

Ocak - Nisan
January - April 1987

Sayı 30 - 31



JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ

tmmob jeoloji mühendisleri odası yayın organı
Publication of The Chamber of Geological Engineers of Turkey

JEOLojİ MÜHENDİSLİĞİ

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

Yönetim Kurulu (*Executive Board*)

Osman Taşan

(MTA)

(Başkan) (*President*)

Şanver İSMAİLOĞLU

(MTA)

İkinci Başkan (*Vice President*)

Bayazıt ERDEM

(MTA)

Yazman (*Secretary General*)

Hayrettin KADIOĞLU

(MTA)

Sayman (*Treasurer*)

Mehmet BİTEN

(MTA)

Mesleki Uygulamalar Üyesi (*Secretary of Professional Activities*)

İbrahim KOCABAŞ

(DSİ)

Yayın Üyesi (*Secretary of Publications*)

Selahattin YILDIRIM

(MTA)

Sosyal İlişkiler Üyesi (*Secretary of Social Affairs*)

EDİTÖRLER (*Editors*)

Y.Ziya ÖZKAN (M.T.A.) - **İsmail HENDEN** (M.T.A.) - **Yavuz OKAN** (A.Ü.F.F.)

TEKNİK YÖNETMEN (*Technical Editor*)

Hilmi YAĞCI (M.T.A.)

YARDIMCI TEKNİK YÖNETMENLER (*Assistant Technical Editors*)

Hüseyin ÖZCAN (M.T.A.) **Nizamettin ŞENTÜRK** (M.T.A.)

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ

tmmob jeoloji mühendisleri odası yayın organı



Sayı 30 - 31

Ocak - Nisan 1987

SAHİBİ VE YAYIM SORUMLUSU
Bayazıt ERDEM

YÖNETİM YERİ
**Bayındır Sokak 7/1
Kat:1 (06424)
Kızılay - ANKARA
Tel: 132 30 85**

YAZIŞMA ADRESİ
**P.K. 507 - 06424
Kızılay - ANKARA**

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayınıdır. Yılda dört kez yayınlanır. Dergi, odanın amaç, ilke ve yayım koşullarına uygun bilimsel ve teknik yazılara açıktır. Yayınlanan yazılardaki fikir ve teknik sorumluluk yazarlarına ait olup, Jeoloji Mühendisleri Odası ve Dergi sorumlu değildir.

ABONE KOŞULLARI (TL.)

Dergi Fiyatı : 1000
Yıllık Abone : 3000
Öğrencilere : 500
Üyelere ücretsiz dağıtılır.

İLAN TARİFESİ (TL.)

Arka iç kapak	60000	192000
İç sayfa (tam)	45000	144000
İç sayfa (yarım)	30000	96000
Arka dış kapak	120000	386000

Tescilli Bürolar Jeoloji Mühendisleri Odasının yayın organlarına verecekleri ilan ücretlerinin % 25'inden muaf tutulurlar.

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

- OKURLARIMIZA 3
- Kezban Alanı-Elma Deresi (Afyon) Arası Metamorfitlerdeki Grafit Oluşumu
Graphite Generation in Metamorphics Between Kezban Alanı-Elma Deresi (Afyon) Area
ZIYA GÖZLER, ALİ DİNÇER 5
 - Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonlarının (Kaman) Petrografik ve Kimyasal-Mineralojik Özellikleri
Petrographical and Chemical-Mineralogical Characteristics of Cefalıkdağ and Baranadağ Plutons (Kaman)
HASAN BAYHAN 11
 - Tansiyon Çatlaklarında Gelişen Diyapirler
Diapirs Emplacement Along Tensional Fractures
TAHİR EMRE 17
 - Karsantı Bölgesi (Adana) Miyosen Kumtaşlarının Sedimentolojisi ve Klastik Petrofasiyesleri
Clastic Petrofacies and Sedimentology of the Karsantı Miocene Sandstones-Northern Adana Turkey
SEMA YURTMEN, ŞAZIYE ABACI, SUNGU L.GÖKÇEN.. 21
 - Batı Anadolu'da Manisa-Balıkesir Arasındaki Tersiyer Yaşlı Yalancı Bazaltların Özellikleri
Characteristic Features of the Tertiary Aged Pseudo-Basalts of Manisa-Balıkesir Area, Western Anatolia
TUNCAY ERCAN, AHMET TÜRKECAN,
BÜLENT CAN, ERDOĞDU GÜNAY,
ALİ ÇEVİKBAŞ, MÜSLİM ATEŞ..... 31
 - Adıyaman (Güneydoğu Anadolu) Yöresinde Omphalocyclus Macroporus-Orbitoides Medius Biyozonunun Stratigrafik Konumu
Stratigraphical Position of the Omphalocyclus Macroporus-Orbitoides Medius Biozone in Adıyaman Region (Southeast Anatolia)
ENGİN MERİÇ, İZVER TANSEL..... 43
 - Karadeniz'in Güncel Çökellerinin Jeokimyası
Geochemistry of the Recent Black Sea Sediments
NAMIK ÇAĞATAY, TANER SALTOĞLU,
ABDULLAH GEDİK..... 47

OKURLARIMIZA

Odamız bir yandan üyelerimizin ekonomik-demokratik ve kültürel istemlerini karşılamaya yönelik çalışmaların altyapısını oluşturacak etkinlikleri gerçekleştirmeye çalışırken, diğer yandan meslek alanımızdaki bilimsel-teknik çalışmaların nicelik ve nitelik olarak geliştirme çabalarını aksatmamaya özen göstermektedir.

Fakat Ülkemizde yaşanmakta olan yüksek oranlı enflasyon, Oda giderlerinin hızla yükselmesine yol açmakta, üretilen her hizmetin maliyetlerini gösteren rakamlar, geometrik diziler oluşturmaktadır:

Kağıt fiyatlarındaki sürekli artışlar nedeniyle dört formalık Dergimizin maliyeti 1986 başlarında bir milyon lira iken 1988 ortalarında yaklaşık dört milyona çıkmıştır. Bu güçlükler nedeniyle yayınlarımızın periyodlarında bazı gecikmeler olmuştur.

Tüm bu olumsuz koşullara karşın Odamız, TJK'nun mali yetersizlikler nedeniyle çıkarmakta zorluk çektiği Türkiye Jeoloji Bülteni'ni devralmak suretiyle, Dergi'nin aynı form ve içerikte yayınını sürdürmesini sağlamıştır.

1946 yılından Odamızın kuruluşuna kadar tek meslek örgütümüz durumunda olan TJK'nun en önemli etkinliğine böylece sahip çıkılmıştır. TJK'nun geçmişteki diğer etkinliklerine de sahip çıkarak onları daha da geliştirip sürdürmek, bizim için bir onur olduğu kadar önemli bir görevdir de...

Bu aşamadan sonra Oda yayınlarında yeni düzenlemelerin yapılması gereği ortaya çıkmıştır. Türkiye Jeoloji Bülteni'nin devralınmasından sonra; aynı amaç, form ve içerikte iki ayrı Dergi'nin yayınını sürdürmesi, gerek ekonomik gerekse işlevsel olarak anlamını yitirmektedir. Bu nedenle Jeoloji Mühendisliği Dergisinin içeriğinin değiştirilmesi kaçınılmaz olmaktadır.

Bundan böyle Jeoloji Mühendisliği Dergisinde daha çok; uygulamalı Jeoloji ağırlıklı makalelere, meslektaşlarımızın izlemesinin yararlı olacağı yabancı yayınların tercümelerine ve meslek içi eğitim amacına yönelik çeşitli çeviri ve derlemelere yer verilecektir. Meslektaşlarımızın ekonomik-sosyal hakları ve meslek alanımızı doğrudan veya dolaylı olarak ilgilendiren bazı yasa, tüzük ve yönetmelikler hakkında konunun uzmanı kişi veya kurullarca hazırlanacak olan inceleme yazıları da bu Dergimizin içinde yer alacaktır.

Dergimizin bu sayısı, eski içeriğiyle son sayı olup bundan sonra yılda iki sayı olarak üçüncü hamur kağıda basılması düşünülmektedir.

Böylece Odamız, Türkiye Jeoloji Bülteni'nin eski form ve içeriğiyle yayını sağlamasını sağlamak ve Jeoloji Mühendisliği Dergisini yeni içeriğine kavuşturmakla, hem ilk meslek örgütümüz olan TJK'nun meslek alanımızdaki her türlü üretim ve birikimine sahip çıktığını hem de meslek sorunlarıyla ülke sorunlarının içiçeliğini vurgulayan çalışma anlayışını ortaya koymuş olmaktadır.

Şimdiye dek yapılanlar böyle bir anlayışın ürünüdür. Bu anlayışa üye tabanımızda daha bir yaygınlık ve derinlik kazandırılması halinde ürünlerin daha çok artacağına kuşkuumuz yoktur.

Saygılarımızla,

YÖNETİM KURULU

KEZBAN ALANI - ELMA DERESİ (AFYON) ARASI METAMORFİTLERDEKİ GRAFİT OLUŞUMU

Graphite Generation in Metamorphics Between Kezban Alanı-Elma Deresi (Afyon) Area

ZIYA GÖZLER MTA Genel Müdürlüğü, Orta Anadolu II. Bölge Müdürlüğü, Konya
ALİ DİNÇER MTA Genel Müdürlüğü, Orta Anadolu II. Bölge Müdürlüğü, Konya

ÖZ: Kezbanalanı-Elma Deresi arasındaki geniş bir alanda görülen metamorfit kayalar yeşil şist fasiyesinde olup, çok düşük, düşük derecede metamorfizmadan etkilenmişlerdir. Bu metamorfitler fillit, serizit şist, kuvars-albit-muskovit-amfibol şist, metadiyabaz, kuvarsit, mermer ardalanmalarından meydana gelmiş olup, kayalar yer yer yoğun alterasyona uğramışlardır. Bu metamorfit istif içinde ince, orta kalınlıkta koyu siyah renkte, değişik karbon oranları içeren grafit bulunmaktadır. Grafitin sedimanter kayaların uğramış oldukları metamorfizma sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Kırıntılı ve karbonatlı kayaların Alt Triyas öncesi uğramış oldukları metamorfizma sonucu oluşmuş bu kayalar üzerinde daha kuzeyde (Karadağ güneyi) taban konglomerası ile başlayan dolomitik ve çörtlü kireçtaşları ile devam eden kalın Mesozoyik yaşlı bir istif bulunmaktadır.

ABSTRACT: Metamorphic rocks that are seen in a wide area between Kezbanalanı-Elma Deresi, are belong to the green schist facies and had been affected by a low grade metamorphism. The metamorphics consist of alternations of phyllite, sericitic schist, quartz-albite-muscovite-amphibole schist, metadiabase, quartzite, marble and have been intensely altered in places - Dark black coloured graphite with variable carbon content and fine to medium thicknesses occurs within this metamorphic sequence. Graphite is thought to have formed by the result of metamorphism of the sedimentary rocks.

A thick Mesozoic sequence that starts with basal conglomerate and continues with dolomitic and cherty limestones, occurs further north (south of Karadağ) over the rocks formed Pre-Lower Triassic metamorphism of detritic and carbonate rocks.

GİRİŞ

Çalışma alanında (Şekil 1) yer alan metamorfit kayaların sistematik olarak incelenmesi bugüne dek yapılmamıştır. Bunun tabii sonucu olarak ta bu kayalar içinde gelişigüzel biçimde bulunan grafit mostralarının jeolojik konumları da pek dikkate alınmamıştır.

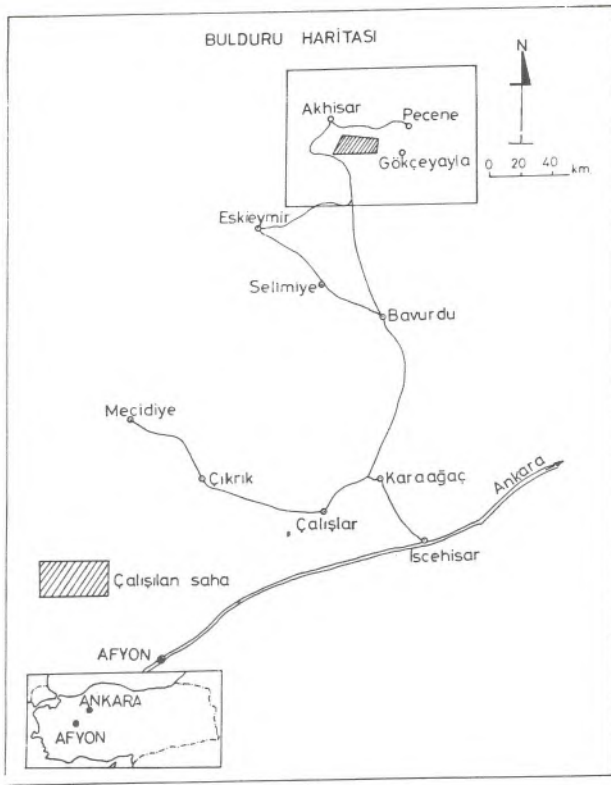
Yörede ilk genel jeolojik çalışmalar Romieux (1942), Brenich (1954) tarafından yapılmıştır. Wirtz (1955) şistlerin yaşını Devoniyen, üzerlerine gelen dolomit ve kalkerleri de Üst Karbonifer, Permian ve Triyas'a dahil etmiştir. Erişen (1972) Afyon Paleozoyik Grubu adı altında incelediği metamorfitleri beş formasyon'a ayırmış ve bu kayaların yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini ifade etmiş, yalnız Ağaç Formasyonunun Moskoviyen-Sakmariyen yaşlı olduğunu belirtmiştir. Uman v.d. (1979), killi şist, mikaşist ve fillitlerin Devoniyen yaşlı olduğunu bu kayaların üzerinde de yine Paleozoyik yaşlı Emirdağ kalkerlerinin geldiğini belirtmiştir. İnceleme alanı kuzeyinde yeralan Sivrihisar-Çifteler arasındaki metamorfitler için, Kulaksız (1981), metamorfitleri Kuzey-Güney diye ikiye ayırmış ve bu metamorfit

seriler arasında faylarla sınırlanan Karabayır metamorfitlerinin bulunduğunu ifade etmiştir. Gözler ve diğ. (1985) Sivrihisar kuzeyinden başlayan ve güneye doğru devam eden metamorfitlerin yaşının Jura öncesi olduğunu ileri sürmüşler ve Karadağ güneyindeki metamorfitlerin üzerinde orta ve iri taneli konglomeralarla başlayan dolomitik kireçtaşlarının diskordan olarak yer aldığını ifade etmişlerdir (sözlü bilgi).

Yapılan bu çalışma ile metamorfitlerin litolojik ve petrografik özellikleri ile bu kayalar içinde yer alan grafitin jeolojik konumu ortaya konmaya çalışılmıştır.

STRATİGRAFI ve PETROGRAFI

Çalışma alanı, güneydoğuda Sultan Dağları, kuzeyde Emirdağ Kalkerleri, batıda ise Murat dağı ile çevrilmiştir. Sultan dağları otokton ve allokton olmak üzere iki birliğe ayrılmıştır. Otokton Kambriyen - Permian yaş aralığında çökelmiş tortul kayalardan, allokton ise içinde Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşı blokları içeren ofiyolit kayalardan ibarettir (Demirkol, 1977). İncehisar-Karadağ - Emirdağ arasında kalan ve değişik metamorfit fasiyeslerde bulunan kayalar üzerinde diskor-



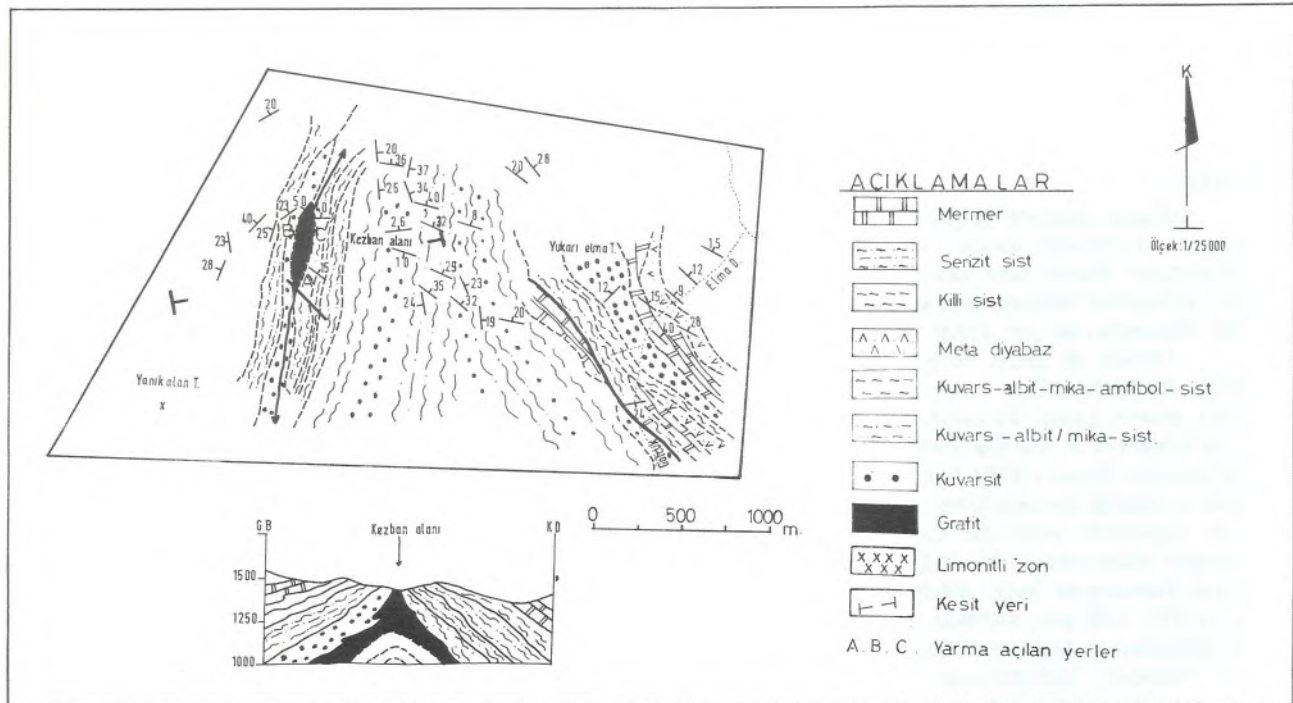
Şekil 1. İnceleme alanı bulduru haritası
Figure 1. Location map of the investigated area

dan olarak yer alan dolomitik breşik ve siyah renkli kalkerler Emirdağ Kalkerleridir. Bu kalkerler inceleme alanımızın dışında yer almakta olup, Orta-Üst Triyas yaşlıdır. Batıdaki Muratdağı'nda ise eski litolojik birim kuvars-albit-muskovit-klorit şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Jura yaşlı Aşağı Belova Formasyonudur (Bingöl, 1977).

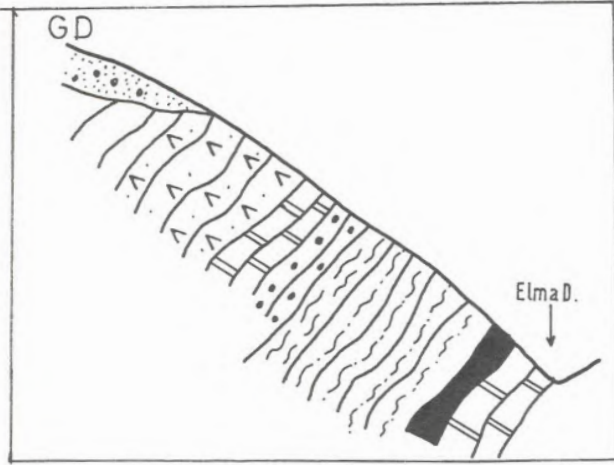
İnceleme alanımızda yer alan metamorfitle grafitle ilişkili olduğundan bu ilişkinin en iyi görüldüğü üç yerden alınan kesitlerle kayaçların litolojik, petrografik ve metamorfizma özellikleri aşağıya çıkarılmıştır (Şekil 2).

Kezban Alanı Kesiti (A ve B-C Yarmaları)

Kayaçlar sarı, kahverenkli, mor, gri olup alterasyon çok fazladır. Litolojiler arasında yanal ve düşey geçişler grafitli zonlara kadar devam etmektedir. Kayaçlar genelde çok kıvrımlı olup grafitli zonlardan uzaklaştıkça tabakaların yataya yaklaştığı görülmektedir. Grafitli zon normal bir fayla kesilmektedir. Grafitli zonun iki tarafından alttan üste doğru alınan kesitteki istif şöyledir (Şekil 3). Limonitik zon, serizit şist, kuvars-albit-serizit şist, kuvars, grafit, fillit, serizit şist, killi şist, kuvars-albit- mika şist (çok altere), kuvars-albit şist. İstif kuzeye doğru kuvarsitlerle devam etmekte ve kayaçlardaki karbonat oranı artarak mermerlere geçiş göstermektedir. Yaklaşık 1 m. kalınlık sunan grafit burada kıvrımlı ve kırıklı bir yapı sunan oldukça simetrik bir antiklinal içinde yer almaktadır. Kuvars minerali küçük dalgalı sönmeye göstermektedir. Albitlerin tamamına yakın kısmı altere olmuş ve kil mineralleri ile serizite dönüşmüştür.



Şekil 2. Kezban alanı - Elma Deresi (Afyon ili) arası metamorfik ve grafit oluşumu
Figure 2. The Metamorphic Rocks between Kezban Area and Elma Dere (Afyon) and Graphite Formation



Şekil 4. Elma Deresi şematik kesiti
Figure 4. The Schematic section of Elma Dere

ları yer yer izleyebilmek mümkündür. Grafitli zonların üç ayrı yerinden alınan kesitlerin petrografik incelemesi neticesinde grafitin stratigrafik konumunun değişik olduğu gözlenmiştir. Grafitli zonların bulunduğu metamorfik şistler oldukça kıvrımlı ve kırıklı bir yapı göstermektedir. Daha çok kıvrımların apeks noktalarında kalınlık veren grafitli zon, metamorfiter içinde çok dağınık ve küçük mostralar biçiminde bulunmaktadır. Grafitli zonların genç faylarla kontrol edildiği gözlenmektedir.

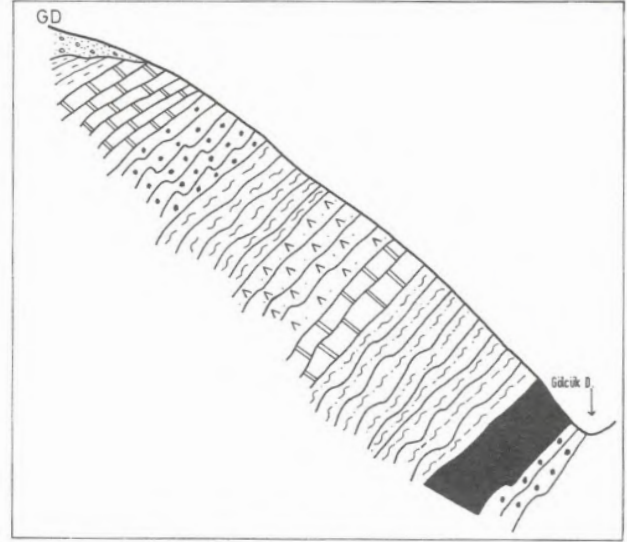
Paleozoyik'te çökelmiş olan karbonatlı ve kırıntılılar arasında yer alan kömürlü zonlar Paleozoyik sonrası metamorfizmanın düşük dereceli olması nedeniyle tamamiyle grafitte dönüşmemiştir. Yer yer görülen grafitik zonlar metamorfizma anındaki makaslanma yüzeylerine karşılık gelir. Bu yüzeylerde oluşan sıcaklık kömürlü zonların grafitte dönüşmesini sağlayabilir. Diğer taraftan sabit karbon oranının % 5'in altında olduğu yerler ise makaslanma etkisinin görülmediği yerler olarak düşünülmektedir. Bu mekanizma ile oluşmuş olan amorf grafitin genç volkanizma ve genç tektonik hareketlerden de etkilendiği izlenmektedir. Çalışma alanımızda grafit zuhurları 2 bölgede yoğunluk kazanmaktadır.

Akhisar-Kezban Alanı Mevkii Grafit Zuhuru

Kezban alanı mevkiinde çeşitli uzunluklarda 3 adet yarma açılmıştır.

A-Yarması: G3OB, K, KI5D istikametinde 70 m uzunluğunda ortalama 5 m. genişliğinde 1-3 m. arasında değişen derinlikte açılan yarmada önemli bir grafit zuhuru- na rastlanmamakla beraber 70 cm'lik grafitli bir zon kesilmiştir.

Yarmanın GB başlangıcında kuzeye yatık sık kıvrımlı yeşilimsi renkli ince tabakalı yeşil killi şistler görülür. Kuzeye doğru bu yeşilimsi killi şistlerin altına siyah renkli oldukça sert, karbonlu yine kuzeye yatık sık



Şekil 5. Gölcük Deresi şematik kesiti
Figure 5. The schematic section of Gölcük Dere

kıvrımlı birimler gelir. Bunların altında çok altere olmuş beyaz-kahverenkli killi şistlerle kuvarsitler gözlenir. Bunların altında 70 cm. kalınlık sunan grafitli zon yer alır. Grafitli zonun altında küçük ve yatık bir kıvrım yapan mor renkli killi-kumlu şistler ve en altında 10 cm. kalınlık veren grafitli zon ile sarı renkli killi şistler gözlenir.

B-Yarması: KG istikametinde doğruya doğru bir kavis veren 175 m. uzunluğunda ortalama 5 m. genişliğinde 1 ila 5 m. arasında değişen derinlikte açılan yarmada 10 cm. ila 2m. arasında kalınlık veren grafitli zon 50 m. uzanmaktadır. Grafitli zonun 2 m. kalınlık veren kısmında iki ayrı zon gözlenmiştir. Üstteki 1.80 m. kalınlıktaki killi grafitli zondan alınan numunenin X ışınları analizi sonucu grafit saptanmıştır. Bu da bize sabit karbon oranının % 5'den yüksek olduğunu göstermektedir. Altta 20 cm'lik mikaca zengin zondan alınan numunenin X ışınları analizi sonucu grafitin az olduğu belirlenmiştir. Bu da bize % 5 veya yakın bir sabit karbon olduğunu göstermektedir.

Numunenin mineralojik tetkikinde ise az miktarda metamorfizma geçirmiş kömürsü materyal içeren kil mineralleri az miktarda kuvars, pirit, demirhidroksit ve çok az miktarda feldispat mika minerallerinden (serizit) ibaret olduğu görülmektedir.

C-Yarması: KG- KB istikametinde 120 m. uzunluğunda 4 m. genişliğinde 1-4 m. arasında değişen derinlikte yarma açılmıştır. Bu yarmada 2.90 m.'ye varan kalınlıkta ve 11 m. genişlikte grafit kesilmiştir, grafit tabana doğru devam etmektedir. 11 m. genişlikteki grafit zonunda 3 adet kıvrım tesbit edilmiş olup sarı renkli (limonitize) çok altere olmuş killi şistlerin altına dalmaktadır.

Elma Dere Kesiti

Tabakalanmanın daha düzenli ve mineral parajenezlerinin de Kezban alanı kesitinden farklı olduğu gözlenmektedir. Alttan üste doğru orta kalınlıktaki mermerler, grafitli zon, kuvarsit-albit-amfibol-mikaşist, kuvars-albit-amfibol (ribekit-krossit) şist, kuvarsit, mermer, metadiyabazdan ibaret bir istif görülmektedir (Şekil 4).

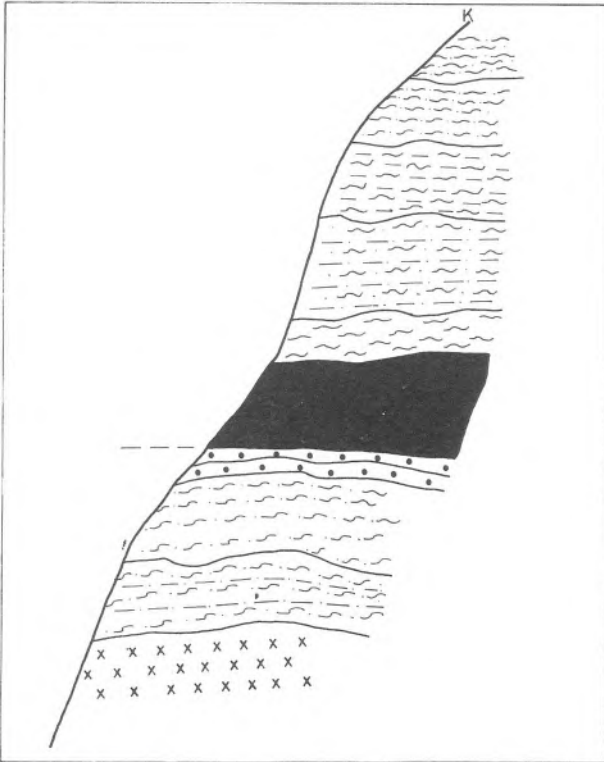
Bu kesitte alterasyon çok azdır. Minerallerin karbonatlaştığı ve limonitleştiği izlenmektedir. Kuvars-albit-amfibol zonunda görülen amfiboller şistoziteye paralel bir şekilde sıralanmış olup, bunların yer yer kümeler oluşturdukları da gözlenmektedir. Amfibol minerallerinin optik özelliklere göre ribekit-krossit olduğu belirlenmiştir.

Gölcük Dere Kesiti

Tabakalanma bu kesitte de düzenli olup, kayalarlardaki karbonat oranı fazladır. Kuvarsitler Kezban Alanı kesitinde olduğu gibi burada da grafitli zonun tabanında yer almaktadır. Alttan üste doğru kuvarsit, grafit, kuvars-albit-mikaşist, mermer, metadiyabaz, kuvars-albit-mika-amfibol şist (amfibol oranı az), kuvarsit, mermer şeklinde bir istif görülmektedir (Şekil 5).

Burada alterasyon çok daha az olup metadiyabazlarda karbonatlaşma takip edilmektedir. Metadiyabazlar içinde lavsonit ile pumpelleyit mineralleri yer almaktadır.

İnceleme alanındaki üç kesitte de grafitin stratigrafik yerinin değişik olduğu görülmektedir. Bu tüm arazide



Şekil 3. Kezban Alanı şematik kesiti

Figure 3. The schematic sections of Kezban Alanı

aynı şekilde devam etmektedir. Bu sebeple grafitin belirli bir stratigrafik seviyede olmadığı, şartların müsait olduğu yerlerde olduğu gözlenmektedir. Diğer taraftan, yapılan arazi çalışmalarına göre de grafitli zonların büyük tektonik hatlarda yer almadığı, küçük kıvrımlar ve kırıklarla ilişkili olduğu, ancak genç faylarla kontrol edildiği görülmektedir.

İnceleme alanında lavsonit, pumpelleyit gibi minerallerin mevcudiyeti, düşük sıcaklığın yanısıra basıncın yüksek olduğunu ve bu koşullarında mavi şist fasiyesinde geliştiğini göstermektedir.

Çalışma alanındaki kayaların grafitle ilişkili olanlarının genelde çok altere olduğu, limonitleşme ve karbonatlaşmanın yoğun olduğu görülmektedir. Bu alterasyonun genç volkanizma ile yakından ilgili olduğu düşünülmektedir.

Çalışma alanımızda yer alan metamorfik kayaların kökeni olarak genelde kırıntılı ve karbonatlı sedimanlar ile bunlarla ardalanmalı bazik volkanitlerden oluşmuştur. Alınan kesitlerdeki mineraller, çok düşük ve düşük fasiyesi karakterize eden kritik minerallerdir. Metamorfizma koşulları dikkate alındığında tayin edilen minerallerin mavi şist fasiyesi mineralleri olduğu görülmektedir.

İnceleme alanında Permien-Alt Trias yaş aralığında olduğu ileri sürülen bu birimin yaşı için daha doğru bir neticenin bölgesel çalışmaların değerlendirilmesi ile verileceği düşünülmektedir.

Metamorfizmanın düşük dereceli olduğu belirlendiğine göre grafitin oluşumu ve inceleme alanındaki grafitin jeolojik konumunun nasıl olduğunu açıklamaya çalışalım.

CEVHERLEŞME MİNERALLERİ ve PARAJENEZİ

Sertliği (R=1-2) olan grafit griden siyaha kadar renkli metalik ışıltılı, siyah izi mükemmel bir özelliktedir. Esnek ve yumuşak olup, 2,1-2,3 özgül ağırlığındadır. Isı ve elektrik için mükemmel iletkenidir. Bütün kimyasal reaksiyonlara karşı nötrdür. 3500° C'de erir 4500° C'de buharlaşır. Oksijenin varlığında 600°-700° C'de CO₂ verir.

Kezban alanı mevkiinde açılan B yarmasından alınan teknolojik numunenin, az miktarda metamorfizma geçirdiği, kömürsü materyal içeren kil mineralleri, az miktarda kuvars, pirit, demir, hidroksit ve çok az miktarda feldispat, mika mineralleri ile % 74'ünün kül olduğu belirlenmiştir. Grafitli zonun çok büyük bölümünü kil teşkil etmektedir. Açılan yarmalarda grafitli ve killi seviyelerin yanal ve düşey geçişli olduğu gözlemlendiği, grafitli zonun bünyesinde de kil oranının fazla olduğu dikkat çekmektedir.

YATAK ÖZELLİKLERİ ve CEVHER YÜZEYLEMELERİ

Grafit mostraları sahada geniş bir yayılım göstermektedir. Ancak sahanın orman ve toprak örtüsü ile kaplı olması bu yayılımın takip edilebilmesini güçleştirmektedir. Dere yatakları ve vadilerde grafitli zon-

Bu yarmadan alınan numunede X ışınları analizi neticesi grafit saptanmıştır. Bu da sabit karbonun % 5'den fazla olduğunu göstermektedir.

B ve C yarmaları derenin karşılıklı iki kenarında açılmıştır. Kayaçlar sarı, kahverenkli, mor, gri renkli olup alterasyon çok fazladır. Litolojiler arasında yanal ve düşey geçişler grafitli zonlara kadar devam etmektedir. Kayaçlar genelde kıvrımlıdır. Grafitli zon normal fayla kesilmektedir. Grafitli zonu iki tarafından alınan üstten alta doğru kesitteki istif şöyledir. Kuvars-albit şist, kuvars-albit-mikaşist, killişist, serizitşist, fillit, grafit, kuvarsit, kuvars-albit-serizitşist, serizit şist ve limonitize zon, istif kuzeye doğru kuvarsitlerle devam etmekte kayaçtaki karbonat oranı artarak mermerlere geçiş göstermektedir.

Göçekyayla Köyü-Elma Deresi Grafit Zuhurları

Elma deresinde 5 adet yarma yapılmıştır. Ancak iki tanesi bizce önemli olabilecek 1 m. kalınlık veren grafitli zon kesmiştir. Grafit yine kıvrımın apeks noktasında kalınlaşmaktadır. Alttan üste doğru alınan kesitin mermer, grafitik zon, kuvars-albit-amfibolit-mikaşist, kuvars-albit şist, kuvarsit, mermer, metadiyabazdan oluştuğu belirlenmiştir. Karşılıklı açılan yarmalardan alınan numunelerin kimyasal analiz sonuçlarına göre % 5.07 ile % 0.74 sabit karbon oranı saptanmıştır.

Elma deresinin GB'sındaki Gölcük Derede kademe- li açılan yarmadan alttan ve üstten alınan numuneler sabit karbon vermemiştir. Gölcük deresinde alınan kesitte alttan üste doğru kuvarsit, (bitümlü şist) kuvars-albit mikaşist, mermer, metadiyabaz, kuvarsit-albit-mika-amfibolşist, kuvarsit, mermer görülmektedir. Yukarıda adı geçen bitümlü şist diyebileceğimiz zon 10 cm. ile 50 cm'lik bir kalınlık sunmaktadır.

SONUÇ ve ÖNERİLER

Bölgede çalışma alanımızın dışında Karanlık Dere- Ketenlik Dere, Horlâk dere ve en önemlisi % 17.89 sabit karbon veren Kale Tepe kuzeyindeki Fındıklı Dere olmak üzere geniş bir alanda grafit ve grafitli şistlerin mostralarına rastlanmaktadır. Saha bu yönüyle ilgi çekicidir. Saha düşük sıcaklık ve yüksek basınçta grafitin makasla- ma yüzeylerinde oluştuğu çalışmalarımız neticesi ortaya

konmuştur. Ancak petrografik yönden detay çalışmaların yapılması ve arazinin kıvrımlı ve kırıklı yapısı göz önüne alınarak yer altındaki yayılımını belirlemek amacıyla da Jeofizikle (IP metodu) etüd alanının kontrolü gerekmektedir.

İnceleme alanında grafitin oluşumu ile ilgili olarak ayrıca şu düşünceler ileri sürülebilir.

1. Karbon içerikli kayaçların Paleozoyik sonrası yüksek dereceli bölgesel bir metamorfizmanın etkisinde kalarak grafiti oluşturdukları ve daha sonraki düşük dereceli metamorfizma koşullarında da bugünkü düşük dereceli metamorfileri oluşturduklarını düşünebiliriz. Ne var ki bu düşünce ancak bölgesel bir çalışma sonucu ortaya konulabilir.

2. Bölgedeki genç volkanizma sahadaki amorf grafitlerin oluşumunu sağlayabilir. Zira amorf karbonun grafitte dönüşmesi için 2000°C lik bir ısı ve bununla birlikte bazı ara reaksiyonların olması gerekmektedir. Ancak bu şekilde oluşumu kanıtlayacak deliller de şu anda elimizde bulunmamaktadır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- BİNGÖL, E., 1977, Muratdağı jeolojisi ve ana kayaç birimlerinin petrolojisi: T.J.K. Bült. 20, 2.
- BRENICH, G., 1954, 1/100.000 ölçekli Genel Jeolojik harita izahnamesi Akşehir (90/1.2.3.4) ve Ilgın (91.1.3) paftaları: MTA Rap. No: 2514 (Basılmamış) ANKARA
- DEMİRKOL, C., 1977, Sultandağlarının stratigrafisi ve jeolojik evrimi: MTA Rap. No: 6305 (Basılmamış) ANKARA
- ERİŞEN, B., 1972, Afyon-Heybeli (Kızılkilise) jeotermal araştırma sahasının jeolojisi ve jeotermal olanakları: MTA Rap. No: 5490 (Basılmamış) ANKARA
- GÖZLER, Z., CEVHER, F. ve KÜÇÜKAYMAN, A., 1985, Eskişehir civarının jeolojisi ve Sıcak su kaynakları: M.T.A. Dergisi, 103-104,
- KULAKSIZ, S., 1981, Sivrihisar KB' sının jeolojisi: H.Ü.Y.B. Dergisi, 8, 103-124, ANKARA
- ROMIEUX, J., 1942, Sivrihisar Paşadağları ve Emirdağları bölgesinin jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap. No: 1431 (Basılmamış) ANKARA
- UMAN, Ö. YERKÖK, A.F., 1979, Emirdağ (Afyon) dolayının jeolojisi: MTA Rapor No: 6604
- WIRTZ, D. 1955, 73/1.2.3.4 Emirdağ ve Katrana paftalarında yapılan jeolojik harita çalışmaları hakkında rapor: MTA Rap No: 2363 (Basılmamış) ANKARA

CEFALIKDAĞ ve BARANADAĞ PLÜTONLARININ (KAMAN) PETROGRAFIK ve KİMYASAL-MİNERALOJİK ÖZELLİKLERİ

Petrographical and Chemical-Mineralogical Characteristics of Cefalıkdağ and Baranadağ Plutons (Kaman)

HASAN BAYHAN H.Ü.Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ: İç Anadolu granitoid kuşağının iç kesiminde yeralan Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonlarına ait 12 örneğin ana ve bazı iz elementlerinin kimyasal analizleri yapılmıştır. Petrografik ve kimyasal-mineralojik özelliklerine göre, Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonlarında iki petrografik kayaç grubu tanımlanmıştır. Bunlar, subalkali ve alkali grup olup, metaalumina özellikte ve kafemik topluluğa aittirler. Monzonitik bileşime sahip subalkali kayaçlar "minimum melt-I tipi", siyenitik bileşime sahip alkali kayaçlar "A tipi" granitoidlere benzerlik gösterir. Her iki petrografik grup, aynı kaynak malzemenin (kabuk +manto) iki farklı evrede kısmi erimeye uğraması sonucu oluşan iki farklı magmatik eriyikten itibaren türemişlerdir.

ABSTRACT: Major and some trace element chemical analyses have made for 12 samples belonging to Cefalıkdağ and Baranadağ Plutons, and these plutons are placed in the central part of Middle Anadolıa granitoid belt. In these plutons, two petrographical rock groups are determined, according to petrographical and chemical-mineralogical characteristics. These are subalkaline and alkaline groups which belonging to kafemic associations and show metaluminous characteristic. Subalkaline rocks, which have monzonitic composition, like "minimum melt-I type", and alkaline rocks which have syenitic composition, like "A type" granitoid. Both of two petrographical groups derived from different magmatic melting which occurred partial melting of the same source material (crust+mantel) in two different stage.

GİRİŞ

Çalışmanın konusunu oluşturan Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonları, Kaman'ın güney-güneydoğusunda ve Kırşehir Masifi'nin batı kenarına yakın (Tuzgölü Fayı'ndan yaklaşık 25-30 km. doğuya doğru içerde) zonda yer almaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanı ve çevresinde Ayan (1963), Ataman (1972), Erkan (1975, 1976 a-b, 1977), Erkan ve Ataman (1981), Görür (1981), Oktay (1981), Seymen (1981 a-b, 1983, 1984), Bayhan (1984) ve Tolluoğlu (1986) Kırşehir Masifi'nin metamorfizması, tortul örtülerin stratigrafi-sedimentolojisi ile jeokronolojik çalışmalar yapmışlardır.

Yörede yeralan litodem birimlerin en eskisini Kaman Metamorfitleri oluşturmaktadır. Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonları tarafından sıcak dokanaklarla kesilen ve Seymen (1981 a-b) tarafından Kaman Grubu adı altında ayrıntılı incelenen bu birimin üzerine Ankara karışığı tektonik dokanakla gelmektedir (Seymen 1981 a).

İç Anadolu granitoid kuşağına ait Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonları eski birimleri sıcak dokanaklarla kesmişler ve özellikle Kaman Metamorfitleriyle olan dokanaklarında skarn gelişimine neden olmuşlardır.

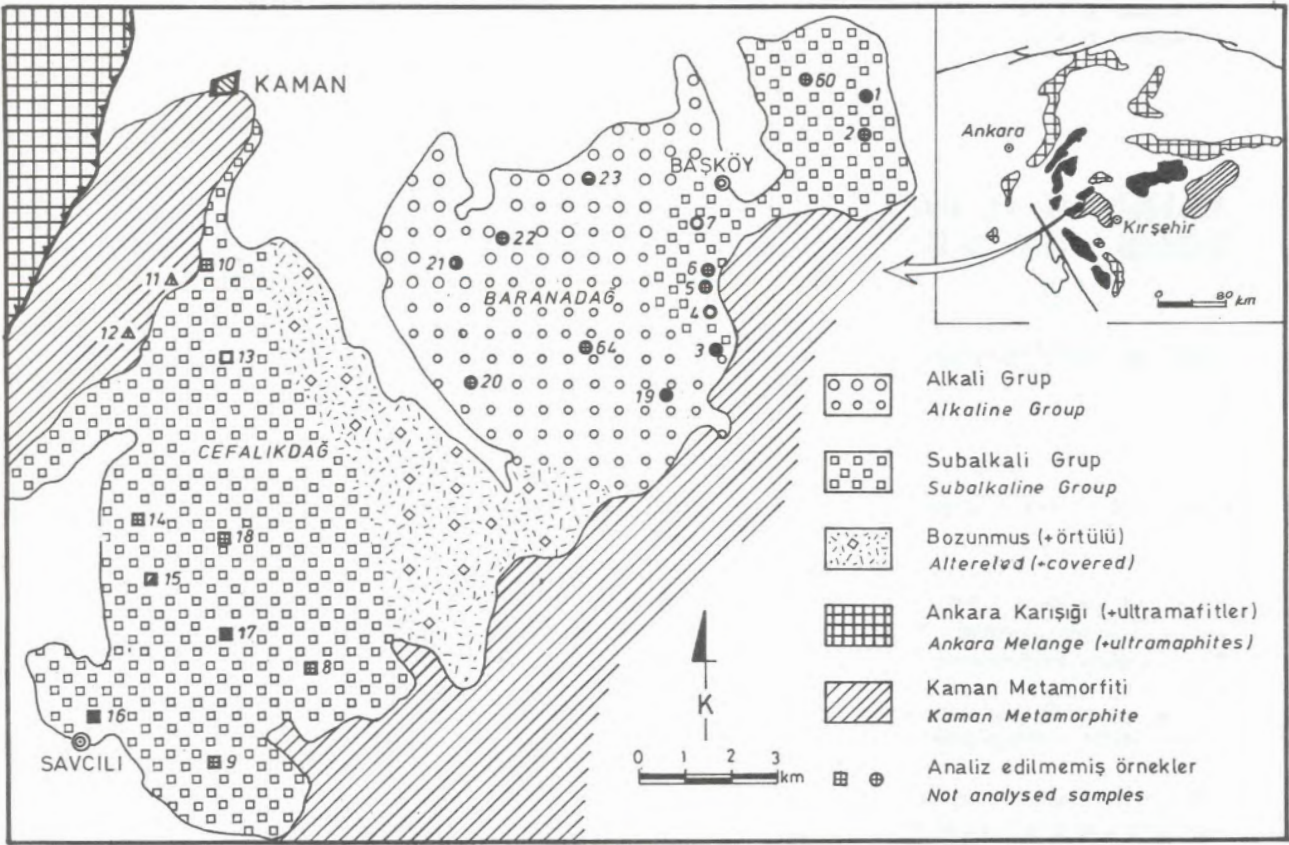
Sırasıyla yaklaşık 8 ve 6 km. çaplarındaki söz konusu plütonlardan, saha çalışmaları sırasında, petrografik ve jeokimyasal incelemeler için taze örnek alınmasına özen gösterilmiş olup örnek yerleri Şekil 1'de gösterilmiştir. Alınan örneklerin kimyasal analizleri Freiburg Üniversitesi (F.Almanya), Mineraloji-Petrografi Enstitüsünde XRF yöntemi ile yapılmıştır.

