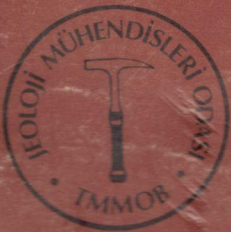


Ocak - Nisan
January - April 1987
Sayı 30 - 31

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*)

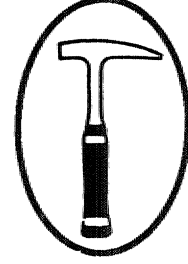
EDİTÖRLER (*Editors*)
Y.Ziya ÖZKAN (M.T.A.) - İsmail HENDEN (M.T.A.) - Yavuz OKAN (A.Ü.F.F.)

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
Bayait ERDEM

YÖNETİM YERİ
Bapıiff Sokak 7/1
Ktafel {06424J
Kusılay - ANKARA
TÖt 132 3085

YAZIŞMA ADRESİ
PJLS07- 06424
Kızılay - ANKARA

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ, TMMOB
Jeoloji Mühendisleri Odası yayınıdır.
Yılda dört kez yayınlanır. Dergi, odanın
amaç, ilke ve yayım koşullarına uygun bi-
limsel ve teknik yazılara açıktır. Yayın-
lanan yazılardaki fikir ve teknik sorumlu-
luk yazarlarına' ait olup, Jeoloji Mühen-
disleri Odası ve Dergi sorumlu değildir.

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

ILAN TARİHESİ (H*)

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

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

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

- OKURLARIMIZA**.....3
- Kezban Akı-Elma Deresi (Afyon) Arası Metamorfittenielri
Grafıt Olışumu
*Grapüite Generation in Metamorphics Between Kezban
Alam-Elma Deresi (Afyon) Area*
ZİYAGÜZLER,AUDİNÇER. 5
 - Cefafakdag ve Bannadağ Phitonlaraira (Kaman)
Petrografik ve Kimyual-Minenkjik özellikleri
*Petrografikcai and Ckematic-Mineralogicai Characteristics
of Cefafakdag and Baranadağ Pluttms (Kaman)*
HASAN BAYHAN. 11
 - Tansiyon Cadafckmnda Gelişen. Diyapirief
Diapirs Emplacement Along Tensional Fractures
TAHİR EMRE....., 17
 - Karsamü Bölgesi (Adana)' Miyosen Kunııajlainım
SedimantoloJisi. ve Klastik Ptetofasiyeler.
*Clastic Petrefacies ama Sedimentology of the Karsan U
Miocene Sandstones-Northtrn Adana Turkey*
SEMA YURTMEN» ŞAZİYE ABACI, SUNGU LGÖKÇEN.,, 21
 - Bau Anadolu'da Maımsa-Balıkesir Arasmdakı Tersiyer Yaşlı.
Yalana BazaMaon özellikleri
*Characteristic Features cf the Tertiary Aged Pseudo-Basahs
of Manisa-Balıkesir Area, Western Anatolia*
TUNCAY ERCAN» AHMET TÜRKECAN,
BÜLENT CAN,, ERDÖĞBU GÜNAY»
AII ÇEVİKBAŞ» MÜSÜM ATEŞ,.....31
 - Adıyaman (Güneydoğu Anadolu) Yöresinde Omphalocydas
Macroporas-Orbioides Médius Biyozonunun Stratigrafik
Konumu
*Stratigraphicai Position of the Omphalocyclus
Macropor MS'Orbküüdes Médius Biozone in Adıyaman
Region (Southeast Anatolia)*
ENGİN MERİÇ, İZYİR TANSEL.....43
 - Karadeniz'in Gincei Çökellerinin Jeokimyası
Geochemistry of the Recent Black Sea Sediments
NAMIK ÇAĞATAY, TANER SALTOĞLU»,
ABDULLAH GEDİK.....47

OKURLARIMIZA

Odamız bir yandan üyelerimizin ekonomik-demokratik ve kMtürel istemlerini karşulamaya yönelik çalışmaların altyapısını oluşturacak etkinlikleri gerçekleştirmeye çalışırken, diğer yandan meslek alammızdaki 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» TJKnun mali yetersizlikler nedeniyle çıkarmakta zorluk çektiği Türkiye Jeoloji Bültenini devralmak suretiyle,, Dergfnin aynı form ve içerikte yayınını sürdürmesini sağlamıştır«

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

Bu aşamadan sonra Oda yayınlarında yeni düzenlemelerin yapılması gereği ortaya çıkmıştır. Türkiye Jeoloji Bültenfnrı devralınmasından sonra; aynı amaç, form ne içerikte iki ayrı Dergfnin 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 yüda 'iki sayı olarak üçfincü hamur kağıuM basılması düşünülmektedir.

*Böylece Odamız, Türkiye Jeoloji Bülteni'nin eski form ve içeriğiyle yayuu anmasını sağlamak ve Jeoloji Mühendisliği Dergisini yeni içeriğine kavuşturmakta, hem ûk meslek örgütümüz olan TJKnun 'meslek alanımtzdaki her türlü üretim ve birikimine sahip çıktığını hem de meslek sorunlarıyla ülke sorunlannm içiçeliğini vurgulayan çalışma anlayışını ortaya koymuş olmaktadır**

Şimdiye dek yapılanlar böyle bir anlayışın ürünüdür. Bu anlayış>a üye tabanımızda daha bir yaygınlık ve derinMk. kazandırılması halinde ürünlerin daha çok artacağına kuşumuz yoktur

Saygılarımızla,

YÖNETİM KURULU

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

Graphite Génération in Metamorphics Between Kezban Alam-Ehna Deresi (Afyon) Area

ZIYA GÖZLER MTA Genel Müdürlüğü, Orta Anadolu İİ. Bölge Müdürlüğü, Konya
ALİ DİNÇER MTA Genel Müdürlüğü, Orta Anadolu 11 - Bölge Müdürlüğü, Konya

Ö Z * Kezbanalanı-Elma Deresi arasındaki geniş bir alanda görülen metamorfik kayalar yeşil şist fuayesinde olup, çok düşük» düşük derecede metamorfizmadan etkilenmişlerdir. Bu metamorfikler fillit» serizit şist, kuvars^albit-muskovit-amfibol şist, metadiyabaz, kuvarsit, menner aralanmalarından meydana gelmiş olup» kayalar yer yer yoğun alterasyona uğramışlardır, Bu metamorfik istif içinde ince, orta kalınlıkta koyu siyah renkte, değişik karbon oranları içeren grafit bulunmaktadır, Grafitin sedimanter kayaların uğramış oldukları metamorfizma sonucu oluştuğu düşünülmektedir,

Kıvrımlı 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 kireç taşları ile devam eden kalın Mesozoyik yaşlı bir istif bulunmaktadır.

A B S T R A C T * 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 detrital and carbonate rocks.

GİRİŞ

Çalışma alanında (Şekil 1) yer alan metamorfik 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.

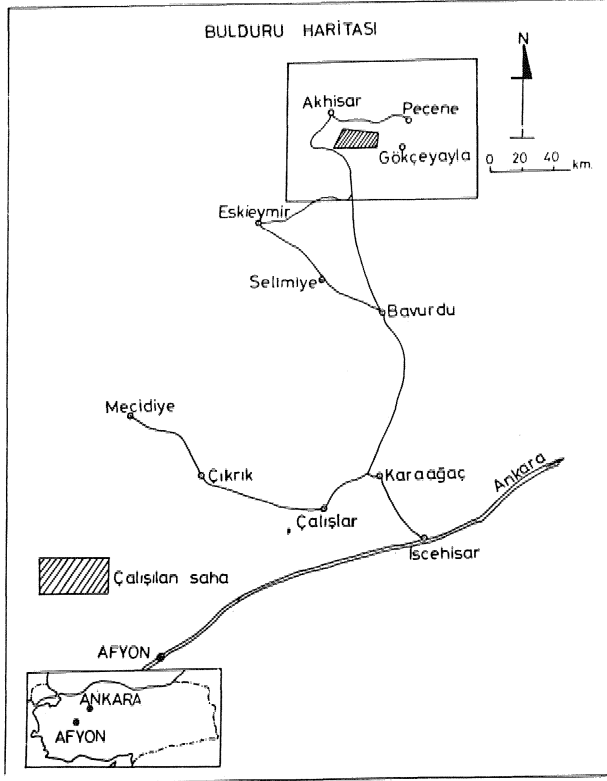
Yörede ilk genel jeolojik çalışmalar Romieux (1942)* Brenich (1954) tarafından yapılmıştır, Wirtz (1955) şistlerin yaşını Devoniyen, üzerlerine gelen dolomit ve kalkerleri de Üst Karbonifer, Permian ve Triyas'a dahil etmiştir. Erişen (1972) Afyon Paleozoyik Grubu adı altında incelediği metamorfizma beş 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 fiHitlerin Devoniyen yaşlı olduğunu bu kayaların üzerinde de yine Paleozoyik yaşlı Emirdağ kalkerlerinin geldiğini belirtmiştir. İnceleme alanı kuzeyinde yer alan Sivrihisar-Çifteler arasındaki metamorfikler için, Kulaksız (1981), metamorfikleri Kuzey-Güney diye ikiye ayırmış ve bu metamorfik

seriler arasında faylarla sınırlanan Karabayır metamorfiklerinin bulunduğunu ifade etmiştir. Gözler ve diğ. (1935) Sivrihisar kuzeyinden başlayan ve güneye doğru devam eden metamorfiklerin yaşının Jura öncesi olduğunu ileri sürmüşler ve Karadağ güneyindeki metamorfiklerin üzerinde orta ve iri taneli konglomeralarla başlayan dolomitik kireçtaşlarının di skordan olarak yer aldığını ifade etmişlerdir (sözlü bilgi).

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

STRATİGRAFİ ve PETROGRAFİ

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



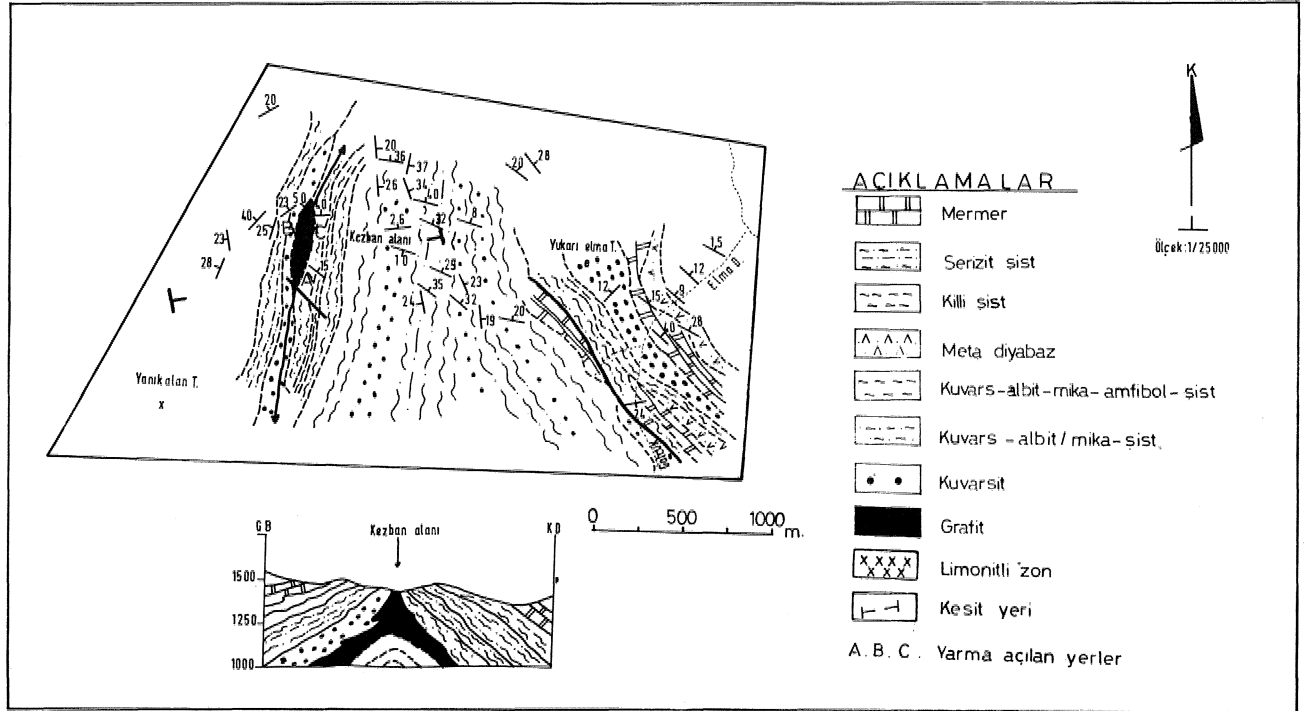
Şekil 1 İnceleme alanı buldurum haritası
Figur® 1. Location map of the investigated area

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 Çski litolojik birim kuvars-albit-muskovit-klorit şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş Jura yaşlı Aşağı Belova Formasyonudur (Bingöl, 1977).

İnceleme alanımızda yer alan metamorfitleer grafitle ilişkili olduğundan bu ilişkinin en iyi görüldüğü üç yerden alınan kesitlerle kayaların 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 yanıl 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. istif kuzeye doğru kuvarsitlerle devam etmekte ve kayalardaki 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 sönme göstermektedir, Albitlerin tamamına yakın kısmı altere olmuş ve kil mineralleri ile serizite dönüşmüştür.



Şekil 2* Kezban ilanı - Elma Darası (Afyon ili) arası metamorfik v© grafit (aşmu)
Figure 2 The Metamorphic Reeks between Kezban Area and Elma Dere (Afyon) and Graphite Formation

Elma Dere Kesiti

Tabakalardan anmanın 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-âlbit-amfiböl (ribekit-krossit) şist, kuvarsit, mermer, metadiyabazdan ibaret bir istif görülmektedir (Şekil 4).

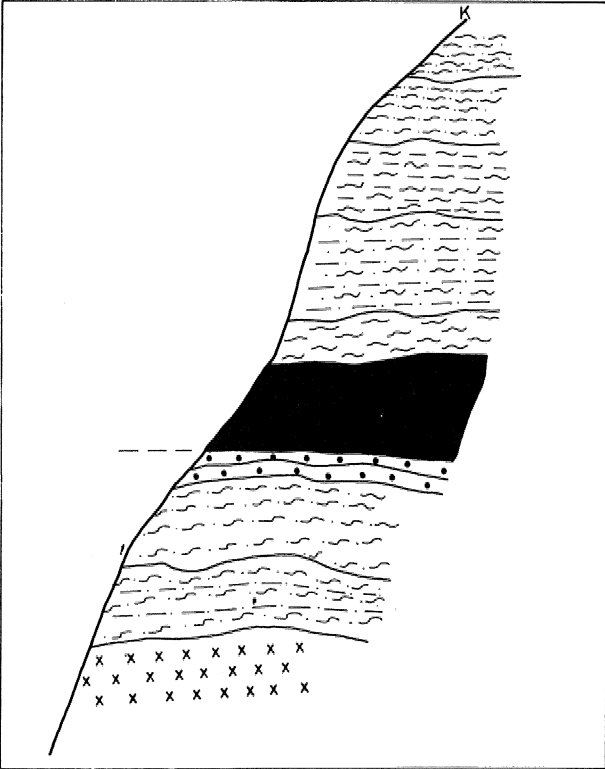
Bu kesitte alterasyon çok azdır. Minerallerin karbonatlaştığı ve limonitleştiği izlenmektedir, Kuvars-albit-amfibol zonunda görülen amfiboller fistroziteye paralel bir şekilde sıralanmış olup, bunların yer yer kümeler oluşturdukları da gözlenmektedir, Amfibol minerallerinin optik özelliklere göre ribekit-krossit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

Gölcük Dere Kesiti

Tabakalarının bu kesitte de düzenli olup, kayalarındaki karbonat oram 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 oram az), kuvarsit, mermer şeklinde bu* istif görülmektedir (Şekil 5).

Burada alterasyon çok daha az olup metadiyabazlar da karbonatlaşma takip edilmektedir, Metadiyabazlar içinde İavsonit 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 feküde 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,

inceleme alanında İavsonit, 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, limonitlefme 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 sedümanlar ile bunlarla ardalanmalı bazik volkanitlerden oluşmuştur. Alman 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 Permiyen-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 çalışılmış.

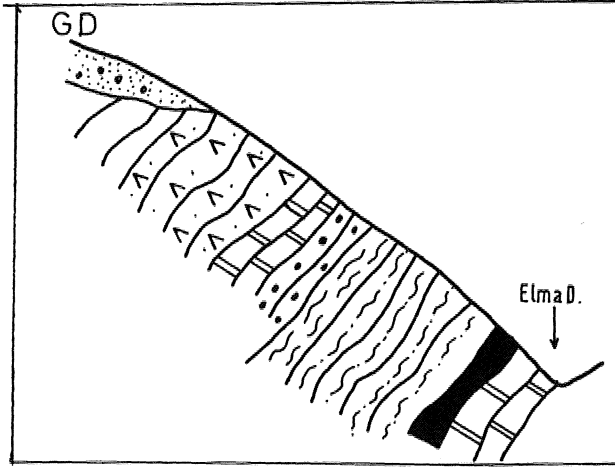
CEVHERLEŞME MİNERALLERİ ve PARAJENEZİ

Sertliği (R=1-2) olan grafit griden siyaha kadar renkli metalik ışıltılı, siyah izi mükemmel bir özelliktedir, Esnek ve yumuşak olup, 24-2,3 özgül ağırlığındadır. Isı ve elektrik için mükemmel iletendir. 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 miktarında 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 yan 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-



Şekil 4, Elma Deresi şematik kesiti
Figun 4, The Schematic section of Elmt Der©

lan yer yer izleyebilmek mümkündür. Grafitti zonların üç ayrı yerinden alınan kesitlerin petrografik incelemesi neticesinde pafitin stratigrafik konumunun değişik olduğu gözlenmiştir. Grafittli zonların bulunduğu metamorfik şistler oldukça kıvrımlı ve kırımlı bir yapı göstermektedir. Daha çok kıvrımların apeks noktalarında kalınlık veren grafittli zon, metamorfizma içinde çok dağınık ve küçük mostralara biçiminde bulunmaktadır. Grafittli zonların genç faylarla kontrol edildiği gözlenmektedir,

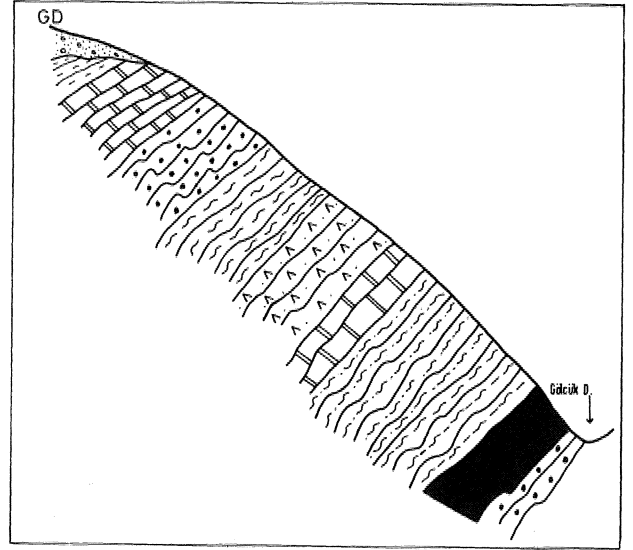
Paleozoyik'te çökelmiş olan karbonatlı ve kırıntılılar arasında yer alan kömürlü zonlar Paleozoyik sonrası metamorfizmanın düşük dereceli olması nedeniyle tamamiyle grafitte dönüşmemiştir. Yer yer görülen grafitik zonlar metamorfizma anındaki makaslanma yüzeylerine karşılık gelir. Bu yüzeylerde oluşan 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.

Â*Yarması O3OB» K, KI5D istikametinde 70 m uzunluğunda ortalama 5 m. genişliğinde 1-3 m. arasında değişen derinlikte açılan yarmada önemli bir grafit zuhuruna rastlanmamakla beraber 70 em'lik grafittli 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 sett* karbonlu yine kuzeye yatık sık



Şekil 5, Göleük Deresi şematik kesiti
Figure S, The schematic section of Göleük Dere

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

B-Yarması: KG istikametinde doğuya 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 grafitti zon 50 m, uzanmaktadır. Grafittli zonun 2 m. kalınlık veren kısmında iki ayrı zon gözlenmiştir. Üstteki 1.80 m, kalınlıktaki killi grafittli zondan alınan numunenin X ışınları analizi sonucu grafit saptanmıştır. Bu da bize sabit karbon oranının % 5'den yüksek olduğunu göstermektedir, Alttaki 20 çm'lik mikaca zengin zondan alınan numunenin X ışınları analizi sonucu grafitin az olduğu belenmiştir, Bu da bize % 5 veya yakın bir sabit karbon olduğunu göstermektedir.

Numunenin mineralojik tetkikinde ise az miktarda metamorfizma geçirmiş kömürsü materyal içeren ki mineralleri az miktarda kuvars» pirit, demir hidroksit 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 y 11 m. genişlikte grafit kesilmiştir, grafit tabana doğru devam etmektedir. 11 m. genişlikteki grafit zonunda adet kıvrım tesbit edilmiş olup sarı renkli (limonitiz* çok altere olmuş killi şistlerin altına dalmaktadır.

Bu yarmadan alman 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 VÖ düşey geçişler grâfitli Zönlara kadar devam etmektedir. Kayaçlar genelde kıvrımlıdır. Grafitli zon normal fayla kesilmektedir. Grafitli zonun iki tarafından alman üstten alta doğru kesitteki istif şöyledir. Kuvars-albit şist, kuvars-albit-mikaş is t, killişist, serizitşist, füllt, grafit» kuvarsit, kuvars-albit-serizitşist, serizit şist ve limonitiz© zonı 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 bize Önemli olabilecek 1 m. kalınlık veren grafitli zon kesmiştir. Grafit yine kıvrımın apeks noktasında kalınlaşmaktadır. Alttan üste doğru alman kesitin mermer» grafitik zon, kuvars-albit-amfibolit-mikaşist, kuvars-albit şist, kuvarsit, mermer, metadiyabazdan oluştuğu belirlenmiştir. Karşılıklı açılan yarmalardan alman numunelerin kimyasal analiz sonuçlarına göre % 5.07 ile % 0,14 sabit karbon oranı saptanmıştır.

Elma deresinin GB'sındaki Gölcük Derede kademeleli açılan yarmadan alttan ve üstten alman numuneler sabit karbon vermemiştir. Gölcük deresinde alman 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 mostralara rastlanmaktadır. Saha bu yönüyle ilgi çekicidir. Sahada düşük sıcaklık ve yüksek basınçta grafitin makaslanma yüzeylerinde oluştuğu çalışmalarımız neticesi ortaya

konmuştur. Ancak petrografik yönden detay çalışmalarının yapılması ve arazinin kıvrımlı ve kırıklı yapısı göz önüne alınarak yer altındaki yayılımını belirlemek amacıyla da Jeofizikle (İP 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 pafiti oluşturdukları ve daha sonraki düşük dereceli metamorfizma koşullarında da bugünkü düşük dereceli metamorfizmaları 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 VÊ ant kayaç birimlerinin petrolojisi: T.J.K. Bull, 20, 2,
BRENİCH, G., 1954, 1/100,000 ölçekli Genel Jeolojik harita izahnamesi Akşehir (90/1,2,3,4) ve Dgm (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 (Kmlkilise) jeoiermal araştırma sahasının jeolojisi ve jeotermal olanakları* MTA Rap. No: 5490 (Basılmamış) ANKARA
GÖZLER, Z., CEVHER, R ve KÜÇÜKAYMAN, A., 1985, Eskişehir civannın jeolojisi ve Sıcak su kaynakları: M.T.A, Dergisi, 103404,
KULAKSIZ, S., 1981, Sivrihisar KB' sının jeolojisi- H.Ü.Y.B. Dwgisi, 8, 103-124, ANKARA
ROMIEUX, L., 1942, Sivrihisar Paşadağları ve Emirdağları bölgesinin jeolojisi hakkında rapor: MTA Rap, No: 1431 (Basılmamış) ANKARA
UMAN, Ö, YERKÖK, A.R., 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-MİNERALOGİK ÖZELLİKLERİ

*Petrographical and Chemical-Mineralogical Characteristics of Cefalıkdag and Baranadağ Platons
(Kaman)*

HASAN BÂYHAN H.Ü.Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mahendisliği BdHmfı, Ankara

O Z: İç Anadolu gnmitayid kuşağının iç kesiminde, yeralan Cefalıkdag ve Banmadag PlütonUuma ait, 12 örneğin ana ve bazı iz elementlerinin kimyasal analizleri yapılmıştır. Petrografik ve kimyasal-mineralojik özelliklerine göre» Cefalıkdag ve Banmadag Plütonlarında iki petrografik: kayaç grubu tanımlanmıştır. Bunlar,, subalkali ve alkali grup olup, metaalüminyum 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 kaymak malzemenin (kabuk tmanto) iki farklı evrede kısmi erimeye uğraması sonucu oluşan iki farklı magmatik eriyikten itibaren türemişlerdir.

