



CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ
Bulletin of the of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ. A - YERBİLİMLERİ

Serie, A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Cafana (Görgü) Malatya Karbonatlı Zn - Pb Yatakları Cafana (Görgü) Malatya Carbonated Zn - Pb Deposits Ahmet SAĞIROĞLU	3
Yaylagöze (Yıldızeli - Sivas) Fluorit Cevherleşmesi Fluorite Mineralization of Yaylagöze (Yıldızeli - Sivas) Servet YAMAN	15
Kurşunlu (Ortakent - Koyulhisar - Sivas) Pb-Zn-Cu Yataklarının Jeolojisi, Oluşumu ve Kökeni Geology and Genesis of the Kurşunlu (Ortakent - Koyulhisar - Sivas) Pb-Zn-Cu Ore Deposits Ahmet GÖKÇE, Atilla ÖZGÜNEYLIOĞLU	23
Erzurum - Aşkale - Tortum Yöresinin Tektonik Gelişimi Tectonic Evolution of the Erzurum - Aşkale - Tortum Region Selim İNAN	37
Tecer Kireçtaşı Formasyonunun Yapısı Hakkında Bir Yorum An Interpretation On The Structure of The Tecer Limestone Formation Selim İNAN	49
Orta - Üst Miyosen Kükürtlü (Erzurum) Havzasının Alüvyon Yelpazesi ve Gölsel Çökelleri Alluvial Fan and Lake Deposits of The Middle - Upper Miocene Aşkale - Kükürtlü Basin (Erzurum) İlyas Erdal KEREY, Cevdet BOZKUŞ	57
Kayabaşı Formasyonunda Bulunan Triyas Konodontlarının Taksonomik Karakterleri The Taxonomic Charecters of Triassic Conodonts From Kayabaşı Formation Fuat ÖNDER	67
Sivas Güneydoğusundaki Miyosen Yaşlı Gipsli Çökellerin Stratigrafisi, Yapısal Özellikleri ve Oluşumu Stratigraphy Structural Features and Genesis of The Miocene Cypsiferous Sediments in Southeastern Sivas (Turkey) Ahmet GÖKÇE, Fuat CEYHAN	91

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ

MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ

Bulletin of the of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ. A - YERBİLİMLERİ

Serie, A - Earth Sciences

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Cafana (Görgü) Malatya Karbonatlı Zn - Pb Yatakları Cafana (Görgü) Malatya Carbonated Zn - Pb Deposits	Ahmet SAĞIROĞLU	3
Yaylagöze (Yıldızeli - Sivas) Fluorit Cevherleşmesi Fluorite Mineralization of Yaylagöze (Yıldızeli - Sivas)	Servet YAMAN	15
Kurşunlu (Ortakent - Koyulhisar - Sivas) Pb-Zn-Cu Yataklarının Jeolojisi, Oluşumu ve Kökeni Geology and Genesis of the Kurşunlu (Ortakent - Koyulhisar - Sivas) Pb-Zn-Cu Ore Deposits	Ahmet GÖKÇE, Atilla ÖZGÜNEYLİOĞLU	23
Erzurum - Aşkale - Tortum Yöresinin Teknotik Gelişimi Tectonic Evolution of the Erzurum - Aşkale - Tortum Region	Selim İNAN	37
Tecer Kireçtaşı Formasyonunun Yapısı Hakkında Bir Yorum An Interpretation On The Structure of The Tecer Limestone Formation	Selim İNAN	49
Orta - Üst Miyosen Kükürtlü (Erzurum) Havzasının Alüvyon Yelpazesi ve Gölsel Çökelleri Alluvial Fan and Lake Deposits of The Middle - Upper Miocene Aşkale - Kükürtlü Basin (Erzurum)	İlyas Erdal KEREY, Cevdet BOZKUŞ	57
Kayabaşı Formasyonunda Bulunan Triyas Konodontlarının Taksonomik Karakterleri The Taxonomic Charecters of Triassic Conodonts From Kayabaşı Formation	Fuat ÖNDER	67
Sivas Güneydoğusundaki Miyosen Yaşlı Jipsli Çökellerin Stratigrafisi, Yapısal Özellikleri ve Oluşumu Stratigraphy Structural Features and Genesis of The Miocene Cypsiferous Sediments in Southeastern Sivas (Turkey)	Ahmet GÖKÇE, Fuat CEYHAN	91

Cafana (Görgü) Malatya Karbonatlı Zn-Pb Yatakları

CAFANA (GÖRGÜ), MALATYA CARBONATED Zn-Pb DEPOSITS

Ahmet SAĞIROĞLU, Fırat Üniversitesi, Jeoloji Müh. Böl. ELAZIĞ.

ÖZ : Cafana, Malatya karbonatlı Zn-Pb yatakları Permiyen yaşlı Malatya Metamorfiklerinin faylarla yükselmiş kısımlarında bulunan fay zonları ve bu zonların yakın çevrelerinde bulunmaktadır. Malatya Metamorfikleri çalışılan sahada alttan üste doğru açık gri kireçtaşları, karışık seri, koyu gri kireçtaşı ve breşik kireçtaşı ile temsil olmaktadır ve herhangi bir metamorfizma izi göstermemektedir. Ayrıca, volkanik kayalar da bulunmaktadır.

Cevherleşmeler, karışık seriyi kesen ve yaklaşık K-G doğrultulu üç fay zonu ve yakın çevresine yerleşmiş haldedir. Bu fay zonları cevherleşmeden önce gelişmiş ve cevherli çözeltiler daha sonra bu zonları cevherleştirmişlerdir.

Cevherleşmeler başlangıçta sülfürlü cevher olarak gelişmiş daha sonra cevherleşmelerin yüzeyden itibaren 30-40 m. derinliğe kadar olan kısımları meteorik suların işlevleri sonucu karbonatlaşmıştır. Karbonatlı cevherin asıl bileşenleri smitsonit, limonit ve anglesit-serusittir.

Sülfürlü cevherleşmelerin mineralojik bileşimi sfalerit, galen, pirit ve markazit şeklindedir. Çok dar bir alanda barit cevherleşmesi de bulunmaktadır.

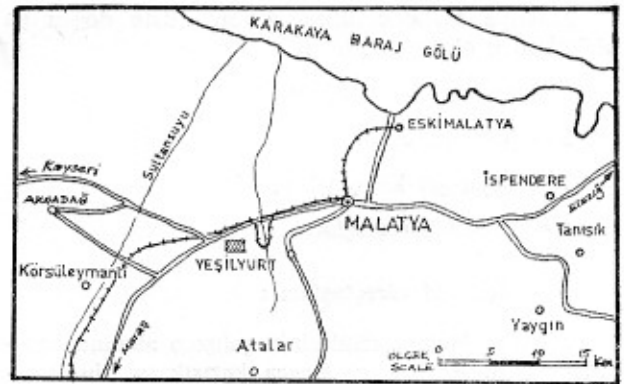
ABSTRACT : The Cafana, Malatya carbonated Zn-Pb deposits occur within the fault zones which cut those units of Permian Malatya Metamorphics, which were elevated with faults. In the studied area the Malatya Metamorphics are represented by light gray limestone, intercalated detritics, dark gray limestone and brecciated limestone from bottom to top and do not show any trace of any type of metamorphism. In addition, volcanics are present.

The mineralizations are placed in the three fault zones which occur in intercalated detritics and strike N-S roughly. The fault zones were developed prior to mineralizations and mineralizing solutions mineralized these zones later.

The original mineralization was sphalerite-galena mineralizations. These mineralizations were carbonated from the surface down to 30-40 metres by the processes of meteoric waters. The main mineral assemblage of carbonate mineralizations are smithsonite, limonite and anglesite-cerussite. The minerals of the sulphide mineralizations are sphalerite, galena, pyrite and marcasite. Baryte mineralizations occur within a limited area.

GİRİŞ

Bu çalışmanın konusu olan Cafana (Görgü) karbonatlı çinko-kurşun yatakları Malatya il merkezinin yaklaşık 20 km. batısında yer almaktadır (Şekil 1). Bu yataklar Malatya metamorfikleri içinde bulunmaktadır ve cevherli kütleler fay zonlarına bağlı olarak gelişmiştir. Yataklar halen Çinkur tarafından işletilmekte olup arama ve geliştirme sondajları da yapılmaktadır. Yatakların tarihi devirlerde de işletildiği işletme sırasında rastlanan kuyu, galeri ve tarihi madencilik gereçlerinden anlaşılmaktadır.



Şekil 1 : Yer bulduru haritası.

Figure 1 : Location map.

Çalışılan yataklar daha önce MTA tarafından incelenmişse de bu incelemeler yayınlanmamıştır ve incelemeler sonucu yazılan raporlar gizlilik derecesine sahip olduğundan MTA çalışmalarının içerikleri bilinmemektedir.

Malatya metamorfikleri birçok araştırmacı tarafından incelenmiş olup bu çalışmalardan en güncel olanları Yazgan ve Asutay (1981), Yazgan (1983), Yazgan (1984) ve Perinçek ve Kozlu (1984) dur. Araştırmacılar Malatya metamorfiklerinin yaşının paleontolojik verilere dayanarak Üst Permiyen olduğu (Perinçek ve Kozlu 1984), yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını ve kireçtaşı, kalkışist, mermer, fillit ve nadiren pelitik şistlerden oluştuğunu (Yazgan 1984) belirtmektedirler.

Bu çalışma kapsamında yataklar ve yakın çevresinin 1/25.000 ve 1/500 ölçekta jeolojik haritaları yapılmış, sondaj karotları incelenerek sondaj litolojik logları çıkarılmış ve bu loglar yüzey jeolojisi ile denestirilmiştir, litolojilerin petrografik incelemeleri yapılmış yatağın minerolojisi mikroskop ve XRD ile incelenmiştir. Yapılan bu çalışmaların bulguları değerlendirilerek, yatağın oluşum mekanizması, kökeni ve özellikleri tartışılmaktadır.

LİTOLOJİ

Çalışma alanında bulunan litolojileri iki grupta incelemek mümkündür (Şekil 2 ve 3). Bu guruplar :

- A — Malatya Metamorfikleri,
- B — Volkaniklerdir.

A — Malatya Metamorfikleri :

Çalışma alanının tamamına yakın bir kısmını oluşturur. Daha önce bölgede çalışan araştırmacılar (Yazgan ve Asutay 1981, Yazgan 1983 ve 1984, ...) bu litolojiler için «metamorfik» terimini kullanmalarına rağmen çalışma alanında bu litolojilerde herhangi bir metamorfizma izi görülmemiştir. Fakat bu çalışmada da daha önce kullanılan «Malatya Metamorfikleri» aynen benimsenmiştir.

Malatya Metamorfikleri alttan üste doğru şu birimlerden oluşmaktadır :

- 1 — açık gri kireçtaşları,
- 2 — karışık seri,
- 3 — koyu gri kireçtaşları,
- 4 — breşik kireçtaşları.

1 — Açık gri kireçtaşları :

Malatya Metamorfiklerinin çalışma alanında gözlenen en alt birimidir. Ayrıca karışık serinin kırıntılı litolojileri ile ardaşıklı olarak ve karışık serinin üstünde de yer alır. Tabakalı bir yapı gösterir. Herlenen en alt birimidir. Ayrıca karışık serinin kırın-

ıç konumda da litolojisi pek farklı değildir. Sadece karışık seri içinde yer yer kum oranı artmaktadır.

2 — Karışık seri :

Açık gri kireçtaşlarının arasında yaklaşık 150 m. kalınlıkta bulunur. Çalışma sahasını KB-GD doğrultusunda kateden fayla yüzeylenen bu birim ana cevherleşme sahasında en yaygın olarak bulunan birimdir. Malatya Metamorfikleri eksenini yaklaşık olarak Kurşunlu dere'ye paralel bir antiklinal oluşturduğundan, karışık seri Kurşunlu dere'nin batısında da önemli yayılımlara sahiptir. Karışık seriyi oluşturan litolojiler; kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kireçtaşı, sleyt (? çamurtaşı) grovak ve bitümlü kireçtaşıdır. Litolojilerin verilmiş sırası alttan üstte doğrudur. Fakat kumtaşı ve kumlu kireçtaşı ardalanması birkaç kez tekrarlanmaktadır.

a) Kumtaşı : Genel olarak karışık serinin en altında bulunursa da karışık seri içinde kumlu kireçtaşı ile ardaşıklı olarakta bulunur. Gri kahverengi gri renktedir ve oldukça yoğun ve tıktır bir yapıya sahiptir. En belirgin yüzeylenmelerine desandre girişi ile Kurşunlu d. arasında rastlanmaktadır. Tabakalı bir yapıya sahip olan kumtaşları yukarı doğru dereceli olarak kumlu kireçtaşlarına geçiş göstermektedir.

Mikroskobik incelemeler bu kumtaşlarının ana bileşeninin çok iyi boylanmış kuvars olduğunu göstermektedir. Kayaç parçacığı yok denecek kadar azdır ve karbonat çimentoludur. Herhangi bir metamorfizma izine rastlanmamıştır ki bu Permiyen yaşlı bir kumtaşı için oldukça şaşırtıcıdır.

b — Kumlu kireçtaşı : Desandre girişi, civarında yüzeylenirler. Açık kahverengimsi sarı renktedirler ve belirgin bir yapraklanma gösterirler. Bol fusilin fosili içeren bu birimin üste doğru karbonat bileşeni artarak kireçtaşlarına geçiş gösterdiği görülmektedir.

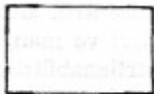
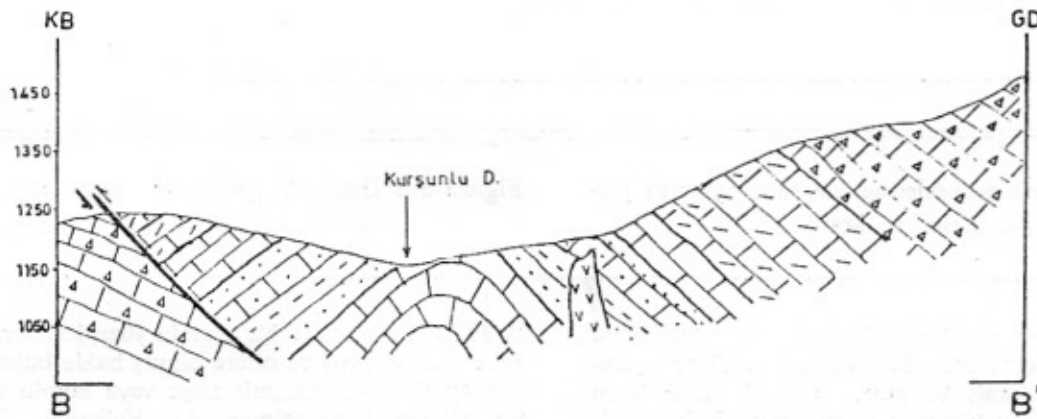
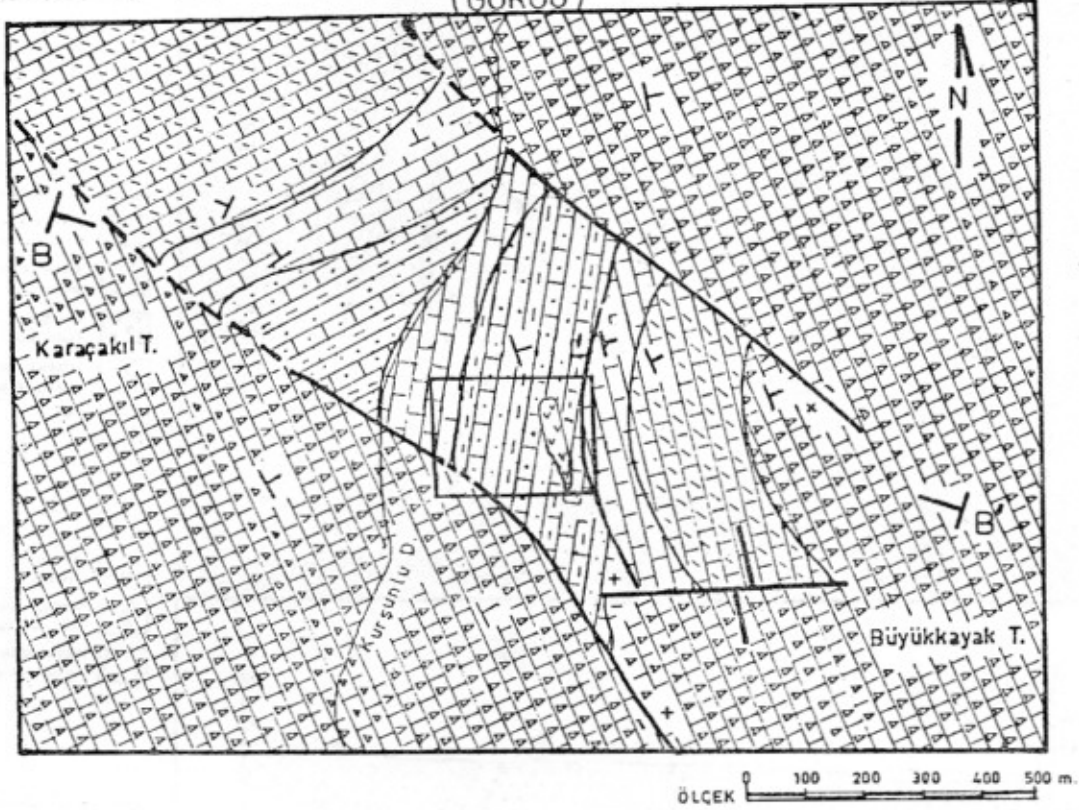
c — Kireçtaşı : Genellikle açık gri renkte ve karışık seriyi üzerleyen kireçtaşlarına benzeyen bu kireçtaşları karışık seri içinde kırıntılılarla ardaşıklı olarak bulunurlar.

d — Sleyt (? Çamurtaşı) : Çiğer kırmızısı renkteki bu birim en belirgin olarak desandrenin güncyinde yüzeylenir. Asıl bileşen olarak kil ve çok az olarakta karbonat çimentodan oluşmaktadır. Submikroskobik tanelidir ve belirgin fakat kuvvetli olmayan bir yapraklanma gösterir. Metamorfizma belirtisi herhangi bir özellik göstermemektedir. Bu nedenle bu birimi çamurtaşı olarakta adlandırmak mümkündür.

e — Bitümlü kireçtaşı : Koyu gri-siyah renkteki bu birim açık işletmede ve sondajlarla saptanmıştır. Sj. 9 da bu birim 19 m. kalınlıkta kesilmiştir. Sondaj 7 de ise kalınlığı 16 m. dir. Karışık serinin diğer üyelerine uyumlu olarak bulunan bitümlü kireçtaşı bitüm miktarının azalması sonucu siyah ve koyu gri lamellerden oluşan lamelli bir yapı kazanmıştır. Açık işletmede hemen hemen tamamen cevherleşmiş olarak yüzeylenmektedir.

MALATYA CAFANA (GÖRGÜ) Zn - Pb KARBONAT YATAKLARININ JEOLJİSİ

GEOLOGY OF THE Zn-(Pb) CARBONATE DEPOSITS OF MALATYA CAFANA
(GÖRGÜ)



Ana Cevherleşme Alanı

The Main mineralized area

(Açıklamalar Şekil 3 deki gibidir)

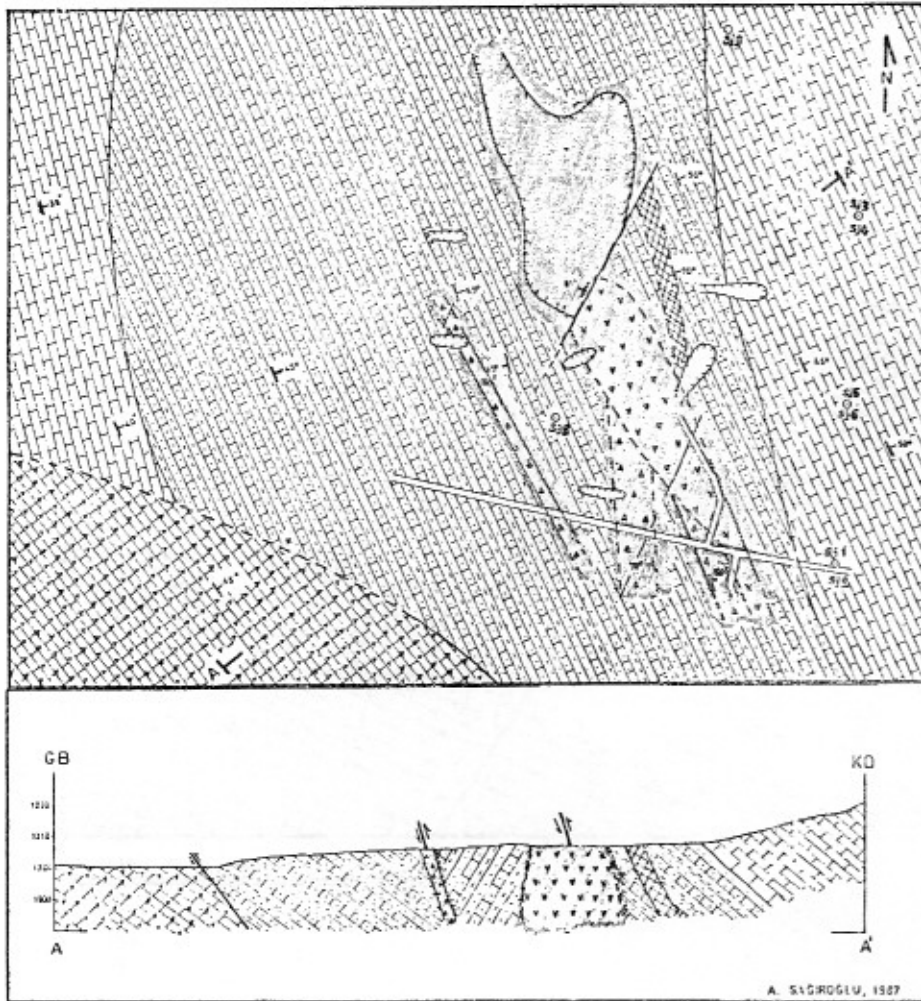
(The explanations are the same as in Figure 3.)

Şekil 2 : Cafana (Görgü), Malatya karbonatlı çinko-kurşun yataklarının jeolojik harita ve kesiti.

Figure 2 : Geological map and cross-section of the Cafana (Görgü), Malatya carbonated zinc-lead deposits.

ANA CEVHERLEŞME ALANININ AYRINTILI JEOLJİ HARİTASI

(DETAILED GEOLOGIC MAP OF THE MAIN MINERALIZED AREA)



AÇIKLAMALAR

Explanations

- BREŞİK KIREÇTAŞI
Breccia - Limestone
- KOYU GRİ KIREÇTAŞI
Dark Grey Limestone
- KARIŞIK SERİ
Intercalated Detritice
- ACIK GRİ KIREÇTAŞI
Light Grey Limestone
- VOLKANİK KAYAÇLAR
Volcanics
- CEVHERLEŞMELER
Mineralizations
- BARİT ZONU
Barite Zone
- FAY ZONU
Fault Zone
- LİTOLOJİK SINIR
Lithological boundary
- FAY
Fault
- ACIK İŞLETME
Open Cast Mining
- YARMA
Exploration Trench
- DESANDRE
Descend
- SONDAJ LOKASYONU
Drill Hole Location
- KESİT DOĞRULTUSU
Strike of Cross-Section

OLÇEK 0 10 20 30 40 50 m

A. SİĞİROĞLU, 1927

Şekil 3 : Ana cevherleşme alanının ayrıntılı jeolojik harita ve kesiti.

Figure 3 : Detailed geological map and cross-section of the main mineralized area.

f — Grovak : Bitümlü kireçtaşının tabanında 1.5-2 m. kalınlıkta gene karışık serinin diğer üyelerine uyumlu olarak bulunur. Grovak, tane boyu 2-3 mm.'ye ulaşan kireçtaşı parçacıkları, bitümlü kireçtaşı parçacıkları, kuvars taneleri ve bu taneler arasını dolduran karbonat çimentodan oluşmuştur. Gerek kayaç parçacıkları gerekse kuvars çok iyi yuvarlaklaşmışlardır.

B — Volkanik Kayaçlar :

Açık işletme ile desandre arasında yüzeylenen (Bkz. Şekil 3) yaklaşık K 30 B doğrultusunda en faz-

la 10-15 genişliğinde bir alanda yüzeylenirler. Tamamen cevherleşmiş ve altere olmuş halde bulunduğu arazide cevherleşmiş sleyt veya kumlu kireçtaşı ile kolayca karıştırılmaktadır. Volkanik kayaçlar morumsu gri renkleri ve konsantrik alterasyon zonları veya sarımsı krem renkleri ve mangan dendritleri ile diğer birimlerden ayrılabilirler. Bazı yerlerde gaz boşluğuna benzer 1-2 mm. çapında küresel boşluklarda içermektedirler. Sahadaki yayılımı, daha sonra ayrıntıları verilecek olan fay zonlarından birine yerleşmiş durumda gözlenir. Bu yerleşme cevherleşmeden önce olması gerekir. Çünkü fay zonu ve volkanikler daha sonra tamamen cevherleşmiş ve altere olmuştur.

Mikroskop altında volkanikler tamamen altere ve cevherli olarak gözlenir ve bu nedenle kayaçların cinsini saptamak oldukça zordur. Bağlı olarak altere kısımlarda kayanın ana bileşenin plajiyoklas olduğu tamamen kaolenleşmiş fakat plajiyoklas latalarına benzeyen pseudomorflarla tahmin edilmektedir. Serizitin bulunmaması kuvars bileşenin az olması ve ana bileşenin muhtemelen plajiyoklas olmasından traki-latif veya traki-andezit türü bir kayaç olduğu düşünülebilir.

YAPISAL JEOLJİ

Çalışan sahada en fazla alanı kaplayan breşik kireçtaşları genel olarak K40-50B /25-35KD konumundadırlar. Çalışma alanını GD-KB doğrultusunda kateden ve birbirine paralel iki fay arasında kalan kısımlarda doğrultu ve eğimlerde değişimler olmuş Kurşunlu Derenin batısında ise karışık serinin ve kânin üyeleri 65-70° ye ulaşan eğimler kazanmışlardır, Kurşulu Derenin batısında ise karışık serinin ve karışık seriyi üzerleyen açık ve koyu gri kireçtaşlarının eğim ve doğrultuları değişmiş ve K 65D/50-55°KB konumlarını almışlardır. Bu durumda karışık seri eksen doğrultusu yaklaşık Kurşunlu Dere'ye paralel bir antiklinal oluşturmaktaymış gibidir. Böyle bir antiklinal yapısı faylarla yükselmiş kısmın dışında görülmemektedir. Bu karışık serinin plastitesinin bunları üzerleyen kireçtaşlarından farklı olması veya fay atımının fayın orta kısımlarında daha yüksek olmasıyla açıklanabilir.

Cevherli sahada yoğun faylanma nedeniyle eğim ve doğrultularda yerel olarak önemli değişimler olmuştur.

Çalışılan saha yoğun olarak faylanmıştır. Bu faylanmalardan en önemlileri karışık seriyi yüzeyleyen GD-KB doğrultusundaki faylardır. Bu faylanmaların cevherleşmeden çok sonra gelişmiş olması gerekir. Şöyleki bu iki fay zonunda da cevherleşme veya alterasyona rastlanmamıştır. Şu anda açık ve kapalı işletme yapılan cevherli sahada birbirine paralel 3 fay zonu vardır. Cevherleşme ile yakın ilişkisi olan bu fay zonları ve özellikleri şöyledir (Bkz. Şekil 3) :

1. Fay Zonu : Desandre ve yarmalarda açıkça izlenen bu zon K30 B/75 GB konumunda ve yaklaşık 5 m. kalınlığındadır. Fay zonu boyunca kayaçlar ezilmiş ve fay zonu ve yakın çevresi yoğun olarak cevherleşmiş ve altere olmuştur. Cevherleşmenin faylanmadan sonra geliştiği fay breşinin ve ezik zonu cevherleşmesi ve alterasyona uğramasından anlaşılmaktadır.

2. Fay Zonu : 1. Fay zonunun 15 m. doğusunda yer alır. Yaklaşık K-G/70B konumunda ve 10 m kalınlığındadır. Bellirgin bir fay breşi vardır ve bu fay breşi sonradan tamamen cevherleşmiştir (Şekil 3).

3. Fay Zonu : Karışık seri ile açık gri kireçtaşları arasında yer alır. Konumu K 15 B/80 KD ve kalınlığı güneyde 8-10 kuzeyde 20 m. kadardır. Volkanikler bu

fay zonuna yerleşmişlerdir ve daha sonra fay zonu ve volkanikler cevherleşmişlerdir.

Bu ana fay zonları dışında ana cevherli sahada birçok küçük faylar ve kırıklar bulunur ki bunlardan cevherleşmeden önce gelişmiş olanlar cevherleşmenin fay zonları çevresinde daha yaygın bir şekilde gelişmesine neden olmuşlardır.

Ana cevherli saha dışında önemli bir fay zonunda Büyükkayak Tepenin güneybatı yamaçlarında izlenmiştir. Bu fay zonu 2-3 m. kalınlıkta fay breşi şeklinde yüzeylenir ve güney ucu cevherli olup son günlerde burada bir arama galerisi açılmıştır. Bu kısımdaki fay breşi kireçtaşı parçaları ve bu parçalar arasını dolduran açık pembe renkli ve siyah benekli bir matriksden oluşmaktadır. Bu görünüş, arazide fay zonuna magmatik bir kayacın yerleşmiş olduğu şeklinde bir kanı uyandırmakta ise de mikroskopta matriksin demir boyamalı kalsit ve siyah beneklerinde demiroksit olduğu açıkça görülmektedir.

Kurşunlu Derebatısında kalın bir toprak örtüsü olduğundan bu kısımdaki faylanmaları izlemek olanaksızdır.

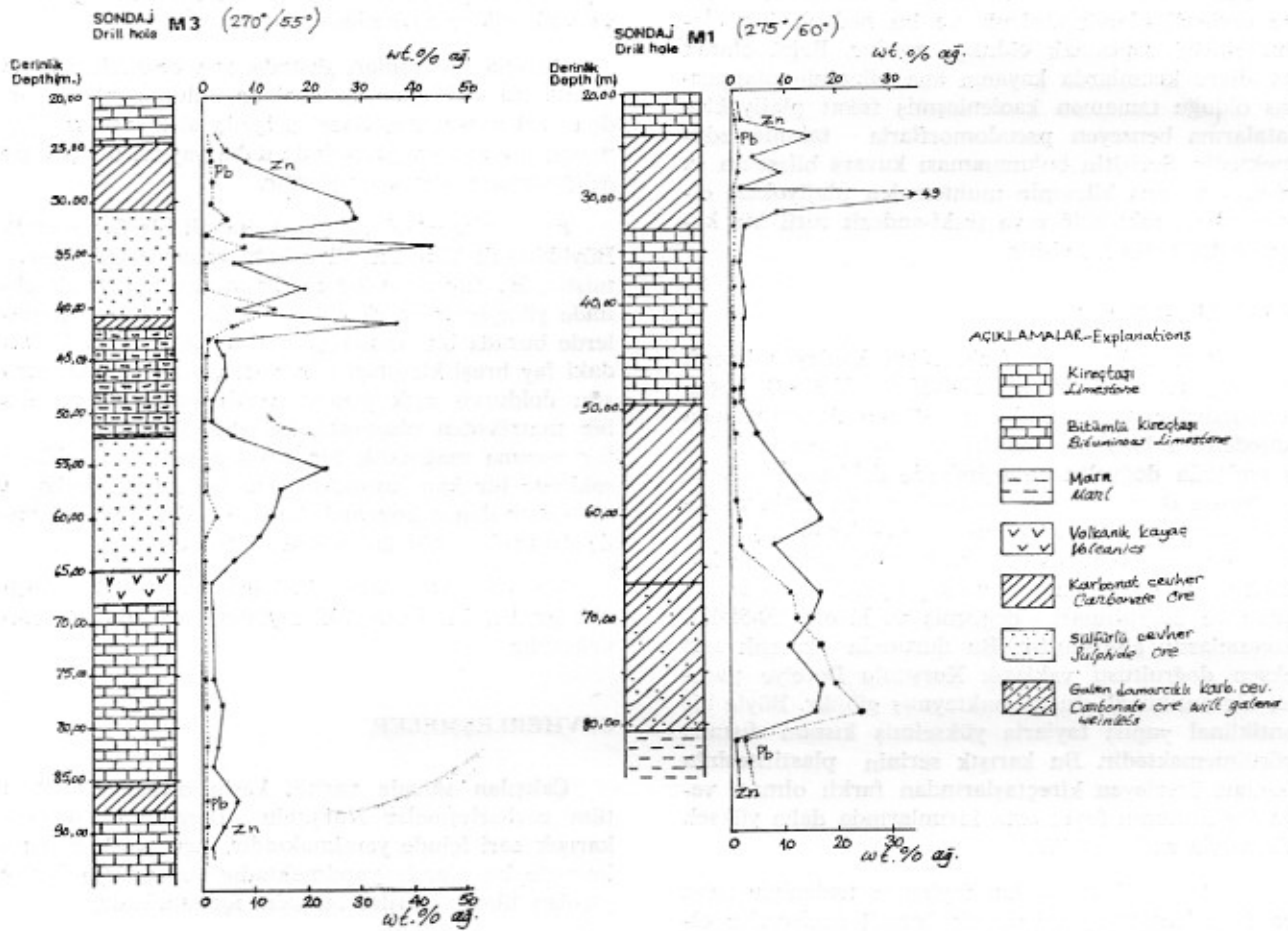
CEVHERLEŞMELER

Çalışılan sahada varlığı kesin olarak saptanan tüm cevherleşmeler Kurşunlu Derenin doğusunda karışık seri içinde yer almaktadır. Açık ve kapalı işletmede bu alanda yapılmaktadır ve şimdiye kadar yapılan tüm sondajlar bu saha içerisindedir.

Bu ana cevherli sahadaki cevherleşmeler yapısal jeoloji bölümünde anlatılan üç fay zonu ve yakın çevresinde gelişmiştir. Bu fay zonlarının birbirine oldukça yakın olması bu üç fay zonunun içinde bulunduğu alanın hemen hemen tamamen cevherleşmesine neden olmuştur. Bu alanda sadece 1.5-2 m. kalınlığındaki saf kireçtaşı seviyeleri çok az veya hiç cevherleşme içermektedir.

Bu ana cevherli sahada cevherleşme sarı, kahverengi-sarı ve kahverengi renkte limonitçe zengin Zn-karbonat cevherleşmesi şeklindedir. Yer yer ağsıgözenekli smithsonite de rastlanmaktadır. Yüzye eender olarak 2-3 cm. kalınlığında damarlar veya 4-5 cm. çaplı cepler halinde saf galene de rastlanmaktadır.

Açık işletmenin hemen doğusunda K 15 B/70 KD konumunda 2-3 m. kalınlıkta bir barit zonu bulunmaktadır. Bu barit zonu yüzeyden doğrultu boyunca 50 m. kadar takip edilebilmektedir. İki türlü barit cevheri bulunmaktadır; şisti doku gösteren barit ve masif barit. Şisti doku gösteren barit, barit zonunun ana bileşenin oluşturduğu. Şisti doku beyaz, açık mor ve gri renkli seviyelerin sıralanmasıyla oluşmuştur. Şisti doku metamorfizma sonucu deşilde çamurtaşının ramplesile edilmesi sonucu pseudomorf olarak gelişmiştir. Masif barit açık gri renkte olup herhangi bir çizgisellik göstermemektedir.



Şekil 4 : Ana cevherleşme alanında yapılan bazı sondajların litolojileri ve Zn-Pb dağılımı.

Figure 4 : Lithologies and Zn-Pb distributions in some drills of the main mineralized area.

Bu cevherleşmelerin düşey yöndeki uzanımı sondajlarla saptanmaya çalışılmışsada (Şekil. 4) sondajlar yetersiz sayıdadır ve sondajların çoğunluğu 3. fay zonunun doğusunda yapıldığından cevherleşmenin boyutlarını saptamak olanaksızdır. Sondajlardan cevherleşmenin düşey yönde en az 40-50 metre devam ettiği ve genellikle 30-40 m. den sonra tamamen sülfürlü cevher halini aldığı görülmektedir. Fakat bu derinlik s. 1 de 80 m. kadardır. Sülfürlü cevhere daha az kırıklı üst seviyelerde de rastlanmaktadır. Bu nedenle cevherleşmenin ilksel olarak sülfür cevherleşmesi olarak geliştiği daha sonra meteorik suların işlevi sonucu karbonatlaştığı düşünülebilir. Nitekim bu olguyu sülfürlü zonları kateden aralıklı çatlakların çevresinde görmek olasıdır. Buralarda serbest su dolaşımının olduğu çatlakların hemen çevresi karbonatlaşmış cevherden oluşmuşken dışa doğru sülfürlü cevhere geçilmektedir. Bu olguya sondaj karotlarında sık sık rastlanmaktadır.

Sülfürlü cevher genellikle koyu gri renkte masif olarak veya kireçtaşı içinde saçınımlı olarak bulunmaktadır.

Yukarıda anlatılan ana cevherli alan dışında en önemli cevherleşme alanı Kurşunlu Dere'nin batısındaki karışık serinin bulunduğu alandır. Burada kalın toprak örtüsü cevherleşme durumunu saptamayı engellemekte ise de cevher parça ve çakıllarının oldukça yoğun olarak bulunması bu alanda önemli bir cevherleşmenin olduğuna işaret etmektedir. Cevher çakılları çoğunlukla ana cevherleşme alanındaki masif limonitik cevher şeklindedir. Fakat ağıs-gözenekli smithsonit cevheri çakıllarda oldukça yoğun olarak bulunmaktadır.

Bir diğer cevherleşmede yapısal jeoloji bölümünde anlatılan Büyükkayak Tepe batı yamacındaki fay zonuna bağlı olarak gelişen 1.5 m. kalınlığında K 60 B/37 KD konumundaki cevherleşmedir.

K 10 D/ 85 GD konumundaki ana fay zonu ile birleşen küçük bir fay zonu dolgusu halinde gelişen bu cevherleşmede tenör ana cevherleşme alanı cevherlerine göre oldukça düşüktür.

MİNERALOJİ

Cafana (Görgü) karbonatlı çinko cevherleşmelerinin mineralojisi karbonatlı cevher, zayıf karbonatlı, saçınımlı cevher ve masif sülfid cevherinde farklı özellikler göstermektedir. Bu nedenle mineralojiyi ayrı bölümler halinde incelemek gerekir.

Karbonatlı Cevher

Cevherli fay zonlarının yüzeyden 30-40 m. derinliğe kadar veya daha derinlerde meteorik su dolanımının olduğu çatlakların hemen çevresinde bulunurlar.

Mineral bileşimi oldukça basittir ve genellikle smithsonit, limonit, sfalerit ve piritten oluşmaktadır.

Smithsonit genellikle toprağımsı şekilsiz yığılımlar halinde gözlenir. Ender olarak ağısı gözenekli doku veya ritmik kabuklanma dokusu gösterir (Levha I, Şekil 1). Bu iki dokuda sülfürlü cevherlerin oksidasyon zonunda gelişen ikincil dokuları olarak kabul edilebilir (Bkz. Ramdohr 1980 S. 231-255).

Limonit (bu çalışmada «limonit» sulu demir oksitleri için genel anlam da kullanılmıştır) iki değişik şekilde bulunmaktadır. Yaygın olarak, ritmik kabuk dokusu şeklinde silikat minerallerini veya çatlakları çevreliyor şekilde bulunur (Levha I, Şekil 2). Bu tür koyu gri renklidir ve optik özelliklerini incelemek oldukça zordur. Limonit ayrıca pirit pseudomorfları şeklinde ve genellikle bir iki küçük pirit kalıntısı içeren şekilde de bulunur. Bu tür limonit açık mavimsi gri rengiyle diğer türden kolayca ayırtlanabilmektedir.

Sfalerit kenarları boyunca karbonatlaşmış iskeletimsi şekillerde gözlenir. Masif sülfürlü zonlardaki sfalerit gibi oldukça yoğun olarak pirit kapanımları içermektedir.

Pirit genellikle öz şekilli taneler halinde veya sfalerit içinde küçük kapanımlar halinde bulunur. Öz şekilli olanlar kısmen veya tamamen limonite dönüşmüştür.

Masif Sülfid Cevher

Masif sülfid cevher yüzeyden itibaren 30-40 m. derinlikte başlayarak derinlere doğru devam eder. Ayrıca karbonatlı cevher içinde masif galen damarları veya fay zonu çevresindeki kayaların boşluklarında 3-5 cm. çaplı cepler veya damarlar şeklinde masif sülfid oluşukları bulunmaktadır. Masif sülfid

cevherde mineral topluluğu sfalerit, galen, pirit ve markazit şeklindedir. Bu bileşenlerden biri veya birkaçı yerel olarak baskın durumda olabilmektedir.

Sfalerit genel olarak masif sülfid cevherinde en baskın mineraldir. Mavimsi koyu gri renkte sub-hedral taneler halinde bulunur. Galen tarafından ornatıldığından galenden daha yaşlıdır. Galen tarafından ornatıldığı yerlerde 50-100 m μ boyutunda taneler şeklinde galen içinde kapanım halinde bulunur (Levha I, Şekil 3). Sfalerit yaygın olarak pirit kapanımları içerir. Bu pirit kapanımları bazı yerlerde sfalerit içinde öbekler halinde bulunmaktadır (Levha I, Şekil 4).

Galen yer yer baskın mineral olabilmektedir. Galen sfaleritten daha genç olup sfaleriti ornatıyor ve kesiyor şekillerde bulunur. Ornatmanın yaygın olduğu kısımlarda sfalerit galen içinde küçük taneli kapanımlar halinde gözlenir. Galen içinde ayrıca genellikle küçük taneli (50-60 m μ) pirit ayrılımları bulunmaktadır (Levha I, Şekil 5).

Sfalerit içindeki piritler büyük bir olasılıkla ayrılımlardır. Şöyleki genellikle, yarı öz şekillidirler ve belli doğrultular boyunca dizilmişlerdir. Bu pirit taneleri, ornatım arttığı taneler olsalardı sfalerit içinde düzensiz halde dağılmış olmaları; genellikle ovalımsı ve iskeletimsi yapılar göstermeleri gerekirdi. Galen içinde pirit taneciklerinin öbekler halinde bulunması da bunların ayrılım olduğu şeklinde yorumlanabilir. Bu durumda hidrotermal çözeltilerin gerek sfaleritin gerekse galenin oluşumu sırasında demirce zengin olduğu ortaya çıkar.

Pirit galen içinde yukarıda anlatılan şekilde veya bağımsız taneler halinde bulunur. Galenden daha genç pirit oluşukları da vardır ve bunlar kuvarsla birlikte küçük damarcıklar halinde sfalerit ve galeni kesmektedirler. Böyle damarcıklarda galen-ince taneli markazit-çubuksal markazit-pirit şeklinde bir dizilim gözlenmektedir (Levha I, Şekil 6).

Markazit genç pirit damarcıkları ile birlikte yukarıda anlatıldığı şekilde bulunur.

Limonit, smithsonit ve seruzit ikincil olarak sırasıyla pirit, sfalerit ve galen tanelerinin kenarları veya çatlakları boyunca gelişmişlerdir.

Saçınımlı Cevher

Cevherli ana fay zonları çevresindeki kayalar içerisinde görülür. Bu zonlardaki cevher mineralleri masif sülfid cevherinde olduğu gibi sfalerit, galen ve pirit şeklindedir ve bu mineraller masif sülfid cevher mineralleri ile hemen hemen aynı özelliklere sahiptir. Sadece sfaleritin galen ve genç pirit tarafından ornatılması olayı burda gelişmemiştir. Ayrıca karbonatlaşma ancak yüzeyden itibaren 1-2 m. derinliğe kadar gözlenmektedir. Bu, serbest su dolaşımının karbonat ve silikat mineralleri tarafından engellenmesi sonucudur.

LEVHA I
PLATE I

Şekil 1 : Karbonatlı cevherin mikroskopik görünümü, büyütme 15x20.

Figure 1 : Microscopic view of the carbonate ore, magnification 15x20.

Şekil 2 : Karbonatlı cevherde limonit (açık gri) oluşumları, büyütme 15x50.

Figure 2 : Limonite (light grey) formations in carbonate Ore, magn, 15x50.

Şekil 3 : Galen(gal) içinde sfalerit(sph) kalıntıları, büyütme 15x10.

Figure 3 : The Sphalerite(sph) remnants in galena(gal) magn, 15x10.

Şekil 4 : Sfalerit (sph) içinde pirit (py) kapamaları, büyütme 15x20.