Bu çalışmada, Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonlarının petrografik ve kimyasal-mineralojik özelliklerinin belirlenmesi amaç olarak seçilmiştir.

PETROGRAFI

Genelde, koyu renkli mineral içerikleri açısından mezokratik karakterde olan plütonik kayaçlar orta ve iri tanelidir. Özellikle feldispatların tane boyu yer yer 2 cm'ye kadar erişmektedir. Mikroskopta holokristalinitanesel ve -porfirik yapılar arasında değişim gösteren bir yapıya sahiptirler. Bileşimlerinin ana minerallerini plajiyoklas, ortoklas, kuvars, mikroklin, hornblend, biyotit ve diyopsitik-ojit oluşturmaktadır. Aksesorik bileşen olarak titanit, zirkon, apatit, allanit ve opak minerallere rastlanmıştır.

Plajiyoklaslar, açık renkli bileşenler içinde en



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası ve örnek yerleri.
Figure 1. Geological map of investigated area and sample locations.

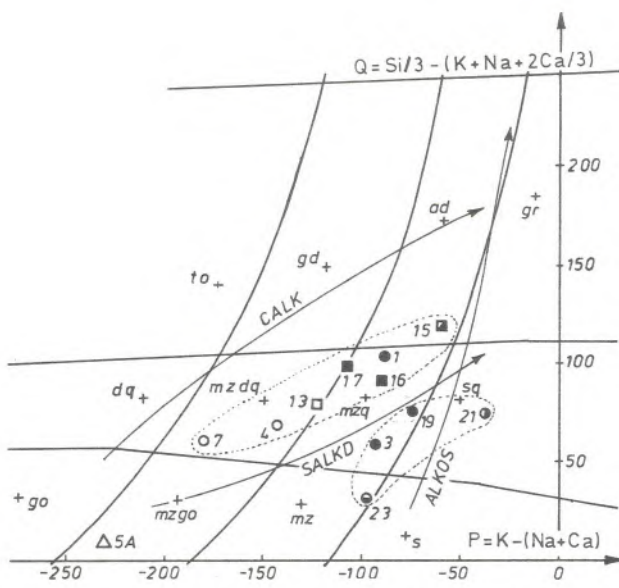
bol bulunmaktadır. Polisentetik ikizlenmenin yanı sıra genellikle zonlu yapı da gösterirler. İç kesimlerinden itibaren az miktarda serisitleşmişlerdir. Kristal kenarlarında, özellikle ortoklasların içine doğru bir körfez şeklinde gelişmiş, mirmekitik yapılar gözlenmiştir. Ortoklaslar ise çoğunlukla karlıbad ikizli olup az killeşmişlerdir. Kuvars ile birlikte yazı-granitik yapıyı oluşturmuşlardır. Bir çok örnekte izlenen mikroklin daima ortoklas kristallerinin iç kesimlerinde bulunmakta ve ortoklaslara geçiş göstermektedir. İlk bakışta mikroklin pertit izlenimi vermesine rağmen, yapılan mikroskopik incelemelerde pertit şeklinde gözlenen kesimlerin albit değil ortoklas olduğu saptanmıştır. Ayrıca mikroklinlerin etrafında gelişen ortoklasların oluşumlarını karlıbad ikizlenmesi ile tamamladıkları da gözlenmiştir. Dolayısıyla bu durumu, önce kristalleşen mikroklinlerin sıcaklık düşmesine bağlı olarak daha sonra ortoklasa dönüştüğü ve gelişimin ortoklas şeklinde devam ettiği şeklinde düşünülmektedir. Bunun dışında ortoklaslarda iplik pertit şeklinde pertitik yapılara da sıkça rastlanmıştır.

Koyu renkli mineraller içinde en yaygın olanı da hornblendlerdir. Genellikle sarımsı kahve ve yeşilimsi kahve renkte olan bu minerallere her örnekte rastlanmıştır. Kristal kenarlarında yer yer yeşilimsi-mavimsi bir zonun gözlenmesi sodik türlere doğru geçişin söz ko-

nusu olabileceğini göstermektedir. Nitekim, jeokimya bölümünde de vurgulanacağı gibi, alkali karakterli kayalarda bu durum daha belirgin olarak gözlenmektedir. Biyotitler açık sarımsı kahveden koyu kırmızımsı kahveye kadar değişen renklere sahip olup dilinim izlerinden itibaren az miktarda kloritleşmişlerdir. Bir çok örnekte yaygın olmakla beraber 3 ve 19 nolu örneklerde çok az, 21 ve 23 nolu örneklerde ise hiç rastlanmamıştır. Diyopsitik-öjit karakterindeki klinopiroksenler, aşırı derecede amfibollere dönüşmeleri nedeniyle hemen hemen daima bu mineraller içinde artıklar şeklinde gözlenmektedir. Bolluk açısından biyotitler ile zıtlık oluşturur. 21 ve 23 nolu örneklerde bol, 3 ve 19 nolu örneklerde az izlenirken diğer örneklerin bir çoğunda klinopiroksen gözlenmemiştir

Titanitler çoğunlukla özşekilli kristaller halinde olup aksesörük bileşenler içinde en bol bulunanıdır. Al-lanitler, kırmızımsı kahve renkte ve zonlu yapı gösterirler. Apatit ile zirkon ise az miktarda mevcuttur.

İncelenen plütonik kayalar içinde, koyu renkli, ince ve orta taneli kayaç kapanımları gözlenmiştir. Çapları yaklaşık 7-8 cm'ye kadar erişebilen bu kapanımlar, mikroskopta taneler ve porfirik yapı gösterirler. Mineralojik bileşimlerini, plajiyoklas, \pm kuvars, hornblend, diyopsitik-öjit, biyotit, titanit, apatit



Şekil 2. Örneklerin "magmatik kayalar isimlendirme" diyagramındaki (Debon v. Le Fort, 1982) dağılımları. gr: granit, ad: adamellit, gd: granodiyorit, to: tonalit, sq: kuvars siyenit, mzg: kuvars monzonit, mzdq: kuvars monzodiyorit, dq: kuvars diyorit (kuvars gabro), s: siyenit, mz: monzonit, mzgo: monzogabro (monzodiyorit), go: gabro (diyorit), CALK: Kalkalkali, SALKD: koyu renkli subalkali, ALKOS: aşırı doygun alkali.

Figure 2. Distributions of samples in the nomenclature diagram for igneous rocks (Debon and Le Fort, 1982). gr: granite, ad: adamellite, gd: granodiorite, to: tonalite, sq: quartz syenite, mzg: quartz monzonite, mzdq: quartz monzodiorite, dq: quartz diorite (quartz gabbro), s: syenite, mz: monzonite, mzgo: monzogabbro (monzodiorite), go: gabbro (diorite). CALK: calc-alkaline, SALKD: dark-coloured subalkaline, ALKOS: alkaline oversaturated.

ve opak mineraller oluşturmaktadır. Daha çok kuvars diyorit karakterindeki kapanımlar ana kayaca göre plajiyoklas ve hornblend açısından daha zengindirler.

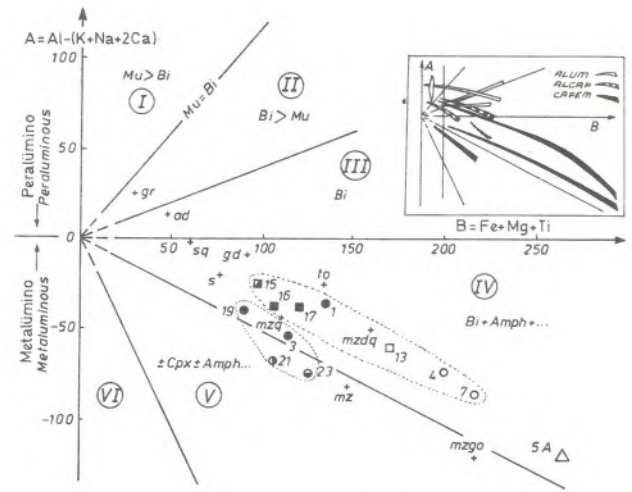
KİMYASAL-MİNERALOGİK ÖZELLİKLER

İncelenen kayaların kimyasal-mineralojik özelliklerinin belirlenmesinde, Debon ve Le Fort (1982)'nin ileri sürdüğü kriterler esas alınmıştır.

Kimyasal-mineralojik verilere göre (Çizelge 1, Şekil 2, 3 ve 4), inceleme alanında birbirinden farklı iki petrografik kayaç grubunun varlığı belirlenmiştir. Bunlar, subalkali (veya monzonitik) ve alkali gruplardır.

Subalkali grup, özellikle Cefalıkdağ Plütunu ve Baranadağ Plütununun doğu kenarlarında yer almaktadır (Şekil 1). Bileşimleri kuvars monzodiyorit ile kuvars monzonit arasında değişmektedir (Şekil 2). Topluluğa ait bir örnek (15), kuvars monzonit bölgesine çok yakın konumlu adamellit'tir. Bu kayaların çok iyi bir monzonitik (subalkali) topluluk oluşturmaları nedeniyle, söz konusu örnek, monzonitik grup içinde yorumlanmalıdır. İndeks mineraller diyagramında (Şekil 3), metaalümine bölgenin IV nolu kesiminde (biyotit+amph+...) dağılım göstermekte olup kafemik kayaç topluluklarına uygun belirgin şekilde negatif eğime sahiptirler. Bu durum, kahverenkli biyotit, yeşilimsi kahve amfibol ve çok az klinopiroksen varlığı saptanan mikroskobik gözlemler ile tam bir uyum içindedir.

Bu kayaların Q B F diyagramındaki (Şekil 4) ana gidiş doğrultuları, kalkalkali (CALK) gidiş ile koyu renkli subalkali (SALKD) gidiş arasında görülmektedir. Bunun



Şekil 3. Örneklerin "karakteristik mineraller" diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) dağılımları. Mu=muskovit, Bi=biyotit, Amph=amfibol, cpx=klinopiroksen. Küçük diyagram alümino (ALUM), alümino-kafemik (ALCAF) ve kafemik (CAFEM) toplulukların gidişini göstermektedir. Kayaç tipleri ve semboller Şekil 2'de olduğu gibi.

Figure 3. Distributions of samples in the characteristic minerals diagram (Debon and Le Fort, 1982). Mu=muscovite, Bi=biotite, Amph=amphibole, cpx=clinopyroxene. The little diagram shows trends of aluminous (ALUM), aluminocafemik (ALCAF) and kafemik (CAFEM) associations. Rock types and symbols as in Figure 2.

nedeni, diğer bir deyişle monzonitik bir kayaç topluluğuna sahip oldukları için karakteristik olarak subalkali bir gidişe sahip olmaları gerekirken SALKD gidişten CALK gidişine doğru paralel bir kayma göstermelerinin nedeni, ilgili kayaç örneklerinin Q (kuvars), B (koyu renkli mineraller) ve F (başlıca feldispatlar) içeriklerinin, Debon ve Le Fort (1982) tarafından tanımlanan tip kuvars monzodiyorit ve kuvars monzonit'lerle karşılaştırıldığında açıkça görülmektedir. İnceleme alanındaki kuvars monzonitlerin çoğunun (1, 16 ve 17) feldispat içeriklerindeki önemli düşüşler daha çok kuvars içeriğindeki artışlarla dengelendiğinden, ilgili kayaçlar SALKD'dan CALK'a doğru paralel bir şekilde kaymaktadır. Aynı şekilde kuvars monzodiyoritlerin çoğunluğunda (4 ve 7) görülen ve önemli miktarlara ulaşabilen koyu renkli mineral artışı, kuvars ve feldispat içeriklerindeki düşmelere neden olduğundan, bu kayaçlarda SALKD'dan CALK'a doğru paralel kaymışlardır.

Subalkali grubun kuvars içerikleri % 11.40-22.40 (Ortalama % 16.50), koyu renkli mineral içerikleri % 17.90-39.50 (ortalama % 27.10) ve feldispat içerikleride % 49.10-63.70 (ortalama % 59.70) arasında değişmektedir. Peralümina ve metaalümino karakterli toplulukları ayırmada kullanılan $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ değeride negatif karakterde olup -24.80 ile -89.80 (gr-atom $\times 10^3$) arasındadır (Çizelge 1). Diğer taraftan iz element içerikleri ortalama değer olarak (Rb= 132 ppm, Sr= 537 ppm, Ba= 931 ppm, Zr= 182 ppm, Cr= 168 ppm, V= 90 ppm ve K/Rb= 246), kimyasal bileşimlerine uygun olarak yüksektir.

PETROGRAFİK GRUP PETROGRAPHIC G.	SUBALKALI (veya MONZONİTİK) / SUBALKALINE (or MONZONITIC)							ALKALI / ALKALINE				KALINTI/ RESTITE
PLÜTON / PLUTON	Ba	Ba	Ce	Ba	Ce	Ce	Ce	Ba	Ba	Ba	Ba	Ba
KAYAC TIPI / ROCK TYPE	mzdq	mzdq	mzdq	mzq	mzq	mzq	ad	mzq	mzq	mz	sq	mzgo
SEMBOL / SYMBOL	○	○	□	●	■	■	■	●	●	●	●	△
ÖRNEK NO / SAMPLE NUMBER	7	4	13	1	17	16	15	3	19	23	21	5A
Si O ₂	55.25	57.02	59.80	62.54	63.55	63.93	66.04	60.58	64.29	58.98	60.87	49.62
Ti O ₂	0.85	0.77	0.64	0.52	0.53	0.50	0.42	0.54	0.42	0.56	0.49	1.02
Al ₂ O ₃	17.48	16.91	16.66	15.92	16.54	16.61	15.48	17.13	17.11	17.59	17.19	16.66
Fe O	8.07	7.37	6.58	5.21	5.17	4.40	4.21	4.64	3.84	5.19	4.45	9.28
Mn O	0.15	0.14	0.13	0.11	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09	0.10	0.10	0.19
Mg O	3.86	3.53	2.77	2.28	1.73	1.67	1.43	1.62	1.29	1.91	1.51	4.96
Ca O	7.93	6.84	5.73	4.63	4.61	4.19	3.59	4.82	3.86	5.10	4.41	9.49
Na ₂ O	2.96	2.87	3.16	2.96	3.46	3.54	3.05	3.47	3.81	3.78	3.79	3.28
K ₂ O	2.53	3.38	3.82	4.27	4.00	4.61	4.78	5.02	5.42	5.44	5.93	2.07
P ₂ O ₅	0.24	0.22	0.21	0.16	0.21	0.19	0.14	0.19	0.14	0.24	0.21	0.29
Ataşte kayıp / L.I.	0.66	0.63	0.66	0.88	0.53	0.57	0.67	0.54	0.46	0.54	0.47	1.17
Toplam-total	99.98	99.68	100.16	99.48	100.43	100.31	99.90	98.65	100.73	99.43	99.42	100.03
İz Elementler (ppm) / Trace Elements (ppm)												
Rb	86	126	117	143	132	154	167	153	186	193	231	126
Sr	696	567	541	438	533	572	412	653	580	790	791	647
Ba	960	995	1079	844	889	826	926	1062	917	839	834	769
Zr	170	161	185	169	215	204	170	220	216	238	249	134
Ni	16	18	14	20	11	22	14	14	20	23	16	20
Cr	154	162	167	167	156	169	199	140	140	138	115	114
V	136	122	102	68	69	75	59	78	60	97	92	142
K/Rb	244	223	271	248	252	249	238	272	242	234	213	136
Parametreler / Parameters												
Q	63.24	71.08	80.67	106.54	101.02	92.72	124.19	61.26	72.46	29.44	37.48	12.84
P	-183.30	-143.27	-122.78	-87.77	-108.36	-90.65	-60.85	-92.45	-75.96	-97.82	-75.27	-231.16
A	-89.80	-77.46	-61.09	-39.74	-36.89	-36.89	-24.80	-55.76	-40.30	-75.35	-69.27	-122.86
B	219.27	200.90	168.39	136.58	121.17	108.78	99.58	113.23	90.18	127.57	106.31	265.58
F	277.49	283.02	305.94	311.88	332.81	353.50	331.23	280.51	392.36	398.00	411.21	278.00

Çizelge 1. Cefalıkdağ (Ce) ve Baranadağ (Ba) plütonlarının kimyasal bileşimleri. Kayaç tipleri ve simgeler Şekil 3 'e göre dir.
Table 1. Chemical compositions of Cefalıkdağ (Ce) and Baranadağ (Ba) plutons. The rock types and symbols refer to the Figures 3

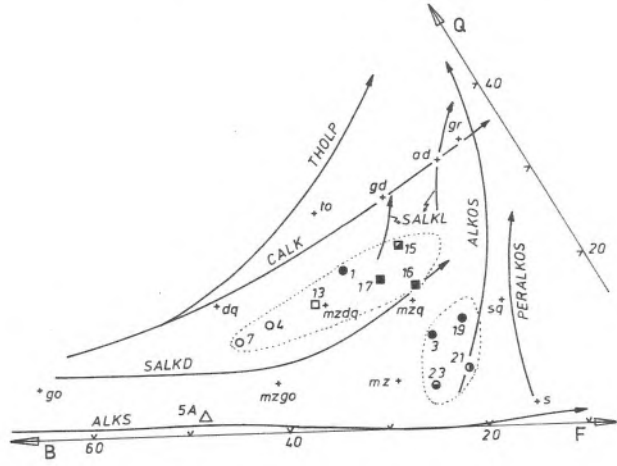
Alkali grup Baranadağ Plütonunda yaygın şekilde gözlenmekte ve özellikle alkalilik plütonun kuzeyine doğru artış göstermektedir. Örnekler, monzonit, kuvars monzonit ve kuvars siyenit alanında yer almaktadır (Şekil 2). Ancak, 23 nolu örneğin siyenit bölgesine yakın konumlu monzonit, 19 nolu örneğinde kuvars siyenit bölgesine yakın konumlu monzonit, 19 nolu örneğinde kuvars siyenit bölgesine yakın konumlu kuvars monzonit olması, alkali grubun daha çok siyenitik karakterde olduğunu göstermektedir. İlgili kayaçlar, -40.30 ile -75.35 (gr-atom x 10³) arasında değişen Al= Al-(K+Na+2Ca) değeriyle metaalümino özelliğinde olup IV. (Bi + Amph +...) ve V. (cpx + Amph +...) bölgede dağılım gösterirler. Daha öncede belirtildiği gibi yapılan mikroskobik çalışmalarda, 21 ve 23 nolu örneklerin yalnız klinopiroksen + amfibol, 3 ve 19 nolu örneklerin ise amfibol + biyotit ± klinopiroksen içerdikleri belirlenmişti. Bu da, mikroskobik gözlemler ile kimyasal-mineralojik özelliklerin çakıştığını göstermektedir. Sub-alkali kayaçların olduğu gibi, yine kafemik kayaç toplu-

luklarına özgü belirgin şekilde negatif eğime sahiptirler (Şekil 3).

Koyu renkli subalkali (SALKD) çizgisinin altında ve alkalice aşırı doymun (ALKOS) çizgisine yakın (Şekil 4) dağılım gösteren ilgili kayaçlar, subalkali gruba göre daha az koyu renkli mineral (B= % 16.20 -23.00, ortalama % 19.70) ve kuvars (Q= % 5.30-13.10, ortalama % 8.80), daha çok feldispat (F= % 69.60-74.00, ortalama % 71.50) içermektedirler. Alkali değerleri yüksektir (ortalama Na₂O = % 3.71, K₂O = % 5.45). Ortalama iz element değerleri açısından da subalkali gruba göre yüksek RB (191 ppm), Sr (704 ppm) ve Zr (231 ppm), düşük Ba (913 ppm), Cr (133 ppm), V (82 ppm) ve K/Rb (240) içerirler.

SALKD kayaçları içindeki koyu renkli kayaç kapanımlarından alınan örneklerden birinin (5 A) kimyasal analizi yapılmış (Çizelge 1) ve kimyasal-mineralojik özellikleri belirlenmiştir (Şekil 2,3 ve 4). Monzogabro veya monzodiyorit bileşimindeki söz konusu kapanım kayacı metaalümino karakterinde ve IV. bölgede yer-

maktadır. Yine, kafemik kayaç topluluklarına benzer komunda bulunmaktadır. Koyu renkli subalkali ile alkalice doymun kayaçlar arasında yer alırlar. İnceleme alanında belirlenen her iki kayaç grubuna (subalkali ve alkali) göre, düşük SiO₂, alkali ve iz element değerleri, yüksek Al₂O₃, FeO, MgO, MgO ve CaO değerlerine sahiptir.



Şekil 4. Örneklerin Q (kuvars) - B (koyu renkli mineraller) - F (feldispat+muskovit) üçgen diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) dağılımları. Diyagramda kafemik ve alümino-kafemik topluluklar alt bölümlere ayrılmaktadır. THOLP: toleyitik plütonik, CALK: kalkalkali, SALKD: koyu renkli subalkali (veya monzonitik), SALKL: açık renkli subalkali (veya monzonitik), ALKS: doymun alkali, ALKOS: aşırı doymun alkali, PERALKOS: aşırı doymun peralkali. Kayaç tipleri ve simgeler Şekil 2'de olduğu gibi.

Figure 4. Distributions of samples in the triangular diagram q (quartz) - B (dark minerals) - F (feldspat+muscovite) (Debon and Le Fort, 1982). Diagram enables to distinguish different subtypes of kafemik and alümino-kafemik associations. THOLP: tholeiitic plutonic, CALK: calcalkaline, SALKD: dark-coloured subalkaline (or monzonitic), SALKL: light-coloured subalkaline (or monzonitic), ALKS: alkaline saturated, ALKOS: alkaline oversaturated, PERALKOS: peralkaline oversaturated. Rock types and symbols as in Figure 2

SONUÇLAR ve TARTIŞMA:

Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonlarına ait örneklerin petrografik ve kimyasal-mineralojik incelenmesi aşağıda belirtilen sonuçları doğurmuştur.

Her iki plütonun kayaçları, Kafemik topluluğa ait olup birbirinden farklı kimyasal-mineralojik özelliklere sahip iki petrografik grup tanımlanmıştır. Bunlar, koyu renkli subalkali (veya monzonitik) ve alkali kayaç grubudur.

Koyu renkli subalkali grup, metaalümina karakterde olup kuvars monzodiyorit ve kuvars monzonit bileşimindeki kayaçlardan oluşmaktadır. Koyu renkli minerallerini amfibol ve biyotit ile çok az miktardaki klinopiroksen oluşturmaktadır. Bunlar, Cefalıkdağ Plütonu ile Baranadağ Plütonunun doğu kenar zonlarında yayılım gösterirler.

Aşırı doymun alkali grup, yine metaalümina

özelliğinde ve siyenit bileşimine çok yakın monzonit, kuvars monzonit ve kuvars siyenit karakterindedir. Amfibol, klinopiroksen ve ± biyotit koyu renkli mineralleri oluşturur. Baranadağ Plütonunun iç ve kuzey kesimlerinde yayılım gösterirler.

Alkali grup, koyu renkli subalkali gruba göre daha yüksek alkali (Na₂O, K₂O), Al₂O₃, Rb, Sr ve Zr daha düşük FeO, MgO, CaO, Ba ve Cr değerlerine sahiptirler.

Debon ve Le Fort (1982) kafemik kayaç topluluklarının, tamamen manto kökenli bir kaynak malzemenin türeyebildikleri gibi, manto ve kıtasal kabuk malzemenin karışımından oluşan hibrid malzemenin türeyebildiklerini ileri sürmektedirler. Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonlarının kafemik topluluklara özgün petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikler göstermesi, manto kökenli veya hibrid malzemenin türediklerine işaret etmektedir. Ancak, iyonik yarıçapları büyük olan litofil elementlerden Rb, Sr, Ba ve Zr değerlerinin yüksek, K/Rb oranında düşük olması, hibrid malzemenin oluşumu ön plana çıkarmaktadır. Bu hibridik malzeme, kıtasal kabuğun etkisi, mantoya göre daha fazladır.

Aynı topluluğa (kafemik) ait olan koyu renkli subalkali grup ile aşırı doymun alkali grubun, bir tek magmanın fraksiyonel kristalleşmesi ile oluştuğunu ileri sürmek de mümkün değildir. Çünkü, bazı terslikler mevcuttur. Örneğin, Sr değerinin alkali grupta yüksek (ortalama 704 ppm.) olması, feldispat fraksiyonlanmasına zıtlık oluşturmaktadır. Aynı şekilde, alkali gruptaki K/Rb oranında belirgin bir azalmanın olmaması, yine fraksiyonlanma ile açıklanamaz.

Chappel ve White (1974) ile White ve Chappel (1977) granitoidleri I-tipi ve S-tipi olmak üzere iki gruba ayırmışlardır. I-tipi granitoidler magmatik kökenli malzemenin, S-tipi granitoidler ise sedimantar kökenli malzemenin türemektedirler. İncelenen koyu renkli subalkali grup, petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikleri açısından I-tipi granitoidlere karşılık gelmektedir. Bu grup içinde gözlenen koyu renkli kayaç kapanımlarının da, White ve Chappel (1977)'ye göre, kısmi erime artığı (restit) olarak değerlendirilmesi gerekmektedir. Dolayısıyla, koyu renkli subalkali grubun türediği magmatik kaynak malzemenin gabro veya diyorit (Çizelge 1, Şekil 2,3,4) karakterinde olabileceği ifade edilebilir.

Alkali grubun, I-tipi granitoid özelliği gösteren subalkali gruba göre (ortalama olarak) daha yüksek alkali (Na₂O+K₂O), Sr ve Zr, düşük MgO, Ca, Cr ve V içermesi, mineralojik-petrografik özellikleri açısından I-tipi granitoidlere benzemekle birlikte, ayrıca özellikle amfibol minerallerin etrafında yer yer mavimsi yeşilimsi bir zonun gözlenmeside (sodik karakteri vurgulayıcı olarak), Collins ve diğerleri (1982) tarafından tanımlanan A-tipi granitoidlere benzerlik gösterdiğine işaret etmektedir. Collins ve diğerleri (1982) A-tipi granitoidlerin, daha önce I-tipi granitoidlerden sonra yerleştiklerini belirtmektedirler. Bu durumda inceleme alanında yer alan, SALKD bileşimindeki kayaçları türeten magmanın "felsik I-tipi" veya "minimum melt -I tipi" (White ve Chappel,

1977; Collins ve diğeri, 1982) olması gerekmektedir. Subalkali grubunun SiO₂ içeriği % 55.25-66.04 arasında değişmekte olup intermediyer karakterindedirler. SiO₂ ile diğeri oksitlerin değişimi düzenli olmakla beraber aralıkları geniş, başka bir ifade ile değişim eğimleri fazla değildir. Ayrıca Mg, Cr ve Ni değerlerinin yüksek (sıfıra yakın değil) olması nedeniyle incelenen SALKD kayaları "felsik-I tipi" olma özelliğinden uzak görünmektedir. Ancak, diğeri taraftan bazı örneklerin (16 ve 17) Na₂O içeriklerinin % 3.2'den yüksek olması, içlerinde mafik kayaç kapanımlarının bulunması, "felsik-I tipi" veya "minimum melt -I tipi" özelliğinde olabileceklerine işaret etmektedir. Dolayısıyla intermediyer özellik gösteren inceleme alanındaki SALKD gidişli kayaların, "non minimum melt -I tipi" magma oluşumlarında kaynak malzemenin tamamen erimesi gerektiği de (White ve Chappel, 1977) düşünülürse, "minimum melt -I tipi" magmanın oluşumunu sağlayan kısmi erime artıklarının yeniden bütünüyle erimesi sonucu gelişen eriyikten, ALKOS gidişli siyenitik bileşimlerdeki kayalar türemiş olmalıdır. Başka bir deyişle subalkali ve alkali grup kayalarının aynı kaynak malzemenin iki farklı evrede kısmi erimeye uğrayarak oluşturduğu iki farklı magmatik eriyikten itibaren türedikleri söylenebilir.

KATKI BELİRTME

Çalışmanın yazımı sırasındaki eleştiri ve katkıları için Durmuş Boztuğ'a (H.Ü.), kimyasal analizlerin yapılmasını sağlayan Prof.Dr.Jörg Keller'e (Freiburg Üniversitesi F.Almanyası) en içten teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

- ATAMAN, G., 1972, Ankara'nın güneydoğusundaki granit-granodiyoritik kütlelerden Cefalık Dağın radyometrik yaşı hakkında ön çalışma: Hacettepe Fen ve Müh.Bil. Derg., 2/1, 44-49.
- AYAN, M., 1963, Contribution a l'etude petrographique et geologique de la region situee au Nord-Est de Kaman: MTA Yayını, 115, 332 s., Ankara.
- BAYHAN, H., 1984, Kesikköprü Skam Kuşağının (Bala-Ankara) mineralojisi ve petrojenezisi: *Yerbilimleri*, 11, 45-57.
- CHAPPELL, B.W. ve WHITE, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geol.* 8. 173-174.
- COLLINS, W.J., BEARNS, S.D., WHITE, A.J.R. ve CHAPPELL,

B.W., 1982, Nature and origin of A type granites with particular reference to Southeastern Australia: *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 189-200.

- DEBON, F. ve Le FORT, P., 1982, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: *Transaction of the Royal Soc. of Edinburgh Earth Sci.*, 73, 135-149.
- ERKAN, Y., 1975, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizmanın petrolojik incelenmesi: H.Ü. Yerbilimleri Enst., Doçentlik Tezi, Ankara, 147 s., Yayınlanmamış.
- ERKAN, Y., 1976 a, Kırşehir çevresindeki rejyonal metamorfik bölgede saptanan izogradlar ve bunların petrolojik yorumlanmaları: *Yerbilimleri*, 2/1, 107-111.
- ERKAN, Y., 1977, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında-Kırşehir bölgesinde etkili rejyonal metamorfizma ile amfibol minerallerinin bileşimi arasındaki ilişkiler: *Yerbilimleri*, 3/1, 41-46.
- ERKAN, Y. ve ATAMAN, G., 1981, Orta Anadolu Masifi (Kırşehir Yöresi) metamorfizma yaşı üzerine K-Ar yöntemi ile bir inceleme: *Yerbilimleri*, 8, 27-30.
- GÖRÜR, N., 1981, Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi: *Türkiye Jeol.Kur. 35. Bil. ve Teknik Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu*, 60-65.
- OKTAY, F.Y., 1981, Savcılıbüyükoba (Kaman) çevresinde Orta Anadolu Masifi tortul örtüsünün jeolojisi ve sedimentolojisi: İTÜ Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi, İstanbul, 175 s., Yayınlanmamış.
- SEYMEYEN, İ., 1981 a, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin stratigrafisi ve metamorfizması: *Türkiye Jeol.Kur.Bült.*, 24, 101-108.
- SEYMEYEN, İ., 1981 b, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin metamorfizması: *Türkiye Jeol.Kur. 35. Bil. ve Teknik Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu*, 12-15.
- SEYMEYEN, İ., 1983, Tamadağ (Kaman-Kırşehir) çevresinde Kaman grubunun ve onunla sınırdaş oluşukların karşılaştırılmalı tektonik özellikleri: *Türkiye Jeol.Kur.Bült.*, 26, 89-98.
- SEYMEYEN, İ., 1984, Kırşehir Masifi Metamorfizmasının jeoloji evrimi: *Türkiye Jeol.Kur., Ketin Simpozyumu*, 133-148.
- TOLLUOĞLU, A.Ü., 1986, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler: H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, Ankara, 237 s., 8 Ek, Yayınlanmamış.
- WHITE, A.J.R. ve CHAPPELL, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis: *Tectonophysics*, 43, 7-12.

TANSİYON ÇATLAKLARINDA GELİŞEN DİYAPİRLER

Diapirs Emplacement Along Tensional Fractures

TAHİR EMRE D.E.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

ÖZ: Fransa'nın Güney Alpleri'nde yer alan Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirleri, Oligosen öncesi Pyreneo-Provensal fazının yaklaşık K-G doğrultulu sıkıştırma kuvvetleri sonucu, doğrultu atımlı fay zonlarında gelişmiş "en echelon" tansiyon çatlaklarına bağlı olarak yerleşmiştir. Bunlardan Suzette diyapiri, zamanla, sözkonusu fay zonları tansiyon çatlaklarına özgü "S" şeklini kazanmıştır.

Suzette diyapirini örten Oligosen, Propiac-Condorcet diyapirlerini üstleyen Miyosen yaşlı birimler, diyapire yakın kesimlerde, diyapirlerin Tersiyer sonrası yükselimi sonucu yer yer dikleşmiş ve devrilmiş konumdadır.

ABSTRACT: The Suzette and Propiac-Condorcet diapirs of the Southern Alps of France, emplaced along "en echelon" tensional fractures of strike-slip fault zones which formed by the N-S compressional forces of the Pyreneo-Provincial phase of the pre-Oligocene time. The Suzette diapir has ultimately gained "S" shape, that is a characteristic structure of subjected fault zones of tensional fractures.

The Suzette diapir is overlain by the Oligocene, and the Propiac-Condorcet diapirs by the Miocene successions. Both of these younger successions later were tilted and locally overturned by the reactivation of the diapirs.

GİRİŞ

Fransa'nın güneydoğusunda (Şekil 1), Alp sıradağlarının "sübalpin" güney kesiminde evaporitçe zengin Triyas yaşlı kayalardan oluşan dört diyapir yer alır (Brasseur, 1962; Emre, 1977).

Dört ayrı yörede yer alan diyapirler, değişik yapısal konum gösterir: Le Laus diyapiri bir antiklinalin ortasında yer alır. Gévaudan diyapiri birkaç doğrultu atımlı fayın kesişme yerinde açınmıştır. Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirleri, doğrultu atımlı fay zonlarında gelişmiş tansiyon çatlakları boyunca yerleşmiştir.

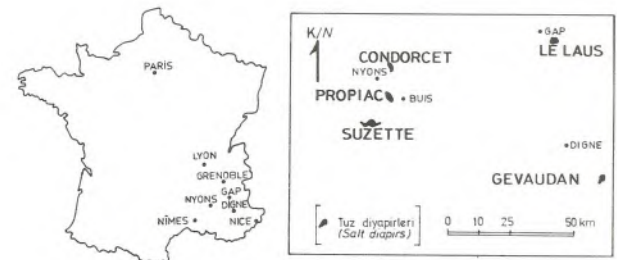
Son üç yörede, Triyas en yaşlı birimi oluşturur. Yalnızca Le Laus'da Permo-Triyas yaşlı kumtaşları ve Permian yaşlı serizit şistler yer alır. Tüm yörelerde; diyapirleşme, Triyas yaşlı birimlerin tanınmayacak ölçüde parçalanmasına yol açmıştır.

Sözkonusu diyapirlerde Triyas ile Jurasik ve Kre-tase yaşlı birimler arasındaki dokanak her yerde faylıdır. Bu dokanak boyunca sık sık, birkaç metre genişlikte, milonitleşme zonu yer alır. Ayrıca, Condorcet yöresinde, diyapir yapıları ile ilişkili olarak, yersel, barit, sölestin, blend ve galen oluşumları bulunur (Emre, 1977). Bu dokanaklar boyunca, diyapirlerin yükselme aşamasındaki gelişmeleri nedeniyle, yersel olarak Triyas yaşlı kayalar Oksfordiyen yaşlı marnlar üzerine bindirmiştir.

Diyapirlerle Tersiyer yaşlı birimlerin dokanağı yöreye göre değişik konumdadır: Suzette ve Propiac-Condorcet yöresinde, Tersiyer yaşlı kayalar diyapirler üzerine transgresif olarak oturur (Emre ve Truc, 1978). Ancak, diyapirlerin daha sonraki devinimleri sonucu, do-

kanak yer yer dikleşmiş ve bazen devrilmiştir. Gévaudan yöresinde Triyas yaşlı kayalar Tersiyer yaşlı birimlerin üzerine bindirmiş konumdadır. Le Laus yöresinde Tersiyer yaşlı birimler yer almaz.

Bu yayında diyapirleri oluşturan litolojik ögeler ve bunları çevreleyen kayaların özelliklerine değinilmeden, Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirlerinin yerleşim mekanizmaları üzerinde durulacaktır.



Şekil 1. Diyapirlerin coğrafik konumu
Figure 1. Areal distribution of the diapirs

SUZETTE ve PROPIAC-CONDORCET DİYAPİRLERİ

Suzette ve Propiac-Condorcet yörelerinde, kendine özgü turuncu-sarı renkleriyle kolayca ayırtılan

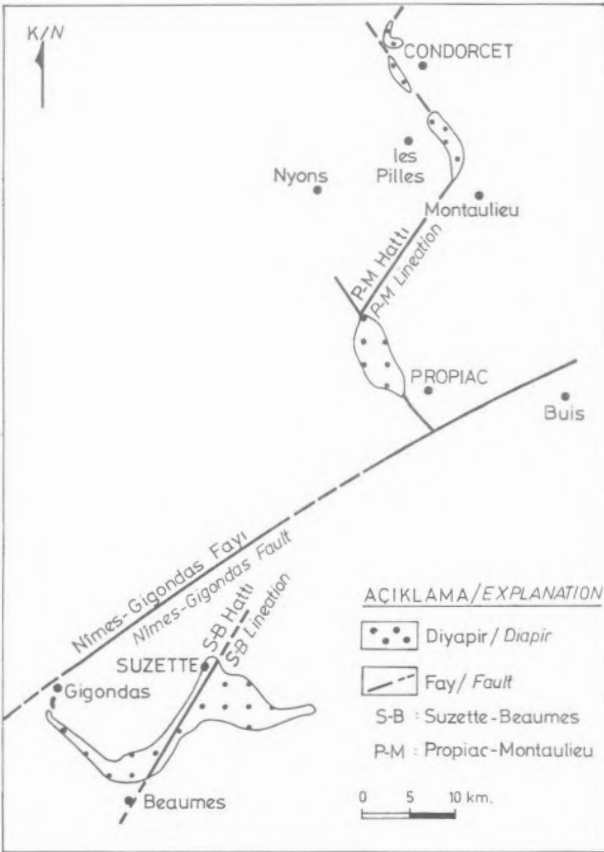
Triyas yaşlı kayalar; ilk bakışta, killi, dolomitli ve jipsli bir karmaşık izlenimini verir. Bu karmaşık içinde, yer yer, değişik boyutta, jips kütleleriyle dolomit ve karniyöl blokları gözlenir. Propiac-Condorcet yöresi dolomit blokları Suzette'tekilere oranla daha iyi korunmuştur. Bazı kesimlerde yüzeyleyen, küçük boyutlu, jips oluşukları; birkaç mm. ile birkaç cm. irilikte kıltaşı ve bunlardan daha irice dolomit parçaları içeren renk bantları ya da yalancı katmanlanma sunar.

Kuzeyde Gigondas, güneyde Roc-Alric, güneydoğuda Barroux Masifleri ile sınırlı Suzette diyapiri, kabaca, ard arda gelen ve yaklaşık birbirine dik, kırık hatları boyunca yerleştiği izlenimini veren şeritler şeklindedir (Şekil 2). Diyapirin üzerine trans gresif olarak gelen Oligosen yaşlı birimler, Triyas yaşlı kayaların Oligosen öncesi bir tektonik fazla diyapirleştiğini gösterir. Bu faz Pireneo-Provensal fazına karşılık gelir. Saha bulguları, Oligosen'de diyapir röliyefinin fazla olmadığı yönündedir.

Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirlerinin oluşumunda iki etmen sözkonusudur: Birinci etmen yörenin Triyas dönemi paleocoğrafyası, diğeri tektonik olaylardır.

Baudrimont ve Dubois (1977)'ya göre, yöre Mesozoyik sübsidans havzasının merkezinde yer alır. Burada, Triyas yaşlı evaporitlerin kalınlığı 400 metreye erişir.

Diyapirleşmeye yolaçan tektonik etmenler, bölgesel fayların yeniden devinimleriyle açıklanabilir. Pireneo-provensal fazıyla, yörede, yaklaşık K-G doğrultulu sıkıştırma kuvveti etkili olmuş ve bunun sonucu olarak KD-GB gidişli doğrultu atımlı-sol yönlü faylar gelişmiştir (Şekil 2 ve 3). Bu faylar arasındaki alanlarda açınan biçim değiştirmeler, doğrultu atımlı fay zonlarında



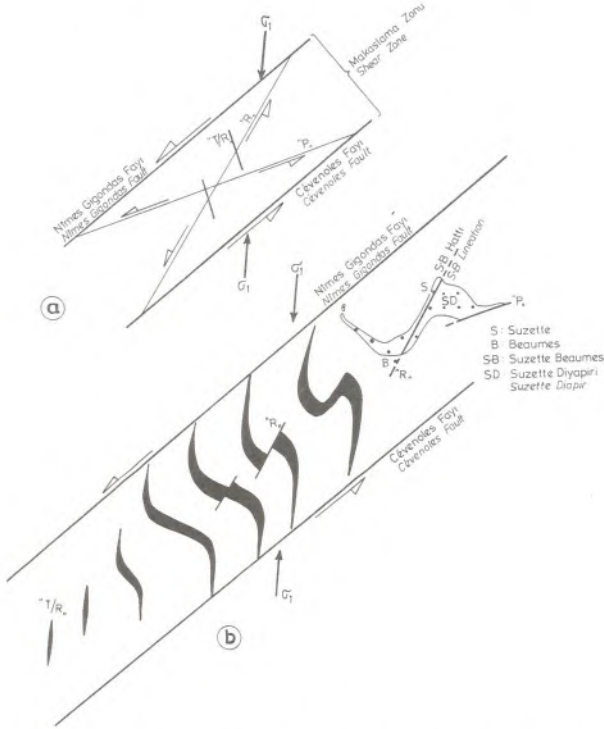
Şekil 2. Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirlerinin yapısal ilişkisi.
Figure 2. Structural relations between the Suzette and Propiac-Condorcet diapirs.



Şekil 3. Propiac-Condorcet diyapirlerinin genel konumu
Figure 3. General location of the Propiac-Condorcet diapirs (Schematic).

oluşan "R" ve "P" yırtılma fayları ve "T/R" tansiyon çatlakları modeline uyar (Şekil 4). Söz konusu fay zonunu sınırlayan faylar (sınır fayları), ilişkin yörelerde, kuzeyden güneye; Basse Isère, Nîmes-Gigondas ve Cévenoles faylarıdır (Şekil 2, 3 ve 4). Deneysel olarak da kanıtlandığı gibi, tansiyon çatlakları, doğrultu atımlı fay zonlarındaki yinelenen devinimlere bağlı olarak, açılmaya yatkındır ve zamanla açılıp-biçim değiştirip "S" şeklini alır (Şekil 4).

Küçük ölçekli bir haritada, Suzette diyapirinin genel şekli, K 50 D gidişli (Nîmes-Gigondas fayı), doğrultu atımlı - sol yönlü fay zonunda oluşan "R" yırtılma fayı



Şekil 4. Doğru atımlı-sol yönlü fay zonunda gelişen çatlaklar (a) ve bu zondaki tansiyon çatlaklarının açınımı (b) (Hills 1963; Robert 1976; Vialon ve diğ. 1976'dan uyarlanmıştır.)

Figure 4. Fractures formed in a faults zones by dextral strikeslip faults (a) and opening of tensional fractures in this zones (b).

üzerinde açılan tansiyon çatlaklarının son şeklinde açık bir uyum gösterir (Şekil 4). Suzette diyapirinin önemli bir kesimini oluşturan Suzette-Beaumes hattı (K 30 D gidişli) Nîmes-Gigondas bölgesel fayına bağlı olarak gelişmiş bir "R" yırtılma fayı olarak yorumlanabilir. Suzette-Beaumes hattı üzerindeki tansiyon çatlaklarının açınımı sonucu oluşan zayıf zon, Triyas yaşlı jips-dolomit karmaşığının bu yoldan yüzeye ulaşmasına olanak sağlamıştır. Diyapirin GD ucunu oluşturan kesim, ilk bakışta, kuramsal şekle göre biraz değişik görünse de, bu kısmı oluşturan K 70 D gidişli diyapir şeridi, K 50 D gidişli doğrultu atımlı-sol yönlü fay zonunda, "R" faylarına oranla daha az sayıda (Robert, 1976, s.12), gelişen "P" yırtılma faylarının gidişleriyle aynı doğrultudadır. Diğer bir deyişle, Suzette diyapirinin bu kesimi, aynı fay zonunda

oluşmuş bir "P" fayıyla sınırlandırılmıştır.

Suzette diyapirinin 15 km. kuzeydoğusunda Propiac diyapiri ve bunun da 7 km. kuzeyinde, üç ayrı yüzlek sunan, Condorcet diyapirleri yer alır (Şekil 2). Propiac diyapiri, güney yarısında, çekirdeğini Kalloviyen-Batoniyen yaşlı kayaların oluşturduğu Buis antiklinalinin batı ucunu keser. Diyapir, kuzey yarısında Geants antiklinalinin eksenine koşut olarak uzanır. Diyapirin kuzeydoğusunda, Oksfordiyen yaşlı marnlar, her iki yanı faylarla sınırlı olarak, kuzeydoğuya doğru Montaulieules Pilles arasındaki diyapire ulaşır. Bu diyapirin kuzeybatısında ve Condorcet'nin batısındaki Triyas yüzlekleri, Kalloviyen-Oksfordiyen çekirdekli antiklinalin ortasında yer alır.

Propiac-Condorcet yöresindeki diyapirleşme, üstleyen Miyosen yaşlı oluşuklara göre, Miyosen öncesidir. Propiac-Condorcet diyapirlerinin yapısal konumu Suzette diyapiri için belirtilen öğelerden yararlanarak yorumlanabilir. Bunlara ek olarak, Nîmes-Gigondas fayının Buis'ye değin uzandığına ve 80 km. kuzeyde Basse Isère fayı olarak adlandırılan doğrultu atımlı bir fayın (sınır fayı) yer aldığına (Şekil 3) değinmek gerekir. Diyapirlerin uzanım yönlerinin, Nîmes-Gigondas ve Basse Isère sınır fayları arasında kalan, doğrultu atımlı-sol yönlü fay zonunda gelişen "T/R" çatlaklarının kuramsal yönleriyle tamamen uyduğu ilk bakışta göze çarpmaktadır. Propiac-Montaulieu hattıyla simgelenen fay, söz konusu bölgesel doğrultu atımlı fay zonunda gelişen bir "R" fayını karşılar. Her ne kadar Basse Isère fayı güncelde doğrultu atımlı-sağ yönlü bir devinim gösterirse de, Oligosen öncesinde doğrultu atımlı-sol yönlü olduğu bilinmektedir (Arnaud, 1973).

