

TJG-002  
2/2

# TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

# BÜLTENİ

Ağustos, 1979  
August,

Cilt: 22 Sayı: 2  
Vol. No:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

## İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Istanbul Boğazi ve Çevresinde Ordovisiyon - Silüriyen Sınırı  
Ordovician - Silurian Boundary in the Bosphorus area, Turkey  
Cazibe Sayar 161

Hacılar (K Çubuk-Ankara) Bölgesinde Alt Triyasın Varlığı  
The occurrence of the Lower Trias of the Hacılar (N of Çubuk-Ankara)  
Behçet Akyürek, Erdal Bilginer, Zeki Dağar, Orhan Sunu 169

Menderes Masifinin Simav Dolayındaki Kayabirimleri ve Metabazik, Metaultramafik Kayaların Konumu  
The rock units of the Simav region of Menderes Masif and the situation of metabazic and metaultramafic rocks  
Necati Akdeniz, Neşat Konak 175

Uşak Volkanitlerinin Petrolojisi ve Plaka Tektoniği Açısından Ege Bölgesindeki yeri  
Petrology of the Uşak Volcanics and their place in the Aegean region according to plate tectonics  
Tuncay Ercan, Ali Dinçel, Erdoğan Günay 185

Güneyce-İkizdere Bölgesinde Granit-Kireçtaşı Dokanağında Bulunan Spurrit-Merwinit Fasiyesi  
The spurrite-merwinite facies at the granite-limestone contact in Güneyce - İkizdere area  
Mehmet Fevzi Taner 199

Vitişenit Mineralı İçeren Keskin-Karamağara Kurşun-Çinko zuhurunun Mineralojisi ve kökeni  
Mineralogical studies and genesis of the Wittichenite-bearing Lead zinc occurrence of Keskin-Karamağara  
Ahmet Çağatay, Rüksan Teşrekli 203

Gediz ve dolaylarının Sismotektonik özellikleri  
Seismotectonic features of Gediz and its surroundings  
Melih Tokay, Vedat Doyuran 209

Eski Gediz Kentinde Mikro-Bölgeleendirme Çalışmaları  
Microzone studies in the old Gediz town  
Melih Tokay, Vedat Doyuran 211

Akseki-Seydişehir Boksitlerinin kökeni hakkında yeni bulgular  
New facts on the genesis of the Akseki-Seydişehir bauxite deposits  
Necmettin Özlü 215

Karaisalı kireçtaşının (Miyosen) Sedimantolojisi  
Sedimentology of the Karaisalı Limestone  
Naci Görür 227

Uludağ Şelit Yatağında Kosalit Oluşumu  
Cosalite from the scheelite deposit of Uludağ, Turkey  
Işık Kumbasar, Nursel Ateşok 233

TMMOB  
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ  
KOCALİ BÖLGE TEMSİLCİLİĞİ  
KÜltürhanesi anı  
No

# TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

*Bulletin of the Geological Society of Turkey*

**Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)**

**İsmail TERLEMEZ**

**Teknik Yönetmen (Technical Editor)**

**Enis CEZAYIRLIOĞLU**

**Yayın Kurulu (Editorial Board)**

**Ayhan ERLER (Başkan) — Ali ÖZTÜRK — Vedia TOKER — Okan TEKELİ —  
İnci EVREN — ERTAN — Türksen ERDOĞAN — İsmail HENDEN**

Bültenin bu sayısındaki bazı yazıların incelemeğinde Evren YAZGAN, Ussal ÇAPAN, Ergun GÖKTEN, Ozan SUNGURLU, da katkıları olmuştur.

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

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

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1/2 - 17/2 sayıları 100.— TL.'dan daha sonraki sayılar 200.— TL.'dan elde edilebilir.

## TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

*The Geological Society of Turkey*

34. Dönem (1979-1980)

**Yönetim Kurulu (Executive Board)**

<b>Doğan PERİNÇEK</b>	<b>Başkan (President)</b>
<b>Cemal GÖNCÜOĞLU</b>	<b>İkinci Başkan (Vice President)</b>
<b>Hıdır ÇAĞLAYAN</b>	<b>Genel Yazman (Secretary general)</b>
<b>Erhan ÖNDER</b>	<b>Sayman (Treasurer)</b>
<b>Ali YILMAZ</b>	<b>Kitaplık Yönetmeni (Librarian)</b>
<b>İsmail TERLEMEZ</b>	<b>Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)</b>
<b>Ayhan YURTSEVER</b>	<b>Sosyal İlişkiler Yazmanı (Secretary of Social affairs)</b>

**Yazışma adresi**

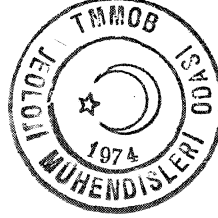
**N. B. All Correspondence should  
be addressed to:**

**Türkiye Jeoloji Kurumu PK 464 Kızılay,, ANKARA**

# TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

Ağustos, 1979  
August,

Cilt: 22 Sayı: 2  
Vol. No:



# BÜLTENİ

Bulletin of the Sociological Society of  
Turkey

## İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Istanbul Boğazi ve Çevresinde Ordovisiyon Silüriyen Sınırı

Ordovician . Silurian Boundary in the Bosphorus area, Turkey . . . . .

Cazibe Sayar 161

Hacılar (K Çubuk-Ankara) Bölgesinde Alt Triyasın Varlığı  
The occurrence of the Lower Trias of the Hacılar (N of Çubuk-Ankara) . . . . .

Behçet Akyürek, Erdal Bilginer,  
Zeki Dağar, Orhan Sunu 169

Menderes Masifinin Simav Dolayındaki Kayabirimleri ve Metabazik, Metaultramafik Kayaların Konumu  
The rock units of the Simav region of Menderes Masif and the situation of metabazic and metaultramafic rocks . . . . .

Necati Akdeniz, Neşat Konak 175

Uşak Volkanitlerinin Petrolojisi ve Plaka Tektoniği Açısından Ege Bölgesindeki yeri

Petrology of the Uşak Volcanics and their place in the Aegean region according to plate tectonics . . . . .

Tuncay Ercan, Ali Dinçel, Erdoğan Günay 185

Güneyce-İkizdere Bölgesinde Granit-Kireçtaşı Dokanağında Bulunan Spurrit-Mervinit Fasiyesi  
The spurrite-merwinite facies at the granite-limestone contact in Güneyce - İkizdere area . . . . .

Mehmet Fevzi Taner 199

Vitişenit Minerali İçeren Keskin-Karamağara Kurşun-Çinko zuhurunun Mineralojisi ve kökeni

Mineralogical studies and genesis of the Witticrenite-bearing Lead zinc occurrence of Keskin-Karamağara

Ahmet Çağatay, Rüksan Teşrekli 203

Gediz ve dolaylarının Sismotektonik özellikleri

Seismotectonic features of Gediz and its surroundings

Melih Tokay, Vedat Doyuran 209

Eski Gediz Kentinde Mikro-Bölgelendirme Çalışmaları  
Microzone studies in the old Gediz town . . . . .

Melih Tokay, Vedat Doyuran 211

Akseki-Seydişehir Boksitlerinin kökeni hakkında yeni bulgular

New facts on the genesis of the Akseki-Seydişehir bauxite deposits . . . . .

Necmettin Özlü 215

Karaisalı kireçtaşının (Miyosen) Sedimantolojisi  
Sedimentology of the Karaisalı Limestone . . . . .

Naci Görür 227

Uludağ Şelit Yatağında Kosalit Oluşumu

Cosalite from the scheelite deposit of Uludağ, Turkey .

Işık Kumbasar, Nursel Ateşok 233

## İstanbul Boğazı ve Çevresinde Ordevisiyen-Silüriyen Sınırı

### *Ordovician-Silurian Boundary in the Bosphorus area, Turkey*

CAZİBE SAYAR İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi

ÖZ: İstanbul Boğazı ve çevresinde yaygın olan Arkoz Serisi Ordevisiyen yaşlı kaba klastik tortullardan oluşur, bunlar içinde önemli bir fosil zonu bulunamamıştır. Çengelköy'de arkozların üzerindeki lâminalı şevilerle aratabakalı şamozitlerde Orta Ordevisiyen'e ait bir Conularid Zonu saptanmış (Arıç, 1955; Sayar (Arıç), 1970) ve daha yukarıdaki düzeylerde Üst Ordevisiyen'e ait bir Chitinozoa cinsi Conochitina sp. tanınmıştır. (Taugourdeau-Abdüsselâmoğlu, 1962). Burada lâminalı şeylleri örten grovaklar herhalde Landoveriyen yaşında olmalıdır.

Çengelköy'ün yaklaşık olarak 40 km güneydoğusunda Arkoz Serisi ve kuvarsitleri örten grovakların yukarı düzeylerinde Alt Landoveriyen (Ruddaniyen) yaşlı brakiyopod fonası içinden Eoplectodonta duplicata Cryptothyrella (Hindella) Zonu ile Halysites ve bazı mercanlar tanınmıştır. Grovakların aşağı tabakalarında ise Bazı brakiyopodlar (Skeuidioides aff. asteroidea) ile Diplograptidae'den Climacograptus aff. normalis beraberce bulunmuştur. İstanbul Alt Paleozoik Serileri kavkılı fasiyesinde ilk defa rastlanan bu Brakiyopod-Graptolit Zonu fosil topluluğu bakımından Ordevisiyen Sonu-Erken Landoveriyen (Ruddaniyen A<sub>1</sub>) yaşını göstermektedir, çünkü Boğaziçi ve çevresinde tipik aşgiliyen fonası henüz bilinmemektedir.

ABSTBAST: The Ordovician around the Bosphorus which occupied a large area is composed mainly coarse clastic sediments named Arkose Series\*, no fossil zones have been found in these series. Near Çengelköy, in a chamositic bed intercolated with a laminated shales, the Middle Ordovician Conulariid Zone has been found (Arıç, 1955; Sayar (Arıç), 1970); above these beds Conochitina sp. an upper Ordovician Chitinozoan has been identified (Taugourdeau-Abdüsselâmoğlu, 1962). The graywackes which succeeded conformably the laminated shales are probably of Landoverian age.

About 40 km south-east of Çengelköy the graywackes overlie the Arkose Series and massive quartzite contain Lower Landoverian (Ruddanian) brachiopods in the Eoplectodonta duplicata-Cryptothyrella (Hindella) Zone where they are associated with the other brachiopods and corals mainly Halysitids. The lower part of the graywackes have some brachiopods (Skeuidioides aff. asteroidea) associated Diplograptidae (Climacograptus aff. normalis). The Brachiopod-Graptolitid Zone and its assemblages which have been found the first time in the shelly facies of the Lower Paleozoic Series of Istanbul might be the Uppermost Ordovician-Early Landoverian (Ruddanian A<sub>1</sub>) in age, because the typical Ashgillian faunas are not known yet in the Bosphorus area.

(1) Bu araştırma Türkiye Jeoloji Kurumu 32. Bilimsel ve Teknik Kurultayında sözlü bildiri olarak sunulmuştur.  
(2) Bu araştırma Uluslararası III. Ordevisiyen Sistemi Sempozyumunda sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

## GİRİŞ

İstanbul ve civarında, özellikle Kocaeli Bölgesinde geniş alan kaplıyan Ordovisiyen yaşlı oluşuklar kaba klastik tortullardan ibarettir. Genellikle mor renkli olan bu tortullar konglomera, arkoz, arkoz şisti, kuvarsit, lâminalı şist gibi kaya birimlerinden ibaret olup, litoloji özellikleri ve renkleri ile bazen yanıl bazen düşey olarak değişiklik gösterirler. Morumsu renkleriyle arazide kolay tanınan ve oldukça yaygın olan arkozlardan dolayı Arkoz Serisi adı verilen bu klastik tortullar sığ bir denizde hızlı taşınma sonucu birikerek 1000 m (bazılarına göre 2000-3000 m) den fazla kalınlıkta istiflenme gösterirler. Bölgeyi inceleyen jeologlar tarafından İstanbul ve çevresindeki bu en yaşlı tortul kayaçlara Arkoz Serisi, Arkoz Horizonu (Paeckelmann, 1938), Arkoz Formasyonu (Baykal-Kaya, 1965), Kocaeli Serisi (Bithynise Series) (Haas, 1968) gibi adlar verilmiştir. Bu arkozik kumtaşları ve konglomeraları içerisinde yassı, yuvarlak, çubuk şekilli, değişik boyutlu kuvars, çört ve kristalen şist çakılları bulunur; ayrıca çapraz tabakalanma, dereceli tabakalanma v.s. gibi çeşitli birincil çökeltme yapılarına rastlanır.

Arkoz Serisi içerisinde belirli bir fosil zonu henüz bulunmamıştır. Bu konuda araştırmalar sürdürülmekte olup, bazı eklemsiz ve eklemli küçük brakiyopod izlerine rastlanmıştır (Biscotreta sp, Lingulidae, Oboliade, Sowerbyellidae). Arkoz Serisinin Ordovisiyen yaşında olduğu ancak üzerindeki tabakaların fosilleri yardımıyla bilinmektedir (Sayar, 1960, 1970; Taugourdeau-Abdüsselamoğlu, 1962; Abdüsselamoğlu, 1963) Bölgede yapılmakta olan paleontoloji ve biyostratigrafi incelemeleri bunların Orta Ordovisiyen'den daha yaşlı olduğu kanısını kuvvetlendirmiştir.

İstanbul ve çevresinde fosilli Landoveriye'nin varlığına (Alt Silüriyen) 1960 yılından beri bilinmektedir (Sayar, 1960). Daha sonraları Pendik kuzeyindeki grovakların Alt Landoveriye (Ruddaniye: A<sub>1-4</sub>), Pendik-Gebze civarındaki bazı fosilli düzeylerin ise üst Landoveriye (Froniye-Telikiyen: C<sub>1-6</sub>) yaşında oldukları brakiyopod fonaları ile anlaşılmıştır (Sayar, 1975).

Bölgede 1976 dan beri sürdürülen çalışmalarda amaç Landoveriye tabanını dolayısıyla "Ordovisiyen Sisteminden-Silüriyen Sistemine geçiş" durumunu izlemektir. Bunun için Pendik kuzeyindeki Alt Landoveriye yaşlı grovakların, belirli düzeylerinde bulunan başlıca brakiyopod ve bazı graptolitler incelenerek elde edilen sonuçlar tip yatakları ve diğer fosilli yörelerle karşılaştırılarak "Ordovisiyen-Silüriyen sınırı" saptanmağa çalışılmıştır.

## STRATİGRAFİ VE BİYOSTRATİGRAFİ

## Çengelköy Kesiti

İstanbul Boğazı Çengelköy yakınında Bekâdere-Çalkaldere kavşağında mostra veren mor renkli arkoz ve konglomeralar üzerinde ince bir kuvarsit tabakası ve daha üstte 100-150 m kalınlıkta silisli şist (lâminalı şeyl, Sayar, 1960) bulunur (Şekil 1, No. 1). Bu gri bej renkli şistler içinde bir metre kalınlıktaki şamozit tabakası yeşilimsi siyah rengi ile arazide kolayca dikkati çeker. Yüzeysel kısımları ayrışma nedeniyle kırmızımsı kahve renkli olan şamozit içinde oolit taneleri esmer veya beyaz noktalar halinde çarpmakta olup bu şamozitler içinden aşağıdaki Conularia cins ve türleri tanımlanmıştır.

Exoconularia İstanbulensis Sayar, 1964  
Exoconularia bohémica (Barrande, 1855)  
Exoconularia consobriina (Barrande, 1855)  
Exoconularia cf. pyramidata (Hoeninghaus, 1832)  
Archaeoconularia fecunda (Barrande, 1855)

Bunlarla beraber Orthoceras sp., Hyolithes sp., Fleurotomariidae, bazı alg ve vermes izleri de bulunmuştur. Yukarıdaki fosil türlerinin Bohemya ve Fransa Conulariid fonası ile karşılaştırılması sonucu, Çengelköy Conulariid-Şamozit Zonu'nun Orta Ordovisiyen veya Landeliyen-Alt Karadosiye yaşında olduğu anlaşılmıştır (Sayar, 1960, 1964, 1970).

Çengelköy şamozitlerinde son zamanlarda ufak eklemli brakiyopodlar (0.5 sm den küçük), Fam. Dalmanellidae, Sowerbyellidae: Sowerbyella, Aegiria aff, descendens Havlicek ve silisli (lâminalı) şeyller içinde eklemsizlerden Craniops sp. bulunmuştur. Çengelköy şamozitlerinde bulunan bu brakiyopodlar şimdilik İstanbul'un Alt. Paleozoyik serilerinde rastlanan en yaşlı (Orta Ordovisiyen) brakiyopod fosilleridir.

Çengelköy yakınlarında Conulariid Zonu üzerindeki tabakalarda Üst Ordovisiyen'e ait bir Chitinozoa cinsi olan Conochitina sp. tanınmıştır. (Taugourdeau-Abdüsselamoğlu, 1962). Burada lâminalı sevillerin üzerini 150-200 m kalınlıkta grovak ve grovak şistleri örter. Yalçınlar (1956), bölgede gri renkli şistler içinde Monograptus cf. rhynchophorus Linnarson bulunduğunu ve bu tabakaların Alt Tarannon (Üst Landoveriye) yaşında olduğunu belirtmiştir. Grovaklarda henüz başka fosil bulunmamış ve bu graptolit örneği hakkında da hiçbir tanımlama ve karşılaştırma yapılmamış olmasına karşın, fosilli Orta ve Üst Ordovisiyen tortullarını uyumlu olarak örten grovaklar herhalde Landoveriye yaşında olmalıdır. Çengelköy'de bu tabakaların aşağı düzeyleri Ordovisiyen-Silüriyen Sınırı olarak kabul edilebilir (Şekil 2).

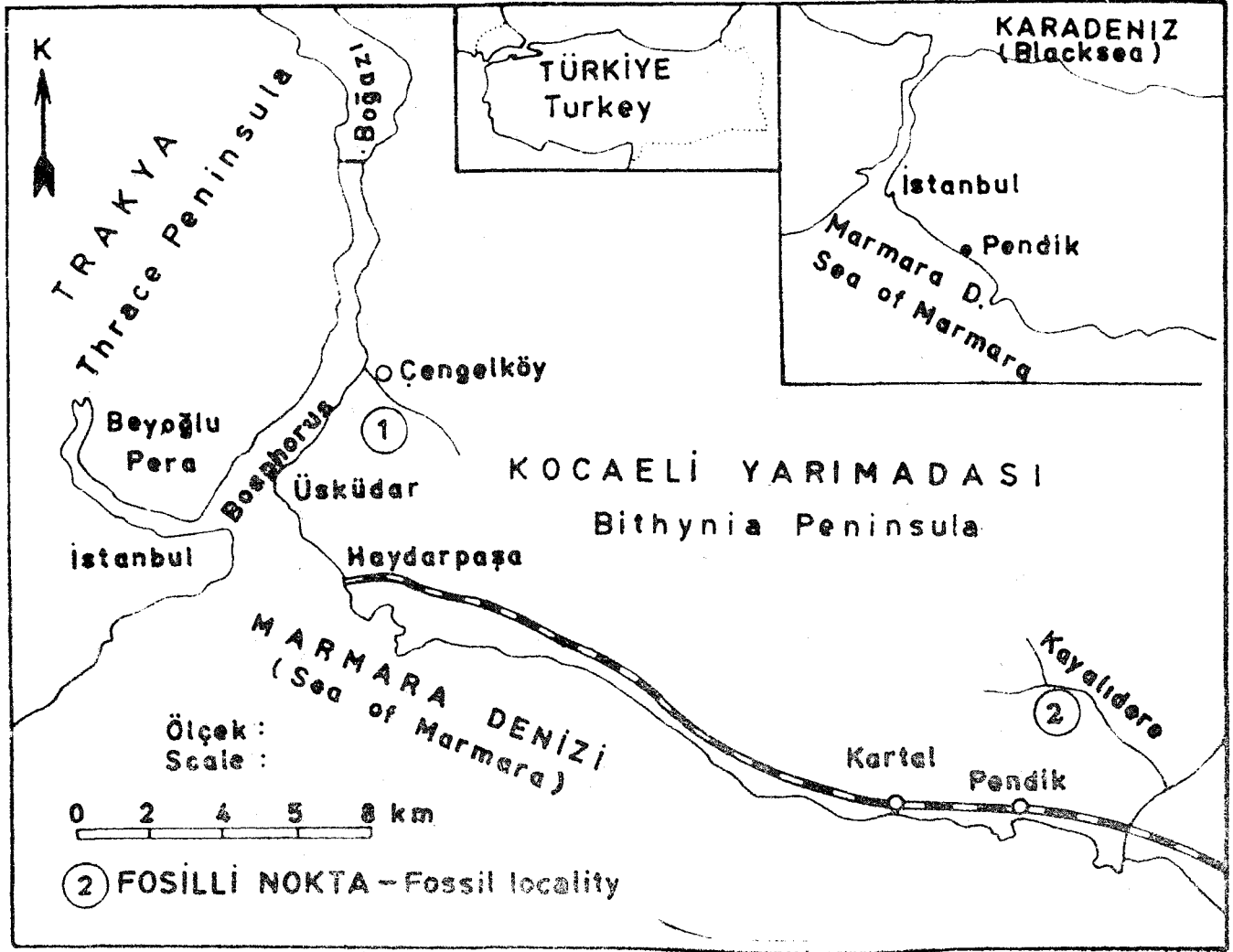
## Pendik Kesiti.

Çengelköy'ün 40 km kadar güney-doğusunda, Pendik'in kuzeyindeki Kayalidere'de mostra veren grovaklar yaklaşık 250 m. kalınlık gösterirler (Şekil 1; No. 2) Burada arkozlar yoğun kuvarsitler (Sayar, 1960; Alt kuvarsit: Ketin, basılmadı) ve üzerinde bulunan grovakların aşağı tabakaları (Alt grovaklar) üst düzeylere göre daha ince elemanlı, ayrışmamış olup yeşil renklidirler. Yukarı tabakaları (Üst grovaklar) ise kahve renkli, oldukça ayrışmış ve daha iri elemanlı olup çatlaklı bir yapı gösterirler.

Grovaklar litoloji özelliklerine paralel olarak fosil topluluğu yönünden de alt ve üst düzeylerinde değişiklik gösterirler, bu bakımdan alt ve üst grovaklar olarak ayrılanmışlardır.

Alt Grovaklar. Gri mavimsi renkli, yoğun az çatlaklı ve ince taneli (0.12-0.5mm) olan alt grovaklarda fosiller oldukça seyrek ve genellikle grovakların yukarı düzeylerinde bulunalardan daha ufak boyudurlar. Grovakların alt tabakaları fona topluluğu bakımından da yukarıdaki düzeylerden belirli bir ayrıcalık gösterirler. Bunlar içinde brakiyopodlar ve graptolitlere (Diplograptidae) beraber az miktarda bryozoa, ostracod ve krinoid bulunmuştur.<sup>3</sup> Arazi üzerinde fosil toplama ve fosilli zonu görebilmek güç ol-

(3) Graptolit ve brakiyopodlar paleontolojik tanımlamaları ayrıca yayınlanacaktır.



Şekil 1: İstanbul boğazi ve çevresinde Ordovisiyen-Silüriyen sınırı fosilli noktaları, daire içinde 1 ve 2.

Figure 1: Location map of the fossiliferous beds of Ordovician-Silurian Boundary in the Bosphorus Area, in circles 1 and 2.

duğu halde genellikle küçük boylu olan örnekler (çoğu 1 cm den ufak) ancak laboratuvar ve mikroskop çalışmalarında gözlenebilmiş ve incelenmiştir.

#### ALT GROVAK FOSİLLERİ

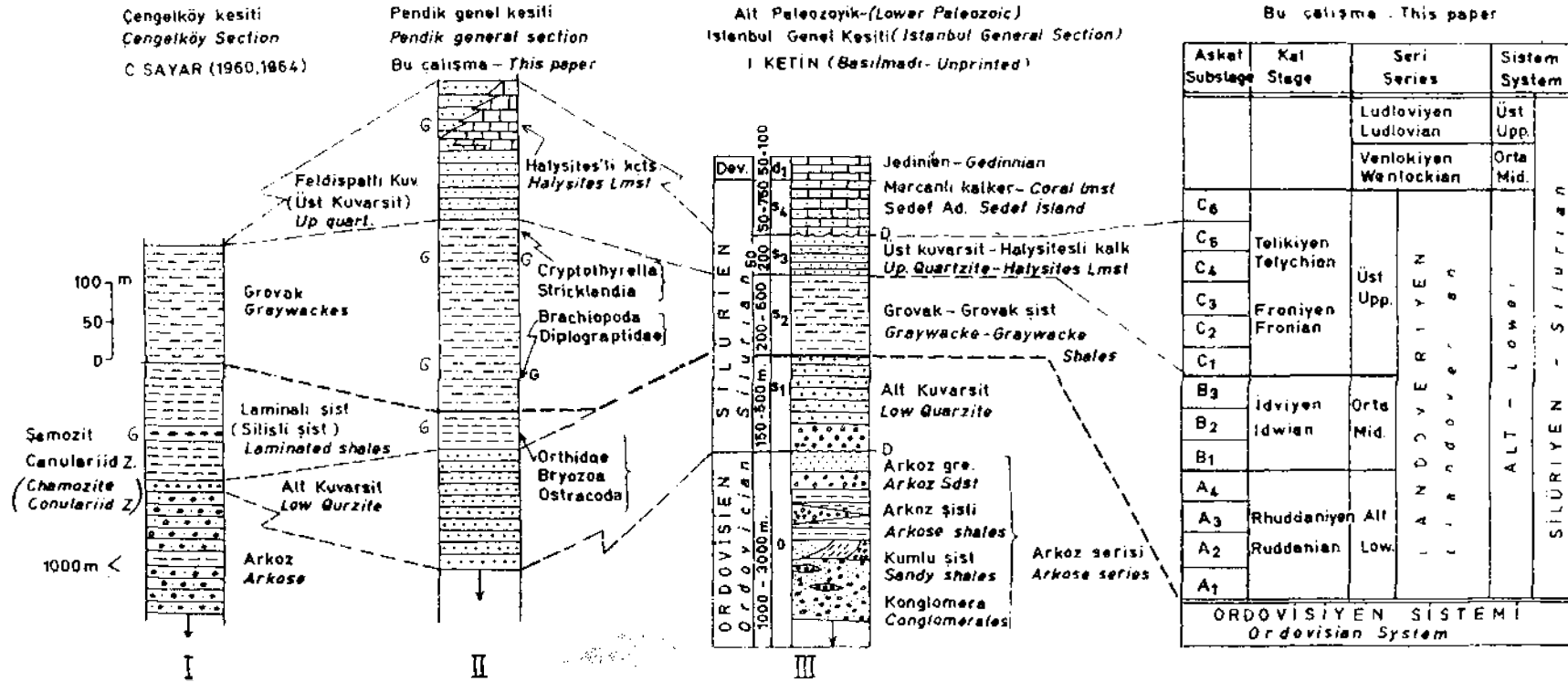
##### Brakiyopodlar:

Paracraniops sp.  
 Petrocrania sp.  
 Philhedra sp.  
 Bolerorthis aff. sowerbyana (Davidson)  
 Glytorthis sp.  
 Toxortus proteus Temple  
 Skenidioicles aff. asteroidea (Reed)  
 Kesserella aff. Llaadoveriana Williams  
 Kayserella sp.  
 Hirnantia cf. sagittilei'a (M'Coy)  
 Oxoplecia sp.  
 Leangella scissa (Davidson)

Eoplectodonta sp.  
 Eoplectodonta duplicata (Sowerby)  
 Leptaena martinensis Cocks  
 Bellimurina sp.  
 Flectothyrella cf. crassicostata (Dalman)  
 Plectatrypa imbricata (Sowerby)  
 Protatrypa sp.

##### Graptolit'ler:

Climacograptus aff. normalis (Lapworth)  
 Climacograptus sp.  
 Glossograptus sp.  
 Glyptograptus sp.  
 Bicanograptus sp.  
 Dicollograptus sp.  
 Diplograptis sp.  
 Lasiograptos sp.  
 Dimorphograptus sp.



Şekil 2: İstanbul boğazı ve çevresinde Ordovisiyen-Silüriyen sınırı ve Llandoveryan kronostratigrafisi.

Figure 2: Ordovician-Silurian Boundary and Llandoveryan chronostratigraphy in the Bosphorus Area.

ile oldukça sık rastlanan krinoid sapları, çok seyrek mercan (Thamnopora), ostracodlar, bryozoa ve vermes izleri ve Hyolithes sp. beraber bulunmuştur.

#### FOSİLLİ DÜZEYİN YAŞI

Brakiyopodlar: Yukarıdaki listede görüldüğü gibi alt grovaplarda bulunan Skenidioide asteroidea İngiltere silüriyeni tip yatağı ve diğer fosilli yörelerde Üst Ordovisiyen'den Alt Landoveriyen tabanına kadar (Ruddaniyen  $A_1$  yayılır: Resserella

Illandoveriana ise Alt Landoveriyen  $A_2$ - $A_4$  zonlarında bulunur. Dalmanella testudinaria ve Kayserella Üst Ordovisiyen'e ait olduğu halde, Hirnantia sagittifera, Toxorthis proteus, Oryptothyrella (Hindella), Glyptorthis, Bolerorthis fosilleri Asgiliyen sonunu yani Hirnantiyen katım işaret ederler. Leptaena martinensis ise İngiltere'de Landoveriyen tabanında (Ruddaniyen  $A_1$ ) bulunmaktadır.

- Üst Grovaplarda oldukça çok bulunan Cryptothyrella (Hindella), ya Alt Grovaplarda hiç rastlanmamıştır. Isaacson ve diğerleri (1976) tarafından Cryptothyrella'nın Orta Landoveriyen'den daha genç tabakalarda görülmediği işaret edil-mekle beraber burada grovaplarda üzerinde uyumlu duran Üst Landoveriyen yaşlı feldispatlı kuvarsitlerde (Üst Kuvarsitler) bazı Cryptothyrella örneklerine rastlanmıştır. Eoplectodonta duplicate Alt Landoveriyen ( $A_3$ - $A_4$ ) dü-

zeyinde bulunur bu da Pristiograptus (Monograptus) eyphus Zonu'nu gösterir, fakat Alt Grovaplarda daha yaşlı brakiyopod fonası içerdiğine göre Eoplectodonta duplicata'nın menzili zonunun İstanbul'da Ruddaniyen  $A_1$ - $A_4$  olarak kabul edilebileceği anlaşılmaktadır. Plectothyrella crasscostata Üst Ordovisiyen-Alt Ruddaniyen'de: Prototrypa Üst Ordovisiyen Alt ve Orta Landoveriyen'de; Plectatrypa imbricata Alt-Orta Landoveriyen'de ( $A_2$ - $B_2$ ) bulunan fosillerdir. Pentamerid'lerden Stricklandia lens'in değişik alt türleri grovaplardan yukarı tabakalarında ve daha üstteki feldispatlı kuvarsitlerde bulunmuş, buna karşın Alt Grovaplarda içinde ise hiç rastlanmamıştır. Gerçekten İngiltere'de Wales, bölgesinde Landoveriyen Serilerinin Tip yatağı Landoveriyen'de  $A_1$  kumtaşları fosilsiz olarak gelişmiştir, ancak tip yatağı dışındaki yörelerde  $A_1$  tabakaları brakiyopod bakımından zengin olduğu halde hiç Stricklandia lens içermezler. İstanbul Kayalidere Alt Grovaplarda da bu fosile rastlanmamış olması, tip yatakları ile olan paralellik bakımından oldukça ilginçtir.

Graptolit'ler: İnceleme alanında Climacograptus'dan başka Diplograptidae Familyasında tanınabilen cinsler Glossograptus, Dicellograptus, Dicranograptus; lar Alt ve Üst Ordovisiyen'de Lasiograptus'lar ise Ordovisiyen'de bulunurlar. Diplograptidae genellikle Ordovisiyende türler verdikleri halde Alt Silüriyen (Landoveriyen)'e kadar çıkmışlardır. Çalışma alanımızda brakiyopodlarla beraber toplananlar arasında daha çok bulunan Climacograptus'lar Orta Ordovisiyenden Üst Landoveriyen başına (Froniyen:  $C_1$ - $C_2$ ) kadar yaşamışlardır, özellikle Climacograptus normalis İngiltere'de Landoveriyen tabanı (Ruddaniyen  $A_1$ ) olan "Glyptograptus persculptus Zonunda; Kanada'da kavkılı fasiyeste Üst Asgiliyen-Alt Landoveriyen yaşlı tabakalarda; Rusya'da Kazakistan'da kavkılı fasiyeste Hirnantiyen fonası içinde Glyptograptus persculptus, Dalmanella testudinaria, Hirnantia sp, ile beraber Üst Asgiliyen-Landoveriyen başında bulunmuştur.

Dimorphograptus İngiltere'de Landoveriyen'de; Toxorthis proteus, Hirnantia sagittifera, Kayserella sp.ve Climacograptus normalis Tip yatakları kavkılı ve graptololitli fasiyeslerinde Glyptograptus persculptus Zonu (Landoveriyen Tabanı:  $A_1$ ) nında bulunurlar.

Bu bakımdan Kayalidere grovaplalarının aşağı tabakaları içerdiği fosil topluluğu nedeniyle "Ordovisiyon Sonu (Asgiliyen Sonu: Hirnantiyen-Landoveriyen başı (Ruddaniyen  $A_1$ ) olarak değerlendirilebilir ve Ordovisiyen-Silüriyen Sistemlerinin Sınırı olarak kabul edilebilir".

İstanbul civarı Alt Paleozoyik Serileri kavkılı fasiyesinde sığ deniz tortulları içinde bentonik organizmalarla beraber ilk defa rastlanan Diplograptidae bölgede bugün için bilinen en yaşlı graptolit zonunu göstermektedir.

Climacograptus cinsi Kuzey Amerika'da Orta Ordovisiyen-Alt Landoveriyen'de; İngiltere ve Rusya'da ise Orta Ordovisiyenden Landoveriyene kadar yayılmış ve Landoveriyen serileri içinde bazı Monograptus türleri ve brakiyopodlarla beraber kavkılı fasiyeste bulunmuştur. (Cocks-Richards, 1969). Climacograptus, aff. rectangularis ve Climacograptus scalaris İngiltere'de Orta ve Üst Landoveriyen'de ( $B_3$ - $C_2$ ); İsveçte Orta Ordovisiyen; Avustralya'da Orta ve Üst Ordovisiyen'de rastlanmıştır. Türkiye'de Anamur Silifke dolaylarında Climacograptus cf. scalaris ve Monograptus sedgwickii; Fekede Climacograptus medius, Climacograptus scalaris, Monograptus gregarius beraber bulunmuştur (Ardos, 1968; Yalçınlar, 1964).

Climacograptus aff. norrealis İstanbul'un sığ deniz çökeltilerinde ilk defa brakiyopod-graptolit Zonun da bazı Diplograptid'lerle beraber toplanmıştır. Üst Ordovisiyen-Alt Landoveriyen brakiyopodlarını içeren bu graptolitli tabakalar herhalde Ordovisiyen Sonu (Hirnantiyen katı): Lesperance, 1974; Lesperance ve Sheehan, 1976 veya Landoveriyen tabanı (Ruddaniyen  $A_1$ ) yaşında olmalıdır. Bu nedenle Kayalidere grovaplalarının aşağı düzeyleri bölgede tipik Asgiliyen fonası bulununcaya kadar Ordovisiyen-Silüriyen Sınırı olarak kabul edilebilir.

ÜST GROVAKLAR. Kahve, boz renkli, çatlaklı, bazen kaba elemanlı (0.25 - 0.4 mm) olup ayrışma derecesi oldukça yüksektir, içerdiği brakiyopod ve diğer fosiller alt seviyelerde bulunanlardan daha iridir.

#### ÜST GROVAK FOSİLLERİ

- Paracraniops sp.
- Philhedrella sp.
- Ligulella cf. anguistor (Reed)
- Platystrophia aff. biforata (Schlotheim)
- Resserella llandoveriana Williams
- Dalmanella aff. testudinaria (Dalman)
- Leangella scissa (Ravidson)
- Leangella sp.
- Eoplectodonta duplicata (Sowerby)
- Eoplectodonta sp.
- Stricklandia lens (Sawerby) prima Williams
- Stricklandia lens (Sawerby) typica Williams
- Plectatrypa imbricata (Sowerby)
- Clorinda aff. undata (Sowerby)
- Cyptothyrella (Hindella) crassa (Sowerby)



Cryptothyrella sp.  
Cryptothyrella sp.  
Goniopnyllum cf. pyramidale (Hisinger)  
Halysites, Favosites, Zaphrentidae (Fam) ile beraber

Crinoid sapları, alg ve vermēs izleri bulunmaktadır.

Yukarıdaki listede Pentameridae (Brakiyopod)'den Stricklandia lens prima İngiltere Landoveriyen tip yatağı ve diğer fosilli noktalarda Alt Landoveriyen (Ruddaniyen A<sub>2</sub>-A<sub>3</sub>) de; Stricklandia lens typica ve Eoplectodonta duplicata (Ruddaniyen A<sub>3</sub>-A<sub>4</sub>) de bulunur; Clorinda undata ise Alt Leandoveriyen'den Üst Landoveriyen'e (A<sub>3</sub>-C<sub>3</sub>) kadar yayılmıştır. Cryptothyrella (Hindella) crassa (A<sub>2</sub>-A<sub>4</sub>) de; Platystrophia biforata (Üst Ord.-Alt Landov.) ve leangella scissa (Alt-Orta-Üst Landoveriyen: A<sub>2</sub>-C<sub>4</sub>) de bulunur. Üst grovokların fosil topluluğu içerisinde Eoplectodonta, Cryptothyrella (Hindella) diğerlerinden daha çok sayıda bulunmuş, Stricklandia lens, leangella scissa, Plectatrypa imbricata ile mercanlardan Halysites, Favosites ve Zaphrentidae'ye de oldukça sık rastlanmıştır. Bu fosilli düzey Eoplectodonta duplicata - Cryptothyrella Zonu olarak adlandırılmıştır (Sayar, 1975).

**FOİLLİ DÜZEYİN YAŞI.** Yukarıdaki listede görülen fosil cins ve türlerinin biyostratigrafik incelemelerine göre üst grovokların Alt ve Orta Landoveriyen Zaman sürecinde çökdikleri ve tip yatakları ile karşılaştırılmasından Ruddaniyen-İdviyen: A<sub>2-4</sub> - B<sub>1-3</sub> yaşında oldukları anlaşılmaktadır.

#### FELDİSPATLI KUVARSİTLER (ÜST KUVARSİT).

Grovoklar, Üst Landoveriyen yaşlı Feldispatlı kuvarsit (Sayar, 1960); Üst kuvarsit (Ketin, basılmadı); Subarkoz (Baykal-Kaya, 1965) larla örtülmüştür. Oldukça sığ bir platformda çökelen feldispatlı kuvarsitler yanal ve düşey olarak Halysites'li kireçtaşlarına geçiş gösterirler. Bunlar içerisinde aşağıdaki brakiyopod fosilleri toplanmış ve tanımlanmıştır:

Eoplectodonta aff. penMillensis. (Reed)  
Stricklandia Lens (Sowerby) progressa Williams  
Stricklandia lens (Sowerby) ultima Williams  
Penttameris aff. oblongus Sowerby  
Cryptothyrella (meristima) turcata (Sowerby)  
Cryptothyrella sp.

Bunlardan başka bazı Dalmanellidae, mercan (Zaphrentidae, Favositidae,) krinoid sapları da bulunmuştur (Sayar, 1960, 1975). Bu fosillerin İngiltere Landoveriyen tip yatakları ve diğer fosilli yörelerle karşılaştırılmasına göre Feldispatlı kuvarsit (üst kuvarsit)lerin Üst Landoveriyen (Froniyen-Telikiyen: C<sub>1</sub>-C<sub>3</sub>) yaşında olduğu anlaşılmaktadır (Williams, 1951; Ziegler ve diğerleri, 1968) (Şekil: 2).

#### PALEOEKOLOJİ VE YORUM

Grovokların alt düzeylerinde bulunan Climacograptus'lar ve diğer graptolitler çökmenin derince bir şelf içinde oluştuğunu gösterir. Bu tabakaların fona topluluğu yaşam durumları yönünden değerlendirilirse, çökmenin ılık bir iklimin hüküm sürdüğü dönemde açık denizle ilişkili, az çok hareketli ve orta derecede havalanmış bir denizel ortamda geliştiği, çoğunlukla graptolitik fasiyelerde görüldüğü gibi çökme sırasında anaerobik bir koşulun bulunmadığı anlaşılmaktadır.

Grovoklar içinde graptolitler seyrek bulunmakta olup, fosilleşme ve korunmaları oldukça zayıftır; genellikle rabdozomlar kırılmış, sikulaya bazen rastlanmış distal uç ve nema hemen hiç görülmemiştir. Fosilleşme olayında çoğunlukla peridermler demir oksitlenmiş buna karşın kömürleşmeye az rastlanmıştır. Toplanan graptolit rabdozonlarının boyları 3-10 mm kadar olup, bazıları kırılmış, bazıları daha iyi korunmuştur.

Grovoklarda graptolitlerle beraber bulunan bentonik organizmalardan brakiyopodlar diğer fosil gruplarından daha çok sayıdadır ve kavkuları çoğun erimiş olduğundan ancak iç ve dış kalıpları incelenmiştir. Çökme sonrası sıkışmalar ve tektonik basınçların etkisiyle brakiyopod kavkularında bazen simetri bozulması ve graptolitlerde Eğilme-Bükülme gibi deformasyonlar meydana gelmiştir. Grovokların litoloji özellikleri, graptolitlerin çok seyrek ve kırılmış parçalar halinde bulunması, fosilleşmenin daha ziyade demirleşme şeklinde oluşu, çökme sırasında deniz dibinin durgun olmadığını ortamda yeterli miktarda oksijenin bulunduğunu işaret eder. Grovokların aşağı düzeylerinde fosil bireyler yukarıdakilerden daha ufak boyludurlar. Brakiyopod ve ostracod kavkuları ile pelmatozoa (Crinoid) saplarının genellikle erimiş olması ise çökmeden sonra ve diyajenez döneminde ortamda bir miktar CO<sub>2</sub> bulunduğunu gösterir. Ayrıca bu tortulların koyu renkli olmayışı da depolanmanın aerobik koşullar altında geliştiğini işaret eder.

Grovokların yukarı düzeylerinde (Üst Grovak) fosil boylarının büyümesi, bentonik organizmaların daha fazla oluşu ve mercanların daha çok sayıda rastlanması (Rugosa, Tabulata) buna karşın groptolitlerin bulunmayışı denizin sığlaştığını ve daha hareketli olduğunu gösterir.

Üst Grovoklar tümüyle bir kıyasal fona yaşamını yansıttığı halde Alt Grovoklar daha derin bir şelf içinde, herhalde kıt'a yamacının yakın bölgelerde çökelmiş olmalıdır.

#### SONUÇLAR

Bu çalışma ile:

1 — Pendik kuzeyindeki grovoklarda iki değişik fosilli düzeyin varlığı, bu fosillerin paleontoloji ve biyostratigrafilerinin incelenmesi ve tip yatakları ile karşılaştırılması sonucu anlaşılmış;

2 — Grovokların yukarı tabakalarında (Üst Grovak) bentonik organizmaların (Brakiyopod-Mercan) bulunduğu, fosil cins ve türlerinin ise Alt-Orta Landoveriyen (Ruddaniyen-İdviyen: A<sub>2</sub>-B<sub>3</sub>) yaşını gösterdiği ve bu tortulların, sığ bir şelf üzerinde ve çalkantılı bir denizde çökdikleri öğrenilmiş;

3 — Grovokların üzerinde bulunan feldispatlı kuvarsitlerin (Üst Kuvarsit) içerdiği brakiyopod fonasının Üst Landoveriyen (Froniyen - Telikiyen: C<sub>1</sub>-C<sub>3</sub>) zaman dönemini yansıttığı belirtmeğe çalışılmış;

4 — Grovokların aşağı tabakalarında (Alt Grovak) yörede ilk defa bentonik (Brakiyopod) ve planktonik-epiplanktonik (Graptolit) organizmalar beraber rastlanmış, bu çökme ortamının açık denizle ilişkili, kıta yamacına yakın ılık ve derince bir şelf olduğu düşünülmüş;

5 — Brakiyopod-Graptolit Zonundaki fosillerin stratigrafik yayılışlarından tabakaların Ordovisiyen Sonu-Landoveriyen başı (Ruddaniyen A<sub>1</sub>) nda oluştuğu ve bu fosilli düzeyin de Ordovisiyen-Silüriyen Sınırı olarak kabul edilebileceği sonucuna varılmıştır.

#### KATKI BELİRTME

Bu yazı 1976 yılından beri sürdürülen, İstanbul Teknik Üniversitesi A.İ.M.H. No. 80 Proje çalışması ve kısmen Maden Fakültesi tarafından desteklenmekte olan araştırmaların bazı sonuçlarını kapsamaktadır.

25 Ağustos-10 Eylül tarihinde Washington Geological Survey ve National Museum Paleontology Laboratuvarları ve Müze koleksiyonlarından yararlanmam için davet eden ve yakın ilgi gösteren Sayın Dr. R. Neuman ile Dr. G.B. Cooper'a içten şükranlarımı sunar, grovokların mikroskopla incelenmesinde yardımcı olan Prof. Dr. Yılmaz Bürküt ve Asist. Dr. Bektaş Uz'a teşekkür ederim.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, Ş., 1963, İstanbul boğazı doğusunda mostra veren Paleozoik arazide stratigrafik ve paleontolojik yeni müsaade-ler: Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi Ankara, s. 60, s. 1-6. Ardos, M., 1968, Les glacis D'Ovacık: Review Geogr. Inst. Univ. d'İstanbul, No. 11, İstanbul.
- Arıç (Sayar), C, 1955, İstanbul Paleozoik arazisinde bulunan oolittli ve fosilli demir madeni, t.T.Ü. Derg. 11, 3-4, 67, 68, L. T, İstanbul.
- Baykal, F. ve Kaya, O., 1965, İstanbul Silürieni hakkında: Maden Tetkik Arama Derg. Ankara, S. 64, s. 1-7.
- Cocks, L.R.M. ve Rickards, R.B., 1969, Five bore holes in Chropshire and the relationship of the shelly and graptolitic facies in the Lower Silurian: Q. JI. Geol. Soc. London, 124, s. 213-238, London.
- Haas, W., 1968, Das Alt-Paläozoikum von Bithynien (Nord-West Türkei): N. Jb. Geol. Paleont. Abh. 131, 2, s. 178-242, Stuttgart.
- Isaacson, P. ve diğerleri 1976, Implications of a Llandovery (Early Silurian) brachiopod fauna from Salta Province, Argentina: Jour. Paleontology, 50, s. 1103-1112.
- Lespérance, p. J., 1974, The Hirnantian fauna of the Percé area (Quebec) and the Ordovician-Silurian boundary: Am. Jour. Sci., 174, 1, s. 10-30.
- Lespérance, P.J. ve Sheehan, P.M., 1976, Brachiopods from the Hirnantian stage (Ordovician-Silurian) at Percé, Quebec: Paleontology, v. 19, 4, s. 719-731, London.
- Paeckemann, W., 1938, Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel: Abh. d. Preus. Geol. Lands. N.F. 186, Berlin.
- Sayar, C, 1960, Kartal-Pendik civarının Silüriyen-Devonien Brachiopodları ve bölgenin stratigrafisi: Doçentlik tezi, İ.T.Ü. s. 1-119, 1-12 Lev. (Yayınlanmadı) (The study of Silurian and Devonien Brachiopods from the Kartal-Pendik area, İstanbul, Turkey, DIC Tesis, Imperial College, Univ. London, unpublished)
- Sayar, C, 1964, Ordovician Conulariids from the Bosphorus Area, Turkey: Geol. Mag. 101, s. 193-197, pl. IX, London.
- Sayar, C, 1970, Boğaziçi arazisinde Ordovisiyen Conulariaları: Türkiye Jeol. Kur. Bült. XII, 1-2, s. 140-156, Lev. 1-XIV, Ankara.
- Sayar, C, 1975, Kocaeli Silüriyeninde Landoverien Brachiopodları: T.B.T.A.K. V. Bil. Kongr. s. 135-160, Lev. 1-VII, Ankara.
- Taugourdeau, P. ve Abdüsselamoğlu, Ş., 1962, Présence de chitino-zoaires dans le Siluro-Devonien turc des environs d'İstanbul\* C. R. Somm. Seanc. Soc. Géol. France, 8, s. 238-239.
- Williams, A., 1951, The Llandovery brachiopods from Wales with special reference to the Llandovery district: Quart. Jour. Geol. Soc. 57. Pt. 1. No. 25, s. 52-85, Pl. III-VII, London.
- Yalçınlar, İ., 1956, İstanbul'da bulunan graptolittli Siltir şistleri hakkında: İst. Üniv. Coğr. Enst. Derg. 4, s. 157-160, pi. I-II, İstanbul.
- Yalçınlar, İ., 1964, Les couches du Paléozoïque inferieur dans la Turquie méridionale: Inst. Géogr. Univ. D'İstanbul, No. 39, İstanbul.
- Ziegler, A.M. ve diğerleri, 1968, The Llandovery transgression of the Welsh Borderland: Paleontology, 11, Pt. 5, s. 736-782, London.



## Hacılar (K Çubuk-Ankara) Bölgesinde Alt Triyasın Varlığı

*The Occurrence of the Lower Triassic of the Hacılar (N of Çubuk-Ankara)*

BEHÇET AKYÜREK Maden Tetkik ve Arama Enst; Ankara  
ERDAL BİLGİNER Maden Tetkik ve Arama Enst; Ankara  
ZEKİ DAĞER Maden Tetkik ve Arama Enst; Ankara  
ORHAN SUNU Maden Tetkik ve Arama Enst; Ankara

ÖZ: Bu çalışma Hacılar ( K Çubuk-Ankara) bölgesinde ilk olarak saptanan denizel Alt Triyas'ın varlığını, foraminifer topluluğunu ve stratigrafisini kapsamaktadır.

Hacılar bölgesindeki Alt Triyas; içinde fosil bulamadığımız metadetritik olarak adlandırılan, konglomera, kumtaşı, silttaşı, diyabaz, kristalize kireçtaşı karmaşığından ve bunun arasında yer yer görülebilen ince kireçtaşı bantından ve permian yaşlı kireçtaşı bloklarından oluşur. Bu birimin yaşlı bantlarında bulunan fosillere göre kesin olarak Alt Triyas "Skitiyen" şeklinde yaşlandırılmıştır.

ABSTRACT: This study concerns the recent discovery of marine sediments of lower Triassic age in Hacılar region (N Çubuk-Ankara) emphasizing its stratigraphy and foraminiferal fauna content.

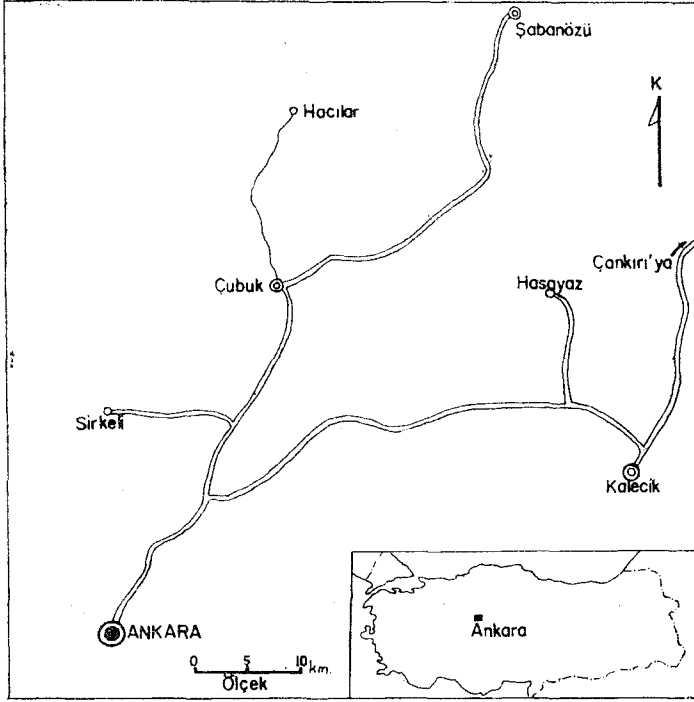
The lower Triassic sequence of the Hacılar region, which is called metadetritic complex, is composed of sandstone, conglomerate, siltstone, diabase, spilite and recrystallized limestone. This complex contains also limestone blocks of Permian age and some thin layered, fossiliferous limestone of lower Triassic age. According to the characteristic foraminifera found in this layered limestone, the age of lower Triassic "Scythian" has been given.

---

## GİRİŞ

Bu çalışma Hacılar ve civarını içeren jeoloji dairesi projeleri kapsamında yürütülmüştür.

Çalışılan saha Ankara iline bağlı Çubuk ilçesinin iki kilometre kuzeyinde bulunmaktadır (Şekil 1). Topoğrafya tatlı meyilli tepeler halinde ortalama binbeşyüz-ikibin metre arasında yükseklikler göstermektedir.



Şekil 1: Yer bulduru haritası.

Figure 1: Location map.

Çalışılan sahanın güneyinde, Hacılar köyü kuzeyinde Darbogazdere de görülür (Şekil 2).

Bölgenin genel jeolojisi daha önce (Erol, 1953, 1954, 1956, 1968), (Ketin, 1962), (Keskin, 1975) tarafından yapılmıştır.

Bu çalışma bölgede ilk defa saptanan denizel Alt Triyas'ın varlığını, foraminifer topluluğunu ve stratigrafisini tanıtmaya amaçını taşımaktadır. Bölgenin stratigrafisi Behçet Akyürek, Erdal Bilginer ve Orhan Sunu, paleontolojisi ise Zeki Dağar tarafından hazırlanmıştır.

## STRATİGRAFİ

## Metadetritik seri

Metadetritik seri; kumtaşı, konglomera, şilttaşı, kristalize kireçtaşı ve kireçtaşı bantları oluşturur. Kumtaşı ve konglomera: Kuvars, feldspat ve mika tanelerinden oluşur. Bu taneler karbonat çimento ile tutturulmuştur. Bu birimde ayrıca Permiyen yaşlı kireçtaşı bloklarında rastlanmaktadır. (Şekil 3). Bu seri çalışma sahası dışında da, geniş yayılım göstermektedir. Ankara çevresinde Dikmen Grovıkları

(Erol, 1956), Haymana çevresinde Temirözü formasyonu (Schimidt, 1960) ile eşdeğer olarak düşünülebilir.

Çalışılan saha içinde bu birimin altını görmek mümkün olamamıştır. Üstüne ise Orta-Üst Triyas olarak yaşlandırılmış, konglomera-kumtaşı ile başlayan üste doğru tabakalı kireçtaşı olarak devam eden birim aşıl uymazlıkla gelmektedir.