A B S T R A Ç Major and some trace element chemical analyses have made, for 12 samples belonging to Cefalıkdag and Baranadağ Plutons, and these plutons, are placed in the central part, of Middle-Anatolian 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 calcic 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-mantle) in, two different stage.

GİRİŞ

Çalışmanın konusu no oluşturan Cefalıkdag ve Baranadağ Plutonian, Kaman'm güney-güneydoğusunda ve Kırşehir Masifinin batı kenarına yakın (Tuzgölü Fay'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 Toluoglu (1986) 'Kırşehir Masifinin metamorfizması, tortul örtülerin stratigrafi-sedimentolojisi üç jeokronolojik çalışmalar yapmışlardır..

Yörede yaralan litodem birimlerin en eskisini Kaman Metamorfizması oluşturmaktadır. Cefalıkdag ve Baranadağ Plutonian, tarafından sıcak dokanaklarla kesilen ve Seymen (1981 a-b) tarafından Kaman. Grubu adı altında ayrıntılı inceleme bu birimin üzerine. Ankara, karışığı tektonik dokanakla gelmektedir (Seymen 1981 a).

İç. Anadolu granitoid kuşağına ait Cefalıkdag ve Baranadağ Plutonian eski birimleri, sıcak dokanaklarla kesmişler ve özellikle Kaman Metamorfizması ile olan dokanaklarında skam gelişimine neden olmuşlardır.

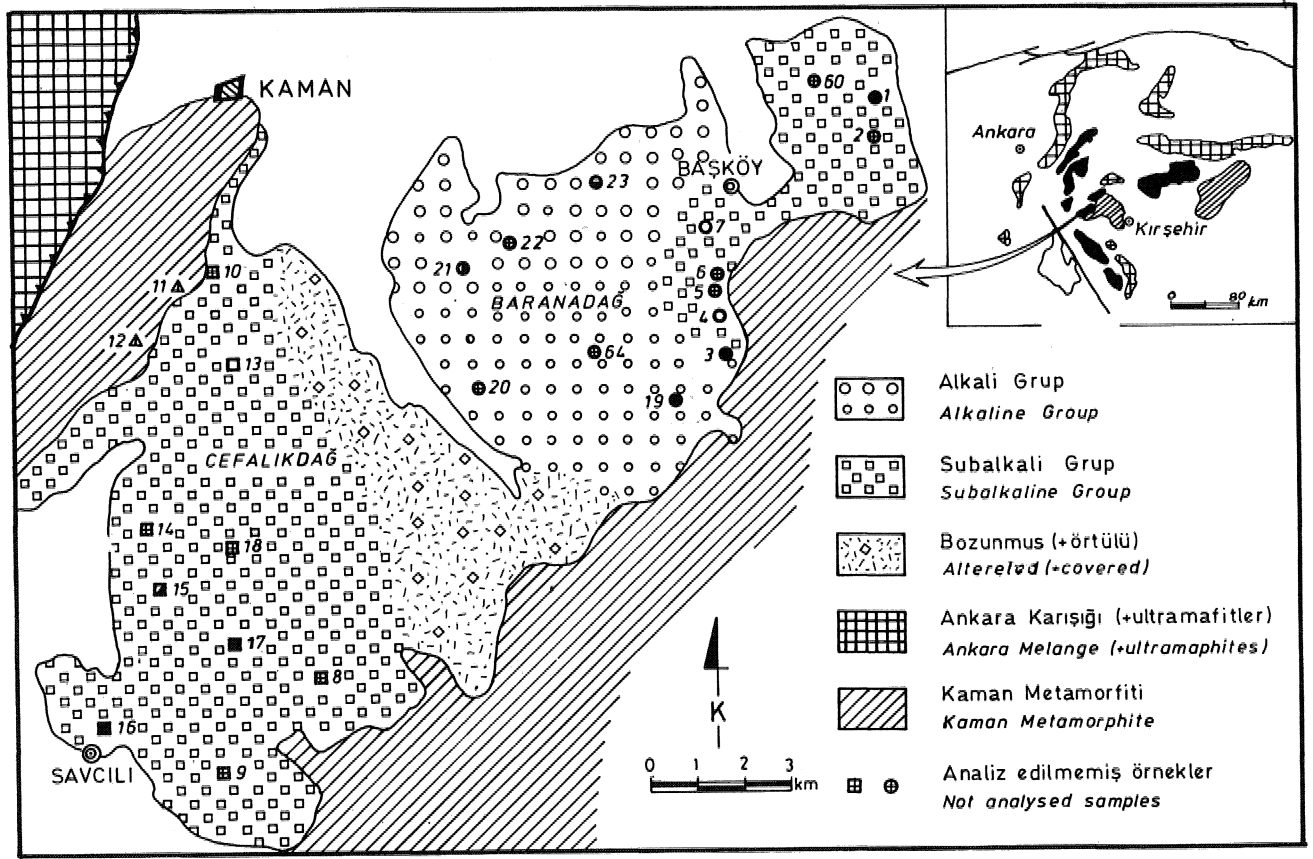
Sırasıyla, yaklaşık 8 ve 6 km. çaplarındaki söz konusu plütonlardan, saha çalışmaları sırasında, petrografik ve jeokimyasal incelemeler için taze örnek alınmasına özen gösterilmiş olup örnek yerleri Şekil 1'de gösterilmiştir. Alınan örneklerin kimyasal analizleri Freiburg Üniversitesi (F. Almanya), Mineroloji-Petrografi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

BE çalışmada, Cefalıkdag 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 holokristalin-taneli ve -porfirik yapılar arasında değişim gösteren bir yapıya sahiptirler. Bileşimlerinin ana minerallerini plajiyoklas, ortoklas,, kuv, arş, mikroklin, hornblend, biyotit ve diopsitik-ajit oluşturmaktadır. Aksesörük bileşen olarak titani» zirkon, apatit, allanit ve opak minerallerle rastlanmıştır.,

Plajiyoklaslar, açık renkli bileşenler- içinde en.



Şekül 1. inceleme alanının jeoloji haritası ve örnek yerleri.
Figure 1. Geotogical map of investigated area and sample locations.

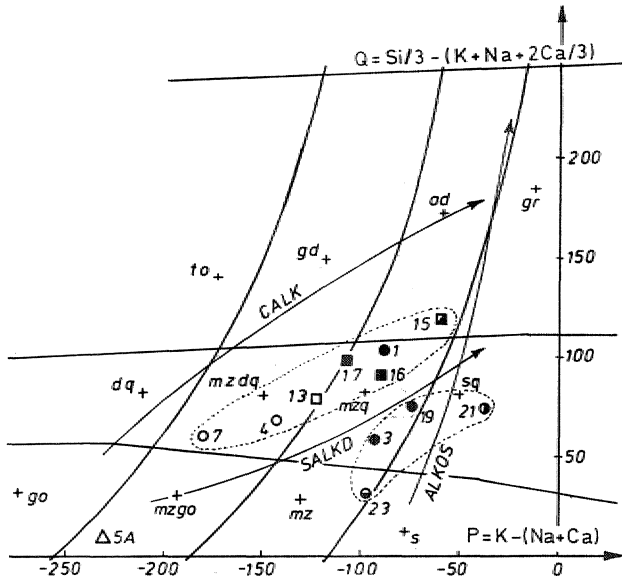
bol bulunmaktadır, FoHsentetik ikizlenmenin yanı sıra genellikle zonlu yapı da gösterirler. İç kesimlerinden itibaren az miktarda serisitleşmişlerdir. Kristal kenarlarında, özellikle ortoklaslara içine doğru bir körfez şeklinde gelişmiş, mirmekitik yapılar gözlenmiştir. Ortoklaslar ise çoğunlukla karışık ikizli olup az miltleşmişlerdir. Kuvars ile birlikte yazı-granitik yapıyı oluşturmuşlardır. Bir çok örnekte izlenen mikroklin daima ortoklas Mstallerinin iç kesimlerinde bulunmakta ve ortoklaslara geçiş göstermektedir, ilk bakışta mikroklin pertit izlenimi vermesine rağmen, yapılan mikroskopik incelemelerde pertit şeklinde gözlenen kesimlerin albit değil ortoklas olduğu saptanmıştır. Ayrıca mikroklinlerin etrafında gelişen ortoklasların oluşumlarını karlsbad 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 yet yer yeşilimsi-mavimsi bir zonun gözlenmesi sodik türlere doğru geçişin söz ko-

nusu olabileceğini göstermektedir. Nitekim, jeokimya bölümünde de vurgulanacağı gibi, alkali karakterli kayalardâ bu durum daha belirgin olarak gözlenmektedir. Biotitler 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 Örneklere çok az, 21 ve 23 nolu örneklerde ise hiç râsianmâmiştir, Diyopsitik-ojit karakterindeki klinopiroksenler, aşırı derecede amfibollere dönüşmeleri nedeniyle hemen hemen daima bu mineraller içinde artıklar sekiminde gözlenmektedir. Bolluk açısından biyotitler ile zıtlık oluşturur. 21 ve 23 nolu örneklerde böle 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. Alanitler* kırmızımsı kahve renkte ve zonlu yapı gösterirler. Apatit ile zirkon ise az miktarda mevcuttur.

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



Şaka Z Örneklerin "magir atık kayaçları isimlendirme" diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) dağılımları, gr: granit, ad: adamellit, |d:: granmfyorit, lo: tonafit, sq: kuvars syenit, mzg: kuvars monzorit, mzdq: lcuvars monzodiyorit, dq: kuvars <fy orit (kuvars gabro), s: syenit, mz: monzonit, mzgo: monzogabro (monzodiyorit), go: gabro (diyorit); CALK: lKalkaltei, SALKD: koyu renkli subaftai, AL KOS: aşırı doygun alkali

Figw@ 2. Distribuons of samples in too nomendaluFe diagram for igneous rocks (Debon and Le Fort, 1982). gr: granite, ad: aëamelite, gdi: gianodiorite, to: tonalite, sq: quartz syenite, mzq: quartz monzomite, mzdq: quartz monzodiorite, dq quartz feite (quartz gabbro), s: syenite, mz: monzonite, mzgo: monzogabro (monzodiorite), go: gabro (diorite). CALK: calc-alkaline, SALKD: dark-coloured subalpine, ALKOS: alpine warsaturated

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

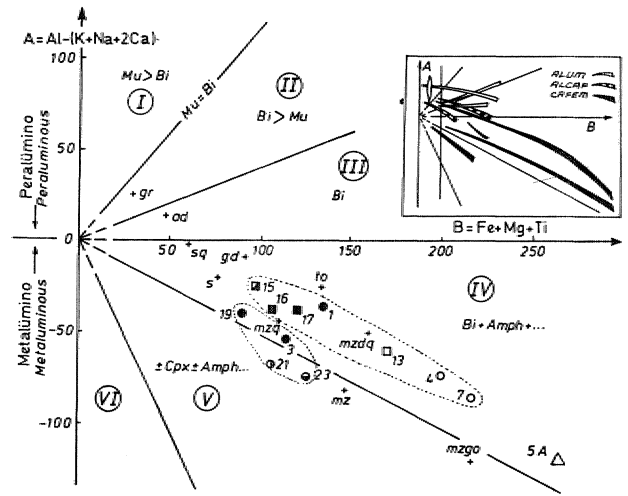
KİMYASAL-MtNERALojİK ÖZELLİKLER

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

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

Subalkali grup,, özellikle Cefalıkdağ Plütomu ve Baranadağ Plü tonunun doğu kenarlarında yer almaktadır (Şekil 1). Bileşimleri kuvars monzodiyorit ile kuvars monzonit arasında değişmektedir (Şekil 2). Topluluğa ait fok 5mek (15), kuvars monzonit bölgesine çok yalan konumlu adantelliftir. Bu kayaçların çok iyi bir monzonitik (subalkali) topluluk oluşturmaları 'nedeniyle,, söz konusu örnek, monzonitik grup içinde yoramiamtıdır. indeks mineraller diyagramında (Şekil 3), metaalümine bölgenin IV no lu kesiminde (biyotit+amph-f...) dağılım göstermekte olup kafemik kayaç topluluMarma ırgun belirgin şekilde negatif eğime sahiptir. Bu durum» kahverenkli biyotit, yeşilimsi, kahve, amfibol ve çok az Mko-piroksen varlığı saptanan mikroskobik gözlemler ile tam bir uyum içindedir.

Bu kayaçların Q B F diyagramındaki (Şekil 4) ana gidış doğrultulan, kaıkalkâii (CALK) gidış ile koyu renkli subalkali (SALKD) gidış arasında görülmektedir. Bunun



Sadi a Oraklerin "karakteristik mineraller diyagramında" foeta w ÜB Fort, 1982) dağılımları, Mu=muskovit, Bi=Siyotit, Amph=amfibol cpx=Klinopiroksen. KÜÇÜK diyagram, a' jmino (ALUM), alümino-tenefik (ALCAF) ve tafarik (OAFEM) topluluHarm gidışını göstermektedir, Kayaç ttipteri ve seh böller Şekil 2de olduğu gibi.

Figure 3. Distribuons of san pies in the caractérisé: mineraller diagram (Debon and Le Fon, 1982).. Mü^muscovito, e^biotite, Amph^arriphibole, cp=clinowroxene... The little iagram shows, frantce of duminous {aLUy,, alümhocafem:ic (ALCAF) and |cafemk (CAFEM) associations. R x k fy pes and syñbols as in Figure 2,

nedeni» diğer bir deyişle monzonitik bir kayaç topluluğuna sahip oldukları, için karakteristik olarak subalkali bir gidışe sahip olmaları gerekirken SALKD gidışten CALK gidışine 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 I monzonit'lerle karşılaştırıldığında açıkça görülmektedir. İnceleme, alan.ind.aki 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 kuvarer monzodiyoritlerin çoğunluğunda (4 ve 7) görülen ve önemli miktarlara ulaşabilen koyu renkli mineral artışı» kuvars ve feldispat içeriklerindeki düşmelere neden olduğundan» bu kayaçlarda SALKDMan CALK'a doğru,, paralel, kaymışlardır.

Subalkali grubun kuvars içerikleri % 11.40-22.40 (Ortalama. % 16.50), koyu renkli mineral içerikleri % 17.90-39J0 (ortalama % 27,. 10) ve feldispat içeriklerinde % 49.10-63.70 ; (ortalama % 59.70) arasında değişmektedir. Peralümina ve metaalümino karakterli toplulukları ayırmada kullanılan $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ değeiide negatif karakterde olup -24.80 ile -89.80 (gr-atom x 10⁴) arasındadır (Çizelge 1), Diğer taraftan, iz. element içerikleri ortalama, değer olarak (Rfö= 132 ppm, Sr= 537 ppm. Bas 931 ppm» Zr= 182 ppm, Cr= 168 ppm,, Y= 90 ppm. ve K/Rb= 246), kimyasal bileşimlerine uygun olarak yüksektir.

PETROGRAFIK GRUP PETROGRAPHIC G.	SUBALKALI (veya MONZONİTİK) / SUBALKALINE (or MONZONITIC)							ALKALİ / A L K A L I N E				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	5 A
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	272.49	283.02	305.94	311.88	332.81	353.50	331.23	380.51	392.36	398.00	411.21	278.00

Çizelge 1. Cefalıkdağ (Ce) ve Baranadağ (Ba) plütonların kimyasal bileşimleri. Kayag tipleri ve simgiler Şekil 3 ' i görürdür.
Table 1. Chemical compositions of Cefalıkdağ (Ce) and Baranadağ (Ba) plutons. The rock types and symbols refer to the Figures 3

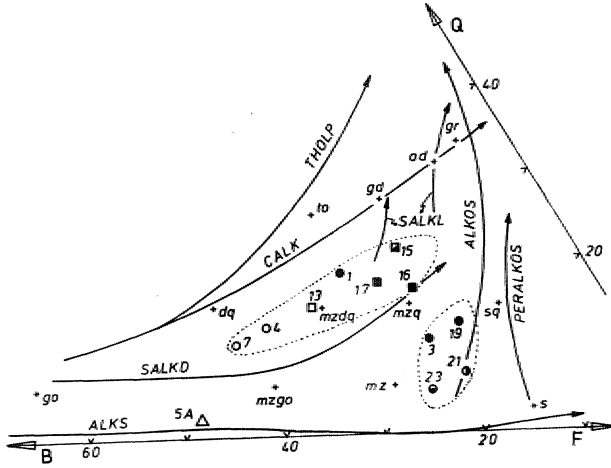
Alkali grup Baranadag Plütonunda yaygın şekilde gözlenmekte ve özellikle alkalilik plütonun kuzeyine doğru artif göstermektedir, örnekler» monzonit, kuvars monzonit ve kuvars siyenit alanında yetâlmaktadır (Şekil 2). Ancak, 23 nolu örneğin siyenit bölgesine y^m konumlu monzonit, 19 nolu örneğinde kuvars 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⁺ Aİ⁻ (K+Na+2Gä) değeriyle metaaltimino özelliğinde olup IV, (Bi + Amph +...) ve V, (opx + 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. Subdkali kayaçların olduğu gibi, yine kafemik kayaç toplu-

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

Koyu renkli subalkali (SALKD) çizgisinin altında ve alkalice aşın doygun (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 % 7L50) içermektedirler. Alkali değerleri yüksektir (ortalama Na₂O = % 3.71, K₂O = Wo 5.45), Ortalama iz element değerleri açısından da subalkali gruba göre yüksek RB (191 ppm), Sr (704 ppm) ve 2r (231 ppm), düşük Ba (913 ppm), Cr (133 ppm), V (82 ppm) ve K/Rb (240) içerirler,

SALKD kay açları içindeki koyu renkli kayaç kamplarından 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 topluluklarını benzer konumda bulunmaktadır. Koyu renkli sub alkali ile alkalice doygun kayaçlar arasında, yerahrlar. inceleme alanında belirlenen her ilci kayaç grubuna (subalkali ve alkali) göre, dOstik SİO₂* alkali ve iz element değerleri yüksek Al₂O₃, FeO, MgO, MgO ve. CaO değerlerine sahiptir.



Şekil 4. Örneklerin 0 (kuvars) « B (top mtMi nemler) - F (feldspat+muskovit) üçgen diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) dağılımı. Diyagramda lal emi ve alümino-kafemik topluluklar alt kümlere ayrılmaktadır. THOLP: löleyitik plütonik, CALK: kalkalkali, SALKD: koyu renkli subalkali (veya monzonitik), SALKL: açık renkli subalkali (veya monzonitik), ALKS: doygun alkali, ALKOS: aşırı doygun alkali, PERALKOS: aşırı doygun peralkali. Kayaç tipleri ve simgeler Şekil 2'de olduğu gibi.

Figure 4. Distributions of samples in the triangular diagram q (quartz) - f (feldspar+muscovite) (Debon and Le Fort, 1982). Diagram enables to distinguish different subtypes of mafic and aluminofeldic associations. THOLP: Eutectic 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 1

SONUÇLAR ve TARTIŞMA:

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

Her iki plütonun kayaları, Kafemik topluluğa, ait olup birbirinden farklı kimyasal-mineralojik özelliklere sahip İM 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 ile silisli kayaçlardan oluşmaktadır. Koyu renkli minerallerini amfibol ve biyotit ile çok az miktardaki klinoptroksen oluşturmaktadır. Bunlar, Cefalıkdağ Plütonu ile Baranadağ Plütonunun doğu kenar zonlarında yayılım gösterirler.

Aşırı doygun alkali grup, yine metaalümina

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

Alkali grup koyu renkli subalkali gruba, daha düşük alkali (Na⁺, K₂O), Al₂O₃, Rb, Sr ve Zr daha düşük FeO, MgO; OaO, Bı ve Or değerlerine sahiptir.

Debon ve Le Fort (1982) kafemik kayaç topluluklarının, tamamen manto kökenli bir kaynak malzemeden türeyebildikleri gibi manto ve kıtasal, kabuk malzemesinin karışımından oluşan hibrid malzemeden itibaren de türeyebileceklerini ileri sürmektedirler. Cefalıkdağ ve Baranadağ Plütonlarının kafemik topluluklara özgün petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikler göstermesi, manto kökenli veya hibrid malzemeden itibaren türemelerine işaret etmektedir. Ancak, iyonik yarıçapları büyük olan Li to fit elementlerden Rb, Sr ve Zr değerlerinin yüksek, K/Rb oranında düşük olması, hibrid malzemeden itibaren oluşumu ön plana çıkarmaktadır. Bu malzemede, kıtasal kabuğun etkisi, mantoya göre daha fazladır.

Aynı topluluğa (kafemik): ait olan koyu renkli subalkali grup ile aşırı doygun, alkali grubun, bir tek malzemenin fraksiyonel kristalleşmesi ile oluştuğunu ileri sürmek de mümkün değildir. Çünkü, bazı özellikler mevcuttur, örneğin Sr değerinin alkali grupta yüksek (ortalama 704 ppm.) olması feldspat fraksiyonlanmasında 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 malzemeden S-tipi granitoidler ise sedimentary kökenli malzemeden türemektedirler. incelenen koyu renkli subalkali grup, petrografik ve kimyasal-mineralojik özellikleri, açısından I-tipi granitoidlere karşılık gelmektedir. Bu grup içinde gözlenen koyu renkli kayaçların da, White ve Chappel (1977)*ye göre, kısmi erime artığı (restit) olarak değerlendirilmesi gerekmektedir. Dolayısıyla, koyu renkli subalkali grubun titrediği 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 gözlenmesinde (sodik karakteri vurgulayıcı olarak)* Collins ve «Eğerleri (1982) tarafından tanımlanan A-tipi granitoidlere benzerlik gösterdiğine işaret etmektedir. Collins ve diğerleri (1982) A-tipi granitoidlerin, daha önce I-tipi granitoidlerdeki sona-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 diğerleri, 1982) olması gerekmektedir. Subalkali grubunun SiO₂ içeriği % 55,25-66,04 arasında değişmekte olup intermediyer karakterindedirler, SiO₂ ile diğer 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 nicelenen SALKD kayalar "felsik-I tipi" olma özelliğinden uzak görünmektedir. Ancak, diğer 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 kayaların 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.Âlmanya) 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'étude petrographique et géologique de la région située au Nord-Est de Kaman: MTA Yayını, 115, 332 s., Ankara,
- BAYHAN, Ü., 1984, Kesikköprü Skarn Kuşağının (Bala-Ankara) mineralojisi ve petrojenezi: Yerbilimleri, 11, 45-57,
- CHAPPELL, B.W. ve WHITE, A.J.J. 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, F., 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 rejonel metamorfizmanın petrolojik incelenmesi: H.Ü. Yerbilimleri Enst., Doçentlik Tezi, Ankara, 147 s., Yayınlanmamış,
- ERKAN, Y., 1976 a, Kırşehir çevresindeki rejonel metamorfik bölgede saptanan izogradlar ve bunların petrolojik yorumlanmaları: Yerbilimleri, 2/1, 107-111.
- ERKAN, Y., 1977, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında-Kırşehir bölgesinde etkili rejonel 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-4r yöntemi ile bir inceleme* Yerbilimleri, 8, 27-30,
- GÖRÜR, N., 1981, Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi Türkiye Jeol.Kur., 35, BU, ve Teknik Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, 60-65,
- OKTAY, F.Y., 1981, Savcılıbüyükoba (Kaman) çevresinde Orta Anadolu Masifi tortul örtüsünün jeolojisi ve sedimantolojisi: İTÜ Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi, İstanbul» 175 s., Yayınlanmamış.
- SEYMEN, t, 1981 a, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin stratigrafisi ve metamorfizması: Türkiye Jeol.Kur.Bült., 24, 101-108,
- SEYMEN, L., 1981 b» Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin metamorfizması: Türkiye Jeol.Kur., 35. Bil. ve Teknik Kurultayı, İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, 12-15,
- SEYMEN, t, 1983, Tamada|ÇCaman-Kırşehir) çevresinde Kaman grubunun ve onunla sınırdış oluşukların karşılaştırılmalı tektonik özellikleri; Türkiye Jeol.Kur.Bült., 26, 89-98,
- SEYMEN, I., 1984, Kırşehir Masifi Metamorfizmasının jeolojisi -erim« 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 Ens t.. Doktora Tez, Ankara, 237 s., 8 Ek, Yayınlanmamış,
- WHITE, A.J.J. ve CHAPPELL, B.W., 1977, Wrametamorphism and granitoid genesis: Tectonophysics, 43, 7-12,

TANSİYON ÇATLAKLARINDA GELİŞEN DİYAPİRLER

Diapirs Emplacement Along Tensional Fractures

TAHİR EMRE D.E.O. Mahendislik-Mimadik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Belimi, izmir

ÖZ: Fransa'nın Güney Alplerftide yer alan Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirleri, Oligosen öncesi Pireneo-Provensal fazının yaklaşık K-G do-ğrultulu sıkıştıma 'kuveden' sonucu, doğrultu .alimi fay zonlarında .gelişmiş "en echelon*" tansiyon çatlaklarına bağlı olarak yerleşmiştir. Bunlardan Suzette diyapiri,, zamanla» sözkonusu fay zonlaa tansiyon çatlaklarına, dzgp. "S" şeklini kazanmıştır..

