeyleri ile temsil edilen sedimanter istif, yaygın olarak yüzeylendiği yerin adıyla Samsun formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Önceki araştırmacılar (Blumenthal, 1948; Yalçınlar, 1955; 1958; Yücel ve Gürel, 1978; Keçik, 1978; Turanoğlu, 1979) tarafından sadece «Neojen» olarak sözedilen bu birimin üst düzeyini oluşturan konglomeralar ise «Lütesiyen flişi» olarak tanıtılmıştır. Saha çalışmalarımız sırasında Samsun formasyonunun alt düzeylerini oluşturan, denizel marn ve onun üzerindeki geçiş düzeyi İlyas Üyesi, formasyonun en üst kesimini oluşturan konglomeralar ise Karasamsun Üyesi olarak adlandırılmış (Şekil 3) ve ayrı ayrı haritalanmıştır (Şekil 2, 4 ve 5).

İlyas Üyesi

Genel olarak gri-mavi marn ve onun üzerindeki değişik litofasiyelerin ardışımından oluşan bir geçiş düzeyi ile temsil edilir. Mert ve Kürtün ırmakları arasında kalan yerleşim alanını da kapsayan geniş bir alanda yüzeylenir (Şekil 2).

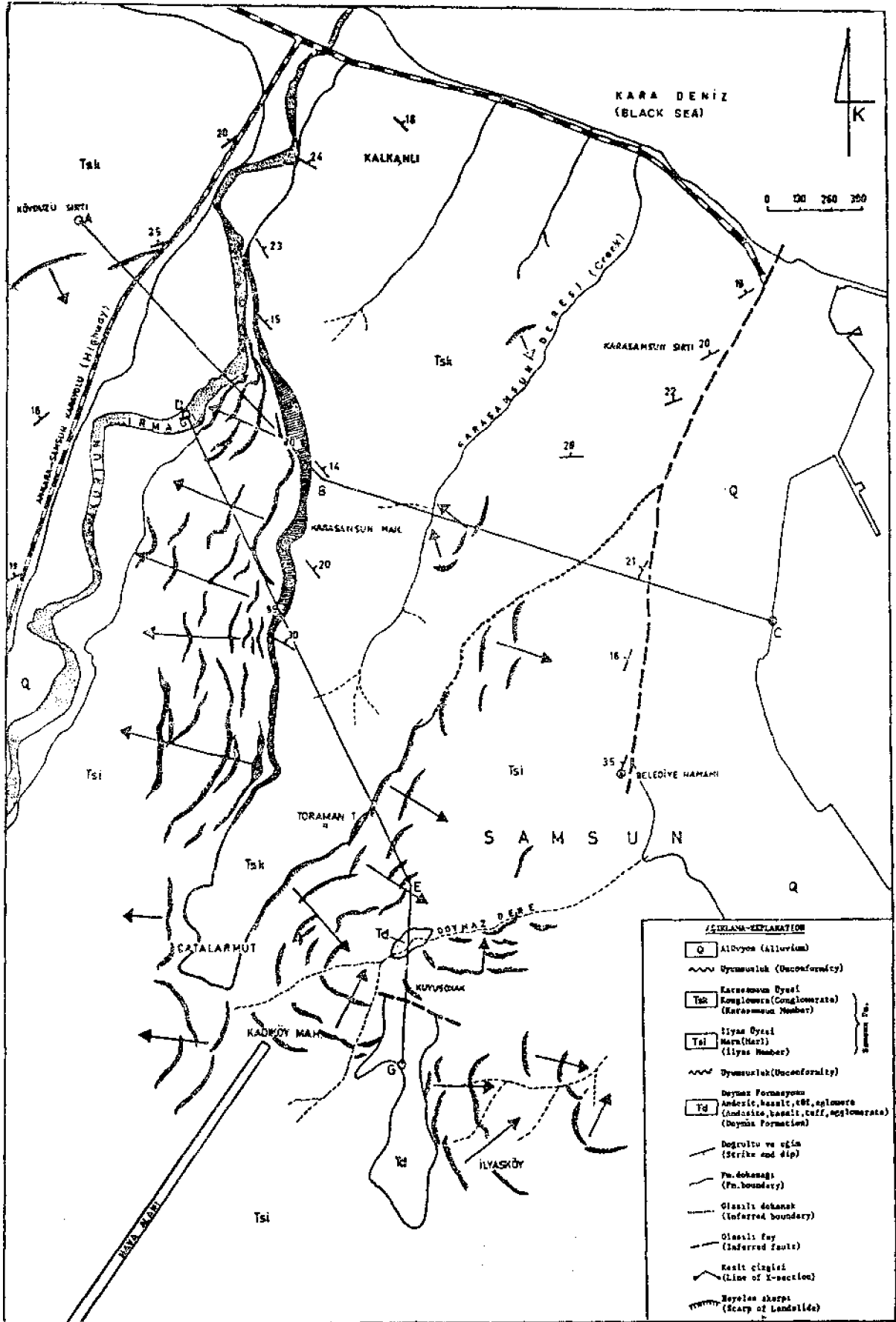
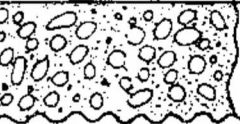
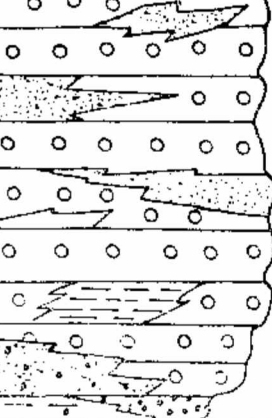

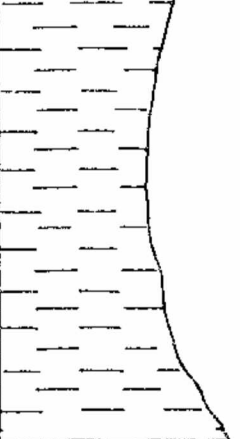



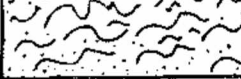


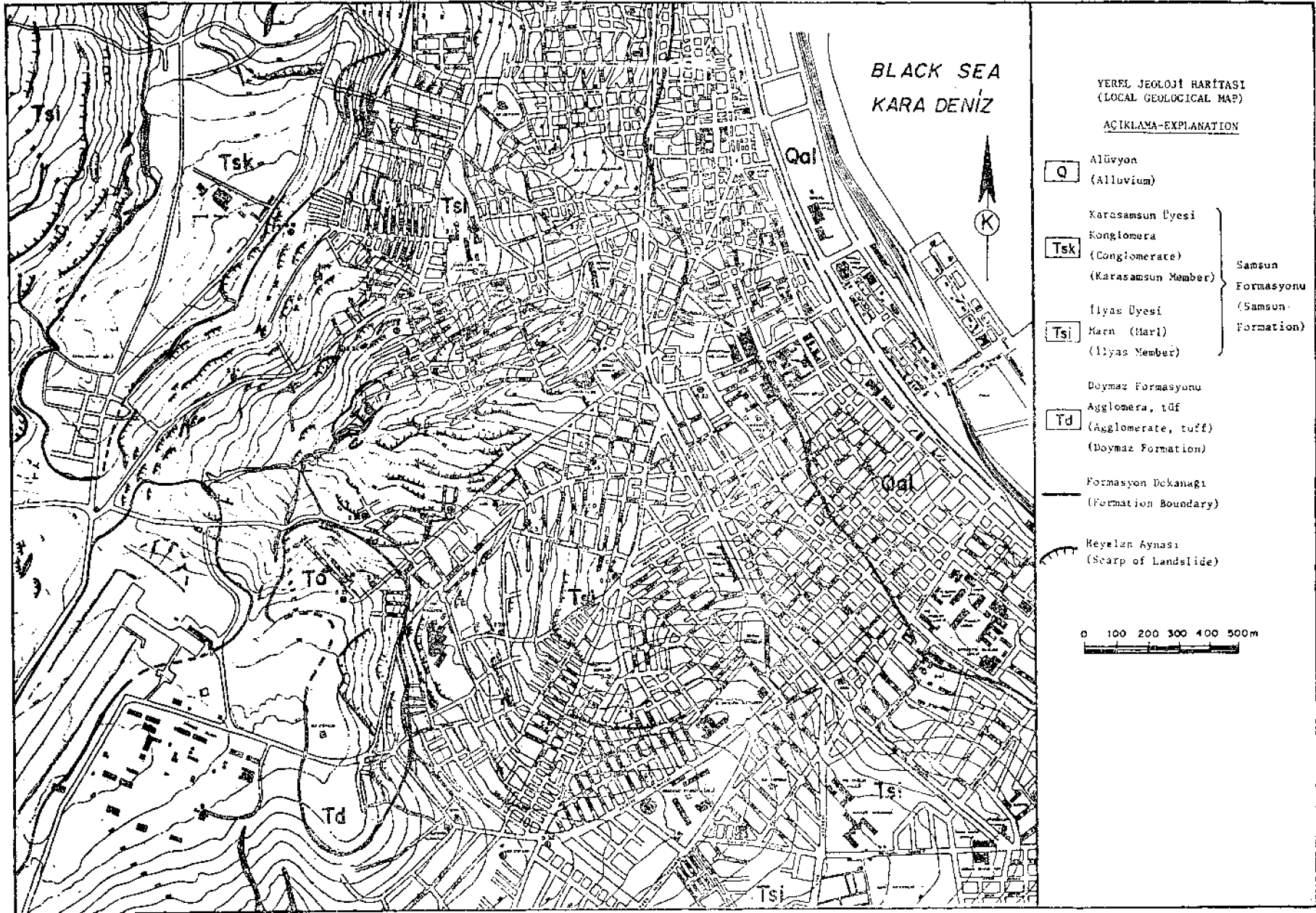
Figure 2. Site vicinity geological map

Şekil 2. Çevresel jeoloji haritası

SERİ (SERIES)	FORMASYON (FORMATION)	ÜYE (MEMBER)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMA (DESCRIPTION)
	KUVATERNER (QUATERNARY)			Alüvyon : Kil, silt, kum, çakıl (Alluvium: Clay, silt, sand, gravel)
ÜST MİYOSEN-ALT PLYOSEN (UPPER MIOCENE-LOWER PLEISTOCENE)	SAMSUN	KARASAMSUN		Konglomera : Yer yer kumtaşı, silttaşı ve marn merceklerini kapsar (Conglomerate : Locally containing sandstone, siltstone and marl lenses)
		İLYAS		Geçiş Bzueyi : Kumtaşı, silttaşı, marn, kil ve jips ardalanmalı (Transition Zone : Alternation of sandstone, siltstone, marl, clay, and gypsum)
				Marn : Gri-mavi (Marl : Gray to bluish)
				Taban Konglomerası (Basal Conglomerate)
EOSEN (EOCENE)	DOYMAZ			Volkano-Sedimenter İstif : Andezit, bazalt, volkanik breş, tüf, türbiditik kumtaşı ve aglomera (Volkano-Sedimentary Sequence : Andesite, basalt, volcanic breccia, tuff, turbiditic sandstone and agglomerate)
				Kuarsitik Kumtaşı (Quartzitic Sandstone)
ÜST KRETASE (U. CRETACEOUS)				Volkano-Sedimenter İstif : Andezit, bazalt, pelajik kireçtaşı, türbiditik kumtaşı, marn (Volkano-Sedimentary Sequence : Andesite, basalt, pelagic limestone, turbiditic sandstone, marl)

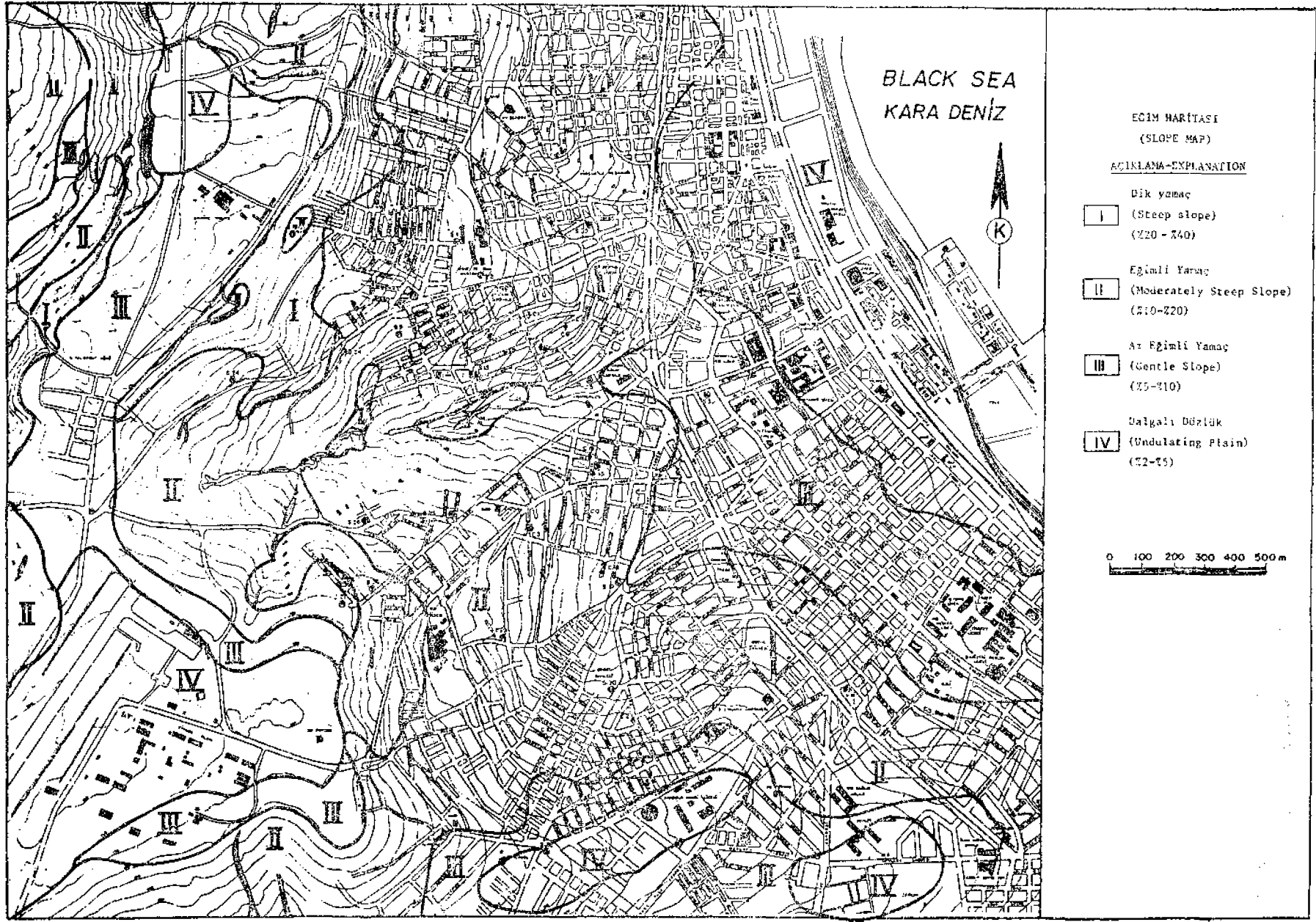
Şekil 3. Genelleştirilmiş dikme kesiti

Figure 3. Generalized stratigraphic column



Şekil 5. Yerel jeoloji haritası

Figure 5. Local geological map



Şekil 6. Eğim haritası

Figure 6. Slope map

Karasamsun Üyesinin jeolojik kesitlerden hesaplanan kalınlığı 70 m dolayında olup, bu kalınlık, Karadenize doğru artmaktadır. İçinde yaş verecek fosil bulunmamasına karşılık, tlyas Üyesi ile dereceli geçişli olması nedeniyle Alt Pliyosen olarak yaşlandırılmıştır.

Alüvyonlar

Mert ve Kürtün ırmakları boyunca gözlenen alüvyonlar çakıl, kum, silt ve killerden oluşmaktadır. Ayrıca Karadeniz kıyı şeridi boyunca ince elemanlı kıyı kumları egemendir.

Tektonizma

inceleme alanında yüzeylenen kaya birimleri Alpin hareketlerinden etkilenmiş olup, bunların sonucu kıvrımlar, uyumsuzluklar ve faylar gelişmiştir. Doymaz formasyonunda belirgin olmamakla beraber, Samsun formasyonunda katman eğimleri 10°-25° arasında değişmekte olup, genellikle KB ve KD eğimli katmanlar, yaklaşık K-G gidişli eksenleri olan açık antiklinal ve senklinalleri oluşturmaktadır. (Şekil 3). Diğer taraftan iki önemli açısız uyumsuzluk Doymaz formasyonu ve Samsun formasyonu tavanında yer almaktadır.

Çalışma sahasında iki olası fay gözlenmiştir. Bunlardan birincisi K-G doğrultulu ve 80 derece doğuya eğimli normal faydır. Belediye hamamının (Şekil 2) kuzeyindeki yarmada, Samsun formasyonunda gözlenen 2.5-3 m ezilme zonu ve katmanlardaki ani eğim değişimleri (K 20° D/35° KB; K 20°B/30°GB) faylanma belirtisi olarak yorumlanmıştır. Diğer bir olası fay, Kuyu Sokak dolayında görülmektedir. Burada, daha yaşlı Doymaz formasyonu, daha genç olan Samsun formasyonuna göre yüksekte yüzeylenmekte ve fay boyunca topoğrafik eğimde ani bir artış görülmektedir. Bununla birlikte bu fay hakkında başkaca yeterli veri elde edilememiştir.

LİTOLOJİ - HEYELAN İLİŞKİLERİ

Heyelanların saha içindeki dağılımları Şekil 2 ve 5'deki jeolojik haritalarda gösterilmiştir. Bu şekillerden heyelanların özellikle İlyas üyesi içinde yoğunlaştığı açıkça görülmektedir. Sahada uygulanan yerinde deneyler (standart penetrasyon ve statik penetrasyon deneyleri) heyelanların genellikle yüzeye yakın kısımlardaki düşük mukavemetli ve yüksek plastisiteli killi seviyelerde oluştuğunu göstermektedir.

Sırtlara doğru gidildikçe, özellikle Karasamsun üyesinde dike yakm, yer yer 20 m yükseklikteki şevler, bu kısımlarda kayma yüzeylerinin diğerlerine kıyasla daha derinde olduğunun belirtisidir. Yoğun yerleşim nedeniyle çoğu yerde açıkça görülmemekle beraber, heyelanların yamaç yukarısına doğru ardışık şekilde geliştiği düşünülmektedir. Bu nedenle, yamaçların etek kısımlarında görülen yoğunlaşmış killer, muhtemelen eski heyelanların topuk kısmına tekabül etmekte, yüzey ve yeraltısuyu etkisi ile kolaylıkla kaymakta ya da yer yer akmaktadır.

Sahanın çıplak olması nedeniyle Karasamsun sırtının Kürtün ırmağına bakan yamaçlarında açıklıkla izlenen ardışık heyelanlar saha genelindeki gerçek durumu yansıtmaktadır. Her iki yamacında gelişen heyelanlar nedeniyle giderek daralmakta olan sırtın kenarları boyunca izlenen gerilme çatlakları bu heyelanların aktif olduğunun açık belirtileridir.

TOPOĞRAFİK EĞİM-HEYELAN İLİŞKİLERİ

İnceleme sahası için, 1:1000 ölçekli haritalardaki topografik eğimler esas alınarak hazırlanan eğim haritasında dik yamaç (% 40 - % 20), eğimli yamaç (% 20 - % 10), az eğimli yamaç (% 10 - % 5) ve dalgalı düzlükler (% 5 - % 2) olmak üzere başlıca dört zon belirlenmiştir (Şekil 6).

Dik yamaçlar genellikle sırtları oluşturan Doymaz formasyonu ve Karasamsun üyesindeki heyelan aynalarına (skarp) tekabül etmektedir. Eğimli yamaçlar İlyas üyesinde oluşmuş ve yerleşimin yaygın olduğu kısımları içermektedir. Sırtlar boyunca yüzeylenen Karasamsun üyesi az eğimli yamaç oluşumuna neden olmaktadır. Dalgalı düzlükler, Samsun Havaalanı ve Karadeniz kıyı şeridi boyunca izlenmektedir.

Heyelanların saha içindeki genel dağılımı (Şekil 5) ile eğim haritası (Şekil 6) kıyaslandığında, heyelandan etkilenen sahaların dik ve eğimli yamaçlarda yer aldığı açıkça görülmektedir. Dik yamaçlar, genellikle Karasamsun formasyonundaki derin kayma yüzeyli aktif heyelan aynalarını yansıtmaktadır. Eğimli yamaçlarda ise gerek akma ve gerekse sığ kayma yüzeyli zemin hareketleri yoğun olarak izlenmektedir.

YERALTISUYU-HEYELAN İLİŞKİLERİ

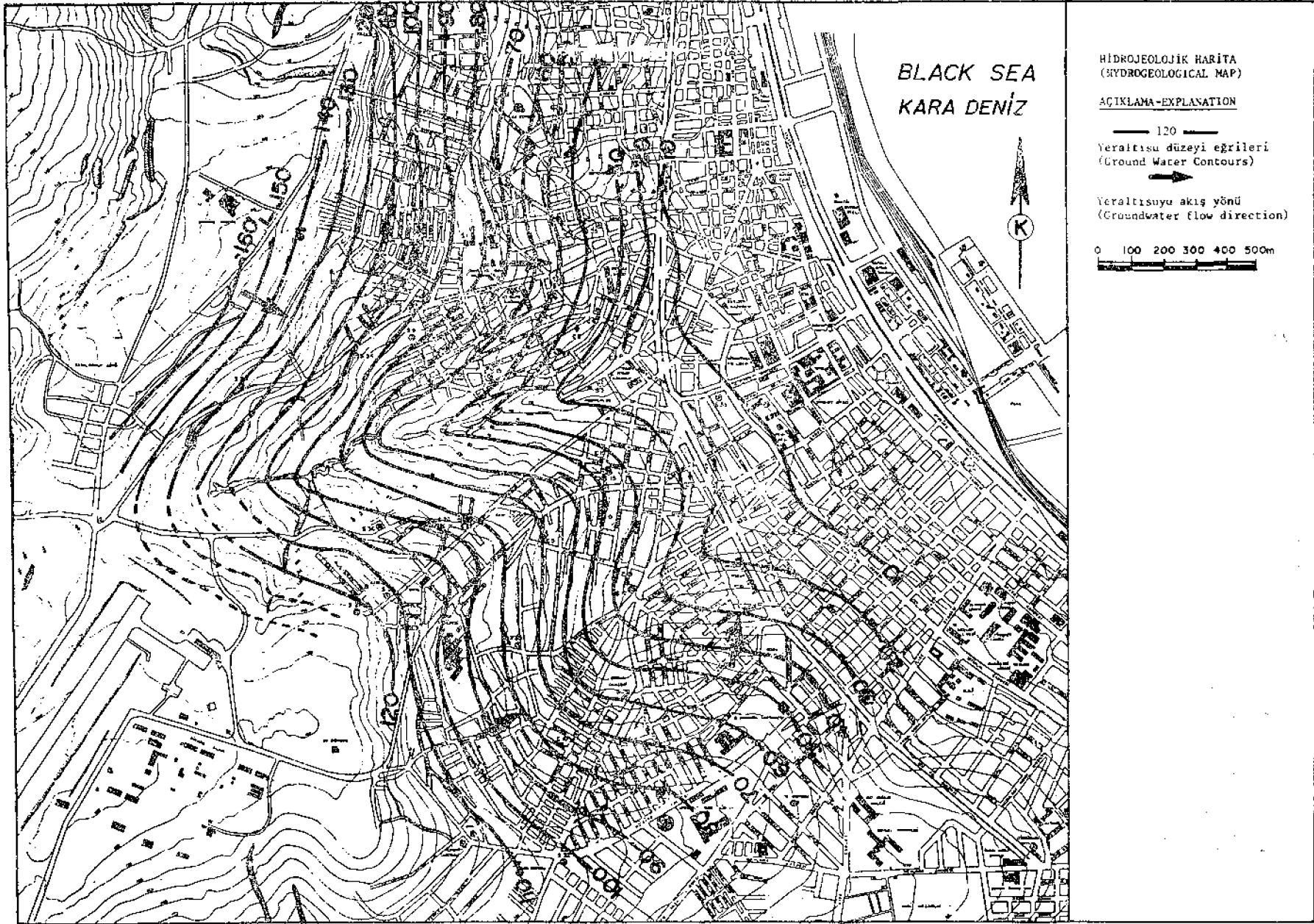
İnceleme sahasında İlyas üyesi içinde, derinlikleri yer yer 20 m olan çok sayıda halk kuyusu belirlenmiştir. Bu kuyular İlyas üyesinin geçiş düzeyindeki kumtaşı seviyelerinden su almaktadır. Yeraltısı düzeyi gözlemleri amacı ile 13 adet halk kuşusu ve 8 adet filtrelenmiş sondaj kuyusu seçilerek Ekim 1982 - Nisan 1983 tarihleri arasında aylık ölçümler alınmıştır.

Kuyulardaki yeraltısı düzeyi genellikle Aralık ayından başlayarak yükselmektedir. Bazı kuyularda ise belirgin değişimler kaydedilmemiştir. Havaalanı dolaylarındaki konglomeraların yeraltısuyu beslenmesinde önemli katkıları olduğu görülmektedir. Ayrıca aktif heyelan sahalarında sık görülen çatlaklar boyunca süzülen yüzey suları da gözlem kuyularındaki su düzeyinin yağışlardan hemen sonra yükselmesine neden olmaktadır.

Şekil 7'de Mart 1983 aya ait eş su düzeyi eğrileri gösterilmiştir. Hidrojeolojik haritadan görüleceği gibi yeraltısı tablası genel olarak topografya ile yakın bir uyum içindedir. Sahanın büyük bir kısmında, özellikle aktif heyelan bölgesinde, yeraltısı düzeyi yüzeye çok yakındır. Hidrolik eğim % 10 dolayında olup akış denize doğrudur. Heyelanlar ve özellikle çamur akmalarının yeraltısı tablasının sığ ve yüzey sularının çatlaklar boyunca zemine intikal ettiği yerlerde yoğunlaşması yeraltısuyunun zemin hareketlerine olan etkisinin bir göstergesidir.

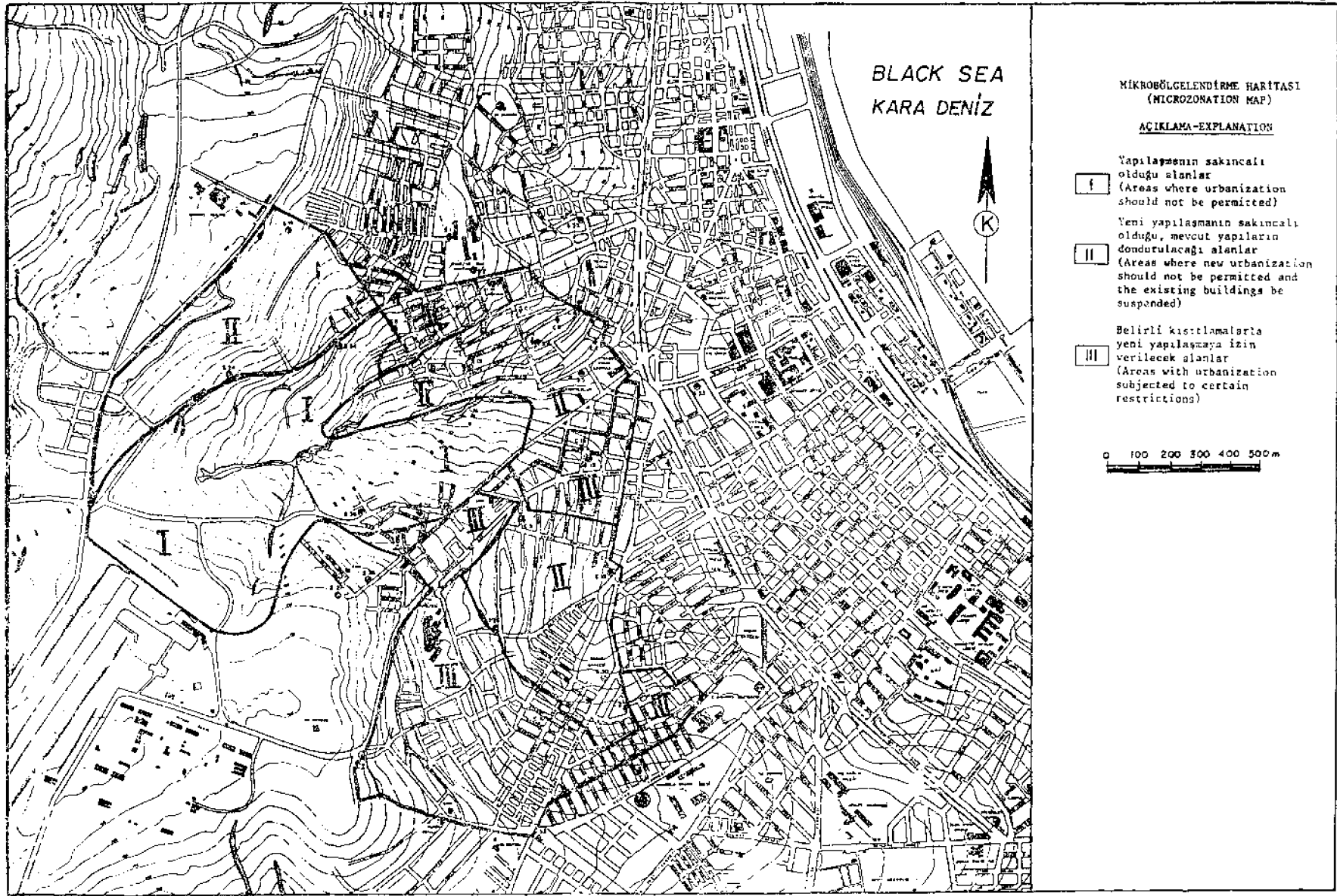
JEOTEKNİK İNCELEMELER

Zemin hareketlerinin yoğun olarak izlendiği İlyas üyesine ait marnların jeoteknik özelliklerini belirlemek amacı ile 24 lokasyonda sondaj yapılmıştır. Sondajlar sırasında, her 15 m. de bir standart penetrasyon deneyi (SPD) uygulanmıştır. Ayrıca, 14 lokasyonda statik penetrasyon deneyi (itmeli sonda) yapılarak koni uç mukavemetleri elde edilmiştir. Sondajlar sırasında elde edilen bozulmuş ve bozulmamış örnekler üzerinde çeşitli laboratuvar deneyleri yapılmıştır.



Şekil 7. Hidrojeolojik harita

Figure 7. Hydrogeological map



Şekil 8. Mikrobölgelendirme haritası

Figure 8. Microzonation map

Genellikle kil ve marn seviyelerini temsil eden örneklerde likit Ümit % 10-65 ve plastiklik indisi % 3743 olarak belirlenmiştir. Birleştirilmiş zemin sınıflamasına göre tura örnekler yüksek plastisiteli inorganik kil sınıfına girmektedir.

Özellikle etkili zemin hareketlerinin görüldüğü kısımlarda statik ve standard penetrasyon değerleri genellikle yüzeyden itibaren ilk 7-8 m. de düşük değerler vermektedir. Yüksek su içeriğine de sahip olan bu kısım sahada kayma ve akma hareketlerinin başlıca nedenini oluşturmaktadır.

YAPILARDA HASAR DAĞILIMI

inceleme sahasındaki yoğun yapılaşma jeolojik gözlemleri yer yer önemli ölçüde kısıtlamaktadır. Bu nedenle, zemin-yapı etkileşimini belirlemek amacı ile mevcut yapılar üzerinde son derece ayrıntılı hasar tesbit çalışmaları yürütülmüştür. Tüm yapılar tek tek incelenerek hasar dereceleri belirlenmiştir. Bu çalışmalar sonucu yapılar dört kategoride toplanmıştır:

- i. Yoğun hasar görmüş yapılar,
- ii. Orta derecede hasar görmüş yapılar,
- iii. Az hasarlı yapılar,
- iv. Hasar görmemiş yapılar.

Birinci gruba giren yapılarda başlıca hasarlar 5-10 dereceye varan eğilmeler (düşeyden sapma) ve duvarlarda açılmış (1 cm'den fazla) çatlaklar şeklinde görülmektedir. Bu gibi yapıların hemen çevrelerinde hasarların zemin hareketlerine bağlı olduğunu gösteren belirtiler oldukça fazladır.

ikinci gruba giren yapılar ise kısmen heyelan ve kısmen yerel zemin deplasmanları (şişme-büzülme) nedeniyle hasar görmüşlerdir. Duvarlarda 1 cm'den az çatlaklar kolon-kiriş bağlantıları ve pencere köşelerinden başlayan çatlamlar belirgindir. Yapılarda herhangi bir eğilme görülmemektedir.

Üçüncü gruba giren yapılarda genellikle yerel zemin deplasmanları ve yetersiz işçilik gibi nedenlere bağlı hasarlar belirlenmiştir. Bu tür yapıların çevrelerinde aktif zemin hareketlerine ait belirtilere rastlanmamaktadır.

Yapılardaki hasar dağılımına ilişkin gözlemler özellikle aktif zemin hareketlerinin görüldüğü sahaları belirlemede son derece yararlı olmuştur. Ayrıca mikrobölgelendirme çalışmaları yönünden de önemli verileri oluşturmuştur.

MİKROBÖLGELENDİRME ÇALIŞMALARI

Jeolojik, morfolojik, hidrojeolojik ve jeoteknik incelemeler yanısıra yapılardaki hasar dağılımına ilişkin gözlemler önerilen mikrobölgelendirme haritası için temel verileri teşkil etmişlerdir. Buna göre inceleme alanında başlıca üç bölge belirlenmiştir (Şekil 8):

- I. Yapılaşmanın tamamen sakıncalı olduğu, mevcut yapıların boşaltılması gereken alanlar,
- II. Yeni yapılaşmanın sakıncalı olduğu, mevcut yapıların dondurulması gereken alanlar,
- III. Belirli koşullarla yeni yapılaşmaya izin verilecek alanlar.

Birinci bölge, kayma ve akma gibi zemin hareketlerinden büyük ölçüde etkilenmiş sahaları içermektedir. Bu sahalarda hem eski ve hem de halen aktif hareketler gözlenmekte olup zemin yüksek kayma potansiyeline sahiptir.

Bu nedenle, bu gibi sahalara iskana uygun değildir. Mevcut yapılar sürekli bir tehdit altındadır.

ikinci bölgede, yaygın olmamakla birlikte yer yer heyelan, yüzeysel krip ve mevsimsel zemin deplasmanları (büzülme-şişme) görülmektedir. Bölgenin özelliği halen yoğun olarak iskan edilmiş olmasıdır. Birinci ve üçüncü bölgeler arasında adeta bir tampon bölge durumundadır. Bu bölgede yapılaşmanın dondurulup mevcut yapıların ömrünü tamamlaması önerilmektedir. Ancak, yapıların sürekli olarak gözleme tabi tutulmaları zorunludur. Özellikle birinci bölge sınırına yakın kısımlar ardışık heyelanlar nedeniyle kritik bölge sınırlarına dahil olma potansiyeline sahiptir.

Üçüncü bölgede önemli sayılabilecek zemin hareketleri görülmemektedir. Eski heyelanlara ait belirtiler bulunmakla beraber bunların yeniden hareket etme olasılıkları azdır. Ancak mevsimsel zemin deplasmanları beklenmektedir. Bu bölgede yapılacak konutlarda radye temel önerilmektedir. Sığ temellerden kaçınılmalı, bir veya yarım bodrum kat sistemi benimsenmelidir. Bodrum kat duvarları betonarme perde duvar ile takviye edilmelidir. Yapı tipi olarak betonarme karkas seçilmelidir. Bu bölgede en çok beş katlı yapılara izin verilmelidir.

KATKI BELİRLEME

Bu incelemenin gerçekleşmesinde her türlü desteği sağlayan eski Samsun Belediye Başkanı Sayın Dr. Selahattin Ereren ve Başkan Yardımcısı Sayın Embiya Sancak'a teşekkürü borç biliriz. Ayrıca, imar ve Iskan Bakanlığı, imar Planlama Dairesi Başkanı Sayın Ahmet Menderes ve ekibine değerli yardımları için şükranlarımızı sunarız.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Blumenthal, M.M., 1948, Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki Kuzey Anadolu silsilesinin jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, B. 13,85-126.
- Karaalioglu, B., 1966, Çorak Köyü (Samsun) hakkında jeolojik rapor: D.S.I. Genel Müdürlüğü, 11 s., yayımlanmamış.
- Keçik, A., 1978, Samsun çevresi hidrojenolojik etüd raporu: D.S.İ. Genel Müdürlüğü, Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltısulan Dairesi Başkanlığı 42 s., yayımlanmamış.
- Turnaoğlu, Ö., 1979, Samsun ile Neojen kilinin jeoteknik özellikleri: İstanbul Üniv. Yerbilimleri Fak. Jeol. Müh. Böl., Jeoloji Yüksek Mühendisliği Diploma Çalışması, 28 s. yayımlanmamış.
- Yalçınlar, I., 1955, Recherches structurales et Geomorphologiques dans la region orientale de la Mer Noire: Review of the Geogr. Inst. of Istanbul Univ., No. 2.
- Yalçınlar, I., 1958, Samsun bölgesinin Neojen ve Kuaterner kıyı depolan: İstanbul Univ., Coğrafya Enst. Dergisi, 5, 9,11 s.
- Yücel, E., ve Gürel, N., 1978, Samsun metropolitan alanındaki toprak kayma bölgelerinin jeo-mühendislik ve jeomorfolojik ön raporu: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 10 s., yayımlanmamış.

Yazının Geiş Tarihi : 93.1983

Düzeltilmiş Yazının Geiş Tarihi : 16.6.1985

Yayıma Verildiği Tarih : 1.11.1985

Antalya Neojen Havzasının Stratigrafisi

Stratigraphy of the Antalya Neogene Basin

ERGÜN AKAY, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.

ŞÜKRÜ UYSAL, MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.

ANDRE POISSON, Laboratoire de Géologie historique bat. 504, université Paris-sud, 91405 Orsay Cedex

JACQUES CRAVATTE, C.F.P. 218-228, avenue du Haut-Ileuveque, 33605 Pessac Cedex

CARLA MÜLLER, Institut Geologic Senckenberg, Angle 32-34, 6000 Francfort/Main, ILFA,

ÖZ : Antalya Neojen havzası, kısmen birbirinden bağımsız olarak gelişen Beydağları Miyosen havzası ile Antalya Miyosen havzası ve tümüyle diğerlerinden bağımsız olarak gelişen Antalya Üst Miyosen-Pliyosen havzası ile temsil edilmiştir.

Beydağları Miyosen havzası Batı Toroslar'da yer alıp, kısmen çalışma alanının içerisine girmektedir. Havza, başlıca Rhodophyta'lı kireçtaşından oluşan Akitanien yaşındaki Karabayır Formasyonu ile başlayıp; Burdigaliyen ve Langien yaşındaki fliş tipi çökeller ile onları örten delta çakıltaşından oluşan Karakuş Formasyonu ile sürer. Havzayı dolduran bu formasyon, Orta Miyosen'de Lisiyen naplarının sürüklenmesi sırasında gelişmiştir.

Antalya Miyosen havzası, Orta Torosların batısında olup, Beydağları ile Anamas-Akseki platformları arasında yer alır. Havza, karasal çakıltaşı-miltası, denizel çakıltaşı - kumtaşı ve resifal kireçtaşı mercceklerinden oluşan Aksu Formasyonu, genellikle resifal kireçtaşından oluşan Oymapınar Kireçtaşı, breşik kireçtaşı ve istifasının killi kireçtaşı ile ardalanmasından oluşan Çakallar Formasyonu, kireçli kiltası - kuintası ardalanmasından oluşan Geceleme Formasyonu ve şeyl-kumtaşı-çakıltaşı ardalanmasından oluşan bazen volkanik tuf arakatlı Karpuzçay Formasyonu'ndan oluşmuştur. Bu çökeltme dönemi Üst Oligosen'de başlamış ve havzanın Üst Tortonien'de Aksu tazıyla önce batıya, sonra da güneye doğru sıkıştırılmasıyla kesilmiştir. Bu sıkıştırma ile yükselen bölgede, Alt Messinien'de yer yer, killi kireçtaşı-kireçtaşı-bloklü (bazen jipsli) çakıltaşı kayatürlerinden oluşan Taşlık Formasyonu çökelmiştir.

Antalya Üst Miyosen ve Pliyosen havzası, Orta Toroslar'ın batısında yer alır. Bu havza Aksu vadisinin güneyinde ve Akdeniz'in kıyısı boyunca görülmektedir. Post tektonik karakterdedir. Bu havzanın çökelt kayaları, Messinien yaşında çakıltaşı-kumtaşından oluşan Eskiköy Formasyonu, Eskiköy ile yanal geçişli ve bazen resifal karakterde olan Gebiz Kireçtaşı, Alt ve Üst Pliyosen yaşında killi kireçtaşı-kumtaşından oluşan Yenimahalle Formasyonu, ve Üst Pliyosen yaşında volkanik tüflü kumtaşı ve çakıltaşı dan oluşan Alakilise Formasyonu'nu kapsar.

ABSTRACT: Beydağları and Antalya Miocene basins which are developed partly independent of each other, and Antalya Upper Miocene-Pliocene basin which is developed totally independent from the others make up the main Antalya Neogene basin.

The Beydağları Miocene basin of Western Taurus partially extends into the study area. The rock units of the basin start with; the Aquitanian Karabayır Formation which consists mainly of limestones with Rhodophyta and continue with the Burdigalian and Langhian Karakuş Formation consisting of flysch type sediments and the overlying deltaic conglomerate. This formation, which fills the basin, has been developed during the Middle Miocene while the Lycian nappes were thrusting.

The Antalya Miocene basin in the west of Middle Taurus lies between the Beydağları and Anamas-Akseki platforms. The basin consists of the Aksu Formation which includes terrigenous conglomerate-siltstone, marine conglomerate-sandstone and reef limestone lenses; the Oymapınar Limestone of mainly reef limestone; the Çakallar Formation consisting of limestone breccia and packstone alternated with clayey limestone; the Geceleme Formation of limy claystone-sandstone alternation; and the Karpuzçay Formation which is composed of shale-sandstone-conglomerate alternation with occasional volcanic tuff interbeds. This sedimentation period started in Upper Oligocene and ceased in Upper Tortonian as the basin was compressed first towards the-west and later towards the south by the Aksu phase. In the area elevated by this compression, the Taşlık Formation consisting of clayey limestone-limestone-blocky conglomerate (some are gypsum) has been deposited locally in Lower Messinian.

The Antalya Upper Miocene and Pliocene basin lies in the west of Middle Taurus. It appears in the south of the Aksu valley and along the Mediterranean coast as a post-tectonic unit. The Messinian Eskiköy Formation of conglomerate-sandstone, the Gebiz Limestone sometimes reefal showing lateral gradation into the Eskiköy Formation, the Yenimahalle Formation of Lower and Upper Pliocene age including limy claystone-sandstone, and the Upper Pliocene Alakilise Formation which consists of sandstone with volcanic tuff and conglomerate make up the rock succession of this basin.

GİRİŞ

Birçok yerli-yabancı araştırmacının ilgisini çeken Bey Dağları ve Antalya havzasında, Neojen çökellerinin stratigrafisiyle ilgili bazı yerbilimciler sınırlı olarak ilgilenmiştir. Orta Toroslarm batısındaki Neojen çökelleriyle ilgili olarak Çukur yöresinde Akbulut (1977), Gebiz'in kuzeyinde kalacak şekilde Aksu Çayı boyunca Poisson (1977), Manavgat-Oymapınar arasındaki alanda Monod (1977), Serik-Kırkkavak çizgisinin doğusundaki alanda Blumenthal (1951) çalışmıştır. Ayrıca Bizon ve diğerleri (1974) Toroslar boyunca Tersiyer çökellerinde bazı stratigrafik kesitler ölçmüştür.

Bu çalışmayla, daha önce Neojen stratigrafisiyle ilgili sınırlı çalışmalar yapılan, Antalya-Çakallar-Çukur (şekil 1) arasında kalan alanın, stratigrafiye daylı evrimini kurmak amaçlanmıştır. Arzi çalışması 1981-1983 yıllarında gerçekleştirilmiştir. Andre Poisson, MTA Genel Müdürlüğünün 1981 yılındaki izniyle, yalnızca 1981 yılı için arazi çalışmasına katılmıştır. Nannoplanktonlar Carla Müller, planktonik foraminiferler Jacques Cravatte tarafından tanımlanmıştır. Formasyonlar 1/25 000 lik olarak haritalanmış ve her birim için ölçülmüş stratigrafik kesidi ve başvuru kesitleri yapılmıştır.

Böylece Antalya-Çakallar-Kırkkavak-Çukur arasındaki alanın (şekil 1) Neojen yaşındaki kayastratigrafi birimlerinin tanımlaması yapılmış ve sonra da paleoöğrafik yoruma gidilmiştir.

BÖLGENİN GENEL JEOLJİ ÖZELLİKLERİ

Neojen havzalarının üzerinde oturduğu temel, farklı stratigrafik, litolojik, tektonik ve metamorfik özellikler sunabilen değişik birliklerden oluşmuştur (şekil 1). Bunlardan Anamas-Akseki görelî otoktonu (Monod, 1977) İnfra-kambriyen (Dumont, 1976)'den, Eosen (Monod, 1977)'e kadar değişen kaystratigrafi birimleri kapsamaktadır. Diğer yandan Beydağları görelî otoktonu, genellikle platform özellikli karbonatlardan oluşup, Jurasik'den Miyosen'e kadar olan kayaları kapsar (Poisson, 1977). Bu iki görelî otokton arasında kalan Antalya napları ise çoğunluğu derin deniz karakterli çökeller olup (Marcoux, 1979; Poisson, 1977; Waldron, 1982), yukarıda değinilen iki görelî otokton arasındaki havzadan türeyerek yerleşmiştir (Poisson ve diğerleri, 1984). Geyikdağı birliği (Anamas-Akseki görelî otoktonu) ile metamorfik Alanya birliği arasında kalan Antalya napları ise bu iki tektonik birliğin arasındaki havzadan türemiştir (Özgül, 1984). Diğer yandan Kuzey kökenli naplar Eosen (Monod, 1977)'de, Lisiyen napları ise kuzeybatıdan Miyosen'de yerleşmiştir (Poisson, 1977).

STRATİGRAFI

Antalya Neojen havzası, kısmen birbirinden bağımsız olarak gelişen Beydağları Miyosen havzası ile Antalya Mi-

yosen havzası ve tümüyle diğerlerinden bağımsız olarak gelişen Antalya Üst Miyosen-Pliyosen havzası ile temsil edilmiştir. Beydağları Miyosen havzası inceleme alanının kuzeybatısında Çukur yöresinde, Antalya Miyosen havzası Antalya-Çukur-Çakallar arasında, Üst Miyosen-Pliyosen havzası da Manavgat yöresinde ve Alakilise-Aksu arasında dağılım göstermektedir (şekil 1).