Fosil topluluğu. Bu birimi oluşturan kumtaşlarında fosil bulunamamış, yalnız kumlu kireçtaşı içerisinde *Meandrospira pusilla* (Ho); *Cyclogyra* cf. *mahajeri* Bronnimann-Zaninetti-Bozorgnia; *Earlandia tintinniformis* (Misik); *Glomospira* sp.; *Glomospirella* sp. görülmüştür.

Yaşı. Fosil bulunamadığından bu birimin yaşı daha önce çalışmacılar tarafından Paleozoyik-Karbonifer olarak yaşlandırılmıştır. Ancak yukarıda belirtilen fosil topluluğu ülkemizde Alt Triyas'ı temsil etmektedir (Dağar-Zannetti, 1976). Avrupada pek çok ülkede de Alt Triyas'ta görülmekte (Zannetti, 1968, 1976), komşu İranda'da Alt Triyas serilerinde bu foraminifer topluluğuna rastlanmaktadır (Bronnimann-Zaninetti-Moshtaghian-Huber, 1973, Bronnimann-Zaninetti-Bozorgnia, 1972), (Zannetti-Bronnimann, 1974), (Baud-Bronnimann-Zannetti, 1974). Pakistanda da aynı düzeylerde görülmüştür (Zannetti-Bronnimann, 1975).

## SİSTEMATİK ÇALIŞMA

Takım: FORAMİNİFERİDA

Familiya FİSCHERİNİDAE Milet 1898

Alt Familiya: CYCLOGYRİNAE Loeblich-Tappen 1946 Cins: CYCLOGYRA Wood 1842

*Cyclogyra* cf. *mahajeri* Bronnimann-Zaninetti-Bozorgnia 1872 (Levha 1 Şekil 5).

1972 *Cyclogyra?* *mahajeri* Bronnimann-Zaninetti-Bozorgnia, Bronnimann, Zaninetti-Bozorgnia, Levha 3, Şekil 1, 10, 11, 13, 17.

1973 *Cyclogyra* *mahajeri* Bronnimann-Zaninetti-Bozorgnia, Bronnimann-Zaninetti-Moshtaghian-Huber, Levha, 1. Şekil 1-3; Levha. 2, Şekil 19-21.

1976 *Cyclogyra* aff. *mahajeri* Bronnimann-Zaninetti-Bozorgnia, Dağar-Zaninetti, s. 134-136.

1976 *Cyclogyra?* *mahajeri* Bronnimann-Zaninetti-Bozorgnia, Zaninetti Levha. 1 Şekil. 3, 4.

1978 *Cyclogyra* *mahajeri* Bronnimann-Zaninetti-Bozorgnia, Dağar, s. 53, Levha, 18, Şekil. 1-6.

## Tanımlama

Kavkı küçük hacimde, prolokülüm yuvarlak ve buna planispiral sarsılmak ikinci loca takip eder. Tur sayısı genel olarak 2-3 en fazla 4 tür.

Kabuk porselen kireçtaşı mikroskop altında kahverengi sarıdır. Büyüklüğü 250 mikron civarında olup, kabuk kalınlığı 7 mikron civarındadır.

Stratigrafik düzey:

## Skiyen (Scythian).

Bulunduğu yer

Ankara, Çubuk ilçesinin 4kilometre kuzeyinde, Hacılar köyü Darbogazdere kuzeyi

*Meandrospira pusilla* (Ho) 1859

(Levha 1. Şekil 1, 2).



KRONOSTRATİGRAFI (Chronostratigraphy)				LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)
ASSİSTEM (system)	SERİ (series)	KAT (stage)	KALINLIK(m) (Thickness)	SİMGELER (Symbols)	AÇIKLAMA (Explanation)	
Günümüz				± 50		
KRETASE	ÜST KRETASE		± 150		Radiolarit Çamurtaşı	
					Tektonik dokanak	
S	ORTA-ÜST TRIYAS	ANİSİYEN-NORİYEN	± 200		Kireçtaşı	Ammobaculites sp. Involutina sp. Endothyra küpperi Glomospirella grandis Glomospira densa Endothyranella wirzi Meandrosira dinarica
					Konglomera - Kumtaşı	
T R İ Y A S	A L T T R İ Y A S	S İ K İ T İ Y E N	± 500		Kristalize kireçtaşı	Glomospirella sp. Glomospira sp. Ammodiscus sp. Cyclogyra mahajeri Earlandia tintinniformis Meandrosira pusilla
					Metakonglomera	
					Metaspilit	
					Metasilttaşı	
					Fosilli kireçtaşı	
					(Permiyen yaşlı kireçtaşı blok) Metakumtaşı	

Şekil 3: Genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3: Generalized columnar section.

1959 Troclianminoides pusillus Ho, Ho, Levha. VIII, şekil. 1-5.

1964 Citaella iulia Premoli Silva, Premoli Silva, levha. XLVin, şekil. 1-20; levha. L, şekil. 1-7; Levha LI, Şekil 5,

1960 Meandrosira iulia (Premoli Silva), Kochansky-Devide ve Pantic, levha, H, şekil. 1-15; levha III, şekil. 4-8.

1973 Meandrosira pusilla (Ho), Bronnimann-Zaninetti-Moshtaghian, Huber, levha 4, şekil. 1-17.

1974 Meandrosira pusilla (Ho), Baud-Bronnimann-Zaninetti, levha 30, 31.

1976 Meandrosira pusilla (Ho), Dafer-Zaninetti, s. 134, 135.

1976 Meandrosira pusilla (Ho), Zaninetti, levha. I, şekil. 5-11.

1978 Meandrosira pusilla (Ho), Zaninetti-Dafer, s. 92-97. Tanımlama

Kavkı küçük hacimde olup, birinci loca'yı takip eden tüp şeklindeki ikinci loca meandriform bir sarılma gösterir, Ekvatoryal kesitte 7,8 adet loca bölmesi görülür. Normal olarak 2 turludur, her turda yaklaşık 3,4 zikzak çizer. Ağız açıklığı görülmemiştir.

Kabuk delikli peroselen kireçtaşı yapısındadır, mikroskop altında bal rengi görünümü vardır. Boyu 155 mikron, sarılmanın sonundaki ikinci loca kalınlığı 26 mikron ve sarılma sonundaki kabuk kalınlığı 10 mikrondur.

Stratigrafik düzey

Skitiyen (Scythian).

Bulunduğu yer

Ankara, Çubuk ilçesinin 4 kilometre kuzeyinde, Hacılar köyü Darboğazdere kuzeyi.

Familiya: MORAVAMMİNİDAE Pokorny 1951

Alt familiya: EARIJUSTDİLİNAE Cummings 1955 Cins:

EARLAJSTDİA Plummer 1930

Earlandia tintinniformis (Misik) 1971 (Levha I, Şekil 3.)

1971 Aeolisaccus tintinniformis Misik, Misik, levha. I, seldi 1-6.

1972 Earlandia tintinniformis (Misik), Bronnimann-Zaninetti-Bozargnia, levha. 3, şekil. 1-5, 7, 10.

1972 Earlandia tintinniformis (Misik), Zaninetti-Bronnimann-Bozorgnia-Huber, levha. 1, şekil. 16-17.

1973 Earlandia tintinniformis (Misik), Bronnimann-Cadet-Zaninetti, levha 2, şekil. 6.

1974 Earlandia tintinniformis (Misik), Bronnimann-Zaninetti-Moshtaghian-Huber, levha 1, Şekil. 1. 2. // 12.

1975 Earlandia tintinniformis (Misik), Bronnimann-Whittaker-Zaninetti, levha. 3, Şekil. 3, 4.

1976 Earlandia tintinniformis (Misik) Zaninetti, levha, 3, Şekil 20.

1978 Earlandia tintinniformis (Misik), Dağar, s. 45 Tanımlama

Kavkı uzun ve kırılğan, genel olarak daima bir eğrilik gösterir.

Kabuk ince mikrogralüler kireçtaşıdır. Uzunluğu 457 mikron, kalınlığı 10 mikrondur. Ağız açıklığı tesbit edilememiştir. Fosilin genişliği altda 52, üstde ise 114 mikrondur. Stratigrafik düzey

Skitiyen (Scythian)

Bulunduğu yer

Ankara, Çubuk ilçesinin 4 kilometre kuzeyinde, Hacılar köyü Darboğazdere kuzeyi.

Familiya: AMMODİSCİDAE Reuss 1862

Cins: GLOMOSPİRA Rzehak 1885

Glomospira sp (Levha I, Şekil 6.)

## Tanımlama

Tüp şeklindeki locanın glomaspir denen sarılması ile tam bir yumak görünümündedir. Sarılma yaklaşık olarak 6 turludur, son turda loca kalınlığı 40 mikron, kabuk kalınlığı 26 mikron, kavkı boyu ise 290 mikrondur.

Kabuk mikrogranüler kireçtaşıdır.

## Stratigrafik düzey

Skitiyen (Scythian)

## Bulunduğu yer

Ankara, Çubuk ilçesinin 4 kilometre kuzeyinde, Hacılar köyü Darboğazdere kuzeyi.

Glomospirella sp

(Levha 1, Şekil 7).

## Tanımlama

Tüp şeklindeki locanın ilk iki veya üç turluk yumak şeklindeki sarılmadan sonra, planispiral denen düzgün bir sarılma düzeni görülür bu en fazla iki tur devam eder. Tur adedi dört veya beş olarak tahmin edilmektedir. Prolokulum (ilk loca) görülememiştir.

Kabuk mikrogranüler kalker olup, kavkı büyüklüğü 236 mikron, son loca yüksekliği 18, kabuk kalınlığı 8 mikrondur. Stratigrafik seviye

Skitiyen (Scythian)

## Bulunduğu yer

Ankara, Çubuk ilçesinin 4 kilometre kuzeyinde, Hacılar köyü Darboğazdere kuzeyi.

## SONUÇLAR

Bölgenin stratigrafisi çıkarılmış, daha önceki çalışmalara göre Paleozoyik olarak bilinen birimin yaşının Alt Triyas "Skitiyen" olduğu saptanmıştır. Alt Triyas "Skitiyen"de bulunan incelemeleri yapılmıştır.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Baud, A., Bronnimann, P., Zaninetti, L., 1974 Sur la présence de Meandrospira pusilla (Ho) (Foraminifere), dans le Trias inférieur de Kuh-e Ali Bashi, Julfa, NW Iran: Palont. Z. Stuttgart, 48, 3/4, 205-213.
- Bronnimann, P., Zaninetti, L., Bozargnia, F., 1972 Triassic (Skythian) smaller foraminifera from the Elika formation of the central Alborz, northern Iran, and the Siusi formation of the Dolamites, northern Italy. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud, Innsbruck, 21. Bd, 861-884.

- Bronnimann, P., Cadet, J.P., Zaninetti, L., 1973, Sur la présence d'Involutina sinuosa pragsoides (Oberhauser) (Foraminifere) dans l'Anisien supérieur probable de Bosnie-Herzégovine meridionale (Yougoslavie): Riv. Ital. Paleont, Milano, 79, 3, 301-336.
- Bronnimann, P., Zaninetti, L., Moshtaghian, A., Huber, H., 1973, Foraminifera from the Sorkh shale formation of Tabas area, east central Iran: Riv. Ital. Paleont. Milano, 79, 1, 1-32.
- Bronnimann, P., Zaninetti, K., Moshtaghian, A., Huber, H., 1974, Foraminifera and microfacies of the Triassic Espahk formation, Tabas area, east central Iran: Riv. Ital. Paleont. Milano, 80, 1, 1-48.
- Bronnimann, P., Whittaker, J.E., Zaninetti, L., 1975, Triassic foraminiferal biostratigraphy of the Kyaukse - Longtawko area, Northern Shan States, Burma: Riv. Ital. Paleont. Milano, 81, 1, 1-30.
- Dağer, Z., Zaninetti, L., 1976, Sur quelques Foraminifères du Trias inférieur du Taurus oriental, Turquie: C.R. des Stances, SPHN Geneve, NS, Geneve, 10, 2-3, 133-137.
- Erol, O., 1953, Çankırı-Sungurlu Tuney arasındaki kırılma havzasının ve Şabanözü civarının jeolojisi hakkında rapor: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, Rap. no. 2026, (Yayınlanmamış).
- Erol, O., 1954, Ankaar ve civarının jeolojisi hakkında rapor: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankaar, Rap. no. 2491, (Yayınlanmamış).
- Erol, O., 1956, Ankara güneydoğusundaki Elmadığı ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi üzerinde bir araştırma: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü yayınları. Seri D, no. 9.
- Erol, O., 1968, Ankara çevresinde Paleozoyik arazisinin bölümleri ve Paleozoyik Mesozoyik sınırı hakkında: Türkiye Jeoloji Kurumu bülteni, Ankara, Cilt. 11, sayı. 1-2.
- HO, Y., 1995, Triassic foraminifera from the Chialingkiang limestone of South Szechuand: Acta Palaeont. Sinica, Pekin, 7/5, 387-418.
- Ketin, I., 1962, 1/500.000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü yayınları, Ankara.
- Kochansky-Devide, V., Pantic, S., 1965, Meandrospira in den unteren und mittleren Trias sowie einige begleitende Fossilien in den Dinariden: Geol. Vjesnik. Zagreb, 19.
- Keskin, B., 1975, Ankara bölgesi Kızılcahamam-Mürtet-Melihzah alanları jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, Rapor No. 30918.
- Mısıq, M., 1971, Aeoilisaccus tintinniformis, n. sp., from the Triassic of the West Carpathian Kts: Geol. Carpathica, Bratislava. 22, 1, 169-172.
- Premoli Silva, I., 1964 Citaella iulia, n. gen., n. sp., nel Trias inferiore della Carnia: Riv. ital. Paleont. Strat. Milan, 70, 4, 657-670.
- Schmidt, G.C., 1960, Ar/Mem/365\_366-367 sahalarının nihai terk Raporu :Pet. iş. en. MdG. Ankara, (Yayınlanmamış).
- Zaninetti, K.L., 1968, Les foraminifères du Trias de la Région de l'Almtal (Haute-Autriche): Jb. Geol. B. Vien, 14, 1-155.
- Zaninetti, L., 1976, Les Foraminifères du Trias: Riv. ital. Paleont. Milano, 82, 1, 1-258.
- Zanninetti, L., Bronnimann, P., 1974, Etude micropaleontologique comparée des Involutinidae (Foraminifères) des formations triasiques d'Elika, d'Espahk et de Nayband, Iran: Eclogae geol. Helv. Bale, 67/2.
- Zaninetti, L., Bronnimann, P., 1975, Triassic Foraminifera from Pakistan: Riv. ital. Paleont. Milano, 81, 3, 257-280.
- Zaninetti, L., Dağer, Z. 1978, Biostratigraphie intégrée et paléocologie du Trias de la péninsule de Kocaeli (Turquie): Eclogae geol. Helv. Bale, 71/1, 85-104.
- Zaninetti, L., Bronnimann, P., Bozargnia, F., Huber, H., 1972, Etüd Lithologique et micropaleontologique de la formation d'Elika dans la cupe d'Aruh, Alborz central, Iran septentrional: Arch. Sc. Geneve. 25, 2, 215.2(49).



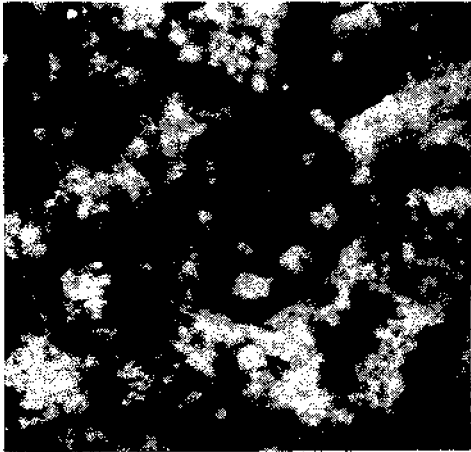
## LEVHA I.

- Şekil 1: Meandrospira pusilla (Ho), genel görünüş, x 185.  
Şekil 2: Meandrospira pusilla (Ho), genel görünüş, x 186.  
Şekil 3: Earlandia tintinniformis (Misik), x 185.  
Şekil 4: Cyclogyra cf. mahajeri Bronnimann-Zaninetti-Bozargnia, ekvatoryal kesit, x 188.  
Şekil 5: Glomospirella sp., x 172.  
Şekil 6: Glomospira sp., x 172.

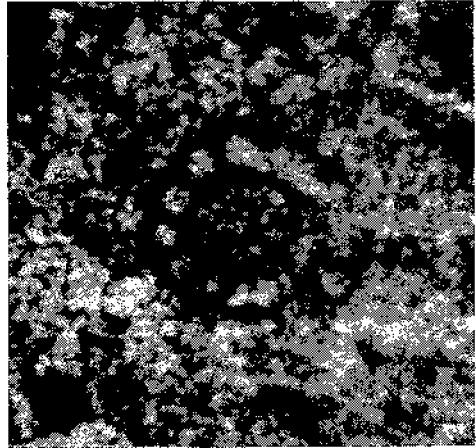
## PLATE I.

- Figure 1: Meandrospira pusilla (Ho), general view, x 185.  
Figure 2: Meandrospira pusilla. (Ho), general view, x 186.  
Figure 3: Earlandia tintinniformis (Misik), x 185.  
Figure 4: Cyclogyra cf. mahajeri Brannimann-Zaninetti-Bozargnia, equatorial section, x 188.  
Figure 5: Glomaspirella sp., x 172.  
Figure 6: Glomospira sp., x 172.

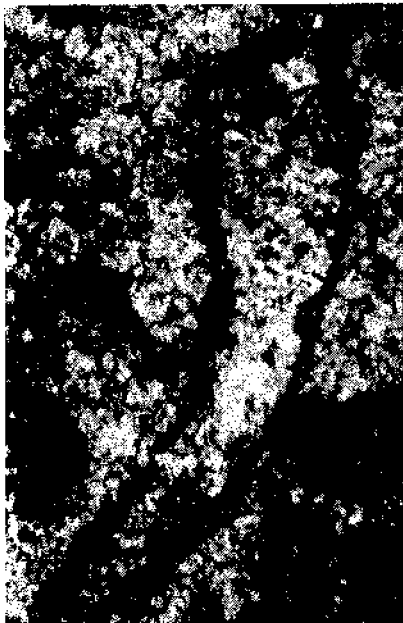
LEVHA I  
PLATE I



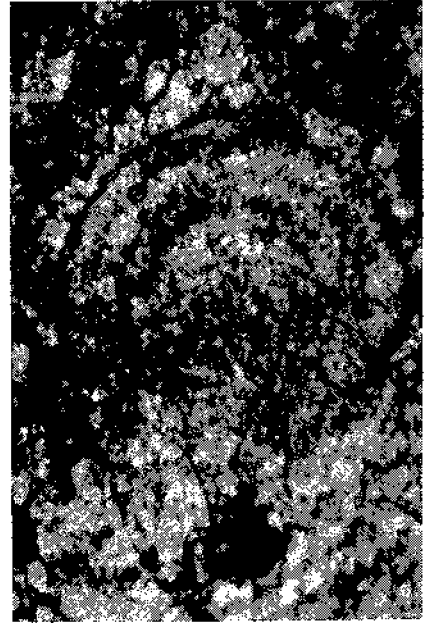
1



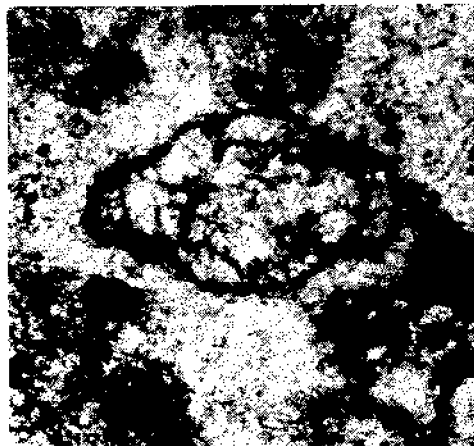
2



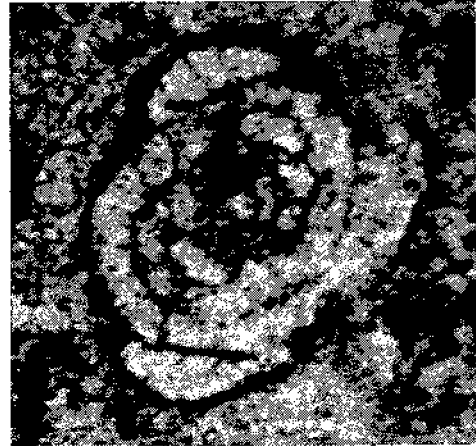
3



4



5



6



## Menderes Masifinin Simav Dolayındaki Kayabirimleri ve Metabazik, Metaultramafik Kayaların Konumu<sup>(1)</sup>

*The rock units of the Simav region of Menderes Massif and the situation of metabazic and metaultramafic rocks*

NECATİ AKDENİZ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara  
NEŞAT KONAK Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

**ÖZ:** Güneybatı Anadolu'da, geniş bir alanı kapsayan ve bir dom yapım gösteren Menderes Masifi; gözlü gnays, granitik gnays ve migmatitik bir çekirdek ile bunun çevresini saran metamorfik şist örtüsünden oluşmuştur. Masifin kuzeyinde, Simav dolayında yaptığımız çalışmalar çekirdeği oluşturan kayaların, Hersiniyen öncesi bir yaşta almandin-amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirerek migmatitleşmiş pelitik sedimanlar ve şeyller olduğunu göstermiştir. Çekirdek kayaları üzerine bir diskordansla gelen yeşil şist fasiyesindeki örtü şistleri tabanda dişten, stavrolit ve turmalin kırıntıları ile daha yüksek derecede metamorfizma geçirmiş kaya parçaları içerirler. Paleozoyik yaşındaki örtü şistleri ile yakın ilişkili bazik ve ultramafik kayalar, onlarla eş metamorfizma ve birlikte kıvrımlanma gösterirler. Yeşil şist fasiyesindeki metamorfizmanın yaşı Hersiniyendir. Şist çakılları bulunduran Alt Mesozoyik detritikleri örtü şistlerini açısız bir uyumsuzlukla örtler.

**ABSTRACT:** Menderes Massive covers an extensive area in southwestern Anatolia forming a dome-like structure. It consists of a core characterized by augen-gneiss, granite-gneiss and migmatites and an enveloping very low-to low grade schist sequence. The present study which has been carried out in the northern part of the massif, near Simav, suggests pelitic sediments and shales for original rocks of the core metamorphised in almandine-amphibolite facies with migmatization in deeper sections. The core is unconformably overlain by cover-schists at the base contain fragments of kyanite, staurolite, turmaline and higher grade metamorphic rock. Basic and ultramafic rocks, which are closely related to the cover-schists of Paleozoic age reveal a similar kind of metamorphism and folding with these cover-schists. The metamorphism of the green schists is of Hercynian age. Lower Mesozoic elastics containing schist pebbles, overlie the cover-schists with an angular unconformity.

---

(1) Türkiye Jeoloji Kurumu 32. Bilimsel ve Teknik Kurultay'mda sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

## GİRİŞ

Güneybatı Anadolu'da oldukça geniş bir alanı kapsayan ve eski bir temel olanak kabul edilen Menderes Masifi ve çevresinde, 19. yüz yılın ikinci yarısından başlayarak günümüze değin sürdürülen çalışmalarda, araştırmacıların sorunlara getirdikleri farklı çözümlerle karşıt görüşlerin ortaya çıktığını görmekteyiz.

Bir dom yapısı gösteren masifin gözlü gnays, granitik gnays, migmatitten oluşmuş bir çekirdek ile bunun çevresini saran değişik litoloji ve fasiyelerdeki metamorfik şist örtüsünü içerdiği çoğun araştırmacılarca benimsenmiş ortak bir görüştür. Buna karşın çekirdeğin kökeni, yaşı, metamorfizması ve örtü şistleri ile olan ilişkisi hakkında değişik yorum ve varsayımlar ortaya konmaktadır.

Karşıt görüşler, masifin çekirdeğini oluşturan ilksel kayanın kökeni sorununda başlar. Flügel ve Metz (1964), Akartuna (1965), Graciansky (1965), İzdar (1971) çekirdek gnayslarının "ortognays"; Schuiling (1958, 1962), Başarı (1970), Dora (1969, 1972, 1975), Ayan (1973), Akat ve diğerleri (1975) "paragnays" olduğunu savunurlar.

Menderes Masifi için Paleozoyik öncesi bir yaş düşünen araştırmacılar (Onay, 1949; Kaaden, 1954; Tokay ve Erentöz 1959; Schuiling, 1958 ve 1962; Akartuna, 1962; Dora, 1969; Ayan, 1973) metamorfizma yaşında Hersiniyen veya daha öncesi kabul ederler, Masifin, örtü şistleri ile birlikte genç Alpinde metamorfizma geçirdiği savı görüşü oluşturur (Wipern, 1964; Graciansky, 1965; Brinkmann, 1966 ve 1971; Başarı, 1970; Bingöl, 1975; Akat ve diğerleri, 1975).

Açısal uyumsuzluğu destekleyen saha verilerinin pek kıt bulunduğu çekirdek-örtü şistleri ilişkisi sorununa, bir kısım araştırmacılar uyumluluk veya düzenli bir geçiş izlediği şekilde bir çözüm getirirken (Akartuna, 1965; Flügel ve Metz, 1954; Wipern, 1964; Abdüsselamoğlu, 1965; Graciansky, 1965; Boray ve diğerleri, 1973). bazılarında diskordans veya lakünün sonraki orojenezler tarafından silinebileceğini belirtirler. (Schuiling, 1962; Graciansky, 1965; Brinkmann, 1966; Bingöl, 1974; İzdar, 1975 ve Akat ve diğerleri, 1975).

Örtü şistleri içinde yer yer amfibolit ve diyabazik kayaların bulunduğu birçok araştırmacı tarafından gözlenmişse de, metaultramafik kayalara (Akkök, 1977 dışında) pek değinilmemiştir.

Bütün bu karşıt görüşleri yorumlayarak, çekirdek ile örtü ilişkisi ve metaultramafik kayaların konumu sorunu doğruya daha yaklaşık bir çözüme ulaştıracak saha verilerini derlemek amacıyla, Menderes Masifi kuzey ve batısında yapılmakta olan çalışmanın ortaya koyduğu yeni veriler, bu yazıda sunulmaktadır. Yazının özünü oluşturan veriler Simav (Kütahya) güneyindeki Simav dağında gözlenmiştir. (Şekil 1) ve küçük bir alanın 1: 10000 ölçekli detay jeoloji haritası yapılmıştır. (Şekil 2).

## STRATİGRAFİ

Güneybatı Anadolu'da geniş bir alanı kapsayan Menderes Masifi metamorfik kayaları, KKD-GGB uzanımlarıyla çalışma alanı içersine sokulurlar (Şekil 1). Yaklaşık doğu-batı yönlü Simav Gabeni ile kesilen metamorfik kayalar, kuze-

ye Budağandağ, Eğrigöz Dağı ve Alaçam Dağlarına doğru uzanım gösterirler. Menderes masifinin sınırı günümüze değin kesin olarak belirlenmediğinden, Alaçam Dağları ve doğudaki Budağandağın temelini oluşturan düşük dereceli metamorfik kayaların, masifin devamı olup olmadığı çalışmalar sonuçlandırıldığında açıklığa kavuşturulacak bir sorundur.

Masifin çekirdeğinin ise Dora (1969, 1972, 1975) ve Öztunalı (1973) nında değindikleri gibi Eğrigöz Granitinin kuzey yarısına kadar devam ettiği gözlenmektedir (Şekil 1).

Çalışma alanında, Menderes Masifine ait kaya birimleri stratigrafik konumlarına göre şekil 3 deki genelleştirilmiş dikme kesitinde sunulmuştur.

## Çekirdek Metamorfitleri

İnceleme alanında Menderes Masifinin çekirdeğini oluşturan granitik gnays, migmatit ve biyotit gnayslar Simav Dağında, Eğrigöz Masifi güneyinde ve batısında izlenirler. Petrografik bir örneklik sunan çekirdek metamorfitleri, yapısal ve dokusal farklılıklara dayandırılarak, birbirleriyle geçişli 4 kaya birimine ayrılabilirler.

Granitik Gnayslar Eğrigöz masifinin batısında, çekirdekte granitin bulunduğu KD-GB eksenli bir antiklinalin kuzeydoğusunda korunmuştur (şekil 1).

Eğrigöz Graniti ile Koyunoba Graniti arasında bulunan granitik gnayslar, petrografik bir örneklik gösterirler. Granite benzerlerse de, yapısal ve dokusal farklılıklarla granitten ayrılabilir. Özellikle üst düzeylerindeki belirgin yönelme ve iyi gelişmiş kaya dilinimi ayırtmandır.

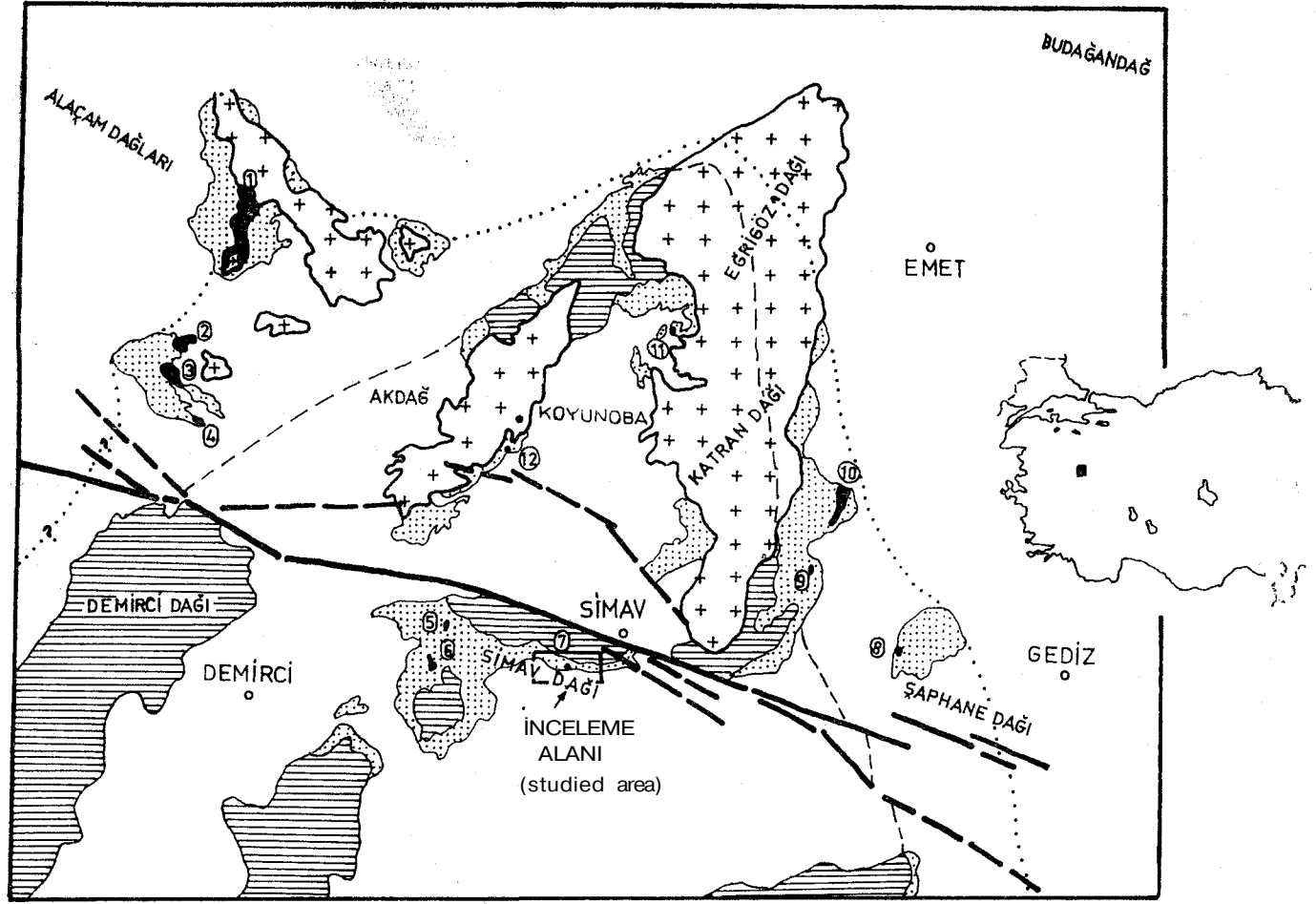
Yeşilimsi bej, bej ve kremi boz renklerdeki granitik gnaysların ayrışma rengi kızılımsı kahve rengidir. Bir migmatitleşme geçirdiği saptanabilen granitik gnaysların içersinde yapraklanma düzlemine paralel bolca aplit damarlarının bulunmasına karşın, pegmatitik oluşumlara rastlanmaktadır.

Granoblastik dokulu kuvars, plajiyoklas (albit-oligoklas), ortaklas, mikroklin, biyotit, sillimanit, kordiyerit, çok az muskovit bulunduran granitik gnayslarda az olarak zirkon, apatit ve opak mineraller izlenir.

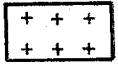
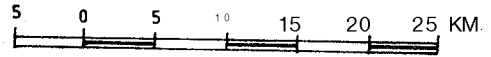
Granitik gnaysların alt düzeylerine doğru muskovitin kaybolduğu, buna karşın K-feldispatça bir zenginleşmenin olduğu gözlenmektedir. Bu düzeylerde rastlanan kordiyerit migmatitlerin tipik minerali olup hornfels fasiyesinin karakteristik mineral bileşimini gösterir. Mehnert (1968) kordiyeritin yanısıra sillimanit ve K-feldispatın bulunmasını piroksen-kornfels alt fasiyesinin kriteri olarak alır. Bu alt fasiyes çoğun mağmatik intrüzyonun en içteki kontakt zonunda görüldüğünden, aynı zamanda yüksek dereceli migmatit oluşum alanının karakteristiğidir.

Yersel lamporfirik damar kayaları tarafından kesilmiş olan granitik gnayslar, bantlı migmatitlerle geçişli, genç granitlerle kesin dokanıklıdır. Granitik gnaysları kesen granitler, ileri derecede asimilasyona uğramış granitik gnays ksenolitleri bulundururlar.

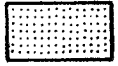
Metateksitler Eğrigöz Graniti güneyinde, Simav Dağında tipik olarak gözlenen metateksitler farklı yapıda iki kayadan oluşmuşlardır.



ÖLÇEK-SCALE-



GRANİT -GRANITE-



ÖRTÜ ŞİŞTLERİ -METAMORPHIC COVER-



METADUNIT-SERPANTİNİT-AMFİBOLİT -METADUNITE-SERPENTİNİTE-AMPHIBOLITE  
 Ö) KULATÇİFTLİSİ © -Ş PELİTÖREN MAH. © DERECİKİRAN © KÜÇÜKALAN © SOHBET TEPE  
 OKIRTAŞLIK T. ©ŞAPHANE DAĞI S İNİLCE © İNKAYA ©ÇİNGENLER DERE (g> SAVCILAR



ÇEKİRDEK KAYALARUCORERÇCKS-

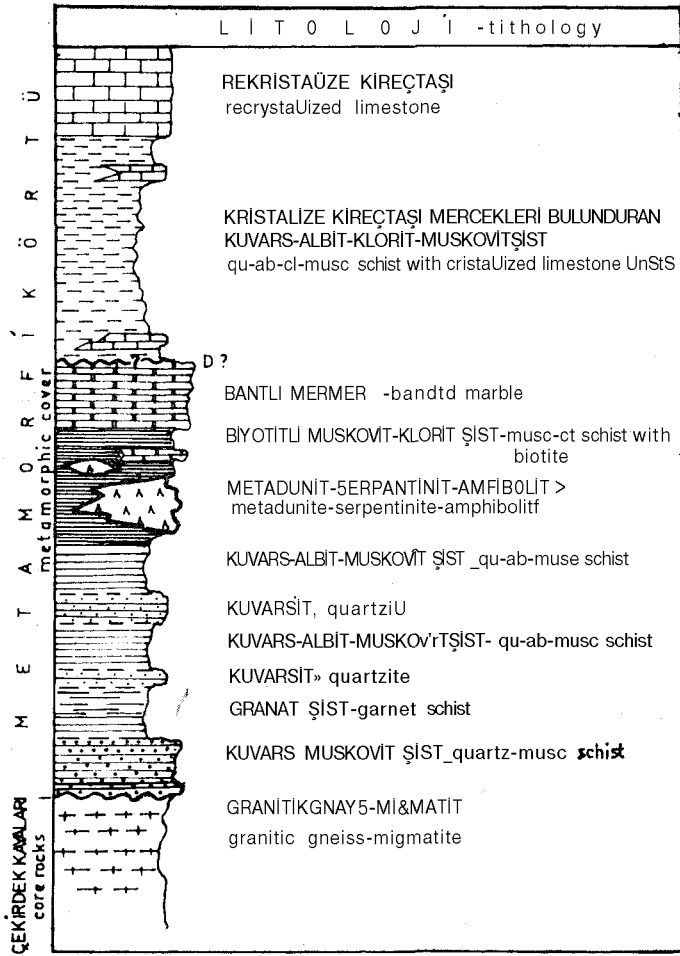
————— ÇEKİRDEK KAYALARININ OLASILI SINIRI-PROBABLE BOUNDARY OF CORE ROCKS-

..... METABAZİK VE METALTRABAZİK KAYALARIN OLASILI SINIRI  
 -PROBABLE BOUNDARY OF METABASIC AND METALTRABASIC ROCKS-

:-:~mmmmmm SİMAVGRABENİNİ OLUŞTURAN FAYLAR- FAULT THAT HAD FORMED SİMAV&RABEN.

Şekil 1: Menderes Masifi metamorfik kayalarının Simav dolayındaki yayılımı ve bulduru haritası.

Figure 1: Distribution of metamorphic rocks of Menderes Massif in Simav area and Location map.



Şekil 3: Menderes Masifi metamorfik kayalarının Simav'daki genelştirilmiş dikme kesiti.

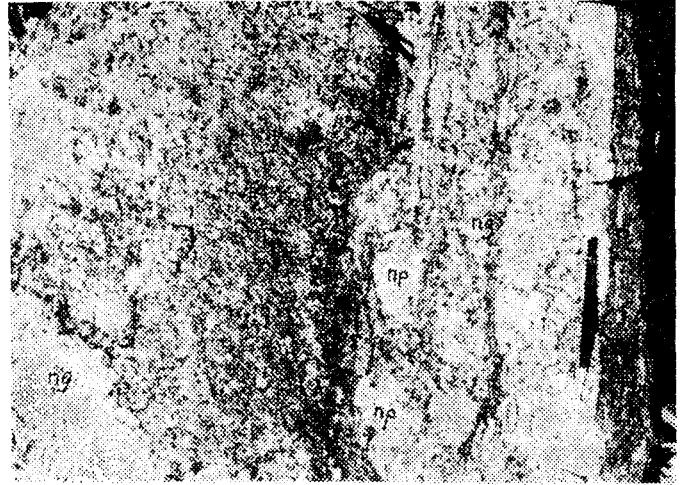
Figure 3: Generalized columnar section of metamorphic rocks of the Menderes Massif in the Simav area.

Ağmatik, diktionitik, ptigmatik, şüyren, bulutumsu (nebulitik) yapılar gösteren metateksitlerde, paleosom kahverengi, kızılımsı ve yeşilimsi kahverengi; neosom beyaz, sarımsı bej, bej renklidir.

Paleosom, gnaysik dokulu, kuvars, ortoklas, plajiyoklas (oligoklas, andezin), biyotit, sillimanit, kordiyerit, turmalin, granat (almandin), az olarak zirkon, apatit ve opak mineraller bulunduran biyotit gnaystır.

Neosom pegmatitik olduğunda feldispat, kuvars, çok az mikadan; granitik olduğunda, kuvars, iri porfiroblastlar halinde plajiyoklas (oligoklas, andezin), ortoklas, biyotit, daha az zirkon, turmalin ve apatitten meydana gelmiştir. Neosomlar küçük intrüzyonlar şeklinde paleosom içersine sokularak, granit, apatit veya pagmatit cepleri şeklinde kristallenmişlerdir. (Şekil 4).

Restitler ise koyu kırmızımsı renkli biyotitten oluşmuştur. Biyotitler hafif kloritlemişler ve apatit, sfen, az granat, opak mineral (manyetit?) inklüzyonları içerirler.



Şekil 4: Paleosom içerisinde granitik ve pegmatoyidik neosomlar p: Paleosom, ng: granitik neosom, np: pegmatoyidik neosom.

Figure 4: Granitic and pegmatoidic neosomes in a paleosome p: paleosome ng: granitic neosome, np: pegmatoidic neosome.

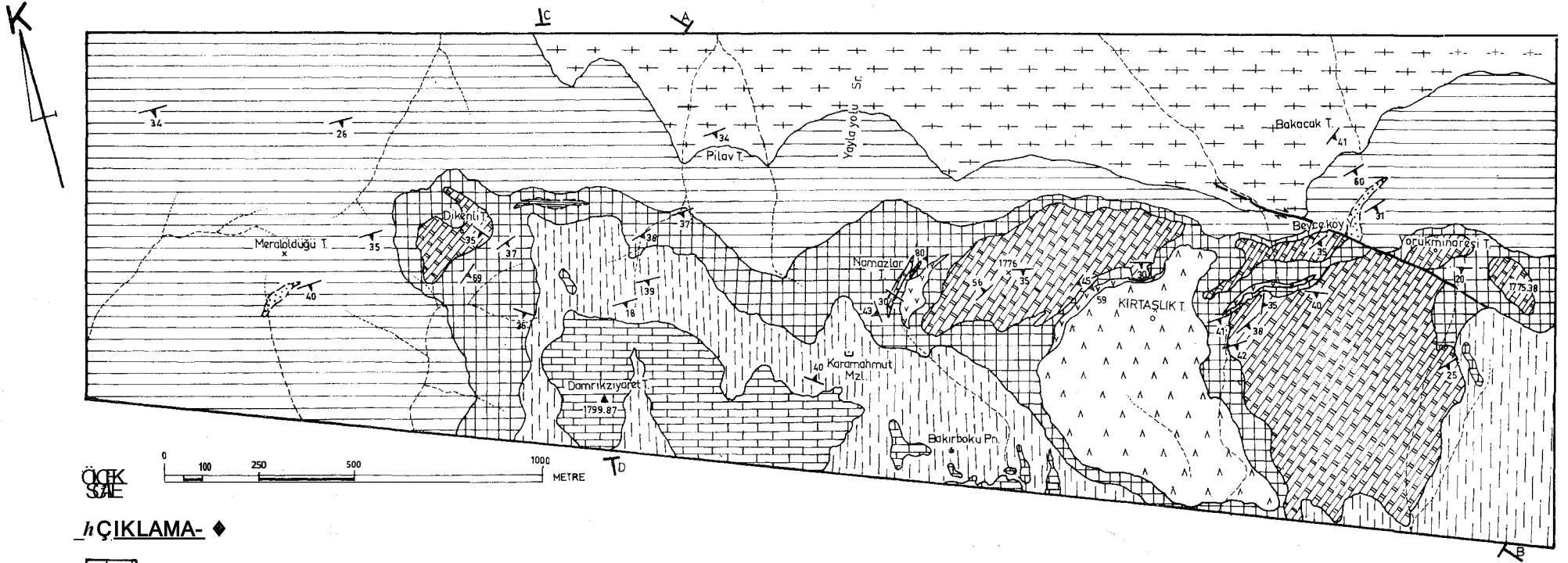
Bantlı Migmatitler Çalışma alanında oldukça geniş yayılım gösteren bantlı migmatitler, Bakacak Tepe dolayında ve Yaylayolu üstünde tipik olarak gözlenirler (Şekil 2).

Bantlı migmatitlerde neosomu oluşturan kısımlar, pegmatoyidik lökozomlardır. Melanosom, ilkel yapraklanmasını koruyan biyotit gnays özelliğindeki paleosomdur. Migmatileşme sırasında kolayca ergiyen açık renkli (lökokrat) mineraller daha hareketli ve uçucu bakımından daha zengin olduklarından, hareket kabiliyetleri daha fazladır ve uzak mesafelere kolayca taşınabilirler (Mehnert, 1968). Lökokrat minerallerden oluşan pagmatoyidik neosomlar, gnaysların yapraklanma düzlemleri boyunca, sık aralıklarla ince damarcıklar ve kamalar halinde sokularak bantlı bir yapı oluştururlar. Açık ve koyu renklilerden oluşan bu bantlar, kıvrımcılık yapılar da gösterirler (Şekil 5).



Şekil 5: Kıvrımlanmış bantlı migmatitler.











Figure 5: Folded in banded migmatites.



ÖÇEK  
SALİ



**İÇİKLAMA- ◆**

-  REKRİSTAUZE KİREÇTAŞI -RECRSTAUZED LIMESTONE
-  KUVARS-ALBİT-KLORİT-MUSKOVİTSİST-QUARTZ-ALBİTE-CHLORİTE-MUSCOVİTE s:::HST
-  BANTLI MERMER-BANDED MARBLE
-  BİYOTİTLİ MUSKOVİT-KLORİT ŞİST-MUSCOVİTE-CHLORİTE SCHİST WITH BIOTİTE
-  KLORİT ŞİST-CHLORİTE SOHİST
-  AMFİBOLİT-AMPHİBOLİTE
-  METADUNİT-SERPANTİNİT- METADUNİTE -SERPENTİNİTE
-  GRANAT ŞİST- GARNET SOHİST
-  KUVARS-MUSKOVİT ŞİST-KUVARSİT-OUARTZ -MUSCOVİTE SCH İST.QUARTZİTE
-  MIGMATİT-MİGMATİTE



BULDURU HARİTASI  
LOCALİON MAP

Şekil 2Kırtaşlık Tepe(Simav Dağı) çevresinin jeoloji haritası.  
Figure 2Geological mapof Kırtaşlık hill (Simav Mountain).



Kahverengi, kızılımsı kahverengi, yeşilimsi bej renklerdeki paleosom, gnays dokusu gösterir ve kenetlenme dokulu kuvars, plajiyoklas (albit, oligoklas), ortoklas, biyotit, turmalin, granat, sillimanit, daha az olarak zirkon, apatit, sfen ve opak mineraller içerir.

Açık renkli pegmatoyidik neosomlarda, fazla miktarda plajiyoklas, daha az kuvars, çok az ortoklas, yersel biyotit ve muskovit mineralleri izlenir. Bantlı migmatitler flebitik, stromatik, şiliyen ve bantlı yapılar gösterirler.

Biyotit Gnayslar Bantlı migmatitler üzerine geçişli olarak gelen biyotit gnayslar Pilav Tepe kuzeyinde tipik olarak izlenirler.

Kahverengi kızılımsı ve yeşilimsi kahverenklerindeki biyotit gnays, gnaysik, şisti dokuludur. Kuvars, plajiyoklas (albit, oligoklas), az ortoklas, biyotit, stavrolit, dişten granat, turmalin, az muskovit, daha az zirkon, apatit ve opak mineraller içerir.

Migmatitler özellikle üst düzeylerde, değişik ölçeklerde mermer ve kalsitçe zengin amfibolit mercekleri bulundurulur. Migmatitler içersindeki zirkonlar Schuiling'in (1958) gözlemlerini destekler şeklinde yuvarlaktır. Bu veriler litolojik beraberlik ve mineral parajenezleri ile birleştirildiğinde migmatitlerin pelitik sedimanlar ve şeyllerden türediği söylenebilir.

#### Örtü Şistleri

Başlıca yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş kaya birimleri topluluğudur. Çoğun ardalınlı olarak gözlenen kaya birimleri, birbirleriyle yanal ve düşey geçişler sunan mercek, kama şekillerinde bulunurlar. İzlenebilen stratigrafi kesitlerinde genellikle alttan üste doğru, kuvars-muskovit şist, granatlı şist, kuvarsit, kloritli şist, kuvars-albit-muskovit şist, biyotitli, muskovit-klorit şist, bantlı mermer düzeylerinden oluşmuşlardır. Çalışma alanında, bantlı mermerler üzerinde daha düşük dereceli metamorfizma etkileri taşıyan kuvars albit-serizit-klorit şistler, onun üzerinde de yeniden kristalleşmiş kayalar üzerine harita alan doğusunda diskordan olarak Mesozoyik yaşlı çakıltaşı, kumtaşı ve kireçtaşları gelir.

Kuvars-Muskovit Şistler Migmatitler üzerinde, örtü şistlerinin tabanını oluşturan kuvars-muskovit şistler Namazlar Tepe kuzeyinde ve Meralöldüğü Tepede 25-30 metre arasında kalınlık değişimi gösteren bir şerit şeklinde izlenirler.

Açık kahverengi, yeşilimsi, kirli krem renklerde, kuvars ve iri muskovit pulları ile dikkati çeken muskovit-kuvars şistler porfiroblastik dokulu kuvars, albit, muskovit, klorit, serizit, ince iğnecikler şeklinde biyotit, dişten, stavrolit, turmalin, metamorfik kaya parçacıkları, bolca yuvarlak zirkon ve opak minerallerden oluşmuştur. İnce taneli matriks içersindeki büyükçe taneler ve çoğun albit olan porfiroblastlar uzamalar ve dizilimler gösterirler. Kuvarsça zengin düzeylerde kaba yapraklanma gözlenir.

Granatlı Şistler Biyotit şistler içersinde mercekssel olarak Beyceköy Yaylası ve Meralöldüğü Tepe güneyinde izlenirler.

Granatlı şistler, kaba, düzensiz yapraklanmalı; kızılımsı kahverengi, grimsi kahverengi "renklerde" ve porfiroblas-

tik dokuludurlar. Porfiroblastları 0.2-1 cm büyüklükteki granatlar oluşturur. Kuvars, biyotit, albit, muskovit, çok az turmalin, apatit, sfen ve opak mineraller içerirler. Bazen saçılmış taneler halinde izlenen granatlar, çoğun dönme geçirmişlerdir.

Kuvarsitler Yaylayolu sırtında tipik olarak izlenen kuvarsitler kirli krem, sarımsı, bej, açık kahverengi ve sarımsı beyaz renklerde; kaba yapraklanma, sert ve kırıl-gandırılar. Kenetlenmiş mozayik dokusu gösterirler. Kuvars, muskovit, ince feldispat taneleri, biyotit iğnecikleri, turmalin ve opak mineraller içerirler. Muskovit miktarı değişkendir. Kuvarslarda dalgalı sönme olağandır. Kuvarsitler, Muskovit-kuvars şistler içersinde bant ve mercekler şeklinde çeşitli düzeyler oluşturdıklarından haritada ayırtılmamıştır.

Kloritli Şistler Dikenli Tepe doğusunda ve Namazlar Tepe dolayında izlenen kloritlişistler kirli yeşil, boz, renklerde olup ince yapraklanmalıdırlar. Şisti doku gösteren kloritli şistler bol klorit az muskovit ve opak mineral içerirler. Kayanın mineralojik bileşimi değişkendir. Bazen yalnızca kloritten oluşurlar.

Biyotitli, Muskovit-Klorit Şistler Dikenli Tepe ve Namazlar tepede yüzeylenirler. Kırtışık Tepe çevresinde mermerlerin alt düzeyini oluşturlar.

Kahverengi, yeşilimsi kahverengi, kirli krem renklerde; ince dokulu, iyi gelişmiş yapraklanmalıdırlar. Mikroskop altında, lepidoblastik, porfiroblastik doku gösterirler. Allotriomorf taneler halinde kuvars, yersel büyüme gösteren albit, muskovit, klorit iğneler ve çubuklar şeklinde biyotit, turmalin, zirkon ve opak mineral içerirler.

Bantlı Mermerler Dikenli Tepe, Yörükminaresi Tepe ve Kırtışık Tepe KB sında gözlenirler.

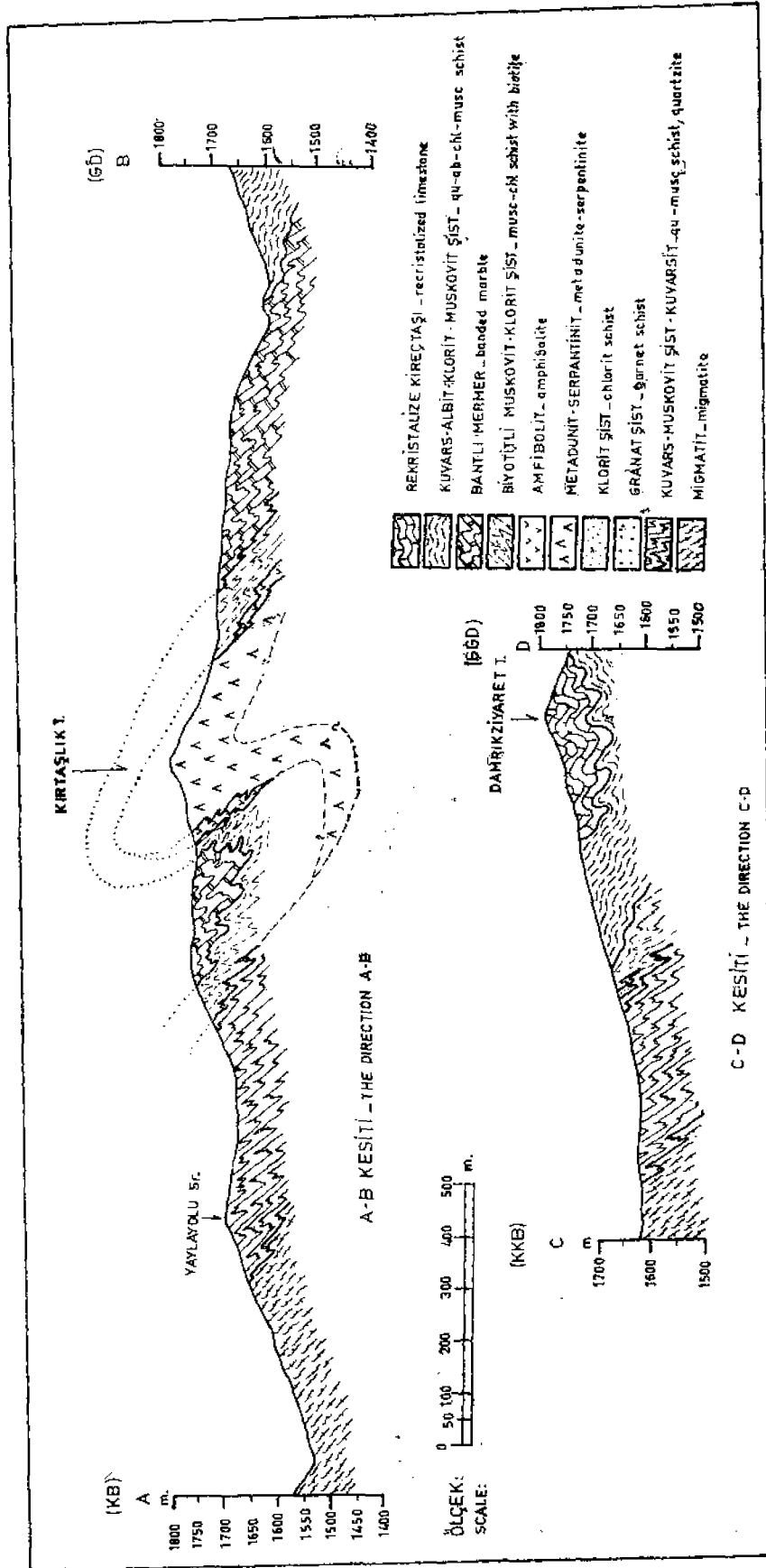
Metamorfik şistlerin üst düzeylerini oluşturan mermer, koyu, gri, beyaz renklerde, çok güzel kıvrımcıklar sunan koyu açık renkli laminalıdırlar. Çoğun sakkaroyid dokulu olan bu mermerler, başlıca ikizlenmesi gösteren kalsitten oluşmuşlardır. Çok az bitüm, muskovit iğnecikleri, diyopsit; granite yakın kesimlerinde vollastonit ve granat bulundurulur.