Suzette diyapirini örten Oligosen, Propiac-Condorcet dryapirlerini flsdeyen Miyosen yaşlı birimler, diyapire ya ta kesimlerde» diyapirlerin Tersiyer sonrası yükselimi sonucu, yer yer «ödeşmiş ve devrilmiş konumdadır...

A B S T R A C T : 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-Provincinal plias« 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 overlained by the Oligocène» 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 "subalpin" 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 atunlu fayın kesişme yerinde açınıştır.. Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirleri, doğrultu atunlu fay zonlarında gelişmiş, tansiyon çatlakları, boyunca yerleşmiştir.

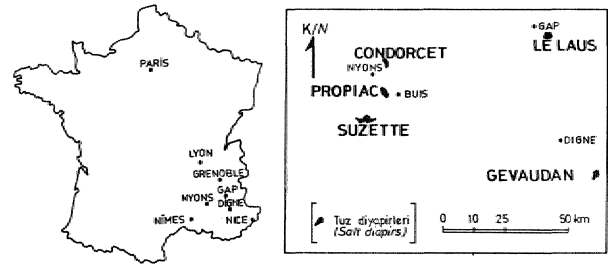
Son üç yörede» Triyas en. yaşlı birimi oluşturur. Yalnızca Le Laus'da Permio-Triyas yaşlı kumtaşları ve Permien. yaşlı, serizit şistler yer alır. Tüm. yörelerde; diyapirleşme, Triyas yaşlı birimlerin tanınmayacak ölçüde parçalanmasına yolaçmıştır.

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» Condoicet yöresinde, diyapir yapıları ile ilişkili olarak, yersel» tarit» sölestin, blend ve galen oluşumları bulunur (Emre, 1977). Bu dokanaklar boyunca» diyapirlerin. yükselm.e. aşamasındaki gelişmeleri nedeniyle, yersel olarak Triyas yaşlı kayalar Oksfordiyen yaşlı marmlar 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 True, 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. öğeler ve bunları çevreleyen kayaların özelliklerine değinilmeden,, Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirlerinin yerleşim, mekanizmaları üzerinde durulacaktır.



Şekil 1 Diyapirlerin coğmik konouu
Figur» I Areal c'stribution of the diapirs

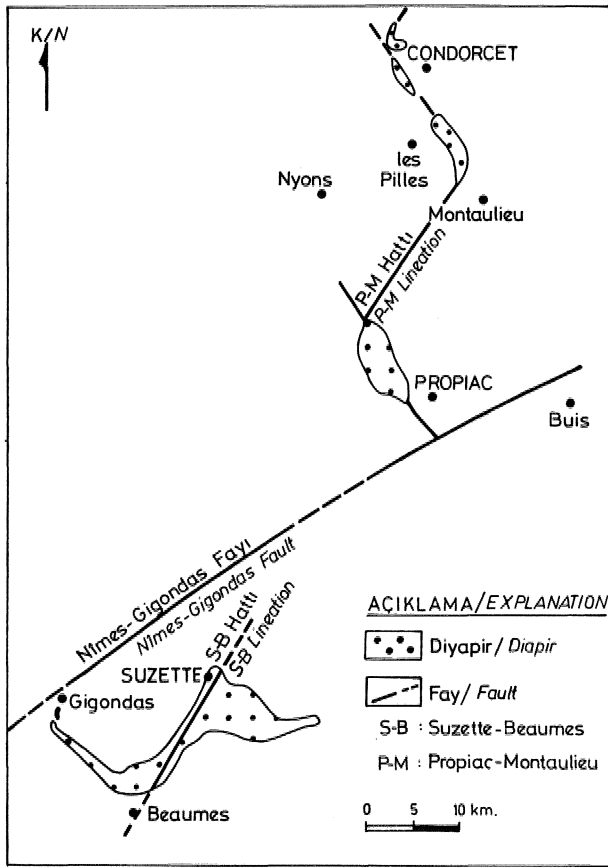
SUZETTE Ƴe PROPIAC-CONDORCET DİYAPİRLERİ

Suzette ve Propiac-Condorcet yörelerinde,, kendine özgül. turuncu-san renkleriyle kolayca ayrırtlanan

Triyas yaşlı kayalar; ilk bakışta, MIH, 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 yüzöyleyen, 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 Pirenéo-Provensal fazına karşılık gelir, Saha bulguları, Oligosen'de diyapir röliyefinin fazla olmadığı yönündedir,

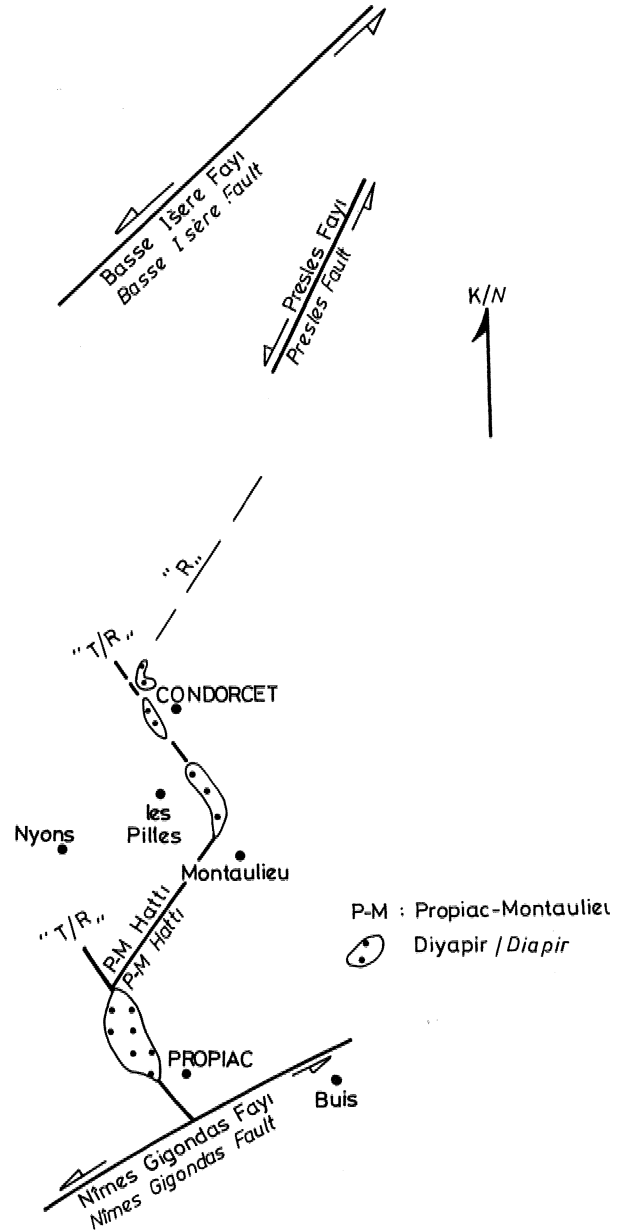
Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirlerinin oluşumunda iki etmen söz konusudur: Birinci etmen yörenin Triyas dönemi paleocoğrafyası, diğeri tektonik olaylardır,



Şekil 2. Suzette ve Propiac-Condorcet diyapirlerinin yapısal ilişkisi.
F/f (ift 2. Structural relations between the Suzette and Propiac-Condorcet diapirs.

Baudrimont ve Dubois (1977)'ya göre, yöre Meso zoyik sübsidans havzasını merkezinde yer alır, Burada Triyas yaşlı evaporitlerin kalınlığı 400 metreye erişir,

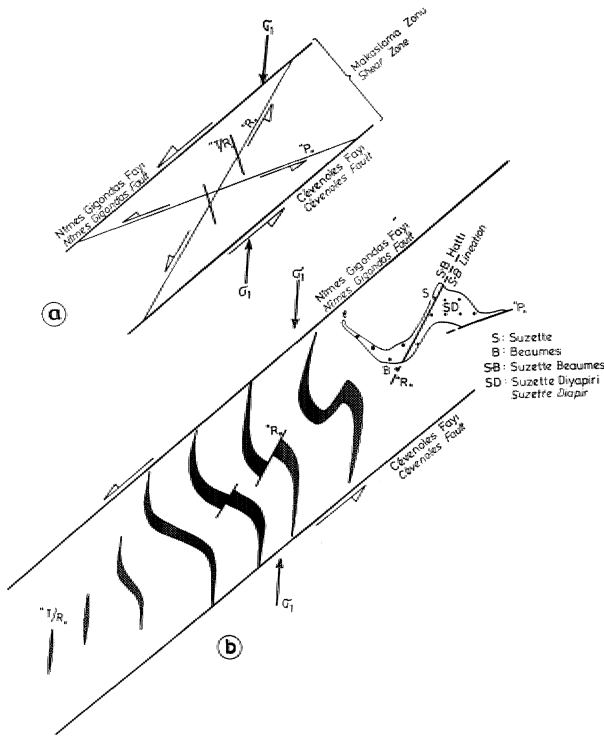
Diyapirleşmeye yolaçan tektonik etmenleri bölgesel fayların yeniden devimleriyle açıklanabilir. Pireneo-provensal fazıyla, yörede, yaklaşık K-G doğrultulu sıkıştırma kuvveti etkili olmuş ve bunun sonucu olarak KD-GB gidişli doğrultu atınıVsol yördü faylar gelişmiştir (Şekil 2 ve 3), Bu faylar arasındaki alanlard açman biçim değiştirmeler, doğrultu atımlı fay zönlüridi



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

oluşan "R" ve "P" yırtılma fayları ve T/R" tansiyon çatlakları modeline uyar (Şekil 4). Söz konusu fay zonu sınırlayan faylar (şuur 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 alımlı 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 alımlı-solyönüO fay zorunda gelişen çatlaklar (a) VB bu zondaki tansiyon çatlaklarının açınımlı (b) (His 1963; Rotor! 1976; Vialon ve diğ. IOTCdan uyarlanmıştır.)

Figure 4. Fractures formed in a. faults zones by dextral strikeslip faults (a) and: opening of tensibnal 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 açınımlı sonucu oluşan zayıf zon, Triyas yaşlı jips-dolomit karmaşığının bu yoldan yüzeye ulaşmasına olanak sağlamıştır. Diyapirin GO 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 gidişliyle aynı doğrultu adır. Diğer bir deyişle, Suzette diyapirinin bu kesimi,, aynı fay zonunda

oluşmuş bir "P" fayıyla sınırlanmıştır.

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 antüinalinin batı ucunu keser, Diyapir,, kuzey yarısında Géants antiklinalinin eksenine, koşut olarak, uzanır. Diyapirin kuzeydoğusunda,, Oksfordiyen yaşlı mamlar,, her iki yanı faylarla sınırlı olarak, kuzeydoğuya doğru Montaulieules Pilles arasındaki diyapire ulaşır. Bu diyapirin kuzeybatısında ve Condorcet'in batısındaki Triyas ytlziekleri,, 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 alımlı 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 fayının 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' ar a s inci ak i gelişme alanında KP-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 Ptesles) doğrultu atımlı-sağ yönkl olarak delinmiştir.

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, toz domlardan 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

âtimh fây zonlarında, diyapirlefmelerin olduğu kadar» cevherleşmelerin de (Condorcêt yöresinde olduğu gibi) tansiyon çatlaklarıyla ilgili olma olasılığı gözetilmelidir,

KATKI BELİRTME

Bu yayın, MEB'den burslu olarak yapılan» doktora çalışmasının bk kısımın özetidir. Yayın için feküleri çizen S.Karımak'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

ARNAUD, H., 1973, Mise en évidence d'un important décalage anté-miocène, de sens sene s ire, le long de la faille de Presles (Vercors oriental)* C,R, Âead, Se. Paris, 276, D, 2245-2248.
BAUDRIMÖNT, Â.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, Etyde géologique du Massif de Suzette (Vauêuse): Thèse, Lyon, 195 s, (yayınlanmamış),
EMRE, T., 1977, Contribution a Fétude de quelques dkpirs du SE de la France, Thèse, Grenoble, 142 s, ^aymnanmaniif),
EMRE, T, ve TRUC, O,, 1978, Mise en évidence d'un contact discordant Oligocène-Trias dans le Massif de Suzette, Im» plications tectoniques et conséquences sur l'origine des évaporites ludiennes du bassin de Moimoiron (Vaucluse): Géologie Alpine, Grenoble, 54, 17-23,
HILLS, Ê.S., 1963, Elements of structural geology: Methuen and Co LTD, London, s. 172,
ROBERT, LP,, 1976, Les décrochements, fracturation s et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins Dauphinois: Thèse, Grenoble, 155 s, (ysymlfminftmif).
VIALON, P., RUHLAND, M., ve GROUER, J,, 1976, Eléments de tectonique analiûque; Maison et Cie, Paris, s, 22.

KARSANTI BÖLGESİ (K ADANA) MİYOSEN KUMTAŞLARININ SEDİMANTOLOJİ VE KLASTİK PETROFASİYESİ

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

SEMÂ YURTMEN Ç.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana
ŞAZİYE ABACI ÇÜ. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana
SUNGU L. GÖKÇEN D.E.Ü. Deniz Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü» İzmir

O Z * Karsanti Bölgesi'nde (Kuzey Adana) yeralan 75' km. karelik inceleme alanındaki Miyosen yaşlı kumtaşlar, yörede yapılmış sedimentolojik kesitler vasıtasıyla ve sedimentasyonun yapısal dokusal ve petrografik açılarından incelenmiştir. Bu çalışma sırasında yapılmış mikropaleontolojik etüdler 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 otoklon kumlu-çamurlu istifinin Sığ Denizel; alt-orta ve orta-üst kesimlerinde görülen yerel kömür içerikli ailekton karbonatlı seviyelerin ise lagüner ve/veya fluvial ortamlarda çökeldiği kabul edilmiştir. İnceleme alanında yapılmış sediment petrolojik çalışmaların sonuçları, Karsanti arenitleri detritik malzemesinin kuzeydeki bazik-ultrabazik kayalarca zengin Ur provenansından türediğini (Toros Ofiyolitik Yitilme Karmaşığı); diğer sedimentolojik veriler ise Karsanti stratigrafik istifinin yay-hendek bölgesi, yakın çevresinde çökeldiği ihtimalini ortaya koymuştur.

A B S T R A C T * 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-ultrabasic rich provenance, i.e. 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 km²lik alanı kapsayan bölgede, litolojik olarak iki ana birimden Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayalar grubu (Karsanti Ofiyolitikleri: Abacı ve diğerleri, 1985) diğer ise kumtaşı-şeyl-manı ardalanmasından oluşmuş Karsanti Formasyonu, kırıntılı istifdir (Schmidt, 1961),

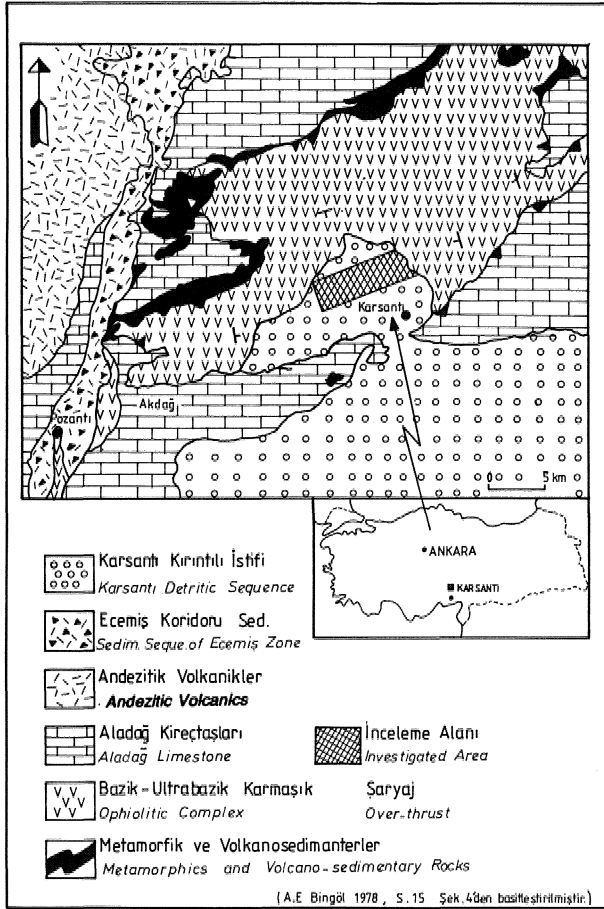
Bu çalışmanın amacı 1500 m. kalınlığındaki Üst Miyosen yaşlı Karsanti Formasyonu kumtaşlarını sedimentolojik, petrolojik ve mikromineralojik açılarından inceleyerek bölge detritik materyalinin paleoprovenans ve kaynak, kayaç türlerini saptamaktır.

Güney Türkiye'nin iki önemli sedimenter havzasından biri olan ve İlhan (1976) ile Gökçen, ve diğerleri (1985)'in Adana ve İskenderun alt basenlerine ayırarak 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 ofiyolitik karmaşığının yöredeki tektonik konumunu vurgulayan ilk araştırmacılar olan Mete (1939), 1956) ve Blumenfeld (1952), aynı zamanda bölgenin stratigrafik birimlerini de incelemiştir. Daha sonraki yıllarda yapılmış çalışmalar, ekonomik jeolojiye yönelik incelemeler olup bunlar sırasıyla Ovalıoğlu (1963) Çabuk ve diğerleri (1977), Bingöl (1978), ile Çataldı. (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 sediment mineralojik içeriklerini inceleyerek bazı önemli stratigrafik, tektonik ve sedimentolojik sonuçlara varmışlardır.

Bölgedeki son araştırma 1. ve 2. yazarların Karsanti bölgesi Tersiyer istifinden, sedimentolojik ve sediment petrolojik yöntemler kullanılarak yaptıkları master tezleridir (Abacı 1986» Yutmea 1986).



Şekil f. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeolojik haritası
Figür* f, Simplified geologic map of the investigated area

BÖLGESEL JEOLJİ

Karsanti Bölgesinin içinde bulunduğu Çukurova Baseni Batıda Ecemiş Fayı, kuzeyde Toros Dağları ve doğuda Amanos 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 yığılmaktadır (Temek, 1957), Karsanti nahiyesi ve yakın civarında gözlenen Üst Kretase yaşlı Ofiyolitik Karmaşık, bölge Mesozoyik Toros eteklerinde karakteristik ve yaygın litolojik birimini oluşturmaktadır. Bu karmaşığı oluşturan ultrabazikler; tektonit, kümülit ve volkanosedimanterlerle temsil edilen primer birlik ile bunları kesen dolerit-diyabaz dayaklarından meydana gelmiştir (Bingöl, 1978).

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

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

Tarsus-Adana-Kozan-Karsanti arasındaki bölgede yüzeylenen sanmsi-gri renkli kaim tabakalı konglomera, Ortâ-mee tabakalı kumtaşı ve marn-şeyli ardalanmasından oluşmuş istif üzerinde jipsli seviyeler yer almaktadır (Temek 1953, 1957). Gürbüz ve Gökçen (1985) fluvial/akarsu (Sulu Karasal) ile sığ denizel sedimanların ardalanmasından oluşan bu formasyonun (H andere Formasyonu) yaşının Pliyosen olduğunu belirtmişlerdir.

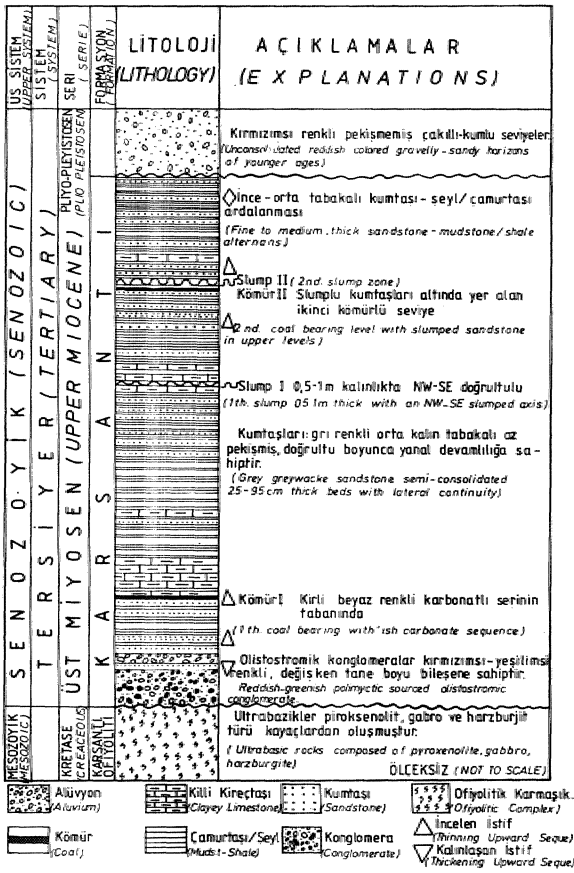
Çukurova Baseninde geniş alanlar kaplayan en genç birimler çimentosu, gri renkli, çakıl, kum ve killerden oluşmuş Pliyosen-Pleyistosen yaşlı çökeller ile Taça çakıltaşı, bazaltlar kalıs oluşumları ve alüvyonlardır (Kapur ve diğerleri, 1984).

STRATİGRAFI ve SEDİMANTOLOJİ

Stratigrafi

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

Karsanti Formasyonu tabanda olistostromik görünümlü rösedimante konglomeralarla, alt-orta ve orta-üst seviyelerinde ise. kumtaşı-şeyl ardalanması 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 ardalanmasını takiben, istifte tekrar görülür (Şekil 2). Bu çakıltaşlarının değişik kumlu seviyelerinden alınmış örneklerde, kesim yaş verecek fosile rastlanmamıştır.



Ş # i 2 inceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesil
Figud 2., Generalized stratigraphic section of the investigated area

Doğrultu boyunca belirgin yanal devamlılığa sahip grovak bünyeli kumtaşı, orta-kalın tabakalı (25-100 cm.), paralel kenarlı olup yer yer küresel, ayrışma göstermektedir, önceki araştırmacılar Schmidt (1961) tarafından da belirtildiği gibi Karsanti Formasyonu kumtaşlarında yer yer bitki kalıntılarında, 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, kumtaşı altında yer almaktadır (Yurtmen, 1986).

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

İstifin marn-çamurtaşı arakatkı seviyelerinden alınmış örneklerde yapılan, paleontolojik tayinlerde *Cyprinotus*, *Eucypris*, *Loxococoncha*, *Costa*, *Heterocypris*, *Tkyrrenocythere*, *Viviparus*, *Planorbis* cinsleri, bulunmuş ve Ost Miyosen (Fonsiyen) olarak yaş verilmiştir (Determinasyon: Doç. Dr. N. Gökçen, Ç.Ü. Adana).

İstif antolojisi

Miyosen, yaşlı Karsanti 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.

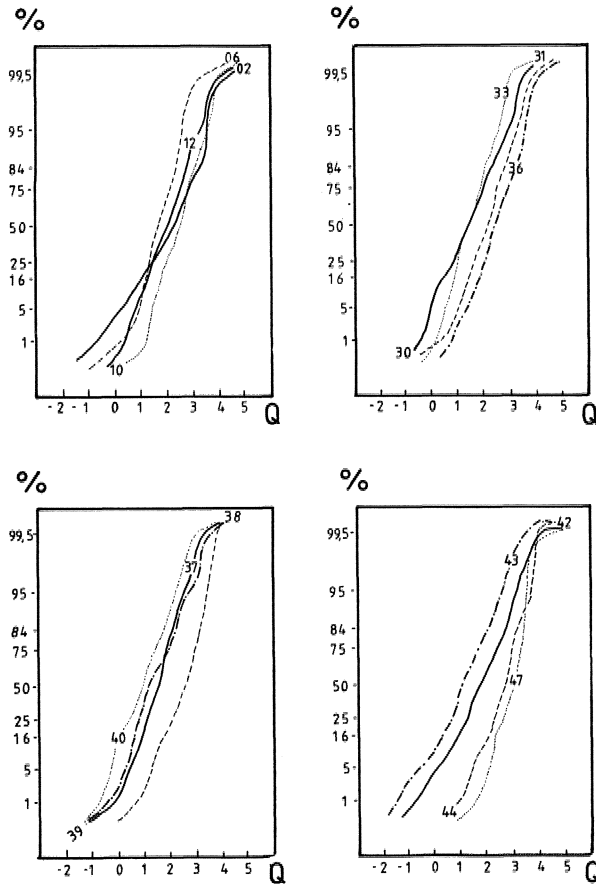
Tabaka üstü yapılarından, çalışma bölgesi ince kumtaşı-silttaşı tabakalarının üst yüzeylerinde asimetrik tipte tıplı marklar yer almaktadır. Tabakalar arası kayma-oturma, (slumplar) yapılarına, istifte iki farklı yerde rastlanılmıştır. Bunlardan birincisi kalınlıkları 0,5-1 m civarında iki seviye halinde 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, 1-982; Mial, 1985).. Buna bağlı olarak kayma kırınım eksenleri doğrultusu ölçülmüş ve bu işlem, sonucunda, paleo kara-deniz. sınırının K.KB-G.GD yönünde uzanabileceği düşünülmüş, yakın bölgelerde de incelenmesi koşulu ile, ağırlık kazanmıştır.