Yapısal benzerlik bakımından, Propiac-Condorcet diyapirleri Pireneo-Provensal fazının etkili olduğu dönemle ilişkili sayılabilir. Bu dönemde, yaklaşık K-G doğrultulu sıkıştırma kuvvetinin etkisiyle Nîmes-Gigondas ve Basse Isère fayları doğrultu atımlı-sol yönlü faylar olarak çalışmış ve bunlar arasındaki genişleme alanında KD-GB ve KB-GD doğrultulu bir dizi (en echelon) yırtılma fayları ve tansiyon çatlakları gelişmiştir. KB-GD gidişli tansiyon çatlakları zamanla açılarak diyapirlerin yerleşmesine olanak sağlamıştır.

Oligosen/Miyosen sonrası tektonik fazlar sırasında diyapirlerin yükselimi sürmüştü, böylece Triyas-Oligosen/Miyosen dokanağı yer yer dikleşmiş, hatta bazen, devrilmiş ve bu sırada bazı faylar (Basse Isère ve Presles) doğrultu atımlı-sağ yönlü olarak devinmiştir.

SONUÇ

Fransa'nın Güney Alpleri'nde yer alan Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirleri, gerek doğrultu atımlı fay zonlarında açılan tansiyon çatlaklarına bağlı olan yerleşim mekanizmaları, gerekse şekil ve boyutları bakımından, tuz domlarından farklıdır. Ancak; söz konusu yörelerdeki jips-dolomit karışımı kayaların diyapirleşmesinde asıl tektonik etmen bölgesel sıkıştırma kuvvetleri olsa da; litostatik basıncın, bu oluşuma, az da olsa, etkili olmadığı söylenemez.

Bu yapısal modelleme çerçevesinde; doğrultu

atımlı fay zonlarında, diyapirleşmelerin olduğu kadar, cevherleşmelerin de (Condorcet yöresinde olduğu gibi) tansiyon çatlaklarıyla ilgili olma olasılığı gözletilmelidir.

KATKI BELİRTME

Bu yayın, MEB'den burslu olarak yapılan, doktora çalışmasının bir kısmının özetidir. Yayın için şekilleri çizen S.Karamırmak'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- ARNAUD, H., 1973, Mise en évidence d'un important décalage anté-miocène, de sens senestre, le long de la faille de Presles (Vercors oriental): C.R. Acad. Sc. Paris, 276, D, 2245-2248.
- BAUDRIMONT, A.F., DUBOIS, P., 1977, Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin; le SE de la France: Bull. Centre

- Reach. Explor.-Prod.Elif-Aquitaine, France, 1,1,261-308.
- BRASSEUR, R., 1962, Etude géologique du Massif de Suzette (Vaucluse): Thèse, Lyon, 195 s. (yayınlanmamış).
- EMRE, T., 1977, Contribution a l'étude de quelques diapirs du SE de la France, Thèse, Grenoble, 142 s. (yayınlanmamış).
- EMRE, T. ve TRUC, G., 1978, Mise en évidence d'un contact discordant Oligocène-Trias dans le Massif de Suzette. Implications tectoniques et conséquences sur l'origine des évaporites ludiennes du bassin de Mormoiron (Vaucluse): Géologie Alpine, Grenoble, 54, 17-23.
- HILLS, E.S., 1963, Elements of structural geology: Methuen and Co LTD, London, s. 172.
- ROBERT, J.P., 1976, Les décrochements, fracturations et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins Dauphinois: Thèse, Grenoble, 155 s. (yayınlanmamış).
- VIALON, P., RUHLAND, M., ve GROLIER, J., 1976, Eléments de tectonique analytique: Masson et Cie, Paris, s. 22.

KARSANTI BÖLGESİ (K ADANA) MIYOSEN KUMTAŞLARININ SEDİMANTOLOJİSİ VE KLASTİK PETROFASİYESLERİ

Clastic Petrofacies and Sedimentology of the Karsanti Miocene Sandstones-Northern Adana (Turkey)

SEMA YURTMEN
ŞAZİYE ABACI
SUNGU L. GÖKÇEN

Ç.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana
Ç.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana
D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü, İzmir

ÖZ: Karsanti Bölgesi'nde (Kuzey Adana) yeralan 75 km. karelik inceleme alanındaki Miyosen yaşlı kumtaşı, yörede yapılmış sedimantolojik kesitler vasıtasıyla ve sedimantar yapısal, dokusal ve petrografik açılardan incelenmiştir. Bu çalışma sırasında yapılmış mikropaleontolojik etüdlere sonucu Karsanti Formasyonu'nun yaşı, önceki araştırmacılar tarafından farklı şekilde, Üst Miyosen olarak saptanmıştır. Bölgede yapılmış jeolojik, mikromineralojik ve petrolojik çalışmaların sonuçlarına dayanarak Karsanti Formasyonu'nun, incelenen bölge için geçerli, tortullaşma modeli ve paleocoğrafik evrimi saptanmıştır. Bu modele göre Karsanti Formasyonu otokton kumlu-çamurlu istifinin Sığ Denizel; alt-orta ve orta-üst kesimlerinde görülen yerel kömür içerikli allohton karbonatlı seviyelerin ise lagüner ve/veya fluvial ortamlarda çökeldiği kabul edilmiştir. İnceleme alanında yapılmış sedimantar petrolojik çalışmaların sonuçları, Karsanti arenitleri detritik malzemesinin kuzeydeki bazik-ultrabazik kayalarca zengin bir provenanstan türediğini (Toros Ofiyolitik Yitilme Karmaşığı); diğer sedimantolojik veriler ise Karsanti stratigrafik istifinin yay-hendek bölgesi yakın çevresinde çökeldiği ihtimalini ortaya koymuştur.

ABSTRACT: Structural, textural and petrographical properties and paleocurrent directions of the Miocene Karsanti sandstones have been investigated within an area of 75 sq-km in the Karsanti region (N of Adana) by means of detailed sedimentological logging and sedimentary petrological studies. The geological age of the Karsanti Formation has also been determined by microfossil dating as Upper Miocene. On the basis of detailed geologic, micromineralogic and petrological studies. The sedimentation model and paleogeographical reconstruction of the Karsanti Formation in area investigated were reconstructed. As a result of these studies it has been postulated that the clastic sequence of the Karsanti Formation deposited in a shallow marine environment with two allochthonous coalbearing carbonate levels in the lower - middle and middle- upper levels which formed under lagunar and/or fluvial conditions. Results of these sedimentary petrological studies revealed that detritus of the Karsanti arenites were derived from a northerly basic-ultrabasics rich provenance, i.a. Taurus ophiolitic Subduction Complex and Karsanti stratigraphic sequence postulated as an arc-trench gap related sedimentary unit.

GİRİŞ ve ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Çukurova Tersiyer Baseni'nin kuzey kesiminde yer alan inceleme alanı Adana ilinden 90 km. uzaklıktaki Karaisalı ilçesi Karsanti nahiyesi sınırları içerisinde (Şekil 1). Yaklaşık 75 km²'lik alanı kapsayan bölgede, litolojik olarak iki ana birimden ilki Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayalar grubu (Karsanti Ofiyolitleri: Abacı ve diğerleri, 1985), diğeri ise kumtaşı-şeyl-marn ardalanmasından oluşmuş Karsanti Formasyonu kırıntılı istifidir (Schmidt, 1961).

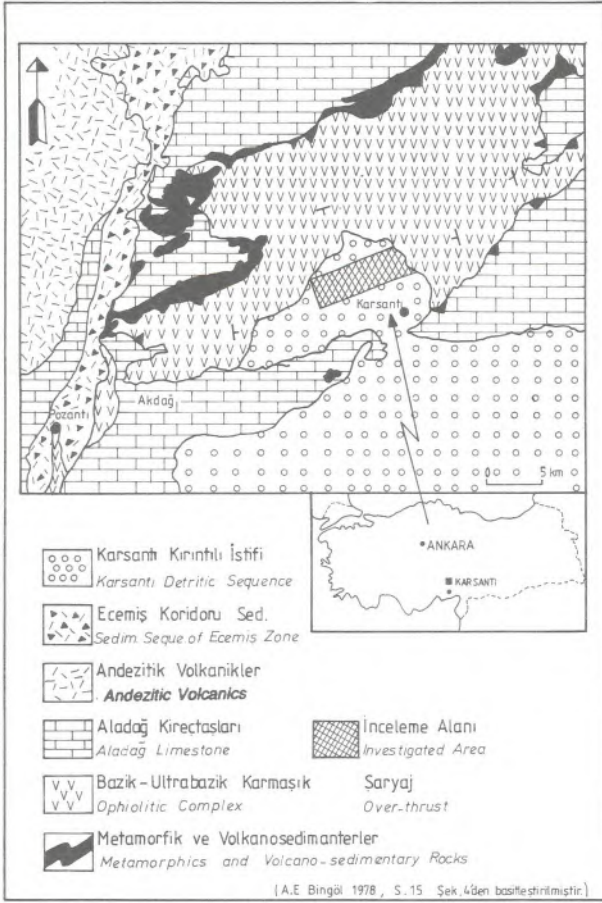
Bu çalışmanın amacı 1500 m. kalınlığındaki Üst Miyosen yaşlı Karsanti Formasyonu kumtaşlarını sedimantolojik, petrolojik ve mikromineralojik açılardan inceleyerek bölge detritik materyalinin paleoprovenans ve kaynak kayalar türlerini saptamaktır.

Güney Türkiye'nin iki önemli sedimantar havzasından biri olan ve İlhan (1976) ile Gökçen ve diğerleri (1985)'in Adana ve İskenderun alt basenlerine ayrılarak inceledikleri Çukurova Baseni son 50 yılda yerli ve yabancı birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. İnceleme bölgesi ve yakın civarına ilişkin önceki çalışmalar özellikle ul-

trabazik kayaların petrografisi ve maden jeolojisine yöneliktir. Orta Toros Kuşağı ofiyolit karmaşığının yöredeki tektonik konumunu vurgulayan ilk araştırmacılar olan Metz (1939, 1956) ve Blumenthal (1952), aynı zamanda bölgenin stratigrafik birimlerini de incelemişlerdir. Daha sonraki yıllarda yapılmış çalışmalar, ekonomik jeolojiye yönelik incelemeler olup bunlar sırasıyla Ovaloğlu (1963), Çabuk ve diğerleri (1977), Bingöl (1978), ile Çatak (1983)'e ait petrografi ve maden yatakları içerikli araştırmalardır.

Yakın geçmişte Karsanti dolayında yapılan çalışmalar ise Tekeli ve diğerleri (1983) ile Abacı ve diğerleri (1985)'e aittir. Bunlardan Tekeli ve diğerleri (1983) Aladağ Bölgesinin jeolojisini, Abacı ve diğerleri (1985) ise Karsanti yöresi kumtaşlarının sedimantar mineralojik içeriklerini inceleyerek bazı önemli stratigrafik, tektonik ve sedimantolojik sonuçlara varmışlardır.

Bölgedeki son araştırma 1. ve 2. yazarların Karsanti bölgesi Tersiyer istifinden sedimantolojik ve sedimantar petrolojik yöntemler kullanarak yaptıkları master tezleridir (Abacı 1986, Yurtmen 1986).



Şekil 1. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeolojik haritası
Figure 1. Simplified geological map of the investigated area

BÖLGESEL JEOLOJİ

Karsanti Bölgesinin içinde bulunduğu Çukurova Baseni Batıda Ecemiş Fayı, kuzeyde Toros Dağları ve doğuda Amonos Dağları ile çevrelenmiştir. Basendeki en eski birim Paleozoyik yaşlı siyah-gri renkli rekristalize kireçtaşı ve şistler olup Karsanti civarında gözlenmemiştir. Bölgede Mesozoyik genellikle kireçtaşları ile temsil olunmaktadır. Triyas-Jura karbonatları bölge kuzeyinde, Kretase kireçtaşları ise Gülek Boğazı ve Kozan-Ceyhan arasında iki bant halinde yüzeylenmektedir (Ternek, 1957). Karsanti nahiyesi ve yakın civarında gözlenen Üst Kretase yaşlı Ofiyolitik Karmaşık, bölge Mesozoyiği'nin Toros eteklerinde karakteristik ve yaygın litolojik birimini oluşturmaktadır. Bu karmaşığı oluşturan ultrabazikler; tektonit, kümülat ve volkanosedimanterlerle temsil edilen primer birlik ile bunları kesen dolerit-diyabaz daykalarından meydana gelmiştir (Bingöl, 1978).

Çukurova Baseninde geniş yayılıma sahip Senozoyik formasyonları bölgenin kuzeybatısında düzenli bir Neojen istifi sunarken doğu ve güneydoğu kısmında kesintili durumda gözlenmektedir (Schmidt, 1961). Paleojen'e ait mostralara ise inceleme alanında rastlanmamıştır.

Güneyde Misis Grubu olarak adlanan birimleri Schmidt (1961) "İsalı Katastrofik Fasiyesi" ve "Karataş Klastik Fasiyesi" şeklinde formasyon olarak incelemiştir. Bu yöredeki karmaşık (Misis Grubu) üzerinde stratigrafik, sedimentolojik ve tektonik açılardan bölgesel bir araştırma projesini yakın zamanda tamamlamış bulunan Gökçen ve diğerleri (1985, 1986 a ve b), olistostromik bünyedeki İsalı Formasyonu'nun yaşının Akitaniyen (Alt Miyosen), kumtaşı-marn aralanmasından oluşan tipik derin deniz türbidit ve yelpaze fasiyesindeki Karataş Formasyonunun ise Miyosen yaşında olduğunu belirtmişlerdir. Bu araştırmacılar ayrıca İsalı Formasyonunun yaygerisi, Karataş kumtaşlarının ise yayönü ortamlarında çökelmiş olduğunu ve ofiyolitik karmaşık bileşenlerinin jeolojik-petrolojik kökenini saptamışlardır (Gökçen ve diğerleri, 1986). Basenin kuzeybatısındaki Miyosen çökelleri ise tabanda konglomera seviyesiyle başlayarak kumtaşı (Gildirli Formasyonu) ve bol fosilli resifal taşları (Karaisalı Formasyonu) ile devam etmektedir (Görür, 1979). Orta Miyosen yaşında olduğu saptanmış (Güvenç Formasyonu) birimler ise kumtaşı, şeyl, silttaşı ve kireçtaşı aralanmasından oluşmuştur (Schmidt, 1961). Adana ili kuzeyinde, Balcalı Köyü civarında mostra veren Üst Miyosen yaşlı Kuzgun Formasyonunun Sığ denizel-geçiş ortamlarında çökelmiş Gürbüz ve diğerleri (1985) tarafından saptanmıştır. Taban ve üst seviyeleri marn-çamurtaşı litolojilerinden oluşmuş birim çapraz tabakalı konglomera ve kumtaşları ile karakteristiktir. Aynı formasyonda çalışmış olan Yetiş ve diğerleri (1986) ise bu birimin havzanın kuzeybatısında karasal nitelikli çökellerden oluştuğunu belirtmişlerdir. Adana-Seyhan Baraj Gölü kuzeyinde görülen Memişli Formasyonu kumtaşı-kumlamarn-silttaşı aralanmasından oluşmuş ve yaşı Mesiniyen olarak saptanmıştır.

Tarsus-Adana-Kozan-Karsanti arasındaki bölgede yüzeylenen sarımsı-gri renkli kalın tabakalı konglomera, orta-ince tabakalı kumtaşı ve marn-şeyl aralanmasından oluşmuş istif üzerinde jipsli seviyeler yer almaktadır (Ternek 1953, 1957). Gürbüz ve Gökçen (1985) fluvial/akarsu (Sulu Karasal) ile sığ denizel sedimanların aralanmasından oluşan bu formasyonun (Handere Formasyonu) yaşının Pliyosen olduğunu belirtmişlerdir.

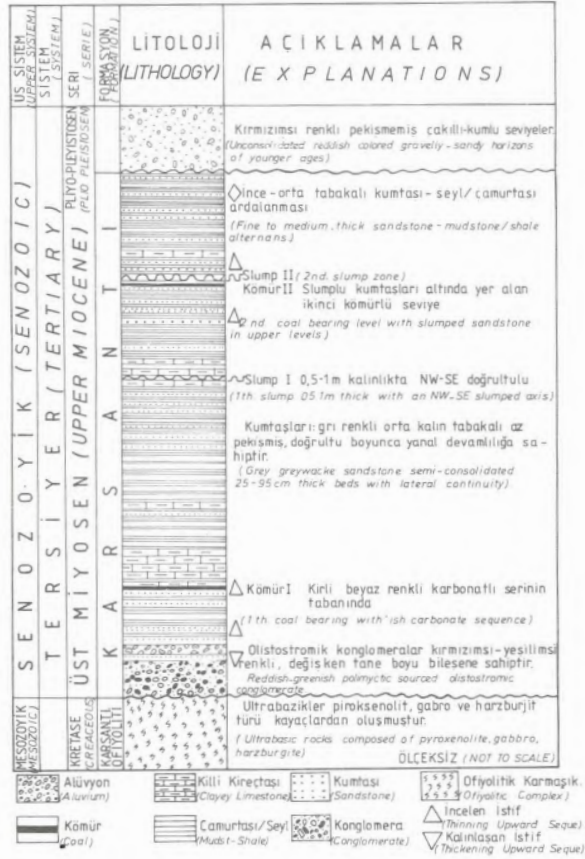
Çukurova Baseninde geniş alanlar kaplayan en genç birimler çimentosuz, gri renkli, çakıl, kum ve killerden oluşmuş Pliyosen-Pleyistosen yaşlı çökeller ile Taraça çakıltaşları, bazaltlar, kalıs oluşumları ve alüvyonlardır (Kapur ve diğerleri, 1984).

STRATİGRAFI ve SEDİMANTOLOJİ

Stratigrafi

Bu araştırmanın yapıldığı detritik sedimanlardan oluşmuş Karsanti Formasyonu; alta Üst Kretase yaşlı Ofiyolitik Karmaşık ile uyumsuzdur (Abacı ve diğerleri, 1985). Çalışma alanının KD-GB doğrultusunda uzanan Kümbükü Deresi boyunca yüzeylenen stratigrafik istifi yaklaşık 1500 m. kalınlıkta olup araştırma bu dere boyunca yapılmıştır.

Karsantı Formasyonu tabanda olistostromik görünümlü rösedimante konglomeralarla, alt-orta ve orta-tüst seviyelerinde ise kumtaşı-şeyl ardanması ile karakteristiktir. Ofiyolitik karmaşıktan türeme çakıllar içeren bu konglomeralar kırmızı yeşilimsi renkte olup, tane boyu oldukça değişken bileşenlerden meydana gelmiştir. Üste doğru tabaka kalınlığı ile tane boyunun küçüldüğü bu rösedimante oluşumlar, litolojinin gri-koyu gri renge dönüştüğü, yaklaşık 20 m. kalınlıktaki kumtaşı-şeyl ardanmasını takiben istifte tekrar görülür (Şekil 2). Bu çakıltaşlarının değişik kumlu seviyelerinden alınmış örneklerde kesin yaş verecek fosile rastlanmamıştır.



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti
Figure 2. Generalized stratigraphic section of the investigated area

Doğrultu boyunca belirgin yanıl devamlılığa sahip grovak bünyeli kumtaşları, orta-kalın tabakalı (25-100 cm.), paralel kenarlı olup yer yer küresel ayrışma göstermektedir. Önceki araştırmacılar Schmidt (1961) tarafından da belirtildiği gibi Karsantı Formasyonu kumtaşlarında yer yer bitki kalıntularına ve istifin iki seviyesinde yerel linyit oluşumlarına rastlanılmıştır (Şekil 2). Şekilden de görüldüğü gibi bu oluşumlardan ilki istifin alt seviyelerindeki karbonatlı serinin tabanında; ikincisi ise istifin üst seviyelerine doğru Kabasakal Köyü girişinde dere yatağı içindeki, kesitte gözlenen kumtaşları altında yer almaktadır (Yurtmen, 1986).

Çalışma alanındaki kumtaşları güneybatıya eğimli olup havza ortalarına doğru yataylaşmaktadır. İnceleme alanı ölçülmüş stratigrafi kesitinin güzergahı üzerinde bulunan Kabasakal Köyünün 750 m. güneyinde K 15 B eksen doğrultulu bir senkralin varlığı da saptanmıştır. Bu detritikler üzerinde diskordan olarak, değişik tane boyulu bileşenlerden oluşmuş, kahverengi-kırmızımsı renkli çakıllı - kumlu birim yer almaktadır.

İstifin marn-çamurtaşı arakatki seviyelerinden alınmış örneklerde yapılan paleontolojik tayınlarda *Cyprinotus*, *Eucypris*, *Loxoconcha*, *Costa*, *Heterocypris*, *Thyrenocythere*, *Viviparus*, *Planorbis* cinsleri bulunmuş ve Üst Miyosen (Ponsiyen) olarak yaş verilmiştir (Determinasyon: Doç. Dr. N. Gökçen, Ç.Ü. Adana).

Sedimentoloji

Miyosen yaşlı Karsantı Formasyonu tabakalarının içerdiği makro ve mikro sedimanter özellikler, başka deyişle tortul yapılar ve dokusal özellikler bu bölümde incelenecektir.

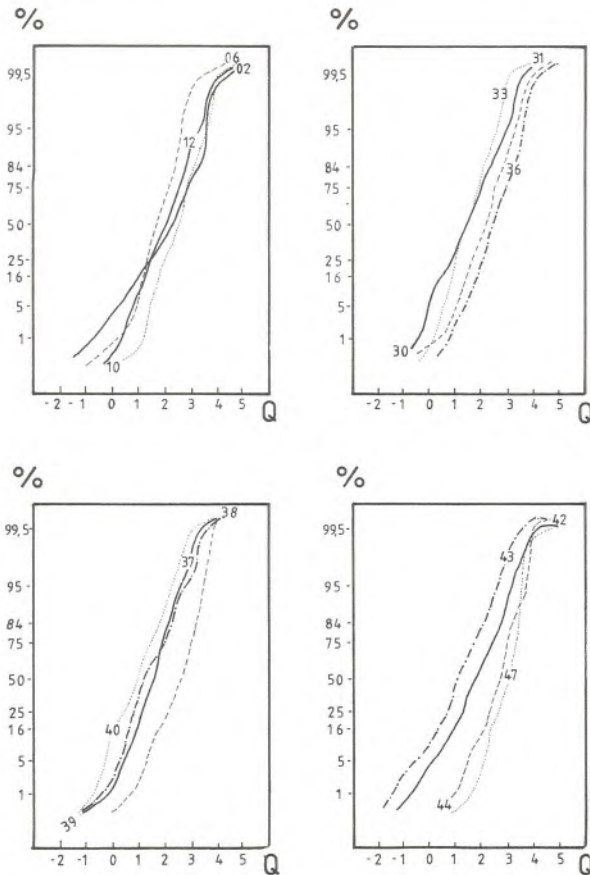
Sedimanter Yapılar İnceleme bölgesi kumtaşı tabakalarında ve yer yer de tabakalar arasında birkaç tipte primer sedimanter yapıya rastlanılmıştır. Bir tabaka içinde ve tabakanın tabanından ortalarına doğru kırıntılı malzeminin tane boyundaki kademeli küçülme olarak tanımlanan "dereceli tabakalanma" veya "dikey tane boylanması", (Gökçen, 1972) inceleme alanında kaba kum boyu bileşene sahip, 20-40 cm. kalınlığındaki tabakalarda gözlenmiştir. Formasyon tabanındaki konglomera seviyeleri ile istifin üst kısımlarında tekrarlanan bunların eşdeğerlerinde yer alan çapraz tabakalanma düzlemsel tiptedir. Tanelerin uzun eksenleri boyunca akıntı yönünde paralel dizilmesi çakıllı seviyelerde gözlenmiş ve bu yapıdan paleoakıntı yönü ölçülmüştür.

Tabaka üstü yapılarından, çalışma bölgesi ince kumtaşı-silttaşı tabakalarının üst yüzeylerinde asimetrik tipte ripil marklar yer almaktadır. Tabakalar arası kayma-oturma (slumplar) yapılarına istifte iki farklı yerde rastlanılmıştır. Bunlardan birincisi kalınlıkları 0,5-1 m civarında iki seviye halinde gözlenmiştir. İkinci slump yapısı ise Kabasakal köyü girişinde kömürlü seviyelerin üzerinde yer almaktadır (Şekil 2). Bu tür kayma yapılarının havzanın kenar kısımlarında oluştuğu; eksen doğrultularının ise o yöredeki paleo kara-deniz sınırının uzantısına paralel olduğu kabul edilmiştir (Potter ve Pettijohn, 1963; Gökçen, 1981; Collinson ve Thomson, 1982; Miall, 1985). Buna bağlı olarak kayma kıvrım eksenleri doğrultusu ölçülmüş ve bu işlem sonucunda paleo kara-deniz sınırının K.KB-G.GD yönünde uzanabileceği görüşü, yakın bölgelerde de incelenmesi koşulu ile, ağırlık kazanmıştır.

Dokusal Özellikler Araştırma bölgesi kumtaşlarının tane boyu dağılımı ve istatistiksel parametreleri, örneklerin ince kesitlerinde mikroskop yardımıyla yapılmış çalışmalarla elde edilmiştir. Bu analiz so-

nuçlarının sedimanların taşınma mekanizması ve tortullaşma bölgesi hakkında (Gökçen, 1981; Leeder, 1982); tane boyu istatistiksel parametreleri koordinat ilişkilerinin ise bu malzemeyi havzaya taşımış ve çöktürmüş akıntılarının türü, tipi ve enerjisinin saptanmasında önemli sonuçlar verdiği bilinmektedir (Folk, 1968; Norman, 1972; Miall, 1985).

Tane Boyu Dağılımı ve İstatistiksel Parametreleri: Çalışma alanı kırıntılı istifinden amaçsal seçim yöntemi ile alınmış 36 örneğin ince kesitlerinde 200 tanenin zahiri uzun eksenli ölçülmüştür. Elde edilen değerler log-olasılık kağıdının absisine tane büyüklüğü ϕ birimleri cinsinden, ordinatına da dağılımın kümülatif frekans değerleri geçilerek tane boyu dağılım eğrileri çizilmiştir (Şekil 3). Bu eğrilerden Folk ve Ward (1957)'nin türettiği 4 eşitlik yardımıyla örneklerin istatistiksel parametreleri hesaplanmıştır. Ortalama tane boyu (M_z), grafik standart sapma (S_1), grafik skivnes (asimetri-Sk₁) ve grafik kurtosis (basıklık-K_G)'den oluşan bu parametrelerin eğrinin yaklaşık % 70-75'lik kısmını kapsadığı, bu nedenle güvenilir sonuçlar verdiği bilinmektedir (Folk, 1968; Gökçen, 1976).



Şekil 3. Karsanti Formasyonu kumtaşlarının tane boyu dağılım eğrileri
Figure 3. Grain size distribution of the selected sandstones of the Karsanti Formation

İncelenmiş örneklerin tane boyu dağılım karakteristikleri aşağıdaki şekilde özetlenebilir (Çizelge 1).

1. Ortalama tane boyu (M_z) bu kırıntılı örneklerde 0,79 ϕ ile 3,0 ϕ arasında değişmektedir. Bu şekilde (1968)'de verilmiş Wentworth-Udden ölçeğine göre kumtaşları ince-kaba kum boyundadır.

2. Örneklerin boylanma değerleri min. 0,28 ϕ ile max. 1,41 ϕ arasındadır. Bununla beraber ortalama değerleri 0,53 ϕ ile 1,0 ϕ arasında değişmektedir. Bu sonuçlara göre kumtaşları orta derecede kötü boylanmıştır.

3. Örneklerin grafik skivnes veya asimetri (Sk₁) değerleri -0,05 ile 0,18 arasındadır. Bu değerler örneklerin sınırdaki simetrik bir yamukluğa sahip olduğunu göstermektedir. Başka deyişle incelenmiş örneklerde iri ve ince taneli elemanlar (kaba kum-kil boyu) arasında düzensiz bir dağılım vardır (Blatt ve diğerleri, 1972).

4. Grafik kurtosis veya basıklık (K_G) değerleri ise 0,77 ϕ ile 1,38 ϕ arasında değişmektedir. Bu sonuç kumtaşlarının platokurtik ile leptokurtik karakterde olduğunu ve sedimanların, boylanma katsayısı paralelinde, orta derecede kötü boylanmış olduğunu işaret etmektedir.

Bağlayıcı Malzeme: İnceleme alanı kumtaşlarının mikroskop altında incelenmiş, ince kesitlerinde örneklerin tamamında bağlayıcı malzemeyi karbonat çimentosu oluşturmaktadır. Orta ve kaba taneli örneklerde ise bağlayıcı malzeme içinde az miktarda killi matriks de görülmektedir. Bu kayaçlarda yer yer ikincil kalsit oluşumuna rastlanılmıştır.

Parametre ÖRNEK NO Sıra No SAMPLE N	1.β	5.β	16.β	25.β	50.β	75.β	84.β	95.β	M_z	S_1	Sk ₁	K _G
93.2	-1.13	0.28	1.01	1.43	2.24	2.92	3.20	3.50	2.15	1.03	-0.17	0.88
93.6	0.0	0.84	1.20	1.30	1.65	2.10	2.30	2.58	1.72	0.54	0.12	0.89
93.10	1.12	1.52	1.82	2.0	2.52	2.9	3.05	3.5	2.46	0.6	-0.14	0.9
93.12	0.28	0.8	1.22	1.43	1.95	2.57	2.68	3.24	1.95	0.73	0.03	0.88
93.15	1.16	1.44	1.92	2.12	2.52	2.90	3.3	3.6	2.58	0.67	0.06	1.13
93.17	1.0	1.32	1.70	1.95	2.5	2.92	3.2	3.6	2.46	0.72	-0.3	0.96
93.30	-0.5	-0.1	0.48	0.75	1.38	1.95	2.22	2.8	1.36	0.87	-6.9	0.98
93.31	0.33	0.9	1.28	1.48	2.2	2.4	2.58	3.2	2.02	0.67	-0.27	1.02
93.32	0.3	0.48	0.88	1.1	1.49	1.92	2.22	2.82	1.53	0.68	0.18	1.16
93.33	-0.5	0.3	0.82	1.1	1.66	2.08	2.28	3.08	1.53	0.78	-0.1	1.16
93.34	-0.68	0.22	0.75	1.1	1.68	2.12	2.34	2.76	1.59	0.78	-0.23	1.02
93.35	0.3	0.44	0.79	0.86	1.3	1.75	1.92	2.4	1.33	0.28	0.1	0.9
93.36	0.72	1.38	1.84	2.03	2.48	3.0	3.25	3.6	2.52	0.69	0.05	0.99
93.37	-0.32	0.57	1.0	1.2	1.62	2.0	2.18	2.4	1.6	0.57	-0.09	0.93
93.38	0.54	1.35	1.82	2.13	2.52	3.05	3.20	3.56	2.54	0.69	-0.15	0.95
93.39	-0.5	0.23	0.54	0.86	1.28	1.9	2.24	2.72	1.39	0.77	0.19	0.96
93.40	-0.34	-0.3	0.05	0.35	0.95	1.4	1.66	2.0	0.86	0.75	0.06	0.89
93.41	-0.56	0.08	0.53	0.82	1.4	1.88	2.25	3.24	1.41	0.89	0.09	1.22
93.42	-0.94	0.45	0.88	1.25	1.75	2.35	2.62	3.10	1.75	0.84	0.01	1.2
93.43	-1.5	-0.4	0.38	0.55	1.1	1.76	2.08	2.58	1.17	0.88	0.07	1.11
93.44	-0.05	1.48	2.05	2.26	2.63	2.90	3.15	3.62	2.63	0.6	-0.3	1.38
93.45	-0.56	0.3	0.8	1.02	1.39	1.83	2.16	2.55	1.45	0.73	0.02	1.22
93.46	-0.65	-0.13	0.19	0.42	0.99	1.42	1.60	2.24	0.93	0.72	-0.05	0.99
93.47	1.55	2.13	2.42	2.6	3.1	3.35	3.48	3.59	3.0	0.48	-0.3	0.95
93.48	0.99	1.28	1.57	1.72	2.22	2.7	2.95	3.3	2.25	0.65	0.06	0.84
93.49	0.72	1.7	2.1	2.28	2.72	3.1	3.22	3.72	2.68	0.59	-0.06	1.01
93.51	0.22	1.12	1.49	1.78	2.4	2.88	3.05	3.2	2.31	0.71	-0.2	0.77
93.52	0.78	1.36	1.80	2.03	2.4	2.86	3.2	3.44	2.46	0.66	0.07	1.02
93.53	-1.03	-0.4	0.15	0.42	0.96	1.35	1.06	2.2	0.9	0.76	-0.1	1.15
93.55	-0.5	-0.3	0.76	0.96	1.24	1.72	2.0	2.38	1.33	0.62	0.16	1.12
93.56	0.74	1.08	1.4	1.65	2.2	2.33	3.12	3.5	2.24	0.79	0.11	0.84
93.57	0.56	1.2	1.55	1.75	2.2	2.44	2.82	3.3	2.17	1.41	0.01	1.25
93.59	-0.75	-0.3	0.15	0.33	0.79	1.20	1.44	2.30	0.79	0.72	0.08	1.32

Çizelge 1. Kumtaşları tane boyu dağılımının istatistiksel parametreleri
Table 1. Statistical parameters of the grain size distribution of the investigated arenites

Dokusal analizlerin sonuçları incelenmiş kumtaşlarının kaba ile çok ince kum boyunda, köşeli, yarı yuvarlak şekilli değişik kökenli parçalardan oluşmuş orta derecede kötü boylanmış ve olgunlaşmamış grovak kumtaşları olduğunu göstermiştir. Bu kırıntılılarda bağlayıcı malzeme karbonat çimentosu ile düşük oranlarda kil matriksinden oluşmaktadır.

SEDİMANTER MİNERALOJİ ve PETROGRAFI

Bölge kumtaşlarında yapılmış sedimanter mineralojik-petrografik çalışmaların amacı kırıntılı provenans ve kaynak kayaç cinslerini saptamak; ayrıca aşınma, taşınma ve kısmen depolanma-diyajenez koşullarını ortaya koymaktır. Kumtaşlarının petrografik bileşimleri hafif fraksiyon, ağır fraksiyon ve aynı örneklerin kil fraksiyonu analizleri olmak üzere üç aşamada incelenmiştir. Bu amaçla inceleme alanı stratigrafik istifi kumtaşlarını yata ve düşey yönde temsil eden ve sistematik olarak derlenmiş 70 örnekten büyük benzerlik gösterenler ayrılarak, geriye kalan 50 örneğin tabaka düzlemine dik ve kuzey doğrultusuna paralel ince kesitleri yapılmıştır. Hazırlanmış ince kesitler üzerinde yapılan ön petrografik çalışmalar sonucunda modal analizler için 36 örnek ayrılmıştır.

İnce Kesit Petrografisi; Ana ve Tali Bileşenler

Önceden saptanmış mikrogrid sistemiyle her kumtaşı ince kesiti üzerinde 500 volumetrik nokta sayımı yapılmıştır. Bu çalışmada elde edilen ana ve tali bileşenler; monokristalen kuvars (Qm), polikristalen kuvars (Qp), feldispatlar (F), mağmatik (Lm), metamorfik ve sedimanter (Ls) kayaç parçaları, fillosilikatlar ile bağlayıcı malzemeden oluşmaktadır.

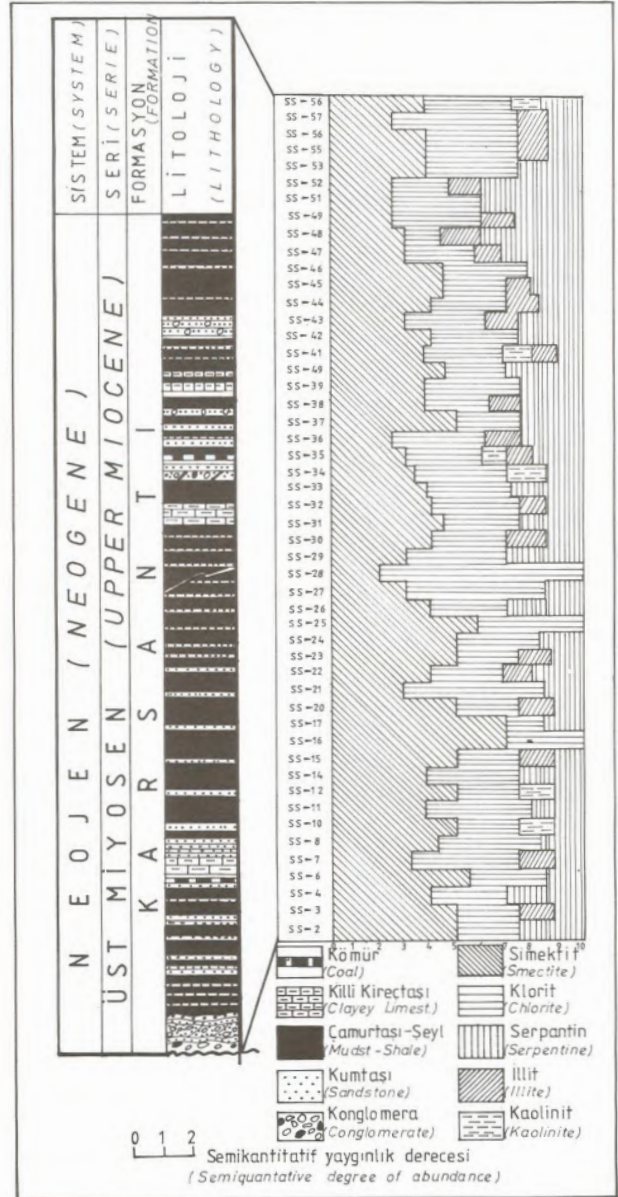
Kuvarslar İnce kesitlerde düşük oranlarda (% 2-10) gözlenen kuvarslar tek mineral halinde iki türe ayrılabilir. Bunlar paralel optik sönme gösteren monokristalen taneler ile kuvvetli dalgalı sönme gösteren polikristalen tanelerdir (Folk, 1968).

İncelenen örneklerde hakim kuvars türü polikristalen kuvarslardır. Bunların tek bir mineralin mekanik deformasyonu sonucu farklı yönlerde sönme gösteren bir grup tali kristalciğe dönüşmesi şeklinde oluştuğu kabul edilmekle beraber, polikristalen kuvarsların tek başına metamorfik kökeni temsil ettiği konusu tartışmalıdır (Ataman ve Gökçen, 1975; Blatt ve diğerleri, 1972).

Feldispatlar İnce kesitlerde yapılmış mineralojik-petrografik çalışmalar % 2-9 oranında gözlenen feldispatlarda hakim bileşenin bazik plajioklaslar (Ca ca zengin feldispatlar) olduğunu göstermiştir. Bütün kesitlerde düşük oranlarda gözlenen ve polisentetik ikizlenmesi ile karakteristik plajioklaslarda albitleşme, serisitleşme, kloritleşme, kaolinleşme ve kalsitleşme gibi post-depozisyonel ve postdiyajenetik alterasyonlar gözlenmiştir.

Alkali feldispatlardan ortoz, kesin ve düzgün kristal kenarlarına sahip olup bölge arenitlerinde düşük oranlarda bulunmaktadır. Alterasyonlar nedeniyle optik özellikleri tam olarak saptanamayan feldispatlar K, Na ve Ca lı feldispatlar şeklinde gruplandırılmıştır.

Kayaç Parçaları İncelenen örneklerde % 80-94 oranında gözlenen kayaç parçaları mağmatik, metamorfik ve sedimanter kökenli olup, bu bileşenler içerisinde mağmatik-ultrabazik parçacıklar % 56-60 oranında ve en belirgin olanıdır. Buradaki mağmatik kayaç parçalarının büyük bir kısmını bazik-ultrabazik kökenli bileşenler teşkil etmektedir. Bununla birlikte, kloritik bir hamur



Şekil 4. İnceleme alanı kumtaşlarının kil mineralojisi dağılımı
Figure 4. Distribution of the main clay minerals in the investigated Karsanti sandstones

içerisinde mikrolitler halinde plajioklas kristalleri içeren bazik bileşenli volkanik kayaç parçaları da yer almaktadır. Ultrabazik bileşenler tamamen serpantinleşmiş dunit, peridotit, piroksenit ve gabrodan oluşmuştur.

Kumtaşı ince kesitlerinde düşük oranlarda gözlenen metamorfik kayaç parçaları genellikle kuvarsitlerden oluşmakta ve maksimum % 2 oranında bulunmaktadır. Karbonat, çört, radyolarit ve kumtaşı parçacıklarından oluşmuş sedimanter kökenli bileşenler ise % 1-20 oranında gözlenmekte, bunlardan çört ve radyolaritin ofiyolitik karmaşıktan türediği kabul edilmektedir.

Fillosikatlar İncelenen örneklerde detritik mikta tanelerine düşük oranlarda rastlanılmakla beraber, özellikle birkaç kesitte kıvrılmış ve dilinim izlerine paralel yönde uzamış kısmen ya da tamamen kloritleşmiş biyotitlerle küçük muskovit pulları gözlenmiştir.

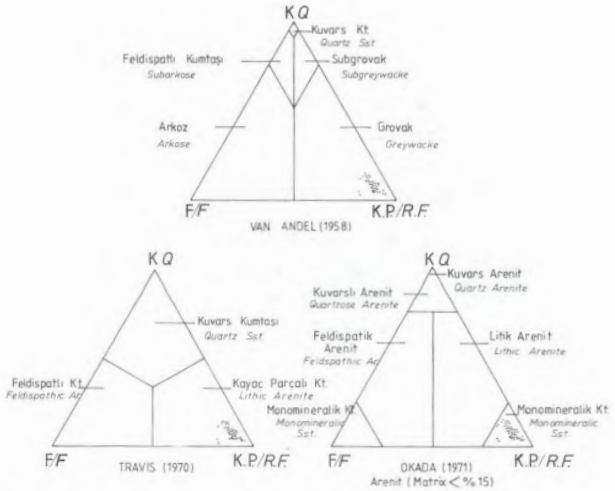
Ağır Mineraller Miyosen yaşlı Karsantı Formasyonu kumtaşlarında ağır minerallerin tayini, petrografik incelemelerin yürütüldüğü 36 kumtaşı ince kesitinde yapılmış ve örneklerin olivin minerali başta olmak üzere orto ve klinopiroksenler, klorit, biyotit ve demiroksitlerce zengin olduğu saptanmıştır.

Ağır minerallerin sedimanter petrografide, kırıntıların türediği kaynak kayaç türleri hakkında önemli kanıtlar ortaya koyduğu kabul edilmektedir (Blatt ve diğerleri, 1972; Gökçen, 1981). İnceleme alanı kumtaşlarında gözlenmiş olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, klorit, biyotit, manyetit, kromit ve hematit mineralleri bölge detritik materyalinin büyük ölçüde bazik ve ultrabazik kayaçlarca zengin bir provenanstan türediğini göstermektedir.

KİL FRAKSİYONU MİNERALOGİSİ

İnceleme alanı stratigrafik istifini temsilen alınmış 50 kumtaşı örneğinin kil boyu bileşenlerinin mineralojik incelenmesi XRD (X Ray Diffraction) analizleri ile yapılmıştır. Bu amaçla yapılan laboratuvar çalışmaları süspansiyon (Jackson, 1969) ve toz difraksiyon şeklinde iki aşamada yürütülmüştür.

Mikromineralojik çalışmalar sonucunda istifte karakterisitik-yaygın minerallerin sırasıyla simektit ve klorit olduğu, bunun yanısıra serpantin, illit ve düşük oranlarda kaolinit minerallerinin de varlığı saptanmıştır (Abacı ve diğerleri, 1985). Simektit ve kloritin istifte hemen hemen aynı bollukta bulunmasına karşın, kaolinit minerali yalnızca üç seviyede ve stratigrafik istifin alt, orta ve üst seviyelerine rastlayan yerel karbonatlı birim içerisinde gözlenmiştir (Şekil 4). Ayrıca elde edilen simektitlerin oktahedrik bileşenlerini saptamak amacıyla, seçilmiş 25 örnek üzerinde yapılan toz difraksiyon analizleri dioktahedral simektitlerin yaygın olduğunu göstermiştir. Bu minerallerin yaygın olması Karsantı Formasyonu kumtaşları detritik materyalinin kara kökenli, depolanmanında Sığ Denizel ortam koşullarında olduğunu göstermiştir (Gökçen ve Gündoğdu, 1983). İncelenmiş



Şekil 5. İnceleme alanı kumtaşlarının petrografik sınıflaması
Figure 5. Petrographical classification of the investigated sandstones on the basis of modal analysis

örneklerde yaygın olmamakla birlikte yer yer trioktahedral ve yer yer de dioktahedral simektitlerle birarada bulunan illit minerallerinin, kara üzerindeki ayrışma-bozunma süreçleri sonucunda oluşup, daha sonra çökeltme bölgesine taşındığı söylenebilir (Singer, 1984). Kaolinit mineralinin düşük oranlarda ve sadece istifin üç seviyesinde gözlenmesine dayanarak bu mineralin provenanstan taşınmadığı; çökeltme bölgesinde ve bu seviyelere karşılık gelen jeolojik zaman aralıklarındaki karasal koşullarda oluştuğu ileri sürülmüştür (Abacı ve diğerleri, 1985).

Üstteki hafif mineral, ağır mineral ve kil mineral analiz sonuçları bölge kumtaşları kırıntılı malzemesinin özellikle bazik-ultrabazik kayaçlarca zengin fakat yer yer metamorfik ve karbonat kayaçlarınca zengin kaynaklardan beslendiğini kanıtlamıştır.