Sert, kırılğan kötü kokulu ve yer dolomitleşmişlerdir. iki yönde gelişmiş eklemli, laminalanmaya paralel yarılmalı ve orta kalın katmanlıdırlar.

Metabazik ve Metaultramafik Kayalar Biyotitli, muskovit-klorit şistlerle yakın ilişkili, onlarla eş metamorfizma ve birlikte kıvrılma gösteren, ilkel ilişkileri tam olarak çözümlenemeyen, metamorfizma geçirmiş bazik ve ultramafik kayalar, örtü şistlerinin üst düzeylerinde, biyotitli muskovit-klorit şistler içersinde mercekssel olarak bulunurlar. (Şekil 3).

Kırtışık tepiyi oluşturan metadunit ve serpantinler üzerinde ince bir biyotitli, muskovit-klorit şist düzeyi, bunun üzerinde de bantlı mermerler yer alır. Bantlı mermerleri daha düşük dereceli metamorfizma etkileri taşıyan kuvars-albit muskovit-klorit şistleri ve yeniden kristalleşmiş kireçtaşları üstler. Daha doğuda Triyas-Jura yaşındaki kırıntılı ve karbonatlı kayalar diskordan olarak, şistleri ve yeniden kristalleşmiş kireçtaşlarını örter.

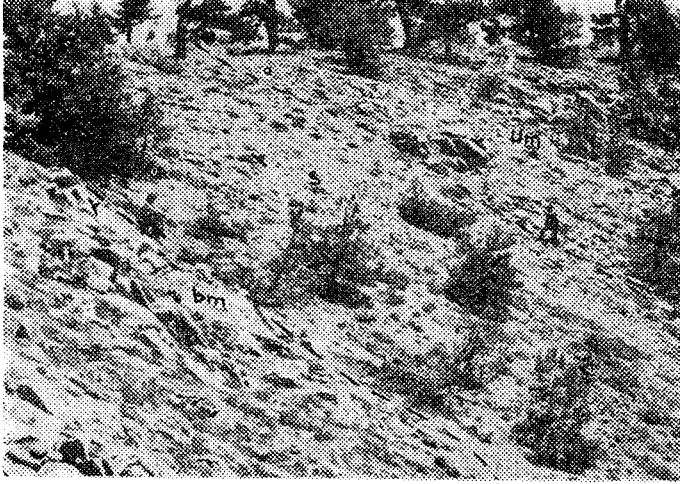
Metabazik ve metaultramafik kayalar, Kırtışık Tepede, biyotitli, muskovit-klorit şistler ve üzerindeki bantlı mermerlerle birlikte, KD-GB eksenli büyükçe bir kıvrımla KB ya doğru devrılmış olarak gözlenirler (Şekil 6A). Kırtışık



Şekil 6/A: Kirtaşlık Tepenin KB-FD yönünde enine kesiti.

Figure 6/A: Cross section of Kirtaşlık Hill in the direction NW-SE.

Tepenin *GD* sında metadunitler üzerine gelen amfibolü, şist, mermer istifi tepenin *KB* sında devrik kıvrımdan dolayı terslenerek metadunitlerin altında dalar (Şekil 7).



Şekil 7: Kırtaşlık Tepe kuzeybatısındaki devrik kıvrımın oluşturduğu ters istif, bin: bantlı mermer, s: biyotitli muskovit, klorit şist, um: metaultramafit.

Figure 7: The inverted sequence formed by the recumbent fold NW of Kırtaşlık Hill bm: banded marble, s: muscovite-chlorite schist with biotite, am: metaultramafite.

Petrografik incelemelerde metadunitlerin, yönlenme gösteren olivin, bantlar halinde antigorit, tramolit, opak mineraller içerdiği gözlenmiştir. Çoğun antigorit ve tremolitler milonitleşmeyi andıran sürtünme zonlarına benzer damarlarda kristallenmişler ve kaya içerisinde milonitleşme ile birlikte sıcaklığında gösteren zonlar oluşturmuşlardır. Serpantinitlerde talk, antigorit, tremolit, kalıntı (relikt) olivin ve opak mineraller bulunur (Şekil 8).



Şekil 8: Serpantinitlerin mikroskop altında sürünüşü (IM.X 01: 10) Ol: olivine, T: Tremolite, a: antigorit.

Figure 8: Photomicrograph of serpentinites (pol. 1. X 10) Ol: olivine, T: Tremolite a: antigorite.

Koyu yeşil renkli amfibolitler kataklastik doku gösterirler. Bol amfibol piroksen, albit, sfen, epidot, granat ve klorit içerirler. Çeşitli ölçeklerde mermer mercekleri bulundurlar (Namazlar Tepe).

#### Menderes Masifi Metamorfik Kayalarının Yaşı

Menderes Masifi kuzeyinde metamorfik kayalar içerisinde organik kalıntılar bulunmadığından birimlerin yaşı, çevrede konumları saptanmış birimlerle denetirmeye ve stratigrafi ilişkilerine dayandırılarak tartışılabilir. Günümüze değin yapılan aratırmaların ortaya koyduğu verilerin ulaştığı sonuçlar şu şekilde özetlenebilir.

1) Durand (1962), Masifin güneyindeki, Dikmen Köyü, (Muğla) dolayındaki bir çinkoblend örneği üzerinde kurşun izotopları metodunu kullanarak yaptığı yaş tayininde,  $Pb^{207}/Pb^{206}$  oranıyla örneğin yaşını 268-60 my. olarak saptanmıştır. Araştırmacıya göre filondan alınan örneğin yaşı, onu içeren kitlenin yaşından küçük olacağından, masifi oluşturan gnaysların daha eski bir yaşta olmaları gerekir.

2) Masifin güneyinde Çine dolayında 1974'de C. Jaeger tarafından çekirdeğin metamorfizma yaşı  $Pb/Sr$  oranıyla (tüm kayaçtan) 490+90 m.y. olarak saptanmıştır (Dora, 1975 ve İzdar, 1975 dan).

3) Örtü şistlerinin tabanında dişten ve stavrolitin detritik olarak bulunması, çekirdekle örtü arasında bir aşınma evresinin varlığın ve almandin-amfibolit fasiyesindeki metamorfizmanın örtü şistlerinin çökeliminden önce oluştuğunu belirler.

4) Masifin örtü şistleri içerisinde Yeşilköy 'de (Denizli) Üst Devoniyen-Alt Karbonifer (U. Akat ve A. Çağlayan, 1975, sözlü görüşme), daha üst düzeylerde Permiyen fosilleri bulunmuştur (Boray ve diğerleri, 1973: Akat ve diğerleri, 1975).

5) Muğla kuzeyinde masifin örtüsünü oluşturan Göktepe Kireçtaşının Permo-Karbonifer yaşında olduğu eskiden beri bilinmektedir, (Onay, 1949; Kaaden ve Metz, 1954; Schuiling, 1962).

6) Simav kuzeyinde Triyas-Jura yaşındaki fosilleri içeren detritikler, metamorfik kaya çakılları kapsarlar (Akdeniz ve Konak 1979).

7) Örtü şistleri üzerine açılal diskordansla gelen Alt Mesozoyik detritiklerinin metamorfizmadan etkilenmemiş olması yeşil şist fasiyesindeki metamorfizmanın Alpin öncesi bir yaşta oluştuğunu gösterir (Akdeniz ve Konak 1979).

Buna göre, belirtilen örtü şistleri Paleozoyik yaşlı olup, Hersiniyen Orojenizi sırasında yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş oldukları varsayılabilir. Örtü şistlerinden bir diskordansla ayrılan çekirdeğin, en azından Hersiniyen öncesi bir yaşta olması gerekmektedir.

#### TARTIŞMALAR VE SONUÇLAR

Menderes Masifi ve çevresinde incelemelerde bulunan araştırmacılar, Masifin çekirdeğinden örtü şistlerine gidildikçe azalan metamorfizma derecesinin, dom şeklindeki yapının merkezinden kenarlarına doğru iç içe halkalar oluşturduğunu gözlemişlerdir. Çekirdek ile örtünün birlikte tek bir metamorfizma geçirdiği düşünüldüğünde, bu halkalar artan veya azalan metamorfizma koşullarına göre; iç içe oluşan metamorfizma zonları olarak yorumlanabilir.

Yeni saha gözlemlerine göre, çekirdek kayaları örtü şistlerine oranla daha fazla deformasyon geçirmişler ve örtü

ile çekirdek kayalarının metamorfizma fasiyesleri de farklıdır. Bu durumda çekirdek ile örtü şistleri arasında söz konusu uyumsuzluğu Schuiling (1962), lineasyon farklılığına dayanarak varsaymaktadır. Akat ve diğerleri (1975) ise bu sorunu, elde edilen bulguların ışığı altında irdeleyerek uyumsuzluk görüşünde birleşmişlerdir.

İnceleme alanında çekirdek kayaları ile örtü şistleri arasında bir lineasyon farklılığı gözlenmemişse de, çekirdek kayalarının daha fazla deformasyona uğradıkları ve deformasyon sınırının iki birim arasında düzenli bir çizgisellik oluşturduğu izlenmiştir.

Genel olarak kuvarsitik bir düzey ile başlayan örtü şistleri ile çekirdek kayaları arasında, Masifin güneyinde söz edilen geçiş seviyesi de (Mügel ve Metz, 1954; Graciansky, 1965; Başarır, 1970) Masifin kuzeyinde yoktur ve iki birimin çalışma alanındaki dokanağı kesindir.

Açısal uyumsuzluğu destekleyen yapısal verilerin pek kıt olarak bulunduğu inceleme alanında, çekirdek-örtü ilişkisi metamorfizma farklılığına, petrografik verilerin yorumlanmasına dayandırılabilir. Simav dolayında, çekirdek kayaları almandin amfibolit fasiyesi mineral parajenezlerini, örtü şistleri ise yeşil şist fasiyesi mineral parajenezlerini içerirler. Dokanak boyunca iki fasiyes arasında geçişi oluşturan bazı parajenez ve alt fasiyeslerin bulunmaması, yersel fasiyes atlama bu birimler arasında bir fasiyes kesikliğinin varlığına işaret etmektedir, örneğin, sillimanitli parajenez üzerine kloritli parajenezin gelişi v.b. gibi Diğer taraftan, çalışma alanında örtü şistlerinin tabanını oluşturan kuvars-muskovit şist düzeyi içerisinde iki fasiyesin mineral parajenezleri de bulunmaktadır. Yeşil şist fasiyesinin karakteristik mineralleri olan serizit ve klorit ile almandin-amfibolit fasiyesinin başlangıcını belirleyen stavrolit ve dişten minerallerinin (Winkler, 1967) birlikte bulunuşu bilinen parajenezlere ters düşmektedir. Aynı birimden yapılan 20 kadar ince kesitin petrografik incelemeleri, dişten ve stavrolit minerallerinin kuvars muskovit şist içerisinde detritik olarak bulunduğu göstermiştir. Kesitlerde gözlenen kataklastik dokulu, kırılmış, yuvarlanmış turmalinler ve biyotitli metamorfik kaya kırıntıları bu görüşü doğrulamaktadır. Genel olarak uzunca kristaller şeklinde oluşan dişten ve turmalinlerde erozyon etkileri kırılmalar ve yuvarlanmalar izlenmektedir. Dişten (Şekil 9), stavrolit (şekil 10), turmalin, zirkon ve daha yüksek dereceli metamorfik kaya parçacıklarının örtü şistleri içinde kırıntı olarak bulunması masifin bu minerallerce zengin çekirdeği ile örtü şistlerinin arasındaki kuşku uyumsuzluğun varlığını kanıtlayan bir veri olarak kabul edilebilir.

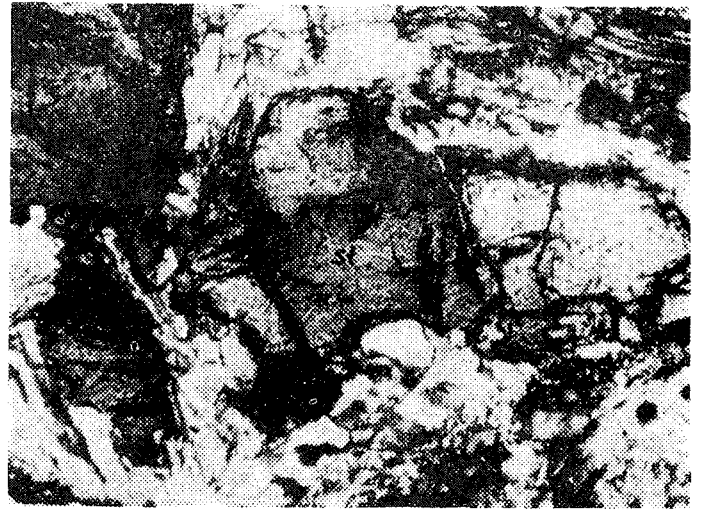
Bu durumda, almandin-amfibolit fasiyesindeki metamorfizma ve migmatitleşmenin yaşı, örtü şistlerinin çökelişinden öncedir. Migmatizasyon sırasında metamorfiklerin içerisine yer yer granitik intrüzyonların sokulması ile ayrışma ve ufalanmaya karşı dayanımlı mineraller, bugünkü örtünün klastik çökellerini oluşturmuştur.

Bugünkü örtünün yeşil şist fasiyesindeki metamorfizmasının, almandin-amfibolit fasiyesi detritik minerallerine retrograt etkiler yapması, retrograt metamorfizma koşulları altında stavrolitin serizit ve klorite, distenin muskovite dönüşmesi olağandır. Örtü şistlerinin taban düzeyleri içerisinde muskovit ve kloritin anormal denecek kadar bolca bulunuşu



Şekil 9: Kuvars-muskovit şist içerisindeki dişten ve stavrolit mineral tında görünüşü (P. I. X 20).

Figure 9: Photomicrograph of Kyanite in Quartz-muscovite schist (Pol. I. X 20).



Şekil 16: Kuvars-muskovit şist içerisindeki stavrolitin mikroskop altında görünüşü (P. I. X 20).

Figure 10 .Photomicrograph of staurolite in quartz-muscovite schist (OP. I. X 20).

şekil 9 daki dişten ve şekil 10 daki stavrolitin muskovitleşme göstermesi bu görüşün doğruluğunu destekler. Porfiroblastları oluşturan albitler de, feldispat kırıntılarının de grişiminden oluşabilirler.

Metamorfizma ve Alpin hareketleri sırasındaki domlaşma örtü ile çekirdek arasındaki diskordansın izlerini silerken, ince kesitlerde detritik olarak gözlenebilen dişten ve stavrolit kırıntıları, düşük dereceli metamorfizmada varlıklarını kısmen koruyabilmişlerdir.

Metabazik ve metaultramafik kayaların stratigrafi istindeki yerinin paleozoyik yaşmdaki örtü şistlerinin üst düzeyi olduğu saptanmışsa da kökenleri ve yerleşme mekanizmalarına ilişkin yorumlardan şimdilik kaçınılmıştır.

#### KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın yürütülmesinde tüm olanakları sağlayan M. T. A. Enstitüsü Genel Direktörlüğüne; arazi çalışmalarında görüş ve uyarılarıyla bizleri aydınlatan Doç. Dr. E. Bingöl'e; petrografi konusunda yardımlarından dolayı Dr. E. Yazgan, M. Şengün ve P. Çetin'e teşekkürlerimizi sunarız.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüselamoğlu, Ş., 1965, Muğla-Yatağan çevresinde görülen jeoloji formasyonların korelasyonu hakkında rapor: M.T.A. Rap., No. 3497, yayınlanmamış.
- Akartuna, M., 1962, İzmir-Torbalı-Değirmendere-Seferhisar-Urla bölgesinin jeolojik etüdü: İ. Ü. F. F. Monog., 18.
- Akartuna, M., 1965, Aydın-Nazilli hattı kuzeyindeki versanların jeolojik etüdü: M.T.A. Dergisi, 65, 1-10.
- Akat, U., Öztürk, Z., Öztürk, E., ve Çağlayan, A., 1975 Menderes Masifi güneyi - SW Toros kuşağı ilişkisi (ön rapor): M.T.A. Rap. No. 5488, yayınlanmamış.
- Akdeniz, N., ve Konak, N., 1979, Simav-Emet-Dursunbey-Demirci yörelerinin jeolojisi: M.T.A. Rap., hazırlanmakta.
- Akkök, R., 1977, Ultramafic inclusions in the Menderes Masif near Alaşehir, Manisa: Sixth Colloquium on Geologie of the Aegean Region, İzmir, yayınlanmamış.
- Ayan, M., 1973, Gördes migmatitleri: M.T.A. Dergisi, 65, 132-155.
- Başarı, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeoloji ve petrolojisi: E.Ü.P.F. Jeoloji Kürsüsü ilmi rapor servisi, No. 102.
- Bingöl, E., 1974, 1: 2.500.000 ölçekli, Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerine tartışmaları: M.T.A. Dergisi, 83, 178-184.

- Bingöl, E., 1975, Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi: M.T.A. Dergisi, 86, 14-34.
- Boray, A., Akad, U., Akdeniz, N., Akçören, Z., Çağlayan, A., Güneş, E., Korkmaz, B., Öztürk, E.M., ve Sav, H., 1973 Menderes masifinin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri: 50. Yıl Yerbilimleri Kongresi, M.T.A. yayını, 11-20.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliederung von West Anatolien: M.T.A. Dergisi, 66, 61-74.
- Brinkmann, R., 1971, Kuzeybatı Anadolu'daki Genç Paleozoik ve Mesozoik: M.T.A. Dergisi, 76, 61-74.
- Dora, O.Ö., 1969, Karakoca granit masifinde petrolojik ev metalojenik etüdü: M.T.A. Dergisi" 73, 10-26.
- Dora, O.Ö., 1972, Ortoklas mikrolin transformation in migmatiten des Eğrigöz Massivs: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 15/2, 131-152.
- Dora, O.Ö., 1975, Menderes Masifinde alkali feldispatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarla kullanılması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18/2, 111-126.
- Durand, G.L., 1962, Dikmen (Muğla) da bulunan pechblend zuhurunun yaşının ölçülmesi: M.T.A. Dergisi, 58, 144-145.
- Flügel, N., ve Metz, K., 1954, Bodrum-Muğla yöresinde yapılan jeolojik harita hakkında rapor: M.T.A. Rap., No. 2799, yayınlanmamış.
- Graciansky, P. de., 1965, Menderes Masifi güney kıyısı boyunca 'görülen metamorfizma hakkında açıklamalar; M.T.A. Dergisi, 64, 9-23.
- İzdar, K.E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of Menderes Massif of western Turkey; Campbell, A.S., ed., Geology and history of Turkey, de: Petroleum Expl. Soc. of Lib, Tripoli, 495-500.
- İzdar, K.E., 1975, Batı Anadolu'nun jeotektonik gelişimi: Ege Üniv. Müh. Bil. Fak. Yayını, 58, 59 s.
- Kaaden, G., ve Metz, K., 1954, Datça-Muğla-Dalaman çayı arasında bölgenin jeolojisi: Türkiye jeol. Kur. Bült. 5/1-2, 71-170.
- Mehnert, K.R., 1968, Migmatites and the origin of granitic rocks: Elsevier Publ., Amsterdam, 214 s.
- Onay, T.S., 1949, Über die Schmirgelgesteine SW-Anatoliens: Schweiz. Min. Petr. Mitt, 29/2, 357-492.
- Öztunalı, Ö., 1973, Uludağ ve Eğrigöz Masiflerinin petrolojisi ve Jeokronolojisi: İ. Ü. F. F., Monog, Tabii İlimler, 23, 115 s.
- Schüling, R.D., 1958, Menderes Masifine ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü: M.T.A. Dergisi, 51, 38-42.
- Schüling, R.D., 1962, Türkiye'nin güneybatısındaki Menderes migmatitik kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: M.T.A. Dergisi, 58, 71-85.
- Tokay, M., ve Erentöz, C., 1959, Türkiye'de muhtemel uranyum ve toryum bölgeleri: M.T.A. Dergisi, 52, 76-93.
- Winkler, H.G.F., 1967, Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer Verlag, Berlin, 237 s.
- Wippert, J., 1964, Menderes Masifinin Alpidik dağ teşekkülü içindeki durumu: M.T.A. Dergisi, 62, 71-79.



## Uşak Volkanitlerinin Petrolojisi ve Plaka Tektoniği Açısından Ege Bölgesindeki Yeri

*Petrology of the Uşak Volcanics and their place in the Aegean region according to plate tectonics*

TUNCAY ERCAN Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara,  
ALİ DİNÇEL, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara  
ERDOĞDU GÜNAY Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

**ÖZ:** Uşak yöresinde geniş alanlarda yüzlekler veren ve Orta Miyosende başlayıp Üst Pliyosene değin etkinliğini sürdüren kalkalkalen nitelikteki volkanitlerin petrolojik inceleme sonuçları verilerek, Ege bölgesindeki diğer volkanitlerle karşılaştırılmaları yapılmış ve plaka tektoniği açısından kökensel yorumlarına gidilmiştir. Volkanik ürünleri ilk kez Orta Miyosende, riyolitik ve riyodasitik lav ve tüflerle birikmeye başlamış, daha sonra Üst Miyosende riyodasitik, trakiandezitik ve andezitik lav, tuf ve aglomeralarla belirginleşmiştir. Alt-Orta Pliyosende andezitik lav, tuf ve aglomeralar gelişmiş ve son evrede, Üst Pliyosen yaşlı bazaltik-andezit türde lavlar yer almıştır. Saptanan 4 evrenin aralarında durgunluk dönemleri vardır. Kalkalkalen nitelikteki Uşak volkanitleri olasılıkla Alt Eosende Afrika plakasının Ege plakası ile karşılaşması sonucu oluşan bir paleo-yitim zonundan türemişlerdir. Bu paleo-yitim zonunun daha iyi betimlenebilmesi için Ege denizinde, Girit adası güneyinden geçen ve olasılıkla Orta Miyosende oluşmaya başlayarak ilk kalkalkalen volkanizma ürünlerini yaklaşık, 2,7 milyon yıl önce verdiği ve volkanik etkinliğinin zamanımıza değin süregeldiği araştırmacılar tarafından savlanan bugünkü yitim zonu ile ilgili veriler sunulmuştur. Ayrıca Uşak volkanitlerinin diğer volkanitlerle karşılaştırılmalarının yapabilmek ereğiyle tüm Batı Anadolu ve Ege denizi volkanitlerine kısaca değinilmiştir,

**ABSTRACT:** The petrological results of the the calcalkaline volcanics which have covered large areas in Uşak area from the Middle Miocene to Upper Pliocene were given. These results were compared with the other volcanics of the Aegean region, and the origin of the volcanics were interpreted according to plate tectonics. The first volcanic accu-mulation started in the Middle Miocene as rhyolitic and rhyodacitic tuffs and lavas. During the Upper Miocene, rhyodacitic, trachyandesitic and andesitic lavas, tuffs and agglomerates generated. Andesitic products developed in the Lower-Middle Pliocene. The characteristic rocks of the last volcanic period are the Upper Pliocene aged basaltic-andesites. There are some quiet epochs between these four volcanic periods. All the calcalkaline Uşak volcanics probably generated from a paleo-subduction zone which had occurred when the African plate met the Aegean plate in the "Lower Eocene. Some data of the today's subduction zone of the Aegean Sea at the south of Crete Island which according to some authors probably had started in the Middle Miocene and it gave its first calcalkaline volcanism products 2,7 million years ago and its volcanic activity continued to recent time were presented in order to define this paleo-subduction zone. Furthermore, some brief information about all the volcanics of the Western Anatolia and the Aegean Sea were given to compare them to the Uşak volcanics.





denizindeki yitim zonu, aktif ara yayları ve çeşitli evrelerdeki volkanitlerin dağılımı görülmektedir. Ege bölgesi, Üst Eosenden zamanımıza değin yaş aralığı gösteren geniş yayımlı volkanizma ile belirlenmiştir. Bu volkanizma, bazı zonlarında alkali nitelikte lavlar saptanmasına karşın büyük bir çoğunlukla kalkalkalen niteliktedir. Ege bölgesinde ilk kalkalkalen volkanizma Kuzey Egede Üst Eosende başlamıştır (Paraskevopoulos, 1958). Oligosende de süregelen bu volkanit etkinlik KB Yunanistanda olup makalede irdelenecek olan Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkanitlerden çok uzakta olup kökensel yönden de ilişkileri yoktur. Ege bölgesinde ve Batı Anadolu'da daha sonra Miyosen yaşlı yaygın kalkalkalen volkanitler görülmektedir. Bu volkanitler şimdiki yitim zonundan değil, olasılıkla Alt Eosende Afrika-Ege plakaları çarpışmaları sonucu oluşan bir paleo yitim zonundan türemişlerdir. Zira, araştırmalara göre Orta ve/veya Üst Miyosende oluşmaya başlayan şimdiki yitim zonundan kendisinden daha yaşlı volkanizmanın türemeyeceği açıktır. Ege adalarında ve Batı Anadolu'da çalışan araştırmacıların elde ettikleri jeokronolojik veriler, bu geniş yayımlı kalkalkalen volkanizmanın Orta Miyosende geliştiğini gösterir (16-18 milyon yıl, Midilli adası ve 16-22 milyon yıl, Batı Anadolu volkanitleri, Borsi ve diğerleri, 1972; 13,3 milyon yıl, Oxylithos, Fytikas ve diğerleri, 1976). Bu volkanik etkinliğe, bazı bölgelerde granodiyoritik ve granitik sokulumlar de eşlik etmiştir. (Serbo-Makedonya masifi, Kuzeybatı Anadolu ve Kos adası; Smith ve Moores, 1974; Fytikas ve diğerleri, 1976). Ayrıca henüz jeokronolojik veriler elde edilmemesine karşın, çalışma alanımızda bu volkanizmanın Üst Miyosen ve tüm Pliyosen boyunca da etkinliğini sürdürdüğü, yaşlan fosillerle kanıtlanan çökel kaya birimleri ile olan ilişkileri göz önüne alınarak saptanmıştır. (Ercan ve diğerleri, 1978).

Ayrıca Ege bölgesinde Üst Miyosenden, Alt Pliyosene doğru şoşonitik bir alkali potassik volkanizma yer yer etkin olmuştur. (Midilli'nin şoşonitik bazaltları, Patmos ve Edassa latit ve trakitleri, Bodrum lavları; Borsi ve diğerleri, 1972; Burri ve diğerleri, 1967). Şoşonitik lavların ortaya çıkışları, Eosenda çarpışan Afrika Ege plakalarının çarpışmadan sonra Orta-Üst Miyosende dengeye erişerek duraylı olduğunun kanıtı olabilir. (Dewey ve diğerleri, 1973; Fytikas ve diğerleri, 1976).

Ayrıca Miyosenden itibaren Ege bölgesinde KB-GD gidişli grabenler gelişmiştir. Batı Anadolu'daki alkali volkanizma bu bloklu faylanmalarla ilişkili olabilir (Ezine 9,7 milyon yıl, Urla 11, 3-11,9 milyon yıl, Foça 16,5 milyon yıl, Seferihisar 12,5 milyon yıl, Afyon 11,6 milyon yıl, Kula 1,1 milyon-12.000 yıl; Borsi ve diğerleri 1972; Keller ve Villari 1972, Tekkaya 1976; Savaşçın 1978).

Ege denizinde, Girit adasının kuzeyinde, şimdiki aktif yitim zonundan türeyen ve tipik kalkalkalen özellikler gösteren iki etkin volkanik ada yayı vardır. (Şekil-2). Bunlardan güneydeki Cromyonia, Aegina, Methana, Milos, Santorini ve Nisyros volkanik merkezlerini içeren bir dış yay ve daha kuzeyde yer alan ve Thebes, Achilleion, Likades, Antiporos ve Kos volkanik merkezlerini içeren daha sınırlı bir iç yaydır. Bu iki volkanik kuşağın da kayaları bazaltlardan, andezit, dasit, ve riyolitlere kadar tipik bir kalkalkalen takıma aittir. (Nicholls, 1971). İç yayın volkanik merkezleri dış yayıya göre artan bir  $K_2O$  içeriği gösterirler.  $K_2O/SiO_2$  ora-

nında da güneyden kuzeye doğru gidildikçe bir artış göze çarpar ki bu da  $K_2O/SiO_2$  oranının Benioff zonunun artan derinliği ile artmakta olduğu kuramını öne süren Hatherton ve Dickinson (1968) u desteklemektedir. (Ninkovich ve Hays, 1972). Ayrıca, değişken, fakat nisbeten yüksek olan Sr izotop oranları (değerleri 0,7037-0, 7134 arasındadır) iç yayın volkanik kayalarında yükselir. (Pe ve Gladhill, 1975). Bu aktif volkanik yayın en eski ürünleri 2,7 milyon yıl önce oluşmuşlar (Crommyonia) ve günümüze değin volkanizma etkinliği süregelmiştir (Santorini, 1950 püskürmesi). Bu ise, eğimli litosferik dilimin Pliyosen sonunda birleşik olan yayda magmatizma derinliğine eriştiğinin bir kanıtı olabilir (Fytikas ve diğerleri, 1976). Ringwood (1969) un düşündüğü ada yayları modeli esasına göre Ege bölgesindeki kalkalkalen volkanitler olasılıkla alçalan bir litosfer parçasının amfibolit veya eklojit ile en az 30 km. en çok 80-150 km. eriyip karışması ile oluşmaktadır. Yitim zonu önündeki ada yaylarında bu güne değin toleyitik volkanitlere rastlanmayışı, bu zonun tipik Pasifik okyanusal yitim zonlarından farklı olduğunu göstermektedir.

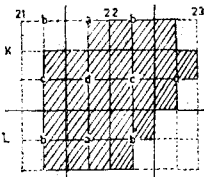
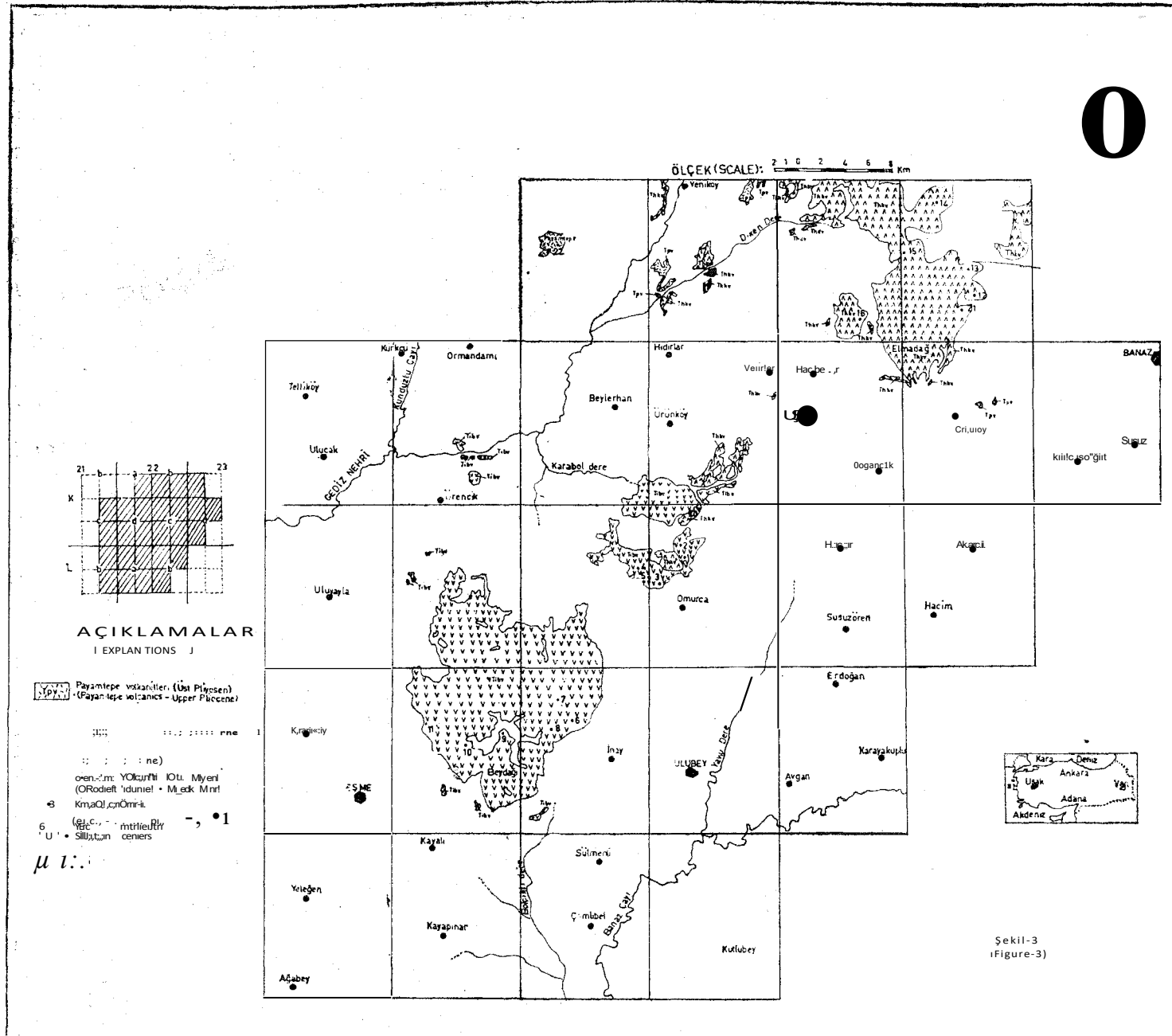
Batı Anadolu'daki ve Uşak yöresindeki tüm kalkalkalen volkanitlerin ise bugünkü yitim zonundan değil, olasılıkla Paleosen veya Alt Eosende oluşmuş, Ege denizini K-G yönünde kat eden bir paleo yitim zonundan türedikleri söylenebilir. Ancak Batı Anadolu'daki kalkalkalen volkanizmayı Benioff zonu ile bağdaştırmaya hiç bir zorunluluk olmadığı ve bunların alkali volkanitler ile birlikte levha içi açılmalar yoluyla oluşabileceği yolunda bazı karşıt kuramlar da ileri sürülmektedir. (Savaşçın, 1978).

#### UŞAK VOLKANİTLERİNİN EVRELERİ-YAŞLARI VE PETROGRAFİSİ

Çalışma alanında yaygın yüzlekler veren ve 4 farklı evrede oluştuğu saptanan kalkalkalen nitelikteki volkanitlerin dağılımı ve kimyasal analiz için örnek alınan yerler şekil 3 te gösterilmiştir. Her evrenin yayımları, çökel kaya birimleri ile olan ilişkileri, yaşları ve petrografik özellikleri Ercan ve diğerleri (1978) de ayrıntılı olarak açıklandığından, burada kısaca değinilecektir:

a) Dikendere volkanitleri (Thdv): Riyolit ve riyodasitik lav ve tüf ürünleridir, Riyolitik lavlar genellikle allotriyomorf taneli mikrokristalin kuvars, serisit ve devitrifiye camdan oluşan bir hamur maddesi içinde yer alan kuvars ve sanidin fenokristallerinden oluşmuşlardır. Riyodasitik lavlar genellikle hipokristalin porfirik yapıda kuvars, sanidin, plajjoklaş, biyotit fenokristalleri ve kuvars, feldispat ve mikali bir hamurdan oluşmuştur. Dikendere volkanitleri, çalışma alanı dışında, daha KD da Muratdağı yöresinde daha geniş yayımlı olup, bu bölgede çalışan Bingöl (1977), yaptığı radyometrik yaş belirlenmesi ile lavların 16-20 milyon yıl (Orta Miyosen) yaşlı olduklarını saptamıştır.

b) Karaboldere volkanitleri (Thkv): Riyodasit-trakiandezit ve andezitik türde lav, tüf ve aglomeralarla belirlenirler. Riyodasitik lavlar, genellikle volkanik cam, feldispat mikrolit ve mikrokristallerinden oluşan ve kilmineralleşme gösteren bir hamur maddesi içinde yer alan kuvars, oligoklas ve daha az sanidin fenokristallerinden oluşurlar. Trakiandezitik lavlar, genellikle hiyalokristalin porfiritik dokuda volkanik camdan oluşan bir hamur maddesi içinde yer alan kuvars, oligoklas, andezin, sanidin, biyotit ve seyrek



**AÇIKLAMALAR**  
I EXPLANATIONS

Payantepe volkanitleri (Üst Pliosen)  
(Payantepe volcanics - Upper Pliocene)

Yükseklikler (m)  
Elevations (m)

Ölçekteki Yolların İki Milyon  
(ORodist' İduniel' M'edk M'nd)

6 U Sillytan ceners

μ l.

Şekil 3: Uşak yöresindeki Neojen volkanitlerinin dağılımı.

Figure 3: Distribution of Neogene volcanics in Uşak area.

hipersten fenokristallerinden oluşmuştur. Andezitik lavlar ise volkanik cam ve plajioklas mikrokristallerinden oluşan hamur maddesi içindeki porfiritik dokulu oligoklas, andezin ve biyotit fenokristalleri ile belirgindirler. Tüm lavların Üst Miyosen yaşlı oldukları, Miyosen ve Pliyosen yaşlı çökel kayalarla olan ilişkileri göz önüne alınarak çıkarılmıştır. (Er-can ve diğerleri, 1978).

Ayrıca kalkalkalen nitelikli bu lavlarla birlikte yer yer de alkalen tefrit cinsi lavlar göze çarparlar. Tefritik lavlar dar bir alanda yüzlek verdiklerinden, bütünüyle geniş yayımlı diğer kalkalkalen lavlardan ayırtılma olanakları bulunamamış ve kimyasal analiz de yaptırılmamıştır. Batı Anadolu'da alkalen ve kalkalkalen nitelikli lavların birarada buldukları daha başka bölgelerin varlığı da bilinmektedir, örneğin Foça-Ula yöresindeki ayrıntılı volkanolojik araştırmasında Savaşçın (1978), birbirini üstleyen geniş yayımlı kalkalkalen ve alkalen lavlar saptamış ve Batı Anadolu'daki kalkalkalen ve alkalen volkanitlerin levha açılmaları ile yakın ilişkileri olduğunu, söz konusu levha içi açılmaların Ege'deki kabuksal niteliğinin daha belirgin olduğunu, Ege'de aşırı doygun gaz fazının söz konusu edilebileceğini belirtmiştir. Savaşçın (1978)'a göre bu faz, yüksek basınç ortamında sızmalarla ısı iletimini kolaylaştırmakta ve bölümsel ergimeleri kabuksal taşıyıcılarında da gerçekleştirilebilmekte, böylece genişlemeler sonucu alkalen ve kalkalkalen lavlar bir arada yüzlekler verebilmekte ve bu tür volkanitleri çevreleyen bol sıcak su kaynakları bölgede gaz fazı ile yukarı taşınmış ısının varlığını göstermektedir.

c) Beydağ volkanitleri (Tlv): Salt andezit lav, tuf ve aglomeralar içerirler. Andezitler genellikle porfiritik yapı ve hiyalopilitik doku sunarlar. Volkanik cam, plajioklas mikrolitler, ojit ve biyotit mikrokristalleri ve seyrek minerallerden oluşan bir hamur maddesi içindeki andezin, oligoklas, biyotit ve ojit fenokristallerinden oluşmuşlardır. Alt-Orta Pliyosen yaşlı oldukları, eş yaşlı çökel kayalarla olan ilişkileri göz önüne alınarak çıkarılmıştır.

d) Payamtepe volkanitleri, (Tpv): Bazaltik-andezit türde lavlardan oluşmuşlardır. Lavlar, iri gözenekli porfirik dokulu olup plajioklas, ojit ve ender opak minerallerden oluşan bir hamur maddesi içindeki ojit, olivin ve plajioklas fenokristalleriyle belirgindirler. Gaz boşlukları ikincil kalsit, epidot ve zeolitle dolmuştur. Dördüncü ve son evreyi oluşturan Payamtepe volkanitlerinin Üst Pliyosen yaşlı oldukları, yine çökel kayalarla olan ilişkileri sonucu saptanmıştır. Tüm evrelere ilişkin kraterler bölgedeki temel başkalaşım kayalarının kıvrım eksenlerinin yönlerine uyumlu olarak KD-GB yönünde dizilim gösterirler.

## UŞAK VOLKANİTLERİNİN PETROKİMYASI

Volkanitlerin çeşitli yüzleklerinden alınan 22 örneğin majör element kimyasal analiz sonuçları incelenmiştir. Örnek alınan yerler Şekil 3'te, majör element kimyasal analiz sonuçları ve C.I.P.W. normaları Çizelge 1'de verilmiştir.

Örnekler %56, 8-67,2 arasında değişen ölçüde SiO<sub>2</sub> içerirler, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> miktarı %12, 85-17,70 arasındadır. Toplam Fe oksitler %2, 54-6, 54, MgO %0, 30-3, 80 ve CaO %0, 93-6, 16 arasında değişik değerler gösterirler. Na<sub>2</sub>O %1, 78-4, 15 ve K<sub>2</sub>O %3, 05-7, 00 arasında değişken olup lavlar genellikle potassiktirler. TiO<sub>2</sub> %0, 52-2, 18 arasında değerler verir. MnO değerleri düşük olup %0, 01-0, 35 arasındadır.

Lavların Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O ve SiO<sub>2</sub> içeriklerine göre sınıflandırılmaları yapıldığında, iki-üç sapmanın dışında subalkalen oldukları belirlenmektedir, (Şekil 4/A).

Lavların Ol-Ne-Q' üçgen diyagramında da subalkalen nitelikte oldukları görülmektedir. (Şekil 4/B).

Subalkalen oldukları belirlenen lavların Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve normatif plajioklas diyagramında kalkalkalen oldukları saptanmıştır. (Şekil 5).

Örneklerin kalkalkalen oldukları ayrıca A.F.M. üçgen diyagramı ile de kanıtlanmıştır. (Şekil 6/A).

Alkaliler ve kalsiyumun silise karşı değişimine göre düzenlenmiş diyagramda da volkanitlerin kalkalkalen oldukları ve peacock indisinin 57,5 dolayında bulunduğu görülmektedir. (Şekil 6/B).

Volkanitlerin alkali toplamının SiO<sub>2</sub>'ye göre değişimi, bu kez Ritmann indisleri de göz önüne alınarak incelendiğinde (Şekil 6/C) kayaların ortalama Ritmann indisinin 8 = 3, 34 olduğu ve zayıf kalkalkalen kesime düştükleri görülmektedir. Bu arada iki örnekte ise (12 ve 22 nolu) Ritmann indisi nispeten daha yüksektir. (8 = 4,49 ve g = 5,29) ve kalkalkalen-alkalen geçiş bölgesinde, hatta zayıf alkalen bölümünde yer almaktadır.

Örneklerin toplam demir (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) ve MgO değişim diyagramında genellikle Kaskad kalkalkalen serileri trendine uyumluluk gösterdikleri ve andezit-dasit riyolit türünde lavlar oldukları belirlenmektedir. (Şekil 7).

Lavların toplam demir (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)/FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO içeriklerinin SiO<sub>2</sub>'ye göre değişim diyagramında (Şekil 8) belirli bir trende uymayıp dağınıklık gösterdikleri görülür.

Volkanitlerin kimyasal bileşimleri göz önüne alınarak çeşitli yöntemlerle adlandırılmaları da yapılmıştır. İlk olarak kaba bir sınıflama yöntemi olan Church sınıflaması yapılmış (Şekil 9) ve genellikle andezit yer yer dasit, ender olarak ta riyolit türünde lavlar oldukları saptanmıştır. Lavların K<sub>2</sub>O ve SiO<sub>2</sub> içeriklerine göre Taylor sınıflaması yapıldığında (Şekil 10), genellikle yüksek K'lu andezit ve dasit olarak adlandırılabilirler. Örneklerin Streckeisken üçgen diyagramına göre sınıflamaları yapılacak olursa (Şekil 11/A) lavlar latit-andezit, Kuvars latit, Riyodasit ve nadiren riyolit olarak adlandırılabilirler. Ritmann üçgen diyagramında ise (Şekil 11/B) Trakiandezit, Kuvars latit, Riyodasit ve nadiren riyolit kesimine düştükleri görülmektedir.

Yazarların en güvenilir sınıflama olarak kabullendikleri ve örneklerin normatif plajioklas bileşimi (N.P.C.) -normatif renk göstergesi (N.C.I.) içeriklerine göre düzenlenen Irvine ve Baragar (1971) sınıflamasında ise (Şekil 12) lavların andezit, dasit ve ender olarak riyolit türünde oldukları saptanmıştır. Ayrıca volkanitlerin Irvine ve Baragar An-Ab'-Or üçgen diyagramı da yapılacak olursa, lavların K'ca zengin andezit, riyodasit ve riyolit oldukları belirginleşir (Şekil 13).

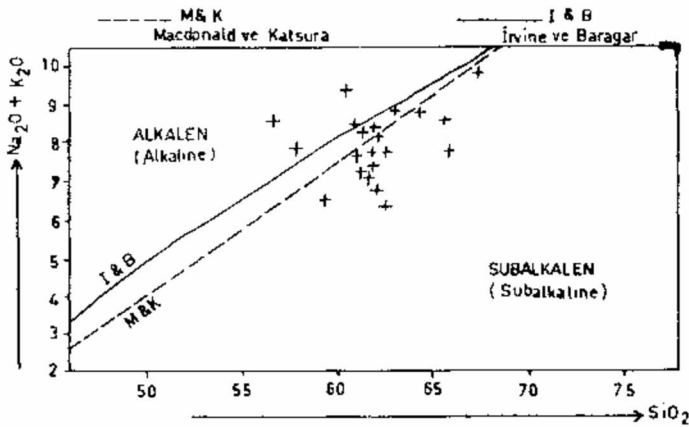
Yerel magmanın kökenini araştırmak için Gottini (1968)'nin geliştirdiği  $\hat{A} = Al_2O_3 - Na_2O/TiO_2$  nin SiO<sub>2</sub>'ye ve 8 = Ritmann indisine göre değişim grafikleri çizilmiştir. (Şekil 14/A) ve 14/B). Bunlardan  $\tau$  değerinin SiO<sub>2</sub>'ye göre değişim diyagramı incelenecek olursa, SiO<sub>2</sub> miktarı arttıkça  $\tau$  değerleri de yükselmektedir. Gottini (1968) nin araş-

ÖRNEK NO VE ALINDIĞI YER (Sample no and where it was taken)	1 USAĞ KAZDAĞI T	2 USAĞ SEMİK T	3 USAĞ KONUĞU MVK	4 USAĞ KOCA I	5 USAĞ GÖRDAK KÖYÜ	6 USAĞ LEBER -	7 USAĞ IRSAĞ -	8 USAĞ DÜKLUCA -	9 USAĞ DAZLAK T	10 USAĞ DAKLAK T	11 USAĞ KOLONKAYA KÖYÜ	12 USAĞ ÇAMYUVA KÖYÜ	13 USAĞ ÇAMYUVA KÖYÜ	14 USAĞ KARANLIK ÖRE	15 USAĞ AYRANLIK MVK	16 USAĞ USANSLAR KÖYÜ	17 USAĞ DÖVERÜÇLÜ MVK	18 USAĞ KUDÜKATA T	19 USAĞ EVLIYA T	20 USAĞ KARABOL KÖYÜ	21 USAĞ KARACAHSAR KÖYÜ	22 USAĞ ZAHMAN KÖYÜ
SiO <sub>2</sub>	61.92	61.50	62.50	61.05	61.05	61.65	60.45	61.85	62.05	61.00	61.95	63.60	66.05	62.95	61.00	59.40	65.75	41.26	64.90	63.15	67.20	56.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.20	15.90	15.30	16.00	17.00	17.70	15.30	15.90	15.50	16.90	16.05	15.85	14.00	13.30	12.65	16.95	13.70	6.55	14.80	12.95	14.50	15.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.10	3.32	4.93	4.11	4.97	2.25	3.28	3.33	2.74	4.73	5.19	4.30	2.31	4.04	1.95	6.34	4.46	3.21	4.96	4.42	1.81	6.05
FeO	0.24	2.20	0.35	1.09	0.42	1.59	1.27	1.00	2.66	0.48	1.04	0.44	1.33	0.71	1.36	0.67	0.16	1.13	0.22	0.27	0.73	0.49
CaO	4.87	5.89	4.26	4.25	4.48	2.13	3.73	4.95	4.13	1.55	6.16	3.76	2.85	4.66	5.08	5.74	0.93	14.76	1.75	2.00	2.36	3.41
MgO	1.30	1.60	1.60	1.60	1.90	0.90	2.50	1.60	2.60	1.00	3.90	1.70	1.20	1.60	2.30	2.50	0.30	0.30	0.40	0.90	1.30	1.30
TiO <sub>2</sub>	0.76	0.68	0.75	0.77	0.78	0.90	0.65	0.75	0.62	0.70	0.71	0.85	0.66	0.50	0.72	0.69	1.1	0.62	0.05	2.18	0.52	1.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.21	0.28	0.22	0.19	0.27	0.35	0.34	0.22	0.15	0.30	0.36	0.22	0.20	0.37	0.40	1.03	0.09	0.65	0.98	0.25	0.66
MnO	0.10	0.09	0.10	0.15	0.10	0.06	0.07	0.06	0.35	0.03	0.13	0.11	0.06	0.14	0.11	0.03	0.02	0.17	0.04	0.02	0.03	0.07
Na <sub>2</sub> O	4.15	3.28	3.80	3.64	3.95	2.60	2.38	3.95	3.05	3.70	3.85	2.80	2.93	3.05	2.20	2.03	0.07	2.13	1.78	4.03	2.80	
K <sub>2</sub> O	3.48	3.63	3.80	3.53	3.05	5.53	4.00	4.33	4.23	5.05	4.00	5.48	5.00	3.70	4.45	4.48	6.45	0.74	6.60	7.00	5.65	5.75
CO <sub>2</sub>	0.19	0.08	0.18	0.07	0.13	0.06	0.14	0.09	0.28	0.15	0.20	0.11	0.17	2.73	3.38	0.15	0.06	20.67	0.15	0.24	0.08	0.26
İzole Kalsiyum (ppm)	1.83	2.77	2.16	3.35	1.69	4.78	3.64	2.29	0.08	8.21	1.68	2.58	4.03	3.47	2.79	2.15	3.49	2.80	2.75	4.40	1.72	5.78
Toplam (Total)	101.39	100.95	99.99	100.72	100.21	100.37	99.96	100.34	100.09	100.84	100.83	100.79	100.68	100.12	99.61	99.95	99.49	100.36	99.80	100.29	100.18	100.65
O	14.56	16.73	15.90	17.00	16.44	20.30	22.95	12.45	15.09	18.48	6.38	9.16	23.82	26.46	21.76	15.82			24.70	23.73	17.07	11.76
Or	20.48	20.88	23.00	20.71	17.96	32.55	23.64	25.60	24.97	29.58	23.43	32.19	29.35	21.84	26.35	26.27			59.08	41.24	53.33	33.76
Ab	34.96	27.01	32.76	29.82	33.35	21.91	20.14	33.31	34.07	27.51	31.03	32.39	23.53	24.76	25.86	18.47			18.06	15.02	34.04	23.54
An	15.23	17.64	12.78	17.17	19.60	8.39	15.33	12.55	9.68	5.78	15.24	9.72	10.78	4.55	3.42	20.25			3.49	1.99	4.78	10.89
Di	3.54	7.12	3.48	1.47				7.01			9.23	3.87	0.59			3.38					3.71	
Hy	1.58	0.57	2.36	3.76	4.72	2.23	5.22	0.67	3.21	2.47	5.10	2.41	2.69	3.98	6.99	4.63			1.00	2.23	1.51	3.22
Wa	1.80	3.82	1.87	0.79				3.81			4.95	2.07	0.31			1.78					1.99	
En	3.22	3.87	3.97	4.45	4.72	2.23	6.22	3.97	6.47	2.47	9.38	4.20	2.97	3.98	5.74	6.17			1.00	2.23	3.25	3.22
İs	0.71	1.25	0.95	1.45	1.09	1.70	1.61	1.42	1.17	1.06	1.38	1.16	1.24	1.12	1.37	1.57			0.55	0.61	0.99	1.05
Tl	0.93		0.60		0.36							0.57				0.13						
C						4.33	1.43		0.73	3.48				2.80	2.50				2.88	1.70		0.80
Mt		5.28		1.88		2.54	1.85	1.24	3.10		1.70		2.55	1.03	2.40						0.94	
Cc	0.43	0.17	0.40	0.15	0.29	0.13	0.31	0.20	3.36	0.34	0.45	0.25	0.38	6.20	7.75	0.33			0.34	0.54	0.18	0.59
Ru					0.05					0.13									0.76	1.85		1.12
Hm	5.08	1.33	4.92	2.91	4.96	0.49	1.99	2.46		4.69	3.97	4.87	0.53	3.32		5.98			4.87	4.41	1.16	6.01
Sp	0.63	0.48	0.66	0.51	0.44	0.63	0.82	0.80	0.82	0.35	0.70	0.85	0.92	0.47	0.88	0.94			1.54	2.31	0.59	55
Fs									2.74						1.25							
D.I	70.03	63.63	71.87	67.54	66.78	74.78	66.75	71.27	72.14	75.57	60.65	73.74	76.70	73.07	73.96	60.57	71.07	5.31	81.84	80.02	84.63	69.06
N.P.C	30.34	39.26	28.07	36.54	37.02	27.69	43.23	27.37	22.14	17.51	32.93	23.09	31.44	18.52	15.21	52.30			16.21	11.73	12.31	31.63
N.C.I	9.28	12.25	10.19	10.82	10.78	6.98	11.70	9.61	13.49	8.25	17.06	10.52	7.34	9.46	10.76	13.96			6.42	7.26	6.59	10.28
S.I	9.11	10.12	10.91	12.78	13.10	7.01	18.62	11.26	16.60	5.88	21.43	10.38	5.49	12.33	17.13	13.76			2.81	6.26	9.62	7.93
S	3.08	2.60	3.10	2.65	2.64	3.54	2.59	2.63	3.58	2.85	3.91	4.54	2.64	2.30	3.10	2.72			3.56	1.91	2.80	5.25
Z	15.85	18.55	15.72	16.16	16.73	16.77	15.30	15.80	15.50	16.98	17.35	16.11	16.85	17.57	13.61	15.44	1.57		1.40	5.12	7.07	7.82

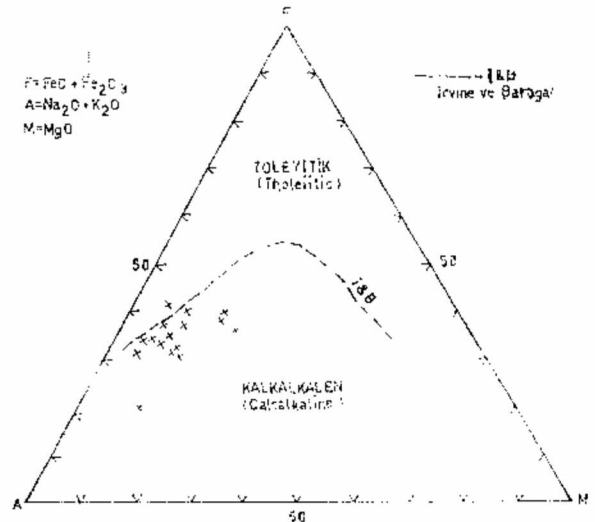
Çizelge 1: Uşak yöresindeki volkanitlerin kimyasal analizleri ve C.I.P.W. normları.