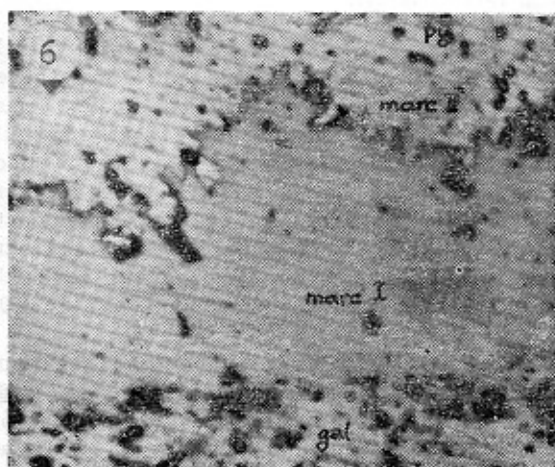
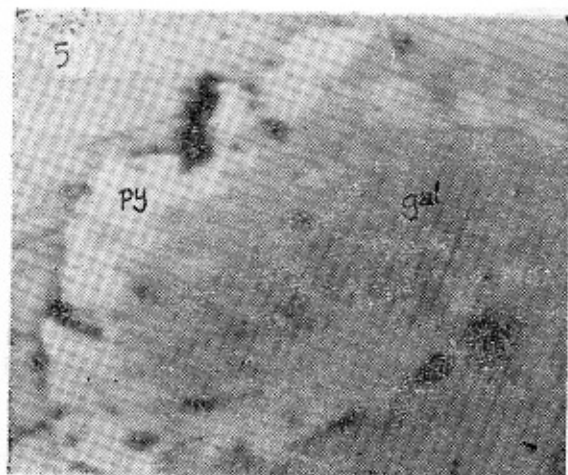
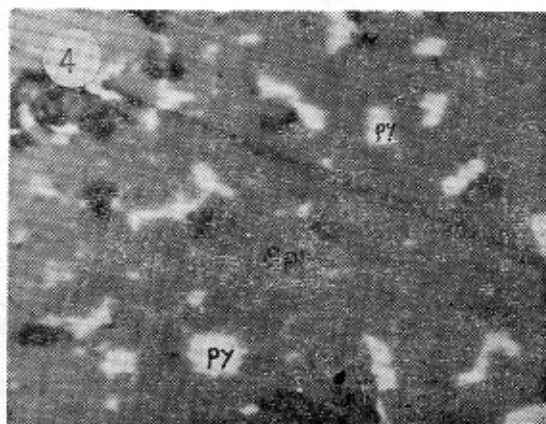
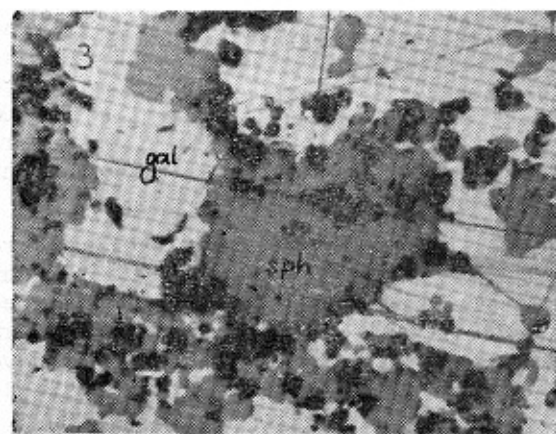
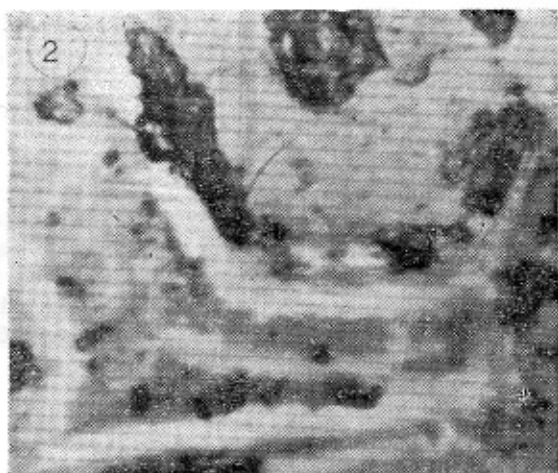
Figure 4 : Pyrite (py) inclusions in sphalerite (sph), magn. 15x20.

Şekil 5 : Galen (gal) içinde bulunan pirit (py) ? ayrılımları, büyütme 15x50.

Figure 5 : Pyrite (py) ? exsolutions in galena (gal) magn. 15x50.

Şekil 6 : Genç pirit (py) damarcıkları çevresinde görülen ince taneli markazit (marc I), çubuksu markazit (marc II) ve pirit (py) zonlanması, büyütme 15x10.

Figure 6 : Fine grained marcasite (marc I), rod-like marcasite (marc II) and pyrite (py) zonation around late pyrite veinlets, magn. 15x10.



Barit Zonu

Çalışılan sahada barit çamurtaşı ve ona komşu kireçtaşını ramplese ederek gelişmiştir. Çamurtaşının yapraklanma düzlemlerine yerleşen barit şisti dokuda, kireçtaşını ramplese eden barit masif görünümündedir.

Barit zonunda ana bileşen barit olup bu zonda alınan örnekler üzerinde yapılan XRD çalışmaları sölestinin olmadığını göstermiştir. Şisti baritin bazı yapraklanma düzlemlerinde yoğun olarak sfalerit ve galen az olarak pirit oluşmalarına rastlanmaktadır. Bu mineraller masif cevherindeki özellikleri gösterirler.

CEVHERLERİN KİMYASAL BİLEŞİMİ

Cevherleşme alanında yapılan sondajlarda örnekler alınarak XRF yöntemiyle Zn, Pb, Ag, Cd, Mn ve Au için analizler yapılmaktadır. Bu makalenin yayına hazırlandığı zamana kadar sadece dört sondaj için bu analizler yapılmış bulunmaktaydı. Bu nedenle tüm cevherleşme sahası için bu analizlerden genel sonuçlar çıkarmak olanaksızdır. Bununla birlikte analizlerden çıkararak kesin olmayan bazı genellemeler yapılabilir; (Bkz. Şekil 4).

1 — Zn; karbonatlı ve sülfürlü cevherde ağırlıkça % 45 oranına kadar çıkabilmektedir.

2 — Pb; genellikle sülfürlü zonlarda önemli bir tenöre ulaşmakta (ağırlıkça % 24'e kadar) karbonatlı zonlarda ağırlıkça % 1 dolaylarında kalmaktadır. Pb nin oksidasyon ortamındaki hareketliliği (mobility) Zn den daha düşüktür. Bu nedenle Pb nin dağılımını karbonatlaşmanın değil de orjinal cevherleşmenin belirlediği düşünülebilir.

3 — Cd; karbonatlı cevherde en fazla 500 ppm civarında olan kadmiyum değerleri sülfürlü cevherde 2000 ppm'e kadar çıkabilmektedir. Bu, Cd'nin hareketliliğinin çok yüksek olması nedeniyle oksitli zonlardan yıkanıp taşınması nedeniyledir (Bkz. Rose ve diğ. 1979 s. 18-28).

4 — Ag; Pb nin fazla olarak bulunduğu sülfürlü zonlarda 280 ppm'e kadar çıkmaktadır ki bu yüksek değer bu yatakların kökeninin hidrotermal - damar tipi olduğunun bir kamtıdır. Şöyle ki bilindiği gibi tabakalı (stratiform) ve tabakaya bağlı (stratabound) Pb-Zn yataklarında Ag bu kadar yüksek değerlere ulaşmamaktadır. (Bkz. Evans 1980). Karbonatlı zonlarda Ag değerleri 25-30 ppm de kalmaktadır. Bunun nedeni yüzeysel koşullarda Ag'nin hareketliliğinin çok yüksek olmasıdır (Bkz. Rose ve diğ. 1979).

Bu bulgulardan çıkarak elementlerin dağılımında karbonatlaşmanın etkisinin önemli ölçüde olduğu söylenebilirdi bu konunun sondajlardan alınan örneklerin analizlerini tamamlanmasından sonra ayrıca incelenmesi gerekir.

SONUÇ VE TARTIŞMALAR :

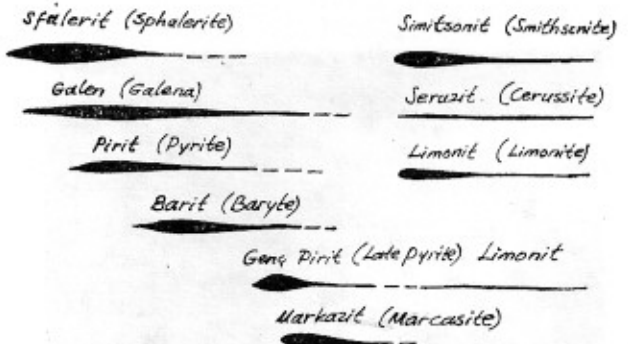
1 — Cafana, Malatya karbonatlı çinko-kurşun yatakları Malatya Metamorfiklerini kesen fay zonlarında bulunmaktadır. Bölgede çalışan araştırmacılar Malatya Metamorfiklerinin Permiyen yaşlı olduğunu ve yeşilist fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını belirtmektedirler. Fakat çalışma alanında bulunan ve Malatya Metamorfiklerine ait kayaçlar herhangi bir metamorfizma izi taşımamaktadırlar.

2 — Cevherleşmeler genel olarak Malatya Metamorfiklerinin detritikleri içindeki fay zonlarında ve yakın çevrelerinde gelişmiştir. Detritiklerin böyle yoğun olarak faylanmasının nedeni plastititesi çok farklı arakatlı birimlerden oluşmuş olmalarından (kumtaşı, çamurtaşı, kireçtaşı) olabilir; Sahayı etkileyen kuvvetler sonucunda rijid birimler plastititesi yüksek birimler üzerinde kayarak bu fay zonları gelişmiş olabilir. Bir diğer açıklama şeklinde detritik birimlerin metamorfiklerin tabanında olması dolayısıyla derinde gelişen fayların üstteki kireçtaşlarına ulaşamamış veya çok az ulaşmış olması olabilir.

3 — Fay zonlarının gelişmesinden sonra fay zonlarına volkanik kayaçların sokulması bu fay zonlarının oldukça derinlere kadar devam ettiğini göstermektedir. Büyük bir olasılıkla kaynağı mağmatik faaliyet olan hidrotermel çözeltiler bu fay zonları boyunca yükselerek fay zonlarını ve yakın çevresini cevherleştirmişlerdir.

4 — Cevherleşmenin başlangıçta sülfürlü cevherleşme şeklinde geliştiği daha sonra meteorik suların işlevi sonucu karbonatlaştığı gerek saha verileri, gerek sondaj ve gerekse mineralojik çalışma verileri ile hemen hemen kesindir. Karbonatlaşma masif cevherde daha yaygın ve saçınımlı cevherde daha az etkindir.

5 — Cevher minerallerinin oluşum sırası mineralojik çalışmalar sonucu Şekil 5 de görüldüğü şekilde saptanmıştır.



Şekil 5 : Cafana yataklarının cevher minerallerinin oluşum sırası.

Figure 5 : Paragenesis of the ore minerals of Cafana deposits.

6 — Bölgede incelenen cevherleşmelere benzer cevherleşmelerin bulunma olasılığı vardır. Bu amaçla yapılacak çalışmalarda Malatya Metamorfiklerinin detritiklerinin bu cevherleşmeleri içermeye olası olduklarının yüksek olduğu noktası göz önünde bulundurulmalıdır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın gerçekleşmesinde önemli yardım ve katkıları olan Jeo. Yük. Müh. Hüsnü Akyol'a XRD çalışmalarındaki yardımları nedeniyle Prof. Dr. Mümin Köksoy ve Doç. Dr. Niyazi Gündoğdu'ya teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Evans, M.A., 1980, An Introduction to Ore Geology, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 231.*
- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1984, Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus)*
- «Geology of Taurus Belt» de Ed. Tekeli O. ve Göncüoğlu, M.C., 181-199, 355 s., MTA, Ankara.*
- Ramdohr, P., 1980, The Ore minerals and their intergrowths, Pergamon Press, Oxford, 2 V, 1208 s.*
- Rose, W.A., Hawkes, E.H. and Webb, S.J., 1979, Geochemistry in Mineral Exploration, Academic Press, London, 657 s.*
- Yazgan, E., 1983; A Geotraverse between the Arabian platform and Munzur nappes. Int. Symp. Geol. Taurus Belt, 26-29 Eylül, Ankara, Guide book for Excursion V.*
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region, «Geology of Taurus Belt» de Ed. Tekeli O. and Göncüoğlu, M.C., 199-208, 355 s., MTA, Ankara.*
- Yazgan, E. ve Asutay, J., 1981, Arap platformu ve Munzur dağları arasındaki yapısal birimlerin tanımı ve bunların bölgenin jeodinamik evrimindeki yeri, 35. TJK Kongresi, özetler 44-45.*

6 — Bölgede incelenen cevherleşmelere benzer cevherleşmelerin bulunma olasılığı vardır. Bu amaçla yapılacak çalışmalarda Malatya Metamorfiklerinin detritiklerinin bu cevherleşmeleri içermeye olası olduklarının yüksek olduğu noktası göz önünde bulundurulmalıdır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın gerçekleşmesinde önemli yardım ve katkıları olan Jeo. Yük. Müh. Hüsnü Akyol'a XRD çalışmalarındaki yardımları nedeniyle Prof. Dr. Mümin Köksoy ve Doç. Dr. Niyazi Gündoğdu'ya teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Evans, M.A., 1980, An Introduction to Ore Geology, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 231.*
- Perinçek, D. ve Kozlu, H., 1984, Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin-Elbistan-Doğanşehir region (Eastern Taurus)*
- «Geology of Taurus Belt» de Ed. Tekeli O. ve Göncüoğlu, M.C., 181-199, 355 s., MTA, Ankara.*
- Ramdohr, P., 1980, The Ore minerals and their intergrowths, Pergamon Press, Oxford, 2 V, 1208 s.*
- Rose, W.A., Hawkes, E.H. and Webb, S.J., 1979, Geochemistry in Mineral Exploration, Academic Press, London, 657 s.*
- Yazgan, E., 1983; A Geotraverse between the Arabian platform and Munzur nappes. Int. Symp. Geol. Taurus Belt, 26-29 Eylül, Ankara, Guide book for Excursion V.*
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region, «Geology of Taurus Belt» de Ed. Tekeli O. and Göncüoğlu, M.C., 199-208, 355 s., MTA, Ankara.*
- Yazgan, E. ve Asutay, J., 1981, Arap platformu ve Munzur dağları arasındaki yapısal birimlerin tanımı ve bunların bölgenin jeodinamik evrimindeki yeri, 35. TJK Kongresi, özetler 44-45.*

Yaylagöze (Yıldızeli - Sivas) Fluorit Cevherleşmesi

FLUORITE MINERALIZATION OF YAYLAGÖZE (YILDIZELİ - SİVAS)

Servet YAMAN, Çukurova Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, ADANA.

ÖZ : Yaylagöze (Kavik) yöresinde görülen fluorit cevherleşmesi metamorfik temeli kesen «Kavik sokulumu» ve dokanağında oluşan skarnlar içerisinde yer alır. Yörede kalkışist, amfibolit ve mermer ardışıklı bir metamorfik temel, bunları açısız uyumsuzlukla örten kırmızı rekrystalize kireçtaşları bulunmakta ve bunları sıcak dokanaklarla küçük çaplı monzonitik «Kavik» intrüzyonu kesmektedir. Fluorit cevherleşmesi intrüsit içinde damar ağcıkları, skarnlar içerisinde skarnlaşmalar şeklindedir. Skarn zonları granat piroksen ve manyetit içeren silisleşmiş breşler halindedir. Bu zonda ayrıca az miktarlarda fluorit, pirit, kalkopirit, kuvars, kalsit ve barit görülmektedir. Koyu menekşe siyah renkli skarn fluoritleri genelde oktaedrik şekilleriyle dikkati çekerler. Damar tipteki fluorit benzer iki fazlı homojen dağılımlı sıvı kapanımlar ve 150°C civarında dekrepitometrik değerler gösterirler. Skarn fluoritleri ise koyu renkleri ve sülfürlü katı kapanımlar ile belirlenirler. Her iki fluoritlerin N.T.E içerikleri ve kondritlere göre normalleştirilmiş dağılımları fluoritin feldispatlı bir kayaçtan kuvars monzonit intrüzyonundan kaynaklandığını göstermektedir.

Fluoritler pirometasomatik hidrotermal kökenlidir. Derindere hidrotermal damarları ekonomik önem gösterirken skarn fluoritleri ekonomik bakımdan önemsizdir.

Bu çalışmada incelenen fluorit filonları mineraloji ve jeolojik konumlarıyla Orta Anadolu masiflerinde görülen diğer fluorit filonları ile benzer özellik gösterirler.

ABSTRACT : Fluorite veins seen at the Yaylagöze (Kavik) environments SW of Yıldızeli, occur probably in the Paleocene aged «Kavik Pluton» which intersects a metamorphic basement. The basement is made of amphibolite, marble and calc schist beds on which the red colored recrystallised limestones lies with angular disconformity. All these older rocks are intersected with the monzonitic Kavik intrusion. Fluorites are seen in two forms; as the veins in the monzonitic rocks, and as the breccia elements in the skarn formations. The veins are 5-15 cm thickness and green, violet, colored. They are mostly seen in Derindere locality at N 30 E direction. Skarn zones are made of silicified breccia which contains primarily garnet, pyroxenes and magnetite together with later formed minerals such as fluorite, pyrite, chalcoppyrite, quartz, calcite and barite. Dark colored skarnfluorites are distinguished by their octahedric features. Vein type fluorites show similar two phased primary inclusions and decrepitation temperatures (150°). Skarn fluorites are also characterised by their dark colored and solid formed sulfide minerals.

Chandrite normalized R.E.E patterns of both of these fluorites show feldispatic origin due to, probably quartz monzonite intruzion. Fluorites are of hydrothermal and pyrometasomatic origin. Hydrothermal veins of Derindere show an economic importance but those of skarn are considered as gang minerals.

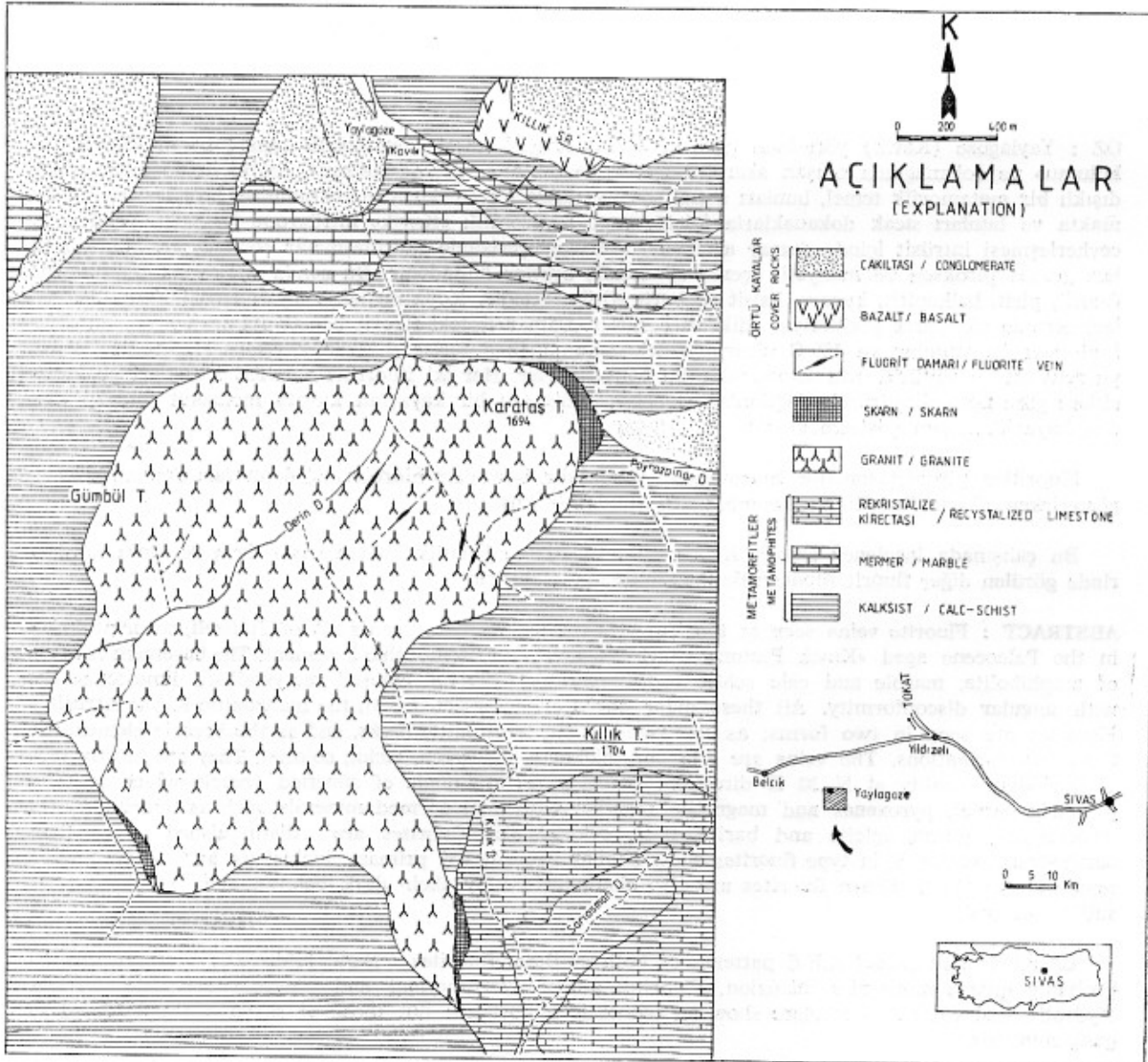
Fluorite veins investigated with this study show similar features with their mineralogy and geological setting, to those of the other fluorite veins occurring in the Central Anatolian Massifs.

GİRİŞ

Çalışma alanı (Şekil 1), Akdağmadeni metamorfizmasının kuzeydoğu ucunda yer alır. Zuhurlar Yıldızeli ilçesinin 25 km GB'da eski adı Kavak olan Yaylagöze köye civarında bulunurlar. Yozgat, Yıldızeli arasında yer alan tüm magmatik ve metamorfik birimler Kırşehir veya Orta Anadolu masifi olarak adlandırılmaktadır (Erkan, 1981) Yöreyi kapsayan ilk bölgesel jeoloji çalışmaları Ketin (1955) tarafından 1/500.000 ölçekli jeoloji harita üzerinde derlenmiştir. Araştırmacı bölgeyi Paleozoyik, Mesozoyik ve Tersiyer birimlerine ayırmış ve metamorfik temeli Paleozoyik olarak belirtmiştir. Aynı araştırmacının (Ketin, 1966) Orta Anadolu bölgesini kapsayan ge-

nel jeoloji amaçlı çalışmaları bölgenin stratigrafisi ve tektoniğine açıklık getirmiş, özellikle post-tektonik plutonları Alpin intrüzyonları olarak belirtmiştir. Metamorfik temelin metamorfizma koşulları Tülümen (1980) ve Erkan (1981) tarafından incelenmiştir. Bölge jeolojisine son katkılar Yılmaz (1981) ve Tatar (1981)'da görülür. Bölge ofiyolitlerindeki ayrıntılı inceleyen bu çalışmalar bölgesel metamorfizmanın Üst Kretase öncesinde son bulunduğunu vurgular.

Akdağmadeni skarn formasyonlarına bağlı olarak gelişmiş Pb-Zn cevherleşmeleri bölgenin en çok araştırma konusu olarak dikkati çeker. Yatakların pirometasomatik kökenli olduğu Pollak (1958) ve Vacher (1964) tarafından belirtilmiştir. Araştırmacılar



Şekil 1 : Yaylagöze fluorit sahası jeolojik haritası.

Figure 1 : Geological map of the Yaylagöze area.

Pb-Zn cevherleşmelerinin ve yan kayaçların jeolojisini inceleyerek bu yatakların önemini ve bölgesel potansiyelini vurgulamışlardır. Akdağmadeni cevherleşmeleri Tülümen (1980) ve Sağıroğlu (1984) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bölgede Adamellit intrüzyonları ile oluşan skarn kuşaklarının birçok evrede, özellikle plutonun yerleşmesinden sonrada devam ettiği Sağıroğlu (1984) tarafından belirtilmiştir.

Yaylagöze fluorit damarları, hakkında Zescke (1953) ve Aytuğ (1964) tarafından hazırlanan yayınlanmamış M.T.A. arşiv raporları dışında cevherleşme ilk defa inceleme konusu olmaktadır. İnceleme alanı, Kaman, Akçakent (Kırşehir) yörelerinde gözlenen ve hepside siyenit bir temel içerisinde yer alan (Yaman, 1984) fluorit cevherleşmeleri ile benzer özellikler taşımaktadır. Yaylagöze yöresinde fluoritler damar şeklinde veya skarnlar içerisinde bulunurlar. Bu nedenle bölge Paleosen sonrası Orta Anadolu intrüzyonlarının fluorlu aktivitelerini açıklamada iyi bir veri niteliğindedir. Fluoritlerin jeolojik köken, köken ve oluşum koşullarının açıklığa kavuşturulması bu çalışmanın amacını oluşturur. Bu amaçla fluoritlerin bulunduğu yörenin 1/10.000 ölçekli jeoloji harita alımı ile çevre kayaçların petrografik tanımları yapılmıştır. Cevherleşmenin mineral parajenezi mikroskop ve X-ışınları kırınım çalışmaları ile saptanmıştır. Fluoritlerin oluşum koşulları ise sıvı kapanım verileri ve Nadir Toprak elementleri spektrumları ile açıklanmaya çalışılmıştır. N.T.E analizleri Treuil ve diğ., (1973)'nin önerdiği protokole göre nötron aktivasyon yöntemi ile yapılmıştır.

JEOLOJİ

İnceleme alanını kapsayan bölgesel jeoloji çalışmaları Ketin (1963) ve Baykal (1963) tarafından yapılmıştır. Araştırmacılar metamorfik ve kristalin temelin yer yer taban konglomeralarıyla başlayan transgresif Eosen formasyonları ile örtüldüklerini belirtirler. Neojen ise genelde çakıllı, kumlu, killi formasyonlar ve alüvyonlar ile temsil edilirler. İnceleme alanında tabanda kalkışit, amfibol ve mermerden oluşmuş metamorfitleler vardır (Şekil 1). Metamorfik seri üzerine Killiktepe civarında belirginleşen bir açısız uyumsuzlukla kırmızı renkli rekristalize kireçtaşları gelmektedir. Heriki metamorfik seride «Kavik Plutonu» tarafından kesilmişlerdir. Mermer ve sist elemanları içeren bir taban konglomerası ve bunun üzerine gelen bazalt seviyeleri Yaylagöze'nin kuzeyinde Neojen serilerinin başlangıcını oluştururlar.

Metamorfitleler

Çalışma alanı bölgesel metamorfik kayaçları 0,5-10 m arasında değişen kalınlıklarda değişik litolojilerde ardalı olarak görülür ve K80'D doğrultulu ve kuzeye 30° eğimlidirler. Kalkışit, amfibolit, mermer ardalı serisi yer yer oblik atımlı küçük faylarla kesilmişlerdir.

Kalkışit : Yaylagöze'den Katıralan köyüne doğru uzanan Derindere yatağı boyunca yüzeylenirler. Beyaz gri renkli düzgün bantlaşma ve sistozite gösterirler. Mikroskopta granoblastik bir doku içerisinde esas mineral olarak kalsit, dağınık veya belirli bantlaşma boyunca yarı özşekilli albit ve kuvarstan oluşan homojen bir bileşim gözlenir.

Amfibolit : Çalışma alanında Gümbültepe batısında en geniş yüzlekleriyle görülür. İyi sistozite gösteren kayaç koyu yeşil renklidir. Yer yer ince kalsit damarları ile kesilmişlerdir. Kalkışitler içerisinde kalınlıkları 2-4 m yi bulan tabakalar oluştururlar. Kayaç hornblend, sfen, epidot, albit, kalsit nadiren biotit ve diopsit içerir. Hornblend esas mineral olup özşekilli kristaller halinde, bazen de iğnemsî taneler şeklinde mükemmel dilinim gösterirler.

Mermer : Mermerler şistler içerisinde kalınlıkları 10 m'yi bulan iki tabaka halinde gözlenir. Beyaz, bol çatlaklı iyi kristalleşmiş bir yapıya sahiptir. Kayaçta ana mineral kalsit, tali mineraller kuvars ve muskovittir. Polisentetik ikizlenme gösteren kalsit kristalleri birbiri ile kenetlenmiş, yer yer bir yönde uzanmışlardır.

Rekristalize Kireçtaşı : Killiktepe mevkiinde kırmızı-pembe renkleri ile dikkati çekerler. K 20 B doğrultulu ve 15' KD eğimli genelde masif görünümlü ve bol çatlaklıdır. Kayaçta ana mineral kalkışittir. Polisentetik ikizler gösteren iri kalsit kristalleri daha küçük boyuttaki kalsit kristalleri ile çimentolanmıştır. Çimentolayan kalsit kristalleri limonit içeriklerinden kaynaklanan kırmızı renge sahiptir. Birim Killikdere civarında granit intrüzyonu ile kesilmiştir. Sarıosmandere yatağı içerisinde kalkışitler üzerine açısız bir uyumsuzlukla geldikleri görülür.

Kireçtaşlarında fosil bulunamamıştır. Metamorfik temel üzerinde uyumsuzlukla bulunması ve hafif metamorfizma izleri taşınması birimin metamorfik temelden daha genç olduğunu göstermektedir. Bu da Tülümen (1980) nin mermer olarak nitelendirdiği birimlere uyumludur.

Metamorfik kayaçların orta basınç ve yüksek sıcaklık metamorfizması ürünleri oldukları Erkan (1981) tarafından vurgulanmıştır. Bölgesel metamorfik kayaçlar daha genç granitik intrüzyonlar ile kesilmişlerdir. Çalışma alanında görülen «Kavik Plutonu» da bu intrüzyonlar arasında yer alır.

«Kavik» Plutonu

Pluton, Yaylagöze-Katıralan-Davualan köyleri arasında yüzeylenir. «Kavik» adını yörenin eski adından almıştır. Rengi Pembemsi, gri, açık kahverengi olan kayaç orta taneli holokristalen ve faneritik dokuludur. Tane boyutları homojen bir dağılım gösterir. Pertitik ortoz, plajioloklas (An, % 26) ve az miktarda kuvars içerir. Kuvars öz şekilsiz taneler halindedir. Ayrıca çok az miktarda kloritleşme gösteren biotit, sfen, kalsit ve amfibol saptanmıştır. Plajiolok-

laslar yer yer bazen ileri derecede kaolenleşme ve serisitleşme gösteren pertitik ortoz ile çevrilmiştir.

Yapılan modal analiz sonucunda incelenen derinlik kayalarının Streckiesen (1976)'e göre düzenlenmiş Q A P diyagramında kuvars monzonit bölgesinde yer aldığı görülmüştür.

«Kavik Plutonu» Kırşehir ve Akdağ masiflerindeki diğer intrüzyonların dağılımı içerisinde mütealâ edilebilir. Nitekim bu küçük masif Kaman yöresinde metamorfik temeli kesen Baranedağ-granadioriti ve Buzlukdağ-siyenitik plutonu (Seymen, 1981), Çiçekdağı masifi siyenitleri (Ketin, 1963).

Akdağ masifi monzogranit ve Adamellit'leri (Tülümen, 1980 ve Sağıroğlu, 1984 a) ile iyi bir uyum gösterir.

Örtü Kayalar

Yaylagöze'nin kuzey doğusunda Killik sırtında gevşek yapılı konglomera ve bazalt birimleri ile temsil edilirler. Konglomeralar 15-20 cm boyutunda az yuvarlanmış metamorfik kayaç parçaları içerir. Elemanları gevşek ince kumlu ve Fe_2O_3 'lu çimento ile pekişmiştir. Bunlar 0,5-3 m kalınlıkta tabakalar halinde açışal uyumsuzlukla metamorfik temel üzerine gelirler ve fosil içermezler. Bazalt konglomera tabakaları arasında küçük bir mostra ile belirgindir. Bazaltlar mor-kırmızı renklidir. Plajioklas feno-kristalleri gözle görülebilir büyüklüktedir. Afanitik bir doku içerisinde mikrolit ve fenokristaller halinde plajioklas (An % 60) öz şekilsiz ojit klorit, yeşil hornblend, olivin ve kalsit gözlenir. Konglomera ve Bazalt birimleri derecelenme ve istiflenme göstermeyen alüvyal dolgularla yer yer örtülmüşlerdir.

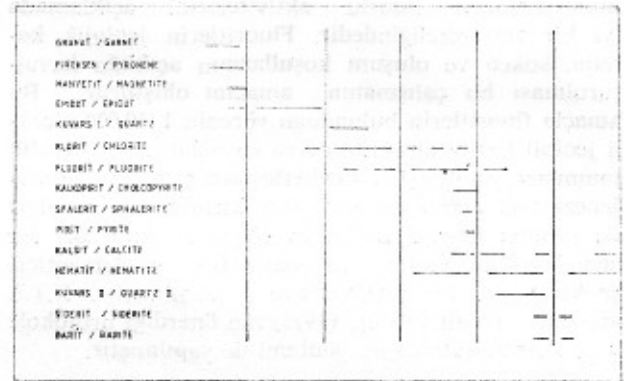
Çalışma alanı ve yakın civarında bariz tektonizma izleri görülmez. Plutonik masif içerisinden geçen derelerin düşey atımlı faylara tekabül ettiği düşünülebilir. «Kavik Plutonu»nun kenar kayaçlarıyla olan dokanakları genelde breş yapısındadır. Bu da sokulmanın termik temastan sonra da devam ettiğine kanıt sayılabilir.

Skarnlar

Skarn oluşukları plutonu çevreleyen metamorfik temel ve rekrystalize kireçtaşları içerisinde yer yer izlenmektedir. Karataştepe üzerinde 10 m'ye varan siyah, kahverengi kuşaklar halinde belirgin topografya oluşurlar. Skarn oluşukları sert breş yapısında olup bol hematit içeren ince kuvars ile çimentolanmıştır. Skarn zonları yakınında kuvars monzonitler içerisinde mineralojik veya dokusal değişiklik gözlenmez. Kalksist-kuvars monzonit daha bariz olarak da mermer-kuvars monzonit dokanaklarında skarn oluşukları daha iyi gelişmiştir.

Mikrogözlemlerde, «Kavik» intrüzyonu içerisinde dokanağa doğru bariz bir alterasyon izlenir. Değişim özellikle feldispatlarda izlenir. Gelişen kataklastik dokunun yanısıra pertitleşme lekeler halinde daha

belirgin olarak ortaya çıkar ve tüm feldispatlarda etkin bir serisitleşme görülür. Yer yer oldukça ileri düzeyde ayrılmış piroksen ve granat'ın varlığı intrüzyonun bir Ca metasomatizandan etkilendiğini göstermektedir. Mermer içerisinde gelişen ve eksoskarn olarak tanımlanan kayaçlar ise manyetit, granat, piroksen, kuvars ve epidot içerir. Kalsit kısmen ayrışma ürünü kısmende dolgu minerali şeklinde görülür. Sfalorit, kalkopirit, pirit, hematit, siderit, barit ve koyu menekşe-siyah renkli fluorit izlenen başlıca tali minerallerdir (Şekil 2). Tüm skarn kayaları kırmızı mikrokristalin bir kuvars hamuru içerisinde köşeli veya ayrılmış ezik elemanlar halinde ve breş yapısında izlenirler (Şekil 3). Skarn zonlarının düzensiz ve breşik yapısı muhtemelen şimdiki mineral zonlanmasını da etkilemiştir.



Şekil 2 : Skarn cevherlerinde parajenez.

Figure 2 : Paragenesis is skarn mineralization.



Şekil 3 : Skarn breşi.

Figure 3 : Skarn breccia.

Çalışma alanının temelini oluşturan metamorfik kayalar oluşumları: Alpin döneminde tamamlanmıştır. (Ketin, 1966) Bölgesel çalışmalarda (Tülümen, 1980) Eosen taban konglomeralarının metamorfitle-re ait çakıl içermesi nedeniyle metamorfik temel in Eosen'den önce oluşumunu tamamladığını belirtir. Bu bulgular Kavak intrüzyonunun Paleosen yaşlı olabileceğini belirtmektedir. Nitekim benzeri masiflerde yapılan çalışmalarda Çiçekdağı masifi (Ketin, 1955), Kaman yöresi plutonik kayaları (Ayan, 1963), Buzlukdağı plutonu (Seymen, 1981) Akdağmadeni granitleri (Tülümen, 1980), Yıldızeli asit plutonları (Tatar, 1977), Üst Keratase-Lütesiyen arasında yerleşmiş sokulumlar olarak belirtilmiştir.

CEVHERLEŞME

Yaylagöze fluorit zuhurları ilk defa Zeschke (1953) tarafından kısa bir inceleme ile duyurulmuştur. 1/25.000 lik harita üzerinde Aytağ (1964) tarafından derlenen bölge fluoritleri ilk defa cevherleşme açısından ele alınmış ve çeşitli sondaj araştırmaları önerilmiştir. Fluorit damarlarında şu ana kadar bir işletme yapılmamıştır. Çalışma alanı dışında Katıralan köyü Erikli dere içerisinde damarlardan ilk ve son defa 1970 yılında bir miktar üretim yapılmıştır. Ancak bu üretim çeşitli yarma ve arama çalışmaları sonunda çıkarılmış tuvenan cevher niteliğindedir.

Bölgede fluorit mineralleşmes iskan oluşukları ve granitoid içerisinde görülür. Skarn fluoritleri koyu menekşe - siyah renkleri ve oktaedrik şekilleri ile belirgindirler. Ekonomik olmayan bu mineralleşme bölgede görülen florlu aktivitenin kökeni açısından önemlidir. Damarların çoğu Derindere içerisinde görülür. Burada ve iki dere kolunun kesiştiği yerden menbaya doğru 1'den 9'a kadar numaralanan 3-12 cm kalınlığındaki fluoritler N40E ile N10E doğrultuları arasında ve başlıca dört grup halinde damar ağları oluştururlar (Şekil 4). Damar kalınlıkları, içerikleri ve

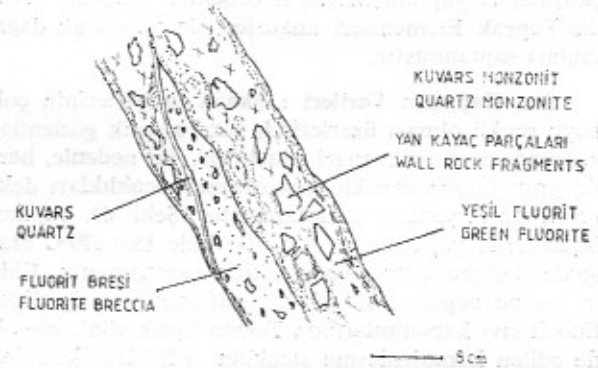
DAMAR NO Vein No	KALINLIK Thickness cm	DÖNÜLTÜ Direction	ERİM Dip	UZUNLUK Length m	CEVHER YAPISI Ore structure
1	4-5	N 41 E	65 E	3	Bantlı-breşik Banded-breccia
2	3-5	N 30 E	62 W	2	Breşik-kokard Breccia-cocardelike
3	2-4	N 25 E	88 E	0,5	Breşik Breccia
4	2-3	N 30	25 W	4	Breşik Breccia
5	5-10	N 35 E	48 E	30	Breşik Breccia
6	8-10	N 35 E	55 E	10	Bantlı-breşik Banded-breccia
7	8-10	N 30 E	60 E	25	Kokard-breşik Cocardelike-breccia
8	10-12	N 35 E	22 E	8	Kokard-breşik Cocardelike-breccia
9	3-16	N 10 E	34 E	14	Breşik Breccia

Şekil 4 : Derindere damarları ve geometrik özellikleri.

Figure 4 : Derindere veins and their geometrical properties.

doğrultuları arasında belirgin bir ilişki görülmez. Tüm damar dolguları fluorit ve kuvarstan oluşmuş sade bir parajenez içerir.

Bunlar arasında ince ve tali nitelikte görülen damarlar daha kalın damarların «uydu damarları» şeklinde yüzeylenmiş kollarıdır. Damar dolguları yeşil-mor-beyaz fluorit bantlarından oluşan bantlı yapı veya yer yer kokard yapı gösterirler. Fluorit aynı zamanda altere kuvarşlı monzonit parçalarının da çimentolamış breşik dolgular şeklinde görülür. Kalınca damarlar içerisinde her üç yapıyı da bir arada görmek mümkündür (Şekil 5).



Şekil 5 : Derindere damar dolgusu.

Figure 5 : Derindere vein fill.

Bantlı fluorit yeşil, mor, beyaz fluorit ve kuvarş bantlarının ard arda filon duvarları boyunca dizilimi ile oluşmuştur. Bu bantlaşma her zaman düzenli görünmez. İnce elemanlı breş veya kayaç parçaları etrafında yer yer zonlu bir görünüm alır. Düzensiz, kesikli ve breşik bantlaşma fluorit yerleşiminin filonun açılmasıyla birlikte başladığını göstermektedir. Kokard yapı kuvarş, feldispat ve kayaç parçalarını çimentolayan fluorit içerisinde görülür (Şekil 3). Bu yapı bazen bantlı fluoritten itibaren gelişmiştir. Kokard fluoritler damar boyunca kesikli ve «budding» benzeri bir dağılım gösterir. Silisleşme fluorit yerleşimine ilk ve son aşamada eşlik eder.

Damar içerikleri ile yapısal özellikler arasında belirgin bir ilişki bulunamamıştır. Ancak kokard yapılu fluoritlerin daha geniş damarlarda K 30-35 D yönünde daha çok yoğunlaştıkları söylenebilir.

Parajenezin son mineralleşmesini oluşturan barit, pirit, markasit ve sfalarit dissemine bir şekilde ve eser miktarda breşik yapılar içerisinde gözlenmemiştir. Breşik yapılar ve değişik yapılardaki fluorit dizilimi mineralleşmenin birçok safhada tektonik hareketlerin eşliğinde yerleştiklerini gösterir.

MİNERALLEŞME ORTAMI

Yaylagöze fluorit damarlarının yerleşmesi Paleosen sonrası «Kavik» intrüzyonundan hemen sonra gerçekleşmiştir. Mineralleşmenin jeolojik konumları, yani gerek skarn oluşukları içerisindeki, gerekse damar şeklindeki fluoritlerin aynı cevherleşme sonunda oluştukları kabul edilmektedir. «Kavik plutonunun» bölgesel jeolojik konumu bölgemizde fluorlu aktivitenin Paleosen sonu ile ilk Neojen sedimantasyonu aralığında yoğun bir şekilde yer aldığını gösterir. Bu nedenle heriki cevherleşme de aynı olay çerçevesinde düşünülebilir.

Skarn oluşukları içerisindeki siyah fluoritler ile yeşil damar fluoritleri arasında kökensel ilişkiyi açıklayabilmek amacıyla fluoritler üzerinde sıvı kapanım çalışmaları yapılmıştır. Aynı örnekler üzerinde Nadir Toprak Elementleri analizleri de yapılarak dağılımları saptanmıştır.

Sıvı Kapanım Verileri : Skarn fluoritlerinin çok koyu renkli olması üzerlerinde termo-optik gözlemler yapılmasına büyük engel oluşturur. Bu nedenle, heriki grup fluorit örneklerinin oluşum sıcaklıkları dekrepitografik yöntemle saptanmıştır (Şekil 6). Yapılan ölçümlerde yeşil damar fluoritlerinde 155°-170°C arasında değişen çitirdama sıcaklığı saptanmıştır. Elde edilen bu değerler Kırşehir masifinde aynı tip diğer fluorit sıvı kapanımlarında Termo-Optik yöntemle elde edilen homojenleşme sıcaklığı (Th) değerlerinden daha yüksek görülmektedir. Akçakent yeşil fluoritlerinde (Yaman, 1985 a) Th değerleri 140-160°C arasında, Kaman fluoritlerinde ise (Yaman, 1984) 110°-130°C arasında bulunmuştur. Ancak, dekrepitometri ve homojenleştirme çalışmalarının aynı mineral üzerinde uygulanması sonunda birincisinin daha yüksek değerler verdiği çeşitli araştırmacılar tarafından vurgulanmıştır. Bu değerler + 20°C ye kadar çıkabilmektedir. Bu açıdan ele alındığında Yaylagöze fluoritlerinin 135°-150°C gibi bir sıcaklık evresinde oluştukları düşünülebilir.

Yarı Tipi Wall Rock	Mineralleşme Şekli Kind of Mineralization	Decrepitasyon Analizi Decrepitacion Range	Orta Sıcaklığı Fusioning Temperature (Tm)
Skarn Skarn	Siyah Sıvı Fluorit Black Sıvı Fluorit	155°-170°	-
Siyah Metakrist Quartz Metakrist	Yeşil Tipi Sıvı Fluorit Green Type Sıvı Fluorit	160°-170°	-1 < Tm < -4

Şekil 6 : Fluoritlerin dekrepitografik değerleri.
Figure 6 : Decrepitographic data of fluorites.

Sadece yeşil damar fluoritleri üzerinde yapılabilen krioskopik tayinlerde birincil kapanımlarda da düzgün prometrik şekilleriyle ayırtlanmıştır. Bunlarda ilk buz kristali -30°C altında erimeye başlamıştır. En son buz kristalciğinin kaybolduğunu sıcaklık (Tm) -1 ile -4 arasında saptanmıştır. Na Cl-H₂O sisteminde (Roedder, 1979), Bu değerler az tuzlu bir orta-

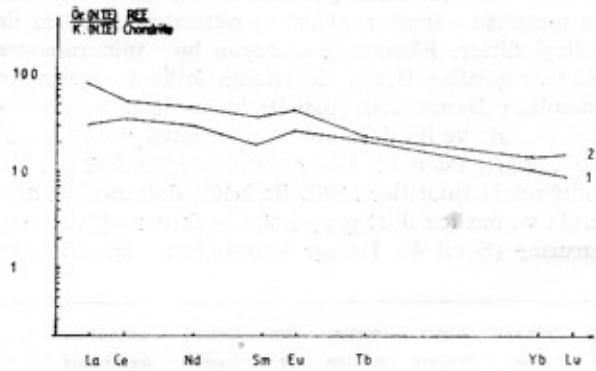
mı ifade eder. Bu da % 2-4 NaCl'e eşdeğer tuzluluk olarak ifade edilebilir.

N.T.E. Jeokimyası : Yaylagöze skarn oluşuklarından ve damarlarından oluşmuş iki adet fluorit örneği üzerinde yapılan Nadir Toprak Elementleri analizi (Şekil 7) incelenen örneklerin normal düzeyde N.T.E.

Fluorit Örneği Fluorite Sample	Lantanidler Lanthanides								ΣL
	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	
Siyah Fluoritler Skarn Fluorites (1)	8.72	26.90	15.84	3.13	1.70	1.35	2.58	0.28	57.62
Damar Fluoritleri Vein Fluorites (2)	22.96	29.90	26.04	4.13	3.17	1.75	4.50	0.82	89.25
Kondrit Chondrite (Marchand 1976'den)	0.30	0.78	0.58	0.18	0.07	0.05	0.18	0.03	2.18

Şekil 7 : Fluoritlerin N.T.E tenörleri (ppm).
Figure 7 : R.E.E content of the fluorites (ppm).

içerdiklerin gösterir. Siyah skarn fluoritlerinde toplam 57.62 ppm yeşil fluoritlerde ise 89.25 ppm toplam N.T.E saptanmıştır. Heriki fluorite ait değerlerin Coryelle (1963)'e göre kondritlere göre normalleştirerek düzenlenen spektrumlarında (Şekil 8) Eu'ca pozitif



Şekil 8 : Fluoritlerin kondritlere göre normalleştirilmiş N.T.E spektrumu.