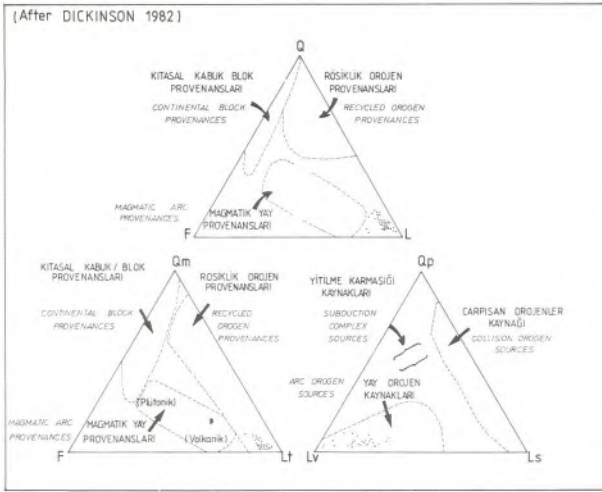
KUMTAŞI SINIFLAMASI ve KLASİK PETROFASİYESLER

Kumtaşı Sınıflaması

Araştırma bölgesi kumtaşlarından istatistiksel olarak seçilmiş 36 örneğin ince kesitleri üzerinde yapılmış petrografik modal analiz sonuçları dikkate alınarak, kumtaşlarının Van Andel (1958), Travis (1970) ve Okada 1971'e göre sınıflandırılması yapılmıştır.

Bu sınıflandırmalar için ana ve tali bileşenler 500 volumetrik nokta sayımına dayalı modal analiz sonuçları tekrar değerlendirilerek kuvars, feldispat ve kayaç parçaları kendi aralarında % 100'e tamamlanmıştır (Çizelge 2). Bu değerler yardımıyla üç farklı araştırmacıya göre, kumtaşları sınıflandırılmış ve sonuçlar üçgen diyagramlar üzerinde Şekil-5 ile verilmiştir. Şekil 5'ten de görüleceği gibi incelenmiş örneklerin tamamı Van Andel (1958)'in sınıflamasına göre Grovak, Travis (1970)'e göre litik kumtaşı ve Okada (1971)'e göre de Monomineralik kumtaşı (ofiyolitik kumtaşı) olarak gruplandırılmıştır.

(After DICKINSON 1982)



Şekil 6. Dickinson (1982)'ye göre inceleme alanından seçilmiş 36 kumtaşının tektonosedimanter sınıflaması: Q-Kuvars, F-Feldispat, L-Kayaç parçaları, Qm-Monokristalen kuvars, Lt-Kayaç parçaları - Polikristalen kuvars

Figure 6. Tectosedimentary classification of the 36 investigated sandstones (After Dickinson 1982): Q-Mono-Polycrystalline quartz, F-Feldspat, L-Lithic fragments, Qm-Monocrystalline quartz, Lt-Lithic fragments-Polycrystalline quartz.

İnceleme alanı kumtaşlarında hakim bileşenin ofiyolitik kayaç parçaları olduğu, kuvars ve feldispat minerallerinin ise düşük oranlarda bulunduğu dikkate alınarak kayaçların genelde *Kayaç Parçalı Kumtaşları* veya *Ofiyolitik Grovıklar* şeklinde adlandırılmasının uygun olacağı düşünülmüştür.

Klastik Petrofasiyeler

Çizelge 2'de modal analiz sonuçlarının yüzdeleri verilmiş inceleme alanı kumtaşlarının ana bileşenleri Dickinson ve Suczek (1979) ile Dickinson (1982)'nin plaka tektoniği elemanları açısından, kumtaşları provenanslarının saptanmasına yönelik Klastik Petrofasiyes Analizleri için kendi aralarında yazarların öngördüğü yöntemle tekrar yüzdelenmiştir (Çizelge 3). Araştırmacılar bu analizlerde önerdikleri 4 diyagramdan Q-F-L, Qm-F-L ve Qm-Lv-Ls üçgen yöntemleri bölge arenitlerine uygulanmıştır (Şekil 6).

Karsanti bölgesi Miyosen kumtaşları provenanslarının yer aldığı global tektonik elemanların saptan-

Bileş. (Comp.) S. No Sample	Kuvars (Quartz)		Feldis. (Felds.)	Kayaç Parçaları (Rock Fragments)			Tali B. (S. Co.)	Bağ. M. (Bml.)	Kumtaşlarının Sınıflaması (Sandstone Classification)		
	Mon Q	Pol Q	K, Na, Ca	Mag.	Met.	Sed.	Fillo	Matrix Cement	VAN ANDEL (1958)	TRAVIS (1970)	OKADA (1971)
S.S.2	2	8	47	260	-	5	60	118	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.4	7	8	25	262	-	22	43	133	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.6	8	26	16	245	-	50	25	130	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.10	37	16	25	245	-	46	48	83	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.12	15	17	20	235	-	60	23	130	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.15	14	12	20	225	-	48	38	143	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.17	6	11	12	240	-	70	28	133	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.22	12	8	15	292	-	4	19	160	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.30	11	18	14	192	11	90	48	116	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.31	23	26	20	210	8	61	50	105	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.32	30	20	18	245	5	66	27	89	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.33	9	10	16	222	12	80	20	14	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.34	30	15	21	225	9	43	52	105	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.35	10	25	21	190	5	89	25	135	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.36	30	6	34	200	3	35	56	136	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.37	14	18	11	255	6	88	38	70	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.38	13	14	19	183	8	50	41	167	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.39	16	14	18	272	5	33	30	112	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.40	24	29	25	245	8	25	13	136	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.41	13	16	10	212	3	72	27	147	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.42	10	15	22	220	4	56	58	115	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.43	10	26	28	210	-	60	45	121	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.44	8	26	22	211	5	31	25	180	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.45	9	10	20	208	4	82	25	142	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.46	13	17	15	236	5	45	10	159	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.47	11	4	19	205	-	39	10	212	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.48	11	11	9	240	-	87	27	115	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.49	9	11	16	192	-	48	44	180	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.51	10	6	12	260	1	14	33	147	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.52	-	12	10	226	-	40	27	185	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.53	-	15	9	280	-	70	16	105	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.55	8	27	13	257	5	80	14	96	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.56	6	11	46	200	-	50	32	155	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.57	18	16	26	220	2	68	34	116	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
S.S.58	22	30	17	160	-	136	26	119	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.

Çizelge 2. İnceleme alanı kumtaşlarının petrografik modal analiz sonuçları
Table 2. Petrographic modal analysis results of the Karsanti sandstones

masına yönelik bu analizlerin sonuçları, Şekil 6'dan da görüldüğü gibi incelenmiş 36 örneğin "Rösiklik Orojen" (Recyclic Orogene) ve "Adayayı-Orojenik Kuşak" (Arc-Orogene) bölgelerindeki provenanslardan türediğini ortaya koymuştur (Dickinson ve Suczek 1979).

Rösiklik orojenin yitilme zonları (subduction complexes), çarpışan orojenler (collision orogene) ile kuta ve yayönlü basenlerinden (foreland ve forearc basins) oluştuğu bilinmektedir (Dickinson ve Suczek, 1979; Miall, 1985). İnceleme alanında saptanmış klavistik petrofasiyeler kumtaşları materyalinin özellikle yay-orojen ve rösiklik orojen tipi bölgelerden kaynaklandığını göstermektedir (Şekil 6). Bölge kumtaşlarının mineralojik-petrografik bileşimleri ile sedimantolojik özellikleri ve Kuzeydoğu Levant'ın global tektonik konumu beraberce değerlendirildiğinde, Karsantı bölgesi arenitlerinin kuzeydeki "Toros Ofiyolitik Yitilme-sütur Zonu'ndan türediği kesinlik kazanmaktadır.

Kumtaşlarının klavistik petrofasiyeler'i ile çökeltme

Paramet. Ör.No Sample No	%	Q	F	L	Qm	Lt	Qp	Lv	Ls
ŞS.2	3	15	82	1	84	3	95	2	
ŞS.4	5	8	87	2	90	3	90	7	
ŞS.6	10	5	85	2	93	9	76	15	
ŞS.10	14	8	78	10	83	5	80	15	
ŞS.12	9	6	85	4	90	5	75	20	
ŞS.15	8	6	86	4	90	4	78	18	
ŞS.17	5	4	91	2	94	4	74	22	
ŞS.22	6	5	89	4	91	2	96	2	
ŞS.30	9	4	87	3	93	6	64	30	
ŞS.31	14	6	80	7	87	9	71	20	
ŞS.32	13	5	82	8	87	6	74	20	
ŞS.33	5	5	90	3	92	3	71	26	
ŞS.34	13	6	81	9	85	6	79	15	
ŞS.35	10	6	84	3	91	3	62	30	
ŞS.36	12	11	77	10	79	3	83	14	
ŞS.37	8	3	84	4	93	5	71	24	
ŞS.38	9	7	84	4	89	5	75	20	
ŞS.39	8	5	86	4	92	5	85	10	
ŞS.40	15	7	78	7	86	10	82	8	
ŞS.41	9	3	88	4	93	5	71	24	
ŞS.42	8	7	85	3	90	5	76	19	
ŞS.43	11	8	81	3	89	9	71	20	
ŞS.44	11	7	82	3	90	10	78	18	
ŞS.45	6	6	83	3	91	4	69	27	
ŞS.46	9	5	86	4	91	6	79	15	
ŞS.47	5	7	88	4	88	2	82	16	
ŞS.48	6	2	92	3	95	3	71	26	
ŞS.49	7	6	87	3	91	5	76	19	
ŞS.51	8	4	81	3	93	6	89	5	
ŞS.52	4	3	93	-	97	4	81	15	
ŞS.53	4	2	94	-	98	4	77	19	
ŞS.55	7	5	88	2	95	7	71	22	
ŞS.56	5	15	80	2	83	4	77	19	
ŞS.57	10	7	83	5	87	6	72	22	
ŞS.58	14	5	81	6	89	9	69	22	

Çizelge 3. Karsantı Formasyonu kumtaşlarının Dickinson (1982)'ye göre petrofabrik analiz sonuçları
Table 3. Petrographic analysis results of the Karsantı sandstones, after Dickinson (1982)

ortamları arasında organik bağıntılar kurmanın hataları bilinmektedir (Pettijohn ve diğerleri, 1968; Ataman ve Gökçen, 1975; Blatt, 1982 ve Miall, 1985). Bununla beraber inceleme alanı kumtaşlarının feldispat içeriğinin azlığı dışında, sedimenter, yapısal, dokusal özellikleri ile bölgesel stratigrafik nitelikleri ve üstte özetlenmiş global tektonik karakteristikleri dikkate alındığında Karsantı bölgesi Üst Miyosen kumtaşlarının yay ilişkili bir sedimenter istif olduğu ileri sürülebilir.

PALEOCOĞRAFİK EVRİM

İnceleme bölgesi kırıntılı kayaçlarında yapılmış mineralojik-petrografik ve sedimantolojik analizler ile paleoakıntı ölçümleri, jeolojik ve stratigrafik verilerle beraber değerlendirildiğinde, Karsantı yöresinin Genç Tersiyer dönemindeki paleocoğrafik evrimi aşağıdaki şekilde açıklanabilir.

Karsantı Formasyonu tabanda rösedimente konglomeralarla, alt-orta üst seviyelerinde çamurtaşı hakim katkı olduğu sarımsı-gri renkli grovak kumtaşları ve şeyl araldanması ile karakteristiktir. Bölge istifi kumlu seviyeleri arasında, yer yer kirli beyaz renkli karbonat kayaçları ile istifin iki farklı seviyesinde bu oluşumlarla beraber linyit içeren seviyeler de bulunmaktadır (Şekil 2). Sulu karasal ortamlarda ("göl ve/veya akarsu ortamı") çökelmiş bu yerel karbonatlı oluşumlar ile kömürlü seviyelerin, Alp Orojenizinin muhtemelen Üst Sitiriyen fazında bölgesel tektonik hareketlerle, ekaylanmalarla istifte yer aldığı ve otokton olmadığı saptanmıştır. Bu seviyelerde gözlenmiş linyit oluşumlarının; petrografik ve teknolojik özellikleri ayrıntılı incelenemediğinden, kökenlerinin paralik veya limnik olduğu tartışmalıdır.

İstif kırıntılı kayaçlarında yapılmış petrografik modal analiz sonuçları, formasyonun tabanında özellikle ofiyolitten türeme materyalin monomineralik derecede yaygın, orta ve üst seviyelerindeki arenitlerde ise bu bileşenlerle birlikte karbonat parçacıklarının da bulunduğunu göstermiştir. Paleoakıntı ölçümleri ise istifin alt kısımlarında K-KD, üste doğru G-GB yönlerinden taşınmaların varlığını ortaya koymuştur.

Bu sonuçlar yaklaşık K-G (K 15 B) eksen doğrultulu sedimantasyon havzasına başlangıçta kuzeydoğudan ofiyolitik kökenli malzeme taşındığını, istifin üst seviyelerine doğru bu taşınmanın G-GB yönünden ve ultrabaziklerce zengin fakat bölgeye daha yakın bir ofiyolitik provenanstan beslendiğini göstermiştir. Başka bir deyişle, Karsantı Baseni Üst Miyosen epogunda, sadece tortullaşma çanağına olan uzaklığı değişebilen, fakat bir tek ofiyolitik provenanstan beslenmiştir. Bu yorum bir önceki bölümde tartışılmış petrofabrik analiz sonuçlarıyla desteklenmektedir.

Bölgede yapılmış tüm jeolojik çalışmaların beraberce değerlendirilmesi sonucu, tabandaki olistostromik konglomeraları takiben kumtaşı-marn araldanmasından oluşmuş ve genellikle sığ denizel ortamda çökelmiş bir istifin oluştuğu; yerel karbonatlı oluşumların ise farklı ortamlarda çökelmiş ve bu günkü konumlarına faylan-

malarla geldiği ileri sürülebilir. Kumtaşları klastik petrofabrik analiz sonuçlarıyla bu arenitlerin sedimantolojik özellikleri dikkate alındığında inceleme alanı kırıntılı istifinin yay-hendek (Arc-Trench Gap) bölgesinde çöktüğü şeklinde bir yorum yapılabilmektedir (Dickinson, 1982; Miall, 1985). Benzer özellikteki istifler Çukurova Baseninin güneyindeki Misis Bölgesinde de mevcuttur (Yaygerisi İsalı ve Yayönü Karataş Formasyonları; Gökçen ve diğerleri 1985; Gökçen ve diğerleri 1986 a 1986 b). Bununla beraber paleojeolojik gelişimin kesinlik kazanabilmesi için Karsantı bölgesi ve civardaki filiş ve molas fasiyeslerinde de benzer çalışmaların yapılması gereklidir.

SONUÇLAR

Çukurova Baseni kuzeyinde Karsantı bölgesinde yüzeyleyen 1500 m kalınlığındaki Üst Miyosen yaşlı Karsantı Formasyonu kırıntılı istifinin, provenans ve kaynak kayaç cinslerini saptamak, bunların taşınma mekanizması, çökme koşulları ve ortamlarını belirlemek amacıyla yapılmış bu çalışmadan elde edilmiş ana sonuçlar alttaki şekilde özetlenebilir:

1) 75 km²'lik bir yöreyi kapsayan inceleme alanında yüzeyleyen Karsantı Formasyonunda yapılmış sedimantolojik ve stratigrafik çalışmalar sonucu bölgenin ölçülmüş stratigrafik kesiti yapılarak litofasiyesleri saptanmıştır. Önceki araştırmacılarca Oligo-Miyosen olarak belirlenen formasyonun yaşı, bu çalışmada yapılmış mikropaleontolojik çalışmalar sonucunda Üst Miyosen olarak değiştirilmiştir.

2) Ayrıca bu şekilde, incelenmiş istifin bölgenin güneyinde geniş alanlar kapsayan Kuzgun Formasyonu'na kronostratigrafik açıdan eşdeğer olduğuda saptanmıştır. İstifin iki farklı seviyesinde yer alan linyit oluşumlarının, teknolojik ve ekonomik olmayan ve yaklaşık 4000-4300 cal/kg değerindeki "yumuşak linyitler" olduğu ortaya konmuştur.

3) Kırıntılı oluşumlardaki sedimanter yapılar incelenerek, Üst Miyosen'de bunları taşıyıp çökeltten paleoakıntıların yönleri saptanmış ve kaynak alanın, inceleme bölgesinin kuzeydoğusu ile güneybatısında yer aldığı, ayrıca basen sedimantasyon ekseninin kabaca K-G (K 15 B) doğrultusunda uzandığı tesbit edilmiştir. İstif kumtaşlarında yapılmış dokusal çözümlenmeler bunların kaba ile çok ince kum boyunda köşeli ve yarı yuvarlak tanelerden oluşmuş, orta derecede kötü boylanmış, mineralojik/dokusal açıdan olgunlaşmamış grovak türü arenitler olduğunu göstermiştir.

4) Karsantı Formasyonu kumtaşlarında yapılmış petrografi ve kil mineralojisi çalışmalarının sonuçları, kumtaşları kırıntılı malzemesinin, özellikle bazik-ultrabaziklerce zengin, fakat metamorfik ve karbonat kayaçları da içeren provenanslardan türediğini kanıtlamıştır. Bu petrografik sonuçlar paleotaşınma yönleriyle birleştirilerek bölge kırıntılı materyallerinin kuzeydeki Toros Ofiyolitik Yitilme-Sütur Zonu'ndan türediği sonucu-

na varılmıştır.

5) İnceleme alanı arenitlerinde, yapılmış petrografik modal analiz sonuçlarına göre kumtaşlarının sınıflandırılmaları yapılmış ve incelenmiş örnekler Van Andel (1958)'e göre *Grovak*, Travis (1970)'e göre *Litik kumtaşı* ve Okada (1971)'e göre de *Monomineralik kumtaşı* olarak gruplandırılmıştır. Daha öncede belirtildiği gibi hakim bileşenin ofiyolitik kayaç parçaları olduğu gözönünde tutularak bunlara *Kayaç Parçalı Kumtaşı* veya *Ofiyolitik Grovaklar* denilmiştir.

6) Dickinson ve Suczek (1979) ve Dickinson (1982) yöntemleri kullanılarak yapılmış Klastik Petrofasiyes Analiz sonuçları Karsantı bölgesi Miyosen kumtaşları materyalinin "Rösiklik Orojen" ve "Adayayı-Orojenik Kuşak" bölgelerindeki provenaslardan türediğini ortaya koymuştur.

7) İnceleme alanından elde edilmiş jeolojik veriler ile kumtaşlarının petrofabrik analiz sonuçları beraber değerlendirilip, Kuzeydoğu Levant ve Çukurova Baseninin global tektonik konumu da dikkate alındığında bölge sedimanlarının yay-hendek bölgesinde/alt ortamında çökelmiş bir istifin orta-üst seviyelerine karşılık gelebileceği düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Üçüncü yazar, birinci ve ikinci yazarların danışmanlığını yaptığı Master Yüksek Mühendislik tez saha çalışmaları sırasında ilgili bölgede lojistik destek sağlamış olan M T A Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğüne ve konaklama olanakları vermiş olan Orman İşletme Bölge Müdürlüğü ile paleontolojik tayinleri yapan Doç. Dr. Nuran Gökçen (Ç.Ü.) ve kil fraksiyonu analizlerinin yapıldığı Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Toprak Bölümü'ne teşekkürü bir borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- ABACI, Ş., YURTMEN, S. GÖKÇEN, S.L., KAPUR, S ve ÇAVUŞGİL, V.S., 1985 Karsantı Bölgesi (Kuzey Adana) Genç Tersiyer istifi kumtaşlarının kil mineralojisi: II. Ulusal Kil Simpozyumu Bildirileri, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 24-27 Eylül, 1-12.
- ABACI, Ş., 1986, Çukurova Baseni Karsantı Yöresi Genç Tersiyer İstifinin kil mineralojisi: Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enst, Master Tezi, No. 94, 60 s., 2 Ek, Balcalı/Adana
- ANDEL, VAN T.J.H., 1958, Origin and classification of Cretaceous Paleocene and Eocene sandstone of Western Venezuela: A.A.P.G. Bull., 42, 734-763.
- ATAMAN, G. ve GÖKÇEN, S.L., 1975, Determination of source and paleoclimate from the comparison of grain and clay fractions in sandstones; a case study: Sedimentary Geology, 13, 81-107.
- BİNGÖL, A.F., 1978, Petrologie du Massif Ophiolitique de Pozantı-Karsantı (Taurus Cilicien, Turquie), Etude de la Partie Orientale, Thèse de Specialite, Üniv. Strasbourg, 227 s.
- BLATT, H., MIDDLETON, G. ve MURRAY, R., 1972. Origin of sedimentary rocks: Prentice-Hall, New Jersey, 634 s.

- BLATT H., 1982, Sedimentary Petrology: W.H. Freeman and Company, England, 400 s.
- BLUMENTHAL, M., 1952. Das Taurische Hocgebirge des Aladağ nevere Forschungen zu seiner Geographie Stratigraphie und Tektonik: M.T.A. Enst., Seri D, No. 6, 136 s. Ankara.
- COLLINSON, J.D. ve THOMPSON, D.B., 1982. Sedimentary structures: George Allen and Unwin, London, 194 s.
- ÇABUK, İ., AKIN, A.K. ve AÇAN, S., 1977. Çanakpınarı-Kızılyüksek, Kavasak-Dorucalı krom ocakları ve çevresine ait rapor: M.T.A. Enst., Der. No. - M-320, 121 s. (yayınlanmamış), Ankara,
- ÇAKIR, Ü., 1978. Petrologie du Massif de Pozantı-Karsantı (Taurus Cilicien, Turquie) Etude de la Partie Centrale: Thèse Doctorat d'Ingenieur, Univ. Strasbourg, 251 s.
- ÇATAKLI, A.Ş., 1983. Assemblage ophiolitique et roches associees de la partie occidentale du massif de Pozantı-Karsantı (Taurus Cilicien, Turquie): These d'Etat, Univ. de Nancy I, Lab Petrologie, 760 s.
- DICKINSON, W.R. ve SUCZEK, C.A., 1979. Plate tectonics and sandstone compositions: A.A.P.G. Bull., 66, 2164-2182.
- DICKINSON, W.R., 1982, Composition of sandstones in circum-pacific subduction complexes and Fore-Arc Bassins: A.A.P.G. Bull., 66-121-137
- FOLK, R.L. ve WARD, W.C., 1957. Brazos river bar; A study in the significance of grain size parameters: Jour, Sedimentary Petrology, 27, 3-26.
- FOLK, R.L., 1968. Petrology of sedimentary rocks: Hemphill's Austin Texas, 170 s.
- FLOYD, P.A., KELLİNG, G., GÖKÇEN, S.L. and GÖKÇEN, N., 1986. Trace element geochemistry and tectonics environment of volcanic rocks from the Misis Melanga, Adana, Southern Turkey: Contri. Mineral, Petrol., (In Press).
- GÖKÇEN, N. ve GÜNDOĞDU, M.N., 1983, Denizli-Muğla Neojenin Kil mineralojisi, I. Ulusal Kil Sempozyumu Bildirileri, Ç.Ü. Adana, 21-26 Şubat.
- GÖKÇEN, S.L., 1972. Keşan bölgesi kumtaşlarının yapısal/dokusal özellikleri ve bölgenin sedimanter fasiyesleri: Hacettepe Fen Müh. Bilim. Derg., 2, 50-68.
- GÖKÇEN, S.L., 1981. Zara-Hafik güneyindeki paleojen istifinin sedimantolojisi ve paleocografik evrimi:Yerbilimleri, 8, 1-26.
- GÖKÇEN, S.L. KELLİNG, G., GÖKÇEN, N. ve FLOYD, P.A., 1986a Çukurova Baseni Misis Karmaşığı tektono-sedimanter birimlerinin stratigrafisi: Türkiye jeoloji Kulltayı Bildiri Özetleri, Ankara, 54-55.
- GÖKÇEN, S.L., KELLİNG, G., GÖKÇEN, N. ve FLOYD, P.A., 1986b. Çukurova Baseni Misis Karmaşığının stratigrafik ve Tektonik evrimi: Yerbilimleri, 13 (Baskıda).
- GÖRÜR, N., 1979. Karaisalı kirectaşının (Miyosen) sedimantolojisi: T.J.K. Bülteni, 22, 227-232.
- GÜRBÜZ, K. ve GÖKÇEN, S.L. ve GÖKÇEN, N., 1985. Some stratigraphical Adana Basin-Southern Turkey: VIII'th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Budapest, 15-22 September, 238-240.
- İLHAN, E., 1976, Türkiye Jeolojisi: Nuray Matbaası, 239 s., Ankara.
- JACKSON, M.L., 1969. Soil Chemical Analysis. Advanced Course. Published by the author. Department of soil science, University of Wisconsin, 895 s. Modison-U.S.A.
- KAPUR, S., GÖKÇEN, S.L., ve YAMAN, S., 1984, Caliche formations in the Late Tertiary Adana - Turkey : IAS 5'th Europ, Mtg., Abst., 1, 230-231, Marseille-France.
- LEEDER, M.R., 1982. Sedimentology; Pro ess and Product: George Allen and Unwin Publ. Ltd., 344 s. London.
- METZ, K., 1939. Beitrage zue geologie des Kilikischen Taurus in gebiete des Aladağ: Sitz. Ber. Ak. Wiss. Wien Abst., 1, 148, 7-10.
- METZ, K., 1956. Ein beitragszue kenntnis des gebirgsbaues von Aladağ une Karanfildag und ihres Westrandes (Kızılıksheer Taurus): M.T.A. Enst. Bull., 48, 68-78.
- MİALL, A.D., 1985. Principles of sedimentary basin analysis: Springer-Verlag, 490 s., New York.
- NORMAN, T.N., 1972. Ankara-Yahşhan bölgesinin Üst Kretase-Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi: T.J.K. Bülteni, 15: 2, 180-276.
- OKADA, H., 1971. Classification of sandstone; Analysis and proposal: The Journal of Geology, 79, 509-525.
- OVALIOĞLU, R., 1963. Die chromerzlagerstätten von Pozantı Reviers und ihre ophiolitischen Muttergesteine: M.T.A. Enst., No. 114, 35 s., Ankara.
- PETTİJOHN, F.J., POTTER, P.E. ve SIEVER, R., 1968. Geology of sand and sandstone: Springer Verlag, 618 s, Heidelberg.
- POTTER, P.E. ve PETTİJOHN, F.J., 1963. Paleocurrent and basin analysis: Gottingen and Heidelberg, Springer Verlag, Berlin, 296 s.
- SCHMIDT, G.C., 1961. VII. Adana Petrol bölgesinin stratigrafik nomenklatörü: Petrol Dairesi Bülteni, Ankara, 6, 47-63.
- SİNGER, A., 1984. The Plaeoclimatic interpretation of clay minerals in sediment-a review- Earth-Sci. Rew., 21, 251-293.
- TEKELİ, O., AKSAY, A., ÜRGÜN, M.B. ve İŞİK, A., 1983. Geology of the Aladağ Mountains: Geology of the Taurus Belt, International Symposium, 26-29, September, Ankara, 1453-158.
- TERNEK, Z., 1953. Mersin-Tarsus kuzey bölgesinin jeolojisi, M.T.A. Dergisi, 44-45, 18-62.
- TERNEK, Z., 1957. Adana Baseni Alt Miyosen (Burdigaliyen) formasyonları, diğer formasyonlarla ilişkisi ve petrol olanakları: M.T.A. Dergisi, 49, 60-80.
- TRAVIS, R.D., 1970. Nomenclature for sedimentary rocks: A.A.P.G. Bull., 54, 1095-1107.
- YETİŞ, C., DEMİRKOL, C., ve KEREY, E., 1986. Adana Havzası Kuzgun Formasyonunun (Üst Miyosen) fasiyes ve ortamsal nitelikleri: T.J.K. Bülteni, 29, 81-96.
- YURTMEN, S., 1986. Çukurova Baseni Karsantı yöresi kırıntılı kayaçlarının petrografik ve petrolojik özellikleri: Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enst. Master Tezi, No. 95, 82 s., 2 Ek, Balcalı/Adana.

BATI ANADOLU'DA MANİSA-BALIKESİR ARASINDAKİ TERSİYER YAŞLI YALANCI BAZALTLARIN ÖZELLİKLERİ

Characteristic Features of the Tertiary Aged Pseudo-Basalts of Manisa-Balıkesir Area, Western Anatolia

TUNCAY ERCAN	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi, Ankara
AHMET TÜRKECAN	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi, Ankara
BÜLENT CAN	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi, Ankara
ERDOĞDU GÜNAY	MTA Genel Müdürlüğü, Doğu Anadolu Bölge Müdürlüğü, Van
ALİ ÇEVİKBAŞ	MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüd ve Arama Dairesi, Ankara
MÜSLİM ATEŞ	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi, Ankara

ÖZ: Batı Anadolu'da Manisa, Balıkesir il merkezleri arasında, yaklaşık 9000 km²'lik bir alanda yüzlekler veren Tersiyer yaşlı bazalt volkanitlerinin 5 farklı evrede oluştuğundan söz edilmiş ve petrokimyasal çalışmalar yapılarak kökensel yorumlarına gidilmiştir. Arazi gözlemleri ile tamamen bazalt görünümüne sahip olan bu volkanik kayaların bir kısmının, petrografik ve jeokimyasal incelemelerle gerçekte bazalt olmayıp, kalkalkalen kuvars latit ve andezit türde volkanitler oldukları ortaya çıkmış ve "Yalancı Bazalt" olarak adlandırılmışlardır. Batı Anadolu'da özel bir volkanik grup meydana getiren bu yalancı bazaltların oluşumları için bir manto-kabuk ilişkisinin varlığı benimsenmiş olup, Üst Oligosen'den itibaren yalancı bazaltları oluşturan kabuk ve manto karışımı melez magma, daha sonra kabuk malzemesinin tükenmesi ile, Pliyosen'den itibaren manto ürünü gerçek alkali bazaltik volkanitleri oluşturmaya başlamıştır. Bölgede daha önce çalışan araştırmacılar tarafından "Bazalt" olarak tanımlanan ve formasyon adlamaları yapılan bazı volkanik kayalarda yeni çalışmaların yapılmasının ve formasyon adlamalarının da düzeltilmelerinin gereği ortaya çıkmış bulunmaktadır.

ABSTRACT: Tertiary basic volcanics which crop out over an area of 9000 km² between Manisa and Balıkesir are divided into five different eruptive phases and the results of petrochemical analyses and genetic interpretations are given. Some of the rocks, appearing as alkali basalts in the field are evaluated to be quartz latite and andesite and named as "Pseudo-basalts" through geochemical data and petrographic observations. Those pseudo-basalts, which form a special volcanic group in Western Anatolia are believed to have a crust-mantle origin. The hybrid magma which is the mixture of the crust and the mantle was formed the pseudo-basalts from Upper Oligocene. The pseudo-basalts acquire a characteristic alkali basalt composition from Pliocene onwards due to progressive decrease of the crustal material. Former investigations which have worked in the area described as "basalts" and named some formations on those volcanic rocks. It is necessary that new researches must be made and the names of the formations must be corrected.

GİRİŞ:

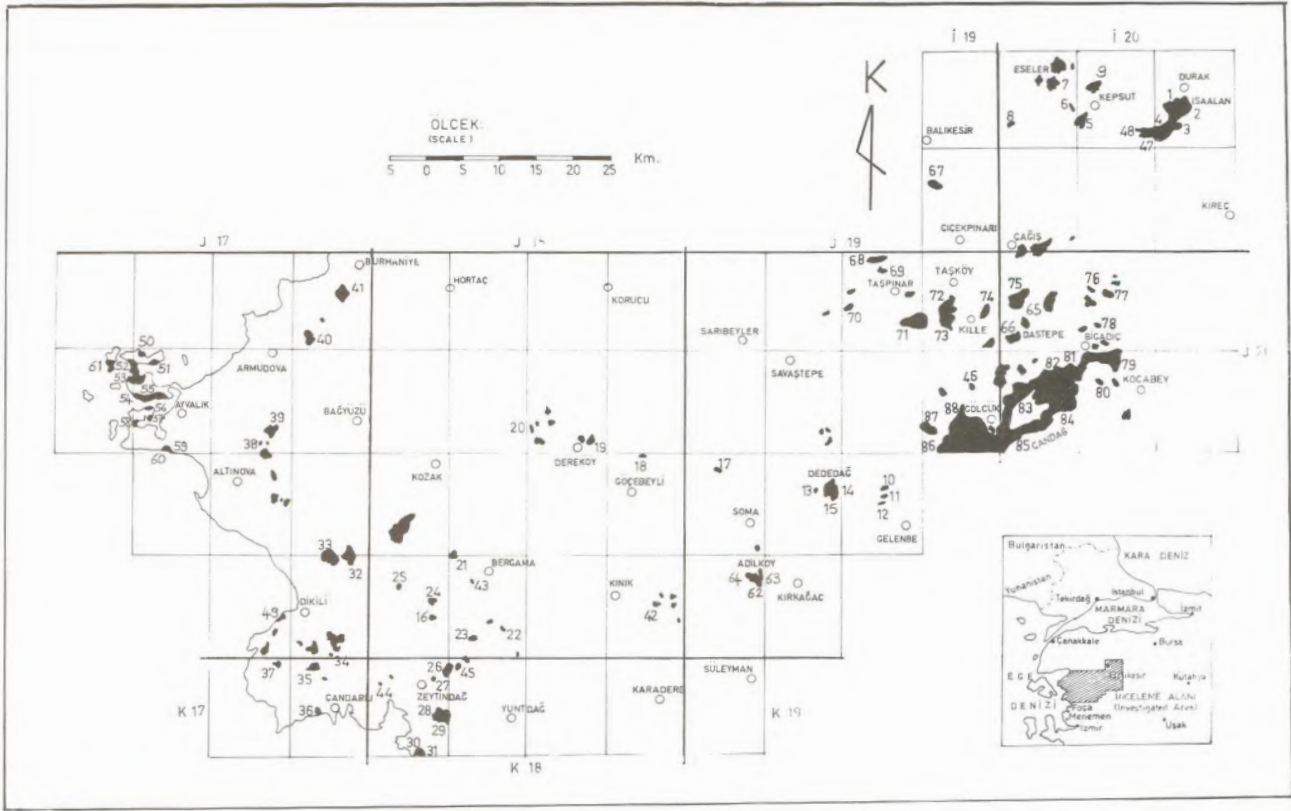
İnceleme alanı, Batı Anadolu'da Manisa ve Balıkesir il merkezleri arasında, Ayvalık-Dikili-Bergama-Çandarlı-Burhaniye-Kınık-Kırkağaç-Soma-Bigadiç-Savaştepe-Kepsut ilçe merkezlerinin yer aldığı, 63 adet 1/25000 ölçekli topoğrafik haritayı kapsayan, yaklaşık 9000 km²'lik bir alandır (Şekil I).

Bu geniş sahada, Senozoyik volkanizması Üst Oligosen'den itibaren etkin olmaya başlayarak (Ercan ve diğerleri, 1984 a ve b) farklı köken, nitelik ve evrelerle Kuvaterner'e değin etkinliğini sürdürmüştür. İnceleme alanında volkanizmanın en etkin evreleri tüm Miyosen devri boyunca görülür. Daha çok, andezit, dasit, latit andezit, trakiandezit, riyodasit ve riyolit türde kalkalkalen ve şoşonitik niteliklerde olan Miyosen volkanizması, Öngür (1972), Borsi ve diğerleri (1972), Benda ve diğerleri

(1974), Krushensky (1976), Ercan (1979 ve 1981), Ervan ve Günay (1984), Dora ve Savaşçın (1982), Ercan ve diğerleri (1984 a, b, c, d, e) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş ve betimlenmiştir.

İnceleme alanında Üst Oligosen ve Miyosen sırasında kalkalkalen nitelikli ve açık renkli andezit, dasit ve riyolit türde volkanitlerle birlikte bazı mevkielerde de koyu renkli ve tamamen bazaltik görünümüne sahip volkanik kayalar da yer almaktadırlar. Bölgede daha önce çalışan bazı araştırmacılar bu tür volkanik kayaların bazaltik olduklarını gözleyerek formasyon adlamaları bile yapmışlar ve dağılımlarını incelemişlerdir. Ancak, ayrıntılı petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yapıldığında, bu bazaltik görünümüne sahip volkanik kayaların bir kısmının bazalt olmayıp, andezit ve kuvars latit türde lavlar oldukları ortaya çıkmaktadır.

Bu araştırmada, hem bazalt görünümüne sahip andezitik



Şekil 1. İnceleme alanındaki Tersiyer yaşlı volkanik yüzleklerin dağılımı
Figure 1. Distribution of the Tertiary volcanic outcrops in the study area

ve kuvars latitik türde volkanizma hem de gerçek bazaltlar ele alınarak karşılaştırmaları yapılacaktır. Zira, arazi görünüşleri ile birbirlerine son derece benzemekte olup, ayırtılmaları çok güçtür. Ancak, aralarında bir yaş farkı olduğu ve gerçek bazaltların salt Pliyosen yaşlı olmalarına karşın, diğerlerinin Üst-Oligosen-Miyosen yaşlı oldukları saptanmıştır.

VOLKANİK KAYAÇLARIN ARAZİ ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanında, gerek bazalt görünümlü volkanitlerde, gerekse gerçek bazaltlarda daha önceki araştırmacılar tarafından yapılan formasyon adlamaları aynen kullanılmış olup, bu betimlenen formasyonların yayılımı araştırıldığında, volkanitlerin 5 ayrı evrede oluştuğu ve 5 gruba ayrılacakları ortaya çıkmaktadır. Bunlardan, Alibey Bazaltı, Çandağ Bazaltı ve Dededağ Bazaltı olarak adlandırılan volkanitler, bazalt görünümlü andezitik ve kuvars latitik volkanitler grubunda; Adilköy Bazaltı ve Dastepe Bazaltı ise gerçek bazaltik volkanitler grubunda yer alırlar:

Alibey Bazaltı

Çalışma alanının en batı ucunda, Ayvalık ilçe mer-

kezi çevresinde (Şekil I) yüzlekler verir. İsmi Ayvalık yakınındaki Alibey (Cunda) adasından almıştır (Ercan ve diğerleri, 1984 a). Arazide gri, siyah ve koyu yeşil renklerde izlenmekte olup, kimi yerlerde lav akıntıları şeklinde yaygın, kimi yerlerde ise küçük dayıklar şeklinde yüzlekler vermişlerdir ve tamamen bazalt görünümündürler. Alibey ve Maden adalarında bu lavlar içinde yaklaşık KKD doğrultulu fay ve çatlaklar boyunca Cu-Pb-Zn cevherleşmesi vardır. Bu cevherleşme ayırtılı olarak Dora (1967) tarafından incelenmiş ve önemli miktarda gümüş içerdiği de saptanmıştır. Yer yer de ikincil demir ve manganez cevherleşmesi de gözlenir. Ancak, çoğun cevherleşmelerin lavlar içinde olmalarına karşın, cevher getirimini daha derinde olan bir monzonitik plütone bağlamak daha doğrudur. Alibey Bazaltı olarak adlandırılan ve gerçekte andezitik, trakiandezitik ve kuvars latitik bileşimlerde olan bu lavlar, "Maden Adası Monzoniti" olarak adlanan (Ercan ve diğerleri, 1984a) küçük plütön ile yer yer geçişli olarak gözlenmektedir. Görünür kalınlıkları en çok 100 m. olan volkanitler, çevredeki kalkalkalen türde olan gerçek andezit, dasit ve riyodasit türdeki diğer volkanitlerden biraz daha yaşlıdır. Ancak, bu diğer volkanitlerle olan ilişkileri kimi zaman arazide açık olarak gözlenemediğinden, radyometrik yaş belirlenmesine gerek duyulmuş ve Ercan ve Diğerleri (1985 a ve

b) tarafından alınan bir örnekte (Çizelge I, 60 numaralı örnek) K/Ar yöntemi ile yapılan bir radyometrik yaş belirlenmesinde $31,4 \pm 0,4$ milyon yıl yaşlı (Üst Oligosen) olduğu saptanmıştır.

Çandağ Bazaltı

İnceleme alanında, Bigadiç çevresinde geniş bir bölgede lavlar, aglomeralar ve tüfler şeklinde gözlenen yaygın bir volkanizmadır. Lavlar, koyu gri, siyahımsı, taze yüzeyleri yeşilimsi siyah renkli, bozmuş kısımları ise kızıl kahve renklidir. Oldukça sert, kırılma yüzeyi midye kabuğu şekilli, kimi zaman da düzensizdir. Adını, Çakıllı köyü yakınındaki Çandağ'dan alır (Ercan ve diğerleri, 1984 b). En çok 400 m. kalınlık gözlenmiştir. arazide baca ya da krater şekilleri saptayabilmek çok güç olup, çoğunlukla domlar şeklinde izlenirler. Bu domlar genellikle piroklastik bir örtü altında gömülü olan volkanik tepelerdir. Volkanizma iki evrede meydana gelmiştir. Önce şiddetli patlamalarla aglomeralar ve tüfler oluşarak geniş alanlara yığılmışlar, daha sonra ikinci evre ile domsal yükselmeler meydana gelmiş ve bu kubbe yükselmeleriyle lavlar oluşmuşlardır. Kraterlerin günümüzde gözlenememelerinin nedeni, bunların ikinci evre ile oluşan lavlarla tıkanmaları ve domsal yapılarıdır. Volkanikler, çevrelerinde yer alan kalkalkalen nitelikli, andezit, dasit ve riylit türdeki diğer volkanitlerden, gerek yapısal konumları gerekse renk ve sertlik gibi özellikleriyle daha farklı olarak görülmektedirler. Ercan ve diğerleri (1985 a ve b) tarafından alınan bir örnekte (Çizelge I, 84 numaralı örnek) K/Ar yöntemi ile yapılan radyometrik yaş belirlenmesi ile $19,6 + 0,26$ milyon yıl (Alt Miyosen) yaşta oldukları saptanmıştır.

Dededağ Bazaltı

İnceleme alanında en geniş yer kaplayan, en yaygın bazalt görünümü volkanizmadır. İsmi Soma yakınlarındaki Dededağ'dan almıştır (Akyürek ve Soysal, 1978 ve 1982). Arazide, siyah, koyu kahve renklerde olup, oldukça sert yer yer gaz boşluklu ve altıgen soğuma yüzeyli olarak gözlenirler. Taze kırık yüzeyleri gri, yeşilimsi siyah olup, bozmuş yüzeyleri kırmızımsı kahve renklerde. Çevrelerindeki daha yaşlı çökel kayalarla olan dokanaklarında yer yer tipik pişme zonları görülmektedir. Kimi yerlerde dayk, bazen de lav akıntıları şeklinde gözlenirler. Kimi zaman Alibey Bazaltı volkanitleri ile benzeşme gösterirlerse de, daha genç görünüşleri, daha iyi korunmuş olmaları ve daha fazla gözenekli olmalarıyla ayırtılabilirler. Yaklaşık 100 m. kalınlığa sahip olan bu bazalt görünümü lavları oluşturan volkanizma, olasılıkla birkaç evrede etkin olmuş ve çeşitli yüzlekler vermiştir. Çandağ Bazaltı olarak adlanan volkanik kayalarla eş zamanlı olup, Ercan ve diğerleri (1985 a ve b) tarafından Kepsut yakınlarından alınan bir örnekte (Tablo I, 9 numaralı örnek) K/Ar yöntemi ile yapılan bir radyometrik yaş belirlenmesi ile $21,7 \pm 0,3$ milyon yıl (Alt Miyosen) yaşta oldukları saptanmıştır. Ancak, daha sonra etkin olan başka evrelerle daha genç yaşta lavların da bulunduğu belirlenmiştir. Örneğin, Bigadiç yakınlarında bu lavlardan aldığı bir örnekte Yılmaz (1977), K/Ar yöntemi

ile 13 milyon yıllık (Orta-Üst Miyosen) bir yaş saptanmıştır. Dikili-Bergama çevresinde ise bu lavlar daha genç görünümü olup, olasılıkla Alt Pliyosen yaşta dırlar (Ercan ve diğerleri, 1984 d).

Adilköy Bazaltı

İnceleme alanında salt Adilköy yakınlarında yüzlekler verir. Dededağ bazaltı olarak adlandırılan lavlarla benzeşme gösterir. Arazide koyu gri, siyahımsı ve koyu yeşil renklerde olup, yer yer de aynı renkte ve eş kökenli bazaltik tüflerle ardalı olarak gözlenmişlerdir. Adilköy Bazaltı'na ilişkin lavlar gerçek bazaltik lavlar olup, çevre kayalarla, özellikle Pliyosen yaşlı kireçtaşlarıyla olan dokanaklarında ilginç pişme zonları görülmüştür. Yaklaşık 80 m. görünür kalınlığa sahip olan Adilköy Bazaltı, tüm kaya birimlerini kesmiş olarak izlenir. Dededağ Bazaltı'na ilişkin lavlardan biraz daha genç olup, Alt-Orta Pliyosen yaşta olduğu kabullenilmiştir.