Beydağları Miyosen Havzası

Havza Batı Toroslarda yer alıp, kısmen çalışma alanı içerisinde kalmaktadır (şekil 1). Tabanında kireçtaşından oluşan Karabayır Formasyonu ve üzerinde de şeyl-kumtaşı-çakıltaşından oluşan Karakuş Formasyonu vardır. Akitaniyen'de gelişmeye başlayan havza Langiyen'de kapanmıştır.

Karabayır Formasyonu

Tanımlama ve Dağılımı. Kireçtaşından oluşan birim, kuzeybatıda, tümüyle havzanın tabanında görülmektedir.

Adlana. Poisson ve Poignant (1974) tarafından adlandırılmıştır. İnceleme alanının batısında ve dışındaki Korkuteli'nin Karabayır köyünden ismini alır. Eşanlamısı: Kısmen Güneyce Formasyonu (Akbulut, 1977).

Tip Kesit. Korkuteli'nin güneybatısında, Karabayır köyünün doğusunda iyi yüzeyleme vermektedir. Kesit yerinde birimin alt seviyesi, kırmızı algerle birlikte çeşitli organizmaları kapsayan algi kireçtaşından oluşmuş olup, sığ deniz koşullarında çökelmiştir. Onun üzerine, bol planktonik mikrofauna ile kazıcı deniz kestanelerini kapsayan mikritik kireçtaşı gelir. Bunlar daha derin deniz koşullarında çökelmiştir (Poisson ve Poignant, 1974).

Kayatürü Özellikleri. İnceleme alanında da tip kesitteki özelliklerini göstermektedir.

Dokanak İlişkileri. İnceleme alanında Beydağları görelî otoktonu ve Antalya napları üzerinde transgressif olarak bulunmakta ve üzerindeki Karakuş Formasyonu'yla da geçişli görülmektedir.

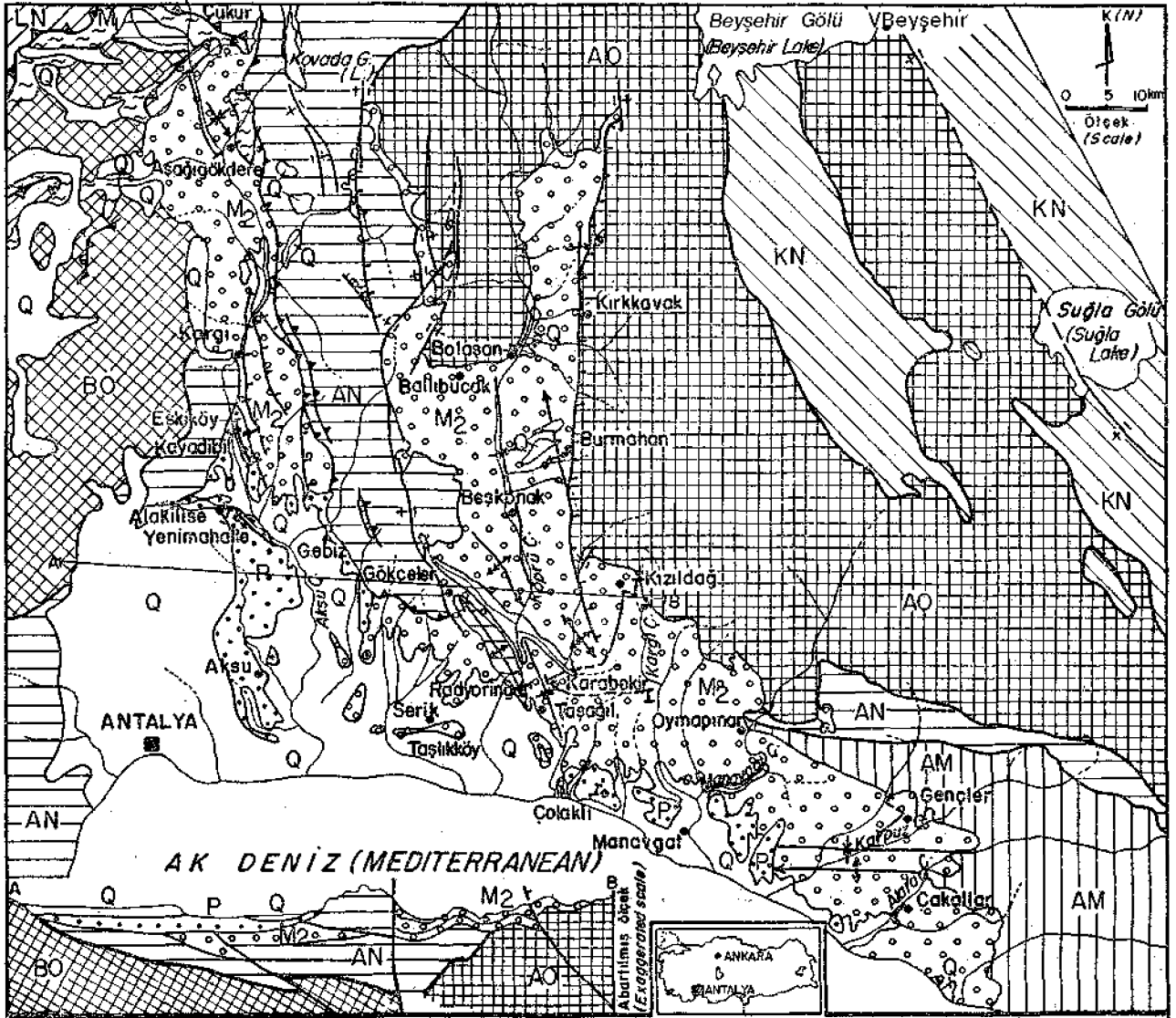
Kalınlık ve Yayılımı. İnceleme alanında 10-50 m arasında değişmektedir.

Yaşı. Tip kesitte Poisson ve Poignant tarafından (1974) Eulepidina sp., Miogypsina sp.'ye göre Alt Akitaniyen; Nephrolepidina sp., Miogypsina sp.'ye göre de Akitaniyen yaşı saptanmıştır.

Karakuş Formasyonu

Tanımlama ve Dağılımı. Birimin tip kesit yerinde (Poisson, 1977), alt seviyesi kumtaşı-kireçli kumtaşı ardalanımından, üst seviyesi mercekli kireçtaşı kapsayan çakıltaşından oluşmuştur. İnceleme alanının kuzeybatısında ise kumtaşı-şeyl ardalanımı ve kumtaşı olarak yüzeylenmektedir.

Adlana. Poisson (1977) tarafından adlandırılmıştır. Alanın batısında ve dışındaki Korkuteli'nin Karakuş tepesinden



SİMGELER (SIGNS)

- Dokanak (Contact)
- ± Normal fay (Normal fault)
- Ters fay (Reverse fault)
- Bindirme (Thrust)
- ↑ Antiklin (Anticline)
- ↗ Bakımsız antiklin (Asymmetric anticline)
- Stratigrafik kesit yeri (Stratigraphic section location)
- Görelî otokton - nap sınırı (Relative autochthonous-nappe contact)
- Lisyen nâpi sınırı (Lycian nappe contact)
- Akarsu ve kuru dereler (Rivers and streams)
- Yörümsel şematik yapı kesidi çizgisi (Schematic interpretative structural section line)

AÇIKLAMALAR (LEGEND)

- Q Kuaterner çökelleri (Quaternary deposits)
- P Üst Miyosen-Pliyosen havzası (Upper Miocene-Pliocene basin)
- Acısal Uyumsuzluk (Angular Unconformity)
- LN Lisyen nâpları (Lycian nappes)
- M1 Beydağları Miyosen havzası (Akitaniyen'den Langyien'e) (Beydağları Miocene basin; From Aquitanian to Langhian)
- M2 Antalya Miyosen havzası (Üst Oligosen'den Tortoniyen'e) (Antalya Miocene basin; From Upper Oligocene to Tortonian)
- Acısal Uyumsuzluk (Angular Unconformity)
- AN Antalya nâpları (Antalya nappes)
- AM Antalya masifi (Antalya massif)
- KN Kuzey kökenli nâplar (Nappes originated from the north)
- BO Beydağları görelî otoktonu (Beydağları relative autochthon)
- AO Anamas - Akseki görelî otoktonu (Anamas - Akseki relative autochthon)

Şekil 1 : Antalya Neojen'i ve dolayının jeoloji haritası.

Figure 1 : Geological map of Antalya Neogene and its surrounding.

ismini almıştır. Eşanlamlısı: Kısmen Güneyce Formasyonu (Akbulut, 1977).

Tip Kesit. Karakuş Tepede Poisson (1977) tarafından yapılmıştır. Kesit yerinde birimin alt seviyesi kireçli kilitaşı-kumtaşı ardalamından oluşmuş, kumtaşı tabakaları taban izli ve derecelenmeli olup, istif fliş özelliğindedir. Ayrıca biyoklastik breş arakatıkları da kapsamaktadır. Üst seviyesi ise çakıltası-kumtaşından oluşup; çakıltası resifal kireçtaşı mercikleri kapsamaktadır. Molas özelliğindedir.

Bölgesel Özellikleri. İnceleme alanındaki tektonik etkinlik ve topografya, ölçülü kesit için gerekli düzenli yüzeylemeyi engeller. Ancak kayatürü, ince-orta düzgün tabakalı kumtaşı-şeyl ardalanı ve orta-kalm tabakalı kumtaşı olarak gözlenmektedir.

Dokanak İlişkileri, inceleme alanında Karabayır Formasyonu ile geçişli olup, üzerinde de tektonik dokanakla Lisiyen napları ile tekrar sürüklenmiş olarak Antalya napları bulunmaktadır (şekil 1). Antalya Miyosen havzasının Aksu Formasyonu da bunların tümünü açısız uyumsuzlukla örtmüştür.

Kalınlık ve Yayılmı. Karakuş Tepede 1500 m kalınlığında olan birimin (Poisson, 1977) inceleme alanındaki kalınlığı, tektonik etkinliğin ve topografyanın uygunsuzluğu nedeniyle ölçülememiştir.

Yaşı. Karakuş Tepe kesidindeki Globigerinita dissimilis, Globigerinoides altapertus ve Globigerinoides trilobus zonları Burdigaliyen ve Langiyen yaşında olduğunu göstermektedir (Poisson, 1977).

Antalya Miyosen Havzası

Havza Orta Toroslarm batısında, Antalya-Çukur-Çakallar arasında yer alır (şekil 1). Kumtaşı-çakıltımdan oluşan Aksu Formasyonu, Oymapınar Kireçtaşı, killi kireçtaşı -breşik kireçtaşı ardalamından oluşan Çakallar Formasyonu, kireçli kilitaşı-kurntaşı ardalamından oluşan Geceleme Formasyonu, şeyl-kumtaşı-çakıltımdan oluşan Karpuzçay Formasyonu ve killi kireçtaşı-kireçtaşı-bloklü çakıltası içeren Taşlık Formasyonu'nu kapsar. Havza Üst Oligosen'de oluşumuna başlar, Messiniyen'de kapanır.

Aksu Formasyonu

Tanım ve Dağılımı, inceleme alanında Çakallar'dan Çukur'a kadar yüzeylen birim çakıltası, kumtaşı ve merciksel kireçtaşından oluşmuştur.

Adlama. ismini Sinne Deresinin Eskiköy'de (şekil 1) kavuştuğu Aksu Çayı'ndan almıştır. Kesit yeri köyün 2 km doğusundadır. Eşanlamlısı: Aksu Çakıltası (Poisson, 1977), Tepejli Çakıltası (Monod, 1977), Miyosen taban konglomerası': (Blumenthal, 1951), kısmen Beşkonak Formasyonu (Eroşkay, 1968), Kesme Konglomeraları (Dumont, 1976), kısmen Aksuçayı Formasyonu (Akbulut, 1977), Mandallar Çakıltası (Hadimli, 1968). Sinne Deredeki tip kesitte formasyon özelliklerinin, diğer yerlerdekine göre daha iyi gözlenmesinden dolayı bu ad kullanılmıştır. Birimin harita dağılımında, hakim olan çakıltımdan yanında kumtaşı ve kireçtaşı gibi kayatürlerinin bulunmasından dolayı da, birim formasyon olarak anılmıştır.

Tip Kesit. Sinne Deredeki peridotit yüzeylemesinden başlayarak dere boyunca yapılmıştır. Kesitin alt 240 mstresi düzensiz çakıltıdır. Mesozoyik yaşlı kireçtaşı, volkanit ve ender radyolarit köşeli küçük çakıllardan oluşmuş olup, bazen kalıcı yumrulu ve kırmızı matrikslidir. Bunun üzerine 10 m kalınlığında lamellibranslı kumtaşı gelir. Kumtaşı üzerinde 20 m kalınlığında yuvarlaklaşmış elemanlı çakıltası bulunur. Bunun da üzerine hafif metamorfik kireçtaşı çakıllı, 390 m kalınlığında düzensiz ve olgunlaşmamış elemanlı karasal çakıltası gelmekte olup, düzey olası Triyas yaşlı kumtaşı ve gabro çakıllarını da kapsamaktadır.

Kalınlık ve Yayılmı. Kalınlık 0-1280 m arasında değişir. Alara Çayı kenarında 550 m olan birim, karasal çakıltası-kırmızı kumtaşı-miltaşı ve denizel çakıltası-kumtaşı-kireçtaşından (mercan ve bentonik fecaminiferli) oluşmuştur. Kargı çayı'nda ise kalınlık 450 m olup, kırmızı matriksli karasal çakıltası ve miltaşı - çakıltımdan oluşmuştur (şekil 2). Gelintaş tepenin 1 km batısındaki Radyoring kesitinde (şekil 3) alt seviyesi bazen eski topraklı karasal, üstü denizel, en üstü karasal olan 510 m kalınlığındaki kırıntılılar üzerine, 15° açısız uyumsuzlukla, 80 m kalınlığında resifal kireçtaşı mercikli denizel kumtaşı gelmektedir. Bu uyumsuzluk Gelintaş Tepe güneyindeki Kuruderede görülür. Yine Beşkonak kuzeyindeki Ballıbucağ'm (şekil 1) 2 km doğusunda, araba yolu üzerinde, Oymapınar Kireçtaşı üzerindeki çakıltası tabakaları aşırı uyumsuzlukla bulunmaktadır. Bu iki uyumsuzluk aynı zamanda gelişmiş olmalıdır. Aşağıgökdere kuzeyinde, altta traverten aratabakalı karasal homojen çakıltası yan tarafa doğru çakıltası-miltaşma dönüşürken; karasal çakıltası üzerindeki mercanlı homojen denizel çakıltası da yan tarafa doğru çakıltası-miltaşı-kumtaşı ardalanıma dönüşür (şekil 4). Ayrıca Gebiz-Kargı arasında alttaki ince denizel litolojiler üzerinde oldukça kaim karasal çakıltası bulunmaktadır. Kızıldağ dolayında, alttaki çakıltası-çamur topaklı miltaşı karasal, üstündeki çakıltası-nannoplanktonlu miltaşı denizel özelliktedir.

Dokanak İlişkileri. Alanya masifi, Antalya napları, Anamas-Akseki görelî otoktonu, Beydağları görelî otoktonu, Lisiyen napları ve Beydağları Miyosen Havzasının Karakuş Formasyonu üzerinde transgresif aşmalı olarak oturmaktadır. Üstündeki Oymapınar Kireçtaşı'yla düşey (bazen yanal) geçişli, Karpuzçay Formasyonu'yla da hem düşey hem de yanal geçişlidir.

Yaşı. Alara Çayı kenarında, formasyonun içerisindeki merciksel kireçtaşları Miogypsina sp. kapsar. Kızıldağ-Karabekir kesidinde (şekil 2) Karpuzçay Formasyonu'nun NN 3 zonu kapsayan düzeyi, Burdigaliyen yaşlı olup, burada bu düzeyin altına gelen Aksu Formasyonu'nun da Burdigaliyen ya da Burdigaliyen öncesi yaşlı olması gerekmektedir. Radyoring kesidinde (şekil 3) ise NN 5 zonu Langiyen yaşını vermektedir. Gökçeler'de (Soğanlıdağ kesidi) nannoplanktonlar, planktonik mikrofauna ve bentonik mikrofaunaya göre Üst Oligosen (NP 24; N4), Alt Miyosen (Miogypsina sp.) ve Langiyen (NN 5; N 9) yaşları saptanmıştır (Poisson ve diğerleri, 1983). Aşağıgökdere'de saptanan NN 10 (?) - NN 11 zonları da (şekil 4) Törtöniyen'e karşılık gelmektedir.

KAY (STAGE)	FORMASYON (FORMATION)	KAYA TÜRÜ KESİDİ (LITHOLOGIC SECTION)	YERİN KALINLIĞI (METER) (STRATIGRAPHIC THICKNESS)	KAYATÜRÜ TANIMI (LITHOLOGIC DESCRIPTION)	ÖRNEK No. (SAMPLE NUMBER)	PELAJİK FAUNA (PELAGIC FAUNA)	NANNOPLANKTON (NANNOPLANKTON)	STRATİGRAFİK KESİM (STAGE)
TORTONIAN	KARPUZÇAY FORMASYONU (KARPUZÇAY FORMATION)		1500	Kumtaşı - şeyil ardalanımı, ince-orta kumtaşı tabakalı (Sandstone-shale alternation, with thin-medium sandstone beds)	An 81.160 An 81.161 An 81.162 An 81.163			NN IO (?) - NN II
			1280			An 81.161 An 81.160 An 81.159 An 81.148 An 81.147 An 81.146 An 81.145		
TORTONIAN	AKSU FORMASYONU (AKSU FORMATION)		260	Denizel çakıltası-kumtaşı - miltası ardalanımı, ince-orta kumtaşı tabakalı (Marine conglomerate-sandstone siltstone alternation, with thin-medium sandstone beds)	An 81.158 An 81.157 An 81.156			NN IO (?) - NN II
			260					
TORTONIAN	AKSU FORMASYONU (AKSU FORMATION)		380	Kt-miltası (Sst-siltstone)				NN IO (?) - NN II
			350					
TORTONIAN	AKSU FORMASYONU (AKSU FORMATION)		0	Karasal çakıltası-kumtaşı-miltası, bazen Gastropodlu (Continental conglomerate-sandstone siltstone, in places with Gastropoda)				NN IO (?) - NN II
			0		Acısal Uyumsuzluk (Angular Unconformity)			

Şekil 4 : Aşağıgökdere dikme kesidi.

Figure 4 : Aşağıgökdere columnar section.

Şu halde birim, değişik yerlerde değişik yaş konaklan sunmakta olup, yaşı Üst Oligosen'den Tortoniyen'e kadar değişim göstermektedir (Şekil 5).

Oymapmar Kireçtaşı

Tanım ve Dağılımı. Genellikle kireçtaşından oluşan birim, Kızıldağ'm doğusundaki tüm alanda, Gökçeler ve Bolasan yöresinde yüzeylenmektedir (Coğrafya adları için bkz. şekil 1).

Adıama. Manavgat çayının kenarındaki Oymapmar köyünden adını almıştır (Monod, 1977). Eşanlamısı: Miyosen kireçtaşı fasiyesi (Blumenthal, 1951), Resifal kireçtaşı (Özer ve diğerleri, 1974), Burdigaliyen kalkerleri (Altınlı, 1943), Kireçtaşı (Eroskay, 1966), Sakseydi Kireçtaşı (Hadımlı, 1968). Birim Sakseydi'de yalnız kireçtaşı olarak gözlenirken, Oymapmar'da altta ince bir kumtaşı, üstte de killi kireçtaşı arakatlı kaim kireçtaşı olarak gözlenmektedir. Killi kireçtaşı da kesin yaş verdiren planktonik mikrofauna kapsamaktadır. Oymapmar'da birimin litolojisinin daha iyi temsil edilmesinden ve daha kesin yaş almabilmesinden dolayı, burası tip yer kabul edilmiş ve Oymapmar Kireçtaşı olarak adlanmıştır.

Tip Kesit. Oymapmar'm 3 km kuzeyinde, çay kenarında ölçülmüştür (şekil 1). Alt 15 metresi lamellibranslı, ekinidli, kireç çimentolu kumtaşıdır. Üstüne bej, som-çok kaim tabakalı, 35 m kalınlığında, bazen breşik, değişik bentonik foraminiferli resifal kireçtaşı gelir. Kireçtaşının üzerine gelen killi kireçtaşı, 20 m kalınlığında olup planktonik mikrofauna kapsamaktadır. Killi kireçtaşı üzerine gelen breşik kireçtaşı 70 m kalınlığında olup, genellikle alg ve koloni mercan parçalarından oluşmuştur.

Kalınlık ve Yayılımı. Gençlerin batısında temel üzerine gelen birim (şekil 6); bej, orta-kalm tabakalı, sarımsı alg, mercan, heterastogina, ekinid, lamellibrş kapsamakta olup, resifaldır. Bazen de konimsi resifler olarak Geceleme Formasyonu'nun altından yüzeylenmektedir (bkz. Geceleme Formasyonu). Çakallar köyünde kalınlık 100 metreyi bulurken, doğuya doğru daha da incelmektedir.

Gökçeler'de (Soğanlı dağ kesidi; Poisson ve diğerleri, 1983) kaba kırıntılılarla (Aksu Formasyonu), kireçli kiltası (Karpuzçay Formasyonu) arasındaki Oymapmar Kireçtaşı mercikleri oldukça yaygın olabilir, yukarıdaki Özelliktir.

Bolasan'da doğrudan Kretase yaşlı kireçtaşı üzerine uyumsuz olarak gelen birim (şekil 7) onkoyidli, koloni-parmak mercanlı, bej-beyaz, som-kalm tabakalı, bentonik, foraminiferli olup resifal özelliktedir. Bu yörede geniş bir alan kaplamakta olan birim burada 110 m kalınlığındadır. Batıya doğru Aksu Formasyonu içinde kamalanmaktadır.

Bokanak İlişkileri. Alara Çayı kenarında altındaki Aksu Formasyonu'yla geçişli, Gençler ve Oymapmar'da Alanya masifi üzerinde açılal uyumsuz, Gökçeler'de Aksu Formasyonu üstünde ve geçişli, Bolasan'da da Anamas-Akseki otoktonunun Kretase kireçtaşı üzerinde açılal uyumsuz olarak bulunmaktadır. Alara Çayda üzerine keskin sınırla, uyumlu olarak Çakallar Formasyonu, Gençler-Oymapmar'da üzerine yine keskin sınırla uyumlu olarak Geceleme Formasyonu gelmektedir. Bolasan ve Gökçeler yöresinde de Karpuzçay Formasyonu keskin bir sınırla uyumlu olarak birimin üzerine gelmektedir.

Yaşı. Tip kesit yerindeki killi kireçtaşı seviyesinde Monod (1977) tarafından Praeorbuima glomerosa zonu saptanmış olup, yaşı Alt Langiyen'dir. Gençler yöresinde, Oymapmar Kireçtaşı üzerine gelen Geceleme Formasyonu'nun alt seviyesinin fosil kapsamı (şekil 6) Langiyen yaşını vermektedir. Gökçeler'deki ölçülmüş kesidin (Soğanlı dağ kesidi; Poisson ve diğerleri, 1983) Langiyen (NN5; N 9) yaşındaki seviyesi yanal olarak Oymapmar'a geçmektedir. Bolasan'da birim üzerine gelen Karpuzçay Formasyonu'nun planktonik mikrofauna - nanoplankton kapsamı Langiyen yaşını gösterir (şekil 7). Tüm bu veriler ışığında formasyonun yaşı Langiyen olmalıdır.

Çakallar Formasyonu

Tanım ve Dağılımı. Killi kireçtaşı-kireçtaşı tabakalarının ardalanımından oluşan birim, Alara Çayı boyunca, kuzeyinde ve doğusunda sınırlı bir alanda yüzeylenmektedir.

Adıama. Formasyon adını Alara Çayı doğusundaki Çakallar köyünden alır. Eşanlamısı: Kısmen Miyosen kireçtaşı fasiyesi (Blumenthal, 1951).

Tip Kesit. Çakallar batısındaki çayın doğu kenarı boyunca yapılmıştır (şekil 1). Alt 44 metresi bej, gevşek killi kireçtaşıdır. Üstüne 80 m kalınlığında platformdan türemiş breş - killi kireçtaşı ardalamı gelir. Üstündeki killi kireçtaşı 50 metredir. 90 m örtüden sonraki en üst tabakalar 40 m kalınlığında olup, breş-istiftaşı - killi kireçtaşı ardalamı biçimindedir. Tüm bu özellikler yamaçönü ortam koşullarını yansıtmaktadır.

Kalınlık ve Yayılımı. Kalınlığın kesit yerinden doğuya doğru daha da arttığı sezilenmekte olup birim mercan biçimindedir. Breş tabakalarının çakalları kuzeyden güneye doğru küçülmektedir.

Dokanak İlişkileri. Altındaki Oymapmar Kireçtaşı ile keskin sınırlı ve uyumlu olarak bulunup, üstündeki Geceleme Formasyonu'yla da dereceli geçişlidir. Bazen de, doğrudan temel olan Alanya masifinin üzerinde bulunmaktadır.

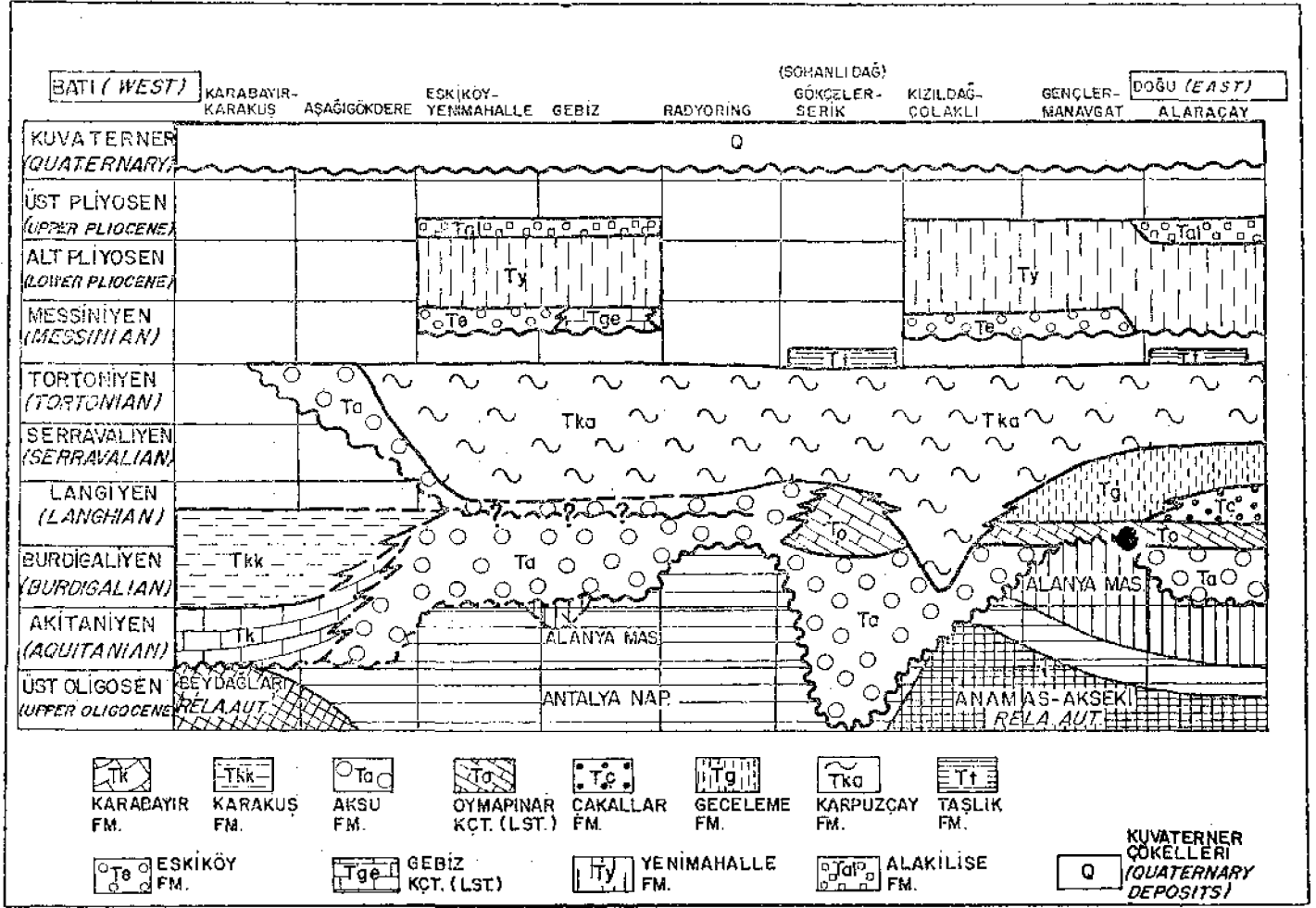
Yaşı. Birim Gençler'deki Geceleme Formasyonu'nun alt 80 metresine karşılık gelmektedir (şekil 6). Bu nedenle yaşı Langiyen'dir.

Geceleme Formasyonu

Tanım ve Dağılımı. Kireçli kiltası -şeyl-kumtaşı ardalanımından oluşan birim Alara Çayı, Gençler ve Oymapmar yöresinde yüzeylenmektedir.

Adıama. İsmi, inceleme alanının doğusundaki Gençler köyünün eski adı olan Geceleme'den almıştır. Eşanlamısı: Geceleme Marnları (Blumenthal, 1951) kapsar, Tersiyer kırıntılıları (Eroskay, 1966), kısmen marnlı molasik seri (Özer ve diğerleri, 1974), Geceleme Marnları (Monod, 1976), Oymapmar Formasyonu (Hadımlı, 1968). Birimin formasyon özelliklerinin Geceleme köyü (şimdiki Gençler köyü) yakınında daha iyi ve eksiksiz gözlenmesi nedeniyle bu ad tercih edilmiştir.

Tip Kesit. Yeni adı Gençler olan Geceleme köyünün 1 km kuzeyinden başlanıp, güneybatıya doğru yol boyunca yapılmıştır (şekil 1). Alt 80 m mercan bloklu, biyoklastlı, gravite akması breşli ve planktonik mikrofaunalı havza karakterli killi kireçtaşıdır. Üstüne gelen 75 metrelik seviye düzgün tabakalı kumtaşı-kireçli kiltası ardalanımından



Şekil 5 : Karşılaştırmalı birleştirilmiş dikme kesit tablası.

Figure 5 : Comparative composite columnar section table.

oluşturmuştur. 250 m kalınlığındaki en üst seviye de düzgün tabakalı kumtaşı-şeyli-kireçli kiltası ardalanımı olarak gözlenmektedir (şekil 6). Düzgün tabakalar dalga tabanının altında çökelmeyi göstermektedir.

Bölgesel Özellikleri. Genellikle homojen olarak dağılım göstermektedir. Gençler'de kalınlık 410 m iken, Alara Çayı kenarında 340 m kadardır. Formasyon, Karpuz çayın hemen batısında, Oymapınar Kireçtaşı'nın konimsi resif tepelerini örtmektedir.

Dokanak İlişkileri. Alara Çayı kenarında ve çayın kuzeyinde ve doğusunda Çakallar Formasyonu üzerinde ve geçişlidir. Gençler ve Oymapınar yöresinde, Oymapınar Kireçtaşı üzerinde keskin ve uyumlu bir dokanakla bulunmaktadır. Üzerindeki Karpuzçay Formasyonu'yla da her yerde geçişlidir.

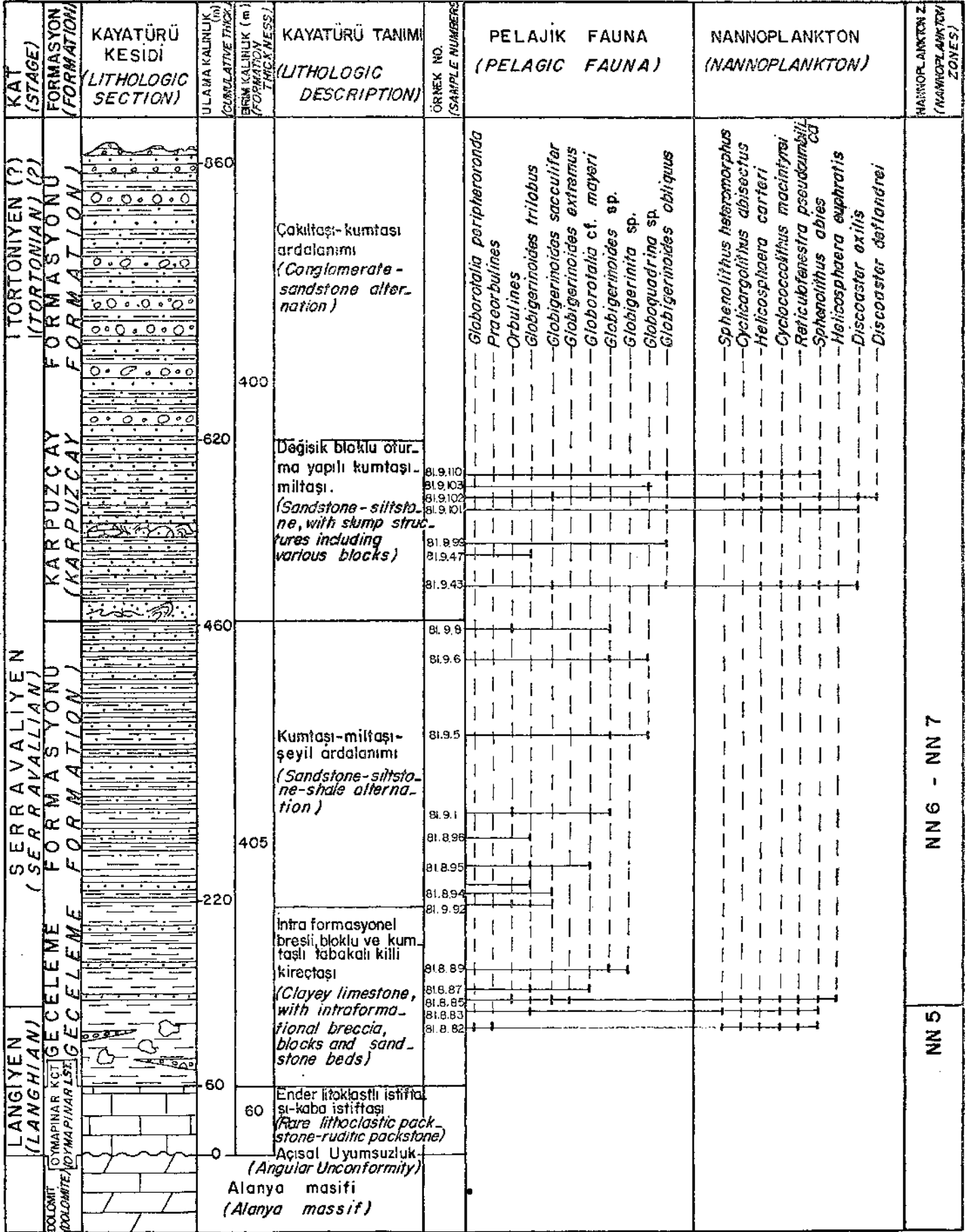
Yaşı. Formasyonun Gençler'de yapılan kesidinin alt seviyelerinin plaktonik mikrofauna - nannoplankton kapsamı (şekil 6) Langiyen ve kısmen de Serravaliyen yaşında olduğunu göstermektedir.

Karpuzçay Formasyonu

Tanım ve Dağılımı. Genellikle miltası-kireçli kiltası; kumtaşı-miltası; çakiltası-miltası-kumtaşı ardalanımından oluşan birim, Çakallar'dan Çukur'a kadar yüzylemektedir.

Adlama. İnceleme alanının doğusundaki Karpuzçay'dan ismini almıştır. Eşanlamhısı: Kısmen Aksuçay Formasyonu (Akbulut, 1977), Manavgat molası (Monod, 1977), kısmen Beşkonak Formasyonu (Eroskay, 1968), Kayabaşı Formasyonu (Hadımlı, 1968), Fliş ve konglomera (Altınlı, 1943), Kırıntılılar (Eroskay, 1966), Kargı molası (Poisson, 1977). Formasyon özelliklerinin, Karpuzçay boyunca daha iyi görülmesinden dolayı Kayabaşı Formasyonu (Hadımlı, 1968) adı kullanılmamıştır. Diğer incelemelerin hiçbirinde de ölçülmüş stratigrafi kesidinin bulunmayışı, yeni adlama yapılmasını gerektirmiştir.

Tip Kesit. Gençler köyünün 2 km batısından başlanarak, Karpuzçay'ın iki kolu arasında kafan sırtı boyunca giden yol kenarında yapılmıştır (şekil 1). 155 m kalınlığındaki alt seviyesi (şekil 6), ince-orta-kalın ve düzgün taba-



Şekil 6 : Manavgat'ın kuzeydoğusundaki Gençler (önceki adı: Geceleme) stratigrafi kesidi.

Figure 6 : Gençler (former name: Geceleme) stratigraphic section at the northeast of Manavgat.

masyonu'yla geçişli, üstü güncel aşmalı; Bolasan'da altındaki Oymapınar Kireçtaşı ile, Kırkkavak'ın kuzeybatısı ve Aşağıgökdere yöresinde altındaki Aksu Formasyonu'yla geçişli olup, üstü güncel aşmalıdır. Tektonikten etkilenmemiş olan Taşlık Formasyonu'yla da (şekil 5) sınır ilişkisi gözlenmemiştir. Üst Miyosen ve Pliyosen oluşukları birimin üzerine aşılmalı uyumsuzluk yada aşımmlı uyumsuzluk ile gelmektedir.

Yaşı. Birim, Gençler'de (şekil 6) Serravaliyen; İZİLdağ-Karabekir arasında (şekil 2) Burdigaliyen, Langiyen ve Serravaliyen; Radyoring kesitinde (şekil 3) Langiyen; Gökçeler'de birime karşılık gelen üst tabakalar Serravaliyen (NN6) (Soğanlıdağ kesiti; Poisson ve diğerleri, 19X3); Bolasan'da (şekil 7) Langiyen yaşını vermekte olup, Aşağıgökdere yöresinde de (şekil 4) altındaki Tortoniyen yaşlı Aksu Formasyonu'yla hem yanall hem de düşey geçişlidir. Ayrıca Poisson (1977) Kargı yöresi ve doğusundaki bk-m içerisinde planktonik mikrofaunaya göre Serravaliyen ve Tortoniyen yaşını saptamıştır. Şu halde birimin alt seviyelerinin yaşı Burdigaliyen ya da daha genç olabilirken, üst sınırı da Tortoniyen yaşında olmalıdır (şekil 5).

Taşlık Formasyonu

Tanım ve Dağılımı. İnceleme alanının güneyinde yalnız iki yerde gözlenen, ve havzanın karbarmasma neden olan Aksu fazı (Poisson, 1977) tektoniğinden sonra gelişen birimin alt seviyesi kireçli kiltası, orta seviyesi killi kireçtaşı - ince tabakalı kireçtaşı ardalamından oluşup, üst seviyesi de Serik güneyinde kireçtaşı bloklarından, Atara çayı batısında ise jips bloklarından oluşan çakıltaşı olarak gözlenmektedir.

Adlama. İnceleme alanındaki Karpuzçay Formasyonu'yla sınır ilişkisi gözlenemediğinden tip kesit yapılamamıştır. Ancak Serik'in batısındaki Taşlık köyde (şekil 1) iyi yüzeylediğinden bu isim kullanılmıştır. Eşanlamısı **yoktur.**

Tip Kesit. Tip kesit yeri seçilememiştir.

Bölgesel Özellikleri. Genel kalınlığı 50 metreyi aşmayan birimin, Serik güneyindeki alt seviyesi tuf laminaü kireçli kiltası; orta seviyesi Discospirina'lı, küçük-beyaz gastropodlu, lamellibranslı, yaprak izli, ender kuş ayak izli, tuf laminaü killi kireçtaşı ile laminaü ince tabakalı kireçtaşı ardalanımı; üst seviyesi de kireçtaşı bloklarından oluşan çakıltaşından oluşmuştur. Alara çayı batısındaki üst seviyesi ise jips bloklarından oluşan çakıltaşı olarak gözlenmektedir.

UoKanaK İlişkileri. Alt sınır ilişkisi açık görülememektedir. Serik'in güneyinde 5°-10° ile güneye eğimli olup, Karpuzçay Formasyonu'nda görülen Aksu fazı (Poisson 1977) tektonik etkinliğinin biriminde görülmeyişi; ayrıca formasyonun arazideki geometrik duruşunun Karpuzçay Formasyonu'nun üstündeymiş gibi görülmesi, bu formasyondan daha genç olduğunun belirtileri olmalıdır. Alara çayım n hemen batısında da, formasyonun arazideki geometrik duruşuna göre, Antalya Üst Miyosen-Pliyosen havzası çökellerinin altında olması gerekmektedir.

Yaşı. Eskiköy Formasyonu NN 11 zonuyla başlamaktadır (şekil 8). Taşlık Formasyonu da stratigrafik olarak, büyük olasılıkla Eskiköy Formasyonu'nun dahil olduğu havzanın altında olduğuna göre, yaşı Messiniyen ya da

Tortoniyen'dir. Belki de Kıbrıs'taki Polemi havzasının, benzer fasiyes özellikli, Messiniyen yaşındaki jipsli oluşuklarıyla da (Orszag-Sperber ve diğerleri, 1980) Taşlık Formasyonu'nu karşılaştırmak olanaklıdır.

Antalya Üst Miyosen-Pliyosen Havzası

Orta Torosların batısında yer alıp, Aksu çayının güneyinde ve altına dalar durumunda Akdeniz kıyısı boyunca görülmektedir. Çakıltaşı-kumtaşından oluşan Eskiköy Formasyonu, Gebiz Kireçtaşı, kireçli kiltası - kumtaşından oluşan Yenimahalle Formasyonu ve tüflü kumtaşı-çakıltaşından oluşan Alakilise Formasyonu'nu kapsar. Havza Messiniyen'de oluşumuna başlar, Üst Pliyosen'de kapanır.

Eskiköy Formasyonu

Tanım ve Dağılımı. İnceleme alanının güneyinde Manavgat'tan Eskiköy'e kadar yüzeyleyen birim, çakıltaşı - kumtaşından oluşmuştur.

Adlama. Eskiköy (şekil 1) yöresinde en yaygın olduğu için bu isim kullanılmıştır. Eşanlamısı: Delta çakıltaşları (Poisson, 1977).

Tip Kesit. Kalınlığı jeoloji haritasından hesaplanan kesitin (şekil 8) alt 280 metresi olgunlaşmamış elemanlı, karasal, som-çok kaim tabakalı çakıltaşıdır. Üst 120 metresi ise denizel olup, çok kaim tabakalı-som çakıltaşı ile kumtaşı-miltası (nannoplanktonlu) ardalamından oluşmuştur.

Bölgesel Özellikleri. Kalınlığı 0400 m arasında değişir. Alanın doğusunda alttaki akarsu ya da plaj çakıltaşının üzerinde çapraz tabakalı kumtaşı olarak gözlenmekte olup, kalınlık 30-50 m kadardır.

Dokanak İlişkileri. Gebiz-Eskiköy arasında, Aksu ile Karpuzçay Formasyonu ve Antalya naplan üzerinde aşılmalı uyumsuzlukla; inceleme alanının doğusunda Karpuzçay Formasyonu üzerinde aşımmlı uyumsuzlukla ya da çok düşük açılı uyumsuzlukla bulunmaktadır. Üstündeki Yenimahalle Formasyonu'yla da geçişlidir.

Yaşı. Birim NN 11 zonunu kapsamaktadır (şekil 8). Aynı zamanda genel stratigrafik istifte olasılı Messiniyen yaşındaki Taşlık Formasyonu'nun da üzerinde olduğundan (şekil 5) yaşı Messiniyen olmalıdır.

Gebiz Kireçtaşı

Tanım ve Dağılımı. Gebiz yöresi ve güneyinde yüzeyleyen birim, kalın tabakalı-som ve kısmen resifaldır.

Adlama. İsmi Gebiz nahiye merkezinden alır. İsim ilk olarak Poisson (1977) tarafından kullanılmıştır.

Başvuru Kesiti. Gebiz'in 1 km doğusundaki mahallenin hemen güneyindeki sırtın başlangıcından, doğu-batı uzanımında başvuru kesiti yapılmıştır. Alt 10 metresi parmak mercan, sarımlı alg kapsayan gevşek kumtaşıdır. Üstündeki kireçtaşı beyaz, orta-kalm tabakalı, onkoyidli, lamellibranslı, gastropodu ve miliolidli olup 30 m kalınlığındadır. Üst 10 m lik killi kireçtaşı lamellibrans ve gastropod kapsayıp, ender breş tabakalıdır. Tüm bu özellikler olasılıkla sınırlı platform-açık platform koşullarını yansıtmaktadır.

Bölgesel Özellikleri. Gebiz'in güneyine doğru homojen kalınlıkla uzanan birim, bazen algli resif, bazen de mercanlı resif olarak gözlenmekte olup, bazı bentonik foraminiferleri de kapsamaktadır.

Dokanak İlişkileri. Antalya naplan ile Karpuzçay Formasyonu üzerinde açılal uyumsuzlukla bulunan birim, Gebiz'in hemen kuzeyinde Eskiköy Formasyonu'yla yanal geçişlidir. Gebiz'in 1 km güneydoğusunda, birim çabuk olarak üstündeki Yenimahalle Formasyonu'nun kireçli kiltasına geçmektedir.

Yaşı. Birim ile yanal geçişli olan Eskiköy Formasyonu NN 11 zonunu kapsamaktadır. Taşlık Formasyonu olasılı Messiniyen yaşında kabuledildiğinden, stratigrafik olarak bunun üzerine gelen bu birimin de (şekil 5) yaşının NN 11 zonuna göre Messiniyen kabul edilmesi gerekmektedir.

Yenimahalle Formasyonu

Tanım ve Dağılımı. İnceleme alanının güneyinde yüzeyleyen birim, büyük ölçekte şeyi, laminalı gevşek miltaşı-kumtaşı ve tabakalı kumtaşı-miltaşı ardalanımından oluşmuştur.

Adlama. Gebiz'in batısındaki Yenimahalle'den (şekil 1) adını almıştır. Eşanlamısı: Çolaklı marn ve kumlan (Poisson, 1977).

Başvuru Kesiti. Yenimahalle kenarında, falezi kesen araba yolunda ovadaki su kanalından başlanarak sırta doğru başvuru kesidi yapılmıştır (şekil 8). Tabanı görünmeyen istifin alt 18 metresi gri çamurtaşı olup, üstüne 22 m kalınlığında laminalı kumtaşı-şeyl gelir. Onun da üstündeki şeyi ya da kireçli kiltası homojen ve 15 m kalınlığında olup, onun da üzerine 30 m kalınlığında laminalı kumtaşı-miltaşı gelir. Laminalar boyunca bazen jips kristali konsantrasyonları görülmektedir. Olasılıkla gri çamurtaşı dalga tabanının altında çökelerken, laminalı kumtaşı dalga tabanının üstünde çökelmiştir.