Figure 8 : Chondrite normalised R.E.E patterns of the fluorites.

anomali verdikleri görülmektedir. Lu'a doğru gidildikçe yani ağır elementlerde bir azalma görülür. Skarn fluoritlerinde bu durum daha düz bir şekilde görülür. Diyagramlarda görülen Eu'ca pozitif anomali ancak mineralleştirici çözüldüden kaynaklanan bir anomalinin yansıması olarak kabul edilebilir (Grappin, 1979). Eu'ca negatif anomali veren biotit gibi minerallerin ortamda bulunmaması fluoritlerdeki N.T.E spektrumunun biotit içermeyen feldispatlı bir kayaktan kaynaklandığı varsayımını kuvvetlendirmektedir. Eu pozitif anomalisinin yanı sıra ağır elementlerce zayıfla-

ması bu fluoritlerdeki lantanid serisi element kayıtlarının daha başka faktörlerden etkilendiğini vurgulamaktadır. Skarn içerisinde önemli bir miktarda kalsit ve kuvars'ın devamlı mevcudiyeti böyle bir dağılımın nedeni olabilir. Zira SiO_2 'li ortamlarda CaF_2 'ün çözümlülüğü artmakta (Ellis, A., Mahon, 1964), kalsit ise N.T.E'ni fluoritlerle birlikte paylaşabilen «kompleks yapıcı» mineral olarak tanınmaktadır (Marchand, 1976). Skarn fluoritleri bu açıdan ele alındığında damar fluoritlerine göre yan kayaçlardan kaynaklanan daha kompleks bir ortamda silisleşme sırasında oluşukları kabul edilebilir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Jeolojik gözlemler ve jeokimyasal bulgular Yaylagöze fluorit cevherleşmelerinin «Kavik Plutonun» dan kaynaklandıklarını göstermektedir. Yaylagöze yöresi Kırşehir masifinde benzeri jeolojik yapı ve cevherleşmeler gösteren diğer bölgelerle karşılaştırıldığında Kaman ve Akdağmadeni yöresi ile denetirilebilir. Akdağmadeni yöresinde görülen Adamellit intrüzyonlarına bağlı olarak gelişen skarnlar oluşumlarını 300°C altında 0,2 k barlık basınçta kaolinit-muskovit evresi ile tamamlamışlardır. (Sağiroğlu, 1984 b) Tipik hidrotermal koşulları yansıtan bu değerler yoğun kuvars çıkışı ile kendilerini belli ederler. Kavik plutonunu çevreleyen breş yapısındaki skarnlar muhtemelen tektonik hareketlerin eşliğinde benzer koşullarda ortaya çıkan yoğun kuvars ile çimentolanmıştır. Bu aşamalarda ortaya çıkan fluorit, parajenez'de breş elemanları halinde veya çatlak dolguları şeklinde yoğun silisleşmeden önce yer alır. Fluorit mineralleşmesinin ortam koşulları bu çerçeve içerisinde irdelendiğinde elde edilen verilerle beraber fluoritli ortamın $135\text{-}150^\circ\text{C}$ civarında az tuzlu ve yaklaşık 0,3 k. barlık bir basınç koşullarında gerçekleşmiş olabileceği görülür. Bu durumda paleoyüzeyden itibaren fluorit yerleşiminin yerleşme derinliğini tahmin etmek olasıdır. Toplam litostatik ve hidrostatik basınç ortalama 0,2 bar/m olarak hesaplandığında (Graf, 1982) 0,3 k. barlık basınca yaklaşık 1500 m'lik bir derinlikte ulaşılır. Bu derinlik fluorit cevherleşmesinin en alt sınırı olarak kabul edilebilir. Ancak, yörede paleoyüzeyi gösterebilecek bir röper yüzey saptanamamıştır. Termometrik veriler Kaman yöresi fluorit yataklarında yeşil fluoritlerden elde edilen verilerle benzerlik gösterir. (Yaman, 1984) Kaman fluorit damarları oluşumlarındaki son evreler Yaylagöze fluoritlerinde görülmeyen ve yüksek tuz oranı içeren sarı fluoritler ile temsil edilir. Bu durum mineralleşme ortamına deniz suyu filtrasyonu ile açıklanabilmiştir. Tuzlu ortamda gelişen sarı fluoritlerdeki N.T.E kayıtları da bu durumu belirlemektedir (Yaman, 1985b).

«Kavik Plotonu»nun yerleşim ortamı ve hidrotermal koşullarda gelişen fluorit cevherleşmesi gittikçe azalan basınç ve sıcaklık koşullarının egemen olduğu bir dinamizm içerisinde ifade edilebilir. Jeodinamik açıdan bu koşullar Orta Anadolu masiflerinin Tortoniyen'den sonra başlayan yükseliminin (Şengör, 1981) son evrelerine tekabül ettiği söylenebilir.

Sonuç olarak; Yaylagöze fluorit mineralleşmesi kuvarslı monzonit bileşimindeki «Kavik Plotonu» intrüzyonuna bağlı olarak gelişmiş skarn breşleri arasında ve pluton içerisinde damarlar şeklinde yer alır. Intrüzyon kalkıştı ve mermerle dokanaklarında skarn zonları oluşturmuştur. Esas bileşimini granat ve piroksenin oluşturduğu skarn zonları kırmızı ince kuvars ile çimentolanmış breşler halinde görülürler. Fluorit skarn breşleri içerisinde koyu mor renkli ve oktaedrik kristaller şeklinde izlenmektedir. Derindere mevkiinde ise K 30-40 D yönünde gruplanmış yeşil-mor-beyaz damarlar şeklinde görülmektedir. Derindere damarları ekonomik yönden önemli olabilirler.

Fluoritler ortalama 150°C sıcaklıkta, az tuzlu bir ortamda, çeşitli tektonik kırılma ve oynama eşliğinde bantlı veya breşik yapıda yerleşmiştir. Yerleşim sırasında litostatik basıncın en fazla 0,3 k. bar olabileceği varsayılabilir. Son tektonik oynamalar ile yönelen KD-GB yönlü kırık hatları boyunca damarlar lantanid içerikleri düzenli bir spektrum vererek kristalleşirken skarn breşlerindeki fluoritler özellikle yoğun kuvars ve kalsitin mevcut olduğu bir ortamda etkin tektonik oynamalar eşliğinde yerleşmiştir.

Ekonomik yönden önemli olabilecek yeni damarlar, Kavik masifi içerisinde KD-GB yönlerinde gelişmiş, silisleşmiş alterasyon-zonları boyunca aranmalıdır.

KATKI BELİRTME

Çalışma mali yönden 270-81 nolu proje kapsamında NATO tarafından desteklenmiştir. Yazar, analizlerin yapıldığı Orléans Üniversitesinden Prof. J. C. TOURAY ile çalışmalarında yardımcı olan Arş. Gör. Serdar ÖZÜŞ'e teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ayan, M., 1963. *Contribution a l'étude Pétrographique de la région située au NE de Kaman (Turquie): Maden Tetkik Arama Enst. Yayınları, 115, 3325.*
- Aytuğ, G., 1964. *Sivas, Yıldızeli, Kavik fluorit zuhuru: M.T.A. End. Ham. Arşiv No. 65 (Yayınlanmamış).*
- Baykal, G., 1963. *1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sivas paftası. Maden Tetkik Arama Enst. Yayınları, Ankara.*
- Coryelle, C., Chase, J., Winchester, J., 1963. *A procedure for geochemical interpretation of terrestrial earth abundance patterns: Jour. Geophys. Res. 68, 559-566.*

- Ellis, A., Mahon, W.W., 1964. Natural hot hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions: *Geochim. Cosmochim. acta*, 28, 1323-1357.
- Erkan, Y., 1981. Orta Anadolu metamorfizması üzerine yapılmış çalışmalarda varılan sonuçlar: İç Anadolunun Jeolojisi Simpozyumu, T.J.K. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Ankara, 9-11.
- Graf, D.L., 1982. Chemical osmosis, reverse chemical osmosis, and the origin of sub surface brines. *Geochim. Cosmochim. acta*, 46, 1431-1448.
- Grappin, C., Treuil, M., Yaman, S., Touray, J.C., 1979. Le spectre des terres rares de la fluorine en tant que marqueur des propriétés du milieu de dépôt et des interactions entre solution mineralisantes et roches sources: *Mineralium Deposita*, 14, 298-309.
- Ketin, İ., 1955. Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu masifinin tektonik durumu: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 1, 1-40.
- Ketin, İ., 1963. 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Kayseri paftası: Maden Tetkik Arama Enst. Yayınları, Ankara.
- Ketin, İ., 1966. Anadolunun Tektonik birlikleri: *Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi*, 66, 20-35.
- Marchand, L., 1976. Contribution à l'étude de la distribution des Lanthanids dans la fluorine: *Thèse Université d'Orléans*, 92 s.
- Pollak, A., 1958. Akdağmadeni-Yıldızeli sahasında yapılan prospeksiyon hakkında rapor: Maden Tetkik Arama Enst. Arşiv No. 2321 (yayınlanmamış).
- Roedder, E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids: Barnes, H.L., Ed., *geochemistry of hydrothermal ore deposits de: John Wiley and Sons Inc., New York*, 798 p.
- Sağiroğlu, A., 1984 a. Akdağmadeni, Yozgat cevherleşmelerinde görülen değişik skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 27, 69-80.
- Sağiroğlu, A., 1984 b. Akdağmadeni (Yozgat) kontakt metasomatik yataklarında sıvı kapanım çalışmaları: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 27, 141-144.
- Seymen, İ., 1981. Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin stratigrafisi ve metamorfizması: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 24, 7-14.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rocks its proper name: *Earth Sci. Rev.* 12, 1-33.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, A plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 43, 93-102.
- Tatar, Y., 1977. Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafi ve petrografisi: *Maden Tetkik Arama Enst. Dergisi*, 88, 56-73.
- Tatar, Y., 1981. Çamlıbel geçidi (Yıldızeli) yöresindeki ofiyolitik seride metamorfizma: *K.T.Ü., Yerbilimleri Derg.*, 1, 45-61.
- Touray, J.C., 1970. Analyse thermo-optique des familles d'inclusion fluides à dépôts salins: *Schweiz, Mineral, Petrog. Bült.* 50, 67-79.
- Treuil, M., Jaffrezic, H., Derschamps, N., Derre, C., Guichard, F., Joron, J., Pelletier, B., Novotny, S., Courtois, C., 1973. Analyse des Lanthanids dans les minéraux et les roches par activation neutronique: *Radioanalytical Chemistry, Spec. Issue*, 18, 55-68.
- Tülümen, E., 1980. Akdağmadeni (Yozgat) yöresinde petrografik ve metalojenik incelemeler: *Doktora Tezi, K.T.Ü. Yerbilimleri Fakültesi* 157 s.
- Vacher, R., 1964. Akdağmaden yakınındaki Çukurmaden ve Çiçekli Pb-Zn-yatakları hakkında rapor: *M.T.A. Arşiv No: 2679* (yayınlanmamış).
- Yaman, S., 1984. Bayındır (Kaman) Fluorit filonlarının termo-optik analizi: *Yerbilimleri*, 11, 23-30.
- Yaman, S., 1985 a. Akçakent (Çiçekdağı-Kırşehir) yöresi fluorit yataklarının jeolojisi ve sıvı kapanım çalışmaları: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 28, 73-78.
- Yaman, S., 1985 b. Bayındır (Kaman) fluorit filonlarında Nadir Toprak Elementleri jeokimyası: *Jeoloji Mühendisliği*, 25, 39-44.
- Yılmaz, A., 1981. Tokat ili Sivas arasındaki ofiyolit karışığının iç yapısı ve yerleşme yaşı: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 24, 31-38.
- Zeschke, G., 1953. Yıldızeli fluoritleri: *M.T.A. Arşiv No: 215* (yayınlanmamış).

Kurşunlu (Ortakent - Koyulhisar - Sivas) Pb-Zn-Cu Yataklarının Jeolojisi, Oluşumu ve Kökeni

GEOLOGY AND GENESIS OF THE KURŞUNLU (ORTAKENT - KOYULHISAR - SİVAS) Pb-Zn-Cu ORE DEPOSITS

Ahmet GÖKÇE, Cumhuriyet Univ., Müh. Fak., Jeoloji Müh. Bölümü, SİVAS.

Atilla ÖZGÜNEYLİOĞLU, M.T.A. İç Anadolu Bölge Müdürlüğü, SİVAS.

ÖZ : Kurşunlu (Ortakent - Koyulhisar - Sivas) Pb-Zn-Cu yatakları Doğu Karadeniz Bölgesinde, Pontidler Tektonik Birliğinin Kuzey Bölümü olarak bilinen tektonik kuşağın güney ve batı kesimlerinde yaygın olarak gözlenen damar tipi Pb-Zn-Cu yataklarının tipik örneklerinden birisidir.

Yataklar çevresinde Doğu Karadeniz Bölgesinde yaygın olarak gözlenen Üst Kretase-Kuvaterner arasında değişik yaşlarda volkanik ve volkanotortul kayalar ve bunları yer yer kesen plutonik sokulumlar yüzeylemekte olup litostratigrafik dizilimlerinde alttan üste doğru «Kurşunludere Otobreş-Andeziti, Geyikkayatepe Dasiti ve Tüfü, Eskiköy Andezit-Aglomerası, Evliyatepe Andeziti, Deliktaş Porfiro-Andeziti, Menekşeli Çökelleri, Seğgüneytepe Granitoyiti, Leykün Bazaltı, Yamaç Döküntüsü ve Alüvyon şeklinde adlanmışlardır.

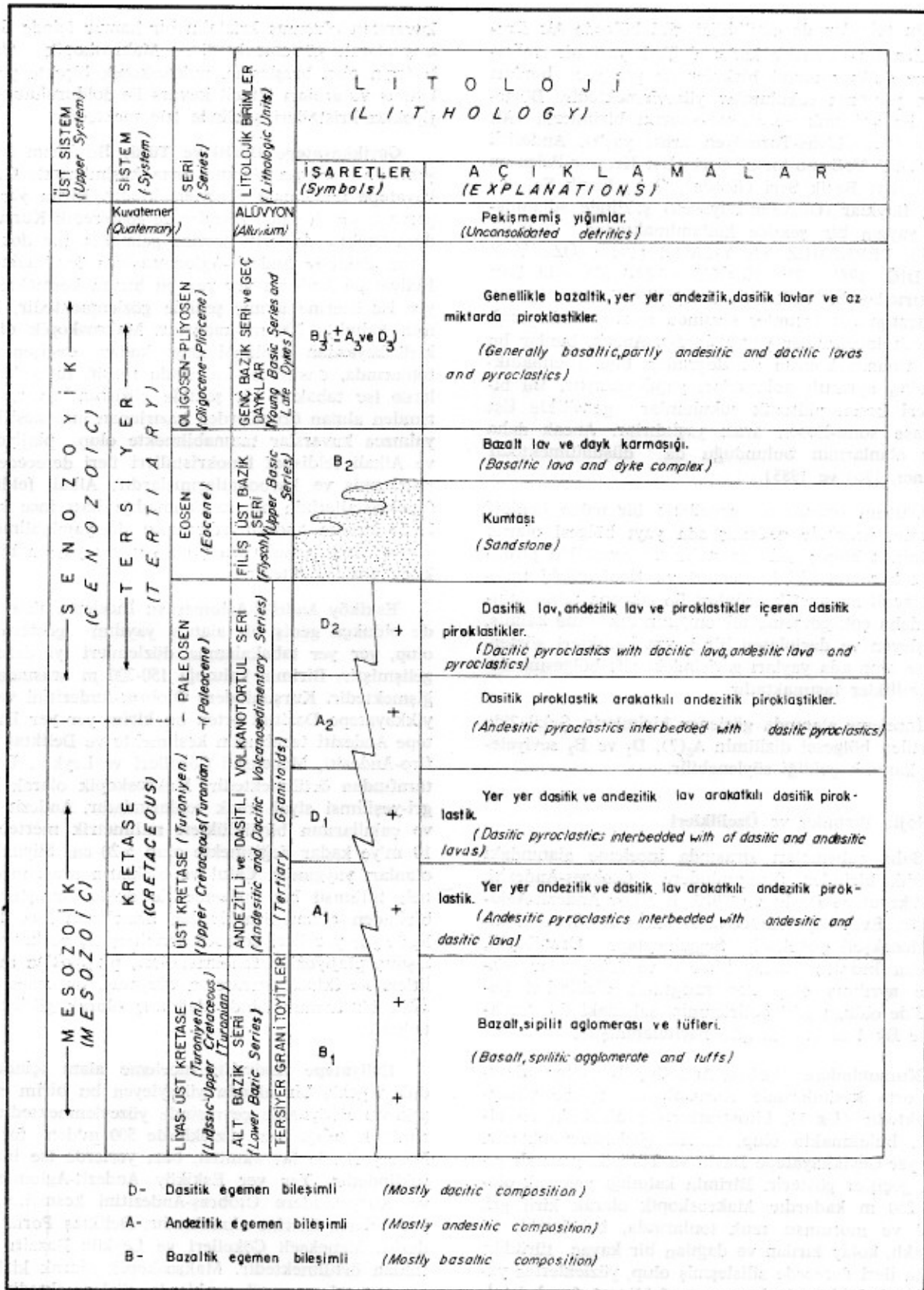
Yöredeki Pb-Zn-Cu yatakları yan kayaların az da olsa gözlenen tabakalanma düzlemlerini kesen, genellikle K 50°-80°B/75°-85° KD konumlu cevher damarları şeklinde olup, cevher minerali olarak galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit, kalkosin ve hematit, gang minerali olarak ise kuvars, kalsit ve az miktarda barit içermektedirler. Sıvı kapanımları ile yapılan sıcaklık ölçümlerinde oluşum sıcaklığı ortalama 410°C olarak saptanmıştır.

Cevher damarlarının yatakladığı kırıkların Üst Kretase-Eosen arasında Seğgüneytepe Granitoyitinin yerleşimi ile ilişkili olarak geliştiği ve cevher oluşumunun yine bu zaman aralığında büyük olasılıkla granitoyit kütlelerinin hidrotermal çözeltilerinin ürünü olmaktan daha çok bölgesel olarak Pb, Zn ve Cu içeriği yüksek olan andezitik ve dasitik yan kayalardan bu elementlerin derinlere indikçe ısınmış ve çözücü özelliği artmış yüzey (denizel(?)) sularınca çözülüp, kırık ve faylar boyunca yeniden çökeltilmeleri şeklinde oluştukları söylenebilir. Fakat yüzeyel suların ısıtılması bu granitoyit sokulumunca sağlanmıştır.

ABSTRACT : The Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-Sivas) Pb-Zn-Cu Deposits are the typical examples of the vein type mineralizations which are widely seen all over the southern and western parts of the Northern Pontid Tectonic Unit.

The surrounding area of the deposits is covered by volcanic and volcano-sedimentary units of Upper Cretaceous-Quaternary age, cut by Tertiary Granitoids. According to their lithologic composition, main structural, and textural features, and lithostratigraphic columnar section; these rocks are mapped and named as «Kurşunludere Autobrecciated Andesite, Geyikkayatepe Dacite and Tuff, Eskiköy Andesite-Aglomerate, Evliyatepe Andesite, Deliktaş Porphyro-Andesite, Menekşeli Sediments, Seğgüneytepe Granitoid, Leykün Basalt, Colluvium and Alluvium».

The Pb-Zn-Cu deposits of the investigated area are deposited as ore veins which cut the bedding surface. The attitude of the ore veins N 50°-80° W strike and 75°-85° NE dip, and galena, sphalerite, chalcopryrite, pyrite, chalcocite and hematite are the ore minerals, together with quartz, calcite and locally barite as gangue minerals. Fluid inclusion study shows that the average formation temperature was 410°C. This observation is supported by the existence of chalcopryrite exsolutions in sphalerite crystals.



Şekil 2 : Basitleştirilmiş bölgesel jeoloji dikme kesiti (özellikle Akıncı, 1980 ve 1985' den ve kısmen diğer yayınlardan derlenmiştir).

Figure 2 : Simplified columnar section of the regional geology (Compiled especially after Akıncı, 1980 and 1985 and partially after other papers).

Bu şekilden de görüldüğü gibi bölgede Alt Kretase'den Kuvaterner'e kadar değişik yaşlarda volkanik ve volkano-tortul birimler ile yer yer bunları kesen plutonik sokulumlar yüzeylenmektedir. Bölgedeki bu volkanik ve volkano-tortul birimlerin «Alt Bazik Seri (Liyas-Turoniyen arası yaşlı), Andezitli ve Dasitli Volkano-tortul Seri (Üst Kretase-Paleosen yaşlı), Üst Bazik Seri (Eosen), Genç Bazik Seri ve Genç Dayklar (Oligosen-Pliyosen) şeklinde adlanmaları yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. TOKEL (1977), TERLEMEZ VE YILMAZ (1980), ÖZSAYAR VE DİĞ. (1981), TERZİOĞLU (1984-1987) gibi bazı araştırmacılar bu volkanitleri değişik litostratigrafik ve stratigrafik birimler şeklinde ayırıp, adlayarak ayrıntılı incelemeler yapmışlardır. Ancak, bunlar bu araştırmanın konusu ile doğrudan ilişkili olmadıklarından ayrıntılı anlatımları yapılmamıştır. Bu birimleri kesen plutonik sokulumlar genellikle Üst Kretase sonu-Eosen arası yaşlıdır. Ancak daha yaşlı olanlarının bulunduğu da düşünülmektedir (Akıncı, 1980 ve 1985).

Oluşum ortamları genellikle bir paleo benioff zonunun üzerinde gelişmiş ada yayı bölgesi olarak düşünülen bölge; oldukça kalın ve genellikle piroklastik karakterdeki bileşenleri ve Neojen'deki manto kökenli magmatik ürünleri ile sıkışma tektoniğinden daha çok gevşeme tektoniğinin etkisinde kalmış, genişleyen ve derinleşen bir havza karakteri göstermekte olup ada yayları gerisindeki rift bölgesine özgü özellikler taşımaktadır.

İnceleme alanında gözlenen birimlerin Şekil 2'de belirtilen bölgesel dizilimin $A_2(?)$, D_2 ve B_2 seviyelerine karşılık geldiği söylenebilir.

Litolojik Birimler ve Özellikleri

Saha çalışmaları sırasında inceleme alanındaki litolojik birimler «Kurşunludere Otobreş-Andeziti, Geyikkayatepe Dasiti ve Tüfü, Eskiköy Andezit-Aglomerası, Evliyatepe Andeziti, Deliktaş Porfiro-Andeziti, Menekşeli Çökelleri, Seğgüneytepe Granitoyiti, Leykün Bazaltı, Yamaç Molozu ve Alüvyonlar şeklinde ayrılmış olup litostratigrafik dizilimleri Şekil 3'de olduğu gibi belirlenmiş, sahadaki dağılımları ise Ek 1'de olduğu gibi haritalanmıştır.

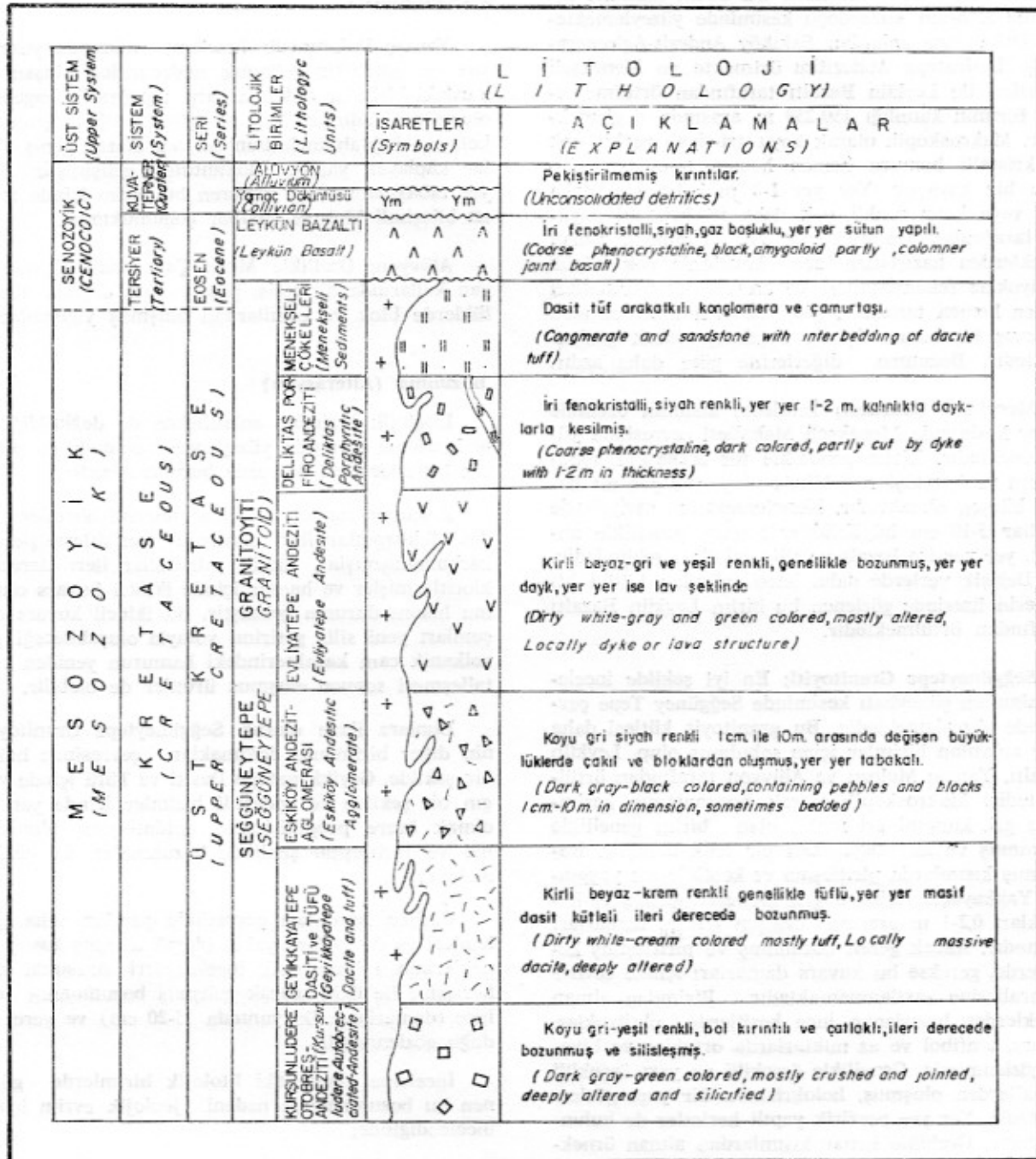
Kurşunludere Otobreş-Andeziti; İnceleme alanının orta kesimlerinde Kurşunludere içinde yüzeylenmektedir (Ek 1). Litostratigrafik dizilimin en altında bulunmakta olup, tabanı gözlenmemektedir. Yer yer Geyikkayatepe Dasiti ve Tüfü ile parmak şekilli geçişler gösterir. Birimin kalınlığı yaklaşık olarak 250 m kadardır. Makroskopik olarak kirli gri, yeşil ve morumsu renk tonlarında, bol kırıklı ve çatlaklı, kolay kırılan ve dağılan bir kayaç türüdür. Birim ileri derecede silisleşmiş olup, yüzleklerine yakından bakıldığında bozunmuş feldispat fenokristalleri ve değişik renk tonlarında bozunma halleri farkedilebilmektedir. Birimden alınan örneklerden hazırlanan ince kesitlerde ileri derecede serisitleşmiş ve karbonatlaşmış plajiyoklazlar, tamamen ikincil

kuvarstan oluşmuş kristalin bir hamur içinde dağılmış olarak gözlenmektedir. Makroskopik olarak belirgin olan breşleşme, mikroskopik ölçekte parçalanmış ve araları ikincil kuvars ile doldurulmuş plajiyoklaz kristalleri şeklinde izlenmektedir.

Geyikkayatepe Dasiti ve Tüfü; Bu birim en iyi şekli ile inceleme alanının orta kesimlerinde Geyikkayatepe mevkiinde yüzeylenmektedir. Birim yer yer parmak şekilli yanal geçişler de göstererek Kurşunludere Otobreş-Andeziti üzerine gelmekte, üst dokunağında Eskiköy Andezit-Aglomerasının örtülmektedir. Evliyatepe Andeziti yer yer bu birimi kesmekte yer yer ise üzerine akmış şekilde gözlenmektedir. Birimin kalınlığı 200 m kadardır. Makroskopik olarak kirli beyazdan yeşilimsi griye kadar değişen renk tonlarında, dasitli kesimlerinde masif, tüflü kesimlerde ise tabakalı bir şekilde gözlenmektedir. Birimden alınan örneklerden hazırlanan ince kesitlerde yalnızca kuvarslar tanınabilmekte olup plajiyoklaz ve Alkali feldispat fenokristalleri ileri derecede serisitleşmiş ve karbonatlaşmışlardır. Alkali feldispat fenokristallerinin hiç rastlanmadığı bazı ince kesitlerde kuvars andezit adlanması da yapılabilmektedir. Opak minerallerden pirit yer yer yaygın bir şekilde gözlenmektedir.

Eskiköy Andezit-Aglomerası; İnceleme alanı içinde oldukça geniş bir alanda yayılım göstermekte olup, yer yer tabakalanma düzlemleri iyi derecede gelişmiştir. Birimin kalınlığı 150-200 m arasında değişmektedir. Kurşunludere Otobreş-Andezitini ve Geyikkayatepe Dasitini örten bu birim yer yer Evliyatepe Andeziti tarafından kesilmekte ve Deliktaş Porfiro-Andeziti, Menekşeli Çökelleri ve Leykün Bazaltı tarafından örtülmektedir. Makroskopik olarak koyu gri-yeşilimsi siyah renk tonlarındadır. Andezit blok ve çakıllarının büyüklükleri milimetrik mertebeden 10 m'ye kadar değişmekte olup 5-20 cm büyüklükte olanları yaygındır. Çakıl ve blokların arası ince taneli tüfümsü bir malzeme ile doldurulmuştur. Bu birimden alınan örneklerden hazırlanan ince kesitlerde yer yer ileri derecede serisitleşmiş ve karbonatlaşmış plajiyoklaz fenokristalleri, plajiyoklaz mikrolitleri ile ikincil kuvarstan oluşmuş, tamamen kristalin bir hamur içinde dağılmış olarak gözlenmektedirler.

Evliyatepe Andeziti; İnceleme alanı içinde oldukça geniş bir alanda yüzeyleyen bu birim en iyi şekliyle Evliyatepe çevresinde yüzeylenmektedir. Birimin kalınlığı bazı yüzlemlerde 500 m'den fazladır. Bazı yerlerde lav akıntısı, bazı yerlerde ise intrüziif şeklindedir. Yer yer Eskiköy Andezit-Aglomerasını ve Kurşunludere Otobreş-Andezitini kesmekte, yer yer onların üzerine akmaktadır. Deliktaş Porfiro-Andeziti, Menekşeli Çökelleri ve Leykün Bazaltı tarafından örtülmektedir. Makroskopik olarak kirli beyaz-sarı-gri ve yeşil renklerde gözlenmektedir. Yer yer silisleşme, piritleşme, killeşme ve alunitleşme şeklinde bozunmalar önemli miktarda gelişmiştir. Bu birimden alınan örneklerin mikroskopik incelemesi sırasında ileri derecede serisitleşmiş plajiyok-



Şekil 3 : İnceleme alanının basitleştirilmiş dikme kesiti (ölçeksiz).

Figure 3 : Simplified columnar section of the investigated area (not to scale).

laz fenokristallerinin, plajiyoklaz mikrolitlerinden ibaret, tamamen kristalin bir matriks içinde dağıldığı ve yer yer matriksin önemli miktarda klorit içerdiği gözlenmiştir.

Deliktaş Porfiro-Andeziti; Bu birim özellikle inceleme alanının kuzeydoğu kesiminde yüzeylenmektedir. Daha önce anlatılan Eskiköy Andezit-Aglomerası ile Evliyatepe Andezitini örtmekte ve Menekşeli Çökelleri ile Leykün Bazaltı tarafından örtülmektedir. Birimin kalınlığı 150-250 m arasında değişmektedir. Makroskopik olarak koyu gri-siyah renkli, çok iri kristalli hamuru hemen hemen tamamen kristalin bir kayadır. Yer yer 1-2 m kalınlıkta, daha açık veya koyu renkli, çok daha iri kristalli dayklar tarafından kesilmektedir. Bu birimden alınan örneklerden hazırlanan ince kesitlerde çok büyük plajiyoklaz fenokristalleri ve amfibol fenokristalleri hemen hemen tamamen plajiyoklaz mikrolitlerinden oluşmuş bir hamur içinde dağılmış olarak gözlenmektedir. Bozunma diğerlerine göre daha azdır.

Menekşeli Çökelleri; İnceleme alanının özellikle güney kesiminde Menekşeli Mahallesi çevresinde yüzeylenmektedir. Birim genellikle tüf arakatlı konglomera ve kumtaşları şeklinde olup, yer yer tüf hakim bileşen olmaktadır. Konglomeratik seviyelerde çakıllar 5-10 cm büyüklüklerde olup, genellikle andezit, yer yer ise bazalt ve silis çakılları şeklindedirler. Değişik yerlerde daha önce anlatılan bütün birimlerin üzerinde gözlenen bu birim Leykün Bazaltı tarafından örtülmektedir.

Seğgüneytepe Granitoyiti; En iyi şekilde inceleme alanının güneybatı kesiminde Seğgüney Tepe çevresinde yüzeylenmektedir. Bu granitoyit kütlesi daha önce anlatılan birimler içine sokulmuş olup, Leykün Bazaltı, Yamaç Molozu ve Alüvyon tarafından örtülmektedir. Makroskopik olarak bozunmamış kesimlerde gri, kurşuni gri renkli olan birim genellikle bozunmuş ve kirli beyaz-sarı bir renk almıştır. Bozunmuş kısımlarda piritleşme ve kaolinleşme yaygındır. Yankayaçlar içine doğru incelenerek girmiş ve kalınlıkları 0,2-1 m arasında değişen kuvars damarları yaygındır. Ancak gerek bozunmuş ve piritleşmiş kesimlerde, gerekse bu kuvars damarları içinde cevher minerallerine rastlanmamaktadır. Birimden alınan örneklerden hazırlanan ince kesitlerde plajiyoklaz, kuvars, amfibol ve az miktarlarda ortoklaz ve biyotit gözlenmiştir. Genellikle özşekilli ve yarı özşekilli kristallerden oluşmuş, holokristalin bir yapı gözlenmektedir. Yer yer porfirik yapıli kesimler de bulunmaktadır. Özellikle kenar kısımlardan alınan örneklerde bozunma oldukça fazladır.

Leykün Bazaltı : Bu birim özellikle inceleme alanının güney kesiminde Leykün Köyü çevresinde yüzeylenmekte olup, daha önce anlatılan birimler üzerinde tabla konumlu örtüler şeklindedirler. Yer yer sütun yapıli kesimlerde bulunmaktadır. Kalınlığı bazı yerlerde 150 m'yi bulmaktadır. Makroskopik olarak bol gaz bozluklu, sert, bozunmamış kesim-

lerde koyu gri-siyah renkli bir kayadır. İnce kesitlerde plajiyoklaz ve amfibol fenokristalleri, bu minerallerin mikrolitlerinden oluşmuş, tamamen kristalin bir hamur içinde dağılmış olarak gözlenmektedirler. Plajiyoklazlar bitovnit (\pm Labrodor) birleşimlidirler.

Yamaç Döküntüsü; İnceleme alanında yüzeylenen ve genellikle volkanik malzemedenden oluşan yukardaki birimler oldukça sarp topoğrafik engeller oluşturmaktadırlar. Ayrıca, aglomeratik oluşumların kolayca dağılabilmelerinin sonucu olarak geniş alanlar kaplayan yamaç döküntüleri gelişmiştir. Yer yer tabakalanma da gösteren bu birim içinde andezit bileşimli blok ve çakıllar çoğunluktadır.

Alüvyon; Özellikle Melet Çayı vadisi içinde ve yan kollarında birikmiş, pekişmemiş, değişik büyüklüklerde blok ve çakıllardan oluşmuş yığılımlardır.

Bozunma (Alterasyon)

Litolojik birimler anlatılırken de değinildiği gibi inceleme alanında yüzeylenen volkanik ve plütonik birimler ileri derecede bozunmuşlardır.

Bozunma sonucu özellikle andezitli birimler içindeki feldispatlar ileri derecede serisitleşmişler ve karbonatlaşmışlar, mafik mineraller ileri derecede kloritleşmişler ve hamur içinde ikincil kuvars oluşumu hakim duruma gelmiştir. Bu ikincil kuvars oluşumları yeni silis getirmesi yoluyla oluşabileceği gibi volkanik cam karakterindeki hamurun yeniden kristalleşmesi sonucu oluşmuş ürünler de olabilir.

Bunlara ilave olarak Seğgüneytepe Granitoyiti'nin diğer birimlerle dokunakları çevresinde hakim bir şekilde, Geyikkayatepe Dasiti ve Tüfü içinde yaygın bir şekilde ve andezitli birimler içinde yer yer olmak üzere propillitleşme, epidotlaşma, alunitleşme ve piritleşme şeklinde bozunmalar da gözlenmektedir.

Cevher damarları çevresinde yapılan saha gözlemleri ve damarlara yakın olarak alınmış kayaların mikroskopik incelemeleri sırasında cevherleşme ile ilgili olarak gelişmiş bozunmanın çok ince (damarların iki yanında 15-20 cm) ve yerel olduğu gözlenmiştir.

İnceleme alanındaki litolojik birimlerde gözlenen bu bozunmaların nedeni jeolojik evrim içinde incelendiğinde;

i) Andezitik birimler sıcak bir şekilde su içine püskürtüldükten sonra çözücü özelliği ve hareket yeteneği ısındıkça artan deniz suyunun kayacın kırık, çatlak ve gaz boşlukları boyunca hareketi sonucu kayaçları etkilemesi,

ii) Andezitli birimlere göre daha genç olan Seğgüneytepe Granitoyiti ve Leykün Bazaltı ile ilgili sıcaklık artışı veya hidrotermal faaliyetlerin bu bi-

rimleri etkilemesi şeklinde iki sürecin etkili olduğu düşünülebilir.

Bunlardan birinci süreç andezitli birimlerin her yerinde gözlenen feldispatların serisitleşmesi şeklinde gelişen yaygın bozunmayı, ikinci süreç ise granitoyitik kütle çevresinde gelişen propillitleşme, epidotlaşma ve piritleşme şeklindeki bozunmalar ile, andezitli birimlerin hamurunun kristallenmesi ve ikincil kuvars oluşumunu sonuçlandırmıştır.

Yerel Tektonik

İnceleme alanı içindeki litolojik birimlerden Kurşunludere Otobreş-Andeziti ile Menekşeli Çökel-leri arasında yer alan birimler birbirleri ile uyumlu olup, Leykün Bazaltı bunlar üzerine uyumsuz olarak oturmaktadır.

Tabaka Konumları; Ölçülen tabaka düzlemlerinin konumları oldukça değişken olmakla birlikte K 60°-70° B değer aralığında bir yoğunlaşma gözlenmektedir. Eğim yönlerinin bu doğrultuya dik yönde olanlarının çoğunlukta olacakları düşünülürse hakim sıkıştırıcı kuvvet yönünün K 20°-30° D yönlü olduğu söylenebilir. Eğim değerlerinin büyük çoğunluğu ise 10°-40° arasında değişmektedir.

Kıvrımlar; İnceleme alanı içindeki birimlerin tabakanınma düzlemlerinden ölçülen doğrultu ve eğim değerlerinden yararlanılarak 1/25.000 ölçek düzeyinde haritalanabilecek büyüklükte herhangi bir kıvrım eksenini belirlenememiştir.

Kırıklar ve Faylar; İnceleme alanı içindeki kırık ve fayları cevherli ve cevhersiz olmak üzere iki kısma ayırmak yerinde olacaktır. Cevherli kırık ve faylar genellikle K 50°-80° B/75°-85° KD konumlu olup birbirine paralel kırık zonları şeklindedir. Bunlar genellikle atımları çok az (ençok 20 m kadar) veya belirsiz eğim atımlı normal faylar şeklindedirler. Bu nedenle de cevherli kırık ve faylar denmesi uygun görülmüştür. Cevhersiz faylar ise inceleme alanının çeşitli yerlerine dağılmış olarak gözlenmektedirler. Genellikle yerel, doğrultuları değişken, doğrultu ve eğim atımlı faylar şeklindedirler.

Cevherli kırık ve faylar Leykün Bazaltı ve Seğgüneytepe Granitoyitini kesmediklerinden Üst Kretase-Eosen arasında bir zamanda, büyük olasılıkla Seğgüneytepe Granitoyitinin yerleşimi sırasında oluşmuşlardır. Cevhersiz faylar ise hem cevher damarlarını hem de bahsedilen birimleri kestiklerinden Eosen sonrası tektonik olaylar sonucu oluşmuşlardır.

Jeolojik Evrim

Yerel olarak düşünüldüğünde inceleme alanında ilk önce Kurşunludere Otobreş-Andeziti lav şeklinde akmış ve ani soğuma sonucu bol kırıklı ve çatlaklı bir şekil almıştır. Bundan sonra sırasıyla Geyikkaya-tepe Dasiti ve Tüfü, Eskiköy Andezit-Aglomerası,

Evliyatepe Andeziti, Deliktaş Porfiro-Andeziti ve Menekşeli Çökelleri bölgeye yerleşmişlerdir. Büyük olasılıkla bu yerleşimler Üst Kretase sonlarına doğru olmuştur. Bu yerleşimi Seğgüneytepe Granitoyitinin sokulunu izlemiş ve olasılıkla cevherleşmelerin yataklanmasına neden olan kırık zonları bu sırada gelişmişlerdir. Bu granitoyitin Leykün Bazaltı tarafından örtüldüğü düşünülürse sokulum Üst Kretase-Eosen arası bir zamanda bölgeye yerleşmiş olmalıdır.

Ayrıca bu zamana kadar bölgeye yerleşen birimler Leykün Bazaltının yerleşiminden önce bir deformasyon fazından etkilenmişler ve belirsiz de olsa yerel kıvrımlar oluşturmuşlardır. Leykün Bazaltı anlatılan tüm bu birimleri üzerleyerek yayılmış plato bazaltı özelliğindedir. Doğuya doğru gidildikçe Eosen yaşlı fosiller içeren filiş fasiyesi özelliğindeki kumtaşları ile yanal ve düşey geçiş yaptıklarından bu birim Eosen yaşlı olmalıdır. Konumları değişken olan ve yer yer Leykün Bazaltını da kesen kırık hatları ise Eosen sonrası bir zamanda gelişmiş deformasyon evrelerinin ürünü olmalıdır. Yamaç önlerindeki döküntüler ve alüvyonlar ise Kuvarterner boyunca birikmişlerdir.

MADEN JEOLJİSİ

Dağılım ve Yataklanma Şekli

İnceleme alanında işletilebilir özellikteki tek ve önemli yeraltı zenginliği bu çalışmanın konusunu oluşturan Pb-Zn-Cu cevherleşmeleridir.

Bu cevherleşmeler Kurşunlu Köyü ile Melet Çayı arasında, Aksu Köyü çevresinde, batıda Taşhane Sirtı üzerinde ve Acdere Köyü kuzeyinde yoğunlaşmaktadır (Ek 1). Damarların toplam sayısı ellinin üzerindedir.

Yataklanma şekli olarak, yankayaçlarla uyumsuz, az da olsa gelişmiş tabaka düzlemlerini kesen, damar tipi bir yataklanma göstermektedirler. Cevher damarları genellikle K 50°-80° B/75°-85° KD konumdadırlar. Cevher damarları doğrultu ve eğim yönlerinde takip edildiklerinde doğrultu ve eğim değerleri ile kalınlıklarının çok sık değiştiği gözlenmektedir. Ayrıca bazı damarların uzanımları boyunca yer yer uçları çatallanmakta, yer yer ise farklı damarlar birleşmektedir. Yer yer ana damara göre farklı konumda gelişmiş ince devamsız damarcıklar da gözlenmektedir. Kalın cevher damarlarının doğrultuları boyunca devamlılığı 250 m ile 1000 m arasında, kalınlıkları ise 10 cm ile 2,5 m arasında değişmektedir.

Cevher damarlarının iç dokuları genellikle aynı olup, damarın iki kenarında, yankayaçla olan sınırında yumuşak, killi bir malzeme bulunmaktadır. Damar içinde değişik büyüklüklerde yan kayaç kırıntıları yaygındır. Yan kayaç kırıntılarının arası büyük ölçüde kuvars ve kalsit tarafından doldurulmuştur. Bu dolgunun içinde kalınlıkları, süreklilikleri, damar

içindeki konumları ve mineral içerikleri sık sık değişen cevher damarcıkları yer almaktadır. Bu damarcıklar yer yer kılcal ağlar şeklinde olup, yer yer ise kalınlıkları 20 cm'yi bulmaktadır. Özellikle yan kayacın Kurşunlu Otobreş-Andeziti olduğu kesimlerde cevher damarları hem daha kalın, hem de daha yüksek tenörlüdürler.

Cevher Mikroskopisi

Alınan cevher örneklerinden hazırlanan parlatma blokları üstten aydınlatmalı, incekesitler ise alttan aydınlatmalı mikroskop yöntemleri ile incelenmişlerdir.

Bu incelemeler sırasında gang minerali olarak kuvars, kalsit ve az miktarda barit gözlenmiştir. Cevher minerali olarak ise sfalerit, galenit, kalkopirit, kalkosin ve hematit izlenmiştir (Levha 1, Şekil 1). Bu cevher minerallerinden sfalerit, galenit ve pirit ana bileşenlerdir. Kalkopirit yer yer zenginleşmektedir. Hematit ise hemen hemen her örnekte gözlenmektedir.