Dastepe Bazaltı

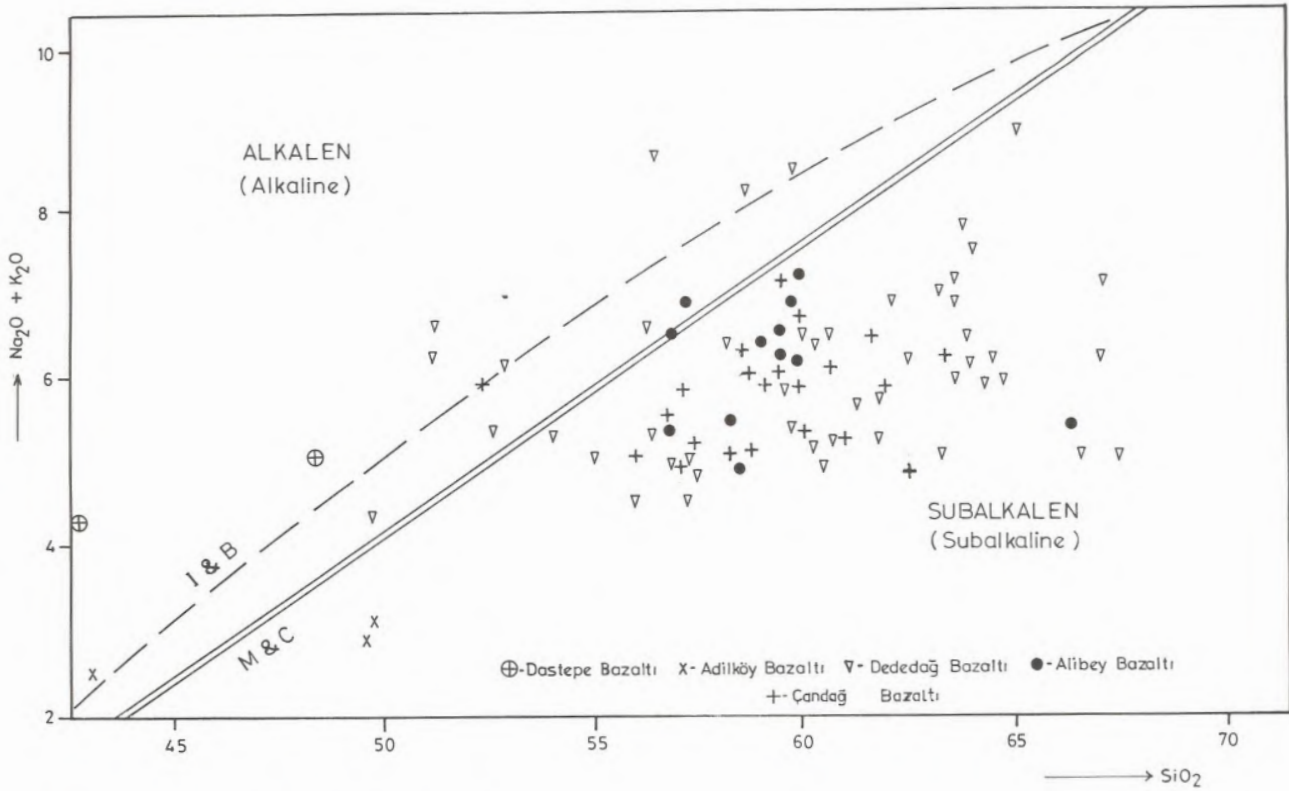
İnceleme alanındaki en son bazaltik evre olup, salt Bigadiç batısında, Akçakırsak ve Çukurdere köyleri arasında yüzlekler verir. Adını, en iyi gözlendiği Dastepe'den almaktadır (Ercan ve diğerleri, 1984 b). Lavlar koyu kızılımsı renklere ve bol gözenekli olmalarıyla ve cürufumsu yapılarıyla diğer bazaltlardan ve bazalt görünümü volkanitlerden ayrılırlar. Bu gerçek bazaltik lav akıntıları, tüm daha eski kaya birimleri üzerinde 5-10 m. kalınlıkta ince bir örtü şeklinde izlenirler. Ancak, Dastepe'de 100 m. kalınlığa erişebilmektedirler. Dastepe Bazaltı'nın, Adilköy Bazaltı ve Dededağ Bazaltı'na ilişkin lavlarla dokanak ilişkileri yoktur. Ancak, onlardan biraz daha genç olup, Üst Pliyosen yaşta olduğu kabullenilmiştir. Kimyasal özellikleri yönünden de diğer volkanitlerden farklıdır.

VOLKANİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİK ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanında 5 farklı evrede oluşan gerek bazalt görünümü, gerekse gerçek alkali bazalt türde olan volkanik kayalardan çok sayıda ince kesit örneklerinin incelenmelerinin yanısıra, çeşitli örnekler alınarak MTA Genel Müdürlüğü laboratuvarlarında majör element kimyasal analizleri yaptırılarak elde edilen sonuçlar değerlendirilmiştir.

Alibey Bazaltı olarak adlandırılan (Ercan ve diğerleri, 1984 a) volkanik kayaların ince kesitlerinde, camı mikrokristalin bir hamur içinde plajiyoklas (andezin ve labrador), ojit, olivin fenokristalleri ve ender olarak biyotit, opak mineral, eser olarak da zirkon ve apatit kristalleri izlenir. Plajiyoklaslar yer yer bozmuş ve zeolit ve serisit gibi ikincil mineraller oluşmuştur. Ojitler de kısmen bozularak uralitleşmiş ve kloritleşmişlerdir. Olivinler ise yer yer bozmuş ve serpantin, klorit ve iddingsite dönüşmüşlerdir. Lavlar, bazaltik değil, andezitik ve trakiandezitik türdedirler.

Çandağ Bazaltı olarak adlandırılan (Ercan ve diğerleri, 1984 b) volkanik kayalar, camı bir hamur



Şekil 2. Bazaltik lavların alkali ve SiO₂ içeriklerine göre sınıflandırılması
 Figure 2. Classification of the basaltic lavas according to their alkali and SiO₂ contents

tarda da zirkon, apatit ve opak mineral gözlenmiştir. Yer yer de gözenekli olup, bu gözenekler sekonder kalsit ve epidot ile doludur. Volkanik camın hakim olduğu hamur içinde kimi zaman plajiyoklas mikrolitleri gözlenmiş olup, bunlar akma dokusu ve yönelme gösterirler. Yer yer aşırı silisleşme görülür. Petrografik incelemeler sonucunda lavların bazaltik türde olmayıp, andezit, kuvars latit, trakiandezit ve dasit olarak adlanabilecekleri ortaya çıkmıştır.

Adilköy Bazaltı'na ilişkin lavlar (Ercan ve diğerleri 1984 b), hipokristalen-porfirik dokuda, volkanik cam, plajiyoklas mikrolitleri, ojit, bozmuş olivin ve opak mineralden oluşan bir camı hamur maddesi içinde yer alan olivin, ojit ve plajiyoklas (labrador) fenokristallerinden oluşmuşlardır. Olivinler kısmen bozularak serpantin, iddingsit ve kalsite dönüşmüşlerdir. Kimi zaman badem şeklinde kalsit ve opal oluşukları da gözlenmiştir. Petrografik gözlemlerle lavlar, olivin bazalt olarak adlandırılmışlardır.

Dastepe Bazaltı olarak adlandırılan lavlar (Ercan ve diğerleri, 1984b) mikrolitik dokulu, kısmen camı, kısmen de plajiyoklas mikrolitlerinden meydana gelen bir hamur maddesi içinde plajiyoklas (oligoklas ve labrador), olivin ve ojit fenokristallerin yer almalarıyla oluşmuşlardır. Bol iri gözenekli olup, bunlar ikincil kalsit ile doludurlar. Petrografik incelemelerle lavların olivin bazalt

türde oldukları belirlenmiştir.

Petrografik incelemelerle birlikte majör element kimyasal analiz için alınan örneklerin yerleri Şekil I de, kimyasal analiz sonuçları ise Çizelge I de gösterilmiştir. Analiz için örnek alınırken en yaygın evrede oluşan Dededağ Bazaltlarına ağırlık verilmiş olup, Dededağ Bazaltlarından 30, Çandağ Bazaltından 22, Alibey Bazaltından 12, Adilköy Bazaltından 3 ve Dastepe Bazaltından 2 örnek olmak üzere toplam 69 adet örneğin kimyasal analizleri yaptırılmıştır. Ayrıca, Dededağ bazaltlarından daha önce, Ercan ve diğerleri (1984 d) tarafından yapılan 19 örneğin kimyasal analiz sonuçları da kullanılmışlardır. Bunlar, Çizelge I deki 21-22-23-24-25-26-27-28-29-30-31-32-33-34-35-365-43-44-45 numaralı örneklerdir.

Lavların kimyasal analiz sonuçları göz önüne alındığında, Alibey Bazaltında SiO₂ kapsamının % 57,10-66,45 arasında (ortalama % 59,1), Çandağ Bazaltında % 52,06-63,75 arasında (ortalama % 59,1), Dededağ Bazaltında ise % 49,98-67 arasında (ortalama % 60) olup, bu değerlerden bile, her üç evreye ilişkin volkanitlerin bazaltik olmayıp daha ortaç ve asitik volkanitleri işaret ettiğini anlamak mümkündür. Buna karşın, Adilköy Bazaltının SiO₂ kapsamı, % 42,65-49,9 arasında olup normaldir ve bazaltik volkanitleri gösterir. Dastepe Ba-

zaltında da aynı normal durum gözlenmekte olup, %40,37-48,00 arasında SiO₂ içeriği saptanmıştır. Bilindiği gibi bazaltlarda SiO₂ normal olarak %45-53,5 arasındadır (Taylor, 1969; Peccerillo ve Taylor 1976; Nockolds 1954; Middlemost, 1975; Irvine ve Baragar, 1975 v.b.). Böylece, Dededağ, Çandağ ve Alibey Bazaltları olarak daha önce adlamaları yapılan volkanik kayaların aslında bazalt olmadıkları, ancak arazi görünüşleri ile bazalta çok benzedikleri, Adilköy ve Dastepe Bazaltı olarak ad-

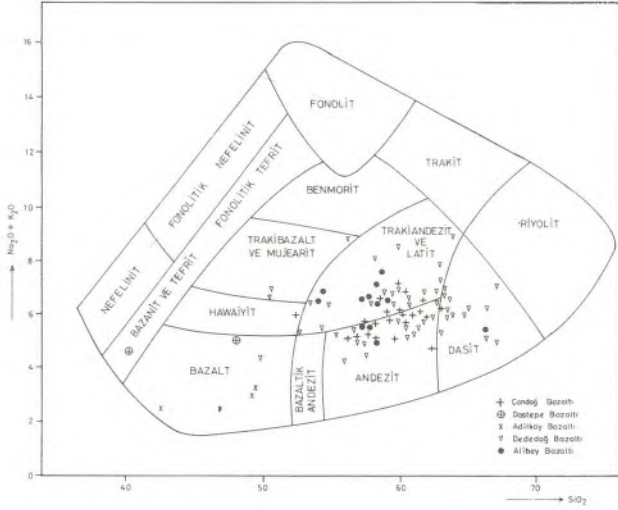
dit, daha az olarak da trakibazalt bölgelerine düştükleri görülmüştür. Böylece saha görünüşleri ile bazalt oldukları öngörülen bazı volkanitlerin daha ziyade kalkalkalen nitelikte ve andezitik, trakiandezitik ve dasitik türde oldukları belirginleşmektedir.

Örneklerin yine alkali (Na₂O+K₂O) ve SiO₂ içerikleri kullanılarak Wu Liren ve diğerleri (1983) tarafından önerilen ve daha ayrıntılı bir kimyasal adlamayı gösteren diyagramları yapıldığında (Şekil 4), Dastepe Bazaltı'nın nefelin tefrit ve alkali bazalt; Adilköy Bazaltı'nın ise pikrit ve yüksek alüminyumlu bazalt olarak adlanabilecekleri görülmektedir. Dededağ Bazaltı'na ilişkin lavlar çoğun andezit ve kuvars andezit, yer yer de trakit, trakiandezit ve dasit bölgelerinde yer almaktadır. Alibey ve Çandağ Bazaltı'na ait lavlar da Dededağ Bazaltı lavlarıyla benzer özellikler taşımakta ve salt andezit bölgesinde (bir tanesi dasit) bulunmaktadırlar. Diyagramda ayrıca, volkanitlerin Rittmann indisleri,

$\sigma = (Na_2O + K_2O) / 2SiO_2 - 43$ de gösterilmiş olup, volkanitlerin büyük bir kısmının Rittmann indislerinin 4 ten küçük oldukları görülmektedir. Özellikle SiO₂ içeriğinin % 53 ten büyük olduğu durumlarda, Rittmann indislerinin lavların kimyasal niteliklerini belirleyici oldukları, 4 ten küçük değer taşıdıklarında subalkalen niteliği işaret ettikleri bilinmektedir (Rittmann, 1962). Bu durumda, Alibey-Çandağ ve Dededağ Bazaltı olarak adlandırılan lavların, birkaç örnek dışında subalkalen nitelikte oldukları belirginleşmektedir. Salt Dastepe Bazaltında Rittmann indisi 4'ten büyüktür ve alkalen nitelik taşır.

Volkanitleri oluşturan magmanın kökenini araştırmak için Gottini (1968 ve 1969) nin önerdiği $t = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$ Gottini indisleri de hesaplanmıştır. Tüm volkanik örneklerde bu indis genellikle yüksek olup 10 değerinden büyüktür. Dastepe Bazaltında 11-14, Adilköy Bazaltında 15-17, Dededağ, Çandağ ve Alibey Bazaltı olarak adlanan lavlarda ise 15-25 arasında değişmektedir. Gottini'nin araştırmalarına göre sialik (kabuk) kökenli volkanitlerde bu indisler 10'dan büyük, simatik (manto) kökenlilerde ise 10'dan küçüktür. Bu durumda inceleme alanındaki volkanitlerin tümünün sialik (kabuk) kökenli oldukları ortaya çıkar. Ancak, Dastepe Bazaltı, simatik kökene daha yakındır. Gottini (1968 ve 1969) ayrıca, Gottini indisi ile Rittmann indisi arasında bunların logaritmik değerleri açısından da bir ilişki bulunmuş ve önerdiği diyagramda sialik (kabuk) ve simatik (manto) köken bölgesine düşmektedir.

Çalışma alanındaki volkanitlerin kabuk kökenli oldukları, 87Sr/86Sr izotop oransallıkları ile de belirgin-dir. Ercan ve diğerleri (1985b) tarafından radyometrik yaş belirlemeleri yapılan örneklerin Stronsiyum izotop ölçümleri de yapılmış ve Alibey Bazaltında 0,7058; Çandağ Bazaltında 0,7065; Dededağ Bazaltında ise 0,7075 gibi sonuçlar elde edilmiştir. Bu sonuçlar, Batı Anadolu'daki andezitik-dasitik-riyolitik türlerde ve kalkalkalen niteliklerde olan diğer volkanitlerde yapılan Stronsiyum izotop ölçümlerine uymaktadır. Örneğin, Borsi ve diğerleri (1972), Urla çevresindeki volkanitlerde 0,7067-

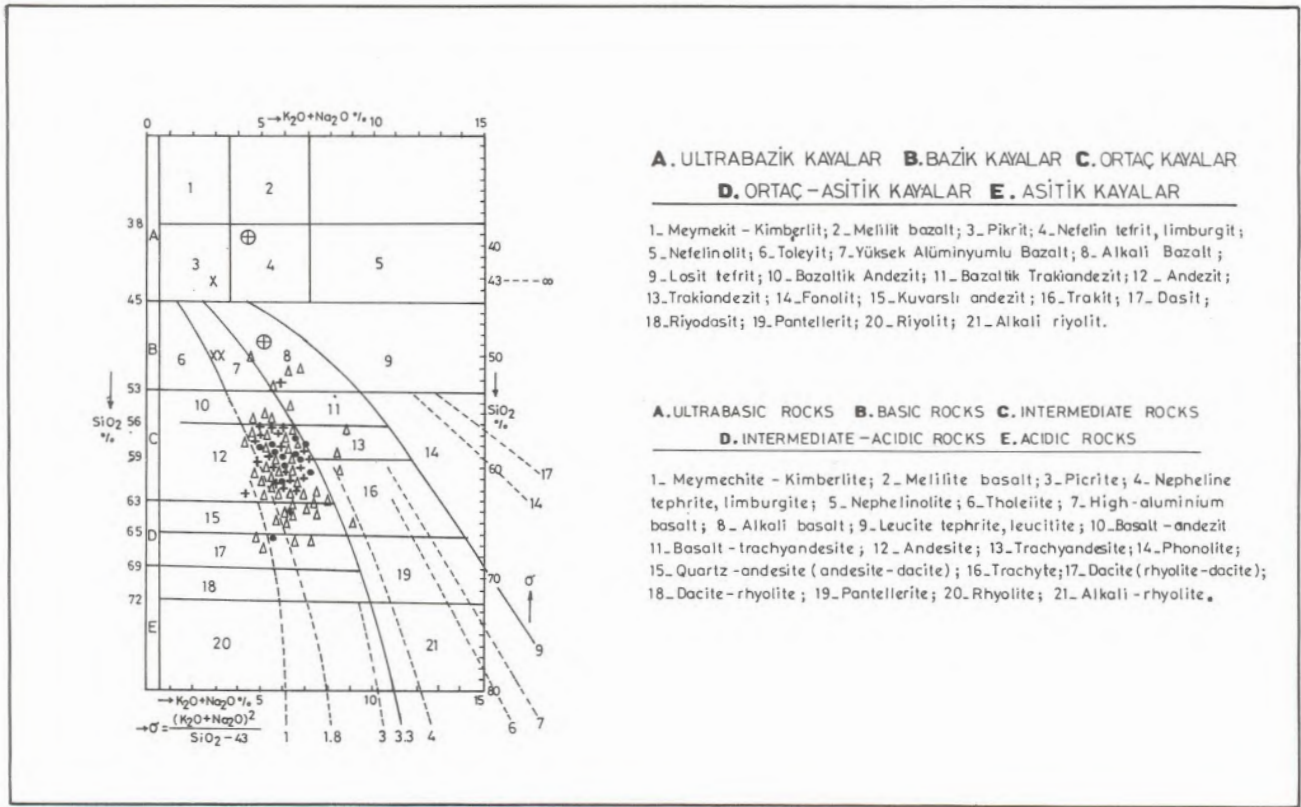


Şekil 3. Volkanitlerin Cox ve diğerleri (1979)'ne göre adlandırılmaları
Figure 3. Nomenclature of the volcanics according to Cox and others, (1979)

landırılan volkanitlerin ise gerçek bazalt oldukları ortaya çıkmaktadır.

Örneklerin toplam alkali (Na₂O+K₂O) ve SiO₂ içerikleri kullanılarak yapılan diyagrama göz atıldığında, her 5 evreye ilişkin tüm volkanitlerin büyük bir kısmının subalkalen bölgede yer aldıkları görülür (Şekil 2). Sadece Dastepe Bazaltı ve Adilköy Bazaltı'na ait örnekler (gerçek bazaltlar) ile Dededağ Bazaltı'na ilişkin örneklerin az bir kısmı alkalen bölgeye düşmüşlerdir. Daha da genelleştirilirse, bazaltik lavlar alkalen, bazalt görünümülü olan diğer lavlar ise subalkalen niteliktedirler. Diyagramda alkalen-subalkalen bölgelerini ayıran trendler, McDonald ve Katsura (1964) ile Irvine ve Baragar (1971) den alınmışlardır.

Volkanitlerin kimyasal yoldan da adlandırılmaları yapılmış olup, bu amaçla ilk kez alkali (Na₂O+K₂O) ve SiO₂ içerikleri göz önüne alınarak Cox ve diğerleri (1979) tarafından önerilen diyagramları (Şekil 3) hazırlanmıştır. Bu diyagramda, Dastepe Bazaltı'nın Tefrit ve bazalt; Adilköy Bazaltı'nın ise bazalt alanına düştükleri ve bu şekilde kabaca adlanabilecekleri ortaya çıkmıştır. Bazalt görünümülü volkanitlerden Alibey Bazaltı'na ilişkin lavların trakiandezit, andezit ve dasit; Çandağ Bazaltı'na ilişkin lavların trakiandezit ve andezit; Dededağ Bazaltı olarak adlanan lavların ise çoğun trakiandezit, andezit ve



Şekil 4. Volkanitlerin Wu Liren ve diğerleri(1983)'ne göre adlandırılmaları
Figure 4. Nomenclature of the volcanics according to Wu Liren and others, 1983

0,7082-0,7073; Karaburun çevresindeki volkanitlerde 0,7064-0,7080-0,7081 ve Çeşme çevresindeki volkanitlerde 0,7094 gibi değerler elde etmişlerdir. Böylece, bu volkanik kayaların kabuk-üst mantonun bölümsel ergimesiyle oluşabileceklerini, ya da tamamen kabuk kökenli olduklarını belirtmişler ve yer yer anateksi, yer yer hibridleşme, yer yer de bazik manto yükselimi kavramlarını ortaya koymuşlardır. Zira manto kökenli gerçek alkali bazaltik volkanitlerde 87Sr/86Sr oranları daha düşüktür. Örneğin, Borsi ve diğerleri (1972) Kula Bazalt'larında 0,7020; Ezine Bazaltı'nda 0,7023 ve Ural Alkali Bazaltı'nda ise 0,7047 gibi düşük sonuçlar elde etmişlerdir.

Bu çalışmaların yanısıra, her 5 evreye ilişkin lavlardan alınan örneklerde petrografik modal analiz çalışmaları da yapılmış ve hesaplanan değerler Streckeisen (1976) Q-A-P-F çift üçgen diyagramında yerine konulduğunda, Alibey, Çandağ ve Dededağ yalancı bazaltlarının çoğunlukla kuvars latit alanında, kısmen de latit-andezit, latit-bazalt, andezit ve dasit bölgelerinde yer aldıkları; Adilköy Bazaltının latit-andezit ve latit-bazalt bölgelerinde; Dastepe Bazaltının ise alkali bazalt, fonolitik tefrit bölgelerinde yer aldığı görülerek farklı bileşimde oldukları saptanmıştır.

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Batı Anadolu'da yaygın yüzlekler veren bu yalancı

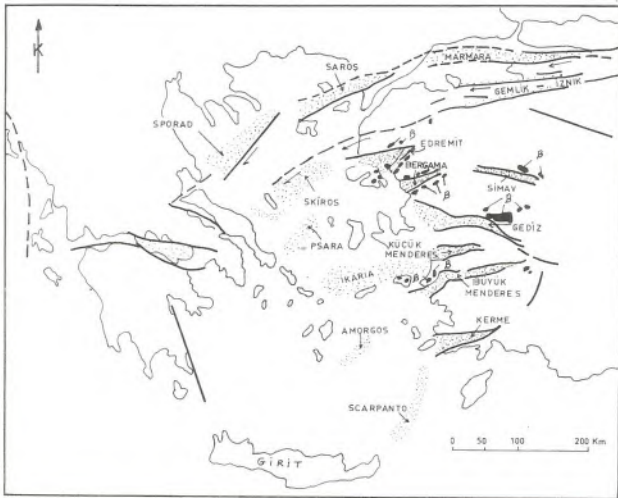
bazaltlar ilk kez Savaşçın (1974) tarafından ayrıntılı olarak incelenmişlerdir. Araştırmacı, inceleme alanımızın güneyinde Menemen çevresinde 3 ana türde Tersiyer yaşlı volkanik kayaç bulunduğunu belirleyerek bunları α , β , γ türleri olarak tanımlamıştır. α türlerin, uzun yıllardır "andezit" olarak tanımlandıklarını, oysaki mineral parajenezleri göz önüne alındığında bunların biyotitçe zengin iri kristalli olup, plajiyoklasların ters zonlu yapı gösterdiklerini ve "kuvars latit" olarak adlanabileceklerini; inceleme alanımızdaki bazaltlara karşılık gelen β tipi türlerin ise bu güne değin "bazalt" olarak adlandırıldıklarını, oysaki bunların da α tipi lavlarla eşkimyada olup, onlardan salt biyotit kristallerinin daha küçük ve daha az olmalarıyla ve plajiyoklasların daha bazik yapıda olup ters zonlu yapı değil normal zonlu yapılarıyla da farklılık göstermeleriyle ayrıldıklarını ve esasen "kuvars latit" olduklarını öne sürmüştür. α ve β tipleri ayıran bir başka özellikte piroksenlerin dağılımında α tipin homojen yapıdaki bir klino ve bir orto pirokseninin yerine, β tipinde çok sayıda çeşitli piroksenler vardır. Özellikle ortopiroksenlerin bariz iki yoğunlaşma göstermeleri (hipersten ve bronzit) bunlardan birinin evvelce magmada bulunan olivinlerin reaksiyonlarının ürünü olarak oluştuğu sonucuna varılmıştır. X-ışınlarında olivin

varlığı, ince kesitlerde de olivinden dönüşümler gözlenmiştir. Savaşçın (1974) nın saptadığı üçüncü tip olan γ türü ise, camsı akışkan riyolitlerdir. Araştırmacı böyle iki ayrı magmatik gelişim bulunduğunu, bunlardan ilkinin bazalt alanından hareket ederek riyolite kadar uzanan bir oluşma süresince anatektik gelişimin etkisindeki magmayı belirlediğini, ikincinin ise fonolitlere doğru gelişim gösteren ve primer alkali olivin bazaltik magmanın gelişimine benzeyen bir magmayı işaret ettiğini öne sürmüştü ve böylece Batı Anadolu'da hibridik bir magma probleminin varlığını ortaya koymuştur. Daha sonra Savaşçın (1975), Foça yöresinde, Menemen çevresindeki β tipi lavlara (yalancı bazaltlara) benzerlik gösteren, gerçek alkali bazaltik lavları da içeren bir volkanizma gözlemiş ve alkali bazaltik nitelikleri kesin olan bu lavların mineralojik bileşimlerinin esas olarak olivin, titan ojit, bazik plajiyoklas, sanidin, nefelin ve opak minerallerden oluştuğunu saptamıştır. Araştırmacı, yalancı bazaltlarla gerçek bazaltlarda yer alan olivinlerin optik özelliklerinin benzeşme gösterdiklerini de belirtmiştir. Ancak, yalancı bazaltlarda, gerçek alkali bazaltlarda bulunan nefelin kristalleri bulunmaz. Savaşçın ve Dora (1977), Foça ve Menemen yöresindeki volkanik kayalardaki piroksen kristallerini ayrıntılı olarak incelemişler ve Menemen yöresindeki β tipi yalancı bazaltlardaki klinopiroksenlerin tam dengeye ulaşmadan çabuk soğuyarak meydana geldikleri için homojen bir kimyasal yapı göstermediklerini, oysaki α tipi kuvars latitik ve andezitik lavlarla β tipi yalancı bazaltların benzer kimyada ve esas olarak aynı magmanın ürünü olduklarını belirtmiş, bunların değişik görünüşlerini, β tipi yalancı bazaltların patlamalar ile gelen tüflerin öncülüğünde gaz fazlarını tüketerek çabuk akmalarını (piroksen dengesizliğini), α tipi kuvars latitik lavların ise subvolkanik bir evrimde gaz fazlarını tüketmeden (önce tüfsüz, biyotit ve amfibollerin eşliğinde) yan kayaktan içermeler ile yavaş

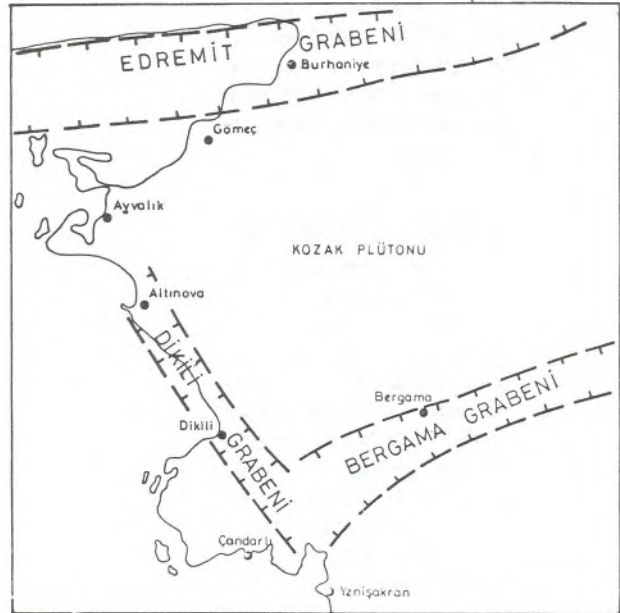
yükselmelerine (piroksen dengesi) bağlanmıştır. Araştırmacı, β tipi yalancı bazaltlarda izlenen bazik hornblende dönüşmüş, çözülmeli titan ojit kalıntılarının, kalkalkali kapak kökenli bir magma ile, alkali magma karışımını (hibridleşme) kanıtladığını belirtmiştir. Silişçe doygun örneklerde yer yer kuvars kristalleri ve camsı hamur içinde de çözülmüş piroksen ve olivin kalıntıları da bunu gösterir. Savaşçın (1978) ayrıca β tipi yalancı bazaltlarda milimetrik boyutlarda karbonat boncukları saptanmıştır.

Kaya ve Savaşçın (1981), Menemen çevresinde bu β tipi yalancı bazaltların gerçek kalkalkalen α tipi kayalarla birkaç kez ardalanmalı olarak yer aldıklarını ve içerdikleri piroksenlerin, çabuk soğumayı yansıtan denge-siz bileşimlerini saptamış ve bu olayın, kalkalkalen magma odasının tabanındaki katı kümülatların yeniden erimeleri ile meydana gelebileceğini düşünmüşlerdir.

Batı Anadolu'da, arazi gözlemlerinde sütunsal soğuma biçimleri, koyu siyah renkleri, masif camsı dokuları içinde saptanan mafik kristalleri ile gerçek bazalt görünümünde olan bu volkanitlerin, petrografik incelemelerle ve kimyasal analizlerde % 67 'ye kadar ulaşan çok yüksek SiO_2 içermeleriyle, diyagramlarda subalkalen (kalkalkalen) andezitik ve dasitik lavların alanlarına düşmeleriyle, gerçek bazalt olmadıkları saptanmakta, "yalancı bazalt" olarak adlanmalarının gereği ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle Batı Anadolu'da çok yaygın olan bu tür volkanitlerin "Yalancı Bazalt" olarak adlandırılmalarını önermekteyiz. Bu yalancı bazaltların, gerçek kalkalkalen andezitik ve dasitik volkanitlerden daha fazla mafik mineral içermeleri (kırsıtlı piroksen



Şekil 5. İnceleme alanındaki graben sistemi
Figure 5. The graben system of the investigated area



Şekil 6. Batı Anadolu'daki graben sistemi (Dewey ve Şengöer, 1979'dan değiştirilerek)
Figure 6. The graben system of the Western Anadolia - From Dewey and Şengöer, 1979, modified)

kümeleşmeleri) de göz önüne alınmalıdır.

Bununla birlikte, Foça ve Menemen dolaylarında Savaşçın (1974, 1975, 1978), Savaşçın ve Dora (1977), Kaya ve Savaşçın (1981) tarafından, gerçek kalkalkalen andezitik ve kuvars latitik lavlarla birlikte birkaç kez aralanmalı olarak izlenen bu yalancı bazaltlar, Orta-Üst Miyosen yaşlıdır. Oysaki bizim inceleme alanında bu lavlara karşılık gelen, onlarla eş kökenli ve aynı özellikleri taşıyan Alibey Bazaltı Üst Oligosen; Çandağ Bazaltı Alt Miyosen, Dededağ Bazaltı ise Miyosen-Alt Pliyosen yaşlıdır. Bu durum, esas olarak kalkalkalen nitelikli ve kabuk kökenli bir magmanın Oligosen'den itibaren yavaş yavaş manto kökenli bir magma ile karışmaya başlayarak bu yalancı bazaltları meydana getirme olayının (hibridleşme) Batı Anadolu'da Üst Oligosen'de başladığını, tüm Miyosen boyunca devam ettiğini (kısmen de Pliyosen'de) ve zaman geçtikçe alkali nitelikli manto kökenli magmanın etkin olmaya başladığını kanıtlamaktadır. İnceleme alanı güneyinde Simav ve Uşak çevrelerinde Üst Pliyosen yaşlı ve Ercan ve diğerleri (1984 f) tarafından "Payamtepe Bazaltı" olarak adlanan bazaltlar da Dededağ Bazaltı ile özdeşler ve benzer özellikler taşırlar. Esasen zaman içinde giderek volkanitlerin bileşimleri de değişmiş olup, Alt-Orta Pliyosen yaşlı Adilköy Bazaltı, gerek daha düşük SiO₂, gerekse daha yüksek MgO içeriğiyle, daha yaşlı olan Alibey, Çandağ ve Dededağ Bazaltlarından farklıdır ve ilksel manto kökenli alkalin magmaya daha yakındır. En son evre ile oluşan Üst Pliyosen yaşlı Dastepe Bazaltı ise alkali nitelikli olup, mantonun artık tam egemen olmaya başladığını ve kabuksal gererin tükendiğini göstermektedir. İnceleme alanının daha güneyinde Kula çevresinde yer alan Orta-Üst Kuvaterner yaşlı Kula Bazaltları (Ercan, 1982) ve Simav yakınındaki Naşa Bazaltı (Ercan ve diğerleri 1984 f) ise tamamen ilksel manto kökenli ve gerçek alkali bazaltik volkanitler olup, kıtasal riftleşme bölgelerinin tipik manto ürünleri oldukları düşünülmektedir.

Böylece, Savaşçın ve Dora (1979)'nın Batı Anadolu'da kıtasallaşma evresinde gelişmelere bağlı olarak geliştirdikleri, başlangıçta ilksel termik domlar ve volatil transfer yolu ile ısı yükselmesi, subuharı artması, tektonik gelişmeler ve kabuksal bölümsel ergimelerle riyolit-dasit şeklinde etkin olan, daha sonra yarı derinlik derinlik ve yüzey kayalarının dereceli geçiş kazanması, gaz ve kabuksal cevher taşınımı, faylanmalara bağlı olarak yükselen ısı-gaz ve manto gereçlerinin alkali bazaltik magmaların (fonolit, nefelinit, tefrit, alkali bazalt) yanısıra, bunlardan fraksiyonlaşma, özümleme-kirlenme (assimilasyon), hibridizasyon (kabuk ve manto magmaları karışımı) yolu ile türemiş alkali ve şoşonitik nitelikli, trakit, trakibazalt, şoşonitik bazalt, lösit türdeki volkanizmayı oluşturan modeli; inceleme alanımız içinde geçerli olmaktadır. Tüm sorun, kirlenme, hibridleşme, bölümsel ergime, bir sonraki volkanizmanın etkisiyle silisleşme vb. olayların hangisinin daha etkin olduğunu ayırtılabilmektedir ve henüz yeterince veri elde edilmemiştir. Esasen, magmanın yükselimi sırasında, bazen yantaşlardan magma içine düşmüş parçaların (ksenolit, ank-

lav) bir kısım, kısmen yada bütünüyle ergiyerek magmaya karışmakta, diğerleri ise magma ile reaksiyon yaparak başka bileşim kazanabilmektedirler. Özümleme sonucu, magma yeni bir bileşim kazanmakta ve sintektonik magmalar meydana gelmektedir. Bazaltik magmalar yükselimi esnasında çevrelerindeki kumtaşı vb. parçaları eriterek silisçe zenginleşebilmektedirler (Çoğulu, 1976). O takdirde fazla silis, kuvars halinde tekrar kristalleşmekte veya magma silise doymun değilse, özümleme sonucu eklenen SiO₂ magmadaki olivin ve feldispatoyidlerle reaksiyona girmektedir.

Bunların yanısıra, inceleme alanındaki bütün volkanitlerin, bölgenin tektonizması ile olan ilişkileri de araştırılmıştır. Tümünün yüzleklerinin dağılımına göz atıldığında (Şekil I) bunların belli bir dizilim gösterdikleri görülmektedir. Batı Anadolu'da Miyosen'den itibaren etkin olmaya başlayan kırılma tektoniği, ve grabenleşme olayı, uzun yıllardan beri pekçok araştırmacı tarafından incelenmekte (Şengör 1978, Dewey ve Şengör 1979, Şengör 1980, Şengör ve Yılmaz 1981, Kaya 1979 vb.) ve tartışılmaktadır. Şekil 5'te inceleme alanındaki graben sistemi gözönüne alındığında, bütün bu lavların Bergama ve Dikili grabenlerinin gidişlerine uygun olarak dizildikleri ortaya çıkar. İnceleme alanında önce Edremit ve Bergama grabenleri oluşmaya, daha sonra da Dikili grabeni bunlara ters yönde gelişmeye başlamıştır. Bütün evrelere ilişkin volkanik kayalar, Dikili ve Bergama grabenlerinin çizgiselliklerine uyarak, grabenlerin her iki kanadı boyunca sıralanmış yüzlekler şeklinde oluşmuşlar ve çıkışlarında bu tektonik hatları kullanmışlardır. İnceleme alanının dışında daha kuzeyde Edremit grabenine uygun olarak da sıralanmış bazaltik lav yüzlekleri bulunmaktadır (Ercan ve diğerleri, 1984 a). Esasen, Batı Anadolu'daki tüm graben sistemine göz atıldığında (Şekil 6), bu durum daha da belirginleşmekte ve graben sistemine uygun olarak bazaltik volkanitlerin pekçok bölgede yüzlekler verdikleri görülmektedir. Böylece Batı Anadolu'da, Tersiyer ve Kuvaterner yaşlı tüm yalancı ve gerçek alkali bazaltik (Kula ve Simav örneği) volkanitlerin levha içi veya kenarı açılmaların (kıtasal rift sistemleri) ürünleri oldukları gerçeği de belirginleşmektedir.

Sonuç olarak, Batı Anadolu'da Tersiyer'de yaygın yüzlekler veren bazaltik volkanizmanın bir kısmının, bugüne değin araştırmacılarca betimlenen anlamda "gerçek bazalt" olmadıkları; onları "yalancı bazalt-bazaltoid" olarak ya da "latit", "kuvars latit" ve "latit bazalt" olarak adlandırmanın daha doğru olacağı; bunların Batı Anadolu'daki Orta-Üst Miyosen yaşlı diğer yalancı bazaltlarla tamamen eş köken ve özelliklerde oldukları; esas olarak kalkalkalen nitelikli bir magmanın hibridleşmesi ile meydana geldikleri ve Pliyosen'den itibaren ilksel manto kökenli gerçek alkali bazaltlara dönüşmeye başladıkları belirlenmiş olmaktadır. Böylece daha önceki çalışmalarla Alibey Bazaltı (Ercan ve diğerleri, 1984 a), Çandağ Bazaltı (Ercan ve diğerleri, 1984 b) ve Dededağ Bazaltı (Akyürek ve Soysal 1978 ve 1982) olarak adlandırılan volkanitlerin, "Alibey Volkanitleri", "Çandağ Volkanitleri" ve "Dededağ Volkanitleri" olarak yeniden adlandırılmalarının gereği de ortaya çıkmıştır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, volkanik kayaların kimyasal analizlerini yapan, MTA'dan Kimya Mühendisleri, M.Türkalp, S.Evran, E.Esen, S.Çakır, E.Alpaslan, A.Saatçi ve T.Akyüz'e ve çeşitli yardımlarından dolayı Metin Şengün ve Cemal Göncüoğlu'na teşekkürlerini sunarlar.

DEĞİNİLEN BELGELER

AKYÜREK, B. ve SOYSAL, Ş., 1978, Kırkağaç-Soma (Manisa), Savaştepe-Korucu-Ayvalık (Balıkesir) ve Bergama (İzmir) civarının jeolojisi : MTA Rap. No. 6452 (Yayınlanmamış).

AKYÜREK, B. ve SOYSAL, Y., 1983, Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç - Bergama - Ayvalık) teme jeoloji özellikleri: MTA Derg. 95/96, I-12.

BENDA, L., INNOCENTI, F., MAZZUOLI, R., RADICATI, F., ve STEFFENS, P., 1974, Stratigraphic and radiometric data of the Neogene in Northwest Turkey: Z. Deutsch. Geol. Ges., 125, 183-193.

BORSI, S., FERRARA, G., INNOCENTI, F., ve MAZZUOLI, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean sea: Bull. Volcan., 36/1, 73-496.

COX., K.G., BELL, J.D., ve PANKHURST, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks: George Allen and Unwin Ltd., London., 540s.

ÇOĞULU, E., 1976, Petrografi ve petroloji, Cilt I-Magmatizma: İTÜ Yayını, III, İstanbul.

DORA, Ö., 1967, EZER GÜNGÖR'e ait kurşun ruhsat sahasının (Maden adası, Ayvalık) metalojenik ve jeolojik raporu: MTA Rap. No. (Yayınlanmamış).

DORA, Ö., ve SAVAŞÇIN, Y., 1982, Alibey-Maden adaları (Ayvalık) bölgesi magmatizması:Tübitak 7. Bilim Kongresi Yerbilimleri Sektöyü Tebliğler Kitabı, II-35.,

DEWEY, J.F., ve ŞENGÖR, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions; complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: Geol. Soc. Amer. Bull., 90, 84-92.

ERCAN, T., 1979, Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması : Jeoloji Mühendisliği Derg., 10, 117-137.

ERCAN, T., 1981, Batı Anadolu Tersiyer volkanitleri ve Bodrum yarımadasındaki volkanizmanın durumu: İstanbul Yerbilimleri Derg., 2/3-4, 263-282.

ERCAN, T., 1982, Kula yöresinin jeolojisi ve volkanitlerin petrolojisi: İstanbul Yerbilimleri Derg., 3, 77-124.

ERCAN, T. ve GÜNAY, E., 1984, Kuzeybatı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Oligo-Miyosen yaşlı volkanizmanın gözden geçirilmesi: Onuncu yıl Türkiye Jeoloji Kurultayı Tebliğler Kitabı (Baskıda).

ERCAN, T., TÜRKECAN, A., GÜNAY, E., ÇEVİKBAŞ, A., ATEŞ, M., CAN, B. ve ERKAN, M., 1984 a, Dikili-Çandarlı-Bergama (İzmir) ve Ayvalık-Edremit-

Korucu (Balıkesir) yörelerinin jeolojisi ve magmatik kayaların petrolojisi: MTA Rap.No. 7601 (Yayınlanmamış).

ERCAN, T., GÜNAY, E., ÇEVİKBAŞ, A., ATEŞ, M., KÜÇÜKAYMAN, A., CAN, B. ve ERKAN, M., 1984 b, Bigadiç çevresinin (Balıkesir) jeolojisi, magmatik kayaların petrolojisi ve kökenseel yorumu: MTA Rap.No.7600 (Yayınlanmamış).

ERCAN, T., GÜNAY, E. ve TÜRKECAN, A., 1984 c, Edremit-Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi, magmatik kayaların petrolojisi ve kökenseel yorumu: Türkiye Jeol.Kur.Bült., 27/I, 21-30.

ERCAN, T., TÜRKECAN, A., AKYÜREK, B., GÜNAY, E., ÇEVİKBAŞ, A., ATEŞ M., CAN B., ERKAN, M., ve ÖZKİRİŞÇİ, C., 1984 d, Dikili-Bergama,Çandarlı (Batı Anadolu) yöresinin jeolojisi ve magmatik kayaların petrolojisi: Jeoloji Mühendisliği Derg., 20., 47-60.

ERCAN, T., GÜNAY, E., ÇEVİKBAŞ, A., ATEŞ, M., CAN, B., ERKAN, M. ve KÜÇÜKAYMAN, A., 1984 e, Bigadiç çevresindeki volkanik kayaların petrolojisi: Onuncu Yıl Türkiye Jeoloji Kurultayı Tebliğler Kitabı (Baskıda).

ERCAN T., GÜNAY, E. ve SAVAŞÇIN, Y., 1984 f, Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması: MTA Derg., 97/98, 86-101.

ERCAN, T, SATIR, M., KREUZER, H., TÜRKECAN A., GÜNAY, E., ÇEVİKBAŞ, A., ATEŞ, M., ve CAN, B., 1985-a, Batı Anadolu'daki volkanik kayalarda yeni yapılan kimyasal analizlerin, 87Sr/86Sr ölçümlerinin ve radyometrik yaş belirlemelerinin yorumu: Türkiye Jeoloji Kurultayı 1985 Bildiri Özetleri Kitabı, 34.

ERCAN, T.SATIR, M., KREUZER, H., TÜRKECAN, A., GÜNAY, E., ÇEVİKTAŞ, A., ATEŞ, M. ve CAN, B., 1985-b, Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, İzotopik ve radyometrik verilerin yorumu: Türkiye Jeol.Kur.Bült. (Baskıda).

GOTTINI., 1968, Serial charecter of the volcanic rocks of Pantelleria: Bull. Volcan. 39/3, 818-827.

GOTTINI, V., 1969, The TiO₂ frequency in volcanic in rocks: Geol.Rdse., 57, 930-935.

IRVINE, T.N. ve BARAGAR, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can.Jour.Earth.Sci., 8, 523-548.

KAYA, O., 1979, Orta doğu Ege çöküntüsünün (Neojen) stratigrafisi ve tektoniği: Türkiye Jeol.Kur.Bült., 22, 35-58.

KAYA, O. ve SAVAŞÇIN, Y., 1981, Petrologic significance of the Miocene volcanic rocks in Menemen, West Anatolia: Aegean Earth Sciences, I, 45-58.

KRUSHENSKY, R.D., 1976, Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of Karalar-Yeşiller area, Northwest Anatolia, Turkey: Bull. Volcan., 40, 336-360.

MCDONALD, G.A. ve KATSURA, J., 1964, Chemical

- composition of Hawaiian lavas: *Journal of Petrology*, 5, 82-133.
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1975, The basalt clan: *Earth Science Reviews*, II, 337-364.
- NOCKOLDS, S.R., 1954, Average chemical compositions of some igneous rocks: *Geol.Soc.Amer.Bull.*, 65, 1007-1032.
- ÖNGÜR, T., 1972, Dikili-Bergama jeotermal enerji araştırma sahasına ilişkin jeoloji raporu: MTA Rap.No. 5444, (Yayınlanmamış).
- PECERILLO, A., ve TAYLOR, J.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey: *Contr. Mineral. Petrol.*, 68, 63-81.
- RITTMANN, A, 1962, *Volcanoes and their activity*: John Wiley and sons, London, 350 s.
- SAVAŞÇIN, Y., 1974, Batı Anadolu andezit ve bazalt jeonezi sorununa katkıları: *Türkiye Jeol.Kur.Bült.*, 17/1, 87-172.
- SAVAŞÇIN, Y., 1975, Foça yöresi volkanik kayalarından sağlanan ilk petrografik jeokimyasal sonuçlar: Tübitak 5. Bilim Kong. Yerbilimleri Sektörel Tebliğler Kitabı, 273-289.
- SAVAŞÇIN, Y., DORA, Ö., 1977, Foça-Menemen yöresi volkanitlerinde piroksenlerin yayılımı ve kristalografik değerleri: *Türkiye Jeol.Kur.Bült.*, 20, 21-26.
- SAVAŞÇIN, Y., 1978, Foça-Urta Neoyen volkanitlerinin mineralojik-jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu: Doçentlik tezi, Ege Üniv. Yerbilimleri Fak., İzmir.
- SAVAŞÇIN, Y., ve DORA, Ö., 1979, An approach to the young magmatic evolution of Western Anatolia: *Fortsch.Min.*, 57/1, 132-133.
- STRECKEISEN, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth Science Reviews*, 12, 1-33.
- ŞENGÖR, A.M.C., 1978, Über die angeblich primäre vertikaltektonik im Aegeisraum: *N.Jb.Geol. Palaeont.Mh.*, II, 698-703.
- ŞENGÖR, A.M.C., 1980, Türkiye neotektoniğinin esasları: *Türkiye Jeol.Kur. Yayını*, 405, Ankara.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey, A plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- TAYLOR, S.R., 1969, Trace element chemistry of andesites and associated calcalkaline rocks: *Proceedings of the Andesite Conference*, Oregon Dept.Geol. Mineral.Ind.Bull., 55-63.
- WU LIREN, YUANCHAO, S., XIANGSEN, Z., MINGZHE, Z., DAHE, X., ZHENHUA, L., SIKUN, F., KEQIN, X., ve HUICHU, R., 1983, Progress in researches on volcanology and chemistry of the Earth's interior in China: XVIII. General Assembly of IUGG, Hamburg, Almanya.
- YILMAZ, İ., 1977, Bigadiç bölgesi bazaltik volkanizmasının mutlak yaşı: *Tübitak Doğa Bilim Dergisi*, 1/6, 210-212.