Bölgesel Özellikleri. Gebiz'in güneydoğusunda kireçli kiltası; Çolaklı'da kalın tabakalı-som, gevşek kumtaşı ve miltaşı - kireçli kiltası ardalanımı olarak gözlenmektedir. Manavgat'ın doğusunda kireçli kiltası bazen bol planktonik mikrofaunalıdır. Çolaklı'nın batısındaki dere kenarında bolca lamellibranslıdır.

Dokanak İlişkileri. Eskiköy Formasyonu ve Gebiz Kireçtaşı üzerine uyumlu olarak gelen birim, üstündeki Alakilise Formasyonu'yla da geçişlidir.

Yaşı. Çolaklı'da Poisson (1977) planktonik mikrofaunaya göre Alt Pliyosen yaşını saptamıştır. Varol (1982) da Poisson (1977)'un aynı el örneklerinde NN 15 zonunu belirlemiştir. Yenimahalle'de yapılan başvuru kesidinde de (şekil 8) nannoplanktonlara göre Üst Pliyosen saptanmıştır. Şu halde birimin yaşı Alt ve Üst Pliyosen olup, belki kısmen de Messiniyen'e geçebilir.

Alakilise Formasyonu

Tanım ve Dağılımı. Kumtaşı ve çakıltası-miltaşı ardalanımından oluşan birim, inceleme alanının batısında yayılım göstermektedir.

Adlama. Gebiz'in batısındaki Alakilise köyünden ismini almıştır. Eşanlamısı: Çolaklı marn ve kumları (Poisson, 1977).

Tip Kesit. Alakilise'nin hemen doğusundaki falezi kesen araba yolunda, Yenimahalle Formasyonu kesidinin üst devamında yapılmıştır. Alt seviyesi 40 m kalınlığında ince kumtaşı olup, somdur. Üst 10 metresi çapraz tabakalı kumtaşı; arakatlık çakıltasıdır (şekil 8).

Bölgesel Özellikleri. Yukarıdaki çakıltası düzeyinin üstüne gelecek şekilde, Alakilise'de karasal çakıltası miltaşı ardalanımı görülmektedir.

Birimin yukarıda değinilen ince kumlu kumtaşı seviyesi, bazen bol lamellibrans ve gastropod fosilleri, ya da bu fosillerden oluşan kokina tabakalarını kapsamaktadır. Ayrıca birim, Aksu'nun Eyilik mahallesinde birkaç metre kalınlığında volkanik tüf tabakaları da kapsamaktadır.

Dokanak İlişkileri. Altındaki Yenimahalle Formasyonu'yla geçişli olup, üstüne ise Kuvaterner çökelleri düşük açılı uyumsuzlukla gelmektedir.

Yaşı. Üst yaş sınırı Üst Pliyosen olan Yenimahalle Formasyonu'yla aynı yaşta olabilir.

PALEOCOĞRAFYA EVRİMİ

Karşılaştırmalı birleştirilmiş dikme kesit tablosu (şekil 5) genel stratigrafik durumu göstermektedir. Antalya Miyosen Havzası ile Beydağları Miyosen Havzası, aşağı yukarı aynı zamanda oluşmaya başlamış, fakat değişik zamanlarda kapanmıştır. Bu havzalardan bağımsız olarak Orta Toroslar kesiminde aşağı yukarı bugünkü deniz kıyısına paralel olarak, Üst Miyosen-Pliyosen havzası gelişmiş ve kapanmıştır.

Gökçeler dolayında Antalya havzasının ilk transgresyonu, Aksu Formasyonu'nun Üst Oligosen yaşındaki çökelleriyle başlamıştır. Gökçeler'de, Karpuzçay Formasyonu'nun önce karasal çakıltası-kırmızı miltaşı; sonra da sarı kumtaşı-miltaşı ve rhodofita -ekinoderm-mollusk kapsayan ve sığ deniz koşullarını yansıtan kireçtaşı tabakaları çökelmiştir (Poisson ve diğerleri, 1983).

Akitaniyen'de inceleme alanının batısında-dışında Beydağları'nın Karabayır-Karakuş tepe dolayında (Poisson, 1977) ve inceleme alanındaki Aşağıgökçere yöresinde; Karabayır Formasyonu'nun önce sığ deniz karbonatları, sonra da daha derin deniz karbonatları çökelmiştir. Bu sırada yukarıda değinilen Gökçeler dolayında büyük olasılıkla yine sığ deniz koşulları sürmektedir. Öte yandan, diğer alanlarda ise karasal koşullar hüküm sürmekteydi.

Burdigaliyen'de Beydağları Miyosen Havzası (Karabayır-Karakuş tepe-Aşağıgökçere) daha derinleşmiş ve Lisiyen naplarının öncüsü olan Karakuş Formasyonu'nun kumtaşı-kireç kiltası ardalanmalı filiş çökelleriyle dolmaya başlamıştır. Diğer yandan Antalya havzasında ise deniz ilerlemesi etkin olmuştur. Kızıldağ dolayında Aksu Formasyonu'nun karasal çakıltası-miltaşı tabakaları çökelerken; Alara çayı yöresinde de aynı birimin önce karasal çakıltası-miltaşı, sonra da denizel çakıltası-kumtaşı-miltaşı-kireçtaşı tabakaları birikmiştir. Bunların yanında Gökçeler'de aynı formasyonun sığ deniz çökeli mi sürmüştür (Poisson ve diğerleri, 1983). Bu sırada Manavgat, Radyoring istasyonu ve Bolasan yöreleri kara halindeydi.

Langiyen'de Beydağları Miyosen Havzası artık molas çökelleriyle dolarken (Poisson, 1977), Antalya Miyosen Havzası çökmesini sürdürmüş ve tamamen denizle örtülmüştür. Böylece Kızıldağ dolayında Karpuzçay Formasyonu'nun denizel çakıltası ve şeyli çökelerken, Radyoring istasyonu dolayında Aksu Formasyonu'nun önce karasal sonra da denizel kırıntılıları birikmiştir. Bolasan ve Gençler dolayında da Oymapınar Kireçtaşı'nın resifal karbonatları

çökelmiştir. Hemen bu olayın ardından Batı Toroslardaki Lisiyen napları Karakuş Formasyonu üzerine yerleşmiştir. Bu sırada Radyoring istasyonu yöresinin tabakaları hafif eğilimlenerek karalaşmış ve Balhbucak yöresi de aşınmaya uğramıştır. Gebiz Kargı - Aşağıgökdere yöresi ve Bolasan'ın batısı da, benzer şekilde, büyük tektonik çarpılmalar göstermeden karalaşmış olmalıdır. Bu karalaşmayla Gebiz-Kargı yöresinde Aksu Formasyonu'nun karasal çakıltası gelişmiştir. Diğer yandan Bolasan ve doğusu ile Rodyoring istasyonunun doğusunda kalan alanda havza daha da derinleşmiş ve deniz daha da karaya doğru ilerlemiştir. Yemahalle Formasyonu'nun Alt Pliyosen yöresi de tekrar denizle örtülmüştür. Bu derinleşme ile Kızıldağ'da Karpuzçay Formasyonu'nun kumtaşı-şeyli, Geceleme Formasyonunun killi kireçtaşı ve Çakallar Formasyonu'nun tabakaları gelişmiştir. Serravaliyen'de tüm havza kumtaşı-miltaşı-şeyl ve ender çakıltası tabakalarıyla dolmaya başlarken, Lisiyen tektoniği ile karalaşan Kargı yöresi de tekrar denizle örtülmüştür. Çukur yöresine ise deniz Tortoniyen'de ilerlemiştir. Üst Tortoniyen'de önce batıya (Aksu fazı; Poisson, 1977) sonra da güneye olan sıkıştırmayla havza kabarmış ve güneyde tektoniğin hemen ardından Messiniyen yaşındaki kireçli kiltası-kireçtaşı-bloklu çakıltasından oluşan Taşlık Formasyonu gelişerek bölge karalaşmıştır.

Üst Messiniyen'de alanın güneyinde tekrar havza gelişmeye başlamıştır. Bununla birlikte Eskiköy Formasyonu'nun karasal-denizel çakıltası ve kumtaşı; ve de Gebiz Kireçtaşı tabakaları çökelmiştir. Sonra derinleşen havza da, Yenimahalle Formasyonu'nun Alt Pliyosen yaşındaki kireçli kiltası gelişmiştir. Üst Pliyosen'deki denizin geri çekilmesi sırasında da Yenimahalle Formasyonu'nun kumtaşı-miltaşı litolojileri ile Alakilise Formasyonu'nun kumtaşı-çakıltası tabakaları çökelmiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, 1981-1983 yılları arasında MTA Genel Müdürlüğü Temel Araştırmalar Dairesi projeleri içerisinde gerçekleştirilmiştir. Bu olanağı sağlayan MTA Genel Müdürlüğüne teşekkürü bir borç biliriz. Ayrıca çizimleri yapan N. Oral'a, daktiloda yazan Gülizar Aydın'a teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akbulut, A., 1977, Etüde géologique d'une partie du Taurus occidental au Sud d'Eğridir (Turquie): Thèse 3^e Cycle Université Paris-Sud Orsay, 203 s, yayımlanmamış.
- Altınlı, E., 1943, Antalya Bölgesinin Jeolojisi: Rapport inedit M.T.A., No. 6858-59, yayımlanmamış.
- Bizon, G., Biju-Duval, B., Letouzey, J., Monod, O., Poisson, A., Özer, B. ve Öztümer, E., 1974, Nouvelles précieuses stratigraphiques concernant les bassins tertiaires du sud de la Turquie (Antalya, Mut., Adana): Rev. I.F.P., 29 (3), 305-325
- Blumenthal, M., 1951, Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans L'arriere pays d'Alanya: Publ. MTA Ankara, Seri D 5, yayımlanmamış.
- Dumont, J.F., 1976, Etudes géologiques dans les Taurides occidentales les formations Paleozoiques et Mézo-

zoiques de la coupole de Karacahisar (İsparta, Turquie): These 3^e Cycle Univ. Paris Sud (Orsay), 213 s., yayımlanmamış.

- Eroskay, O., 1966, Manavgat-Homa bentyeri ve rezervuarının jeolojik incelemesi: İ.Ü.F.F. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, yayımlanmamış.
- Eroskay, O., 1968, Geological investigation of the Köprüçay-Beşkonak Reservoir area: E.I.E., 69-23, yayımlanmamış.
- Hadımh, L., 1968, Manavgat-Akkuşlar bentyeri ve rezervuarının jeolojisi: İ.Ü.F.F. Tatbiki jeoloji Kürsüsü diploma çalışması, yayımlanmamış.
- Marcoux, J., 1979, Antalya naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri: Türkiye Jeo. Kur. Bülnt, 22, 1-5.
- Monod, O., 1977, Recherches Géologiques dans le Taurus occidental au Sud de Beyşehir (Turquie): These d'Etat Univ. Paris Sud (Orsay), 442 s., yayımlanmamış.
- Orszag-Sperber, F., Rouchy, J.M., Bizon, G., Bizon, J.J., Cravatte, J. ve Muller, C., 1980, La sedimentation Messinienne dans le bassin de Polemi (Chypre): Géologie Méditerranéenne, Tome VII, No. 1, p. 91-92.
- Özer, B., Duval, B., Courrier, P. ve Letouzey, J., 1974, Antalya-Mut-Adana Neojen havzaları jeolojisi: Türk. 2. Pet. Kong. Teb., s. 277-278.
- Özgül, N., 1984, Stratigraphy and Tectonic evolution of the central Taurides: O. Tekeli ve M.C. Göncüoğlu (Ed), Geology of the Taurus Belt: Proceedings Int. Sym., 26-29 sept., Ankara, Turkey, P. 77-99.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): Thèse d'Etat Univ. Paris-Sud (Orsay). 795 s., yayımlanmamış.
- Poisson, A. ve Poignon, A., F., 1974, Korkuteli bölgesindeki Miyosen transgressiyonunun tabam olan Karabayır (Antalya ili) Formasyonunun yeni bir alg türü: MTA Enst. Derg. 82, 65-69.
- Poisson, A., Akay, E., Cravatte, J., Müller, C. ve Uysal, Ş., 1983, Données nouvelles sur la chronologie de mise en place des nappes d'Antalya au centre de L'angle d'Isparta (Taurus occidental, Turquie): C.R. Acad. Sc. Paris, t. 296, p. 923-926.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J.F., ve Uysal, Ş., 1984, The İsparta angle (western Taurides-Turkey): a Mesozoic paleorift: O. Tekeli ve M.C. Göncüoğlu (Ed.), Geology of Taurus Belt: Proceedings Int. Sym., 26-29 sept., Ankara, Turkey P. 11-26.
- Waldron, J.W.F., 1982, Antalya karmaşığı kuzeydoğu uzanımının İsparta bölgesindeki stratigrafisi ve sediment evrimi: MTA Enst. Derg., 97/98, 1-20.
- Varol, O., 1982, Calcareous nannofossils from the Antalya Basin, Turkey: N. Jb. Geol. Polâont, Mh4, p. 244-256.

Yazının Geliş Tarihi : 16.3.1985

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 26.10.1985

Yayına Verildiği Tarih : 1.11.1985

Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu

«Interpretation of new chemical, Isotopic and radiometric data on Cenozoic volcanics of western Anatolia».

TUNCAY ERCAN, MTA Genel Müdürlük, Jeoloji Dairesi, Ankara.

MUHARREM SATIR, Lehrstuhl Für Angewandte Mineralogie und Geochemie Technische Universität München, Lichtenhergstrasse 4, D-8046 Garching, Batı Almanya

HANS KREUZER, Bundesanstalt Für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover, Batı Almanya.

AHMET TÜRKECAN, MTA Genel Müdürlük, Jeoloji Dairesi, Ankara.

ERDOĞDU GÜNAY, MTA Doğu Anadolu Bölge Müdürlük, Van.

ALİ ÇEVİKBAŞ, MTA Genel Müdürlük, Jeoloji Dairesi, Ankara.

MÜSLİM ATEŞ, MTA Genel Müdürlük, Jeoloji Dairesi, Ankara.

BÜLENT CAN, MTA Genel Müdürlük, Jeoloji Dairesi, Ankara.

ÖZ: Batı Anadolu'da Ayvalık, Edremit, Dikili, Bergama, Soma, Bigadiç, Kepsut, Sındırgı, Gördes, Demirci, Kula, Denizli ve Söke bölgelerinde Eosen'den tarihsel zamanlara değin pek çok evrede etkin olan ve 16 değişik formasyona ait volkanik kayalardan 22 adet temsilci örnek alınarak majör, iz ve nadir toprak element (REE) içerikleri, Stronçiyum izotop oranları ve K/Ar yöntemiyle radyometrik yaşları saptanmıştır. Bazaltik, andezitik, dasitik ve riyolitik türde olan örneklerin çeşitli element içerikleri kullanılarak yapılan diyagramlarda, bunların kalkalkalen nitelikli olup, salt bazaltik örneklerin alkalin özellikler taşıdıkları saptanmıştır. Örnekler levha içi volkanitleri grubuna aittir ve Ba, La, Pb, Mo, As, Rb, Sn, Sr, Th ve U gibi element kapsamlarının bolluğu bunların çoğunlukla değişik bileşimlerdeki çeşitli kabuk malzemesinin, anatektik ergimeyle oluştuğunu belirler; iz ve nadir toprak element içerikleri, ilksel kondritik değerlere karşı normalize edilerek diyagramlar yapıldığında; manto kökene en yakın olarak en genç Kula bazaltları görülmekte, diğer bazik, ortaç ve asidik volkanitlerde ise kıtasal kabuktan bölümsel ergime ile malzeme eklenmesi izleri görülmektedir. Volkanitlerde ölçülen $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ değerleri, 0,7030-0,7096 arasında değişmekte ve kabuk-manto ilişkisinin varlığı belirginleşmektedir. K/Ar yöntemiyle yapılan radyometrik yaş belirlemeleriyle en yaşlı volkanizmanın $31,4\pm 0,4$ milyon yıl He Alibey volkanitleri; en gencin ise 25000 ± 6000 yıllık ••• ile Kula bazaltlarının son evresi olduğu saptanmıştır.

ABSTRACT: 22 representative samples of volcanic rocks taken from 16 formations (Eocene-Recent) from Ayvalık, Edremit, Dikili, Bergama, Soma, Bigadiç, Kepsut, Sındırgı, Gördes, Demirci, Kula, Denizli and Söke districts of Western Anatolia were analysed for major, trace and rare earth elements for Sr isotopic ratios and radiometrically dated by (K/Ar) method. Rocks of rhyolitic to basaltic composition yielded calc alkaline affinities with the exception of some alkaline basaltic rocks through application to various diagrams.

The samples are rich in Ba, La, Pb, Mo, As, Rb, Sn, Sr, Th and U; implying an intraplate origin and anatectic melting of the continental crust. It seems that the youngest phase of Kula basalts are possibly the only rocks originated from the mantle according to evaluation of normalized trace and rare earth element contents. Other samples suggest partial melting of the Continental crust with indications of contaminations supported by Sr isotopic ratios of 0,7030-0,7096. Alibey Volcanics ($31,4\pm 0,4$ m.y) and the youngest phase of Kula basalts (25000 ± 6000 y) respectively correspond to the oldest and youngest Tertiary events.

(*) Türkiye Jeoloji Kurultayı - 1985'te sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

YAŞ (Age)	FORMASYON (Formation)	LİTOLOJİ (Lithology)	ÖRNEK (NO Sample No)	KAYNAKÇA (Reference)
KUVATERNER (Quaternary)	DİVLİTEPE VOLKANİTLERİ (Divlítepe Volcanics)	Alkali olivin bazalt-Trakibazalt-Hawaiiit-Tefrit türde 3. ve en yeni evre olup tüflerinde ilkel insan ayak izleri bulunmuştur. (Alkali olivine basaltic-Trachybasaltic-Hawaiitic-Tephritic lavas which belong to youngest stage. Primitive human footprints are found in the tufts.)	19	Ercan (1982) Ercan ve Öztunalı (1982) Ercan v.d. (1983-b)
	ELEKÇİTEPE VOLKANİTLERİ (Elekçitepe Volcanics)	Alkali olivin bazalt-Trakibazalt-Hawaiiit-Tefrit türde olup 2. evreyi oluştururlar. (Alkali olivine basaltic-Trachybasaltic-Hawaiitic-Tephritic lavas which had been formed in the 2nd stage.)	18	Ercan (1982) Ercan ve Öztunalı (1982) Ercan v.d. (1983-b)
	BURGAZ VOLKANİTLERİ (Burgaz Volcanics)	Alkali olivin bazalt-Trakibazalt-Hawaiiit-Tefrit türde lavlar olup ilk evre ürünleridir. (Alkali olivine basaltic-Trachybasaltic-Hawaiitic-Tephritic lavas. They are the products of the first stage.)	17	Ercan (1982) Ercan ve Öztunalı (1982) Ercan v.d. (1983-b)
P L İ Y O S E N (Pliocene)	DASTEPE BAZALTI (Dastepe Basalt)	Bazaltik lavlar. (Basaltic lavas)	14	Ercan v.d. (1984-d) 1985-a,b)
	SÖKE VOLKANİTLERİ (Söke Volcanics)	Dasit-Trakibazalt-Trakiandezit-Latit türde lav akıntıları. (Dacitic-Trachybasaltic-Trachyandesitic-Latitic lava flows.)	21 22	Yüksel (1971) Ercan ve Günay (1981) Ercan v.d. (1985-c)
	DENİZLİ VOLKANİTLERİ (Denizli Volcanics)	Bazalt-Trakit-Latit türde lav akıntıları ve yer yer dayklar. (Basaltic-Trachytic-Latitic lava flows, locally dykes)	6	Kastelli (1971) Ercan v.d. (1983-a)
	ADILKÖY BAZALTI (Adilköy Basalt)	Bazaltik ve Trakibazaltik lavlar. (Basaltic and Trachybasaltic lavas.)	10	Ercan v.d. (1984-d) 1985-a,b)
	DEDEDAĞ VOLKANİTLERİ (Dededağ Volcanics)	Latit-Latit Bazalt-Trakiandezit türde lavlar ve dayklar. (Latitic-Latite Basaltic-Trachyandesitic lavas and dykes.)	11 2 1	Akyürek ve Soysal (1982) Ercan v.d. (1984-e) 1985-b)
	ÇANDAĞ VOLKANİTLERİ (Çandağ Volcanics)	Andezit-Trakibazalt-Latit Andezit türde lavlar ve aglomeralar olup domsal yapı gösterirler. (Andesitic-Trachybasaltic-Latite Andesitic lavas and agglomerates, which show dome structure.)	5 12	Ercan v.d. (1984-d) 1985-a,b)
	AYVALIK İGİNBRİTİ YUNDAĞ VOLKANİTLERİ (Ayvalık Ignimbrite) Yunddağ Volcanics)	Riyolitik bileşimde ve 30-40 cm. iriliğe erişen fiimmeler içeren asidik volkanizma ürünleri. (Acidic volcanism products, of rhyolitic composition containing fiammes up to 30-40 cm. size.)	4	Ercan (1981) Ercan ve Günay (1984)
	SİMAV-(KARABOLDERE) VOLKANİTLERİ (Simav-(Karaboldere) Volcanics)	Andezit-Dasit-Riyodasit-Riyolit türde lav, tuf ve aglomeralar. (Andesitic-Dacitic-Rhyodacitic-Rhyolitic lavas, tufts and agglomerates.)	20	Ercan v.d. (1979) 1984-b)
	GÖRDES VOLKANİTLERİ (Gördes Volcanics)	Dasit-Riyodasit-Riyolit türde lav, tuf ve yer yer volkan çivileri. (Dacitic-Rhyodacitic-Rhyolitic lavas, tufts and locally volcanic necks)	15	Yılmaz (1977) Ercan (1979) 1983-a)
	DEDETEPE FORMASYONU (Dedetepe Formation)	Dasit-Riyodasit-Riyolit türde lav, tuf ve yer yer volkan çivileri. (Dacitic-Rhyodacitic-Rhyolitic lavas, tufts and locally volcanic necks)	7 8 9	Krushensky (1976) Ercan v.d. (1984-a)
ÜST OLİGÖSEN (Upper Oligocene)	HALLAÇLAR FORMASYONU (Hallaçlar Formation)	Andezit-Dasit-Trakiandezit-Riyodasit türde lav ve tuf. (Andesitic-Dacitic-Trachyandesitic-Rhyodacitic lavas and tufts.)	13	Krushensky (1976) Ercan v.d. (1984-a)
	ALİBEY VOLKANİTLERİ (Alibey Volcanics)	Trakiandezit-Trakitlatit-Latit Bazalt türde lavlar olup genellikle dayklar şeklindedirler. (Trachyandesitic-Trachylatitic-Latite Basaltic lavas, generally as dykes)	3	Dora ve Savasın (1982) Ercan v.d. (1984-c) 1985-b)
EOSEN (Eocene)	BAĞBURUN FORMASYONU (Bağburun Formation)	Andezit-Dasit türde lav, tuf ve aglomeralar. (Andesitic-Dacitic lavas, tufts and agglomerates.)	15	Krushensky (1976) Ercan v.d. (1984-a)

Çizelge 1. İnceleme alanındaki volkanik kayaların litolojik özellikleri, formasyon adları ve yaşları.

Table 1. Lithological features, ages and formation nomenclatures of the volcanic rocks in the investigated area

GİRİŞ

Batı Anadolu'nun büyük bir kısmını kapsıyan Senozoyik yaşlı volkanizma, Eosen'den itibaren etkin olmaya başlamış ve bu etkinlik tarihsel zamanlara değin süregelmiştir. Batı Anadolu'daki volkanik kayalar üzerine bugüne kadar yapılan çalışmalar yersel ve dar alanlarda olmalarının yanısıra, özellikle petrokimyasal yönden de sınırlı kalmışlar; örneğin pek çok volkanik kayada majör element kimyasal analizleri yapılmasına karşın, iz ve nadir toprak elementleri ile Stronsiyum izotop içerikleri yönünden veri elde edilememiştir. Bu çalışmanın amacı, tüm eski çalışmaların ışığında, elde edilen verilere daha ayrıntılı veriler ekliyerek değerlendirmek ve genel bir yoruma gitmektir. Bu nedenle seçilen 22 ayrı bölgeden 16 değişik volkanik birime ilişkin temsilci örnekler alınarak Batı Almanya'da Tubingen Jeoloji ve Mineraloji Enstitüsünde majör, iz ve bazı nadir toprak element içerikleri saptanmış, ilksel Sr izotop oranları hesaplanmış, bir kısmının da K/Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlemeleri yapılmıştır. Örnek alman yerler ve Batı Anadolu'da Senozoyik yaşlı volkanizmanın dağılımı Şekil 1 de; gözlem bölgelerindeki volkanizmayı betimleyen eski çalışmalar, formasyon adlamaları ve volkanizmanın litolojik özellikleriyle yaşları ise Çizelge 1 de sunulmuştur. Bu 16 farklı volkanik formasyonun ayrıntılı tanımları Yüksel (1971), Kastelli (1971), Krushensky (1976), Yılmaz (1977), Dora ve Savaşçın (1982), Akyürek ve Sosyal (1982), Ercan (1979; 1981; 1982; 1983-a), Ercan ve Günay (1981; 1984), Ercan ve Öztunalı (1982), Ercan ve diğerleri (1979; 1983 a ve b; 1984 a-b-c-d-e; 1985 a ve b) tarafından ayrıntılı olarak sunuldu-

ğundan, bu makalede yinelenmemiş, salt yaşları ve genel özellikleri verilmiştir. Ancak, önceki araştırmacılar tarafından Alibey Bazaltı (Dora ve Savaşçın, 1982; Ercan ve diğerleri, 1984-c); Çandağ Bazaltı (Ercan ve diğerleri, 1984-d; 1985-a) ve Dededağ Bazaltı (Akyürek ve Sosyal 1982; Ercan ve diğerleri, 1984-e) olarak adlandırılan ve arazi gözlemleriyle bazalt görünümünde olan bazı volkanik kayaların, daha sonra yapılan ayrıntılı petrografik ve jeokimyasal çalışmalarla (Ercan ve diğerleri, 1985-b) gerçek bazalt olmayıp, kalkalkalen nitelikli ve andezit, kuvars latit, latit ve trakiandezit türde volkanikler oldukları saptandığından Çizelge 1 de bu formasyonların adları «Alibey Volkanitleri» - «Çandağ Volkanitleri» ve «Dededağ Volkanitleri» olarak değiştirilmiştir.

İnceleme alanında ele alınan en eski volkanizma, Edremit doğusundaki olası Eosen yaşlı Bağburun formasyonu, en genç volkanizma ise Kula çevresinde yer alan ve Üst Kuvaterner yaşlı olan Divlittepe volkanitleridir.

VOLKANİTLERİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Batı Anadolu'daki 16 değişik volkanik birimi temsil eden ve 22 farklı yerden alınan örneklerin % ağırlık olarak saptanan majör element kimyasal analizleri ve ppm olarak hesaplanan iz ve bazı nadir toprak element (REE) içerikleri Çizelge 2 de sunulmuştur. Ayrıca, olağan kondrit, ultramafik kaya, üst kıtasal kabuk gibi dünyadaki genel oluşukların çeşitli araştırmacılarca saptanmış ortalama, majör element kimyasal bileşimleri, iz ve bazı nadir toprak element içerikleri de Çizelge 3 te sunulmuş ve inceleme alanındaki volkanitlerin bunlarla karşılaştırmaları yapılarak kökensel yoruma gidilmiştir.

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (Sample no and Location)	1 DİKİLİ Bademli Köyü	2 BERGAMA Eğriçölü Tepe	3 AYVALIK Sarımsaklı	4 AYVALIK Seytan Sofrası	5 BİĞADİÇ Dede Tepe	6 DENİZLİ	7 BİĞADİÇ Kızılgür Köyü	8 BİĞADİÇ Aykırılar Mah.	9 BİĞADİÇ İsmail sirtisi Tepe	10 SOMA Adiltepe	11 SOMA Dededağ	12 KEPSUT Danahisar Köyü	13 AYVALIK Besparmak Tepe	14 BİĞADİÇ Doz Tepe	15 EDREMIT Kırışka Tepe	16 GÖRDES Lolapede Tepe	17 KULA Burgaz	18 KULA Elekçi Tepe	19 KULA Divlit Tepe	20 SİMAV	21 SÖKE	22 SÖKE
Si O ₂	54.22	57.88	57.32	70.37	52.06	49.70	67.87	69.89	65.93	42.65	57.42	62.59	59.55	40.37	59.88	66.52	46.10	47.13	46.36	52.23	56.24	57.52
Ti O ₂	0.45	0.62	0.69	0.30	1.21	1.63	0.56	0.53	0.54	0.57	0.58	0.63	0.61	0.92	0.80	0.51	2.06	2.24	1.97	0.98	0.61	0.72
Al ₂ O ₃	16.08	16.67	16.59	14.02	16.57	12.21	14.31	13.43	14.37	11.07	15.50	16.52	16.18	14.02	15.98	15.45	17.78	18.07	17.91	12.61	12.70	15.31
Fe ₂ O ₃ (T)	2.68	5.24	6.40	2.19	7.44	7.27	3.62	3.54	3.96	7.28	6.84	4.54	6.36	5.81	6.19	3.57	8.75	9.04	8.46	9.41	6.55	6.11
MnO	0.06	0.10	0.14	0.06	0.11	0.12	0.05	0.05	0.06	0.13	0.13	0.10	0.09	0.19	0.07	0.06	0.17	0.16	0.17	0.28	0.25	0.09
MgO	1.27	4.23	2.64	0.28	5.64	7.77	1.36	1.30	1.65	10.17	5.51	1.26	2.25	1.75	2.18	1.83	5.77	4.42	5.60	6.75	4.41	3.54
CaO	3.41	6.14	6.33	1.16	7.69	8.70	3.01	3.18	2.13	11.11	7.35	4.08	5.45	17.12	5.22	4.24	8.91	8.39	8.10	2.80	10.04	7.93
Na ₂ O	3.81	3.51	3.18	3.52	3.75	2.75	2.57	2.52	2.13	1.47	3.10	3.58	3.54	2.51	3.34	3.68	5.40	4.78	5.91	3.87	2.47	3.01
K ₂ O	3.77	2.62	3.75	5.41	2.36	4.04	3.27	2.98	5.54	1.17	1.37	3.21	2.45	1.88	3.52	2.81	3.62	3.21	3.77	1.50	2.52	3.23
P ₂ O ₅	0.18	0.16	0.20	0.08	0.47	1.72	0.15	0.15	0.17	0.12	0.14	0.26	0.15	0.39	0.25	0.11	1.03	0.85	0.93	0.69	0.17	0.25
SO ₃	0.09	0.09	0.14	0.11	0.05	0.07	0.05	0.06	0.19	0.21	0.05	0.04	0.06	0.53	0.09	0.07	0.10	0.08	0.13	0.06	0.01	0.09
Aleste Kayıp	3.23	1.81	1.84	1.76	2.19	2.25	2.14	1.20	2.60	13.34	0.90	2.48	2.84	13.94	1.75	1.46	0.08	0.63	0.08	5.98	3.39	1.56
Toplam (Total)	99.24	99.07	99.22	99.37	99.38	99.01	99.06	99.23	99.27	99.29	99.29	99.30	99.53	99.46	99.26	99.42	99.35	99.20	99.42	99.16	99.33	99.36
Bo	856	758	893	1377	1024	1466	1096	887	984	483	1223	1434	656	1094	1273	720	897	758	930	1631	1103	1502
Ce	65	67	78	118	113	282	54	107	73	42	22	78	57	96	104	66	139	145	150	104	108	147
Co	26	29	19	19	38	40	17	13	4	29	0	11	32	19	25	23	33	31	37	39	25	27
Cr	21	148	26	21	133	284	39	25	55	609	16	20	25	188	33	41	47	45	51	291	295	134
La	53	54	60	82	66	164	35	74	42	37	203	69	50	45	59	134	71	68	90	53	59	99
Sc	5	19	18	8	27	22	12	10	12	34	130	12	19	20	19	11	21	19	20	27	32	29
V	46	101	173	25	180	130	70	68	76	190	57	62	158	136	168	67	171	190	168	230	194	168
As	11	7	19	<5	15	5	9	11	9	<5	<5	11	<5	32	8	<5	14	<5	14	<5	20	17
Bi	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	<6	8	<6	<6	8	<6	8	<6	<6	<6
Cu	18	54	95	15	37	39	11	9	10	51	40	16	26	41	19	11	61	39	56	66	32	4
Me	7	8	12	<3	8	6	<3	6	3	5	<3	4	<3	6	5	5	16	8	9	3	8	4
Nb	17	10	13	18	19	11	12	11	16	4	5	14	8	13	14	12	88	67	87	10	11	16
Ni	12	74	9	7	20	235	9	10	15	197	64	<5	11	57	19	15	47	18	55	179	25	15
Pb	34	28	25	49	17	22	26	30	32	20	23	50	27	21	42	38	5	14	<5	33	22	41
Rb	205	106	125	196	64	105	120	107	208	21	60	126	76	47	123	100	79	78	80	54	70	85
Sr	<20	<20	<20	<20	<20	39	<20	<20	30	<20	<20	<20	<20	<20	27	<20	38	<20	<20	<20	<20	<20
Sr	482	423	551	335	550	2169	480	320	180	828	582	419	474	461	699	380	946	868	961	457	1306	1421
Ta	7	6	<6	6	<5	6	9	<5	6	5	6	<5	<5	7	7	5	8	7	6	5	7	<5
Th	31	15	26	45	17	29	19	22	22	15	13	22	18	19	37	13	10	12	13	22	20	39
U	11	10	11	11	5	9	5	4	5	<3	7	5	5	6	10	3	5	3	5	5	6	9
W	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Y	15	27	39	24	35	37	22	25	25	22	27	35	28	23	33	24	34	30	34	23	28	28
Zn	46	54	77	37	65	84	54	51	50	57	67	75	73	43	56	49	69	75	65	225	59	49
Zr	152	139	192	351	201	466	177	169	180	60	111	213	119	144	178	131	234	205	242	204	124	168

Çizelge 2. İnceleme alanındaki volkanik kayaların majör, iz ve bazı nadir toprak element içerikleri.

Table 2. The major, trace and some rare earth element contents of the volcanic rocks in the investigated area

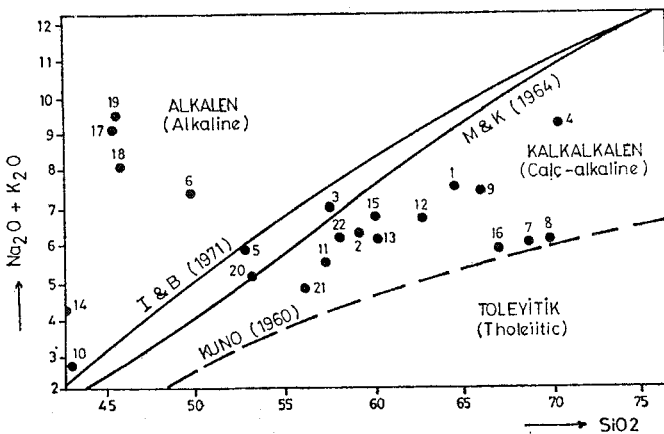
Çizelge 3 teki olağan kondritlerin, üst ve alt kıtasal kabuğun majör element ortalama bileşimleri Taylor ve Mc Lennan (1981) den; ultramafik kayalarınki Middlemost (1975) ten; tüm dünya toleyitik bazaltlarının ve andezitlerin ortalama bileşimleri Le Maitre (1976) dan; Abisal okyanusal toleyitlerin ortalama bileşimleri Engel ve diğerleri (1964) ten; alkali olivin bazaltlarının ise Abbott (1969) dan alınmıştır. Tüm bu oluşukların iz ve nadir toprak element ortalama içerikleri Wedepohl (1975) den, salt alt kıta kabuğunun iz ve nadir toprak ortalama içerikleri ise Taylor ve Mc Lennan (1981) den alınarak sunulmuştur. Wedepohl (1975), bu değerleri, pek çok sayıda araştırmacının çalışmalarından derleyerek almıştır ve bu araştırmacıların isimleri burada yinelenmemiştir.

Çalışma alanındaki volkanik kayaçların kimyasal analiz sonuçlarına göz atıldığında, ilk bakışta bunların hem kıtasal kabuk, hem de manto kökenli olabilecekleri belirlenmekte, kabuk-manto ilişkisinin derecesi ve bunların birbirine baskınlığı problemi ortaya çıkmaktadır.

Volkanik Kayaçların Kimyasal Sınıflaması

Örneklerin, majör elementlerinden SiO₂ ile Na₂O+K₂O içerikleri kullanılarak alkali-silika diyagramları yapıldığında (Şekil 2) ve Macdonald ve Katsura (1964), Kuno (1960) ve Irvine ve Baragar (1971) in önerdikleri ayırtman hatları göz önüne alındığında, bunların bir kısmının alkali, bir kısmının da kalkalkalen nitelikte oldukları belirlenmiş, ancak toleyitik nitelikte hiçbir örneğe rastlanmamıştır. Kula bazaltları (Divlittepe volkanitleri-Elekçitepe volkanitleri-Burgaz volkanitleri), Denizli volkanitleri, Adilköy bazaltı, Dastepe bazaltı gibi tüm bazaltik volkanitler alkali nitelikli; diğer ortaç ve asidik volkanitler ise kalkalkalen niteliklidirler.

Bu durum, örneklerin Nb, Y ve Zr değerleri kullanılarak yapılan ve Whitehead ve Goodfellow (1978) tarafından önerilen Nb-Y-Zr üçgen diyagramında da (Şekil 3) ortaya çıkmakta ve toleyitik örnek bulunmadığı, bazaltik örneklerin alkali nitelikli; diğer asidik ve ortaç volkanitlerin de kalkalkalen nitelikli oldukları belirlenmektedir. Ancak, 1 numaralı örnek sapma yaparak, alkali alana dü-



Şekil 2. Volkanitlerin alkali (Na₂O+K₂O) ve SiO₂ içeriklerine göre sınıflandırılmaları.

Figure 2. Classification of the volcanics according to their alkali (Na₂O+K₂) and SiO₂ contents

	Kondrit (Chondrite)	Ultramafik kayalar (Ultramafic rocks)	Üst kıta kabuğu (Upper continental crust)	Toleyitik bazalt (Tholeiitic basalt)	Abisal okyanusal toleyit (Abyssal oceanic tholeiite)	Andezit (Andesite)	Alkali olivin bazalt (Alkaline olivine basalt)	Alt kıta kabuğu (Lower continental crust)
Si O ₂	33.30	44.43	66.00	49.58	49.20	57.94	47.51	54.00
Ti O ₂	0.11	0.28	0.60	1.98	1.46	0.87	2.82	0.90
Al ₂ O ₃	2.43	3.31	16.00	14.79	18.04	17.02	16.85	19.00
Fe ₂ O ₃ (T)	35.00	9.76	4.50	12.21	8.42	7.61	12.63	9.00
MnO	0.34	0.14	0.10	0.18	0.13	0.14	0.15	
MgO	23.40	38.96	2.30	7.30	7.85	3.33	5.62	4.10
CaO	1.94	2.74	3.50	10.36	11.51	6.79	9.28	9.50
Na ₂ O	1.05	0.39	3.80	2.37	2.92	3.48	3.47	3.43
K ₂ O	0.11	0.08	3.30	0.43	0.08	1.62	1.08	0.60
P ₂ O ₅	0.10	0.08	0.10	0.24	0.12	0.21	0.93	
Ba	6.9	20	730	246	14.5	270	528	175
Ce	0.84	1.93	75	32.9	12.4	24	105	25
Co	680	110	12	48	37	24	43	33
Cr	3620	3090	70	168	298	68	202	65
Lg	0.31	0.92	44	15	3.8	11.9	54	14
Sc	8	15	14	30	52	30	20	40
V	65	50	95	251	303	148	213	230
As	2	1	1.7	1.5		2.1		
Bi	0.0012	0.006	0.06	0.03	0.006	0.12	0.03	
Cu	93	47	24	90	66	55	85	78
Mo	1.5	0.2	1	1		1.1		
Nb	<0.3	1.3	20	13	5	4.3	69	4
Ni	14300	1480	44	134	119	20	145	35
Pb	0.45	0.2	15	3.7	0.8	5.8	4.3	7.5
Rb	2.6	1.2	120	22	2	37	32	8
Sn	0.49	0.52	3	1.5	0.9	1.2		
Sr	10.4	22	290	32.8	121	385	702	425
Ta	0.022	<0.6	3.4	0.5				
Th	0.04	0.07	11	1.8	0.2	2.2	3	1.95
U	0.013	0.025	3.5	0.5	0.1	0.69	0.7	0.63
W	0.13	0.3	1.3	0.7				
Y	2.1	2.88	34	28	35	21	33	22
Zn	55	56	57	100	84	72.5	108	
Zr	8.3	5	160	137	98	106	189	30

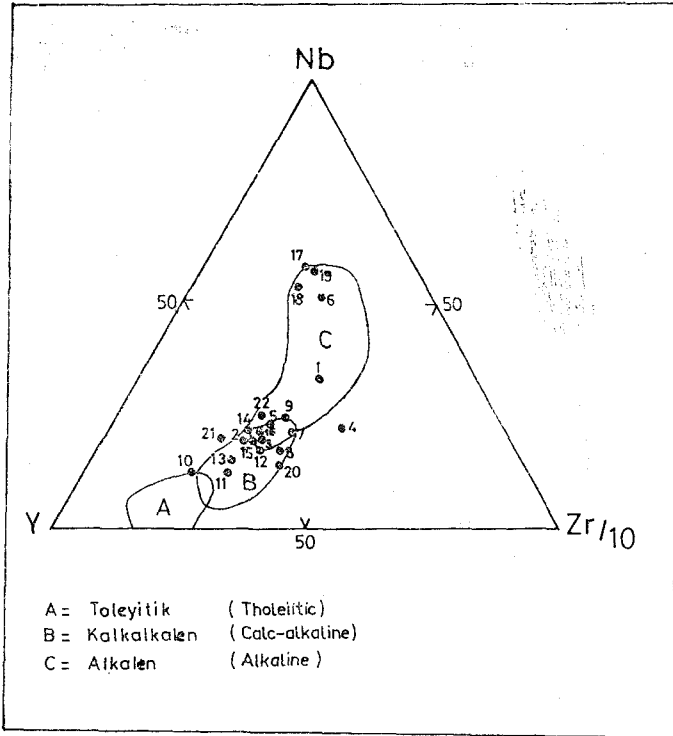
Çizelge 3. Yeryüzündeki bazı volkanik kayaçların ortalama majör, iz ve bazı nadir toprak element kapsamaları.

Table 3. Mean major, trace and some rare earth element contents of some volcanic rocks of the world

şer. Ayrıca 10 numaralı Adilköy bazaltı ise alkali alana düşmez, bu da Adilköy bazaltının alkalinitesinin diğer bazaltik volkanitlerden (Divlittepe, Elekçitepe, Burgaz, Denizli, Dastepe) farklı olduğunu ve daha zayıf alkalin nitelik taşıdığını gösterir. Bu durum, bazaltların Nb/Y ve Zr/P₂O₅ içerikleri kullanılarak, Floyd ve Winchester (1975)' e göre yapılan diyagramda da belirginleşmekte ve Divlittepe, Elekçitepe, Burgaz ve Denizli Volkanitlerinin bu diyagramda alkali bazalt alanına düşmelerine karşın Adilköy bazaltı, Dastepe bazaltı ile birlikte farklı alanda yer almaktadır (Şekil 4).

Esasen, inceleme alanındaki bazaltik volkanitlerin, Pearce ve Cann (1973) tarafından önerilen Y/Nb oranı içeriklerine de göz atıldığında, bunların Y/Nb oranlarının Denizli Volkanitlerode ve Kula bazaltlarında yaklaşık 0.4 değerinde, Dastepe bazaltında 2,3; Adilköy bazaltlarında ise 5,5 değerinde oldukları görülür. Pearce ve Cann (1973)'e göre Y/Nb oranı 1 ve daha küçük olan bazaltlar alkali özellikler taşırlar. Bu durumda Adilköy ve Dastepe bazaltının diğerlerinden daha zayıf alkali özellikte oldukları bir kez daha ortaya çıkmaktadır.

Ayrıca, Pearce ve Cann (1973) tarafından önerilen ve bazaltik volkanitlerin Ti-Zr-Y gibi iz ve nadir toprak element içerikleri kullanılarak yapılan üçgen diyagramda, salt Kula bazaltları (Divlittepe, Elekçitepe ve Burgaz volkanitleri), plaka ortası bazaltlar alanına düşmekte, Adilköy - Denizli-Dastepe bazaltları ise daha zayıf alkalin özellikte



Şekil 3. Örneklerin Whitehead ve Goodfellow (1978) üçgen diyagramı.

Figure 3. Whitehead and Goodfellow (1978) triangular diagram for the samples

oldukları için kalkalkalen bazaltlar alanında yer almaktadırlar (Şekil 5). Böylece Batı Anadolu'da bazaltik volkanitlerin, gençleştikçe daha kuvvetli alkalın özellikler gösterdikleri belirlenmektedir.

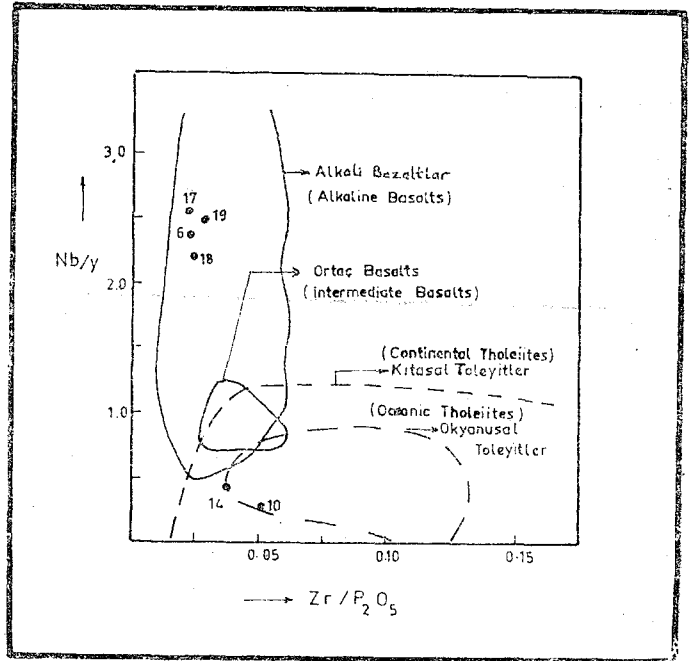
Kula Bazaltları ve Denizli Bazaltı, tüm iz ve nadir toprak element içerikleri göz önüne alındığında (Ni, Co, Cr, Rb, Sr, Ba, Zr, La, Ce, Yb, Y, Nb v.s.), Gerasimovskiy (1978) tarafından önerilen dünyadaki tüm diğer tipik alkali bazaltların iz ve nadir toprak element kapsamı ile uyum sağladığı görülür. Ayrıca bu bazaltlar, yine iz ve nadir toprak element içerikleri açısından, Zakariadze ve diğerleri (1978) tarafından önerilen kıtasal rift bölgelerindeki alkali bazaltlar (örneğin Batı Afrika rift bazaltları) ile de uyum sağlarlar.