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

nuçlarının sedimanların táfıma mekanizması ve tortulaşma bölgesi hakkında (Gökçen, 1981; Leeder, 1982); tane boyu istatistiksel parametreleri koordinat ilişkilerinin ise bu malzemeyi havzaya taşımış ve gökeltmiş miktarların türü, tipi ve enerjisinin saptanmasında önemli sonuçlar verdiği bilinmektedir (Folk, 1968; Norman, 1972; Mİall, 1985),

Tane Boyu Dağılımı ve İstatistiksel Parametreleri:

Çalışma alanı kırıntılı istifinden amaçsal seçim yöntemi ile alınmış 36 örneğin ince kesitlerinde 200 tanenin zahiri uzun eksenini ölçülmüştür. Elde edilen değerler log-olasılık kağıdının absisine tane büyüklüğü 0 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 (Mz), grafik standart sapma (S₁), grafik skivnes (asimetri-S_{1q}) ve grafik kurtosis (basıklık-KQ)'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 kumalarının tane boyu dağılım eğrileri
Figür 3* Grain size distribution of the selected sandstone of the Karsanti Formation

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

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

2. Örneklerin boylanma değerleri min, 0,28 \$ ile max, 1,41 \$ arasındadır. Bununla beraber ortalama değerleri 0,53 0 üe 1,0 0 arasında değişmektedir, Bu sonuçlara göre kumtaşların 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 (Kg) değerleri ise 0,77 0 ile 1,38 0 arasında değişmektedir. Bu sonuç kumtaşların platikurtik ile leptokurtik karakterde olduğunu ve sedimanların boylanma katsayısı paralelinde, orta derecede kötü boylanmış işaret etmektedir.

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

Parametre	1.ö	5.ö	16.ö	25.ö	50.ö	75.ö	84.ö	95.ö	M _z	S ₁	Sk ₁	K _g
38.2	-1.13	0.28	1.01	1.43	2.24	2.92	3.20	3.50	2.15	1.03	-0.17	0.88
38.6	0.0	0.84	1.20	1.30	1.65	2.10	2.30	2.50	1.72	0.54	0.12	0.89
38.10	1.12	1.52	1.82	2.0	2.52	2.9	3.05	3.5	2.46	0.6	-0.14	0.9
38.12	0.28	0.8	1.22	1.43	1.95	2.57	2.68	3.24	1.95	0.73	0.03	0.88
38.15	1.16	1.44	1.92	2.12	2.52	2.90	3.3	3.6	2.58	0.67	0.06	1.13
38.17	1.0	1.32	1.70	1.95	2.5	2.92	3.2	3.6	2.46	0.72	-0.3	0.96
38.30	-0.5	-0.1	0.48	0.75	1.38	1.95	2.22	2.8	1.36	0.87	-6.9	0.98
38.31	0.33	0.9	1.28	1.48	2.2	2.4	2.58	3.2	2.02	0.67	-0.27	1.02
38.32	0.0	0.48	0.88	1.1	1.49	1.92	2.22	2.82	1.53	0.68	0.18	1.16
38.33	-0.5	0.3	0.82	1.1	1.66	2.08	2.28	3.08	1.53	0.78	-0.1	1.16
38.34	-0.60	0.22	0.75	1.1	1.68	2.12	2.34	2.76	1.59	0.78	-0.23	1.02
38.35	0.0	0.44	0.79	0.86	1.3	1.75	1.92	2.4	1.33	0.28	0.1	0.9
38.36	0.72	1.38	1.84	2.03	2.48	3.0	3.26	3.6	2.52	0.69	0.05	0.99
38.37	0.32	0.57	1.0	1.2	1.62	2.0	2.18	2.4	1.6	0.57	-0.09	0.93
38.38	0.64	1.39	1.82	2.10	2.62	3.05	3.20	3.56	2.54	0.69	-0.15	0.95
38.39	-0.5	0.23	0.54	0.86	1.28	1.9	2.24	2.72	1.39	0.77	0.19	0.96
38.40	-0.34	-0.3	0.35	0.35	0.95	1.4	1.66	2.0	0.86	0.75	0.06	0.89
38.41	-0.36	0.08	0.53	0.82	1.4	1.88	2.25	3.24	1.41	0.89	0.09	1.22
38.42	-0.84	0.43	0.38	1.25	1.75	2.35	2.62	3.10	1.75	0.84	0.01	1.2
38.43	-1.5	-0.4	0.38	0.55	1.1	1.76	2.08	2.58	1.17	0.88	0.07	1.11
38.44	-0.05	1.48	2.05	2.26	2.63	2.90	3.15	3.62	2.63	0.6	-0.3	1.38
38.45	-0.66	0.0	0.0	1.02	1.39	1.88	2.16	2.55	1.45	0.73	0.02	1.22
38.46	-0.85	-0.18	0.19	0.42	0.99	1.42	1.60	2.24	0.93	0.72	-0.05	0.99
38.47	1.55	2.13	2.42	2.6	3.1	3.35	3.48	3.59	3.0	0.48	-0.3	0.95
38.48	0.90	1.28	1.57	1.72	2.22	2.7	2.95	3.3	2.25	0.65	0.06	0.84
38.49	0.72	1.7	2.1	2.28	2.72	3.1	3.22	3.72	2.68	0.59	-0.06	1.01
38.51	0.22	1.12	1.48	1.78	2.4	2.88	3.05	3.2	2.31	0.71	-0.2	0.77
38.52	0.78	1.36	1.80	2.03	2.4	2.86	3.2	3.44	2.46	0.66	0.07	1.02
38.53	-1.08	-0.4	0.15	0.42	0.96	1.39	1.86	2.2	0.9	0.76	-0.1	1.15
38.55	-0.5	-0.3	0.76	0.96	1.24	1.72	2.0	2.38	1.33	0.62	0.16	1.12
38.56	0.74	1.08	1.4	1.69	2.2	2.33	3.12	3.5	2.24	0.79	0.11	0.84
38.57	0.56	1.2	1.55	1.75	2.2	2.44	2.82	3.3	2.17	1.41	0.01	1.25
38.58	-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 Kumtaşların tane boyu dağılımının istatistiksel parametreleri
Table 1. Statistical parameters of the grain size distribution of the investigated sandstone

Dokusal analizlerin sonuçları incelenmiş kumtaşıların kaba ile çok ince kum boyunda, köşeli, yan. yuvarlak şekilli değişik kökenli parçacıklardan oluşmuş orta derecede kötü boylanmış ve olgunlaşmamış giyov kumtaşıları olduğunu göstermiştir. Bu kırıntılarda bağlayıcı malzeme karbonil çimentosu ile düşük oranlarda kil malzemesi oluşmaktadır.

SEDİMANTER MİNERALOJİ ve PETROGRAFI

Bölge kumtaşlarında yapılmış sedimenter 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 Uç aşamada incelenmiştir. Bu amaçla, inceleme alanı stratigrafik istifi kumtaşlarını yatay 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 ince kesiti üzerinde 500 volumetrik nokta sayımı yapılmıştır. Bu çalışmada elde edilen ana ve tali bileşenler; monokristalen kuvars (Qm), polikristalen kuvars (Qp), feldispatlar (F), magmatik (Lm), metamorfik ve sedimenter (Ls) kayaç parçaları, fillosilikatlar ile bağlayıcı malzemeden oluşmaktadır.

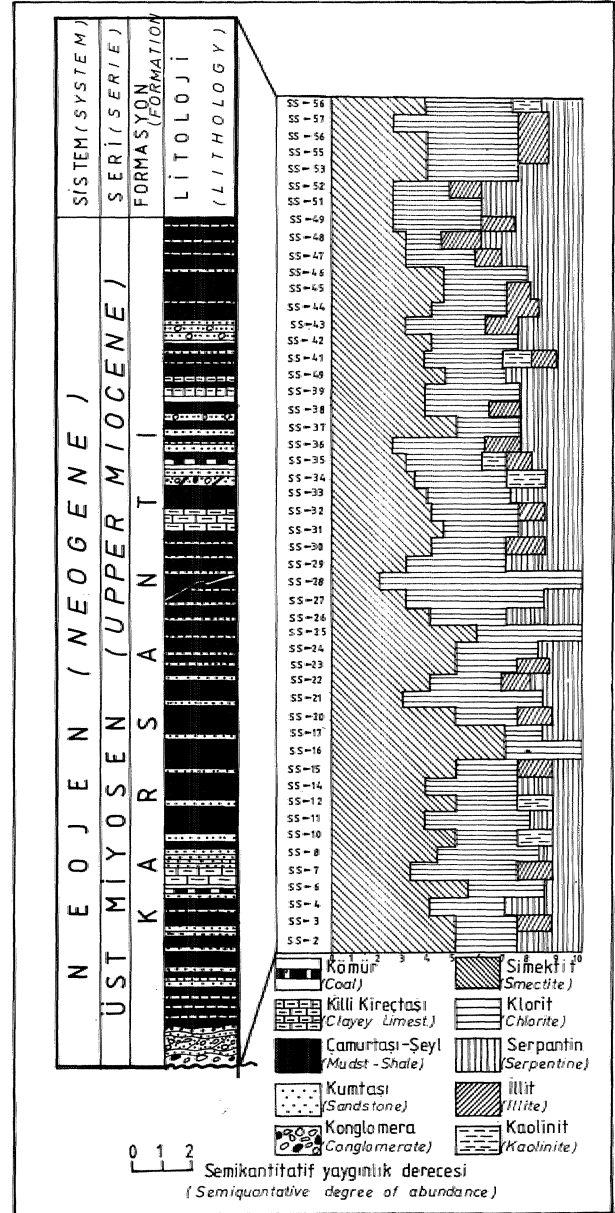
Kuvarlar ince kesitlerde düşük oranlarda (% 2-1.0) gözlenen kuvarlar tek mineral, halinde iki türe ayrılabilir. Bunlar paralel optik sönme gösteren monokristalen taneler ile kuvvetli dalgalı sönme gösteren polikristalen tanelerdir (Folk, 1968).

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

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

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

Kayaç Fırçalan incelenen örneklerde % 80-94 oranında gözlenen kayaç parçaları, magmatik, met amorfik ve sedimenter kökenli olup, bu bileşenler içerisinde magmatik-ültr atarak parçacıklar % 56-60 oranında ve en belirgin olanıdır. Buradaki magmatik kayaç parçalarının büyük bir kısmını bazik-ultrabazik kökenli bileşenler teşkil etmektedir. Bununla birlikte, kloritik bir hamur



Ş»M/E İnceleme alanı kumtaşlarının (kü mineralojisi dağılımı)
Figun 4. Distribution of the main day mnerels ini te iroresipated
Karsanti sands tones

içerisinde mikrolitler halinde plajiklas 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,

Fillosikâtlar İncelenen Örneklerde detritik mika tanelerine düşük oranlarda rastlanılmakla beraber, özellikle birkaç kesitte kırılmış ve dilinin izlerine paralel yönde uzamış kısmen ya da tamamen kloritleşmiş biyotitlerle küçük muskovit pulları gözlenmiştir,

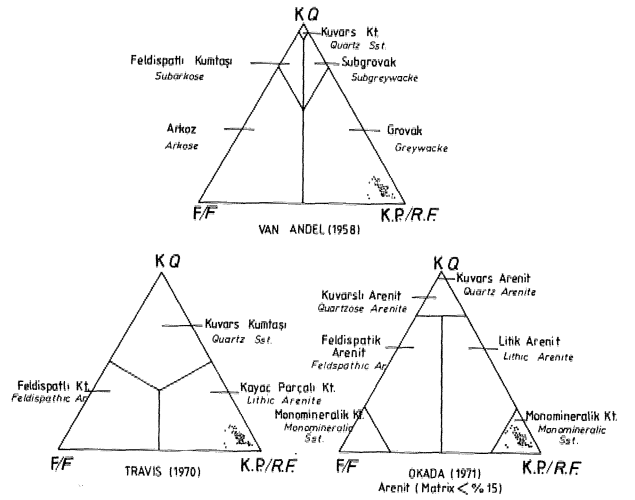
Ağır Mineraller Miyosen yaşlı Karsantı Formasyonu kumtaşlarında ağır minerallerin tayini, petrografik incelemelerin yürütüldüğü 36 kumtaşı ince kesitinde yapılmış ve örneklerin olivin minerali başta olmak üzere orto ve klinopiroksenler, klorit, biyotit ve demiroksitlerce zengin olduğu saptanmıştır.

Ağır minerallerin sedimanter petrografide, kırıntılarının 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 kayalarca zengin bir provenanstan türediğini göstermektedir,

KIL FRAKSİYONU MİNERALOGİSİ

inceleme alanı stratigrafik istifini temsilen alınmış 50 kumtaşı örneğinin kil boyu bileşenlerinin mineralojik incelenmesi XRD (X Ray Difraction) 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 oktahedral 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). incelenmiş



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 âyrışma-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),

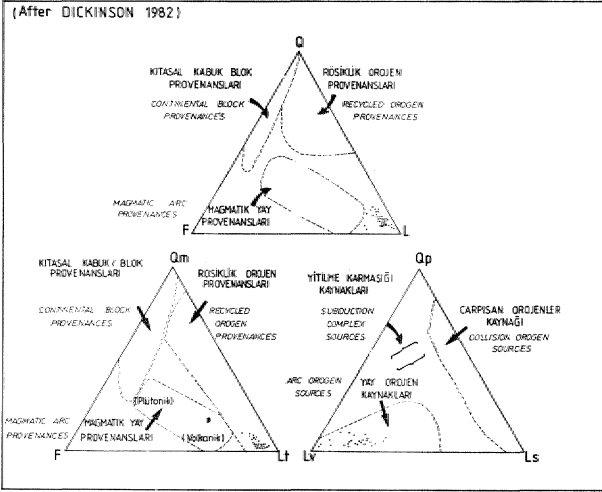
Üstteki hafif mineral, ağır mineral ve kil mineral analiz sonuçları bölge kumtaşları kırıntılı malzemesinin özellikle bazik-ultrabazik kayalarca zengin fakat yer yer metamorfik ve karbonat kayalarca zengin kaynaklardan beslendiğini kanıtlamıştır,

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 völyümetrik nokta sayımına dayalı modal analiz sonuçları tekrar değerlendirilerek kuvarsit, 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)'m sınıflamasına göre Grovak, Travis (1970)'ye göre litik kumtaşı ve Okada (1971)'e göre de Monomineralik kumtaşı (ofiyolitik kumtaşı) olarak iruplandılmıştır.



Şekil 5. Dickinson (1982'ye göre inceleme alanından seçilmiş 36 kumtaştının tektonosedimenter sınıflaması: G-Kuvarc, iF-Feldispat, L-Kayaç parçaları, Om-Monokristal kuvars, Lt-Kayaç parçaları - Polikristal kuvars.

Figür 6. Tectonsodimenter sınıflaması olan 36 araştırılan kumtaştının (After Dickinson 1982): Q-Monokristal kuvars, F-Feldispat, L-Lithic parçaları, Qm-Monokristal kuvars, Lt-Lithic parçaları - Polikristal kuvars.

İnceleme alanı kumtaştılarında 'halkın bileşenin ofiyolitik kayaç parçaları olduğu,, faws ve feldispat minerallerinin ise farklı oranlarda bulunduğu dikkate alınarak kayaçların genelde *Kayaç Parçalı Kumtaşları* veya *Ofiyolitik Grovakuvar* şeklinde adlandırılmasının uygun olacağı düşünülmüştür.

Elastik Petrofasiyeler

Çizelge.2'de modal analiz sonuçlarının yüzdeleri verilmiş, inceleme alanı kumtaşlarının ana bileşenleri Dickinson ve Suczek (1979) ile Dickinson (1982)'ün plaka tektoniği elemanları, açısından kumtaşları provenanslarının saptanmasına, yönelik. Klavistik Petrofasiye Analizleri için kendi aralarında yazarların öngördüğü yöntemle tekrar yizdelenmiştir (Çizelge 3). Araştırmacıların 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.) Ör. No Sample	Kuvarc (Quartz)		Feldis. (Felds.)	Kayaç Parçaları (Rock Fragments)			Tali B. (M.Co.)	Beğ. M. (B.M.)	Kumtaşlarının Sınıflaması (Sandstone Classification)		
	Monok Q	Polik Q	K,Na,Ca	Mag.	Met.	Sed.	Fillo.	Matrix Cement	VAN ANDEL (1958)	TRAVIS (1970)	OKADA (1971)
SS.2	2	8	47	260	-	5	60	118	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.4	7	8	25	262	-	22	43	133	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.6	8	26	16	245	-	50	25	130	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.10	37	16	25	245	-	46	48	83	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.12	15	17	20	235	-	60	23	130	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.15	14	12	20	225	-	48	38	143	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.17	6	11	12	240	-	70	23	133	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.22	12	8	15	292	-	4	19	160	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.30	11	18	14	192	11	90	48	116	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.31	23	26	20	210	8	61	50	105	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.32	30	20	18	245	5	66	27	89	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.33	9	10	16	222	12	80	20	14	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.34	30	15	21	225	9	43	52	105	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.35	10	25	21	190	5	89	25	135	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.36	30	6	34	200	3	35	56	136	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.37	14	18	11	255	6	88	38	70	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.38	13	14	19	183	8	50	41	167	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.39	16	14	18	272	5	33	30	112	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.40	24	29	25	245	8	25	13	136	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.41	13	16	10	212	3	72	27	147	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.42	10	15	22	220	4	56	58	115	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.43	10	26	28	210	-	60	45	121	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.44	8	26	22	211	5	31	25	180	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.45	9	10	20	208	4	82	25	142	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.46	13	17	15	236	5	45	10	159	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.47	11	4	19	205	-	39	10	212	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.48	11	11	9	240	-	87	27	115	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.49	9	11	16	192	-	48	44	180	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.51	10	6	12	260	1	14	33	147	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.52	-	12	10	226	-	40	27	185	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.53	-	15	9	280	-	70	16	105	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.55	8	27	13	257	5	80	14	96	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.56	6	11	46	200	-	50	32	155	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.57	18	16	26	220	2	68	34	116	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.
SS.58	22	30	17	160	-	136	26	119	Grovak	Litik Kumt.	Monomin.Kt.

Çizelge 2. İnceleme alanı kumtaşlarının petrografi, modal analiz, sonuçları

Tabii 2. Petrographie modal analysis results of the Karsanti sandstones

masum yönelik bu analizlerin sonuçları, Şekil 6'dan da görüldüğü gibi incelenmiş 36 örneğin "Rösiçlik Orojen" (Reeyclie Orogene) ve "Adayayı-Orojenik Kuşak" (Arc-Orogene) bölgelerindeki provenanslardan türediğini ortaya koymuştur (Dickinson ve Suezek 1979),

Rösiçlik orojenin yitilme zonları (subduetien complexes), çarpışan orojenler (collision orogene) ile kıta ve yayönü basenlerinden (foreland ve foreare basins) oluştuğu bilinmektedir (Dickinson ve Suezek, 1979; Mi-âll, 1985). İnceleme alanında saptanmış klastik petrofasiyeler kumtaşları materyalinin Özellikle yay-orojen ve rösiçlik orojen tipi bölgelerden kaynaklandığını göstermektedir (Şekil 6). Bölge kumtaşlarının mineralojik-petrografik bileşimleri ile sedimantolojik özellikleri ve Kuzeydoğu Levant'm global tektonik konumu beraber değerlendirildiğinde, Kars antı bölgesi areni ilerinin kuzeydeki "Toros Ofiyolitik Yitilme-sütür Zonu"ndan titrediği kesinlik kazanmaktadır.

Kumtaşlarının klastik petrofasiyeleri ile çökeltme

Paramet. Ör.No Sample No	Q	F	L	Qm	It	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	10
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	79	42

Çm ft# âl* santı Formasyonu kumtaşlarının Dickinson (10S2)M@ göre petrofabrik analiz sonuçları
Tabte 3. Petrographie analysis results of the Karsanti sandstone, 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, sedimanter, yapısal, dokusal özellikleri ile bölgesel stratigrafik nitelikleri ve üstte özetlenmiş global tektonik karakteristikleri dikkate alındığında Karsanti bölgesi Üst Miyosen kumtaşlarının yay ilişkili bir sedimanter istif olduğu ileri sürülebilir,

PÄLEOCÖĞEAFİK EVEİM

İnceleme bölgesi kırmızı kayaçlarında yapılmış mineralojik-petrografik ve sedimantolojik analizler ile paleoakıntı ölçümleri, jeolojik ve stratigrafik verilerle beraber değerlendirildiğinde, Karsanti yöresinin Genç Tersiyer dönemindeki paleoGöğrafik evrimi aşağıdaki şekilde açıklanabilir,

Karsanti Formasyonu tabanda rosedimante konglomeralarla, alt-orta üst seviyelerinde çamurtaşı hakim arakatığı olduğu sarımsı-gri renkli grovak kumtaşları ve şeyi 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 dereoedg yaygın, orta ve üst seviyelerindeki arenitlerde ise bu bileşenlerle birlikte karbonat parçacıklarının da bulunuşunu göstermiştir. Paleoakıntı ölçümleri ise istifin alt aşimalarında 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, istifi üst seviyelerine doğru bu taşınmanın G-GB yönünden ve ultrabaziklerce zengin fakat bölgeye daha yakın bir ofiyolitik provenanstan beslendiğini göstermiştir, Başka bir deyişle, Karsanti Baseni Üst Miyosen epogunda, sadece tortullaşma çanağıma olan uzaklığı: değişebilen, fakat bir tek ofiyolitik provenanstan beslenmiştir. Bu yorum bir önceki bölümde tartışılmış petrofabrik analiz sonuçlarıyla desteklenmektedir.

Bölgede" yapılmış tüm jeolojik çalışmaların beraber değerlendirilmesi sonucu, tabandaki ölistoströmi konglomeraları takiben kumtaşı-mam araldanmasında oluşmuş ve genellikle sığ denizel ortamda çökelmiş bir istifin oluştuğu; yerel karbonatlı oluşumların ise farklı ortamlarda çökeldiklili ve bu günkü konumlarına faylan

malarla geldiği, ileri sürülebilir. Kumtaşları İstatistik petrofabrik analiz sonuçlarıyla bu arenilerin sedimantolojik özellikleri dikkate alındığında inceleme alanı kırıntılı istifinin yay-hendek (Arc-Trench Gap) bölgesinde çökelmiş şeklinde bir yorum yapılabilmektedir (Dickinson, 1982; Miall, 1985). Benzer özellikteki istifler Çukurova Baseninin güneyindeki Misis Bölgesinde de mevcuttur (Yaygerisi isalı ve Yayönlü 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 fasiyelerinde de benzer çalışmaların yapılması gereklidir.

SONUÇLAR

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

1) 75' km²'lik bir yöreyi kapsayan inceleme alanında yüzeylenen Karsantı Formasyonunda yapılmış sedimantolojik ve stratigrafik çalışmalar sonucu bölgenin ölçülmüş stratigrafik kesiti yapılarak litofasiyeleri saptanmıştır, önceki araştırmacılarca Oligo-Miyosen olarak belirlenen formasyonun yaş, bu çalışmada, yapılmış mikropaleontolojik çalışmalar sonucunda Ost Miyosen, olarak değiştirilmiştir.

2) Ayrıca bu şekilde incelenmiş istifin bölgenin güneyinde geniş alanlar kapsayan Kuzgun Formasyonu'na kronostratigrafik açıdan eşdeğer olduğunda saptanmıştır... istifin 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, oluştulardaki sedimantar yapılar incelenerek, Üst Miyosen'de burdan taşıyıp çökeltten paleoakıntuların 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 edilmiş tit. İstif kumtaşlarında yapılmış dokusal çözümler bunların kaba ile çok ince taim boyunda köseli ve yarı yuvarlak tanelerden oluşmuş, orta derecede kötü boylanmış, mineralojik/dokusal açıdan olgunlaşmamış grönofak türü areniler olduğunu göstermiştir.

4) Karsantı Formasyonu kumtaşlarında yapılmış petrografi ve kil mineralojisi çalışmalarının sonuçları, kumtaşları kırıntılı malzemesinin, özellikle bazik-ultrabaziklerce zengin fakat, metamorfik ve karbonat kayalar da içeren provenansından tirdiğini kanıtlamıştır.. Bu petrografik sonuçlar paleotasınata yönleriyle birleştirilerek belge kırıntılı materyallerinin kuzeydeki Toros Ofiyolitik Yitüme-Sftür Zomfndm tirdiği sonucu-

na varılmıştır.