ADİYAMAN (GÜNEYDOĞU ANADOLU) YÖRESİNDE OMPHALOCYCLUS MACROPORUS-ORBITOIDES MEDIUS BİYOZONUNUN STRATİGRAFİK KONUMU

Stratigraphical Position of the Omphalocyclus Macroporus-Orbitoides Medius Biozone in Adiyaman Region (Southeast Anatolia)

ENGİN MERİÇ I.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü, İstanbul
İZVER TANSEL I.Ü. Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Bölümü, İstanbul

ÖZ: Maestrihtiyen katı, bilindiği üzere bentik foraminiferler ile iki, planktik foraminiferlerle ise üç kronozona ayrılmaktadır. Öte yandan, *Omphalocyclus macroporus - Orbitoides medius* biyozonuna günümüze dek Üst Maestrihtiyen'de yer verilmiştir. Oysa, planktik foraminiferler ile deneştirilebildiğinde, bu zonun Orta-Üst Maestrihtiyen'e eşdeğer olduğu gözlenmektedir. Bu durum, çalışmamızda kanıtlarıyla açıklanmaktadır.

ABSTRACT: As is known that the Maastrichtian stage is divided into two chronozones by benthic foraminifers, but it is divided into three by planktic foraminifers. On the other hand, until now *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* biozone has always been aged as Upper Maastrichtian. However, where it could be controlled by planktic foraminifers, it is observed that this zone is equivalent of Middle-Upper Maastrichtian. This situation is explained in this paper with its proofs.

GİRİŞ

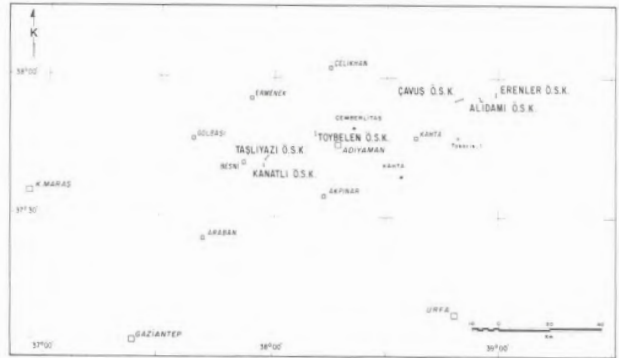
Maestrihtiyen yaşlı bentik foraminiferleri içeren yüzlelerde çok sık rastlanılan *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) ile *Orbitoides medius* (d'Archiac) tüm kıtalar üzerinde bulunuşuyla da geniş bir paleocoğrafik yayılımı sahiptir. Farklı yayınlarda Üst Maestrihtiyen olarak belirlenen bu biyozonun (Neumann, 1958; Meriç, 1965 ve 1967) planktik foraminiferlere göre ayrıntılan Alt Maestrihtiyen yaşlı *Globotruncana falsostuarta* (Robaszynski ve diğ., 1983), Orta Maestrihtiyen yaşlı *Gansserina gansseri* (Bolli, 1957; El-Naggar, 1966; Toker, 1979 ve 1980; Tansel, 1980; Dizer ve Meriç, 1981; Robaszynski ve diğ., 1983) ve Üst Maestrihtiyen yaşlı *Abathomphalus mayaroensis* (Toker, 1979 ve 1980; Robaszynski ve diğ., 1983) zonlarından hangisine eşdeğer olduğu bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır.

Adiyaman dolaylarında ölçülen 6 stratigrafi kesitinde (Kanatlı-Taşlıyazı-Toybelen-Çavuş-Alıdamı-Erenler) (Şekil 1), Üst Maestrihtiyen yaşlı olarak bilinen *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* topluluk zonunun planktik foraminifer zonlarına göre Orta-Üst Maestrihtiyen yaşlı olduğu ortaya çıkmaktadır (Şekil 2).

ÖLÇÜLMÜŞ STRATİGRAFİ KESİTLERİ

Adiyaman yöresinde ölçülmüş olan 6 stratigrafi kesitinde elde edilen veriler Şekil 3'de batıdan doğuya doğru sıralanmış olan kesitlerde sunulmuştur.

Konumuz *Gansserina gansseri* ve *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* zonlarının birbirleri ile ilişkisini saptamak olduğundan, bu kesitlerde yalnız değinilen zonları belirten bölümler ele alınmıştır.



Şekil 1. Bulduru Haritası
Figure 1. Location map

Kanatlı Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti

Kesit Besni ilçesi güneydoğusundaki Kanatlı köyü kuzeyinde ölçülmüştür (Şekil 1 ve 3). Altta *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncana stuarti* (de Lapparent), *Glct. conica* (White), *Glct. pettersi* (Gandolfi), *Glct. stuartiformis* (Dalbiez), *Rosita fornicata* (Plummer), *R. con-*

tusa (Cushman), *Globotruncana arca* (Cushman), *Glc. linneiana* (d'Orbigny), *Glc. rosetta* (Carsey), *Glc. insignis* Gandolfi, *Glc. orientalis* El-Naggar, *Glc. mariei* Banner-Blow, *Glc. falsostuarti* Sigal, *Glc. bulloides* Vogler, *Glc. aegyptiaca* Nakkady, *Glc. linneiana obliqua* Herm, *Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann, *Rglg. macrocephala* Brönnimann, *Rglg. rotundata* Brönnimann, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. striata* (Ehrenberg), *H. pulchra* (Brotzen), *H. reussi* (Cushman), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak); üstünde *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides medius* (d'Archiac), *O. apiculatus* Schlumberger, *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck; daha üstte *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana mariei* Banner-Blow, *Glc. linneiana* (d'Orbigny), *Glc. insignis* Gandolfi, *Glc. falsostuarti* Sigal, *Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann, *Rglg. macrocephala* Brönnimann, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. pulchra* (Brotzen); sonra yine *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides* sp.; bunu takiben *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Glc. stuarti* (de Lapparent), *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana insignis* Gandolfi, *Glc. ventricosa* White, *Glc. bulloides* Vogler, *Glc. linneiana* (d'Orbigny), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rglg. macrocephala* Brönnimann, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. striata* (Ehrenberg) ve son olarak da *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides medius* (d'Archiac), *O. apiculatus* Schlumberger, *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Sulcoperculina* sp. gibi Orta-Üst Maestrihtiyen yaşını veren planktik ve bentik foraminiferler aralanmalı olarak izlenmekte olup, bu durum istifin sahada gözlenen türbiditik karakteriyle de bağdaşmakta ve yörede Paleosen yaşlı katmanlar ile istif devam etmektedir (Meriç, 1986; Meriç ve diğ. 1987).

Taşlıyazı Ölçülmüş Stratigrafik Kesiti

Besni ilçesi kuzeydoğusunda, Taşlıyazı (Terbüzek) köyü güneybatısında ölçülen kesitte (Şekil 1 ve 3), *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuarti* (de Lap-

parent), *Glc. stuartiformis* (Dalbiez), *Glc. conica* (White), *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, *Glc. falsostuarti* Sigal, *Glc. esnehen-sis* Nakkady, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Pseudotextularia plummerae* (Lotterle), *Bolivinoidea draco draco* (Marsson)'lu ve Orta Maestrihtiyen yaşlı *Gansserina gansseri* biyozonu, *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Lepidorbitoides* sp. ve *Sulcoperculina* sp. içeren *Omphalocyclus macroporus* -*Orbitoides medius* topluluk zonu tarafından izlenmektedir.

İstifin Alt Paleosen yaşlı tortullar ile örtüldüğü dikkate alınrsa, değinilen bentik biyozonun ölçülmüş stratigrafik kesitindeki yaşının Üst Maestrihtiyen olması gerektiği açıkça ifade edilebilir (Meriç, 1986; Meriç ve diğ. 1987).

Toybelen Ölçülmüş Stratigrafik Kesiti

Adıyaman-Toybelen (Tümrüz) kuzeybatısında ölçülen stratigrafik kesitinde (Şekil 1 ve 3), alta Orta Maestrihtiyen yaşlı *Gansserina gansseri* biyozonu'nu simgeleyen *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Glc. stuarti* (de Lapparent), *Glc. conica* (White), *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana insignis* Gandolfi, *Glc. aegyptiaca* Nakkady, *Glc. linneiana obliqua* Herm, *Glc. mariei* Banner-Blow, *Glc. arca* (Cushman), *Glc. falsostuarti* Sigal, *Glc. orientalis* El-Naggar, *Glc. rosetta* (Carsey), *Globotruncanella petalloidea* (Gandolfi), *Arc haeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rglg. rotundata* Brönnimann, *Rglg. hexacamerata* Brönnimann, *Rglg. macrocephala* Brönnimann, *Rglg. scotti* (Brönnimann), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) gözlenmiştir. Bu biyozonu *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Sulcoperculina* sp., *Loftusia elongata* Cox, *L. harrisoni* Cox, *L. minor* Cox içeren Üst Maestrihtiyen yaşlı *Omphalocyclus macroporus* -*Orbitoides medius* topluluk zonu izlenmektedir. Çünkü, yine istifi Alt Paleosen yaşlı *Globotruncanella pseudobul-loides* Zonu uyumlu olarak takip etmektedir (Meriç, 1986; Meriç ve diğ., 1987).

Çavuş Ölçülmüş Stratigrafik Kesiti

Adıyaman-Kahta kuzeydoğusunda, Çavuş köyü kuzeybatısında ölçülmüştür (Şekil 1 ve 3). Alta *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana ventricosa* (White), *Glc. linneiana obliqua* Herm, *Glc. aegyptiaca* Nakkady, *Glc. bulloides* Vogler, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Praeglobotruncana citae* Bolli, *Globotruncanella petalloidea* (Gandolfi), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak); üstte *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides medius* (d'Archiac), *O. apiculatus* Schlumberger, *Lepidorbitoides* of. *socialis* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Loftusia* sp., *Goupillaudina* sp. ve en üstte ise yine *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Glc. contusa* (Cushman), *Glc.*

Y A Ş A g e	B İ Y O Z O N L A R B i o z o n e s	
	PLANKTİK FORAMİNİFER ZONLARI Planktic foraminifer zones	BENTİK FORAMİNİFER ZONLARI Benthic foraminifer zones
ÜST MAESTRİHTİYEN Upper Maestrichtian	<i>Albathomphalus mayaroensis</i>	<i>Omphalocyclus macroporus</i> -
ORTA MAESTRİHTİYEN Middle Maestrichtian	<i>Gansserina gansseri</i>	<i>Orbitoides medius</i>
ALT MAESTRİHTİYEN Lower Maestrichtian	<i>Globotruncana falsostuarti</i>	<i>Siderolites calcitrapoides</i> - <i>Orbitoides medius</i>

Şekil 2. Maestrihtiyen yaşlı planktik ve bentik foraminifer zonlarının karşılaştırılması

Figure 2. Comparison of the Maestrihtiyen aged planktic and benthic foraminifer zones

A Ç I K L A M A L A R - E X P L A N A T I O N S
LİTOLOJİ VE PALEONTOLOJİ - LITHOLOGY AND PALEONTOLOGY



Şekil 3. Kanatlı, Taşlıyazi, Toybelen, Çavuş, Alıdamı ve Erenler ölçülmüş stratigrafi kesitlerinde planktik ve bentik foraminiferlerin dağılımı
Figure 3. Distribution of the planktic and benthic foraminifers in the measured Kanatlı, Taşlıyazi, Toybelen, Çavuş, Alıdamı and Erenler stratigraphical sections.

stuarti (de Lapparent), *Glc. conica* (White), *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana ventricosa* (White), *Glc. aegyptiaca* Nakkady, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rglg. rotundata* Brönnimann, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) ve *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) gözlenmiş olup, Orta Maestrihtiyen yaşlı planktik foraminifer zonu ile *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* zonu aralanma göstermektedir.

Alıdamı Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti

Adıyaman-Kahta kuzeydoğusunda, Alıdamı kuzeybatısında ölçülen kesitte (Şekil 1 ve 3), altta *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Sulcoperculina* sp., *Siderolites calcitrapoides* Lamarck; üstte ise *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Glc. contusa* (Cushman), *Glc. stuartiformis* (Dalbiez), *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Glc. aegyptiaca* Nakkady, *Glc. arca* (Cushman), *Glc. bulloides* Vogler, *Glc. esnehensis* Nakkady, *Glc. mariei* Banner-Blow, *Glc. insignis* Gandolfi, *Glc. ventricosa* (White), *Globotruncanella petalloidea* (Gandolfi), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rglg. rotundata* Brönnimann, *Rglg. scotti* (Brönnimann), *Rglg. hexacamerata* Brönnimann, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. glabrans* (Cushman), *H. striata* (Ehrenberg), *H. pulchra* (Brotzen), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *P. fructicosa* (egger), *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny), *Racemiguembelina varians* (Rzehak), *Ventilabrella* cf. *multicamerata* Klasz, *Bolivina incrassata* (Reuss), *Stensioeina pommerana* Brotzen bulunmuştur. Bu durumda da *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* biyozonunun yaşının Orta Maestrihtiyen olduğu açıklık kazanmaktadır.

Erenler Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti

Adıyaman-Kahta kuzeydoğusunda, Erenler köyü güneybatısında ölçülen kesitte (Şekil 1 ve 3), en altta *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Sulcoperculina* sp., *Goupillaudina* sp., *Loftusia minor* Cox; üstte *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Glc. stuartiformis* (Dalbiez), *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana insignis* Gandolfi, *Glc. mariei* Banner-Blow, *Glc. linneiana obliqua* Herm, *Glc. orientalis* El-Naggar, *Glc. aegyptiaca* Nakkady, *Glc. falsostuarti* Sigal, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Ventilabrella* cf. *multicamerata* Klasz; daha üstte *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides medius* (d'Archiac), *Lepidorbitoides socialis* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoides* Lamarck ve en üstte yine *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) ardışıklı olarak gözlenmektedir. Yukarıdakilere benzer şekilde bu kesitte de *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* biyozonunun yaşlı Orta Maestrihtiyen olarak öngörülmüştür.

SONUÇLAR

Adıyaman yöresinde yapılan bu çalışma ile günümüze dek Üst Maestrihtiyen yaşlı verilmekte olan

Omphalocyclus macroporus (Lamarck) ve bununla birlikte rastlanılan bazı bentik foraminiferlerin planktik foraminifer biyozonlarından *Gansserina gansseri* zonu ile olan stratigrafik ilişkisi nedeniyle Orta Maestrihtiyen'i de simgelediği anlaşılmıştır. Çavuş, Alıdamı ve Erenler ölçülmüş stratigrafi kesitlerinde *Omphalocyclus macroporus-Orbitoides medius* zonunun Orta Maestrihtiyen'i; Kanatlı, Taşlıyazı ve Toybelen kesitlerinde ise aynı zonu *Abathomphalus mayaroensis* planktik foraminifer zonuna eşdeğer olup, Üst Maestrihtiyen'i belirlediği ortaya çıkmaktadır. Böylece, *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck)'un yaşının da yalnızca Üst Maestrihtiyen değil, gerçekle Orta-Üst Maestrihtiyen olduğu kesinlik kazanmaktadır.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın gerçekleşmesi sırasında her türlü imkan ve desteği sağlayan T.P.A.O. Arama ve Araştırma Merkezi Grubu Başkanlıklarına, laboratuvar ve arazi çalışmaları sırasındaki değerli katkılarından ötürü T.Çoruh (T.P.A.O., Araştırma Merkezi Grubu) ile arazi çalışmaları esnasındaki yardımları için A.Güven, E.Tuna, Ü. Tezcan (T.P.A.O., Arama Grubu), N. Bozdoğan ve N. Şengüdüz (T.P.A.O., Araştırma Merkezi Grubu)'e içtenlikle teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- BOLLI, M.H., 1957, The genera *Præglobotruncana*, *Rotalipora*, *Globotruncana* and *Abathomphalus* in the Upper Cretaceous of Trinidad: B.W.I., U.S. Nat. Mus., Bull., No: 215, 51-60.
- DİZER, A. ve MERİÇ, E., 1981, Kuzeybatı Anadolu'da Üst Kretase-Paleosen biyostratigrafisi: M.T.A. Enstitüsü Dergisi, Sayı 95-96, 149-163, Ankara.
- EL-NAGGAR, Z.R., 1966, Stratigraphy and planktonic foraminifera of the Upper Cretaceous-Lower Tertiary succession in the Esna-Idfu Region, Nile Valley, Egypt: U.A.R., Bull. British. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 2, 1-291.
- MERİÇ, E., 1965, Kahta-Nemrut dağı arasındaki bölgenin jeolojik ve paleontolojik etüdü: İst. Üniv. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt 30, No: 1-2, 55-107.
- MERİÇ, E., 1967, Türkiyedeki bazı Loftusiidae ve Orbitoididae'ler hakkında: İst. Ün. Fen Fak. Mecm., Seri B, Cilt 32, No: 1-2 1-58
- MERİÇ, E., 1986, Güneydoğu Anadolu Bölgesi Üst Kretase-Paleosen-Alt Eosen yaşlı çökellerin paleontolojik değerlendirilmesi ve biyostratigrafik verilerin sağlanması. 1-177, T.P.A.O. Arşivi, Rapor No: 2193
- MERİÇ, E., OKTAY, F.Y., TOKER, V., TANSEL, İ. ve DURU, M., 1987, Adıyaman yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin sedimenter jeolojisi ve biyostratigrafisi (foraminifer, nannoplankton ve ostrakod): T.J.K. Bült. (Baskıda).
- NEUMANN, M., 1958, Revision des Orbitoididés du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine Occidentale: Mém. Soc. Géol. France, No: 83, 1-174.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., GONZALES DONOSO, J.M., WONDERS, A. A.H., 1983, Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids: Revue de Micropal., 26 (3-4), 145-305.
- TANSEL, İ., 1980, Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi: Yerbilimleri, 5-6, 31-47, Ankara.
- TOKER, V., 1979, Haymana yöresi (GB Ankara) Üst Kretase planktonik Foraminifera'lar ve biyostratigrafi incelemesi: T.J.K. Bült., 22(1), 121-134.
- TOKER, V., 1980, Haymana yöresi (GB Ankara) Nannoplankton biyostratigrafisi: T.J.K. Bült., 23(2), 165-178.

KARADENİZ'İN GÜNCEL ÇÖKELLERİNİN JEOKİMYASI

Geochemistry of the Recent Black Sea Sediments

NAMİK ÇAĞATAY University of Petroleum and Minerals, Dhahran, S.A.
TANER SALTOĞLU MTA Genel Müdürlüğü, Ankara
ABDULLAH GEDİK MTA Genel Müdürlüğü, Ankara

ÖZ: Karadeniz'de yaklaşık son 30.000 yılda çökelen, kokolit, sapropel ve lutit birimlerinin jeokimyası, Karadeniz'in kendine özgü morfolojik, jeolojik, biyolojik ve kimyasal özellikleri ile denetlenmiştir.

Karadeniz çökellerindeki iz elementler, istatistiksel dağılımları, üç değişik birimdeki bollukları ve alansal dağılım özellikleri açısından "iç kökenli" (autigenic) ve "dış kökenli" (allogenik) olmak üzere, iki grupta toplanır. Basen içinde, çökellerle eşzamanlı olarak oluşan minerallere ve organik maddeye bağlı, Mo, Cu, U, B, Ni, Co, V ve Ba gibi iç kökenli elementler, organik madde ve demir sülfidlerce zengin sapropel biriminde, diğer birimlerdekine göre daha bol bulunur. Bu elementler, çökeltme hızının genel olarak düşük olduğu derin düzlüklere doğru artan değerler gösterirler. Öte yandan lutit birimi, Ti, Zr ve Cr gibi daha çok kırıntı minerallere bağlı dış kökenli elementler olarak gözüken V ve Ni; kokolit ve lutit biriminde dış kökenli elementlere özgü dağılım biçimi sunarlar. Diğer iki birime göre biyolojik kökenli olarak yüksek Ca ve Sr içeren kokolit birimi; ayrıca sapropel biriminden daha yüksek SiO₂, Al₂O₃ ve TiO₂ içeriğine sahiptir.

Karadeniz'in güncel çökellerinin ortalama bileşimi, derindeniz çökellerinin bileşimine göre Cu, Ni, Co, Ba, Mn ve V yönünden çok fakirdir. Ortalama bir şeyl bileşimine genelde bir benzerlik sunmasına karşın, Karadeniz çökelleri, şeyl veya siyah şeyl bileşimine göre daha yüksek Ca, daha düşük V, Pb, Cu, Ba ve Y içerirler.

ABSTRACT: Geochemistry of the Recent Black Sea sediments comprising the Coccolithic, Sapropelic and Lutite units is largely governed by the special characteristics of the Black Sea, related to its geology, morphology, biology and chemistry.

According to their statistical distribution, their abundance in the three units, and their areal distribution, the trace elements in the Black Sea sediments fall into the "authigenic" and "allogenik" element groups. The authigenic elements occur as associated largely with the authigenic minerals and organic matter, and have been syngenetically incorporated into the sediments. The Sapropelic unit is relatively more enriched in the authigenic elements such as Mo, U, Cu, B, Ni, Co, V and Ba than the other two units. These elements show trends of increasing concentration towards the abyssal plains of the Black Sea basin, which are generally characterized by low rates of sedimentation. On the other hand, the allogenik elements such as Ti, Zr, and Cr which are dominantly of detrital mineral origin, occur in higher concentrations in the Lutite unit than the Sapropelic and Coccolithic units. Vanadium and Ni, which appear as authigenic elements in the Sapropelic unit, present a characteristic allogenik distribution pattern in the Coccolithic and Lutite units. Compared with the Lutite and Sapropelic units, the Coccolithic unit is relatively elevated in Ca and Sr, which is widely due to the Coccolithic shells made up of CaCO₃. Moreover, the Coccolithic unit is more enriched in SiO₂, Al₂O₃ and TiO₂ than the Sapropelic unit.

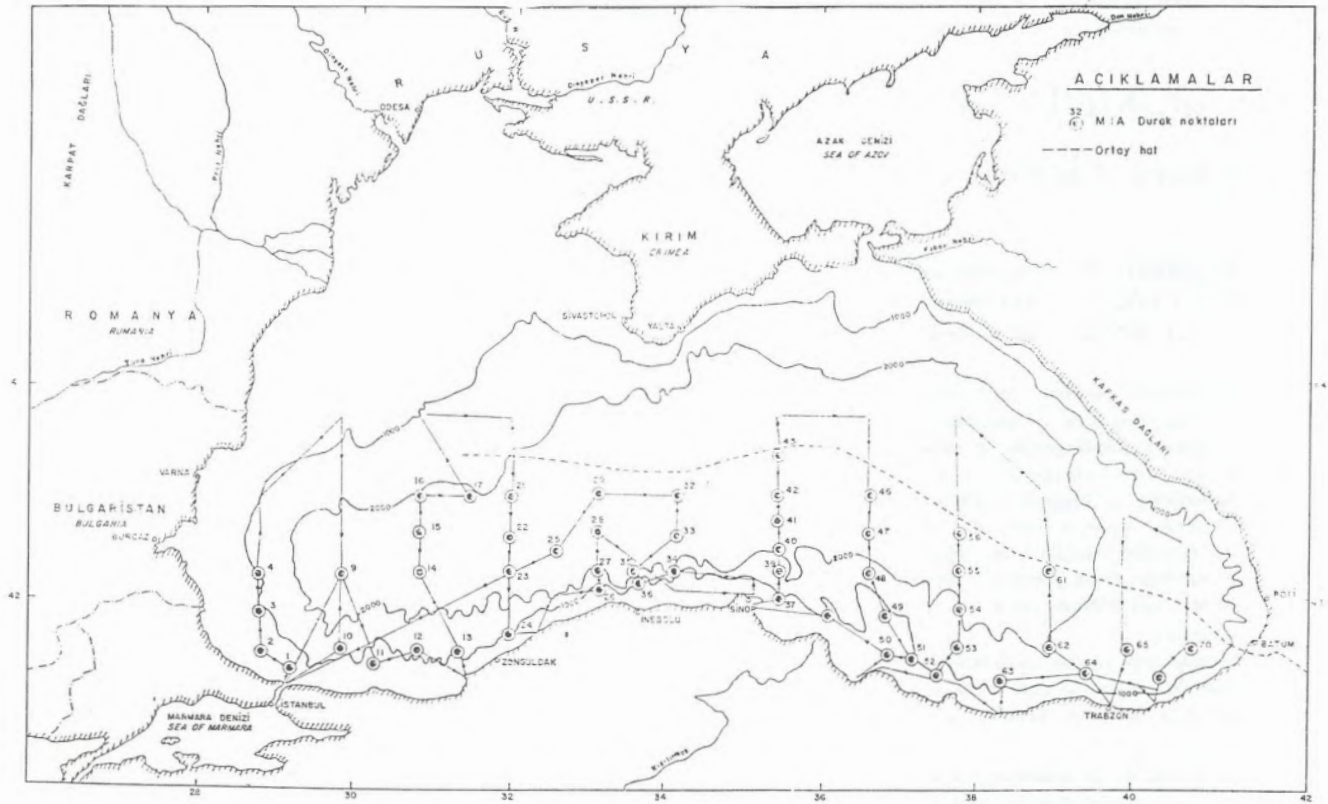
A comparison of the average composition of the Black Sea sediments with that of the deep sea sediments shows that the former are considerably depleted in many elements including Cu, Ni, Co, B, Mn and V. On the other hand, the average composition of the Black Sea sediments is similar to that of shales except for the higher content of Ca, and relatively lower contents of V, Pb, Cu, Ba and Y.

GİRİŞ

Karadeniz, gerek petrole kaynak ve hazne kaynağı, ve gerekse eş oluşumlu Cu-Pb-Zn yataklarına ve uranyum zenginleşmelerine yan kaynağı oluşturan siyah şeyllerin çökeltme ortamlarının en azından bazılarında bir model olarak düşünülmektedir (Tissot ve Welte, 1978, Tourtelot, 1979, Vine ve Tourtelot, 1970, Bell, 1978). Örneğin, orta Avrupa'da % birkaç Cu ve Pb içeren Permiyen yaşlı Kupferschiefer, metallerce zengin bir siyah şeyldir ve metallerin eşzamanlı olarak bu şeyl içinde çökeldiği gösterilmiştir (Wedepohl ve diğ., 1978). Aynı şekilde uranyumun, Norveç'teki Prekambriyen yaşlı Outokumpu (Peltola, 1968) ve İsveç'teki Kambriyen yaşlı Alum

şeylleri (Armands, 1972) içinde eş oluşumlu olarak çökeldiği yönünde görüş birliği vardır. Böylece, özellikle petrol ve adı geçen eş oluşumlu çevreleşmelerin kökenini açıklamak açısından Karadeniz ve güncel çökellerinin organik ve inorganik jeokimyası birçok çalışmacının ilgisini çekmiştir.

Karadeniz'in güncel çökellerinin jeokimyası, çeşitli yönleri ile başta Sovyet çalışmacılar olmak üzere bir çok araştırmacı tarafından incelenmiştir. Bu çalışmalardan başlıcaları; Hirst'ün (1974) 11 durak noktasından alınmış 172 örnek ile yaptığı jeokimyasal çalışma; Karadeniz baseninde demir-manganez yumruları (Sevast'yanov ve Volkov, 1966) ve demir sülfidler (Volkov ve Fomina, 1974; Volkov, 1961, 1964; Vol-



Şekil 1. Karadeniz'in derinlik ve alınan örneklerin durak noktalarını gösterir harita.
Figure 1. Location of the cores on a simplified bathymetric map of the Black Sea.

kov ve Fomina, 1974) de üzerindeki gözlem ve jeokimyasal çalışmalar; Karadeniz çökellerinde Mo, V, Co, Ni, ve Cu gibi iz elementlerin jeokimyası (Baturin ve Kochenov, 1968; Glagoleva, 1961; Volkov ve Fomina, 1974); çökellerdeki organik gerecin kimyası (Florovskaya ve Gurskiy, 1966; Starikova, 1961; Simoneit, 1974; Hunt 1974; Peake ve diğerleri, 1974; Volkov ve Fomina, 1974) olarak sayılabilir. Karadeniz çökelleri üzerindeki diğer bazı jeokimyasal çalışmalar, özel olarak tek bir elementin jeokimyasal dağılım özellikleri üzerinde durmuştur. Bu elementlerden en çok ilgi çeken uranyum olmuştur (Agamirov, 1963 a, 1963 b; Baturin, 1973; Baturin ve diğ., 1965; Rona ve Joensu, 1974; Kochenov ve diğ., 1965; Degens ve diğ., 1977; Gedik ve diğ., 1981; Çağatay, 1983 ve Çağatay ve diğ., 1986). Aynı şekilde demir (Rozanov ve diğ., 1974) ve molibden (Philipchuk ve Volkov, 1974) gibi elementlerin çökellerdeki dağılımı özellikleri ve bulunuş şekilleri üzerinde çalışmalar bulunmaktadır.

Bu çalışmada, 1978 yılında MTA Genel Müdürlüğü ve Deniz Kuvvetleri Komutanlığının işbirliği ile Karadeniz'in güney yarısında 53 durak noktasından (Şekil 1) alınan karotlardan elde edilen örneklerin kimyasal analiz sonuçları değerlendirilmiştir. Tüm örnekler, 14 element için Sr, V, Cu, Ni, Pb, B, Ba, Co, Y, Ti, Cr, Zr ve Mn için analiz edilmiştir. Ayrıca kompozit örneklerde orga-

nik-karbon, CaO, Mo ve U analizleri ve seçilen karot örneklerinde, XRF yöntemi ile bazı ana (major) elementlerin analizi gerçekleştirilmiştir. Örnekler, Ross ve Degens (1974) ve Gedik ve diğ., (1981) tarafından ayırt edilen üstten alta doğru kokolit, sapropel ve lutit birimlerine göre sınıflanmıştır. Bu birimlerde ilgili ayrıntılı bilgi Gedik ve diğ., (1981) tarafından verilmiştir. Bilindiği gibi bu üç birimli stratigrafi, çoğunlukla derin düzlüklerde gözlenebildiğinden, kıta sahanlığı ve kıtasal eğim üzerindeki duraklardan alınmış örnekler herhangi bir ayırma bağı tutulmadan, uygun bir şekilde en üstteki kokoliti birime dahil edilmişlerdir. Bu şekilde 404 örnek kokolit, 47 örnek sapropel ve 95 örnek lutit birimine ait olmak üzere toplam 546 örnek ayırtlanmıştır. Her birimin jeokimyası ayrı ayrı incelenmiş ve birbiriyle karşılaştırılmıştır. Üç ayrı birimde ve tüm olarak Karadeniz'in güncel çökellerindeki element dağılımları istatistiksel yöntemlerle incelenmiş ve dağılım özelliklerinin Karadeniz'in çeşitli özelliklerinin ışığı altında yorumu yapılmıştır.

ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Örnek Alımı ve Hazırlanması

Karadeniz baseninin Türkiye ile Sovyetler Birliği arasında saptanmış "ortay hattın" güney kesiminde 53 gravite karotu alınmıştır. Boyları 0.685 m. ile 1.455 m.

arasında değişen bu karotlardan, çökel özelliklerine göre 546 örnek elde edilmiştir. Bu örnekler önce 40°C de sabit tartıma gelinceye kadar bekletilmiş, daha sonra öğütülen örnekler 105°C de ısıtılmıştır.

Kimyasal Analizler

105° de kurutulmuş 546 örneğin, optik-yayım spektrografi yöntemi ile yarı-niceliksel olarak Sr, Ba, Cu, Pb, Mn, Ti, V, Zr, Ni, Co, Mo, Cr, Y ve B analizleri yapılmıştır. Bu örneklerde uranyum, florometrik yöntemle analiz edilmiştir. Çökel özelliklerine dayanarak hazırlanan 109 kompozit örnekte, organik karbon, Burger (1953) yöntemine göre; uranyum florometrik yöntemle; molibden kolorimetrik yöntemle ve Ca KRF yöntemi ile analiz edilmiştir. Ayrıca, seçilen 6 karottan toplam 72 örneğin SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, K₂O, TiO, MnO ve P₂O₅ içerikleri XRF yöntemi ile saptanmıştır.

İstatistiksel Yöntemler ve Verilerin Sunumu

Her birime ait örneklerin, kompozit örneklerin, tüm örneklerin ve karotların ağırlıklı ortalamalarının Sr, Ba, Cu, Pb, Mn, Ti, V, Zr, Ni, Co, Mo, Cr, Y, B ve U içerikleri ile ilgili en yüksek ve en düşük değerler, normal ve lognormal dağılıma göre ortalama, standard sapma, ortalama +1 standard sapma ve ortalama +2 standard sapma gibi temel istatistik parametreler bilgisayarla hesaplanarak bulunmuş ve çizelgeler halinde sunulmuştur (Çizelge 1, 2, 3, 4, 5 ve 6).

Her birim için elementler arasındaki korelasyon katsayıları hesaplanmış ve katsayılar önem derecesine göre sınıflanarak grafik halinde sunulmuştur. Korelasyon katsayılarının sayısal değerlerini kapsayan çizelgeler, ayrıca ek olarak verilmiştir.

Yukarıda adı geçen elementlerin 546 örnekteki içeriklerinin, bilgisayarla kümülatif olasılık eğrileri çizilerek topluluk (populasyon) özellikleri incelenmiştir.

Calcomp GPCP programı kullanılarak elementlerin, Karadeniz'in güney kesiminde 53 durak noktasından alınmış karotlar ortalama değerlerinin ve kokolit birimindeki değerlerinin alansal dağılım haritaları çizilmiştir (Şekil 9). Aynı şekilde, kompozit örneklerdeki değerler kullanılarak, Karadeniz'de organik - karbon dağılım haritası hazırlanmıştır (Şekil 10).

GÜNEY KARADENİZ'DE ÇÖKEL JEOKİMYASINI DENETLEYEN OLASI ETKENLER

Çökel veya çökel kayalar içinde elementler şu şekillerde bulunabilir:

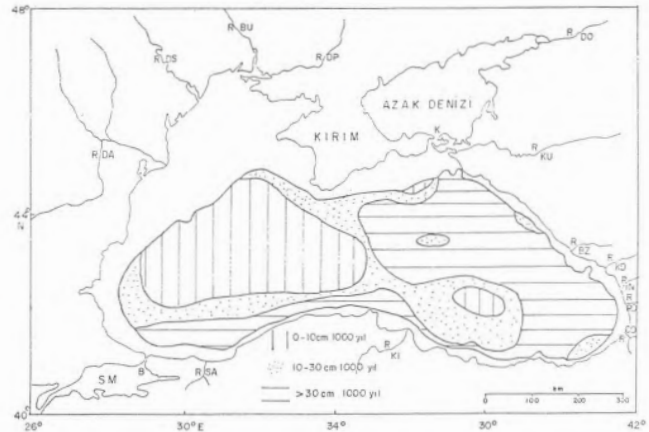
- Kırıntı minerallerin yapılarında (örneğin, feldspat, mika, killer ve ağır mineraller gibi)
- Killer üzerinde soğurulmuş olarak;
- Kimyasal veya biyokimyasal olarak çökelmiş, veya diyajenetik olarak oluşmuş minerallerin (örneğin; kalsit, apatit, pirit, demir ve magnezyum oksitleri gibi) yapısında veya üzerlerine soğurulmuş olarak;

- Organik maddeye bağlı olarak organo-metal bileşikleri halinde ve soğurulmuş olarak,
- Çökellerin bünyesinde kapanlanmış su bileşiminde,

Buna göre Karadeniz güncel çökellerinin jeokimyasal bileşimini etkileyebilecek başlıca fiziksel etkenler şu şekilde sıralanabilir:

Karadenizin Morfolojisi

Derinliği 2200 m.ye ulaşan Karadeniz baseni, dört ana fiziyografik bölgeden oluşmuştur. Bunlar kıta sahanlığı, kıtasal eğim, basen önlüğü ve derin (abyssal) düzlüklerdir (Ross ve diğerleri, 1974, 1978). Kıta sahanlığı, Anadolu ve Kafkas kıyıları boyunca 20 km den dardır. Kıtasal eğim, güneyde Anadolu kıyıları açıklarında diktir ve kıyıya dik ve eğik kanyonlarla kesilmiştir (Ross ve diğerleri, 1974; Aksaray, 1978). Bu kanyonlar, güneyde Kızılırmak, Yeşilirmak, Sakarya ve Çoruh nehirlerinin getirdiği kırıntılı gercici bulantı akıntıları yoluyla derin düzlüklere değin ulaştırırlar. Bu durum, ileride açıklanacağı gibi, özellikle Karadeniz baseninin doğusunda çökme hızını ve dolayısıyla çökel bileşimini önemli ölçüde etkilemektedir.



Şekil 2. Karadeniz'de son 3000 yıldaki çökme hızı (Ross ve diğ., 1974'den)
Figure 2. Sedimentation rates for 3000 years (Ross ve diğ., 1974'den)

Karadeniz'de Çökme Hızı

Son 3000 yıldaki çökme hızlarına dayanarak Ross ve diğ. (1974) Karadeniz'deki çökme hızı farklılık gösteren alanları haritalamışlardır (Şekil 2). Buna göre en düşük çökme hızı (10 cm/1000 yıl), Karadeniz'in batı kesiminde, orta kısımlardaki derin düzlüklerde ve kuzeybatıdaki kıtasal eğim ile basen önlüğünü içine alan kısımlarda görülmektedir. Buna karşılık, en yüksek çökme hızı, 30 cm/1000 yıl'dan büyük olmak üzere tüm Anadolu ve Kafkaslar kıtasal eğimi boyunca ve basenin batı kısmının büyük bir bölümünde izlenmektedir. Bu alanlardaki yüksek çökme hızı bulantı akıntılarına bağlıdır. Basenin doğu kısmında, "ortay hatla" Giresun arasında da, düşük çökme hızlı bir alan dikkati çekmektedir (Şekil 2).

	U ₃ O ₈ ppm	Mo ppm	Org. %	CaO %
ÖRNEK SAYISI	109	109	109	109
EN DÜŞÜK DEĞER	2.	1.	0.35	3.7
EN YÜKSEK DEĞER	28.	125.	14.25	36.3
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (NORMAL BİR DAĞILIM İÇİN)				
ORTALAMA	8.2	24.4	2.58	13.3
STANDARD SAPMA	5.5	24.7	3.04	8.6
ORTALAMA +1* ST. SAPMA	13.7	49.2	5.62	21.9
ORTALAMA +2* ST. SAPMA	19.1	73.9	8.66	30.4
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (LOGNORMAL BİR DAĞILIM İÇİN)				
ORTALAMA	6.4	14.7	1.99	11.1
STANDARD SAPMA	2.0	3.1	2.16	1.8
ORTALAMA +1* ST. SAPMA	13.2	46.2	4.30	20.0
ORTALAMA +2* ST. SAPMA	26.9	145.3	9.29	35.9

Çizelge 1. Kompozit örneklerin U₃O₈, Mo organik karbon ve CaO içeriklerinin temel istatistiksel parametreleri
Table 1. The basic statistical parameters of composite samples of U₃O₈, Mo, organic carbon and CaO

	Sr	Ba	Cu	Pb	Mn	Ti	V	Zr	Ni	Co	Mo	Cr	Y	B	U ₃ O ₈
ÖRNEK SAYISI NO. OF SAMPLES USED	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53	53
EN DÜŞÜK DEĞER MIN. VALUE	200	50	14	5	267	1051	20	28	13	5	10	32	10	10	2
EN YÜKSEK DEĞER MAX. VALUE	677	548	77	22	1810	3000	145	141	126	127	69	209	20	145	13
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (NORMAL BİR DAĞILIM İÇİN) BASIC STATISTICS OF THE DATA (ASSUMING NORMALITY)															
ORTALAMA MEAN	261.	250.	33.	7.	625.	1798.	68.	56.	50.	18.	15.	91.	12.	43.	4.
STANDARD SAPMA STANDARD DEV.	91.1	105.3	10.9	3.9	285.4	436.3	28.5	23.8	27.7	17.4	10.1	38.1	3.4	26.4	2.4
ORTALAMA +1* ST. SAPMA MEAN +1* ST. DEV.	352.	355.	44.	11.	910.	2235.	96.	80.	78.	35.	25.	129.	15.	69.	6.
ORTALAMA +2* ST. SAPMA MEAN +2* ST. DEV.	443.	461.	55.	15.	1196.	2671.	125.	104.	105.	52.	35.	167.	19.	96.	9.
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (LOGNORMAL BİR DAĞILIM İÇİN) BASIC STATISTICS OF THE DATA (ASSUMING LOGNORMALITY)															
ORTALAMA MEAN	249.	226.	31.	6.	577.	1752.	62.	52.	43.	13.	13.	84.	11.	36.	4.
STANDARD SAPMA STANDARD DEV.	1.3	1.6	1.4	1.5	1.5	1.2	1.6	1.5	1.7	2.0	1.6	1.5	1.3	1.8	1.7
ORTALAMA +1* ST. SAPMA MEAN +1* ST. DEV.	333.	365.	43.	9.	845.	2188.	96.	77.	74.	27.	21.	125.	14.	66.	6.
ORTALAMA +2* ST. SAPMA MEAN +2* ST. DEV.	445.	588.	59.	14.	1238.	2732.	150.	113.	127.	54.	32.	188.	18.	122.	10.

Çizelge 2. Tüm karotların ağırlıklı element içeriklerinin temel istatistiksel parametreleri
Table 2. The weighted basic statistical parameters of elements in core samples

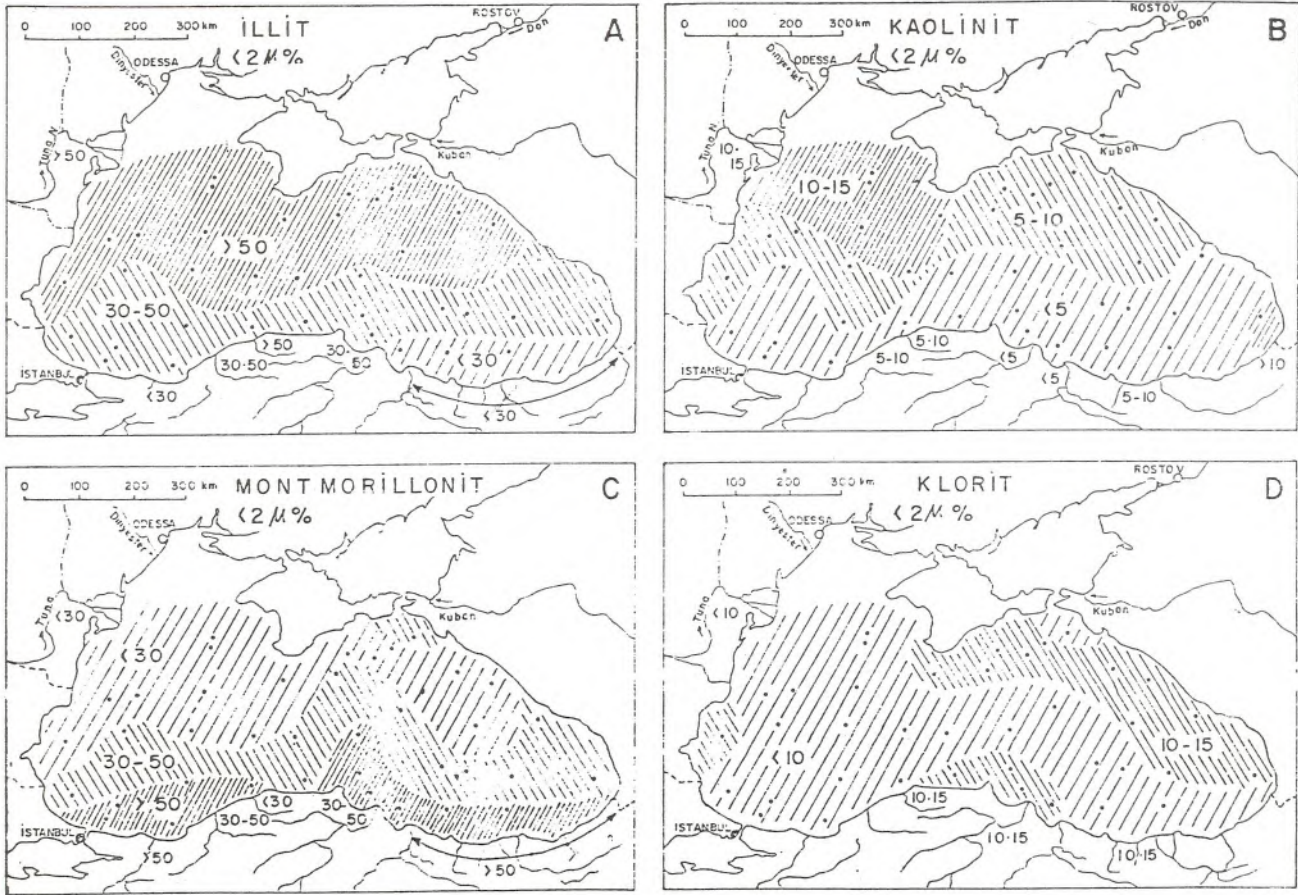
Çökeltme hızının yüksekliği, basen içinden kaynaklanmış (authigenic) olarak oluşan minerallere veya organik maddeye bağlı olarak çökelen ve jeokimyasal hareketliği yüksek olan elementlerin derişimini önemli ölçüde seyreltmektedir.