Çizelge 1

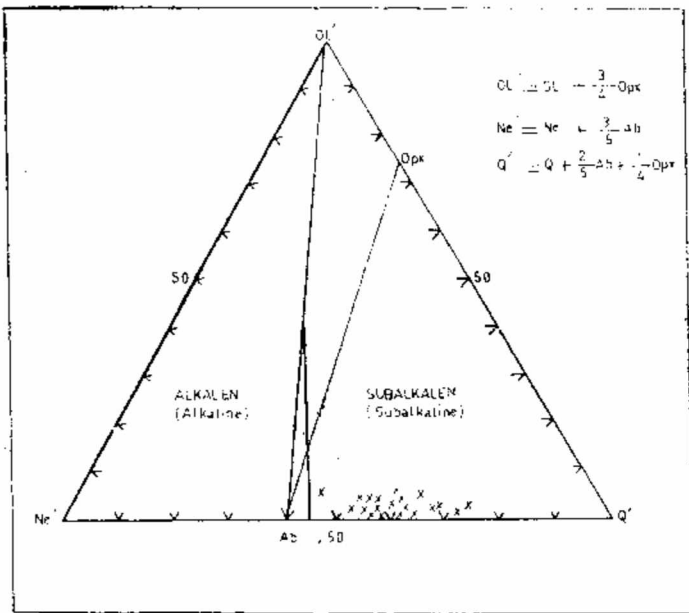
Table 1: Chemical analyses and C.I.P.W. norms of the volcanics in Uşak area.



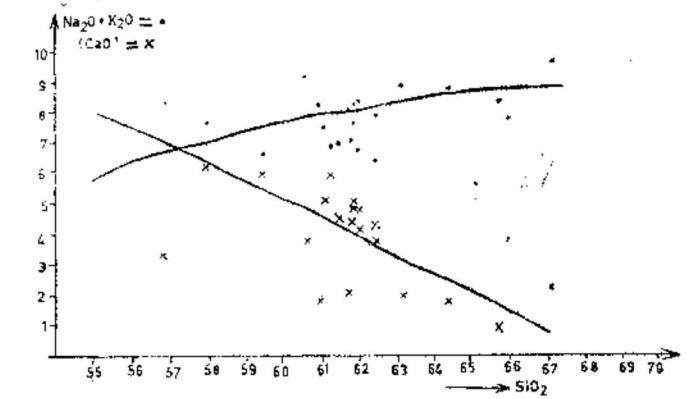
Şekil 4/A: Volkanitlerin alkali-silika içeriğine göre sınıflandırılması.  
Figure 4/A: Classification of the volcanics according to alkali-silica content.



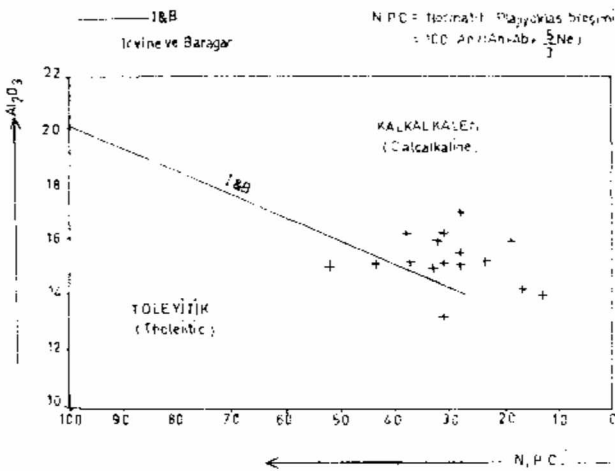
Şekil 6/A: Volkanitlerin A.F.M. diyagramı.  
Figure 6/A: A.F.M. diagram of the volcanics.



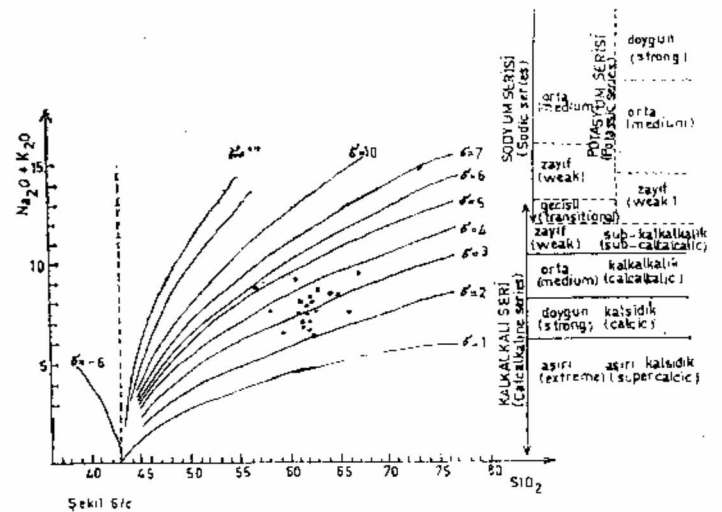
Şekil 4/B: Volkanitlerin O1'-Ne'-Q' Diyagramı.  
Figure 4/B: O1'-Ne'-Q' diagram of the volcanics.



Şekil 6/B: Volkanitlerin Peacock diyagramı.  
Figure 6/B: Peacock diagram of volcanics.

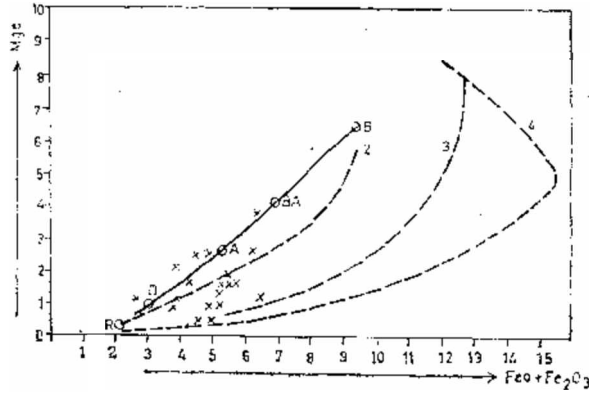


Şekil 5: Subalkalen volkanitlerin Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/N.P.C. diyagramı.  
Figure 5: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/N.P.C. diagram of the subalkaline volcanics.



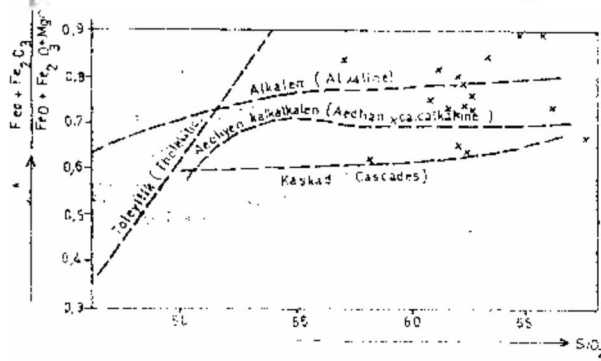
Şekil 6/C: Volkanitlerin Rittmann diyagramı.  
Figure 6/C: Rittmann diagram of the volcanics.

$$\delta = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43} = \text{Rittmann series indeksi (Rittmann series index)}$$



Şekil 7: Volkanitlerin Toplam Demir (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)/MgO Diyagramı.

Figure 7: Total iron (FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)/MgO Diagram of the volcanics.  
 1 — Kaskado (Genel kalkalkalen serilerin trendi Carmichael, Turner ve Verhoogen, 1974) (Gascades (General) B: Basalt, BA=Basaltic Andesite, D=Dacite, R=Rhyolite)  
 2 — Kalkalkalen serilerin trendi (Nockolds, 1954) (Calcalcan series)  
 3 — Hawaiyen alkalen serilerin trendi (MacDonald ve Katsura, 1964) (Hawaiian alkali series)  
 4 — Thingmull Toleyitik serilerin trendi (Tilley ve Muir, 1967) (Thingmull tholeiitic series)

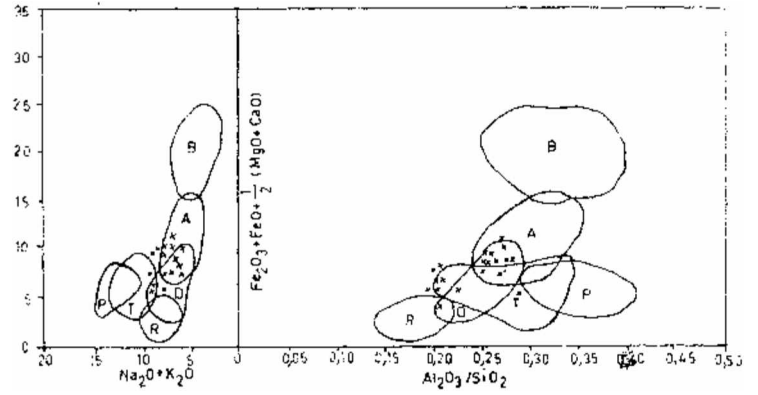


Şekil 8: Volkanitlerin  $\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$  ve SiO<sub>2</sub> Diyagramı.

Figure 8:  $\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$  / SiO<sub>2</sub> diagram of the volcanics.

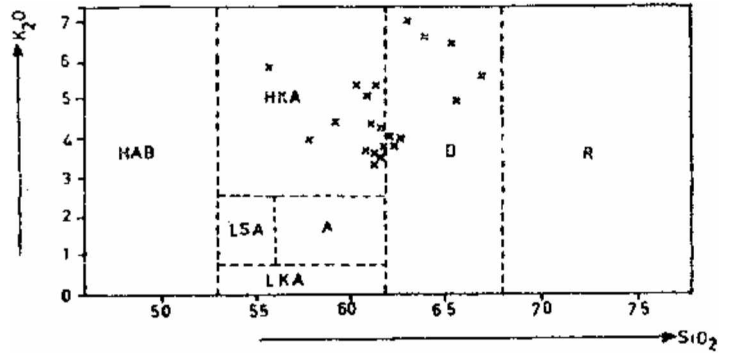
türmelerine göre Sial'ik kökenli volkanitlerde  $\tau > 10$ , Sima'tik kökenli volkanitlerde  $\tau < 9$  dur. Bu sonuçlar Uşak volkanitlerine uygulanacak olursa,  $\tau > 10$  olduğundan, Uşak lavlarının Sial'ik kökenli oldukları ileri sürülebilir. Gottini (1968) log  $\tau$  ile log  $\delta$  arasında da bir ilişki kurmuş ve yaptığı diyagramda Sial'ik köken-Sima'tik köken sınırını çizmiştir. Uşak volkanitlerinin log  $\tau$  ve log  $\delta$  diyagramı çizilecek olursa (Şekil 14/B) bunların yine Sial'ik köken kesimine düştükleri görülmektedir.

Uşak volkanitlerinden alınan örneklerde oksitlerin SiO<sub>2</sub> ye göre değişimleri de incelenmiştir (Şekil 15/A). Oksitlerin değişimlerinin genellikle düzensiz oldukları, SiO<sub>2</sub> yüzdesi arttıkça CaO, MgO, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve toplam oksitlerin yüz-



Şekil 9: Volkanitlerin Church sınıflaması.

Figure 9: Church classification of the volcanics  
 B: Bazalt (Basalt)  
 A: Andezit (Andesite)  
 D: Dasit (Dacite)  
 R: Riyolit (Rhyolite)  
 T: Trakit (Trachyte)  
 P: Fonolit (Phonolite)

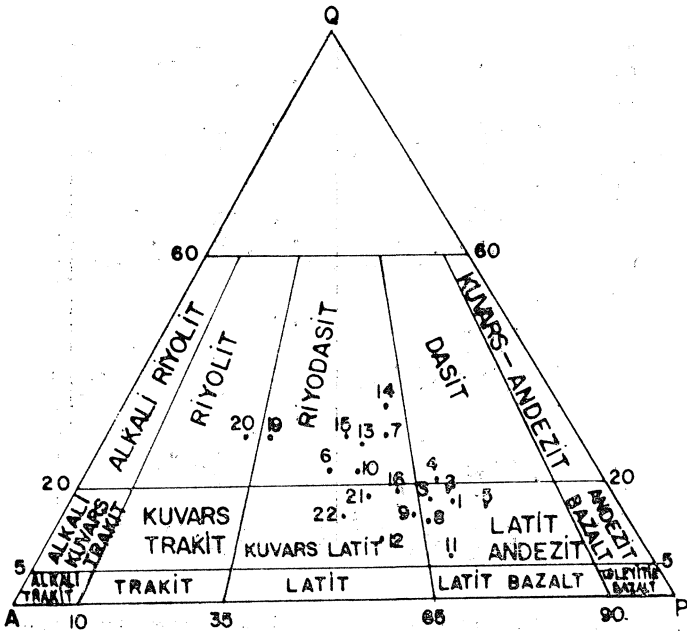


Şekil 10: Volkanitlerin Taylor sınıflaması.

Figure 10: Taylor classification of the volcanics  
 HAB: Yüksek alüminyumlu bazalt (High alumina basalt)  
 LSA: Düşük silisli andezit (Low silica andesite)  
 A: Andezit (Andesite)  
 HKA: Yüksek potasyumlu andezit (High K andesite)  
 LKA: Düşük potasyumlu andezit (Low K andesite)  
 D: Dasit (Dacite)  
 R: Riyolit (Rhyolite)

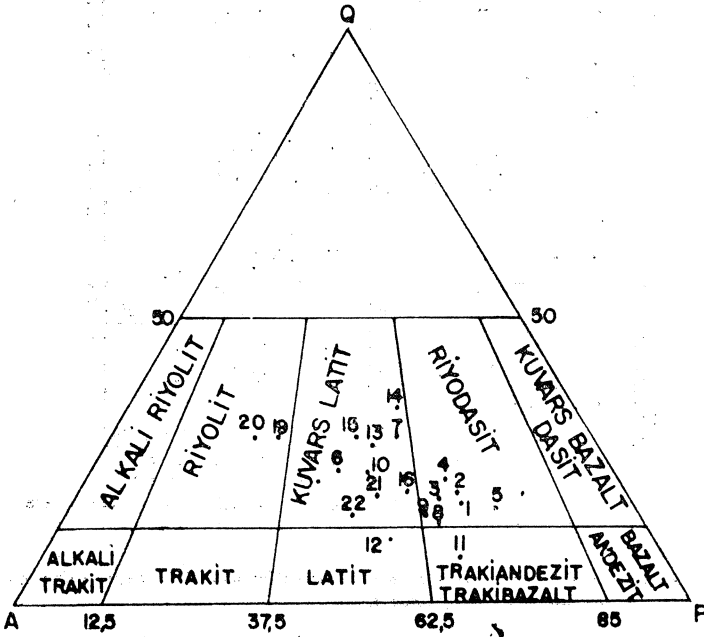
delerinin azaldıkları, buna karşın K<sub>2</sub>O ve Na<sub>2</sub>O yüzdelерinin artmakta olduğu görülmektedir. MnO yüzdesi ise belli bir yönelim göstermemektedir.

Volkanitlerde oksitlerin, Diferansiyasyon İndeks (D.I.) değerlerine göre değişim grafikleri de çizilmiş (Şekil 15/B) ve D.I. değerleri arttıkça SiO<sub>2</sub> ve K<sub>2</sub>O yüzdelерinin arttığı, buna karşın CaO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> ve toplam Fe oksitlerin miktarlarının azaldığı belirlenmektedir. Na<sub>2</sub>O ise belirli bir yönelim vermemekte ve dağınıklık sunmaktadır. Oksitlerin D.I. değerlerine göre değişim trendleri, Batı Anadoludaki diğer kalkalkalen volkanitlerinkilerle karşılaştırılmış (Borisi ve değeri, 1972) ve uyumluluk gösterdikleri saptanmıştır. Uşak lavlarının D.I. değerleri 60. 65-84. 43 arasında değişmektedir. Thornton ve Tottle (1960), andezitik lavlarda, D.I. değerlerinin 50-65 arasında, dasitik lavlarda 65-80 arasında ve riyodasitik lavlarda 80 den büyük olması gereğini



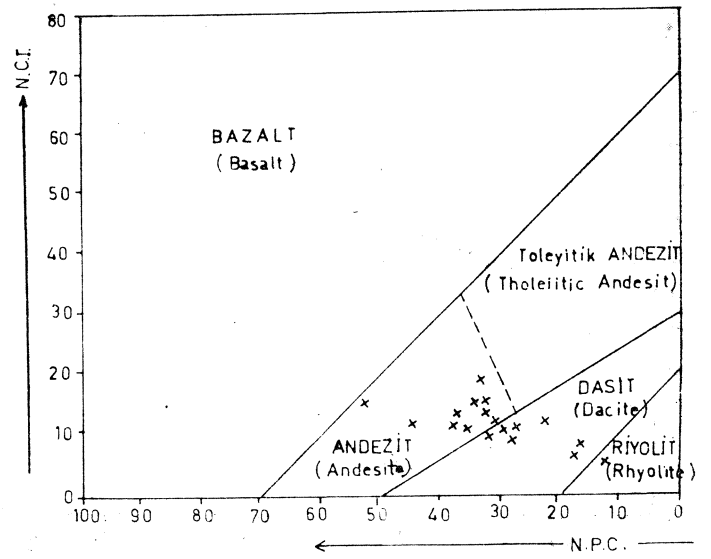
Sekil 11/A: Volkanitlerin Streckeisen üçgen diyagramına göre adlandırılmaları.

Figure 11/A: Nomenclature of the volcanics according to Streckeisen triangular plot.



Sekil 11/B: Volkanitlerin Rittmann üçgen diyagramına göre adlandırılmaları.

Figure 11/B: Nomenclature of the volcanics according to Rittmann triangular plot.



Sekil 12: Volkanitlerin Irvine ve Baragar sınıflaması.

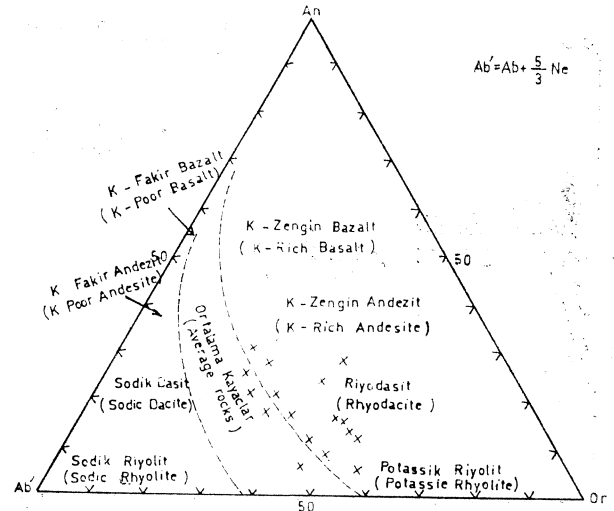
Figure 12: Irvine and Baragar classification of the volcanics.

$$N.P.C. = \text{Normatif plajiklas bileşimi} = \frac{100An}{An + Ab + \frac{5}{3}Ne}$$

(Normative plagioclase composition)

$$N.C.I. = \text{Normatif renk indeksi} = 0I + 0p + Cpx + Mt + II + Hm$$

(Normative color index)



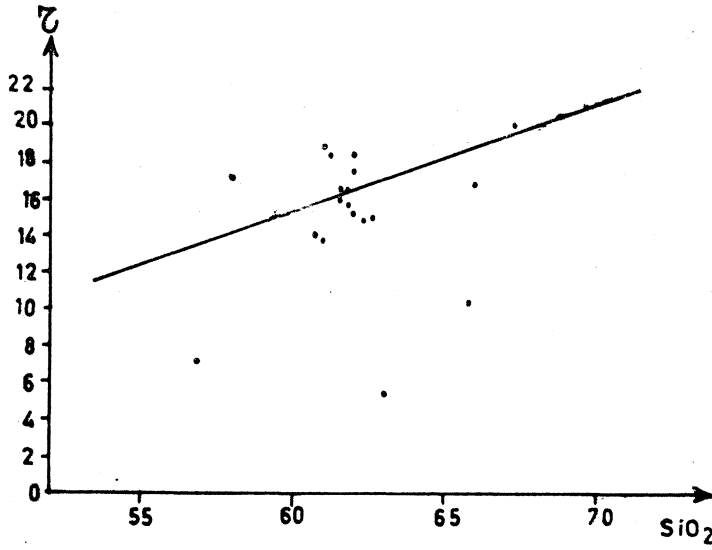
Sekil 13: Volkanitlerin An-Ab-Or' Diyagramı.

Figure 13: An-Ab-Or' diagram of the volcanics.

önermektedirler. Çeşitli sınıflarla adlandırılan Uşak lavlarının D.I değerleri de önerilen bu değerlere uymaktadır.

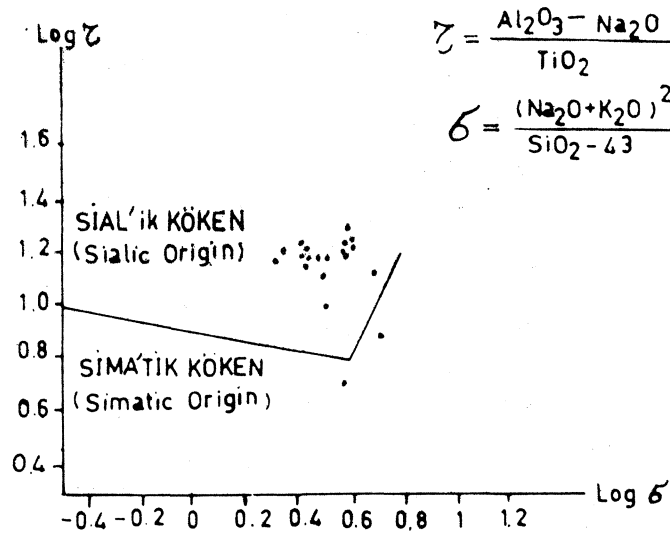
Uşak volkanitlerinde tikel kristalleşmenin etkisini ortaya koymak için Kuno ve diğerleri (1957) nin geliştirdikleri katılaşma indisi (S.I.=Solidification indeks) ne göre oksitlerin değişimi incelenmiştir. (Şekil 15/C). Katılaşma indisine

kıyasla, çeşitli oksitlerin değişimlerini gösteren eğrilerde, S.I. değerleri arttıkça CaO ve MgO oksitlerin değerlerinin arttıkları ve SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O ve Fe oksitlerin değerlerinin azaldıkları göze çarpar. TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> oksitler ise pek belirgin değildir. Katılaşma indisi en yüksek olan kayacın bileşimi, ana magma bileşimine en yakın olmalıdır. Beydağı volkanitleri (örnek: 7, 9, 11) nitelikteki lavların katılaşma indisleri en yüksektir, dolayısıyla ana magmaya en yakın



Sekil 14/A: Volkanitlerde  $Z = \frac{Al_2O_3 - Na_2O}{TiO_2}$  nin  $SiO_2$  ye göre değişimi.

Figure 14/A: Variation diagram of  $Z = \frac{Al_2O_3 - Na_2O}{TiO_2}$  with  $SiO_2$  of the volcanics.

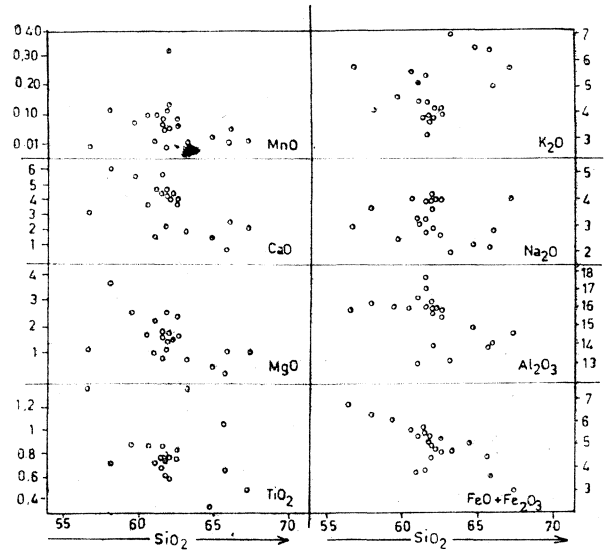


Sekil 14/B: Volkanitlerde log Z'nun log 5 ya göre değişimi.

Figure 14/B: Variation of log Z with log 5 in the volcanics.

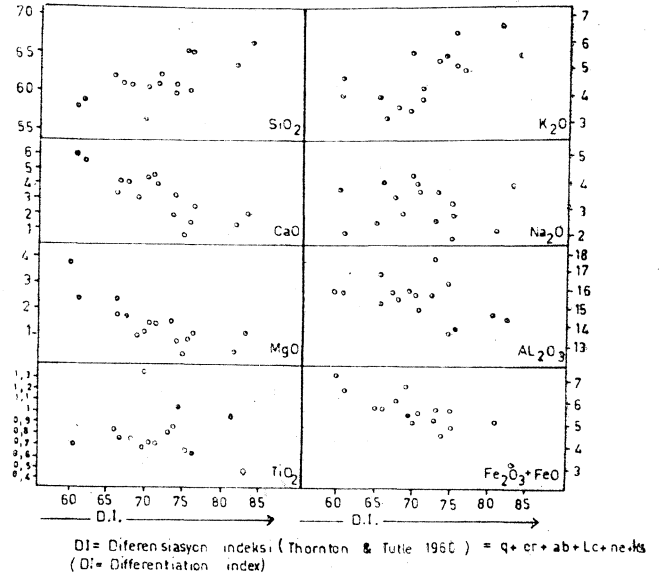
bileşime sahip olmaları gerekmektedir. Bu üp lavlarda kirlenme daha azdır.

Ninkovich ve Hays (1972), volkanik kayaların  $K_2O/SiO_2$  oranlarıyla yitim zonu derinliği arasındaki kuantitatif bağımsızlığın gerçekten etkin olan plaka kenarlarında bulunduğunu öne sürerler. Bu bağımsızlığın eski ve günümüzde etkin olmayan yitim zonları için de geçerli olduğu varsa-



Sekil 15/A: Volkanitlerde oksitlerin  $SiO_2$  değerlerine göre değişimi.

Figure 15/A: Variation of the oxides of the volcanics according to  $SiO_2$  values.



Sekil 15/B: Volkanitlerin esas elementlerinin D.I. değerlerine göre değişim diyagramları.

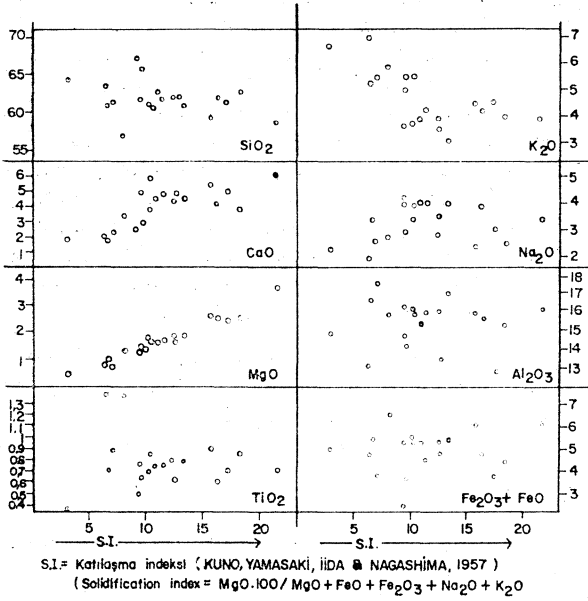
Figure 15/B: Variation diagrams of the major elements of the volcanics according to D.I. values.

yılarak Uşak volkanitlerinin paleo yitim zonundan türedikleri derinliğin, Ninkovich ve Hays (1972) in kullandığı diyagram yardımıyla yaklaşık 200-300 km. olduğu çıkarılabilir. (Şekil 16).

## SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

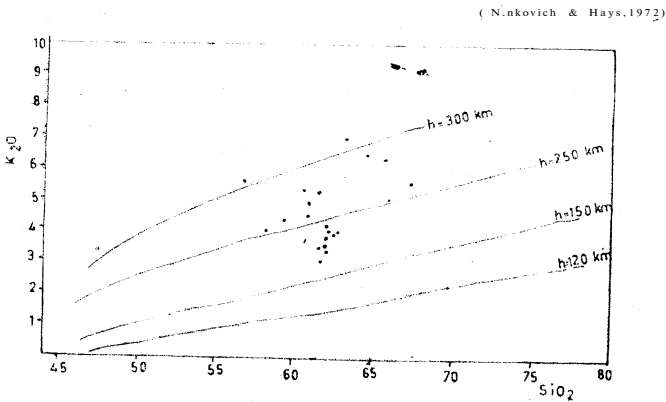
Kimyasal analizler, Karaboldere volkanitlerinden 10 örnek, Beydağı volkanitlerinden 11 örnek ve Payamtepe volkanitlerinden 1 örnek alınarak yapılmıştır. Analiz sonuç-





Şekil 15/C: Volkanitlerin esas elementlerinin S.I. değerlerine göre değişim diyagramları.

Figure 15/C: Variation diagrams of the major elements of the volcanics according to S.I. values.



Şekil 16: Volkanitlerin  $K_2O/SiO_2$  ye karşı Benioff zonu derinlik diyagramı.

Figure 16:  $K_2O/SiO_2$  versus the depth of the Benioff zone diagram of the volcanics.

h = Volkanların altında Benioff zonu derinliği  
(Depth of Benioff zone under volcanoes)

- larının değerlendirilmeleri, Karaboldere volkanitleri (Üst Miyosen) ve Beydağı volkanitleri (Alt-Orta Pliyosen) arasında bir yaş farkı olmasına karşın, petrografik ve kimyasal özellikleri, kökensele açıdan birbirleriyle ilgili oldukları ve tek bir ana magmadan türediklerini belgelemektedir. Her üç gruptakiler de kalkalkalen andezitik, dasitik ve riyolitik türde volkanitlerdir. Dikendere volkanitlerinden kimyasal analiz için örnek alınmamıştır. Esasen Dikendere volkanitleri çalışma alanı KB sındaki Muratdağı çevresinde daha geniş yayımlı olup, bu yörede çalışan Bingöl (1977) ün aldığı örneklerden yaptırdığı kimyasal analiz sonuçları ile

Karaboldere- ve Beydağı volkanitlerinin örneklerinin kimyasal analiz sonuçları benzeşmektedir. Dikendere volkanitleri de kalkalkalen riyolitik ve riyodasitik türde volkanitlerdir. Bingöl (1977) yaptığı radyometrik yaş belirlemesi ile bunların Orta Miyosen (16-20 milyon yıl) yaşlı olduklarını saptamıştır. Üst Pliyosen yaşlı Peyamtepe volkanitlerinden 1 örneğin kimyasal analizi yaptırılmış ve ilk üç gruptan bir ölçüde farklı olduğu açığa çıkmıştır, örnekte  $SiO_2$  miktarı diğerlerinden daha düşük olup (%56, 78), kayaç bazaltik-andezit grubuna yaklaşımaktadır. Örneğin kalkalkalenliği çok zayıftır ( $6=5.29$ ) ve alkalin niteliği daha belirgindir. Magmadaki bu değişikliği tam çözümleyebilmek için Peyamtepe volkanitlerinin çalışma alanı dışında daha başka yüzleklerinden de kimyasal analiz için çeşitli örnekler alınması gerekmektedir.

Kalkalkalen volkanitleri oluşturan magmanın, yüksek basınç altında kuvars eklojitlerin veya alçak basınçlarda amfibolitlerin yitme bölgelerindeki Benioff zonu boyunca kısmen veya tamamen ergimesi ve dalan levhanın mobilizasyonunun da karışmasıyla türedikleri görüşü ağırlık kazandığından çalışma alanındaki volkanitlerin bir paleo yitim zonundan türediğini çıkarsamak olasıdır. Esasen bazı araştırmacılar (Borsi ve diğerleri, 1972) da, Batı Anadolu'nun diğer kalkalkalen volkanitlerinden saptadıkları Sr izotopik bileşiminin 0,708 dolayında oluşunu da yiten bir litosfer parçasına bağlamakta ve okyanus kabuğu (toleyit), denizel çökeller ve/veya Sial'ik kabuk parçalarından oluştuğunu belirtmektedirler. Öte yandan çalışma alanındaki volkanitlerin K'ca zengin oluşları, bunların ada yayından daha çok And tipi kıta kenarı veya kıta içi volkanitlerinden olduğunu düşündürmektedir. Jakes ve White (1971), genellikle kıta kenarlarında görülen yüksek K'lu andezitlerin, ada yaylarında görülen düşük K'lu andezitlerden ayırdedilmesi gerektiğini öne sürmektedirler. Sonuç olarak Uşak kalkalkalen volkanitlerinin, tüm Batı Anadolu kalkalkalen volkanitleriyle birlikte olasılıkla Alt Eosende oluşan ve Üst Miyosene doğru duraylılaşmaya başlayan bir eski yitim zonundan türemiş olup, And tipi kıta kenarı volkanitlerinden olduğu ve volkanizmanın Miyosen ve Pliyosen devirleri boyunca 4 evrede etkinliğini sürdürdüğü söylenebilir. Çalışma alanında bazalt andezit-dasit-riyolit dizisinin ürünleri izlenmektedir. En önemlisi, Batı Anadolu ve Ege bölgesinde bu güne değin Üst Eosende başladığı ve Miyosen sonunda etkinliğinin sona erdiği öne sürülen Tersiyer kalkalkalen volkanizmasının, Pliyosen devri boyunca da süregeldiğinin saptanmış olmasıdır. Uşak yöresindeki volkanitlerde önümüzdeki yıllarda yapılacak jeokronolojik yaş belirlenmelerinin de bu görüşü kanıtlayacağı kanısındayız.

Ritmman (1953), Gorshov (1965), Kono (1966), Hatherton ve Dickinson (1968), Ninkovich ve Hays (1972) v.b. bazı araştırmacılar çalıştıkları bölgelerdeki genç kalkalkalen volka. nitelerde  $K_2O$  ve  $K_2O/SiO_2$  içeriklerinin Benioff zonu derinliğiyle arttığını saptamışlardır. Ancak buna karşın Nielson ve Stoiber (1973; Miyashiro, 1975 den) gibi bazı araştırmacılar da, ada yaylarının kıtaya doğru  $K_2O$  artışı göstermekte birlikte  $K_2O$  ve Benioff zonu derinliği ilişkilerinin bölgeden bölgeye büyük ölçüde değiştiğini göstermiş ve  $K_2O$  içeriğinin, Benioff zonu tam bir fonksiyonu olmadığını savlamışlardır. Biz ilk kuramı ve tüm Batı Anadolu volkanitlerinin levha içi açılmaları değil de bir paleo yitim zonundan türediklerini kabullenirsek, bu kuramı Batı Ana-

dolu ve Ege bölgesindeki tüm Miyosen-pliyosen yaşlı kalkalkalen volkanitlere uygulamak ve bu volkanitlerin türediği olasılıkla Alt Eosende başlayıp, Miyosen sonunda duraylılığı kazanmış bulunan paleo yitim zonunun bugünkü yerini yaklaşık olarak belirlemek olanağı doğmaktadır.

Çizelge-2 de Batı Anadoludaki bazı volkanitlerin çeşitli araştırmacılar tarafından elde edilen kimyasal analiz sonuçları karşılaştırılmış ve tüm volkanitlerde Batıdan Doğuya doğru kesin olarak bir potasyum zenginleşmesi olduğu saptanmıştır. Batıdaki Midilli-Karaburun-Kocadağ-İzmir yörelerinde  $K_2O$  ortalaması ve  $K_2O/SiO_2$  ortalama değerleri en düşüktür. Doğuya doğru gidildikçe Foça ve Bergama yörelerinde volkanitlerin potasyum içeriği artmakta, daha doğuda Uşak ve Muratdağı yörelerinde ise en yüksek değerlere ulaşmaktadır.

Çizelgelerde de

görülebileceği gibi Uşak volkanitlerinde  $K_2O$  aritmetik ortalaması %4,73 ve ortalama  $K_2O/SiO_2$  değeri =0,0762; Muratdağı volkanitlerinde ise  $K_2O$  aritmetik ortalaması %4,72 ve ortalama

$K_2O/SiO_2$  değeri =0,0727 ye çıkmaktadır. Aynı bölgelerdeki  $SiO_2$  içerikleri özdeş olan volkanitlerin de tümü incelenmiş ve Batıdan Doğuya olan potasyum zenginleşmesi ortaya çıkmıştır. Şekil 17 de ise Batı Anadoludaki Miyosen ve Pliyosen yaşlı kalkalkalen volkanitlerin yaklaşık sınırları ve eski yitim zonunun olasılıklı yeri çizilmiştir. Ege denizindeki kalkalkalen volkanit yüzleklerinin dizilimi göz önüne alınarak yitim zonunun Enez-Sa-

mothraki-Limni-Ayios-Oxylithos hattının daha batısından geçtiği çıkarılabilir. Bilindiği gibi yakınsayan levha kenarlarında okyanusal kabuk, yitim zonu boyunca enezyuvar içine dalmakta, yitim zonu bir kıta önünde yer alıyorsa ada yayları oluşmayıp And dağları tipi kıta kenarı oluşmaktadır. Bu kıta kenarının özelliği, yitim zonundan 200-300 km. kıta tarafından şiddetli kalkalkalen volkanizmanın yer almasıdır. Ayrıca granitik ve granodiyoritik plütonlar da derinde kıta kabuğu içine intrüzyon yapmaktadır. Düşük eğim-

li yitim zonlarında, volkanizma hendekten 280-1000 km. uzaklıkta olabilmektedir. (Dickinson, 1972). Batı Anadolu kalkalkalen volkanitleri tüm bu kurallara uymaktadır. Paleoyitim zonuna en yakın volkanitler olan Enez Samothraki-Limni-Ayios-Oxylithos volkanitlerinin dizilimi bunların bir ada yayı olduğunu düşündürmektedir. Ancak bu volkanitlerde bu güne değin ada yaylarını belirleyecek yay toleyitlerinin varlığına ilişkin bir yeri bulunamamıştır. Bu durumda Batı Anadolu kalkalkalen volkanitlerinin kıta kenarı, Uşak ve Muratdağı volkanitlerinin de aşırı potasyum içermeleri nedeniyle, yitim zonuna en uzak ve daha çok kıta içi tipi volkanitler oldukları çıkarılabilir.

Batı Anadolu ve Ege denizindeki volkanitlerde, ileride yapılacak daha ayrıntılı petrolojik ve jeokronolojik çalışmalar, konuya daha fazla açıklık getirecektir.

#### KATKI BELİRTME

Çalışmalarımız esasında kimyasal analiz sonuçlarının yorumlanmalarında değerli görüşleriyle ışık tutan ve destek olan, Cumhuriyet Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü öğretim üyelerinden Dr. İlker Batum'a ve analiz sonuçlarının bilgisayar programlanmasında yardımcı olan A. Fikret Torun'u şükranla anarız.

Kimyasal analizlerin yapılmasını sağlayan M.T.A. Enstitüsünden Doç. Dr. Ergüzer Bingöl'e ve örneklerin petrografik incelemelerine katkıda bulunan Metin Şengün'e teşekkürü borç biliriz.

Kimyasal analizleri yapan M.T.A. Enstitüsü Laboratuvarlar Dairesinden T. Saltoğlu, T. Akyüz, E. Alpaslan, M. Türkalp ve E. Esen'e; araştırmanın yayımlanması için bizleri teşvik eden Tahir Öngür'e teşekkür ederiz.

BÖLGE (Region)	ANALİZ YAPILAN ÖRNEK SAYISI (Amount of the samples analysed)	$SiO_2$ %		$Na_2O$ %		$K_2O$ %		$\frac{K_2O}{SiO_2}$ ORTALAMA SI ( $\frac{K_2O}{SiO_2}$ Mean)	ARAŞTIRICILAR (Investigators)									
		Minimum	Maximum	% Arithmetic mean of $SiO_2$	Minimum	Maximum	% Arithmetic mean of $Na_2O$			Minimum	Maximum	% Arithmetic mean of $K_2O$						
KARABURUN - KOCADAĞ - İZMİR	22	53	53 - 66	60	60	2	60 - 3	3	3	1	98 - 4	3	0	0	04	97	Innocenti & Mazzuoli, 1972	
MİDİLLİ	9	52	54 - 66	60	60	2	35 - 3	3	3	2	2	33 - 4	3	0	0	511	Borsi, Ferrara, Innocenti & Mazzuoli, 1972	
FOÇA	6	52	53 - 72	62	60	2	08 - 4	3	3	0	6	2	80 - 4	3	0	0	561	Savaşçın, 1975
BERGAMA	3	57	31 - 63	60	60	2	10 - 2	2	2	3	4	3	10 - 4	3	0	0	610	Savaşçın, 1978
EZİNE - AYVACIK - AYVALIK - DİKİLİ	27	53	80 - 71	62	60	2	82 - 4	3	3	4	9	2	00 - 5	3	0	0	627	Borsi, Ferrara, Innocenti & Mazzuoli, 1972
MURATDAĞI	9	52	50 - 67	64	60	2	25 - 2	1	1	7	8	2	60 - 9	4	0	0	727	Bingöl, 1977
UŞAK	21	56	80 - 67	62	60	2	03 - 4	3	3	1	5	3	05 - 7	4	0	0	762	Ercan, Dinçel & Günaz, 1978

Çizelge 2: Batı Anadolu'daki bazı volkanitlerin  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  ve  $K_2O$  içeriklerinin karşılaştırılması.

Table 2: Comparison of  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  and  $K_2O$  contents of some volcanics in Western Anatolia.



## DEĞİNİLEN BELGELER

- Alptekin, Ö., 1973, Focal mechanism of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications: Doktora tezi, New Mexico Mining and Technology Ins, yayınlanmamış.
- Batum, İ., 1975, Petrographische und geochemische untersuchungen in den vulkangebieten Güllüdağ und Acıgöl: Doktora tezi, Albert Ludwigs Üniv. Freiburg 103 s., yayınlanmamış.
- Bingöl, E., 1977, Muratdağı jeolojisi ve ana kayaç birimlerinin petrolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 20, 2, 13-66.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., ve Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean sea: Bull. vole, 36, 473-496.
- Burri, C., Tatar, Y., ve Weibel, M., 1967, Zur kenntnis der jungen vulkanite der halbinsel Bodrum: Schweiz. Min. Petr. Mitt., 47, 833-854.
- Caputo, M., Panza, G.F., ve Postpischl, D., 1970, Deep structure of the Mediterranean basin: Jour. Geophys. Res., 75, 4919-4923.
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., ve Verhoogen, J.; 1974, Igneous Petrology: Me Graw-Hill Book Company, 739 s.
- Church, B.N., 1975, Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks: Geol. Soc Amer. Bull., 86, 257-263.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B., ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the Alpine system: Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3137-3185.
- Dickinson, W.R., 1972, Evidence fo rplate tectonic regimes in the rock record: Amer. Jour. Scien., 272, 551-576.
- Ercan, T., Dinçel, A., Metin, S., Türkecan, A., ve Günay, E., 1978, Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 21, 2, 97-106.
- Finetti, I., ve Morelli, C., 1974, Geophysical exploration of the Mediterranean sea: Bull. Geophys. Theor. Appl., 60, 263-341.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G., ve Mazzuoli, R., 1976, Geochronological data on recent magmatism of the Aegean sea: Tectonophysics, 31, T29-T34.
- Georshov, G.S., 1965, On the relations of volcanism and the upper mantle: Bull. Vole. 28, 159-188.
- Gottini, V., 1968, The TiO<sub>2</sub> frequency in volcanic rocks: Geol. Rdsch., 57, 920-935
- Hatherton, T., ve Dickinson, W.R., 1968 Andesitic volcanism and seismicity in New Zealand: Jour. Geophys. Res., 73, 4615-4619.
- Irvine, T.N., ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. Jour. Earth. Sci., 8, 523-548.
- Innocenti, F., ve Maaszuoii, R., 1972, Petrology of the tzmir-Karaburun volcanic area: Bull. Vole, 36-1, 83-103.
- Jakes, P., ve White, J.R., 1971, K/Rb ratios of rocks from island arcs: Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 849-856.
- Keller, J., ve iVllari, L., 1972, Rhyolitic ignimbrites in the region of Afyon: Bull. Vole, 36-4, 342-358.
- Kuno, H., 1966, Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs: Can. Geol. Surv. Paper, 66-15, 317-336.
- Kuno, H., Yamasaki, K., Iida, C, ve Nagashima, K., 1957, Differentiation of Hawaiian magmas: Jap. J. Geol. Geogr., 28, 179-218.
- Le Pichon, X., Francheteau, J., ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics: Developments in geotectonics, 6, Elsevier, Amsterdam, 300 s.
- Lort, J.M., 1971, The tectonics of the Eastern Mediterranean-A geophysical review: Rev. Geophys. Spac. Phys., 9, 2, 189-216.
- MacDonald, G.A., ve Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: Jour. Petrology, 5, 1, 82-133.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region: Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc, 30, 109-185.
- Miyashiro, A., 1975, Petrology and plate tectonics; Rev. Geophys. sp. Phys., 13, 94-98.
- Nicholls, I.A., 1971, Santorini volcano, Greece-tectonic and petrochemical relationships with volcanics of the Aegean region: Tectonophysics, 11, 377-385.
- Ninkovich, D. ve Hays, J.D., 1972, Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes: Earth Plan. Sc. Let, 16, 331-445.
- Nockolds, S.R., 1945; Average chemical compositions of some igneous rocks: Geol. Soc. Amer. Bull., 65, 1007-1032.
- Özpeker, I., 1973, Nemrut yanardağının volkanolojik incelenmesi: Tübitak IV. Bilim Kong. Tebliğler Kitabı, 1 h.
- Papazachos, B.C., 1973, Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implications: Geophys. our. Roy. Astro. Soc, 33, 421-430.
- \_\_\_\_\_, ve Comninakis, P.E., 1971, Geophysical and tectonic features of the Aegean arc: Jour. Geophys. Res., 76, 8517-8533.
- Paraskevopoulos, G.M., 1958, Über den ehemisnus and die provinzialen verhältnisse der Terziären und Quartären: Tscherm. Min. Petr. Mitt., 6, 13-72.
- Pe, G.G., ve Gladhill, A., 1975, Strontium isotope ratios in valcanie rocks from the south-eastern part of the Hellenic arc: Lithos, 8, 209-214.
- \_\_\_\_\_, ve Piper, D.J.W., 1972, Volcanism at subduction zones the Aegean area; Bull. eGol. Soc. Greece, 9, 1-3, 133-143.
- Rabinowitz, P., ve Ryan, W., 1970, Gravity anomalies and crustal shortening in the Eastern Mediterranean: Tectonophysics, 10, 585-608.
- Ringwood, A.E., 1969, Composition and evolution of the upper mantle: The Earth's crust and upper mantle, Geophys. Monog. 13, 1-17.
- Ritmann, A., 1953, Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes: Bull. VnW, i
- Savaşçın, Y., 1978, Foça-Urfa Neojen volkanitlerinin mineralojik-eJokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu: Doçentlik tezi, Ege Üniv. Yerbilimleri Fak., İzmir, 65 s.
- Smith, A.G., ve Moores, E.M., 1974, Hellenides: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: Scottish Aca. Press, Edinburgh, 159-186.
- Streckeisen, A.L., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks: N. Jb. Miner. Abh., 107, 2-3, 144-240.
- Taylor, S.R., 1969, Trace element chemistry of andesites and associated calkalkaline rocks: Proceedings of the Andesite conference, Oregon Dept. Geol. Min. Ind. Bull., 65, 53-63.
- Tekkaya, İ, 1976, İnsanlara ait fosil ayak izleri: Yeryuvarı ve İnsan, 1, 2, 8-10.
- Thornton, C.P., ve Tuttle, O.F., 1960, Chemistry of igneous rocks. Part: 1, Differentiation Index: Amer. Jour. Scien., 258, 664-684.
- Tilley, C.E. ve Muir, D, 1967, Tholelite and tholelitic series: Geol. Mag., 104, 337-743.
- Toksöz, M.N., 1975, Subduction of the lithosphere: Sci. Amer., 220, 11, 113-122.
- Vilminot, J.C., ve Robert, U., 1974, A propos des relations entre le volcanisme et la tectonipue en Mer Egâe: .CR. Acad. Sc Paris, 278, 2099-2102.

## Güneyce - İkizdere Bölgesinde Granit - Kireçtaşı Dokanağında Bulunan Spurrit-Mervinit Fasiyesi

*The spurrite-merwinite facies at the granite-limestone contact in Güneyce-İkizdere area*

MEHMET FEVZİ TANER Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, ANKARA

ÖZ: Kalsiyum silikat mineralleri (spurrit, tilleyit), genellikle yüksek sıcaklık ve alçak basınç koşulları altında, bazik bileşimdeki plütonik kütlelere bağlı olarak oluşurlar. Bu çalışma, spurrit-mervinit fasiyesinin (izlenen bu mineral topluluklarının) "hornblend hornfels" fasiyesi veya "piroksen hornfels" fasiyesinin başlangıcındaki sıcaklık ve basınç koşulları altında oluşabileceğini göstermektedir. Bu kalsiyum silikatların, granit intrüzyonu dokanağında, yaklaşık 600°-700° C sıcaklıkta oluşabileceği düşünülmektedir.

ABSTRACT: The calcium silicates (spurrite, tilleyite), which generally develop under high temperature and low pressure conditions, are principally associated with intrusive bodies of basic composition.

This study shows that the spurrite-merwinite facies (the observed mineral assemblages) in this area may occur at the temperature and pressure conditions of the hornblende hornfels" or at the beginning of the "proteric hornfels" facies. These calcium silicates may form at the granitic intrusion contact temperatures at about 600°-700°C.

---

## GİRİŞ

Güneyce-İkizdere bölgesinde (şekil 1) genellikle Üst Kretase yaşlı kalko-alkalin bileşimli asit plütonik kayalar ve Kretase yaşlı volkano-sedimanter oluşumlar bulunur. (Taner 1976; Taner ve Zaninetti, 1978). Volkano-sedimanter oluşumlar, lav akıntıları, bunların piroklastik ürünleri ve sedimanter ara katkılarıdır. Bunlardan Alt Kretase yaşlı volkano-sedimanter oluşumlarının içerdiği kireçtaşları ile granitik kayaların dokanağında aşağıda sözü edilen mineraller oluşmuştur. Bu mineraller, 1/25.000 ölçekli Trabzon G44 b<sub>3</sub>-e1 paftalarının 22.200/11.800 koordinatları içerisinde ve 2150 metre yükseklikte izlenmiştir.

Bu bölgede yüksek sıcaklık ve alçak basımda oluşabilen ve yeryuvarında ender olarak bulunan spurrit, tilleyit, rustumit, hillebrandit gibi kalsiyum silikat minerallerine rastlanmıştır. Spurrit-tilleyit gibi bu ender minerallerden bazılarının varlığı spurrit-mervinit fasiyesini tanımlar. Ayrıca vollastonit-vezuviyanit, diyopsit, montisellit, andradit, gehlenit ve manyetit bu minerallerle birlikte izlenir.

## SPURRIT-MERVİNİT FASİYESİNİN TANIMI

Spurrit-mervinit fasiyesi genellikle bazik bileşimdeki sübvulkanik kayaların dokanağında yüksek sıcaklık ve alçak basınç koşullarında, silisçe çok az doyurulmuş larnit, rankinit, spurrit, tilleyit, mervinit ve benzeri mineral topluluklarını içeren mermerlerden oluşan metamorfik kayalardır (Reverdatto, 1973). Spurrit-mervinit fasiyesi eşanlamda Eskola'nın (1929) sanidinit fasiyesidir. Diğer taraftan (Sobolev 1964; Reverdatto, 1973'den) sanidinitin oluşumunun yüksek bir sıcaklıktan çok kayaların çabuk soğumasına bağlı olduğunu hatırlatarak "sanidinit fasiyesi" sözcüğünün terk edilmesini önermiş ve bunun yerine Turner ve Verhoogen (1960) m spurrit mervinit ve montisellit-melilit alt fasiyeslerine böldüğü "sanidinit fasiyesi"ni iki ayrı fasiyes olarak kabul etmiştir. Aynı şekilde, Reverdatto (1973) montisellit ve melilitin spurrit-mervinit oluşum koşullarında duraylı (stable) olduğunu düşünerek, iki ayrı fasiyes yerine yalnız spurrit-mervinit fasiyesini önermiştir. Reverdatto (1964, 1973) spurrit tilleyit, larnit, ranking mervinit, tridimit gibi nitelik belirtici minerallerden bir tanesinin varlığının spurrit-mervinit fasiyesi koşullarında gerçekleştiğini ve aynı yazar bu fasiyesin oluşum sıcaklığı 700° C ile 1100° arasında değişmekte olduğunu, doğada 800° C nin altında oluşumlarının güç olduğunu ve spurrit-mervinit fasiyesinin minerallerinin genellikle bazik bileşimli plütonik kütlelere bağlı olarak bulunduğunu söylemektedir. Bu fasiyesi oluşturan minerallerin granitik kayalara bağlı olarak bulunması oldukça enderdir.

Jeolojik veriler, normal koşullar altında, bazaltik magmanın dokanaktaki kayaların sıcaklığını, 800°-900° C nin üzerine çıkarabildiğini; halbuki granitik magmanın dokanağında aynı sıcaklığa erişilmesinin oldukça güç olduğunu göstermektedir. (Reverdatto, 1970, 1973). Bu verilere dayanarak bulmuş olduğumuz mineral topluluklarının oluşumunu incelemeye çalışacağız.