Örneklerin kimyasal yoldan adlandırılmaları da yapılmış ve bu amaçla önce, IUGS Komisyonu tarafından benimsenen ve Zanettin (1984) tarafından önerilen, alkali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) ve SiO_2 içeriklerine göre düzenlenen diyagram hazırlanmıştır (Şekil 6). Bu diyagramda, Bağburun formasyonu andezit; Alibey Volkanitleri trakiandezit; Halaçlar formasyonu andezit; Dedetepe formasyonu dasit; Simav volkanitleri trakiandezit; Gördes volkanitleri dasit; Ayalık ignimbriti riyyolit; Çandağ volkanitleri trakiandezit; Dededağ volkanitleri andezit ve dasit; Adıkköy bazaltı pikrobazalt; Denizli volkanitleri fonotefrit; Söke volkanitleri bazaltik andezit ve trakiandezit; Dastepe bazaltı bazanit; Kula bazaltları ise tefrit ve fonotefrit alanına düşmektedirler.

Örneklerin İz ve Nadir Toprak Element İçeriklerinin Yeryüzünün bileşimi ile karşılaştırması

Yeryüzünde kıtasal bölgeler üzerinde yapılan sismik çalışmalar, kabuğun, yüzlek tortullar dışında kendi içinde iki ayrı zona ayrıldığını gösterir. Üst kabuk, granit ve granodiyorit bileşimde, alt kabuk ise daha bazik bir bileşimdedir ve iki bölüm arasında «Conrad Süreksizliği» sınırı vardır. Okyanus kabuğu ise, kıtasal kabuğun aksine, üzerindeki çok ince çökel kayalar dikkate alınmadığında, tamamen bazaltik yapıdadır. Üst Kıtasal kabukta pek çok çeşitte kayalar yer alırlar. Yakın mesafelerde bile granitten gabroya, peridotitlere kadar değişebilen kimyasal bileşimde kayalar bulunurlar. Üst kıtasal kabuğun ortalama bileşimini saptamak çok zordur. Çeşitli araştırmacılarca çalışmalar yapılmış ve farklı ortalama bileşimler teklif edilmiştir (Tokel, 1984). Çizelge 3 te bu araştırmacıardan Taylor ve Mc. Lennan (1981) tarafından önerilen üst kıta kabuğunun majör element kapsamının % olarak bileşimi sunulmuştur.

Alt kıta kabuğu ise yeryüzünde P dalgalarının ani değişimi ile belirlenmekle birlikte, üst kıta kabuğu ile olan sınırı kesin değildir. Kıta kabuğunda, majör element bileşimi pek fazla değişken değildir. Ancak alt kıta kabuğunun daha ortaç bileşimde (% 55-60 SiO_2) olmasına karşın, üst kıta kabuğu biraz daha asitik niteliklidir (% 60-66 SiO_2 içermektedir. Ayrıca Th, U, K gibi uyumsuz (incompatible) elementler üst kabuğa taşınırlar ve burada daha fazladır. Sonuç olarak alt kıta kabuğu ortaç bileşimdedir ve olasılıkla granulit'ten oluştuğu varsayıl-



Şekil 4. Bazaltik lavaların Nb/Y ve $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ içeriklerine göre düzenlenmiş Floyd ve Winchester (1975) diyagramı.

Figure 4. Floyd and Winchester (1975) diagram according to Nb/Y and $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ contents of basaltic lavas

keri tam ayırtılabileme olanağının bulunamamasıdır. Zira her iki grupta da kabuksal özümleme (contamination) belirtileri görülmektedir. Ölçülen tüm iz ve nadir toprak elementlerin kondritlere göre oranlılıklarını Şekil 8 de ayrıntılı olarak gözlemek mümkündür. Volkanitler, Rb içeriği bakımından yaklaşık 20-80 X kondritiktirler. Salt Adilköy bazaltı düşük olup 8 X kondritiktir. Örnekler, Sr içerikleri bakımından yaklaşık 40-100 X kondritik olup, Dede-tepe formasyonu 18 X kondritik, Söke volkanitleri 150 X, Denizli volkanitleri ise 220 X kondritik olup sapma gösterirler. Y içerikleri yaklaşık 10-20 X kondritiktir. Zr içerikleri 15-45 X kondritik olup, salt Adilköy bazaltı 5 X kondritik olmasıyla sapma gösterir. Ta içerikleri 150-400 X, Th içerikleri 300-1500 X; U içerikleri ise 300-800 X kondritik olup zenginlik gösterirler. Sc içerikleri yaklaşık 1-10 X, Ti içerikleri ise 5-20 X kondritiktir. Cr-Co-Ni kapsamları ise kondritik kayalardan daha azdır.

Volkanik kayaların iz element içeriklerinin yorumu:

Örneklerin Baryum (Ba) içerikleri, bazaltik volkaniklerden, Kula bazaltlarında 758-900 ppm, Denizli bazaltında 1466 ppm, Daztepe bazaltında 1094 ppm., Adilköy bazaltında ise 483 ppm olarak saptanmıştır. Wedepohl ve diğerleri (1974) tarafından belirlenen değerler ise, dünyadaki alkali bazaltların Ba içeriğinin ortalama 613 ppm olduğunu, daha alkali nitelikli tefrit ve bazanitlerin ise 1976 ppm'e kadar çıkabileceğini gösterir. Bu durumda, inceleme alanındaki bazaltların Ba içerikleri, dünya ortalamaları ile uyumlu, salt Adilköy bazaltının düşüktür. İnceleme alanındaki asidik ve ortaç volkanitlerin Ba kapsamları ise 656-1631 ppm arasında değişmekte olup, özellikle Çandağ, Dedeadağ,

Bağburun, Simav ve Söke volkanitlerinin kapsamları, dünya standart ortalamalarından biraz yüksektir. Zira Wedepohl ve diğerleri (1974), Dünyadaki andezitlerin 703 ppm, latit andezitlerin 841 ppm, dasitlerin 629 ppm, riyodasit ve riyolitlerin ise 1127-1210 ppm ortalama Baryum içerikli olduklarını belirtmişlerdir.

Örneklerin seryum (Ce) içeriklerine göz atıldığında, bazaltik volkanitlerin, genelde Ce içeriklerinin 96-282 ppm arasında olduğu izlenir. Bu da bazaltik volkanitlerin manto kökenli olduğunu belirler. Zira, Wedepohl ve diğerleri (1974), dünyadaki üst kıta kabuğu kökenli bazaltik volkanitlerin Ce içeriklerinin ortalama 16 ppm olduğunu, manto kökenli alkali olivin bazaltların ise 42-210 ppm arasında değiştiğini belirtirler. Sadece Adilköy bazaltının Ce içeriği, diğerlerinden daha düşük olup 42 ppm dir. İnceleme alanındaki diğer ortaç ve asidik volkanitlerin Ce içerikleri ise 22-147 ppm arasında değişmekte olup, üst kıta kabuğu kökenli volkanitlerin kapsamları ile uyum sağlar. Zira, Üst Kıta kabuğu kökenli ortaç volkanitlerde Ce içeriği ortalama 60 ppm, asidik volkanitlerde ise 104 ppm düzeyindedir. Ancak inceleme alanındaki bu volkanitlerin Ce içerikleri ortalama değerlerden biraz daha yüksek olup, yer yer oluşumlarında mantonun da etkin olduğu belirlenir.

Volkaniklerin krom (Cr) içeriklerine göz atıldığında inceleme alanındaki bazı ortaç ve asidik volkanik kayaların Cr içeriklerinin yüksek olduğu ve oluşumlarında yine manto buluşması görülür. Kula bazaltlarının Cr kapsamları ise normal değerlerden daha düşüktür.

Volkaniklerin Lantan (La) kapsamları ele alınırsa, bazaltik lavların, manto kökenli alkali bazaltlar ile uyum sağladığı görülür. Ortaç ve asidik volkanitlerin bir kısmı ise (Dedeadağ volkanitleri, Gördes volkanitleri), dünyadaki üst kıtasal kabuk kökenli volkanitlerden daha yüksek Lantan içeriklerine sahiptir. Wedepohl ve diğerleri (1974), üst kıta kabuk kökenli ortaç volkanitler için 60 ppm, asidik volkanitler için ise 104 ppm ortalama La değerleri verirler. Dedeadağ volkanitlerinin La kapsamı 203 ppm, Gördes volkanitlerinin ise 134 ppm'e erişmektedir.

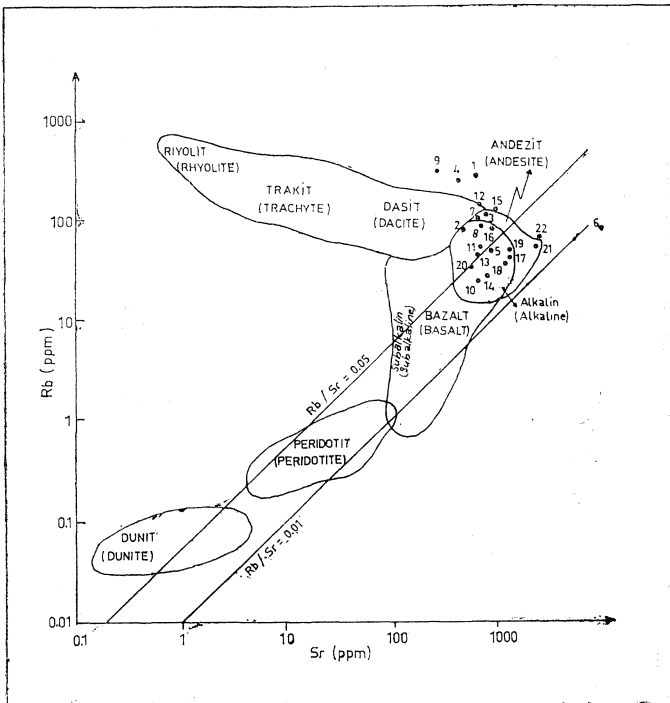
Volkaniklerin skandiyum (Sc) içerikleri ise, normal olup dünyadaki ortalama değerlerle uyum sağlar, sadece Dedeadağ volkanitlerinden 11 numaralı örnekte Sc içeriği çok yüksek olup 130 ppm. düzeyindedir.

İnceleme alanındaki volkanik kayalardan bazaltik lavların, vanadyum (V) kapsamları, 130-190 ppm arasında olup, dünyadaki alkali bazaltların ortalama 236 ppm değerinden (Wedepohl ve diğerleri, 1974) biraz daha düşüktür. Ortaç ve asidik volkanitlerin V kapsamları ise kabuk kökenli olan dünyadaki diğer volkanitlerle uyumludur.

Volkanik kayaların arsenik (As) içeriklerine göz atıldığında, Söke ve Alibey volkanitlerinin As kapsamlarının 17-19-20 ppm düzeyinde olup, normal değerlerden yüksek olduğu görülür. Daztepe bazaltının da 32 ppm düzeyinde As kapsamı vardır, ve çok yüksektir. Zira Wedepohl ve diğerleri (1974), bazaltlar için ortalama 0,1-6,5 ppm, andezitik-dasitik lavlar için 0,54,5 ppm, riyolitler için ise 0,7-7,5 ppm. ortalama As kapsamı gözlemişlerdir.

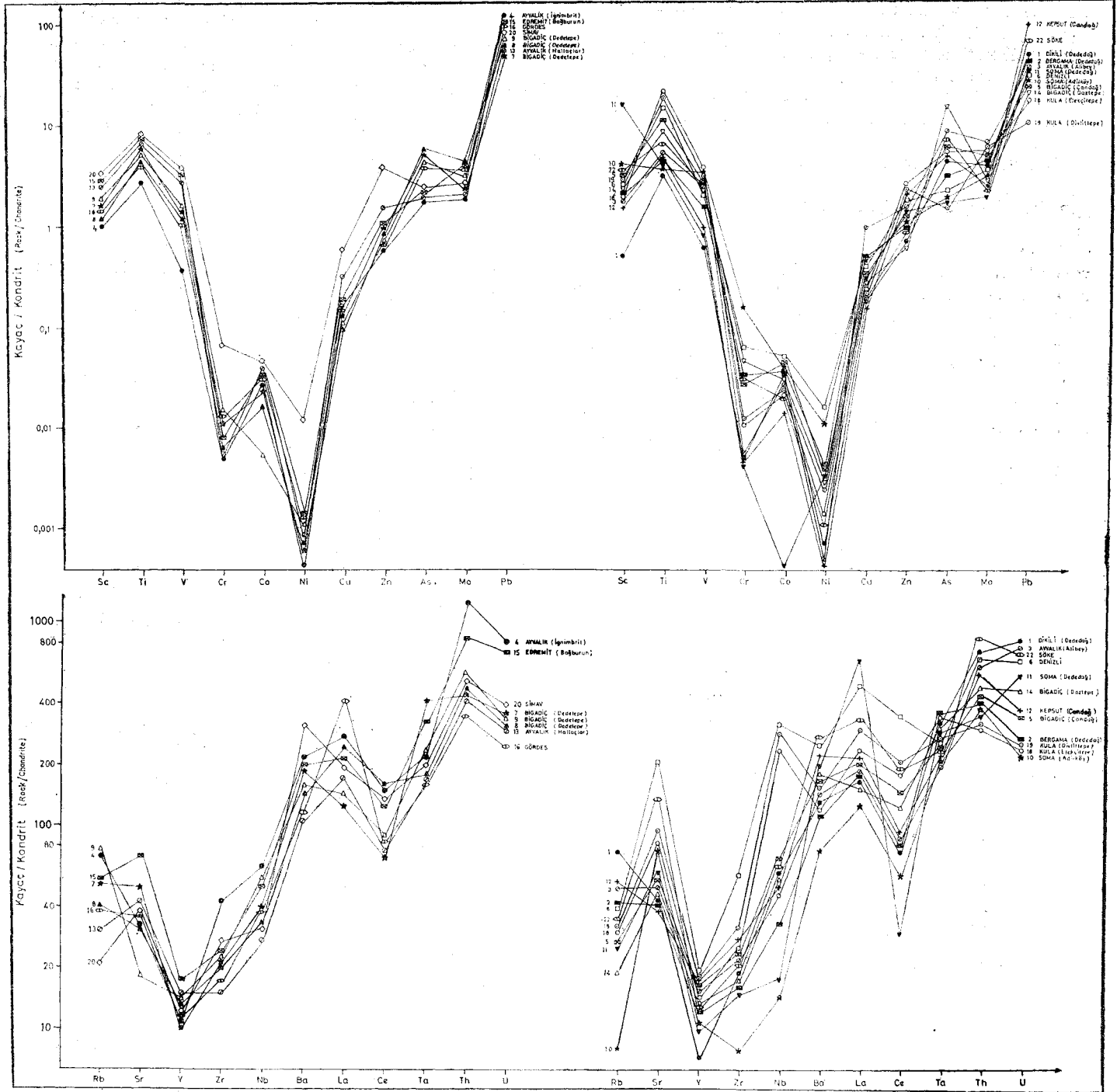
Örneklerin bakır (Cu) ve kurşun (Pb) kapsamları normaldir ve belirgin bir özellik göstermez.

İnceleme alanındaki volkanik kayaların tümünün rubidyum (Rb) içerikleri yüksektir. Wedepohl ve diğerleri (1974), dünyadaki kıtasal andezitler için 46 ppm, dasitik lavlar için ise 55 ppm ortalama Rb değeri belirlemişler,



Şekil 7. Volkanitlerin Rb ve Sr içeriklerine göre adlandırılmaları (Kistler ve diğerleri, 1971).

Figure 7. Nomenclature of the volcanics according to Rb and Sr contents (Kistler et al, 1971)



Şekil 8. Volkanitlerin kondritlere göre normalize edilmiş iz ve nadir toprak element içerikleri.

Figure 8. Chondrite-normalized trace elements and REE patterns of the volcanics

ancak potasyumca zengin volkanitlerde bu değer 381 ppm'e kadar çıkabileceğini saptamışlardır. İnceleme alanındaki, volkanik kayalar potasyumca zengindirler. Bu yüksek rubidyum kapsamı, üst kıtasal kabuğun etkilerini göstermektedir.

İnceleme alanındaki bazaltik volkanitlerin stronsiyum kapsamları, Denizli bazaltında çok yüksek 2169 ppm, Adilköy bazaltında 828 ppm, Daztepe bazaltında 461 ppm, Kula

bazaltlarında ise 868-961 ppm olup, manto kökenli olduklarını gösterir. Diğer ortaç ve asidik volkanitlerde Sr kapsamı normal olup, genelde kabuk kökenli olduklarının kanıtıdır, ancak Söke volkanitlerinde bu kapsam 1306-1431 ppm düzeyinde yüksek olup, yine mantonun etkilerini gösterir.

Çalışma alanındaki volkanik kayaların toryum (Th) kapsamı, ortaç ve asidik volkanitlerde 13-45 ppm olup,

dünyadaki benzerlerinin ortalama 8-56 ppm (Wedepohl ve diğerleri, 1974) Th kapsamları ile tam uyum sağlarlar. Bazaltik volkanitlerde ise 10-29 ppm arasında olup, dünyadaki alkali bazaltların 3,9-5,4 ppm lik ortalama değerlerinden biraz yüksektir. Bu da bazaltik volkanitlerin oluşumlarında kısmen üst kabuk etkisi olduğunu ortaya çıkarmaktadır.

Volkanik kayaların Uranyum (U) kapsamları ele alındığında; yine ortaç ve asidik volkanitlerde gözlenen 3-11 ppm lik Uranyum içeriğinin, dünyadaki benzerlerinin ortalama 1-10 ppm lik ortalama kapsamları (Wedepohl ve diğerleri, 1974) ile tam uyum sağladıkları görülür. Bazaltik volkanitlerin U kapsamları ise 3-9 ppm olup, dünyadaki bazalt ortalaması olan 0,1-1 ppm değerlerinden yüksek olduğundan, yine bazaltik volkanitlerinin oluşumlarında yer yer de üst kabuk etkisini göstermektedir.

inceleme alanındaki tüm volkanik kayaların, çinko (Zn), tungsten (W) ve yitrium (Y) kapsamları ise normal olup, dünyadaki ortalama değerlere uyum sağlarlar. Volkanik kayaların zirkon (Zr) kapsamları da normal olup, salt Denizli bazaltik lavlarında 466 ppm lik yüksek bir değer saptanmıştır.

ÖRNEK NO SAMPLE NO	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr) _i
1	205	482	58	46,6	1,244	0,70715
2	106	423	30	40,9	0,7335	0,70852
3	125	551	35,3	53,3	0,6623	0,70554
4	196	335	55,4	32,4	1,7099	0,70882
5	64	550	18,1	53,2	0,3402	0,70642
6	105	2169	29,7	209,8	0,1416	0,70356
7	120	490	33,9	47,4	0,7152	0,70886
8	107	320	30,2	31	0,9742	0,70387
9	208	180	58,8	17,4	3,3793	0,70904
10	21	828	5,9	80,1	0,0737	0,70671
11	60	582	17	56,3	0,3020	0,70715
12	126	419	35,6	40,5	0,8790	0,70750
13	76	474	21,5	45,8	0,4694	0,70564
14	47	461	13,3	44,6	0,2982	0,70676
15	123	699	34,8	67,6	0,5148	0,70658
16	100	380	28,3	36,8	0,7690	0,70957
17	79	946	22,3	91,5	0,2437	0,70342
18	78	858	22	84	0,2619	0,70299
19	80	961	22,6	92,9	0,2433	0,70315
20	54	457	15,3	44,2	0,3462	0,70868
21	70	1306	19,8	126	0,1571	0,70480
22	85	1431	24	138	0,1739	0,70509

Çizelge 4. İnceleme alanındaki volkanik kayaların ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr kapsamları.

Table 4. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr contents of the volcanic rocks in the investigated area

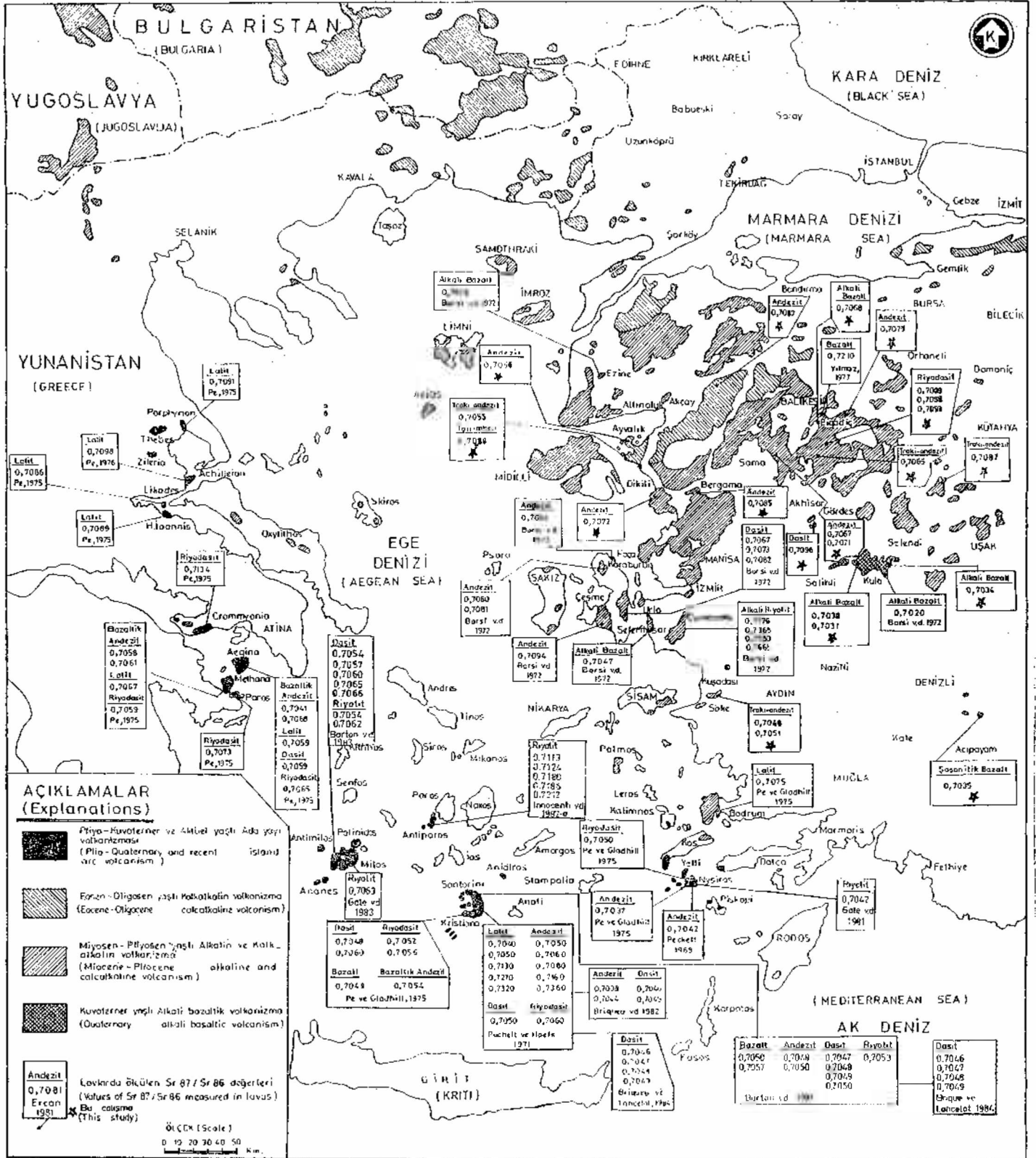
Böylece, tüm bu iz ve nadir toprak element kapsamlarının yorumlanmaları ile; inceleme alanındaki bazaltik volkanik kayalardan Kula bazaltları ve Denizli bazaltlarının manto kökenli oldukları, Adilköy ve Daztepe bazaltlarının ise esas olarak manto, kısmen de kabuk kökenli melez nitelikte oldukları, diğer tüm ortaç ve asidik volkanitlerin ise esas olarak kabuk, kısmen de manto kökenli ve bir kısmının melez nitelikte oldukları ortaya çıkmaktadır.

VOLKANİK KAYAÇLARIN İLKSEL STRONSIYUM İZOTOP ORANLARI (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)

İnceleme alanındaki volkanik kayalardan alınan 22 örnekte bugünkü Stronsiyum izotop oranları kütle spektrometresi ile ölçülmüş ve zaman faktörü göz önüne alınarak oluşumları esnasındaki ilksel stronsiyum izotop oranları ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr bulunmuştur. Çizelge 4'te sunulan tüm bu değerlere göz atıldığında, yine bazaltik volkanitlerin manto, diğer kalkalkalen ortaç ve asidik volkanitlerin ise bölümsel kafouksal özümleme içerdikleri veya kabuk ürünü olabilecekleri söylenebilir. Magmatik kayalarda köken sorununa en iyi yaklaşım, stronsiyum elementinin ⁸⁷Sr izotopu yoluyla sağlanmakta ve bu izotop, ⁸⁷Rb elementinin radyoaktif parçalanmasıyla oluşmaktadır. Papanastasiou ve Wasserburg (1969) tarafından dünyanın oluşumu esnasındaki ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranına tekabül eden ilksel bazaltik kondritlerde yapılan ölçümlerle bu değer 0,69898 ± 0,0003 olarak bulunmuştur. Bu miktar, ⁸⁷Rb'nin radyoaktif parçalanmasıyla giderek günümüze doğru daha yüksek değerlere ulaşmıştır. Manto'dan diferansiyasyon yoluyla ayrılmış olan kıtasal kabuk, daha yüksek ⁸⁷Sr içeriğine sahiptir. Günümüzde, ilksel manto kökenli, okyanus kabuğu kökenli ve kıtasal kabuk kökenli kayaların, yaşlarına göre ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr oranlarının sınırları yaklaşık olarak ortaya konmuştur (Cox ve diğerleri, 1979; Moorbath, 1978; Faure ve Powell, 1972).

Çalışma alanındaki bazaltik volkanitlerden Kula bazaltlarında, yapılan ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotop ölçümleri sonucu, Burgaz volkanitlerinde 0,70342; Elekçitepe volkanitlerinde 0,70299; Divlittepe volkanitlerinde ise 0,70315 değerleri bulunmuştur ve tamamen manto kökenli oldukları belirlenmiştir. Denizli volkanitlerinde 0,70356 değeri bulunmuştur ve yine manto kökeni gösterir. Adilköy bazaltında 0,70671 ve Dastepe bazaltında 0,70676 olarak bulunan Sr izotop oranları değerleri ise, bu bazaltların, Kula ve Denizli bazaltları gibi tam manto kökenli olmadıkları ve kıtasal kabuktan malzeme karıştığını göstermektedir. Söke volkanitlerinde 0,70480 ve 0,70509 sonuçları elde edilmiştir ve yine manto-kabuk ilişkisinin varlığını gösterirler. Esasen Söke volkanitleri, petrografik özellikleri ile de melez nitelik gösterirler ve Batı Anadolu'daki bazalt görünümü trakiandezit ve andezitik volkanitler (yalancı bazaltlar) grubuna girerler (Ercan ve diğerleri 1985 b ve c). Diğer tüm kalkalkalen nitelikli andezit, trakiandezit, dasit ve riyodasit türde volkanitlerde ise 0,70554-0,70957 arasında stronsiyum izotop oram değerleri ölçülmüştür ve kıtasal kabuk kökenli oldukları sonucuna varılmıştır.

İnceleme alanındaki volkanitlerde yapılan bu ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ölçümleri, Batı Anadolu ve yakın çevresinde daha önceki araştırmacılarca yapılan ölçümlerle de uyum sağlamaktadır. Tüm Batı Anadolu ve çevresinde yapılan Sr izotop oram ölçümleri Şekil 9 da sunulmuştur. Batı Anadolu, Ege



Şekil 9. Batı Anadolu, Ege Adaları ve Yunanistan'daki Senozoyik volkanitlerinde yapılan 87 Sr/86 Sr ölçümleri.

Figure 9. 87 Sr/86 Sr measurements in Cenozoic volcanics of Western Anatolia, Aegean Islands and Greece.

adaları ve Yunanistan'daki Senozoyik yaşlı volkanizmaya göz atıldığında volkanik kayaların 4 farklı yaşta grup oluşturabilecekleri görülür:

- Kuzeyde Eosen-Oligosen yaşlı ve kalkaikalen nitelikli volkanizma
- Daha güneye doğru bölgenin orta kesimlerinde çoğunlukla Miyosen, yer yer de Pliyosen yaşlı kalkaikalen nitelikli volkanizma, (Miyosen yaşlı olanlar çoğunlukla bu araştırmaya ilişkin inceleme alanında yüzlekler verirler ve kimyasal nitelikleri araştırılmıştır).
- Kula çevresindeki Kuvaterner yaşlı ve alkali bazaltik nitelikli volkanizma (Bu araştırmada ele alınmıştır).
- Bölgenin güneyinde yer alan ve Pliyo-Kuvaternerden aktüel değin etkinliğini sürdüren ada yayı volkanizması.
 - Bölgede, Eosen yaşlı volkanizmaya ilişkin salt bir tek ilksel Stronsiyum izotop oranı ölçülmüş olup (Edremit doğusu, 15 numaralı örnek) bu araştırmada 0,70668 değeri bulunmuştur. Oligosen yaşlı volkanizmaya ilişkin yine bir tek Sr izotop oranı ölçümü vardır (Ayvalık, 3 numaralı örnek) ve 0,70554 değeri bulunmuştur. Bu değerler, yöre volkanitlerinin bölümsel kabuksal özümlemeyi veya kabuk ürünü olabileceklerini göstermektedir.

b) Miyosen yaşlı volkanik kayalarda ise, pek çok ölçüm yapılmıştır. Bu araştırmada yapılan 14 ölçümün yanısıra İzmir güneyinde yer alan alkali riyolitlerde 0,7176-0,7365-0,7553-0,7665 (ortalama ilksel Sr izotop oram 0,7121) gibi değerler (Borsi ve diğerleri, 1972) elde edilmiş ve bu değerlerin üst kabuk kökenli materyal anateksisi için tipik olduğu belirtilmiştir. Üst kabuğun bu kısmi ergimesi ise bazik bir magma kaynağının varlığı ile gerçekleşmiş ve bu volkanizma, bazik magma yükselimi sonucu gelişen anatektik olaylarla üst kabuğun kısmi ergimesi ile oluşmuştur (Innocenti ve Mazzuoli, 1972). Daha batıda Urla çevresinde alkali bazaltik lavlarda 0,7047 değeri elde edilmiş ve volkanizmanın, mantonun kabuk içine yavaş yerleşmesi ve bu yerleşme sırasında ortaç kimyadaki depolanmanın farklılaşması sonucu oluştuğu belirtilmiş ve ana kaynağın manto olduğu varsayılmıştır (Borsi ve diğerleri, 1972; Innocenti ve diğerleri, 1977; Savaşın, 1982).

Urla batısında Çeşme ve Kocadağ çevresinde, 0,7067-0,7073 - 0,7082 - 7094 (Borsi ve diğerleri, 1972) Sr izotop değerleri ölçülmüş ve volkanitlerin kabuk-üst mantonun bölümsel ergimesi ile oluşabileceği belirtilmiştir. Karaburun yarımadasındaki volkanitlerde de 0,7064-0, 7080-0, 7081 Sr izotop oranları ölçülmüş ve eş kökenli oldukları varsayılmıştır (Borsi ve diğerleri, 1972).

Bodrum yarımadasında yer alan kalkaikalen volkanitlerde Sr izotop oranı 0,7075 olarak ölçülmüş ve kabuksal kökenli oldukları belirtilmiştir (Pe ve Gledhill, 1975).

Biga yarımadasında Ezine yakınlarında Miyosen yaşlı alkali bazaltik lavlarda yapılan Sr izotop oram ölçümü ile 0,7023 değeri bulunmuş ve birincil manto kökenli oldukları sonucuna varılmıştır (Borsi ve diğerleri, 1972; Innocenti ve diğerleri, 1977).

Balıkesir yöresindeki Miyosen yaşlı bazaltik volkanitlerde yapılan Sr izotop oram ölçümü ile 0,7210 gibi çok yüksek bir değer bulunmuştur (Yılmaz, 1977).

c) Kula çevresindeki Kuvaterner yaşlı alkali bazaltlarda ise, Borsi ve diğerleri (1972) tarafından yapılan Sr izotop oranı da 0,7020 olarak bulunmuş ve ilksel manto kökenli bir volkanizmanın varlığına değinilmiş olup, bu çalışmadan elde edilen sonuçlarla uyum sağlar.

d) Bölgenin güneyinde Pliyosende başlayıp, günümüze değin etkinliğini sürdüren ve Girit adasının güneyinde Afrika plakasının, Ege-Anadolu plakası altına dalmasıyla oluşan yitim zonundan türeyen tipik ada yayı volkanizmasında (Ercan ve diğerleri, 1979; Ercan, 1979; Ercan, 1980; Ercan, 1983-b), pek çok araştırmacı tarafından 87 Sr/86 Sr ölçümleri yapılmıştır ve 0,7037-0, 7360 arasında çok farklı sonuçlar elde edilmiştir. Ege ada yayı volkanitlerinde yapılan ölçümlerin, dünyada bilinen diğer ada yayı volkanitlerindeki Sr izotop oranlarından son derece yüksek oldukları ve yersel olarak volkanik merkezlerde değişiklikler gösterdikleri saptanmıştır. Şekil 9 daki haritaya işlenen Sr izotop ölçümleri Pe (1975); Barton ve diğerleri (1983); Gale (1981); Innocenti ve diğerleri (1982-a); Pe ve Gledhill (1975); Puchelt ve Hoefs (1971); Peckett (1969); Briquet ve diğerleri (1982); Briquet ve Lancelot (1984) tarafından yapılmıştır. Ege ada yayındaki volkanik kayalarda yapılan Sr izotop oranlarının 0,7037-0, 7360 arasında olmasına karşın, dünyadaki diğer ada yaylarında bu değerler daha düşük olup, örneğin Mariana ada yayında bu değerler 0,7031-0, 7047 (Pushkar, 1968); Güney Sandwich adalarında 0,7034-0, 7044 (Gledhill ve Baker, 1973) arasındadır. Ege ada yaylarındaki Sr izotop ölçümleri çok yüksek olan sonuçlar göz önüne alınmazsa, genel olarak 0,7037-0, 7090 arasındadır ve Şili yayları (0,7035-0, 7077 Mc Nutt ve diğerleri, 1975) ile Yeni Zelanda'daki yaydaki değerlere (0,7042-0, 7068 Ewart ve Stipp, 1968) daha yakındır. Bu tür yaylardaki yüksek Sr izotop değerlerinin, kıtasal kabuk üzerinde oluşmuş yayları karakterize ettiği, düşük Sr izotop değerlerinin ise bilinen bir kıtasal temeli bulunmayan okyanusal alanlardaki ada yaylarını karakterize ettiği (Pichler ve Zeil, 1972) bilindiğinden, Ege ada yaylarının kıtasal bir kabuk üzerinde oluşmuş yaylardan oldukları ve bu yaydaki volkanik kayaları farklı özelliklere sahip magmaların oluşturdukları ortaya çıkmaktadır.

VOLKANİK KAYAÇLARDA K-Ar YÖNTEMİ İLE YAPILAN RADYOMETRİK YAŞ BELİRLEMELERİ

Batı Anadolu volkanik kayalarından alınan 22 örneğin 7 tanesinde K-Ar yöntemi ile radyometrik yaş belirlenimleri yapılmış ve çizelge 5 te sunulmuştur. Örneklerin ikisi Çandağ volkanitlerinden, üçü Kula bazaltlarından, birer tanesi de Alibey ve Söke volkanitlerinden alınmıştır.

İnceleme alanındaki Tersiyer yaşlı en eski volkanik birim olan Bağburun formasyonu, olasılıkla Eosen yaşlıdır. Ancak, radyometrik bir yaş belirlenmesi yapılmamıştır.

Saptanan en eski yaş ise 31,4±0,40 milyon yıl (Üst Oligosen) olup Ayvalık yakınındaki Alibey volkanitlerine aittir. Bu bölgede daha önce çalışan Ercan ve diğerleri (1984-c), Alibey volkanitlerinin yaşım Miyosen olarak düşünmüşler, ancak bu çalışma ile formasyonun Üst Oligosen yaşlı olduğu belirlenmiştir. Alibey volkanitlerinin çevresinde yer alan Hallaçlar formasyonunun Edremit doğusundaki lavlarında Krushensky (1976), radyometrik yaş belirlenmesi yaparak 23,6±0,6 milyon yıl; Dedetepe formas-

ÖRNEK NO. (Sample No)	FORMASYON ADI (Formation Name)	K (wt %)	rad. Ar (nl / g)	atm. Ar (nl / g)	K-Ar Yaşı (M.Yıl) [K-Ar Date (Ma)]	
3	ALİBEY VOLKANİTLERİ (Alibey volcanics)	3.102 ± 0.033	3.818 ± 0.034	1.869 ± 0.020	31.4 ± 0.40	
5	ÇANDAĞ VOLKANİTLERİ (Çandağ volcanics)	1.931 ± 0.021	1.478 ± 0.011	0.540 ± 0.005	19.59 ± 0.26	
12	ÇANDAĞ VOLKANİTLERİ (Çandağ volcanics)	2.737 ± 0.029	2.323 ± 0.018	1.236 ± 0.010	21.71 ± 0.29	
17	KULA BAZALT LARI (KULA BASALTS)	BURGAZ VOLKANİTLERİ (Burgaz volcanics)	2.495 ± 0.027	0.734 ± 0.007	0.304 ± 0.006	7.55 ± 0.11
18		ELEKÇİTEPE VOLKANİTLERİ (Elekçitepe volcanics)	3.005 ± 0.032	0.0035 ± 0.0006	0.1932 ± 0.0024	0.030 ± 0.005
19		DİVLİTTEPE VOLKANİTLERİ (Divlittepe volcanics)	3.020 ± 0.032	0.0029 ± 0.0007	0.1982 ± 0.0025	0.025 ± 0.006
22	SÖKE VOLKANİTLERİ (Söke volcanics)	2.605 ± 0.027	0.709 ± 0.021	12.06 ± 0.9	6.99 ± 0.22	

Çizelge 5. İnceleme alanındaki bazı volkanik kayaların K-Ar yöntemi ile bulunan yaşları.

Table 5. Ages which were determined by K-Ar method for some volcanic rocks in the investigated area

yonunda ise $20,8 \pm 0,7$ ve $20,3 \pm 0,6$ milyon yıllık sonuçlar elde etmiştir.

Çandağ volkanitlerinden iki örneğin radyometrik yaş belirlemesi (5 ve 12 numaralı örnekler) yapılmış olup, Bigadiç yakınından alınan örneğin $19,59 \pm 0,26$ milyon yıl, Kepsut yakınından alınan örneğin ise $21,71 \pm 0,29$ milyon yıl (Alt Miyosen) yaşlı olduğu saptanmıştır. Çandağ volkanitlerinin yaşı, bu bölgede daha önce inceleme yapan Ercan ve diğerleri (1984-d) tarafından Üst Miyosen olarak kabul edilmiş, ancak bu çalışma ile gerçek sonuca ulaşılmıştır.

Söke volkanitlerinden alınan örnekte yapılan radyometrik yaş belirlemesi ile $6,99 \pm 0,22$ milyon yıllık (Üst Miyosen) bir değer bulunmuş ve bu yörede daha önce çalışılan Ercan ve Günay (1981)'m düşündükleri gibi Üst Miyosen-Pliyosen değil, salt Üst Miyosen yaşlı oldukları saptanmıştır.

Kula bazaltlarından 3 örnekte radyometrik yaş belirlemesi yapılmış, en eski evre lavlarının (Burgaz volkanitleri) $7,55 \pm 0,11$ milyon yıl (Üst Miyosen) yaşlı oldukları bulunmuştur. Ancak, daha önceki araştırmacılar (Borsi ve diğerleri, 1972) en eski evrenin 1,1 milyon yıl yaşlı olduklarını öne sürmüşlerdir. Çelişki gösteren bu veriler, Kula volkanitlerinde pek çok evrenin var olabileceğini, ayrıntılı arazi gözlemleri sonucu yeniden daha fazla radyometrik yaş tayininin gerekliliğini ortaya koymaktadır. Borsi ve diğerleri (1972) nin saptadığı 1,1 milyon yıllık yaş olasılıkla en eski değil, ikinci evreye ait olmalıdır. Kula bazaltlarında saptanan 25000 ± 6000 yıllık en genç yaş (Divlittepe volkanitleri) ise, insanlık tarihi için son derece önemli bir buluntu olan ve Dünyada salt 4 yerde gözlenen (Ozansoy, 1972; Ercan, 1985) ilkel insan ayak izlerinin yaşını meydana

na çıkarmıştır. Zira Kula bazaltlarının son evresi olan Divlittepe volkanitlerinin tüflerinde, volkanizmanın aktif olduğu esnada o bölgede yaşayan ilkel insanlar çıplak ayakla yürümüşler ve bu izlerin üzerine gelen bazaltik lav ve cürufurflar, onların zamanımıza değin korunmalarını sağlamışlardır. Ancak daha önce, Ozansoy (1972), bu izlerin yaklaşık 250.000 yıllık olduğunu öne sürmüştü.

Böylece, inceleme alanındaki volkanik kayaların bazılarında gerçekleştirilen radyometrik yaş belirlemeleri sonuçları ile, yaşları tam bilinmeyen bazı volkanitlerin yaş problemlerine açıklık getirilmiş, daha önceki araştırmacıca düşünülen çeşitli hatalar da kısmen düzeltilmiş olmaktadır.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

İnceleme alanındaki tüm jeokimyasal çalışmalar göz önüne alındığında, Kula bazaltlarının (Divlittepe - Elekçitepe ve Burgaz volkanitleri) ve Denizli volkanitlerinin manto kökenli, diğer volkanitlerin ise kıtasal kabuk veya kabuksal özümleme içeren manto ürünleri olabilecekleri anlaşılmaktadır. Denizli volkanitleri Üst Miyosen, Kula volkanitleri Pliyosen-Kuvaterner, diğer volkanik kayalar (Eosen yaşlı Bağburun volkanitleri haricinde) Üst Oligosen-Pliyosen (çoğunlukla Miyosen) yaşta olduklarına göre, Batı Anadolu'da Eosenden bu yana üst kıtasal kabuğun kalımlaştığı, alttan itibaren bölümsel ergimelerle volkanik kayalar oluşturmaya başladığını, zaman geçtikçe üst mantodan alkali olivin bazaltik malzemenin geldiğini, yer yer bu iki farklı malzemenin karışıp melez ürünler veren bir volkanizma oluşturduğunu ve son evrelere doğru giderek kıtasal kabuk etkilerinin azalarak manto kökenli bazaltik vol-

kanitlerin meydana geldiğini öne sürmek mümkündür. Batı Anadolu'daki kıtasal kabuk kalınlaşması, olasılıkla bu bölgede Üst Kretase'de Pontidlerle Anatolitler arasında meydana gelen ve kuzeye doğru olan dalma-batmayı (Şengör ve diğerleri, 1984) izleyen Eosen'deki çarpışma sonucu (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981; Fytikas ve diğerleri, 1984) oluşmuştur. Ayrıca, Bingöl ve diğerleri, (1982) gibi bazı araştırmacılar ise, kabuğun sıkışarak kendi altında aşağı doğru dalması sonucu ortaya çıkan ve kuzeye doğru eğimli olan ters fayların da bu kabuğu kalınlaştırabileceğini öne sürerler. Daha sonra ise, Doğu Anadolu'da Arap-Anadolu plakalarının da çarpışmaları sonucu etkin olan sıkışma tektoniğinin ilerki aşamalarında, olasılıkla Anadolu plakasının Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu transform fayları boyunca batıya doğru hareketi Miyosen'den itibaren başlamıştır. Marmara bölgesinde, Saros körfezi batısında, Kuzey Anadolu transform fayının GB-KD doğrultulu Yunan makaslama zonuna dönüşmesi (Şengör, 1980), Anadolu plakasının batıya hareketine engel olduğundan tüm Ege ve Batı Anadolu'da bu kez, öncekinin aksine D-B yönlü bir sıkışma tektoniği etkin olmuş ve bu D-B yönlü sıkışmanın, K-G yönlü bir gerilme ile karşılanması sonucu Ege graben sistemi meydana gelmiştir. İnceleme alanında Pliyosen'den itibaren oluşan manto kökenli alkali bazaltik volkanitler ise, Miyosen'den bu yana Batı Anadolu'da gelişmeye başlayan grabenleşmeden (Dewey ve Şengör, 1979) yararlanarak yeryüzüne ulaşmışlardır. Sonuç olarak, Batı Anadolu, kuzeyde Üst Kretasede meydana gelip, Eosen sonunda kapanmış bir yitim zonu ile, daha güneyde yer alan, Girit adası yakınındaki günümüz etkin yitim zonu arasında bir kıtasallaşma sürecinde riftleşmeler ve blok faylanmaları birlikte, kalınlaşan kıtasal kabuğun altta ergimesi ve manto diyapirizminin etkin rolü ile oluşan volkanik kayaçlarla kaplanmıştır. İnceleme alanındaki Eosen yaşlı Bağburun formasyonu volkanitleri ise kuzeydeki eski yitim zonunun ürünü ve fosil bir yay sisteminin kanıtıdır. (Ercan ve diğerleri, 1984-a).

İnceleme alanında ve yakın çevresinde yersel çalışmalar yapan diğer araştırmacılar da bu araştırma ile elde edilen benzer sonuçlara ulaşmışlardır. Örneğin Innocenti ve diğerleri (1977), Ayvalık-Bergama çevresinde ve komşu Midilli adasındaki volkanitlerde jeokimyasal çalışmalar yaparak, bu çalışmada saptanan nadir toprak elementlerinin (REE) yamsıra Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu gibi diğer nadir toprak elementlerin kapsamlarını da araştırmış ve bölgedeki kalkalkalen volkanitlerin, nadir toprak element içeriklerine göre And tipi kıta kenarı volkanitleri ile özdeş tutulabileceğini, örneklerin önemli derecede negatif Eu anomalisi gösterdiklerini, SiO₂ kapsamları arttıkça La/Yb oranlarının da arttığını, volkanitlerin kabuksal kökenli olduklarını, alkali bazaltik volkanitlerin ise çeşitli evrelerde ilksel manto kökenli bir magmadan titrediklerini belirtmişlerdir. Innocenti ve diğerleri (1982-b), Dikili-Bergama çevresindeki kalkalkalen nitelikli volkanik kayaçların, orojenik toplulukların tipik ayırdedici (kıtasal volkanitler) karakteristiklerine sahip olduklarını, yer yer de şoşonitik özellikler taşıdıklarını belirtmişlerdir. Pe-Piper (1980), Dikili-Ayvahk volkanitleriyle eş kökenli Midilli adasında, yüksek potasyumlu kalkalkalen lavlarla birlikte yer yer de şoşonitik nitelikte lavların da bulunduğunu, bunların iki evrede oluştuğunu belirterek oluşumların manto diyapirlerine ve derindeki magma odalarındaki fraksiyonel krista-

lizasyona bağlamaktadır. Fytikas ve diğerleri (1980 ve 1984) bölgedeki volkanizmayı, Eosen-Oligosen'de genel anlamda Afrika-Avrupa kıtalarının çarpışmasına bağlamakta ve gözlenen şoşonitik nitelikteki volkanitlerin, kalkalkalen nitelikteki birimlerle yersel ve zamansal geçişli olmalarına karşın, esas olarak kıtasal çarpışmayı izleyen ve giderek zayıflayan kalkalkalen volkanizmanın son aşamalarında oluştuğunu öne sürmektedirler.