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

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

7) inceleme alanından, elde edilmiş jeolojik veriler ile kumtaşları petrofabrik analiz sonuçları beraber değerlendirilip, Kuzeydoğu Levant ve Çukurova Baseninin global tektonik konumu da dikkate alındığında, bölge sedimanlanmanın 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 tayinim, yapan Doç. Dr., Nuran Gökçen (Ç.Ü.) ve kil fraksiyonu analizlerinin yapıldığı Ç.O. Ziraat Fakültesi Toprak Bölümü'ne teşekkürü bir borç bilir;

DEĞİNİLEN BELGELER*

- ABACI, Ş., YURTMEN, S. GÖKÇEN» SX.. KAFUR, S ve, ÇAVUŞGİV.V.S., 1985 Kanattı Bölgesi (Kuzey Adana) Genç Tersiyer istifi knmtaglarıun kü mmeralojisi: II. Ulusal Kil Simpozyamı Bildirileri, Hacettepe Oniyer-sitesi Ankara, 24-27 Eylül, 1-12.
- ABACI, Ş., 1986. Çukurova Baseni Karsantı Yömsi Genç Tersiyer İstifinin kil mineralojisi: Çukurova Üniversitesi» Fen. Bilimleri Einst» Mästet Tezi» No. 94, 60 s., 2 Ek, Balcalı/Adana
- ANDEL, VAN T.J.F.H.» 1958, Origin *mä* classification of Crea-ceous Paleocene and Eocene sandstone of Western Vene-zuela; A,Al».G. BulL, 42» 734-763.
- ATAMAN, G. ve GÖKÇEN, S.L., 1975, Etetenmation of source and paleoclimate from the comparison of grain and clay fractions, in sandstones; a case study: Sedimentary Geology, 13, 81407.
- BtNGÖL, A.R, 1976, Petrologie du Massif OpMoltique de Po-zantı-Karsantı (Tmras Çilden, Turquie), Etude de la Partie Orientale, Thèse de Spécialité, Üniv. Strasbourg, 227 s.
- BLATT, IL, MtöDLETON, G. ve MURRAY, R., 1972, Origin -of sedimentary nocks: Prentice-Hall, New Jersey, 634 s.

- BLATT H., 1982, Sedimentary Petrology- W,H, Freeman and Company, England, 400 s,
- BLUMENTHAL, M., 1952, Dis, Taurische Hocgebirge des Âladağ never© Forschungen zu seiner Geographie Stratigraphie und Tektonik: M.T.A, Enst., Seri D, No, 6, 136 s, Ankara,
- COLLmSON, J,D, ve THOMPSON, D.B., 1982. Sedimentary structures! George Allen and Unwin, London, 194 s,
- ÇABUK, t, AKIN, A.K, ve AÇAN, S., 1977, Çanakpman-Kızılyüksek, Kavastk-Doruçah krom ocaklan ve çevresine ait rapor: M.T.A, Enst., Der, No, - M-320, 121 s, (yayınlanmamış), Ankara,
- ÇAKIR, Ü., 1978. Petrologie du Massif de Pozanti-Karsanti (Taurus Cüieien, Turquie) Etude de la Partie Centrale: Thèse Doctorat dTngénieur, Univ. Strasbourg, 251 s,
- ÇATAKLİ, A.Ş., 1983, Assemblage ophiolitique et roches asso-dees de la partie occidentale du massif de Pozanti-Karsanu (Taurus Cilicien, Turquie)- These d'Etat, Univ, de Nancy I, Lab Petrologie, 760 s,
- DİCKDMSÖN, W,R, ve SUCZEK, C,A., 1979. Plate tectonics and sandstone eompositions:A,A,P,G, Bull., 66, 2164-2182,
- DICKÎNSQN,W,R.,1982, Composition of sandstones in circum-pacific subduction complexes and Fore-Arc Bassins: Â,A,P,G,BulL, 66-121-137
- FOLK, R,L, ve WARD, W,C., 1957, Brazos river bar, A study m the significance of grain size parameters,- Jour, Sedimentary Petrology, 27, 3-26.
- FOLK, R,L., 1968, Petrology of sedimentary rocks: HemphiU's Austin Texas, 170 s,
- FLOYD, P,A., KELLmc, G., GÖKÇEN, S,L, and GÖKÇEN, N., 1986, Trace element geochemistry and tectonics environ-ment of volcanic rocks from the Misis Melanga, Adana, Southern Turkey* Contri, Mineral, Petrol., (In Press),
- GÖKÇEN^, ve GÜNDOĞDU, M.N., 1983, DenizH-Muğla Neo-jenin Kil mineralojisi, I. Ulusal Kil Sempozyumu Bil-dirileri, Ç,Ü, Adana, 21-26 Şubat,
- GÖKÇEN, S,L., 1972, Keşan bölgesi kumtaşlanm yapısal/dokusal özellikleri ve bölgenin sedimanter fasiyesleri: Hacettepe Fen Müh, Bilim, Derg., 2, 50-68,
- GÖKÇEN,S,L., 1981, Zara-Hafik güneyindeki paleojen istifinin sedimentolojisi ve pâleoçografik evrimi .Yerbilimleri 8 1-26.
- GÖKÇEN, S,L, KELİİNG, G., GÖKÇEN, N, ve FLOYD, P,A., 1986a Çukurova Baseni Misis Karmaşığı tekono-sedimanter birimlerinin stratigrafisi: Türkiye jeoloji Ku-rultayı Bildiri Özetleri, Ankara, 54-55,
- GÖKÇEN, S,L., KELÜHG, G., GÖKÇEN, N, ve FLOYD, P,A., 19S6b, Çukurova Baseni Misis Karmaşığının straügrtfik ve Tektonik evrimi: Yerbilimleri, 13 (Baskıda),
- GÖRÜR, N., 1979, Karaisalı kirectaıımn (Miyosen) sedimentol-ojisi: T,J,K, Bülteni, 22, 227-232,
- GÜRBÜZ, K, ve GÖKÇEN, S,L, ve GÖKÇEN, N., 1985, Some stratigraphical Adana Basin-SouthernTurkey: VIC'th Cong-ress of the Regional Committee on Mediterranean Neo-gene Stratigraphy, Budapest, 15-22 September, 238-240,
- İLHAN, E., 1976, Türkiye Jeolojisi: Nuray Matbaası, 239 .t., An-kara,
- 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, CaHche for-mations 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 AUen and Unwin Publ, Ltd., 344 s, London,
- METZ, K., 1939, Beitrage zue géologie des Kilikişchen Taurus in gebiete des Aladağ: Sitz, Ber. Ak, Wiss, Wien Abst, 1, 148, 7-10,
- METZ, K., 1956, Ein beitragszr kenntnis des gebirgsbaues von Aladağ une Karanfilda| und ihres Westrandes (Kizükisher 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»Yahşman 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,
- OVALIÖĞLU, R., 1963, Die chromerzlagerstatten von Pozanti Reviere und ihre ophiolitischen Muttergesteine: M,T,A, Enst, No, 114, 35 s., Ankara,
- PETTUOHN, F,J., POTTER, RE, ve SİEVER, R., 1968, Geology of sand and sandstone: Springer Verlag, 618 s Heidel-berg.
- POTTER, P,E, ve PETTUOHN, F,J., 1963. Paleocurrent and bask analysis: Göttingen and Heidelberg, Springer Verlag, Berlin, 296 s,
- SCHMIDT, G,C, 1961, Vn, Adtna Petrol bölgesinin stratigrafik nomenklatörü; Petrol Dairesi Bülteni, Ankara, 6, 47^63,
- SINGER, A., 1984, TTe Pleaeoclimatic interpretation of clay min-erals in sediment-a review- Earth-Sci, Rew. 21 251-293,
- TEKELİ, O., AKSAY, A., ÜRGÜN, M,B, ve İŞİK, A., 1983, Ge-ology of the Âladağ Mountains: Geology of the Taurus Belt, International Symposium, 26-29, September An-kara, 1453458.
- TERNEK, Z., 1953, Mersü-Tarsus kuzey bölgesinin jeolojisi, M,T,A, Dergisi, 44-45, 18-62,
- TERNEK, Z., 1917, Adana Baseni Alt Miyosen (Burdigaliyen) formasyonlan, diğer formasyonlarla ilişkisi ve petrol ol-anakları: M,T,A, Dergisi, 49, 60-80,
- TRAVİS, R.D., 1970, Nomenclature for sedimentary rocks-A.A,P,G, Bull., 54, 1095-1107.
- YETİŞ, C., DEMIRKOL, C, ve KEREY, E., 1986, Adana Havzası Kuzgun Formasyonunun (Üst Miyosen) fasiyes ve ortam-sal nitelikleri; T,J.K, Bülteni, 29, 81-96,
- YURTMEN, S., 1986, Çukurova Baseni Karsanti yöresi kırıntılı kayaçlanın petrografik ve petrolojik özellikleri; Çukurova Üniversitesi, Fen Bilimleri Enst, Master Tezi, No, 95, 82 s., 2 Ek, Balcaü/Adana.

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

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

TUNCAY ERCAN	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdüleri Dairesi» Ankara
AHMET TÜRKECAN	MTA Genel Müdürlüğü» Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara
BÜLENT CAN	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdüleri Dairesi,, Ankara
ERDOĞDUĞUNAY	MTA Genel Müdürlüğü, Ooğö Anadoln Bölge Mōdiuiüğa, Van
ALİÇEVİKBAŞ	MTA Genel Müdürlüğü» Maden Etid ve Arama Dairesi» Ankara,
MÜSLİM ATEŞ	MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara

OZ : Batı Anadolu'da Manisa, Balıkesir i. merkezleri arasında, yaklaşık 9000 km² lik bir alanda yüzlekler veren Tersiyer yaşlı bazalt, volkanitlerin 5 farklı, evrede oluştuğundan farklı 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 gelen bu yalancı bazaltların oluşumları için bir manto-kabuk ilişkisinin, varlığı benimsenmiş olup, Üst Oligosen'den itibaren yalancı bazaltları oluşturan kabuk ve manto¹ karışımı, melez magma, daha sonra kabuk malzemesinin tükenmesi ile» Pliosen'den itibaren manto irinli, gerçek alkali bazaltik volkanitleri oluşturmaya başlamıştır., Bölgede daha önce çalışan araştırmacılar tarafından "Bazalt" olarak tanımlanan, ve formasyon adları alan yapılan bazı volkanik kayalarda, yeni çalışmaların yapılmalarının ve formasyon adlarının da değiştirilmesinin gereği, ortaya çıkmış bulunmaktadır.,

ABSTRACT : Tertiary basic volcanic 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-B¹urhacıye-&mk-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, Ongür (1-1972), Borsi ve diğerleri (1972), Benda ve diğerleri

(1974), Krushensky (1976), Ercan. (1979 ve 1981), Ervan ve Gijlnay (1.984), Dora ve Savaşçın (1.982), 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

b) tarafından alınan bir Örnekte (Çizelge I, 60 numaralı örnek) K/Ar yöntemi ile yapılan bir radyometrik yaş belirlenmesinde 31.4 ± 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 İse 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 yükseimleriyle 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 riyolit 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

inceleme alanında en geniş yer kaplayan, en yaygın bazalt görünümüne volkanizmadır, ismini 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 renklindedir. 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 gösterir. Merse de, daha genç görünümüne, daha iyi korunmuş olmaları ve daha fazla gözenekli olmalarıyla ayırtılabilirler. Yaklaşık 100 m, kalınlığa sahip olan bu bazalt görünümüne lavları oluşturan volkanizma, olasılıkla birkaç evrede etkin olmuş ve çeşitli yüzlekler vermiştir. Çandağ Bazaltı olarak adlanan volkanik kâyaçlarla 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 ± 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 görünümüne olup, olasılıkla Alt Pliyosen yaşadıkları (Ercan ve diğerleri, 1984 d),

Adilköy Bazaltı

inceleme 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 türlerle aralanmaları olarak gözlenmiştir. Adilköy Bazaltı'na ilişkin lavlar gerçek bazaltik lavlar olup, çevre kâyaçlarla, 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

inceleme 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 görünümüne volkanitlerden ayrılırlar. Bu gerçek bazaltik lav akıntıları, tüm daha eski kaya birimleri üzerinde 540 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

inceleme alanında 5 farklı evrede oluşan gerek bazalt zait görünümüne, gerekse gerçek alkali bazalt türde olan volkanik kayalardan çok sayıda ince kesit örneklerinin incelenmelerinin yamsıra, çeşitli örnekler alınarak MTA Genel Müdürlüğü laboratuvarlarında majör element kimyasal analizleri yapılarak elde edilen sonuçlar değerlendirilmiştir,

Alibey Bazaltı olarak adlandırılan (Ercan ve diğerleri, 1984 a) volkanik kayaların ince kesitlerinde, camsı 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, kiorit ve iddingsite dönüşmüşlerdir. Lavlar, bazaltik değil, andezitik ve trakiandezitik türdedirler,

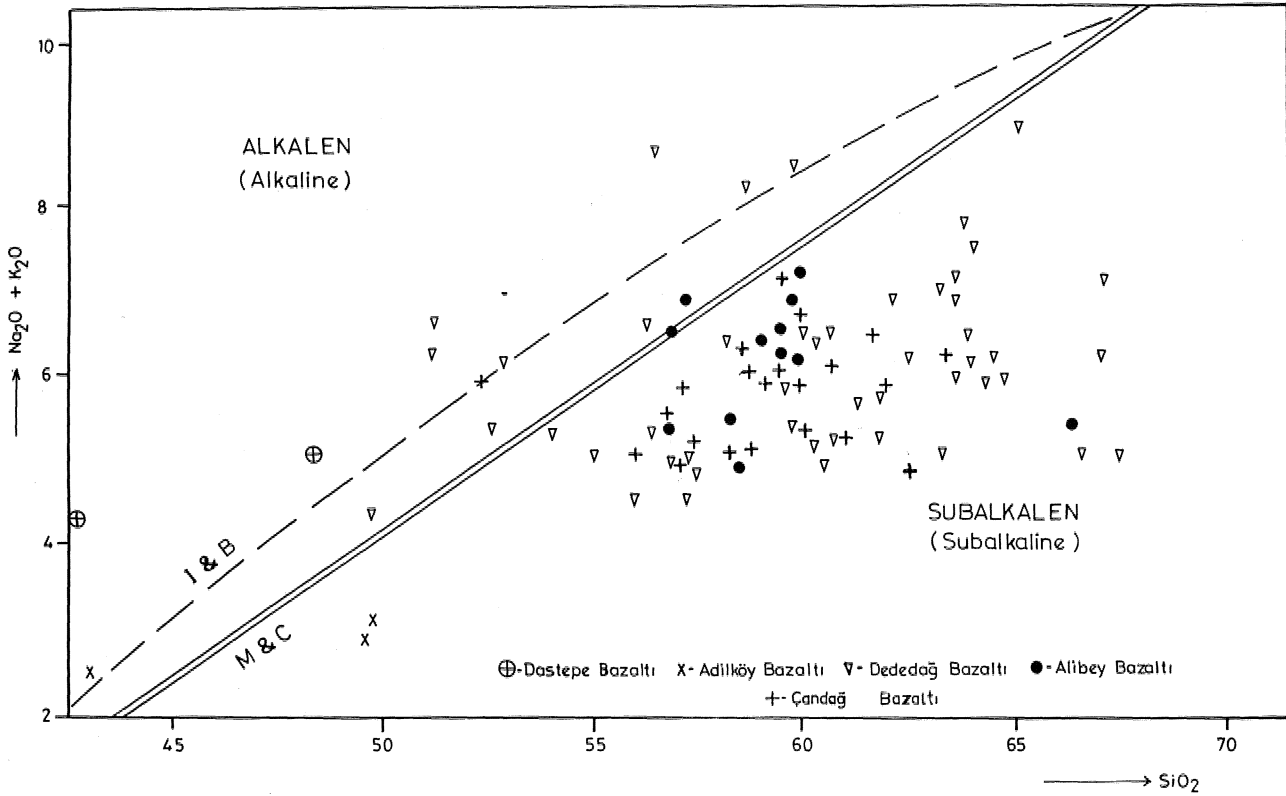
Çandağ Bazaltı olarak adlandırılan (Ercan ve diğerleri, 1984 b) volkanik kâyaçlar, camsı bir hamur

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (SAMPLE NO)	1 İ20 c1	2 İ20 c1	3 İ20 c1	4 İ20 c1	5 İ20 d2	6 İ20 d1	7 İ20 d1	8 İ20 d1	9 İ20 d1	10 İ19 c1	11 İ19 c1	12 İ19 c1	13 İ19 d2	14 İ19 d2	15 İ19 d2	16 İ18 d4 EĞİLİM TEPE	17 İ18 d4 SAMA DUALAR	18 İ18 c2	19 İ18 b4	20 İ18 b4	21 İ18 d3	22 İ18 d3
SiO ₂	63.00	57.00	64.80	61.00	63.80	63.00	61.44	62.70	62.89	66.40	60.50	67.00	59.50	61.50	57.42	57.88	55.90	51.60	56.70	51.55	54.50	64.95
Al ₂ O ₃	17.10	18.55	16.70	17.00	17.50	16.82	15.41	13.23	16.52	15.20	17.80	14.80	15.00	13.75	15.50	16.67	14.55	13.85	15.95	14.85	14.40	18.30
Fe ₂ O ₃	4.21	7.31	3.53	3.32	2.89	4.34	5.96	7.41	4.54	4.12	4.40	4.09	2.81	2.55	6.64	5.24	2.42	4.51	1.39	2.51	3.50	3.38
FeO	1.48	0.04	0.92	2.78	1.50	0.12	0.13	0.10	0.10	0.08	0.13	0.07	0.14	0.16	0.13	0.10	0.17	0.14	0.14	0.16	0.16	0.09
MnO	0.13	0.17	0.13	0.16	0.12	0.12	0.13	0.10	0.10	0.08	0.13	0.07	0.14	0.16	0.13	0.10	0.17	0.14	0.14	0.16	0.16	0.09
MgO	0.70	2.50	0.10	1.70	2.65	3.19	1.89	2.51	1.26	0.10	1.60	0.10	3.50	4.50	5.51	4.23	5.11	6.95	8.02	7.06	6.80	4.10
CaO	5.45	7.25	4.20	6.05	5.75	4.55	6.74	6.43	4.08	6.20	6.85	6.00	7.45	6.80	7.35	6.14	8.65	9.65	8.40	8.65	7.40	5.10
Na ₂ O	3.20	3.00	3.40	3.00	3.15	4.80	2.50	3.40	3.58	2.90	2.70	2.80	3.12	3.30	3.10	3.51	3.38	2.30	3.15	2.76	2.90	1.89
K ₂ O	2.10	2.00	2.80	2.40	2.91	2.48	3.08	3.07	3.21	2.10	2.10	2.25	2.65	1.97	2.67	2.05	4.07	3.30	3.90	3.40	3.40	7.20
TiO ₂	0.98	0.89	0.58	0.66	0.69	1.96	0.79	0.90	0.63	0.53	0.54	0.54	0.61	0.53	0.58	0.62	0.70	1.25	1.19	0.94	0.90	0.56
P ₂ O ₅	0.28	0.15	0.45	0.30	0.15	0.29	0.21	0.17	0.28	0.15	0.14	0.12	0.07	0.03	0.16	0.16	0.30	0.42	0.68	0.72	0.55	0.18
H ₂ O	1.29	1.29	0.59	1.36	0.93	0.42	1.44	0.58	0.80	0.05	1.44	1.02	0.97	0.90	1.81	1.10	1.04	3.70	1.79	1.30	0.76	0.76
CO ₂	0.05	0.05	0.05	0.10	0.03	0.42	1.44	0.58	0.80	0.05	1.44	1.02	0.97	0.90	1.81	1.10	1.04	3.70	1.79	1.30	0.76	0.76
KAYAC GRUPLARI (ROCK GROUPS)	DEDEDAG				BAZALTI				DEDEDAG BASALT													

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (SAMPLE NO)	23 İ18 d3 MARUFLAR	24 İ18 d4 EĞİLİM TEPE	25 İ18 d4 SAĞANCI	26 İ18 d1 ZEYİNDAG	27 İ18 d1 ZEYİNDAG	28 İ18 d1 SAKRAN	29 İ18 d1 SAKRAN	30 İ18 d1 SAKRAN	31 İ18 d1 SAKRAN	32 İ17 c3 MAZILI	33 İ17 c2 MAZILI	34 İ17 b2 ÇANDARLI	35 İ17 b2 ÇANDARLI	36 İ17 b2 ÇANDARLI	37 İ17 b1 MERDİVENLI	38 İ17 b4 ÇAKHAK	39 İ17 b4 ÇAKHAK	40 İ17 b2 HACIOĞLU	41 İ17 b2 SAHİNLER	42 İ18 c3 RINKOŞ	43 İ18 d4 BERGAMA	44 İ18 d1 ZEYİNDAG
SiO ₂	60.05	60.20	60.80	63.05	58.05	66.40	63.60	63.55	61.85	63.05	63.05	63.85	67.15	61.10	58.28	57.30	56.18	55.94	49.98	60.50	57.50	57.90
Al ₂ O ₃	13.40	15.60	16.15	14.75	14.85	16.95	16.80	16.05	15.25	15.85	16.05	16.60	16.70	16.10	16.60	16.35	16.50	16.65	16.71	16.10	14.40	13.10
Fe ₂ O ₃	4.45	2.35	4.28	2.11	6.02	2.04	2.33	3.19	2.41	3.82	2.87	3.37	3.14	3.97	3.33	3.44	5.76	5.08	4.83	3.60	1.76	0.13
FeO	0.86	2.75	0.79	2.07	0.07	0.82	0.56	0.46	1.66	0.53	1.70	0.84	0.73	1.14	0.11	0.12	0.15	0.14	0.14	0.08	0.23	0.40
MnO	0.09	0.13	0.08	0.16	0.05	0.09	0.11	0.13	0.12	0.13	0.14	0.11	0.12	0.15	0.14	0.14	0.08	0.23	0.40	0.14	0.14	0.14
MgO	3.50	2.90	3.30	3.44	1.42	1.82	1.45	2.36	3.05	3.30	3.85	2.90	3.12	2.76	3.24	4.35	2.66	2.86	4.84	5.00	7.00	8.00
CaO	4.85	5.75	5.85	5.86	3.08	5.02	4.82	6.00	6.80	8.74	8.00	7.30	6.22	1.60	4.34	7.22	2.45	4.80	4.84	5.00	7.00	8.00
Na ₂ O	2.92	3.80	3.80	2.95	2.32	3.28	3.30	3.14	3.10	3.32	3.42	3.00	3.38	3.57	3.50	3.25	2.35	3.13	2.79	3.65	3.00	2.70
K ₂ O	5.70	2.10	2.60	4.07	6.05	3.08	3.08	2.90	2.79	4.60	3.80	3.50	3.74	3.03	2.64	3.54	4.40	1.35	1.65	1.60	2.10	1.85
TiO ₂	0.86	0.57	0.59	0.61	1.97	0.51	0.51	0.60	0.55	0.76	0.81	0.66	0.75	0.59	0.60	0.82	0.70	0.60	0.60	0.56	0.64	0.69
P ₂ O ₅	0.28	0.10	0.20	0.41	0.88	0.22	0.22	0.16	0.17	0.36	0.35	0.27	0.32	1.62	0.30	0.40	0.25	0.35	0.32	0.39	0.26	0.18
H ₂ O	1.48	1.90	1.32	0.66	1.49	1.84	1.38	1.51	0.95	1.27	0.59	1.30	1.60	1.54	1.54	0.95	2.07	5.33	7.38	0.40	1.26	1.21
CO ₂	0.18	0.20	0.15	0.07	0.10	0.08	0.03	0.15	0.07	0.03	0.13	1.83	0.20	0.05	0.30	0.25	0.24	1.26	0.18	0.26	0.18	0.26
KAYAC GRUPLARI (ROCK GROUPS)	DEDEDAG				BAZALTI				DEDEDAG BASALT													