## MİNERAL TOPLULUKLARI VE ENDER MİNERALLER

Bu mineralleri içeren kayalarda genellikle tek bir mineral çoğunlukta, diğer mineraller ise daha az olarak ana

minerallerle beraber bulunur, örnek olarak tümüyle spurritten, rustumitten ve vollastonitten oluşan kayaları verebiliriz:

Mikroskopta incelenen örneklerde aşağıdaki mineral toplulukları izlenmiştir:

Spurrit-kalsit

Spurrit-kalsit-vollastonit-vezuviyanit-andradit-manyetit-spinel

Spurrit-rustumit-vollastonit-kalsit-hillebrandit-vezuviyanit

Rustumit-vollastonit-vezuviyanit-hillebrandit

Vollastonit-montisellit-spurrit-vezuviyanit-andradit

Vollastonit-kalsit-kuvars-vezuviyanit-andradit

Vollastonit-vezuviyanit-andradit-kalsit

Vollastonit-diopsit-vezuviyanit-kalsit

Tilleyit-gehlenit-vezuviyanit-kalsit

Vezuviyanit-diopsit-kalsit-vollastonit

Burada, yalnız mineral topluluklarında gösterilen ve ender olarak rastlanan mineralleri inceleyeceğiz.

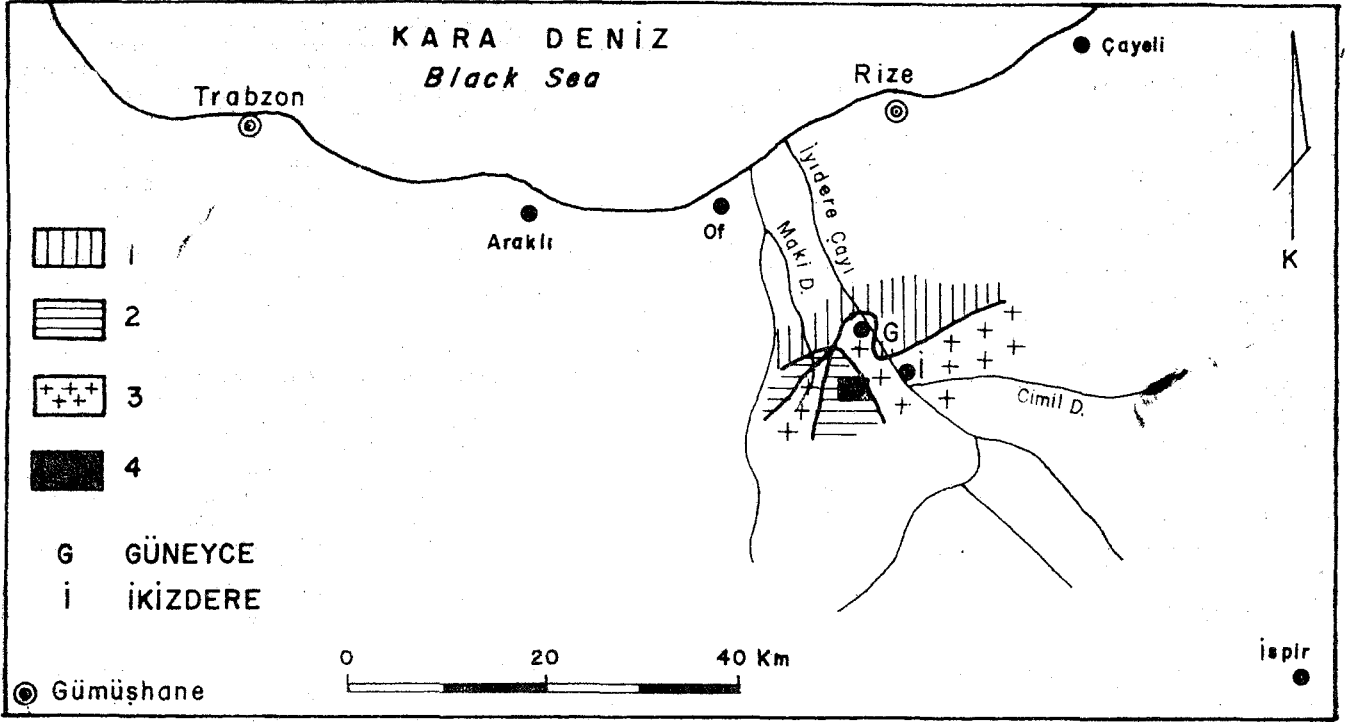
Spurrit:  $Ca_5Si_2O_3 (CO_3)$ . Bu mineral, ilk olarak Wright (1908) tarafından tanımlanmıştır. Spurrit kristalleri renksizdir. Birbiri ile 80° açı yapan, biri (100) a paralel ve diğeri (001) e paralel iki dilinimi vardır. Spurriti diğer minerallerden ayıran en belirgin özellik (100) ve (101) e paralel olan ikizleridir. Bu ikizler, genellikle gül biçiminde dizilmiş, aynı optik yönelim gösteren simetrik altlık takımlardan oluşur. Yer yer albit ikizlerine benzeyen ikizler de vardır. Çift kırılmanın en yüksek olduğu (010) a dik olan kesitlerde ikizler enderdir. Diğer optik özellikleri şunlardır:

$n_p = 1.642$ ;  $n_m = 1.673$ ;  $n_g = 1.677$ ;  $2V_p = 40$ ; monolinik; Uzunlamasına: negatif.

Rustumit:  $Ca_3Si_2O_7 (OH)$ . Bu Mineral ilk olarak Agrel (1965) tarafından tanımlanmıştır. Bu yazara göre, gaz evresinde  $H_2O/CO_2$  oranının yüksek olması halinde 600°-750°C sıcaklıkta rustumit oluşmaktadır. Spurrit, vezuviyanit, vollastonit ve lifli bir mineral olan hillebranditin rustumitle beraber bulunduğu gözlenmiştir. Rustumit kristalleri renksizdir ve "tabuler" doku gösterir. İkizli olan rustumit kristallerinin çift kırılma indisi zayıf olup; rustumit, spurrit ile aynı metamorfizma evresine ait ilksel bir mineraldir. Optik özellikleri şunlardır:  $n_p = 1.640$ ;  $n_g = 1.651$ ;  $2V_p = 80$ ;  $n_p Ac = 50$ ; monoklinik.

Tilleyit:  $Ca_5Al_2Si_2O_7 (CO_3)_2$  Bu mineral Sarıçek Tepe eteğinde kalsit, gehlenit ve vezuviyanitle beraber bulunur. Tilleyitle beraber spurrit, rustumit ve hillebrandite rastlanmaz. Bu mineralin optik özellikleri şunlardır:  $n_p = 1.610$ ;  $n_m = 1.634$ ;  $n_g = 1.650$ ;  $n_g - n_p = 0.040$ ;  $2V (+) = 90$ ; monoklinik; çok dispersif ( $r < v$ ); "lamel" ikizli.

Bu mineraller dışında; kalsit, diopsit, vollastonit ve vezuviyanite rastlanır. 2 cm. çapındaki Vezuviyanit kristalleri; granat kristallerini andırmakta ve granat kristalleri gibi, kübik sistemin dodekaedr romboidal şekillerini vermekte, (110) ve (101) ile uyum göstermektedir. Ayrıca, sonradan çatlaklarda veya spurrit ve rustumit kristallerinin kenarında oluşan hillebrandit, vollastonit ve olasılıkla yeni bir kristalin (Taner ve diğerleri, 1977) varlığına rastlanmıştır. Sözü edilen bu mineraller metamorfizmanın en son aşamasında veya sonradan oluşmuşlardır.



Şekil 1 :Bulduru Haritası (1. Üst Kretase; 2. Alt Kretase; 3. Plütonik Kayaçlar; 4. Spurrıtılı, Tilleyıtılı Kayaçlar.)

Figure 1 : Location Map (1. Upper Cretaceous; 2. Lower Cretaceous; 3. Plutonic Rocks; 4. Spurrıtı, Tilleyıtı Rocks.)

#### METAMORFİZMA KOŞULLARI

Tuttle ve Harker (1957)'e göre, CO<sub>2</sub> gazının yokluğunda kalsit ve vollastonit birleşerek daha düşük sıcaklıkta spurriti oluşturur. Rustumitin varlığı, ortamda bu buharının olduğunu gösterir. Su buharı, bilindiği gibi, CO<sub>2</sub> basıncını düşürür. Bu basıncın düşmesi spurritin granit dokanağında kristalleşmesini kolaylaştırabilir. O halde CO<sub>2</sub> basıncının zayıf olduğu yerde spurrit 600° -750° C de oluşabilir. Rustumitin de bu sıcaklıkta oluştuğu düşünülürse (Agrell, 1965), bu görüş kuvvet kazanmaktadır. Buna karşın, sıcaklığın daha düşük olduğu yerde, kalsit ve vollastonit spurrit yerine tilleyiti oluşturmakta ve sıcaklığın yükselmesi ile tilleyit spurrite dönüşmektedir (Tuttle ve Harker, 1957).

Çoğunlukla bu tip ve özellikle bazik bileşimli kayaçların dokanaklarında izlediği söylenen (Jeosten, 1974, 1976; Reverdattoğ 1973) larnit, rankinit gibi minerallerin incelenen bölgede bulunmayışı, spurrit ve tilleyitin değinilen belgelerde belirtilen sıcaklıktan daha düşük bir sıcaklıkta oluşabileceğini gösterir.

Bunun yanısıra, Harker ve Tuttle (1956)'m vollastonit, Zharikov ve Shmulovich (1969)'in rankinit, tilleyit, spurrit, vollastonit için, CaO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> sisteminde deneysel olarak yaptıkları çalışmalar, bu minerallerin yüksek sıcaklıkta, oluşabileceğini göstermiştir. Aynı şekilde Harker (1959), kalsit

ve vollastonitten 920° C sıcaklık ve 350 barlık CO<sub>2</sub> basıncında tilleyiti deneysel olarak elde etmiştir.

Bu kalsiyum silikat mineralleri, Güneyce-İkizdere bölgesinin Apoyırdere yöresinde porfiriktonalit damarları ve sarıçektepe civarında ise granodiorit dokanaklarında izlenmiştir.

Yapılan arazi çalışmaları Alt Kretase yaşlı volkano-sedimanter oluşumların büyük bir bölümünün, bazik volkanik kayaçlardan oluştuğunu göstermektedir (Taner, 1976; Taner ve Zaninetti, 1977). Bu bazik kayaçlar sözü edilen ender kalsiyum silikat minerallerini içeren kayaçlar içerisinde de izlenir. Buradaki bazik kayaçların en yüksek metamorfizma derecesi ise "hornblend hornfels" fasiyesindedir. Bu bazik kayaçlar hornblend ve andezin içeren metadiyabazlardır. Buna göre sözü edilen minerallerin "hornblend hornfels" fasiyes koşullarında oluşabileceği düşünülebilir. Genellikle granit dokanağında izlenen en yüksek metamorfizma derecesi de "hornblend hornfels" fasiyesini göstermektedir. "Piroksen hornfels" ise ender oluşur.

Granitik magmanın dokanağmdaki sıcaklık o kadar yüksek olmayıp, 1,2 km. derinlikte 800° C deki granitik magmanın dokanağındaki sıcaklık 545 °C dir. (Winkler, 1965). Granitik bir magmanın sıcaklığı oldukça yüksek olsaydı (örneğin 900°C) belki "piroksen hornfels" fasiyesi 600°C de ve yüzeyel şartlar altında gerçekleşebilirdi (Winkler, 1965).

## SONUÇ

izlenen bu mineral toplulukları granit dokanağında oluştuğuna göre, oluşum sıcaklıklarının değinilen belgelerde belirtilen sıcaklıktan daha düşük olması gerektiği gibi CO<sub>2</sub> basıncının zayıf olması halinde spurritin daha düşük sıcaklıkta oluşması gerekir. (Tuttle ve Harker, 1957). Buna göre "spurrit-mervinit" fasiyesi veya bölgede izlenen mineral toplulukları "hornblend hornfels" fasiyesi ile aynı metamorfizma koşullarında oluşmaktadır.

Bu mineral topluluklarının oluşması için 600°-700 °C lik bir sıcaklığın yeterli olabileceği görülür. Bu sıcaklık ise "piroksen hornfels" fasiyesinin başlangıcı veya "hornblend hornfels" fasiyesinin sıcaklık koşullarına uymaktadır. Ayrıca, spurrit-mervinit fasiyesini, spurrit ve tilleyit ile rankinit, ve larnit minerallerinin varlığına dayanılarak iki alt fasiyese ayırmak gereklidir.

Spurrit-mervinit fasiyesinin oluşmasını metamorfizmaya uğrayan kayaçların başlangıçtaki bileşimleri, intrüzyonun sıcaklığı ve hacmi, ortamdaki basınç gibi koşullar etkiler.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Agrell, S. O., 1965, Poly thermal metamorphism of limestones at Kilchoan Ardnamurchan: *Min. Mag.*, 34, 1.15.
- Eskola, P., 1929, On mineral facies: *Geol. Fören. StockholmFörth.*, 51, 157-172.
- Harker, R.I., 1959, The synthesis and stability of Tilleyite: Ca<sub>3</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>(CO<sub>2</sub>)<sub>2</sub> *Amer. J. Sci.*, 257, 656-667.
- Harker, R.I., ve Tuttle, O.F., 1956, Experimental data on the PCO<sub>2</sub>-T curve for the reaction: calcite + quartz = wollastonite + CO<sub>2</sub>: *Amer. J. Sci.*, 254, 239-256.
- Joesten, R., 1974, Local equilibrium and metasomatic growth of zoned calc-silicate nodules from a contact aureole, Christmas Mountains, Big Bend Region, Texas: *Amer. J. Sci.*, 274, 876-901.
- Joesten, R., 1976, High temperature contact metamorphism of carbonate rocks in a shallow crustal environment, Christmas Mountains, Big Bend Region, Texas: *Amer. Mineral.*, 61, 776-781.
- Reverdatto, V.V., 1964 Paragenetic analysis of Carbonate rocks of the Spurrite-mervinite facies: *Geochem. Int.*, 1, 1038-1053.
- Reverdatto, V.V., 1970, Pyrometamorphism of limestones and the temperature of basaltic magma: *Lithos*, 3, 135-143.
- Reverdatto, V.V., 1973, The facies of contact metamorphism: *Dept. Geol. Publ., Canberra (Australian National Univ.)*, 2335.
- Taner, M.F., 1976, Etude géologique et pétrographique de la région de Güneyce-İkizdere, située au sud de Rize (Pontides orientales, Turquie): Thèse de l'Université de Genève, no. 1788, yayınlanmamış.
- Taner, M.F., Bertrand, J. ve Sarp, H., 1977, Sur la présence d'un carbonate particulier associé à la rustumite et à la hillebrandite dans une zone de contact calcaire granite proche de İkizdere (Pontides orientales, Turquie), Note préliminaire: *C.R., Soc. Phys. Hist. Nat*, 12, 30.37.
- Taner, M.F., ve Zaninetti, L., 1978 Etude Paléontologique dans le Crétacé volcano-sédimentaire de Güneyce (Pontides orientales, Turquie): *Rev. Ital. Paleont.*, 84, 178-198.
- Turner, F.J., ve Verhoogen, ., 1960, *Igneous and metamorphic petrology*: Mc-Graw-Hill, New York, 694 s.
- Tatie, O.F., ve Harker, R.I., 1957, Synthesis of spurrite and reaction: wollastonite + calcite = spurrite + CO<sub>2</sub>: *Amer. J. Sci.*, 255, 226-234.
- Winkler, H.G.F., 1965, La genèse des roches métajnaorphaniques: *Sprlntrrer-Verlag, Berlin/Heidelberg*, 313 s.
- Wright, E., 1908, On three minerals from Velardena, Durango Mexico (Gehlenite, spurrite and hillebrandite): *Amer. J. Sci.*, 25-26, 546-554.
- Zharikov, V.A., ve Shmulovich, K.I., 1969, High temperature mineral equilibria in the system CaO - SiO<sub>2</sub> - CO<sub>2</sub>: *Geochem. Int.*, 6, 853-869.



## Vitişenit Minerali içeren Keskin -Karamağara Kurşun-Çinko Zuhurunun Mineralojisi ve Kökeni

*Mineralogical studies and genesis of the Wittichenite-bearing lead zinc occurrence of Keskin - Karamağara*

AHMET ÇAĞATAY . Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara  
RÜKSAN TEŞREKLİ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Karamağara kuyusu (Keskin-Ankara) kurşun-çinko zuhuru, yörede bulunan granitik magma ürünü kayaların kontağında, kireçtaşı ve spilit içinde bulunmaktadır. Cevherleşmeyi oluşturan cevherli sıcak sular granitik magmaya bağlıdır.

Zuhurdan alınan örneklerin maden mikroskopuyla incelenmesi sonucu iki tür galenit, sfalerit, hematit, kalkosin, bir Cu-Bi sülfotuzu olan "vitişenit", pirit, kalkopirit, bornit ve kovellin izlenmiştir. Bu mineraller arasındaki ilginç büyüme ve dokular, zuhurun yüksek sıcaklıklarda oluştuğuna işaret etmektedirler.

ABSTRACT: The lead and zinc occurrence of Karamağara kuyusu (Keskin-Ankara) is within the contact zone between the limestones and granitic rocks and also within the spilitic rocks. The mineralization is related to the hydrothermal solutions originating from granitic magma.

The ore samples have been studied under the ore microscope and the following minerals have been observed: Galena (two types), sphalerite, hematite, chalcocite, wittichenite, pyrite, chalcopyrite, bornite, and covellite. The interesting textures and intergrowths observed among these minerals indicate that they are formed at high temperatures.

## GİRİŞ

Karamağara kuyusu **kurşun-çinko zuhuru, Ankara ili**, Keskin ilçesinin hemen kuzey kesiminde bulunmaktadır. (Şekil: 1). Çalışmanın konusunu, bu kuyunun cevher örneklerinin mikroskopik incelemesi oluşturmaktadır. (Çağatay ve Eyyüboğlu, 1976; Çağatay ve Teşrekli, 1977). Örnekler, M.T.A. Enstitüsü, Maden Etüd Daire Başkanlığı elemanlarından Reşit Çötel tarafından alınmış, incelenmek üzere aynı kuruluşun Laboratuvarlar Dairesi Başkanlığı Mineraloji-Petrografi servisine gönderilmiştir.

Bölgenin genel jeolojisi Ketin (1954), yöresel jeolojisi Çavuşoğlu (1967) ve Çetinkaya (1976) tarafından çalışılmıştır. Karamağara zuhuru yöresinin bellibaşlı kayaları yayılım sırasına göre: granitik kayalar (aplit-granit, granit, granodiyorit ve kuvars-diyorit), yer yer iri kristalli kireçtaşı, diyabaz ve neojen çökellerinden oluşmaktadır. (Şekil 1) (Kraeff, 1966; Çağlayan, 1975 a,b) Bunlardan granitik kayalar yöresinin karasal neojen çökellerinden sonra en genç kaya birimidir. Üst Kretaseden sonra meydana gelen Laramiyen orojenezine bağlı olarak oluşmuştur (Ketin, 1954). Kireçtaşı, granitik magma ürünü kayalar içinde sıkışık kalmış bir şerit halinde K-G yönünden uzanmakta olup, Karamağara kuyusu civarında genişliyerek 1 km'yi bulmaktadır. Kireçtaşının gerek dokanak ve gerekse bölgesel metamorfizmayla etkilenmiş olması sonucu, tabakalanma kaybolmuş, dolayısıyla kireçtaşlarında doğrultu ve eğim ölçme olanağı kalmamıştır. Diğer yönden fosil içermemeleri, kireçtaşlarının kesin yaşlarının saptanmasına engel olmaktadır. Belirgin hidrotermal bozunmaya uğrayan diyabaz, granitik kayalar ve kireçtaşı arasında çok daha dar şeritler halinde mostra vermektedir.

Kireçtaşı, K-G doğrultusunda, 10-15 km izlenebilen bir fayla kesilmiştir (Çavuşoğlu, 1967; Çetinkaya, 1976). Dike yakın bir eğim gösteren bu fay D-B doğrultulu küçük faylarla kesilmiştir. Bunun sonucu olarak kireçtaşı şeridinin kuzey kesiminde (Şekil 1 dışında) bloklaşmalar ortaya çıkmıştır.

Cevherleşme genellikle granitik kayaların değme zonunda kireçtaşı içindeki faylara, kısmende kireçtaşı-diyabaz dokanağına bağlı olarak bulunan düzensiz damar ve damarcıklar şeklinde bulunmaktadır. Granitik magma sokulumu sonucu, granitik kaya-kireçtaşı ve diyabaz değme zonunda granat, epidot, aktinolit, klorit, kalsit, kuvars gibi skarn mineralleriyle çok az galenit, sfalerit ve pirit gibi bazı maden mineralleri oluşmuştur. Fakat esas cevherleşme bu skarn mineralleri zonu dışında bulunmaktadır.

Karamağara kuyusu örneklerinden yaptırılan parlak kesitler üstten aydınlatmalı maden mikroskobu, ince kesitler de alttan aydınlatmalı polarizasyon mikroskobuyla incelenmiştir. Parlak kesitlerde izlenen bazı maden mineralleri arasındaki büyüme, doku ve yapıların ilginç görülmesi, öncelikle de ülkemizde ilk defa Karamağara zuhuru örneklerinde bir Cu-Bi sülfotozu olan vitişenit (wittichenite) mineralinin saptanması, yazarları böyle bir çalışmaya zorlamıştır.

## MMROSKOPİK İNCELEMELER

### Maden Mikroskopisi incelemeleri

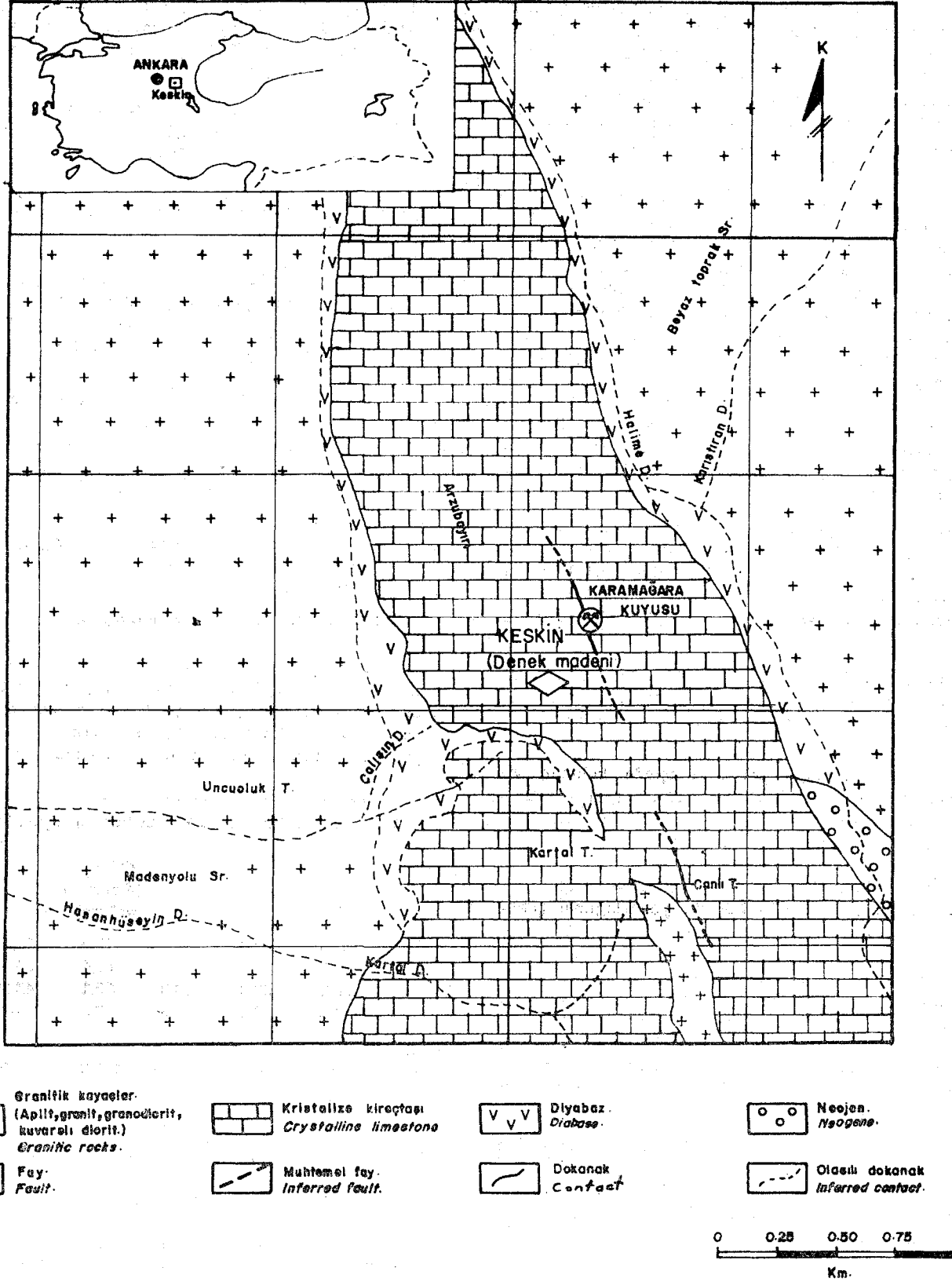
Karamağara kuyusu cevher örneklerinden yapılan parlak kesitlerde galenit, sfalerit, hematit, kalkosin, vitişenit, pirit, kalkopirit, bornit ve kovellin saptanmıştır.

**Galenit:** İki ayrı türde bulunmaktadır. Bunlardan galenit-I en çok 2-3 mm. büyüklükte, genellikle yuvarlakımsı veya çok az köşeli taneler halinde 20-150 mikron arasında değişen büyüklüklerde, çoğunlukla yarı özbiçimli ve özbiçimli, kenetli galenit kristallerinden oluşmaktadır (Levha I, Şekil 1). İçlerinde hemen her zaman en çok 2 mm büyüklükte sfalerit, kalkosin ve vitişenit tane ve tanecikleri kapsayan galenit-I bir kuşak şeklinde bu minerallerin etrafını sarmaktadır. Ayrıca galenit-I içinde en çok 20-30 mikron büyüklükte, genellikle kürecik, elipsoid ve damlacık kesitleri şeklinde yuvarlak çok sayıda sfalerit taneciği bulunmaktadır. Bu tanecikler, galenit-I çekirdeğinde bulunan iri sfalerit taneleri gibi kalkopirit, bornit, kalkosin ayrılımları kapsamaktadırlar. Galenit-I ile bunların çekirdeğini oluşturan iri sfaleritler arasındaki dokanak genellikle girintili çıkıntılı, aynı mineralin kalkosin ve vitişenitle dokanağı düzgün hatlar şeklindedir. Galenit-I, hematit veya gangla da girintili çıkıntılı sınırlar oluşturmaktadır. Diğer taraftan galenit-I çoğunlukla iğneciklerden oluşan keçemsi yüzey görümlü bir hematit kuşağıyla sarılmıştır (Levha I, Şekil 1). Bu hematit iğnecik toplulukları bazende galenit-I'i damarcıklar şeklinde kesmekte, bu mineral içinde içi aynı mineralle dolu yüzükler şeklinde izlenmektedir. Ayrıca hematit iğnecikleri (levhacık kesiti) bazen bağımsız halde de galenit-I içinde bulunmaktadır. Galenit-I yer yer de serüsite dönüşmüş olup, ancak çok ufak artık kalıntıları (reliktler) halindedir.

Galenit-II, galenit I'e göre çok fazla miktarda bulunmakta ve çok daha iri taneli olabilmektedir. Galenit-II kısmen özbiçimli, yarı özbiçimli, kısmen özbiçimsiz oluşumlar halindedir. Hematit ve kalkosinle çok az, sfaleritle hemen hiç bir ilişkisi yoktur. Galenit-II, çok güzel dilinim kırılma kama ve üçgenleri kapsamakta olup, bu özelliklerinden dolayı galenit-I'den çok kolay ayırt edilmektedir. Kenar, dilinim ve çatlakları boyunca bazen serüsite dönüşmüştür. Ayrıca kataklastik doku gösteren galenit-II'nin çatlaklar, hidrotermal kalsitle, damar ve damarcıklar şeklinde doldurulmuştur. Yer yer, galenit-II, özbiçimli, yarı özbiçimli kuvars kristalleriyle birlikte büyümüştür. Galenit-II çok az miktarda gang minerallerinin ara ve çatlaklarını doldurarak bir ağ oluşturmaktadır.

**Sfalerit:** Hemen her zaman galenit-I içinde bulunmaktadır. Çok az bir kısmı yuvarlak oluşumlar şeklinde izlenen

sfaleritin büyük bir kısmı galenitin içinde bulunan tane şekline uygun irili ufaklı çekirdekler oluşturmaktadır (Levha I, Şekil 1). Burada daha çok bu sonuncu sfalerit taneleri üzerinde durulacaktır. Bu tür sfalerit çoğunlukla sırasına göre kalkopirit ayrılımları (Levha I, Şekil 1), genellikle bunlardan biraz az, daha iri galenit-I (Levha I, Şekil 2), bornit ve kalkosin (Levha I-Şekil 3) tanecikleri kapsamaktadır. Kalkopirit ayrılımları, bazen sfaleritin iç kısımlarında daha iri, dışta ufak halde her tarafına eşit miktarda dağılmış olarak, bazen de daha fazla dış kısımlarında bulunmaktadır. Galenit-I tanecikleri sfaleritle mirmekitik bir büyümeyi andıran durumda görülmektedir. (Levha I, Şekil 2,3,4). Galenit-I tanecikleri kapsayan sfalerit taneleri bazen çok az sayı ve miktarda, bazen de hemen hiç kalkopirit ayrılımı içermektedir. Bunun yanında iri sfalerit taneciklerinden birinin bir kısmında kalkopirit ayrılımı, bir kısmında da galenit-I tanecikleri izlenebilmektedir. Çok seyrekte izlense, sfalerit içinde bulunan galenit



Şekil 1 : Yer buldurı ve yörenin jeoloji haritası (Çavuşoğlu, 1967)

Figure 1 : Location and geological map of area. (Çavuşoğlu, 1967)

taneciğinin yanında onunla kenetli halde kalkopirit ve borait taneciği bulunmaktadır. Son iki mineralde kendi aralarında kenetli bir tanecik oluşturabilmektedirler. Sflerit içinde çok az da rastlansa, bazen daha iri yuvarlağımsı galenit-I tanesi ve sfleriti kesen galenit-I damarcığı görülmüştür. Gerek galenit-I ve sflerit arasındaki girintili çıkıntılı dokanak ve galenit-I içinde yüzen, kopmuş sflerit parçacıkları; gerekse sfleriti kesen galenit-I damarcıkları sfleritin galenit-I'den daha önce oluştuğunu göstermektedir.

Sfleritin iç reflekslerinin rengi sarımsı-beyazla, sarı arasında değişmekte olup, sflerit ayrıca çok güzel paralel ikiz lamelleri kapsamaktadır (Levha I, Şekil 3, 4).

Hematit: Genellikle çok ufak iğnecik (levhacık şeklindeki kristallerin kesiti) topluluklarından oluşmaktadır. Bunlar yanında 300-400 mikron uzunlukta olanlar da izlenmiştir. El örneklerinin morumsu kırmızı rengide bu hematit minerali içerdiğinden ileri gelmektedir. Çoğunlukla keçemsi bir yüzey görünümünde gang mineralleri ve galenit-I içinde ve arasında veya bir kuşak şeklinde galenit-I'in çevresini sarmaktadır (Levha I, şekil 1). Bu sonuncu durumda hematit iğnecikleri dışı doğru yönelmiş halde büyümüşlerdir. Aynı büyüme şekli galenit-I'i kesen hematit damarcıkları içinde geçerlidir.

Kalkosin: İri taneli ve hemen her zaman galenit-I, ender olarak galenit-II içinde allotriomorf oluşumlar halinde bulunmaktadır. Kenar, çatlak ve dilinimleri boyunca galenit-I tarafından ornatılmıştır. Çok az kataklastik doku gösteren kalkosinin vitişenit mineraliyle çok yakından ilişkisi vardır.

Vitişenit (Wittichenite): Bir Cu-Bi sülfotuzu mineralidir. Karamağara kuyusu örneklerinde vitişenit, içinde bulunduğu mineraller bakımından bir ayrıma tabi tutulmuştur.

1) Örneklerde tümüyle kalkosin içinde bulunan vitişenite çok sık rastlanmaktadır. Ramdohr (1975) vitişenitin kalkosin içinde bulunduğunu yazmaktadır. Allotriomorf vitişenit taneleri en çok 0.5 mm. büyüklüktedir (Levha I, Şekil 5). Çoğunlukla galenit-I içinde bulunan bir kalkosin tanesi, bazen birden fazla sayıda vitişenit taneciği kapsamaktadır. Genellikle köşesiz yuvarlağının şekilli olan vitişenit oluşumları, bazen de kalkosin içinde çeşitli doğrultularda uzanan kollara sahip dallı, budaklı bir biçim göstermektedir. Ayrıca kalkosin içinde iki yönde uzanan vitişenit oluşumları da bulunmaktadır. İri vitişenit tanecikleri içinde de bazen yuvarlağımsı kalkosin tanecikleri izlenmektedir (Levha I, Şekil 5). Vitişenit minerali içinde bulunduğu kalkosin gibi galenit-I tarafından ornatılmıştır. Kataklastik doku hem vitişenitte, hemde etrafını saran kalkosinde belirgin olarak görülmektedir.

Ayrıca vitişenit bazı kalkosin taneleri içinde belirli kristalografik doğrultularda uzanan ve sıralanan çok ufak ayrılım tanecikleri oluşturmaktadır (Levha I, Şekil 6). Bu tanecikler bazen biraz büyüyerek kalkosinle mirmeitik büyüme görünümü almaktadırlar.

2) Kısmen kalkosin, kısmen de galenit-I tarafından etrafı sarılan vitişenit galenitçe ornatılmıştır. Bu durumda vitişenit içinde büyük bir olasılıkla sokulum oldukları sanılan galenit tanecikleri de görülmüştür.

3) Galenit-I içinde bulunan vitişenit ufak tanecikleri sayı ve miktarca çok azdır. Bunlar bazen bir kenar veya köşesi boyunca gang mineralleriyle sınırlanabileceği gibi, yine sokulum olduğu varsayılan galenit-I tanecikleri de kapsamaktadırlar. Galenit-I içinde bulunan vitişenit oluşumları kısmende çubukçuk ve iğnecikler şeklindedirler.

4) Gang içinde izlenen çok az sayıda vitişenit bazen belirgin bir lamel şeklinde özbiçimli olabilmektedir. Böyle bir lamelde uzanımına paralel yönde belirgin ikizlenme görülmüştür.

Vitişenit Minerali'nin Mikroprob Analizi: Vitişenit mineralinin mikroskopik tayinini doğrulamak için, parlak kesitlerden biri içindöki vitişenit mineralinin JxA-50A elektron mikroprob cihazıyla kantitatif analizi yapılmıştır. Elektron mikroprob cihazında Cu, Bi, Ag ve S analizlerinin yapılması için Cu K<sub>x</sub>, Bi L<sub>x</sub>, Ag La ve S K<sub>x</sub> spektral çizgileri ve 20 KV çalışma gerilimi kullanılmıştır (Çizelge 1).

Element (Element)	Kristal (Crystal)	Standart (Standard)	Spektral çizgisi (Spectral line)
S	PET	FeS <sub>2</sub>	SK <sub>α</sub>
Cu	LİT	Cu Metalik	CuK <sub>α</sub>
Bi	LİT	Bi Metalik	BiL <sub>α</sub>
Ag	LİT	Ag Doğal	AgL <sub>α</sub>

Çizelge 1: Kantitatif analiz koşulları.

Table I: The conditions of quantitative analysis.

Vitişenit mineralinin kantitatif mikroprob analizi üç ayn noktada gerçekleştirilmiş (Çizelge 2), galenit-I içinde bulunan kalkosinin içerdiği vitişenit mineralinin ana elementlerinden Cu (Levha I, Şekil 7) ve Bi (Levha I, Şekil 8) için ayrı x-ışını tarama görüntüleri elde edilmiştir.

Element (Element)	Noktalar (Points)		Ortalama Uytenbogaardt ve değerler (Average values)		
S	19,2	19,9	19,5	19,5	19,40
Cu	39,3	39,6	38,9	39,4	38,45
Bi	39,1	38,2	40,2	39,1	42,15
Ag	2,3	2,6	1,9	2,3	—
Toplam (Total)	99,9	100,3	100,5	100,2	100,00

Çizelge 2: Vitişenit mineralinin mikroprob analiz sonucu.

Table 2: Microprobe analysis of wittichenite.

Vitişenit içeren Bir örneğin Optik Spektrografi Analizi: Vitişenit yanında galenit, kalkosin, hematit ve sflerit içeren Karamağara kuyusu örneklerinden birinin yarıkantitatif spektrografi analizi yapılmış, elde edilen değerler aşağıda verilmiştir (Çizelge 3). Analiz için Jarrel-Ash, 1,5-Meter Wadsworth Stigmatic optik emission Model: 78-0.90 Spektrografi cihazı kullanılmıştır.

Element (Element)	Element % (Element %)	Deteksiyon LİMİTİ (ppm) (Detection limit)
Pb	7	20
Cu	1,5	4
Zn	0,7	400
Bi	0,1	20
Ag	0,01	2
W	0,06	10000
	Undetected	
Sn	Görülmedi	30
Mo	"	40
Sb	"	200
As	"	1000

Çizelge 3: Yarı kantitatif optik spektrografik analizi.

Tablo 3: Semi-quantitative optic spectrographic analysis.

Pirit: İncelenen numunelerde çok az miktarda özbiçimli, yarı özbiçimli kristaller olarak izlenmiştir. Araları galenitle doldurulmuş olan pirit kristalleri en önce oluşan minerallerden biridir.

Kovellin: Eser miktarda, galenit çatlak ve kenarlarında yığılımlar şeklinde izlenmiştir. İkincil bir mineraldir.

Gang Mineralleri: Aynı örneklerin ince kesitlerinde kuvars, karbonat (kalsit, dolomit, siderit, serüzit,) klorit, biyotit, serisit, granat ve kil mineralleri izlenmiştir.

Kuvars: Tane iriliği 0,04-4 mm.yi aşan ve bazı kesitlerde kriptokristalen (tane iriliği 0,01 mm.den küçük) olan kuvars kristalleri kısmen yarı özbiçimli, kısmen özbiçimsiz olarak izlenmektedir. Kuvars kristalleri kenetli bir yapı ve bazı ince kesitlerde dalgalı sönme göstermektedirler. Ayrıca kuvars kristalleri, çok ince taneler şeklinde opak ve karbonat mineralleri içermektedirler.

Karbonat (Kalsit, dolomit, siderit, serüzit): Karbonat mineralleri kuvarsa göre daha az miktarda olup, bazı ince kesitlerde fazlalık göstermektedirler. Bu mineraller kısmen yarı özbiçimli, kısmen özbiçimsiz, yer yer de sferolitik olup, kısmen kenetli bir yapı ve bazı ince kesitlerde de basınç ikizlenmeleri göstermektedirler. Dolomit, siderit ve serüzit'in varlığı x ışını kırınımı sonucu saptanmıştır.

Klorit, Biyotit, Serisit: Üç ayrı tip oluşum halinde görülmektedir.

1 — Klorit: Bazı ince kesitlerde çok az miktarlarda görülüp, kısmen lifli ve sferolitikdir.

2 — Klorit+Biyotit: Biyotitler lifli topluluklar halinde olup, genellikle kloritle birlikte izlenmektedir (irilikleri 0, 4-1,00 mm. dolayındadır).

3 — Klorit+Biyotit+Serisit: Serisit yer yer pulcuklar halinde, yer yer de klorit ve biyotit ile birlikte kümelenme göstermektedir (İrilikleri 0,6-1,08 mm. dolayındadır).

Granat: Bu mineral az miktarlarda görülüp, yarı özbiçimli, kısmen kataklastik parçalanma göstermektedir. Granat kristallerinde genellikle çift kırılma özelliği izlenmektedir.

Kil: Bu mineraller çok az miktarlarda görülüp >x ışını kırınımı sonucunda saptanmıştır.

## SONUÇLAR

Daha önce bu yörede yapılan çeşitli çalışmalarda, (Pilz, 1936; Schumacher, 1937; Kovenko, 1939a, 1939b, 1940, 1944; Çavuşoğlu, 1987; Çetinkaya, 1976) Keskin Pb-Zn zuhurlarının maden mikroskopisi incelemelerine hemen hiç değinilmemiştir. Bu eksikliği gören yazarlar bu çalışmada her şeyden önce Keskin Pb-Zn yatağı kuyularından biri olan Karamağara kuyusunun ayrıntılı bir mikroskopik incelemesini gerçekleştirmişlerdir. Bu kuyunun yaklaşık 10 km. kuzeyinde bulunan Akdağ, Araplı ve Gümüşsoy kuyularından elimizde yeterli sayıda örnek bulunmadığı için, yukarıda adı geçen zuhurlar şimdilik bu çalışma kapsamı dışında bırakılmıştır.

Mikroskopik çalışmalar sonunda Karamağara kuyusunun ana maden minerali olan galenitin iki ayrı türde bulunduğu ve bunlardan galenit-I in daha önce olduğu, fakat kendisinden daha önce oluşan sfalerit, kalkosin, vitişenit ve aynı zamanda oluşan hematitle çok yakından ilişkisi olduğu görülmüştür.

Marden minerallerini oluşturan metaller sahadaki granitik magmanın yükselmesiyle sıcak su eriyikleri şeklinde gelmiş ve tepkimeye çok elverişli olan örtü tabakası kayalarından kireçtaşı ve ayrıca diyabaz içindeki fay, kırık ve çatlaklarda kontak-metazomatik hidrotermal bir yatak oluşturmuştur. Granitik magma tarafından oluşturulan sıcak su-lar Pb, Zn, Fe, Cu, Bi, Ag, ve W gibi metaller yakında S ve SiO<sub>2</sub> iyonlarını da mobilize etmişlerdir.

Diğer yönden galenit-I'in yapılan kalitatif mikroprob analizinde bir miktar Ag ve Bi gibi elementler görülmüştür. Ayrıca bir numunenin yapılan yarı kantitatif optik spektrografik analizinde büyük bir kısmı galenit-I strüktürüne izomorf olarak giren yaklaşık %7 Pb'ye karşılık %0,01 Ag bulunmuştur. Galenit-I'in izomorf olarak içerdiği Bi ve Ag gibi elementler, bu minerallerin yüksek sıcaklıkta oluştuğuna işaret etmektedir (Malakhov, 1969). Yazarlar galenit-I-sfalerit ve kalkosin-vitişenit arasındaki büyüme ve dokuların da, bu minerallerin yüksek sıcaklıkta oluşmalarının bir sonucu olarak görmektedirler.

## KATKI BELİRTME

Vitişenit mineralinin mikroprob analizini E. Aydın, x ışını kırınımı çalışmalarını N. Göngör, vitişenit minerali kapsayan bir örneğin yarı kantitatif optik spektrografi element analizini Ş. Taş yapmıştır. Çalışmanın İngilizce çevirilerinde Dr. O. Arda yardımcı olmuştur. Bu arkadaşlarımıza teşekkür borçluyuz.

Yayıma verildiği tarih 31.3.1978

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Çağatay, A., ve Eyyüboğlu, T., 1976, Ankara Keskin Devrek, Akdağlı işaret ile gelen numunelerin mineralojik tetkik raporu: M.T.A. Enst. Min-Pet. arşivi, No: 76190, Ank. yayınlanmamış.
- Çağatay, A., ve Teşrekli, E., 1977, Ankara-Keskin mevkiine ait P. No. 131-ai işaretli gelen numunelerin mineralojik tetkik raporu: M.T.A. Enst. Min-pet, arşivi, No. 77/287, Ank. yayınlanmamış.
- Çağlayan, H., 1975-a, Ankara-Kırıkkale-Durdahan işaretli gelen numunelerin mineralojik tetkik raporu: M.T.A. Enst. Min-Pet. arşivi, No: 110/8681, Ank. yayınlanmamış.

- Çağlayan, H., 1975-b, Ankara-Kırıkkale.Dürdahan işaretiyle gelen numunelerin mineralojik tetkik raporu: M.T.A. Enst. Min-Fet. arghi, No: 151/8708, Ank. yayınlanmamış.
- Çavuşoğlu, H., 1967, Keskin-Denek Pb-Zn madenleri ve civarının Jeolojik yapısı: M.T.A. Enst. Derleme Servisi, Rapor No: 3871, Ank. yayınlanmamış.
- Çetinkaya, N., 1976, Ankara-Kırıkkale-Durdahan yöresi jeoloji raporu: M.T.A. Enst. Maden Etüd Dairesi, No: 394, yayınlanmamış.
- Ketin, İ., 1954, Yozgat bölgesinin jeolojik lövesi: M.T.A. Enst. Derleme servisi, Rapor No: 2141, Ank. yayınlanmamış.
- Kovenko, V., 1939-a, Denek madenlerinin ziyareti hakkında muhtıra: M.T.A. Enstitüsü Derleme servisi, Rapor No: 844, Ank. yayınlanmamış.
- Kovenko, y., 1939-b, Denek kurşun madenine yapılan ziyaret hakkında muhtıra: M.T.A. Enst, Derleme Servisi, Rapor No: 967, Ank. yayınlanmamış.
- Kovenko, V., 1940, Denek madenine yapılan ziyaret hakkında muhtıra: M.T.A. Enstitüsü Derleme Servisi, Rapor No: 1042, Ank. yayınlanmamış.
- Kovenko, V., 1944, Denek, Akdag, Zâra ve Turhal kurşun, çinko ve antimuan madenleri: M.T.A. Enst. Derleme Servisi, Rapor No: 1783, Ank. yayınlanmamış.
- Kraeff, A., 1966, Ankara-Keskin işaretiyle gelen numunelerin mineralojik tetkik neticesi: M.T.A. Enst. Min-Pet. arşivi, Rapor No: 317/4999, Ank. yayınlanmamış.
- Malakhov, A.A., 1969, Bismuth and antimony in gelenas as indicators of conditions of ore formation: Geokhimiya, 11, 1283-12%.  
Pilz, R., 1936, Denek madeni hakkında rapor: M.T.A. Enst. Derleme servisi, No: 394, Ank. yayınlanmamış.
- Ramdohr, P., 1975, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen: Akademie-Verlag, Berlin, 774.775.
- Schumacher, F., 1937, Keban, Bolkardağ, Gümüşhacıköy, Denek madenlerindeki (Ag-Pb-Zn) zuhurajtlarına ait rapor: M.T.A. Enstitüsü Derleme servisi, No: 402, Ank. yayınlanmamış.
- Uytenbogaardt, W., and Burke, E.A.I., 1971, Tables for microscopic identification of ore minerals, Elsevier, 292.

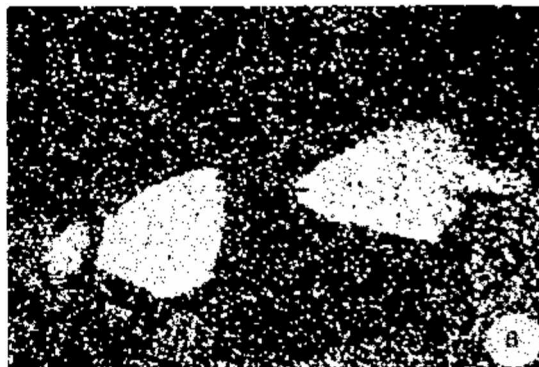
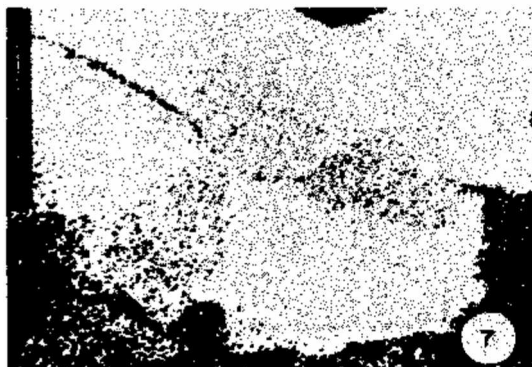
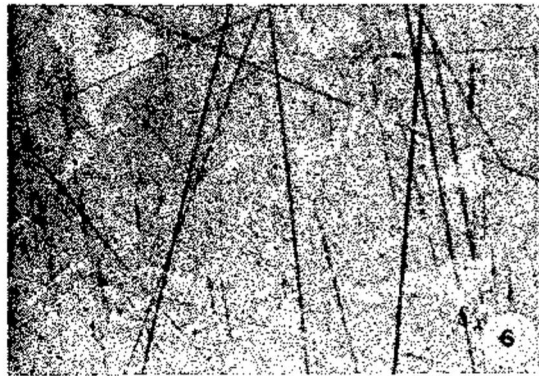
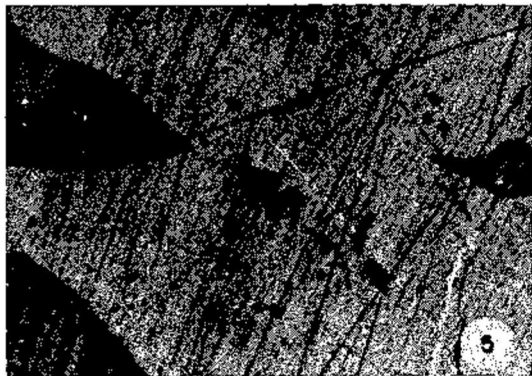
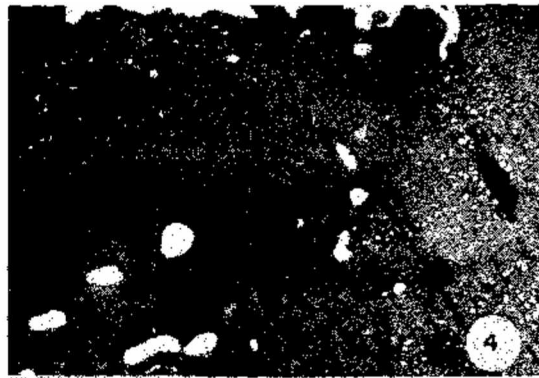
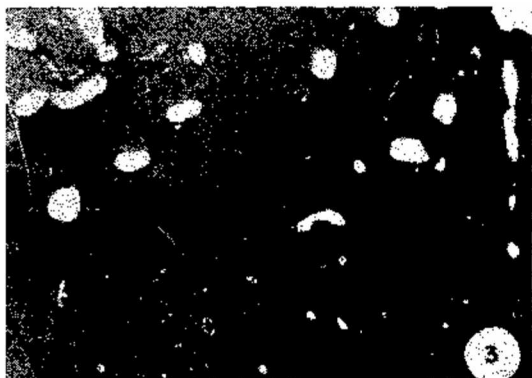
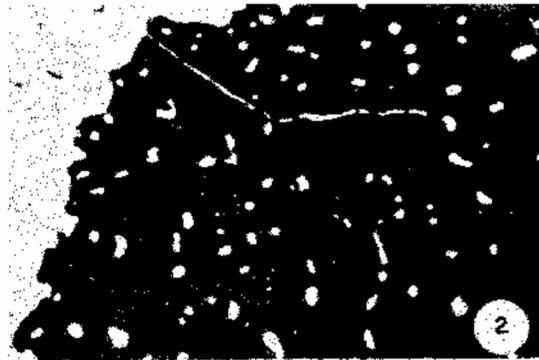
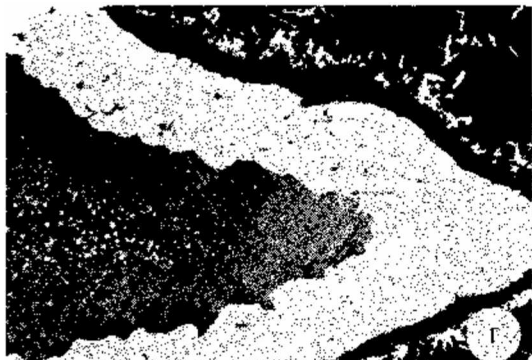
### PLATE I.

- Şekil 1: Büyültme 200X, Galenit-I, kalkopirit ayrılımı kapsayan sfaleritin (gri) etrafını sarmaktadır. Galenit-I (açık gri) etrafında hematit iğnecik topluluğu şeklinde bir kuşak içinde sfalerit ve hematit oluşumları. Gang (siyah).
- Şekil 2: Büyültme 200X, Galenit-I (beyaz) sfaleritle (gri) mirmekitik büyümeyi andıran dok-u oluşturmaktadır.
- Şekil 3: Büyültme 200X, İkizlenme gösteren sfalerit içinde galenit-I (beyaz), bornit ve kalkosin (açık gri) tanecikleri.
- Şekil 4: Büyültme 200X, İkizlenme gösteren sfalerit içinde ve etrafında galenit-I (beyaz, sağda ve ufak), bornit, kalkosin (açık gri, sol üst köşe ve ortada) tanecikleri. Delikler (siyah).
- Şekil 5: Büyültme 200X, Kalkosin (gri), vitişenit (açık gri), galenit-I büyümesi.
- Şekil 6: Büyültme 200X, Kalkosin (gri) vitişenit (açık gri) büyümesi. Parlatma çizgileri.
- Şekil 7: Büyültme 100X, Cu  $K_{\alpha}$  görüntüsü, iki vitişenit tanesi kalkosin, kalkosin de galenit-I içinde.
- Şekil 8: Büyültme 100X, aynı bölgenin Bi  $L_{\alpha}$  görüntüsü.

### LEVHA I.

- Figure 1: Magnification 200X, Galena-I surrounds sphalerite (gray) which includes exsolutions of chalcocite. The zone around galena-I is composed of hematite needles (light-gray) and sphalerite. The gangue minerals are dark.
- Figure 2: Magnification 200X, Galena-I (White) exhibits myrmekitic texture with sphalerite (gray).
- Figure 3: Magnification 200X, The grains of chalcocite and bornite (light gray) and galena-I (white) are within sphalerite (gray) which shows twinning.
- Figure 4: Magnification 200X, Sphalerite which shows twinning, contains the following mineral grains with and around its crystal boundary: Galena-I (white, at the lefthand side, up), chalcocite (white, at the right-hand side and in small grains), bornite, chalcocite (light gray, in the middle of the left-hand side corner). The holes are black.
- Figure 5: Magnification 200X, Chalcocite (gray), wittichenite (light gray) and galena-I growth.
- Figure 6: Magnification 200X, Chalcocite (gray) - wittichenite (light-gray) growth. Lines are due to polishing.
- Figure 7: Magnification 100X, The Cu  $K_{\alpha}$  picture of two wittichenite grains and chalcocite within galena-I.
- Figure 8: Magnification 100X, It is the same as Figure 7 but the picture is taken under Bi  $L_{\alpha}$  condition.

LEVHA I  
PLATE I







## Gediz ve Dolaylarının Sismotektonik Özellikleri

### *Seismotectonic features of Gediz and its surroundings*

MELİH TOKAY O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara  
VEDAT DOYURAN O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

Öz: Gediz ve dolayları karmaşık blok faylanmasından etkilenmiştir. Batı Anadolu'nun genel tektoniğini belirleyen D-B yönlü fayların yanısıra BKB-DGD ve KD-GB doğrultulu faylar da gelişmiştir.