Böylece, tektonizma bakımından son derece karmaşık bir bölge olan Ege bölgesinde oluşan volkanik kayaçlarda, daha da ayrıntılı jeokimyasal çalışmaların, Sr izotop oranı ve radyometrik yaş belirlemeleri yapılmasının gereği ortaya çıkmaktadır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüdları Dairesi, İzmir 9 Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümüne ortak olarak yürütülen bu araştırmanın değişik aşamalarında çeşitli yardımlarını gördükleri, Dr. Necdet Özgül, Prof. Dr. Önder Öztunah, Doç. Dr. Yılmaz Savaşçın, Doç. Dr. Yücel Yılmaz, Özer Ölçer ve Ali Dinçel'e; şekillerin çizimini yapan MTA Ege Bölge Müdürlüğü ressamlarından M. Rifat Gümüşel'e ve metni daktilo eden Bedriye Türkbilgi'ne teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abbott, M.S., 1969, Petrology of the Nandewar volcano, New South Wales, Australia: Contrib. Mineral. Petr., 20, 115-134.
- Akyürek, B., ve Soysal, Y., 1982, Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe - Kırkağaç - Bergama - Ayvalık) temel jeoloji özellikleri: MTA Derg., 95/96, 1-12.
- Barton, M., Salters, V.J.M., ve Huijsmans, J.P.P., 1983, Sr isotope and trace element evidence for the role of Continental crust in calc-alkaline volcanism on Santorini Milos, Aegean Sea, Greece: Earth. Planet. Sci. Lett., 63, 273-291.
- Bingöl, E., Delaloye, M., ve Ataman, G., 1982, Granitic intrusion in Western Anatolia; a contribution to the geodynamic study of this area: Ecol. Geol. Helv., 75/2, 437-446.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F. ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean sea: Bull. Volcan., 36/1, 473-496.
- Briqueu, L., Lancelot, J.R., Tatsumoto, M., Coffran, D. ve Vilminot, J.C., 1982, Sr, Nd and Hf isotopic constraints on magma genesis in the Aegean island arc; The Geological evolution of the Eastern Mediterranean Congress, Abstract Book, 18.
- Briqueu, L., ve Lancelot, J.R., 1984, A geochemical study of Nea-Kameni hyalodacites (Santorini volcano, Aegean island arc); inferences concerning the origin and effects of solfataras and magmatic evaluation: Jour. of Volcan. Geoth. Res., 20, 41-54.
- Cox, K.G., Bell, J.D., ve Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks: George Allen and Unwin Ltd., Londra, 450 s.
- Dewey, J.F., ve Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions; complex multi-plate and continuum

- tectonics in a convergent zone: Geol. Soc. Amer. Bull., 90, 84-92.
- Dora, Ö., ve Savaşçın, Y., 1982, Alibey-Maden adaları (Ayvalık) bölgesi magmatizması: Tübitak 7. Bilim Kongresi Yerbilimleri Sektörünü Tebliğler Kitabı, 11-83.
- Engel, A.E.J., Engel, C.G., ve Havens, R.G., 1964, Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle: Bull. Geol. Soc. Amer., 76, 719-733.
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması: Jeoloji Mühendisliği Derg., 9, 2346.
- Ercan, T., Dinçel, A., ve Günay, E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Ege bölgesindeki yeri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/2, 185-198.
- Ercan, T., 1980, Akdeniz ve Ege denizindeki Pliyo-Kuvaterner ada yayı volkanizması: Jeomorfoloji Derg., 9, 37-59.
- Ercan, T., 1981, Batı Anadolu Tersiyer volkanitleri ve Bodrum yarımadasındaki volkanizmanın durumu: İstanbul Yerbilimleri Derg., 2/34, 263-281.
- Ercan, T., ve Günay, E., 1981, Söke yöresindeki Tersiyer volkanizması ve bölgesel yayılımı: Jeomorfoloji Derg., 10, 117-137.
- Ercan, T., 1982, Kula yöresinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi: İstanbul Yerbilimleri Derg., 3, 77-124.
- Ercan, T., ve Öztunah, Ö., 1982, Kula volkanizmasının özellikleri ve içerdiği «Base surge» tabakalanma şekilleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25/2, 117-126.
- Ercan, T., 1983-a, Gördes volkanitlerinin (Manisa) petrolojisi ve kökensel yorumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26/1, 4148.
- Ercan, T., 1983-b, Volkanlar, oluşumları ve Ege denizinde günümüzdeki etkinlikleri: Tübitak Bilim ve Teknik Dergisi, 183, 27-31.
- Ercan, T., Günay, E., ve Baş, H., 1983-a, Denizli volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından bölgesel yorumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26/2, 153-160.
- Ercan, T., Türkecan, A., Dinçel, A., ve Günay, E., 1983-b, Kula-Selendi (Manisa) dolaylarının jeolojisi: Jeoloji Mühendisliği Derg. 17, 3-28.
- Ercan, T., ve Günay, E., 1984, Kuzeybatı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Oligö-Miyosen yaşlı volkanizmanın gözden geçirilmesi: Türkiye Jeoloji Kurultayı, 1984 Bülteni (Baskıda)
- Ercan, T., Günay, E., ve Türkecan, A., 1984-a, Edremit-Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi, magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 27/1, 21-30.
- Ercan, T., Günay, E., Savaşçın, Y., 1984-b, Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması: MTA Derg., 97/98, 86-101.
- Ercan, T., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Türkecan, A., Can, B., ve Erkan, M., 1984-c, Dikili-Çandarlı-Bergama (İzmir) ve Ayvalık-Edremit Korucu (Balıkesir) yörelerinin jeolojisi ve magmatik kayaların petrolojisi: MTA Rapor No: 7601 (Yayınlanmamış)
- Ercan, T., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Küçükayman, A., Can, B., ve Erkan, M., 1984-d, Bigadiç çevresinin (Balıkesir) jeolojisi magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu: MTA Rapor No: 7600 (Yayınlanmamış).
- Ercan, T., Günay, E., Akyürek, B., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., Erkan, M., ve Özkirişçi, C., 1984-e, Dikili-Bergama-Çandarlı (Batı Anadolu) yöresinin jeolojisi ve magmatik kayaların petrolojisi: Jeoloji Mühendisliği Derg., 20, 47-60.
- Ercan, T., 1985, İlk insanın Anadolu'daki ayak izleri: Tübitak Bilim ve Teknik Derg., 207, 1-2
- Ercan, T., Çevikbaş, A., Günay, E., Ateş, M., Can, B., ve Küçükayman, A., 1985-a, Bigadiç çevresindeki (Balıkesir) magmatik kayaların petrolojisi ve evrimi: Jeomorfoloji Derg., 13, 57-69.
- Ercan, T., Türkecan, A., Can, B., Günay, E., Çevikbaş, A., ve Ateş, M., 1985-b, Batı Anadolu'da Manisa - Balıkesir arasındaki Tersiyer yaşlı yalancı bazaltların özellikleri: Jeoloji Mühendisliği Derg. (Baskıda)
- Ercan, T., Akat, U., Günay, E., ve Savaşçın, Y., 1985-c, Söke-Selçuk-Kuşadası çevresinin jeolojisi ve volkanik kayaların petrokimyasal özellikleri: MTA Derg. (Baskıda)
- Evart, A., ve Stipp, J.J., 1968, Petrogenesis of the volcanic rocks of the central islands, New Zealand: Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 699-735.
- Faure, G. ve Powell, J.L., 1972, Strontium isotope geology: Berlin, Springer Verlag, 188 s.
- Floyd, P.A., ve Winchester, J.A., 1975, Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements: Earth. Planet. Sci. Lett., 27, 211-218.
- Frey, F.A., Haskin, M.A., Poetz, J.A., ve Haskin, L.A., 1968, Rare earth abundances in some basic rocks: Jour. Geophys. Res., 73, 6085-6097.
- Fytikas, M., Innocenti F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. ve Villari, L., 1984, Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region: «The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean» da: Dixon, J.E., ed., 687-699.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., ve Villari, L., 1980, Neogene volcanism of the Northern and central Aegean region: Ann. Geol. Pays. Hellen., 30, 106-129.
- Gale, N.H., 1981, Mediterranean obsidian source characterisation by strontium isotope analyses: Archeometry, 23, 41-51.
- Gerasimovskiy, V., I., 1978, Geochemistry of alkali basalts: Geochemistry international, 15/2, 19-27.
- Gledhill, A., ve Baker, P.A., 1973, Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the south Sandwich islands: Earth Planet. Sci. Lett., 19, 369-372.
- Irvine, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. Jour. Earth. Scien., 8, 523-548.
- Innocenti, F., ve Mazzuoli, R., 1972, Petrology of İzmir-Karaburun volcanic area (West Turkey): Bull. Volcan., 36, 1-22
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., ve Poli, G., 1977, REE distribution in Tertiary and Quaternary volcanic rocks from central and Western Anatolia: 6. Ege ülkeleri Kollokyümü Tebliğler Kitabı, İzmir (Baskıda)

- Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Rita, F., ve Villari, L., 1982-a, Acid and basic late Neogene volcanism in central Aegean sea; its nature and geotectonic significance: *Bull. Volcan.*, 45/2, 87-97.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G., ve Villari, L., 1982-b, Neogene and Quaternary volcanism in Anatolia and NW Iran: «Orogenic Andesites», de; John Wiley, Newyork, 327-349.
- Kastelli, M., 1971, Denizli vilayeti güneyinin jeoloji incelemesi ve jeotermal enerji olanakları: MTA Rapor No: 5199 (yayınlanmamış).
- Kay, R., Hubbard., N.J., ve Gast, P.W., 1970, Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks: *Jour. Geophys. Res.*, 75,1585-1611.
- Kistler, R.W., Evernden, J.F., ve Shaw, R.H., 1971, Sierra Nevada Plutonics cycle: Part I., Origin of composite granitic batholits: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 853-868.
- Krushensky, R.D., 1976, Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey: *Bulletin Volcanologique*, 40, 336-360.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalts; *Journal of Petrology*, 17/4, 589-637.
- Le Maitre, R.W., 1976, The chemical variability of some common igneous rocks: *Journal of Petrology*, 17/4, 589-637.
- Macdonald, G.A., ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaiian Lavas: *Journal of Petrology*, 5, 82-133.
- Me. Nutt, R.H., Crockett, J.H., Clark, A.H., Caelles, J.C., Farrar, E., Haynes, S.J., ve Zentili, M., 1975, initial 87 Sr/86 Sr ratios of plutonic and volcanic rocks of the central Andes between latitudes 26° and 29°S: *Earth. Planet. Sci. Lett.* 21, 223-249.
- Middlemost, E.A.K., 1975, The basalts clan: *Earth Sci. Rev.*, 11, 337-364.
- Moorbath, S., 1978, Age and isotope evidence for the evolution of continental crust: *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A 288, 401-413.
- Ozansoy, F., 1972, Türkiye Pleystosen fosil insan ayak izleri: *MTA Derg.*, 72, 204-208.
- Papanastassiou, D.A., ve Wasserburg, G.Z., 1969, The determination of small time differences in the formation of planetary objects: *Earth. Planet. Sci. Lett.* 5, 361-376.
- Pe, G.G., 1975, Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the North-Western part of the Hellenic arc: *Chemical Geology*, 11, 345-367.
- Pe, G.G., ve Gledhill, 1975, Strontium isotope ratios in volcanic rocks from the south-eastern part of the Hellenic arc: *Lithos*, 8, 209-214.
- Pe-Piper, G., 1980, Geochemistry of Miocene shoshonites Lesbos, Greece: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 387-396.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth. Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.
- Peckett, A., 1969, The Dodecanese (A chemical study): Ph. D. thesis, Cambridge Univ., England. (Yayınlanmamış)
- Pichler, H., ve Zeil, W., 1972, The Cenozoic rhyolite-andesite association of the Chilean Andes: *Bull. Volcan.*, 35, 424-452.
- Puchelt, H., ve Hoefs, J., 1971, Preliminary geochemical and Strontium isotope investigations of Santorini rocks: *Acta inter. Scien. Congress on the volcaao of Thera Proceeding Book.*, 318-327, Atina.
- Pushkar, P., 1968, Strontium isotope ratios in volcanic rocks of three island arc areas: *Jour. Geophys. Res.*, 73, 2701-2714.
- Savaşçın, Y., 1982, Batı Anadolu Neojen magmatizmasının yapısal ve petrografik öğeleri: «Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması»nda: *Türkiye Jeol. Kurmayını*, 22-38.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: *Türkiye Jeol. Kur. Yayını.*, 40 s, Ankara.
- Şengör, A.M.C., ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach: *Tectonophysics* 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., ve Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes massif. Western Turkey; implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey: *Tectonics*, 3/7, 693-707.
- Taylor, S.R., ve McLennan, S.M., 1981, The composition and evolution of the continental crust; rare earth element evidence from sedimentary rocks: *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A* 301,381-399.
- Tokel, S., 1984, Yeryuvarının yapısı ve bileşimi: «Jeokimya-Temel Kavramlar ve İlkeler»de: *Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Eğitim Dizisi*, 207-238.
- Wedepohl, K.H., Correns, C.W., Shaw, D.M., Turekian, K. K., Zemann, J., 1974, *Handbook of Geochemistry*: Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Wedepohl, K.H., 1975, The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle: *Fortschr. Miner.*, 52/2, 141-172.
- Whitehead, R.E.S. ve Goodfellow, W.D., 1978, *Geochemistry of volcanic rocks from the Tetagouche group, Bathurst, New Brunswick, Canada*: *Can. Jour. Earth. Sci.* 15, 207-219.
- Yılmaz, İ., 1977, Bigadiç bölgesi bazaltik volkanizmasının mutlak yaşı: *Tübitak Doğa Bilim Dergisi*, 1/6, 210-212.
- Yılmaz, H., 1977, Beğenler, Geçtin köylerinin kuzeybatı yöresi (Gördes) stratigrafik, tektonik ve petrografik incelenmesi. *Ege Üniv. Fen Fakültesi Derg.*, A, 1-2, 143-169.
- Yüksel, V., 1971, Söke-Germencik bölgesinin jeolojisi ve jeotermik enerji olanakları: MTA Rap. No: 4677 (yayınlanmamış).
- Zakariadze, G.S., Lordkipanidze, M.B., ve Popolitov, E.I., 1978, Geochemical evolution of volcanism in the Black sea-Adahar-Trialet Paleorift: *Geochem int.*, 15/3,111-120.
- Zanettin, B., 1984, Proposed new chemical classification of volcanic rocks: *Episodes*, 7/4, 19-20

Yazının Geliş Tarihi : 11.5.1985

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 17.10.1985

Yayına Verildiği Tarih : 1.11.1985

Şarkikaraağaç (İsparta) güneyinde bulunan boksitli demir ve demirli boksit yataklarının jeolojisi ve oluşumu

Geology and origin of bauxitic iron and ferruginous bau xite deposits in the south of Şarkikaraağaç (İsparta)

AHMET AYHAN, Selçuk Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya.

M. MUZAFFER KARADAĞ, Etibank Alüminyum İşletmesi Müessese Müdürlüğü, Seydişehir - Konya.

ÖZ : Şarkikaraağaç (İsparta) güneyinde köken, mineraloji, kimyasal bileşim ve oluşum yaşı bakımından birbirleriyle ilişkileri bulunmayan stratigrafik kontrollü iki cevher kuşağı yüzeyler. Alt kuşak genellikle Alt-Orta Kambriyen yaşlı Çaltepe Formasyonu'na ait dolomitler ile Dogger yaşlı Feletepe Formasyonu'na ait kayalar arasındaki bir açılı uyumsuzluk hattı boyunca süreksiz bir biçimde izlenen, allokton kökenli «boksitli demir» zuhurlarıyla temsil edilir. Başlıca hematit, şamozit, kaolinit, pirokroit, diyaspor ve götit gibi mineralleri içerir. Zuhurları oluşturan kaynak kaya türü olasılıkla Sultandağları kuzeyinde gözlenen Ordovisiyen yaşlı kırmızı kum t aşlarıdır. Boksitli demirlere oranla daha kaim bir düzey biçiminde yüzeyleyen ve sürekli bir yayılım gösteren, Üst Jura yaşlı Kıyakede formasyonu ile Üst Jura-Kretase yaşlı Karayaka formasyonları arasında yeralan üst kuşağın cevherleri ise «demirli boksitler» olarak tanımlanır. Birbirini izleyen ve türe dikleri doleritlerle ardalanmalı olan demirli boksitler lateritik kökenlidir. Otokton kökenli bu boksitlerin ana mineralleri böhmüt, diyaspor, kaolinit, hematit, ve götitir. Ayrıca az miktarda, anataz, manyetit, ilmenit, pirit, krau dallit, kalsit ve klorit gözlenir.

Tümüyle karasal ortamın zayıf asitli koşullarında şekillenen demirli boksit zuhurları işletilebilir boksitlere oranla fazla miktarda silis ve nisbeten düşük miktarlarda alüminyum içerirler. Bu durum lateritik koşullarda drenaj ağının yeterince gelişmemesi, lateritleşme sürecinin boksit örtüsü üzerine gelen yeni volkanik kayaç örtülerine bağlı olarak kesintilere uğraması ve elementlerin farklı hareketliliği ile ilişkilidir.

ABSTRACT: Two stratigraphically controlled ore zones, which do not have any relationship with each others in terms of their genesis, mineralogical and chemical composition as well as their age, crop out to the south of Şarkikaraağaç (İsparta). The lower ore zone is followed on an unconformity surface between dolomites of Çaltepe Formation of Lower-Middle Cambrian-age and Feletepe Formation of Dogger-age. It consists of discontinuous occurrences of autochthonous «bauxitic iron ore» consisting of mainly hematite, chamosite, kaolinite, pyrochroite, diaspor and goethite. Their source rocks were probably reddish colored sandstones of Ordovician-age from northern part of Sultandağ. On the other hand, the ferruginous bau xite-bearing upper zone, thicker and with more continuous distribution than the first one, is found between Upper Jurassic Kıyakede formation and Upper Jurassic - Cretaceous Karayaka formation. Lateritic bauxites of the upper zone were originated from dolerites which show some alternations with them. These autochthonous bauxites are composed of mainly boehmite, diaspor, kaolinite, hematite and goethite, with small amounts of anatese, magnetite, ilmenite, pyrite, krandalite, calcite and chlorite.

Occurrences of the ferruginous bauxites were formed under weak acidic conditions in a weathering environment containing great amounts of silica and relatively low amounts of aluminum with respect to mineable bauxites. This was the result of the insufficient development of drainage systems under lateritisation conditions, different mobilities of elements and interruption of lateritic processes because of new layers of volcanic rocks covering the bauxite horizon.

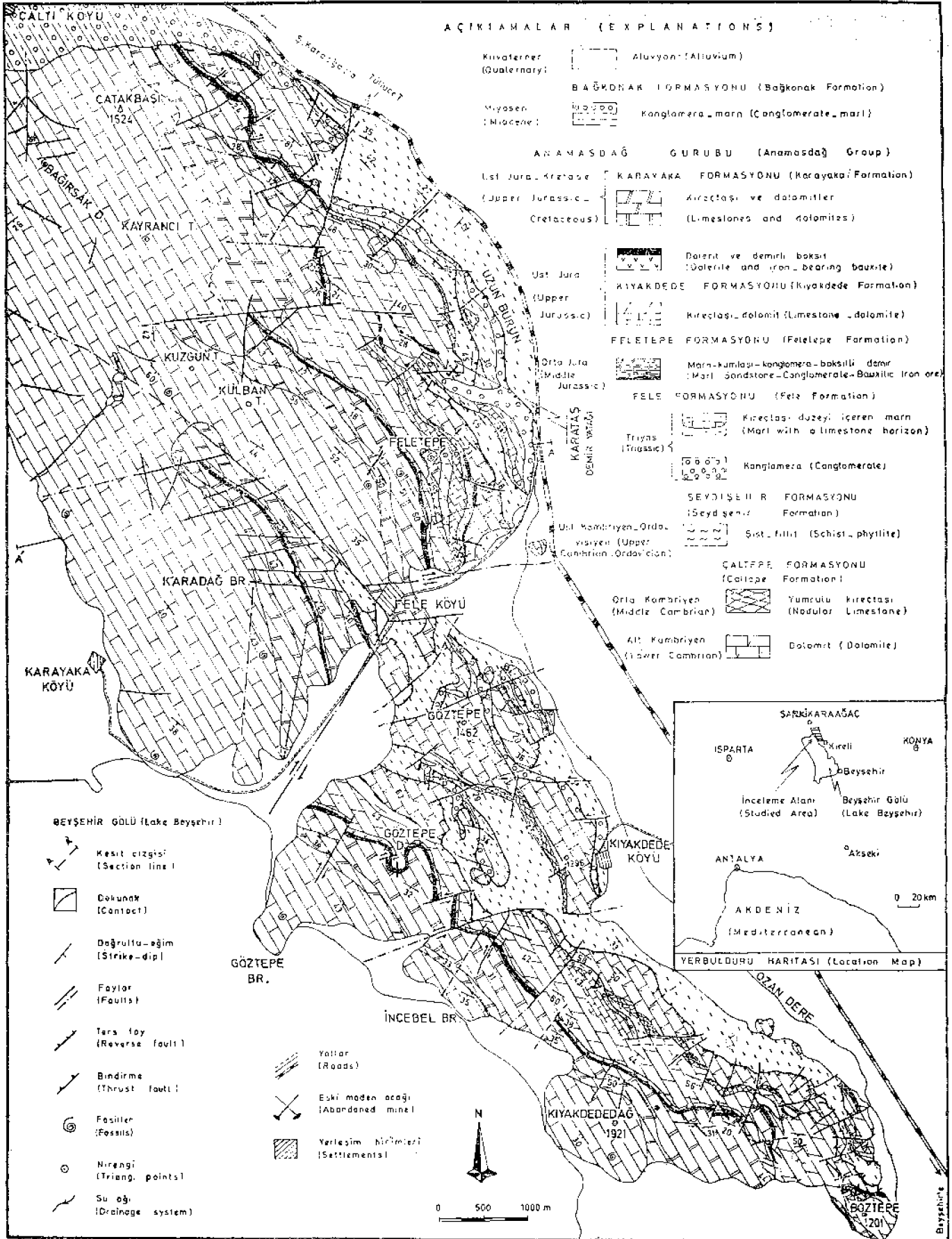
GİRİŞ

İnceleme alanı, Beyşehir gölünün kuzeydoğusunda Kırelili kasabasının yaklaşık 2 km kadar kuzeybatısından başlar ve kuzeybatı yönünde uzanarak Şarkikaraağaç güneyindeki Çaltı köyüne kadar uzanır (Şekil 1). Sultandağlarının genel uzanımına uyumlu olan bu alan, onun güneybatı sınırları boyunca bir kuşak gibi izlenebilen boksit zu-

hurlarının güney bölümünü kapsar. Yaklaşık 60 km'lik bir uzunluk gösteren boksit kuşağı inceleme alanı kuzey sınırından sonra da Şarkikaraağaç ilçesi doğusunda Çarıksaraylar köyünden itibaren Yalvaç ilçesi doğusundan kuzeye doğru Hacıalabaz dağına kadar uzanır.

İncelenen alanda ilk bölgesel ölçekte çalışma Monod (1977), tüm yöreyi içine alan daha ayrıntılı jeolojik çalış-

(*) Bu makale Türkiye Jeoloji Kurultayı -.1985'te bildiri olarak sunulmuştur.



Şekil 1. Kireli (Beyşehir) ile Şarkikaraağaç arasındaki yer-bulduru ve jeolojik haritaları.

Figure 1. Location and geological maps of the region between Kireli (Beyşehir) and Şarkikaraağaç.

malar ise Kelter (1968) ile Öztürk ve diğerleri (1981) tarafından yapılmıştır. Kıyakede Köyü güneyi ile Kırelî Kasabası arasındaki çok dar bir alan kapsayan Balzer (1968)'e ait çalışmalarda bazı önemli tektonik ve stratigrafik problemler ele alınmıştır.

Yörede ilk boksit aramaları Lahn ve Romberg (1939) tarafından başlatılmış ve bu incelemede son derece sıcak bir iklimin buradaki boksitleşmeyi oluşturduğu görüşü ileri sürülmüştür. Aynı boksit yataklarının prospeksiyonunu yapan Brennich (1957) ise boksitlerin, Neojen devrinin tropikal iklim koşullarının etkimesi sonucu bazik volkanik kayaların üzerinde çok ince bir örtüyü andıran lateritik bir kabuk şeklinde oluştuğunu belirtmiştir. Despraires ve Gutnic (1970) «Mesozoyik Ferralitleri» olarak adlandırdıkları boksitlerin Kimmeridgen devrinden kalma diyabaz yükseltilerinden oluştuğunu belirtmişlerdir.

Tüm boksit kuşağının ekonomik potansiyelini belirlemek amacıyla Çetin ve Bulur (1979) tarafından yürütülen çalışmada Paleozoyik birimlerle bunların üzerine itilme ile gelen Üst Jura öncesi doleritler ve Üst Jura yaşlı kireçtaşlarının bulunduğu belirtilmekte, boksitlerin ise doleritlerin yüzey ayrışmasıyla oluştuğu vurgulanmaktadır. Türkiye boksit yataklarına genelde değinen Çağatay ve Arman (1982) Şarkikaraağaç boksitlerinin Türkiye'nin halen bilinen tek otokton kökenli yatakları olduğunu savunmaktadırlar.

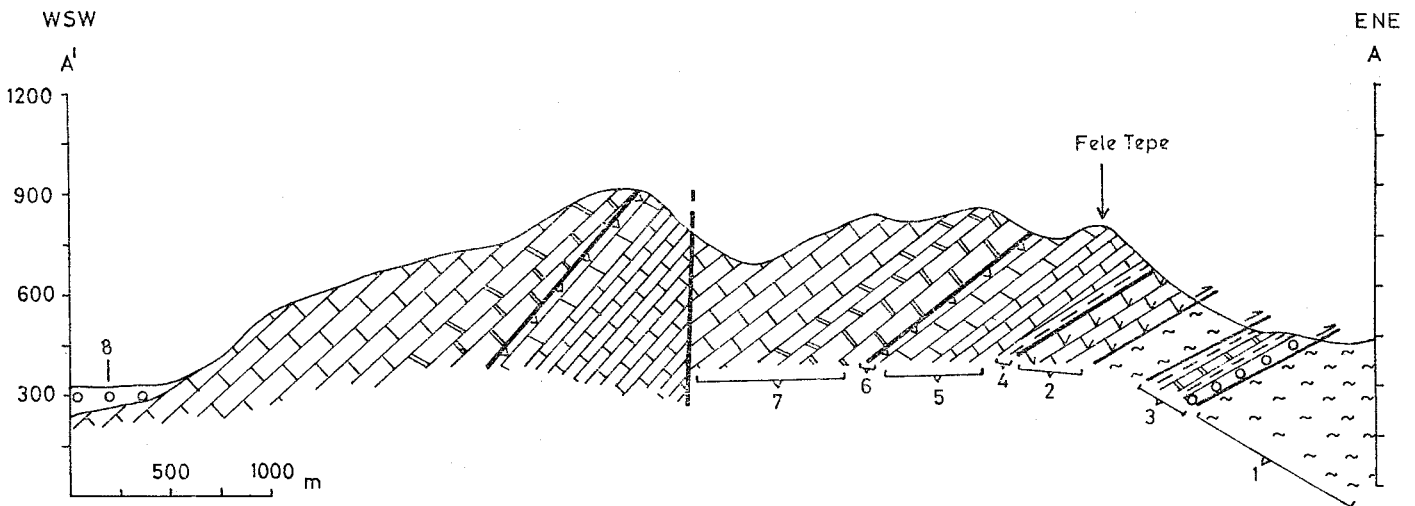
Önceki çalışmaların ana amacı kökenden çok, yöredeki boksit potansiyelinin saptanmasıdır. Bu çalışmada şimdiye kadar oluşum süreçleri ve jeokimyasal özelliklerinin ayrıntılarına inilmeyen boksit yatakları ele alınmış, zuhurların yakın ve uzak çevrelerinde jeolojik harita alınmış ve incelenen boksitlerin biri allokon, öteki otokton olmak üzere iki kuşak oluşturduğu saptanmıştır. Özellikle otokton cevherleşmeyle ilgili lateritleşme süreci açıklanmaya çalışılarak, her iki kuşak köken açısından denetlenmiştir.

GENEL JEOLJİ

Beyşehir-Hoyran Napları'nın Sultandağları'na bitişik olan kesimini oluşturan inceleme alanındaki birimler Monod (1977) tarafından otokton olarak nitelenen Kambro-Ordovisiyen Formasyonları ve Mezozoyik karbonatlar olarak ayrılmıştır. Kelter (1968) ile Öztürk ve diğerleri (1981), aynı birimleri daha ayrıntılı haritalamış ve değişik adlar altında ele almışlardır. Bu çalışmada, Öztürk ve diğerleri (1981) tarafından gerçekleştirilen formasyon adlamaları temel alınarak şu formasyonlar ayırt edilmiştir:

- Çaltepe Formasyonu (dolomit ve yumrulu kireçtaşı): Alt-Orta Kambriyen.
- Seydişehir Formasyonu (fillit-şist): Üst Kambriyen - Ordovisiyen.
- Fele formasyonu (kireçtaşı düzeyli marn ve konglomera): Triyas.
- Feletepe formasyonu (marn-kumtaşı-konglomera ve kireçtaşı): Dogger.
- Anamasdağ Grubu :
- Kıyakede formasyonu (kireçtaşı-dolomit): Malm.
- Dolerit ve boksit kuşağı: Malm.
- Karayaka formasyonu (kireçtaşı-dolomit): Malm-Kretase.
- Bağkonak formasyonu (mil, kum ve çakıl): Oligosen.
- Alüvyon: Kuvaterner.

Yazarlar tarafından yapılan arazi çalışmalarıyla ele alınan formasyonlar ve bunun yamsıra elde edilen yeni bulgular Şekil 1 ve 2'de gösterilmiştir. Haritalanan alanın batısında bir kuşak biçiminde Seydişehir Formasyonu yüzeylenmekte; bunun üzerine bindirme ve ters faylarla ya Çaltepe Formasyonuna ait dolomitler veya Fele formasyonuna ait konglomera düzeyleri gelmektedir. Öte yandan Kıyakede-Göztepe Dağı ve Fele Köyü arasında kalan bölge ile Fele Tepe doğusunda bulunan kesimde, yoğun blok hareketleri ve itilmelerle Seydişehir Formasyonuna ait bi-



Şekil 2. Fele Tepe ile Karayaka köyü kuzeyinden geçen jeolojik kesit: 1 — Çaltepe Formasyonu, 2 — Seydişehir Formasyonu, 3 — Fele formasyonu, 4 — Feletepe formasyonu, 5 — Kıyakede formasyonu, 6 — Dolerit ve boksit, 7 — Karayaka formasyonu, 8 — Alüvyon.

Figure 2. Geologic cross-section through Fele Tepe and northern part of Karayaka: 1 — Çaltepe Formation, 2 — Seydişehir Formation, 3 — Fele formation, 4 — Feletepe formation, 5 — Kıyakede formation, 6 — Dolerite and bauxite, 7 — Karayaka formation, 8 — Alluvium.

rimlerin hem Fele formasyonu üzerine geldiği, hem de öteki birimlerle tektonik dokanaklı olarak yanyana bulunduğu gözlenmektedir. Burada birbirini izleyen birkaç bindirme hattı bulunmasına karşın, Koçyiğit (1984) çalışmasında kuzeykuzeybatı güneygüneydoğu yönünde uzanan Beyşehir grabeninin doğu kesimini sınırlayan Beyşehir fayının varlığından söz etmektedir.

Seydişehir yöresindeki Çaltepe tip kesitinde dolomitler ile yumrulu kireçtaşları arasında bulunan gri renkli kireçtaşlarına Fele çevresinde rastlanılmamaktadır. Yoğun tektonik etkiler sonucu gerek Çaltepe, gerekse Seydişehir Formasyonlarına ait birimlerin tamamı yüzeylememiş, çoğu zaman tektonik dilimlere biçiminde yerleşmişlerdir. Yörenin genel konumunun kazanılmasını sağlayan itilme hareketlerinden sonra etkin olan tektonik fazlarla genellikle doğu-batı ve kuzeydoğu-güneybatı yönlü yırtılma fayları şekillenmiştir.

MADEN YATAKLARI

Yörede birbiriyle hiçbir kökensel ilişkisi olmayan ve farklı litolojik birimler içinde çökelen iki cevher kuşağı bulunur. Bunlar allokton kökenli boksitli demir zuhurları ve otokton kökenli demirli boksit zuhurlarıdır (Şekil 1 ve 2).

Boksitli Demir Zuhurları: Çaltepe formasyonuna ait dolomitler ile bunun üzerinde bulunan Fele formasyonuna ait litolojiler arasındaki açılı uyumsuzluk boyunca, sürekli bir biçimde ve çok değişken kalınlıklarda izlenebilen bu zuhurlar tipik olarak Fele Tepe güneydoğu yamacında açılmış bulunan yarmalarda mostra verirler. Yarmalarda yaklaşık 22 m. uzunluk gösteren ve en fazla 9 m. kalınlığa ulaşan cevher kütlesi yanal olarak her iki yöne doğru kamalanır. Cevher kütlesinin tabanı doğrudan dolomitlerle olan bir aşınma yüzeyi boyunca uzanırken, tavanı soluk sarı renkli marnlarla uyumludur. Değinen yarmalardan itibaren kuzeye doğru aynı formasyonlar arasında uzanımını sürdürür. Ancak buralarda cevher kalınlığının birkaç dm. ile birkaç metre arasında değiştiği ve çok seyrek olarak yüzeyletiği gözlenir. Fele köyü batısında yaklaşık 1 km uzanım gösteren bir kuşak boyunca da boksitli demir cevherleşmesi görülür. Fakat daha önce anılan zuhurların üzerine gelen Feletepe formasyonuna ait kayalar burada çökmemiştir. Benzer cevherleşmelere Kıyakkede köyünün güneyindeki sırtlarda da rastlanır. Bu sırtlarda kuzey-güney yönünde uzanan ve diğer zuhurlarda olduğu gibi tabaka şekilli (Stratiform) olan cevher kütlesinin nitelikleri biraz farklıdır. Düzensiz kalınlığa sahip olan zuhurlar yer yer kumtaşı aratabakalıdır. Başlıca hematit, götit ve kuvars gibi mineralleri kapsayan cevherler demirli kumtaşları ve tabakalı demirler şeklinde tanımlanmıştır.

Koyu kahve-siyah renkler gösteren boksitli demir cevherlerinin başlıca mineralleri hematit, şamozit, pirokroit, kaolinit, götit ve diaspordur. Çoğunlukla masif bir nitelik taşımasına karşın, değişen oranlarda ve farklı boyutlarda yuvarlak kırıntılı bileşenler ile az sayıda ooid ve pisoid içerir. Kırıntılı bileşenlerin boyutları mm-cm arasında değişmekte olup, orta-iyi dereceli bir yuvarlaklığa sahiptir. Bunlardan önemli bir bölümü biri yer yer demirli bileşiklerle kirlenmiş, diğeri ise daha iri kristalli ve yelpaze biçiminde büyümeli olan iki ayrı türde klorit oluşumunu kapsar. Kloritler genellikle şamozit-türüniğit serisinin Mg'ca zengin şamozitleri tarafından temsil edilir. Öte yan-

dan birçok kırıntı ince bir hematit kılıfı ile sarıdır veya kırıntı kenarından merkeze doğru giderek azalan seçici (selektif) bir hematit ornatımı söz konusudur. İleri derecede kloritleşmiş bulunan kırıntılıların ilksel bileşimi bilinmemekle birlikte nadir olarak boksit içinde pijeonite rastlanması, bunların Sultandağı şistleri yamsıra, magmatik bir kayaktan veya kayalardan kaynaklanmış olabileceği görüşünün benimsenmesine neden olmuştur. Sadece belirli bir açılı uyumsuzluk hattı boyunca çökelen, ilksel konumu ve yayılımı çok düzensiz olan boksitli demir kuşağı ile onu izleyen Feletepe formasyonu birkaç evrede gelişim göstermiş bulunan kırık tektoniğinden çok fazla etkilenmiştir. Özellikle Kıyakkede köyü kuzeybatısında ve Kıyakkede - Boztepe arasında kalan kesimde blok hareketleriyle yeniden şekillenen bu cevher kuşağı ince şeritler biçiminde yüzeyletir.

Boksitli demir zuhurları ile Fele Tepe'nin yaklaşık 2 km. kuzeydoğusunda yer alan ve önemli ölçüde cevherleri işletilmiş bulunan Karataş demir zuhuru arasındaki kökensel ilişkiler araştırılmıştır. Karataş demir yatağının doğu ve güney sınırları Seydişehir Formasyonu ile faylıdır. Bu yatağın tabanında gri ve pembemsi renkli ince bir, kireçtaşı düzeyi içeren marnlar, tavanında da bir şapka biçiminde cevheri örten Jura kireçtaşları görülür (Ayhan, 1985). Yatak bolluk sırasına göre hematit, kaolinit, pirokroit ve götit gibi ana cevher minerallerini kapsar. Bu mineral kapsamı Fele Tepe civarındaki zuhurlara benzerlik gösterir; ancak Karataş yatağının taban ve tavan kayaları Feletepe zuhurlarından çok farklıdır; burada yaygın kumtaşı ve konglomera düzeyleri içeren tipik Feletepe formasyonu görülmez.

Otokton Boksit Zuhurları: Yörenin rezerv yönünden en zengin cevher yataklanması oluştururlar. Kırelî kasabası kuzeybatısında Boztepe civarından başlayan, yer yer yırtılma faylarıyla ötelenerek Kıyakkede Dağı doğusu, Göztepe Dağı zirvesi, Fele Köyü ve Fele Tepe batısı üzerinden Çaltı köyünün yaklaşık 2 km doğusuna kadar uzanan düzgün bir kuşak boyunca yüzeyletirler (Şekil 1). Kuşağın tabanında Kıyakkede formasyonunun dolomitleri, tavanında ise Karayaka formasyonunun kireçtaşları izlenir. Boksit kuşağı ile bu kireçtaşı birimleri arasında açısız bir uyumsuzluk bulunur. Ayrıca boksit kuşağının kuzey bölümünün Tüllüce Tepe güneyindeki kesiminde Anamasdağ grubuna ait kayaların Seydişehir Formasyonu üzerine bindirmiş olması nedeniyle boksit oluşukları yüzeylemezler. Toplam kalınlığı 25-100 m. arasında değişen bu kuşakta farklı kalınlıklı dolerit ve boksit düzeyleri gözlenir. Bunlardan herbir boksit düzeyi en az 2 m. lik bir kalınlığa sahip olmasına karşın, alttan itibaren üstteki boksitlere doğru dereceli bir ayrışma sunan dolerit düzeylerinin kalınlığı ise 40 m. ye kadar çıkmaktadır. Boksit kuşağının bazı bölümlerinde biri diğeri izleyen 3 dolerit ve boksit düzeyi oluşmuştur. En kalın dolerit düzeyi zuhurların en altında bulunmaktadırlar (Şekil 3). Dolerit örnekleri başlıca kalsik plajioklas (labradorit), klorit, ojit ve kalsit, daha az olarak manyetit, ilmenit, sfen, hematit, götit, kromit, kuvars ve serisit gibi mineraller içerir, ofitik bir doku gösterir. Mükemmel albit ikizlenmeli plajioklaslar çoğunlukla uzun düzgün çubuklar şeklinde gelişmiş olup, genellikle piroksenlerle iç içe büyümelidir.

Tüm dolerit incekesitlerinde kloritlerin yaygınlığı dik-

kati çeker. Klorit oluşumu plajiyoklas, piroksen ve büyük bir olasılıkla olivinlerin kısmen veya tamamen ayrışması ile gerçekleşmiş ve böylece yeni oluşan minerallerin bir kısmı özellikle plajiyoklas ve piroksenin psödomorflarını temsil ederler. Kloritleşmenin feldspat ve piroksenlerin uzun eksenlerine paralel dilinimler boyunca daha yaygın olarak geliştiği gözlenir. Öte yandan, kloritler bir kısım kalsit ve kuvarsla birlikte düzensiz kümeler halinde boşlukları doldururlar. Daha genç başka bir klorit grubu da ya kalsit ve kuvarsların minerallerinin kenarlarında kümelmiş, ya da bunları kateden çatlakları doldurmuşlardır. Boşluklarda şekillenen rozet biçiminde büyümeli ve yeşilimsi sarı pleokroizma gösteren klorit mineralleri olasılıkla Fe-kloritleri grubu içine girerler.

Kalsit ve kuvarsların kristalleri de kloritler gibi çoğunlukla kalsiyumlu silikatlardan plajiyoklas ve piroksenlerin ayrışması sonucu ortaya çıkmışlardır; kısmen de çözümlenmiş ve kloritlerle yerleşmişlerdir.

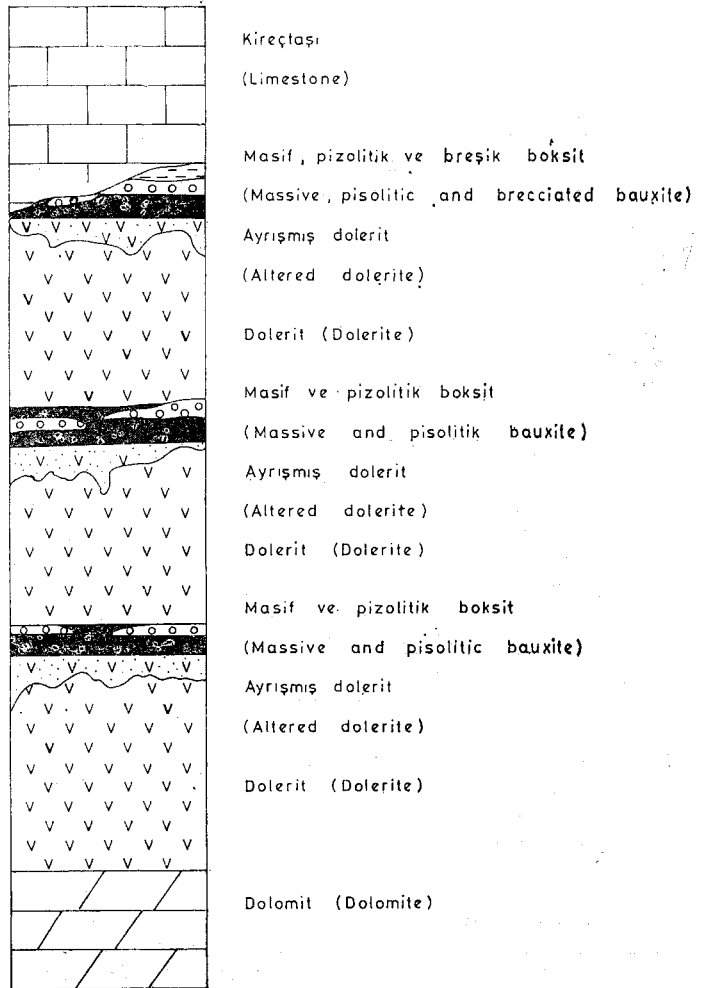
Dolerit örneklerinin opak mineral içeriği değişkendir. Daha önce değinilen opak mineraller genellikle özseküli kesitler verirler. Bunlar kloritçe zengin kesimlerde yaygın oldukları gibi, diğer minerallerin içlerinde veya kenar kısımlarında da gözlenirler. Opak minerallerden manyetitler ayrışma derecesine göre kısmen veya tamamen hematite dönüşmüştür.

Boksitler tümüyle doleritlerden türemiştir. Doku itibarıyla çoğunlukla masif, daha az olarak oolitik-pizolitik ve breşik özelliktedir. Masif ile diğer türlerin sık sık aralanma gösterdiği boksitler genellikle koyu kahve, açık-koyu vişne rengindedir. Boksit cevherlerinin fazla silis içerikli olanları, sert ve keskin köşeli parçalanmalı olmasına karşın, silisçe fakir fakat kaolinit, demir ve alüminyum minerallerince zengin olanları çok dağınık ve kısmen yumuşak toprakımsı bir görünümündedir. Boksitler yer yer yoğun dolerit ve boksit çakıllarını kapsarlar. Bu çakıllar Kıyıkdede Dağı kuzeyinde açılan yarmalarda olduğu gibi üç ayrı boksit düzeyini kapsayan kuşak bölümlerinde daha çok her düzeyin en üst kesiminde çökelmişlerdir. Bunlar çapları 2cm. ye varan yoğun çakıl toplulukları içeren yanal ve düşey yönde kamalanan, masif boksitlere oranla daha düşük tenöre sahip olan boksit düzeylerini şekillendirirler. Boksit içindeki çakılların düzey oluşturacak biçimde yığılması yer yer bunların yuvarlaklık göstermeleri, onların türemiş oldukları doleritlerden itibaren belirli mesafelere kadar taşındıklarını kanıtlar. Dolerit breşleri yanısıra tektonik kökenli breşlere de rastlanır. Bu tür breşlerin varlığı cevherleşme sonrası bölgeyi etkileyen sürüklenme ve blok hareketlerinin etkinliğini ortaya koyar. Boksitler, genellikle küçük-orta boylu kristaller şeklinde veya daha az olarak jel yapısında görülen böhmit, hematit, kaolinit, diyaspör, götit ve klorit gibi mineralleri içerirler. Bunlardan mikroskopta renksiz bir görünüm vermesi gereken böhmit, diyaspör ve kaolinit gibi mineraller demir oksitler tarafından ornatılmış ve boyanmış olmaları nedeniyle yer yer kahve ve kırmızımsı kahverenklerin değişik renk tonlarına sahiptir. Kesitlerde yaygın biçimde kil ve demir minerallerinin oluşturduğu topluluklar ile küçük boşluklar gözlenir. Boşluklar her iki mineral topluluğunun çözümlenmiş ve taşınmaları sonucu ortaya çıkmıştır.