Sfalerit, galenit ve kalkopirit genellikle özşekilsiz veya yarı özşekilli, pirit genellikle özşekilli, hematitler özşekilli ince uzun çubuksu (spekularit tipi) kristaller şeklindedirler. Kalkosinler kalkopiritler üzerinde özşekilsiz oluşumlar şeklindedirler. Sfalerit, galenit ve kalkopirit üçlüsü kristal büyüklükleri bakımından karşılaştırıldığında eş büyüklükte tanesol yapı özelliği göstermektedirler.

Sfalerit kristalleri içinde yaygın olarak saçınımlar şeklinde kalkopirit kusmaları gözlenmektedir (Levha 1, Şekil 2). Çoğu parlatma bloklarında kalkopirit ve galenitin sfalerit kristalleri arasını doldurduğu izlenmektedir (Levha 1, Şekil 3 ve 4). Ancak, sfalerit tarafından kuşatılmış kalkopirit kristalleri de yok değildir. Piritin cevher içindeki dağılımı oldukça gelişigüzel olup her üç mineral ile birlikte yan yana bulunabilmektedir. Kalkosinler kalkopiritler üzerinde sonradan gelişmişlerdir (Levha 1, Şekil 5). Hematitler ise tüm bu mineraller arasındaki boşluklarda gang mineralleri ile birlikte gelişmiş olup (Levha 1, Şekil 6), en son evrenin ürünleri olmalıdırlar. Cevherleşmede yer yer breşik yapı da gözlenmektedir.

Bu veriler minerallerin oluşum sıraları (süksesyon) açısından değerlendirildiğinde « (sfalerit + kalkopirit) — (kalkopirit + pirit) — (galenit + pirit) — hematit — kalkosin » şeklinde bir sıralama yazılabilir.

Cevherleşmenin oluşum sıcaklığını belirtmek amacıyla sıvı kapanım çalışmalarına başlanmış, ancak henüz tamamlanamamıştır. Bazı kaynaklarda sfalerit içindeki kalkopirit ayrışmalarının 550°C gibi bir sıcaklığa işaret ettiği düşünülmektedir (Smirnov, 1976; s. 230). Ancak, bazı araştırmacılar ise bu ayrışmaların düşük sıcaklıklarda oluşmuş cevherleşmelerde de izlendiğini belirtmektedirler (Ramdohr, 1980; s. 506-519).

Sıvı Kapanım İncelemesi

Sıvı kapanım incelemesi için seçilen 18 adet kuvarşca zengin örnekten hazırlanan ince kesitlerden yalnızca bir tanesinde sıvı kapanım izlenmiş ve bu ince kesitte yapılan beş adet sıcaklık ölçümünde; 430°C, 310°C, 395°C, 455°C ve > 460°C'lik sıcaklık değerleri bulunmuştur. Bu değerlerden oluşum sıcaklığının 310°C ile 460°C arasında değiştiği ve ortalama sıcaklığın 410°C olduğu görülmektedir. Ayrıca, kapanımlar birincil kapanımlar olup, sıvı ve gaz fazı olmak üzere iki fazlıdır. Bu sıcaklık değerleri olağan hidrotermal Pb-Zn yataklarında ölçülen sıcaklıklara göre oldukça yüksek olup, cevher damarlarının plütonik kütleyle çok yakın olması nedeniyle geliştiği düşünülebilir.

Yatakların Oluşumu ve Kökeni

İnceleme alanındaki Pb-Zn-Cu yataklarının oluşumuna ışık tutabilecek bulgular aşağıda olduğu gibi sıralanabilir.

— Yatakların tümü yankayaçların tabakalanma düzlemleri ile uyumsuz, onları kesen kırık ve faylar içinde yataklanmış damar tipi yataklardır.

— Cevherli kırık ve fayların tümü inceleme alanı içinde tanımlanan Üst Kretase yaşlı volkanik ve volkano-tortul birimler içinde kalmakta olup, Seğgüneytepe Granitoyitini ve Leykün Bazaltını kesmemektedirler. Dolayısıyla bu kırık ve faylar Üst Kretase-Eosen arası bir zamanda, büyük olasılıkla Seğgüneytepe Granitoyitinin yerleşimi ile ilişkili olarak gelişmişlerdir. Bu kırık ve fayların cevher ile doldurulması oluşumlarından sonra herhangi bir zaman aralığında mümkün ise de Eosen yaşlı Leykün Bazaltını ve Seğgüneytepe Granitoyitini kesen faylar cevher-siz olduklarından Eosen öncesi bir zamanda dolduruldukları söylenebilir.

— Seğgüneytepe Granitoyitinin diğer birimlerle olan dokunağında bozunma ve pirit oluşumu çok yaygın iken galenit, sfalerit ve kalkopirit gibi cevher damarlarında yaygın olan mineraller hiç gözlenmemektedir. Ayrıca, bu sokuluma yaklaşıldıkça cevher damarlarında herhangi bir kalite artışı izlenmemektedir.

— Cevherin içinde bulunduğu andezitik ve dasitik yankayaçlar ileri derecede bozunmuş ve hamurları yeniden kristallenerek ikincil kuvarş oluşumu gelişmiş olup, bu değişimler cevherleşme ile ilişkili gözükmemektedir. Ayrıca, cevherleşmeye yaklaştıkça herhangi bir artış veya özel bir mineral oluşumu gözlenmemektedir.

— Cevher minerali olarak izlenen sfalerit, galenit, kalkopirit, kalkosin ve hematit gibi mineraller, sıcaklık, basınç, köken gibi oluşum koşullarını belirtecek özelliklerde değildir.

Bu bulguların ışığında cevherleşmenin büyük olasılıkla Üst Kretase-Eosen zaman aralığında olmak üzere ya Seğgüneytepe Granitoyitinin artçı hid-

rotelmal çözeltilerinin içermiş olabilecekleri Pb-Zn ve Cu'yu bu kırık ve faylar içinde çökeltilmeleri veya bölgesel olarak Pb, Zn ve Cu içeriği yüksek olan yankayaçlardan bu elementlerin derinlere inildikçe (granitoyit kütlelerine yaklaştıkça) ısınmış ve çözücü özelliği artmış yüzey sularınca çözümlü bu kırık ve faylar içinde yeniden çökeltilmiş olabilecekleri söylenebilir. Ancak Seğgüneytepe Granitoyiti çevresindeki bozunma zonlarında ve yakayaçlar içine doğru girmiş kuvars damarları içinde cevher minerallerinin gözlenmeyişi ve cevher damarlarının kalitesinde granitoyit kütlelerine yaklaştıkça herhangi bir değişikliğin gözlenmemesi bu yatakların oluşumunda özellikle ikinci sürecin etkili olduğunu düşündürmektedir.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Sonuçlar

— İnceleme alanı içinde yüzeyleyen ve Üst Kretaseden güncel kadar değişik zamanlarda oluşmuş litolojik birimler kayaç türü düzeyinde haritalanmış, en iyi gözlemlenmiş mevki isimleri ile adlanmış ve esaslı stratigrafik dizilimleri ve yaşları belirlenmeye çalışılmıştır.

— Tanımlanan birimlerden Leykün Bazaltı dışında olanlar ileri derecede bozunmuşlar (serisitleşme, propilitleşme, epidotlaşma gibi) ve silisleşmişlerdir.

— İnceleme alanı içindeki Pb-Zn-Cu yatakları Üst Kretase yaşlı volkanik ve volkano-sedimanter birimler içinde gelişmiş, onların tabakalanma düzenlerini kesen kırık ve faylar içinde yataklanmış damar tipi yataklardır.

— Eosen yaşlı Leykün Bazaltı ve Seğgüneytepe Granitoyitini kesen kırık ve faylar cevhersiz olduklarından cevher oluşumu Üst Kretase-Eosen arası bir zamanda oluşmuş olmalıdır.

— Seğgüneytepe Granitoyiti çevresinde, kestiği yan kayaçların içine doğru gelişmiş kuvars damarları içinde ve bozunma zonlarında Pb, Zn ve Cu cevher mineralleri gözlenmemektedir.

— Cevher damarlarından alınan örneklerde gang minerali olarak kuvars, kalsit ve az miktarda barit, cevher minerali olarak ise sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, kalkosin ve hematit gözlenmiştir.

— Cevher minerallerinin oluşum sırası «sfalerit + pirit — (kalkopirit + pirit) — (galenit + pirit) — hematit — kalkosin» şeklinde belirlenmiştir.

— Sıvı kapanımlarla yapılan sıcaklık ölçümünde oluşum sıcaklığı ortalama 410°C olarak saptanmış olup, bu sıcaklık değeri Pb-Zn yataklarında ölçülen olağan değerlere göre oldukça yüksektir. Sfaleritler içinde gözlenen kalkopirit ayrışmalarının da bu yüksek sıcaklık değerini belkili olarak desteklediği söylenebilir.

— Saha ve laboratuvar incelemelerinin sonuçları birlikte değerlendirilerek Pb-Zn-Cu cevher damarlarının Üst Kretase-Eosen arası bir zaman aralığında olmak üzere Seğgüneytepe Granitoyitinin artçı hidrotermal çözeltilerinin içermiş olabilecekleri Pb, Zn ve Cu'yu bu kırık ve faylar içinde çökeltilmelerinden daha çok bölgesel olarak Pb, Zn ve Cu içeriği yüksek olan yan kayaçlardan bu elementlerin derinlere inildikçe (Seğgüneytepe Granitoyiti kütlelerine yaklaştıkça) ısınmış ve çözücü özelliği artmış yüzey sularınca çözümlü bu kırık ve faylar içinde yeniden çökeltilmeleri sonucu oluşmuş olabilecekleri sonucuna varılmıştır.

Öneriler

— Cevher damarları çevresinde yapılmış 1/2000 ölçekli jeoloji haritası çalışmalarının genişletilmesi,

— Jeofizik ve sondajlı incelemelerle damarların daha derin kesimlerinin ve doğrultuları boyunca uzanımlarının belirlenmesi,

— Özellikle yankayaçın Kurşunludere Otobreş-Andeziti olduğu kesimlerde cevher damarlarının daha kalın ve zengin tenörlü olduğu gözönünde bulundurularak yukarıda önerilen jeofizik ve sondajlı çalışmaların bu seviyelere kadar indirilmesi ve/veya altta b ulitolojik birimin varlığının belirlenmesi,

— Bölgesel olarak ayrıntılı bir yapısal jeoloji incelemesi yapıp, konumları bilinen cevher damarları ile uyuşan ve/veya aynı deformasyon evresinden etkilenmiş kırıkların belirlenmesi ve cevherleşme açısından incelenmesi,

— Bölgesel olarak önerilen ayrıntılı yapısal jeoloji incelemesine paralel olarak derekumu, toprak ve kayaç örnekleri ile jeokimyasal prospeksiyon çalışmasının yapılması önerilebilir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar saha incelemeleri sırasındaki yardımları için MENKA TİC. ve SAN. A.Ş. Kurşunlu Maden İşletmesi yetkililerine laboratuvar incelemeleri sırasındaki katkıları için Yrd. Doç. Dr. Nuri TERZİ-OĞLU (C.Ü.)'na, Yrd. Doç. Dr. Selim İNAN (C.Ü.)'a, Araş. Gör. Osman KOPTAGEL (C.Ü.)'e, Araş. Gör. Ahmet EFE (C.Ü.)'ye ve sıvı kapanımlarında sıcaklık ölçümü yapan Zeynep AYAN (M.T.A.)'a teşekkürü borç bilirlir.

Levha I, Foto 1 : Cevher damarlarının ana minerallerinden sfalerit (sf), galenit (ga), kalkopirit (kp) ve pirit (pi) kristalleri (mikrofoto, örnek no: KS-8a, parlatma, yağ ortamı, tek nikol, büyütme : 250X).

Plate I, Photo 1 : Main minerals of the ore veins; sphalerite (sf), galena (ga), chalcopyrite (kp), pyrite (pi) (microphoto, sample no: KS-8a, polished section, oil, single nicol, magnification: 250X).

Levha I, Foto 3 : Sfalerit kristalleri (sf) arasına sonradan yerleşmiş galenit (ga) ve kalkopirit (kp) kristalleri (mikrofoto, örnek no: KS-2b, parlatma, yağ ortamı, tek nikol, büyütme: 500X).

Plate I, Photo 3 : Galena (ga) and chalcopyrite (kp) crystals filling the empty between earlier formed sphalerite (sf) crystals (microphoto, sample no: KS-2b, polished section, oil, single nicol, magnification: 500X).

Levha I, Foto 5 : Kalkopirit (kp) üzerinde gelişmiş kalkosin (ka) kristalleri (mikrofoto, örnek no: KS-5a, parlatma, yağ ortamı, tek nikol, büyütme: 150X).

Plate I, Photo 5 : Chalcocite (ka) crystals grown on chalcopyrite (kp) (microphoto, no: KS-5a, polished section, oil, single nicol, magnification: 150X).

Levha I, Foto 2 : Sfalerit (gri) içinde kalkopirit (beyaz) ayrışmaları (mikrofoto, örnek no: KS-13, parlatma, yağ ortamı, tek nikol, büyütme: 500X).

Plate I, Photo 2 : Chalcopyrite exsolutions (white) in the sphalerite crystals (gray) (microphoto, sample no: KS-13, polished section, oil, single nicol, magnification: 500X)

Levha I, Foto 4 : Sfalerit kristallerini (sf) kesen ve içine alan galenit (ga) damarcıkları (mikrofoto, örnek no: KS-14, parlatma, yağ ortamı, tek nikol, büyütme: 250X).

Plate I, Photo 4 : Galena (ga) veinlets crossing and surrounding sphalerite (sp) crystals (microphoto, sample no: KS-14, polished section, oil, single nicol, magnification: 250X).

Levha I, Foto 6 : Cevher damarlarında yaygın gözlenen hematit (h) kristalleri (mikrofoto, örnek no: KS-6, parlatma, yağ ortamı, tek nikol, büyütme: 250X).

Plate I, Photo 6 : Commonly seen hematite (h) crystals within the ore veins (microphoto, sample no: KS-6, polished section, oil, single nicol, magnification: 250X).

LEVHA I
(Plate I)

FOTO 1
(Photo 1)

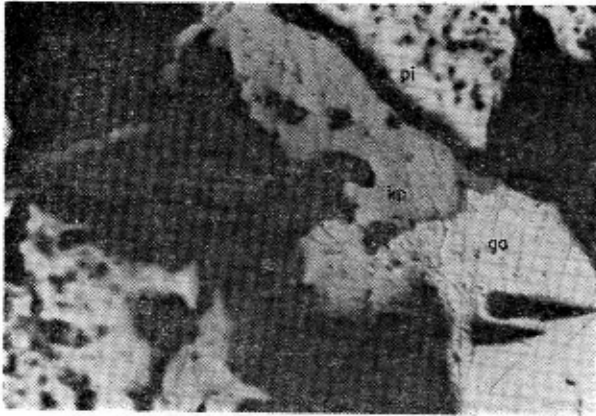


FOTO 2
(Photo 2)

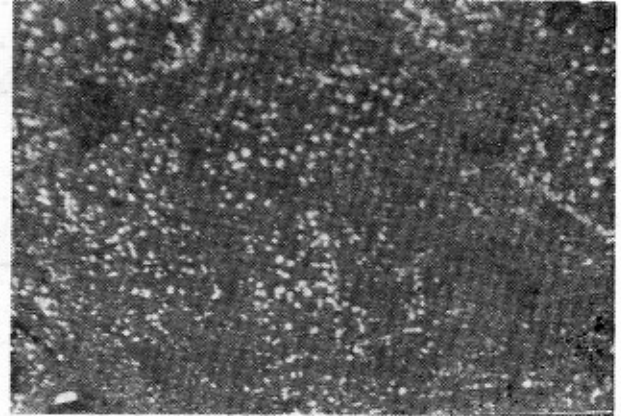


FOTO 3
(Photo 3)

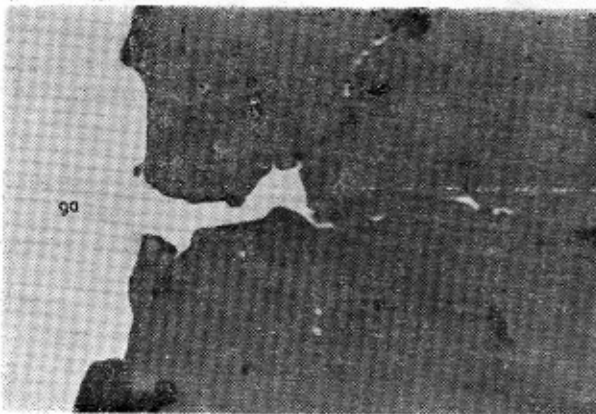


FOTO 4
(Photo 4)

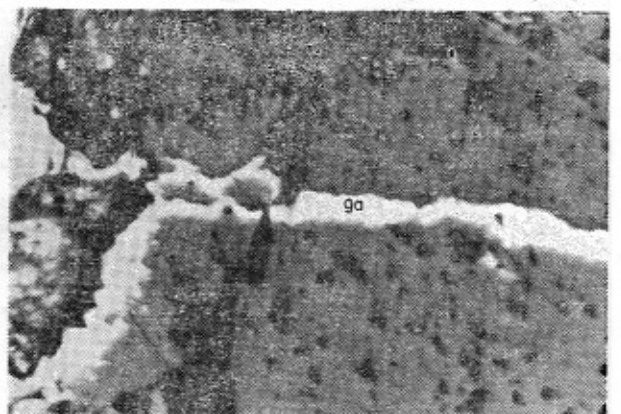


FOTO 5
(Photo 5)

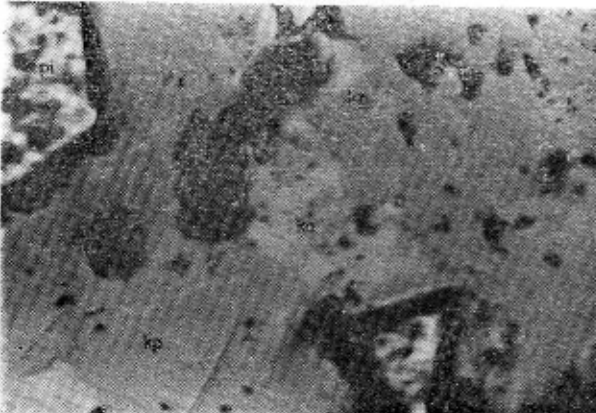
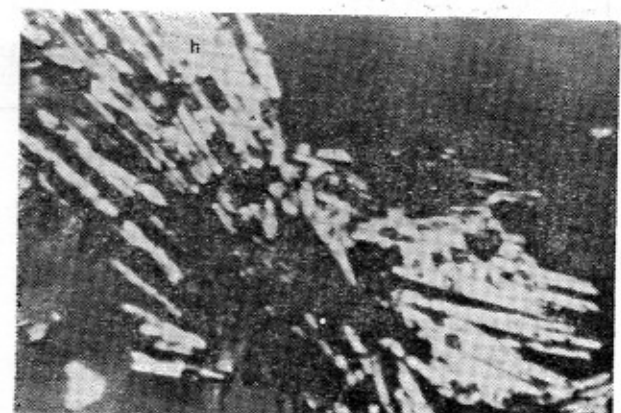
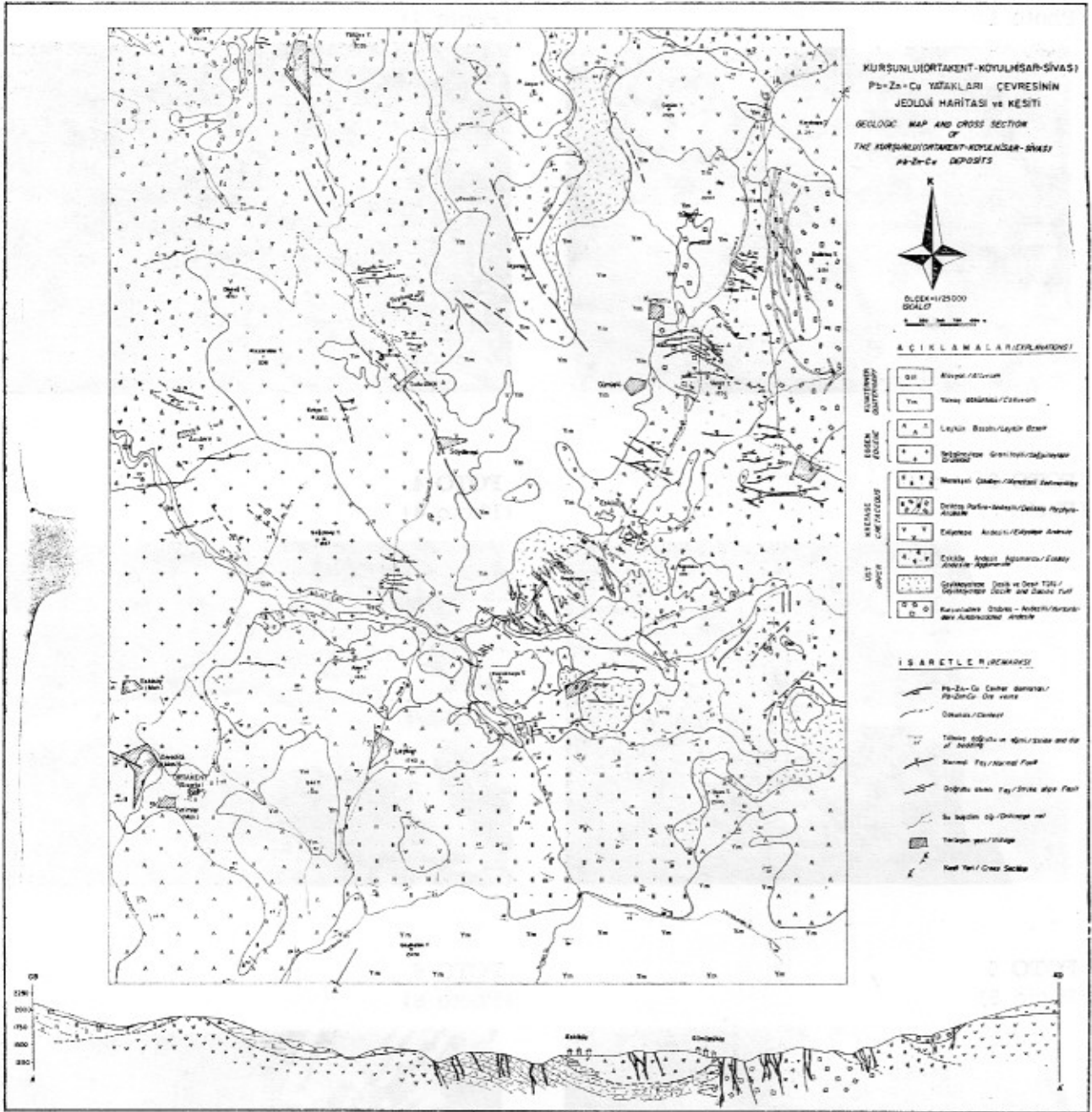


FOTO 6
(Photo 6)





Ek 1 : İnceleme alanının jeoloji haritası.

Appendix 1 : Geologic map of the investigated area.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Akinci, Ö.T., 1980. The major copper metallogenetic units and genetic igneous complexes in Turkey. In: S. Jankovic and R.H. Sillitoe (eds.), *European Copper Deposits*, 199-208.
- Akinci, Ö.T., 1985. The Eastern Pontid volcano-sedimentary belt and associated massive sulphide deposits. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (eds), 1985; *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean; Special Publication of the Geological Society No. 17, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 848 pp.*
- Çavuşoğlu, H., 1969. Sivas-Koyulhisar-Sisorta-Muradınköy ve Aksu bölgeleri, Kurşun-Çinko cevheri detay etüd ve sondajlı çalışmaları: M.T.A. Rap. No: M.E-897 (yayınlanmamış).
- Faith, L., Schnierer, K., Irmeler, R., Bane, R. ve Bystrica, B., 1972. C. S. Ekibinin 8.8.-22.11.1971 tarihleri arasında Türkiye'de Muradın Bölgesindeki Pb-Zn-Cu cevherleri zuhurunda yaptığı tetkik gezisi hakkında rapor: M.T.A. Rap. No: 5088 (yayınlanmamış).
- Kaaden, G.V.D., 1962. Muradın Mahallesi, Kan Köyünün doğu bölgesinde yapılan Kurşun-Çinko prospeksiyon hakkında rapor: M.T.A. Rap. No: M.E-346 (yayınlanmamış).
- Kaptanoğlu, H., 1967. Sivas-Koyulhisar-Sisorta-Muradınköy Kurşun-Çinko-Bakır zuhurları ve rezerv raporu: M.T.A. Rap. No: 3953 (yayınlanmamış).
- Ovalıoğlu, R., 1964. Koyulhisar-Sisorta-Muradınköy Pb-Zn-Cu zuhurları detay etüdü: M.T.A. Rap. No: 3799 (yayınlanmamış).
- Özbayoğlu, S., 1968. Kurşunluköy ve civarında sondajlı arama çalışmaları: M.T.A. Rap. (yayınlanmamış).
- Özgüneylioğlu, A. ve Okabe, K., 1981. Sivas-Koyulhisar-Sisorta-Kurşunluköy ve civarı Kurşun-Çinko-Bakır madeni, ayrıntılı jeoloji ve sondaj çalışmaları raporu: M.T.A. Rap. No: 3855 (yayınlanmamış).
- Özgüneylioğlu, A., 1988. Kurşunlu (Ortakent-Koyulhisar-SİVAS) Pb-Zn-Cu yataklarının jeolojisi. Cum. Üniv. Fen Bil. Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 52 s. (yayınlanmamış).
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981. Doğu Pontidler'de Kretase: K.T.Ü., Yerbilimleri Dergisi, Jeoloji, c: 1, s: 2, s. 65-114.
- Petrasccheck, W.E., 1967. Sivas ile Giresun arasındaki Koyulhisar - Şebinkarahisar - Susehri Kurşun - Çinko cevheri bölgesi isimli rapor: M.T.A. Rap. No: ME1802 (yayınlanmamış).
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their 8 intergrowths: 2nd Ed., International series in earth sciences, Pergamon Press, 1200 p.
- Seymen, İ., 1975. Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği: İ.T.Ü., Maden Fak., Doktora Tezi, 192 s.
- Simirnow, V.I., 1976. Geology of mineral deposits: Mir Publishers, 520 p.
- Stchepinsky, V., 1945. Yukarı Kelkit Çayı ve Havzasının Jeolojisi ve mineral varlıkları: M.T.A. Rap. No: ME-802 (yayınlanmamış).
- Takashima, K., Kawada, K., Hakari, N., Kılıç, M. ve İşler, F., 1974. Menka Madeni etrafındaki sahanın jeolojisi ve mineralizasyonu, Koyulhisar - Sivas ili, kuzey kısmı: M.T.A. Rap. No: M-178 (yayınlanmamış).
- Terlemez, İ. ve Yılmaz, A., 1980. Ünye - Ordu - Koyulhisar - Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: T.J.K. Bült., 23, s. 179-191.
- Terzioğlu, M.N., 1984. Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bakırköy Volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: Cum. Üniv. Müh. Fak. Derg., 1, 43-59, Sivas.
- Terzioğlu, M.N., 1985a. Reşadiye (Tokat) kuzeyindeki Eosen yaşlı Hasanşeyh Platobazaltının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: Cum. Üniv. Müh. Fak. Derg., 2, 105-134, Sivas.

Terzioğlu, M.N., 1985b. Reşadiye (Tokat) kuzeybatısındaki Hasandede Andezitinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesi: Cum. Üniv. Müh. Fak. Derg., 2, 135-149, Sivas.

Terzioğlu, M.N., 1985c. Mesudiye (Ordu) batısındaki Üst Miyosen yaşlı Kuyucak Bazaltının petrolojisi ve kökenseel yorumu. Yerbilimleri, 12, 53-67.

Terzioğlu, M.N. 1986a. Doğu Karadeniz bölgesinde Pliyosen yaşlı Erdembaba Volkanitlerinin petrolojisi ve kökenseel yorumu: T.J.K. Bült., 29, 119-132.

Terzioğlu, M.N., 1986b. Reşadiye, Gök köy ve Koyulhisar arasındaki Tersiyer - Kuvaterner yaşlı volkanitlerin genel stratigrafik özellikleri: Cum. Üniv. Müh. Fak. Derg. 3, 3-13, Sivas.

Terzioğlu, M.N., 1987. Doğu Karadeniz Bölgesinde Pliyosen yaşlı Canik Volkanitlerinin mineralojik - petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: T.J.K. Bült., 20, 49-54.

Westrum, H.H.S., 1961. Sivas - Koyulhisar - Sisorta Nahiyesi, Kanköy - Muradın Mahallesi Pb-Zn madeni hakkında ön etüdlere ait rapor: M.T.A. Rap. No: 3413 (yayınlanmamış).

Erzurum - Aşkale - Tortum Yöresinin Tektonik Gelişimi

TECTONIC EVOLUTION OF THE ERZURUM - AŞKALE - TORTUM REGION

Selim İNAN, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, SİVAS.

ÖZ : İnceleme alanının temelini Kuzey Neotetis kolunun kıta kenarında çökelmiş olan Liyas-Alt Kretase yaşlı düzenli bir istif oluşturmaktadır. Bu istif tabanda akarsu ortamı ürünü olan çakıltı ve bitki kırıntılı kumtaşlarıyla başlar, üstte doğru sıg denizel kumtaşı, marn, kireçtaşı, bazik volkanik ve fliş fasiyesinde devam ederek, Calpionella'lı kireçtaşlarıyla sonlanır. İstif, Neotetis ürünü ofiyolitli karışıklar (Kuzey Anadolu Ofiyolitli Karışığı) tarafından tektonik olarak üstlenir.

Ofiyolitli karışığın üzerini, Üst Kretase yaşlı, kumtaşı, marn ve Globotruncana'lı kireçtaşlarıyla temsil edilen Elmalı formasyonu uyumsuz olarak üstler. Bu ilişki Neotetis'in bu yörede Alt Kretase-Üst Kretase zaman aralığında kapandığını göstermektedir.

Yukarıdaki tektonik ve tektonik olmayan istiflerin üzerinde, çakıltı-kumtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşmuş Eosen yaşlı Tavşantepe formasyonu uyumsuz olarak yer alır.

Oligosen bölgede karasal, Miyosen ise karasal-sığ denizel fasiyeste gelişmiştir. Üst Miyosen sırasında bölge geniş ölçekte sıkışma rejiminin denetiminde yükselmiş, alkale ve kalkalkalen nitelikli volkanik kayalar tüm birimleri örtmüştür.

Pliyosenden itibaren bölge karasal ortam özelliğini korumuş, yer yer gösel, yer yer akarsu ortamı ürünü olan Gelinkaya formasyonu diğer birimleri uyumsuzlukla üstlemiştir.

Yörede gözlenen çoğu aktif özellikli sağ ve sol yanıl doğrultu atımlı faylar ise Pliyosen ve sonrasında gelişmiştir.

ABSTRACT : The basement of the studied area is composed Liassic-Lower Cretaceous sequences which are sedimented on the continental margin of the Northern belt of Neo-Tethyan. The fluvial sediments of conglomerate and sandstone with plants are located at the base. There is shallow marine sequences of sandstone, marl, limestone and basic volcanics, flysch facies above it. At the top, limestone with Calpionella can be observed. These sequential unit is tectonically placed by ophiolitic melange of the Neotethyan.

Ophiolitic melange is unconformably overlain by the rocks of Elmalı formation as Upper Cretaceous sandstone-marl at the base, limestone-containing Globotruncana at the top. This indicates that Neotethyan in the studied area is closed during Lower Cretaceous-Upper Cretaceous.

The sequences of the tectonic and others are unconformably overlain by Tavşantepe formation which are conglomerate, sandstone and clayey limestone.

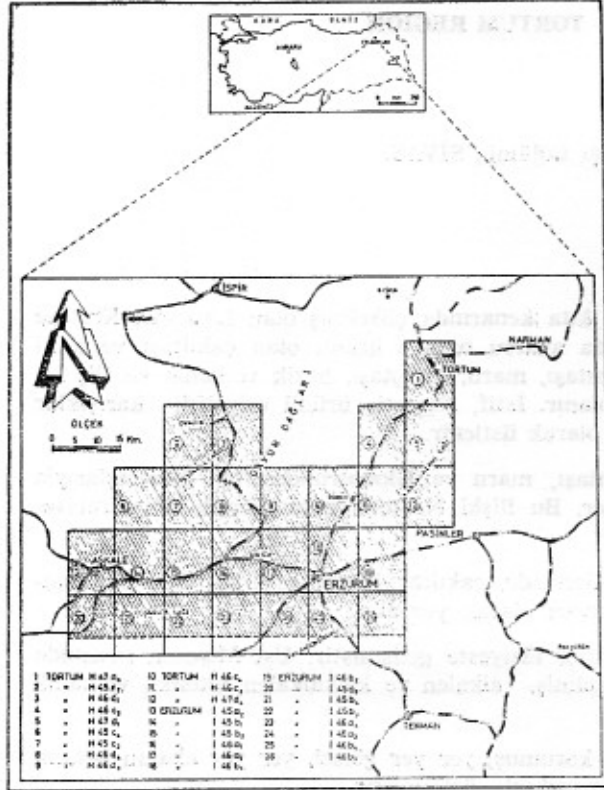
In the area, Oligocene show the characteristic of nonmarine but Miocene non-marine - shallow marine facies. During Upper Miocene, this area shows uplift the regional compressive regime in large scale so that alkaline and calc-alkaline volcanic rocks are covered the others.

During Pliocene and after that the continental characters of the area are continued and locality Gelinkaya formation of the lake sediments and fluvial clastics in unconformably overlain on the other rocks.

Left and right strike-slip faults which are observed in the studied area are evolved during Pliocene and after it.

GİRİŞ

İnceleme alanı Kuzeydoğu Anadolu'da Erzurum-Aşkale - Tortum arasında yaklaşık 3200 km²'lik bir alanı içine alan 24 adet 1/25.000 ölçekli paftaya yayılmaktadır (Şekil 1).



Şekil 1 — Yer bulduru haritası.

Figure 1 — Location map.

Çalışma alanının öncü jeolojik çalışmaları daha çok ekonomik amaca yönelik olarak, Roussel (1912), Lahn (1939), Ortynski (1944), Baykal (1950), Eren-töz (1953), Gattinger (1956), Brennich (1969) tarafından yapılmıştır. Özellikle yetmişli ve seksenli yıllarda daha çok bölgenin stratigrafisi, tektoniği, volkanizması ve morfolojisi gibi bilimsel amaçlı çalışmalar arasında ise, Sür (1965), Arpat (1965), Bingöl ve diğ. (1969), Irrilitz (1971), İlhan (1971), Erinc (1973), Acar (1975), Arpat ve diğ. (1977), Atalay (1978, 1982), Şengör ve Kidd (1979), Ardos (1979), Şaroğlu ve Güner (1981), Şengör (1980), Bayraktutan (1982), Sipahioğlu (1983), Bilgin (1983, 1984), Barka ve diğ. (1983), Özgül ve diğ. (1983), Koçyiğit (1983, 1985), Şaroğlu ve Yılmaz (1984), Koçyiğit ve Rojav (1984), Koçyiğit ve diğ. (1985), Tokel (1984) sayılabilir.

Yukarıda yapılan çok çeşitli çalışmalara rağmen, bölgenin bütününde bugüne kadar, levha tektoniği açısından herhangi bir yapısal evrim modeli ge-

liştirilememiştir. Bu çalışmalar özde küçük ve yerel alanlarda kalmıştır.

Bu çalışmada ise, yukarıda konumu verilen bölgedeki birimlerin 1/25.000 ölçeğinde haritalanması, stratigrafik konumları ve yapısal unsurları incelenerek bölgenin bu güne kadar geçirmiş olduğu yapısal evrimi irdelenmiştir.

Yazar önce bölgenin temel jeolojik özelliklerini daha sonra da yapısal evrimini anlatacaktır.

BÖLGENİN TEMEL JEOLJİ ÖZELLİKLERİ

Çalışma alanı ve yakın yöresinde iyas öncesi yaşta birimler guzlenememiştir. Liyas-Üst Pliyosen zaman aralığında ise, yer yer kesintili olarak çökemiş normal ve tektonik ilişkili çeşitli kayaç birimleri ve formasyonlar yer almaktadır. Bu birimler aşağıda yaş sırasına göre anlatılmaktadır (Şekil 2 ve 3).

Rizekent Formasyonu

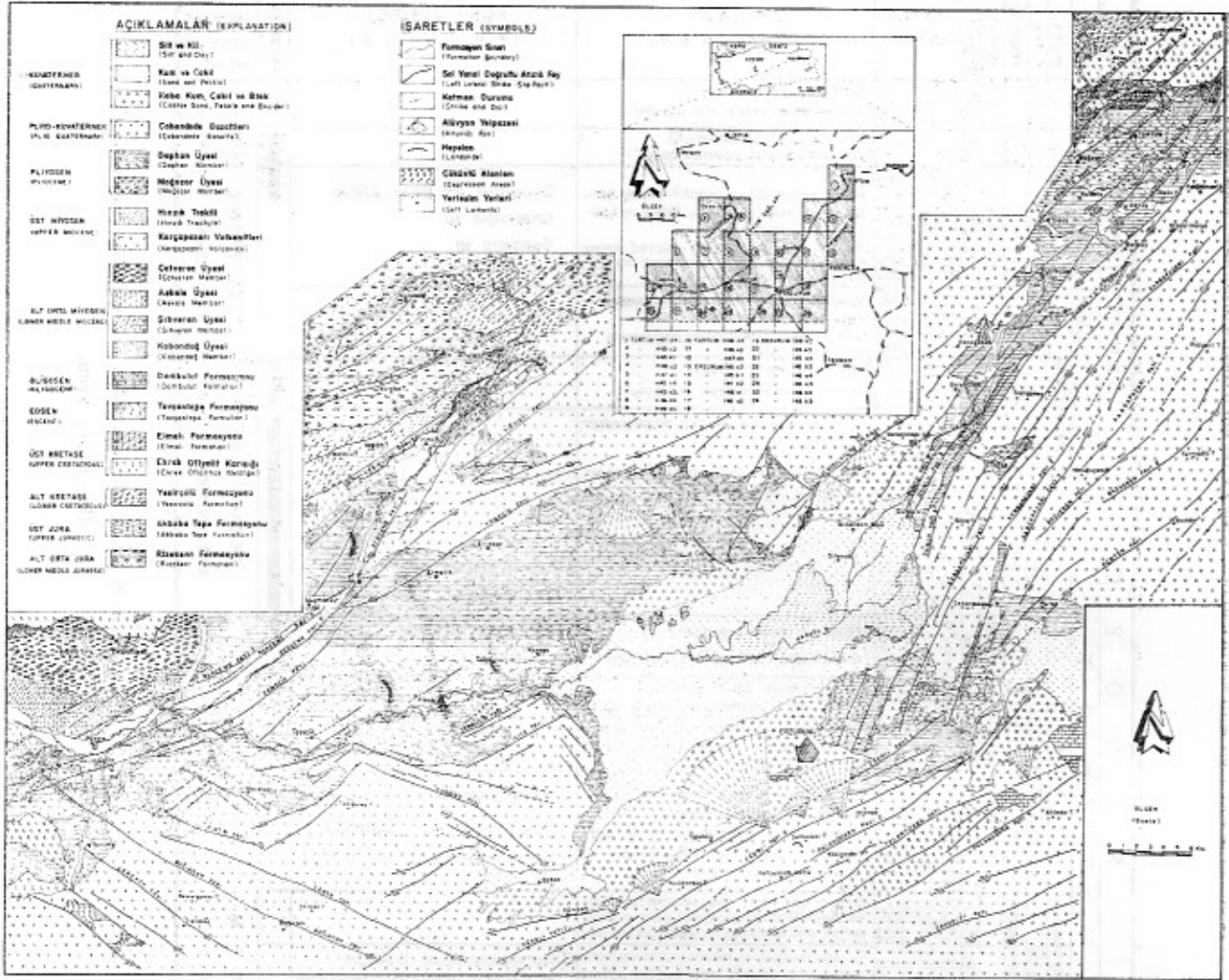
İnceleme alanının kuzeybatısında Serçeme dere-si ve yakın yöresinde yüzeyleyen kumtaşı, çakıltaşı ve şeyl ardalanmaları ile temsil edilen birim ilkin Bilgin (1983) tarafından Rizekent formasyonu olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanının temelini oluşturan birim genelde kırı, sarı, kahverenkli kalın katmanlı bitki kırıntıları içeren kumtaşı-çakıltaşı ve kurşuni gri renkli şeyl ardalanmasından oluşmuştur. Çakıltaşları, metamorfik ve granit çakıllarından oluşmakta, sparit kalsit ve klorit çimento ile tutturulmuş olup, yer yer çapraz katmanlanmalıdır. Kumtaşları içinde makro ve mikro ölçüde bitki kırıntılarının yanı sıra, 0,07 mm - 0,22 mm arasında değişken boyutlu ksenomorf kuvars kristalleri ile tali plajiolaklar yer almaktadır. Şeyller daha ince katmanlı olup, bolca bitki kırıntıları içerirler. Çalışma alanında toplam 2500 m kalınlığa sahip olan birime, Bilgin (1983) Liyas-Dogger yaşı vermiştir. Fakat bu çalışmada birime yaş verebilecek fosil bulunamamıştır. Ancak, birimin üzerinde yer alan Üst Jura yaşlı Akbaba kireçtaşlarına göre, yaşı Liyas-Dogger zaman aralığına karşılık gelebilir. Birim suğ-karasal ortamda (bitki kırıntıları ve çapraz katmanlanmadan ötürü) depolanmıştır.

Akbabatepe Kireçtaşları

Serçeme, dere batı yamacında yüzeyleyen, açık gri-krem renkli masif kireçtaşları Akbabatepe kireçtaşları adı altında incelenmiştir. Birim altta Rizekent, üstte Alt Kretase yaşlı Yesirçölü formasyonları ile dereceli geçişlidir. Birimden alınan örneklerde, boyları 1 mikron-0,4 cm arasında değişen, bolca kırmızı alg, mercan ve bağlayıcı foraminiferlerin yanı sıra, mikrit ve mikrosparit kalsit ile bağlanmış bağlamtaşı-istiftaşı özelliğinde olduğu saptanmıştır. Toplam 600 m kalınlığa sahip olan birimin çeşitli düzeylerinden alınan örneklerde, *Trocholina elongata* LEUPOLD, *Trocholina alpina* LEUPOLD, *Pscu-*

S E N O Z O I C (S E N O Z O Y I K)										SEMBOLE (SYMBOL)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	FOSİL İÇERİĞİ (FOSSILS)	VOLKANİZM	TECTONIC DEVELOPMENT																													
M E S O Z O I C (M E S O Z O Y I K)					T E R T İ A R Y (T E R S İ Y E R)																																						
JURASSIC (JURA)		CRETACEOUS (KRATASE)			E O C E N E (M İ Y O S E N)			P L O C E N E		Q U A T E R N A R Y																																	
UPPER JURASSIC	LOWER JURASSIC	UPPER CRETACEOUS	LOWER CRETACEOUS	MAESTRICHTEN LUTES	FLUORINE	ELMALI	ESREK MELANGE	YESİR ÇÖLÜ	MALM	DOĞGER	RIZE KENT	LIYAS	DOGGER	AKRAŞA T.	YESİR ÇÖLÜ	ESREK MELANGE	ELMALI	MAESTRICHTEN LUTES	FLUORINE	UPPER CRETACEOUS	LOWER CRETACEOUS	UPPER MIOCENE	MIYOSEN	PLIOCENE	PLIOSEN	QUATERNARY																	
2500 <	600	1150	1000 <	700	300	350	1250	400	250	300	2000 <	300	400	300	300	300	400	200	100	200	100	400	300	1250	200	100																	
Gri-yeşil-sarı renkli kalın katmanlı çakıltaşı, kumtaşı ve marn ardalanması. (Gray-green-yellow colored thick bedded alternation conglomerate marl and sandstone)		Beyaz gri renkli masif ve kalın katmanlı kireçtaşı. (White gray colored massive and thick bedded limestone)			Gri renkli mikrofossilli kireçtaşı, kumtaşı ve çakıltaşı. (Gray-colored, with microfossils alternation limestone, marl and sandstone)			Sarı-gri renkli kalın katmanlı çakıltaşı, kumtaşı ve marn. (Yellow-gray colored thick bedded alternation of limestone, conglomerate and marl)			Kırmızı gri renkli jips, kumtaşı, çakıltaşı ve marn. (Red-gray colored gypsum alternation with sandstone, conglomerate and marl)			Gri sarı renkli kalın katmanlı kireçtaşı, kumtaşı marn ardalanması. (Gray-yellow colored, and thick bedded alternation of limestone, sandstone and marl)			Kırmızı-gri-yeşil renkli jips kumtaşı ve marn. (Red-gray-green colored gypsum alternation with sandstone, and marl)			Sarı-bej renkli fosilli kireçtaşı. (Yellow-beige colored limestone with fossils)			Yaşil gri renkli çakıltaşı. (Green-gray colored conglomerate)			Siyah, kırmızı-kahverenkli, bazalt, andezit, aglomera. (Black-brown-red colored, basalt, andesite, agglomerate)			Sarı-kahverenkli trakit. (Brown-yellow colored trachite)			Beyaz renkli aglomera tuf ve kil ardalanması. (White colored alternating agglomerate-tuffit-clay)			Beyaz-gri, yeşil-gri renkli çapraz katmanlı kumtaşı, çakıltaşı. Marn ve killi kireçtaşı ardalanması. (White-gray, green-gray colored, cross bedding, alternating sandstone-conglomerate-marl-clayey limestone)			Siyah-koyu gri renkli basalt. (Black-dark gray colored basalt)			Kaba kum, çakıl ve blok. (Coarse sand, pebble and boulder.)		
Tracholina elongata LEUPOLD Tracholina alpina LEUPOLD Cadosina parvula NAGY		Calpionella elliptica COLOM Calpionella alpina LEUPOLD Calpionellopsis oblonga CADISH Valvulina sp.			Globotruncana linneliana D'ORBIGNY Globotruncana lopparenti Iricarinate QUER Globigerina cretacea D'ORBIGNY			Nummulites lucasi D'ARCH Nummulites cf. irregularis DESHAYES			Flabellipecten burdigalensis LAMARCH Chlamys rotunda LAMARCH Flabellipecten tagicus OTTER			Ostrea lamellosa BROCCCHI Mioegypsinia cf. irregularis MICHELO			Ostrea lamellosa BROCCCHI			Drissensia aff. diluvi ABICH Drissensia sp. Gongeria sp.																							
PALEOTEKTONİK DÖNEM (PALEOTEKTONIC PERIOD)					GEÇİŞ DÖNEMİ (TRANSITION PERIOD)					NEOTEKTONİK DÖNEM (NEOTEKTONIC PERIOD)																																	

Şekil 2 — İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.
Figure 2 — The generalized columnar section of the study area.