Bölgede belirgin bir deprem kuşağının varlığı belirlenmiş ve BKB-DGD doğrultulu Gediz ve Simav fayları ile D-B doğrultulu Emet fayının bölge sismisitesine önemli katkıları bulunduğu anlaşılmıştır.

ABSTRACT: Gediz and its surroundings have been affected by complex block faulting. In addition to E-W trending faults, which characterize the general tectonic pattern of the Western Anatolia, WNW-ESE and NB-SW trending have also developed.

A distinct earthquake belt is present within the region and WNW-ESE trending Gediz and Simav faults, as well as E-W trending Emet fault are believed to contribute much to the seismicity of the region.

### GİRİŞ

Gediz ve dolayları zaman zaman şiddetli depremlerden etkilenmiştir. Gerek tarihsel ve gerekse aletsel deprem kayıtlarından bu bölgenin sismisite yönünden aktif olduğu anlaşılmaktadır. Son yıllarda kaydedilen, 23.3.1969 Demirci (M: 5, 6-6, 1); 28.3.1969 Alaşehir-Sarıgöl (M=6, 0); 28.3.1970 Gediz (M=7.1) depremleri bunun en tipik örnekleridir. Özellikle Gediz depreminin yol açtığı can ve mal kaybı yüksek düzeydedir.

Gediz ve dolaylarının sismotektonik özelliklerini belirlemek amacı ile yürütülen bu çalışmada, bölgenin egemen fay çizgileri belirlenmiş ve bunların deprem episantr dağılımı ile ilişkileri tartışılmıştır.

### YÖNTEM ;

Fay çizgilerini belirleme çalışmaları iki aşamada yürütülmüştür. İlk olarak bölgede daha önce yapılan tüm jeolojik

çalışmaları içeren rapor, derleme ve yayımlar incelenmiştir.

Bu çalışmalarda belirlenen faylar 1:500.000 ölçekli bir baz haritada derlenmiştir. Önceki çalışmalar, 1:100.000 Ölçekli bölgesel jeolojik araştırmaları ve 1:25.000 ölçekli jeotermal enerji kaynakları, maden yatakları ve yöresel jeolojik araştırmaları kapsamaktadır, özellikle ayrıntılı jeolojik çalışmalarda, incelenen sahanın sınırlı genişlikte olması nedeniyle, bazı fay çizgilerinin sürekliliği saptanamamıştır.

Mevcut kaynakları inceleme, değerlendirme ve derlemelerinden sonra, bölgenin 1:500 000 ölçekli Iıandsat uzay görüntülerinden yararlanılmıştır, özellikle bölgesel ölçekte son derece yararlı olan bu görüntülerden saptanan faylar baz haritaya işlenmiştir.

Deprem episantrlarına ilişkin veriler deprem kataloglarından elde edilmiştir. Bilindiği gibi "tarihsel" olarak nitelendirilen (1913 yılına kadar) depremlere ilişkin aletsel kayıt bulunmamaktadır. Bu gibi depremlerle ilgili episantr ve şiddet saptanması depremin yol açtığı hasar gözlemleri ile

gerçekleşmiştir. Bu nedenle, episantrlar, genellikle yapay olarak depremin hasar yaratabileceği yerleşme merkezlerine kaydırılmakta ve maksimum şiddetin de sağlıklı olarak belirlenmesi güçleşmektedir (Gürpınar ve diğerleri, 1978). Bu gibi sakıncaları nedeniyle, tarihsel depremlere ilişkin veriler değerlendirmede kullanılmamıştır.

Aletsel deprem verileri (1913-1970 arası) Kandilli Rasathanesince yayımlanan (Alsan ve diğerleri, 1975) katalogdan elde edilmiş ve tektonik haritaya işlenmiştir (Şekil 1).

## GENEL TEKTONİK DURUM

Ege Bölgesi'nin tipik tektonik yapısını oluşturan çöküntü havzalarının varlığı öteden beri, bilinmektedir (Arpat ve Bingöl, 1970).

Bunların başlıcaları Büyük Menderes, Küçük Menderes, Alaşehir, Simav, Gediz, Bergama ve Edremit çöküntü havzalarıdır. Bu çöküntü havzalarının genel doğrultusu kabaca doğu-batıdır.

Gediz ve dolaylarını içeren tektonik haritada (Şekil 1) doğu-batı yönlü genel gidişler yanısıra, çok sayıda ve farklı doğrultularda fayların da varlığı ortaya çıkmıştır. Bu faylar kabaca BKB-DGD ve KD-GB yönlerinde gelişmiştir. Bu durum, bölgenin karmaşık blok faylanmalardan etkilendiğini göstermektedir.

Bölgede genellikle düşey atımda normal faylar egemendir. Batı Anadolu'nun tipik çöküntü havzalarının varlığından da anlaşılacağı gibi, bölge gerilme kuvvetlerinin etkisi altındadır. Bu kuvvetlerin etkilerinin sürekli olduğu, bölgede çok eskiden beri süregelen ve zaman zaman şiddetli olabilen depremlerden anlaşılmalıdır, örneğin, Demirci, Alaşehir, Gediz depremleri gibi.

## SİSTOTEKTONİK DURUM

Deprem episantrlarının tektonik harita üzerindeki dağılımı incelendiğinde, bunların bazı faz çizgileri ile iyi bir uyum içinde olduğu görülmektedir (Şekil 1). Deprem episantrları yaklaşık 40-50 km genişliğinde ve kabaca BKB-DGD doğrultusunda uzanan bir kuşak içinde yoğunlaşmaktadır. Ambraseys ve Tchalenko (1972), Gediz depreminden sonraki bir yıl içinde oluşan çok sayıda ard sarsıntılarının odak noktalarının bir kuşak içinde yer aldığı ve bu kuşağın 300 km uzunlukta olup Edremit Körfezine kadar uzandığını ileri sürmektedir.

Deprem episantr dağılımı ile belirlenen kuşak; BKB-DGD doğrultulu bazı fayları, örneğin, Gediz ve Simav fayları ile D-B doğrultulu Emet fayını içermektedir. Bu faylar boyunca dizilim, gösteren çok sayıda deprem episantrının varlığı bunların diri olabileceğini göstermektedir. KD-GB doğrultulu fayların ise sismisite yönünden kayda değer olmadığı kabul edilebilir.

## SONUÇ

Gediz ve dolayları karmaşık blok faylanmasından etkilendirilmiştir. Bölgede izlenen faylar genellikle düşey atımlı normal faylardır.

Bölgede yaklaşık 40-50 km genişliğinde BKB-DGD doğrultusunda uzanan bir deprem kuşağı yer almaktadır. Bu kuşak içinde yer alan Gediz, Simav ve Emet faylarının bölge sismisitesine önemli katkıda bulunduğu kabul edilebilir.

## KATKI BELİRLEME

Tektonik haritanın hazırlanmasında, bölgede daha önce çalışan bir çok yerbilimcinin raporlarından yararlanılmıştır. Bu çalışmaların önemli bir kısmı kaynaklar listesinde belirtilmiştir.

Çalışmanın yürütülmesi sırasında her türlü yardımı esirgemeyen İmar ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğüne teşekkürü borç biliriz.

## DEĞİNİLEN BELGELER

Alsan, E., Tezuçan, L., and Bath, M., 1975, An earthquake catalogue

- for Turkey for the interval 1913-1970: Kandilli Obs, Istanbul.
- Arpat, E., ve Bingöl, E., 1970, Ege bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler: Maden Tetkik Arama Enst. Derg. No. 73, s. 1-9.
- Ambraseys, N.N., and Tchalenko, J.S., 1972, Seismotectonic aspects of the Gediz, Turkey, Earthquake of March 1970; Geophys. J.R. Astr. Soc. 30, p. 239-252.
- Gürpınar, A., ve diğerleri, 1978, Gediz kasabasının deprem riski açısından yerleşilebilirliği: O.D.T.Ü., D.M.A.E., No. 78-1, 81 s.
- ### YARARLANILAN KAYNAKLAR
- Abdüsselamoğlu, Ş.M., 1970, Gediz deprem bölgesine ait şismotektonik gözlemler: Gediz Simpozyumu, İnşaat Müh. Odası, No. 21, S. 17-30.
- Akyol, Z., 1975, Tavşanlı-Dudaş civarının barit zuhurları hakkında düşünceler: MTA Derg., No. 85, s. 161-173.
- Aral, H., 1970, Geology and antimony deposits of Göynük-Çukurören region-Murat Pağ-Gediz-Kütahya-Turkey: O.D.T.Ü. Jeoloji Müh. Böl. M.S. tezi. Ankara (yayımlanmamış).
- Bingöl, E., 1974, Muratdağı merkezi kesiminin petrolojisi ve jeokronolojisi, Doç. tezi, 105 s. (yayımlanmamış).
- Brinkmann, R., ve diğerleri, 1970, Soma dağlarının jeolojisi: MTA Derg. No. 74, s. 41-56, Ankara.
- Canet, J., ve Jaoul, P., 1946, Manisa, Aydın-Kula-Gördes bölgesi jeolojisi hakkında rapor: MTA Rapor. No. 2068 (yayımlanmamış).
- Erigen, B., 1972, Afyon-Heybeli (Kızılkilise) jeotermal araştırma sahasının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları: MTA Rapor No. 5490 (yayımlanmamış).
- Gümüş, A., 1964, Important Lead-zinc deposits of Turkey (Karakoca): CENTO symposium on Mining, Geology and Base Metals, p. 162-168.
- Hoker, H., 1954, Beyce 54/4 ve Siniav 71/2 paftalarının jeolojik löveleri raporu: MTA Rapor No. 2366 (yayımlanmamış).
- Kalafatçıoğlu, A., 1962, Tavşanlı-Dağardı arasındaki bölgenin jeolojisi ve serpantin ile kalkerin yaşı hakkında not: MTA Derg. No. 58, s. 38-46.
- , 1964, Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi: T.J.K. Bülteni, Cilt XIII, Sayı 1, s. 14-43.
- Karamandereci, İ.H., 1972, Afyon K24-b paftası detay jeoloji etüdü ve jeotermal olanakları hakkında rapor: M.T.A. Rapor No. 5733 (yayımlanmamış).
- Kastelli, M., 1974, Hisaralan (Sındırgı-Balıkesir) yöresi jeolojik etüdü ve jeotermal enerji olanakları: M.T.A. Rapor No. 5592 (yayımlanmamış).
- Kaya, O., 1972, Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri: T.J.K. Bülteni, Cilt XV, Sayı 1, S. 3S-109.
- Nebert, K., 1960, Tavşanlı'nın batı ve kuzeyindeki linyit ihtiva eden Neojen sahasının mukayeseli stratigrafi ve tektoniği: MTA Dergisi, No. 54, s. 1-35.
- Öngür, T., 1973, Afyon-Sahdıklı yöresinin jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları: MTA Rapor. No. 5520 (yayımlanmamış).
- Şamilgil, E., 1964, Sandıklı-Hüdaihmamı jeolojik ve hidrojeolojik raporu: MTA Rapor No. 3598 (yayımlanmamış).
- Taşdemiroğlu, M., 1971, The 1970 Gediz Earthquake In Western Anatolia, Turkey: Bull. of-Seism. Soc. of America., v. 61; No. 6, p. 1507-1527.
- Ünal, A., ve Ünlü, M.R., 1971, Gediz (Kütahya) ılıcaları, civarının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları: MTA Rapor No. 5419 (yayımlanmamış).
- Ünlü, M.R., 1972, Bigadiç (Balıkesir) Hisarköy ılıcaları arasının jeotermal enerji olanakları hakkında rapor: MTA Rapor No. 5196 (yayımlanmamış).
- Zescke, G., 1954, Simav grabeni ve taslan: T.J.K. Bülteni, Cilt V, Sayı 1.2, s. 179-198.

## Eski Gediz Kentinde Mikro - Bölgeleendirme Çalışmaları

### *Microzone studies in the old Gediz town*

MELİH TOKAY: O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

VEDAT

DOYURAN: O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

**ÖZ:** Bu çalışmanın amacı 28 Mart 1970 günü yerel saatle 23,02'de yıkıcı bir deprem deneyi geçirmiş olan Gediz kentinin yeriden yerleşebilirliği olasılıklarını araştırmaktır.

Litolojik farklılık gösteren bölgeleri belirlemek amacı ile 1:2000 ölçekli Mühendislik Jeolojisi haritası hazırlanmıştır. Jeolojik araştırmaların yanısıra, sondaj ve jeofizik çalışmaları da yürütülmüştür. Toplam altı değişik zon belirlenmiştir. Molozları içeren sahalar aynı zamanda yer kaymalarına uygun nitelikte görülmüş ve bu gibi sahalardan kaçınılması önerilmiştir. İleride oluşabilecek depremler sırasında, kentin diğer kısımlarında yangın olasılıklarına karşı gerekli önlemlerin alınması gereklidir.

**ABSTRACT:** The purpose of this investigation was to search the possibilities of reestablishment of the town of Gediz, which had experienced a destructive earthquake during March 28, 1970 at 23.02 hours, local time.

Engineering geological map at the scale of 1:2000 was prepared to distinguish the zones showing lithological variations. In addition to the geological studies, drilling and geophysical investigations were also conducted. All together six different zones were distinguished. The areas underlain by colluvium, which is classed as potential landslide area, should be avoided. In the rest of the town, due regard must be paid to the fire danger, which may follow a future earthquake.

28. Mart 1970 Cumartesi günü yerel saatle 23.02'de oluşan bir deprem gerek Gediz kenti ve gerekse Gediz halkının geleceğini büyük ölçüde etkilemiştir. Magnitudü Pasadena 7.3, Strasbourg 7.75, Uppsala koordinatları U.S.G.S. tarafından 39° 20'K- 29° 50'D olarak saptanan bu deprem sırasında can kaybı 1086 olup 1265 kişi de yararlanmıştır. Sadece Gediz kentinde can kaybı 285 ve yaralı sayısı ise 83'e varmıştır. Magnitudü itibarıyla küçümsenemeyecek bir deprem olmasına karşın, can kaybını artırıcı öğelerden en önemlisi yangın olmuştur. Dar bir vadi içinde ve bitişik nizamda inşa edilen ahşap evler yangının kısa zamanda yayılmasına ve buna bağlı olarak hasarın artmasına yol açmıştır. Gediz kentinin yayıldığı sahanın topoğrafik durumu ve depremin konutlar üzerinde oluşturduğu ağır hasarlar nedeniyle İmar ve İskan Bakanlığı Gediz kentinin yaklaşık 6 km güneyinde yeni bir yerleşim sahası oluşturmuştur. Bugün, yeni Gediz olarak anılan bu kent çok daha uygun bir topoğrafik sahada kurulmuş ve halen 13 000 dolayında nüfusu barındırmaktadır.

Yeni Gediz'in kurulması ile Eski Gediz'in tümüyle terk edilmesi amaçlanmaktaydı. Oysa ki, Yeni Gediz'de bir konuta hak kazanan bazı kimseler zamanla Eski Gediz'deki konutlarını onararak bunları kiralama ya da satma yoluyla kazanç teminine yönelmiş ve böylece Eski Gediz'de hayat yeniden canlanmaya başlamıştır. Eski Gediz'in nüfusu zamanla 4 000'e ulaşmış ve beraberinde yerel yönetim ve mülki sorunları da getirmiştir. Yeni Gediz'in kurulmasındaki amaç tümüyle gerçekleşmiş sayılmaz. Bu koşullar altında Eski Gediz'in mülki hüviyetinin onanması zorunludur. Başka bir deyişle, Eski Gediz'in deprem sonrası büründüğü terk edilmiş kent hüviyetinden kurtulup yeniden yerleşme merkezi olarak tescili gerekmektedir. Bir an için bunun mümkün olduğunu varsayarsak, gerçekten Eski Gediz'in yerleşilebilirliği teknik açıdan olası mıdır? Böyle bir olasılık söz konusu olduğunda, yerleşim kentin tümünde mi yoksa sınırlı bir kısmında mı gerçekleşmelidir? Bu soruları yanıtı kuşkusuz topoğrafik, jeolojik ve sismik verilerin yeniden ve birlikte gözden geçirilmesi ile olasıdır.

Bu yazıda, yukarıda belirtilen sorunların kısmen yanıtını almaya yönelik Jeolojik çalışmalardan elde edilen sonuçlar sunulacaktır.

## ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Gediz depremi çok sayıda yer bilimcinin ilgisini çekmiş ve 1970-72 yılları arasında bu depremle ilgili çalışmalar oldukça yoğunlaşmıştır. Bunlar arasında Arpat ve Özgül (1970); Erinç ve diğerleri (1970); Abdüsselâmoğlu (1970); Penzien ve Hanson (1970); Yazar ve diğerleri (1970); Grabret (1971); Taşdemiroğlu (1971); Mitchell ve Glowatski (1971); Ambraseys ve Tchalenko (1972); Ergün ve diğerleri (1972) görülmektedir. Bu çalışmalarda özellikle deprem hasarları ve episantr saptanmasına ağırlık verilmiştir.

Tabban (1972), Gediz kentinin jeolojisi, konut türleri ve hasar dereceleri, hasarların zemin ile ilişkileri, deprem şiddet tayini ve kentin değişik bölgelerine uygulanabilecek deprem katsayılarının saptanması gibi konuları içeren bir çalışma yapmıştır.

## YÖNTEM

Eski Gediz'in yerleşim alanına ilişkin mikro-bölgelendirme çalışmalarına esas olmak üzere 1:2000 ölçekli mühendislik jeolojisi haritası hazırlanmıştır. Bu çalışmalar sırasında, belirgin litolojik farklılık gösteren birimler ayırtlanmış, şev duraylılığı, taşkın alanları ve yamaç molozları gibi yerleşimi etkileyebilecek oluşumlar belirlenmiştir. Ancak, dar bir yerleşim alanında yoğunlaşan ve deprem sırasında yıkılan veya yangından hasar gören konutlara ait molozlar yer yer jeolojik gözlemleri güçleştirmektedir. Bu nedenle ve ayrıca zemin yapısını daha iyi değerlendirebilmek amacı ile, kent içinde, 11 adet düşey sondaj yapılmıştır. Sondajlar genellikle sığ olup derinlikleri 50,00 m. ile sınırlandırılmıştır. Kuyu logları ve yüzeysel veriler yardımı ile yerleşim alanının zemin koşulları daha sağlıklı olarak belirlenmiştir.

Sondaj çalışmalarına ek olarak, topoğrafik koşulların olarak sağladığı kısımlarda sismik refraksiyon ve derin jeofizik çalışmalar yapılmıştır. Ancak bu yazıda jeofizik bulgularının ayrıntılarına inilmeyip bazı ilginç sonuçlarına değinilecektir. Jeofizik çalışmalar ve sismik risk analizlerine ilişkin ayrıntılı bilgi için Gürpınar ve diğerleri (1978) e bakınız.

## TOPOĞRAFİK DURUM

Eski Gediz, Gediz Nehri vadisi içinde kurulmuştur. Kentin giriş ve çıkışında geniş bir taşkın alanı oluşturan nehir, kent içinde dar bir vadiye akmaktadır. Gediz Kalesi olarak anılan volkanî içinde ise dar bir boğaz oluşturmaktadır.

Volkanitlerin yüzelediği vadinin doğu yamacı dik ve dike yakın eğimli olup etekleri, moloz birikintileri nedeniyle, daha az eğimlidir. Vadinin batı yamacı, burada, etkin olan litolojik birimlerle (killi, kumlu, çakıllı sedimenter) uyumlu olarak konutlar, Gediz vadisini daraldığı kısımlarda ve yamaçlarda az eğimlidir.

maçlarda yoğunlaşmıştır. . . . .

## MİKRO-BÖLGELENDİRME ÇALIŞMALARI

### Jeolojik Veriler:

Gediz ve yakın dolaylarında Neojen yaşlı kayalar geniş alanları kaplamaktadır. Karasal sedimenter egemen olduğu bu kayaç topluluğu içinde, sahadaki başlıca yükseltileri oluşturan volkanitler de yer almaktadır (Abdüsselâmoğlu, 1970; Tokay ve Doyuran, 1978); Alt-Orta Miyosenden üst Pliyosen'e kadar çeşitli litolojik birimleri içeren, bu kayaç topluluğu Gediz formasyonu olarak adlandırılmıştır (Tokay Doyuran, 1978). . .

Gediz Kenti içinde, Gediz formasyonunun alt-orta ve üst pliyosen birimlerini oluşturan Kumtaşı-çakıtaşı-marn-kiltaşı ardalınması, çörtlü kireçtaşı-kiltaşı ardalınması, bazalt, jipsli marn-kiltaşı ardalınması ile Kuvaterner alüvyon ve yamaç molozları görülmektedir. Bu birimler, 1:2000 ölçekli jeolojik haritada (Şekil 1) altı zon da toplanmıştır.

ZON 1: Genellikle pembe, gri, yer yer bej marn ve kiltası ardalınmalı, orta ve yer yer sert karbonat-jips çimentolu kumtaşı ve çakıtaşından oluşmaktadır. Kumtaşı ve çakıta-

şı arasında yanal geçişler ve yer yer merceklemler görülmektedir. Tabakalar yatay veya çok az eğimlidir.

**ZON I:** Gri-bejmarın ve çörtlü kireçtaşları ile kiltası ardaalanmalarından oluşmuştur. Yer yer koyu gri organik maddece zengin kil bantları da içermektedir. Tabaka kalınlıkları sık sık değişmekte (bir kaç sm ile 25 sm arasında) ve düşey geçişler görülmektedir.

**ZON III:** Gediz kalesi olarak anılan morfolojik yapıyı oluşturan genellikle gaz tüplü ve yer yer amigdalooidal bazaltlardan oluşmaktadır. Eski bir volkan koni kalıntısı görünümünde olan bazaltlar içinde, Gediz Nehri tarafından oyulan bir boğaz oluşmuştur. Bazaltlar ayrıca Gediz Nehri yatağında da görülebilmektedir.

**ZON IV:** Genellikle gri-yeşil, yer yer kahverengi kil ve plaketli marnlar içerir. Üst kısımlarında marn-jips ardaalanması ve yer yer iri jips billurları görülmektedir. Bu birimi kesen sondajlarda kalınlığı 8.00-10.00 m dolayında koyu gri organik maddece zengin kil ve kömürlü bantlar saptanmıştır.

**ZON V:** Genellikle kil ve silt'in egemen olduğu ve çakıllı Gediz Nehri alüvyonlarını içerir. Kütahya'dan gelirken Gediz girişindeki köprü altında alüvyon kalınlığı 4.00-5.00 m. olarak saptanmıştır. Gediz vadisinin her iki yamacında asimetrik nehir terasları oluşmuştur. Alüvyonların oluşturduğu düzlüklerin olası taşkınlarından etkilenebileceği anlaşılmaktadır.

**ZON VI:** Gediz kalesinin kuzey, doğu ve batısındaki yamaç molozlarını içerir. Kalenin batı eteklerindeki molozlar bazalt döküntülerinden oluşmuştur. Bu moloz örtüsü üzerinde inşa edilen konutlar Gediz depreminde en çok zarar görmüş ve büyük bir kısmı yangın sonucu yok olmuştur.

Kalenin doğu ve güneydoğu yamaçlarında az bazalt bloku, genellikle kil, kum ve çakılca zengin gevşek yamaç molozları görülmektedir. Zon II'ye yakın kısımlarda ise çörtlü kireçtaşı ve plaketli marn parçaları çoğunluktadır. Tabban (1972) tarafından dolgu olarak nitelendirilen bu kısımlar heyelana fazlaca yatkındır.

#### Sondaj verileri

Gediz kenti yerleşim sahası içinde, İller Bankası Genel Müdürlüğü Makine ve Sondaj Dairesi Başkanlığınca, 11 adet sığ (50.00 m ve daha az) sondaj açılmıştır. Sondaj logları ve yüzeysel jeolojik verilere göre hazırlanan jeolojik kesitler

(şekil 2)de verilmiştir.

Sondaj verileri, zeminin genellikle marn ve kil bakımından zengin olduğunu, yer yer kumtaşı, çakıltaşı, ve tuf içerdiğini göstermektedir. Ayrıca, yüzeyde izlenemeyen ve özellikle zon IV içinde kalınlığı 8,00-10,00 m dolayında, kömürleşmiş organik maddece zengin seviyelerin varlığı ortaya çıkmıştır. G-1, G-3 ve G-8 nolu sondajlarda sırası ile 20,00 m, 25,00 m ve 28,50 m.lerde bazalt'a girilmiş diğerleri ise 50,00 m içinde bazalt kesmemiştir.

G-1, G-3, G-5, G-II, G-12 ve G-13 nolu sondajlarda sırası ile yüzeyden 3,50 m; 4,00 m; 36,00 m; 4,00 m; 4,50 m ve 6,00 m.lerde yeraltı su düzeyine girilmiş, diğer sondajlarda ise ya yeraltısuyu görülmemiş ya da saptamak mümkün olamamıştır.

Derin rezistivite ve geniş ofsetli eklemeli sismik refraksiyon çalışmaları topoğrafya, ve yerleşim durumunun olarak sağladığı ölçüde uygulanmıştır. Bu çalışmalar sonucu, zeminde sürekli bir hız artışından çok yer yer düşük tuzlar görülmüş ve bu durum zeminin çimentolanma derecesindeki değişikliklerle yorumlanmıştır.

Cumhuriyet Caddesi üzerinde yapılan sismik refraksiyon atışı ile bazaltın yüzeyden yaklaşık 60.00 m; Gediz Kalesi güneyinde 92.00 m; Cezaevi dolaylarında ise 125.00 m. derinde olduğu ve 4163-4571 m/sn F-dalga hızları ile belirlendiği anlaşılmıştır (Yaşar, 1978).

#### HEYELANLAR

Kentin yakın dolaylarında çok sayıda fakat genellikle yerel heyelanlar saptanmıştır. Bu heyelanların bir çoğunun yerleşim sahası içinde olmayışları nedeniyle konutları etkilememiştir. Bununla beraber, heyelanlı ve/veya heyelana elverişli sahalara gözönüne alınarak kentin yayılma alanının belirlenme gereği ortaya çıkmıştır.

Heyelanlar çoğunlukla Zon II, Zon IV ve Zon VI da yoğunlaşmıştır. Killi, marnlı ve jipsli birimlerin egemen olduğu ve topoğrafik eğimin de arttığı yerlerden kaçınmak gerekir.

Gediz Kalesinin doğusunda yer alan heyelanlar tipik bir basamaklı topoğrafya oluşturmuştur. Gevşek molozlardan oluşan bu kesimde heyelanlar geniş bir sahayı etkilemekte olup, heyelan topuğu G-12 nolu sondajın bulunduğu (Şekil 1) Bahçelievler mahallesine kadar uzanmaktadır. Ancak, buradaki konutların bu heyelandan etkilendiklerini gösteren her hangi bir belirtiye rastlanmamıştır.

#### SONUÇ

Jeolojik veriler, Eski Gediz'de bir ölçüde yerleşimin mümkün olabileceğini göstermektedir. Ancak, Zon VI ile belirlenen kısmın gerek zemin özellikleri ve gerekse heyelana yatkın olduğu göz önüne alınarak yerleşime uygun olmadığı anlaşılmaktadır. Bu kısmın yeşil saha olarak değerlendirilmesi önerilir, İleride oluşabilecek herhangi bir deprem olasılığı karşısında eski yangın deneyinden ders alınması ve bu hususta gerekli önlemlerin getirilmesi zorunludur.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Abdüsselamoglu, Ş.M., 1970, Gediz deprem bölgesine ait sismotek-

- tonik gözlemler; Gediz Depremi Simpozyumu, İnşaat Müh. Odası, No. 21, s. 17-30.
- Ambraseys, N.N., and Tchalenko, J.S., 1972, Seismotectonic aspects of the Gediz, Turkey, Earthquake of March 1970: Geophys. J.R. Astr. Soc. 30, p. 229-252.
- Arpat, E., ve Özgül, N., 1970, 28 Mart 1970 Gediz depremi (ön rapor): M.T.A. Rapor No. 4250 (yayımlanmamış).
- Ergin, K., Uz, Z., ve Güçlü, İL., 1972, 28 Mart 1970 Gediz Depremi ard sarsıntılarının incelenmesi: İ.T.Ü. Maden Fak. Arz Fizigi Enst. Yayınları, No. 29, 50 s.
- Erinç, S., ve diğerleri, 28 Mart 1970 Gediz Depremi, Tatbiki Jeomorfolojik Etüd: İ.Ü. Ed. Fak. Yayınları, No. 1520, 40 s
- Gürpınar, A., ve diğerleri, 1978, Gediz kaşabasının deprem riski açısından yerleşilebilirliği: OD.T.Ü.DMAE.78-1, 8 s
- Mitchell, A.W., and lowGatski, R.A., 1971, Some aspects of the Gediz (Turkey) Earthquake, March 28, 1970: The Journal of Geography. Vol. 70, No. 4, p. 224-229.

- Fenzien, J., and Hanson, R.D., 1970, The Gediz, Turkey, Earthquake of 1970: National Acad. Sci., Washington D.C.
- Tabban, A. /1972, Gediz merkezinin gözlemlere dayanılarak mikrozon etüdleri: Türkiye Ulusal Geodezi ve Jeofizik Birliği, *Mo. & s* 15-30
- Taşdemiroğlu, M. 1971, The 1970 Gediz Earthquake in Western Anatolia, Turkey: Bull, of Seism. Soc. of America, v. 6, No. 6, p. 1507-1527.
- Tokay, M., ve Doyuran, V., 1978, Gediz'in jeolojik durumu, Gediz kasabasının deprem riski açısından yerleşilebilirliği: O.D.T.Ü\* DMAE-78-1, s. 5-9 (yayımlanmamış).
- Yarar, R., ve diğerleri, 1970, Gediz Depremi incelemelerine ait ön rapor: İ.T.Ü. Yayınları.
- Yaşar, T., 1978, Gediz'in Jeofizik çalışmaları - Gediz kasabasının deprem riski açısından yerleşilebilirliği: O,D.T.Ü. DMAE-78-1, s. 24.27 (yayımlanmamış)

## Akseki - Seydişehir Boksitlerinin Kökeni Hakkında Yeni Bulgular

*New facts on the genesis of the Akseki - Seydişehir bauxite deposits*

NECMETTİN ÖZLÜ Ege Üniversitesi, Yerbilimleri Fakültesi, Maden Yatakları Bölümü, İzmir.

**ÖZ:** Türkiye'nin en önemli alüminyum yatakları olan Akseki-Seydişehir boksitleri 1-40 metre boyutlu eski dolinleri ve morfotektonik kuyukları doldurur ve az kalın mercerler oluşturur. Boksit çökmesinden önceki karstlaşma çok düzensiz olarak gelişmiştir ve boksitlerin bulunmadığı kesimlerde karasal ayrışmayı belirten hiçbir iz yoktur.

Boksitlerde saptanan ana ve iz element içeriklerinin taban kireçtaşlarında çok küçük miktarlar göstermesi ve bu iki oluşun mineralojik bileşimlerinin farklı olması cevherin tabandaki kireçtaşlarının erimesi ile oluşmuş olamayacağını ortaya koyar. Bu boksitlerin taban kireçtaşlarına göre yabancı (allokton) kökenli olduğunu gösterir.

Boksit yataklarında küçük Gastropod fosillerinin bulunması ve sedimanter yapıların varlığı cevherin sulu bir ortamda kırıntılı olarak çökeldiğini kanıtlar.

Boksitlerin kireçtaşları üzerine taşınmış killerin yerinde (in situ) ayrışması ile oluştuğunu gösteren veriler yoktur. Buna karşılık, çeşitli gözlemler boksitlerin sedimanter kayaların özelliklerini taşıdığını ve daha önce oluşmuş "ateritik boksit"lerin taşınıp karstik yörelerde depolanmasıyla oluştuğunu kanıtlar.

Akseki-Seydişehir boksitlerinin yer kimyası açısından incelenmesi bunların ultrabazik ve asit kayalardan türemiş olamayacağını ortaya koyar.

Ört-Batı Toroslardaki çeşitli oluşuklarla boksitlerin, mineralojik ve jeokimyasal yönden karşılaştırılması, Torosların bu kesimindeki tektonik ve paleoğrafik özelliklerin irdelenmesi, incelenen boksitler ve Seydişehir şistleri arasında kökensel bir ilişki kurulabileceği sonucunu ortaya koyar.

**ABSTRACT:** The most important bauxite deposits, that have actually been exploited in Turkey, are found in Western Taurus, in the Akseki-Seydişehir region. These bauxites fill fossilized dolines and morpho-tectonic depressions (up to 40m, deep), but may also be found as stratiform deposits. The prebauxite karstification is very unevenly developed and no indication of continental alteration is noticeable outside of these deposits.

The mineralogy and geochemistry of the underlying limestones and their comparison with the bauxitic materials show that they are totally independent. This fact confirms that the bauxites are allochthonous; and emphasizes the impossibility of the autochthonous "Terrarossa" theory. The discovery of small Gastropods within the bauxite and the presence of typical superimposed sedimentary sequences indicate that the bauxite was deposited in a shallow lagoon or lacustrine environment.

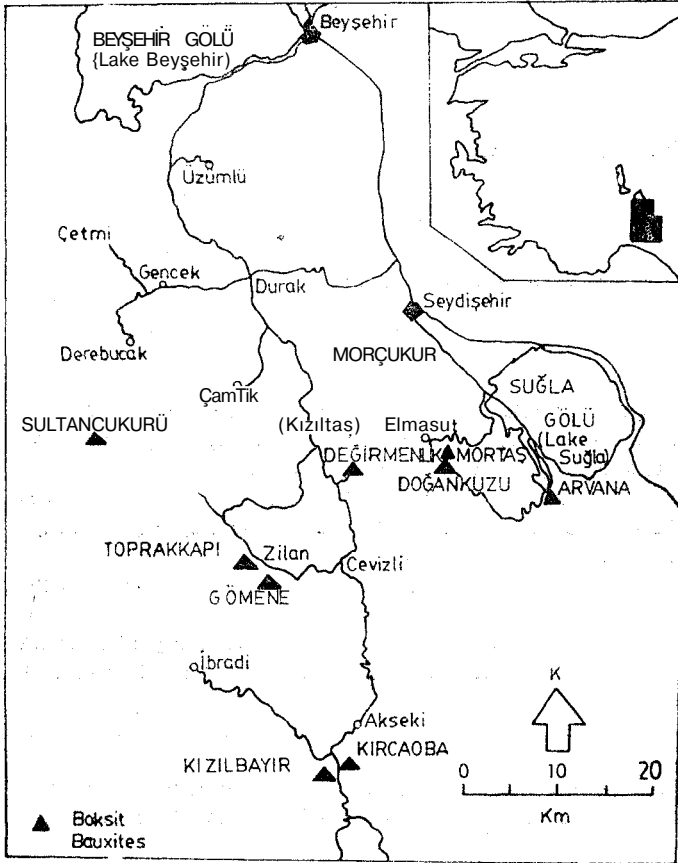
The bauxite core lies directly over the limestones and gives no indication of in situ transformations of the clays to bauxite. On the other hand, several sedimentological and mineralogical observations prove that the bauxite is of detrital origin and was already transported as bauxitic material on a karstified pediplain. The aluminous material appears to have been transported as a fine mud in several steps during which the bauxite evolution continued.

The geochemical study of these deposits indicates that the Akseki-Seydişehir bauxites have not been derived from ultra-basic or acidic rocks.

In conclusion, the geological, mineralogical and geochemical study of the Cenomanian bauxites and the search of compatible parent-rocks in the Western Taurus formations involve a genetic relationship with the Cambro-Ordovician basement ((Seydişehir schists)).

## GİRİŞ

Türkiye'nin bilinen en önemli ve halen işletilmekte olan boksit yatakları Orta Torosların batı kesiminde, Beyşehir gölü ile Alanya masifi arasındaki geniş alanda, Akseki-Seydişehir yöresinde bulunur (şekil: 1). En önemli yataklar Seydişehir'in güneyinde Elmasut ve Değirmenlik yakınındaki Mortaş, Doğankuzu ve Kızıltaş'tır. Bu yatakların dışında Seyran Dağları ve Akseki çevresinde de ekonomik değeri daha az olan onlarca boksit belirtisi vardır.



Şekil 1: Boksit yatakları bulduru haritası.

Figure 1: Location map of the bauxite, deposits.

Eski dolinleri ve morfolotektonik kuvvetleri dolduran veya merclekler oluşturan bu boksitler aynı bir stratigrafik düzeye aittirler. Bu düzeyin yaşı Senomaniyen olarak saptanmıştır (Özlu, 1978).

Boksit yatakları, Kambriyen yaşlı karbonatlar ve Kambro-Ordovisiyen yaşlı kalın detritik oluşuklar (Seydişehir şistleri)'dan oluşan bir temel (Monod, 1977) üzerine gelen kalın Mesozoyik karbonatlarının üst kesiminde bulunur. Bu kalın karbonat serisi Lütesiyen yaşlı bir filiş ile tamamlanır ve bunun üzerine Beyşehir-Hoyran (Monod, 1977) ve Hadım (Özgül, 1972) naplarının yabancı birlikleri (radyolaritler, kireçtaşları, tüfitler, bazik ve ultrabazik kayaçlar) gelir.

Söz konusu boksitler uzun zamandan beri bilinmekte olup, birçok araştırmacı tarafından, özellikle ekonomik jeoloji yö-

nünden, incelenmiştir. 1972-1978 yılları arasında bu makalenin yazarı tarafından bu boksitler üzerine yapılan araştırmalar yeni verileri ortaya çıkartmıştır. Burada Akseki-Seydişehir boksitlerinin kökenine ilişkin yeni bulgular verilecek ve bunların ışığında" çeşitli köken teorileri irdelenerek yeni bir görüş sunulacaktır.

## AKSEKİ-SEYDİŞEHİR BOKSİTLERİNİN KÖKENİNE İLİŞKİN ÇEŞİTLİ GÖRÜŞLER

Söz konusu boksitlerin kökeni hakkında farklı görüşler belirtilmiştir. Çeşitli araştırmacılar tarafından savunulan kökene ilişkin görüşler şu şekilde özetlenebilir.

1 — Mutlak otokton köken: Blumenthal ve Göksu (1949), Göksu (1953) ve de Weisse (1956) tarafından savunulan bu görüşe göre Akseki-Seydişehir boksit yatakları karasal kökenlidir ve karbonatlı kayaçların erimesi sonucunda oluşmuştur. Bu araştırmacılar bir su üstüne yükselme (emersiyon) devrinde taban kireçtaşlarının üzerinde oluşmuş Terra rossa'nın, bölgenin tekrar su altına inmesi ve çökelmenin hızlı olmasıyla, kireçtaşları altında kaldığını ve bu fosil Terra rossa'nın yerinde (in situ) gelişme ile boksite dönüştüğünü kabul ederler. Burada karbonatlı kayaçların oluşturduğu bazik sulu ortam önem taşır ve Terra rossa'nın bileşimindeki silisin ortamdan taşınmasını ve Terra rossa'nın boksite dönüşmesini sağlar.

2 - Görelî otokton köken: Kireçtaşlarının çok az alüminyum içermesi nedeniyle boksitin kireçtaşlarından türediği görüşünde belirtilen mekanizmanın çok zor kabul edilir olması, otoktonist görüşü benimseyen araştırmacıları boksit oluşumunu görelî otokton köken kuramı ile açıklamaya yöneltmiştir. Bu görüşe göre, Terra rossa oluşumu çok geniş alanlarda gerçekleştiğinden sonra, kireçtaşının bu erime artıkları sularla topoğrafik olarak daha derin olan kesimlere taşınarak toplanır ve orada silisin ortamdan uzaklaşması ile alüminyum oranı artarak boksit oluşur. Bu kuram Akseki-Seydişehir boksitleri için ilk defa Blumenthal ve Göksu (1949) tarafından ileri sürülmüş, daha sonra da Atabey ve Özkaya (1975), Güldalı (1975) ve Atabey (1976) tarafından savunulmuştur.

Wippem (1962), Nicolas ve Özlü (1976), Baysal ve Engin (1976) tarafından belirtildiği gibi, Akseki-Seydişehir boksitleri mutlak veya görelî otokton görüşlerde savunulduğu şekilde kireçtaşlarından türemiş olamaz. Gerçekten, aşağıda ayrıntılı olarak görüleceği gibi, boksit ile taban kireçtaşları arasında mineralojik ve jeokimyasal bir uyumsuzluk vardır. Taban kireçtaşlarında gözlenmeyen minerallerden feldspat (Wippem, 1962), illit (Özlu, 1978) ve zirkon (Özlu, 1978)'in boksitlerde saptanması bu uyumsuzluğu kanıtlar. Aynı şekilde, ana ve iz element içeriklerinin bu iki oluşukta karşılaştırılması da boksitlerin kireçtaşlarının erimesi sonucu oluşmuş olamayacağını vurgular.

3 — Görelî allokton köken: Toros boksitleri üzerine uzun yıllar çalışan Wippem (1959, 1962, 1964, 1965)'e göre ise kireçtaşlarının erimesinden geriye kalan artık % l'den azdır ve bunun ancak yansı  $Al_2O_3$  tir. Bazı boksit yataklarında feldspat kristalleri saptayan yazar, boksitlerin feldspat içeren kayaçların ayrışması sonucunda oluşması gerektiğini savunur. Wippem'e göre boksitler, bazik ve ultrabazik kayaçların ayrışma ürünü olan killerin sularla kireçtaşları üzerine ta-



sınıp orada silisin çözülmesi ile oluşmuşlardır. Bu araştırıcı boksitin ana kayacı olarak önce Bozkır ve Karaman (Konya) arasındaki ofiyolitleri, daha sonraki bir yazısında ise Akseki'nin doğusundaki Yarpuz Yayla'da yüzeyleyen albitleşmiş diyabazları önerir.

Wipperm'e göre boksit yataklarında tabanda az çok kalın bir kil seviyesi vardır ve bunlar yukarı doğru dereceli olarak boksite geçer. Bu da, boksitin killerden oluştuğunu kanıtlar. Bu yazıda ayrıntılı olarak gösterileceği gibi böyle bir geçiş söz konusu değildir ve çeşitli sedimanter yapılar boksitin bugün bulunduğu yere kil olarak değil boksit olarak taşındığını kanıtlar. Ayrıca boksitin kimyasal bileşimi ve yörenin jeolojik ve tektonik yapısı Akseki-Seydişehir boksitlerinin, Wipperm'in belirttiği bazik ve ultra bazik kayalardan türemiş olamayacağını gösterir.

4 — Mtlak allokton köken: Bu görüşe göre Akseki-Seydişehir boksitleri daha önce oluşmuş "lateritik boksit"lerin taşınıp sulu bir ortamda kırıntılı olarak çökmesi ile meydana gelmişlerdir. Mutlak alokton köken Akseki-Seydişehir boksitleri için ilk defa, Kızıl taş (Değirmenlik) yatağındaki bulgulara dayanarak Nicolas ve özlü (1976) tarafından ileri sürülmüştür. Bu araştırmacıların yazılarının yayınlanmasından birkaç ay sonra Baysal ve Engin (1976)'de aynı yatak üzerine yaptıkları araştırmada boksitin tamamen allokton bir kökene sahip olduğunu savunmuşlardır.

Baysal ve Engin (1976), Kızıl taş yatağında yapısal ve mineralojik-kimyasal bileşimleri yönünden farklılık gösteren ve üst üste katmanlar halinde sıralanan beş ayrı tip boksit düzeyi saptamışlardır. Boksitik çimento malzemesi içinde yer yer henüz bozunmamış kuvars, feldspat, hidromuskovit, serisit gibi minerallerin varlığını göstermişlerdir. Bu verilere dayanarak boksitin depolanma ortamına boksit olarak taşındığını ve Bozkır yöresindeki ofiyolitlerle batıda Yarpuz Yaylasındaki split ve diyabazlardan türediğini savunurlar.

Bu araştırmacılar tarafından savunulan, boksitin tamamen allokton olduğu görüşü doğru olmakla birlikte, boksitin ana kayacının yukarıda belirtilen kayalar olduğu kabul edilmez. Söz konusu bazik ve ultrabazik kayalar Orta Toroslarda geniş bir yayılımı olan Hadım naplarının yabancı birlikleri arasındadır. Hadım naplarının yerine yerine konuş yaşları ise Eosen'dir (Özgül, 1972). Buna karşın, Akseki-Seydişehir oksitleri Senomaniyen yaşındadır (Özlü, 1978). Bu, boksitlerin oluştuğu, taşındığı ve depolandığı devirde Hadım naplarının ve içindeki bazik ve ultrabazik kayaların konumlarının günümüzdekinden farklı olduğunu gösterir. Bu nedenle, boksitler ile söz konusu kayalar arasında kökensel bir ilişki kurulamaz. Ayrıca yer kimyası çalışmaları da Akseki-Seydişehir boksitlerinin Ultrabazik kayalardan türemiş olamayacağını ortaya koyar.

#### BOKSİT ve TABAN KİREÇTAŞLARININ KARŞILAŞTIRMALI MİNEROLOJİSİ

Boksitlerle bunların tabanını oluşturan kireçtaşları arasında ki kökensel ilişkiyi araştırmak için yöredeki on kadar boksit yatağından ve taban kireçtaşlarından toplanan örnekler incelenmiştir.

Bu inceleme yöredeki boksitlerin esas olarak böhmitik olduğunu, bu mineral yanında daha az oranlarda hematit, kaoli-

nit, illit, anatas ve rutil içerdiklerini göstermiştir. Ayrıca ikinci olaylara bağlı olarak diyapor, gibsit, götit ve pirit oluşmuştur, örneklerin ağır mineraller için analizi ise boksitlerin zirkon içerdiğini ortaya koymuştur.

Arvana, Mortaş, Doğankuzu, Morçukur, Değirmenlik (Kızıltaş), Toprakkapı ve Sultançukuru boksitlerinin tabanını oluşturan kireçtaşlarından toplanan örneklerin 10 NHCl ile eritilmesiyle elde edilen artıklar X-ışınları difraktometresi yöntemi ile incelenmiştir. Bu araştırma taban kireçtaşlarının bileşimindeki oligominerallerin kaolinit, çok az miktarda kuvars, götit, anatas ve rutil olduğunu göstermiştir.

Bu gözlemler boksit ve kireçtaşlarının içerdiği ortak minerallerin kaolinit, anatas ve rutil olduğunu gösterir. Buna karşılık, boksit örneklerinin tümünde saptanan minerallerden illit ve zirkon kireçtaşlarında yoktur. Boksit, illit ve zirkon içermeyen kireçtaşlarının erimesiyle, karasal bir oluşuk olarak meydana gelmişse, boksit içindeki illit ve zirkonun varlığını çıklayabilmek olanaksızdır. Aynı şekilde, Wipperm (1964), Baysal ve Engin (1976)'nın da belirttiği gibi, boksitler kireçtaşlarında gözlenmeyen ve karbonatlı kayalar içinde oligomineral olarak bulunan kaolinit'den oluşamayacağı bilinen, feldspat kristalleri içerirler.

Bu veriler incelenen boksitlerin mineralojik açıdan taban kireçtaşlarından farklı bir bileşim gösterdiğini, bu nedenle kireçtaşlarının erimesiyle karasal bir formasyon olarak oluşmuş olamayacağını ortaya koyar. Boksit ve kireçtaşlarının kimyasal bileşimindeki uyumsuzluk da aynı sonucu destekler.

#### BOKSİT ve TABAN KİREÇTAŞLARININ KARŞILAŞTIRMALI JEOKİMYASI

Çizelge-1'de boksit ve taban kireçtaşlarından alınan örneklerin ortalama, kimyasal bileşimlerinin yataklara göre dağılımı verilmiştir. Bu çizelgenin incelenmesinden görüldüğü gibi, boksit yataklarının tabanını oluşturan kireçtaşlarındaki

ÇİZELGE: 1

Yer (Locality)	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	TiO <sub>2</sub> %
ARVANA	0.10	0.08	0.26	0.07
bx	9.95	58.98	14.93	2.67
MORÇUKUR	0.28	0.30	0.14	0.18
bx	7.78	59.25	17.26	2.44
MORTAŞ ve	0.12	0.20	0.08	—
DOĞANKUZU	6.90	59.50	17.13	2.75
DEĞİRMENLİK	0.30	0.34	0.26	—
bx	7.20	62.48	15.14	2.69
TOPRAKKAPI	0.20	0.12	0.04	0.18
bx	7.40	60.55	17.59	2.75
SULTANÇUKURU	0.20	0.44	0.07	0.04
bx	8.60	52.72	21.71	2.51

Çizelge 1: Kireçtaşı ve boksitlerdeki ortalama silis, demir, alümin ve titanyum oksit yüzdeleri (bx: boksit, kçt: kireçtaşı) SiO<sub>2</sub> gravimetri, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve TiO<sub>2</sub> kolorimetri, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, kompleksometri yöntemi ile tayin edilmiştir.

Table 1: Average percentage of the SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> in limestone and bauxites (bx: bauxite, kçt: limestone).

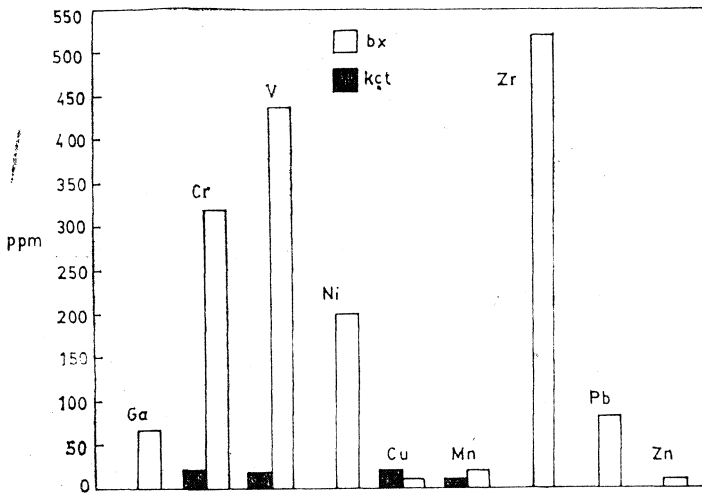


ÇİZELGE: 3

	Arvana	Mortaş	Doğankuzu	Mor- çukur	Değirmenlik	Toprak- kapı	Sultan- çukuru	Gömene	Kızılalan	Ortalama (average)
Ga	58	67	73	61	62	78	80	59	62	68
Cr	418	422	372	442	404	325	339	346	305	368
V	560	363	387	286	376	436	506	378	500	436
Ni	228	185	228	207	265	392	103	211	232	200
Cu	9	8	10	6	8	10	6	7	8	8
Mn	14	11	24	37	11	17	29	27	11	20
Zr	507	520	530	516	527	527	489	510	486	519
Pb	74	71	80	73	58	89	110	134	85	84
Zn	10	14	15	13	12	10	16	14	15	10

Çizelge 3: Akseki-Seydişehir yöresindeki bazı yataklarda ortalama iz element içerikleri (ppm. olarak). İz elementlerden Pb, Zn, Cu, Ga, Zr, Ni flüoresans\_X; Mn, Cr, V atomik absorpsiyon yöntemi ile tayin edilmiştir.

Table 3: Mean trace element values in some bauxite deposits from Akseki-Seydişehir area (in ppm.). Pb, Zn, Cu, Ga, Zr determined by X-ray Fluorescence and Mn, Cr, V analysed by atomicabsorption methods.



Şekil 3: Boksit ve kireçtaşlarında bazı iz element içeriklerinin karşılaştırması (bx: boksit, kçt: kireçtaşı).

Figure 3: Comparison of some trace elements contents between bauxites and limestones (bx: bauxite, kçt: limestone).

Bu verilere göre, cevherin kireçtaşlarının erimesiyle oluşabilmesi için, kireç taşlarının bünyesindeki iz elementlerden Zr 104., V 25, Cr 20, Ga 14 defa zenginleşmiş olmalıdır. Halbuki bu derecede büyük bir zenginleşme en ideal koşullarda bile gözlenmez. Örneğin, tropikal iklim koşullarında nefelinli siyenitlerin ayrışması ile oluşmuş Arkansas (A.B.D.) boksitlerinde hesaplanan zenginleşme katsayıları yukarıdaki değerlerin çok altındadır (Çizelge: 4).

#### BOKSİTLERİN SEDİMANTER KÖKENLİ ve ALLOKTON OLDUKLARINI GÖSTEREN VERİLER

Boksitlerin tabanda yer alan kireçtaşları ile karşılaştırılması cevheri oluşturan malzemenin ortama dışardan taşındığını, gösterdiğine göre, şimdi açıklaması gereken önemli nok-

ÇİZELGE: 4

	A	B
Al	2-3	250
Ti	1-2	37
Cr	6	20
Ga	3-4	14
Zr	2-3	104
Mn	1-2	0,5
V	1-2	25
Pb	1	17

Çizelge 4: Bazı iz elementlerin boksitlerdeki zenginleşme katsayıları:

A: nefelinli siyenitlerden oluşmuş Arkansas (A.B.D.) late-ritik boksitlerinde (Gordon ve Murata, 1952).  
B: Taban kireçtaşlarına oranla Akseki-Seydişehir boksitlerinde.