Boksit örnekleri çok yaygın biçimde doleritlerin farklı

boyutlu breşleri ile genel boksit yataklanmasına uygun dizilimli olarak çökelmiş bulunan feldspat (labradorit) ve piroksen tanelerinin psödomorfları ve kalıntılarını içerirler. Sedimanter ve tektonik süreçlerle şekillenen dolerit breşlerinin biri tümüyle ayrılmış diğeri ise ilksel yapının kısmen korunduğu az ayrılmış olmak üzere iki türü ayırt edilir. Fazla ayrılmış breşler başlıca böhmit, kaolinit, hematit, diyaspör ve götit gibi minerallerle temsil edilir. Az ayrılmış breşlerde ise anılan minerallerin yanısıra psödo-plajiyoklas çubukları ile onların kalıntıları izlenir. Diğer taraftan birçok dolerit breşinde kısmen ayrılmış titanomanyetit minerallerine rastlanır. Boksit kuşağının tavanında ve hemen Karayaka kireçtaşlarının tabanına bitişik kesimlerde birincil breşlerin aralarında çok yaygın pirit kümeleri bulunur. Özşekli olan bu piritlerin ya kireçtaşı çökeli öncesinde denizel ortamda sığ indirgen bir kesimde çökelmiş oldukları veya diyajenetik koşullarda şekillendikleri kabul edilmektedir. Bunlar daha sonra ayrışma süreçlerinin etkimesi sonucu kısmen veya tamamen hematite dönüşmüşlerdir.

Oolitik ve pizolitik karakter taşıyan boksitler de yaygındır. Anılan oolitik tanelerin boy aralığı geniştir. Çapla-



Şekil 3. Dolerit ve demirli boksit ilişkilerini gösteren genelleştirilmiş dikme kesit.

Figure 3. Generalized columnar section showing relationship between dolerite and ferruginous bauxite.

rı göz önünde bulundurulursa ooidler (100µm-1 mm.), pisoidler (1-5 mm.) ve makropisoidler (5 mm. üzerinde) şeklinde bölümlenebilirler (Bardossy, 1963). Seyrekçe lipik oolit içyapıma sahip olanlar yanında iç yapısız olanlar çoğunluktadır. İç yapısız olanlar olasılıkla lateritik maddelerin kaynak kayadan topoğrafik olarak daha aşağıda bulunan kesimlere taşınması sırasında oluşmuştur.

Oolitik ve pizolitik yapılarla mercek ve çubuk şekilli yapı elemanlarını içeren boksitlerin mineralojik ve kimyasal bileşimleri çok sık değişmektedir. Boksit yataklanmasına uygun 5'önelim kazanan, boyutları değişken olan bu bileşenlerin büyük bir bölümü sarımsıdır. Bunlar psödooid ve psödopizoid şeklinde tanımlanırlar. Öte yandan çekirdeklerinde genellikle opak mineraller bulduran, sarımsılarda bazen böhmit ve diyaspör bazen de hematit ve götinit egemen olduğu gerçek oolitik yapılar gözlenir. Ooid ve pizoid tanelerin birçoğu yassı bir görünümündedir. Yassılaşımlar olasılıkla diyajenez sırasındaki yönlü basınç sağlayan ağırlık etkisinden kaynaklanmıştır. Oolitik yapılar dışında vermiküler yapı ve mercek şekilli oluşuklara da rastlanır. Merceksi oluşuklar ağırlıklı olarak hematit ve götinit, daha az oranlarda kil ve alüminyum minerallerini kapsarlar. Bunlar çok ince bir kaolinit kılıfı ile sarılıdır.

Bazı boksit düzeyleri uzunlukları 4 cm'yi, kalınlıkları 1,5 cm'yi bulan siyahımsı kahverenkler gösteren, birbirlerine ve genel boksit yayılımına göre paralel yönelmeleri olan, demirce zengin düzlemsel çakılları (Litoklastlar) içerirler. Bu oluşuklar yanısıra beyaz renkli, mm boyutlu kaolinit ile böhmit içerikli yuvarlak şekilli bileşenler, bazı çakıl ve kırıntılar da açık kahverenkli boksitli bir ara maddeyle çimentolanmıştır. Düzlemsel çakılların olası oluşum mekanizması şu şekilde açıklanabilir: Lateritleşme sırasında ortam koşullarına bağlı olarak demirce zengin ince kabuklar çökelmiş ve daha sonra bu kabuklar parçalanarak yakın mesafelere taşınmış ve oralarda tekrar çökelmişlerdir.

Tipik boksitik yapılardan bir diğeri de yanal olarak birbirleri içinde kamalanan, uzunlukları en fazla 5-6 cm. olan, kalınlıkları 0,5-1,5 cm. arasında değişen bant ve mercceklerdir. Sınırları çok düzensiz olan bu oluşukların bir kısmı demirce fakir ve açık renkli olmasına karşın, bir kısmı da demirce daha zengin ve kahverenklidir.

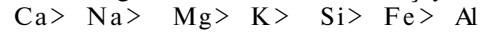
Açık renkli bantlar genellikle kaolinit, diyaspör ve silisçe zengindir. Koyu renkli olan bantlar ise değinilen minerallerle birlikte daha fazla demir minerallerini içerir. Bazı kesitlerde de sırf kaolin minerallerinin oluşturduğu bantlar gözlenir. Alt ve üstlerindeki yuvarlak ve merccekimsi şekillerle jeopedal yapılar oluşturan kaolinitli bantlarda tipik plastik akmalar ayırte edilir. Plastik akmalar olasılıkla diyajenez sırasında mevcut kırık ve çatlaklara kil minerallerinin sorulumu ile gerçekleşmiştir.

YATAKLARIN JEOKİMYASI

Boksit örnekleri değişik inceleme yöntemleri ile ele alınmışlardır. Mineralojik amaçlı incelemeler X-ışınları difraktometresi ile yapılmış; SiO₂ gravimetrik, FeO, Fe₂O₃ ve Al₂O₃ volumetrik, TiO₂ spektrofotometrik, CaO ve MgO hem volumetrik, hem atomik absorpsiyon spektrofotometri (AAS) ve diğer elementler ise AAS ile analiz edilmişlerdir.

Otokton boksitler: İnceleme alanında yüzeyleyen bok-

sit kuşağında yapılan jeokimyasal örnekleme ve bunların değerlendirilmesi, bu kuşağın güneyinden kuzeyine doğru Boztepe, Kıyakdede Dağı çevresi, Göztepe Dağı, Fele batısı ve Fele Tepe-Tüllüce Tepe sektörleri şeklinde gruplandırılarak gerçekleştirilmiştir. Bu sektörlerden alınan boksit örneklerinin ana bileşenlerini, çokluk sırasına göre Al₂O₃, Fe₂O₃, SiO₂, ve TiO₂, tali bileşenlerini de CaO, MnO, P₂O₅, MgO, K₂O, V₂O₅ ve Na₂O nun oluşturduğu saptanmıştır (Çizelge 1). Şekil 4 boksitlerin değinilen sektörler içindeki ana bileşenlerinin dağılım farklılıklarını yansıtmaktadır. Boztepe'den Kıyakdede sektörünün kuzey ucuna kadar Fe₂O₃ ve Al₂O₃ değerleri birbirine paralel bir dağılım (pozitif korelasyon)'a sahip iken aynı yerde SiO₂ değerleri bu iki bileşenle ters orantılı bir dağılım (negatif korelasyon) verirler. Bunun başlıca nedeni elementlerin çözünürlük ve hareketlilik (mobilité)leridir. Çizelge 2'de de gösterildiği gibi genellikle yüzey ayrışmasının etkin olduğu ortamlarda soldan sağa doğru giderek azalan nisbi hareketliliklerine göre elementlerin dizilimi şöyledir:



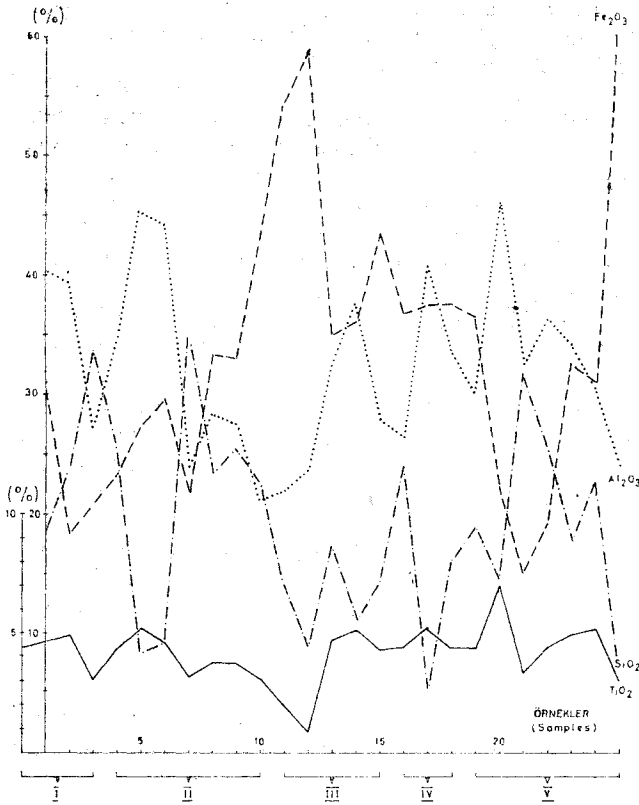
Bu durum lateritik örtüde neden alüminyum ve demir elementlerinin daha fazla bulunduğu sorusu ile SiO₂ ve diğer elementlerin dağılım ilişkisine açıklık getirmektedir.

Dağılımları incelenen elementler lateritik boksit kuşağının orta ve kuzey kesimlerinde güneydeki sektörlerle daha farklı bir zenginleşme gösterirler. Buralarda da SiO₂ ile Al₂O₃ ve Fe₂O₃ arasındaki ters orantılı dağılım büyük ölçüde korunmakla birlikte öteki sektörler kadar düzenli bir dağılım görülmez. Öte yandan bu kesimde Fe₂O₃ ile Al₂O₃ arasında çoğunlukla ters orantılı bir dağılım söz konusudur. Her iki bileşenin farklı dağılımı; onların hareketlilikleri yanısıra hareketlilikleri doğrudan denetleyen ortamın pH değerleri, çözeltilerin hareket ve göçünü sağlayan yöre paleocoğrafyasının konumu ile olan bağıntısını da ortaya koyar. Zira oksitleyici ortam koşullarında (Eh > 0,4) pH'nın çok düşük değerlerde (pH < 4) bulunması halinde alüminyumun çözünürlüğü demire göre çok daha fazladır. Öte yandan normal yüzey koşullarının orta dereceli pH değerlerinde genel olarak demir alüminyuma oranla daha hareketlidir. (Norton, 1973). Tüm bu veriler otokton boksitlerin, pH değerlerinin mevsimsel yağışlarla sık sık değiştiğine, incelenen her iki bileşenin farklı oranlarda çözünüp taşındığına işaret eder.

Ölçülen Element (Analysed Element)	Minimum-Maksimum değer (7.) (Min. and Max. Value)	Ortalama CA. (Average Value)
SiO ₂	2,89 - 35,06	19,30
TiO ₂	0,34 - 7,00	4,27
Al ₂ O ₃	5,79 - 58,80	34,21
Fe ₂ O ₃	4,33 - 75,37	28,71
FeO	0,29 - 3,89	1,39
MnO	Eser - 0,60	0,45
MgO	Eser - 2,40	0,147
CaO	0,14 - 4,83	0,79
Na ₂ O	Eser - 0,15	0,017
K ₂ O	Eser - 0,41	0,92
P ₂ O ₅	0,05 - 1,80	0,359
V ₂ O ₅	Eser - 0,165	0,07

Çizelge 1. Demirli boksitlerin kimyasal bileşimi

Table 1. Chemical composition of ferruginous bauxites.



Şekil 4. Demirli boksitlerde Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 ve TiO_2 içeriklerinin inceleme alanı sektörlerindeki dağılımları: I — Boztepe, II — Kıyakede, III — Göztepe Dağı, IV — Fele köyü batısı, V — Fele Tepe - Tüllüce Tepe

Figure 4. Distribution of Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 and TiO_2 contents of ferruginous bauxites in the sectors of studied area: I — Boztepe, II — Kıyakede, III — Göztepe Dağı, IV — West of Fele village, V — Fele Tepe - Tüllüce Tepe.

Boksitlerin ortalama yüzdesi içinde en büyük paya sahip olan Al_2O_3 ; diyaspor, böhmüt gibi alüminyum hidroksitlerden ve kaolinitten ileri gelir.

Boksitin öteki ana bileşenini oluşturan Fe_2O_3 içeriği ise başlıca hematit ve götit, ayrıca daha az miktarda man-yetit ve ilmenit mineralleri yapısında bulunur.

Ölçülen SiO_2 değerleri de çoğunlukla serbest ve amorf şekilde oluşan cx - kuvarsla veya kaolinit ve klorit toplulukları ile kalıntı (relikt) halinde bulunan piroksen mineralleri yapısındaki Si ile temsil edilir.

Hemen hemen bütün boksit örnekleri oldukça yüksek oranlarda TiO_2 içerir. Doğrudan anataz, rutil ve ilmenit gibi minerallerdeki miktarlarıyla temsil edilen TiO_2 ; SiO_2 miktarıyla ters, Al_2O_3 miktarı ile de doğru orantılı bir dağılıma sahiptir. Bu dağılım, kalıntı biçiminde çökelme eğilimi olan TiO_2 ve Al_2O_3 elementlerinin bunlara oranla daha hareketli bir nitelik taşıyan SiO_2 'in jeokimyasal davranışlarını yansıtır.

Boksit içinde % 0.05 ile % 1.8 arasında değişen miktarlarıyla önemli bir yer tutan P_2O_5 bileşeni krandalit mineralinden kaynaklanır. Kimyasal bileşimi $CaAl_2H[(OH)6](PO_4)_2 \cdot H_2O$ olan ve Alünit-Beudantit-Goyazit grubunda

yer alan krandalit minerali, çoğunlukla oksidasyon koşulları altında ortaya çıkar (Ramdohr ve Strunz, 1978). Boksitlerde yapılan X-ışınları analizlerinde krandalit ile anataz yakın bir ilişkide bulunduğu saptanmıştır; anataz içerikli her boksit örneğinde kesinlikle krandalit mineraline rastlanılır. Ölçüler krandalit miktarlarının Üst Kre-tase yaşlı kireçtaşları ve klastik sedimanlar arasında oluşan Bosna boksitlerinin % 0.4-0.6 arasında değişen oranlarda krandalit içeriğine (Sijaric, 1978) göre daha yüksek oranlarda olduğu görülür.

Çok hareketli olan Na_2O , K_2O , MgO ve CaO gibi alkali ve toprak alkali elementlerinin yöredeki dağılımlarında pek belirgin farklılıklar gözlenmez.

Yukarıdaki tüm jeokimyasal irdelemeler lateritik boksit yataklarının çoğunluğunu temsil eden masif karakterli boksitler üzerinde yapılmıştır. Ancak aynı yatakların oolit ve pizolitçe zengin düzeylerinde element dağılımları farklıdır. Buralarda element dağılımı mm-cm ölçeğindeki mesafelerde bile ani değişimler gösterir. Bu değişimler ooid ve pisoidlerle bunları birarada tutan maddelerin oluşturduğu bileşimin düzensizliğinden ileri gelir. Özellikle psö-doolit ve psödopizolitler ile konkresyon benzeri merceğimsi oluşuklarda demir oram yüksek, silisyum ve alüminyum oranı daha düşüktür. Öte yandan bunlara göre daha açık renkli olan bağlayıcı ara maddeleri ise alüminyum ve silis içeriği yönünden çok zengindir.

Boksitli demir cevherleri: Çokluk sırasına göre cevherlerin ana bileşenlerini Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 , FeO , ve MnO , tali bileşenlerini de CaO , MgO , TiO_2 , K_2O , Na_2O , P_2O_5 ve V_2O_5 oluşturur (Çizelge 3). Bu kimyasal bileşime göre cevherler Fe, Al ve kil içeriği çerçevesinde yapılan Bârdossy (1963) boksit sınıflamasının «boksitli demir cevherleri» bölümünde bulunurlar.

Demir cevherlerinde Fe_2O_3 hematit ve götitten, FeO şamozitten, Al_2O_3 diyaspor, şamozit ve kaolinitten, SiO_2 kaolinit, şamozit ve kuvarstan, MnO pirokroitten ve MgO

Gurup (Group)	Element (Element)	Nisbi Mobilité (Relative Mobility)
3 Değerlikli Metaloksitler (Sesquioxides)	Al_2O_3	0,02
	Fe_2O_3	0,04
Silika (Silica)	SiO_2	0,20
Alkali ve toprak alkali metaloksitler (Basic Cations)	K_2O	1,25
	MgO	1,30
	Na_2O	1,40
	CaO	3,00
Anyonlar (Anions)	CO_3	57
	Cl^-	100

Çizelge 2. Yüzey ayrışması sırasında yaygın elementlerin nisbi mobiliteleri (Polynov, 1937'e göre).

Table 2. Relative mobility of common elements during weathering processes (After Polynov, 1937).

bileşeni de şamozit ve dolomitlerden ileri gelir. Bir de? mir silikat olan şamozit sedimanter kökenli demir yataklarının en önemli bileşenidir (Pettijohn, 1975; Deer ve diğ. 1976) ve nisbeten nötr pH derecelerinde (pH=7-8) ve düşük pozitif Eh değerlerinin (Eh= 0-2) var olduğu ortam koşullarında çökelir (Krumbein ve Garrels, 1952). Borchert (1978) ve Bottke (1981) gibi bazı araştırmacılar da şamozitin esas olarak denizel ortamın CO₂ kuşağında, kısmen de H₂S kuşağında çökebileceğini vurgularlar. İnceleme alanının şamozitleri yüksek oranlarda Mg içerirler. Bu durum olasılıkla şamozit ile tuzlu çözeltiler arasında gelişen tepkimelerle ilgilidir.

Bofesitli demir kuşağında Fele Tepe çevresindeki mostralarda tabanda yer alan dolomit sınırından tavanda bulunan marnlara doğru elementlerin dağılımları araştırılmıştır: Burada Al₂O₃, SiO₂, P₂O₅ ve MnO miktarında belirgin bir artış, MgO miktarında ise bir azalma görülür. Ayrıca cevher kütlelerinde pirokroit, diyaspor ve kaolinit gibi minerallerin üst kesimlere doğru giderek artması, şamozitin ise en fazla alt kesimlerde çökelmiş olması element dağılımında mineralojik incelemelerin kimyasal analiz sonuçlarına paralellliğini kanıtlar.

MgO, dolomit-cevher sınırında % 18 civarında değerler gösterirken cevher kütlelerinin daha üst kesimlerinde % 0.55'e kadar düşmektedir. Şamozitle beraber MgO'nun kaynağını oluşturan dolomit kristallerinin oluşumu olasılıkla boksitli maddelerin taşınması sırasında Çaltepe Formasyonu'na ait dolomitlerin ayrışması ile ortaya çıkan Mg'ca zengin çözeltilerin tekrar çökmesi ile sağlanmıştır.

Kıyıkdede köyü güneyinden alınan demirli kumtaşıları ve bantlı demirlerin analizlerinde % 30-63 Fe^e, % 0.86-1.26 FeO, % 0.324-2 Al₂O₃, % 28.2-60.1 SiO₂ ve % eser-0.72 arasında değişen TiO₂ içeriği ölçülmüştür. Yoğun hematitli cevher örneklerinin çok yumuşak türlerinde demir

içerikleri yüksektir (% 87 Fe/), ve % 0.11 FeO). Zuhurlarda şamozit gibi demir silikatlar ile pirokroit gibi man-gan mineralleri bulunmaz.

Tüm bu veriler Fele Tepe çevresinde yüzeyleyen boksitli demir cevherleri ile yukarıda değinilen bantlı demir ve demirli kumtaşıları arasında mineralojik ve kimyasal bileşim bakımından belirgin farklılıkları ortaya koyar. Aynı cevher kuşağında bulunan cevher zuhurlarından boksitli demir cevherleri karasal ortamdan iyon, koloidal çözeltiler ve kırıntılar şeklinde denizel ortama taşınan malzemedir. Şekillenirken, bantlı demir ve bantlı kumtaşıları da benzer bir mekanizma ile fakat çok yoğun kırıntılı madde geliminin sağlandığı, daha sığ bir ortamda çökelmiş olmaktadır.

Sultandağlarının kuzey ucunda Ordovisiyen yaşlı şistlerin tavanında kalınlığı 5-10 m. kadar olan kırmızı kumtaşıları bulunur. Kumtaşıları özellikle demir, alüminyum ve titan bakımından zengindir (Despraires ve Gutnic, 1970). Demirce zengin bu oluşukların seçici (selektif) bir ayrışma ve taşınma işlevinin etkinliği sonucu denizel ortamda tekrar çökmesi olasıdır. Böyle bir mekanizma inceleme alanı boksitli demir cevherlerinin şekillenmesini sağlamış olabilir.

LATERİTLEŞME SÜRECİNİN GELİŞİMİ VE OTOKTON BOKSİT OLUŞUMU

Şarkikaraağaç yöresi otokton kökenli demirli boksitlerin oluşumu tamamen lateritiktir ve tümüyle Jura yaşlı doleritlerden türemişlerdir. Bu boksitler Valetton (1972) boksit sınıflamasının «otokton», Patterson (1967) sınıflamasının «lateritik blanket» boksitlerine katılmaktadır. Ayrıca ortalama % 30 civarında demir içermesi nedeniyle de Bârdossy ve Nicolas (1973) tarafından demir, kil, alüminyum ve titan içeriğine göre yapılan sınıflamanın «demirli boksit» bölümüne girer.

İnceleme alanında yüzeyleyen dolerit tier deki lateritleşme işlevi birçok jeolojik ve topoğrafik koşullarla yeraltı su düzeyine bağlı olarak gelişmiş ve kontrol edilmiştir. Bunlar arasında en önemlisi anakaya faktörüdür. Doleritlerin farklı kalınlıklarda olmaları, bu magmatik kayaların yayılımları ve taban topografyaları ile doğrudan ilişkilidir. Daha önce de değinildiği gibi dolerit-boksit kuşağının bazı kesimlerinde kendi içinde her biri bir boksit düzeyi tarafından izlenen üç ayrı dolerit düzeyi gözlenir (Şekil 3). Bu durum, belirli zaman aralıklarında gerçekleşen periyodik dolerit yayılımı ve lateritik koşullardaki değişkenliği yansıtır. Herbir dolerit düzeyinin oluşumunu izleyen karasal koşulların etkinliği altında bu magmatik kayalar lateritleşmeye uğramışlardır. Öte yandan sadece bir tek dolerit-boksit çiftini kapsayan kuşak kesimlerinde ise daha farklı bir gelişim sürecinin etkimiş olabileceği düşünülmektedir. Buna göre farklı zaman aralıklarında yayılımlarını sürdüren doleritlerin yöre topografyasına bağlı olarak geliştiği ve bunların her seferinde aynı mesafeler boyunca yayılmadığı varsayılmaktadır. Ayrıca daha önce oluşan dolerit ve boksit düzeylerinin tekrarlanan bölgesel yükseltilerle birlikte tamamen veya kısmen aşınması da olasıdır.

Yeryüzünde lateritik kökenli birçok boksit yatağında taze anakaya ile bunun üzerindeki alüminyumlu-demirli laterit kabuğu arasında oluşan kalınlığı en fazla 50 m. ye ulaşabilen ve kil minerallerinin egemen olduğu bir düzey

Elementler (Elements)	Allok'ton cevherlerde minimum ve maksimum değerler (Min. and max. values of allochthonous ores)	Allokton cevherlerde ortalama değer (Average values of allochthonous ores)
SiO ₂	8,79 - 17,56	14,27
TiO ₂	Eser - 1,03	0,64
Al ₂ O ₃	10,68 - 17,77	15,56
Fe ₂ O ₃	43,92 - 52,37	49,40
FeO	0,072 - 7,59	3,43
MnO	1,38 - 6,02	3,28
MgO	0,55 - 2,28	1,54
CaO	0,35 - 3,77	1,50
Na ₂ O	0,22 - 0,24	0,23
K ₂ O	0,45 - 0,48	0,47
P ₂ O ₅	0,1 - 0,18	0,13
V ₂ O ₅	Eser - 0,020	0,020

Çizelge 3. Boksitli demir cevherlerinin kimyasal bileşimi.

Table 3. Chemical composition of bauxitic iron ores

bulunur (Lelong ve diğerleri, 1976). Gözenekli, yumuşak, açık sarı veya gri renkler gösteren ve çok az demir içeren bu killi zonlar «lithomarge» olarak tanımlanır. İnceleme alan boksitlerinde benzer nitelikler taşıyan düzeylerin pek belirgin bir biçimde gelişmediği saptanmıştır. Bu durum şüphesiz iki basamakta gelişen lateritik boksit oluşumu ile ilişkilidir. Bilindiği gibi ilk basamakta silikatlı kayaların feldspatlı bileşenleri kaolinite dönüşürken, ikinci basamaktaysa varolan kaolinitlerden boksit mineralleri türemektedir. Bunun dışında lateritleşme sırasında ısının artması halinde değinilen iki basamak, tek bir basamağa indirgenir ve doğrudan ana kayaktan boksit türer (Fritz ve Tardy, 1973).

Şarkikaraağaç boksitlerinde hem kaolinit, hem de böhmite ve diyaspor gibi alüminyumlu mineraller bir arada bulunur. Her iki mineral gurubu boksit kuşağı boyunca yatay ve düşey yönde farklı yığılma oranlarına sahiptirler. Bunun başlıca nedeni, olasılıkla, lateritleşme işlevinin doğrudan alüminyum hidroksit çökelişi yanısıra mevsimsel değişimlere bağlı olarak kil minerallerinin de aynı yerde çökebilmesidir (Hem, 1970). Sıcak ve yağışlı iklimlerde topografik olarak nispeten daha yüksek konumlarda bulunan ve iyi drene edilmiş bölgelerde, mekanik aşınmayı azaltan veya önleyen bir bitki örtüsü sayesinde düşük mobiliteli alüminyum dışında kalan öteki tüm elementler yıkanma (Leaching) yoluyla kolaylıkla çözünüp taşınarak uzaklaştırılmaktadır. Bu yolla oluşan lateritik örtü türediği kayacın kimyasal ve mineralojik bileşimiyle doğrudan ilişkili olarak belirli elementlerin yığılmasını kapsayabilmektedir. Oysa Şarkikaraağaç yöresinde oluşan boksitlerde bu boyutlarda fazla seçici (selektif) ayrılmaya uğrayan bir element yığılması izlenmemektedir. İncelenen boksitlerde

Elementler (Elements)	Doleritte Ortalama(%) (Average Value in Dolerite)	Boksitte Ortalama(%) (Average Value in Bauxite)	Element konsantrasyonu(+) ve fakirleşme(-) oranı (Concentration(+) and reducing- ratio(-) of elements)
SiO ₂	47,18	19,30	- 2,45
TiO ₂	2,16	4,27	+ 2,00
Al ₂ O ₃	14,82	34,21	+ 2,30
Fe ₂ O ₃	7,81	28,71	+ 3,67
FeO	5,58	1,39	- 4,00
MnO	0,15	0,45	+ 3,00
MgO	6,00	0,147	- 4,81
CaO	8,54	0,79	-10,81
Na ₂ O	2,28	0,017	- 134
K ₂ O	0,45	0,092	- 4,9
P ₂ O ₅	0,38	0,359	+ 1,05
V ₂ O ₅	0,042	0,07	- 1,66
A.Z.	3,54		
Toplam	98,98		

Çizelge 4. İnceleme alan doleritlerinin ve demirli boksitlerinin ortalama kimyasal bileşimi, lateritik ayrışma sonrası elementlerin konsantrasyon oranları.

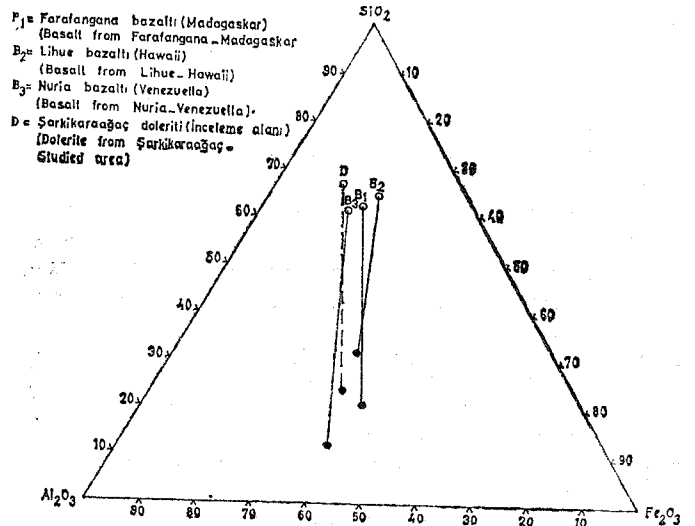
Table 4. Average chemical composition of dolerites and ferruginous bauxites of studied area, concentration ratios of elements after lateritic weathering.

silis oranı çok yüksektir. Lateritleşme sırasında çözeltilmeye geçen ve sürekli olarak yeraltı suyu ile taşınması gereken silis, iyi gelişmemiş drenaj sistemleri nedeniyle pek fazla taşınma fırsatı bulamamıştır. Lateritik örtünün silisten ayıklanmasında çözeltilme veya yeraltı suyunun yanal ve düşey yönde hareketinin sağlanmasında, anakayanın bazı özellikleri de önem taşır: Özellikle, fazla kırıklı ve gözenekli anakayalar taşınma işlevini kolaylaştırır. Boksitin kaynaklandığını doleritlerin bu niteliklerden yoksun olması, lateritik kabuktaki silisli çözeltilerin daha çok yatay yönde taşınmış olduklarını belgeler.

Boksitleşme sırasında anakayayı oluşturan minerallerden kaynaklanan Al₂O₃, Fe₂O₃ ve SiO₂ gibi bileşenlerin konsantrasyonu ve azalma oranları ile (çizelge 4) Hawaii, Venezüella ve Madagaskar'da bulunan bazaltlardan türeyen boksit yataklarının oranları karşılaştırılmıştır (Şekil 5). Her dört yatakta da cevherlerin lateritleşme sonrası silisçe fakirleştiği, Al₂O₃ ve Fe₂O₃'ce zenginleşmiş oldukları gözlenmiştir. Şarkikaraağaç doleritlerinin bileşimlerinde bulunan SiO₂ miktarı anılan bölgelerde yüzeyleyen bazaltlara göre daha yüksektir. Ayrıca bunlardan türeyen boksitlerin silis içerikleri birbirinden farklıdır. Bu durum, silis taşınma oranlarının farklılığını yansıtır. Deneştirmeler sonucu Şarkikaraağaç doleritlerinin boksitleşmesi sırasında gerçekleşen silis taşınma miktarı, Farafangana (Madagaskar) ve Lihue (Hawaii) bazaltlarından türeyenlere oranla biraz daha fazla, Nuria (Venezüella) bazaltlarından türeyenlere göre ise biraz daha azdır. Bu deneştirme incelemesi alan boksitlerinin oluşumunu sağlayan süreçlerin normal lateritleşme koşullarına uyduğunu gösterir.

SONUÇLAR

Şarkikaraağaç güneyinde yüzeyleyen ve iki bağımsız kuşak biçiminde izlenen cevherlerin oluşum mekanizmaları tümüyle birbirinden farklıdır. Bu cevher kuşaklarından ilki Çaltepe Formasyonu'na ait dolomitler ile Fele-



Şekil 5. Bazı bazaltlar (Schellmann, 1974) ile inceleme alan doleritlerinin lateritik ayrışma sırasında Al₂O₃, Fe₂O₃ ve SiO₂ içeriklerinin değişimi.

Figure 5. Variations of Al₂O₃, Fe₂O₃ and SiO₂ contents during lateritic weathering of some basalts (Schellmann, 1974) and dolerites in studied area.

pe formasyonuna ait kay açlar arasında bir uyumsuzluk hattı boyunca yer alır. Başlıca hematit, şamozit, kaolinit, pirokroit, diyaspor ve götit mineralleri içeren cevherler boksitli demirler olarak tanımlanmıştır. İkinci cevher kuşağı da Kıyakede formasyonu ile Karayaka formasyonu arasında bulunur ve tümüyle doleritlerden türemiştir. Başlıca böhmit, diyaspor, kaolinit, hematit ve götit ile temsil edilen cevherler, demirli boksitler olarak tanımlanmıştır.

Her iki cevher kuşağının kimyasal bileşimi de farklıdır: boksitli demirler demirli boksitlere oranla SiO_2 , Al_2O_3 ve TiO_2 açısından daha fakir olmasına karşın FeO , FeO , MnO ve MgO açısından daha zengindir.

Boksitli demirlerin olası çökelim yaşı Dogger'dir. Kırınıtlar biçiminde yaygın şamozit içermeleri bunların denizel kökenli olduklarına işaret etmektedir. Cevher zuhurlarının oluşturan kaynak kaya türü kesinlikle belirlenmiş olmamakla birlikte, Sultan Dağları kuzeyinde yüzeyleyen Ordovisiyen yaşlı kırmızı kumtaşılarından kaynaklanan malzemenin denizel ortama taşınmış olabileceği ve bu arada seçici bir element taşınmasına uğramış olabileceği varsayılmaktadır.

Demirli boksit cevherleri ise az çok duraylı karasal, yer yer de hareketli kıyasal ortam koşullarında çökelmiş olup, olası oluşum yaşı Malm'dır. Kısmen çok kısa mesafeler boyunca taşınan bu cevherler otokton bir nitelik taşırlar. Boksit kuşağında birden fazla dolerit ve boksit düzeyinin üstüste gelmesi, paleocoğrafik konuma bağlı olarak gelişen bir dolerit yayılımını belgeler. Lateritik kabukların oluşumları sırasında silisli çözeltilerden yeterli kadar arındırılmayan boksitler aşırı silis içeriklidir. Bu durum, lateritik örtünün drenaj ağları tarafından yeterince katedilememesinden, farklı mobiliteli elementlerin sadece yatay yönde göç etmesinden ve lateritleşme sürecinin gelişmekte olan boksit örtüsü üzerine yeni volkanik örtülerin gelmesi sonucu kesintilere uğramasından kaynaklanmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ayhan, A., 1985, Karataş (Fele-Şarkikaraağaç) demir yatağının kökeni (Hazırlanmakta).
- Balzer, H.J., 1968, Geologische Untersuchungen im Südwestlichen Sultandağ (Türkei): Doktora Tezi, Münster, 105 s, yayınlanmamış.
- Bárdossy, G., 1963, Die Entwicklung der Bauxitgeologie Seit 1950: Sym. on Bauxites, 1, Zagreb, 31-50.
- Bardossy, G., ve Nicolas, J., 1973, Proposition pour une terminologie des bauxites: Travaux, L'Académie Yougoslave des Sciences et des Artes, 9, Zagreb, 99-104.
- Borchert» H., 1978, Lagerstaettenkunde des Mångans: Verlag Glückauf, Essen, 159 s.
- Bottke, H., 1981, Lagerstaettenkunde des Eisens: Verlag Glückauf, Essen, 195 s.
- Brennich, G., 1957, Kireli (Beyşehir-Konya) ile Sücüllü (Yalvaç-tsparta) arasındaki lateritler: MTA Derleme, Rap. no: 2686, 72 s. yayınlanmamış.
- Çağatay, A., ve Arman, B., 1982, Boksit ve Türkiye'deki boksit yatakları: Jeoloji Mühendisliği, 14, 23-33.
- Çetin, H., ve Bulur, K., 1979, Yalvaç-Şarkikaraağaç (İsparta) bölgesi demirli boksit yatakları jeoloji Rap.: MTA Derleme no: 6594, 96 s. yayınlanmamış.
- Deer, W. A., Howie, R.A., Zussman, J., 1976, Rock forming minerals sheet silicates: Longman, 3, London, 270 s.

- Desprairies, A., ve Gutnic, M., 1970, Les grds rouges au sommet du Paléozoïque du massif du Sultan Dağ et les niveaux ferrallitiques de la couverture Mésozoïque: Bull. Soc. Géol. de France, 7, XII, 505-514.
- Fritz, B., ve Tardy, Y., 1973, Etude du système gibbsite - quartz-kaolinite - gas carbonique - Application à la genèse des podzols et des bauxites: Sci. Geol. Bull., 6,339-367.
- Hem, J. D., 1970, Aluminium; Wedepohl, K. H. Ed., Handbook of Geochemistry'de: Bond G-5 Springer Verlag, Berlin.
- Kelter, D., 1968, Geologische Untersuchungen im Gebiet um Şarkikaraağaç am Nordende des Beyşehir - Sees (Türkei): Doktora Tezi, Münster, yayınlanmamış.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türliye Jeoloji Kur. Bült., 27,1, 1-16.
- Krumbein, W.C. ve Garrels, R.M., 1952, Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials: J. Geol., 60, 1-33.
- Lahn, E. ve Romberg, H., 1939, Konya ve İsparta vilayetlerinde kâin Kireli ve Yalvaç arasındaki demir ve boksit yatakları hakkında raporlar: MTA Derleme no: 1084, 92 s, yayınlanmamış.
- Lelong, F., Tardy, Y., Grandin, Trescases, J.J. ve Boulange, B., 1976, Pedogenesis, chemical weathering and processes of formation of some supergene ore deposits: Wolf, K.H., Ed., Handbook of stratabound and stratiform ore deposits Vol. 3 'de; Elsevier, Amsterdam, 93-174.
- Monod, O., 1977, Recherches Geologiques dans le Taurus Occidental au Sud de Beyşehir (Turquie): Doktora Tezi, Paris, 442 s.
- Norton, S. A., 1973, Laterite and bauxite formation: Econ. Geology, 68, 353-361.
- Öztürk, E. M., Öztürk, Z., Acar, S. ve Ayaroğlu, A.Z., 1981, Şarkikaraağaç (İsparta) ve dolayının jeolojisi: MTA Derleme no: 7045, 190 s, yayınlanmamış.
- Patterson, S. H., 1967, Bauxite reserves and potential aluminium resources of the world: U.S. Geol. Survey, Bull. 1228, 176 s.
- Pettijohn, E. J., 1975, Sedimentary rocks: Harper and Row publishers, New York, 628 s.
- Polynov, B. B., 1937, Cycle of weathering: Murby, London, 220 s.
- Ramdohr, P. ve Strunz, H., 1978, Klockmans Lehrbuch der Mineralogie: Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 876 s.
- Schellmann, W., 1974, Kriterien für die Bildung, Prospektion und Bewertung lateritischer Silikatbauxite: Geol. Jahrb., D. 7, 3-17.
- Sijaric, G., 1978, Mineralogical investigations of the bauxites from Crvene Stijene (Bosnia), ICBSA, 2, Atina, 783-795.
- Valeton, I., 1972, Bauxites: Elsevier, Amsterdam, 226 s.

Yazının Geliş Tarihi : 16.3.1985

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 10.10.1985

Yayıma Verildiği Tarih : 1.11.1985

Polatlı (GBAnkara) güneyi Alt Paleojen'in beş yeni türü kapsayan ostrakod faunası ve stratigrafik yorumu

The Lower Paleogene ostracode fauna of south of Polatlı (SW Ankara) including five new species, and its stratigraphic evaluation

MEHMET DURU Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe - Ankara

NURAN GÖKÇEN Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Balçalı - Adana

ÖZ: Çalışmada, Polatlı İlçesi'nin güneyinde yüzeyleyen Monsiyen - Küziyen yaşlı sedimanter kayaların ostrakod faunası belirlenmekte, stratigrafik açıdan değerlendirilmekte ve yeni türlerin sistematik tanımı verilmektedir.

Bölgede, Alt Paleojen istifinin tabanında, Üst Jura yaşlı «Mollaresul Formasyonu» yer alır. Bunun üzerinde, toplam kalınlığı 1230 m ölçülmüş, Kartal (Monsiyen), Kırkkavak (Tanesiyen - İlerdiyen) ve Eskipolatlı (Küziyen) formasyonları bulunmaktadır. Tüm istif Neojen yaşlı Ağasivri Formasyonu ile uyumsuz olarak örtülüdür.

Araştırmada, ostrakod ürünü olarak saptanan 44 türün 5'i yeni olup burada sistematik düzende tanımlanmakta, ayrıca faunanın kronostratigrafik ve ekostatigrafik yorumu yapılmaktadır.

ABSTRACT: In the present study, the determination and stratigraphic evaluation of the ostracode fauna of the sedimentary rocks of Montian-Cuisian age exposing at south of Polatlı, are carried out, and a systematic description of new species is given.

At the bottom of the Lower Paleogene sequence in the region, takes place the «Mollaresul Formation» of Upper Jurassic age. Above this unit, the Kartal (Montian), Kırkkavak (Thanetian-Ilerdian) and Eskipolatlı (Cuisian) formations come with a total measured thickness of 1230 m. The whole sequence is unconformably overlain by the Ağasivri Formation of Neogene age.

Five of the 44 ostracode species of this study, are found to be new, and described here in a systematic order, and a chronostratigraphic and ecostratigraphic evaluation of the fauna is also given.

GİRİŞ

Türkiye'de günümüze değin fosil ostrakod faunasına yönelik araştırmalar fazla olmayıp, yapılan çalışmaların çoğunluğu da Neojen düzeylerinde gerçekleştirilmiş bulunmaktadır. Trakya havzasında Sönmez(1) (1963), Sönmez - Gökçen(1) (1964, 1973) ve Gökçen(1) (1975)'in Üst Paleojen ostrakod paleontolojisi ve stratigrafisi araştırmaları dışında Türkiye Paleojen'ine ait yayınlanmış ostrakod çalışması bulunmamaktadır.

Genelde daha geniş kapsamlı olan araştırmanın amacı (Duru, 1984), Polatlı güneyinde yüzeyleyen Alt Paleojen yaşlı sedimanter kayaların ostrakod faunasını ve biostatigrafisini saptamanın yanı sıra, bir ölçüde bu eksikliğe katkı sağlamaktır. Çalışmanın burada yayımlanan bölümünde, litostratigrafik istif, kronostratigrafik ve ortamsal yorumu ile birlikte istifin ostrakod faunası belirlenmekte, 5 yeni ostrakod türünün sistematik tanıtımı yapılmaktadır.

İnceleme alanı, Polatlı İlçesi'nin (GB Ankara) yaklaşık 10 km güneyindeki 1:25 000 ölçekli Ankara J28-al, J28-a2, J28-bl, J28-d3 ve J28-d4 topografya paftalarında toplam 270 km² lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). Bölgede önceki araştırmacılar Rigo de Righi ve Çortisini (1960),

Ünal ve diğ. (1976) genel jeoloji, Sirel (1975) genel jeoloji ve foraminifer biostatigrafisi çalışmaları yapmışlardır.

Bu araştırmanın saha ve laboratuvar çalışmaları konuya özgü yöntemlerle yürütülmüştür. Özellikle saha döneminde inceleme alanı bütünüyle gezilerek, bölgede yüzeyleyen Alt Paleojen istifi izlenmiş, litoloji birimleri alt ve üst sınırlarıyla birlikte ayrıntılandırılmıştır. Sonra oldukça kırıklı ve kırıklı olan arazide litoloji birimlerinin en iyi gözlemlendiği beş ayrı güzergahtan kesit ölçümü ve örneklemeye geçilmiştir. Bölgenin yer yer örtülü oluşu nedeniyle belirgin litolojik düzeylerde doğrultu boyunca kayalararak tamamlanmıştır (Şekil 1). Bölge litoloji birimlerinin iyi izlendiği I numaralı kesit tip, II, III, IV ve V numaralı kesitler referans kesit olarak ölçülmüş, tüm bu kesitlerden toplam 293 adet yıkama ve inçe kesit örneği alınmıştır. Laboratuvar döneminde, bölgeyi karakterize eden beş ölçülü kesitin denestirilmesi ile genelleştirilmiş istifin saptanmasına, bölgedeki litolojilerin düzey ve yan değişimlerinin belirlenmesine gidilmiştir. Alman örneklerindeki ostrakod cins ve türlerinin tayini ile bunların ÖLÇÜLÜ kesitlerde ve bölgenin genelleştirilmiş istifindeki stratigrafik dağılımları belirlenmiştir.

Yıkama örneklerinin ostrakod içeriği, 51 yeni, 3'ü materyel yetersizliği nedeniyle henüz isimlendirilmemiş olan olasılı yeni ve 36 bilinen tür ile birlikte toplam 44 tür

(1) Araştırmanın ikinci yazarına ait çalışmalardır.

olarak saptanmıştır. Ayrıca, stratigrafik istifte en altta yer alan Kartal Formasyonu'nun Monsiyen'de alt seviyeleri karasal, üste doğru geçiş-sığ denizel özellik taşıdığı, üzerindeki Kırkkavak Formasyonu'nun Tanesiyen - İlerdiyen'-de başlangıçta sığ deniz, sonra daha sığlaşarak geçiş ortamı, en üste doğrudan neritik derin deniz koşullarını yansıttığı; aynı şekilde en üstteki Eskipolatlı Formasyonu'nun Küzyen'de önce neritik, sonra neritik-batıyal bir ortamda çökelmiş olduğu belirlenmektedir.

GENEL JEOLJİK KONUM

Haymana-Polatlı havzasının güneybatı bölümünde yer alan inceleme alanında yüzeylenen istif, alttan üste doğru şu formasyonlardan meydana gelmektedir:

- «Mollaresul Formasyonu»(1)
- Kartal Formasyonu
- Kırkkavak Formasyonu
- Eskipolatlı Formasyonu
- Ağasivii Formasyonu

Paleontoloji ağırlıklı bu çalışmada, en yaşlı birim, rekristalize kireçtaşlarından oluşan «Mollaresul Formasyonu» (Üst Jura) ile en genç birim, konglomera ve gösel kireçtaşı içerikli Ağasivii. Formasyonu (Neojen) ostrakod içermemesi sebebiyle kapsam dışı tutulmuştur. Bölgede en yaygın olan Kırkkavak Formasyonu, ileride üye olarak isimlendirilebilecek dört litoloji zonuna (AI-AIV simgeli) ayrılarak denestirilmiştir.

Kartal Formasyonu

Bu formasyon, ilk defa Rigo de Righi ve Cortesini (1960) tarafından kullanılmış olup, bölgenin güneyinde geniş yayılıma sahiptir. Ortalama kalınlığı 520 m olan formasyonun alt sınırı Karahamzalı Köyü güneybatısında «Mollaresul Formasyonu» ve üst sınırı Sakarya Köyü güneyinde Kırkkavak Formasyonu ile uyumsuz, diğer bölgelerde ise Kırkkavak ile uyumlu dokanaktır.

Sahada tipik kırmızı rengi ile diğer birimlerden kolayca ayırtılabilen formasyon, inceleme alanında litoloji özelliklerinin en iyi görüldüğü Karahamzalı Köyü batısında konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı-silttaşı araldanmalı olup, ayrıca üst seviyelerinde birkaç kumlu kireçtaşı tabakası ile alt düzeylerinde ince kömür bantları, (2-5 cm. lik) içermektedir.

Yaşlı Alt. kesimlerinde hiçbir fosile rastlanılmayan formasyon, üst seviyelerinde bulunmuş ostrakodlardan *Cytheretta nerva nerva* Apostolescu ve *Paleomonsmirabilia paupera* Apostolescu ile üstteki Kırkkavak. Formasyonu'nun yaşı göz önünde tutularak Monsiyen olarak değerlendirilmiştir.