Şekil 3 — İnceleme alanının jeolojik haritası. (İnan 1987 den genişletilerek)

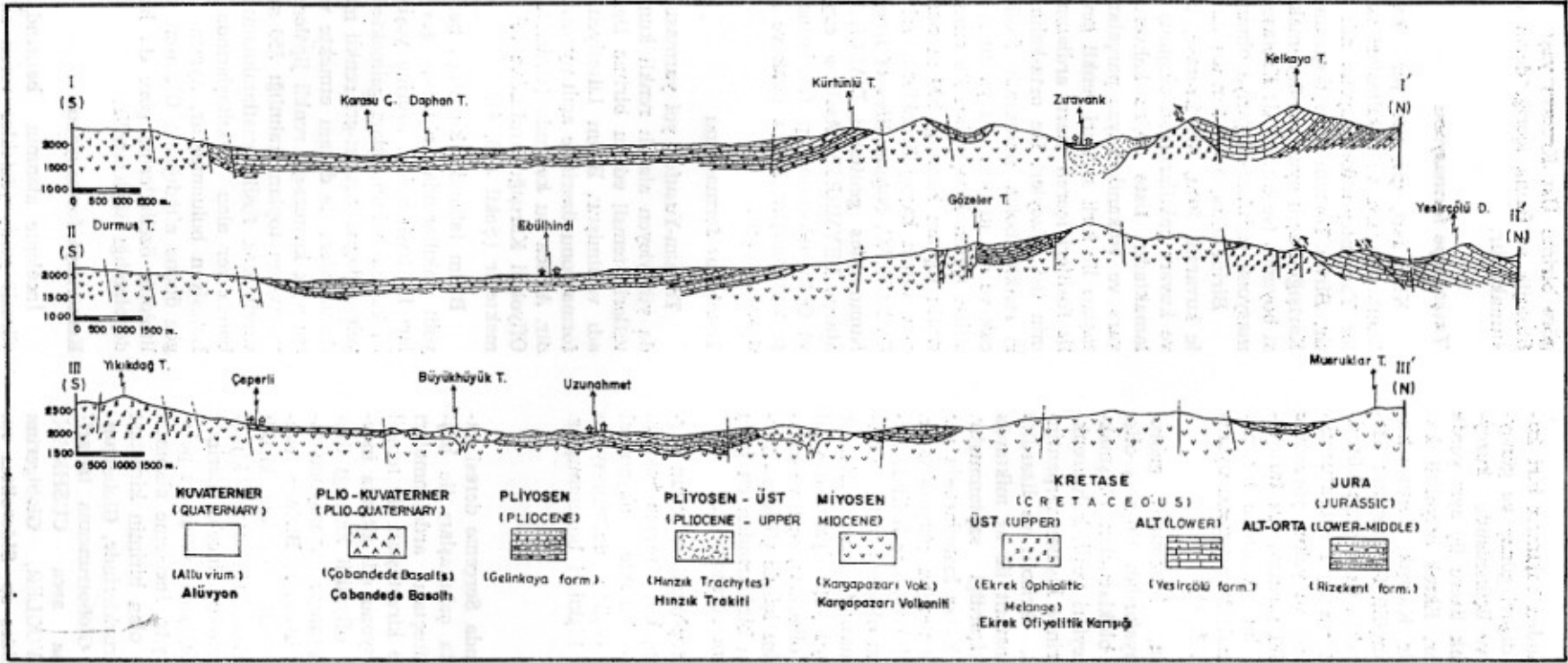
Figure 3 — The geological map of the study area. (modified after İnan, 1987)

docyalammia gaccardi (SCHRODT, *Cadosina berzai* NAGY, *Cadosina parvula* NAGY, *Thaumatoperalla* sp. ve *Spirillina* sp. fosilleri saptanmıştır. Yukarıdaki fosillere göre birimin yaşı Üst Jura'dır. Kayacın fauna ve litolojik özellikleri, çok hareketli sıcak ve sığ denizel bir ortamı yansıtmaktadır.

Yesirçölü formasyonu

Alt ve orta düzeyleri bazik volkanik, volkanik kumtaşı ve kireçtaşı ardalanmaları üst düzeyleri kireçtaşları ile temsil edilen birime ilk kez Arpat (1965) Yesirçölü formasyonu adını vermiştir. Birim Serçeme deresi ve yakın yöresinde, Akbatabepe kireçtaşları üzerinde uyumlu olup, üstte ise Ekrek ofiyolitli karışığı ve Lüteslyen yaşlı Tavşantepe formasyonu üzerine şariye olmuştur. Tortum kuzeyinde ise birim Ekrek ofiyolitli karışığı tarafından tektonik olarak üstlenir (Şekil 2, 3, 4).

Formasyon alt ve orta düzeylerinde orta kalın katmanlı, yeşil-gri-koyu yeşil renkli bazik volkanik, volkanik kumtaşı ve kireçtaşı ardalanmaları yer alır. Kumtaşları genellikle volkanik parçalardan oluşmakta, köşeli, orta boyunmalı ve kireç çimento ile tuturulmuştur. Kireçtaşları açık gri, yeşil renkli, ince orta katmanlı, iyi gelişmiş eklem takımlıdır. Formasyon üst düzeylere doğru açık gri - esmer renkli, yer yer ince katmanlı kireçtaşlarına geçmektedir. Çamurtaşı-istiftaşı özelliği gösteren kireçtaşı seviyelerinden alınan kayaç örneklerinde, ekinid, mercan, gastropod ve kavki kesitlerinin yanı sıra, *Calpionella elliptica* COLOM, *Calpionella alpina* LORENZ, *Tinfinopsella carpathica* COLOM, *Calpionellopsis oblanga* CADISH, *Valvulina* sp. *Tcinella* sp. ve *Reophos* sp. fosilleri saptanmıştır. Yukarıdaki fosillere göre birime Alt Kretase yaşı verilmiştir. Birim gerek fauna ve gerekse litolojik özelliklerine göre sığ-derin deniz arasında değişen bir ortamda çökelmiştir.



Şekil 4 — İnceleme alanının enine jeolojik kesitleri.

Figure 4 — The geological cross section of the study area.

Ekrek Ofiyolitli Karışığı

İnceleme alanında birbirinden bağımsız biri kuzeydoğuda (Tortum kuzeyi), diğeri güney ve güneybatıda (Palandöken dağları) ve üçüncüsünde kuzeybatıda (Serçeme deresi) olmak üzere üç ayrı yerde yüzeyleyen ofiyolitli karışıklar, Ekrek ofiyolitli karışığı adı altında incelenmiştir. Karışık, Tortum kuzeyinde Alt Kretase yaşlı Yesirçözü formasyonu üzerinde tektonik olarak yer almakta ve üzerine Lütésiyen yaşlı Tavşantepe formasyonu açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Serçeme deresi ve yakın yöresinde ise Alt Kretase yaşlı Yesirçözü formasyonu tarafından şariye olmuştur. Ayrıca bu kesimde birimin üzerine Üst Kretase yaşlı Elmalı formasyonu uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 2, 3, 4).

Karışık başlıca, serpantin, harzburjit, gabro, yastık lavlar ve komşu kayalardan türemiş olitostromal nitelikli kireçtaşı bloklarından oluşmaktadır. Harzburjitlerin dış yüzeyleri yeşil, kahverenkli olup, mikroskop incelemelerinde kısmen serpantinleştikleri, ikincil klinokrizolit, krizolit ve lizardite dönüştüğü, bolca olivin ve enstatit ile az miktarda diyopsit, tremolit ve kromit içerdiği saptanmıştır. Serpantinler harzburjitlerin kenar kısımlarında yer almakta ve genellikle antigoritlerden oluşmaktadır. Gabrolar koyu yeşil renkli, iri kristaller halinde klinopiroksen ve plajyoklaslardan oluşmaktadır. Özellikle Tortum-Yusufeli yol yarmasında geniş yüzlekler veren yastık yapılı lavlar koyu yeşil-siyahimsi yeşil renkli fenokristaller halinde oligoklas, ojit ve camı malzeme içermektedir. Birim içinde gözlenen yerel ve küçük ölçekte kireçtaşı bloklarından en genç yaş Üst Jura-Alt Kretase yaşını vermektedir.

Yukarıda sunulan, kaya toplulukları çoğun birbirleriyle tektonik ilişkili olup, Üst Kretase başında gelişen yitim (subduction) ile birlikte, okyanusal kabuk ve gereçlerinin önemli ölçüde deformasyonu sonucunda oluşmuş ve ilksel ilişkileri bozunmuştur.

Elmalı formasyonu

Çalışma alanı kuzeybatısında Serçeme deresi yakın yöresinde yüzeyleyen altta çakıltaşları ile başlayan üste doğru marn ve kireçtaşı ardalanmaları ile devam eden ve en üstte kireçtaşları ile temsil edilen birimler Elmalı formasyonu adı altında incelenmiştir. Birim altta Ekrek ofiyolitli karışığı üzerinde uyumsuz, üstte ise Tavşantepe formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üstlenir. Birimin egemen litolojisini gri-krem renkli oldukça kırıklı planktonik foraminifera ve radiolaria içeren kireçtaşları oluşturmaktadır. Mikroskop incelemelerinde vaketaşı-çamurtaşı arasında değişen dokuda ve pelajik özellikte olduğu saptanmıştır. İnceleme alanında toplam 700 m kalınlığa sahip olan birimin kireçtaşı seviyelerinden alınan kayaç örneklerinde, *Globotruncana linneiana* D'ORBIGNY, *Globotruncana tricarinata* QUERAU, *Globotruncana* arca CUSHMAN, *Globotruncana bulloides* VOGLER, *Globigerina cretacea* D'ORBIGNY, *Orbitoides* sp., *Siderollites* sp.

ve *Radiolaria* sp. fosilleri saptanmıştır. Bu fosillere göre birime Üst Kretase yaşı verilmiştir. Birimin litolojik ve fauna içeriği derin deniz ortamını yansıtmaktadır.

Tavşantepe formasyonu

Kirli sarı, gri, yer yer kahverenkli, kireçtaşı, kumtaşı, marn ve çakıltaşları ile bëtimplenen birimler Tavşantepe formasyonu adı altında incelenmiştir. Birim Tortum kuzeydoğusunda, Ekrek Ofiyolitli Karışığı açılı uyumsuz üstlenmektedir. Serçeme deresi boyunca ise birim, Alt Kretase yaşlı Yesirçözü formasyonu tarafından şariye olmuştur. (Şekil 2, 3, 4).

Birim altta, koyu kırmızı-şarabi renkli, genellikle kuvarsit, Jura, Alt Kretase, Üst Kretase, ofiyolit ve kuvars çakıllarından oluşmuş çakıltaşları ile başlamaktadır. Üste doğru kahverenkli-gri renkli kuvars ve volkanik kayaç parçalarından oluşan kumtaşları ile kirli sarı-gri renkli gevşek yapılı, nummulit fosilleri içeren marn ardalanmalarına geçer. Birimin üst düzeyleri ise orta-kalın katmanlı, kirli sarı renkli, bolca nummulit fosillerinin yanı sıra sıcak ve sığ su ortamını yansıtan *Quinqueloculina* fosilleri içeren kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Birimin toplam kalınlığı 300 m olup, çeşitli düzeylerden alınan kayaç örneklerindeki *Nummulites lucasi* D'ARCHIAC, *Nummulites cf irregularis* DESHAYES, *Nummulites geuttardi* D'ARCHIAC *Nummulites cf atacus* LEYMERIE, *Assilina exponens* SOWERBY ve *Quinqueloculina* sp. fosillerine göre Lütésiyen yaşı saptanmıştır. Birim sıcak ve sığ deniz ortamında depolanmıştır.

Dambulut formasyonu

Tortum-Yusufeli yol yarmasının her iki tarafında yüzeyleyen alacalı renkli kumtaşı, marn, jips ve tüflerle temsil edilen birime Dambulut formasyonu adı verilmiştir. Birim Lütésiyen yaşlı Tavşantepe formasyonu üzerinde açılı uyumsuz olarak gelmektedir. Ayrıca bu kesimde (Ördekdüzü yanında) Ekrek Ofiyolitli Karışığı tarafından tektonik olarak üstlenmektedir (Şekil 2, 3, 4).

Birim tabanda, kireçtaşı, bazalt, andezit ve ofiyolit çakıllarından oluşmuş gevşek yapılı çakıltaşları ile başlamakta, üzerine yeşil-gri renkli orta-ince katmanlı kumtaşları gelmektedir. Birim üst seviyelere doğru kırmızı-gri renkli marn-kumtaşı-tüf ardalanmaları ile devam etmekte ve en üst düzeyinde ise açık kırmızı-gri renkli jipslere geçmektedir. Formasyonun toplam kalınlığı 350 m. dir. Birimde yaş verebilecek fosile rastlanılmamış olup, ancak tabanda yer alan çakıltaşlarında en geç yaş olarak Lütésiyen bulunmuştur. Ayrıca stratigrafik konum göz önüne alındığında Oligosen yaşında olduğu ve litolojik özelliklerine göre de karasal bir ortamda depolandığı söylenebilir.

Kemer kaya formasyonu

İnceleme alanının batısında (Aşkale ve yakın yöresi) geniş yüzlekler veren sığ deniz-karasal or-

tamda depolanmış Miyosen yaşlı birimler Kemerka-ya formasyonu adı altında toplanmıştır. Birim tabanda, Ekrek Ofiyolitli Karışığı üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alır. Üstünü ise Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Kargapazarı volkanitleri uyumsuzlukla örter. (Şekil 2, 3, 4).

Formasyon çalışma alanında birbirleriyle yanal ve dikey geçişli 4 üyeye ayrılmaktadır. Tabanda yer alan gri-kirli sarı renkli, yer yer ince bantlar halinde kumtaşı arakatıkları içeren bol makro ve mikro fosilli marnlar Kabandağ üyesi olarak adlandırılmıştır. Üye üste dereceli olarak, kirli sarı-yeşil-gri renkli, yer yer jips mercekleri içeren kumtaşı, marn ve çakıltaşlarından oluşmuş Şihveren üyesi ile geçişlidir. Şihveren üyesinin üzerinde ise bol makro ve mikro kavkı kırıntılı, kirli bej renkli, kalın katmanlı killi kireçtaşlarıyla temsil edilen Aşkale üyesi yer alır. Formasyonun en üst seviyesini ise açık gri-kirli sarı renkli, alt seviyeleri sıkı, üst eviyeleri gevşek çimentolu çakıltaşlarından oluşmuş Çatveren üyesi ile son bulur (Şekil 2, 3, 4).

Formasyonun özellikle Aşkale ve Kabandağ üyesi içinden alınan kayaç örneklerinde, *Flabellipecten la-picus* OTTER, *Flabellipecten burdigalensis* LAMARCH, *Chlamys rotunda* LAMARCH, *Echinolampas acuminatus* ASICH, *Clypeaster cf lalirstris* AGG, *Ostrea lamellasa* BROCCHI, *Miogyopsisina cf irregularis* MICHELOTTI, *Lepidocyclina cf fourmueri* LEM VE DOUV. gözlenen makro ve mikro fosillerine göre Alt-Orta Miyosen yaşlı saptanmıştır. Formasyon sığ denizel, kısmen lagüner ortamda depolanmıştır.

Karpazarı Volkanitleri

Erzurum havzasını çevreleyen yüksek dağ silsilelerinin büyük bir kısmını oluşturan, tuf, aglomera, bazalt ve andezit türündeki volkanik kayaçlar Kargapazarı volkanitleri olarak adlandırılmıştır. Volkanikler, Alt-Orta Miyosen yaşlı Kemerka-ya formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer almakta, üzerinde ise Üst Pliyosen yaşlı Gelinkaya formasyonu bulunmaktadır. Bu ilişkiye göre birimin yaşı Üst Miyosen-Pliyosen'dir (Şekil 2, 3, 4).

Volkanitler çalışma alanında bazalt ağırlıklı olarak yüzeyler. Bazaltlar, gri siyahımsı gri ve ince tanelidir. Yarı ofitik intergranular ve porfiritik tip dokulu, bolca olivin, ojit ve çok az plajiyoklas içerirler. Aglomeraların hamurunu tuf ve kalsit oluşturmakta, 0.5 cm - 25 cm arasında değişen bazalt, trakit ve andezit parçalarından oluşmaktadır. Tüfler, beyaz - gri renkli ve kül boyutunda tanelidir. Ande-

zit ve oligoklas parçalarının yanısıra piroksen ve manyetit mineralleri içermektedirler. Lav, tuf ve aglomeralar arasında sıkça yanal ve dikey geçişler görülür.

Hınzık Trakitleri

Çalışma alanının kuzeybatısında Serçeme deresi her iki yamacında yüzeyler. Kargapazarı volkanitlerinin üst kesimini örten trakitler sütunsal soğuma çatlakları gösterirler. Yer yer yönlenmiş 50-100 mikron boyutunda plajiyoklas mikrolitlerinin yanısıra az ortopiroksen içerirler.

Gelinkaya formasyonu

İnceleme alanında karasal ortam ürünü olan, tuf ve bazalt arakatlı, kumtaşı, çakıltaşı, marn ve beyaz renkli kireçtaşları ile temsil edilen birimlere ilk kez Arpat (1965) Gelinkaya formasyonu adını vermiştir. Birimin bu çalışmada aglomera ve tüflerle temsil edilen bölümü Magoçar, kumtaşı, çakıltaşı, marn ve kireçtaşları ile temsil edilen bölümü de Daphan üyesi olarak tanımlanmıştır (Şekil 2, 3, 4).

Her iki üye birbiriyle yanal ve dikey geçişli olup, özellikle Daphan üyesi içinde yer yer ince kömür bantları ile bazalt ve tuf arakatıklarına sıkça rastlanılmaktadır. Daphan üyesi içinde yer alan çakıltaşı, marn ve kumtaşlarında çapraz katmanlanma ve akarsu kanal yapıları çok karakteristiktir. Birimin üst seviyelerini oluşturan kireçtaşlarında *Dressensia* ve *Congerina* gibi acı veya tatlı sularda yaşayan lamellibrans fosilleri gözlenmiş olup, karasal (göl ve akarsu) ortamda depolanmışlardır. Birimin yaşı Üst Pliyosen olarak saptanmıştır.

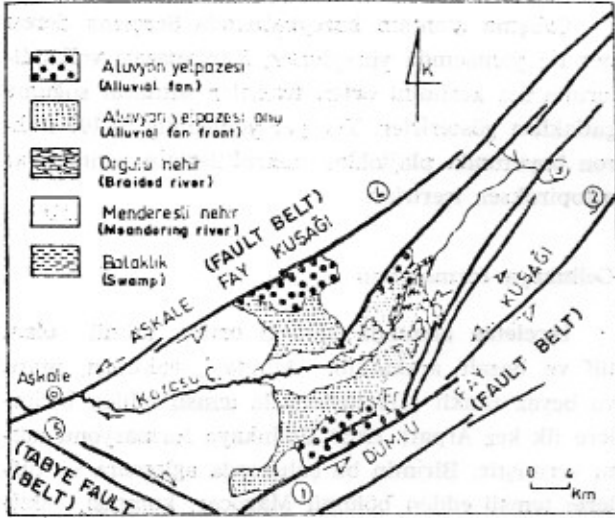
Çobandede bazaltları

İnceleme alanında yüzeylenen en genç volkanik kayaç grubu olup, Üst Pliyosen yaşlı Gelinkaya formasyonunun üzerini örtmektedir. Plato bazaltı görünümünü sunan bazaltlarda, intersertal tekstürlü çok fazla plajiyoklas mikroçubukları ve daha az olivin ojit ve tali olarak da opak mineraller saptanmıştır. Pliyo-Kuvaterner yaşı verilmiştir.

Alüvyonlar

İnceleme alanının en genç oluşuklarını teşkil eden alüvyonlar konumları ve özellikleri itibariyle eski ve yeni alüvyon olmak üzere ikiye ayrılarak haritalanmıştır. Eski alüvyonlar, kaba çakıl, kaba kum-

kum boyutunda tanelerden, yeni alüvyonlar ise ince kum, silt, mil ve killerden oluşmaktadır. Ayrıca Erzurum havzasını çevreleyen dağların etekleri boyunca yüzeyleyen 100lerce metre kalınlıkta çok sayıda 5-7°'lik eğime sahip alüvyon yelpazeleri sıralanmıştır (Şekil 3).



Şekil 5 — İnceleme alanının ana fay kuşakları. (Koçyiğit ve diğ. 1985. ve İnan 1987' den alınmıştır.)

Figure 5 — The main fault belts of the study area. (After Koçyiğit and others 1985, İnan 1987).

BÖLGENİN YAPISAL ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanının yapısal unsurları gelişim sırasına göre Oligosen öncesi, Oligosen-Üst Miyosen ve Üst Miyosen sonrası olmak üzere üç bölümde irdelenecektir.

Oligosen öncesi yapılar

Bu yapıların en önemlilerini Oligosen öncesi yaşta bindirmeler oluşturmaktadır. Çalışma alanının kuzeydoğusunda Ekrek Ofiyolitik Karışığı, Alt Kre-tase yaşlı Yesirçölü formasyonu üzerine bindirilmelidir. Çalışma alanının kuzeybatısında (Serçeme ve yakın yöresinde) Yesirçölü formasyonu, Ekrek Ofiyolitik Karışığı ile Lütesiyen yaşlı Tavşantepe formasyonu üzerine şariye olmuştur. Bu kesimde bindirmenin yaşı Lütesiyen sonrasıdır (Şekil 3).

Oligosen öncesi birimlerde özellikle Jura-Alt Kre-tase istiflerinde eksenleri genellikle D-B yönünde gelişmiş, büyük kıvrımların yanısıra, bolca küçük ölçekte devrik, yatık ve zızzak kıvrımlar dikkati çekmektedir. Bu tip yapılarda egemen sıkışma doğrultusu K-G olarak saptanmıştır.

Oligosen-Üst Miyosen Yapıları

Bu dönemin karakteristik yapılarını D-B yönlü bindirmeler ve kıvrımlar oluşturur. Çalışma alanının kuzeydoğusunda (Tortum KD'su) Ekrek Ofiyolitik Karışığı Oligosen yaşlı Dambulut formasyonu üzerine, kuzeybatıda, Aşkale kuzeyinde, karışık, Alt-Orta Miyosen yaşlı Kemerkaya formasyonunun Çatveren üyesi üzerine bindirmiştir. Bunun yanısıra, genellikle D-B yönlü kıvrım eksenlerine sahip simetrik ve küçük ölçekteki kıvrımlara Alt-Orta Miyosen yaşlı Kemerkaya formasyonu içinde sıkça rastlanılmaktadır. Yukarıda anlatılan büyük ölçekli bindirmeler, Üst Miyosen öncesinde gelişimlerini tamamlamışlardır. Çünkü çalışma alanında, daha genç çökeller üzerinde eski yapılara ait birimler gözlenmemiştir.

Üst Miyosen ve sonrası yapılar

Genelde Kuzeydoğu Anadolu ve yerel ölçekte inceleme alanının Üst Miyosen - Günümüz arasında yaklaşık K-G yönlü sıkışma rejiminin etkisi altında olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından belirtilmektedir (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör, 1980; Şaroğlu ve Güner, 1979, 1981; Sipahioğlu, 1983, Barka ve diğ. 1983; Koçyiğit, 1983, 1985; Koçyiğit ve diğ. 1985). Bu rejimin etkisiyle bölgede KD-GB yönlü sol ve KB-GD yönlü sağ yanal doğrultu atımlı faylar, K-G yönlü açılma çatlakları ile D-B yönlü ters faylar gelişmiştir (Şekil 3).

İnceleme alanı ve yakın yöresi özellikle Üst Miyosen ve Pliyosen birimlerinde etkileyen çoğu aktif sol ve sağ yanal atımlı faylarla çevrelenmiştir. Bu faylardan K30-40D ve K50-55D doğrultulu ve sol yanal nitelikli olanlar Dumlu ve Aşkale; K48B doğrultulu ve sağ yanal nitelikli olanlarda Tabye fay kuşağı adı altında toplanmış ve irdelenmiştir. Pliyosen yapılarını kestiği göz önüne alınırsa faylar Pliyosen ve sonrasında gelişmişlerdir.

D-B yönlü ters faylar ile K-G yönlü açılma çatlaklarına özellikle Üst Pliyosen yaşlı eGlinkaya formasyonu içinde çok sayıda ve küçük ölçekte (10 cm - 100 m) rastlanılmaktadır (Şekil 5).

BÖLGENİN YAPISAL EVRİMİ

İnceleme alanı ve yakın yöresinde Liyas öncesi temele ait birimlere rastlanılmamaktadır. Bu nedenle jeolojik evrim Liyas'tan başlayarak anlatılacaktır. Ancak inceleme alanı dışında geniş ölçekte düşünüldüğünde Liyas öncesi temelin kıtasal kabuk kökenli olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından benimsenmektedir (Şengör ve diğ. 1980; Bergougnan ve Fourquini, 1982; Şengör ve diğ. 1982).

Liyas-Dogger

Genelde tüm Kuzey Anadolu'da Liyas başında, Pontidlerle Anatolidler (Toridler) arasında bir okyanusal havzanın (Neotetisin kuzey kolu) oluşmaya

başladığı bugün artık kabul edilen bir görüştür (Şengör, 1980; Yılmaz, 1981; Görür ve diğ. 1983; Koçyiğit, 1985). Liyas-Dogger zaman aralığında da çalışma alanında riftleşmenin başladığı benimsenmektedir. Özellikle Kuzey Anadolu'da riftleşmeye ilişkin veriler Görür ve diğ. (1983) tarafından ayrıntılı olarak sunulmuştur. Liyas-Dogger birimleri bölgede karasalsığ deniz fasiyesinde gelişmiş ve kuzeyden güneye gidildikçe karasaldan sığ denize geçiş göstermektedirler (Şekil 6). Ancak riftleşmenin kesin olarak ne zaman başladığına ilişkin veriler şimdiye kadar ki çalışmalardan elde edilememiştir.

Üst Jura-Alt Kretase

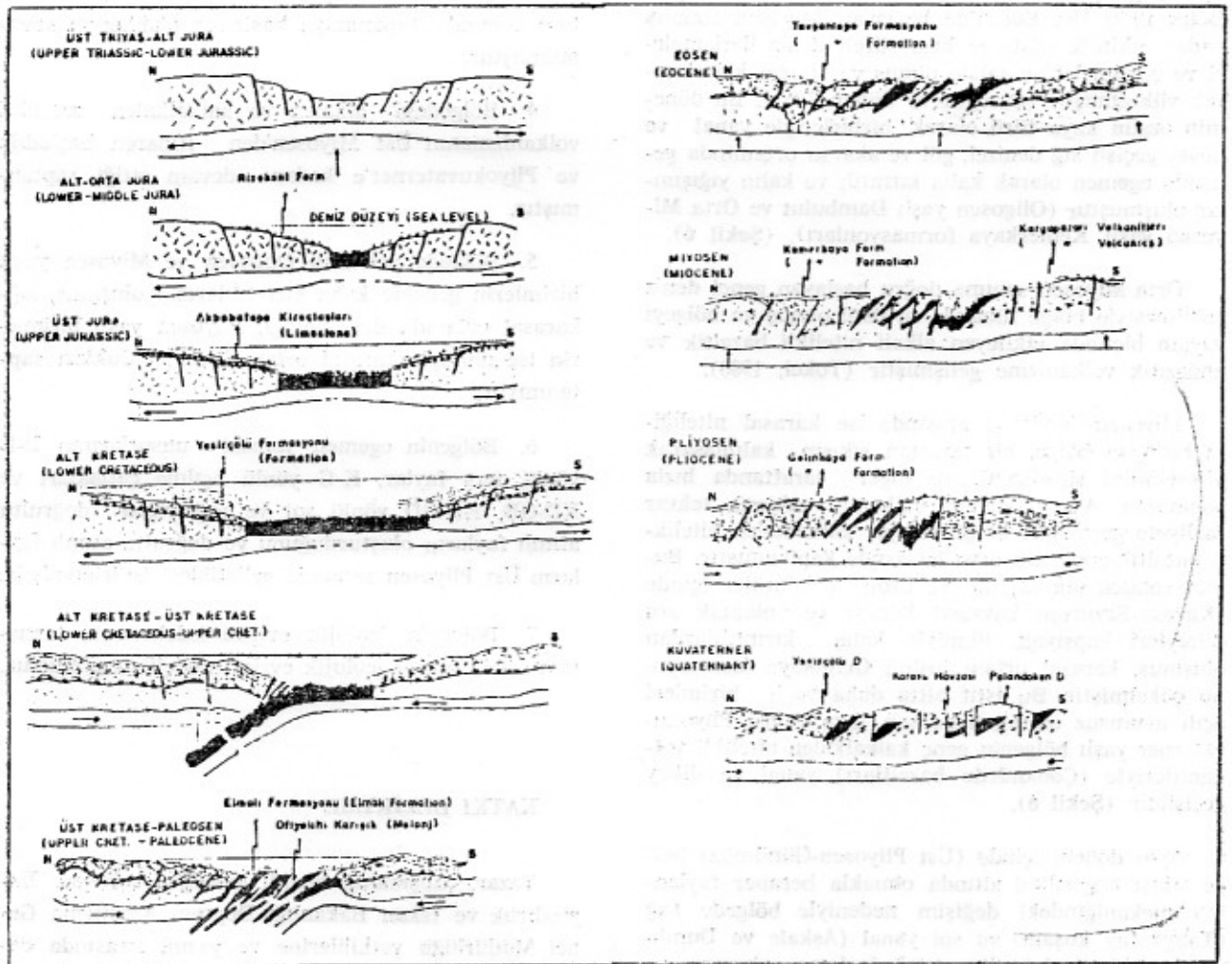
Bu dönemde inceleme alanı giderek derinleşmiştir. Bunun sonucu olarak, self ortamını karakterize eden Üst Jura yaşlı Akbabatepe kireçtaşları ve derin deniz ortamı ürünü olan bazik lav akıntıları ve volkanik kumtaşı ardalanmaları içeren kireçtaşlarından oluşmuş Yesirçölü formasyonu çökelmiştir. İncele-

me alanında Liyas-Alt Kretase arasında çökelen bu düzenli istiflerin karasal fasiyesten derin deniz fasiyesine doğru geliştiği ve bu istiflerin Yılmaz (1981) tarafından tanımlanan Atlantik tip kıta kenarının kuzey kenarına karşılık geldiği söylenebilir.

Bu dönemde okyanusal kabuk gelişimini sürdürmüş ve bunun sonucunda ofiyolitler oluşmaya başlamıştır. Çeşitli araştırmacılar tüm kuzey Anadolu'da gözlenen ofiyolitlerin okyanus ortası sırtlarda (Yılmaz, 1980, 1981; Buket, 1982) veya kenar denizinde oluştuğunu belirtmektedirler (Bektaş ve diğ., 1984).

Üst Kretase

Bölgede olası olarak Liyas'ta başlayan açılma Alt Kretase sonuna kadar devam etmiş ve bu devreler arasında etkin olan çekme tektoniğini, yerini giderek sıkışma tektoniğine bırakmış ve aradaki okyanusal havza kapanmaya başlamış olmalıdır. Bunun sonucu olarak ofiyolitli karışıklar (Ekrek ofi-



Şekil 6 — İnceleme alanının yapısal evrim modeli.

Figure 6 — Structural evolution model of studied area.

volitli Karışığı) ilk yerleşmelerini gerçekleştirmişlerdir. İnceleme alanında Ekrek Ofiyolitli Karışığının, Alt Kretase yaşlı Yesirçölü formasyonu üzerinde yer alması ve üstünde Üst Kretase yaşlı Elmalı formasyonunun çökmesi, kapanmanın Alt Kretase sonunda olası olarak Üst Kretase başında başladığına işaret etmektedir.

Bunun dışında bölgesel ölçekte pek çok yazar, okyanusal havzanın Üst Kretase'de kapandığını belirtmektedir (Yılmaz, 1981c; Şengör ve Yılmaz, 1983; Koçyiğit, 1983). Ayrıca ofiyolitli karışıklar içinde en genç birimlerin Alt Kretase yaşını vermesi bu verileri desteklemektedir (Şekil 6).

Eosen ve sonrası

İnceleme alanı ve yakın yöresinde Paleosen yaşlı birimlerin gözlenememesi ortamın kısa süreli bir su üstü olduğunu belgelemektedir. Üst Eosen'de tekrar deniz basmasına uğrayan bölgede sığ denizel fasiyeste gelişmiş Tavşantepe formasyonu çökmüştür. Bölge ilkin Üst Eosen'de başlayan Miyosen sonuna kadar etkinlik gösteren kısa süreli deniz ilerlemeleri ve çekilmelerine sahne olmuş ve sıkışıp kalınlaşarak yükselmiştir (Şaroğlu ve Güner, 1981). Bu dönemin özgün kaya türü olarak, birbirleriyle yanal ve düşey geçişli sığ denizel, göl ve akarsu ortamında gelişmiş egemen olarak kaba kırıntılı ve kalın yığılımlar oluşmuştur (Oligosen yaşlı Dambulut ve Orta Miyosen yaşlı Kemer kaya formasyonları). (Şekil 6).

Orta Miyosen sonuna doğru başlayan genel deniz çekilmesiyle bölge tümüyle su üstü olmuş ve bölgeyi yaygın biçimde etkileyen alkali nitelikli bazaltik ve andezitik volkanizme gelişmiştir (Tokel, 1980).

Pliyosen-Günümüz arasında ise karasal niteliğini koruyan bölge, bir taraftan sıkışıp kalınlaşarak yükselimini sürdürmüş ve diğer taraftanda hızla aşınmıştır. Aynı dönemde volkanik etkinlik tekrar faaliyete geçmiş ve bölge yer yer kalkalkalen nitelikli bazaltik-andezitik örtü lavlarıyla kaplanmıştır. Bunun sonucu olarak, dar ve uzun çöküntüler içinde (Karasu-Erzurum havzası) kömür ve volkanik ara düzeyleri kapsayan, tümüyle kaba kırıntılılardan oluşmuş, karasal ortam ürünü Gelinkaya formasyonu çökmüştür. Bu istif altta daha yaşlı birimleri açılı uyumsuz olarak üstlerken, üste doğru Pliyokuvaterner yaşlı bölgenin genç kalkalkalen nitelikli volkanitleriyle (Çobandede bazaltları) yanal ve dikey geçişlidir (Şekil 6).

Aynı dönem içinde (Üst Pliyosen-Günümüz) bölge sıkışma gerilimi altında olmakla beraber faylanma mekanizmasındaki değişim nedeniyle bölgede sağ (Tabye fay kuşağı) ve sol yanal (Aşkale ve Dumlu fay kuşakları) doğrultu atımlı fayların oluşumu ve etkinliği egemen duruma geçmiş, dolaylı olarak bindirmeler yerel, küçük boyutta ve büyük açıda gelişmiş olmalıdır.

SONUÇLAR

Yapılan bu çalışma ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

1. Bölgede Liyas-Alt Kretase yaşlı düzenli istiflerin (Rizekent, Akbabatepe ve Yesirçölü formasyonları) varlığı ortaya çıkarılmış ve bunun Yılmaz (1981)'in tanımladığı Neotetis'in kuzey kolunun kuzey kıta kenarına karşılık geldiği belirlenmiştir.

2. Bölgedeki ofiyolitli karışıklar, Ekrek Ofiyolitli Karışığı adı altında toplanmış ve bunların okyanusal havza ürünü oldukları ve havzanın kapanmaya başlamasıyla birlikte çeşitli birimler üzerine itildikleri saptanmıştır.

3. Ofiyolitli karışığın, Alt Kretase yaşlı birimlerin üzerinde, Üst Kretase yaşlı birimlerin altında yer aldığı belirlenerek, aradaki okyanusun Alt Kretase sonunda kapanmaya başlamış olabileceği savunulmuştur.

4. Bölgedeki alkali ve kalkalkalen nitelikli volkanizmanın Üst Miyosen'den itibaren başladığı ve Pliyokuvaterner'e kadar devam ettiği saptanmıştır.

5. Bölgede yer alan Oligosen ve Miyosen yaşlı birimlerin genelde kaba kırıntılılardan oluşmuş, sığ karasal ortamda depolandığı, Pliyosen yaşlı birimlerin ise tümüyle karasal ortam ürünü oldukları saptanmıştır.

6. Bölgenin egemen yapısal unsurlarının D-B yönlü ters faylar, K-G yönlü açılma çatlakları ve KD-GB, KB-GD yönlü sol ve sağ yanal doğrultu atımlı fayların oluşturduğunu ve doğrultu atımlı fayların Üst Pliyosen sonunda geliştiği belirlenmiştir.

7. Bölgenin jeolojik evrimi irdelenerek, tartışmaya açık olası jeolojik evrim modeli sunulmuştur.

KATKI BELİRTME

Yazar, çalışmanın maddi desteğini sağlayan Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Deprem Araştırma Genel Müdürlüğü yetkililerine ve yazım sırasında değerli eleştiri ve katkılarından ötürü Prof. Dr. Ali Öztürk ve Doç. Dr. Ali Koçyiğit ile Öğr. Gör. Halil Gürsoy'a teşekkürü bir borç bilmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Acar, A., 1975, *Tortum ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi üzerine bir araştırma: Atatürk Üniv., Doç. Tezi, Erzurum.*
- Akyürek, B., Bilginler, E., Çatal, E., Değer, Z., Sosyal, Y. ve Sunu, O., 1979, *Eldivan-Şabanözü (Çankırı) dolayının ofiyolit yerleşmesine ilişkin bulgular: Jeoloji Müh. Derg., 9, 5-11, Ankara.*
- Ardos, M., 1979, *Türkiye Jeomorfolojisinde Neotektonik: İst. Üniv. Coğr. Enst. Yayını, No. 113, İstanbul.*
- Arpat, E., 1965, *Ilıca-Aşkale (Erzurum ili) arasındaki sahanın ve kuzeyinin genel jeolojisi-petrol imkânları: M.T.A. Rap. No: 4040, yayınlanmamış, Ankara.*
- Arpat, E., Şaroğlu, F. ve İz, H.B., 1977, *1976 Çaldıran Depremi: Yeryuvarı ve İnsan, 2,1, 29-41, Ankara.*
- Atalay, İ., 1978, *Erzurum ovası ve çevresinin jeolojisi ve jeomorfolojisi: Atatürk Üniv., Ed. Fak. Yayını No: 81, Erzurum.*
- Atalay, İ. ve Koçman, A., 1979, *Kuzeydoğu Anadolu'nun jeotektonik ve morfolojik evriminin ana çizgileri: Jeomorfoloji Derg. 8, 41-76, Ankara.*
- Barka, A., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1983, *Horasan-Narman depremi ve bu depremin Doğu Anadolu neotektoniğindeki yeri: Yeryuvarı ve İnsan, 8, 16-20, Ankara.*
- Baykal, F., 1950, *Şerafettin ve Çatalca dağları dolayında jeolojik görüşler (Doğu Anadolu): İst. Üniv. Fen Fak. Mecmuası. 15-12, İstanbul.*
- Bayraktutan, S., 1982, *Narman (Erzurum) Havzasının Miyosen'deki sedimantolojik evrimi: Atatürk Üniv. Fen Ed. Fak. Doktora tezi, 282 s. Erzurum.*
- Bergougnan, H., 1976 b, *Doğu Anadolu'da Avrupa ve Arabistan bloklarının çarpışması (çev. O. Yılmaz): Yerbilimleri, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayını, 1, 31-41, Ankara.*
- Bergougnan, H. ve Fourquin, C., 1982, *Remnants of a Pre-Late Jurassic ocean in Northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? (Discussion): Geological Society of America Bulletin, V. 93, 929-932.*
- Bilgin, A., 1983, *Serçeme (Erzurum) Deresi ve Dolayının Stratigrafisi: Jeoloji Müh. Dergisi, 18, 35-44, Ankara.*
- Bilgin, A., 1984, *Serçeme Deresi Ultramafitlerinin mineralojisi ve Petrografisi: Jeoloji Müh. Derg., 19, 81-87, Ankara.*
- Bingöl, E., Baydar, O., Erdoğan, B., Akyürek, B., Topçam, B., Kengil, A., Korkmaz, B., Kaynar, A. ve Selim, M., 1969, *Yusufeli-Öğdem - Madenköy - Tortum Gölü ve Ersis arasında kalan bölgenin jeolojisi: M.T.A. Der. Rap. No: 5202, Ankara.*
- Brennich, G., 1967, *Erzurum vilayeti jips yatakları: M.T.A. Derl. Rap. No: 4862, Ankara.*
- Erentöz, C., 1953, *Aras havzasının jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 5, 1-54, Ankara.*
- Erinç, S., 1973, *Türkiye'nin şekillenmesinde neotektoniğin rolü ve jeomorfoloji-jeodinamik ilişkileri: Jeomorfoloji Dergisi, 5, 11-25, Ankara.*
- Gattinger, T.G., 1956, *Trabzon, Rize, Gümüşhane, Erzurum, Artvin, Kars jeolojik löve, ikmal ve revizyon çalışmaları: M.T.A. Derleme Rap. No: 2380, Ankara.*
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1983, *Pontidlerde Neotetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimantolojik veriler: Türkiye Jeol. Kur. bült., 26/1, 11-20, Ankara.*
- İlhan, E., 1971, *Earthquakes in Turkey: Geology and History of Turkey (Ed. by A.B. Campbell), Tripoli, Libya.*
- Irritz, W., 1971, *Newsl. Stratigr.: 1,3, 33-36.*
- Ketin, İ., 1983, *Türkiye Jeolojisine Genel Bakış: İstanbul Teknik Üniv. yayını, No. 1259, 595 s. İstanbul.*
- Koçyiğit, A., 1983, *Doğu Anadolu Bölgesinin depremselliği ve gerekli çalışmalar: Yeryuvarı ve İnsan, 8,3, 25-29, Ankara.*
- Koçyiğit, A., 1985, *Çatalçal (Zevker)-Erzincan arasında Kuzey Anadolu fay kuşağının sismotektonik incelemesi: O.D.T.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü, Ankara.*

- Koçyiğit, A. ve Rojay, B., 1984, Doğu Anadolu Bölgesinin yeni tektonik çatısı ve Horasan Narman Depremi - 1983: Kuzeydoğu Anadolu I. Ulusal Deprem Simpozyumunda: Atatürk Üniv. Fen Ed. Fak. 248-265, Erzurum.
- Koçyiğit, A., Öztürk, A., İnan, S. ve Gürsoy, 1985, Karasu Havzasının (Erzurum) Tektonostratigrafisi ve Mekanik Yorumu: Cum. Üniv., Müh. Fak. Yerbilimleri Derg. 2, 2-15, Sivas.
- Lahn, E., 1939, Karasu-Çoruh nehri arasındaki muntakada yapılan jeolojik araştırma: M.T.A. Derl. Rap. No: 838, Ankara.
- Ortynski, I.I., 1944, Kars ve Erzurum vilayetlerine yapılan bir seyahat üzerine jeolojik rapor: M.T.A. Der. Rap. No: 1634, Ankara.
- Özgül, N., Seymen, İ. ve Arpat, E., 1983, Horasan-Narman Depreminin makrosismik ve tektonik özellikleri: Yeryuvarı ve İnsan, 8,3, 21-24, Ankara.
- Roussel, J., 1912, Erzurum vilayeti linyitleri: M.T.A. Der. Rap. No: 58, Ankara.
- Sipahioğlu, S., 1983, Horasan-Narman depreminden önce yörenin deprem etkinlik özellikleri hakkında yapıla nbir değerlendirme: Yeryuvarı ve İnsan, 8,3, 12-15, Ankara.
- Sür, Ö., 1964, Pasinler ovası ve çevresinin jeomorfolojisi :Ankara Üniv. Dil ve Tarih Coğr. Fak. yayını, 154, Ankara.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981, Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler; jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 24,2, 39-50, Ankara.
- Şengör, A.M.C. ve Kidd, W.S.F., 1979, Post esasları: Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını, Ankara.
- Şengör, A.M.C. ve Kidd, W.S.F., 1979, oPst collision tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet: Tectonophysics, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1980, Remnants of a Pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian Triassic Palaeo-Tethys?: Geological Society of America Bulletin, V. 91, s. 599-609.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1982, Remnants of a Pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian Triassic Palaeo-Tethys? (Reply): Geological Society of America Bulletin, V. 93, s. 932-936.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: Türkiye Jeol. Kur. Yerbilimleri özel dizisi, 75 s., Ankara.
- Tokel, S., 1980, Orta Anadolu'da Neojen volkanizmasının jeokimyası: 34. Türkiye Jeol. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri, Ankara.
- Tokel, S., 1984, Doğu Anadolu'da kabuk deformasyonu mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi: Türkiye Jeol. Kur. Ketin Simpozyumu'nda 121-130. Ankara.
- Yılmaz, Y., 1981, Atlantik tip kıta kenarının Pasifik tip kıta kenarına dönüşümüne Türkiye'den örnek: Türkiye Jeol. Kur. Konf. serisi, 27 s. Ankara.

Tecer Kireçtaşı Formasyonunun Yapısı Hakkında Bir Yorum

AN INTERPRETATION ON THE STRUCTURE OF THE TECER LIMESTONE FORMATION

Selim İNAN, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas.