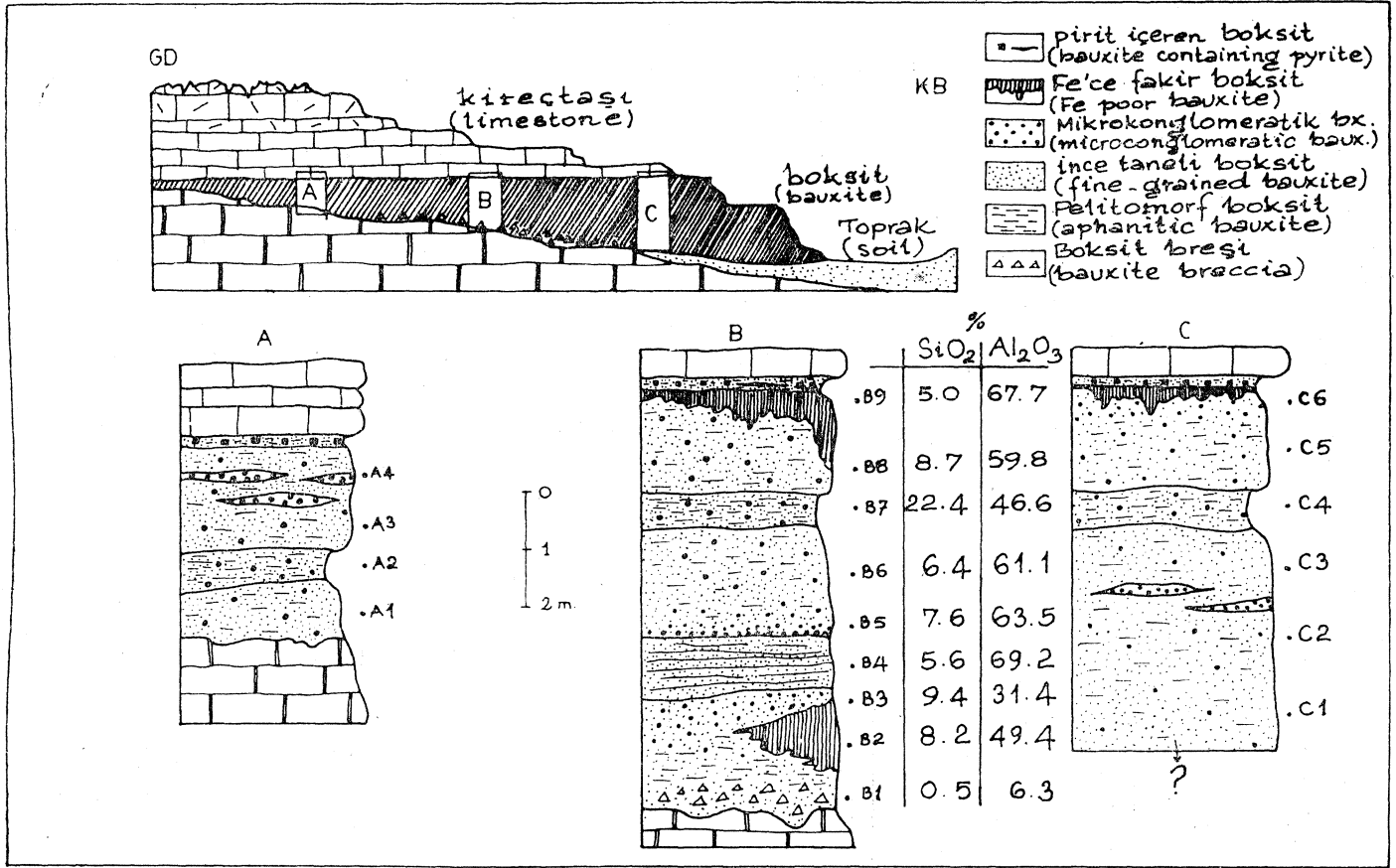
Table 4: Concentration ratios of some elements in bauxites:

A: m the Arkansas-bauxites (U.S.A.) overlying the nepheline syenite (Gordon and Murata, 1952).  
B: m the bauxites of the Akseki-Seydişehir region, in comparison with underlying limestones.

ta boksitleşmenin taşınmadan önce mi yoksa sonra mı gerçekleştiği sorunudur. Bu sorun birçok yataкта yapılan sadimantolojik inceleme sonucu elde edilen verilerle çözülebilmektedir.

"Görel alloktan köken" ile boksitlerin oluşumunu açıklamaya çalışan araştırmacılar (Wippert, 1962)'m boksit yataklarının tabanında cevhere dereceli olarak geçen bir kil düzeyinden söz ettiklerini ve buna dayanarak boksitin karstik ortamda taşınmış killerin desilisifikasyonu ile oluştuğunu savundukları yukarıda belirtilmiştir.

Bu araştırma kapsamında yapılan makroskopik ve mikroskopik gözlemlerle gerçekleştirilen kimyasal analizler Akseki-Seydişehir boksitlerinin taban kesiminde cevhere dereceli olarak geçen böyle bir killi düzeyin bulunmadığını ortaya koymuştur. Tersine, örneğin Kızıltaş (Değirmenlik) yatağında olduğu gibi (Şekil: 4), yöredeki birçok boksit yatağın-



Şekil 4: Kızıltaş (Değirmenlik) boksit yatağında boksit içinde yer alan farklı mineralojik ve kimyasal bileşim gösteren katmanlar.

Figure 4: The layers containing different mineralogical and chemical composition in Kızıltaş (Değirmenlik) bauxite deposit.

da killi boksit ve boksitik malzemeden oluşan cevher depolanmaya paralel olacak şekilde belirli düzeyler oluşturur. Bu, boksit ve kilerin çökme ortamına beraberce taşınmış olduklarını gösterir. Yatakların çoğunda ise boksit doğrudan taban kireçtaşları üzerine gelir. Yani boksitin killerin ayrışması ile oluştuğunu gösteren hiçbir iz yoktur.

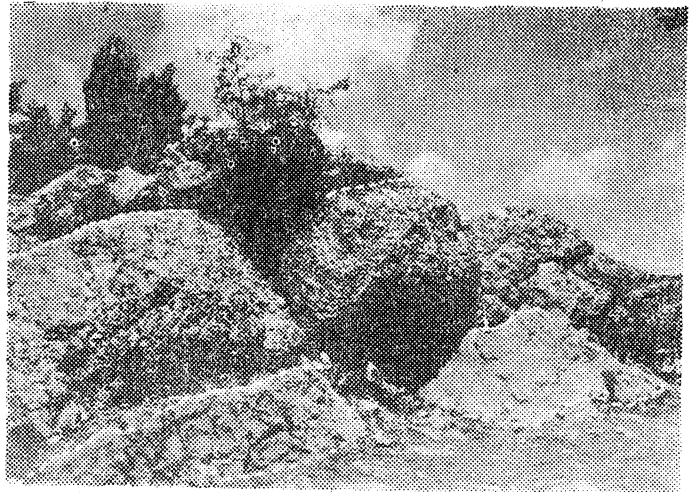
Diğer taraftan, boksit yataklarında yapılan birçok gözlem boksitlerin depolanma ortamına "daha önce oluşmuş boksit" olarak taşındıklarını ve orada kireçtaşları üzerinde gelişmiş bir sulu ortamda kırıntılı olarak çökdiklerini ortaya koyar. Bu gözlemler arasında en önemlileri şunlardır:

— Kızılgedik yatağında olduğu gibi (Şekil: 5'), boksit ve breşik boksitten oluşan cevherin 1 km. boyunca izlenebilecek şekilde 1-1,5 metre kalınlıkta çok düzenli tabakalar göstermesi,

— Kızıltaş (Değirmenlik) yatağında gözlenen ve yukarıda belirtilen killi-boksit ve boksit ardalanması,

— Benzer gözlemler Morçukur yatağında da yapılmıştır. Bu yatakta şekil: 6'da görüldüğü gibi, boksit ve kireçtaşı çakıllı breş ve konglomeralar düzenli tabakalar oluşturacak şekilde ardalanmıştır,

— Kızıltaş (Değirmenlik) yatağından alınan örneklerde (Şekil: 7) görüldüğü gibi, oolitik boksit (B) ve mikrokonglo-



Şekil 5: Kızılgedik yatağı: kireçtaşı ve boksitik elemanlardan oluşan konglomeratik tabakalar.

Figure 5: Kızılgedik bauxite deposit: the conglomeratic layers composed of the bauxitic and limestone pebbles.

meratik boksit görüldüğü gibi, oolitik boksit (B) ve mikrokonglomeratik boksitler (A)'den oluşan santimetrik düzler gözlenir. Bazı durumlarda (şekil: 7A) boksitin tane boyan-



Şekil 6: Morçukur yatağı: oolitic-pisolitic boksit ve LİTOLİTİ TA-  
KILH boksitik breşlerden oluşan düzeylerin ardalanması.

Figure 6: Morçukur bauxite deposit: alternate layers composed of  
the oolitic-pisolithic bauxite and bauxite breccia containing  
limestone pebbles.

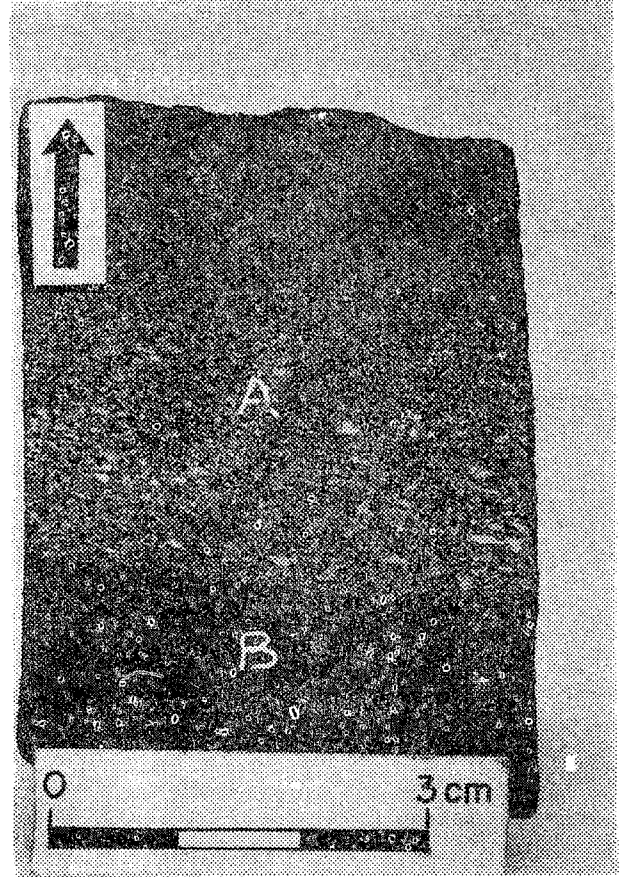
ması gösterdiği, bazen (Şekil: 8) oolitic boksitin aşınma yü-  
zeyinin daha ince taneli boksit tarafından doldurulduğu izlenir.

Boksit örneklerinin mikroskopik incelemesi çoğu kez  
pelitomorf, oolitic ve mikrooolitic boksitten oluşan mikrodizit-  
lerin varlığını ortaya koyar.

Tüm bu sedimentolojik veriler boksitin sulu bir ortamda kırıntılı  
olarak çökelmiş olduğunu kanıtlar. Böyle bir sulu ortamın varlığı  
yukarıdaki bulgulardan bağımsız olarak Morçukur yatağında  
saptanan *Valvata* sp. ve *Hydrobiidae* sp. gibi küçük Gastropod'lar  
ile (levha: 1) kanıtlanabilmektedir.

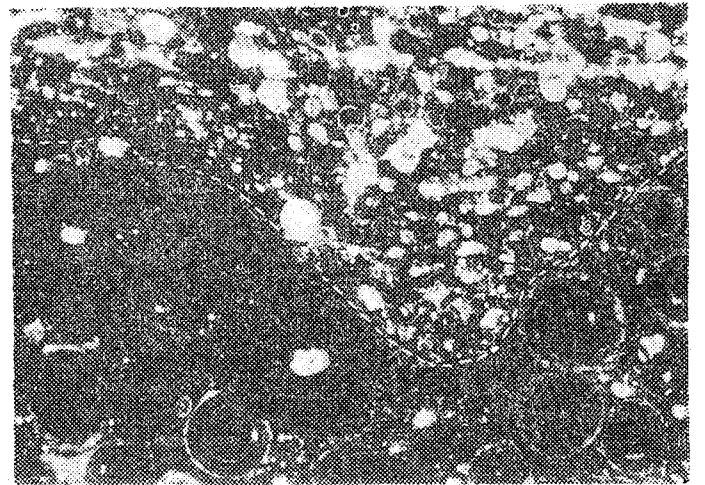
Buraya kadar anlatılan gözlemler ve yeni bulgular Ak-  
seki-Seydişehir boksitlerinin allohton olduklarının önemli ka-  
nitleriydi. Şimdi açıklanması gereken sorun boksitlerin  
türediği

ana kayalık veya ana kayaların ne cins kayalar oldukları ve  
Orta Toroslarda hangi formasyona karşılık geldikleridir. Bu  
sorunun çözümüne boksitlerin bileşimindeki iz element  
içeriklerinin incelenmesi ile yaklaşılabilir.



Şekil 7: Kızıtaş (Değirmenlik) yatağı: oolitic (B) ve mikrokon-  
glomeratik (A) boksitten oluşan santimetrik diziler ve boksit  
içinde gözlenen tane boylanması.

Figure 7: Kızıtaş (Değirmenlik) bauxite deposit: the centimetric  
sequences composed of oolitic (B) and microconglomeratic  
(A) bauxite and the graded bedding (A).



Şekil 8: Sultan Çukuru yatağı: oolitic boksit içinde gözlenen,  
ince taneli boksit tarafından doldurulmuş bir aşınma yüze-  
yi (47X).

Figure 8: Sultan Çukuru bauxite deposit: Microscopic cavities of  
the oolitic bauxite filled with the fine grained bauxite (47X).

ÇİZELGE: 5

	GRANİT (granite) Boulangé, 1973 sözlü görüşme pers. communication	SIYENİT (syenite) Gordon ve Murata, 1952	ANDEZİT (andesite) Wolfenden, 1965	GABRO (gabbro) Novikoff, 1974	AMFİBOLİT (amphibolite) Boulangé, 1973 sözlü görüşme pers. communication
Ga	70	86	30	40	40
Cr	100	110	260	250	800-1500
V	90	92	240	500	800
Ni	8	6	50	250	460
Zr	?	1300	400	?	?

Çizelge 5: Çeşitli magmatik kayalardan oluşmuş lateritlerdeki iz element içeriklerinin dağılımı (ppm olarak).  
Table 5: Distribution of some trace elements in the laterites derived from different types of rocks (in ppm.).

### AKSEKİ-SEYDİŞEHİR BOKSİTLERİNİN İZ ELEMENT İÇERİĞİ ve TÜREDİKLERİ ANA KAYAÇ

Bilindiği gibi farklı magmalardan oluşmuş kayalarda iz element içerikleri farklılıklar gösterir. Ultrabazik ve bazik kayalarda geçiş grubu elementler (Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu) daha çok yığılmışlardır. Buna karşılık asit kayalar Be, Mo, Sn, Zr, Ga, Y, U, Th, Pb gibi elementlerce daha zengindir.

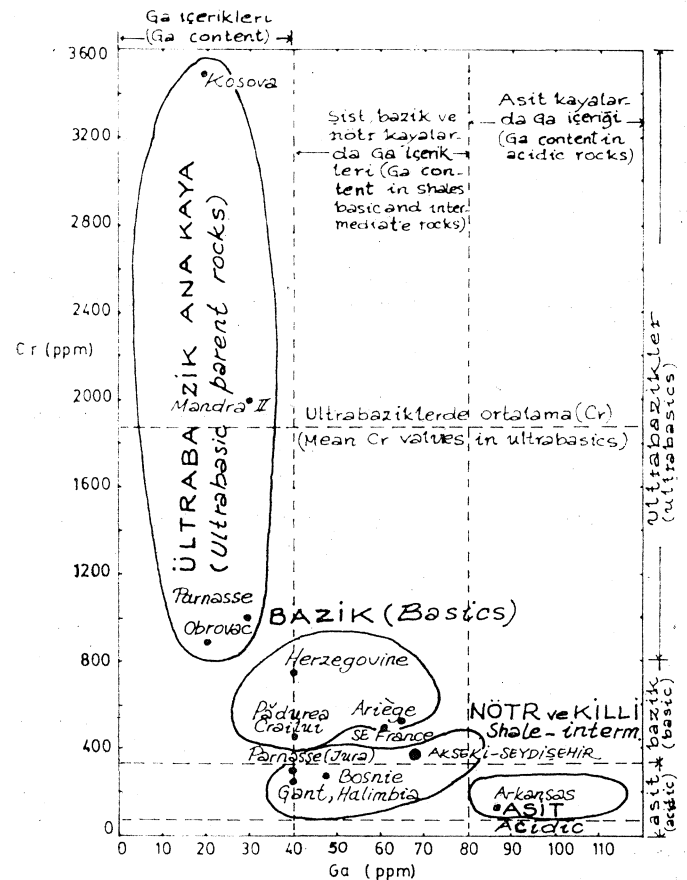
İz element içeriklerinin kayalarda farklı bir dağılım göstermesi, bu kayaların ayrışması ile oluşan lateritik boksit ve diğer ayrışma ürünlerinin de farklı bir kimyasal bileşim (iz elementler yönünden) göstermelerinin nedenidir. Bu bakımdan, kimyasal ayrışma sırasında ortamdan uzaklaşmayan elementlerin (Ti, Cr, Ga, Zr, vb.) boksit içindeki dağılımının incelenmesi boksitin türediği ana kayacın cinsi hakkında ilginç verileri ortaya koyabilir.

Çizelge: 5'de görüldüğü gibi, lateritik boksitler içindeki Ga ve Zr içerikleri asit kayalara, Cr, V, Ni içerikleri ise ultrabazik kayalara doğru gidildikçe artar. Sedimanter boksitlerin "lateritik boksit"lerin taşınması ve yeniden depolanması ile oluştuğu düşünülürse, jeokimyasal olarak duraylı olan Ga, Cr, Zr gibi elementlerin boksitler içindeki oranlarının ana kayadaki oranlar olması gerektiği ortaya çıkar. Yani, sedimanter kökenli "karst boksit" lerinin içerdiği iz element miktarlarının incelenmesi ile bu boksitlerin türediği ana kayalar belirlenebilir. Bu görüşten hareket ederek "Akdeniz boksit provansı" içinde bulunan değişik yataklarda yapılmış araştırmalardan yararlanılarak Şekil: 9 ve Şekil: 10'daki Cr-Ga, Cr-Zr içeriklerinin kullanılmasına elde edilen diyagramlar hazırlanmıştır.

Şekil: 9'da görüldüğü gibi, Kosova, Obrovak (Yugoslavya) ve Mandra ve Parnasse (Yunanistan) boksit yatakları 800 ppm.'den fazla Cr içerirler. Aynı yataklardaki Ga içeriği ise 30 ppm.i aşmaz. Düşük Ga ve yüksek Cr içerikleri ile belirgin olan bu yatakların ultrabazik kayalarla kökensel ilişki oldukları düşünülür (Manc, 1969; Maksimovic ve Papastamatiou, 1973; Papastamatiou ve Maksimovic, 1969). Aynı diyagramda nefelinli siyenitlerin ayrışması ile oluşmuş Arkansas (A.B.D.) boksitlerinin (Gordon ve Murata, 1952) 80ppm.'den fazla Ga, 100 ppm. kadar Cr içerdikleri görülmektedir. Bu iki kutup arasında ise bazik, nötr magmatik ve killi

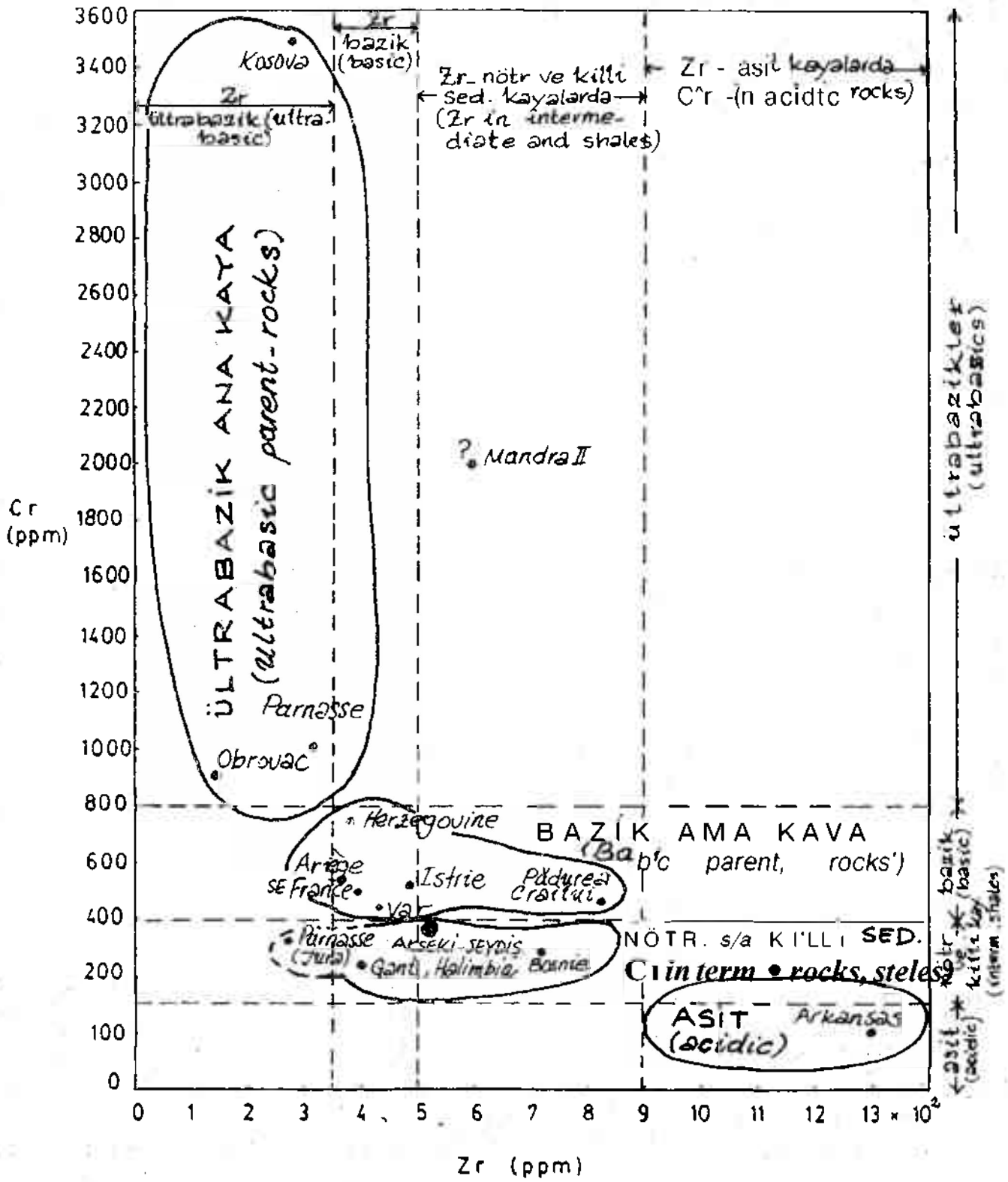
sedimanter kayalardan türemiş boksitlerin yer aldığı iki alan ayırtılmaktadır. Akseki-Seydişehir boksit yataklarının ortalama olarak 68ppm. Ga ve 365ppm. Cr içermesi bunların ultrabazik ve asit kayaların ayrışması ile oluşmuş olamayacaklarını, olasılıkla nötr veya killi sedimanter kayalarla kökensel bir ilişkide olduklarını gösterir.

Şekil: 10'da görülen diyagram ise, şekil: 9'da ele alınan yataklardaki Cr ve Zr içeriklerinin kullanılmasıyla hazırlan-



Şekil 9: Çeşitli "karst boksitleri"ndeki Cr ve Ga içeriklerinin ana kayalara bağlı olarak değişimi.

Figure 9: The variation of the Cr and Ga contents in different 'karst bauxites' in relation to different parent rocks.



Şekil 10: Coşullı "karst boksitleri"ndeki Cr ve Zr içeriklerinin ana kayalara bağımlı olarak değişimi.

Figure 10: The variation of the Cr and Zr contents in different "karst bauxites" in relation to different parent rocks.

mıştır. Burada, çeşitli yatakların, Şekil: 9'da saptanan ve ana kayaları belirten aynı alanlara düşmesi ilginçtir. Yani, Zr içeriklerinin kullanılmasıyla da aynı sonuçlar elde edilmiştir. Bu son diyagramda da Akseki-Seydişehir boksitlerinin ultrabazik, bazik ve asit magmatik kayalarla kökensel bir ilişkide olamayacağı ortaya çıkmaktadır. Burada da Akseki-Seydişehir boksitleri ile nötr veya killi sedimanter kayalar arasında kökensel bir ilişki söz konusu olmaktadır.

Tüm bu veriler bu yazıda incelenen boksitlerin türediği ana kayacın araştırılmasında Orta Toroslardaki killi sedimanter ve nötr magmatik kayaların dikkate alınması gerektiğini vurgular. Bu yörede yukarıdaki özellikleri taşıyan ve boksitlerin ana kayacı olabilecek oluşuklar arasında Beyşehir Gölü'nün kuzeyinde Sultan Dağlarında yüzeyleyen Jura yaşı diyabazlar üzerinde gelişmiş demirli Yalvaç boksitleri ve daha güney doğuda yüzeyleyen Seydişehir şistleri bilinmektedir.

Bunlardan Yalvaç lateritleri kimyasal açıdan Akseki-Seydişehir boksitleri ile az çok uyuşmakla birlikte, çok sınırlı bir alanda yüzeylemeleri ve özellikle Akseki-Seydişehir boksitlerinin depolandığı Senomaniyen'de su altında olmaları nedeniyle incelenen boksitlerin ana kayacı olarak kabul edilemezler.

Buna karşılık Seydişehir şistleri Akseki-Seydişehir boksitleri için en uygun ana kayacın niteliğini taşımaktadır. Bu oluşuk Ordovisiyen yaşında olup, Hadım, Seydişehir ve Sultan Dağları yörelerinde çok geniş alanlarda yüzeyler. Bu sedimanter oluşuk %15 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, % 5 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve % 0,3 TiO<sub>2</sub> içerir ve bu bileşim boksit oluşumu için elverişlidir, örneğin, Evans (1965) ve Grubb (1971) Avustralya'da Weipa yöresinde % 52 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, % 5 SiO<sub>2</sub>, % 7 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeren ve 800 km<sup>2</sup>'lik bir alanda ortalama 10 m. kalınlıkta bir lateritik boksitin sadece % 4 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içeren ve % 90'ı SiO<sub>2</sub>'den oluşan bir arkozun ayrışması ile oluştuğunu göstermiştir. Seydişehir şistlerinde saptanan iz element içerikleri de Akseki - Seydişehir boksitleriyle uyuşmaktadır (Çizelge-6).

ÇİZELGE: 6

	A	B
Cr	6	6
Ga	3	3-4
Zr	2	2-3

Table 6 Bazı elementlerin oksitlerdeki zenginleşme katsayıları:

A: Seydişehir şistlerine oranla Akseki-Seydişehir boksitlerinde,

B: nefelinli siyenitlerinden oluşmuş Arkansas lateritik boksitlerinde (Gordon ve Murata, 1952).

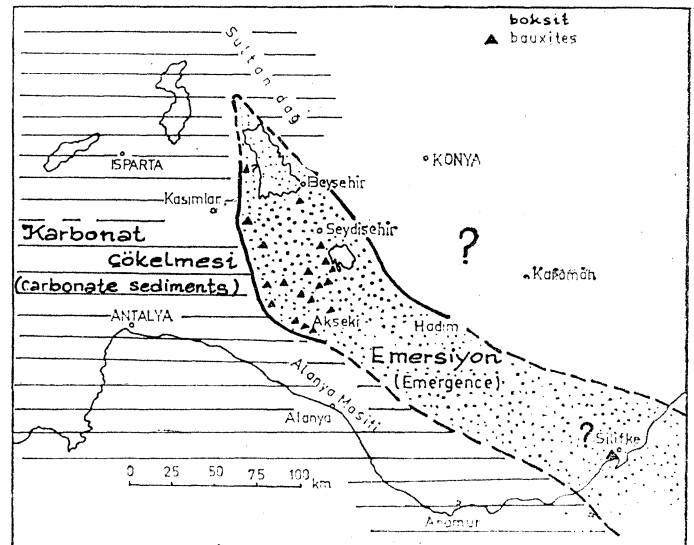
Table 6: Concentration ratios of some trace elements in bauxites:

A: in the bauxites of the Akseki-Seydişehir region, in comparison with Seydişehir schists.

B: in the Arkansas bauxites overlying the nepheline syenite (Gordon and Murata, 1950).

Jeokimyasal açıdan, incelenen boksitler için en ideal ana kayacın Seydişehir şistleri Triyas'tan başlayarak zaman zaman kara haline gelmişler ve Orta Batı Toroslarda karbonatlı seriler arasında gözlenen kırıntılı kayaların malzemesini sağlamışlardır (Monod, 1977). Torosların bu kesimindeki Senomaniyen yaşlı boksit ve karbonatlı kayaların coğrafi dağılımı incelenirse (Şekil: 11) KB - GD yönlü bir emersiyonun söz konusu olduğunu ortaya çıkar. Bu çizginin doğusunda az derin ve kara haline gelmiş bir bölge (Beyşehir-Seydişehir-Hadım-Silifke çizgisinin doğusunda kalan ve bugün Hadım napları ile örtülü olan bölge), batıda ise Triyas'tan Senomaniyen'e kadar düzenli bir karbonat çökmesi ile belirgin olan bir bölge vardır. Yapısal birliklerin orijinal konumlarını korudukları varsayılarak düzenlenen bu paleocoğrafik şemaya göre allokton Akseki-Seydişehir boksitlerinin malzemesi batıdan taşınmış olamaz. Söz konusu malzeme doğudan taşınmış olmalıdır ve yukarıda belirtilen Seydişehir şistlerinden türemiş lateritik boksitlerden kaynaklanmıştır. Bununla birlikte yörenin karmaşık yapısal durumu Hadım naplarının örttüğü bölgedeki stratigrafik durumun anlaşılmasını güçleştirmektedir ve orijinal lateritlerin araştırılmasını olanaksız hale getirmektedir.

Şekil 11: Akseki-Seydişehir yöresinin Senomaniyen'deki paleocoğrafik durumunu gösteren şematik harita.



Şekil 11: Akseki-Seydişehir yöresinin Senomaniyen'deki paleocoğrafik durumunu gösteren şematik harita.

Figure 11: The schematic paleogeographic map of the Akseki-Seydişehir region in Cenomanian.

## SONUÇLAR

Akseki-Seydişehir boksitlerinin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal açıdan incelenmesi ve taban kireçtaşlarıyla Orta Batı Toroslardaki diğer oluşuklarla karşılaştırılması, bunların kökenine ilişkin yeni verileri ortaya koymuştur.

1 — Boksitlerin tabanını oluşturan kireçtaşlarının boksitlerde saptanan bazı mineralleri içermemesi, bu karbonatlı kayalardaki Al, Fe, Si, Ti ve iz element içeriklerinin boksitlerde gözlenen zenginleşmeleri veremeyecek kadar fakir olması, boksitlerin kireçtaşlarının erimesi ile oluşmuş olamayacağını ortaya koymuştur.

2 — Boksitlerde saptanan çeşitli sedimanter yapılar ve fosillerin varlığı, cevherin depolanma ortamına dışardan boksit olarak taşındığını ve orada kırıntılı olarak çökeldiğini ka-



nıtlamıştır. Yani, dışardan kireçtaşları üzerine taşınmış killerin yerinde ayrışması ile boksite dönüşmesi söz konusu değildir.

3 — Yörenin yapısal ve stratigrafik konumu, daha önce Akseki-Seydişehir boksitleri için ana kayaç olarak önerilen bazik ve ultrabazik kayaçların kabul edilemeyeceğini göstermiştir. Boksitlerin iz element içeriği de bu sonucu doğrulamıştır.

4 — Boksitlerin iz element içerikleri cevherin ultrabazik kayaçlar yanında asit magmatik kayaçlardan da türemiş olamayacağını ortaya koymuştur. Aynı inceleme Akseki-Seydişehir boksitlerinin daha çok killi sedimanter ve nötr magmatik kayaçlar üzerinde oluşmuş "lateritik boksit"lerin iz element içeriğine yakın bir bileşimde olduklarını göstermiştir.

5 — Kimyasal ve mineralojik açıdan en uygun ana kayaç olarak "Seydişehir şistleri" saptanmış ve bu oluşuğun paleocoğrafik ve yapısal açıdan Akseki-Seydişehir boksitleri ile ilişkili olabileceği anlaşılmıştır.

#### KATKI BELİRTME

Yazar, Cote d'Ivoire "ateritik boksit" yataklarındaki iz element analizlerini veren sayın B. Boulangé'ye, Faris-Pierre ve Marie Curie Üniversitesi Uygulamalı Jeoloji Laboratuvarı direktörü sayın Prof. Dr. J. Nicolas'ya, aynı laboratuvardan Bayan A.M.de Kersabiec, Bayan D. Dubarry, Bayan F. Vidot, Bay M. Quintin ve Bay A. Martin'e, M.T.A. Enstitüsü'nden sayın H. Çetin ve A. Bahçeci'ye yardımlarından dolayı teşekkür borç bilir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

Atabey, E., ve Özkaya, I., 1975, Mortaş boksit yatağının kökeninin araştırılmasında "trend yüzeyi" yönteminin uygulanması: Türkiye Jeol. Kur. Bül., 18, 143-150.

Atabey, E., 1976, Mineralogy, chemistry and origin of the Mortaş

bauxite deposit, Seydişehir, Konya, Turkey: Trav. de l'ICSO-BA, 13, 77-89.

Baysal, O., ve Engin, N.A., 1976, Değirmenlik-Kızıltaş boksit yatağı: Yerbilimleri, 2, 140-160.

Blumenthal, M., ve Göksu, E., 1949, Die Bauxitvorkommen der Berge um Akseki Erörterungen über ihre geologische Position, Ausmasse und Genese: M.T.A. Enstitüsü Yay., Ser. B, no. 14, 59 s.

Evans, H.J., 1965, Bauxite Deposits of Weipa: Geology of Australian Ore Deposits, 8th. Comm. Min. Met. Conf., 1, 396-401.

Göksu, E., 1953, Akseki boksit yataklarının jeolojisi, jenez ve maden bakımından etüdü: Türkiye eJol. Kur. Bül., 4, 79-140.

Gordon, M., ve Murata, J., 1952, Minor elements in Arkansas bauxite: Econ. Geol., 47, 169-179.

Grubb, P.Lf.C., 1971, Genesis of the Weipa bauxite deposits, NE Australia: Min. Deposita, 6, 265-272.

Güldalı, N., 1975, Seydişehir ve Akseki havalisindeki boksit yataklarının Torosların paleokarstlaşması ile ilişkileri: **Cumh.** 50. yılı,

Yerbil. Kong., Ankara, 391-408.

Maksimovic, Z., ve Papastamatiou, J., 1973, Distribution d'oligoelements dans les gisements de bauxite de la Grece centrale: 3e Congr. intern. ICSOBA, Nice, 33-46.

Maric, L., 1969, Sur la morphologie des gisements et la composition mineralogique quantitative des bauxites d'Obrovag (Dalmatie septentrionale): Ann. Inst. Geol. Pub. Hung., 54, 402-409. Monod, O., 1977, Recherches géologiques dans le Taurus occidental an Sud de Beyşehir (Turquie): These Doct. es Sa, Univ. Paris-Sud, 442 s, yayınlanmamış.

Novikoff, A., 1974, L'alteration des roches dans le massif du Chaillu (Congo), Formation et Evolution des argiles en zone ferrallitique: These Doct. es Sa, Univ. Strasbourg, yayınlanmamış.

Nicolas, J., ve Özlü, N., 1976, Contribution à l'étude de gisement de bauxite de Kızıltaş dans les Taurides occidentales: C.R. Acad. Sa, Paris, 282, serie D, 1253-1255.

Özgül, N., 1972, Structural units of the Taurus orogenic belt and their continuation in the neighbouring regions: Coll. Tect. méditerr., Athenes, yayınlanmamış.

Özlü, N., 1978, Etude géologique, mineralogique et géochimique des bauxites de la région d'Akseki-Seydişehir (Taurus occidental-Turquie): These Doct. es Sa, Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), 455 s., yayınlanmamış.

Papastamatiou, J., ve Maksimovic, Z., 1969, Contribution to the study of genesis of Greek bauxites: chemical and mineralogical composition of Mandra II bauxite deposits: Ann. Inst., Geol. Pub. Hung., 54, 391-402.

Weisse, G. de., 1956, Akseki boksitleri hakkında rapor: M.T.A. Enstitüsü, Derleme Rap. no. 2471, yayınlanmamış.

Wippert, J., 1959, Akseki boksitleri: M.T.A. Enstitüsü Derleme Rap. no. 3076, yayınlanmamış.

Wippert, J., 1962, Die bauxite des Taurus und ihre tektonische Stellung: M.T.A. Enstitüsü Der., 58, 47-70.

Wippert, J., 1964, Die Aluminium Rohstoffe im der Turkei: M.T.A. Enstitüsü Derg., 62, 83-90.

Wippert, J., Die Ausgangsgesteine für die Bauxitbildung MTA Enst. Der., 64, 40-40.

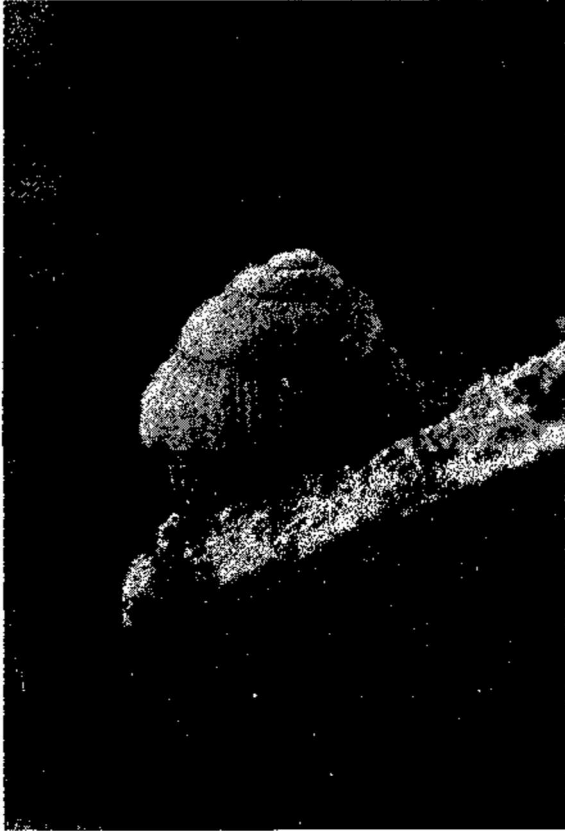
Wolfenden, E.B., 1965, Geochemical behaviour of trace elements during bauxite formation in Sarawak, Malaysia: Geoch. Cosmoch. Acta, 29, 1051-1062.

## İİEVHA I.

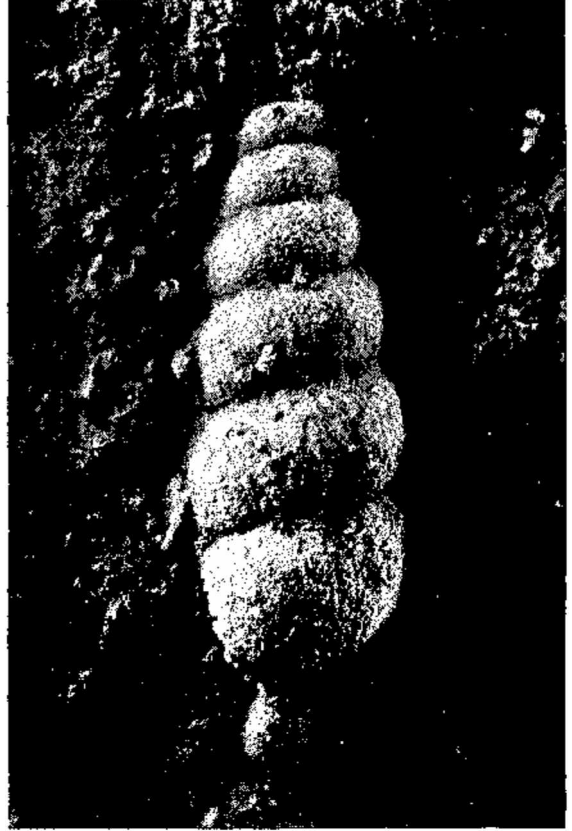
Morçukur yatağı: boksit içinde bulunan Gastropoda fosilleri: 1  
— Valvata sp., 2, 3, 4— Hydrobiidae sp. (6X).

## PLATE I.

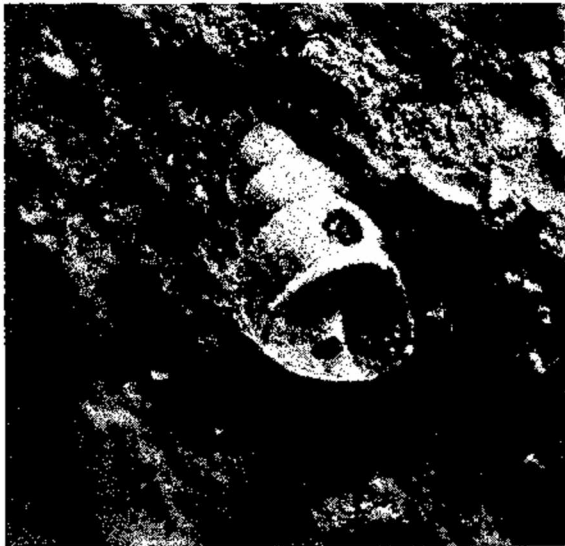
Morçukur bauxite deposit: the Gastropoda fossils found  
in bauxite: 1 — Valvata sp., 2, 3, 4 — Hydrobiidae sp. (6X).



1



2



3



4



## Karaisalı Kireçtaşının (Miyosen) Sedimentolojisi

### *Sedimentology of the Karaisalı Limestone*

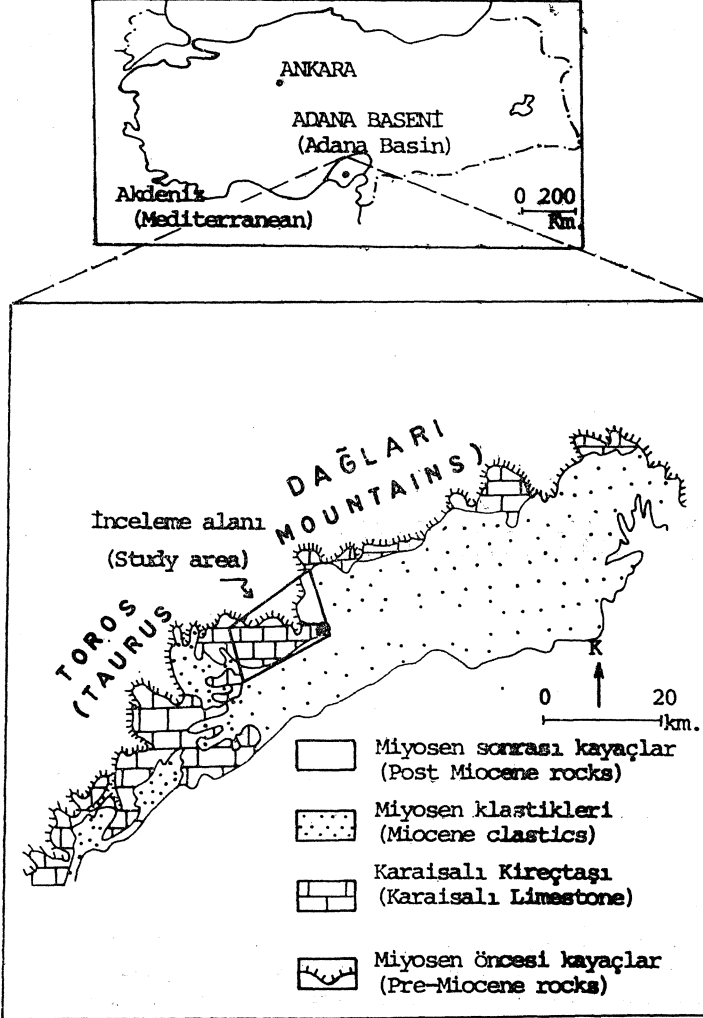
NACİ GÖRÜR, İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeoloji Kürsüsü, İSTANBUL

ÖZ: Karaisalı Kireçtaşı sarımsı gri (10 YR 8/2), sert ve genellikle kötü boylanmak biyoklastik kireçtaşlarından oluşmuştur. Büyük bir kısmının masif nitelikte olmasına karşın, yer yer masif kesimle girift ve oldukça iyi tabakalaşma gösteren düzeylere de rastlanmaktadır. Karaisalı Kireçtaşını altı altfasiyese ayırmak olasıdır: 1) Mercanlı-algı istif taşı ve bağlamtaşı; 2) Küçük bentonik foraminiferli-algı istif taşı; 3) Mercanlı-algı vaketaşı ve istif taşı; 4) Büyük bentonik foraminiferli algı istif taşı; 5) Globijerinli-algı istif taşı ve 6) Globijerinli killi vaketaşı. Birbiriyle karmaşık bir şekilde girift olan bu altfasiyeler genellikle kırmızı alg, mercan, foraminifer, ekinoderm, mollusk, Halimeda, bryozoa, annelid tüpleri, matriks ve kalsit çimentosunun değişik oran ve miktarlarda bir araya gelmeleri sonucu oluşmuşlardır. Bunlar Miyosen öncesi bölge topoğrafyasının yükselteleri ve yakın çevrelerinde benk ve ilişkin sedimentler halinde çökelmişlerdir.

ABSTRACT: The Karaisalı limestone is a yellowish grey (10 YR 8/2), well indurated, tight and non to poorly bedded bioclastic limestone with well bedded horizons; there is frequent interfingering between the non-and poorly bedded strata. It is divided into six subfacies: 1) Coral-algal packstone and boundstone; 2) Small benthic foraminiferal-algal packstone; 3) Coral-algal wackestone and packstone; 4) Large benthic foraminiferal-algal packstone; 5) Globigerinid-algal packstone and 6) Globigerinid argillaceous wackestone. All intertongue complexly with one another and are composed of various combinations of coralline algae, corals, foraminifera, echinoderms, molluscs, with minor amounts of Hatimeda, bryozoa, worm tubes, matrix and calcite cements. They accumulated on pre-Miocene topographical highs and within the adjacent areas as bank and associated deposits.

## GİRİŞ

Miyosen yaşlı Karaisalı Kireçtaşı Adana Baseninin kuzeybatı kanadında, Toros Dağlarının güney eteklerine paralel bir kuşak halinde uzanır (şekil 1). Topoğrafik olarak birbirleriyle ilişkili veya ayrı yükseltiler şeklinde izlenirler. İlginç sedimentolojik özelliklerine karşın, Karaisalı Kireçtaşı üzerinde şimdiye değin pek az çalışma yapılmıştır. Bunlar arasında birimin genel sedimentolojik özelliklerinin tanımlandığı Ternek (1953 ve 1957), Schmidt (1961) ve Ergene (1972) nin çalışmaları sayılabilir.



Şekil 1: İnceleme alanının bulduru haritası.

Figure 1: Location map of the area studied.

## GENEL JEOLJİ

- İnceleme alanında yüzeylenen Miyosen sedimentleri, Schmidt (1961)'in Adana Bölgesindeki formasyon adlamasına uyularak, dört formasyona ayrılmıştır. Bunlar: Gildirli, Karaisalı kireçtaşı, Güvenç ve Cingöz Formasyonlarıdır (Şekil 2). Bu formasyonlar, Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı, genellikle kireçtaşı ve dolomitten oluşan engebeli bir temel üzerine **açılı** bir diskordansla **gelmektedirler (şekil 3)** (Görür, 1977a ve 1977b). Temel topoğrafyasındaki bu engebeli durum yörede Miyosen sırasında gelişen sedimentasyonu ol-

dukça etkilemiştir. Havza kenarının vadi ve çukurluklarında Gildirli, yükselti ve yakın civarlarında Karaisalı Kireçtaşı çökelirken; daha derin kısımlarında ise Cingöz ve Güvenç Formasyonları depolanmışlardır (Görür, 1977a).

Gildirli Formasyonu altta kırmızı (5 R 6/2) ve fosilsiz (Çakmak üyesi), üstte doğru ise sarımsı gri renkli (10 YR 8/2) ve bol fosilli olan (Kabalaktepe üyesi) çakıltası, kumtaşı ve rekristalize kireçtaşı çakılları çoğunluktadır. Kumtaşı ise genellikle karbonatlı litik arenitlerden meydana gelmiştir. Alt kısmında karasal, üstte ise denizel nitelikte olan Gildirli Formasyonu yukarıya doğru Cingöz ve Güvenç Formasyonlarına geçmektedir.

Cingöz Formasyonu Ayva ve Topallı üyeleri olarak isimlendirilen ve birbirleriyle yan ve düşey geçişli iki üeye ayrılmıştır. (Schmidt, 1961). Litolojik olarak Ayva üyesi sarımsı gri (5 Y 7/2), çakıllı ve granül-orta kum tane boyutlu feldspatik-litik arenitlerden; Topallı üyesi ise zeytin grisi (5 Y 6/1), kaba çok ince kum tane boyutlu feldspatik-litik arenit ve şeyl ardışımından oluşur. Ayva üyesi yakınsak (proximal), Topallı üyesi ise iraksak (distal türbiditik özelliklidirler (Görür, 1977a). Bu türbiditik kumtaşları Adana Havzasının derin kısımlarına doğru incelenerek, zeytin grisi (5 Y 4/1), bol globijerin içerikli, açık deniz şeyllerinden oluşan Güvenç Formasyonu içerisinde kaybolurlar.

Karaisalı Kireçtaşı çalışma alanında Cingöz Formasyonu dışında diğer bütün formasyonlarla yan ve düşey geçişler gösterir. Cingöz Formasyonu ile olan sınır ilişkisi tartışmalıdır. Ancak her ikisinin de aynı veya kısmen aynı yaşlı oldukları düşünülmektedir (Görür, 1977a).

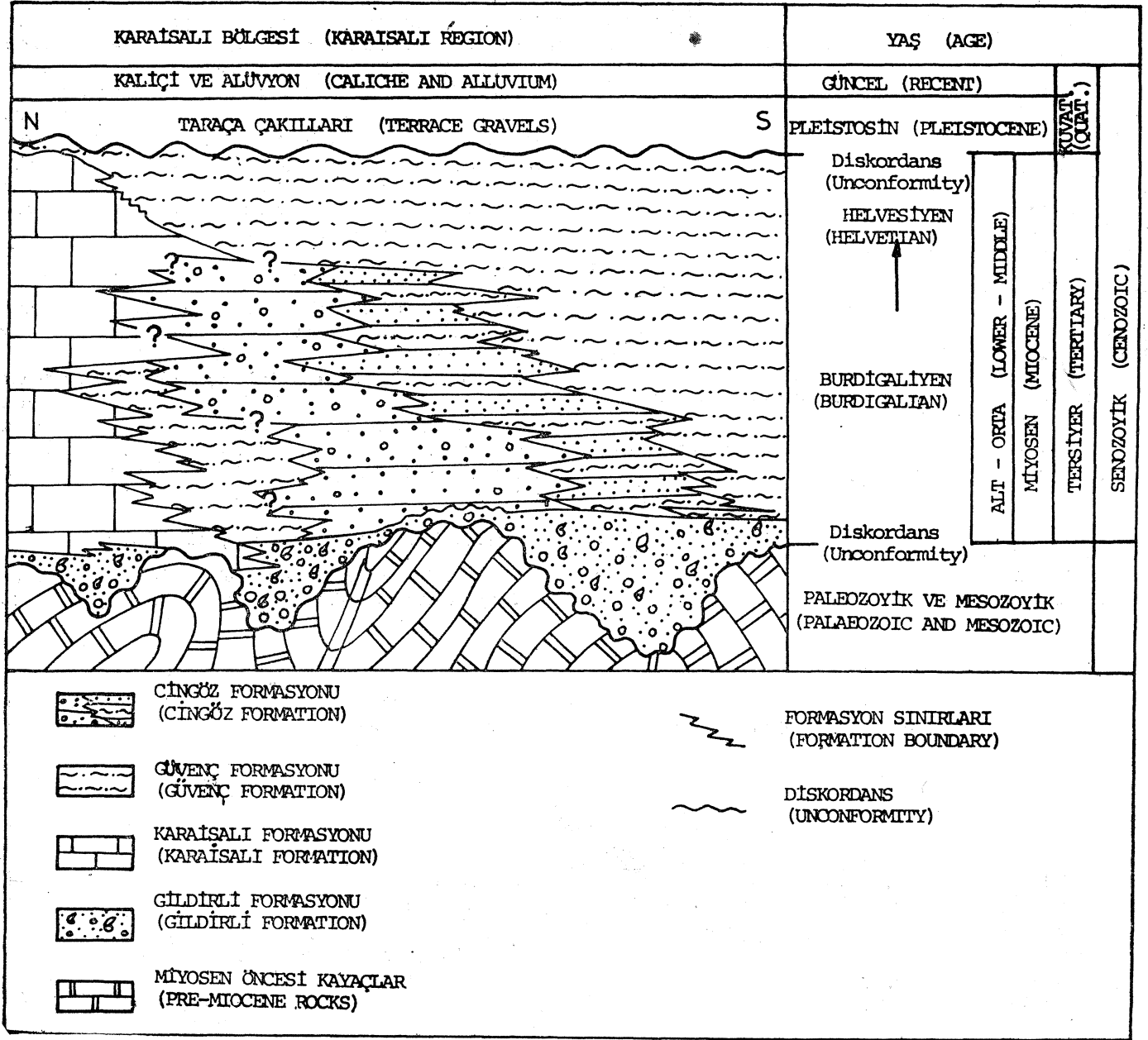
## TERMİNOLOJİ

Karaisalı Kireçtaşının renk tanımlaması "Munsell renk skalasına", tane boyutları ise Wentworth (1922) sınıflamasına göre verilmiştir. Ayrıca litolojik ve dokusal özelliklerinin belirlenmesinde Dunham (1962) terminolojisi kullanılmıştır. Kavki bileşenleri normal olarak paleontolojik isimleri ile tanımlanırken, mercan terimi içerisine, Wells (1957a) 'in uyarısına uyularak, CaCO<sub>2</sub> iskeletli bütün hidrozoa, antozoa, ve alsiyonaria sölenenterata dahil edilmişlerdir. Ayrıca nükrit, mikrospar ve sparikalsit terimleri Folk (1965)'un tanımlamasına uygun olarak kullanılmıştır. Benk (bank) terimi Davies (1970'den alınmış ve Karaisalı Kireçtaşının çökeltim koşullarını belirlemekte kullanılmıştır. Bu tanıma göre benk: çökeltme sırasında dalga işlevlerine karşı belirli ölçüde koyucu gücü ve direnci olan ve yerli (in situ) organizma iskelet ve kavrıklarından oluşan yığışılara denmektedir.

## KARİSALI KİREÇTAŞI

A) Tanım. Sarımsı gri (10 YR 8/2), sert ve çoğunlukla kötü boyanmalı olan biyoklastik bir kireçtaşıdır. Genellikle masif olmasına karşın, yer yer grift halde oldukça iyi tabakalı kesimlerine de rastlanmaktadır (levha 1, şekil 1). Karaisalı Kireçtaşı altı altfasiyeye ayrılabilir. Bunlar (şekil 4):

- 1 — Mercanlı-algli istiftaşı ve bağlamtaşı,
- 2 — Küçük bentonik foraminiferli-algli istiftaşı,
- 3 — Mercanlı-algli vaketaşı ve istiftaşı,
- 4 — Büyük bentonik foraminiferli-algli istiftaşı,



Şekil 2: Karaisalı yöresinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 2: Generalized stratigraphic section of the Karaisalı area.