Ortamsal Yorum. Alt düzeyleri oluşturan ve monojenik çakılların tamamı «Mollaresul Formasyonu» kireçtaşlarından türemiş olan konglomeraların, kötü boylanmış ve yanal devamsız olması; konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı-silttaşı şeklindeki dikey tane boylamasının sık tekrarlanması; çapraz tabakaları ve ince kömür bantlarının varlığı, ayrıca kırmızı renkte gözlenen bu seviyelerin fosilsiz oluşu ile bu alt kesimin karasal (fluvial) ortamda çökelmiş olduğunu belirtmektedir. Formasyonun üst düzeylerinde, kireçtaşlarının içerdiği ostrakodlar ise ortamın kısmen derinleşip, geçiş-sığ denizel özellik taşıdığını göstermektedir.

Kırkkavak Formasyonu

İlk defa Rigo de Righi ve Cortesini' (1960) tarafından bu ad altında incelenmiştir. Haymana-Polatlı arasında geniş yayılımı olan formasyon çalışılan bölgede Kırkkavak Tepe, Karsak, Bayburt, Sarihalil ve Sakarya köyleri çevresinde yüzeylenmektedir. Ortalama kalınlığı 480 m olup, Kartal Formasyonu'nu Sakarya Köyü güneyinde uyumsuz, diğer bölgelerde uyumlu olarak örtmektedir. Üstte Kayrakçı Sırtları'nda Neojen yaşlı Ağasivii Formasyonu ile olan uyumsuz sınırı dışında, Eskipolatlı Formasyonu ile uyumludur.

Formasyon AI, AII, AIII ve AIV ile simgelenmiş dört farklı litoloji zonuna ayrılarak incelenmiştir (Şekil 2). Bunlar alttan üste doğru şu özelliktedir:

AI Zonu. Kırkkavak Formasyonu'nun en alt seviyelerini oluşturan bu zonda, altta polijenik kökenli konglomera ve konglomeralarla tedrici geçişli kumtaşları bulunmakta, üstte ise yeşil renkli, bol pelesipod ve mercan fosilli marn, Alveolîna'h killi kireçtaşı ile kumtaşı-konglomera araldanması yer almaktadır.

Ali Zonu. Altta marn arakatlı yumru kireçtaşlarından, üstte bol alg, mercan, molusk ve foraminifer içeren kireç taşlarından oluşmaktadır.

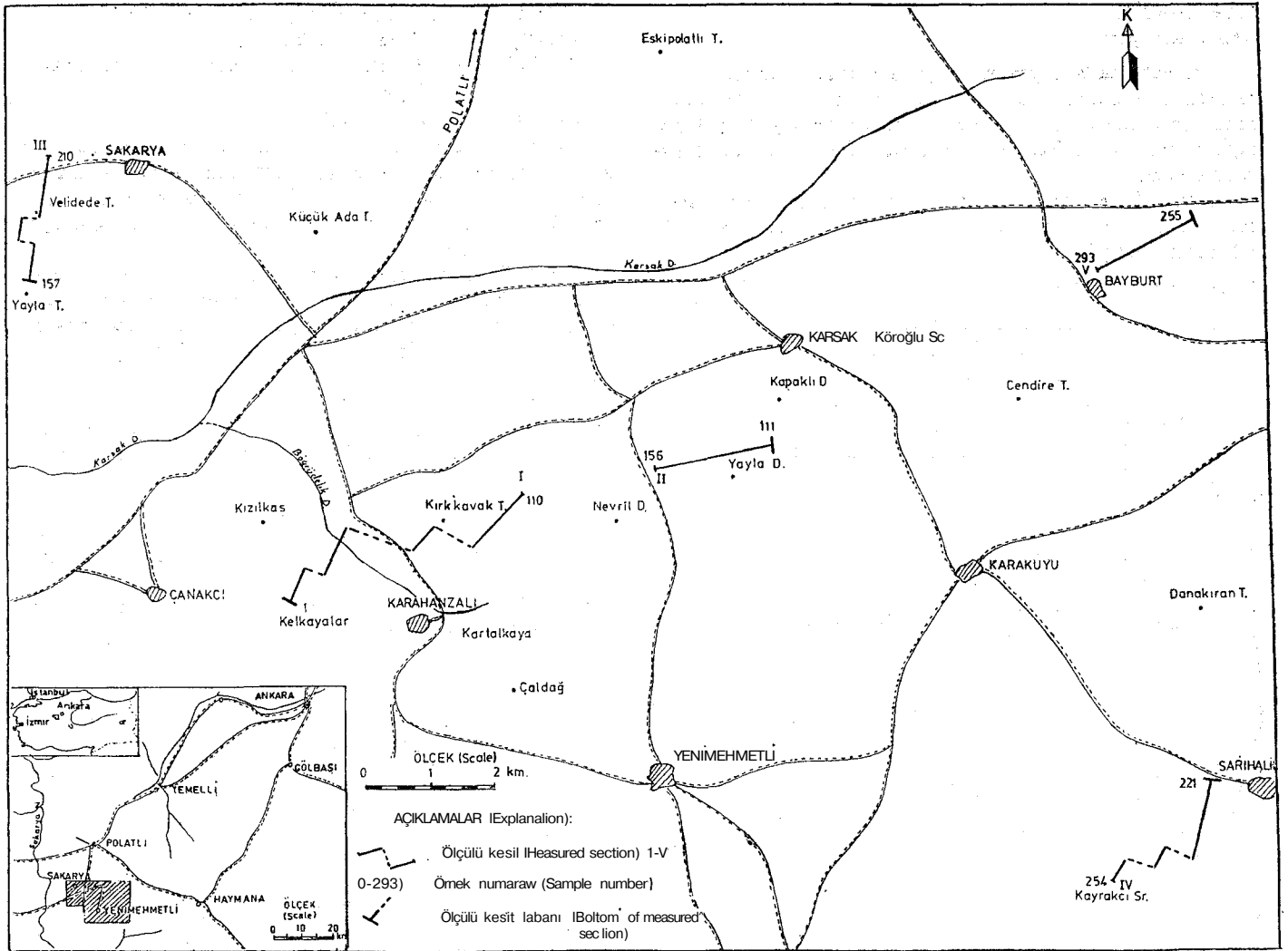
AIII Zonu. Bu zonun alt seviyeleri killi kireçtaşı, üst seviyeleri kumlu kireçtaşı arabantlı olan yeşil-mavi renkli marn bileşimi ile ayırtılmaktadır. Kumlu, killi kireçtaşlarının kalınlıkları alt kısımlarda fazla (40-50 cm), üstte daha az olup (5-10 cm), bunabağılı olarak marnın kireç taşı oranı da üste doğru artmaktadır.

AIV Zonu. Kırkkavak Formasyonu'nun en üst düzeylerini oluşturan bu zon, litoloji özellikleri ile bölgenin doğu ve batısında farklılık gösterir. Batıda Sakarya Köyü güneyinde istif altta yeşil renkli marn., konglomera, kumtaşı ve Alveolîna'h kireçtaşı araldanması ile üstte marn oram yukarı doğru artan konglomera, kumtaşı ve marn araldanmasından oluşmaktadır. Bölgenin doğusundaki Bayburt Köyü'nün kuzeyinde ise tabanda konglomera, üstte doğru killi ve kumlu kireçtaşı arabantlı marnlar ile istif belirgindir.

Yaşı. Formasyonun alt seviyelerinin (AI litoloji zonu) Şekil 2'de görülen ostrakod topluluğundan özellikle *Hermanites decoratissima* Tambareau, *Hermanites praetexta* Tambareau, *Hermanites alata* Ducasse, Q. (*Hemibrookella*) *persica* Tambareau, *Cytherella münsteri* (Roemer) ve *Paleomonsmirabilia paupera*, Apostolescu bu düzeylerin Tanesiyen'e ait olduğunu belirtmektedir. Üst seviyelerin (Ali, AIII ve AIV litoloji zonları) Şekil 2'de görülen ostrakodlardan *Echinocythereis isabonana* Oertli'nin Fransa'nın güneyinde Küçük Pireneler bölgesinde (Tambareau, 1972, 1975) ve İspanya'nın kuzeydoğusundaki Campo'da (Ducasse, 1972; Tambareau ve Villatte, 1974) İlerdiyen'in başlangıç formu olması, ayrıca bu seviyelerde ostrakodlardan *P. (Pterygocythere) Mili* Keij'in de varlığı Tanesiyen üzerinde İlerdiyen'in yer aldığı göstermektedir.

Ortamsal Yorum. AI litoloji zonuun alt seviyelerinde *Hermanites*, *Oertliella*, *Quadracythere* ve *Nucleolîna*'nın bol olarak bulunması ortamın neritik derinlikte ve normal denizel tuzluluk derecesinde bulunduğunu göstermektedir. Buna karşın AI zonuun üst seviyelerinde, sığ deniz koşullarında yaşayan *Neocyprideis*, *Vetustocytheridea* ve karasal-litoral seviyelerde bulunan *Candonia*'nın varlığı, ortamın sonraları çok sığlaştığını belirtmektedir. Ali litolojizonunun

(1) Türkiye Stratigrafi Komitesi Litostratigrafi Envanterinde yer almamıştır (Bülten N O. 11, 1984)



Şekil 1 : Bulduru haritası

Figure 1 : Location map

da neritik ortamı simgeleyen *Pokornyella*, *S. (Aequacytheridea)*, *Echinocythereis* ve *P. (Pterygocythere)*'in görülme-yen başlaması ise ortamın tekrar derinleştiği ve transgresif bir evrenin oluştuğunu göstermektedir. Ayrıca, formasyonun üst seviyelerinde (AIII ve AIV zonunda) derin deniz ortamlarında bulunan *Cytherella* ve *Krithe* bolluğu derinleşmenin devam ettiğinin belirleyicisidir.

Eskipolatlı Formasyonu

İlk defa Rigo de Righi ve Cortesini (1960) tarafından adlandırılmış ve incelenmiştir. Çalışma alanı kuzeyinde, Bayburt ve Sakarya köyleri arasında yüzeyleyen formasyonun alt sınırı Kırkkavak Formasyonu ile uyumlu olup, üst sınırı inceleme bölgesi dışında olduğundan burada saptanamamıştır.

İnceleme alanında ortalama 270 m kalınlığı olan formasyon, tabaka kalınlığı 1-3 m arasında değişen, toplam kalınlığı 30-40 m olan polijenik kökenli konglomeralar ile başlar. Konglomeralar üzerinde ince kumtaşı arabantı, yeşil-boz renkli marmlar ve bu marmlar üzerinde bölgenin batısında 25 m, doğusunda 5 m kalınlık gösteren *Nummulites* ve *Alveolina*'lı kireçtaşları bulunur. Formasyonun en

üst düzeyleri ise türbidit fasiyesi özelliğinde olup, altta kalın, üste doğru incelen kumtaşı arabantı ve planktik foraminiferli yeşil-boz renkli marmlardır. Bu arakatlı kumtaşlarının alt yüzeylerinde ayrıca taban yapıları (oygu ve saplanma izleri) gözlenmektedir.

Yaşı. Formasyonda bulunan ostrakodlardan, stratigrafik yayılmalarının geniş olması nedeniyle, yaş ölçütü olarak yararlanılamamıştır. Buna karşın bölgede daha önce çalışan Sirel (1975, 1976), Ünal ve diğ. (1976) tarafından foraminiferler ile yapılan yaş tayininin de Küzyen olduğu belirtilmiştir.

Ortamsal Yorum. Formasyonun bölgenin batısında yüzeyleyen alt seviyelerinde ostrakodlardan *Xestoleberis*, *Uroleberis*'in varlığı ve foraminiferlerden *Alveolina* ve *Mummulites*'in bol bulunması bu dönemde ortamda sığ deniz koşullarının süregelmiş olduğunu belirtmektedir. Bölgenin doğusundaki üst seviyelerde genellikle derin denizde yaşayan *Krithe*, *Cytherella* ile birlikte planktik foraminiferlerin de bulunması, bu türbiditik fasiyesin derin deniz-batıyal koşullarda çökelmiş olduğu şeklinde değerlendirilmiştir.

SİSTEMATİK Genel Görüşler

Bu çalışmada saptanan 5 yeni ostrakod türünün sistematik tanımlamasında, en yeni sınıflama olan ve kalker kavkının dışında özellikle canlı örneklerdeki yumuşak yapıya yönelik olan Hartman ve Puri (1974) sınıflaması uygulanmıştır.

Levha 1 ve 2'de verilmiş holotip ve paratipler Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Bölümü'nde arşivlenmiştir.

Sistematik Tanımlama

Altsınıf OSTRACODA Latreille, 1806
Takım PODOCOPIDA. Mueller, 1894
Alttakım PODOCOPA Sars, 1866
Familya CYTHERIDEIDAE Sars, 1925
Altfamilya CYTHERIDEINAE Sars, 1925
Cins Vetustocytheridea Apostolescu, 1956
Tür-tip Cytheridea (Vetustocytheridea) guitrancourten-sis Apostolescu, 1956

Stratigrafik Yayılım. Üst Paleosen-Alt Miyosen Ortam. Geçiş ortamı-sığ denizel

Vetustocytheridea kırkkavakensis n. sp.

Lev. 1 Şek. 1-6

Adın Kökeni. Polatlı İlçesi, Kırkkavak Tepe

Holotip. Sol kapak (?), Koli. No. P8436

Paratip. 148 kabuk, 132 kapak

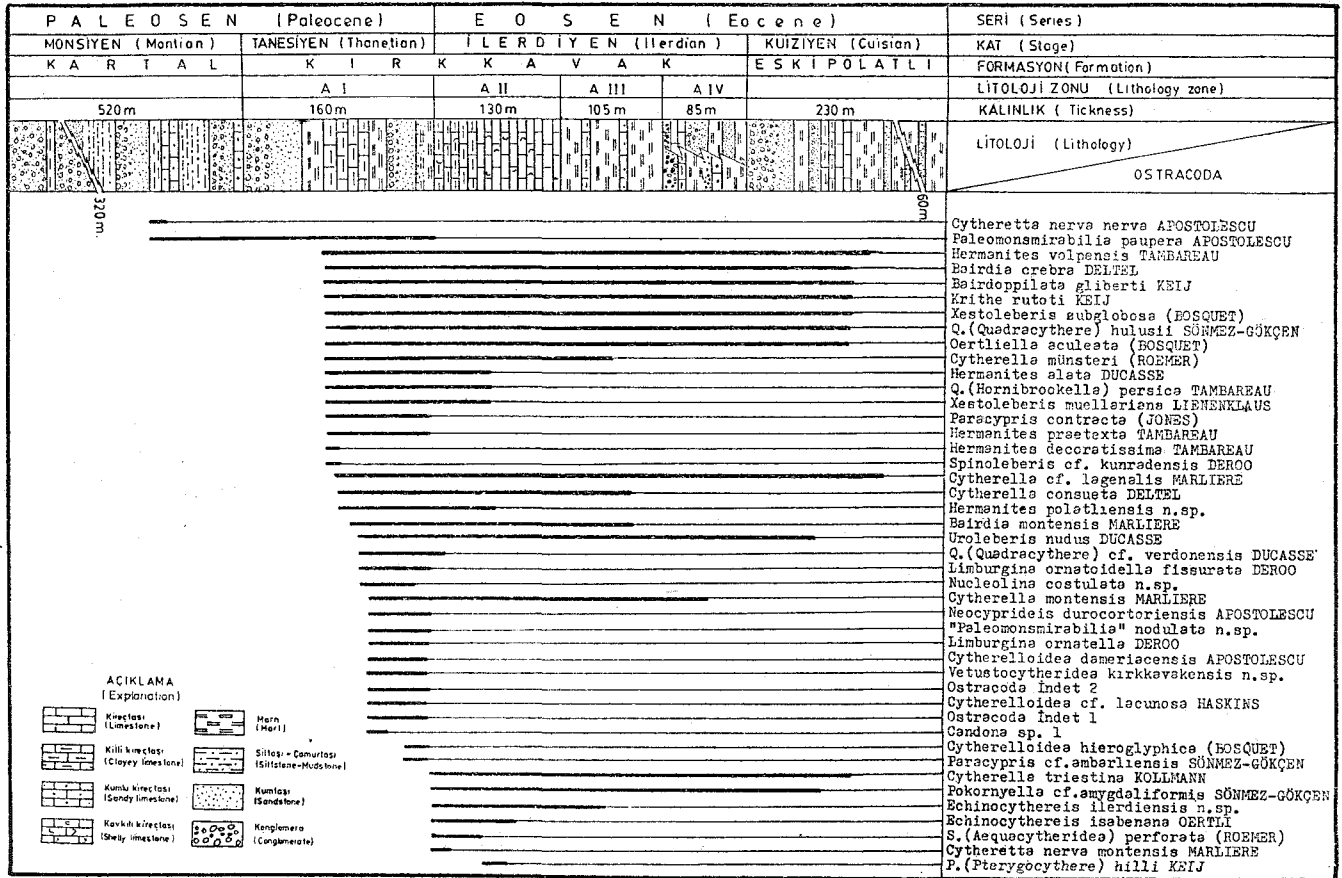
Tip Lokalite. Polatlı, Karahamzah Köyü Kırkkavak Tepe

Tip Kat. Tanesiyen

Ayrıntı Tanım. Kavkı yandan uzamış üçgenimsi; sırt kenarı geriye eğimli, ön kenar geniş, arka kenar önden daha küçük çap ile yuvarlanmış. Kavkı yüzeyinde iri nodüller bulunmakta. Kenar zonu dar ve vestübülsüz. Şarniyer Entomodont tipte.

Tam. Kavkı yandan uzamış üçgen şekilli; sırt kenarı hafif dışbükey ve geriye eğimli, ön kenar geniş yuvarlak, karın kenarı önde hafif içbükey ve arkada düz, arka kenar sol kapakta geniş, sağ kapakta daha dar çapla karına doğru itilerek yuvarlanmış.

Kavkı yüzeyi süsleri, genç örneklerde daha az sayıda olabilen, ayrıca sağ ve sol kapakta farklılık gösterebilen nodüllerden oluşmakta. Dişi ve erkek tiplerinin her iki kavkının nodüllü olmasına karşın, genellikle dişide sol, erkekte sağ kapakta arka-sırtta bir, sırt bölgesinde iki, ön-sırtta bir, arka-karında bir, karın bölgesinde bir, ön kenarında bir ve merkez-önde bir tane olabilen 2-8 adet nodül gözlenmekte. Nodüller ayrıca önde birleşerek, ön kenara paralel bir kot oluşturabilmekte. Nodülsüz kavkılar düz ve parlak görünümde. Göz tüberkülü belirsiz.



Şekil 2 : Polatlı güneyi Alt Paleojen'i genelleştirilmiş stratigrafik istifinde ostrakodların dağılımı

Figure 2 : Distribution of ostracodes in the generalized stratigraphic sequence of Lower Paleogene at south of Polatlı

Kenar zonu dar, vestibülsüz, kenar delik kanalları orta sayıda, düz ve basit. Şarniyer Entomodont tip; sol kapakta önde 5-6 kertikli dış çukuru, ön-ortada 4 kertikli ve kısa, arka-ortada çok sayıda kertikli uzun set ve arkada 4-5 kertikli bir dış çukuru bulunmakta.

Seksüel dimorfizm gelişmiş; erkek formlar dişilerden daha uzun, maksimum genişliği merkezde ve kavkı yüzeyi nodülleri genellikle sağ kapakta.

Boyutlar. Uzunluk : (?) 0.67-0.73 mm; (c?) 0.75-0.85 mm

Yükseklik : 0.40-0.43 mm; 0.38-0.43 mm

Genişlik : 0.32-0.38 mm; 0.30-0.35 mm

Benzerlik ve Farklar. Kavkı genel şeklinin ve kavkı dışı süslerinin benzerliği ile *Vetustocytheridea* sp. 1 Ducassee (1972)'m örneğimizin sinonimi olabileceği düşünülmüşse, örneklerin doğrudan karşılaştırılması henüz mümkün olmadığından şimdilik buna yer verilmemiştir.

Bulunduğu Yerler ve Stratigrafik Düzey. Polatlı, Karahamzalı Köyü kuzeyi Kırkkavak Tepe: Tanesiyen.

Altfamilya CUNEOCYTHERINAE Mandelstam, 1959

Cins Paleomonsmirabilia Apostolescu, 1956

Tür-tip Paleomonsmirabilia paupera Apostolescu, 1956

Stratigrafik Yayılım. Paleosen — ?

Ortam. Denizel

«Paleomonsmirabilia» uodulata n. sp.

Lev. 1 Şek. 7-14

Adin Kökeni. Kavkı yüzeyinde nodüllerin bulunmasıyla

Holotip. Kabuk (?), Koli. No. P8432

Paratip. 320 kabuk, 1 kapak

Tip Lokalite. Polatlı, Karahamzalı Köyü kuzeyi Kırkkavak Tepe

Tip Kat. Tanesiyen

Ayırıtman Tanım. Kavkı yandan kabaca dörtgenimsi; sırt kenarı hafif dışbükey, karnı kenarı düz-içbükey, ön kenar arka kenardan daha geniş yuvarlak. Kavkı yüzeyinde iri nodüller bulunmakta. Göz tüberkülü oval. Mero-dont/hemimerodont şarniyerli. Kenar zonu geniş ve çok sayıda kenar delik kanalları bulunmakta.

Tanı. Kavkının yandan görünümü dörtgenimsi; sırt kenarı arkaya eğimli hafif dışbükey, ön kenar geniş yuvarlak, arka kenar arka-sırt köşeden düz ve dışa yönelik olarak arka-ortaya kadar devam etmekte, alt yarıda ise yuvarlaşmakta, karnı kenar düz veya hafif içbükey. Sol kapak sağ kapaktan büyük ve özellikle sırt ve karnı kenarları boyunca sağ kapağı örtmekte.

Kavkı yüzeyinde ergin dişi formlarda sağ kapakta ve geride daha belirgin olan iki iri nodul bulunmakta. Sol kapakta ve larva formlarda bu nodüller daha az gelişmiş. Erkek formlar nodülsüz. Göz tüberkülü oval ve altında bir oluk bulunmakta. Normal delik kanalları çok sayıda olup, kavkı yüzeyinde belirgin noktalar oluşturmakta. Maksimum yükseklik ön-sırt bölgede.

Kavkı sırttan; dişi formlar arkada geniş, önde dar üçgenimsi, arka uç düz ve en büyük genişlik arkada, nodüllerin bulunduğu bölgede, erkek formlar önde daha sivri olan uzun-oval şekilli ve en büyük genişlik merkezin hemen gerisinde.

Kenar zonu geniş, önde ince bir vestibül bulunmakta, kenar delik kanalları çok sayıda ve basit. Şarniyer Mero-dont/hemimerodont; sol kapakta önde yuvarlak bir diş,

ortada düzgün bir oluk ve arkada 6 kertikli bir diş bulunmakta.

Seksüel dimorfizm gelişmiş; erkek formlar dişilerden daha uzun, arka kenar daha yuvarlak, kavkı yüzeyi nodülsüz ve maksimum genişlik arka yerine merkezin hemen gerisinde.

Boyutlar. Uzunluk : (?) 0.57-0.63 mm; (d') 0.75-0.80 mm

Yükseklik : 0.39-0.44 mm; 0.38-0.46 mm

Genişlik : 0.27-0.32 mm; 0.23-0.27 mm

Düşünceler. Saptanan kriterleri ile örneğimiz büyük bir olasılıkla Paleomonsmirabilia cinsine aittir. Fakat bu cinsin bilinen türlerinde, örneğimizde olduğu gibi nodüller bulunmadığından cins şimdilik olası bırakılmıştır.

Bulunduğu Yerler ve Stratigrafik Düzey. Polatlı, Karahamzalı Köyü kuzeyi Kırkkavak Tepe: Tanesiyen.

Familya TRACHILEBERIDIDAE Sylvester - Bradley, 1948

Altfamilya TRACHILEBERIDINAE Sylvester - Bradley, 1948

Cins Echinocythereis Puri, 1954

Tür-tip Cythereis garreti Howe ve Mc Cuiret, 1935

Stratigrafik Yayılım. Paleosen-Güncel

Ortam. Denizel, derin bölgeler (infraneritik-batıyal)

Echinocythereis ilerdiensis n. sp.

Lev. 1 Şek. 15-19

Adın Kökeni. İlerdiyen Katı

Holotip. Kabuk, Koli. No. P8449

Paratip. 29 kabuk, 1 kapak

Tip Lokalite. Polatlı, Karahamzalı Köyü kuzeyi Kırkkavak Tepe

Tip Kat. İlerdiyen

Ayırıtman Tanım. Kavkı dikdörtgenimsi; sırt kenarı düz, kann kenarı önde içbükey, ön kenar geniş yuvarlak. Kavkı yüzeyi tüberkül ve retiküller ile kaplı. Kener zonu ince ve vestibülsüz. Şarniyer Amphidont/holamphidont.

Tanı. Kavkının yandan görünümü oval-dikdörtgenimsi; sırt kenar düz ve geriye eğimli, karnı kenar ortanın önünde içbükey, gerisinde dışbükey ve geriye doğru yükselmekte, ön kenar geniş yuvarlak, arka kenar üst yanda içbükey, alt yanda dışbükey. Arka-karnı bölgenin kenarlara yalan kısmının yandan basıklaşması ile bu bölgede üçgen şeklinde bir düzlük oluşmuştur. Maksimum uzunluk merkezde. Kavkı sırttan görünümünde ön ve arka uçları basık hegzagonal şekilli. En büyük genişlik merkez-arka bölgede. Göz tüberkülü belirgin.

Kavkı yüzeyinde sırt ve karn kenara paralel iki ince kare, kann kenana paralel ve karn kareni ile kann kenarı arasında 3-4 adet ince set bulunmakta. Ön kenarda çok sayıda küçük kenar kertikleri ile ön kenara paralel sıralı 6 adet iri retikül ve arka kenarda küçük 4-5 kenar dikenini mevcut. Kavkı yüzeyi aslında fazla düzenli sayılmayacak, fakat yan yana gelerek fazla belirgin olmayan uzunlamasına sıralanmış setleri oluşturan tüberkül ve aralan rmdaki retiküller ile kaplı. Merkez tüberkülü belirgin.

Kenar zonu ince, vestibülsüz, kenar delik kanalları önde 25-30, arkada 10-15 adet, ince, ortalan şişkin ve uçları çatallı. Şarniyer Amphidont/holamphidont; sağ kapakta önde konik bir diş, ön-ortada bir diş çukuru, arka-ortada kertikli uzun ve set ve arkada oval ve loblu bir diş bulunmakta.

Boyutlar. Uzunluk : 0.70-0.82mm
Yükseklik : 0.40-0.50 mm
Genişlik : 0.36-0.44 mm

> **Benzerlik ve Farklar.** Kavkı genel şekli, kavkı yüzeyindeki retikül ve tüberküllerin dağılımı ile benzerlik gösterdiği **E. aragonensis posterior** Oertli'den kavkı yüzeyinin karenli oluşuyla ayrılmaktadır.

Bulunduğu Yerler, ve Stratigrafik Düzey. Polatlı, Karahamzalı Köyü kuzeyi Kırkkavak Tepe ve Karsak Köyü güneyi Yayla Dağı : **tanesiyen**.

Altfamilya CAMPYLOCYOTHERINAE Puri, 1960

Cins **Nucleolina** Apostolescu ve Deroo, 1966

Tür-tip **Nucleolina tenuiorata** Deroo, 1966

Stratigrafik Yayılım. Üst Kretase-Eosen

Ortam. Denizel (neritik ortam)

Mucleolina cosini n. sp.

Lev. 2 Şek. 15

Adın Kökeni. Kavkı yüzeyinde kostüllerin bulunması (Costa: Latince'de köstül)

Holotip. Kabuk (ö), Koli. No. P8453

Paratip. 60 kabuk, 9 kapak

Tip Lokalite. Polatlı, Karahamzalı Köyü kuzeyi Kırkkavak Tepe

Tip Kat. **Tanesiyen**

Ayırman Tanım. Kavkı oval şekilli. Kavkı yüzeyi süslerini başlıca uzunlamasına gelişmiş kostüller oluşturmaktadır. Kenar zonu orta genişlikte ve vestibülsüz. Şarniyer Amphidont/holamphidont.

Tanı. Kavkı yandan görünümü oval-dikdörtgenimsi; sırt kenarı hafif dışbükey, karın kenarı içbükey, ön kenarı geniş düzgün yuvarlak, arka kenar üst yarıda hafif içbükey ve alt yarıda dışbükey. En büyük yükseklik merkez-ön bölgede. Kavkının sırttan görünümü oval; ön uç arka uçtan daha basık ve maksimum genişlik merkez-arka bölgede.

Kavkı yüzeyi birbirine paralel ve uzunlamasına dizili **14-16 adet kostül ile kaph.** Kostüller önde, ön kenara paralel oluk (sulcus) ve bu oluğun önündeki ön kenar karenden, arkada arka kenar kareniine kadar uzanmakta. Sırt-ön köşede ön lob ve bu lobun üzerinde ovalimsi göz tüberkülü bulunmakta. Ön lobun arkasında sırt kenarının ortasından başlayan bir oluk göz tüberkülünün altına kadar uzanmakta. Ayrıca arka-sırt köşede kostüllere paralel konumlu küçük bir karen mevcut.

Kenar zonu geniş ve vestibülsüz. Kenar delik kanalları önde 20-25, arkada 10-15 adet, basit, düz ve bazıları çatallı. Amphidont/holamphidont şarniyerli; sağ kapakta önde yuvarlak bir diş, ön-ortada bir diş çukuru, arka-ortada düz bir oluk ve arkada oval bir diş bulunmakta.

Seksüel dimorfizm gelişmiş; erkek formlar dişlerden daha uzun, sırt kenarında dışbükeylik ve karın kenarındaki içbükeylik daha az belirgin. Maksimum genişlik merkezin hemen gerisinde ve dişlerden daha geriye kaymış durumda.

Boyutlar. Uzunluk : (♂) 0.72-0.82 mm; (<♂) 0.80-0.90 mm
Yükseklik : 0.45-0.50 mm; 0.45-0.50 mm
Genişlik : 0.44-0.48 mm; 0.40-0.44 mm

Benzerlik ve Farklar. Kavkının yandan görünümü, genel kavkı şekli ve kavkı yüzeyindeki kostüller ile benzerlik

gösterdiği **N. multicostata** (Deltel)'nın kostülleri arasında retiküller bulunması, **N. tenuiorata** Deroo'nun sırt-arka dönüşünün oblik ve kavkı yüzey süsünde kostüllerin yerine boyuna dizili tüberküllerin bulunması ile onlardan ayrılır;

Bulunduğu Yerler ve Stratigrafik Düzey. Polatlı, Karahamzalı Köyü kuzeyi Kırkkavak Tepe: **Tanesiyen**.

Familya HEMICYTHERIDAE Puri, 1953

Altfamilya THAEROCYTHERINAE Hazel, 1967

Cins Hermanites Puri, 1955

Tür-tip *Hermania reticulata* Puri, 1954

Stratigrafik Yayılım. Senoniyen-Güncel

Ortam. Epineritik ortam.

Hermanites polatliensis n. sp.

Lev. 2, Şek. 6-11

Adın Kökeni. Ankara İli, Polatlı İlçesi

Holotip. Kabuk (<?), Koli. No. P8457

Paratip. 35 kabuk, 4 kapak

Tip Lokalite. Polatlı, Karahamzalı Köyü kuzeyi Kırkkavak Tepe

Tip Kat. **Tanesiyen**

Ayırman Tanım. Kavkı yandan görünümü dikdörtgenimsi. Kavkı yüzeyinde sırt ve karm kenarına paralel iki karen bulunmakta. Geniş yuvarlak olan ön kenar boyunca kenar kertikleri ile arka kenarda dikenler mevcut. Kavkı yüzeyi kuvvetli retiküller ile kaplı. Kenar zonu orta genişlikte ve vestibülsüz. Şarniyer Amphidont/holamphidont.

Tam. Kavkı yandan dikdörtgenimsi; sırt kenarı düz geriye eğimli, karm kenarı ortada içbükey ortanın gerisinde düz, ön uç geniş yuvarlak, arka uç üst yarıda içbükey, altta dışbükey. Sırttan görünümde ön ve arka uçlar yandan basık, karın kareni arkaya doğru genişleyerek üçgenimsi bir şekil oluşturmaktadır. Maksimum genişlik merkez,arka bölgede.

Kavkı yüzeyinde karm kenarına paralel ve arkaya doğru kanat şeklinde genişleyen bir karen ile sırtın ortasından başlayıp sırt-arka köşede aşağı doğru dönererek kaybolan ikinci bir karen bulunmakta. Ayrıca ön ve arka kenarlar boyunca kenar kareni mevcut. Ön kenarda çok sayıda kenar kertiği ile arka kenarın alt yarısında 6-7 adet kenar dikenini yer almaktadır. Kavkı yüzeyinde iri, düzensiz retiküller, göz tüberkülünden karın kareniine kadar ön kenara paralel 6 adet iri ve dörtgen şekilli retikül ile ortada merkez tüberkülü etrafında dairesel yerleşmiş retiküller gözlenmektedir. Göz ve merkez tüberkülleri belirgin. Maksimum genişlik göz tüberkülünden geçmektedir. Kavkının sırttan görünümünde sırt kenarı ile sırt kareni arasında tek sıra retikül dizilimi gözlenmektedir. Karın tarafında ise karm kenarı ile karen arasında önde karen başlangıcından ortaya kadar tek sıra, ortadan arkada karen bitimine kadar çift sıra retikül bulunmakta.

Kenar zonu orta genişlikte, vestibülsüz, kenar delik kanalları önde 20-25, arkada 10-15 adet düz ve basit. Şarniyer Amphidont/holamphidont; sağ kapakta önde konik bir diş, ön-ortada bir diş çukuru, arka-ortada düzgün bir oluk ve arkada oval bir diş bulunmakta.

Seksüel dimorfizm gelişmiş; erkek formlar dişlerden daha uzun.

Benzerlik ve Farklar. Bu örneğin kavkı şekli ile benzerlik gösterdiği **H. pajenborchiana Keij'nun retiküllerinin**

dörtgen şekilli ve ratikül içinin ince plakalı olması, **H. haidingeri haidingeri** Reus'nin kavkısının uzun ve yüksekliğinin daha az oluşu, onlardan ayırtlanmasının başlıca nedenleridir.

Boyutlar. Uzunluk : (?) 0.83-0.90 mm; (<J) 1.10-1.20 mm
Yükseklik : 0.46-0.50 mm; 0.50-0.60 mm
Genişlik : 0.48-0.50 mm; 0.45-0.48 mm

Bulunduğu Yerler ve Stratigrafik Düzey. Polatlı, Karahamzalı Köyü kuzeyi Kırkkavak Tepe ve Karsak Köyü güneyi Yayla Dağı: Tanesiyen-İlerdiyen.

SONUÇLAR

Polatlı İlçesi'nin güneyinde yer alan inceleme bölgesinde yüzeyleyen Alt Paleojen istifinin ostrakod faunasını saptamak amacı ile başlatılan bu çalışmada elde edilen fauna kronostratigrafik, biyostratigrafik(1) ve ortamsal açılarından değerlendirilmiştir.

Araştırmada, yaklaşık 270 km²'lik alanın Alt Paleojen istifini karakterize eden 5 stratigrafi kesiti ölçülmüş ve bu kesitlerden alınan 293 paleontolojik örneğin ostrakod içeriği 24 cins ve bunlara ait 5'i yeni (üstte sistematik tanımlaması verilmiş), 3'ü henüz isimlendirilmemiş ve 36'sı bilinen toplam 44 tür olarak saptanmıştır. Bölge için önceki araştırmacıların tanımladığı litoloji birimleri Kartal, Kırkkavak ve Eskipolatlı formasyonları tarafımızdan da kullanılmış, ayrıca Kırkkavak Formasyonu AI-AIV litoloji zonlarına bölünerek saha genelinde denetlenmiştir. Bölge Alt Paleojen istifinin kronostratigrafik bölümlenmesi başlıca ostrakod faunası ile yapılmış, Kartal Formasyonu Monsiyen, Kırkkavak Formasyonu'nun AI zonu Tanesiyen, Ali-AIV zonları İlerdiyen ve Eskipolatlı Formasyonu Küzyen olarak değerlendirilmiştir. Ostrakodların ortam belirleyici özelliklerinden yararlanılarak bölgede Monsiyen başlangıcında karasal, üst seviyelerinde geçiş-sığ denizel, Taneliyen'de önce sığ denizel, sonra geçiş ortamı, İlerdiyen'de tekrar gelişen derinleşme ile neritik-derin denizel koşulların geliştiği ve Küzyen'de ise neritikten batiyale uzanan bir ortamın varlığı saptanmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar bu araştırmanın yürütülüp sonuçlandırıldığı Ankara, Hacettepe Üniversitesi ve Adana, Çukurova Üniversitesi Jeoloji Bölümleri ile arazi çalışmalarında sağladığı olanaklar için M.T.A. Genel Müdürlüğü'ne içten teşekkürü borç bilirler. İkinci yazara, 1983 ve 1984 yaz aylarında misafir araştırmacı olarak bulunduğu Paris, Pierre ve Marie Curie Üniversitesi Sedimanter Jeoloji Laboratuvarı'nda incelenmiş materyali tip lokalite örnekleri ile karşılaştırma olanağı sağlayan Prof. Dr. Ch. POMEROL ve Dr. C. GUERNET'e yazarlar ayrıca teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ducasse, O., 1972, Les ostracodes de coupe de Campo (prov. Huesca, Espagne): Rev. Espan. Micropal. no extr." XXX. 273-289.
- Duru, M., 1984, Polatlı (GB Ankara) güneyindeki Alt Paleojen istifinin ostrakod biyostratigrafisi: H.Ü. Fen. Bil. Enst. Yük. Müh. Tezi, Ankara, 1-141. (Yayınlanmamış)
- Gökçen, N., 1975, Pınarhisar Formasyonu'nun yaşı ve ortam şartlarında görülen yanal değişimler (kuzey, kuzeydoğu Trakya): Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Tebliği, M.T.A., Ankara, 128-142.
- Hartmann, C. ve Puri, H., 1974, Summary of neontological and paleontological classification of ostracoda: Mitt. Hamburg Zool. Mus. Inst., 70, 7-73.
- Rigo de Righi M. ve Cortesini, A., 1960, Regional studies, central Anatolia Basin, Progress Report. 1- stratigraphy, 2- Structure: Petrol Dairesi T.A., Turkish Gulf Oil Comp, 11/11-12 (yayınlanmamış).
- Sirel, E., 1975, Polatlı (GB Ankara) güneyinin stratigrafisi: T.J.K. Bült., 18 (1), 181-192.
- Sirel, E., 1976, Description of six new species of the Alveolina found in the south of Polatlı (SW Ankara) region: T.J.K. Bült., 19 (1), 31-44.
- Sönmez, N., 1963, Deux nouveaux genres d'Ostracodes du Paléogène de Thrace (Turquie): Rev. Micropal., 6(2), 72-84.
- Sönmez-Gökçen, N., 1964, Notice sur le nouvel age déterminé par les Ostracodes de la série à Congeria du Neogène des environs de Çatalca (Thrace): M.T.A. Dergisi, 63, 47-58.
- Sönmez-Gökçen, N., 1973, Etude paléontologique (Ostracodes) et stratigraphique de niveaux du Paléogène du Sud-Est de la Thrace: M.T.A. Dergisi, No. 147, 1-117.
- Tambareau, Y., 1972, Thanétien Supérieur et Ilerdien Inférieur des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des Chaînons audois: Thèse, Toulouse, 1-377.
- Tambareau, Y., 1975, Les Ostracodes de l'Ilerdien Pyrénéen Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XVII, 187-190.
- Tambareau, Y. ve Villatte, J., 1974, Le passage Thanétien-Ilerdien dans la région de Campo: Comparaison avec les Petites Pyrénées: Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, t. 110, fasc. 3-4, 340-361.
- Ünalın, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S., 1976, Haymana-Polatlı yöresinin Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleogeografik evrimi: T.J.K. Bült., 19(2), 159-176.

Yazının Geliş Tarihi : 24.12.1984

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi : 6.6.1985

Yayıma Verildiği Tarih : 1.11.1985

(1) Çalışmanın biyostratigrafi bölümü ayrıca yayına hazırlanmaktadır.

LEVHA 1

X 55

Şekil 1-6 : *Vetustocytheridea kırkkavakensis* n. sp.

Kırkkavak Tepe, Tanesiyen

1. Sol kapak, dış görünüm, holotip, dişi, P8436
2. Sol kapak, içten görünüm, holotip, dişi, P8436
3. Kabuk, sırt görünüm, paratip, erkek, P8438
4. Sağ kapak, dış görünüm, paratip, dişi, P8437-01
5. Sol kapak, dış görünüm, paratip, dişi, P8437
6. Sol kapak, dış görünüm, paratip, erkek P8439

Şekil 7-14 : «*Faleomonsmirabilia*» *nodulata* n. sp.

Kırkkavak Tepe, Tanesiyen

7. Kabuk, sol görünüm, paratip, dişi P8431
8. Kabuk, sağ görünüm, holotip, dişi, P8432
9. Kabuk, sırt görünüm, holotip, dişi, P8432
10. Sol kapak, iç görünüm, paratip, dişi, P8433
11. Kabuk, sağ görünüm, paratip, dişi, P8431
12. Kabuk, sol görünüm, paratip, erkek, P8434
13. Kabuk, sağ görünüm, paratip, erkek, P8434
14. Kabuk, sırt görünüm, paratip, erkek, P8434

Şekil 15-19: *Echinocythereis ilerdiensis* n. sp.

Kırkkavak Tepe, İlerdiyen

15. Kabuk, sol görünüm, holotip, P8449
16. Kabuk, karın görünüm, paratip, P8450
17. Kabuk, sırt görünüm, holotip, P8449
18. Kabuk, sol görünüm, paratip, P8450
19. Kabuk, sağ görünüm, paratip, P8451

PLATE 1

X 55

Figure 16 : *Vetustocytheridea kırkkavakensis* n. sp.

Kırkkavak Tepe, Thanetian

1. Left valve, external view, holotype, female, P8436
2. Left valve, internal view, holotype, female, P8436
3. Carapace, dorsal view, paratype, male, P8438
4. Right valve, external view, paratype, female,
P8437-01
5. Left valve, external view, paratype, female, P8437
6. Left valve, external view, paratype, male, P8439

Figure 7-4: «*Paleomonsmirabilia*» *nodulata* n. sp.

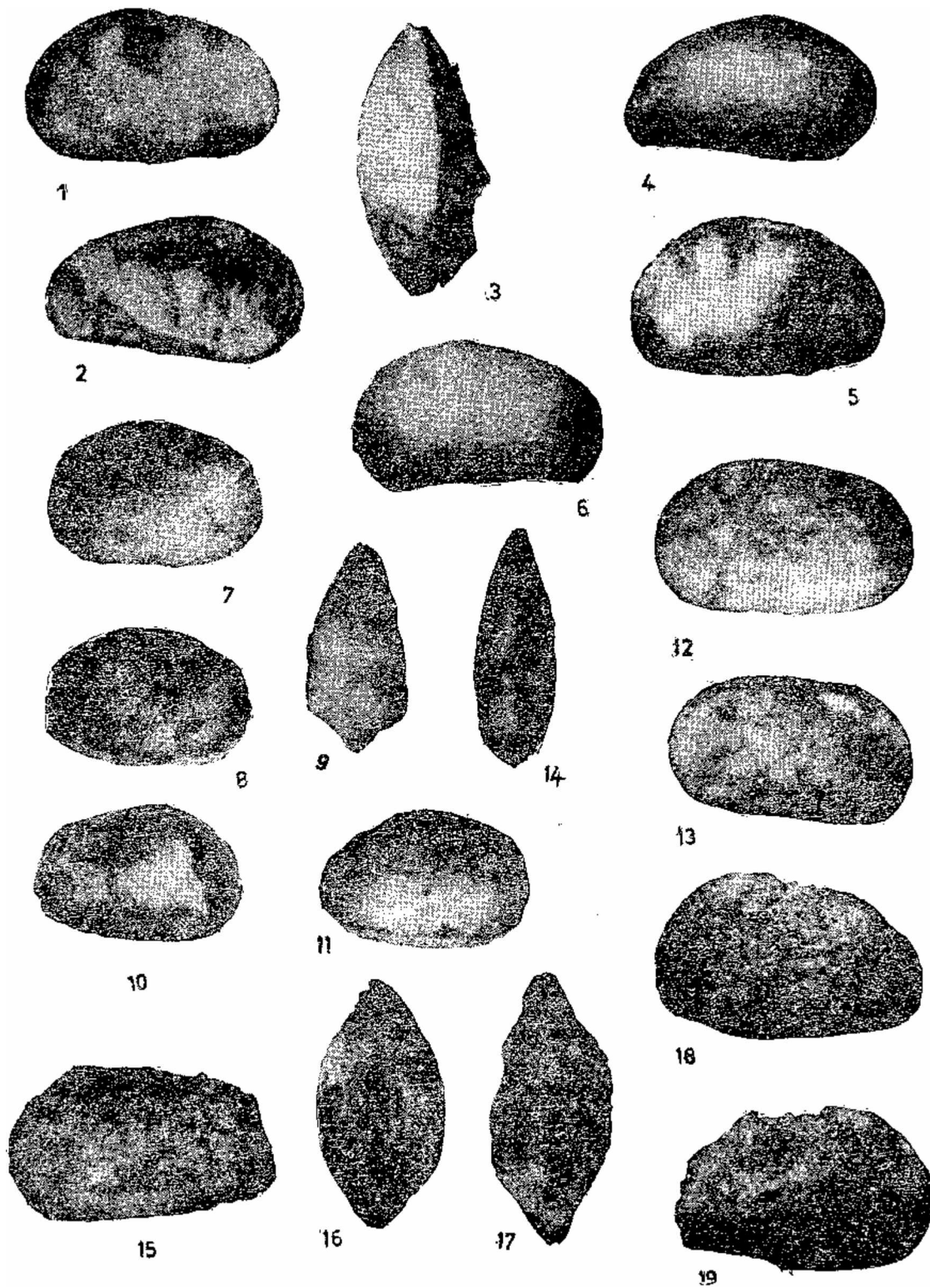
Kırkkavak Tepe, Thanetian

7. Carapace, left view, paratype, female, P8431
8. Carapace, right view, holotype, female, P8432
9. Carapace, dorsal view, holotype, female, P8432
10. Left valve, internal view, paratype, female, P8433
11. Carapace, right view, paratype, female, P8431
12. Carapace, left view, paratype, male, P8434
13. Carapace, right view, paratype, male, P8434
14. Carapace, dorsal view, paratype, male, P8434

Figure 15-19 : *Echinocythereis ilerdiensis* n. sp.