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (SAMPLE NO)	45 İ18 d1 ZEYİNDAG	46 İ19 b3 GÖÇÜK	47 İ20 d2 İSAALAN	48 İ20 d2 İSAALAN	49 İ17 c4 DİKİLİ	50 İ17 d2 ALİBEY AĞAĞI	51 İ17 d3 ALİBEY AĞAĞI	52 İ17 d3 ALİBEY AĞAĞI	53 İ17 d3 ALİBEY AĞAĞI	54 İ17 c3 ALİBEY AĞAĞI	55 İ17 d3 ALİBEY AĞAĞI	56 İ17 c3 AYVALIK	57 İ17 b3 AYVALIK	58 İ17 c3 AYVALIK	59 İ17 d3 AYVALIK	60 İ17 c3 AYVALIK	61 İ17 d4 MADEN AĞAĞI	62 İ19 d4 ADIL KÖY	63 İ19 d4 ADIL KÖY	64 İ19 d4 ADIL KÖY	65 İ20 d1 ADIL KÖY	66 İ20 d1 ADIL KÖY		
SiO ₂	59.50	64.50	52.60	55.10	64.22	59.50	59.20	57.23	57.93	58.25	57.10	60.29	58.75	66.45	60.04	57.32	58.02	42.65	49.85	49.80	40.37	48.30		
Al ₂ O ₃	14.50	17.50	16.50	15.00	16.08	16.20	16.30	15.80	15.93	14.95	15.75	16.30	16.27	16.12	15.90	16.59	13.99	11.07	11.50	12.05	14.02	16.10		
Fe ₂ O ₃	0.97	2.34	1.97	1.68	2.68	6.80	6.37	7.20	7.32	7.78	6.85	3.31	4.02	2.93	2.15	6.40	7.12	7.28	2.38	2.60	5.81	6.56		
FeO	3.00	0.24	2.42	2.77	2.68	6.80	6.37	7.20	7.32	7.78	6.85	2.83	2.58	2.26	3.87	6.40	7.12	7.28	2.38	2.60	5.81	6.56		
MnO	0.15	0.06	0.20	0.10	0.06	0.21	0.16	0.20	0.20	0.29	0.19	0.13	0.19	0.14	0.17	0.14	0.20	0.13	0.14	0.16	0.19	0.12		
MgO	3.00	0.50	2.80	3.10	1.27	2.80	2.35	2.77	2.77	1.75	2.12	2.13	1.94	3.05	2.07	2.64	2.56	10.17	9.00	9.40	1.75	3.00		
CaO	4.70	5.90	6.10	3.61	6.41	6.86	6.62	6.65	6.50	6.23	3.91	4.38	4.47	3.35	6.33	6.31	11.11	8.75	9.05	17.12	10.75			
Na ₂ O	2.85	3.80	3.00	3.17	3.81	3.49	3.51	3.32	3.32	3.65	3.36	2.93	3.19	3.09	3.50	3.19	3.09	3.50	2.70	1.47	1.90	2.90		
K ₂ O	3.70	2.20	2.45	2.20	3.77	2.35	2.41	2.23	2.23	2.75	3.15	3.10	3.47	2.51	3.61	3.75	2.30	1.17	0.97	1.18	1.88	2.10		
TiO ₂	0.68	0.42	0.60	0.70	0.45	0.80	0.70	0.76	0.76	0.65	0.97	0.68	0.69	0.60	0.55	0.68	1.13	0.57	0.58	0.58	0.97	0.95		
P ₂ O ₅	0.31	0.21	0.30	0.30	0.18	0.30	0.25	0.49	0.49	0.35	0.30	0.32	0.35	0.34	0.38	0.20	0.20	0.12	0.07	0.15	0.39	0.35		
H ₂ O	0.96	0.90	2.04	1.34	3.23	1.00	0.96	0.90	0.90	1.10	1.85	2.77	2.40	1.14	3.09	1.84	2.30	13.34	1.08	1.65	7.47	2.47		
CO ₂	0.16	0.11	0.26	0.15	0.10	0.80	0.50	1.54	1.16	1.00	0.46	1.00	0.80	0.90	2.00	2.06	13.34	5.40	3.25	13.94	1.65			
KAYAC GRUPLARI (ROCK GROUPS)	DEDEDAG				BAZALTI				ALİBEY (ALİBEY)				BAZALTI				ADIL KÖY (ADIL KÖY)				BAZALTI			

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (SAMPLE NO)	67 İ19 c3 AKSU	68 İ19 b3 SIVATKÖY	69 İ19 b3 KUSÇA KÖYÜ	70 İ19 b3 KUSÇA KÖYÜ	71 İ19 b1 YEŞİLER KÖYÜ	72 İ19 b2 PINARLI KÖYÜ	73 İ19 b2 GEMİKÖYÜ	74 İ19 b2 KİLLE KÖYÜ	75 İ20 a2 AZMAZMA TEPE	76 İ20 a2 BİLİBLİ TEPE	77 İ20 a2 SARIVER TEPE	78 İ20 a2 PINARLIK TEPE	79 İ20 a2 KARLIK TEPE	80 İ20 a3 ARMUTLU KÖYÜ	81 İ20 a3 KARABÖĞÜZLÜ TEPE	82 İ20 a3 ÇÜÇÜKLER TEPE	83 İ20 a4 AYKIRILAR MAH.	84 İ20 a4 DEDE TEPE	85 İ20 a4 CATALCA	86 İ20 b3 KARADAG TEPE	87 İ19 b3 KAZIKCI TEPE	88 İ19 b3 TUZLAKLI TEPE
SiO ₂	61.00	60.05	61.10	57.00	59.35	60.00	60.45	62.00	61.49	62.30	14.59	15.14	15.50	18.30	17.60	17.00	16.00	16.57	16.50	17.30	17.75	18.50
Al ₂ O ₃	16.29	15.35	13.90	16.15	16.75	17.00	17.00	16.20	18.00	16.00	14.59	15.14	15.50	18.30	17.60	17.00	16.00	16.57	16.50	17.30	17.75	18.50
Fe ₂ O ₃	4.50	6.15	6.15	6.56	7.15	6.25	6.45	6.20	4.00	6.07	6.80	7.86	5.86	6.93	7.44	6.90	6.40	7.44	7.15	4.70	4.50	5.60
FeO	0.14	0.13	0.16	0.12																		



Şekil 2. Bülâitlik lavların alkali ve SiO₂ içeriklerine göre sınıflandırılması
 figm 2. Classification of the basaltic lavas according to their alkali and SiO₂ content

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 aşın 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-pörfirik dokuda, volkanik cam, plajiyoklas mikrolitleri, ojit, bozmuş olivin ve opak minerallerden oluşan bir camlı 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.

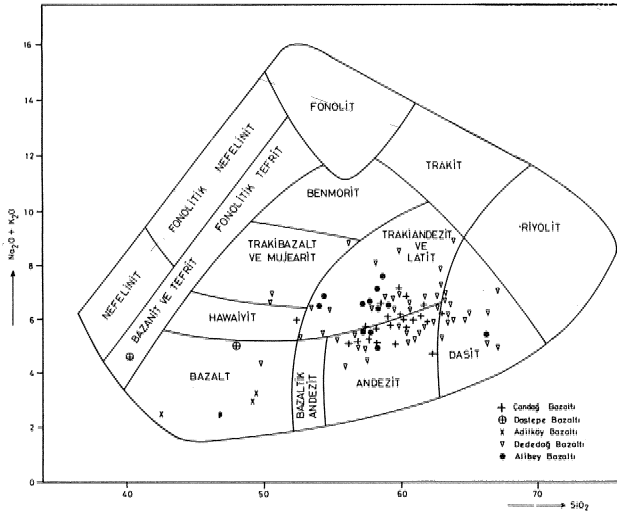
Dastepe Bazaltı olarak adlandırılan lavlar (Ercan ve diğerleri, 1984b) mikrolitik dokulu, kısmen camlı* kısmen de plajiyoklas mikrolitlerinden meydana gelen bir hamur maddesi içinde plajiyoklas (oligoklas ve labrador), olivin ve ojit fenokristallerin yer almalarıyla oluşmuşlardır. Bol iri gözenekli olup» 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 gösterilmişlerdir. Maliz için örnek alırken 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-

zaltmdâ da aynı normal durum gözlenmekte olup, %40,37-48,00 arasında $SiO^$ içeriği saptanmıştır, Bilindiği gibi bazaltlarda SiO_j normal olarak %45-53,5 arasındadır (Taylor, 1969; Pecerillo ve Taylor 1976; Nockolds 1954; Middlemost, 1975; Irvine ve Baragar» 1975 v.b.). Böylece» Dededağ, Çandağ ve Alibey Bazaltları olarak daha önce adlanılan yapılan volkanik kayaların aslında bazalt olmadıkları ancak arazi görünüşleri ile bazalta çok benzedikleri, Âdilköy ve Daztepe Bazaltı olarak ad-



Şekil 3, Volkanföerin Cox ve diğerleri (1979)ne göre adlandırılmaları Figür* & Nomenclature of the Volcanics according to Cox and others, 1979)

landırılan volkanitlerin ise gerçek bazalt oldukları ortaya çıkmaktadır.

Örneklerin toplam alkali (Na_2O+K_2O) ve SiO_2 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 görünümüne sahip 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 (Na_2O+K_2O) ve SiO_2 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 görünümüne sahip volkanitlerden Alibey Bazaltı'na ilişkin lavların trakiandezit» andezit ve dasit; Çandağ Bazaltı'na ilişkin lavların trakiandezit ve andezit; Dededağ Bazaltı olarak adlanan lavların ise çoğunlukla trakiandezit, andezit ve

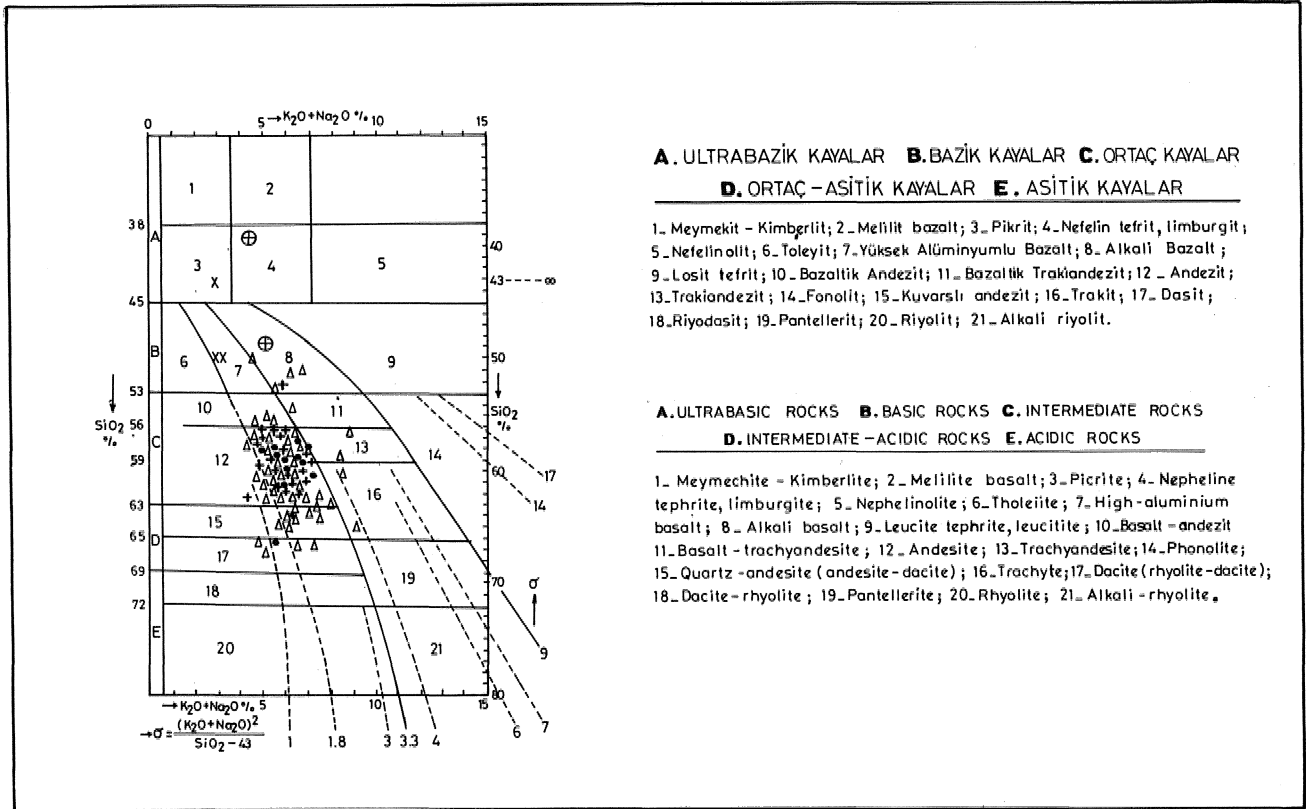
dasit, daha az olarak da trakiandezit bölgelerine düştükleri görülmüştür. Böylece saha görünüşleri ile bazalt oldukları öngörülen bazı volkanitlerin daha ziyade kalkalkalen nitelikte ve andezitik, trakiandezitik ve dasitik türde oldukları belirlenmektedir,

Örneklerin yine alkali (Na_2O+K_2O) ve SiO_2 içerikleri kullanılarak Wu Liren ve diğerleri (1983) tarafından önerilen ve daha ayrıntılı bir kimyasal adlamayı gösteren diyagramları yapıldığında (Şekil 4), Dastepe Bazaltı'nın nefelitik tefrit ve alkali bazalt; Adilköy Bazaltı'nın ise pikrit ve yüksek alüminyumlu bazalt olarak adlanabilecekleri görülmektedir, Dededağ Bazaltı'na ilişkin lavlar çoğunlukla 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) bulunmaktadır. Diyagramda ayrıca* volkanitlerin Rittmann indisleri.

$\sigma = (Na_2O+K_2O)/SiO_2 - 43$ de gösterilmiş olup, volkanitleri büyük bir kısmının Rittmann indislerinin 4'ten küçük oldukları görülmektedir. Özellikle SiO_2 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 belirlenmektedir. 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 log aritmetik değerleri açısından da bir ilişki bulunmuş ve önerdiği diyagramda sialik (kabuk) ve simatik (manto) köken bölgesine düşmektedir.

Çalışma alanındaki volkanitlerin kabuk kökenli oldukları $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranlıkları ile de belirlenmiştir, 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), Uria çevresindeki volkanitlerde 0,7067-



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, yâ 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 Bazaltlarında 0,7020; Ezine Bazaltı'nda 0,7023 ve Urla Alkali Bazaltında ise 0,1041 gibi düşük sonuçlar elde etmişlerdir.

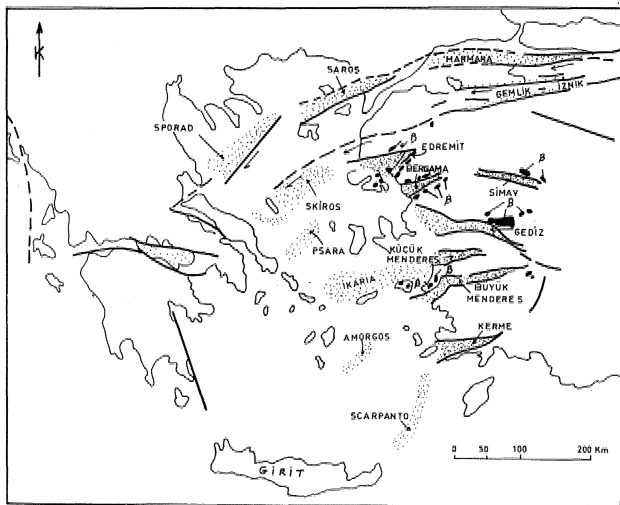
Bu çalışmaların yanı sıra her 5 evreye ilişkin lavlardan alman örneklerde petrografik modal analiz çalışmaları da yapılmış ve hesaplanan değerler Streckeisen (1976) 0-A-P-P çift üçgen diyagramında yerine konulduğunda, Alibey, Çandağ ve Dededağ yalancı bazaltlarının çoğunlukla kuvars latit alanında, kısmen 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 kay aç bulunduğunu belirleyerek bunları α , β , γ , türleri olarak tanımlamıştır. Ot 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 ölüp 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 özellikle 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-isimlerında olivin

varlığı, ince kesitlerde de olivinden dönüşümler gözlenmiştir. Savaşçın (1974) nm saptadığı üçüncü tip olan y 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 sürmüştür 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 plaji-yoklas, sanidin* nefelin ve opak mineralden 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 a tipi kuvars latitik ve andezitik lavlarla β tipi yalancı bazaltların benzer kimyada ve esas olarak aynı magmanın ürünü olduklarını belirtmiş, bunların değişik görünümünü, β tipi yalancı bazaltların patlamalar ile gelen tüferin öncülüğünde gaz fazlarını tüketerek çabuk akmalarını (piroksen dengesizliğini), a tipi kuvars latitik lavların ise subvolkanik bir evrimde gaz fazlarını tüketmeden (önce tüfsüz, biyotit ve amfibollerin eşliğinde) yan kayaktan içermeler ile yavaş

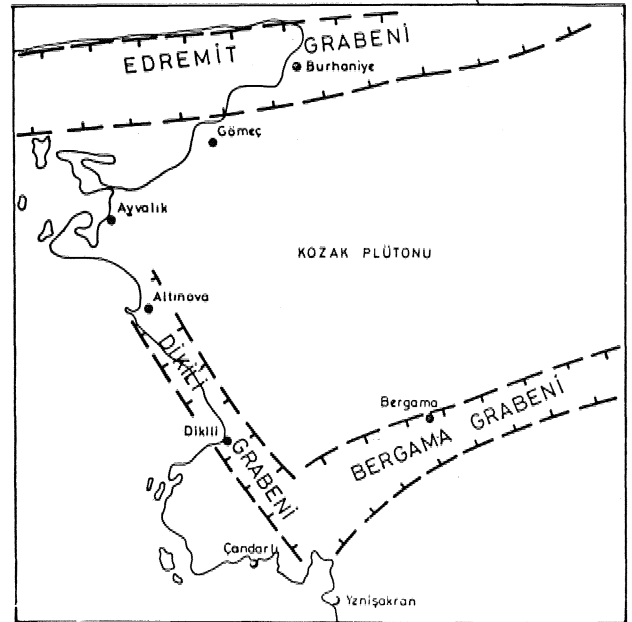


Şekil 5. Incolome alanındaki graben sistemi
Figun â The graben system of the investigated area

yükselmelerine (piroksen dengesi) bağlanmıştır. Araştırmacı, β tipi yalancı bazaltlarda izlenen bazik hornblende dönüşmüş, çözümlü 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 çözümlü 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 kalkalkali a tipi kayalarla birkaç kez ardalanmalı olarak yer aldıklarını ve içerdikleri piroksenlerin, çabuk soğumayı yansıtan dengesiz bileşimlerini saptamış ve bu olayın, kalkalkali magma odasının tabanındaki katı kümülatların yeniden ergimeleri ile meydana gelebileceğini düşünmüşlerdir,

Batı Anadolu'da, arazi gözlemlerinde sü timsal 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 SiO₂ içermeleriyle» diyagramlarda subalkali (kalkalkali) 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 kalkalkali andezitik ve dasitik volkanitlerden daha fazla mafik mineral içermeleri (kıymatlı piroksen



Şekil 5. Batı Anadolu'daki graben sistemi (Dewey ve Şengör, 1979'dan değiştirilerek)
Figun 6. The graben system of the Western Anatolia - From Dewey and Şengör, 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 ar-dalanmalı 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, inceleme 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 volkanitler 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 alkali 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 gerecin 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 genişlemelere bağlı olarak geliştirdikleri, başlangıçta ilksel termik domlar ve volatil transfer yolu ile ısı yükselmesi, subuharı artması, tektonik genişlemeler ve kabuksal bölümsel ergimelerle riyolit-dasit şeklinde etkin olan, daha sonra yarı derinlik derinlik ve yüzey kayalarının dereceli geçiş kazanması, gaz ve kabuksal cevher taşımını, 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, ttakibazalt, şoşonitik bazalt, lösitit 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 ayırthayabilmektir ve henüz yeterince veri elde edilmiştir. Esasen, magmanın yükselimi sırasında, bazen yan-taşlardan magma içme 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. Tütünün yüzleklerinin dağılımına göz atıldığında (Şekil 1) 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 grabeni 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 açılmalarının (kıtasal rift sistemleri) ürünleri oldukları gerçeği de belirginleşmektedir.

Sonuç olarak, Batı Anadolu'da Tersiyer'de yaygın yüzlekler veren bazaltik volkanizmanın bir kısmının, bugüne değin araştırmalara betimlenen anlamda "gerçek bazalt" olmadıkları; onları "yalancı bazalt-bazaltoid" olarak ya da "latit", "kuvars latit" ve "latit bazalt" olarak adlandırmamın 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 (Âkyürek 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, Â.Saatçi ve T.Akyüz'e ve çeşitli yardımlarından dolayı Metin Şengün ve Cemal Göneüoğlu'na teşekkürlerini sunarlar,

DEĞİNİLEN BELGELER

- AKYÜREK, B. ve SOYSAL, Ş., 1978, Kırkağaç-Soma (Manisa), Savaştepe-Korueu-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) temel jeoloji özellikleri: MTA Derg, 95/96, 1-12,
- BEND A, L., nWOCENTI, F., MAZZÜOLI, R., RADİCATİ, F., ve STEFFENS, P., 1974, Stratigraphie and radiometric data of the Neogene in Northwest Turkey: Z. Deutsch, Geol Ges., 125, 183-193,
- BORSİ, S., FERRARA, G., İNNOCENTİ, 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, HE, İstanbul,
- DORA, Ö., 1967, EZER GÜNGÖR'e ait kurşun ruhsat sahalarının (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 Sektörünü Tebliğler Kitabı, 11-35.,
- DEWEY, J.F., ve ŞENGÖR, Â.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 Öligo-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 kökensel 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 kökensel yorumu: Türkiye Jeol. Kur. JBüÜ, 27/1, 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., ÇEVİKBAŞ, A., ATEŞ, M. ve CAN, B., 1985-b, Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, İzotopik ve radyometrik verilerin yorumu: Türkiye Jeol. Kur. Bül., (Baskıda),
- GOTTINI, V., 1968, Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria: Bull. Volcan. 39/3, 818-827,
- GOTTINI, V., 1969, The TiO₂ frequency in volcanic rocks: Geol. Rdse., 57, 930-935.
- IRVING, T.N. ve BARAGAR, W.R.Â., 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. Bül., 22, 35-58.
- KAYA, O. ve SAVAŞÇIN, Y., 1981, Petrolojik significance of the Miocene volcanic rocks in Menemen, West Anatolia: Aegean Earth Sciences, 1, 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, O.A. ve KATSURA, J., 1964, Chemical

- composition of Hawaiian lavas: *Journal of Petrology*, 5, 824-33,
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1975, The basalt clan: *Earth Science Reviews*, H, 337-364,
- NÖCKOLDS, S., 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),
- PECERILLQ, A., ve TAYLOR, J.R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey: *Contrib. Mineral. Petrology*, 68, 63-81.
- RTTMANN, A., 1962, *Volcanoes and their activity*: John Wiley and sons, London, 350 s.
- SAVAŞÇA, Y., 1974, Batı Anadolu andezit ve bazalt jeonezi sorununa katkılar: *Türkiye Jeolojik Bülteni*, 17/1, 87-172,
- SAVAŞÇIN, Y., 1975, Foça yöresi volkanik kayalarından sağlanan ilk petrografik jeokimyasal sonuçlar: *Tübitak 5. Bilim Kongresi, Yerbilimleri Sektörünü Tebliğler Kitabı*, 273-289,
- SAVAŞÇIN, Y., DORA, Ö., 1977, Foça-Menemen yöresi volkanitlerinde piroksenlerin yayılımı ve kristallografik değerleri: *Türkiye Jeolojik Bülteni*, 20, 21-26,
- SAVAŞÇINA, 1978, Foça-Urta Neoyen volkanitlerinin mineralojik-jeokimyasal incelenmesi ve kökenel 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. Mineral.*, 57/1, 132-433.
- 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 Jeolojik 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., MANGSEN, Z., İTOIGZHE, 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: *XVII, General Assembly of IUGG, Hamburg, Almanya.*
- YILMAZ, Y., 1977, Bigadiç bölgesi bazaltik volkanizmasının mutlak yaşı: *Tübitak Doğa Bilim Dergisi*, 1/6, 210-212.

ADIYAMAN (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 LT.Ü. Maden Fakültesi» Jeoloji Bölümü, İstanbul
İZVER TANSEL 10. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü, İstanbul

Ö Z : Maestrihtiyen katı, bilindiği üzere bentik foraminiferlerle iki, planktik foraminiferlerle ise üç kronozona ayrılmaktadır. Öc yandan,, *Omphalocyclus macroporus - Orbitoides medius* biyozonuna günümüze dek Üst Maestrihtiyen'de yer verilmiştir. Oysa,, planktik foraminiferlerle deocüşürilefaldığında, bu zonan Ota-Ost Maestrihtiyen'e eşdeğer olduğa gözlenmektedir. Bu durum, çalışmamızda kanıtlarıyla açıklanmaktadır.

A B S T R A C T : 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

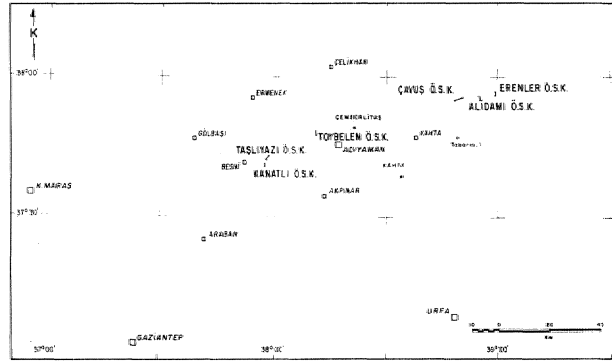
Maestrihtiyen yaşlı benlik foraminiferleri içeren yÖzleklere çok sık rastlanılan *Omphalocyclus macroporus* (Lamarck) ile *Orbitoides -medius* (d'Archiac) tüm kıtalar üzerinde bulunuşuyla da geniş bir paleocoğrafik yayıbma sahiptir. Farklı yayınlarda Üst Maestrihtiyen olarak belirlenen bu, biyozonun (Neumann, 1953; Meriç, 1965 ve 1967) planktik foraminiferlere göre ayırtlanan Alt Maestrihtiyen. yaşlı *Globotruncana falsostuarti* (Robaszynski ve diğ., 1983), Orta Maestrihtiyen yaşlı *Gansserina gansseri* (Bolli, 1957; El-Naggai, 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) zonlardan hangisine eşdeğer olduğu bu çalışmanın konusunu oluşturmaktadır.

Adiyaman dolaylarında ölçülen 6 stratigrafi kesitinde (K^nailı-Taşlıyazı-Toybelen-Çavuş-Alıdamı-Erenler) (Şekil IX 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 edilmiş 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 zorları belirten bölümler ele alınmıştır,.