ÖZ : Bu çalışmada, Sivas ili güneydoğusunda yer alan GB-KD uzanımlı Tecer dağlarını oluşturan Tecer kireçtaşı formasyonunun yapısal özellikleri incelenmiştir. Üst Krestase-Paleosen geçişinin litolojik olarak belirlenemediği Tecer kireçtaşı formasyonunda Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen katlarını temsil eden biyofasiyeslerin ölçülü kesitlerde, tabandan tavana doğru sık sık tekrarlandığı görülmüştür. Tecer kireçtaşının, Tecer dağlarının kuzey yamaçları boyunca Oligosen ve Eosen yaşlı birimler üzerinde yer aldığı, dolayısı ilede bu birimler üzerine devrik olduğuda göz önüne alınarak, Tecer kireçtaşlarındaki tekrarlanmaların, güneyden kuzeye devrik çok sayıda antiklinal ve senklinal yapılarının varlığı ile açıklanabileceği belirlenmiştir.

ABSTRACT : In this study the structural characteristics of the Tecer limestone formation of the Tecer Mountains located in the southeast of Sivas, extending in the northeastern and southwestern directions have been studied. Biofacies representing the Upper Maastrichtian-Thanebian ages have been observed in the measured sections frequently repeated from bottom to top in the Tecer limestone formation in which the Upper Cretaceous-Paleocene passage have not been determined. In addition, the Tecer limestones overlap the Oligocene and Eocene age units along the northern slopes of the Tecer Mountain. Taking these relations into interpretation, the numerous and overlapping anticlinal and senclinal structures form the south to the north may account for the repetition of the facies in the Tecer limestone formation.

GİRİŞ

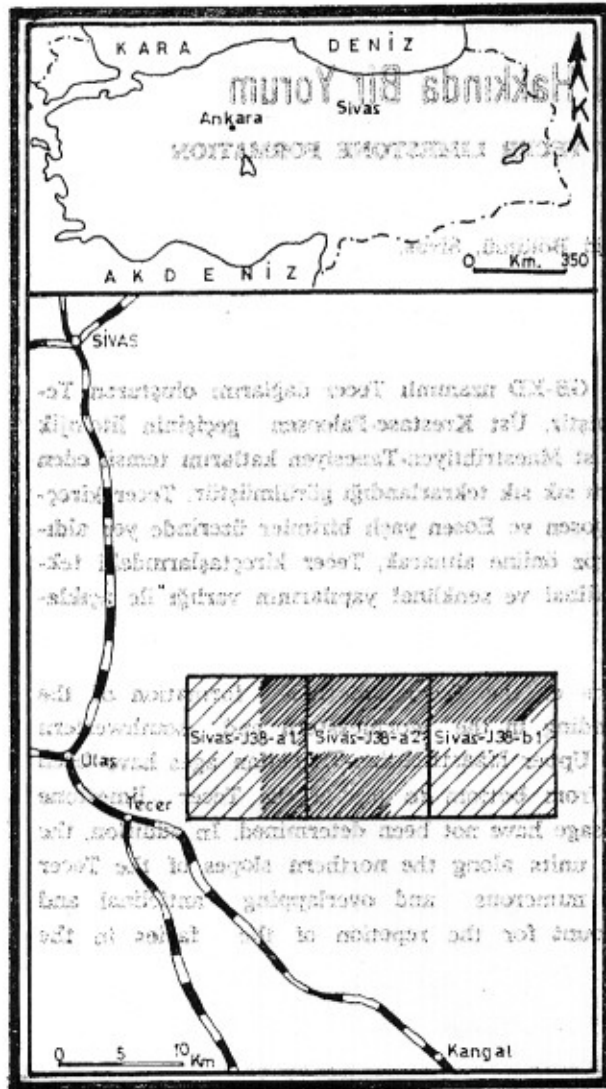
Çalışmanın konusunu oluşturan Tecer Dağları, Ulaş (Sivas) ilçesi doğusunda, yaklaşık GB-KD doğrultusunda uzanmakta ve 1/25.000 ölçekli Sivas-J38-a1, Sivas-J38-a2, ve Sivas-J38b1 paftalarına yayılmaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanı ve yakın yöresinde en eski çalışmalar Blumenthal (1937) ve Stchepinsky (1939) tarafından yapılmıştır. Bölgede, daha sonrada Jeolojik ve petrol aramalarına yönelik pekçok çalışma ya-

pılmıştır. Bunlar arasında Yalçınlar (1955), Kurtman (1963), Arpat (1964), İlker ve Özyeğin (1971), Artan ve Sestini (1971), Kurtman (1973), Meşhur ve Aziz (1980), Gürsoy (1986), İnan ve İnan (1987) ve İnan (1987)'ın çalışmaları sayılabilir.

Bu çalışma, Tecer Dağlarının tamamında yüzeyleyen Tecer kireçtaşı formasyonunun (İnan ve İnan, 1987) biyofasiyes özelliklerine dayanılarak yapısal konumunu ortaya çıkarmayı amaçlamaktadır. Bu

Journal of Earth System Science, Vol. 81, Part 1, December 1983



Şekil 1 : Çalışma alanının yer buldurur haritası.

Figure 1 : The location map of the investigated area.

amaçla, iki hat boyunca birimin tabanından tavanına kadar seri örnekleme yapılmış, enine jeolojik kesitler hazırlanmıştır. Ayrıca, çok sayıda alınan nokta ve seri örneklerin foraminifer içeriğine dayanılarak yapılan genel kronostratigrafi haritası (İnan, 1987) yapısal olarak yorumlanmıştır.

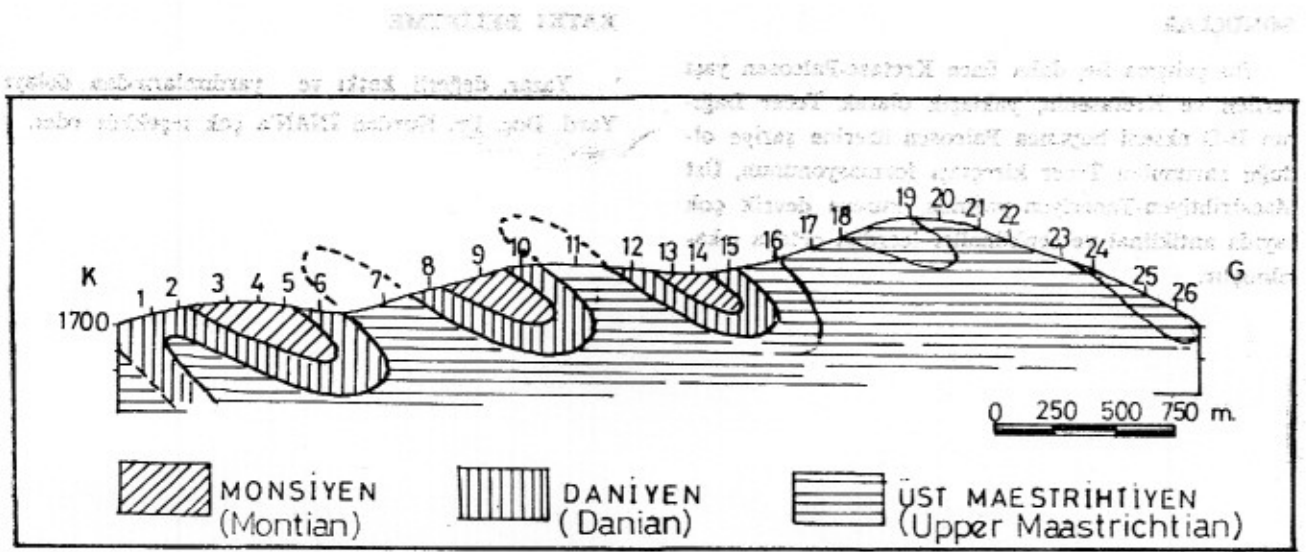
GENEL STRATİGRAFİ

İnceleme alanının temelini allokton konumlu, lerezolit, harzburgit, amfibolit ve serpantinlerden oluşan Güneş ofiyolitik karışığı (Bayhan, 1980) oluşturmaktadır. Birimin üzerinde tektonik dokanakla Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşlı Tececir kireçtaşı formasyonu yer alır (İnan ve İnan, 1987), Kumtaşı şeyl, silttaşı ardalanmasından oluşan Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonu (Kurtman, 1973) bu iki birimi açılı uyumsuzlukla üsteler. Kırmızı-yeşil renkli, gevşek cimentolu çakıltası, kumtaşı, miltaşı ve silttaşlarından oluşan yer yer jips mercékleri içeren Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu, Bozbel formasyonu üzerinde açılı uyumsuzlukla bulunmakta, üzerinde ise yine açılı uyumsuz olarak Miyosen yaşlı kırmızı-gri renkli çakıltası, marn, kumtaşı ve yer yer jips mercékleri içeren Karadaören formasyonu yer almaktadır (Kurtman, 1973). Çalışma alanının en genç birimlerini Pliyo-Kuvaterner yaşlı travertenler ile Kuvaterner yaşlı alüvyonlar oluşturur (Şekil 2).

TECECİR KİREÇTAŞI FORMASYONUNUN YAPISAL DURUMU

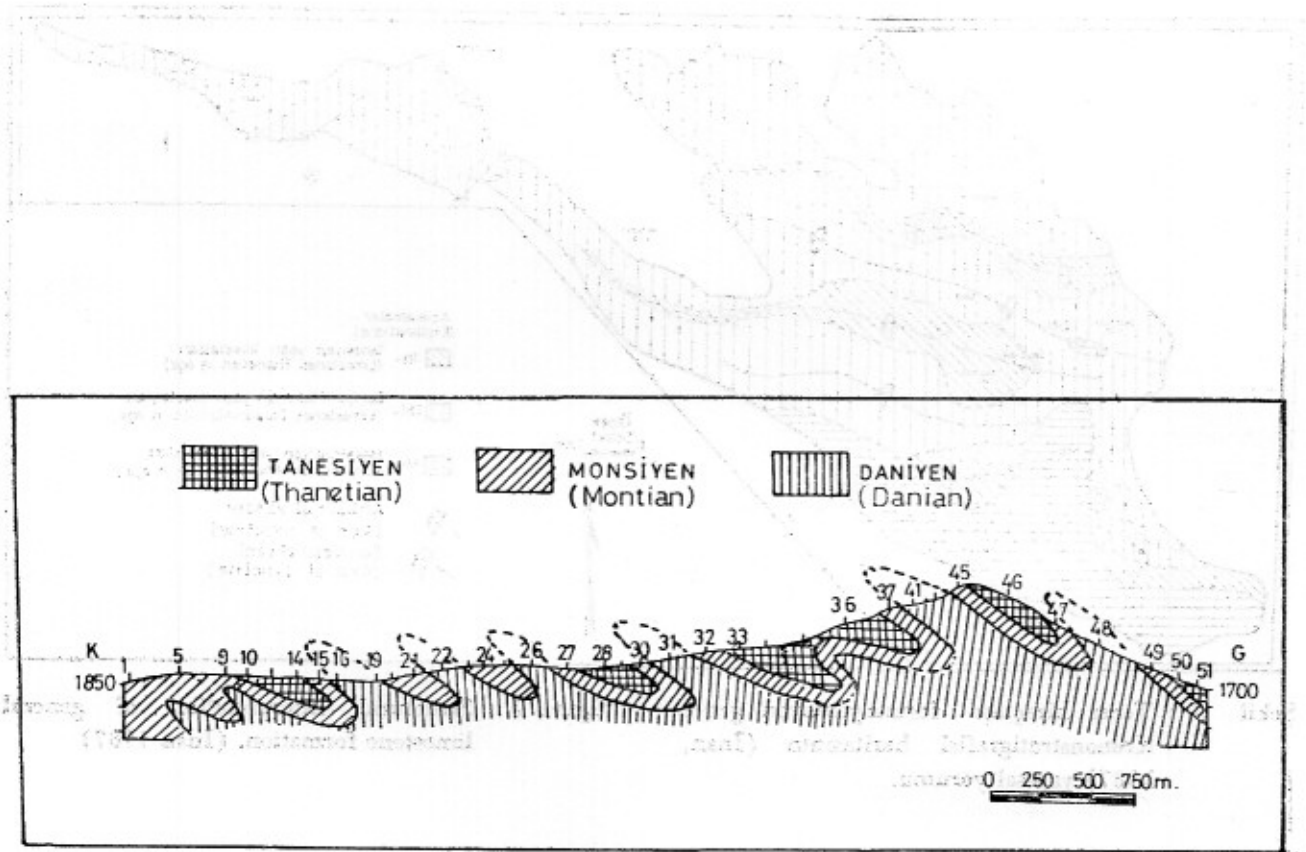
Çalışmanın konusunu oluşturan Tececir kireçtaşı formasyonu, genellikle mavi-gri, yer yer siyahımsı gri renkli, kalın katmanlı, kısmen masif, sert, çatlaklı ve çatlakları kalsit damarları ile doldurulmuş kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Birim içinde yer yer killi kumlu, dolomitik ve breşlik kireçtaşı seviyeleri gözlenir. Genel katman durumu K 70-80° D, 20-40° GD dur. Formasyon, Tececir Dağları kuzey eteği boyunca Lütesiyen yaşlı Bozbel ve Oligosen yaşlı Selimiye formasyonları üzerine devriktir (Şekil 3). Güneyde ise normal faylarla diğer birimlerle tektonik dokanaklıdır (Şekil 4).

ÜST SİSTEM (Upper System)		SİSTEM (System)		SERİ (Series)		KAT (Stage)		FORMASYON (Formation)		LİTOLOJİ (Lithology)		PALEONTOLOJİ (Paleontology)	
KUYA (Well)		MİYOSEN (Miocene)		ALT (Lower)		KARACAÖREN (Karacaören)		250		ALUYON (Alluvium)			
K		R		E		N		O		Z		O	
M		E		S		E		N		S		E	
S		T		P		D		B		K		P	
E		A		A		A		O		O		O	
S		E		E		E		E		E		E	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
O		O		O		O		O		O		O	
F		F		F		F		F		F		F	
A		A		A		A		A		A		A	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
R		R		R		R		R		R		R	
E		E		E		E		E		E		E	
E		E		E		E		E		E		E	
O		O		O		O		O		O		O	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
R		R		R		R		R		R		R	
E		E		E		E		E		E		E	
E		E		E		E		E		E		E	
O		O		O		O		O		O		O	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E		E		E		E		E		E	
N		N		N		N		N		N		N	
O		O		O		O		O		O		O	
Z		Z		Z		Z		Z		Z		Z	
O		O		O		O		O		O		O	
Y		Y		Y		Y		Y		Y		Y	
I		I		I		I		I		I		I	
C		C		C		C		C		C		C	
E		E		E		E		E		E		E	
S		S		S		S		S		S		S	
E		E											



Şekil 5 : Bentbaşı enine jeoloji kesiti.

Figure 5 : Geological section of the Bentbaşı.



Şekil 6 : Kabak Tepe enine jeolojik kesiti.

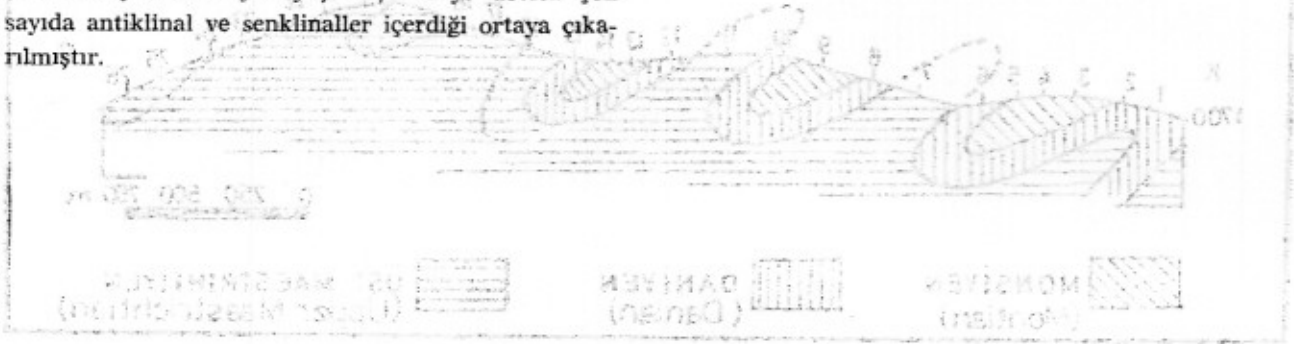
Figure 6 : Geological section of the Kabak Tepe.

SONUÇLAR

Bu çalışma ile, daha önce Kretase-Paleosen yaşı verilen ve Kretasenin, yaklaşık olarak Tecer Dağının B-D eksenli boyunca Paleosen üzerine şariye olduğu savunulan Tecer kireçtaşı formasyonunun, Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşında, kuzeye devrik çok sayıda antiklinal ve senklinaller içerdiği ortaya çıkarılmıştır.

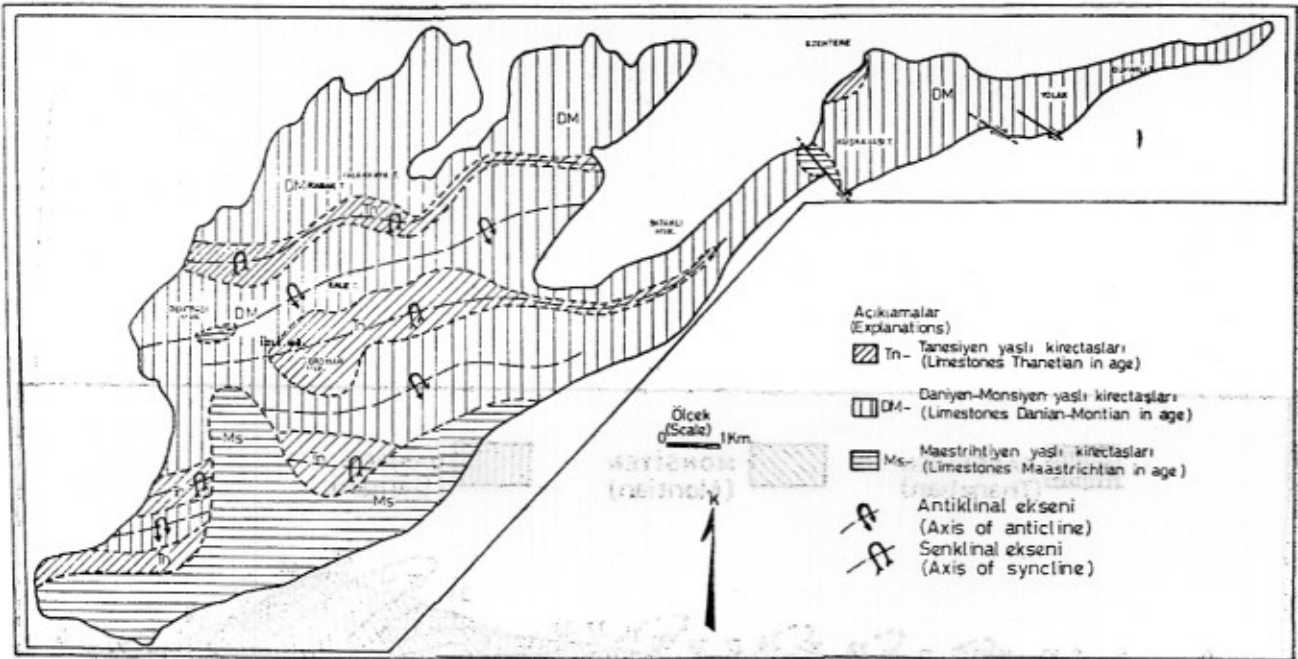
KATKI BELİRTME

Yazar, değerli katkı ve yardımlarından dolayı Yard. Doç. Dr. Nurdan İNAN'a çok teşekkür eder.



Şekil 3 : Bantep kısmı jeolojik kesit

Figure 3 : Geological section of the Bantep



Şekil 7 : Tecer kireçtaşı formasyonunun genel Kronostratigrafisi haritasının (İnan, 1987) yapısal yorumu.

Figure 7 : Structural interpretation of general limestone formation. (İnan 1987)

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arpat, E., 1964, Gürlevik Dağı bölgesinin genel jeolojisi ve petrol olanakları. 1/25.000 ölçekli İ39-d1 ve İ39-d4 paftaları: M.T.A. Rap. No. 4180, Ankara (Yayınlanmamış).
- Artan, Ü. ve Sestini, G., 1971, Sivas-Zara-Beyyınarı bölgesinin jeolojisi: M.T.A. Ens. Derg., 76, 80-97, Ankara.
- Bayhan, H., 1980, Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik, petrolojik ve metalojenik incelemesi: H.Ü., Yerbilimleri Ens., Doktora Tezi, 206 s., Ankara (Yayınlanmamış).
- Blumenthal, M.M., 1937, Kangal ile Divrik arasındaki muntıkanın başlıca jeolojik hatları (Sivas vilayeti): M.T.A. Derl. Rap. No: 568, Ankara, (yayınlanmamış).
- Gürsoy, H., 1986, Örenlice-Eskiköy (Sivas) yöresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri: C.Ü. chronostratigraphic map of Tecer Müh. Fak., Jeoloji Müh. Anabilim Dalı Yüksek Lisans Tezi, 48 s., Sivas, (yayınlanmamış).
- İlker, S. ve Özyeğin, G., 1971, Sivas havzası hakkında jeolojik rapor: T.P.A.O. Derl. Rap. No: 537, Ankara, (yayınlanmamış).
- İnan, S. ve İnan, N. 1987, Tecer kireçtaşı formasyonunun stratigrafik tanımlaması: C.Ü. Mühendislik Fak. Derg. Seri A - Yerbilimleri, c. 4, S. 1, Sivas.
- İnan, N., 1987, Bentik foraminiferlerle Tecer kireçtaşı formasyonunun Kronostratigrafik incelemesi: C.Ü. Mühendislik Fak. Derg., Seri A - Yerbilimleri, C. 4, S. 1, s. 23-28, Sivas.
- Kurtman, F., 1963, Tecer dağlarının jeolojisi ve alacalı seri hakkında bazı müşahedeler: T.J.K. Bült., 8, 12/2, 19-26, Ankara.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı: M.T.A. Derg. 80, 132, Ankara.
- Meşhur, M. ve Aziz, A., 1980, Sivas baseni jeolojisi ve hidrokarbon olanakları, T.P.A.O. Rap. No. 1530, Ankara, (yayınlanmamış).
- Stechepinsky, V., 1939, Sivas vilayeti merkezi kısmının umumi jeolojisi hakkında rapor: M.T.A. Derl. Rap. No. 868, Ankara, (yayınlanmamış).
- Yalçınlar, İ., 1955, Sivas 61/1, 61/2, 61/4 paftalarına ait jeolojik rapor: M.T.A. Derl. Rap. No. 2577, Ankara, (yayınlanmamış).

Orta - Üst Miyosen Kükürtlü (Erzurum) Havzasının Alüvyon Yelpazesi ve Gölsel Çökelleri

**ALLUVIAL FAN AND LAKE DEPOSITS OF THE MIDDLE - UPPER MIOCENE AŞKALE -
KÜKÜRTLÜ BASİN (ERZURUM).**

İlyas Erdal KEREY, F. Ü. M. F. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ.

Cevdet BOZKUŞ, A. Ü. Mühendislik Fakültesi, Erzurum.

ÖZ : Aşkale-Kükürtlü havzası Erzurum batısında KKD-GGB yönünde uzanıp, ofiyolitik melanj birimleri ile çevrilmiştir. Havza yapıları, bunların sıkışmalar sonucunda oluştuğunu göstermektedir. Dağarası göllerin içine yakın civardaki allokton ofiyolitlerden türeyen kırıntılı karasal sedimentler bu istifi oluşturmaktadır. Genelde bu istif alüvyon yelpazesinin iraksak kısımlarında çökelen sublitik arenitten, çakıllı kumtaşına doğru geçer. Bazı yerlerde dağınık matriks destekli konglomeralar tane akması ile çökelmiştir. İstifin üstüne doğru kama şekilli yapılar, iyi boylanmış ve kaba taneli kumtaşları görülür.

Gölsel istifin güney sektörü iki kısma ayrılabilir. Doğu kısmında, istif başlıca derin su, çamurtaşı ve silttaşı fasiyeslerinden ibaret olup, genelde üste doğru tane büyümesi gösteren bir istiftir. Bu istifin tabanında dalga hareketlerinin bulunmayışı, suyun fırtına dalga tabanından daha derin olduğunu göstermektedir. Bu sedimentler çapraz laminalı kırışıklara, yatay laminalara ve dar açılı levhamsı çapraz tabaklı ince kum tanelerine geçer. Kaba kum taneleri ise, nehrin ağzına yakın yerlerde birikmişlerdir. Batı kısmında, istifler çoğunlukla üste doğru irileşen çamur taşı, kumtaşı ve çakıllı kumtaşlarından oluşmuştur. Fluvial dağıtım kanalları arası körfezler, delta önü barlardaki hayvan eşelemeleri sahil boyu delta ortamını temsil etmektedir.

Son olarak, göl havzası yavaşça üzerinde linyitli şeyl veya kömür tabakalarının oluştuğu fluvial düzlüğe dönüşmüştür.

ABSTRACT : The Aşkale-Kükürtlü basin is elongate NNE-SSW and surrounded by ophiolitic melange units in the west of the Erzurum. The basin structures suggest that they are formed by compressional setting.

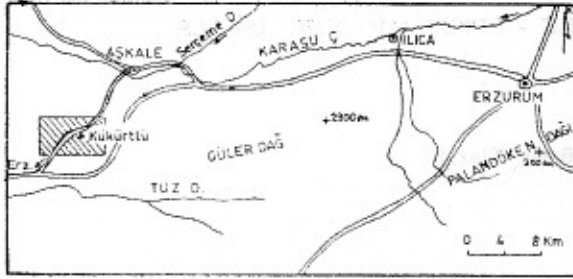
The succession comprises dominantly terrigenous clastic sediments derived from nearby allochthonous ophiolites into the intermountain lake. In general, this sequence passes upward into sub-litnic arenite and pebbly sandstone deposited on the distal part of alluvial fans. In some places disorganized matrix-supported conglomerates are deposited by debris flow. The wedge-shaped bodies of well sorted pebbly sandstone and coarse sandstone occur towards the top of the succession.

In the southern sector of the lake, the sequence, can be divided into two parts: the eastern part, consists in general of an upward-coarsening progradation. At the bottom of this succession, the lack of wave activity suggests that the water was deeper than the base of the storm wave. These sediments grade into ripple cross-laminated, horizontally laminated and low-angle planar cross-stratified fine sandstones. The coarse-grained sandstones are deposited close to the river outflows. In the western part, they consist mainly of an upwardly coarsening sequence formed from mudstone, sandstone and pebbly sandstone. Fluvial distributary channels, delta plain muds and coal layers, crevasse splays, interdistributary bays, bioturbated delta front bars represent the shoreline-deltaic environment.

In the final stage, the lake basin is gradually converted into fluvial plains which form lignite shale or coal layers. The deposition of this delta is fault controlled.

GİRİŞ

Çalışılan alan Erzurum-Erzincan (E 23) karayolu üzerinde, Aşkale'den Erzincan yönünde gidildiğinde 13. km'de Kükürtlü köyü civarında bulunmaktadır (Şekil 1).



Şekil 1 — Çalışma alanının yer bulduru haritası
Figure 1 — Location map of the studied area

İncelenen alanda kömüre yönelik çalışmalar 19. yüzyıla kadar dayanmaktadır. Bölgede yapılan ilk jeolojik araştırmalar ise sonralarıdır. İlk olarak Lahn (1940), Erzurum-Aşkale arasında yer alan alanın, Stechepinsky (1940) ise Erzincan bölgesinin 1/100.000 ölçekli jeoloji haritalarını tamamlamışlardır. Genel amaçlı bu çalışmaları özel amaçlı çalışmalar takip etmiştir. Wedding (1965)'te Kükürtlü kömür sahasını detaylı olarak incelemiş ve jeoloji haritasını yapmıştır. Daha sonraki çalışmalar, daha çok bölgenin stratigrafisi, tektoniği, volkanizması ve morfolojisi gibi konulara yönelik olup başlıcaları, İrlitz (1972), Şaroğlu ve Güner (1981), Bayraktutan (1982), Bozkuş (1983), Kerey ve Bozkuş (1984), Tokel (1984) ve Koçyiğit ve diğerleri (1985), gösterilebilir.

Kuzey Doğu Anadolu'da havza tipleri, sedimentasyon ve tektonik arasındaki ilişkiye ise çok az değinilmiştir. Bu tür çalışmalara Şengör ve Kidd (1979), Şengör (1980), Şaroğlu ve Güner (1981), Bayraktutan (1982), Kerey ve Bozkuş (1984), Tokel (1984), Koçyiğit ve diğerleri (1985) ve Şaroğlu ve Yılmaz (1986), örnek olarak gösterilebilir. Ancak söz konusu ilişkinin salt sedimentoloji ile irdelenmesi pek az çalışmada yapılmıştır. Bu araştırmada ise Erzurum, Aşkale-Kükürtlü kömür havzasının yorumu, sedimentolojinin detaylı incelenmesi sonucunda havza modeli ortaya çıkarılarak havza gelişimi ile birlikte, genel tektonik çatı içerisinde irdelenmiştir.

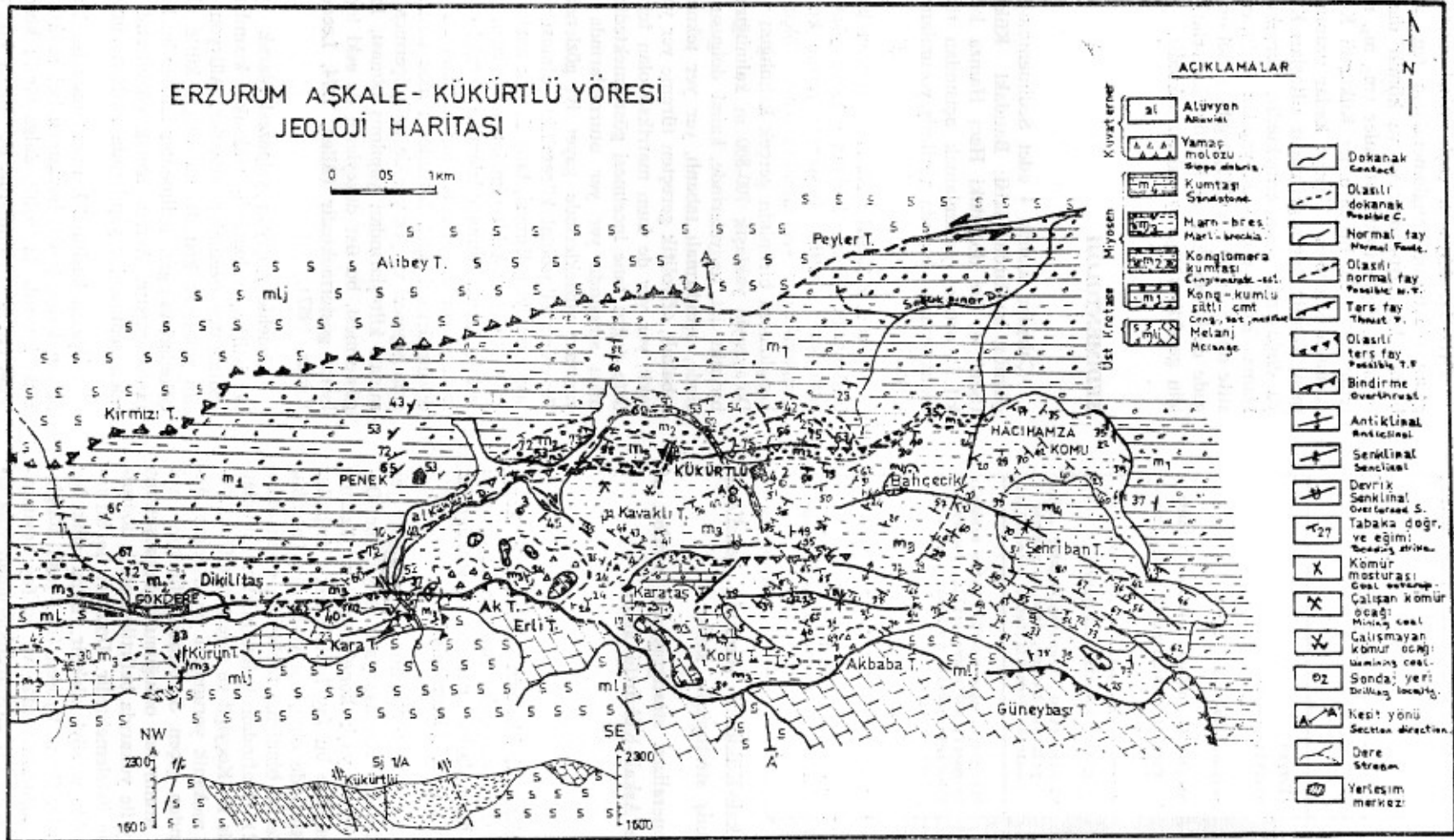
STRATİGRAFI VE TEKTONİK

Doğu Anadolu'nun jeolojik evriminde dört yapısal dönem ayırt edilebilmektedir (Şaroğlu ve Güner, 1981, Şaroğlu ve Yılmaz, 1984). Çalışılan alanda bu dönemlerden birincisi yer almamakta olup, ikinci dönem kayaları ofiyolitik melanjdan oluşmakta ve temeli oluşturmaktadır. Ofiyolitik topluluk, Demirtaşlı ve Pisoni (1965), Ketin (1977) ve Yılmaz ve diğerleri (1981)'ne göre, birinci dönem kayaları üzerine Üst Kretasede tektonik dokanakla yerleşmiştir.

Ofiyolitler çalışma alanının güneyinde, Erli tepe bölgesinde yüzlek vermektedir. Genellikle serpantinler, kırmızı renkli sert killi volkanik kayalarla temsil edilmişlerdir. Birim içerisinde derin deniz ürünü olan Radyolaritlerde yaygındır. Bütün bu karmaşık, yapılan jeolojik haritaya melanj olarak işlenmiştir (Şekil 2). Ofiyolitik karışığın içerisinde ve yer yer üstünde açık gri-beyaz renkli kristalize kireçtaşı blokları yer almaktadır. Bu birimleri Wedding (1965), Tersiyer tabakaları üzerine şarye olmuş klipler olarak kabul eder.

Şaroğlu ve Yılmaz (1986) ya göre, üçüncü dönem kayaları alttaki kaya topluluklarını uyumsuz olarak örten bir çökel istif olup, Eosen-Alt Miyosen yaşlıdır. İnceleme alanının doğusunda Yeniköy dolaylarında yüzlek veren üçüncü dönem kayaları sığ deniz fasiyesindeki, bol makro fosilli genellikle resifal karakterdeki karbonatlarla temsil edilmişlerdir. Doğu Anadolu'nun çeşitli yörelerinde yüzlek veren bu birime çeşitli araştırmacılar çeşitli formasyon adlamasında bulunmuşlardır. Bu çalışmada ise ilk defa Adilceviz yöresinde Demirtaşlı ve Pisoni (1965) tarafından tanımlaması yapılan aynı fasiyesteki Burdigaliyen yaşlı karbonatlar için kullanılan Adilceviz Kireçtaşı adlaması kullanılmıştır. Bu birimler üzerine çalışılan alanın dışında dereceli geçişli olarak evaporitler gelmektedir (Şekil 3).

Orta-Üst Miyosende başlayıp, günümüze kadar devam eden dördüncü dönem kayaları ise karasal ortamlarda gelişmiş çökellerle temsil edilen, etkin tektonik ve volkanizma ile karakterize edilen istif olup, Doğu Anadolu'da yaygındır (Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). Aşkale-Kükürtlü kömür havzasında bu tür havzalara örnektir. Çalışılan alanın doğusunda, Evaporitlerin üzerine Çakıltaşları ile başlayan karasal bir istif, uyumsuz olarak gelmektedir. İrlitz (1972) ise tamamen stratigrafik olan bu ilişkiyi görmezlikten gelerek, Benda (1971) in Türkiye Neojenin'in Palino-



Şekil 2 — Aşkale doğusunda yer alan çalışma alanının jeoloji haritası.

Figure 2 — Geological map of the studied area in the east of Aşkale.

Yaş	FOREMASYON	KALINLIK (m.)	AÇIKLAMALAR
ORTA-ÜST MİYÖSEN		300 m	Alüvyon m5: Kıltağı-Harn
		50 m	m4: İnce plaketsli kıltağlara
		300 m	m3: Çakıllı kumtağı, kumtağı, kırıntı fosilli kıltağlara ve kömür damarları.
		400 m	m2: Yeşillisi, çakıltağı, kumtağı ve gölsel fosilli kıltağları.
		700 m	m1: Kırmızımsı, çakıltağı-kumtağı, ofiyolitten türeme, tane ve yer yer matriks destekli, üstte paleosollü.
ALT MİYÖSEN	600 m	Kireçtağı, açık renkli, kalın tabakalı ve masif, bol makrofosilli, resifal, tabanında çakıllı ve kumlu, üst seviyeleri evaporitli.	
ÜST KRETASE	?	Ofiyolitler, radyolarit, gört, serpantinler, bazik-ultrabazik kayalar.	

Şekil 3 — Aşkale-Kükürtlü yöresinin genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 3 — Generalized stratigraphical section of the Aşkale-Kükürtlü area.

lojik alt bölümlenmesi ilkelerin edayanarak, konglomera birimini Oligosene dahil etmiştir. Dolayısı ile yapılan jeolojik haritada bazı net normal stratigrafik ilişkiler mecburen faylı gösterilmiştir.

Çalışılan alanda Penek Köyünün kuzeyinde yer alan bindirme ile Üst Kretase yaşlı Ofiyolitler, Orta-Üst Miyosen (m_1) yaşlı konglomeralar üzerine itilmişlerdir. Gerçekte bu fay hattı oblik doğrultu atımlı fay karakterinde olup, sol yönlüdür. Çalışılan alanın güneyinde de bindirme faylarının etkin olduğu İrlitz (1972) tarafından belirtilmiştir. Çalışılan alanın doğusunda ise Koçyigit ve diğerleri (1985), Karasu havzasının mekanik yorumunu yaparlarken, Aşkale'nin güneyinden geçen Serçeme 3 fayının sol yönlü doğrultu atımlı fay olduğunu belirtmişlerdir. Olasılıkla bu fay ile yukarıda belirtilen oblik doğrultu atımlı fay ile üstelemektedir. Dolayısı ile bu fayın paleo fay olduğu söylenilebilir. Daha açık bir ifade ile, Ofiyolitler Orta Miyosen (m_1) yaşlı konglomeralara geçiş sağladıklarından ve bu fay boyunca bir alüvyon yelpazesi oluşturduklarından yola çıkarsak fayın yaşının en azından Orta-Üst Miyosen olduğunu söyleyebiliriz.

Orta-Üst Miyosen yaşlı gölsel ortamın başlangıcını oluşturan konglomeraların (m_1) üzerine ise, başlıca kumtağı-çamurtağı ve kömür damarlarından oluşmuş, diğer tortul birimler (m_2, m_3, m_4) gelmektedir (Şekil 3). Bu birimler Kükürtlü Köyü'nün doğusunda Şehriban Tepeye kadar uzanmasına rağmen, Kömür içeren gri masif kıltağları Kükürtlü Köyü doğusunda sona ermektedir. Gerçekten de Hacı Hamza Komu dolayında yapılan Sedimentolojik kesitte de (Şekil 5) görüldüğü gibi gölsel ortam bu bölgede derinleşmekte ve kömür damarları oluşması için gerekli sığlaşmayı göstermektedir.

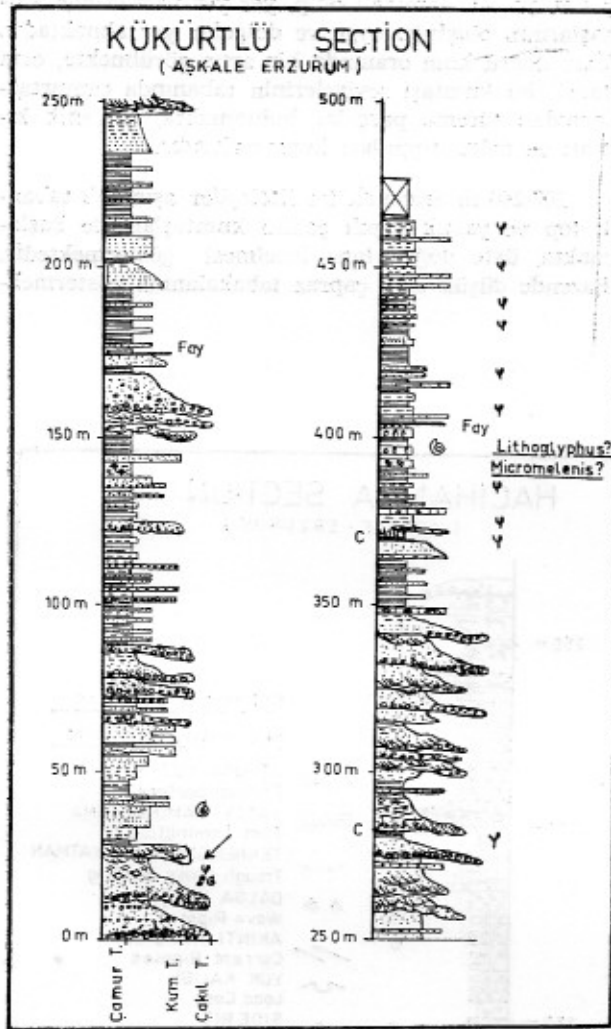
SEDİMENTOLOJİ

Çalışılan alanda 4 adet Sedimentolojik kesit ölçülmüş, bunlardan ikisi: Batıdaki Kükürtlü kesiti (Şekil 4) ile, doğudaki Hacı Hamza kesitleri (Şekil 5) ortamı yorumlamak açısından tipik kesitler olduklarından burada verilmiş yorumlamaları yapılmıştır.

Kükürtlü Kesiti : Kesite, Erzincan karayolundan başlanarak güneye Kükürtlü Köyü yönünde devam edilmiştir. Kesitin başlangıç yerine kırmızı renkli konglomeralar yer almakta olup, ölçülen kalınlık konglomera biriminin gerçek kalınlığını vermektedir. Dolayısıyla yaklaşık 700-800 m kalınlığında olan bu birimin üst seviyelerinde, kanal dolgusu ast fasiyesinde, aşındırılmalı tabanlı, yer yer teknesimsi çapraz tabakalı, ofiyolitik gereçten türeme yer yer tane destekli, yer yer de kum matriksli olan tekçe birimler üstte doğru tane incelmeleri göstermektedir. Tane akması sırasında yer yer oturmalarında olduğu yol yarması yüzleklerinde gayet iyi gözlenebilmektedir. Tanelerin elipsoidal küresellikte olması ve yuvarlaklaşmanın iyi gelişmesi, tane destek haricinde yer yer de matriks destekli olmaları, çakılların uzun eksenlerinin tabakalanma düzlemine paralel olması, konglomeraların en azından bir aktışkan ile getirildiğini düşündürmektedir. Birimlerin ince taneli kumtaşlarına geçmesi ve yer yer de kalış içermesi, paralel laminalı kıltaşlarından yapılmış olması, kırmızı renk göstermesi, bu üst düzeylerin de eski toprak olduklarını göstermektedir (Allen, 1974, Leeder, 1975 ve Kraus, 1987).

Genelde Alüvyon yelpazesi olarak yorumlanan bu istifler, yelpazenin iraksak kısımlarına vergili sedimenter özellikler sunarlar. Alüvyon yelpazelerinin yakınsak kısımlarına vergili kütle akması, elek çökelleri vs., gibi sedimenter istifler bu kesimde saptanamamıştır. Ayrıca ırmak çökellerini karakterize eden sedimenter yapılarada rastlanmamıştır.

Ölçülen kesitin 20. metresinde ise bu birimlerin 50 cm kalınlığında, beyazımsı bej renkli, karbonatlı, bitki kırıntılı, iz fosilli, dalga ripilli kumtaşları ile sona erdiği görülmüştür. Bu veriler bize iraksak yelpazeden, Allen (1981b) de belirtildiği gibi, düzlüğe geçtiğimizi ve sığ bir gölün oluştuğunu düşündürür.



Şekil 4 — Kükürtlü Sedimentolojik Kesiti.

Figure 4 — Kükürtlü Sedimentological Section.

20-85 m arasında ise, aşındırılmalı tabanlı, tek-nemsi çapraz tabakalı, çakıllı kumtaşları ile (kanal dolgusu ast fasiyesi), yer yer karbonatlı kilttaşları ile sona eren, orta-ince taneli kumtaşlarının ardalanması gözlenmiştir. Kumtaşından kiltasına doğru geçiş dereceli olup, volkanik kırıntı hakimdir, bu nedenle renkleri de yer yer morumsudur.

85-100 m arasında ise ince taneli kumtaşları ile mor renkli çamurtaşlarının ardalanması gözlenmektedir.

100-150 m arasındaki litolojiler, yeşilimsi-mor renkli, yer yer aşındırılmalı tabanlı, volkanik çakıllı kumtaşları ile siltli çamurtaşlarının ardalanması gö-

rülmekte, üst seviyelere doğru tane inceliği göstermekte, yer yer de Siderit nodülleri kapsamaktadır.

150-170 m arasında kaba çakıllı, aşındırılmalı tabanlı, kum matrisli tek-nemsi çapraz tabakalı konglomeralar merceksele geometriye olup, kanal dolgusu ast fasiyesindedir. Birimler yeşilimsi, orta taneli kumtaşlarına geçmekte olup, birim olası faylı bir zon ile bitmektedir.

170-210 m arası mor renkli, ince taneli kumtaşları ile silttaşlarının ardalanması şeklinde olup, yeşil renkli ince taneli kumtaşları yaygın kumları karakterize etmektedir.

210-235 m arasında ise çamurtaşları yoğun olmakla birlikte ince taneli kum bantlarına da rastlanmaktadır. Süspansiyon halindeki sedimanların fazlalığı sakin bir sedimantasyonu gösterir. Bu birimler dağıtım kanallarının kaba sedimanları ile kesilmiştir. Çok ince taneli sedimanlar gölün içerisine giren bir deltanın dağıtım kanalları arasında kalan körfez çökelleri olarak yorumlanmıştır (Elliot, 1974).