Kırkkavak Tepe, İlerdian

15. Carapace, left view, holotype, P8449
16. Carapace, ventral view, paratype, P8450
17. Carapace, dorsal view, holotype, P8449
18. Carapace, left view, paratype, P8450
19. Carapace, right view, paratype, P8451



LEVHA 2
X 55 (Şek. 5. dışında)

Şekil 1-5 : **Nucleolina costulata** n. sp.
Kırkkavak Tepe, Tanesiyen

1. Kabuk, sol görünüm, holotip, erkek P8453
2. Kabuk, sırt görünüm, holotip, erkek, P8453
3. Kabuk, sağ görünüm, holotip, erkek, P8453
4. Kabuk, sağ görünüm, paratip, dişi, P8454
5. Kabuk, karın görünüm, paratip, dişi P8454, X 60

Şekil 6-11: **Hermanites polathensis** n. sp.
Kırkkavak Tepe, Tanesiyen

6. Kabuk, sağ görünüm, holotip, erkek, P8457
7. Kabuk, sol görünüm, holotip, erkek, P8457
8. Kabuk, karın görünüm, holotip, erkek, P8457
9. Kabuk, sırt görünüm, holotip, erkek, P8457
10. Kabuk, sol görünüm, paratip, dişi, P8458
11. Kabuk, sağ görünüm, paratip, dişi, P8458

PLATE 2
X 55 (except Fig. 5)

Figure 1-5 : **Nucleolina costulata** n. sp.
Kırkkavak Tepe, Thanetian

1. Carapace, left view, holotype, male, P8453
2. Carapace, dorsal view, holotype, male, P8453
3. Carapace, right view, holotype, male, P8453
4. Carapace, right view, paratype, female, P8454
5. Carapace, ventral view, paratype, female,
P8453,X60

Figure 6-11 : **Hermanites polathensis** n. sp.
Kırkkavak Tepe, Thanetian

6. Carapace, right view, holotype, male, P8457
7. Carapace, left view, holotype, male, P8457
8. Carapace, ventral view, holotype, male, P8457
9. Carapace, dorsal view, holotype, male, P8457
10. Carapace, left view, paratype, female, P8458
11. Carapace, right view, paratype, female, P8458



1



2



3



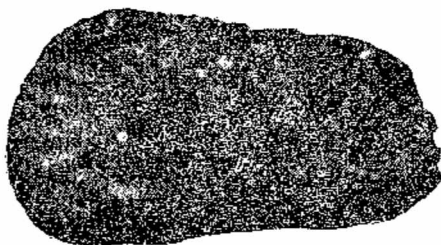
6



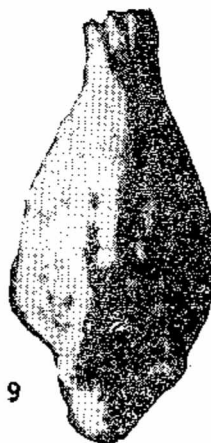
5



4



7



9



8



10



11

Çangal metaofiyoliti Karadere metabazitindeki

Cu, Co, Zn, Cr ve Ni anomalileri

Cu, Co, Zn, Cr and Ni anomalies in the Karadere metabasite of the Çangal metaophiolite

OSMAN YILMAZ, H.Ü. Mühendislik Fakültesi, Beytepe-Ankara

M. SEZÂİ KIRIKOĞLU, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Teşvikiye - İstanbul

ÖZ : Daday - Devrekani Masifi kuzeydoğu kesiminde yer alan Çangal Metaofiyoliti Karadere Metabaziti başlıca metagabro, metadiyabaz, metaspilit, metaporfirrit gibi ana litolojik birimlerden oluşmaktadır. Ayrıca ezik zonlar boyunca bu kayalar içinde ortofilonitlere de rastlanmaktadır. Sözü edilen bu litolojik birimler mineralojik ve petrografik açıdan ayrıntılı olarak incelenmiş, tümkayaç analizleri yapılmıştır. Bunların yanısıra kayaç örnekleri, metalik element içeriklerinin belirlenmesi amacıyla analiz edilmişlerdir.

Bu çalışmada Çangal Metaofiyoliti Karadere Metabazitinin metalojenisi incelenmekte, yapılan jeokimyasal analizler ve analiz sonuçlarının istatistiksel değerlendirilmesi yardımıyla, eldeki verilerin cevher yatağı anomalisi olup olmadıkları tartışılmaktadır. Yapılan araştırmalar gerek Cu gerekse Co değerlerinin ekonomik olarak kazanılabilecek cevherleşmelerin belirteçleri olabileceğini ortaya koymuştur. Zn, Cr ve Ni değerleri yüksek olmalarına karşın, cevher yatağına karşılık olup olmadıklarının daha ayrıntılı olarak araştırılması gerekmektedir.

ABSTRACT : The Karadere Metabasite of the Çangal Metaophiolite, located in the northeastern part of the Daday - Devrekani Massif, consists mainly of metagabbro, metadiabase, metaspilite, metaporphyrite etc. Additionally orthophyllonites occur within the shear zones. The mineralogy and petrography of these units are investigated in detail and wholerock analyses are done. The rocks are also analysed for their metallic element contents.

In this study the metallogeny of the Karadere Metabasite of the Çangal Metaophiolite is investigated. The geochemical analyses are statistically evaluated and the results are discussed as indicators for potential mineral deposits. The studies have shown and the Cu and Co contents could be indicators for economic deposits. Although the Zn, Ni and Cr values are high, further detailed studies are needed to determine whether they correspond to economic mineral deposits.

GİRİŞ

Daday-Devrekani Masifi kuzeydoğu kesimi Yılmaz (1980, 1983) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu araştırmalar sonucu Çangal Metaofiyoliti, Dibekdere Metaultramafiti ve Karadere Metabaziti olmak üzere iki litostratigrafik birime ayrılmış, mineralojik-petrografik incelemesi yapılmış, metamorfizma koşulları belirlenmiş ve temel jeolojî haritaları çıkarılmıştır.

Çangal Metaofiyolitinin 1 : 25 000 ölçekli Kastamonu -E32-d1 ve -E32-d4 paftalarında yer alan kısmının metalojenik incelenmesi, bu çalışmanın konusunu teşkil etmektedir (Şekil 1). Burada sadece sözkonusu tektonostratigrafik birliğin Karadere Metabazitinden alınmış olan örneklerin değerlendirilmesi yapılacaktır. Dibekdere Metaultramafitinin benzer incelenmesi ise başka bir araştırmacının kapsamı içinde ele alınacaktır. Öte yandan, bu çalışmalar yazarlar tarafından Kastamonu -E32-d2 ve -E32-d3 ile -E32-C1 paftalarında yürütülmekte olan ve tüm Çangal Metaofiyolitinin metalojenik incelenmesini kapsayan araştırmaların da bazını oluşturmaktadır.

BÖLGESEL JEOLJİK KONUM

Genel

Çalışma alanında farklı oluşum şekillerine sahip kayaç toplulukları (orta-yüksek dereceli gnays ve metakarbonatlardan oluşan metamorfitler, düşük dereceli metamorfizmaya uğramış olan metaofiyolitler, diyorit ve sedimanter kayalar) bir arada yüzeylemektedir.

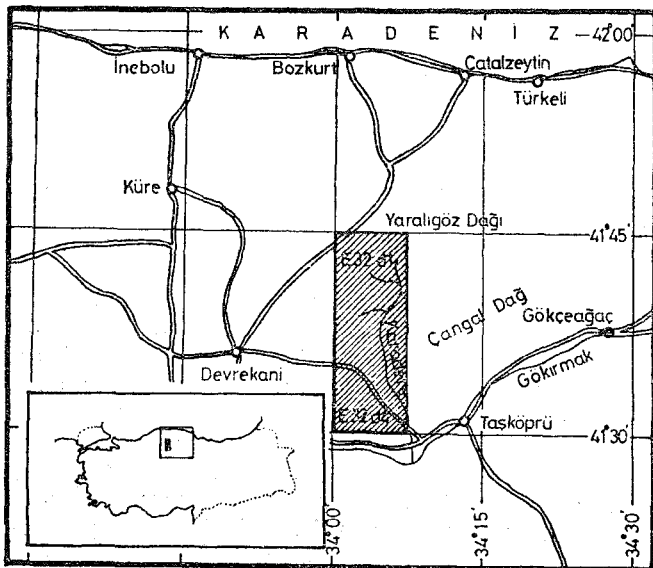
Bölgedeki Ebrek Metamorfiti ile Çangal Metaofiyoliti en önemli tektonik birliklerdir ve Daday-Devrekani Masifi, farklı petrojenetik nitelikteki bu birliklerin birbirine eklenmesi sonucu ortaya çıkmıştır. Aralarında Müsaderesi Bindirmesi (ezik zon) yer almaktadır. Biri kıtasal ve diğeri okyanusal kabuğun parçaları olan Ebrek ve Çangal Metamorfitlerinin birbirine eklenmesi plaka hareketleri ile ilgilidir. Okyanusal kabuğun kıtasal kabuğa eklenmesi, Mesozoyik başındaki bir orojenik fazda gerçekleşmiştir (Yılmaz, 1983). Bu fazı hemen takip eden evrede her iki tektonik birlikte retrograd kataklastik metamorfizma gelişmiştir.

Ebrek Metamorfiti ve Çangal Metaofiyoliti bölgedeki Mesozoyik sedimanları için bir temel oluşturmaktadır. Bu temel üzerine Yaralıgöz grubu birimleri açılmal uyumsuzlukla gelmektedir (Yılmaz, 1980). Bozarmut bindirme fayı, metamorfitle ve Börümce Formasyonu arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Alt Jura yaşlı olan Börümce Formasyonu, Yaralıgöz grubundan farklı özelliklere sahiptir. Zira Börümce Formasyonu içinde gözlenen Asarcık **Diyoriti gibi** kalkalkali karakterdeki intrüzyonlar temel **metamorfileri** içinde de bulunmaktadır ve ancak Orta ve Üst Jura yaşlı Yaralıgöz grubu birimleri ile örtülmektedir.

Temeli oluşturan metamorfitle ve temel-örtü ilişkisinin bölgesel tektoniğe uyum sağladığı, inceleme alanında gözlenmiştir (Yılmaz, 1980). Daha küçük ölçekli (1:750 000, 1:1350 000) Zonguldak - Abana - Taşköprü - Kastamonu poligonunu kapsayan uzay fotoğraflarından, çalışma bölgesinin KD-GB uzamlı bir temelin KD kesiminde yer aldığı belirlenmiştir. Fotoğrafların yapısal analizi, KB-GD doğrultulu sıkıştırma kuvvetlerinin etkisinde kalan bu bölgede, yaklaşık olarak tektonik yöne dik, D-B doğrultulu, kademeli bindirme faylarının geliştiğini ortaya koymuştur. Bindirmeler bölgenin merkezini oluşturan Daday - Devrekani Masifi metamorfitlelerinin etrafında ve dışına doğru gelişmişlerdir. Bunlar Eosen sonrası bir fazla ilişkilidir. Alpin dağ oluşumunun Pirenik fazına karşılık gelen bu tektonik hareketin varlığı Pontid'lerin diğer kesimlerinde de tesbit edilmiştir (Ketin, 1961 ve 1977; Nebert, 1961; Seymen, 1975; Pelin, 1977).

Karadere Metabaziti

Daday-Devrekani Masifinin kuzeydoğu kesimi metamorfizmaya uğramış mafik-ultramafik kayalarla, bunları dayklar halinde kesen lökokrat metaporfiritlelerden oluşmaktadır. Bu birimler Çangal Metaofiyoliti adı altında toplanmıştır (Yılmaz, 1980). Çangal Metaofiyolitinin serpantinler dışındaki tüm litolojileri Karadere Metabaziti olarak haritalanmıştır. Serpantinler ise Dibekdere Metaultramafiti adı altında gruplanmıştır.



Şekil 1 : İnceleme alanı buldum haritası.
Figure 1 : Location map of the investigated area.

Daday-Devrekani Masifi ölçüsünde, batıya (Devrekani güneyi) ve doğuya (Çangal Dağı) uzamlı önemli bir birim olan Karadere Metabaziti, kuzeybatıdan Müsaderesi bindirme zonu ile sınırlanmaktadır. Kuzeyde Yaralıgöz grubu birimleri ile örtülmektedir. Güneyde Karadere Metabaziti ile Üst Kretase yaşlı sedimanter Kaygunca Formasyonu arasındaki sınırı, eğim açısı değişen bir bindirme fayı oluşturmaktadır. Batıda Müsaderesi bindirme zonu boyunca Prekambriyen yaşlı metasedimanter Ebrek litolojileri ile sınırlanan Karadere Metabaziti doğuda, inceleme alanı dışında oldukça geniş bir yayılıma sahiptir.

Karadere birimi içerisinde yapısal -dokusal ve mineralojik özelliklerine göre bazı kayaç türleri ayırdedilmiştir. Ancak bunların herbirini, kalınlıklarının dekametre ile milimetre arasında olması ve iç içe bulunmaları nedeniyle, ayrı bir birim olarak haritalamak olanaksızdır. Birimde en yaygın kayaç türleri aktinolit, epidot, klorit ve albitten oluşan, koyu renkli metadiyabaz ve metaspilitlerle, bunları dekametrik dayklar şeklinde kesen, daha açık renkli, kuvars ve albit porfiroblastlı metaporfiritlelerdir. Metaspilitlerde tektonik deformasyona uğramış yastık lav ve amigdaloidal yapıda fasiyeler bulunmaktadır. Ayrıca birim içerisinde küçük intrüfiz kütleler oluşturan, koyu yeşil renkli ve iri kristalli metagabrolar yüzeylenmektedir.

Karadere metabazitinin Müsaderesi bindirme zonuna yakın çevresinde ve bu bindirmenin genel uzanımına paralel birim içerisindeki ezik zonlarda, aşırı derecede şistozite kazanmış, siyah renkli ve afanitik görümlü kayaçlar yer almaktadır. Bunlar ortofillonit olarak isimlendirilmiştir.

Yılmaz (1983)'e göre, Daday-Devrekani Masifinde yüzeylenen, Liyas öncesi yaşındaki Çangal Metaofiyoliti bir okyanus tabanı malzemesi niteliğindedir. Yazar mineralojik-petrografik çalışmalar ile belirlediği mineral topluluklarına göre, bu malzemenin iki farklı metamorfizma olayına maruz kaldığını ortaya koymuştur. Bunlardan ilki ve okyanusul kabuk içerisindeki birincil konumda etkin olanı, prograd okyanus tabanı metamorfizmasıdır. Diğeri ise Çangal Metaofiyolitinin Prekambriyen yaşlı Daday-Devrekani rieta-sedimentine (Ebrek Metamorfiti) eklenmesi sırasında geliştiği varsayılan retrograd kataklastik yerleşme metamorfizmasıdır. Bunlara göre Yılmaz (1983) Çangal Metaofiyolitinin Tetis Okyanusu metamorfik kabuğunun iyi korunmuş bir parçası olduğuna dikkati çekmektedir.

JEOKİMYASAL İNCELEME

Çalışma Yöntemi

Kastamonu -E32-d1 ve -E32-d4 paftaları ile bunlara komşu -E32-a4, -E32-d2 ve -E32-d3 paftalarındaki metamorfitlelerden toplam 522 adet kayaç örneği alınmıştır. Bunlardan Karadere Metabazitinden alınmış 197 örnek, metal içerikleri belirlenmek amacıyla analiz edilmişlerdir. Tüm kayaçlar ile bunlardan ayrılmış minerallerden bir kısmının nicel ana ve iz element içerikleri Yılmaz (1978) tarafından geliştirilen bir yöntemle belirlenmiştir. Ayrıntılı petrografik incelemesi yapılmış olan kayaç örneklerinin doğrudan doğruya toz haline (% 95 < 200 meş) getirilmiş kısmı analiz edilmiştir. Sözkonusu bu yöntemde biri çözelti A, diğeri çözelti B olmak üzere iki ayrı çözelti hazırlanmaktadır. Çözelti A'dan SiO₂ ve Al₂O₃ Bausch ve Lomb UV spektrofotometresi, çözelti B'den Na₂O, K₂O, MgO, CaO, MnO ve

ÖRNEK NO SAMPLE NO	KOORDİNATI (Kastamonu-)	Cu ppm	Co ppm	Zn ppm	Cr ppm	Ni ppm
OY-4.1	F31c3 (8305)	53	110	106	191	850
4.2	" "	48	80	69	219	130
5	E32d1 (a 03)	63	50	167	111	110
6.1	" (a 02)	53	40	117	22	65
6.2	" "	43	50	159	27	70
7.1	" (a 01)	13	40	52	234	225
8.1a	" (g 04)	13	30	92	204	145
8.1b	" "	37	80	40	90	145
9.1	" (n 01)	48	130	209	91	85
9.2	" "	53	40	309	191	115
26a	" (9295)	53	80	247	79	105
26b	" "	43	70	188	260	145
27	" "	43	140	125	261	180
28a	" (9195)	123	70	172	105	130
28b	" "	38	80	79	137	130
30	E32d3 (9408)	33	50	59	880	420
31	" "	48	40	309	12	50
32	" (9407)	13	20	47	8	20
33	" "	18	30	255	10	35
34	E32d4 (j 06)	70	40	86	23	105
35	" "	43	30	58	372	230
36.1	" (i 06)	203	740	16	8	45
36.2	" "	153	180	15	7	5
37	" (i 06)	73	40	247	19	60
38	" (h 05)	43	240	52	17	65
39	" "	50	40	45	21	65
40	" "	93	70	66	382	175
41	" (g 01)	53	50	90	700	385
42	" "	58	50	79	960	335
43	" "	23	30	102	150	85
44	" "	13	150	55	6	15
45	" "	13	30	101	8	25
46	" (g 01)	23	30	201	7	30
47	" "	58	50	107	16	45
48	" "	88	40	63	210	130
49	" "	23	50	59	438	295
50	" "	63	50	68	67	75
51	" "	18	40	93	410	240
52	" "	48	90	59	455	210
53	" "	13	40	87	11	40
54	" "	43	40	69	24	60
55	" (g 02)	83	70	91	280	175
56.1	" "	38	50	70	9	40
56.2	" "	28	30	81	128	45
57	" "	8	50	180	8	35
58.1	" "	8	90	38	6	20
58.2	" "	18	70	90	11	40
59.1	" (h 03)	8	60	89	7	25
59.2	" "	58	70	48	245	180
60	" "	78	70	52	300	275
61	" (g 03)	48	70	102	12	40
62.1	" "	38	70	52	41	45
62.2	" "	108	140	111	63	110
63	" (g 04)	8	70	34	6	30
64	" "	8	60	64	6	30

Çizelge 1 : Karadere Metabaziti tümkayaç Cu, Co, Zn, Cr ve Ni değerleri.

ÖRNEK NO SAMPLE NO	KOORDİNATI (Kastamonu-)	Cu ppm	Co ppm	Zn ppm	Cr ppm	Ni ppm
OY-65	E32d4 (g 04)	13	50	65	6	35
66	" "	8	70	180	16	70
67	" "	18	90	102	13	65
68	" "	73	90	115	174	130
69	" (g 05)	98	90	66	360	330
70	" (f 05)	13	90	70	225	175
71	" "	8	140	66	240	180
72	" "	78	70	51	212	150
73	" (f 06)	33	70	50	61	65
74	" "	18	80	53	497	430
75	E32d3 (9307)	13	40	32	8	50
76	" "	53	70	111	95	110
77	E32d4 (j 05)	8	90	176	54	100
78	" "	98	60	59	11	40
79	" "	128	80	86	11	55
80	" (i 04)	33	86	115	9	10
80a	" "	33	60	46	8	30
81	" "	43	50	52	238	180
82	" "	33	50	88	104	95
83	" (h 04)	88	90	62	176	150
84	" (f 06)	43	80	37	930	400
85	" "	103	70	27	259	230
86	" "	43	80	63	156	75
87	" "	13	70	32	334	135
88	" "	48	110	97	222	100
89	" (f 02)	133	70	53	238	145
90	" (f 01)	98	60	88	16	45
92	E32d1 (e 07)	88	60	114	120	90
93	" "	38	90	68	170	80
94	" (e 06)	13	70	107	15	45
95	" (d 06)	8	80	78	141	75
96	" (d 07)	83	80	85	203	105
97	" (e 07)	48	70	222	88	90
98	" (f 07)	8	70	580	149	85
99	" "	28	170	92	54	65
100	" "	58	110	81	52	65
101	" (f 01)	18	90	47	27	55
102	" "	23	60	155	10	30
103	" (g 01)	68	80	85	71	70
104	" "	118	90	27	18	45
105	" "	8	80	41	44	60
106	" "	108	40	463	21	40
107	" (h 01)	48	60	750	10	50
108	" "	43	60	40	347	205
109	" (i 12)	8	100	73	429	265
110	" "	28	70	69	6	35
111	" (i 13)	13	50	58	4	20
112	" "	8	60	20	6	25
113	" "	33	80	72	370	165
114	E32d4 (e 03)	93	90	46	307	150
115	" (b 01)	43	220	35	257	180
116	" (b 02)	58	360	49	840	315
117	" (b 03)	18	70	70	9	55
118	" (b 02)	73	70	57	247	145
119.1	" "	28	60	95	106	75

Table 1 : The wholerock Cu, Co, Zn, Cr and Ni values of the Karadere Metabasite.

ÖRNEK NO SAMPLE NO.	KOORDİNATI (Kastamonu-)	Cu ppm	Co ppm	Zn ppm	Cr ppm	Ni ppm
OY-119.2	E32d4 (b 02)	83	60	44	508	250
120	" (c 02)	58	50	106	90	110
121	" (b 02)	53	50	40	280	205
122	" (c 02)	98	70	37	327	280
123	" (c 01)	43	190	45	345	260
124	" (d 01)	23	60	180	10	45
125	" "	73	60	37	120	140
126	" (e 01)	123	270	38	178	110
127	" (c 04)	38	80	91	18	65
128	" "	28	70	81	14	55
129	" (d 04)	233	310	47	270	125
130	" "	73	80	67	203	215
131	" (d 03)	48	40	57	321	260
132	" "	123	60	167	107	120
133	" "	133	70	67	1060	450
134	" "	73	50	23	243	170
135	" (f 02)	8	70	59	6	25
136	" (b 05)	78	210	57	314	210
137	" (a 05)	83	70	171	110	105
145	E32d1 (d 09)	53	60	60	152	95
148	" (f 09)	28	80	111	38	60
148.1	" "	40	221	144	17	32
149	E32d4 (d 05)	58	70	68	17	55
150	" (d 04)	28	60	83	12	55
151	" (c 04)	73	60	29	230	205
152	" (e 04)	8	70	56	253	130
153	" (g 04)	18	230	321	18	65
154	" (h 01)	58	140	151	78	140
155	E32d1 (i 16)	148	80	172	265	180
156	" (i 15)	13	90	8	6	10
157	" "	8	120	36	10	30
158	" (i 14)	13	60	66	16	40
159	" "	4	60	51	6	25
160	" "	8	50	47	6	30
161	" (i 13)	8	70	42	14	35
162.1	" (h 13)	13	60	113	8	35
162.2	" "	18	80	33	6	20
163	" (h 14)	78	40	159	8	25

ÖRNEK NO SAMPLE NO.	KOORDİNATI (Kastamonu-)	Cu ppm	Co ppm	Zn ppm	Cr ppm	Ni ppm
OY-164	E32d1 (g 14)	13	80	11	10	50
165	" "	8	60	63	19	60
166	" "	73	90	110	8	55
167	" "	48	90	82	1060	600
168	" (f 15)	13	70	3	6	25
169	" "	8	50	15	24	40
170	" "	13	60	17	4	25
176	" (f 16)	23	120	39	18	75
182	" (h 13)	18	50	96	10	40
183	" (g 13)	28	80	102	8	45
184.1	" "	18	70	79	178	135
184.2	" "	13	90	46	22	55
185	" (f 13)	8	20	77	127	80
187	" (f 14)	13	60	22	23	40
188	" (e 14)	28	60	49	291	265
189	" "	53	80	60	179	165
193	" (i 14)	13	70	27	34	45
194	" (i 15)	113	90	108	10	45
195	" "	13	60	34	27	35
196	" "	13	30	34	149	25
206	" (h 17)	63	60	76	31	55
207	" (h 16)	43	70	54	202	145
208	" "	48	40	33	260	130
209	" (h 15)	78	80	67	427	345
210	" "	38	60	102	99	75
212	" (g 10)	318	50	34	16	35
216	" "	313	60	40	178	115
222	" (h 10)	33	50	61	163	80
227	E32d4 (b 01)	68	50	44	166	90
232	" (c 01)	48	60	51	429	255
236.1	" (d 01)	68	50	54	287	130
452.1	E32d1 (e 13)	133	102	84	139	66
459	" (f 13)	11	43	81	52	27
475	" (h 13)	259	77	57	12	47
551	E32d4 (a 04)	122	75	108	9	26
552	" (b 04)	452	70	95	91	49
708	E32d1 (f 14)	149	73	158	924	322

toplam Fe₂O₃, Perkin Elmer-370 AAS (atomik absorpsiyon spektrofotometresi) ile USGS ve CRPG kayaç standartları kullanmak suretiyle analiz edilmektedir. Ayrıca çözelti B'den TiO₂ ve P₂O₅ analizleri için de yararlanılmaktadır. Ateşte kayıp ise örnekler 1000°C de en az 4 saat bekletildikten sonra ölçülmektedir. Nicel ana ve iz element analizleri ile ateşte kayıp her zaman 110°C de kurutulmuş örnekler üzerinde yapılmaktadır.

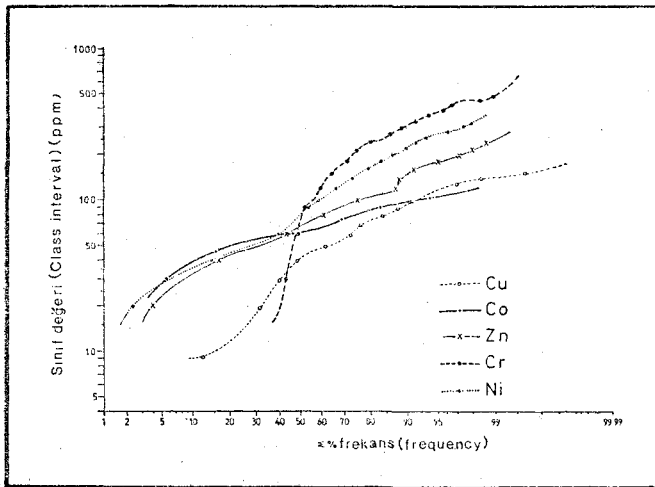
Bilindiği gibi, elde edilen sonuçların en basit şekli ile değerlendirilmesi, analizlerden elde edilen verilerin numunelerin alınmış olduğu harita üzerindeki noktalara yerleştirilmesidir. Çalışma sırasında numuneler karelej yapıla-

rak alınmadığından, bu noktalar arasından eşit değerle bir birine bağlayan eğriler (kontur veya izograd) geçirilerek jeokimyasal harita yapımı gerçekleştirilememiştir. Saptanan temel değer (background), eşik değer ve anomaliler harita üzerine noktasal semboller halinde yerleştirilmiştir. Çalışmalar beş ayrı element üzerinde yapılmış olup, her bir element için ayrı ayrı hazırlanmış olan anomali haritalarının karşılaştırması yapılarak cevherleşme bölgelerinin kesinlik kazanmasına gayret edilmiştir. Değerlendirmeler, Karadere Metabazitini oluşturan çeşitli litolojik birimlerden alınmış kayaç örneklerinin analiz sonuçlarından yararlanılarak yapılmıştır.

Anomalilerin sayısal ve - daha kesinlikle belirtilmesi arzu edildiğinden, başka bir deyimle temel değer ve eşik değer gibi kavramların sayısal olarak ifade edilmesi alışılmış olduğundan, istatistiksel yöntemlerden yararlanılmıştır. Özellikle laboratuvarında elde edilen değerlerin, numune almada ve analizler esnasında yapılan hatalarla, kirlenmeden (kontaminasyon) ileri gelen hataları da taşıyabileceği düşünülürse istatistiksel yöntemlerin, bunların sonuçları üzerindeki etkisini azaltmada ne kadar yararlı olduğu daha iyi anlaşılır. Hatalar çoğu zaman farklı derinliklerden, mineralce zengin zonlardan numune alınması ve numunelerin fazla organik madde, kil veya hidrate kısımları içermeleri gibi nedenlerden ileri gelmektedir. Bazen yer üstü ve yer altı suları da zahiri anomalilere neden olmaktadır. Özellikle suda kolayca eriyen anyon ve katyonlar (örneğin sülfat, molibdat, klorür gibi anyonlarla Cu, Zn gibi katyonlar) ilksel oluştukları yerlerden sularla uzaklaşarak birikimler meydana getirebilirler (Bürküt, 1975). Ancak çalışmanın konusunu oluşturan elementlerin analiz değerleri, taze ve bütünü temsil eden kayalık örneklerinde belirlenmiş olduğundan, bu tür hataların sonuçları üzerindeki etkili olması, bu araştırmada söz konusu değildir.

Cu, Co, Zn, Cr ve Ni Anomalileri

Söz konusu elementlerin çalışma bölgesi kayaların içindeki dağılımları Çizelge 1 de görülmektedir. Bu veriler yardımıyla Karadere Metabazitinin herbir element için temel, eşik ve anomali değerleri istatistiksel olarak hesaplanmış ve ayrı ayrı haritaya geçirilmiştir (Şekil 3,4,5,6, 7). Ayrıca frekansa bağlı kümülatif dağılımlar da probabilitate kağıdı üzerinde karşılaştırmalı olarak incelenmiştir (Şekil 2). Aynı probabilitate kağıdı üzerinde, farklı elementlere ait eğrilerin dönüm noktaları (bunlar ayrı dağılımlara, dolayısıyla anomalilere karşılık olmaktadır) arasındaki ilişkilerin araştırılmasına çalışılmıştır. Buna göre Cu ve Co elementlerinin benzer jeokimyasal dağılım gösterdikleri belirlenmiştir. Aynı şekilde bir ilişki Ni ve Cr arasında da mevcuttur.

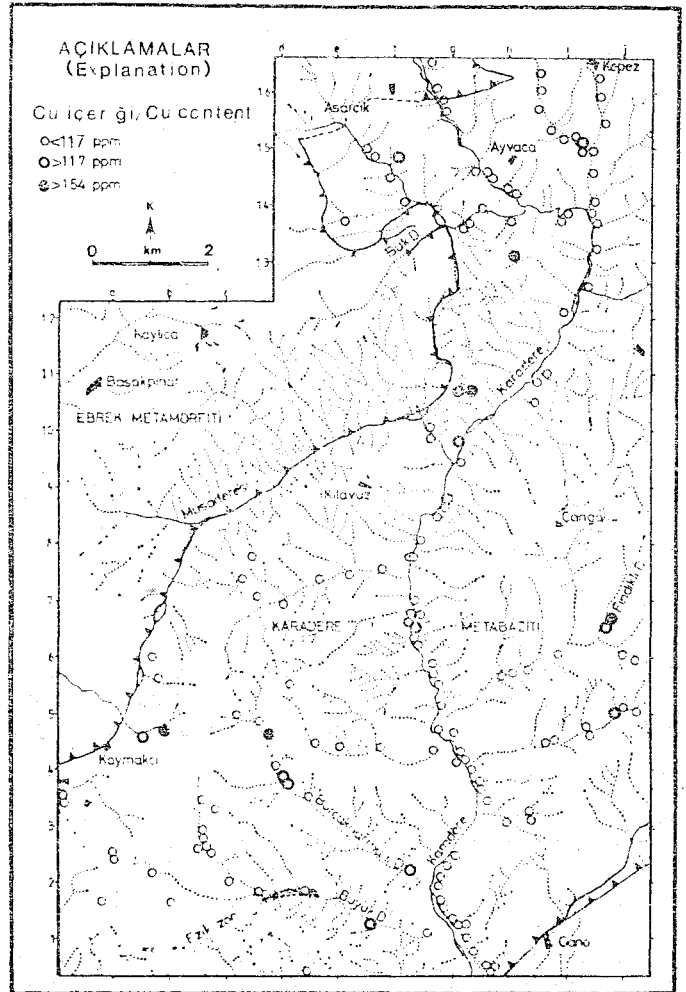


Şekil 2 : Cu, Co, Zn, Cr ve Ni probabilitate eğrileri.
Figure 2 : The probability curves for Cu, Co, Zn, Cr and Ni

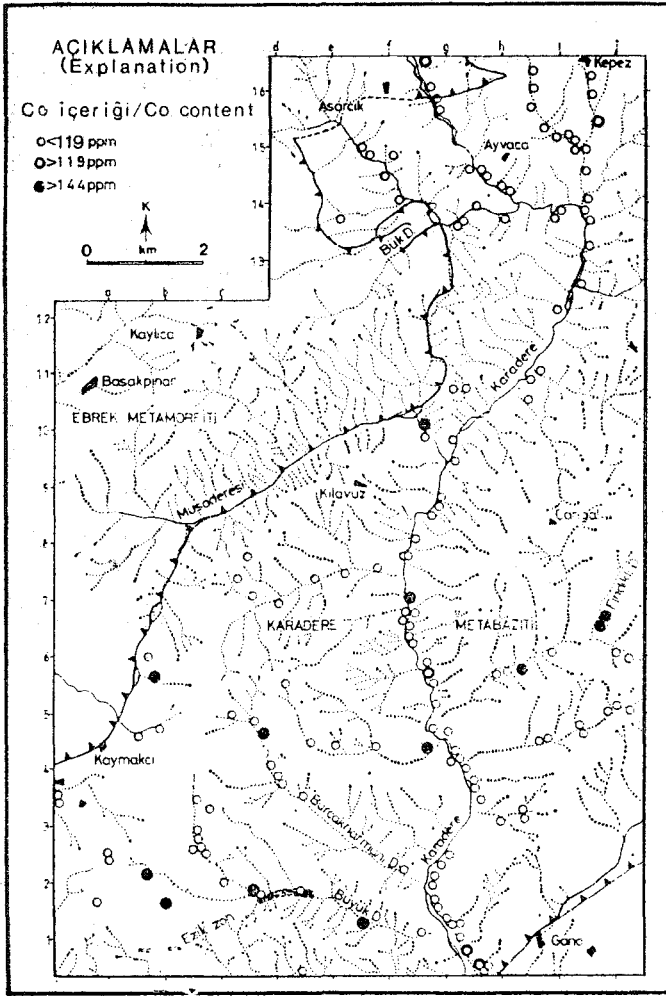
Bakır Anomalisi

Mafik kayaların ortalama bakır içeriği 140 ppm civarındadır (Hawkes ve Webb, 1962). Karadere Metabazitini oluşturan litolojik birimlerde belirlenen en düşük ve en yüksek Cu değerleri ise 4 ve 452 ppm dir. Öte yandan, Karadere Metabaziti tümüyle göz önünde bulundurulacak olursa, ortalama bakır içeriğinin mafik kayaların genel bakır içeriğinden oldukça düşük olduğu görülür (ortalama 46 ppm). Eşik değeri 117 ppm Cudur. 154 ppm in üzerinde olan anomali değerleri Ayvaca güneyi ile Kirensöküsü'nde ve Karacayıpınarında, ayrıca Burçakharmam ve Fındıklı derelerde saptanmıştır (Şekil 3). Bunlardan Ayvaca güneyi ile Kirensöküsü'nde yer alan anomali noktaları oldukça ilginç olup, 1970'li yılların başında havadan prospeksiyonla saptanmış, daha sonra jeofizik ve sondajlı aramaları yapılan Kepez batısındaki Doğandere Cu sahasının (Özgüneyli, 1974) çok yakın çevresinde (2-5 km güneyinde) yer almaktadırlar.

Ortalamanın çok üstünde (154 ile 452 ppm Cu arasında) bakır içeriğine sahip zonların bulunması çalışma sahasını ve özellikle anomali saptanmış olan kısımları, bakır araştırmaları açısından hedef bölgeler arasına sokmaktadır.



Şekil 3 : Cu anomali haritası.
Figure 3 : Cu anomaly map.



Şekil 4 : Co anomali haritası.
Figure 4 : Co anomaly map.

Çizelge 2 incelendiğinde, bakırın en iyi korelasyonu Co ile yaptığı görülmektedir. Cr ve Ni ile olan korelasyonları da pozitifdir. Ancak istatistiksel açıdan bunlar güvenilir değildir.

Kobalt Anomalisi

Çeşitli yazarlara göre, mafik kayaların Co içeriği ortalama 45 ppm civarındadır. Şekil 4 incelendiğinde ise çalışma sahasının kobalt açısından oldukça ilginç olduğu görülecektir. Zira bu değer Karadere Metabazitinde 66 ppm Co olup, eşik değer 119 ppm kobalttır. 144 ppm kobaltın üzerinde olan anomali değerleri (740 ppm'e kadar) ise bakır anomalilerinin belirlendiği Fındıklı ve Burçakharmanı derelerin yanı sıra tüm Büyük dere vadisinde, Teke, Sincanlı, Döven derelerde. Kepez güneyi ve Bozarmut batısında, ayrıca Müsaderesinde ve Karadere vadisi boyunca saptanmıştır (Şekil 4).

Yeryüzünde ekonomik olarak işletilebilen kobalt yatakları incelendiğinde, bunların diyabaz (Cobalt City-Ontario) intrüzyonlanmış veya granitik batolitlerin yakın çevresinde (Bohemya Masifi) yer aldıkları görülür (Pet-

	Cu	Co	Zn	Cr	Ni (ppm)
Cu (ppm)		0.37	-0.02	0.12	0.08
Co			-0.10	0.05	0.04
Zn				-0.12	-0.09
Cr					0.81
Güvenirlilik sınırı:	r > 0.18, % 95; r > 0.24, % 99				

Çizelge 2 : Karadere Metabaziti metalik element değerleri arasındaki ilişkiler (örnek sayısı : 184).

Table 2 : The relationship between the metallic element contents of the Karadere Metabasite (number of samples : 184).

rascheck ve Pohl, 1982). Dünya üretiminde önemli payı olan Kongo'daki yataklar uranyumca zengin, sülfidik Cu-Co yataklarıdır.

Çalışma sahasının önemli Cu provansı olan Pontid kuşağında yer alması, bunun yanı sıra bu kuşağın önemli yataklarından olan Küre bakır oluşumlarının oldukça yakın civarında bulunması, ayrıca araştırmalarımız sırasında belirlenen Cu ile Co arasındaki belirgin pozitif korelasyon bölgede önemli Co potansiyeli bulunabileceğinin belirteçleri olarak kabul edilebilir. Taze kayaç örneklerinde belirlenen ve 740 ppm'e varan anomali değerleri bunu destekler mahiyettedir. Ayrıca birçok bakır yatağında kobalt linneit (Co₃S₄) şeklinde bakır sülfidlerle birlikte ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle tenörü sadece % 0.02 ile 0.5 arasında olsa bile, bakır üretiminde önemli bir yan ürün olarak kazanılabileceği unutulmamalıdır.

Çinko Anomalisi

İnceleme alanında yer alan kayaçlarda belirlenen en düşük çinko içeriği 3, en yükseği ise 750 ppm'dir. Çalışma alanı kayaçlarının ortalama 80 ppm olan çinko içeriği, mafik kayaçların ortalama 130 ppm olan çinko içeriği ile karşılaştırıldığında, oldukça düşük olduğu görülür. Karadere metabazitinde eşik değer 176 ppm olup, anomali sınırı 224 ppm'den başlamaktadır.

Şekil 5 incelendiğinde, anomali noktalarının sahanın orta ve güney kısımlarında yer aldığı görülür. Çinko ile diğer elementler arasında belirgin ve güvenilir bir korelasyon mevcut değildir (Çizelge 2). Anomalilerin sahadaki dağılımları da bu konuda yönlendirici olmaktan uzaktır. Bu nedenlerle, sahanın çinko açısından ilginç olup olmadığının belirlenebilmesi, ancak anomali noktaları ve yakın çevresinde ayrıntılı jeolojik araştırmaların yapılmasıyla mümkün olacaktır.

Krom Anomalisi

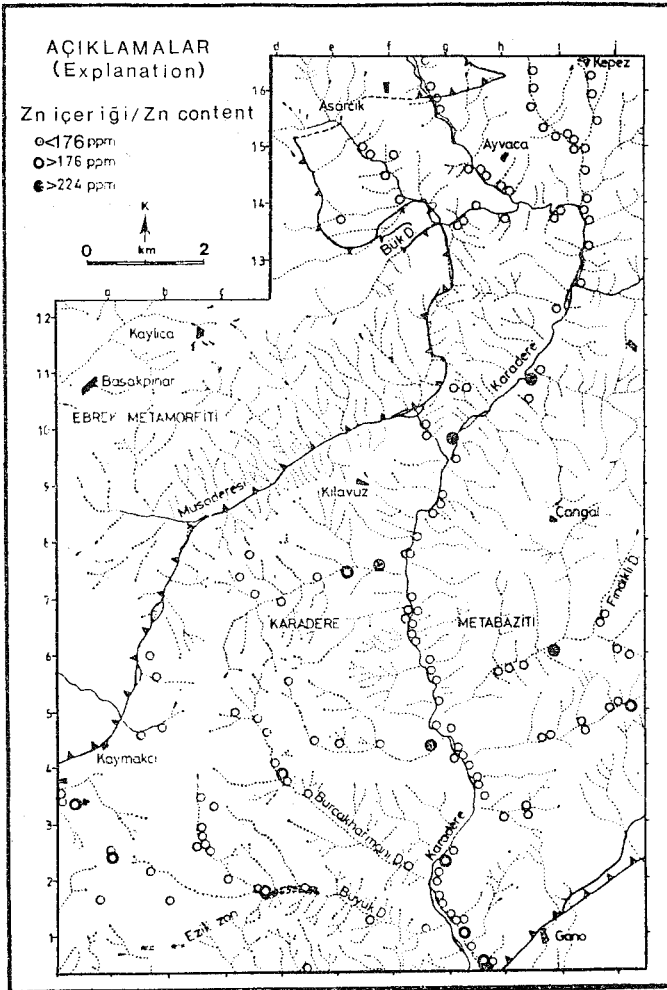
Yukarıda da değinildiği gibi, Karadere Metabaziti litolojik birimlerini metagabro, metadiyabaz, metaspilit, metaporfirit ve ortofilonitler oluşturmaktadır. Araştırmalar sırasında sözkonusu bu litolojik birimler içerisinde belirlenen krom içeriklerinde en küçük değer 4 ve en büyük de-

ğer ise 1060 ppm dir. Karadere Metabazitinin ortalama krom içeriği 122 ppm olup, bu mafik kâyaçların ortalama 300 ppm olan içeriğinin (Hawkes ve Webb, 1962) yansından daha düşük bir değerdir. Krom içeriği açısından fakir olan bu litolojik birimler içinde 506 ppm'in üzerinde krom içeren anomali noktalarının varlığı (Şekil 6), şüphesiz bölgenin bindirme tektoniği ile yakından ilgili olmalıdır. Anomali noktalarının ezik zon boyunca yer alması, bu görüşü destekler mahiyettedir. Çalışma bölgesinin güneybatısında yer alan anomalilerin Müsaderesi bindirme zonu ile çizgisel paralellliği (Şekil 6) buna örnek verilebilir.

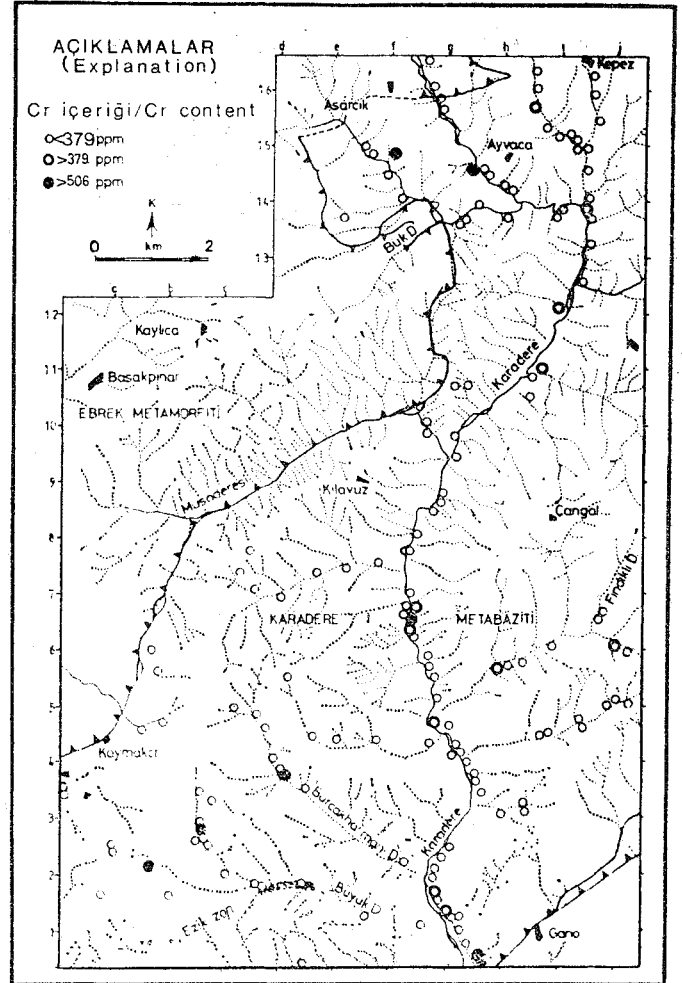
Krom ile nikel arasında çok kuvvetli bir pozitif korelasyon mevcuttur ($r = 0.81$, Çizelge 2).

Nikel Anomalisi

Mafik kâyaçların ortalama nikeli içeriği 160 ppm iken, Karadere Metabazitinde bu değer 104 ppm'dir. Analizleri yapılan kâyaç örneklerinin nikel içeriği 5 ile 850 ppm arasında değişmektedir. Eşik değer 260 ppm, anomali değerleri ise > 338 ppm'dir. (Şekil 7). Anomali noktalarının dağılımı krom anomalileri ile büyük benzerlik içindedir ve



Şekil 5 : Zn anomali haritası.
Figure 5 : Zn anomaly map.



Şekil 6 : Cr anomali haritası.
Figure 6 : Cr anomaly map.

kromda olduğu gibi, tektonik zonlarla paralellikler göstermektedir.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Makalenin konusunu teşkil eden araştırmalar sırasında Çangal Metaofiyoliti Karadere Metabazitinin metalik element içeriğinin belirlenmesine çalışılmıştır. Bunu yaparken anomalilerin çalışma bölgesi içindeki dağılımları incelenmiş ve birbirleri ile olan ilişkileri saptanmıştır. Buna göre :

— Yurdumuzun önemli bakır provenislerinden biri olan Küre sahasının yakın civarında yer alan inceleme alanının kâyaçlarında > 154 ppm Cu ve > 144 ppm Co anomali değerleri belirlenmiştir. Cu ve Co arasındaki kuvvetli pozitif korelasyon ($r = 0.37$), jeokimyasal açıdan doğal olup, yüksek anomali verileri ile birlikte değerlendirildiğinde, sahada Cu ve/veya Co cevherleşmelerinin bulunduğu işaret ettikleri söylenebilir.

— Karadere Metabaziti litolojik birimlerinin ortalama Zn içeriği düşüktür. Buna rağmen 750 ppm e varan Zn,