Nehirlerin Getirdiği Çökellerin Kaynağı ve Türü

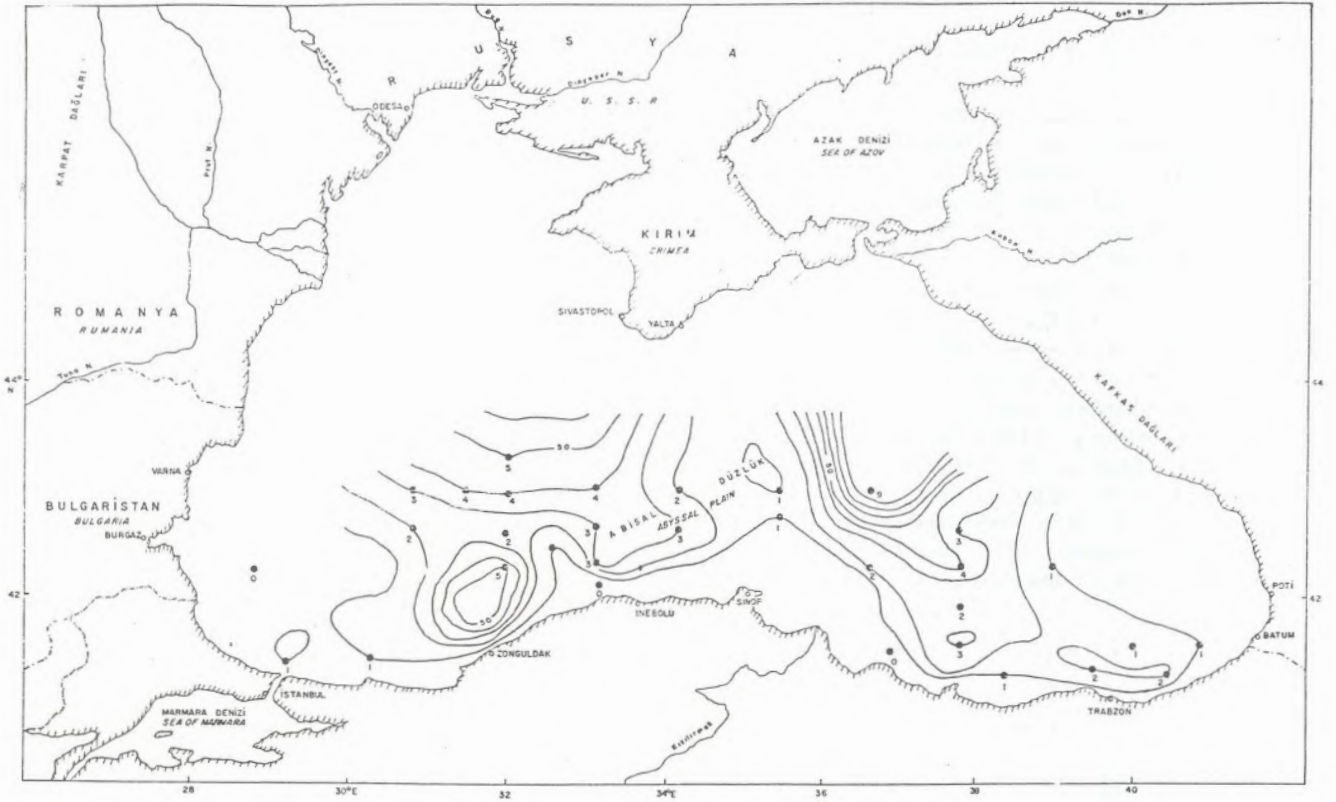
Karadeniz'in Anadolu kıyılarının dağlık olması ve bu bölgenin coğrafi konumu nedeniyle bol yağış alması egemen akarsuların Karadeniz'e önemli ölçüde kırıntı malzeme taşımamasına neden olur. Bu kırıntılar, kanyonlar yoluyla derin kesimlere, ve kıyı-boyu akıntıları ile de kıyıya paralel olarak dağıtılır.

Batı Pontidler, daha çok Kretase-Eosen yaşlı fliş türünde çökeller, ofiyolitler, volkanik kayalar ve daha yaşlı metamorfiklerle temsil edilmiştir. Buna karşılık Doğu pontidler çoğunlukla, yaşları Jura-Eosen arasında değişen volkaniklerden oluşmuştur. Doğu'da Kafkaslar çeşitli yaşta volkanik, intrüsf ve metamorfik kayalar içerirler. Bu kayalar Karadeniz'de çökelen kırıntı çökellerin kaynağını oluşturur. Türkiye nehirlerinin Karadeniz'e taşıdığı kırıntı gerecin bileşimi, Peterson (1971; Shimkus ve Trimonis, 1974 de); Karadeniz güncel çökellerinin ayrıntılı mineralojik ve petrolojik etüdü,

Müller ve Stoffers (1974) tarafından yapılmıştır. Buna göre, kum iriliğindeki malzeme, Doğu Pontid kıyıları boyunca çoğunlukla volkanik; Kafkas kıyıları boyunca ise metamorfik kaya parçalarından oluşmuştur. Kum iriliğinde en yüksek karbonat kırıntılarının gözüktüğü alanlar, Sakarya ve Yeşilırmak arasında kalan Anadolu kıtasahaneliği ve kıtasal eğim kesiminde gözlenir. Kuvars miktarı, % 5-25 ile Anadolu kıyılarının batısı açıklarında, doğuya (%5) göre daha yüksektir. Buna karşılık feldspat ise kabaca kuvarsa ters bir ilişki ile doğu Anadolu kıyılarında daha bol oranda (yaklaşık % 30) bulunur. Ağır minerallerden piroksen, basenin GD kısmında en yüksek oranda bulunur; Batı Anadolu kıyıları açıklarında azalır, ancak arta kalan kesimlere göre daha yüksek oranlardadır. Kil mineralleri, bollukları yönünden Karadenizin boyuna koşu bir dağılım şekli gösterirler (Şekil 3). Anadolu kıyıları boyunca uzanan bir şerit boyunca, 2'den küçük çökel malzemesinin % 50'den çoğunu montmorillonit, % 30-50 oranını illit oluşturmaktadır. İnebolu-Samsun arasında kalan kıyı ve kıtasal eğim kesiminde ise klorit % 10-15 oranlarla en yüksek düzeydedir. Bu kesimde kloritin kaynağı büyük oranda Kızılırmak'ın çökel yükü olmalıdır.



Şekil 3. İki mikrondan küçük çökel kısmının mineral bileşimi (Müller ve Stoffers 1974'den)
Figure 3. The mineral composition of fraction which is smaller than 2 micron in particle size.



Şekil 4. Karadeniz'in güncel çökellerinde organik karbon dağılımı % (40°C de kurutulmuş)
Figure 4. Distribution of organic carbon of the recent Black Sea sediments % (Dried at 40°C).

Karadeniz'de İndirgeyici (H₂S'ce zengin) Koşulların Varlığı

Karadeniz ortalama 36 m. derinlikteki İstanbul boğazı ile Marmara ve oradan da Akdeniz'e bağlı yarı-kapalı bir denizdir. Günümüz'den yaklaşık 9000 yıl önce Akdeniz'le ilişkisinin dereceli olarak azalmaya başlaması sonucu, yarı-kapalı bir deniz durumuna gelen Karadeniz'in su kütlesi ve çökellerinde H₂S li indirgeyici koşullar egemendir, ve tuzluluğa bağlı olarak bir su tabakalanması oluşmuştur. (Deuser, 1974) Yaklaşık deniz düzeyinin 50-70 m altında azalmaya başlayan oksijen miktarı, 200 m nin altında sıfıra düşer. Karadeniz suyunun derin kesimlerdeki Eh değeri -0.15 ve -0.21 V aralığındadır (Agamirov 1963 a; Kochenov ve diğ., 1965). Derin deniz çökellerindeki Eh, yaklaşık -0.26 V; pH, 8 dolayındadır. Bu indirgeyici koşullar altında ve H₂S lü ortamda, başta demir olmak üzere C, Ni, Co gibi metaller sülfidleri halinde çökelirler. Nitekim Karadeniz çökelleri içinde pirit, hidrotrouilit gibi demir sülfidleri izlenmiştir. (Volkov ve Fomina, 1974). İndirgeyici koşullar, aynı zamanda organik gerecin oksitlenmeden çökeller içinde korunmasını sağlar.

Biyolojik İşlemler ve Biyolojik Gereç Üretimi

Günümüzde ve yakın geçmişte Karadeniz'deki organik karbonun kaynağı büyük ölçüde plankton organizmaları olmuştur (Shimkus ve Trimonis, 1974). Bunların başlıcaları diatome, dinoflagellat ve kokolitlerdir. Bunlardan kokolitler, Karadeniz güncel çökellerinin en üst birimi olan ve son 3000 yılda çökelen kokolitleli birimin en önemli bileşenidir, ve bu birimin ortalama % 40 olan karbonat içeriğinin tamamına yakını oluşturur. Shimkus ve Trimonis (1974) e göre nehirlerin Karadeniz'e getirdiği organik karbon oranı toplam organik karbon girdisinin ancak 1/3 ünü oluşturur. Üretilen toplam organik karbonun sadece % 4'ü oksijensiz zondaki çökeller içinde gömülüp fosilleşir.

Karadeniz'de oksijensiz (halistatik) zon, organik madde üretimi yönünden çok fakirdir. Bu yönden zengin alanlar KB ve Kafkas kıyıları önündeki kıta sahanlığı ve eğimidir (Shimkus ve Trimonis, 1974).

Kompozit ve tek; toplam 130 örneğin organik karbon analizine göre çizilen Karadeniz güncel

çökellerindeki organik karbon dağılım haritası (Şekil 4)'de verilmiştir. Bu haritadan görüleceği üzere, yüksek organik madde üretiminin egemen olduğu sahalara, genellikle düşük organik-karbon içeren çökelleme sahalara karşılık gelir. Çökellerdeki organik-karbon miktarı derin düzlüklere doğru bir artış gösterir. Bu şekildeki dağılım, derin düzlüklerdeki düşük çökelleme hızı ile açıklanabilir. Zonguldak açıklarındaki % 5'e varan yüksek organik-karbon değerleri; Karadeniz gelen kömür kırıntılarının fazlalığına bağlanabilir. Sinop-Samsun kuzeyinde uzanan düşük organik-karbon alanı ise, büyük oranda Kızılırmak ve Yeşilirmak'ın getirdiği kırıntı malzemesinin seyreltme etkisine bağlıdır.

Kompozit örneklerin organik-karbon içerikleri % 0.35 ile 14.25 arasında değişir (Çizelge 1). Kümülatif olasılık eğrisine göre lognormal, çift modlu (bimodal) bir dağılıma yaklaşım gösteren organik-karbon topluluğunun logaritmik ortalaması yaklaşık % 2'dir. Organik-karbon değerlerinin yaklaşık % 45'i, % 1 ve daha düşük değerlerden oluşmuştur. Yüksek modu oluşturan organik - karbon topluluğu tüm topluluğun % 12'sini oluşturur. Bu yüksek organik karbon değerleri, doğal olarak sapropel birimi içinde yer alır ve ortalama yaklaşık % 11 organik karbon değerine sahiptir.

Kokolitli birimdeki denizel kökenli organik gereç içeriğine karşın; sapropel birimindeki organik gereç, daha çok karasal kökenlidir. Sapropel biriminde önemli ölçüde pollen ve sporlar, ve diğer karasal kökenli bitki kalıntıları içeren organik gereç; yapısında sterol ve yağ asitlerini (Simoneit, 1974), bitüm fulvik ve hümkik asitleri (Volkov ve Fomina, 1974) bulundurulur.

Organik maddenin gerek deniz suyunda metalleri soğurması ve gerekse organo-metal bileşikleri oluşturma özelliği öteden beri bilinmektedir. Bunun yanında, organizmaların biyolojik olarak, yaşam süreçleri boyunca elementleri önemli ölçüde biriktirebileceği bazı çalışmacılar tarafından öne sürülmüştür (Koczy ve diğ., 1957; Degens ve diğ., 1977). Ancak Volkov ve Fomina (1974), Karadeniz'de planktonların ve çökellerdeki organik gerecin doğrudan Ni, Co, Cu, Mo ve V gibi elementler için analizi sonucu, yaşam süreci boyunca biriken element miktarlarının, organik maddeye sonradan soğurulma-bağlanma yoluyla zenginleşen miktara göre önemsiz olduğunu belirtmiştir. Bu görüş, çalışmaları sonucu bir çok diğer araştırmacı tarafından da benimsenmiştir (Breger ve Deul, 1956; Kronfeld, 1964; Tatsumoto ve Goldberg, 1959; Çağatay, 1983 ve Çağatay, ve diğ. 1986). Böylece, örneğin, metal içeriği ile planktonik organizma sayısı arasındaki yüksek korelasyon katsayısı gibi bir ilişki, gerçekte kökensel değil; iki değişkenin de aynı ortamda aynı etkenler (örneğin, derin deniz ortamında düşük çökelleme hızı gibi) tarafından denetlenmesi sonucu ortaya çıkmaktadır.

Organizmalar, sadece çökellerin organik-karbon içeriğine katkıda bulunmazlar; aynı zamanda Karadeniz çökellerinin CaCO₃ içeriğinin büyük bir bölümünü de oluştururlar. Örneğin, kokolitli birimin ortalama % 40'lık CaCO₃ içeriğinin tamamına yakın kısmını, 2-3 µ büyük-

lüğünde, disk şeklindeki kokolitler oluşturur. Ayrıca Karadeniz kıta sahanlığında, lamellibrans, gastropod, foraminifer ve ostrakod kavkuları, bu bölgelerdeki çökellerin CaCO₃ içeriğine önemli katkılarda bulunurlar. Bu bakımdan KB Anadolu kıta sahanlığında (örneğin, durak no. 11 dolayı), özellikle lamellibrans kavkuları önemlidir.

Kompozit örneklerindeki CaO değerler topluluğu lognormal bir dağılıma yaklaşım gösterir. Bu çökellerin logaritmik ortalaması % 11.1 olarak bulunmuştur (Çizelge 1). En yüksek (% 36'ya varan) değerler kokolitli birim örneklerinde izlenmiştir. Kümülatif olasılık eğrisine göre, yaklaşık % 15 organik-karbon değerine karşılık gelen 30. yüzde de (percentile) bir dönüm (inflection) noktası bulunmaktadır.

KARADENİZ GÜNCEL ÇÖKELLERİNİN ANA (MAJOR) ELEMENT JEOKİMYASI

Toplam 6 karotun (bu karotlardan alınan 72 örneğe göre) XRF ana element analiz bileşimi, aralık ve ortalama değerler olarak Çizelge 1 de özetlenmiştir.

Analizi yapılan karotlardan 1 ve 11 no.lar, batı Karadeniz'de kıta sahanlığından; 26, 27 ve 28 no.lar, İnebolu batısında kıtasal eğimden kuzeye doğru derin düzlüğe uzanan bir hat üzerinde; 46 no.lu karot ise Samsun kuzeyinde derin düzlük üzerinde yer alır (Şekil 1).

1 no.lu karot, en üstteki 5 cm'lik kısmı ile 101-104 cm.'si arasındaki önemli ölçüde lamellibrans, gastropod, ostrakod, cibides, milliolidia kavkuları içeren tabakaları dışında büyük oranda kilden oluşmuştur. Boyu 118 cm. olan bu karot, 44-76 cm.'leri arasında organik maddece zengin ince bantlar içerir. Boyu 107 cm. olan 11 no.lu karot, lamellibrans kavkuları içeren homojen görümlü yeşilimsi gri renkte bir kildir. Yüksek orandaki kavkular, bu çökellerde yüksek CaO (% 29) ve düşük SiO₂ (% 26), Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, TiO₂ değerlerinin izlenmesine neden olur (Çizelge 7).

26 no.lu karot, 114 cm. boyundadır ve büyük ölçüde kil bantlarından oluşmuştur. Bu yüksek kil içeriği, çökellerin nisbeten yüksek Al₂O₃ (% 15) içeriği ile de yansıtılmıştır. Bu karotun bazı düzeylerinde izlenen, mil iriliğindeki kuvars, mika ve diğer kırıntı minerallerin oluşturduğu seviyeler, buradaki çökellerin SiO₂ ve TiO₂ gibi bileşenlerin diğer karotlardakine göre yüksek olmasına katkıda bulunur. Bu karotta, ayrıca organik maddece zengin çok ince birkaç bant bulunur.

Boyu 86.5 cm. olan 27 no.lu karot 26 no.lu karota benzerlik gösterir. Çökeller açık ve koyu renkli kil araldanmasından oluşmuştur. Kırıntı oranı 26 no.lu karot örneklerine göre daha azdır; 13,24 cm. ve 50-80 cm. arasındaki düzeyde organik karbon oranı % 3'e kadar çıkar. MnO oranı diğer karotlarınkine oranla daha yüksektir.

28 no.lu karot 125 cm derinliğe kadar iner. Kil, kokolit ve organik gereç yönünden zengin, 5-10 cm kalınlığında bantların araldanmasından oluşmuştur.

ELEMENT :	Sr	Ba	Cu	Pb	Mn	Ti	V	Zr	Ni	Co	Mo	Cr	Y	B	U ₃ O ₈
ÖRNEK SAYISI	404	404	404	404	404	404	404	404	404	404	404	404	404	404	404
EN DÜŞÜK DEĞER	200	50	7	5	100	300	10	20	10	5	10	5	10	10	2
EN YÜKSEK DEĞER	2000	2000	700	100	7000	4000	400	150	200	700	70	300	20	150	22
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (
ORTALAMA	304.	249.	33.	7.	571.	1797.	66.	55.	48.	23.	13.	93.	12.	40.	5.
SAPMA	305.4	176.1	35.1	7.5	449.5	651.7	51.5	32.4	34.5	42.6	7.9	52.3	3.7	31.8	3.4
ORTALAMA+1*ST.SAP	610.	425.	69.	15.	1020.	2449.	118.	87.	83.	65.	21.	145.	15.	72.	8.
ORTALAMA+2*ST.SAP	915.	602.	104.	22.	1470.	3100.	169.	119.	117.	108.	29.	198.	19.	103.	11.
)															
ORTALAMA	246.	207.	30.	6.	501.	1677.	47.	46.	39.	14.	12.	80.	11.	30.	4.
SAPMA	1.7	1.9	1.5	1.6	1.6	1.5	2.5	1.8	1.9	2.5	1.5	1.8	1.3	2.1	1.7
ORTALAMA+1*ST.SAP	416.	388.	44.	10.	792.	2466.	117.	83.	75.	35.	17.	143.	14.	64.	7.
ORTALAMA+2*ST.SAP	704.	729.	65.	15.	1251.	3628.	290.	148.	145.	88.	25.	256.	19.	134.	12.

Çizelge 3. Kokoliti birimin element içeriklerinin temel istatistiksel parametreleri
Table 3. The basic statistical parameters of elements of coccolith unit.

ELEMENT :	Sr	Ba	Cu	Pb	Mn	Ti	V	Zr	Ni	Co	Mo	Cr	Y	B	U ₃ O ₈
ÖRNEK SAYISI (NO OF SAMPLES USED)	47	47	47	47	47	47	47	47	47	47	47	47	47	47	47
EN DÜŞÜK DEĞER (MIN. VALUE)	200	50	30	5	150	1000	40	20	20	5	10	40	10	30	3
EN YÜKSEK DEĞER (MAX. VALUE)	700	1500	150	15	5000	3000	300	150	200	70	150	400	20	200	28
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (NORMAL BİR DAĞILIM İÇİN) BASIC STATISTICS OF THE DATA (ASSUMING NORMALITY)															
ORTALAMA (MEAN)	238.	406.	69.	5.	659.	1543.	141.	47.	90.	27.	61.	90.	16.	89.	14.
STANDART SAPMA (STANDARD DEV.)	112.1	342.5	32.1	1.4	786.9	369.4	66.5	23.7	38.4	10.8	34.8	55.5	4.8	49.4	5.6
ORTALAMA+1*ST. SAPMA (MEAN+1*ST. DEV.)	350.	749.	101.	7.	1445.	1912.	208.	71.	128.	38.	96.	145.	21.	138.	19.
ORTALAMA+2*ST. SAPMA (MEAN+2*ST. DEV.)	463.	1091.	133.	8.	2232.	2281.	274.	95.	166.	49.	131.	201.	26.	187.	25
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (LOG NORMAL DAĞILIM İÇİN) BASIC STATISTICS OF THE DATA (ASSUMING LOGNORMALITY)															
ORTALAMA (MEAN)	224.	297.	62.	5.	469.	1501.	124.	42.	81.	24.	48.	81.	16.	75.	12.
STANDART SAPMA (STANDARD DEV.)	1.4	2.2	1.6	1.2	2.1	1.3	1.7	1.6	1.6	1.7	2.2	1.5	1.4	1.8	1.7
ORTALAMA+1*ST. SAPMA (MEAN+1*ST. DEV.)	305.	649.	101.	6.	956.	1594.	211.	67.	131.	40.	106.	122.	22.	135.	20.
ORTALAMA+2*ST. SAPMA (MEAN+2*ST. DEV.)	415.	1421.	164.	7.	1990.	2390.	357.	105.	212.	66.	232.	183.	30.	241.	34

Çizelge 4. Sapropel biriminin element içeriklerinin temel istatistiksel parametreleri
Table 4. The basic statistical parameters of elements in the sappropelic unit.

ELEMENT :	Sr	Ba	Cu	Pb	Mn	Ti	V	Zr	Ni	Co	Mo	Cr	Y	B	U ₃ O ₈
ÖRNEK SAYISI (NO. OF SAMPLES)	95	95	95	95	95	95	95	95	95	95	95	95	95	95	95
EN DÜŞÜK DEĞER (MIN. VALUE)	200	50	20	5	300	1000	10	20	10	5	10	40	10	10	2
EN YÜKSEK DEĞER (MAX. VALUE)	700	1000	100	70	3000	3000	200	200	200	40	40	200	20	100	16
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (NORMAL BİR DAĞILIM İÇİN) BASIC STATISTICS OF THE DATA (ASSUMING NORMALITY)															
ORTALAMA (MEAN)	212.	263.	32.	7.	766.	1763.	74.	68.	46.	16.	11.	93.	14.	40.	4.
STANDARD SAPMA (STANDARD DEV.)	61.3	166.9	11.9		434.0	610.6	39.1	40.8	31.5	9.4	4.7	36.5	4.8	21.7	2.3
ORTALAMA +1*ST.SAP. (MEAN+1*ST. DEV.)	273.	430.	44.	15.	1200.	2374.	113.	109.	78.	25.	16.	129.	18.	62.	6.
ORTALAMA+2*ST.SAPMA (MEAN +2*ST. DEV.)	334.	597.	56.	23.	1634.	2984.	152.	150.	109.	34.	20.	165.	23.	83.	
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (LOGNORMAL BİR DAĞILIM İÇİN) BASIC STATISTICS OF THE DATA (ASSUMING LOGNORMALITY)															
ORTALAMA (MEAN)	207.	223.	30.	6.	675.	1667.	63.	56.	39.	12.	11.	87.	13.	34.	3.
SAPMA (STANDARD)	1.2	1.8	1.4	1.6	1.6	1.4	1.9	1.9	1.7	2.1	1.3	1.4	1.4	1.8	1.5
ORTALAMA+1*ST.SAPMA (MEAN+1*ST. DEV.)	247.	402.	41.	9.	1101.	2325.	119.	108.	67.	26.	13.	122.	18.	61.	5.
ORTALAMA+2*ST.SAPMA (MEAN +2*ST. DEV.)	294.	725.	56.	14.	1797.	3244	225.	209.	116.	54.	17.	172.	25.	110.	8.

Çizelge 5. Lütit biriminin element içeriklerinin temel istatistiksel parametreleri
Table 5. The basic statistical parameters of elements in lutite unit.

	Sr	Ba	Cu	Pb	Mn	Ti	V	Zr	Ni	Co	Mo	Cr	Y	B	U3O8
ÖRNEK SAYISI (NO. OF SAMPLE USED)	546	546	546	546	546	546	546	546	546	546	546	546	546	546	546
EN DÜŞÜK DEĞER (MIN. VALUE.)	200	50	7	5	100	300	10	20	10	5	10	5	10	10	2
EN YÜKSEK DEĞER (MAX. VALUE.)	2000	200	700	100	65000	4000	400	200	200	700	150	400	20	200	28
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (NORMAL BİR DAĞILIM İÇİN) BASIC STATISTICS OF THE DATA (NORMALITY)															
ORTALAMA (MEAN)	283.	265.	36.	7.	722	1769.	74.	56.	51.	22.	17.	93.	12.	44.	5.
STANDARD SAPMA (STANDARD ST.SAPMA)	268.6	199.5	33.6	7.3		629.2	55.1	33.8	36.3	37.1	18.5	50.2	4.2	35.0	4.4
ORTALAMA +1*ST. DEV. (MEAN+1*ST. DEV.)	551.	465.	70.	14.	3513.	2398.	129.	90.	88.	59.	35.	143.	17.	79.	10.
ORTALAMA +2*ST.SAPMA (MEAN+2*ST.SAPMA)	820.	664.	103.	22.	6303.	3028.	184.	124.	124	96.	54.	193.	21.	114.	14.
TEMEL İSTATİSTİK PARAMETRELER (LOG NORMAL BİR DAĞILIM İÇİN) BASIC STATISTICS OF THE DATA (ASSUMING LOGNORMALITY)															
ORTALAMA (MEAN)	237.	216.	32.	6.	527.	1659.	54.	47.	41.	14.	13.	81.	12.	33.	4.
STANDART SAPMA (STANDART DEV.)	1.6	1.9	1.5	1.6	1.7	1.4	2.4	1.8	1.9	2.4	1.8	1.7	1.3	2.1	1.9
ORTALAMA +1*ST.SAPMA (MEAN +1*ST. DEV.)	379.	412.	49.	9.	902	2398.	131.	86.	80.	34.	23.	139.	16.	71.	8.
ORTALAMA +2*ST.SAPMA (MEAN +2*ST. DEV.)	608	787.	76.	15.	1544.	3465.	316.	155.	155.	83	41.	237.	21.	150.	15.

Çizelge 6. Tüm örneklerin element içeriklerinin temel istatistiksel parametreleri
Table 6. The basic statistical parameters of the elements in the total of samples.

Böylece, bu karot çökel bileşimi açısından oldukça değişen bir özellik sunmaktadır. Görünürdeki bu değişim, element içeriği aralıklarının genişliği ile kimyasal bileşime de yansımıştır (Çizelge 7). Kokolitle çökel düzeylerinin varlığı ile örneklerde CaO oranı % 29 kadar; ortalama CaO değeri % 13'e kadar çıkmıştır. 95 cm. derinlikten başlayarak MnO değerleri belirgin şekilde yüksektir.

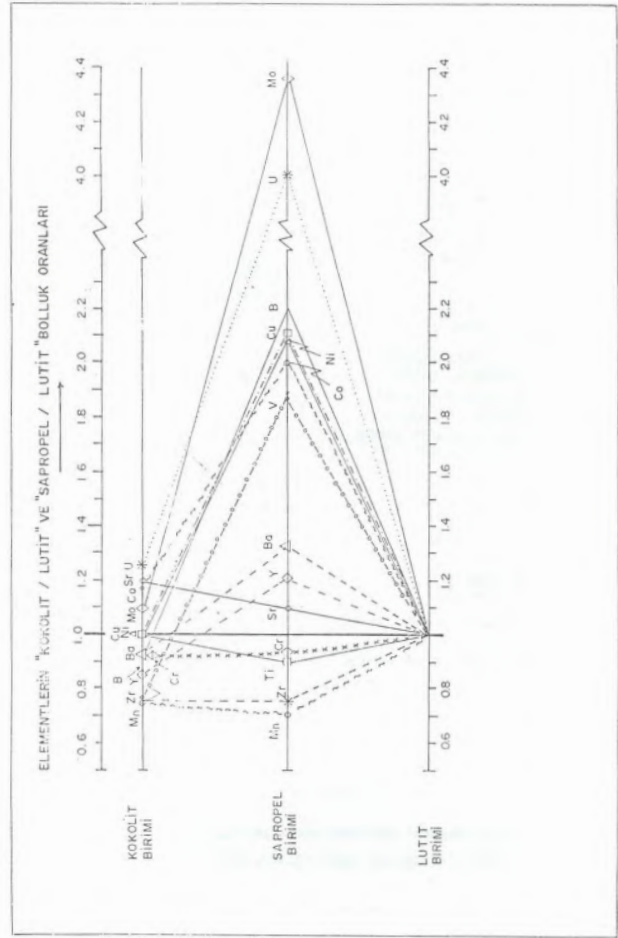
Kokolitli ve sapropel birimlerini içeren 46 no.'lu karotun üstteki 46 cm.'lik kısmı, kokolitle; 46 cm.'den karotun bitiş derinliği olan 142 cm.'ye değin kısmı, sapropel birimine aittir. Kokolit birimi, ince bantlar halinde zengin kokolit içeren kilden oluşmuştur. Sapropel birimi de yer yer kokolit arabantları içerir. 46 no.'lu karotta; kokolit birimi doğal olarak sapropel birimine göre iki misli daha yüksek oranda CaO içerir. Aynı şekilde, daha yüksek kırıntılı mineral içeriğinden dolayı Kokolitle birim; sapropel biriminden daha bol SiO₂, Al₂O₃ ve TiO₂ içerir. Bu karotun sapropel birimindeki organik karbon oranı % 14,25'e varır.

Analizi yapılan 6 karota ait çökel örneklerinin kimyasal bileşimi, derin deniz çökelleri ve şeyl ortalama bileşimleri ile karşılaştırıldığında (Çizelge 7); Karadeniz çökellerinin yüksek CaO içeriği belirgin olarak ortaya çıkar. Bu yüksek CaO içeriği, büyük oranda organizma kavkularına ve bu kavkuları Karadeniz'de, karbonat erime derinliğine (4000-4500 m) ulaşılmadığı için korunmasına bağlıdır. Yüksek CaO oranına karşın; Karadeniz çökelleri, şeyl ortalama bileşimine göre daha düşük SiO₂, Al₂O₃ ve TiO₂ içerirler. Derin deniz çökelleri ise, Karadeniz çökellerine göre çok yüksek MnO içerirler. Derin deniz çökellerinin bu yüksek MnO içeriği derin deniz dibinde oluşan mangan yumru ve kabuklarına bağlıdır.

Karadeniz güncel çökellerinin Fe₂O₃ olarak toplam demir içeriği, karbonat oranları yüksek çökellerde % 3'den, normal killi çamurlarda % 7'ye kadar değişir (Çizelge 7). Bu değerler Rozanov ve diğ., (1974) nin sonuçları ile uyum içindedir. Bu çalışmacılar, reaktif (hidroksid, karbonat ve sülfid gibi otijenik minerallere bağlı) demir ve reaktif olmayan (klastik minerallere bağlı) demir olmak üzere iki türde demir ayırtederek; reaktif demirin, kıyıda derin düzlüklere doğru arttığını göstermişlerdir. Derin düzlüklerde, toplam demirin yaklaşık % 75'ini oluşturan reaktif demirin % 50'den fazlası, demir sülfidlerden (hidrotilit+pirit) oluşmuştur. Rozanov ve diğ., (1974), reaktif demirin % 20'sinin H₂S lü zonda indirgenerek sülfidlere dönüştüğünü ve sülfidlerin büyük bölümünün de çökeller içinde, organik maddenin sağladığı indirgeyici ortamda diyajenetik olarak oluştuğunu belirtmişlerdir.

KARADENİZ GÜNCEL ÇÖKELLERİNİN İZ ELEMENT JEOKİMYASI

Kümülatif olasılık eğrileri ve temel istatistiksel parametrelerden, incelenen elementlerin lognormal dağılıma yaklaşım gösterdiği görülmüştür. Kümülatif olasılık eğrilerinde Cr, Ti, Zr, Mn, Ba ve Y un tek modlu

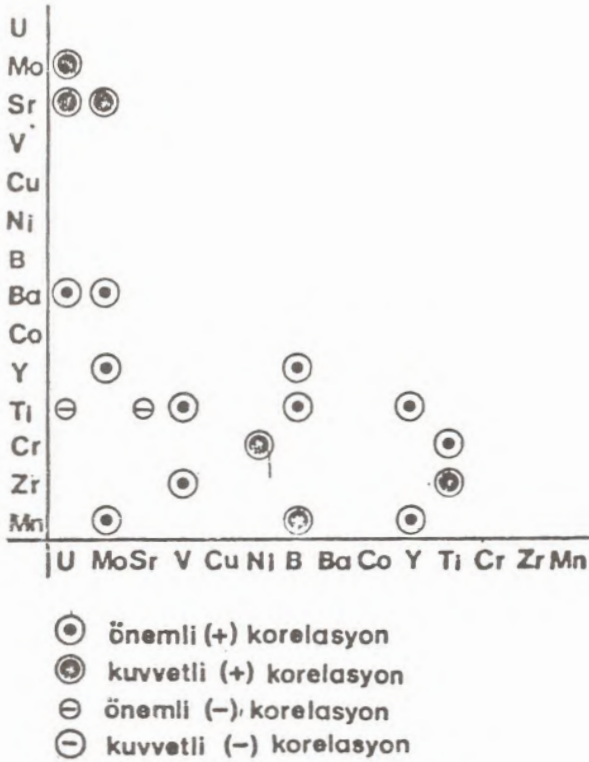


Şekil 5. Elementlerin kokolit ve sapropel birimlerindeki ortalama derişimlerinin lütit birimindeki ortalama derişimlerine göre oranları. Lütit birimindeki derişimler bir birim olarak alınmıştır.

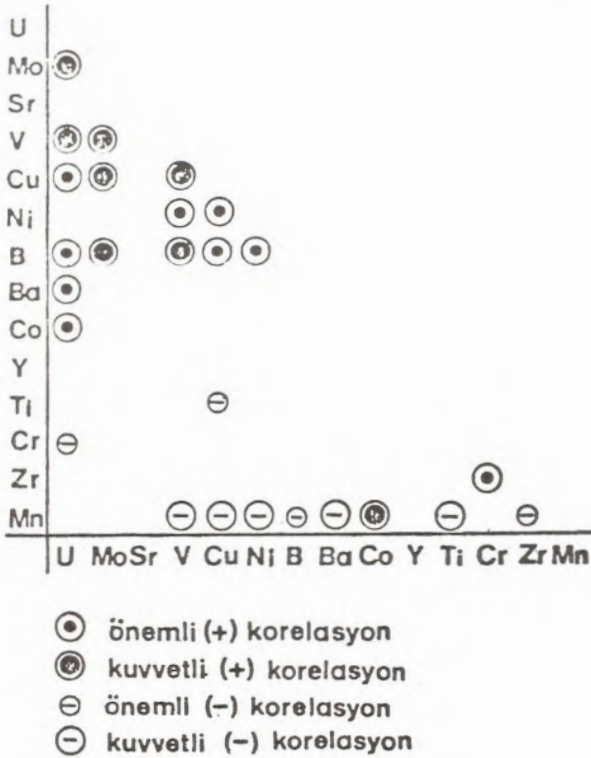
Figure 5. Ratios of the average element contents in the coccolith and sapropel units to those in the lutite unit.

(unimodal), U₃O₈ (Şekil 5) Mo, Sr, Co, B, V, Ni, Mn, Cu ve Pb çift modlu (bimodal) olduğu gözlenmiştir. Kümülatif olasılık eğrilerinden izlenen bu dağılım özellikleri, Çizelge 3, 4 ve 5 de kokolit, sapropel ve lutit birimlerinde her element için hesaplanan temel istatistik parametreleri ile uyum içindedir. Örneğin, kümülatif olasılık eğrisine göre, ortalamaları 13 ve 3.3 ppm; standard sapmaları 1.3 ve 1.1 olan iki ayrı topluluğa ayrılan 546 örneğin U₃O₈ analiz sonuçları, Çizelge 3, 4, 5'e göre irdelendiğinde, ortalaması yüksek olan birinci topluluğun sapropel birimini; diğer topluluğun ise daha çok lutit ve kokolit birimlerini temsil ettikleri anlaşılır.

Elementlerin Çizelge 3, 4, ve 5'de verilen üç ayrı birimdeki bollukları karşılaştırıldığında, sapropel birimin kokolit ve lutit birimlerine göre Mo, U, Cu, B, Ni, Co, V ve Ba yönünden zenginleşmiş olduğu görülür (Şekil 5). Sapropel birimin ortalama Mo ve U içeriklerini, lutit biriminin yaklaşık 4 katı; Cu, Ni, Co, B ve V içerikleri ise iki katı dolayındadır. Kokolit birimi de, fazla farklı



Şekil 6. Kokolit birimi için korelasyon matrisi. (404 örnek)
 Figure 6. Correlation matrix of the coccolith unit. (number of samples 404)



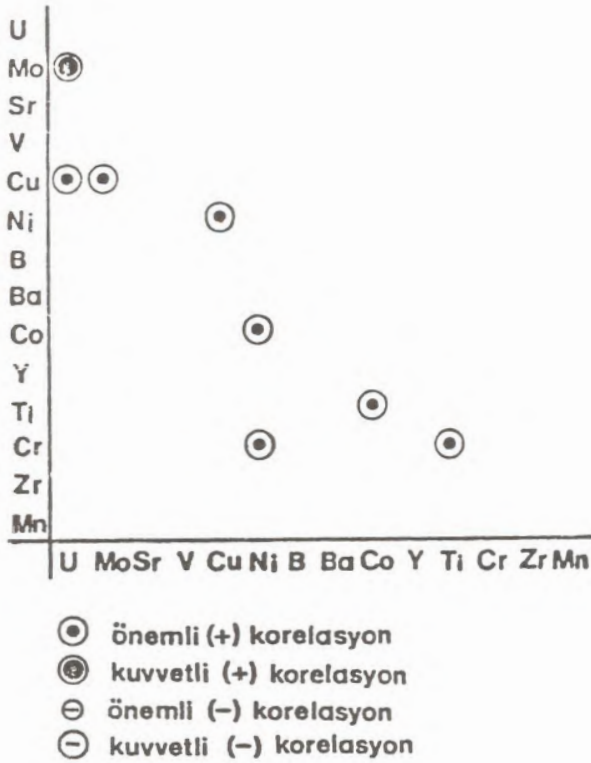
Şekil 7. Sapropel birimi için korelasyon matrisi. (47 örnek)
 Figure 7. Correlation matrix of the sapropel unit. (number of sample 47).

olmamakla birlikte, lutit birimine göre daha yüksek U, Sr, Co ve Mo içermektedir. Buna karşılık, sapropel ve kokolit birimlerinde Zr ve Cr gibi hareketsiz ve daha çok kırıntı minerallere bağlı element içerikleri lutit biriminkine göre daha düşüktür. Ayrıca lutit birimin Mn içeriği de diğer iki biriminkine göre daha yüksektir.

Gerek üç birimdeki bolluk oranları gerekse Şekil 6, 7, 8 de her birim için verilen korelasyon ilişkilerinden, elementlerin "iç kökenli" (autigenic) ve "Dış kökenli" (allogenic) olmak üzere ayrılabilir iki farklı grupta toplandığı görülür. Elementlerin çökellerde iki ayrı grup oluşturma özelliği, daha önce Gundlach ve Marchig (1982) tarafından da Pasifik okyanusu çökellerinde de tanınmıştır.

İç kökenli grubu, çökellerle eşzamanlı ve aynı koşullarda çökelen, basen içerisinden kaynaklanan elementler oluşturur. Bu gruptaki elementler, organik maddeye ve kimyasal, biyokimyasal ve diyajenetik yollarla oluşmuş minerallere bağlı olarak bu tür gerecin yapısında veya üzerine soğurulmuş şekilde bulunur. Çökeltme hızı düşük sapropel biriminde, bu gruba dahil edeceğimiz Mo, U, B, Cu, Ni, Co, V, Ba ve Y gibi birçok element zenginleşme gösterir. Bu elementlerden Mo, Cu, Ni, Co ve V'un sapropel birimdeki jeokimyası, Volkov ve Fomina (1974) tarafından, organik madde ve demir sülfid minerallerinin ayrılması ve seçici şekilde çözünmesi gibi doğrudan yöntemlerle araştırılmıştır. Bu çalışmalar, organik madde ve pirit yönünden zengin sapropel biriminde bu elementlerin büyük ölçüde bu iki bileşene bağlı olduğunu göstermiştir. Ancak adı geçen elementlerden V, büyük oranda organik madde (özellikle fulvik asit bileşeni) ile ilişkili gözükürken; Co'nun önemli ölçüde sülfidlere bağlı olduğu bulunmuştur. Bu arada Cu'nun $CuFeS_2$ ve Mo'nun MoS_3 fazları olarak, demir sülfidlerle birlikte çökeltme olasılığı da belirtilmiştir. Volkov ve Fomina (1974), yaşayan planktonların metal içeriklerine başvurarak, adı geçen metallerin organik maddeye, indirgeyici su kolonu boyunca çökeltirken ve diyajenez tepkimeleri sırasında soğurulma ve organo-metal bileşikleri şeklinde bağlandığını; ve bu elementlerin organizmaların yaşam süreçleri boyunca biriken oranlarının ise önemli olmadığını belirtmişlerdir (Çağatay, ve diğ., 1986), seçici çözünürlük çalışmaları ile Karadeniz'in güncel çökellerindeki yüksek U içeriğinin büyük bölümünün, organik maddeye bağlı, soğurulmuş ve organo-uranyum bileşikleri halinde bulunduğunu göstermiştir. Çökellerin, organik-karbon ve bazı element içerikleri arasında izlenen yüksek (+) korelasyon katsayıları, doğrudan bir ilişkinin kanıtı olmasa bile, böyle bir olasılığın işareti sayılabilir. Örneğin 109 kompozit örneğin organik-karbon ve U içerikleri arasında 0.85 ve organik-karbon ve Mo içerikleri arasında 0.92 gibi yüksek korelasyon katsayıları bulunmuştur.

Sapropel biriminde yüksek derişim gösteren diğer elementlerden B un biyojenik bir element olarak Mason (1966), karasal kökenli yüksek organik madde içeren bu birimde zenginleşmesi olağandır. Baryumun ise bu birimde, organik madde ve killer üzerine soğurulma yanında,



Şekil 8. Lütit birimi için korelasyon matrisi. (95 örnek)
Figure 8. Correlation matrix of the lutite unit (number of sample 95).

Hirst (1974) ün belirttiği gibi barit halinde çökme olasılığı da bulunmaktadır.

Aynı şekilde Karadeniz güncel çökellerinde iç-kökenli bir element olarak gözükür Sr, Ca'a bağlı olarak yüksek oranda organik kökenli CaCO₃ içeren kokolit biriminde göreceli olarak zenginleşmiştir. Manganezin lutit biriminde diğer iki birime göre zenginleşmesi, bu elementin lutit biriminin olduğu daha oksijenli ortam koşullarında mangan oksitleri halinde çökmesi ile açıklanabilir.

Üç ayrı birime göre iç kökenli element grubunda yer alan elementler, kendi aralarında istatistiksel olarak önemli (+) korelasyonlar gösterirler. Kokolit biriminde, U-Mo-Sr; B-Mn, Ba-U-Mo ve Mo-Mn (Şekil 6), sapropel biriminde U-V-Mo-B-Cu ve Ni, Mn-Co (Şekil 7) ve lutit biriminde U-Mo-Cu element gruplarındaki element çiftleri arasında önemli (+) korelasyon katsayıları elde edilmiştir.

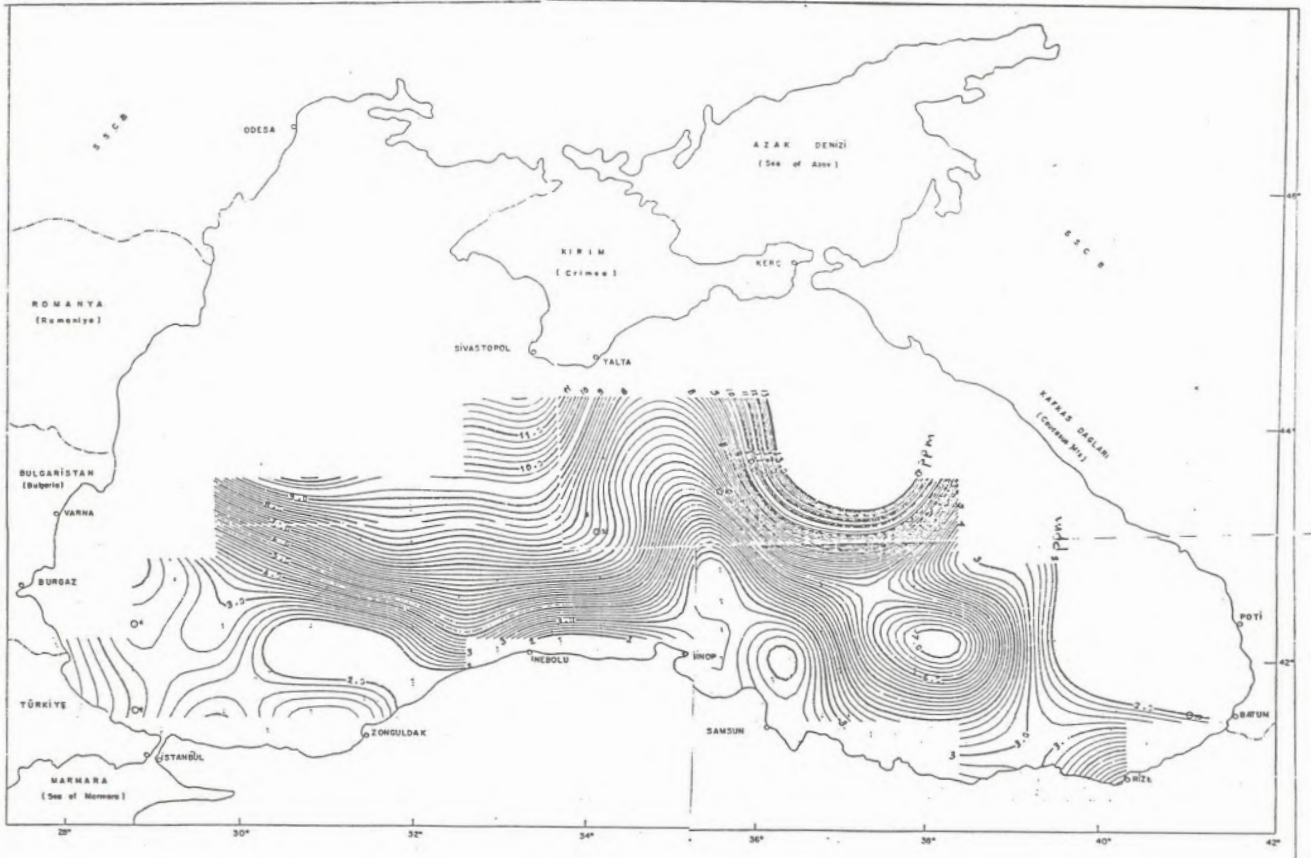
Karadeniz ayrışma ve erozyonla taşınmış kırıntı minerallere bağlı Ti, Cr gibi ikinci grup elementleri, "dış kökenli" elementler olarak adlandırılabiliriz. Bu gruptaki elementler, hareketsiz elementler olup, doğal olarak çökme hızı yüksek çökelerde zenginleşme gösterirler. Bu nedenle de çökme hızı en düşük olan sapropel biri-

minde en düşük bolluk düzeyinde bulunurlar. Elementlerin bazıları, çökelin özelliğine göre iç veya dış kökenli elementler grubunda yer alabilmektedir. Örneğin, V ve Ni sapropel biriminde U, Mo, B gibi elementler ile gösterdiği kuvvetli korelasyonlarla iç kökenli grup içinde izlenirken, kokolit biriminde, Cr, Ti ve Zr gibi elementlerle ilişkili gözükerek dış kökenli element grubuna eğilim gösterir.