ŞMIT Buldum Haritası
Figure 1 Locata 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), *Gici. conica* (White)» *Glet. pettersi* (Gandolfi), *Glet. stuartiformis* (Dalbiez), *Rosita fornicata* (Plummer)» *J. con-*

tuşa (Cushman), Globotruncana arca (Cushman), Ole. linneiana (d'Orbigny), Glc, rosetia (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, maerocephala Brönnimann, Rglg, roiundata Brönnimann, Heterohelix globulosa (Ehrenberg), H, striata (Ehrenberg), if, pulchra (Brotzen), H. réussi (Cushman), Pseudotextularia elegans (Rzehak); üstünde Omphalocyclus maeroporos (Lamarck), Orbitoides médius (d'Archiac), O, apiculatus Schlumberger, Lepidorbitoides socialis (Leymerie), Siderolites calcitrapoides Lamarck; daha üstte Glôbotruncanita stuarti (de Lapparent), Rosita fornicata (Plummer), Globotruncana mariei Banner=Blow, Glc, linneiana (d'Orbigny), Glc, insignis Gandolfi, Ole, falsostuarti Sigal, Rugoglobigerina hexacamerata Brönnimann, Rglg, maerocephala Brönnimann, Heterohelix globulosa (Ehrenberg), H, pulchra (Brotzen); sonra yine Omphalocyclus maeroporos (Lamarck), Orbitoides sp.; bunu takiben Gansserina gansseri (Bolli), Glôbotruncanita stuartiformis (Dalbiez), Gkt, stuarti (de Lapparent), Rosita fornicata (Plummer), Globotruncana insignis Gandolfi, Glc, ventricosa White, Glc, bulloides Vogler, Glc, linneiana (d'Orbigny), Rugoglobigerina rugosa (Plummer), Rglg> maerocephala Brönnimann, Heterohelix globulosa (Ehkenberg), H, striata (Ehrenberg) ve son olarak da Omphalocyclus maeroporos (Lamarck), Orbitoides médius (d'Archiac), O, apiculatus Schlumberger, Siderolites calcitrapoides Lamarck, Sulcoperculina sp, gibi Orta-Üst Maestrihtiyen yaşını veren planktik ve bentik foraminiferler araldanmah 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),

Taşhyazı Ölçülmüi Stratigrafi Kesiti

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

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 Maastrichtian	Abathomphalus mayaroensis	Omphalocyclus maeroporos-
ORTA MAESTRİHTİYEN Middle Maastrichtian	Gansserina gansseri	Orbitoides medius
ALT MAESTRİHTİYEN Lower Maastrichtian	Globotruncana falsostuarti	Siderolites calcitrapoides- Orbitoides medius

Şekil2, Maestrihtiyen yaşlı planktik ve bentik foraminifer zoniarnın karşılaştırılması

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

parent), Glc. stuartiformis (Dalbiez), Glc. conica (White), Rosita fornicata (Plummer), Globotruncana aegyptiaca Nakkady, Glc, falsostuarti Sigal, Glc, esnehenensis Nakkady, Rugoglobigerina rugosa (Plummer), Heterohelix globulosa (Ehrenberg), Pseudotextularia plummerae (Lotterie), BolivInoides draco draco (Marsson)lu ve Orta Maestrihtiyen yaşlı Gansserina gansseri biyozonu, Omphalocyclus maeroporos (Lamarck), Orbitoides médius (d'Archiac), Siderolites calcitrapoides Lamarck, Lepidorbitoides sp, ve SulcopercuUna sp, içeren Omphalocyclus maeroporos -Orbitoides médius topluluk zonu tarafından izlenmektedir,

istifin Alt Paleosen yaşlı tortullar ile örtüldüğü dikkate alınır, değinilen bentik biyozonun ölçülmüş stratigrafi kesitindeki yaşmm. Üst Maestrihtiyen olması gerektiği açıkça ifade edilebilir (Meriç, 1986; Meriç ve diğ., 1987),

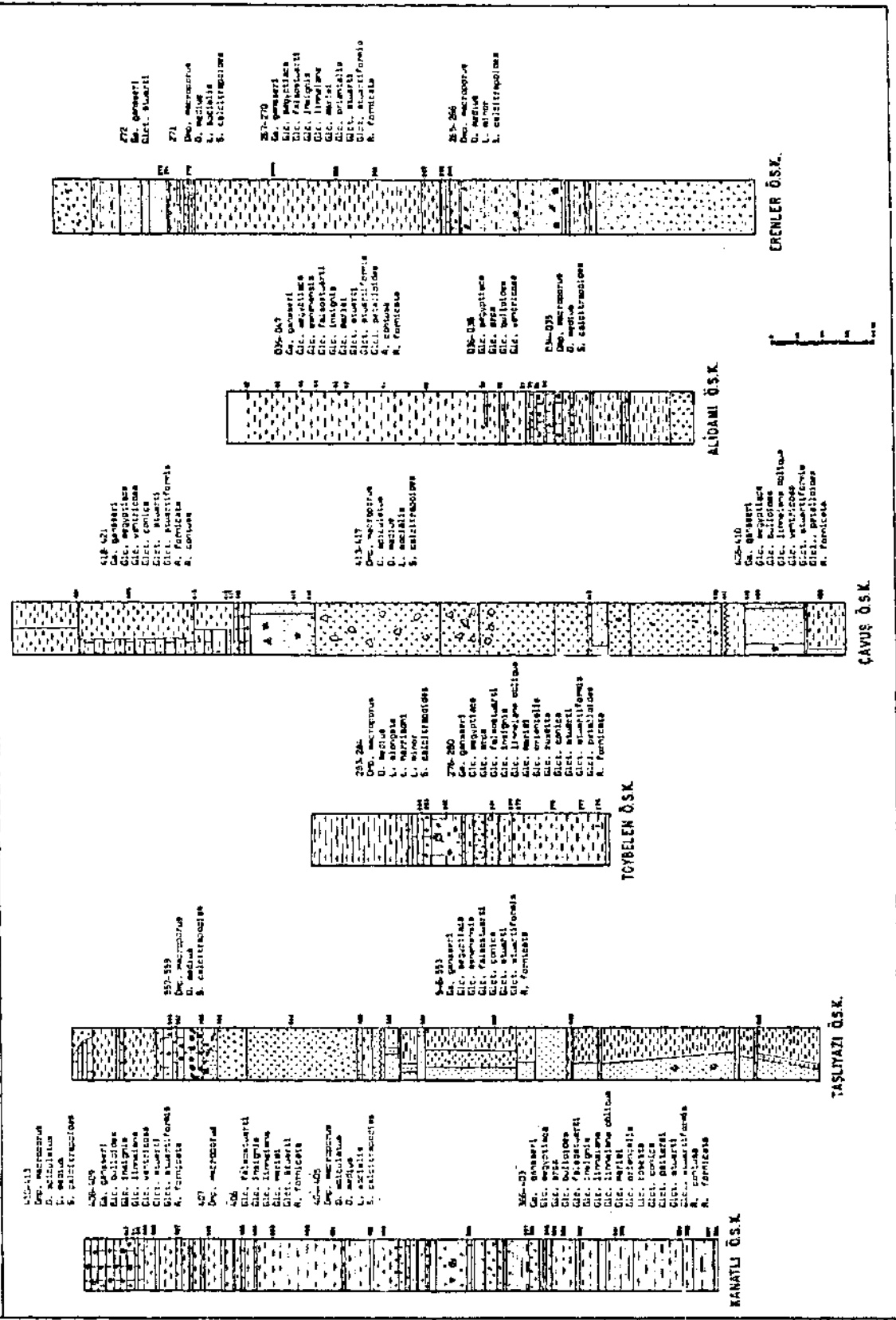
Toybelen Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti

Adıyaman-Toybelen (Tümrüz) kuzeybatısında ölçülen stratigrafi kesitinde (Şekil 1 ve 3), altta Orta Maestrihtiyen yaşlı Gansserina gansseri biyozonu'nu simgeleyen Gansserina gansseri (Bolli), Glôbotruncanita stuartiformis (Dalbiez), Glc, stuarti (de Lapparent), Glc, conica (White), Rosita fornicata (Plummer), Globotruncana Insignis Gandolfi, Glc, aegyptiaca Nakkady, Glc, Hneiana obliqua Herm, Glc, mariei Banner-Blow, Glc, arca (Cushman), Ole, falsostuarii Sigal, Glc, orientalis El-Naggar, Glc, rosetia (Carsey), Globotruncanella peilalloidea (Gandolfi), Are haeg lobig er ina crêtacea (d'Orbigny), Rugoglobigerina rugosa (Plummer), Rglg, rotundata Brönnimann, Rglg, hexacamerata Brönnimann, Rglg, maerocephala Brönnimann, Rglg, seotti (Brönnimann), Heterohelix globulosa (Ehrenberg), Pseudotextularia elegans (Rzehak) gözlenmiştir. Bu biyozonu Omphalocyclus maeroporos, (Lamarck), Orbitoides médius (d'Archiac), Siderolites calcitrapoides Lamarck, SulcopercuUna sp., Loftusia elongata Cox, L, harrisoni Cox, L minor Cox içeren Üst Maestrihtiyen yaşlı Omphalocyclus maeroporos-Orbitoides medius topluluk zonu izlenmektedir, Çünkü, yine istifi Alt Paleosen yaşlı Globoratalia pseudobuUoides Zonu uyumlu olarak takip etmektedir (Meriç, 1986; Meriç ve diğ., 1987),

Çavuş Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti

Adıyaman-Kahta kuzeydoğusunda, Çavuş köyü kuzeybatısında ölçülmüştür (Şekil 1 ve 3). Altta Gansserina gansseri (Bolli), Glôbotruncanita 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 maeroporos (Lamarck), Orbitoides médius (d'Archiac), O, apiculatus Schlumberger, Lepidorbitoides of, socialis (Leymerie), Siderolites calcitrapoides Lamarck, Loftusia sp., Goupillaudina sp, ve en üstte ise yine Gansserina gansseri (Bolli), Glôbotruncanita stuartiformis (Dalbièz), Glc, contusa (Cushman), Glc,

A Ç I K L A M A L A R - E X P L A N A T I O N S
L İ T O L O J İ V E P A L E O N T O L O J İ - L I T O L O G Y A N D P A L E O N T O L O G Y



Şekil 3. Kanatlı, Taşlıyazı, 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, Taşlıyazı, Toybelen, Çavuş, Alıdamı and Erenler stratigraphical sections.

siuarti (de Lapparent), *Gkt. conka* (White), *Rosita fornkata* (Plummer)» *Globotruncana ventricosa* (White)* *Glc. ae*gyptiaca* Nakkady, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rglg. rotundata* Brönnimann, *Heierohelix globulosa* (Ehrenberg) ve *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) gözlenmiş olup Orta Maestrihtiyen yaşlı planktik foraminifer zonu ile *Ömphalocyclus macroporus-Or Utooides médius* zonu ardalanma göstermektedir,

Alıdamı Ölçülmüş Stratigrafi Kesiti

Adıyaman-Kahta kuzeydoğusunda» Alıdamı kuzeybatısında ölçülen kesitte (Şekil 1 ve 3), altta *Ömphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides médius* (d'Archiac), *Sulcoperculina* sp., *Sidërolitës calcitrapoidës* Lamarck; üstte ise *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Gkt. contusa* (Cushman), *Gkt. siuartiformis* (Dalbiez), *Rosita fornkata* (Plummer)» *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Glc. aegyptiaca* Nakkady, *Glc. arca* (Cushman), *Glc. bulloides* Vogler, *Glc. esnehensis* Nakkady» *Glc. mariei* Banner-Blow, *Glc. insignis* Gandolfini» *Glc. ventricosa* (White), *Globotruncanella petalloidea* (Gandolfini)» *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rglg. rotundata* Brönnimann» *Rglg. seotti* (Brönnimann), *Rglg. hexacameraia* Brönnimann, *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *H. glabrans* (Cushman), *H. striata* (Ehrenberg), *H. pulehra* (Brotzen), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *P. frueticosa* (egger), *Neoflabellina rugosa* (d'Orbigny), *Racemiguembelina varians* (Rzehak), *Ventilabrella* cf. *multikamerata* Klasz» *Bolivina inerassaia* (Reuss), *Sionsioeina pommerana* Brotzen bulunmuştur. Bu durumda da *Ömphalocyclus macroporus-Orbitoides médius* 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 *Ömphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides médius* (d'Archiac), *Sidërolitës calcitrapoidës* Lamarck» *Sulcoperculina* sp., *Goupillaudina* sp., *Loftusia minor* Cox; üstte *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Gkt. stuartiformis* (Dalbiez), *Rosita fornkata* (Plummer), *Globotruncana insignis* Gandolfini, *Glc. mariei* Banner-Blow» *Glc. Unreiana obliqua* Herrn, *Glc. orientalis* El-Näggar, *Glc. aegyptiaca* Nakkady, *Glc. falsostuarti* Sigal, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Ventilabrella* cf. *multikamerata* Klasz; daha üstte *Ömphalocyclus macroporus* (Lamarck), *Orbitoides médius* (d'Archiac), *Lepidorbïtooides socialis* (Leymerie), *Siderolites calcitrapoidës* Lamarck ve en üstte yine *Gansserina gansseri* (Bolli)» *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *Heierohelix globulosa* (Ehrenberg) ardışıklı olarak gözlenmektedir. Yukarıdakilere benzer şekilde bu kesitte de *Ömphalocyclus macroporus-Orbitoides médius* biyozonunun yaşlı Orta Maestrihtiyen olarak öngörülmüştür.

SONUÇLAR

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

Ömphalocyclus 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 *Ömphalocyclus macroporus-Orbitoides médius* zonunun Orta Maestrihtiyen'i; Kanatlı, Taşyazı ve Toybelen kesitlerinde ise aynı zonu *Abathomphalus mayaroensis* planktik foraminifer zonu ile eşdeğer olup Üst Maestrihtiyen'i belirlediği ortaya çıkmaktadır. Böylece» *Ömphalocyclus macroporus* (Lamarck)'un yaşının da yalnızca Üst Maestrihtiyen değil, gerçekte 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 çalışmalarını sırasındaki değerli katkılarından ötürü T.Çöruh (T.P.Â.O.» Araştırma Merkezi Grubu) ile arazi çalışmalarını esnasındaki yardımları için A.Güven, ETuna, Ü. Tezcan (T.P.A.O., Arama Grubu), N. Bozdoğan ve N. Şengündüz (T.P.A.O., Araştırma Merkezi Grubu)'e içtenlikle teşekkür ederler,

DEĞİNİLEN BELGELER

- BQLLİ, M.H., 1957, The genera Praeglobotruncana, 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 baa Loftusiidae ve Orbitoididaeeler hakkmdaİst. 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, T ve DURU, M., 1987, Adıyaman yöresi Üst Kretase-Eosen istifinin sedimenter jeolojisi ve biyostratigrafisi (foraminifer, nannoplankton ve ostrakod)* T.J.K. Bül. (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.M., 1983, Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids: Revue de Micropal., 26 (3-4), 145=305,
- TANSEL, T. 1980, Nallıhan ve dolayının biyostratigrafi incelemesi: Yerbilimleri, 5-6, 31-47, Ankara.
- TOKER, V., 1979, Haymana yöresi (GB Ankara) Üst Kretase planktonik Foraminiferalan ve biyostratigrafi incelemesi: T.JX Bül., 22(1), 121-134.
- TOKER, V., 1980, Haymana yöresi (GB Ankara) Nannoplankton biyostratigrafisi: T.J.K. Bül., 23(2), 165478,

KARADENİZ'İN' GÜNCEL ÇÖKELLERİNİN JEOKİMYASI

Geochemistry of the Recent Black Sea Sediments

NAMIK ÇAĞATAY University of Petroleum, and Minerals, Dhahran, S.A.

TANER SALTOĞLU MTA Genel Müdürlüğü, Ankara

ABDULLAH GEDİK MTA Genel Müdürlüğü, Ankara

O Z I Karadeniz'de yaklaşık, son 30.000 yılda çökelen, kokolit,, sapropel ve lotit birimlerinin jeokimyası, Karadeniz'in kendine özgü* morfolojik» jeolojik, biyolojik ve kimyasal özellikleri üe denetlenmiştir.,

Karadeniz çökellerindeki iz elementler,, istatistiksel dağılım.İan, Şç değişik birimdeki bollukları ve alansal dağılım özellikleri açısından ""iç kökenli" (ratigenic) ve ""dış kökenli" (aUogenic) olmak; özere, iki grupta toplanır» Basen içinde, çökellerle eşzamanlı olarak oluşan minerallere ve -organik maddeye bağlı» Mo» Co, U, B, Ni, Co., V ve Ba gibi iç kökenli elementler,, organik, madde ve demir •sülfidlere zengin, sapropel biriminde, diğer birimlerdekine göre: daha 'bol bulunur. Be elementler, çökeltme hızının genel olarak düşük olduğu derin dizliklere doğru artan değerler gösterirler. Öte yandan lotit birimi» Ti., Zr ve Cr gibi daha çok kıymetli minerallere, bağlı dış kökenli, elementler olmağ göz0ken 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 Si(>2* Al2O3 ve TiO2 içeriğine sahiptir.

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

A B S T R A C T : 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 "autochthonous" and "allochthonous" element groups. The autochthonous elements occur as associated largely with the autochthonous minerals and organic matter,, and have been syngenetically incorporated into the sediments. The Sapropelic unit, is relatively more enriched in the autochthonous elements such as, Mo, U, Co, B, Ni,, G>, V and B 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 allochthonous 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 autochthonous elements in the Sapropelic unit, present a characteristic allochthonous 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 Co, 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 Ga, and. relatively lower contents of V, Pb, Cu, Ba and Y.

GİRİŞ

Karadeniz, gerek petrole kaynak ve hazne kaynağı, ve gerekse eş oluşturma Cü-Pb-Zn yataklarına ve uranyum zenginleşmelerine yan kaynağı oluşturan siyah şeylerin 'Çökeltme oitainlanmın en azından bazılarında tok model olarak dflşiraalmektedir (Tissot ve Weite» 1978» Tourtelot, 1979, Vine ve Tonretot, 1970» Bell» 1978). Örneğin, orta Avrupa'da. % birkaç Cu ve Pb içeren Permiyen yaşlı Kupferschiefer, metallere zengin bir siyah şeydir ve metallerin eşzamanlı olarak, bu şeyi içinde çökeldiği gösterilmiştir (Wedepohl ve diğ., 1978). Aynı şekilde uranyumun, Norveç'teki Prekambriyen yaşlı Outokumpu (Peltola, 1968) ve İsveç'teki Kambriyen yaşlı Alum

şeyleri (Armands, 1972) içinde eş oluşumlu olarak çökeldiği yönünde görüş birliği vardır. Böylece, özellikle petrol ve adı geçen eş oluşumlu cevherleşmelerin 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 •yumulan (Sevast'yanov ve Volkov, 1966) ve demir sülfidler (Volkov ve Fonuna, 1974; Volkov, 1961, 1964; Vol-

arasında değişen, bu katotlardan, çökel özelliklerine göre 546 örnek elde edilmiştir. Bu örnekler önce 40°C de sabit tartıma gelinceye kadar bekletilmiş» daha sonra Ögütülen 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, TiO₂; 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 ü içerikleri, ile ilgili en yüksek ve en düşük değerler» normal ve lognormal dağılıma göre ortalama, Standard sapına, 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. elemen¹ = in 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 kaotlar ortalama değerlerinin ve kpkolit birimindeki değerlerinin alansal dağılım, halitaları çizilmiştir (Şekil 9). Aynı şekilde, kompozit. örneklerdeki, değerler kullanılarak, Karadeniz'de organik - karbon dağılım haritası hazırlanmıştır (Şekil 10).

GÜNEY KARADENİZ'DE ÇÖKEL N JEOKİMYASINI DENETLEYEN OLASI ETKENLER

Çökel veya çökel kayalar içinde, elementler- şu şekillerde bulunabilir:

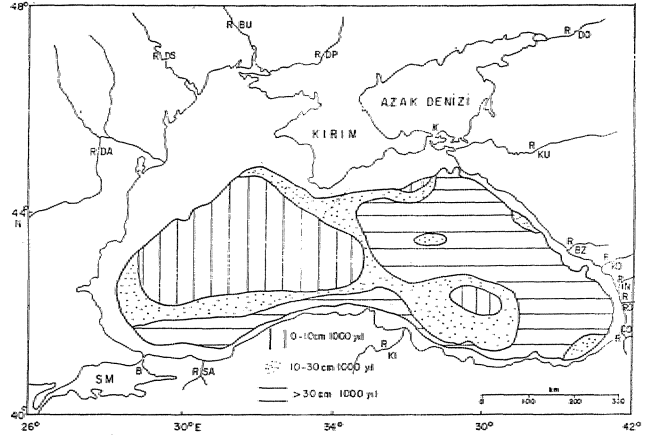
- Kırıntı minerallerin yapılarında (örneğin, feldspat,, mika, killer ve ağır mineraller gibi)
- Killer üzerinde soğurulmuş olarak;
- Kimyasal, veya biyokimyasal olarak çökelmiş,veya diyajenetik olarak, oluşmuş minerallerin (örneğin; -kalsit,, apatit» pirit, demir ve magnezyum, oksitleri gibi) yapısında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

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

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

Karadenizin Morfolojisi

Derinliği 2200 m.ye ulaşan Karadeniz, baseni,, dört ana, iiziyografik bölgeden oluşmuş tor., 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 gerci bulanlı akıntıları yoluyla derin düzlüklere değin ulaştırırlar. Bu duranı, ileride açıklanacağı gibi» özellikle Karadeniz baseninin doğusunda çökelme hızını ve dolayısıyla çökel bileşimini önemli ölçüde etkilemektedir.



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

Karadeniz'de Çökelme Hızı

Son 3000 yıldaki çökelme hızlarına, dayanarak Ross ve diğ. (1974) Karadeniz'deki, çökelme hızı farklılık gösteren alanları haritalamışlardır (Şekil 2). Buna göre en düşük çökelme 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 çökelme hızı, 30 cm/1000 yıldan btyfik olmak üzere tüm Anadolu ve Kafkaslar kıtasal eğimi boyunca ve basenin batı kısmının büyük bir bölümünde izlenmektedir. Bu alanlardaki yüksek çökelme hızı bulantı akıntılarına bağlıdır. Basenin doğu kısmında, "ortay hatla" Giresun arasında da, diğtik çökelme hızlı bir alan dikkati çekmektedir (Şekil 2).

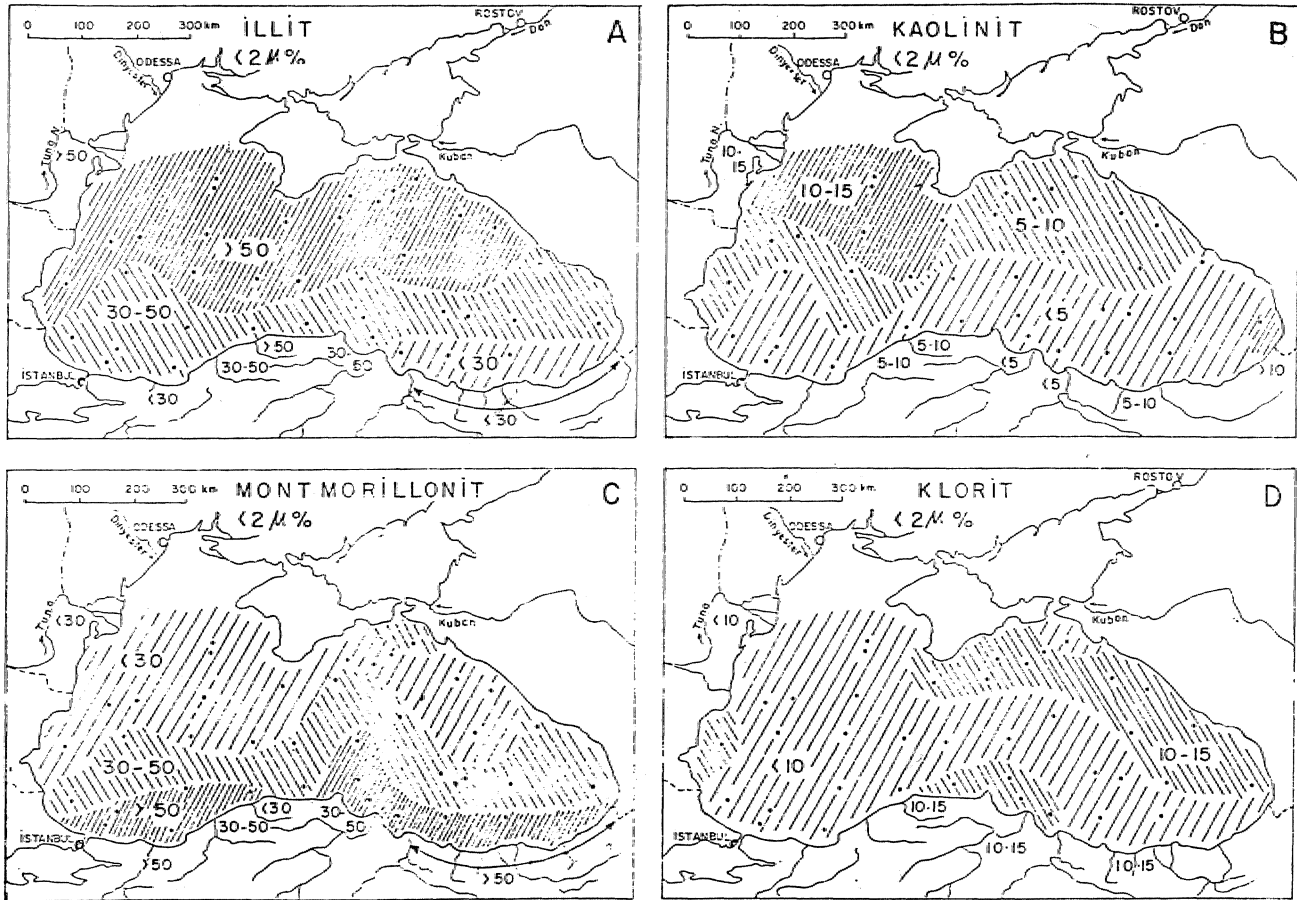
Çökeltme hızının yüksekliği,, basen içinden kaynaklanmış (authigenic) olarak oluşan minerallere veya organik maddeye bağlı olarak çökelen ve jeokimyasal, hareketiği yüksek, olan elementlerin derişimini önemli ölçüde seyreltmektedir.