5 — Globijerinli-algli istiftaşı,

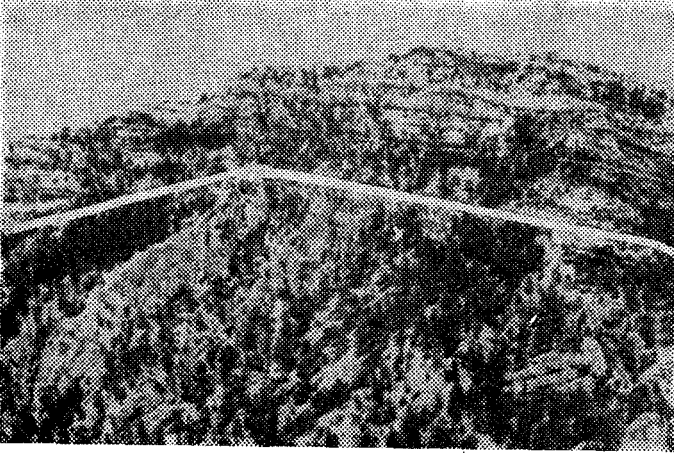
6 — Globijerinli killi vaketası.

Birbirleriyle karmaşık bir şekilde girift olan bu altfasiyelerin ilk dört tanesi arazide birlikte topoğrafik yükselti oluştururken, son iki tanesi ise bunlar arasında ve yakın çevrelerinde yer alan çukur ve düzlüklerde yüzeyler. Bu son iki altfasiyesin dışında, diğerlerinin hiçbirisi haritaya geçirilebilecek boyutta değildir.

İnceleme alanında, Karaisalı Kireçtaşının kalınlığı değişkendir. Kuzeyde genellikle 1 metreden az olan bu kalınlık güneye havzanın derin kısmına doğru artarak 350 metreyi aşmaktadır.

1. Mercanlı-algli istiftaşı ve bağlam taşı altfasiyesi:

Çoğunlukla tabakasız veya iyi gelişmemiş tabakalaşması ile (levha 1, şekil 2) karakteristik olan bu altfasiyesinde bol miktarda kırmızı alg (Coralline algae), mercan, bağlayıcı foraminifer (encrusting foraminifera) ve az miktarda küçük bentonik foraminifer, ekinoderm ve mollüskler bulunur. Bryozoa ve yeşil algler de (Halimeda) yerel olarak önemli miktarlara ulaşabilirler. Boyutları birkaç mikrondan santimetreye kadar değişebilen bu bileşenler genellikle mikrit, mikrospar ve sparikalsitten oluşan bir matriksle birlikte bu altfasiyes içerisinde değişik iki doku tipi oluştururlar. Alg ve bağlayıcı foraminiferlerin bileşenler üzerinde sarma



Şekil 3: Karaisali Kireçtaşı ile Miyosen öncesi kayalar arasındaki açıltı diskordans.

Figure 3: An angular unconformity between the Karaisali Limestone and pre-Miocene rocks.

ve bağlama (encrustation) eylemi göstermedikleri ve diğer bileşenlerle birlikte kayaç içerisinde tane olarak yer aldıklarında, bu altfasiyes bir istiftaşı görünümü alır. Ancak, eğer kayaca ait bileşenler çoğunlukla bağlayıcı alg (encrus-

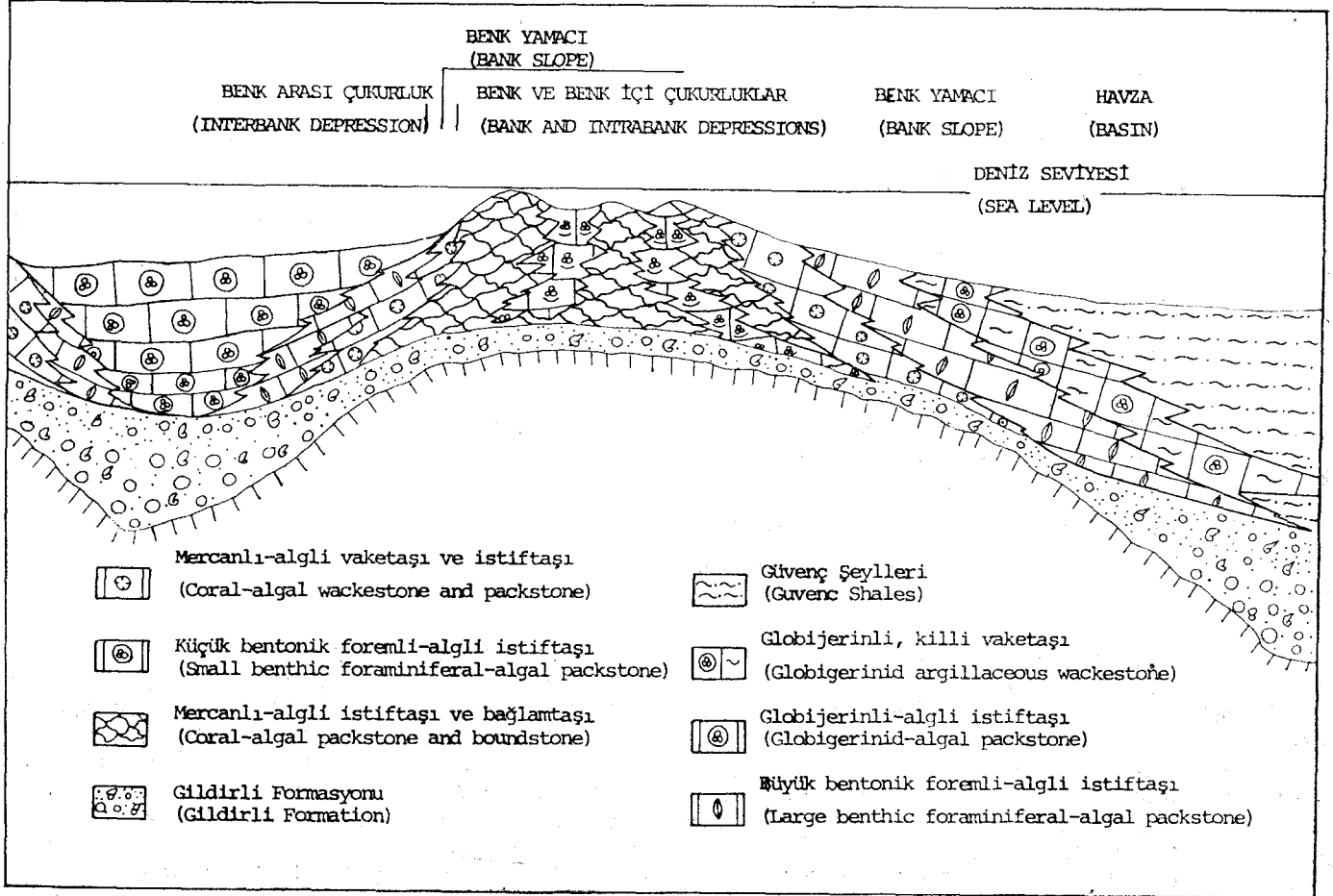
ting alga) ve foraminiferler (encrusting foraminifera) tarafından sarılmış ve birbirleriyle bağlantılı bir duruma getirilmiş ise kayaç bu sefer bir bağlamtaşı özelliği gösterir (levha I, şekil 3). Bu doku içerisinde kuşkusuz yalnızca kavkı bileşenleri değil, matriks de alg ve bağlayıcı foraminiferlerin bu sarılma ve bağlama işlevlerinden etkilenmektedir. Bazı hallerde bu işlevler Mercanlı-algli istiftaşı ve bağlamtaşı altfasiyesinin istiftaşı dokusu içerisinde de görülmektedir. Ancak bu durumda, bağlama ve sarılma olayları yalnızca birey olarak belirli taneler üzerinde görülmekte ve bileşenlere tümüyle veya çoğunlukla etki etmemektedir.

### 2. Küçük bentonik foraminiferli-algli istiftaşı altfasiyesi:

Bu altfasiyes iyi tabakalı, orta-ince kum tane boyutlu ve genellikle kötü boylanmak istif taşlarından ibarettir (levha I, şekil 4). Kayaç bileşenleri aminifer (Milliolid ve Alveolinellid), ekinoderm ve mollusk kavkı ve iskeletleri egemendir (levha I, şekil 5). Annelid tüpleri, bryozoa ve mercan parçalarına da belirli oranlarda rastlamak olağandır. Bu taneler arasında mikrospar, pellitoid ve çok ince taneli biyoklastik malzemenin karışımından oluşan bir matriks yer almaktadır.

### 3. Mercanlı-algli vaketaşı ve istiftaşı altfasiyesi:

Bu altfasiyesin en belirgin özelliği birincil eğimli (en çok 30°) tabakalara sahip oluşudur (levha I, şekil 6). Bu



Şekil 4: Miyosen öncesi bir topoğrafik yükselti üzerinde, Karaisali Kireçtaşının altfasiyeleri arasındaki ilişkiyi gösteren basitleştirilmiş bir kesit (ölçeksiz).

Kireçtaşının altfasiyeleri arasındaki ilişkiyi gösteren basitleştirilmiş bir kesit (ölçeksiz).

Figure 4: The relationship of the various subfacies of the Karaisali Limestone on a pre-Miocene topographic high (not to scale).



tabakalar genellikle Mercanlı-algli istif taşı ve bağlamtaşı altfasiyesin kötü tabakalı olan kayaçları ile girift bir halde ve bunlardan uzaklaşacak yönlerde dalmaktadırlar. Böylece bu iki altfasiyes arazide yer yer masif bir çekirdek ile etra-

- fında birincil eğimli yamaçların bulunduğu yükseltiler (mound) oluştururlar. Mercanlı—algli vaketaşı ve istiftaşı altfasiyesi, yamaç yukarısında, diğer bir deyişle, Mercanlı-algli istiftaşı ve bağlamtaşı altfasiyesin masif tabakaları yakınında, içerisinde bol miktarda mercan, Halimeda ve az miktarda da kırmızı alglerin bulunduğu vaketaşları halindedir. Ancak, yamaç aşağı gidildikçe, büyük bentonik foraminiferli-algli istif taşlarına geçiş zonlarında, bu altfasiyes bir istiftaşı özeliği kazanır ve alg içeriğinde belirgin bir artış görülür. Mercanlı-algli vaketaşı ve istiftaşı altfasiyesi birçok yönleriyle hem arazide hem de el numunesinde, Mercanlı-algli istiftaşı ve bağlamtaşı altfasiyesine benzerlik göstermektedir.

#### 4. Büyük bentonik foraminiferli-algli istiftaşı altfasiyesi:

Bu altfasiyes iyi tabakalı, kaba-ince kum tane boyutlu ve kötü boylanmalı istiftaşları ile karakterize edilir. Bileşen olarak: kırmızı alg, büyük bentonik foraminifer (*Heterostegina* sp ve *Cyloelypens* sp) ve ekinoderm kavkı parçaları bulunmaktadır (levha I, şekil 7). Bu birincil bileşenler dışında, yer yer önemli miktarlara erişebilen, mollüsk, bryozoa, mercan, planktonik foraminifer ve annelid tüplerine de rastlanmaktadır. Matriks köken yönünden genellikle neomorfik olup mikrospar ve sparikalsitten ibarettir.

#### 5. Globijerinli-algli istiftaşı altfasiyesi:

Litolojik olarak iyi tabakalı, çok ince kum tane boyutlu ve kötü boylanmalı istif taşları şeklindedir. Yaygın olan iskelet bileşenler arasında; kırmızı alg, globijerinid foraminifer, ekinoderm ve mollüsk parçaları sayılabilir. Ayrıca, büyük bentonik foraminifer, mercan ve bryozoa iskelet parçaları da sık sık rastlanan fosiller arasındadır. Alg, mollüsk ve mercan iskeletlerinin oldukça parçalanmış ve keskin kenarlı olmalarına karşın, globijerin kavkıları gayet iyi korunmuşlardır. Matriksi oluşturan bileşenler arasında mikrit, mikrospar ve sparikalsit sayılabilir.

#### 6. Globijerinli-killi vaketaşı altfasiyesi:

Bu altfasiyes genellikle iyi tabakalı, orta-çok ince kum tane boyutlu killi vaketaşlardan ibarettir. İçerisinde bol miktarda globijerin kavkılarıyla birlikte yerel olarak önemli boyutlara ulaşan buliminid, rotalid ve lagenid tipi foraminifer, sünger dikenleri ve ekinoderm parçaları da bulunur (levha I, şekil 8). Kırmızı alg, annelid tüpleri, mollüsk, ostrakod ve mercanlara da az miktarlarda rastlanmaktadır. Planktonik foraminifer kavkıları, diğer fosil iskeletlerine oranla, oldukça iyi korunmuşlardır. Matriks çoğunlukla mikritten oluşmuştur.

B) Çökme tarihçesi: Miyosen başlarında, oldukça engebeli olan inceleme bölgesi, organizma yaşantısı için elverişli koşulları içeren bir deniz tarafından kaplanmıştır. Kuşkusuz, taban topografyasına bağlı olarak bu deniz içerisinde farklı yerlerde farklı hidrodinamik koşullar oluşmuştur. Miyosen öncesi topografik yükselti ve yamaçlar üzerinde deniz sığ, çalkantılı ve berraktır. Nitekim bu koşullara gerksinme

duyan kırmızı alg ve mercanlar bu yükselti ve yamaçlar üzerinde gelişim ve miktar bakımından önemli boyutlara ulaşmışlardır. Bilindiği gibi alg ve mercanlar yaşamlarını çoğunlukla sığ, çalkantılı ve normal tuzlulukta sıcak denizlerde sürdürmektedirler (Vaughan, 1919; Teichert, 1958; Adey ve Macintyre, 1973; Milliman 1974). Böylece, özellikle alg ve mercanların yığılma halinde olduğu topoğrafik yükseltiler üzerinde organik ve hidrodinamik işlevlerin etkinliği altında Karaisalı Kireçtaşının Mercanlı-algli istiftaşı ve bağlamtaşı altfasiyesi benkler halinde gelişmiştir. Miliolid ve Alveolinellid gibi küçük bentonik foraminiferler bu benk büyümeleri içerisinde bulunan ve özellikle bu büyüme ile korunmuş olan çukurluk ve alçaltılarda önemli ölçüde gelişme göstermişlerdir (Görür, 1977a). Bunlara ait kavkılar ile, etrafta büyümekte olan benklerden dalga ve organizma eylemleri sonucu koparılan alg ve mercan parçaları birleşerek küçük bentonik foraminiferli-algli istiftaşı altfasiyesini oluşturmuşlardır. Deniz seviyesindeki tedrici yükselme, küçük ölçekli osilasyon hareketleri ve sedimentasyonun nitelik ve niceliğinde görülen değişime bağlı olarak bu altfasiyes, benkerin çekirdeğini oluşturan Mercanlı-algli istiftaşı ve bağlamtaşı altfasiyesi ile karmaşık bir şekilde girift bir hale gelmiştir. Bu altfasiyeslerden kopan malzemeler topoğrafik yükseltilerin yamaç ve civarlarında birincil eğimlerle depolanarak Mercanlı-algli vaketaşı ve istiftaşı altfasiyesinin "benk önu" sedimentlerini oluşturmuşlardır. Büyük bentonik foraminiferli-algli istiftaşları bu yamaçların daha aşağı kısımlarında çökerken, Globijerinli killi vaketaşları topoğrafik yükseltilerden uzakta ve benk etkisinin görülmediği derinliklerde yer almışlardır (Henson, 1950; Forman ve Schlanger, 1964). Benk büyümelerinin yoğunlaştığı topoğrafik yükseltiler arasında kalan ve bu yükseltilerden bol miktarda benk malzemesi alan çukurluklarda ise Globijerinli-algli istiftaşları çökelmişlerdir.

#### KATKI BELİRTME

Bu araştırma Milli Eğitim Bakanlığının sağladığı mali olanaklarla İngiltere'de Imperial College'de yazar tarafından doktora çalışmasının bir bölümüdür. Ayrıca bu araştırmayla ilgili arazi çalışmaları sırasında Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığından da büyük ölçüde maddi ve manevi yardım sağlanmıştır. Yazar bu kuruluşlara ve değerli katkılarını gördüğü hocası Dr. G. Evans'a teşekkürü bir borç bilir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Adey, W.H. ve Macintyre, I.G., 1973, Crustose coralline algae: a re-evaluation in the geological sciences: Geol. Soc. America Bull., 84, 833-904.
- Da vies, G.R., 1970 Carbonate benk sedimentation eastern Shark Bay, Western Australia: Am. Assoc. Petroleum, Geologists, Mem. 13, 169-205.
- Dunham, E.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E. ed., Classification of carbonate rocks: Am. Assoc. Petroleum, Geologists, Mem. 1, 108-121.
- Ergene, T.M., 1972, Quantitative environmental analysis and related reservoir properties of Karaisalı Limestone in Bulgurdaf. Ist. Univ. Fen Fak. Mecmuası, XXXVII, sayı 3-4, 153-165.
- Folk, R.L., 1965, Some aspects of ercoystallization in. ancient limestones. In: Pray L.C. ve Murray R.C., eds., Dolomitization and limestone diagenesis: a symposium Soc. Eco. Paleo. Min. Special Publ. 13, 14-48.

- Forman, McJ. ve Schlafger, S.O., 1957, Tertiary reef and associated limestone facies from Louisiana and Guam: *J. Geology*, 65, 611-627.
- Görür, N., 1977a, Sedimentology of the Karaisalı Limestone and associated elastics (Miocene) of the north west flank of the Adana Basin, Turkey: Thesis, University of London, England (yayımlanmamış).
- Görür, N., 1977b, Depositional history of Miocene sediments of NW Flank of the Adana Basin: Sixth colloquium on Geology of the Aegean Region - Izmir, Turkey (baskıda).
- Henson, F.R.S., 1905, Cretaceous and Tertiary reef formations and associated sediments in Middle East: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 34, 215-238.
- Milliman, J.O., 1974, *Marine carbonates*, Springer-Verlag, Berlin,
- Schmidt, G.C., 1961, Stratigraphic nomenclature for the Adana Region Petroleum district VII: *Petroleum Administration Publ.*, 6, 47-63, Ankara.
- Teicherd, C., 1958, Cold-and deep-water coral banks: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 42, 1064-1082.
- Ternek, Z., 1957, The Lower Miocene (Burdigalian) formations of the Adana Basin, their relations with other formations, and oil possibilities: *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, sayı 49, Ankara.
- Vaughan, T. W., 1919, Corals and the formation of coral reefs: *Smithsonian Inst Ann. Rept.*, 1917, 189-276.
- Wells, J.W., 1957a, Corals: *Geol. Soc. America, Mem.* 67, 1087-1104.
- Wentworth, C.K., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments: *J. Geology*, 30, 377-392.

## LEVHA I.

- Şekil 1: Karaisalı Kireçtaşının masif kesimlerinin oldukça iyi tabakalaşmalı düzeylerine yanal geçişi (Yanıkışla çevresi).
- Şekil 2: Kötü tabakalı Mercanlı-algü istif taşı ve bağlamtaşı altfasiyesinin bağlamtaşı dokusu. Bağlayıcı alglerin mercan parçası ve matriksi bağlama ve sarma işlevlerine dikkat ediniz (A= alg, M=mercan, MT=matriks) X12.
- Şekil 4: İyi tabakalı Küçük bentonik foremli-algü istif taşı altfasiyesinin doğadaki görünüşü (Eminlik batışı.)
- Şekil 5: Küçük bentonik foremli-algü istif taşı istifasiyesinin genel dokusu (M=milliolid) X18.
- Şekil 6: Mercanlı-algü vaketası ve istif taşı altfasiyesinden birincil eğimli tabakalaşma.
- Şekil 7: Büyük bentonik foremli-algü istif taşı altfasiyesinin genel dokusu (A=Alg, H =Heterostegina sp) X24
- Şekil 8: Globijerlinli killi vaketası altfasiyesinin gelen dokusu (G=globijerin) X28.

## PLATE I.

- Figure 1: Interfingering between massive and well bedded horizons of the Karaisalı Limestone (Yanıkışla).
- Figure 2: Field view of the poorly bedded carbonate rocks of the Coral-algal packstone and boundstone subfacies (Yanıkışla).
- Figure 3: Boundstone texture of the Coral-algal packstone and boundstone subfacies. Note the encrustation of coral by encrusting coralline algae (A=algal fragment, M=coral fragment, Mt=matrix) X12.
- Figure 4: Field view of the small benthic foraminiferal-algal pack stone subfacies (west of Eminlik).
- Figure 5: General texture of the Small benthic foraminiferal-algal packstone subfacies (M=milliolid) X18.
- Figure 6: Primary dips in the Coral-algal wackestone and packstone subfacies.
- Figure 7: General texture of the Large benthic foraminiferal-algal packstone subfacies (A=alg, H=Heterostegina sp) X24.
- Figure 8: General texture of the Globigerinid argillaceous wackestone subfacies (G=Globigerinid forem) X28).

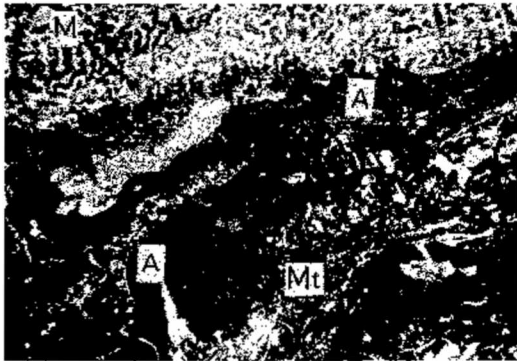
LEVHA I  
PLATE I



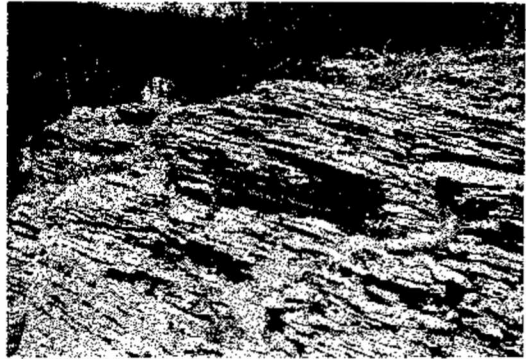
1



2



3



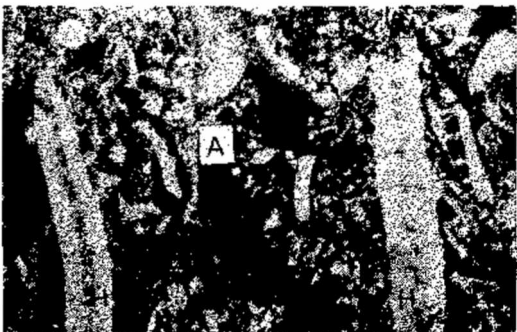
4



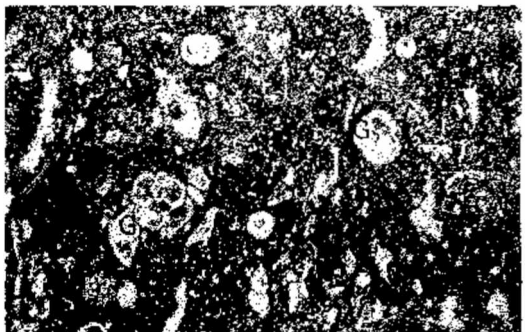
5



6



7



8



## Uludağ Şelit Yatağında Kosalit Oluşumu

*Cosalite from the scheelite deposit of Uludağ, Turkey*

IŞIK KUMBASAR İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul  
NURSEL ATEŞOK İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul

**ÖZ:** Uludağ şelit yatağında skarn oluşumları içindeki boşluklarda kuvars ve pirit kristalleri ile birlikte kosalit minerali bulunmuştur. Kosalit, birbirine paralel, iğnemsî, prizmatik kristal toplulukları halindedir. İncelenen mineralin birim hücre boyutları, uzay grubu, x-ışınları kırınım çizgileri ve kimyasal bileşimi saptanmıştır. Kristaller içinde nabit gümüş varlığı cevher mikroskopunda gözlenmiş ve mikroprob analizleri ile de kanıtlanmıştır.

**ABSTRACT:** Cosalite crystals are found in small cavities in skarn zones at Uludağ scheelite deposit associated with pyrite and quartz crystals. Needle-like prismatic cosalite crystals usually form parallel aggregates. Unitcell dimensions, space-group, x-ray powder diffraction pattern and chemical composition have been determined. Native silver is observed under ore microscope and also revealed by microprobe analysis.

### GİRİŞ

Kosalit ( $Pb_2Bi_2S_2$ ) minerali ismini Meksika-Sinaloa'daki Cosala madeninden almıştır. Hidrotermal, kontak metamorfik yataklarda ve pegmatitler içinde orta sıcaklıklarda (duraylı olduğu en yüksek sıcaklık  $450^{\circ}C$ , Craig (1957) oluşmaktadır. Oldukça yaygın olarak bulunur. Dünya üzerinde rastlanan bazı yöreler: Meksika-Sinaloa'daki Cosala madeni, İsveç-Nordmark'da Bjelke madeni, v.b. (Palache, Berman, ve Frondel, 1944), Japonya -Akita'da Agenesawa madeni (Nedachi ve diğerleri, 1973), Grönland - İvigtut Kriyolit yatağı (Karup-Moller, 1973).

Kosalit ilk kez Genth (1868) tarafından tanımlanmış, daha sonra çeşitli araştırmacılarca incelenmiştir. Berry (1939) birim hücre boyutlarını, mümkün uzay grubunu ve kimyasal bileşimini vermiştir. Weitz ve Hellner (1960) kristal yapısını incelemişler, ancak bizmut ve kurşun atomları saçılma faktörlerinin çok yakın olmaları nedeni ile kristol yapısı kesin olarak saptanamamıştır. Zamanla kurşun-bizmut sülfürlerin yapılarını daha ayrıntılı inceleyen çalışmalar yapıldıkça kurşun ve bizmut atomlarının koordinasyonlarının karşılaştırılması ile kesinlikle ayrılmaları mümkün olmuştur. Kosalit'in kristal yapısı Srikrishnan ve Nowacki (1974) tarafından tekrar saptanmıştır. Bi-Pb-S sistemleri üzerinde ya-

pılan deneysel çalışmaların bazıları şunlardır: Craig (1967), Otto ve Strunz (1968), Salancı (1965), Salancı ve Moh (1969).

Uludağ'da kosalit oluşumu olasılığından ilk kez Klojminsky ve diğerleri (1971) söz etmişlerdir. Bu yazarlar saptadıkları heyrovskyite (Hürky, Çekoslovakya) mineralini incelerken bursait (Uludağ) minerali ile de karşılaştırmışlar ve bu sırada Uludağ numunesi içinde bir tanenin mikroprob analizi ile saptanan kimyasal bileşiminin kosalit bileşimine yakın olduğunu belirtmişlerdir.

Bu çalışmada incelenen numuneler Uludağ şelit yatağının 2120 kotunda bulunan skarn kayalık içindeki küçük boşluklardan toplanmıştır.

### BULUNUŞU

Uludağ Şelit yatağı bilindiği gibi yöredeki granodiyorit batoliti ile Paleozoyik yaşlı mermerler arasındaki kontak metamorfizma ile oluşan skarnlaşma ve bunu izleyen evrelerde meydana gelen getirimlerle çeşitli cevherleşmeler ve çok sayıda mineraleşmenin gözlemlendiği büyük bir metalojenik bölgedir.

Şelit mineralinin dışında, burada rastlanmış olan metalik mineraller şunlardır: Manyetit (çok), volfrainit, hematit,

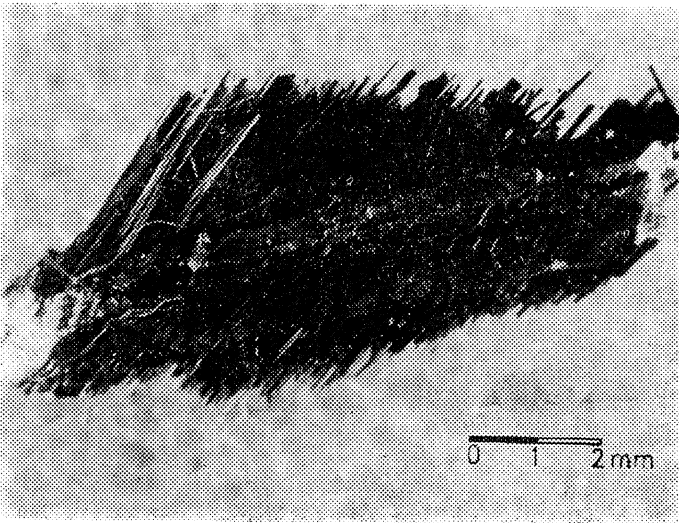
pirit, sfalerit, kalkopirit, molibdenit, kübanit (çok ender), valeriit (çok ender), pirotin (ender), bursait (ender), bizmut (ender), bizmutinit (ender).

Çalışmanın konusu olan kosalit mineraline skarnlar içindeki küçük boşluklarda ince iğneler biçimindeki idiomorf kristal toplulukları halinde, gene idiomorf pirit ve kuvars kristalleri ile birlikte rastlanmıştır. Çalışılan numuneler üzerinde bizmutinit veya bursait ile beraberlikler görülmemiş, tir. Bursait mineralinin sfalerit, pirotin ve kalkopirit ile birlikte bulunduğu belirtilmiştir (Tolun, 1955; Wijkerslooth, 1955).

Yatakda gözlenen bizmutinit'e ise skarn kaya içinde pirit ve kuvars mineralleri ile birlikte rastlanmıştır.

Kosalit asiküler idiomorf prizmatik kristaller halinde ve bunlar genellikle birbirine paralel topluluklar oluştururlar. Kristaller makroskopik olarak homojen görülmekte, kristal uzunlukları 15 mm. ye kadar ulaşmaktadır (Şekil 1).

Kosalit oluşumunun yatağın genel mineralleşmesinin son evrelerinde olduğu ve cevher taşıyan çözeltilerden kristalleşmenin boşluklar içinde meydana geldiği görülmektedir.



Şekil 1: Kosalit kristalleri.

Figure 1: Cosalite crystals.

## X — IŞINLARI İLE İNCELEMELER

X — ışınları kırımı yöntemi ile çalışmalar tek kristal ve toz numune ile olmak üzere iki kısımda yapılmıştır.

Tek kristal çalışmaları, Buerger presesyon kamerası ile yürütülmüştür (Cu radyasyonu, Ni filtreli,  $\lambda = 1.5418 \text{ \AA}$ ). Kullanılan kristallerden en iyi fotoğraf alınabilenin boyutları  $0.2 \times 0.03 \times 0.065 \text{ mm}$ . dir. Okl, hol, hkl düzeylerine ait fotoğraflar çekilmiş ve sistematik sönmeler saptanmıştır. Sonuçlar şöyledir:

hkl : Koşul yok Kafes primitif  
 okl :  $k = 2n$   $b/\epsilon 100$   
 hol :  $h+l = 2n$   $n//010$   
 hoo :  $(h = 2n)$   
 oko :  $(k = 2n)$   
 ool :  $(l = 2n)$   
 Uzay grubu : Pbnm

Sıfır düzeyi fotoğraflarından hassas olarak sadece c boyutunu ölçmek mümkün olmuştur. Diğer parametreler dizilerdeki distorsiyon nedeni ile sağlıklı olarak ölçülmemiş, ancak a ve b için ölçülen değerlerin kosalit'in a ve b değerleri büyüklüğünde olduğu görülmüştür.

Presesyon fotoğraflarından ölçmek sureti ile elde edilen birim hücre boyutları ( $\text{\AA}$ ):  $a = 19.25$ ,  $b = 23.95$ ,  $c = 4.05 \pm 0.03$ .

Uludağ kosalit'ine ait toz kırınımı verileri çizelge 1'e verilmiştir. Veriler hem difraktometre, hem de Gandolfi kamerası ile toplanmıştır. Bilindiği gibi Gandolfi kamerasında tek kristal kullanarak toz-kırınımı çizgileri elde edilmektedir. Her iki teknikte de Ni filtreli Cu radyasyonu kullanılmıştır ( $\lambda = 1.5418 \text{ \AA}$ ). Difraktometre çekimlerinde doğal saydam kuvars iç standart olarak kullanılmış, çekimleri  $1^\circ/1 \text{ dak}$  ve  $1/4^\circ/1 \text{ dak}$  olarak alınmış, her yansıma  $3/4$  yükseklik de okunmuş ve gerekli düzeltmeler yapılmıştır.

$1/\lambda$ maks.	$d_{hkl}$ Difraktometre ölçülmüş Observed	hkl ile Hesaplanmış Calculated	$d_{hkl}$ Gandolfi Kamerası ile ölçülmüş Observed
4	6.15	310	6.148
6	5.64	320	5.613
10	4.44	420	4.430
10	4.10	430	4.091
10	3.97	101	3.958
		060	3.973
10	3.88	160	3.890
10	3.81	350	3.815
15	3.70	211	3.691
14	3.63	520	3.636
5	3.54	131	3.550
100	3.43	530	3.441
		301	3.414
30	3.36	360	3.370
		450	3.373
10	3.28	321	3.282
12	3.20	540	3.215
		411	3.060
15	3.05	460	3.053
		151	3.045
		251	2.935
35	2.94	630	2.950
32	2.80	161	2.804
		640	2.806
8	2.71	521	2.704
		261	2.717
5	2.64	650	2.646
		740	2.473
7	2.46	621	3.446
		390	2.446
2	2.34	820	2.333
8	2.295	641	2.306
12	2.279	561	2.276
8	2.233	3100	2.233
6	2.170	680	2.172
20	2.129	850	2.129
5	2.090	391	2.095

8	2.051	811	2.046	2.04
15	2.040	860	2.041	2.02
6	1.977	212	1.9723	1.97
8	1.943	132	1.950	1.94
20	1.902	322	1.903	1.91
6	1.816	432	1.813	1.82
14	1.800	062	1.802	1.80
8	1.777	442	1.777	1.78
6	1.743	532	1.744	
10	1.729	452	1.734	1.72
10	1.718	542	1.712	
8	1.666	632	1.669	1.66
2	1.591	292	1.589	1.60
2	1.541	10102	1.541	

Çizelge 1: Uludağ kosalitinin X-ışınları ile toz difraksiyonu verileri. İndisler ve d (hes.) değerleri N. KUMBASAR (İ.T.Ü.) tarafından düzenlenmiş olan bilgisayar programını kullanarak toz difraksiyonu verilerinden hesaplanmıştır.

Table 1: X-ray powder diffraction data for cosalite from Uludağ, Turkey. Indices and (d calc.) from the leastsquares analysis of X-ray powder data using a computer program by N. KUMBASAR, (I.T.U.).

Ölçülen d değerleri ve kosalit için (13-502 JCPDS) numaralı karttan alınan hkl değerleri ile a, b, c ler hesaplanmıştır. Ayrıca mümkün d değerleri hesaplanmış ve bazı yansımaların indisleri bulunmuştur (Çizelge 2).

	Berry (1939)	Srikrishnan ve Nowacki (1974)	Bu çalışma
Kosalit	a = 19.07 Å	19.098±0.004 Å	19.03 Å
	b = 23.87	23.890±0.005	23.86
	c = 4.055	4.057±0.001	4.06
	16		
Uzay grubu:	P — Pbnm.		
	2h		

Çizelge 2: Kosalit için kristalografik veriler.

Table 2: Crystallographic data of cosalite.

### CEVHER MİKROSKOBU İLE İNCELEMELER

Uludağ kosalitinin cevher mikroskobu altında saptanan özellikleri şöyledir: Yansıtma kuvvetli, renk grimsi beyaz; çiftyansıma hafif olmakla birlikte belirgin; anizotropi belirli, koyu gri-bejimsi gri, immersiyon yağında daha kuvvetli.

Bazı kosalit kristalleri için yansıtması çok kuvvetli, çok açık sarı renkte, tam sönme göstermeyen ve sertliği kosalitinkinden büyük olan, çok büyük yuvarlak taneler halinde bir mineral saptanmış ve optik özelliklerinden bunun nabit gümüş olduğu kamsına varılmıştır. Daha sonra bu bulgu mikroprob analizi ile de kanıtlanmıştır (Levha I, Şekil 5).

### KİMYASAL BİLEŞİM

İdiyomorf kosalit kristallerinden binoküller mikroskop altında seçilerek hazırlanan numuneden yaş kimyasal yön-

temle (gravimetrik) Pb, Bi, S; atomik absorplama tekniği ile Ag, Fe ve Cu analizleri yapılmıştır. (Çizelge 3). Ayrıca cevher mikroskobu ile incelenen numenelerden birinsindeki idiyomorf kosalit kristalleri 4 noktada mikroprob ile analiz edilmiştir. Bu analizler JXA-50A JEOL elektron mikroprobu ile aşağıda belirtilen deney koşullarında yapılmıştır. Hızlandırma Pb için doğal PbS, Bi için metalik Bi, Cu için metalik Cu (hepsinde kristal LiF), Ag için nabit Ag (kuroko), S için doğal PbS (her iktisinde kristal PeT) kullanılmıştır. Sonuçlar çizelge 4 de verilmiştir.

	Kosalit <sup>1</sup> Akita, Japonya	Kosalit <sup>2</sup> Uludağ	Kosalit <sup>3</sup> Uludağ	Kosalit <sup>4</sup>
Pb	36.1	37.6	37.82	41.75
Bi	44.3	44.5	42.71	42.10
Ag	1.7		3.24	
Cu	0.5		1.26	
Fe	0.5		0.13	
S	16.3		15.98	16.15
Toplam	99.4		101.14	100.00

Çizelge 3: Kosalit'in kimyasal bileşimi.

Table 3: Chemical analysis of cosalite.

- 1 — Nedachi ve diğerleri (1973), (2 numaralı analiz, mikroprob)
- 2 — Klominsky ve diğerleri (1971), (mikroprob).
- 3 — Bu çalışma, Pb, Bi, S analizi yaş kimyasal yöntemle, Ag, Cu ve Fe analizi atomik absorplama tekniği ile yapılmıştır.
- 4 — Pb, Bi, S için kuramsal değerler.

Pb	39.62	38.99	39.23	38.95
Bi	40.51	40.98	40.74	39.36
Cu	1.72	1.84	1.83	1.76
Ag	0.41	0.43	0.43	0.38
S	16.49	17.10	16.86	16.62
Toplam	98.75	99.28	99.09	97.07

(\*) Analizleri yapan: Eşref Aydın, M.T.A.

(\*) Analyst: Eşref Aydın, M.T.A.

Çizelge 4: Uludağ kosalitinin kantitatif mikroprob analizleri (% ağırlık).

Table 4: Microprobe analysis of cosalite sample (Wt %).

Uludağ kosalit'inin saptanan birim hücre boyutları uygulanan yöntemin hata sınırları içinde kosalit için verilenlerle uygunluk göstermektedir. Gene sistematik sönmeler aynı uzay gurubunu vermektedir. Difraktometre ile alınan x-ışınları kırınımı verileri kosalit için verilenlerle (13-502 JCPDS) karşılaştırıldığında bütün kırınım çizgilerinin uygunluk gösterdiği ancak bunların dışında sürekli olarak 3.54Å ve 2.46Å luk çizgilerin varlığı izlenmektedir. Bu nedenle tek

- bir kristal seçilerek Gandolfi kamerası ile x-ışınları toz kırınımı çizgileri elde edilmeye çalışılmıştır. Bu fotoğraf da söz konusu çizgiler görülmemektedir, ancak difraktometre ile elde edilen bazı çizgiler de bu filmde saptanamamıştır. Bu nedenle bu çizgilerin Uludağ kosalitine mi ait olduğu yoksa içindeki yabancı bir maddeden mi ileri geldiği sorunu ortaya çıkmaktadır. Cevher mikroskobu ile yapılan çalışmalarda yabancı mineral olarak sadece nabit gümüş saptanmıştır. Söz konusu çizgiler gümüşün kırınım çizgilerinde yoktur. Ayrıca kosalit içinde gümüş o kadar azdır ki çizgilerinin saptanabilmesi mümkün değildir.

Levha I. Şekil 2, 3, 4 ve 5 bakıldığında gümüş içeren tanelerin S, Bi ve Pb içermediği görülmektedir. Kosalit kristalinin mikroprob analizleri sonucunda ortalama %0.41 Ag bulunmuştur. Bu değer toplamı, numunedeki % gümüş miktarından çıkarılırsa geri kalan kısım nabit gümüşe bağlanır.

Pek çok sülfür yataklarında kosalit içinde gümüş ve bakırın varlığına rastlanmaktadır. Kosalit içinde %3.3 Ag (mikroprob) bulunduğu Karup-Moller (1973) tarafından bildirilmiş ve bu yatakda kosalit oluşum sıcaklığının 275-300°C de başladığı belirtilmiştir. Kosalit'in 425 ± 25°C üzerinde faz III ve IV e ayrıldığı (Craig, 1967), ancak kristalleşmenin hangi sıcaklıkta başladığı kesin olarak bilinmemektedir (Salancı ve Moh, 1969). Uludağ'daki kosalit oluşumu sıcaklığının örneklerle bakarak 300°C civarında başlayabileceği, fakat kristaller içinde ayrılmış nabit gümüşe rastlandığından bu sıcaklığın daha da düşük olabileceği söylenebilir. Ancak oluşumun hangi sıcaklığa kadar sürdüğünü belirtecek kanıtlar elimizde değildir.

#### KATKI BELİRTME

Bu çalışmada mikroprob analizlerini yapan Sayın Eşref AYDIN'a ve tartışmalarından yararlandığımız Sayın Doç. Dr. Işık ÖZPEKER'e teşekkür ederiz.

#### LEVHA I.

- Şekil 1: Kosalit kristalinin geri yansıyan elektron görüntüsü.  
 Şekil 2: Aynı kristalde Pb L<sub>α</sub> x ışını görüntüsü.  
 Şekil 3: Aynı kristalde Bi L<sub>α</sub> x ışını görüntüsü.  
 Şekil 4: Aynı kristalde S K<sub>α</sub> x ışını görüntüsü.  
 Şekil 5: Aynı kristalde Ag L<sub>α</sub> x ışını görüntüsü.  
 Şekil 6: Aynı kristalde Ag Z<sub>α</sub> x ışını görüntüsü.  
 Hepsinde: 1 cm = 20 μm, KV = 20.

#### PLATE I.

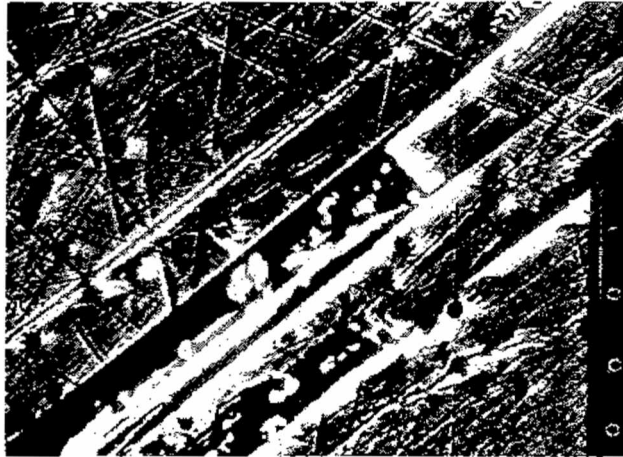
- Figure 1: Back Scattering electron image of a polished section of cosalite.  
 Figure 2: Pb L<sub>α</sub> x-ray image of same cosalite crystal.  
 Figure 3: Bi L<sub>α</sub> x-ray image of same cosalite crystal.  
 Figure 4: S K<sub>α</sub> x-ray image of same cosalite crystal.  
 Figure 5: Ag L<sub>α</sub> x-ray image of same cosalite crystal.  
 Figure 6: Ag Z<sub>α</sub> x-ray image of same cosalite crystal.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

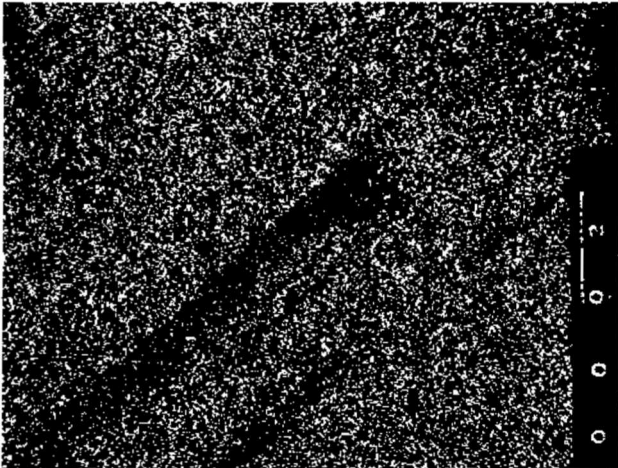
- Berry, L.G., 1939, Studies on mineral sulfosalts: I. cosalite from Canada and Sweden: Univ. of Toronto Studies Geol., 42, 23-30.  
 Craig, J.R., 1967, Phase relations and mineral assemblages in the Ag-Bi-Pb-S system: Mineralium Deposita, 1, 278-306.  
 Genth, F.A., 1868, Cosalite, a new mineral, 2PbS. Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>: Am. Jour. Sci., 45, 319.  
 Karup-Muller, S., 1973, A gustavite-cosalite-galena-bearing mineral suite from the Cryolite Deposit at Ivigtut, South Greenland: Meddr. Grønland, 195, 5.  
 Klominsky, I., Rieder, M., Kieft, C., ve Mraz, L., 1971, Heyrovskyite, 6 (Pb 0.86 BiO. 08 (Ag, Cu) 0.04) S. Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub> from Hürky, Czechoslovakia, a new mineral of genetic interest: Mineralium Deposita, 6, 133-147.  
 Nedachi, M., Takeuchi, T., Yamaoka, K., ve Taniguchi, M., 1973, Bi-Ag-Pb-S Minerals from Agenosowa Mine, Akita Prefecture, Northeastern Japan: Science Reports Tohoku Univ., 3rd Series, 12, 1, 69-80.  
 Otto, H.H., ve Strunz, H., 1968, Zur Kristalchemie synthetischer Blei-Wismut-Spiessglanze: N. Jb. Miner. Abh., 108, 1-19.  
 Palache, C., Berman, H., ve Frondel, C., 1944, Dana's System of Mineralogy: John Wiley and Sons, 7 th ed., Vol. I, 445-447.  
 Salancı, B., 1965, Untersuchungen am system Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>-PbS: N. Jb. Miner. Mh., 12, 384-388.  
 Salancı, B., ve Moh, G.H., 1969, Die experimentelle Untersuchung des pseudobinary Schnittes PbS-Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub> innerhalb des Pb-Bi-S Systems in Beziehung zu natürlichen Blei-Wismut-Sulfosalzen: N. Jb. Miner. Abh., 112, 63-95.  
 Srikrishnan, T., ve Nowacki, W., 1974, A redetermination of the crystal structure of Cosalite, Pb<sub>2</sub>Bi<sub>2</sub>S<sub>5</sub>: Z. Krist., 140, 114-136.  
 Tolun, R., 1955, A new mineral: Bursait (Pb<sub>5</sub>Bi<sub>4</sub>S<sub>11</sub>): oCiloque sur la Géologie Appliquée dans le Proche-Orient, 426, 98-102.  
 Weitz, G., ve Hellner, E., 1960, Zur Kristallstruktur des Cosalits, Pb<sub>2</sub>Bi<sub>2</sub>S<sub>5</sub>: Z. Krist., 113, 385-402.  
 Wijkerslooth, P., de 1955, Morphological and optical properties of bursait (Pb<sub>5</sub>Bi<sub>4</sub>S<sub>11</sub>): Colloque sur la Géologie Appliquée Dans le Proche-Orient, 426, 103-105.



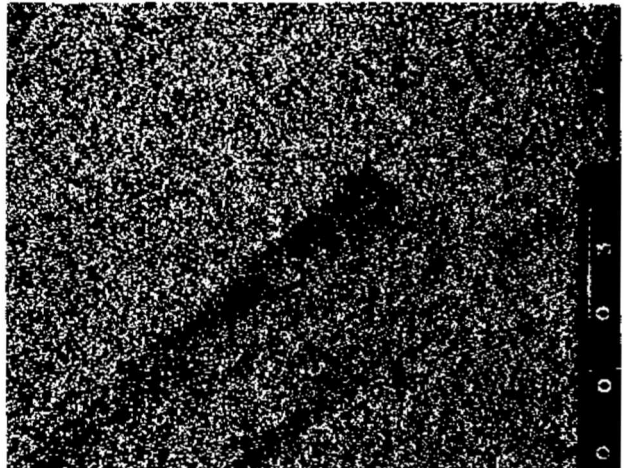
LEVHA I  
PLATE I



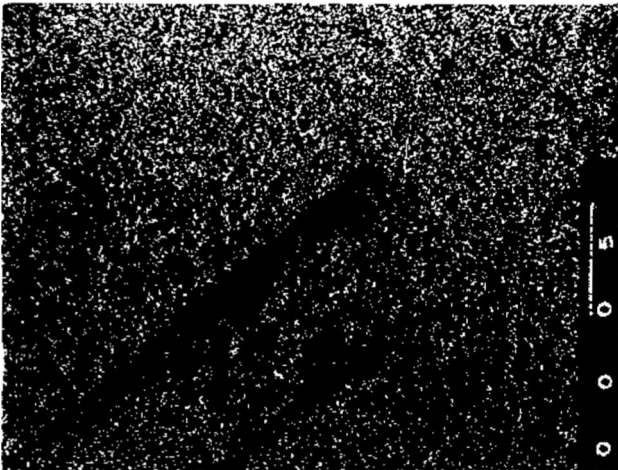
1



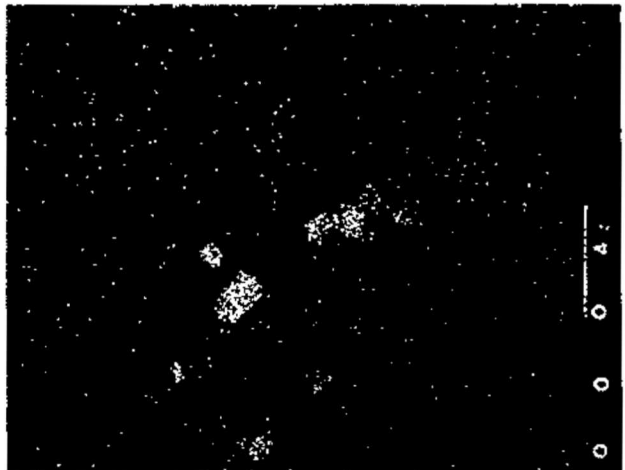
2



3



4



5



# Orta Doğu Ege Çöküntüsünün (Neojen) Stratigrafisi ve Tektoniği

*The stratigraphy and tectonics of the middle eastern Aegean depression*

ORHAN KAYA Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi Jeoloji Bölümü, İzmir

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Cilt 22, Sayı 1'de 35-59 da çıkan yazı ile ilgili düzeltmeler:

1. Sayı 1'deki Şek. 2 yerine filimîri gönderilen Şek. 2 geçerlidir. Bunlar, Sayı 1'deki Şek. 2. baskı düzenine göre sayfaya yerleştirilmelidir.
2. Sayı 1'de Şek. 3, PMç, PMk, PMu, PMc ile simgelenen birimleri kapsamaktadır.
3. Sayı 1'de, tüm şekil altı yazılarda geçen PMç, PMk, PMu, PMc simgeleri, ilgili şekiller üzerindeki Mç, Mk, Mu, Mc simgelerine eşdeğerdir.
4. Sayı 1 de çoğu yerde 'ortadoğu' şeklinde birleşik geçen sözcük gerçekte 'orta doğu'dur.

MIYOSÉN			
101	102	103	104
105	106	107	108
109	110	111	112
113	114	115	116
117	118	119	120
121	122	123	124
125	126	127	128
129	130	131	132
133	134	135	136
137	138	139	140
141	142	143	144
145	146	147	148
149	150	151	152
153	154	155	156
157	158	159	160
161	162	163	164
165	166	167	168
169	170	171	172
173	174	175	176
177	178	179	180
181	182	183	184
185	186	187	188
189	190	191	192
193	194	195	196
197	198	199	200
201	202	203	204
205	206	207	208
209	210	211	212
213	214	215	216
217	218	219	220
221	222	223	224
225	226	227	228
229	230	231	232
233	234	235	236
237	238	239	240
241	242	243	244
245	246	247	248
249	250	251	252
253	254	255	256
257	258	259	260
261	262	263	264
265	266	267	268
269	270	271	272
273	274	275	276
277	278	279	280
281	282	283	284
285	286	287	288
289	290	291	292
293	294	295	296
297	298	299	300
301	302	303	304
305	306	307	308
309	310	311	312
313	314	315	316
317	318	319	320
321	322	323	324
325	326	327	328
329	330	331	332
333	334	335	336
337	338	339	340
341	342	343	344
345	346	347	348
349	350	351	352
353	354	355	356
357	358	359	360
361	362	363	364
365	366	367	368
369	370	371	372
373	374	375	376
377	378	379	380
381	382	383	384
385	386	387	388
389	390	391	392
393	394	395	396
397	398	399	400
401	402	403	404
405	406	407	408
409	410	411	412
413	414	415	416
417	418	419	420
421	422	423	424
425	426	427	428
429	430	431	432
433	434	435	436
437	438	439	440
441	442	443	444
445	446	447	448
449	450	451	452
453	454	455	456
457	458	459	460
461	462	463	464
465	466	467	468
469	470	471	472
473	474	475	476
477	478	479	480
481	482	483	484
485	486	487	488
489	490	491	492
493	494	495	496
497	498	499	500

MIYOSÉN			
101	102	103	104
105	106	107	108
109	110	111	112
113	114	115	116
117	118	119	120
121	122	123	124
125	126	127	128
129	130	131	132
133	134	135	136
137	138	139	140
141	142	143	144
145	146	147	148
149	150	151	152
153	154	155	156
157	158	159	160
161	162	163	164
165	166	167	168
169	170	171	172
173	174	175	176
177	178	179	180
181	182	183	184
185	186	187	188
189	190	191	192
193	194	195	196
197	198	199	200
201	202	203	204
205	206	207	208
209	210	211	212
213	214	215	216
217	218	219	220
221	222	223	224
225	226	227	228
229	230	231	232
233	234	235	236
237	238	239	240
241	242	243	244
245	246	247	248
249	250	251	252
253	254	255	256
257	258	259	260
261	262	263	264
265	266	267	268
269	270	271	272
273	274	275	276
277	278	279	280
281	282	283	284
285	286	287	288
289	290	291	292
293	294	295	296
297	298	299	300
301	302	303	304
305	306	307	308
309	310	311	312
313	314	315	316
317	318	319	320
321	322	323	324
325	326	327	328
329	330	331	332
333	334	335	336
337	338	339	340
341	342	343	344
345	346	347	348
349	350	351	352
353	354	355	356
357	358	359	360
361	362	363	364
365	366	367	368
369	370	371	372
373	374	375	376
377	378	379	380
381	382	383	384
385	386	387	388
389	390	391	392
393	394	395	396
397	398	399	400
401	402	403	404
405	406	407	408
409	410	411	412
413	414	415	416
417	418	419	420
421	422	423	424
425	426	427	428
429	430	431	432
433	434	435	436
437	438	439	440
441	442	443	444
445	446	447	448
449	450	451	452
453	454	455	456
457	458	459	460
461	462	463	464
465	466	467	468
469	470	471	472
473	474	475	476
477	478	479	480
481	482	483	484
485	486	487	488
489	490	491	492
493	494	495	496
497	498	499	500