235-250 m arasındaki birimler, ince taneli, bitki kırıntılı, yeşilimsi kumtaşları ile başlamakta, üstte doğru silttaşlarına geçmekte ve 1.40 m kalınlığında karbonatlı kilttaşları ile devam etmektedir. Bu istif ise, sığ bir gölün içerisine doğru ilerleyen deltanın üst fasiyesleri olarak yorumlanmıştır (Allen, 191 a).

250-350 m arası ise birimler, genelde altta aşındırılmalı tabanlı, yer yer merceksele geometriye, tek-nemsi çapraz tabakalanmalı (kanal dolgusu), yeşilimsi renkli, çakıllı kumtaşları ile başlamakta, üstte doğru tane inceliği göstermekte, bazen organik kırıntılı (kömürlü) çamurtaşları ile bazende karbonatlı hafif beyaz renkli, yer yer dalga ripilli, ince birimlerle son bulmaktadır. Ortalama her tekrarlanan istif 5-10 m kalınlık göstermektedir. Birimler, Elliot (1976)'da belirtildiği gibi, ırmağın etmesinde gelişmiş, delta üstü çökellerini yansıtmaktadır. Kanal dolgularında dağıtım kanalları olarak yorumlanabilir. Yalnız burada gelişen delta bir gölün içerisine doğrudur.

350 m den daha yukarısında ise, ince taneli kumtaşı ve çamurtaşının hakim olduğu litolojilerin üst seviyeleri yer yer bol **Gastropod İndet.**, **Lithoglyphus**, **Micromelenis** fosilli olup, bazen beyazımsı gri renkli çamurtaşları, bazende siderit yumrulu, bitki kırıntılı ve ince kömürlü zonlarla sona eren istifler sunmaktadır. Kömürlü seviyelerin alt düzeylerinde eski toprak katmanının bulunması, bu kömürlerin otokton olduklarını göstermektedir.

Kesitin Yorumu : İstif başlıca çevredeki allokon ofiyolitik birimlerden türemiş kırıntılardan oluşmuştur. Tabandaki konglomera tipi bölgede küçük bir alüvyon yelpazesinin oluştuğunu, başlıca kuzeyden gelen gercin yer yer tane destekli, çoğunlukla matris (kum) destekli (debris flow) birimlerine

geçmesi üste doğru sub-lithic arenit ve çakıllı kumtaşları kapsamı, Heward (1978)'de belirtildiği gibi alüvyon yelpazesinin distal (ıraksak) kısımlarını göstermektedir. Ancak havzanın güney tarafında, havza içine az da olsa bir beslenme söz konusudur. Özellikle Akbaba tepesi eteklerinde beslenmenin bu sefer kuzeye doğru olduğu ve kırıntılı gercin genellikle kireçtaşlarından oluştuğunu gözlemekteyiz.

Kesitte tabanda ölçülen konglomeraları izleyen kumtaşlarının üst seviyelerinde gözlenen dalga ripilları, dağlar arasında oluşan küçük bir göle taşınmanın devam ettiğini göstermektedir. Daha sonra gölün karadan taşınan kırıntılı gercinlerle dolduğu, yer yer su seviyesinin değiştiği görülmektedir. Diğer bir deyimle yaklaşık 250 m'ye kadar saptanan sedimentler özellikler faa delta tipi bir sedimentasyonu göstermektedir. 250-350 metreler arasında ise gölün iyice dolduğu ve karasal ortama geçtiği anlaşılmaktadır. Özellikle, teknesi çapraz tabakalı, aşındırma tabanlı, 5-10 m kalınlığında, çakıllı kumtaşı ile başlayan üste doğru tane incilmesi gösteren istifler, flüvyatif karakterde olup, olasılıkla delta üstünde gelişen düşük sinüslü kumtaşı ve çamurtaşının baskın olduğu litolojiler, yer yer bitki kırıntılı ve ince kömür bantları ile son bulmakta ve bazende karbonatlı silttaşları ile örtülmektedir. Görsel **Gastropodların** varlığından görsel rejimin zaman zaman baskın olduğu, kömür bantları ise bir sığlaşmanın olduğunu ve bataklık rejiminin gelişerek bir turbiyerin oluştuğunu göstermektedir. Bu tür havzadaki sığlaşma ve derinleşme olayları sadece su seviyesinin değişimi sonucunda gelişmeyip bölgenin tektonik bir kontrol altında olduğunu, böylece zaman zaman su seviyesinin değiştiğini vurgulayabiliriz. Ancak buradaki tektonik kontrol Horasan Havzasındaki (Kerey ve Bozkuş, 1984) kadar bariz olmadığına belirtmekte yarar görüyoruz.

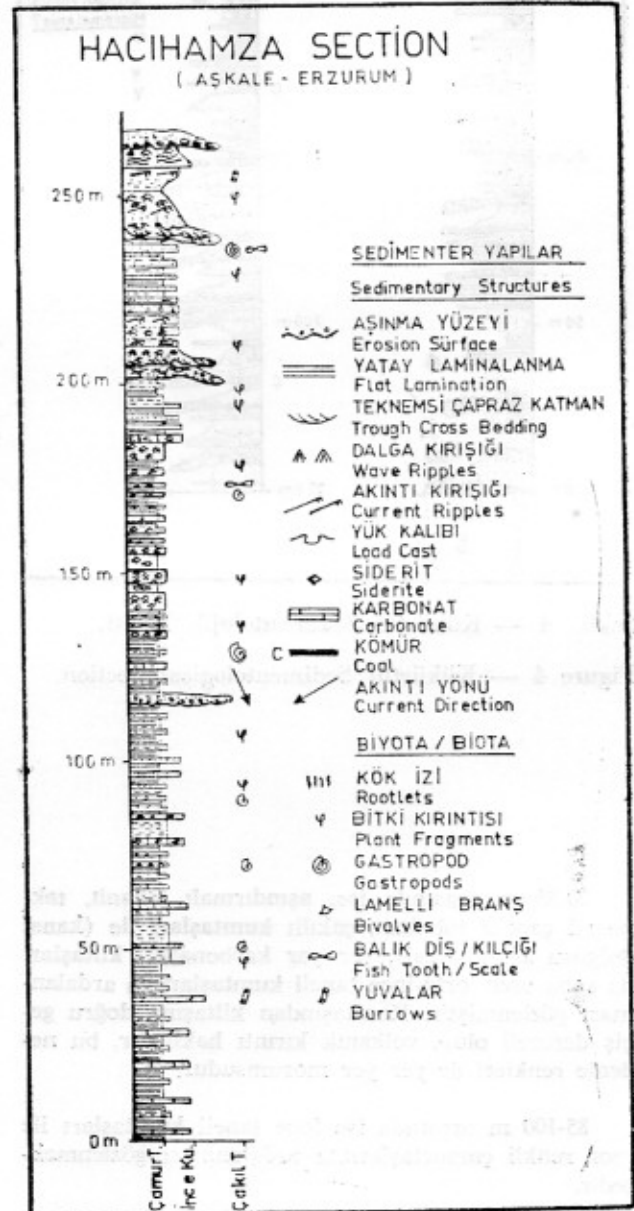
Hacı Hamza Kesiti : Kesite Hacı Hamza Komu'nun (köyünün) güney doğusundaki kuru dere yatağından başlanarak, tabakalara dik yönde Şehriban Tepe'ye doğru ölçülmüştür. Kesitin tabanı görülmemekle birlikte ilk 40 m'de, paralel laminalı, yeşilimsi boz çamurtaşları içerisinde ince, yer yer merceksele karbonatlı silttaşı bantları kapsamaktadır. Ölçülen en üst seviyesini ise sert zemin (hard ground) olarak yorumlanan biyotürbasyonlu dolomitik kireçtaşı oluşturmaktadır.

40-115 m arasında ise, genelde çamurtaşı-silttaşı yapıllı paralel laminalı, bitki kırıntılı ve balık pullarına rastlanmaktadır. Yer yer de karbonat içeren silttaşlarında dalga ripilları gözlenebilmektedir. Ölçülen en üst seviyede ise 80 cm kalınlığında polijenik çakıllı konglomeralarda, taneler arasında herhangi bir yönelme görülmemekle birlikte, başlıca kireçtaşı ve bazalt çakılları baskındır.

115-200 m arasında ise, başlıca kumtaşı-silttaşı aralanmasından oluşmuş olup, sıkça dalga ripilları kapsayan ince taneli kumtaşı tabakalarında ara seviyeler halindedir. Kumtaşları, bitki kırıntılı, balık

pullu, paralel laminalı olup, yer yer üzerlerinde silttaşlarının oluştuğu oygu ve dolgular yer almaktadır. Üste doğru kum oranında bir artış görülmekte, orta taneli bu kumtaşı seviyelerinin tabanında çamurtaşlarından türeme parçaları bulunmakta, volkanik kırıntı ve dalga ripilları kapsamaktadır.

200-240 m arasında ise litolojiler aşınmalı tabanlı top ve yastık yapılı çakıllı kumtaşları ile başlamakta, üste doğru tane incilmesi göstermektedir. Bazende düşük açılı çapraz tabakalanma göstermek-



Şekil 5 — Hacıhamza Sedimentolojik Kesiti.

Figure 5 — Hacıhamza Sedimentological Section.

te, tabanda dal izleri gözlenmektedir. İnce taneli kumtaşlarında ise bitki kırıntıları ve balık pulları bulunmuştur.

240 m ve daha yukarıda ise, litolojiler aşınmalı tabanlı, çakıllı, teknesi çapraz tabakalı kumtaşları ile başlamakta, üste doğru bitki kırıntılı dalga ripilli, ince taneli kumtaşına, sonrada paralel laminalı silttaşlarına geçmekte ve bu tür birimler üste doğru tekrarlanmaktadır. Tane boyunda gözle görülür bir artış vardır.

Kesitin Yorumu : Kesitin tabanında yer alan lito-fasiyesler bize gölsel bir ortamda olduğumuzu göstermektedir. Başlıca çamurtaşı ve karbonat bantlı silttaşlarından oluşmuş olan taban fasiyesleri prodelta olarak yorumlanmıştır. Karakteristik olarak bir sert zeminden sonra silttaşları ince taneli kumtaşlarına dereceli olarak değişmekte, bitki kırıntıları, balık pulları ve dalga ripilları gözlenebilmektedir. Yerel olarak gözlenen konglomera merceği ise bir dağıtım kanalı olarak yorumlanabilir. Dolayısı ile fasiyeslerdeki üste doğru tane boyunda bariz artış, bize bu fasiyes grubunun delta önü çökellerine ait olduğunu göstermektedir. 200. metreden sonra ise aşınmalı tabanlı, top ve yastık yapılı, üste doğru tane incemesi gösteren ve dalga ripilli seviyeler ise, delta içerisinde yer alan dağıtım kanalları olarak yorumlanabilir. Kesitin üst kısımlarının ise artık gölün en üst kısımlarına karşılık geldiği ve akıntı etmenliğinin fazlaştığı anlaşılmaktadır.

Kükürtlü kesiti çek-ayır havzasının faylı kenarında geliştiğinden bol çakıltaşı ve kumlu litofasiyesler baskın olduğu halde, Hacı Hamza kesitinde, çamurtaşı, silttaşı ve karbonat bantlı litofasiyesler baskındır. Bu durum bize çek-ayır havzalarının iç kısmında gelişen gölsel fasiyesleri göstermektedir.

SONUÇLAR

Doğu Anadolu'nun genç tektonik çatısı altında (Şengör ve Kidd, 1979; Barka ve diğerleri., 1983; Hempton ve diğerleri., 1983; Kerey ve Bozkuş., 1984; Barka, 1985; Şaroğlu ve Yılmaz., 1984; Koçyiğit ve diğerleri., 1985; Şaroğlu ve Yılmaz., 1986) bölgeyi yorumladığımızda karşımıza tipik olarak dağlar arasında oluşan küçük bir çek-ayır havzası çıkmaktadır. Havzanın kuzey kenarını oluşturan oblik-doğrultulu atımlı fay (Şekil 2), Koçyiğit ve diğerleri (1985) belirtilen, Serçeme 3 fayı ile birleştirilebilir. Havzanın bu kenarında, hızlı fasiyes değişimleri görülmekte, özellikle Alüvyon yelpazesi tipi fasiyes toplulukları yer almaktadır. Havza içersine doğru, Reading (1980)'de belirtilen transtansiyon egemenliğini yansıtan normal faylar ve gölsel fasiyes toplulukları ile karakterize edilmektedir. Özellikle havza-

nın doğu kesiminde gölün derinleştiği, ölçülen Hacı Hamza kesitinde (Şekil 5), belirgin olarak görülmektedir. Havzanın daha sonraki jeolojik devirlerde transpresyon rejimine uğradığını, güneydeki fayların bindirme ve ters fay haline dönüştüğünü görmekteyiz. Ayrıca bu seferde havzanın güneyden, özellikle Mesozoyik karbonatlarından beslendiğini Akbaba tepelerinde görmekteyiz. Bu tür havzalara örnek olarak, Nardin ve Henyes (1978)'in çalıştığı San Andreas fay sistemi Miyosende transtansiyon, Geç Pliyosende ve Pleyistosende transpresyon rejiminden etkilenmesi gösterilebilir. Miyo-Pliyosen yaşlı Ridge havzasında (Crowell, 1975; Link ve Osborne 1978), özellikle transpresyonun egemen olduğu kıta sınırı doğrultulu atımlı fay zonunda, iklim denetiminde, yükselmiş dağlardan kaynaklanan akarsu ve akarsu arası çökellerinin oluşturduğu geniş alüvyon düzlükleri meydana gelmiştir. Bu tür havzaların en güzel örneği Steel ve Gloppen (1980) çalıştığı Hornelen havzası olup, Batı Norveçte, Devoniyen yaşlı, İapetus Okyanusunun kapanması ve kıtasal çarpışmanın en genç aşamasından doğan doğrultulu atımlı faylar boyunca gelişmiştir.

Aşkale-Kükürtlü havzasında yukarıdaki örneklerde olduğu gibi, kuzey kenarında Alüvyon yelpazesinin gelişmiş olması, Heward ve Reading (1980)'te belirtildiği gibi fayın bağlı olarak yükseldiğini göstermektedir. Havza içersine doğru gölsel fasiyeslere geçmesi ve üste doğru akarsu etmenliğinin fazlaştıkça gölün dolması, bataklık rejimine geçerek kömürlü seviyelerin görülmesi bize tipik bir çek-ayır havzasında olduğumuzu göstermektedir.

Yapılan çalışmadan çıkarılan diğer bir sonuç ise kömürlü havzanın yaşı ile ilgilidir. Bu havzada çalışan Wedding (1965)'e göre yaş, olasılıkla Miyosen, İrlitz (1971)'e göre ise Üst Oligosen-Alt Miyosendir. Burada yanıltıcı unsur, havzanın batısında yüzlek veren kırmızı renkli konglomeraların Oligosen olarak kabul edilmesinden doğmaktadır. Bu çalışmada ise, Aşkale'nin batısında yer alan Alt Miyosen platform karbonatlarının üzerine uyumlu olarak, evaporitler gelmekte ve bu birimleri de karasal konglomeralar izlemektedir. Dolayısıyla, konglomeraların en azından Alt Miyosenden genç (Orta-Üst Miyosen) oldukları kabul edilmiştir.

TEŞEKKÜR

Bu araştırma MTA Enstitüsü Enerji Hammaddeler Dairesinin yardımları ile gerçekleştirilmiş olup arazi çalışmaları 1984 yaz aylarında gerçekleştirilmiştir. Araştırmacılar başta MTA olmak üzere Doğu Linyitleri İşletmesi, Aşkale Bölge Müdürlüğüne özellikle teşekkürü bir borç bilirlir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allen, J.R.L., 1974, *Studies in fluvial sedimentation : implications of pedogenic units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop*, *Geol. Jour.* 3, 181-208.
- Allen, P.A., 1981 a, *Devonian lake margin environments and processes SE Shetland, Scotland*, *J. Geol. Soc., London*, 138 (1), 1-14.
- Allen, P.A., 1981 b, *Sediments and processes on a small stream-flow dominated, Devonian alluvial fan, Shetland Islands*, *Sediment. Geol.*, 29, 31-66.
- Benda, L., 1971, *Principles of the palynologic subdivision of the Turkish Neogene*, *Newsl. Stratigr.*, 1.3, 23-26.
- Barka, A.A., 1985, *Kuzey Anadolu fay zonundaki bazı Neojen - Kuvarterner havzalarının jeolojisi ve tektonik evrimi, Keten Simpozyumu, Ankara*, T.J.K. 209-227.
- Barka, A.A., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1983, *Horasan - Narmandepremi ve bu depremi Doğu Anadolu Neotektoniğindeki yeri, Yeryuvarı ve İnsan*, 8, 16-21.
- Bayraktutan, S., 1982, *Narman (Erzurum) Havzasının Miyosendeki Sedimentolojik evrimi, Atatürk Üniv. Fen Ed. Fak., Doktora tezi*, 282 s.
- Bozkuş, C., 1983, *Doğu Anadolu Bölgesi Kömür envanteri, M.T.A. Genel Müdürlüğü Doğu Anadolu Bölge Yayınlarından 1*, 43, Van.
- Crowell, J.C., 1975, *The San Gabriel fault and Ridge Rassin, southern California*, *Spec. Publ. California Div. Mines eol.*, 118, 208-233.
- Demirtaşlı, E. ve Pisoni, C., 1966, *Ahlat-Adilcevaz bölgesinin jeolojisi (Van Gölü kuzeyi)*, *M.T.A. Derg.*, 64, 22-36.
- Elliot, T., 1974, *Interdistributary bay sequence and their genesis*, *Sedimentology*, 21, 611-622.
- Elliot, T., 1976, *Upper Carboniferous Sedimentary cycles produced by river dominated, elongate deltas*, *Jour. Geol. Soc., London*, 132, 199-208.
- Hempton, M.R., Dunne, L.A., and Dewey, J.F., 1983, *Sedimentation in an active strike-slip basin, Southeastern Turkey*, *Journal of Geology*, 91, 401-412.
- Heward, A.P., 1978, *Alluvial fan Sequence and megasequence models, with examples from Westphalian D - Stephanian B coal fields, Northern Spain*, *Can. Soc. Petrol. Geologists Memoire* 5, 669-702.
- Heward, A.P. and Reading, H.G., 1980, *Deposits associated with a Hercynian to late Hercynian continental strike-slip system. Cantabrian Mountains northern Spain. In : Sedimentation in Obliqueslip Mobile Zoned (ed. P.F. Ballece and H.G. Reading). Spec. Publ. Int. Asso. Sediment.*, 4, 105-125.
- Irrlitz, W., 1972, *Lithostratigraphie und tektonische Entwicklung des Neogenes in Nordostanatolien, Beitiefte zum Geologischen Jahrbuch*, 120, 111.
- Ketin, İ., 1977, *Van gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama*, *T.J.K. Bül.*, 20/2, 79-85.
- Kerey, İ.E. ve Bozkuş, C., 1984, *Erzurum - Horasan Pasinler havzasındaki kömür seviyeli Horasan Formasyonunun stratigrafik, sedimentolojik ve tektonik özellikleri*, *T.J.K. Kurultayı Bull.*, 5, 87-91.
- Koçyiğit, A., Öztürk, A., İnan, S. ve Gürsoy, H., 1985, *Karasu Havzasının (Erzurum) Tektonomorfolojisi ve mekanik yorumu*, *C. Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg.* 2, 1, 3-15.
- Kraus, M.J., 1987, *Integration of Channel and Floodplain Suites, 11. Vertical Relations of Alluvial Paleosols*, *Jour. of Sed., Petrology*, 57, 4, 602-613.
- Lahn, E., 1940, *Erzurum Havalisinin Jeolojik Bün-yeleri*, *M.T.A. Bül.*, 2/19, 233-239.
- Leeder, M.R., 1975, *Pedogenic carbonates and flood sediment accretion rates: A quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies*, *Geol. Mag.*, 112, 257-270.
- Link, M.H. and Osborne, R.H., 1978, *Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group : Ridge Basin, California. In: Modern and*

- Ancient Lake Sediments* (ed. A. Matter and M.E. Tucker). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 2, 169-187.
- Nardin, T.R. and Henyen, T.H., 1978, *Pliocene-Pleistocene diastrophism of Santa Monica and Sand Pedro shelves, California Continental Borderland*, *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 62, 247-272.
- Reading, H.G., 1980, *Characteristics and recognition of strike-slip fault Systems*, In: *Sedimentation in oblique-slip mobile zones* (ed. P.F. Ballance and H.C. Reading). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 4, 7-26.
- Steel, R. and Ippen, U.G., 1980, *Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). Signs of strike slip tectonics during infilling*. In: *Sedimentation in oblique-slip Mobile zones* (ed. P.F. Ballance and H.G. Reading). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 4, 79-103.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981, *Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden ögeler, jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri*, *T.J.K. Büll.* 24, 39-50.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1984, *Doğu Anadolu'nun neotektoniği ve ilgili magmatizması, Ketin simpozyumu bildirileri*, 149-162.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1986, *Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri* *M.T.A. Büll.*, 107, 73-95.
- Şengör, A.M.C., 1980, *Türkiye'nin neotektoniğinin esasları*, *T.J.K. Konferans Serisi*, 2, 40.
- Şengör, A.M.C., and Kidd, W.S.F., 1979, *Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and comparison with Tibet*, *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., and Şaroğlu, F., 1985, *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study*, In: *Strike-slip deformation, Basin Formation and Sedimentation*, *SEPM Spec., Publ.*, 37, 227-264.
- Stechepinsky, V., 1940, *Erzincan mıntıkasındaki rüsubi yatakları*, *M.T.A. Bull.*, 2/19, 212-222.
- Tokel, S., 1984, *Doğu Anadolu'da kabuk deformatyonu mekanizması ve genç volkanitlerin petrojenezi*, *T.J.K. Ketin Simpozyumu*, 121-130.
- Yılmaz, Y., Dilek, Y. ve Işık, H., 1981, *Gevaş (Van) ofiyolitinin jeolojisi ve sinkinematik bir makaslama zonu*, *T.J.K. Büll.*, 24/1, 37-44.
- Wedding, H., 1965, *Divriği ve Oltu (Kuzeydoğu Anadolu) arasındaki kömür zuhurlarının yaşı*, *M.T.A. Bull.*, 64, 42-52.

Kayabaşı Formasyonu'nda Bulunan Triyas Konodontlarının Taksonomik Karakterleri

THE TAXONOMIC CHARECTERS OF TRIASSIC CONODONTS FROM KAYABAŞI FORMATION

Fuat ÖNDER, Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak., Jeo. Müh. Böl. SİVAS.

ÖZ : Bu çalışmada kuzeybatı Pontid'lerde Göynükdağı - Kayabaşı yöresinde yüzeyleyen kırmızı-gri lekeli kireçtaşları incelenmiş olup makro kavkı parçalarının zengin ve çok az foraminifer içeren bu rekrystalize biyomikritlerin Orta-Üst Triyas yaşında oldukları saptanmıştır. Alp tipi karbonatlara benzeyen bu kayalar sığ epikontinental denizlerde çökelmiş ve Orta-Üst Triyas yaşını veren zengin «Konodont» mikrofosillerini içerirler. Bu araştırma ile ilk defa tespit edilmiş olan konodont türleri; **Cypridodella**, **Gladigondolella**, **Neogondolella**, **Neohindeodella**, **Prioniodella**, **Prioniodina** ve **Xaniognathus** cinslerine ait olup bu çalışmada taksonomik özellikleri ortaya konmaya çalışılmıştır.

ABSTRACT : The Early Mesozoic rocks studied here outcrop surrounding the Göynükdağı - Kayabaşı area located south of the towns of Bozkurt and Abana of Kastamonu. The rocks are grey-red mottled limestone rich in shells of macrofossils but poor in foraminifers. They are recrystalized biomicrite containing Middle-Upper Triassic conodonts. Their taxonomic charecters are given in this study. These firstly recovered genera of conodonts are : **Cypridodella**, **Gladigondolella**, **Neogondolella**, **Neohindeodella**, **Prioniodella**, **Prioniodina** and **Xaniognathus**. Kayabaşı Formation generally resemble the Alpine type of the Early Mesozoic rocks deposited in shallow epicontinental seas.

GİRİŞ

Bu çalışmayı konu alan kayalar Kuzeybatı Pontidler'de Kastamonu ili Göynükdağı civarında yüzeyleyen Orta-Üst Triyas yaşlı kireçtaşlarıdır. Yöredeki bu kireçtaşlarının (Şekil 1) Triyas yaşlı makrofosiller içerdiğini ilk olarak Stchepinsky, 1942 ve Blumenthal, 1948 konu eder. Bu araştırmacılar Muzrup köyü batısında Devrekani ile Abana arasında yer alan Triyas yaşlı gri-kırmızı lekeli kireçtaşlarında zengin Ammonoid ve Brachipod'a rastlandığını söylerler. Bunlar arasında tayin edilenler ise; **Arcestes** sp., **Ceratites** sp., **Orthoceras** sp., **Spiriferina** sp., **Spiriferina (Menzelina) menzeli** Dunk, **Coenothyris vulgaris** Schloth, **Rhynchonella** sp.'lerdir (Stchepinsky, 1942). Geiss (1954) ise Zirna yakınında yüzeyleyen Kireçtaşları içerisinde **Involutina liassica** Terquem bulmuş ve bu istifin Alt Liyas'a kadar devam ettiğini söylemiştir. Daha sonra ise gerek bu kayalar ve gerekse Jura yaşlı istifler üzerinde çeşitli jeolojik araştırmalar yapılmıştır (Ketin ve Gümüş 1962; Ataman ve diğ. 1977; Yılmaz, 1980). Yörede ilk defa «Konodont» elde etmek amacıyla başlatılan çalışmada Kayabaşı Tepe'de yüzeyleyen kireçtaşlarını içeren bölgenin jeolojik haritası (Şekil 1) ve bu kayaların stratigrafik, jeolojik ve ortamsal karakterleri ayrı olarak yayınlanmıştır (Önder ve diğ., 1988). Burada ise bu kayaçlardan ilk defa elde edilen ko-

nodontların taksonomik özellikleri verilecektir. Birime kesin yaş veren ve ilk defa tanımlanan bu mikrofosiller İngiltere'de Southampton Üniversitesinde Elektron Mikroskopta çalışılmış ve resimlenmiştir (Levha 1-6). Örnekler halen Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümünde korunmaktadır.

JEOLJİK KONUM

Göynükdağı Kuzey Pontid'lerde, Kastamonu'nun Abana ve Bozkurt İlçelerinin 30 km. kadar güneyinde yer almaktadır. Erken Mesozoyik yaşlı kayalar Kayabaşı Tepe ve çevresinde yüzeylenmekte olup Börümce köyünün 2 km. kadar kuzeydoğusu ile Göynükdağının 15 km. kadar güneyinde gözlenebilir (Şekil 1). Triyas kireçtaşları Kayabaşı Tepe'de bir antiklinalin çekirdeğinde çıkma vermekte olup yerel olarak kıvrılma ve faylanmalarla sarp bir topoğrafya arz eder. Gri-kırmızı lekeli kireçtaşlarından ibaret olan Triyas kayaları ince kesitlerinde biyomikrit olarak adlandırılabilir ve ammonoid, ekinoid, gastropod ve belemnit gibi makrofosillerin kavkı parçaları ile zengin konodont ve foraminiferler içerirler. Tayin edilebilen foraminiferler **Involutina** ve **Ophthalmidium** cinslerine ait türlerdir. Bu çalışmada konodontların tanımlanmaları yapılmış olup kayaçlara

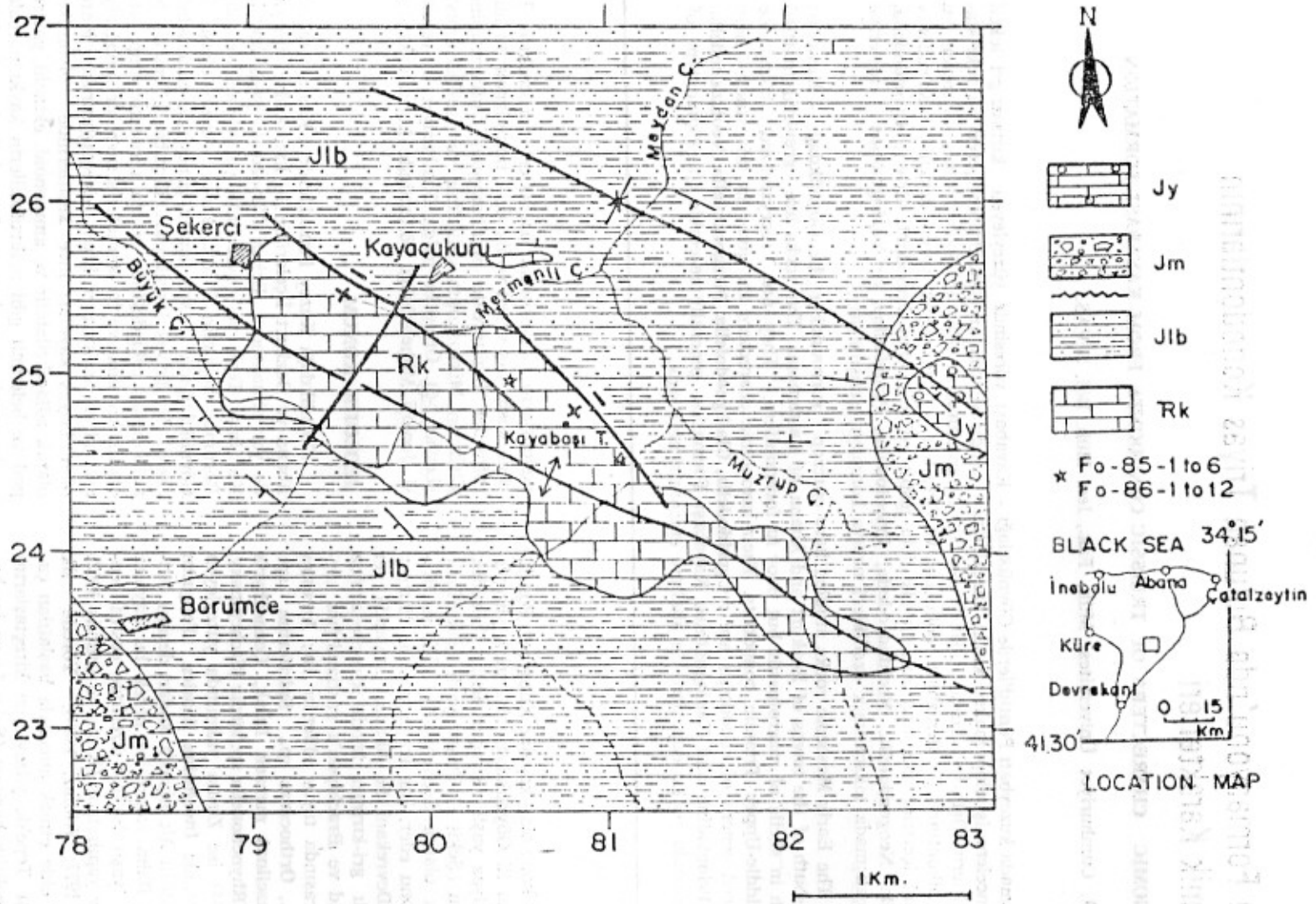


Figure 1. Geologic map of the Early Mesozoic rocks around Göynükdagi area, taken with some modifications from Yılmaz and Boztuğ (1986, 1987). Asterisks represent the sample locations collected from the Triassic Kayabaşı Formation. As for other explanations, please see Fig. 2. (Önder ve diğ. 1988).

Şekil 1. Göynükdagi ve çevresinde yüzeyleyen Erken Mesozoik kayaların gösteren jeolojik harita. Yılmaz ve Boztuğ (1986, 1987)'den bazı düzeltmeler yapılarak kullanılmıştır (Önder ve diğ. 1988). Yıldızlar örneklenen lokasyonları göstermektedir. Kayabaşı Formasyonu ile ilgili diğer açıklamalar için Şekil 2'ye bakınız.

Orta - Üst Triyas yaşını verebilmektedir. Bu karbonatlı kayalar Alp tipi sığ epikontinental denizlerde çökelmişlerdir (Zankl, 1971 ve Bernoulli and Jenkyns, 1974).

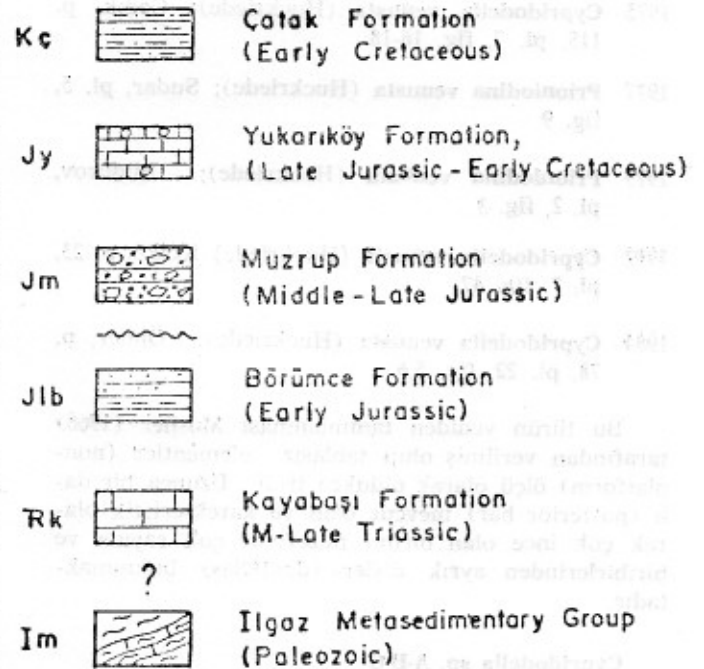
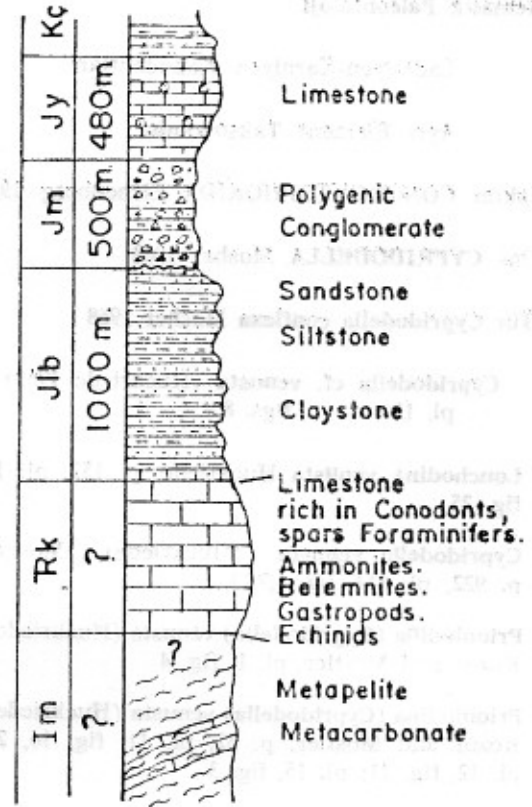
Kayabaşı Formasyon'u uyumlu olarak kireçli kilitaşı, silttaşı ve kumtaşı ardalanmasında oluşan Börümce Formasyonu'na ait flişel çökeltilerle üzerlenirler (Şekil 2). Daha önce bazı çalışmalarda bu iki formasyona ait kayaçlar Akgöl Formasyonu adı altında toplanmışlardır (Ketin ve Gümüş, 1962; Tüysüz, 1986; Aydın ve diğ., 1986). Fakat litolojik karakterlere, fosil içeriklerine ve depolanma koşullarına bağlı olarak bu birimlerin «Kayabaşı Formasyonu» ve «Börümce Formasyonu» olarak ayrılması gerekmektedir (Ataman ve diğ., 1977; Yılmaz, 1980; Yılmaz ve Boztuğ, 1986, 1987). Bu nedenlerle yazar yörede daha önce kullanılmış olan «Akgöl» adının «Akgöl Grubu» olarak kullanılmasının uygun olacağı kanısındadır.

PALEONTOLOJİ

Araştırma Teknikleri

Çalışma alanında konodontlara dayalı paleontolojik bir araştırma daha önce yapılmamış olup bu çalışma ilk bulguları kapsamaktadır. Toplam 18 adet örnek Kayabaşı Tepe ve civarındaki iki ayrı lokasyondan alınmış olup ince kesitler yaptırılarak petrografik ve mikropaleontolojik amaçlı çalışılmıştır. Ayrıca aynı örnekler (ki her biri 2-3 kg. ağırlığında) laboratuvarında bilinen tekniklerle eritilmiştir (Collinson, 1963; Austin, ed., 1987). 10 örnekten konodont elde edilmemesine karşın diğerlerinden 100'ün üzerinde element bulunmuştur. Konodont elde edilebilen örnekler genellikle rekristalize biyomikritlerdir. Ayrıca konodontlar CAI değer göstermekte ve bu hafif açık kahverengimsi renk değişimi ortamda 150-200°C. ısı etkisinin söz konusu olduğunu açıklamaktadır (Epstein et al., 1977, Rejebian et al., 1987). Laboratuvarında kayaç örnekleri eritildikten sonra tane olarak bulunan bu elementler binoküler steryo mikroskoplarda çalışılmışlardır. Daha sonra Southampton Üniversitesi laboratuvarlarında SEM ile fotoğrafları çekilmiştir.

Üst Paleozoik ve Alt Mesozoik yaşlı denizel kayaçlarda konodontların varlığının 50 yıldır bilinmesine ve son yıllarda Triyas konodontları üzerindeki yoğun ilgiye karşın bunlar üzerindeki taksonomik adlamalarda bir çok problem mevcuttur. Bu nedenle en yaygın olarak kullanılan, elde edilebilir ve değerli adlar bu çalışmada tercih edilmiş olup Uluslararası Zooloji Komisyonu'nun kuralları (ICZN) takip edilmeye çalışılmıştır. Bu arada en son yayınlarda (Farabegoli, E. et al., 1984; Pappova, J. and Goal, L., 1984; Orchard, M.J., 1985; Bagnoli, G., 1982; Wardlow, B.R., Collinson, W.J., 1984; Bagnoli, G. et al., 1984; Krystyn, L., 1983) taranarak denestirmeler yapılmıştır.



Şekil 2. Haritalanan sahanın genel stratigrafik dikme kesiti (Önder ve diğ. 1988).

Figure 2. Generalized stratigraphic column section of mapped area (Önder ve diğ. 1988).

Sistematik Paleontoloji

Ladiniyen-Karniyen Konodontları

Ayrı Element Taksonomisi

Takım CONODONTOPHORIDA Eichenberg 1930

Cins **CYPRIDOELLA** Mosher 1968Tip Tür **Cypridodella conflexa** Mosher 1968**Cypridodella cf. venusta** (Huckriede 1958)
pl. II figs. 8

- 1958 **Lonchodina venusta** Huckriede, p. 152, pl. 11, fig. 25
- 1968 **Cypridodella venusta** (Huckriede), Mosher, p. 922, pl. 114, fig. 1,7,13
- 1971 **Prioniodina (Cypridodella) venusta** (Huckriede); Kozur and Mostler, pl. 1, fig. 4
- 1972 **Prioniodina (Cypridodella) venusta** (Huckriede); Kozur and Mostler, p. 32, pl. 11, fig. 16, 24; pl. 12, fig. 11; pl. 15, fig. 3
- 1975 **Prioniodina venusta** (Huckriede); Catalov and Budurov, p. 1248, pl. 1, fig. 12
- 1975 **Cypridodella venusta** (Huckriede); Gedik, p. 115, pl. 7, fig. 16-18
- 1977 **Prioniodina venusta** (Huckriede); Sudar, pl. 5, fig. 9
- 1979 **Prioniodina venusta** (Huckriede); Budurov, pl. 2, fig. 3
- 1982 **Cypridodella venusta** (Huckriede) Koike, p. 23, pl. 7, fig. 47
- 1984 **Cypridodella venusta** (Huckriede); Önder, p. 78, pl. 22, fig. 5,6

Bu türün yeniden tanımlanması Mosher (1968) tarafından verilmiş olup tablasız elementler (non-platform) ölçü olarak oldukça iridir. Uzunca bir dahi (posterior bar) mevcut olan ve karakteristik olarak çok ince olan birimi nüzlerinde çok sayıda ve birbirlerinden ayrıık dişler (denticles) bulunmaktadır.

Cypridodella sp. A-B-C

Pl. III figs. 7,8,9,10a-b, 12,11

Tür tayini kırık oldukları için yapılmayan bazı *Cypridodella* cinsine ait elementler buraya dahil edilmişlerdir.

Cins **GLADIGONDOLELLA** Müller 1962Tip Tür **Polygnathus tethydis** Huckriede 1958**Gladigondolella tethydis** (Huckriede 1958)
pl. IV figs. 7,8,9,10,11,12

- 1958 **Polygnathus tethydis** Huckriede, p. 157, pl. 11, fig. 39-40; pl. 12, fig. 1,38; pl. 13, fig. 2-5
- 1960 **Polygnathus tethydis** Huckriede; Budurov, p. 117, pl. 2, fig. 28, 30, 33
- 1965 **Polygnathus tethydis** Huckriede; Mosher ve Clark, p. 563, pl. 66, fig. 13
- 1968 **Gladigondolella tethydis** (Huckriede); Hayashi, p. 69, pl. 3, fig. 8a-b
- 1968 **Gladigondolella tethydis** (Huckriede); Mosher, pl. 119, figs. 7-10
- 1973 **Gladigondolella tethydis** (Huckriede); Budurov, p. 802, pl. 1, figs. 4-7
- 1975 **Gladigondolella tethydis** (Huckriede); Gedik, p. 120, pl. 3, figs. 15-17
- 1979 **Gladigondolella tethydis** (Huckriede); Budurov, pl. 2, fig. 6
- 1980 **Gladigondolella tethydis** (Huckriede); Kovacs ve Kozur, pl. 3, figs. 5,6
- 1982 **Gladigondolella tethydis** (Huckriede); Koike, p. 29, pl. 4, figs. 26-32
- 1982 **Gladigondolella tethydis** (Huckriede); Matsuda, pl. 5, figs. 1,2
- 1984 **Gladigondolella tethydis** (Huckriede); Önder, p. 97, pl. 26, figs. 14a, b; 15,16,17

Bir çok eski çalışmacı tarafından tanımlanması verilmiş ve çok iyi bilinen bir türdür (Mosher 1968, Gedik 1975, vs.). Bu türün üyeleri tablalı (platform conodonts) olup en önemli özellikleri ise uzun ve kıvrılmış tablasının genişleyen bir arka bölgeye (posterior part) sahip oluşudur.

Gladigondolella sp. Olgunlaşmamış evre.

pl. I figs. 1,2,3,4

Olasılıkla **G.tethydis** türüne ait olan bazıları kırık, bazıları ise olgunlaşmamış safhaya ait örnekler tür tayinine gidilmeden bu grub içerisinde toplanmıştır.

Cins **NEOGONDOLELLA** Bender ve Stoppel 1965
Tip Tür **Gondolella mombergensis** Tatge 1956

Neogondolella bifurcata (Budurov ve Stefanov, 1972).
pl. IV. figs. 13,14

1972 **Paragondolella bifurcata** Budurov ve Stefanov, p. 843, pl. 1, figs. 1-25; pl. 2, figs. 1-9; text-fig. 8

1975 **Gondolella bifurcata** (Budurov ve Stefanov); Zawadzka, pl. 40, fig. 2,3; pl. 43, fig. 1

1975 **Neogondolella bifurcata** (Budurov ve Stefanov); Zeigler, p. 219

1979 **Paragondolella bifurcata** Budurov ve Stefanov; Budurov et al., pl. 1, figs. 1,2

1980 **Gondolella bifurcata** (Budurov ve Stefanov); Kovacs ve Kozur, pl. 2, fig. 5-7

1984 **Neogondolella bifurcata** (Budurov ve Stefanov); Önder, p. 101, pl. 27, fig. 3,4

İlk olarak tanımı Budurov ve Stefanov (1972) tarafından verilen türün en karakteristik özelliği tablanın arka ucunun (posterior end) alt sahasının (basal field) üç köşemsi şekilde genişlemesidir.

Neogondolella bulgarica (Budurov ve Stefanov 1975)

pl. IV figs. 4,5,6

1958 **Gondolella navicula** Huckriede, p. 147, pl. 11, figs. 1,14

1962 **Gondolella navicula** Huckriede; Budurov, p. 116, pl. 1, figs. 34-38

1974 **Paragondolella bulgarica** Budurov ve Stefanov, pl. 2, fig. 27

1975 **Paragondolella bulgarica** Budurov ve Stefanov; p. 15, pl. 2, fig. 1-15

1977 **Neogondolella bulgarica** (Budurov ve Stefanov); Nicora, p. 100, pl. 5, figs. 8-14

1980 **Gondolella bulgarica** (Budurov ve Stefanov); Kovacs ve Kozur, pl. 2, figs. 1,2

1981 **Neogondolella bulgarica** (Budurov ve Stefanov); Koike, pl. 2, fig. 1-3

1982 **Neogondolella bulgarica** (Budurov ve Stefanov); Koike, p. 32, pl. 4, figs. 1-19, 22-24

1984 **Neogondolella bulgarica** (Budurov ve Stefanov); Önder, p. 101, pl. 27, figs. 5a, b, c; 6

Bir çok eski çalışmacı tarafından ve detaylı olarak sinonimleri verilmiş olup burada tablalı örnekler Nicora (1977)'nin tanımlamaları ile paralellik göstermektedir. En karakteristik özellikleri tablanın hafif kıvrık oluşu ile yine kıvrık ve dişli blade'in bulunuşudur.