Dış kökenli grubundaki element çiftleri de istatistiksel olarak önemli korelasyonlar gösterirler. Kokolit biriminde Ti-Cr-V, V-Zr, Ni-Cr element grupları içindeki çiftler arasında önemli (+) korelasyonlar izlenir (Şekil 6). Benzer şekilde, sapropel biriminde Cr-Zr; lutit biriminde Ti-Cr, Cr-Ni ve Co-Ti çiftleri arasında (+) korelasyonlar elde edilmiştir (Şekil 7 ve 8).

Üç ayrı birimdeki iç ve dış kökenli elementler, zıt davranışların bir belirtici olarak (-) korelasyon katsayıları veren çiftler oluşturmuşlardır. Bu element çiftlerinden, Kokolit biriminde U-Ti, Sr-Ti ve sapropel biriminde U-Cr, U-Ti, Zr-Mn sayılabilir. Diğer dikkate değer bir ilişki; iç kökenli bir element olarak yorumlanabilecek Mn'in, sapropel biriminde Ti ve Zr gibi dış kökenli elementlerle olduğu gibi; V, C, Ni ve B gibi iç kökenli elementlerle de (-) korelasyon katsayıları vermesidir. Daha önce de belirtildiği gibi bu duruma, sapropel biriminin olduğu indirgeyici ortamda V, Cu, Ni ve B gibi elementlerin derişimlerinin büyük ölçüde organik madde tarafından denetlenmesine karşın; Mn'in bu ortamda daha hareketli bir element olarak bu elementlerden değişik davranması neden olmaktadır.

Elementlerin Karadeniz'deki alansal dağılımları incelendiğinde, dağılım özellikleri açısından elementler arasındaki "iç kökenli" element, "dış kökenli" element ayrımı daha belirgin olarak dikkati çeker. Örneğin özgün iç kökenli bir element olan U; kokolit biriminde, Karadeniz'in çökme hızının düşük olduğu merkezi kısımlara doğru 9-10 ppm'e (U₃O₈ olarak) varan değerlere yükselir (Şekil 9). Buna karşılık, Sinop-Samsun kuzeyinde Kızılırmak ve Yeşilirmak nehirlerinin getirdiği kırıntılı çökellerin seyreltme etkisi ile U₃O₈ değerleri 2 ppm'e düşer. Bu düşük değerlerin oluşturduğu eşdeğerler vadisi, Sinop-Samsun kuzeyinde Karadeniz'in merkezi kısımlarına doğru bir dil şeklinde uzanır. Uranyumun durak noktalarındaki örneklerin ortalamalarına göre alansal dağılımı da (Şekil 10), kokolit birimininkine benzerlik gösterir. Ancak tüm birimleri kapsayan bu dağılımda, daha yüksek U₃O₈ değerleri izlenmektedir. Ayrıca, Sinop-Samsun kuzeyindeki düşük değerler vadisi, U'un bu dağılımında; kokolit birimindekine göre daha belirgindir. Uranyumun Karadeniz'deki bu alansal dağılım özellikleri, Karadeniz'de son 3000 yıldaki çökme hızı haritası (Şekil 2) ve organik-karbon dağılım haritası (Şekil 4) ile uyum içerisindedir. Giresun kuzeyinde izlenen yüksek U sahası ile düşük çökme hızı ve nisbeten yüksek organik-karbon sahaslarının çalışması ve adı geçen Sinop-Samsun kuzeyinde her üç dağılım haritasındaki benzerlik, bu uyumun en belirgin göstergesidir. Zonguldak kuzeyindeki yüksek organik-karbon sahasında düşük U değerleri izlen-



Şekil 9. Karadeniz'in güney yarısında kokolit birimindeki uranyum dağılımı.
Figure 9. Distribution of uranium in the coccolith unit in the southern part of the Black Sea.

mesi ise, bu sahada organik-karbon'un karadan kaynaklanan kömür-kökenli malzemeye bağlı olması ile açıklanabilir (Gedik ve diğ., 1981).

Molibden, Sr, Ba, Cu, Co ve Pb da özellikleri açısından U'a benzer bir dağılım sunarlar. Öte yandan Ni, V ve B üç birimi de simgeleyen tüm örneklerin ortalamalarını sergileyen dağılımları açısından U'a benzerlik gösterirken; kokolit birimindeki dağılım özellikleri açısından yüksek çökelme hızına koşut ve dağılımları daha çok kırıntı mineraller tarafından denetlenen bir dağılım motifini sunarlar.

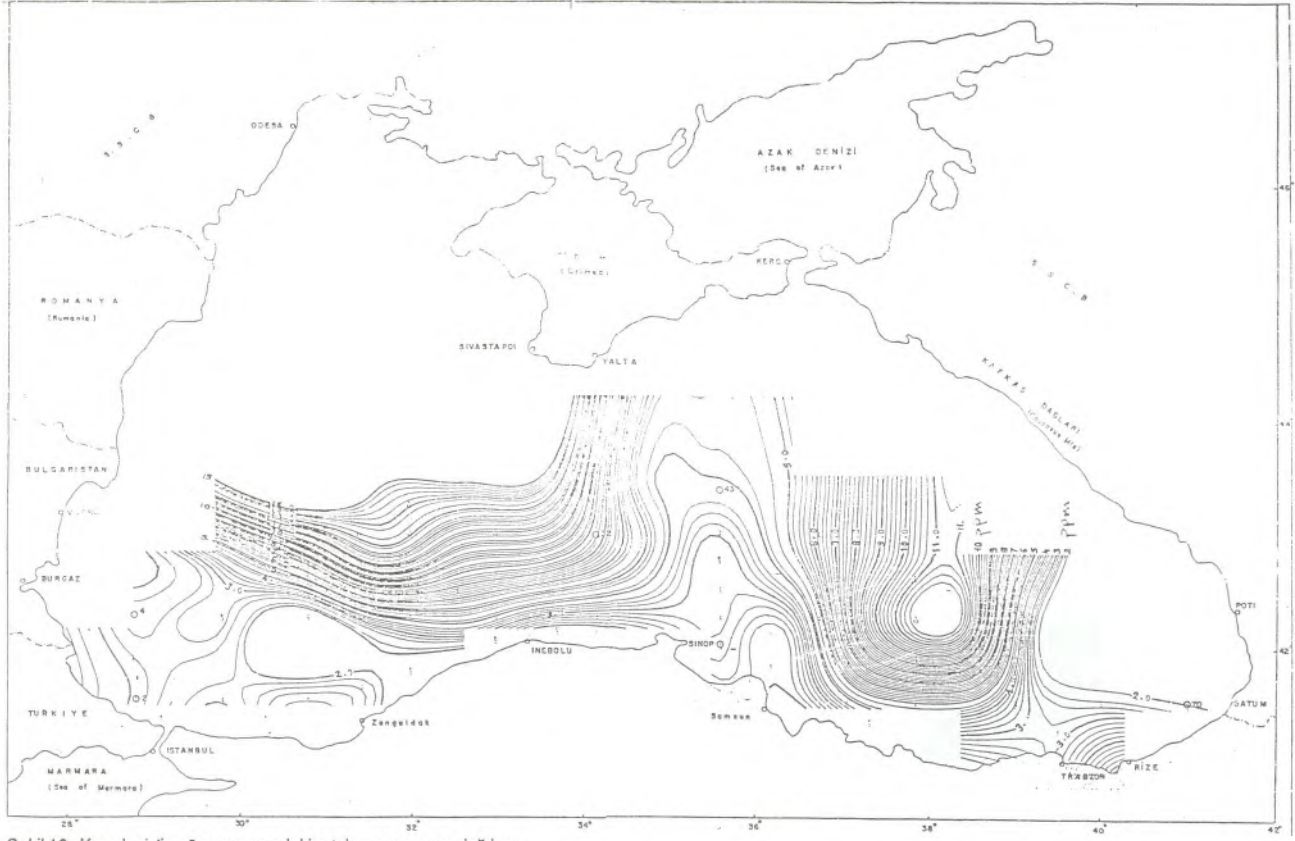
Bu çalışmada elde edilen, Karadeniz'in güncel çökellerindeki U ve Mo değerleri ve alansal dağılım özellikleri, daha önce Baturin ve diğ., (1973) nin U için; ve Philipchuk ve Volkov (1974) un Mo için verdiği değerler ve dağılım özellikleri ile uyum içerisindedir. Degens ve diğ. (1977) nin kısıtlı sayıda örneğe dayalı, 50 ppm'e varan U değerleri ise, bu çalışmanın sonuçlarına göre daha yüksektir.

Krom, Ti ve Zr gibi özgün dış kökenli elementler, dağılımları kırıntı mineraller tarafından denetlendiğinden, iç kökenli elementlere zıt bir dağılım özelliği gösterir. Örneğin Cr gerek kokolit birimi ve gerekse tüm örneklerle bağlı alansal dağılımında, Sinop - Samsun kuzeyine uza-

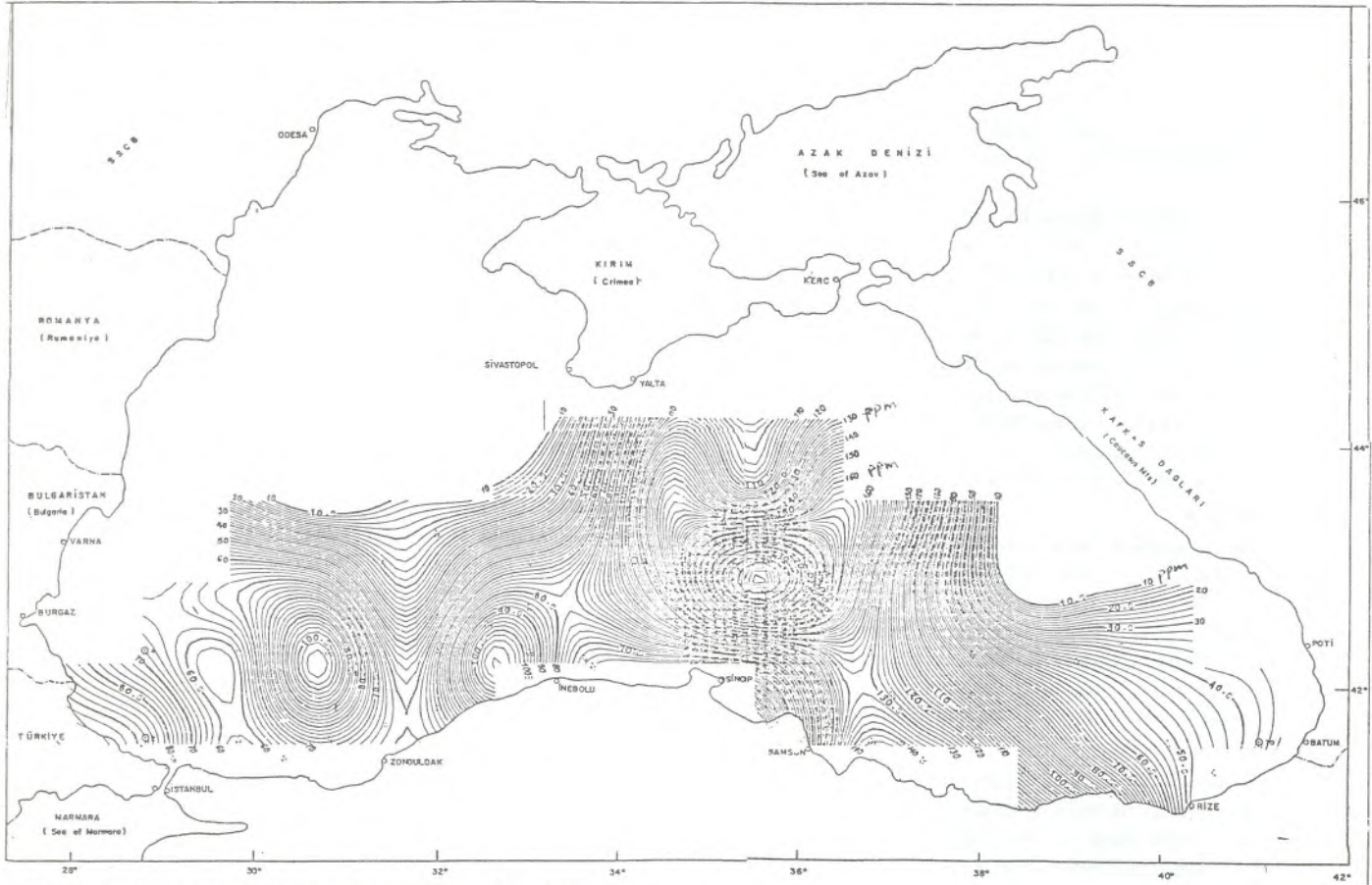
nan bir hat üzerinde en yüksek değerlerini sergiler (Şekil 11 ve 12). İnebolu - Zonguldak arasında ve Zonguldak KB sında, kıtasal eğim üzerinde orta derecede yüksek değerler izlenir. Derin düzlüklerde, çökelme hızının düşük olduğu kesimlerde ise en düşük Cr değerleri izlenir. Ti ve Zr da genel hatlarıyla Cr dağılımına benzer dağılımlar gösterirler.

Uranyum ve Cr tarafından simgelenen özgün iki ayrı dağılım şekline genel hatları ile uymakla birlikte, bazı elementler yersel de olsa bu iki dağılım motifinden farklılıklar gösterirler. Örneğin V, Co ve Cu İnebolu batısında kıtasal eğim üzerindeki yüksek değerlerle, bu sahada Ti ve Cr dağılımına benzerlik sunarlar. Bu sahadaki bu dağılım, büyük olasılıkla bazik volkanik kökenli kırıntı malzemeye bağlıdır. Benzer şekilde, Trabzon açıklarında, kokolit birimindeki yüksek Ti ve Zr değerleri ile çakışan yüksek Cu, V ve Ba değerleri, kırıntı mineralerle ilgili olmalıdır.

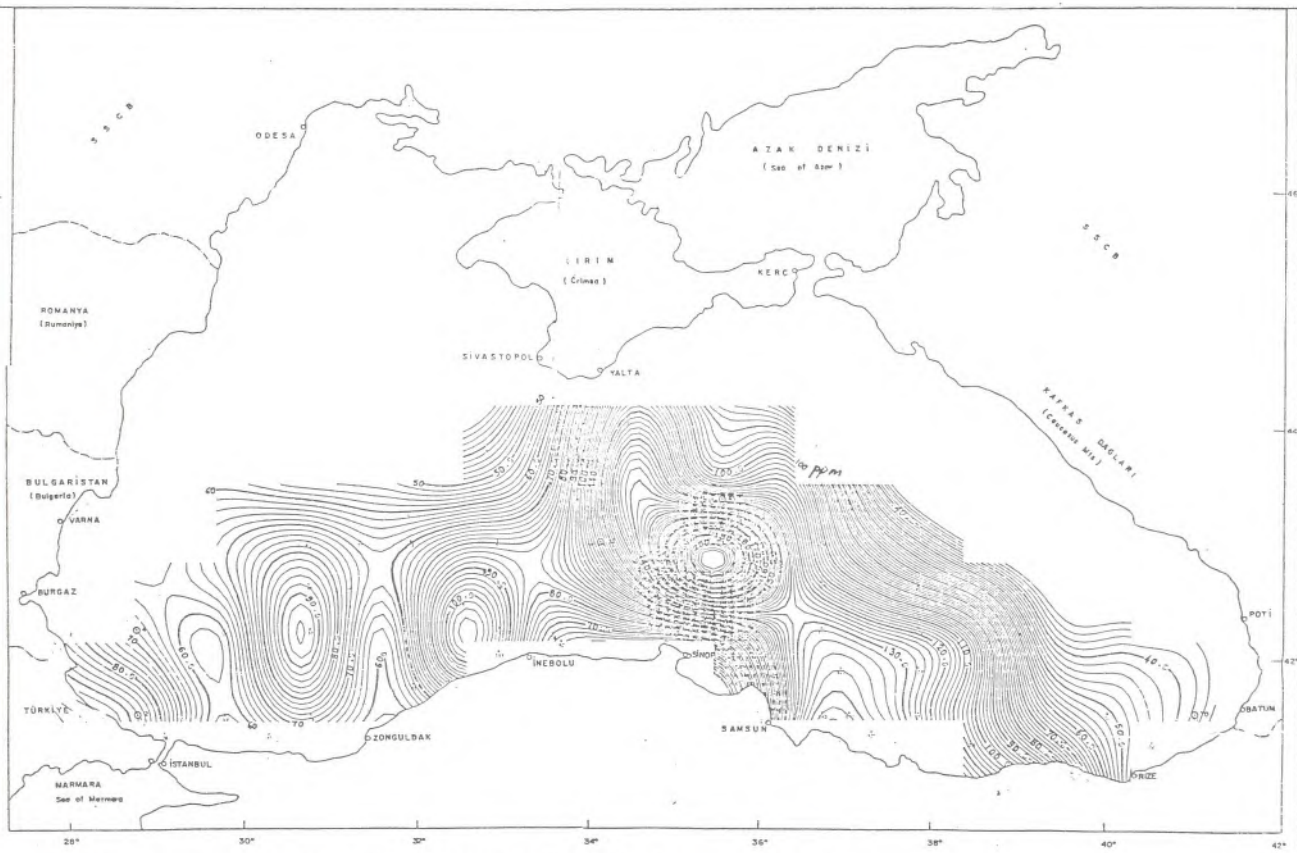
Her üç birimi de kapsayan tüm örneklerin logaritmik ortalama ve orta (median) değerleri Çizelge 8 de verilmiştir. Ayrıca, bir karşılaştırma oluşturması amacı ile diğer çalışmacılara göre derin deniz çökeli, şeyl ve siyah şeyl ortalama bileşimleri de aynı çizelgede verilmiştir. Ancak, bu çalışmada çizelgedeki organik-karbon ve uran-



Şekil 10. Karadeniz'in güney yarısındaki ortalama uranyum dağılımı.
Figure 10. Averaged uranium distribution in the southern part of Black Sea.



Şekil 11. Kromun Karadeniz'in güney yarısında kokolit birimindeki dağılımı.
Figure 11. Distribution of chromium in the coccolith unit in the southern part of the Black Sea.



Şekil 12. Kromun durak noktalarındaki örneklerin ortalamalarına göre Karadeniz'in güney yarısındaki dağılımı.
Figure 12. Averaged chromium distribution in the southern part of Black Sea.

Durak no. (Derinlik, m)	Birim ve çökel türü	Örnek sayısı	SiO ₂ (%)		Al ₂ O ₃ (%)		ΣFe ₂ O ₃ (%)		CaO (%)		K ₂ O (%)		TiO ₂ (%)		MnO (%)		P ₂ O ₅ (%)	
			Aralık	Ortalama değer	Aralık	Ort. değer	Aralık	Ort. değer	Aralık	Ort. değer	Aralık	Ort. değer	Aralık	Ort. değer	Aralık	Ort. değer	Aralık	Ort. değer
1 (78 m)	Kıta sahanlığı çamuru	12	45.3-51.8	43.0	10.7-13.3	12.5	3.5-5.2	4.7	7.4-10.3	9.5	2.0-2.4	2.3	0.51-0.69	0.62	0.06-0.08	0.07	0.13-0.23	0.16
11 (75 m)	Kıta sahanlığı çamuru	5	21.3-30.8	25.7	6.1-8.0	7.2	2.5-3.6	3.1	24.1-33.5	29.3	1.2-1.7	1.4	0.28-0.40	0.32	0.06-0.10	0.08	0.07-0.12	0.90
26 (125 m)	Kıtasal eğim çamuru	11	47.7-51.3	50.0	12.5-16.5	15.1	5.0-6.5	6.2	7.4-8.0	7.8	2.7-3.3	3.0	0.64-0.71	0.67	0.03-0.11	0.10	0.12-0.18	0.14
27 (2175 m)	Kokolit birimi; havza önluğu çamuru	9	37.4-46.6	43.3	10.8-12.5	12.1	5.3-7.9	5.9	8.7-14.1	10.1	2.1-2.4	2.3	0.48-0.61	0.56	0.08-0.43	0.26	0.11-0.32	0.22
28 (2190 m)	Kokolit birimi, derin düzlük kil, kokolit ve org. C'li bentlerin ardalanması	15	20.4-50.9	39.6	6.0-13.3	11.1	3.0-7.4	5.5	6.2-28.7	13.0	1.2-2.6	2.1	0.28-0.77	0.55	0.06-0.76	0.15	0.15-0.35	0.25
46 (2160 m)	Kokolit	7	12.8-44.0	34.2	3.7-13.5	10.2	2.3-6.9	5.6	8.9-34.1	16.0	0.8-2.3	1.9	0.17-0.63	0.59	-	-	0.12-0.23	0.19
	Sapraçel	13	20.2-30.0	26.9	6.1-10.1	8.6	3.2-5.2	4.3	2.8-16.9	8.2	1.1-1.9	1.7	0.27-0.49	0.42	-	-	0.19-0.30	0.24
Derin deniz çökeli ortalama bileşimi		-	-	42.7	-	12.3	-	5.9	-	0.6	-	2.1	-	0.59	-	0.41	-	0.16
Şeyl ortalama bileşimi		-	-	58.4	-	15.1	-	6.8	-	3.1	-	3.2	-	0.77	-	0.11	-	0.16

Çizelge 7. Karadeniz'de 6 duraktan alınan karotların XRF analiz sonuçları. Ayrıca karşılaştırma için derin deniz çökeli ortalama bileşimi (Röler ve Lange, 1972) ile şeyl ortalama bileşimi (Türkelen 1969) de verilmiştir.

Table 7. The result of XRF analyses of sample taken from six different locations. Additionally, the average composition of deep sea sediments (Lösler and Lange, 1972) and the average composition of shale (Türkelen, 1969) are also given for the purpose of comparison.

yum dışındaki elementlerin yarı-niceliksel optik ve yayım spektrometresi yöntemi ile analiz edildiğini düşünürsek; bu karşılaştırmanın, bu elementler için sadece kabaca bir fikir vermek amacı taşıyabileceği kesin bir yargıya varmanın olası olamayacağını belirtmekte yarar vardır.

Çizelge 8'den görüldüğü gibi Karadeniz de yaklaşık son 30000 yılda oluşmuş çökellerin ortalama bileşimi, derin deniz çökeli ortalama bileşimine göre çoğu metaller yönünden çok fakirdir. Derin deniz çökelleri, Karadeniz çökellerine göre Cu ve Ni yönünden çok fakirdir. Derin deniz çökelleri, Karadeniz çökellerine göre Cu ve Ni yönünden 15-20 kat; Co ve Ba yönünden yaklaşık 10 kat; Mn ve V yönünden 5 kat daha zengindir. Bu zenginleşmenin en önemli nedeni, derin deniz ortamında volkanizmaya bağlı hidrotermal çözeltilerden ve deniz tabanında volkanitlerin ayrışmasından kaynaklanan birçok metalin bu ortamda manganez yumru ve kabukları ile killer tarafından önemli ölçüde soğurularak zenginleştirilmesidir. Buna ek olarak, Karadeniz çökellerinin yüksek CaCO₃ içeriğinin seyreltme etkisi; Karadeniz'de derin deniz ortamına göre daha yüksek çökme hızı; ve analiz yönteminin örnekteki "toplam" metal içeriğini yansıtmama hatası gibi diğer etkenler de, bu bileşim farklılığına neden olmaktadır.

Element	Karadeniz güncel çökelleri (546 örnek)		Derin-deniz çökeli 1	Siyah şeyl ²	şeyl ³
	Logaritmik ortalama	orta değer (Median)	ortalama	orta değer (median)	ortalama
Org-C(%) ⁺	2.0	1.7	0.24	3.2	0.65
Ti	1752	1860	3537	2000	4600
Mn	577	450	3175	150	850
B	36	35	-	50	100
Ba	226	250	2240	300	580
Co	13	20	116	10	19
Cr	84	70	77	100	90
Cu	31	33	570	70	45
Mo	13	10	45	10	26
U	4	3	-	-	-
Mi	43	40	293	50	68
Pb	6	5	150	20	20
Sr	250	200	710	200	300
V	62	65	330	150	130
Y	11	10	-	30	26
Zr	52	55	180	70	160

1 Rössler ve Lange (1972) dan ; Çizelge 129 ve 130 ; s.294,295

2 Vine ve Tourtelot (1970) dan

3 Turekian ve Wedepohl (1961) den ; yalnızca Org-C değeri Green (1959) den

* 109 kompozit örnek analizi

Çizelge 8. Karadeniz çökellerin karotlardaki ağırlıklı ortalama element içerikleri ve derin deniz çökeli, siyah şeyl ve şeyl ortalama bileşimleri.

Table 8. The average weighted composition of elements of core samples taken from Black Sea sediments and the average composition of deep sea sediments, black shale and shale.

Karadeniz güncel çökelleri ile derin deniz çökelleri arasındaki bu bileşim farkına oranla, Karadeniz çökelleri ile siyah şeyl veya şeyl bileşimi arasında Ca içeriği dışında o denli bir farklılık bulunmamaktadır. Ancak, Karadeniz çökelleri, normal bir şeyl bileşimine göre daha yüksek organik - karbon içerirler. Ayrıca şeyl ve siyah şeyl ile Karadeniz çökelleri arasındaki Cu, V, Pb, Y ve Ba

gibi bazı elementler yönünden 2-3 katına varan farklılıklar, Karadeniz'deki yüksek karbonat içeriğinin neden olduğu seyreltme ve analitik yöntemin doğruluk sınırları çerçevesinde açıklanabilir. Öte yandan Çizelge 4 de verilen sapropel birimi bileşimi, daha yüksek olan Ca ve Organik-karbon bileşimi dışında birçok metal içe-riği yönünden siyah şeyl bileşimine benzerlik gösterir.

SONUÇLAR

Karadeniz'de yaklaşık son 3000 yılda çökemiş, üç ayrı çökel birimine ait yaklaşık 150 cm kalınlığında çökellerin jeokimyası incelenmiştir. Üstten alta doğru bu birimler, kokolitlerin yoğun şekilde bulunduğu kokolit birimi; karasal kökenli organik maddece zengin sapropel birimi; ve açık ve koyu renkli kil bantlarından oluşmuş lutit birimidir. Ancak, bu üç birimli stratigrafi, basenin derin düzlük ve basen önlüğü alanlarında izlenir.

Karadeniz'in bu güncel çökellerinin jeokimyası, Karadeniz baseninin kendine özgü, birbiri ile bağlantılı özellikleri ile denetlenmiştir. Bu özellikler, basenin morfolojisi; bu morfolojinin denetlendiği çökme hızı ve deniz düzeyinden 200 m derinde indirgeyici ortamın varlığı; Karadeniz'de biyolojik işlemler, bu işlemlerin neden olduğu organik madde üretimi ve üretilen organik maddenin indirgeyici koşullarda korunması; ve kırıntı çökel malzemesinin kaynağını oluşturan kayaların bileşimi ve dağılımı (Karadeniz baseni civarının jeolojisi) şeklinde sıralanabilir.

Karadeniz'in güncel çökelleri, yaklaşık % 11 ortalama ile yüksek CaO içeriğine sahiptir. Bu CaO içeriği, büyük ölçüde organik kökenli CaCO₃'a bağlıdır. Karadeniz çökelleri, derin deniz çökellerine göre yaklaşık 20 kat; şeyl bileşimine göre ise 3 kat yüksek CaO içerir. Buna karşılık, derin deniz çökelleri, daha yüksek MnO; ve şeyl ortalama bileşimi ise, daha yüksek SiO₂, Al₂O₃ ve TiO₂ içerirler.

İz element bileşimleri karşılaştırıldığında, Karadeniz güncel çökellerinin derin çökellerine göre Cu, Ni, Co, Ba, Mn ve V yönünden çok fakir olduğu görülür. Karadeniz çökelleri ile şeyl bileşimi arasındaki Cu, V, Pb, Y ve Ba içerikleri farkı ise, Karadeniz'deki yüksek karbonat içeriğinin neden olduğu seyreltme etkisi ile açıklanabilir niteliktedir.

Kokolit birimi, sapropel birimine göre daha yüksek CaO, SiO₂, Al₂O₃ ve TiO₂ içerir. Sapropel birimi, % 14'e varan oranlarda yüksek organik karbon içerir.

Karadeniz çökellerinde iz elementler, istatistiksel dağılım özellikleri, korelasyon ilişkileri, üç değişik birimdeki bollukları ve alansal dağılım motifleri açısından iki ayrı grupta toplanır. Basen içinde çökellerle eşzamanlı olarak oluşan, otijenik minerallere ve organik maddeye bağlı iç kökenli elementler, daha çok çökme hızı düşük sapropel biriminde zenginleşme gösterir. Bu elementlerden U, Mo, Cu, Ni ve V büyük ölçüde bu birimde bol bulunan organik madde ve/veya sülfidlere bağlı olarak bulunur. Borun, biyogenik bir element olarak; Ba'un, organik madde ve killer üzerine soğurulmuş olarak; Y'un

da, yine organik madde ile ilişkili olarak, sapropel biriminde zenginleştiği görülmüştür.

Stronsiyumun yüksek CaCO₃ içerikli kokolit birimindeki bolluğu, bu elementin bu birimde "yerini alma şeklinde" Ca'a bağlı olduğuna işaret etmektedir. Mangan, diğer iki birime göre daha oksitleyici koşullarda oluşan lutit biriminde göreceli olarak zenginleşmiştir.

İç kökenli elementlerin sapropel biriminde zenginleşmesine karşın; karadan taşınmış kırıntı minerallere bağlı Ti, Cr ve Zr gibi dış kökenli elementler lutit biriminde daha bolca bulunur. Sapropel biriminde iç kökenli elementler olarak dikkati çeken V ve Ni; lutit ve kokolit birimlerinde dış kökenli element olma eğilimi gösterir.

İç ve dış kökenli elementler, Karadeniz'in güney yarısındaki alansal dağılım özellikleri açısından da özgün farklılıklar sunarlar. İç kökenli elementler, kıyıda çökme hızının düşük olduğu merkezi kesimlere doğru değerlerde artış kaydederken; dış kökenli elementler, nehirler tarafından taşınan kırıntıların çökeldiği alanlarda yüksek oranlarda bulunur. Sinop - Samsun kuzeyindeki Kızıırmak ve Yeşilırmak nehirlerinin getirdiği çökeller, Karadeniz'in merkezi kesimlerine doğru uzanan bir dil şeklinde, iç ve dış kökenli element dağılımlarını önemli ölçüde etkilemiştir.

KATKI BELİRTME

Karadeniz Deniz dibi çökellerinin incelenmesi projesinde çalışan tüm elemanlara ve MTA Genel Müdürlüğü'ne katkılarından dolayı teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- AGAMIROV, S.SH., 1963 a, Precipitation of uranium in the bottom of the Black Sea: *Geochemistry International*, 1, 104-106.
- AGAMIROV, S.SH., 1963 b, Geochemical balance of the radioactive elements in the Black Sea Basin: *Geochemistry International*, 6, 630-633.
- AKSARAY, F., 1978, Karadeniz şelfinin yapısı: Türkiye 4. Petrol Kongresi.
- ARMANDS, G., 1972, Geochemical studies of uranium, molybdenum and vanadium in a Swedish alum shale: *Stockholm Contrib. Geol.*, 27, 148 s.
- BATURIN, G.N., 1973, Uranium and sedimentation in Black and Azov Seas: *Litologiya; Poleznye Iskopaemye*; 5, 21-32.
- BATURIN, G.N. ve KOCHENOV, A.V., 1968, Relation between some rare metals and organic material in marine sediments: *Oceanology*, 7 (6), 792-809.
- BATURIN, G.N., KOCHENOV, A.V., ve KOVALEVA, S.A., 1965, Some features of uranium distribution in Black Sea water: *Doklady Akad. Nauk SSR*, 166, 172-174.
- BELL, R.T., 1978., Uranium in black shales- a review- M.M. Kimberley (ed.), *Short Course in Uranium Deposits*, Mineralogical Association of Canada, Toronto, S. 307-329.
- BURGER, K., 1953, Mikro-Elementaranalyse. Industrieverfahren zur Bestimmung von Kohlenstoff und Wasserstoff. W.C. Heraeus GMBH. ABT Elektrowaerme. Hanau.
- ÇAĞATAY, N., 1983, Karadeniz'in güncel çökellerinde değişik uranyum analiz ve çözümleme yöntemlerinin karşı-

laştırılması: T.J.K. Bülteni, 26, 187-196.

- ÇAĞATAY, N., SALTOĞLU, T., GEDİK, A., 1986, Karadeniz güncel çökellerinin jeokimyası: MTA rapor no 7844 s. 14-34.
- DEGENS, E.T., KHOO, F. ve MICHALEIS, W., 1977, Uranium anomaly in Black Sea: *Nature*, 269, 566-569.
- DEGENS, E.T., ve ROSS, D.A. (Ed.), 1974, *The Black Sea-Geology, Chemistry, and Biology: AAPG Memoir* 20, 633 s.
- DEUSER, W.G., 1974, Evolution of anoxic conditions in Black Sea during Holocene: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed), 133-136.
- FLOROVSKAYA, V.N., ve GURSKIY, YU. N., 1966 Organic material in deep-water sediments of Black Sea: *Geochemistry*, 3(1), 78-83.
- GEDİK, A., SALTOĞLU, T. ve KAPLAN, H., Karadeniz güncel çökelleri ve uranyum içerikleri: M.T.A. Enstitüsü Dergisi, 92, 97-119.
- GLAGOLEVA, M.A., 1961, Regularities in distribution of chemical elements in modern sediments of the Black Sea: *Am. Geol. Inst.*, 135 (1-6)
- GREEN, J., 1959, Geochemical table of the elements of 1959: *Geol. Soc. America Bull.*, 70 (9), 1127-1183.
- GUNDLACH, H ve MARCHİG, V., 1982, Ocean floor "metalliferous sediments" two possibilities for genesis: Amstutz v. d. (ed.), *Ore Genesis the State of the Art*, S. 200-210, Springer-Verlag.
- HIRST, D.M., 1974, Geochemistry of sediments from eleven Black Sea cores: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed), 430-455.
- HUNT, J.M., 1974, Hydrocarbon geochemistry of Black Sea: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed.) 499-504.
- KOCHENOV, A.V., BATURIN, G.N., KOVALEVA, S.A., EMEL'YANOV, E.M. ve SHIMKUS, K.M., 1965, Uranium and organic matter in the Sediments of the Black and Mediterranean Seas: *Geochemistry*, 3, 302-313.
- KOCHENOV, A.V., KOROLEV, K.G., DUBİNCHUK, V.T. ve MEDVEDEV, YU.L., 1977, Experimental data on the conditions of precipitation of uranium from aqueous solutions: *Geochemistry International*, 14(4), 82-87.
- KOCYZ, F.F., TOMİC, B. ve HECHT, F., 1957, Zur Geochemie des urans im ostseebecken: *Geochimica Acta*, 11 (1/2), 86-102.
- KORNFELD, J.A. 1964, Geochemistry of uranyl oxides in Devonian marine black shales of North America; Colombo, U. ve Hobson, G.D. (ed), *Advances in Organic Geochemistry*, Pergamon Press, Oxford, 261-262.
- MASON, B., 1966, *Principles of Geochemistry*: John Wiley and Sons, Toppan Company; 3. Baskı, 329 s.
- MULLER, G. ve STOFFERS, P., 1974, Mineralogy and petrology of Black Sea sediments: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed) 200-248.
- PEAKE, E., CASAGRANGE, D.J. ve HOGSON G.W., 1974, Fatty acids, chlorins, hydrocarbons sterols, and carotenoids from a Black Sea core: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed.) 505-523.
- PELTOLA, E., 1960. On the black schists in the Outokumpu region in Eastern Finland: *Finl. Comm. Geol. Bull.*, 192.
- PHILIPCHUK, M.F. ve VOLKOV, I.I., 1974, Behaviour of molybdenum in processes of sediment formation and diagenesis in Black Sea: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed)

de, 542-553.

- RONA, E. ve JOENSU, O., 1974, 1974 Uranium geochemistry in Black Sea: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed.) 570-572.
- ROSANOV, A.G., VOLKOV, I.I., ve YAGODİNSKAYA, T.A., 1974, Forms of iron in surface layer of Black Sea sediments: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed.) 542-553.
- ROSS, D. A. ve DEGENS, E.T., 1974, Recent sediments of the Black Sea: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed), 183-199.
- ROSS, D.A., UCHPI, E., PRADA, K.E. ve MACILVAİNE, J.C., 1974, Bathimetry and microtopography of Black Sea: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed), 1-10.
- ROSS, A.D., STOFFERS, P., ve TRIMONIS, E.S., 1978 Black Sea Sedimentary framework: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 2; Washington (U.S. Government Printing Office), s. 359-363.
- ROSLER, H.J. ve LUNGE, H, 1972, Geochemical tables: Elsevier Publ. Co. Amsterdam, 468. s.
- SEVAST'YANOV, V.F. ve VOLKOV, I.I, 1966, Chemical composition of iron-manganese concretions of the Black Sea: Am. Geol. Inst., 166 (1-6), 174-176.
- SHIMKUS, K.M. ve TRIMONIS, E.S., 1974, Modern sedimentation in Black Sea: Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed), 249-278.
- SIMONEIT, B.R., 1974, Organic analysis of Black Sea cores- Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed), 477-488.
- STARIKOVA, N.D., 1961, Organic Substances in the liquid phase of sea and ocean deposits: Akad. Nauk SSR Inst. Okeanologii Trudy, 50, 130-169.
- TATSUMOTO, M. ve GOLDBERG, E.D., 1959, Some aspects of marien geochemistry of uranium: Geochimica Cosmochimica Acta, 17, 201-208.
- TISSOT, B.P. ve WELTE, D.H., 1978, Petroleum formation and accurrence: Springer-Verlag Berlin, 538 s.
- TOURTELOT, H.A., 1979, Black Shale-its dreposition and diagenesis: Clays and clay minerals, 27(5), 313-321.
- TUREKIAN, K.K., 1969, The Composition of the crust: Origin and Distribution of the Elements, Pergaman Press, Oxford.
- TUREKIAN, K.K. ve WEDEPOHL, K.H., 1961, Distribution of elements in some major units of the earth's crust: Geol. Soc. America Bull., 72, s.186.
- VINE, J.D., SWANSON, V.E. ve BELL, K.G., 1958, The Role of humic acide is the geochemistry of uranium: 2nd Int. Conf. Peaceful Uses, Atomic Energy (Proc. Conf. Geneva) 2. United Nations, New York, 187-191.
- VINE, J.D. ve TOURTELOT, E.B., 1970, Geochemistry of black shale deposits-a summary report: Econ. Geol., 65, 253-272.
- VOLKOV, I.I. ve FOMNA, L.S., 1974, Influence of organic material and processes of sulfide formation on distribution of some trace elements in deep-water sediments of Black Sea: E.T. ve Ross, B.A. (ed.), 456-476.
- WEDEPOHL, K.H., DELEVAUX, M.H. ve DOE, B.R., 1978. The potential source of lead in the Permian Kupfreschiefer bed of Europe and some selected Paleozoic mineral deposits in the Federal Republic of Germany: contrib. Mineral. Petrol., 65, 273-281.

ERDEMİR



MAMÜLLERİMİZ

- TENEKE
- SOĞUK SAÇ VE RULO
- SICAK ÇEKİLMİŞ SAÇ VE RULO
- BORU BANDI
- LEVHA

YAN ÜRÜNLERİMİZ

- M. BENZOL
- SAF BENZOL
- KSİLOL
- TOLUOL
- HAM NAFTALİN
- DEMİR SÜLFAT. V.d

ADRES

Uzunkum 7
Kdz.Ereğli

Tel : (388)19500
Telex : 48523 Erec tr.
48575 Edc tr.

Fax : (388) 13969

**MURATSAL BORU VE GENİŞLETİLMİŞ
METAL SAN. TİC. A.Ş.**

Adres : İstanbul Yolu 16. km. Etimesgut - Ank.

Telefon : (4) 243 13 04 (4 hat)

Tlx : 44312 mbgs tr.

Fax : (4) 243 17 38

P.K. : 560 Ulus - Ankara 06043 Kod.

P.K. : 2 Etimesgut - Ankara 06791 Kod.

İMALATLARIMIZ

Filtreli ve kapalı sondaj boruları

Manşonlu kolon boruları

Redüksiyonlar

Platform ızgaraları

Genişletilmiş metal ürünleri

Vargel işleri

Basıncılı kazanlar

Borwerk işleri

PERFORE SAÇLAR



TÜRKİYE MÜMESSİLİ

**Makina - Optik
Ticaret Limited Şirketi**

MİNEROLOJİK ve METALOGRAFİK

- NUMUNE KESME
- PARLATMA
- ELEKTROLİTİK PARLATMA ve DAĞLAMA
- HER TÜRLÜ POLARİZASYON ve METAL MİKROSKOPLARI
- FOTOĞRAF ÇEKME TEÇHİZATLARI

KONULARINDA 35 YILLIK TECRÜBE İLE HİZMETİNİZDEDİR

İSTANBUL : Necati Bey Cad. No. 150 Gayret Han
Karaköy Tel.: (1) 145 12 37-145 12 38
Telex 24 319 Suno TR
ANKARA : İzmir Cad. No. 22/11 Yenisehir
Tel.: (41) 18 72 37 - 25 10 26
Telex 42 131 Zeis TR
İZMİR : Küçükçarşı No. 25/10 Bornova
Tel.: (51) 18 15 98

YENİ ÇELTEK

KÖMÜR ve MADENCİLİK A.Ş.

YENİ ÇELTEK LİNYİT İŞLETMESİ

ÜRETİM KAPASİTESİ : 150.000 Ton/Yıl
ÜRETİM ŞEKLİ : YERALTI
ÇALIŞAN İŞÇİ : 850
Telefon : 9 (4711) 1697

SORGUN LİNYİT İŞLETMESİ

ÜRETİM KAPASİTESİ : 130.000 Ton/Yıl
ÜRETİM ŞEKLİ : YERALTI VE AÇIK İŞLETME
ÇALIŞAN İŞÇİ : 250
Telefon : 9 (4735) 1039

BOLU LİNYİT İŞLETMESİ

ÜRETİM KAPASİTESİ : 20.000 Ton/Yıl
ÜRETİM ŞEKLİ : YERALTI - HAZIRLIK
ÇALIŞAN İŞÇİ : 80
Telefon : 9 (461) 12292

**Yüksek Vasıflı Linyit Kömürü Üretimi
ile Ülke Ekonomisinin
Hizmetindedir.**

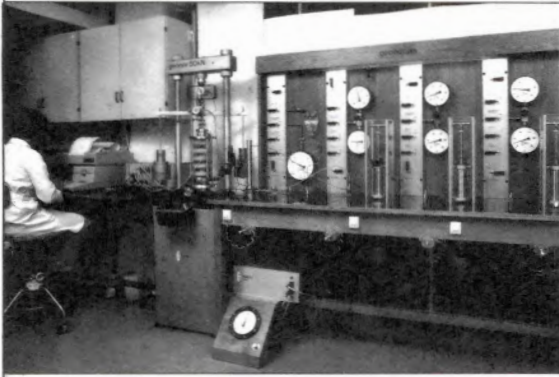
Tel: 118 96 97 - 125 34 12
Adres: Kızılırmak Cad. No: 45 Kocatepe-Ankara

NEL ELEKTRONİK CİHAZLAR İMALAT VE TİCARET A.Ş.

ELEKTRONİK

Merkez: Sümer Sokak 42/1 Yenisehir-ANKARA • Tel: (4) 231 80 55 (4 hat)
Telex: 42 229 Nel Tr. • Telefax: (4) 230 23 01 • Şube: İnönü Cad. Dümen Sokak
1/15 Taksim-İSTANBUL • Tel: (1) 144 06 36 - 144 05 94 • Telex: 24 549 mima tr.

GEONOR
ROA OSLO NORWAY



Üç eksenli test sistemi

FİRMAMIZ NEL ELEKTRONİK A.Ş. KENDİ DALLARINDA UZMAN KURULUŞLAR OLAN, ELE INTERNATIONAL LTD.-İNGİLTERE, GEONOR-NORVEÇ, TROXLER-AMERİKA VE ATLAS COPCO ABEM AB-İSVEÇ FİRMALARININ TÜRKİYE TEMSİLCİLİĞİNİ YAPMAKTADIR.

■ ELE FİRMASI KOMPLE ZEMİN, BETON, ÇİMENTO, KAYA MEKANİĞİ VE ASFALT TEST CİHAZLARI,

■ GEONOR FİRMASI KOMPLE ZEMİN, TEST SİSTEMLERİ İLE BARAJ, KÖPRÜ, DOLGU TÜNEL VE LİMAN ÖLÇÜM CİHAZLARI,

■ TROXLER FİRMASI NÜKLEER KAYNAKLI, ELEKTRONİK ZEMİN, BETON VE ASFALT TEST CİHAZLARI,

■ ATLAS COPCO ABEM SİSMİK, RESİSTİVİTE, İP, DOĞRULTU VE EĞİTİM SAPTAYICI GİBİ JEOFİZİK CİHAZLARI İMAL ETMEKTEDİRLER.

Otomatik serbest basınç aleti



ELE International Limited

Digital üç eksenli test cihazı



TROXLER

Nükleer kaynaklı otomatik yoğunluk-rutubet ölçüm cihazı

Atlas Copco ABEM



Abem terrameter SAS 300B