Nehirlerin Getirdiği Çekellerin Kaymağı ve Tfirü

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

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

Miller ve Stoffers (1974) tarmından 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 Yeşilirmak arasında kalan Anadolu kıta sahanlığı 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 hır ilişki ile doğu Anadolu kıyılarında daha bol oranda (yaklaşık % 30) bulunur. Ağır minerallerden piroksen, basenin G D kısmında en -yüksek oranda bulunur; Batı Anadolu, kıyıları açıklarında azalır, ancak arta kalan kesimlere göre daha yüksek oranlardadır. Kil mineralleri» bollukları yönünden Karadenizin boyuna koşut bir dağılım şekli gösterirler (Şekil 3). Anadolu kıyıları boyunca uzanan bir şerit boyunca, 2'den küçük çökel malzemesinin % SO'den çoğunu montmorilkmit, % 30-50 oranını illi t oluşturmaktadır. Inebolu-Samsun. arasında kalan, kıyı ve kıtasal eğim kesiminde ise klorit % 10-15 oranlarla en yüksek düzeydedir. Bu kesimde kloritin kaynağı büyük oranda Kızılırmak'in çökel yükü olmalıdır.



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

çökellerindeki organik karbon dağılım haritası (Şekil 4)'de verilmiştir. Bu haritadan görüleceği üzere, yüksek organik madde iletiminin egemen olduğu sahalara, genellikle düşük, organik-karbon içeren çökeltme sahalarına karşılık gelir. Çökeltideki organik-karbon miktarı derin düzlüklere doğru bir artış gösterir. Bu şekildeki dağılım, derin düzlüklerdeki dölşik çökeltme hızı ile açıklanabilir. Zonguldak açıklarındaki % 5'e varan yüksek organik-karbon değerleri; Karadan gelen kömür kırıntılarının fazlalığına bağlanabilir. Sinop-Samsun kuzeyinde uzanan düşük organik-karbon alanı ise, büyük oranda. Kızılırmak ve Yeşilirmak'm 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 modln (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 birimin.de önemli, ölçüde pollen ve sporlar, ve diğer karasal kökenli bitki kalıntıları içeren organik gereç; yapısında sterol ve yağ asitlerini (Simoneit, 1974), bitim fulvik. ve Mimik 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, Gm» 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 (Bregear 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. değı.ske.nin de. aynı ortamda aynı etkenler (örneğin» derin deniz ortamında düşük çökeltme 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'luk CaCO₃ içeriğinin •tamamına yakın kısmım, 2-3 JL büyük-

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

Kompozit örneklerindeki CaO değerler topluluğu lognormal bir dağılıma yaklaşım gösterir. Bu çökelt örneklerinin logaritmik ortalaması % 11.1 olarak bulunmuştur (Çizelge 1). En yüksek. (% 3'a 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.lı karot ise Samsun kuzeyinde derin düzlük üzerinde yer alır (Şekil 1).

1 no'lı karot» en üstteki 5 cinlik kısmı ile 101-104 cm.'si arasındaki önemli ölçüde lamellibrans, gastropod, ostrakod, abides» millioliidea 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 görünümlü yeşilimsi gri renkte bir kildir. Yüksek orandaki kavkular, bo çökellerde yüksek .CaO (% 29) ve düşük SİÖ₂ (<% 26), Al₂O₃, Fe₂O₃* **U&O**, 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, mİL iriliğindeki kuvars,» mika ve diğer kırıntı, minerallerin oluşturduğu seviyeler, buradaki çökellerin SİO₂ ve TiO₂ gibi bileşenlerin diğer karotlardakine göre yüksek, olmasına "katkıda bulunur. Bu karona, ayrıca organik maddece zengin çok. ince birkaç bant 'bulunur.

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

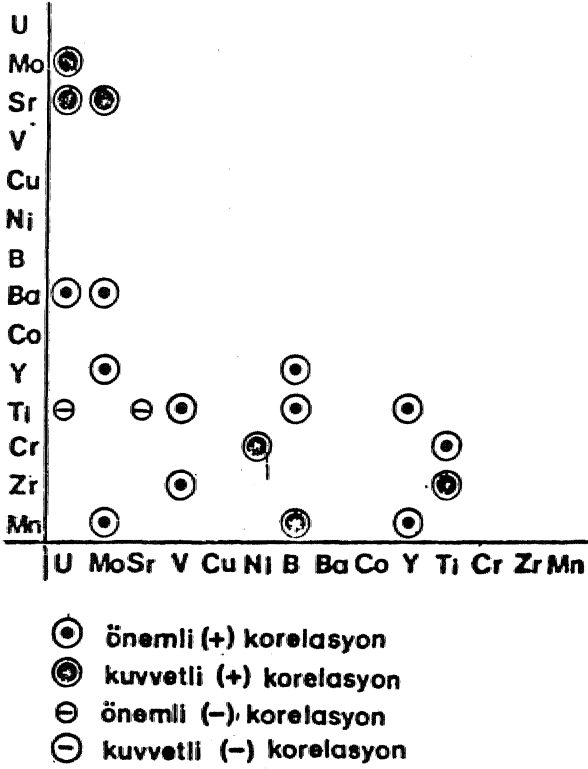
28 nolu karot 125 cm derinliğe kadar iner. Kil» kokolit ve organik, gereç yönünden zengin» 5-10 cm kalınlığında bantların ardanlanmasından oluşmuştur.

ELEMENT :	Sr	Ba	Cu	Pb	Mn	Ti	V	Zr	Ni	Co	Mo	Cr	Y	B	$\frac{U_3O_8}{3}$
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.	1567.	63.	56.	39.	12.	11.	87.	13.	24.	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.

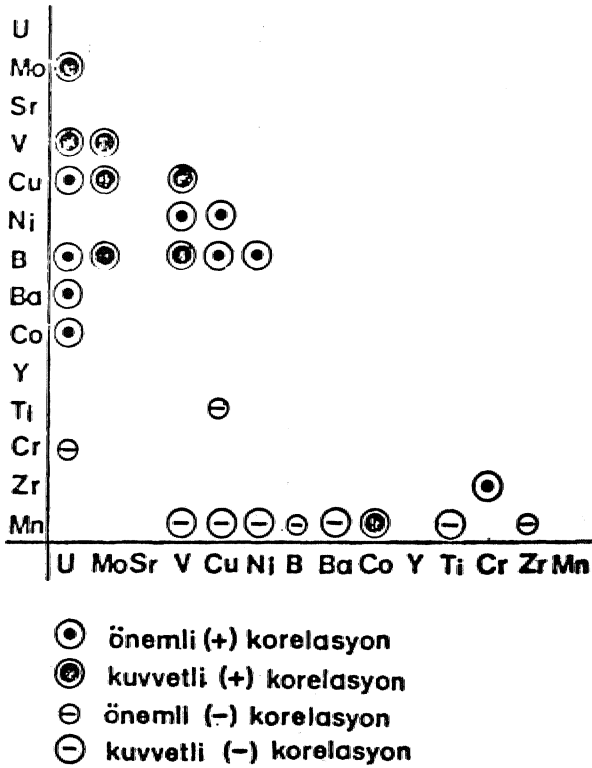
Çizelge 5. Lüti biriminin element içeriklerinin temel istatistiksel parametreleri
Table 5. The basic statistical parameters of elements in lutite unit.

	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)	263.6	199.5	33.6	7.3		629.2	55.1	33.6	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.	3515.	2393	129.	90.	88.	59.	35.	143.	17.	79.	10.
ORTALAMA +2*ST.SAPMA (MEAN+2*ST.SAPMA)	820.	664.	103.	22	6503	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.	1653.	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.	66.	60.	34.	23.	139.	16.	71.	8.
ORTALAMA +2*ST.SAPMA (MEAN+2*ST.DEV)	608	787.	76.	15	1544.	3455	316.	155.	155.	63.	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.



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



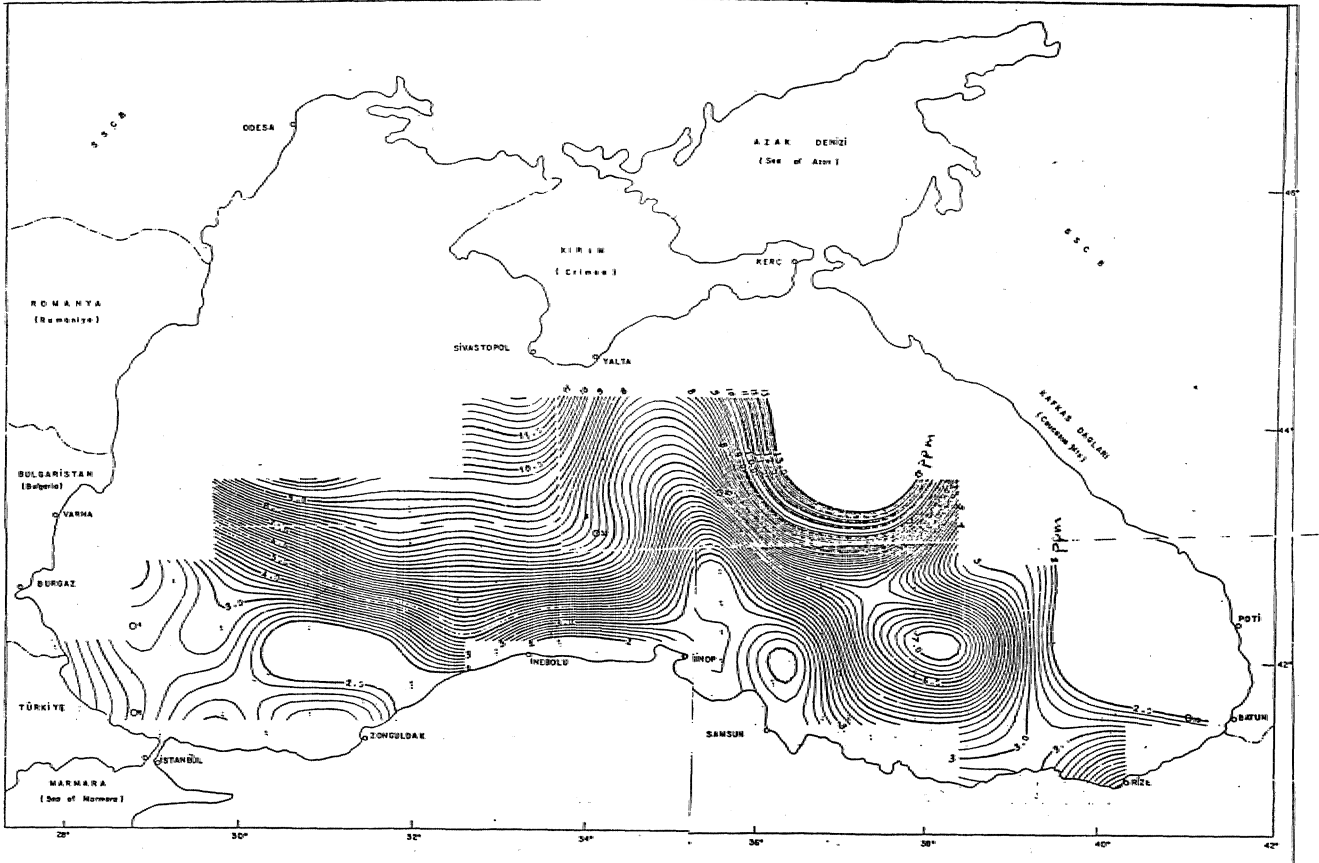
Şekil 7. Sapropel birimi için korelasyon matrisi. (47 örnek)
Figure 7. Correlation matrix of the sapropel unit. (number of sample 47).

olmamakla birlikte, huit 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 hitit biriminde göre daha düşüktür, Ayrıca hitit bilimin Mu 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" (antijenle) ve "Dış kökenli" (allogenic) olmak üzere ayrılabilir iki farklı grupta toplandığı görülmüştür. Elementlerin çökellerde iki ayrı grup oluşturma özelliği, daha önce Gundlach ve Marchig (1982) tarafından da Pasifik okyanusu, çökellerinde de tanınmıştır.

iç 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 birimindeki 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 DU 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 CuFeS₂ ve Mo'nun MoS₃ fazları olarak,» demir sülfidlerle birlikte çökeltme olasılığı da belirtilmiştir. Volkov ve Fornina (1974), yaşayan planktonların metal içeriklerine başvurarak» adı geçen metallerin organik maddeye, indirgeyici su kolonu, boyunca, çökeltirken ve diyajenez tepkimeleri sırasında soğurularra 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 çökellerindeM 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 def işim 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 9.. Karadeniz'in güney yansında tokolit birimindeki uranyum dağılımı.
Figure 9. Distribution of uranium in the coccolith unit in the southern part of the Black Sea.

mesi ise, be sahada organik-karboon'üütü karadan kaymakla-
nan kömür-kökenli malmemeye bağılı 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,
Y ve B üç birimi de simgeleyen tüm örneklerin ortalamaları
sergileyen, dağılımları açısından U'a benzerlik
gösterirken; ko kilit birimindeki dağılım özellikleri
açısından yüksek çökeltme hızına koşut ve dağılımları da-
ha çok kırıntı mineraller tarafından denetlenen, bir dağılım
mQtifi sunarlar.

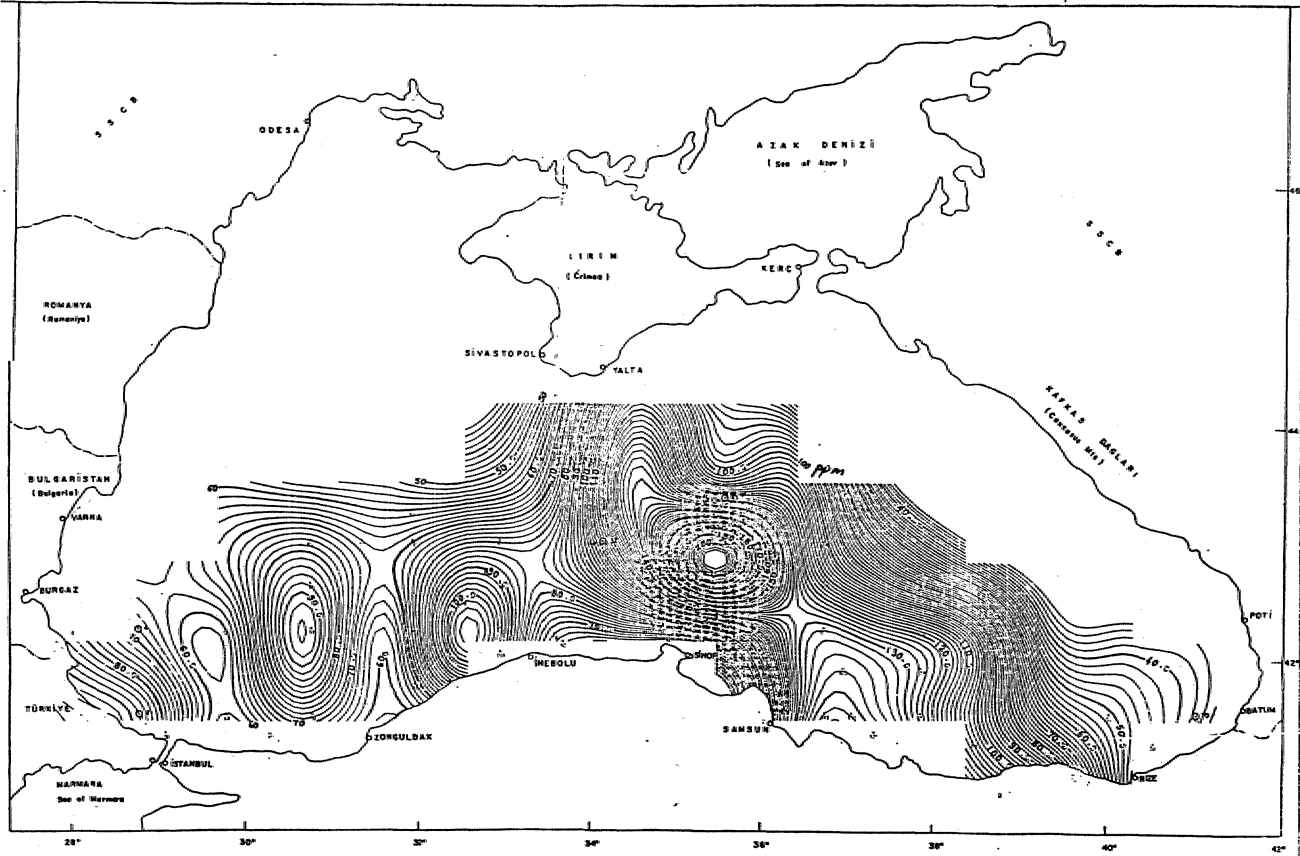
Bu çalışmada elde edilen, Karadeniz'in güncel
çökellerindeki U ve Mo değerleri ve alansal dağılım
özellikleri, daha önce Bateria ve diğ., (1973) nin U için;
ve Philipchuk ve Volkov (1974) un Mo için verdiği
değerler ve dağılım özellikleri ile uyum içerisindedir. De-
gens ve diğ. (1977) nin kısıtlı sayıda 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 zit. bir dağılım, özelliği gösterir,
'örneğin Cr gerek kokolit birimi ve gerekse 'tim örneklerle
bağılı alansal dağılımında, Sinop - Samsun kuzeyine uza-

nan bir hat üzerinde en yüksek değerlerini, sergiler (Şekil
11 ve 12). İnebolu - Zonguldak »asında ve Zonguldak KB
sında, kıtasal eğim üzerinde orta derecede yüksek değerler
izlenir;. Derin, düzlüklerde, çökeltme 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 simgeleyen 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 sahada-
ki bu dağılım.» büyük, olasılıkla bazik volkanik kökenli
kırıntı malzemeye, bağılıdır'., Benzer şekilde» Trabzon
açıklarında, kokolit birimindeki yüksek. Ti ve Zr değerleri
ile çakışan yüksek Cr; V ve Ba. değerleri» kırıntı mineral-
lerle ilgili olmalıdır.

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



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	8.5	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 (1215 m)	Kıtasal eğim çamuru	11	47.7-51.3	50.0	13.5-16.5	15.1	5.9-6.5	6.2	7.4-8.0	7.8	2.7-3.3	3.0	0.64-0.71	0.67	0.09-0.11	0.10	0.12-0.18	0.14
27 (2175 m)	Kokolit birimi; havza önüğü çamuru	9	37.4-46.6	43.5	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'lu bentlerin ardalanması	15	20.4-50.9	39.6	6.0-13.3	11.1	3.0-7.4	5.5	6.2-23.7	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	8.8-34.1	16.0	0.8-2.3	1.9	0.17-0.83	0.59	-	-	0.12-0.23	0.19
	Sapragel	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

Çkage 7. Karadöniz* 6 duraktan alınan karotın XHF a r a k sonuçları. Ayrıca karşılaştırma için derin deniz çökeli ortalama bileşimi (Böler ve Lange, 1972) ile şeyl ortalama bileşimi (Turtolan 1969) de verilmiştir.

Tabte 7. The result of XRF analyses of sample taken from six different localions., Additiona% the average composition of deep sea sediments (Löslér and Langa.1972) and the a%eiBp oomposition of shate (Turtetai, 1969) are also given for *e purpose off comparision.

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

Stronsiyumun yüksek Ca.CO₃ içerikli, kokolit birimindeki bolluğu, bu elementin bu birimde ⁸⁷YTM alma şeklinde^{ml} Ca^a bağlı okluğuna 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 biliminde 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; iç kökenli elementler» kıyıda çökme hızının dış kökenli elementler» nehirler tarafından taşınan kırıntıların çöklediği alanlarda yüksek oranlarda bulunur. Sinop - Samsun, kuzeydeki Kızılırmak ve Yeşilirmak 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: TBİRYE 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: *litolojiya; Polemye Iskopaemye*: 5, 21-32.
- BATURIN, G.M. ve KOCHENOV, A.Y., 1965, Relation between some rare metals and organic material in marine sediments; *Oceanology*, 7 (6), 792-809.
- BATURIN» C.M., KOCHENOV, A.V., ve KOVALEVA, S.A., 1965» Some features of uranium distribution in Black Sea water: *DoMady Akad. Nauk SSR*, 166, 172-174.
- BELL» R.T., 1978.» Uranium in black shales- a review- *MM. Kimbedey (ed.) Short Course in Uranium Deposits» Mineralogical Association of Canada» Toronto» S.* 307-329.
- BURGER» K., 1953, Mikra-Elementaranalyse. Industrieverfahren zur Bestimmung von Kohlenstoff und Wasserstoff. W.C. Heraeus GMBH. ABT¹ Hektrowaerme, Hanau.
- ÇAĞATAY» İt, 1983, Karadeniz'in güncel çökellerinde değişik uranyum analiz ve çözümleme yöntemlerinin karşı-

laftonfraisi: TXK.. Bülteni, 26» 187-196.

- ÇAĞATAY, M., SALTOÖLU, T., GEEİK, A.» 1986, Kara.de.niz güncel çökellerinin jeokimyası: MTA rapor no 7844 s. 1.4-34,
- DEGENS* EX, KHOO, F. ve MtCHALEİS» W., 1977, Uranium anomaly in Black Sea: *Nature*, 269, 566-569.
- DEGENS, EX, ve ROSS» DA.. (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 Hoiocene: *Degens, EX. Ye Ross» D.A. (ed)*, 133-136.
- FLOROVSKAYA, Y.N., ve GURSKY, YÜ. N., 1966 Qigmk material in deep-water sediments; of Black Sea: *Geochemistry*, 3(1), 78-83.
- GEDİK, A., SALTOÖLU, T. ve KAPLAM, H., Karadeniz gñcel çökelleri, ve uranyum içerikleri: M.T.A. Enstitüsü, *Dergisi* 92, 97-119,
- GLAGOLEVA, MA., 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 Bul.* 70 (9). 11274183,.
- GUNDLAGH, H ve MARCHT, Y., 1982, Ocean floor "metalliferous sediments" two possibilities for genesis: *Amstntz Y., d. (ed), öre Genesis the, Stole 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, X.M., 1974, Hydrocarbon, geochemistry of Black Sea: *Degens, EX 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., DUBINCHUK, V.T. ve MEDVEDEV, YÜ.L., 1977, Experimental data on the conditions of precipitation of uranium from aqueous solutions: *Geochemistry International*, 14(4), 82-87.
- KOCYZ, F.F., TOMIC, B. ve HECHT, F., 1957, Zur Geochemie des wans im ostseefoecken: *Geodmnica Aęta*, 11 (1/2), 86-102.
- KORNFELD» IA., 1964, Geochemistry of uranyl oxides in Devonian marine black shales of North America; Colombo, U. ve Hobsoa, C.D. (ed), *Advances in Organic Geochemistry*, Fergamon Press, Oxford, 261-262,
- MASON, B., 1966, Principles of Geochemistry: John Wiley and Sons, Toppa& Company; 3. Baslo» 32-9 s.
- MUIUBR, G. ve STOPPERS, P., 1974, Mineralogy and petrology of Black Sea sediments: *Degens, E.T. ve Ross, DA. (ed)* 2,00-248.
- PEAKS» E., GASAORANGE, DJ. ve HOGSON G.W., 1974, Fatty acids, chlorins, hydrocarbons sterols, and carotenoids from a Black Sea core: *Degens, E.T. ve Ross, B.A. (ed.)* 505-523,
- PELTOLA, E., 1960, On the black schists in the Oatokmpu region, in Eastern Finland: *Fini. Comm. Geol. Boll.*, 192.
- PHILIPGHUK, M.F. ve VOLKOV, IX, 1974, Behaviour of molybdenum in processes of sediment formation and diagenesis in Black Sea: *Degens, E.T. ve Ross, D.A. (ed)*

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 Ede tr.

Fax : (388) 13969