Neogondolella excelsa (Mosher 1968)
pl. IV figs. 1,2,3

1960 **Gondolella navicula** Huckriede; Budurov, pl. 1, figs. 24a, b, c, d

1968 **Paragondolella excelsa** Mosher, p. 938, pl. 118, figs. 1-8

1972 **Paragondolella excelsa** Mosher; Budurov ve Stefanov, p. 844, pl. 2, fig. 15-26

1973 **Metapolygnathus excelsa** (Mosher); Mosher, p. 164, pl. 120, fig. 8

1973 **Neogondolella excelsa** (Mosher); Zeigler, p. 135, Neogondo. levha 1, fig. 10

1975 **Metapolygnathus excelsus** (Mosher); Gedik, p. 129, pl. 3, figs. 1-9

1980 **Gondolella excelsa** (Mosher); Kovacs ve Kozur, pl. 3, fig. 7

1981 **Neogondolella excelsa** (Mosher); Koike, pl. 2, figs. 4-6

1984 **Neogondolella excelsa** (Mosher); Önder, p. 102, pl. 27, figs. 11,12,13

Mosher (1968) ve Gedik (1975) gibi bir çok çalışmacı tarafından tanımı verilen türün en önemli özelliği tablanın (platform) arka uca (posterior end) doğru en geniş halini alması ve ön bölgede (anterior part) yüksek karinasının bulunuşudur.

Neogondolella foliata foliata (Budurov 1975)
pl. VI figs. 6,7,8a, 8b

1975 **Paragondolella foliata** Budurov, p. 79, pl. 1, figs. 2, 10, 12, 14, 16, 19-22

1976 **Paragondolella foliata** Budurov; Budurov, p. 97, pl. 2, figs. 18, 35

1981 **Neogondolella foliata** (Budurov); Koike, pl. 2, figs. 16,17

1983 **Gondolella foliata foliata** (Budurov); Kovacs, p. 108, pl. 2, figs. 1-2, pl. 3, fig. 1

1984 **Neogondolella foliata** (Budurov); Önder, p. 103, pl. 27, figs. 14a, b, c

Budurov (1975) tarafından ilk defa tür seviyesinde tanımlanan element Kovacs (1983) tarafından iki alt tür olarak ayrılmıştır. Bu yazar karina'da ki dişlerin dike yakın oluşu ve taban kenarının taban çukurluğundan (basal pit) önce düzleşmesi ile boyuna daha düz bir görünüm vermesi nedeniyle bu alt türü *N. foliata inclinata* Kovacs alt türünden ayırır.

- Neogondolella of foliata inclinata* Kovacs 1983
pl. VI figs. 9,10
- 1958 *Gondolella navicula* Huckriede, pl. 12, figs. 3,4,8,17,19
- 1960 *Gondolella navicula* Huckriede; Budurov, pl. 1, figs. 21, 22a-c, 24a-d
- 1975 *Gondolella excelsa* (Mosher); Kristan-Tollmann ve Krystyn, pl. 3, figs. 7a-b
- 1975 *Paragondolella foliata* Budurov, p. 79, pl. 1, figs. 3-8, 13,17,18
- 1977 *Gondolella foliata* (Budurov); Kovacs, p. 80, pl. 6, figs. 2a-b, 3a-c
- 1980 *Gondolella foliata* (Budurov); Kovacs ve Kozur, pl. 6, figs. 3,5
- 1983 *Gondolella foliata inclinata* Kovacs, p. 110, pl. 1, figs. 1-4; pl. 3, figs. 2-4

Kovacs (1983) tarafından alt tür olarak tanımlanmış olup Üst Ladiniyen - Alt Karniyen'de bulunduğu işaret edilmiştir.

- Neogondolella hanbulogi* (Sudar ve Budurov 1979)
pl. V figs. 6,7
- 1962 *Gondolella mombergensis* Tatge; Budurov, p. 116, pl. 1, figs. 39-42, pl. 2, fig. 21
- 1979 *Paragondolella hanbulogi* Sudar ve Budurov; p. 50, pl. 1, figs. 9,10; pl. 2, figs. 1-9; pl. 3, figs. 1-12
- 1984 *Neogondolella cf. hanbulogi* (Sudar ve Budurov); Önder, p. 103, pl. 28, fig. 1a,b

Sudar ve Budurov (1979) tarafından verilen tanımlamaya uyan elementler tablaları (platform) ile karakteristiktirler. Bu tabla merkezi bölümde genişçe olup arka bölge (posterior part) yuvarlaklaşarak son bulur.

- Neogondolella kozuri* Gedik 1981
pl. V figs. 8a, 8b
- 1980 *Gondolella* sp. Isozoki ve Matsuda, plate-fig. 11
- 1981 *Neogondolella kozuri* Gedik, p. 4, pl. 1, figs. 1-3
- 1984 *Neogondolella kozuri* Önder, p. 103, pl. 28, figs. 2a,b,c

İlk olarak Gedik (1981) tarafından tanımlanan tür *N. mombergensis* grubuna ait olup kıvrık tabla kenarları, ana diş ve taban çukurluğunun en arkada yerleşmiş olması, ayırıcı özellikleridir.

- Neogondolella longa* Budurov ve Stefanov 1973
pl. V figs. 9,10,11,12
- 1973 *Neogondolella longa* Budurov ve Stefanov, p. 805, pl. 1, figs. 16-22
- 1974 *Neogondolella longa* Budurov ve Stefanov; Budurov ve Stefanov, pl. 2, figs. 20,21
- 1975 *Neogondolella longa* Budurov ve Stefanov; Budurov ve Stefanov; pl. 2, figs. 9-13
- 1979 *Neogondolella longa* Budurov ve Stefanov; Budurov et al., pl. 2, figs. 3,4,13,14
- 1984 *Neogondolella longa* Budurov ve Stefanov; Önder, p. 103, pl. 28, figs. 3a,b,c,4

Bu türe ait elementler uzun, dar, silindirik ve kenarları iyi yuvarlaklaşmış tablası (platform) ile karakteristiktirler .15-18 adet yüksekçe dişli ve serbest blade ise diğer bir ayırıcı özelliğidir.

- Neogondolella mombergensis* (Tatge 1956)
pl. V figs. 1,2,3,4,5
- 1956 *Gondolella mombergensis* Tatge, p. 132, pl. 6, figs. 1,2
- 1965 *Gondolella mombergensis* Tatge; Mosher ve Clark, p. 560, pl. 65, figs. 20,23,26-29
- 1968 *Gondolella mombergensis* Tatge; Mosher, p. 937, pl. 116, figs. 6,9,12,14
- 1970 *Neogondolella mombergensis* (Tatge); Bender, p. 517, pl. 4, fig. 3
- 1971 *Neogondolella mombergensis* (Tatge); Sweet et al., pl. 1, fig. 24
- 1973 *Neogondolella mombergensis* (Tatge); Mosher, p. 167, pl. 19, figs. 4-6,8
- 1975 *Neogondolella mombergensis* (Tatge); Gedik, p. 131, pl. 1, figs. 1-3
- 1979 *Neogondolella mombergensis* (Tatge); Clark et al., pl. 1, fig. 8
- 1980 *Gondolella mombergensis* Tatge; Kovacs ve Kozur, pl. 4, figs. 4-6
- 1981 *Neogondolella mombergensis* (Tatge); Koike, pl. 2, figs. 8,9
- 1984 *Neogondolella mombergensis* (Tatge); Önder, p. 104, pl. 28, figs. 5a,b,c

Bir çok eski çalışmacı tarafından tanımlanması verilmiş (Mesher 1968, Gedik 1975 v.s.) olup arka uca doğru (posteriorly) yuvarlaklaşmış geniş tablası (platform) ile karakteristiktirler.

Neogondolella navicula navicula (Huckriede 1958)
pl. VI figs. 1,2,3,4,5

1959 *Gondolella navicula* Huckriede. p. 147, pl. 11, figs. 2-4, 13,15-17,27,35; pl. 12, fig. 10

1965 *Gondolella navicula navicula* Huckriede; Mosher ve Clark, p. 560, pl. 66, figs. 14,16

1966 *Gondolella navicula navicula* Huckriede; Clark ve Mosher, p. 391, pl. 47, fig. 20

1968 *Paragondolella navicula navicula* (Huckriede); Mosher, p. 939, pl. 116, figs. 20-27; pl. 117, figs. 1-5

1972 *Paragondolella navicula navicula* (Huckriede); Budurov ve Stefanov, p. 884, pl. 2, figs. 10-14

1973 *Neogondolella navicula navicula* (Huckriede); Mosher, p. 168, pl. 20, figs. 11,18

1975 *Neogondolella navicula navicula* (Huckriede); Gedik, p. 132, pl. 1, figs. 7-8; pl. 2, figs. 19-24 figs. 19-24

1980 *Gondolella navicula navicula* Huckriede; Kovacs ve Kozur, pl. 13, fig. 2

1984 *Neogondolella navicula navicula* (Huckriede); Önder, p. 105, pl. 28, figs. 6a-b, 7a-b

Çok iyi tanımlanmış bir alt tür olup arka yönde (posteriorly) diş bulunduran geniş tablası (platform) ve üzerinde bir çok diş bulunduran düşük karinası ile karakteristiktir.

Neogondolella polygnathiformis (Budurov ve Stefanov 1965)
pl. VI figs. 11,12

1965 *Gondolella polygnathiformis* Budurov ve Stefanov, p. 118, pl. 3, figs. 3-7

1968 *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov ve Stefanov); Mosher, p. 939, pl. 118, figs. 9-17,19

1968 *Metapolygnathus communisti* Hayashi, p. 72, pl. 3, fig. 11

1970 *Neogondolella palata* Bender, p. 519, pl. 4, figs. 6,7,11,17

1971 *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov ve Stefanov); Sweet et al., pl. 1, fig. 50

1973 *Metapolygnathus polygnathiformis* (Budurov ve Stefanov); Mosher, p. 164, pl. 20, figs. 7,12

1974 *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov ve Stefanov); Budurov ve Stefanov, p. 301, pl. 1, figs. 11,12,27,28

1977 *Metapolygnathus polygnathiformis* (Budurov ve Stefanov); Gedik, p. 42, pl. 3, fig. 15

1979 *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov ve Stefanov); Clark et al., pl. 1, fig. 7

1981 *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov ve Stefanov); Koike, pl. 2, figs. 15, 22-24

1981 *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov ve Stefanov); Ishida, pl. 5, figs. 1,2,3

1984 *Neogondolella polygnathiformis* (Budurov ve Stefanov); Önder, p. 106, pl. 29, figs. 1-6

İyi tanımlanmış bu tür (Mosher 1968) ise kısa ve geniş tablası (platform) ve orta kesimde büzülme göstermesi en ayırıcı özelliğidir. Arka yönde (posteriorly) tabla karemsi bir şekilde biter.

Neogondolella Sp

Tür seviyesinde tanımları yapılamayan elementler bu kategoride toplanmışlardır.

Cins *NEOHİNDEODELLA* Kozur 1968

Tip Tür *Nechindeodella triassica* (Müller 1956)

Neohindeodella triassica (Müller 1956)
pl. III figs. 5

1956 *Hindeodella triassica* Müller, p. 826, pl. 96, figs. 4,5

1968 *Hindeodella triassica* Müller; Mosher, p. 929, pl. 114, fig. 22

1968 *Hindeodella (Neohindeodella) triassica triassica* (Müller); Kozur, p. 10, pl. 2, figs. 10,11.

1972 *Neohindeodella triassica triassica* (Müller); Kozur ve Mostler p. 24, pl. 1, fig. 24; pl. 4, fig. 13; pl. 7, figs. 12,13; pl. 8, fig. 30; pl. 13, figs. 10,13

1973 *Nechindeodella triassica* (Müller); Kozur ve Mock, pl. 1, fig. 11

1975 *Neohindeodella triassica* (Müller); Gedik, p. 136, pl. 6, figs. 12,16,23

1977 *Neohindeodella triassica* (Müller); Sudar, pl. 2 fig. 5; pl. 5, fig. 8

1977 *Neohindeodella triassica* (Müller) Gedik, p. 43, pl. 4, figs. 14,15

1981 *Neohindeodella triassica* (Müller); Koike, pl. 1, fig. 25

1982 *Neohindeodella triassica* (Müller); Koike, p. 35, pl. 8, figs. 21-30

1984 *Neohindeodella triassica* (Müller); Önder, p. 83, pl. 23, fig. 6

Tablasız (non-platform) konodontlardan olup iyi tanınan bir türdür. Önceki çalışmacılar tarafından (Gedik 1975, Koike 1982 v.s.) tanımlamaları ve rilmış ve ince yapısı, ön ucda (anterior end) geniş bir serbest ana dişin bulunuşu ve dişlerin arka uçtan (posterior end) ölçü olarak artarak gelip ana diş yakınında eşit ölçüde oluşları türün ayırıcı özellikleridir.

Neohindeodella sp. A-B

pl. 1, figs. 9,10,11; pl. III, figs. 6

Bazı kırık ve tam olmayan elementler tür seviyesinde tayin edilemedikleri için bu cins altında toplanmışlardır.

Cins PRIONIODELLA Bassler 1925

Tip Tür *Prioniodella normalis* Bassler 1925

Prioniodella decrescens Tatge 1956

pl. III figs. 1,2,4

1956 *Prioniodella decrescens* Tatge, p. 111

1958 *Prioniodella decrescens* Tatge; Huckriede, p. 158, pl. 11, figs. 43,48,49; pl. 14, figs. 37-39

1960 *Prioniodella decrescens* Tatge; Budurov, p. 118, pl. 2, fig. 32; pl. 3, figs. 9,10,13; pl. 4, figs. 21-23

1968 *Prioniodella decrescens* Tatge; Mosher, p. 933, pl. 114, fig. 27

1973 *Prioniodella decrescens* Tatge; Mosher, p. 175, pl. 17, fig. 29

1984 *Prioniodella decrescens* Tatge; Önder, p. 84, pl. 23, fig. 8

Bu türün üyeleri tablasız ve «blade» tipi elementler olup dişlerin ön uçtan (anterior) arka uca (posterior) doğru dereceli olarak yükselişlerin azalması ile tanınırlar.

Prioniodella sp.

Pl. II figs. 9,10,11,12

Prioniodella cinsine ait bazı elementler bu taksonik grub altında toplanmıştır.

Cins PRIONIODINA Bassler 1925

Tip Tür *Prioniodina subcurvata* Bassler 1925

Prioniodina petrae-viridis (Huckriede 1958)

pl. II figs. 1,2,6

1958 *Prioniodina petrae-viridis* Huckriede, p. 149, pl. 11, fig. 26; pl. 13, figs. 7-9,11,12,14; pl. 14, fig. 6

1960 *Hindeodella petrae-viridis* Huckriede; Budurov, p. 112, pl. 3, fig. 17; pl. 4, figs. 1a,b,2,3,7,8,9a,b,10; pl. 5 fig. 34

1968 *Prioniodina petrae-viridis* (Huckriede); Mosher, p. 934, pl. 116, figs. 28-31

1970 *Parachirognathus petrae-viridis* (Huckriede); Bender, p. 524, pl. 5, figs. 1-6

1971 *Enantiognathus petrae-viridis* (Huckriede); Kozur ve Mostler, pl. 1, fig. 14

1981 *Diplododella petrae-viridis* (Huckriede); Koike, pl. 1, fig. 26

1984 *Prioniodina petrae-viridis* (Huckriede); Önder, p. 86, pl. 23, figs. 16-21

Taksonomisi henüz netleşmemesine karşın iyi çalışılmış tablasız (non-Platform) bir türdür. Bu türe ait elementler ön tarafta, uzunca ve üzerinde bir kaç diş ile bunlara yakın genişçe bir ana diş bulunduran bir dal (anterior bar) ve arka kesimde pürüzsüz veya üzerinde bir iki ufak diş bulunan bir dal (posterior bar) ile karakteristiktirler.

Prioniodina sp.

Pl. II, fig 4; Pl III, fig. 3

Tür seviyesinde tanınamayan bazı elementler bu gruba dahil edilmişlerdir.

Cins XANIOGNATHUS Sweet 1970

Tip Tür *Xaniognathus curvatus* Sweet 1970

Xaniognathus tortilis (Tatge)

pl. I figs. 5,6,8

1956 *Ozarkodina tortilis* Tatge, p. 138, pl. 5, figs. 10, 11

- 1960 **Ozarkodina tortilis** Tatge; Budurov, p. 115, pl. 2, figs. 20-22; pl. 4 figs. 25, 26
- 1962 **Ozarkodina tortilis** Tatge; Budurov, p. 120, pl. 1, figs. 28-33
- 1968 **Ozarkodina tortilis** Tatge; Mosher, p. 922, pl. 115, fig. 23
- 1968 **Ozarkodina tortilis** Tatge; Kozur, pl. 3, figs. 12,13
- 1970 **Ozarkodina tortilis** Tatge; Bender, p. 521, pl. 4, figs. 12,14,18,19,21,22
- 1972 **Ozarkodina tortilis** Tatge; Kozur ve Mostler, p. 26, pl. 5, fig. 11, pl. 6, Figs. 5,6
- 1973 **Xaniognathus tortilis** (Tatge); Koike, p. 110, pl. 16, figs. 19,20
- 1977 **Ozarkodina tortilis** Tatge; Gedik, p. 43, pl. 4, figs. 3,16
- 1981 **Xaniognathus tortilis** (Tatge); Koike, pl. 1, fig. 20
- 1984 **Xaniognathus tortilis** (Tatge); Önder, p. 87, pl. 23, fig. 4

Tablasız (non-platform), ince ve enli görünümde (blade like) üzerinde bir kaç diş bulunan uzun ön dalı (anterior process) ile kıvrık ve kısa bir arka dala (posterior bar) sahip ve ana dişin altında ufak bir oyuk bulunan (basal cavity) elementler olup bu cinsin üyeleri genellikle tek tip morfoloji arz ederler

Xaniognathus sp.

Pl. I figs. 7

Tür düzeyinde ayrılmayan ancak cins özelliklerini yansıtan tablasız (non-platform) elementler bu katagoriye dahil edilmişlerdir.

Gen. et. spec. indet.

Pl. I, figs. 12,13

Cins ve tür ayrımı yapılmıyan iki element levha 1'de gösterilmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada araziye ilk defa tanıştıran ve saha incelemelerinde katkıda bulunan Prof. Dr. Osman Yılmaz'a (İ.Ü.) ve Dr. Durmuş Boztuğ'a teşekkürü bir borç bilirim. Ayrıca İngiltere'de Southampton Üniversitesi Jeoloji Bölümü laboratuvar olanaklarını benden esirgemeyen Dr. R.L. Austin ile fotoğrafların çekiminde katkıları olan teknisyenlerden C. Hawkins, R. Sounder, T. Benham ve B. Marsh'a teşekkür ederim.

LEVHA - I

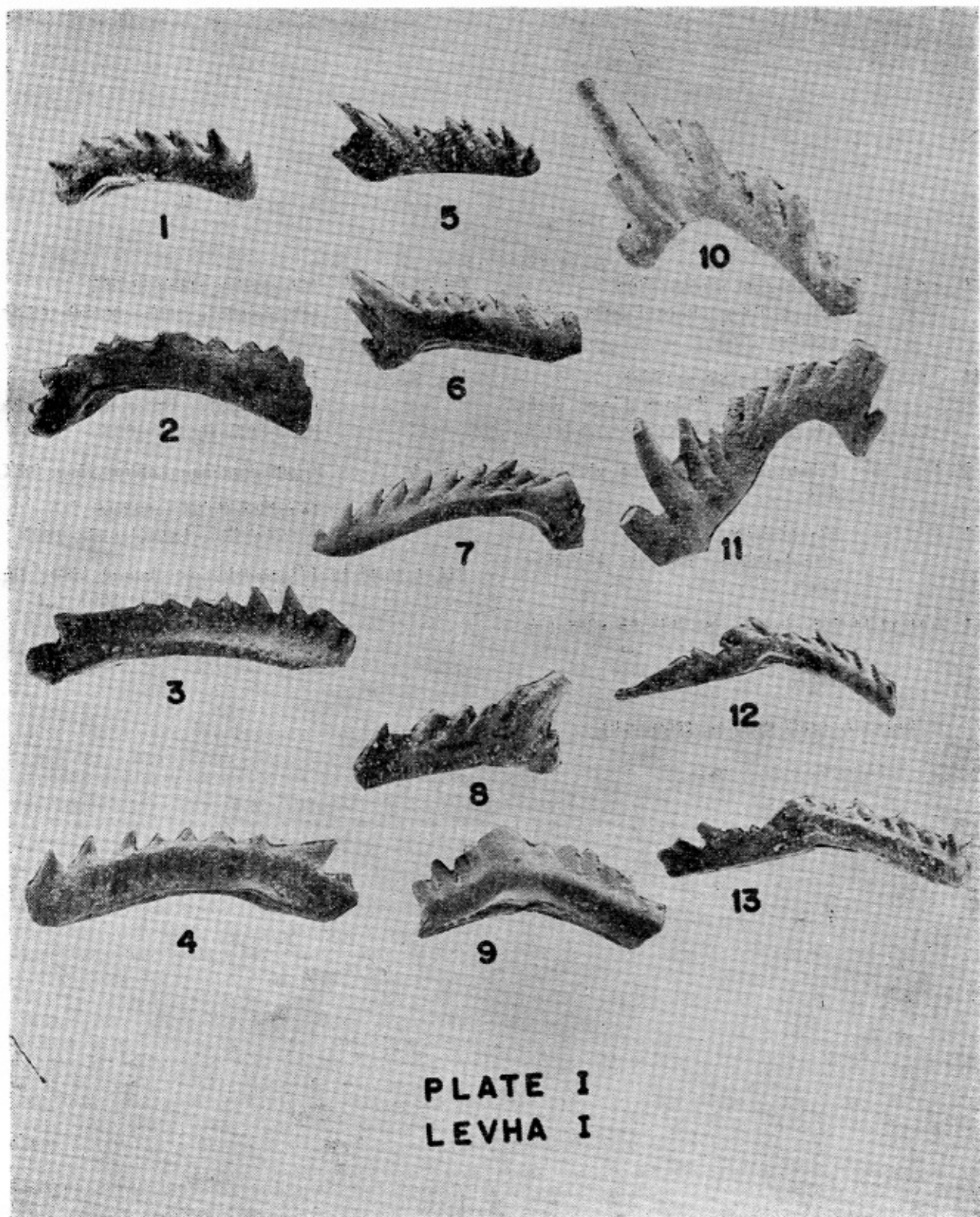
- Şek. 1,2,3,4 *Gladiogondolella* sp. : Olgunlaşmamış evre: Boyuna görünüm, 80X.
- Şek. 7 *Xaniognathus* sp. : Boyuna görünüm, 90X.
- Şek. 5,6,8 *Xaniognathus tortilis* (Tatge) : Boyuna görünüm, 100X.
- Şek. 9 *Neohindeodella* sp. A: Boyuna görünüm, 90X.
- Şek. 10,11 *Neohindeodella* sp. B: İçden görünüm, 90X.
- Şek 12,13 Cins ve tür olarak tanınmıyor. İçden görünüm, 90X.

Bütün resimler Scanning Elektron Mikroskopta çekilmiştir.

PLATE - I

- Fig. 1,2,3,4 *Gladiogondolella* sp. Immature stage: Lateral views, 80X.
- Fig. 7 *Xaniognathus* sp. : Lateral view, 90X.
- Fig. 5,6,8 *Xaniognathus tortilis* (Tatge): Lateral views, 100X.
- Fig. 9 *Neohindeodella* sp. A: Lateral view, 90X.
- Fig. 10,11 *Neohindeodella* sp. B: Inner views, 90X.
- Fig 12,13 Gen. et. spec. indet: Inner views, 90X.

All figures are Scanning Electron Micrographs.



LEVHA - II

- Şek. 1,2,6 *Prioniodina petrae-viridis*
(Huckriede): Boyuna içten görü-
nüm, 100X.
- Şek. 3,5,7 *Prioniodina petrae-viridis*
(Huckriede): Boyuna dıştan görü-
nüm, Şek. 3-80X; Şek. 5,7-100X.
- Şek. 4 *Prioniodina sp.*: Boyuna görünüm,
80X.
- Şek. 8 *Cypridodella cf. venusta*
(Huckriede): Boyuna görünüm,
100X.
- Şek. 9,10,11,12 *Prioniodella sp.*: Boyuna görünüm-
ler, Şek. 12-200X; şek. 9,10,11 -
100X.

PLATE - II

- Fig. 1,2,6 *Prioniodina petrae-viridis*
(Huckriede): Inner lateral views,
100X.
- Fig. 3,5,7 *Prioniodina petrae-viridis*
(Huckriede): Outer lateral views,
fig. 3-80X; fig. 5,7-100X.
- Fig. 4 *Prioniodina sp.*: Lateral view, 80X.
- Fig. 8 *Cypridodella cf. venusta*
(Huckriede): Lateral view, 100X.
- Fig. 9,10,11,12 *Prioniodella sp.*: lateral views, fig.
12-200X; fig. 9,10,11-100X.

All figures are SEM

Bütün resimler SEM ile çekilmiştir.

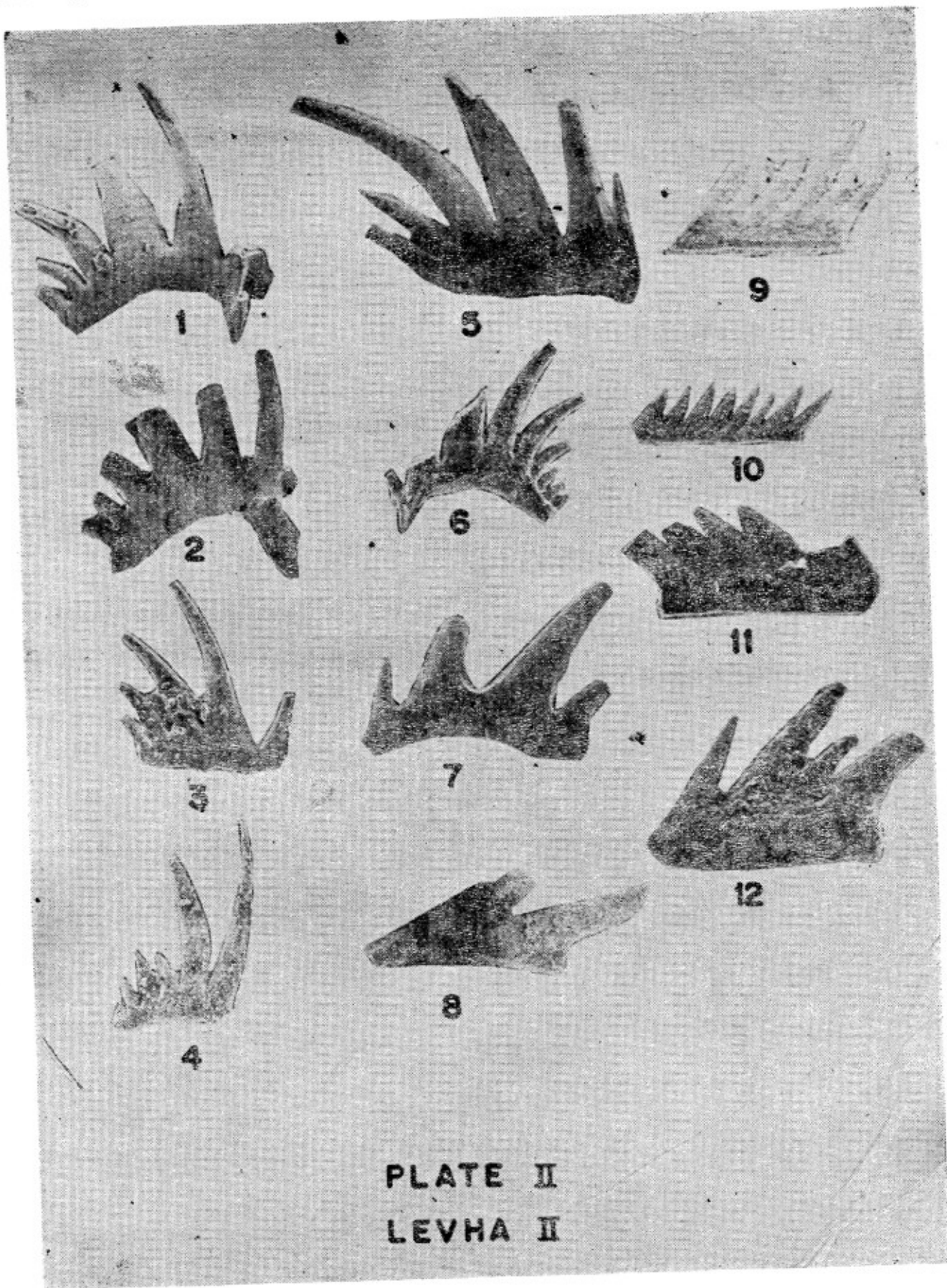


PLATE II
LEVHA II

LEVHA - III

- Şek. 1,2,4 *Prioniodella devrescens* Tatge: Boyuna görünüm. 100X.
- Şek. 3 *Prioniodina* sp.: Boyuna görünüm, 90X.
- Şek. 5 *Neohindeodella triassica* (Müller): içten boyuna görünüm, 100X
- Şek. 6 *Neohindeodella* sp. : Boyuna görünüm, 85X.
- Şek. 7,8,9 *Cypridodella* sp. A: İçten görünüm. 90X.
- Şek. 10a-b,12 *Cypridodella* sp. B: Boyuna görünüm. 90X.
- Şek. 11 *Cypridodella?* sp. C: İçten görünüm, 140X.

Bütün resimler SEM ile çekilmiştir.

PLATE - III

- Fig. 1,2,4 *Prioniodella devrescens* Tatge: Lateral views, 100X.
- Fig. 3 *Prioniodina* sp.: Lateral view, 90X.
- Fig. 5 *Neohindeodella triassica* (Müller) : Inner Lateral view, 100X.
- Fig. 6 *Neohindeodella* sp.: Lateral view, 85X.
- Fig. 7,8,9 *Cypridodella* sp. A: Lateral view, 90X.
- Fig. 10a-b,12 *Cypridodella* sp. B: Lateral views, 90X.
- Fig. 11 *Cypridodella* sp. C: Inner view, 140X.

All figures are SEM

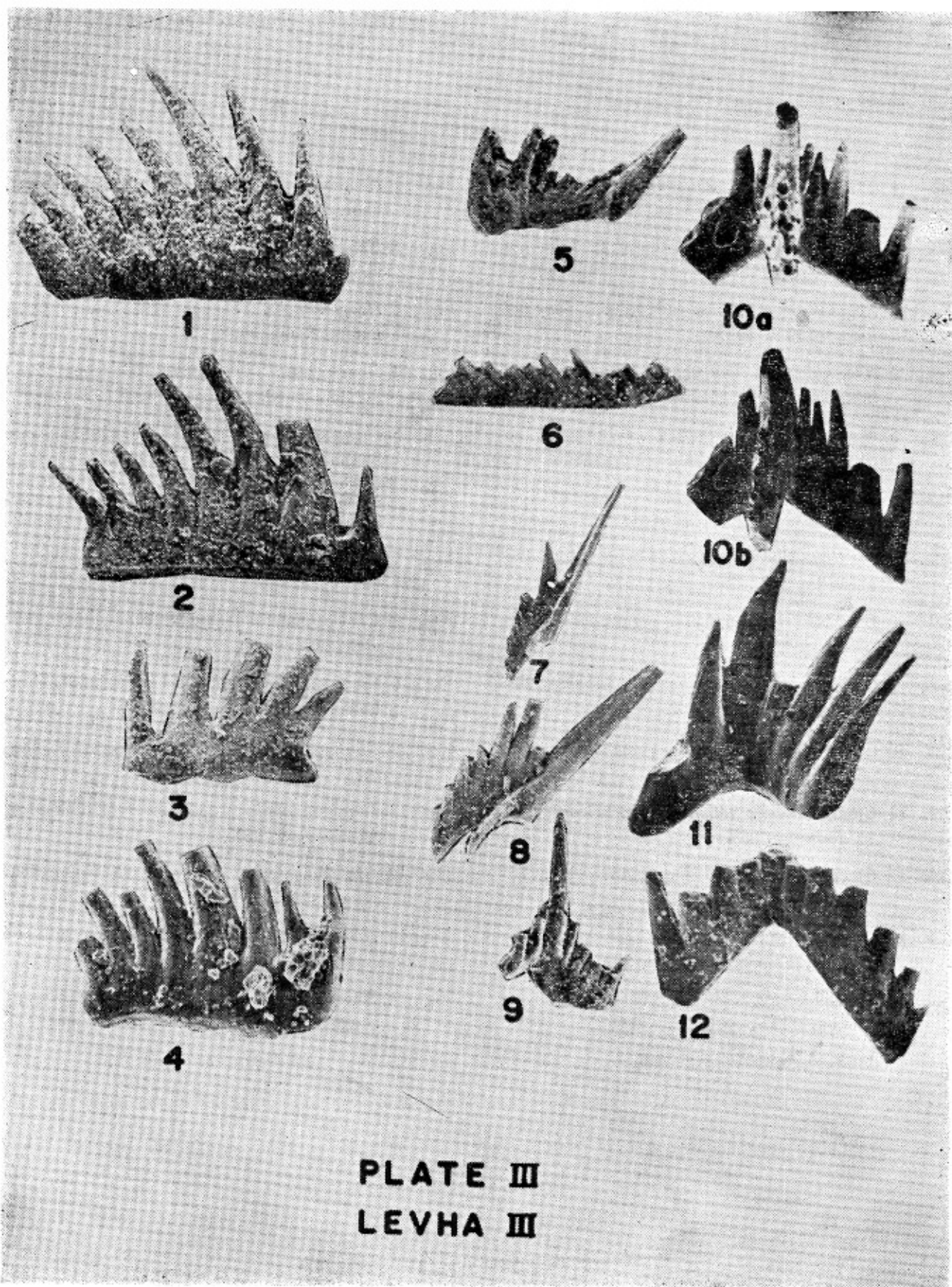


PLATE III
LEVHA III

LEVHA - IV

PLATE - IV

- Şek. 1 *Neogondolella excelsa* (Mosher): Arka görünüm, 80X.
- Şek. 2 *Neogondolella excelsa* (Mosher): Arka görünüm, 85X.
- Şek. 3 *Neogondolella excelsa* (Mosher): boyuna üst görünüm, 100X.
- Şek. 4 *Neogondolella bulgarica* (Budurov ve Stefanov): Arka görünüm, 100X.
- Şek. 5 *Neogondolella bulgarica* (Budurov ve Stefanov): Boyuna üst görünüm 100X.
- Şek. 6 *Neogondolella bulgarica* (Budurov ve Stefanov): Boyuna görünüm 100X.
- Şek. 7 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Üst görünüm 80X.
- Şek. 8 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Üst görünüm, 90X.
- Şek. 9 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Boyuna üst görünüm, 50X.
- Şek. 10 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Üst görünüm, 100X.
- Şek. 11 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Arka görünüm, 85X.
- Şek. 12 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Arka görünüm, 80X.
- Şek. 13 *Neogondolella bifurcata* (Budurov ve Stefanov): Arka görünüm, 50X.
- Şek. 14 *Neogondolella bifurcata* (Budurov ve Stefanov): Ön görünüm, 50X.

Bütün resimler SEM ile çekilmiştir.

- Fig. 1 *Neogondolella excelsa* (Mosher): Aboral view, 80X.
- Fig. 2 *Neogondolella excelsa* (Mosher): Aboral view, 85X.
- Fig. 3 *Neogondolella excelsa* (Mosher): Oral-Lateral view, 100X.
- Fig. 4 *Neogondolella bulgarica* (Budurov and Stefanov): Aboral view, 100X.
- Fig. 5 *Neogondolella bulgarica* (Budurov and Stefanov): Oral - lateral, 100w.
- Fig. 6 *Neogondolella bulgarica* (Budurov and Stefanov): Lateral view, 100X.
- Fig. 7 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede) : Oral view, 80X.
- Fig. 8 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Oral view, 90X.
- Fig. 9 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Oral-Lateral view, 50X.
- Fig. 10 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Oral view, 100X.
- Fig. 11 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Aboral view, 85X.
- Fig. 12 *Gladigondolella tethydis* (Huckriede): Aboral view, 80X.
- Fig. 13 *Neogondolella bifurcata* (Budurov and Stefanov): Aboral view, 50X.
- Fig. 14 *Neogondolella bifurcata* (Budurov and Stefanov): Oral view, 50X.

All figures are SEM

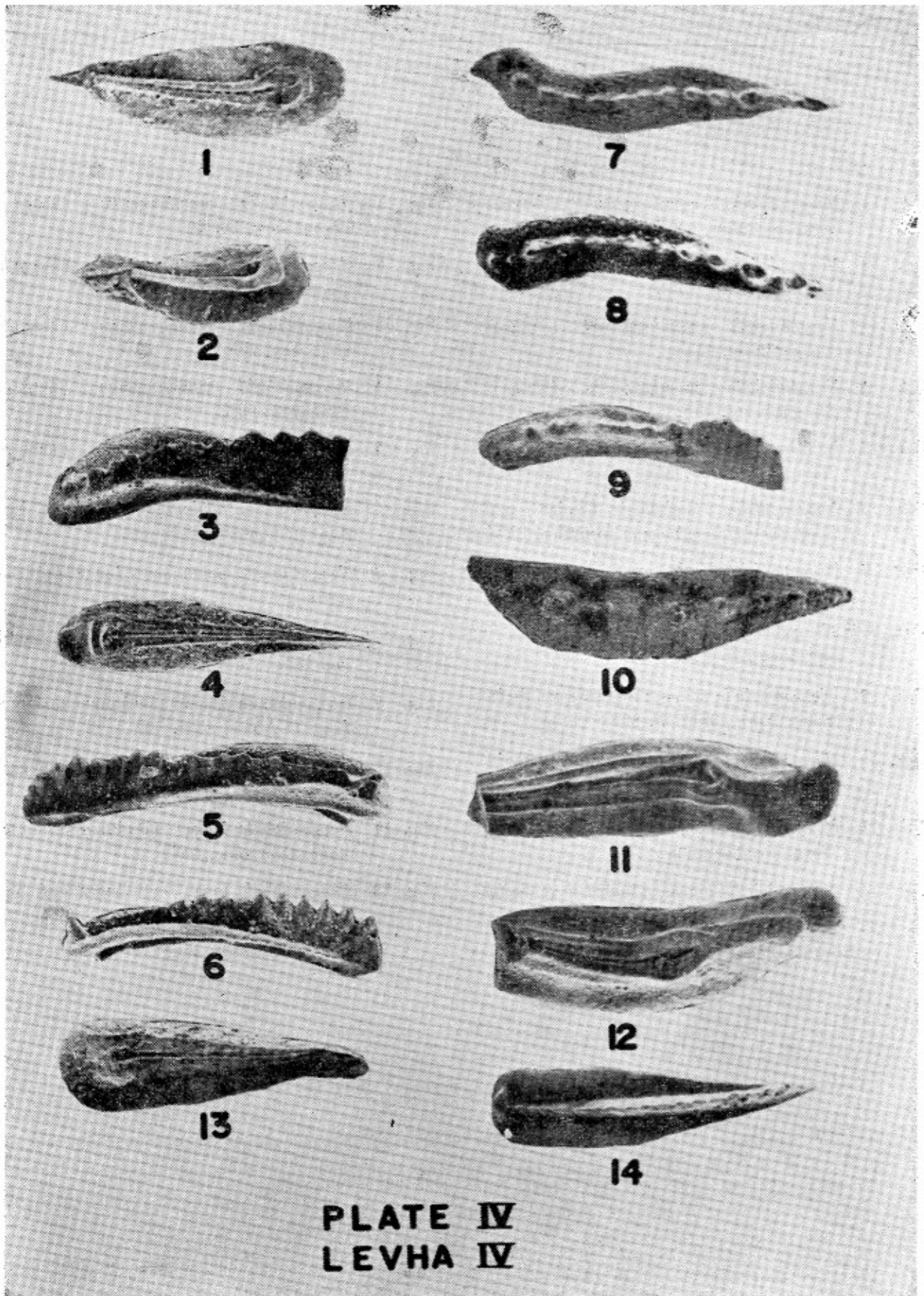


PLATE IV
LEVHA IV

LEVHA - V

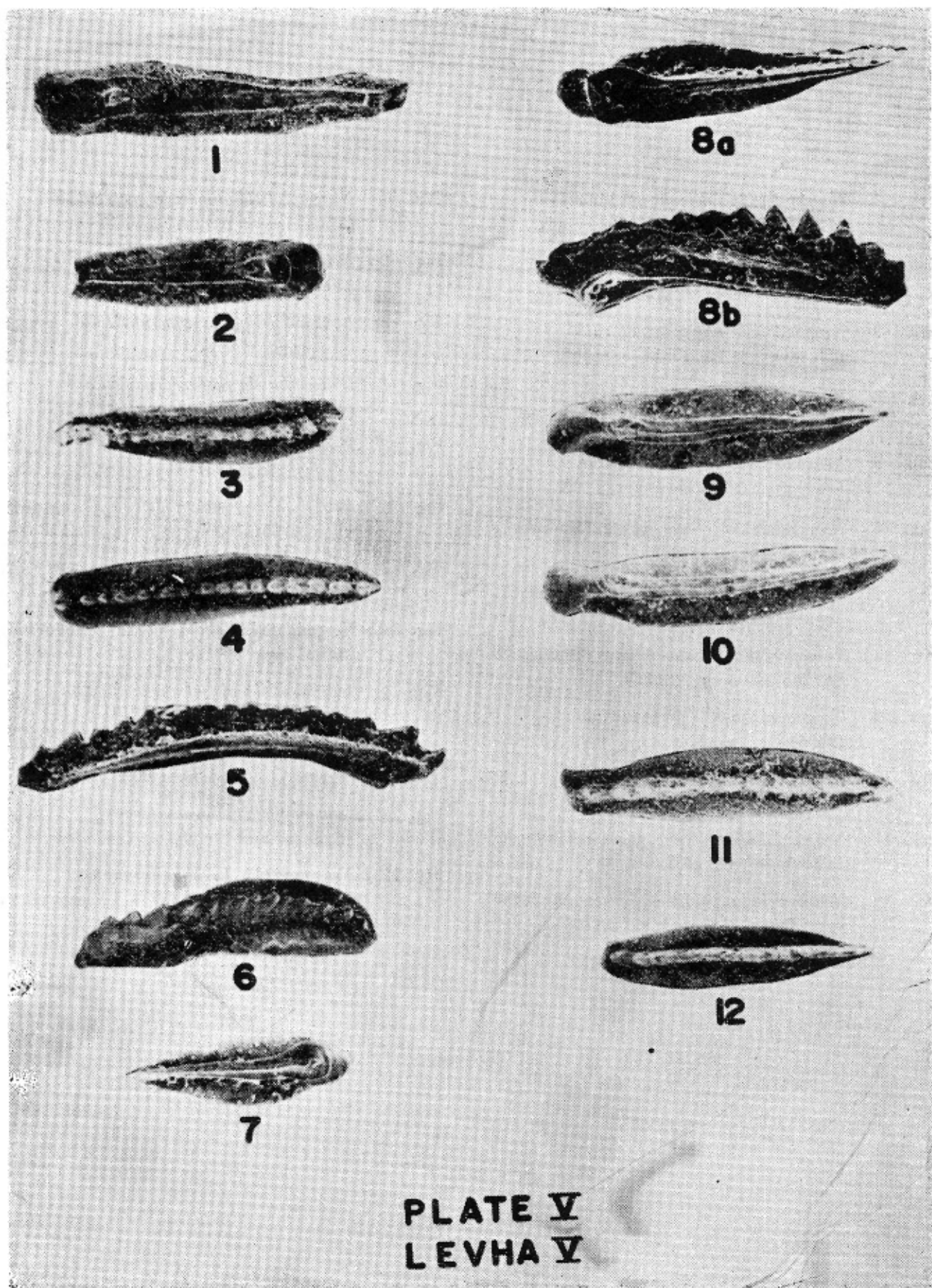
- Şek. 1 *Neogondolella mombergensis* (Tatge): Arka görünüm, 100X.
- Şek. 2 *Neogondolella mombergensis* (Tatge): Arka görünüm, 100X.
- Şek. 3 *Neogondolella mombergensis* (Tatge): Ön görünüm, 90X.
- Şek. 4 *Neogondolella mombergensis* (Tatge): Ön görünüm, 80X.
- Şek. 5 *Neogondolella mombergensis* (Tatge): Boyuna görünüm, 80X.
- Şek. 6 *Neogondolella hanbulogi* (Sudar and Budurov): Üstten boyuna görünüm, 100X
- Şek. 7 *Neogondolella hanbulogi* (Sudar and Budurov): Arka görünüm, 100X.
- Şek. 8a,b *Neogondolella kozuri* (Gedik): Arka ve boyunca gör. 100X.
- Şek. 9 *Neogondolella longa* (Budurov ve Stefanov): Arka görünüm, 80X.
- Şek. 10 *Neogondolella longa* (Budurov ve Stefanov): Arka görünüm, 70X.
- Şek. 11 *Neogondolella longa* (Budurov ve Stefanov): Ön görünüm.
- Şek. 12 *Neogondolella longa* (Budurov ve Stefanov): Ön görünüm, 70X.

Bütün resimler SEM ile çekilmiştir.

PLATE - V

- Fig. 1 *Neogondolella mombergensis* (Tatge): Aboral view, 100X.
- Fig. 2 *Neogondolella mombergensis* (Tatge): Aboral view, 100X.
- Fig. 3 *Neogondolella mombergensis* (Tatge): Oral view, 90X.
- Fig. 4 *Neogondolella mombergensis* (Tatge): Oral view, 80X.
- Fig. 5 *Neogondolella mombergensis* (Tatge): Lateral view, 50X.
- Fig. 6 *Neogondolella hanbulogi* (Sudar and Budurov): Oral-lateral view, 100X.
- Fig. 7 *Neogondolella hanbulogi* (Sudar and Budurov): Aboral view, 100X.
- Fig. 8a,b *Neogondolella kozuri* (Gedik): Aboral and Lateral view, 100X.
- Fig. 9 *Neogondolella longa* (Budurov and Stefanov): Aboral view, 80X.
- Fig. 10 *Neogondolella longa* (Budurov and Stefanov): Aboral view, 70X.
- Fig. 11 *Neogondolella longa* (Budurov and Stefanov): Oral view, 70X.
- Fig. 12 *Neogondolella longa* (Budurov and Stefanov): Oral view, 70X.

All figures are SEM



LEVHA - VI

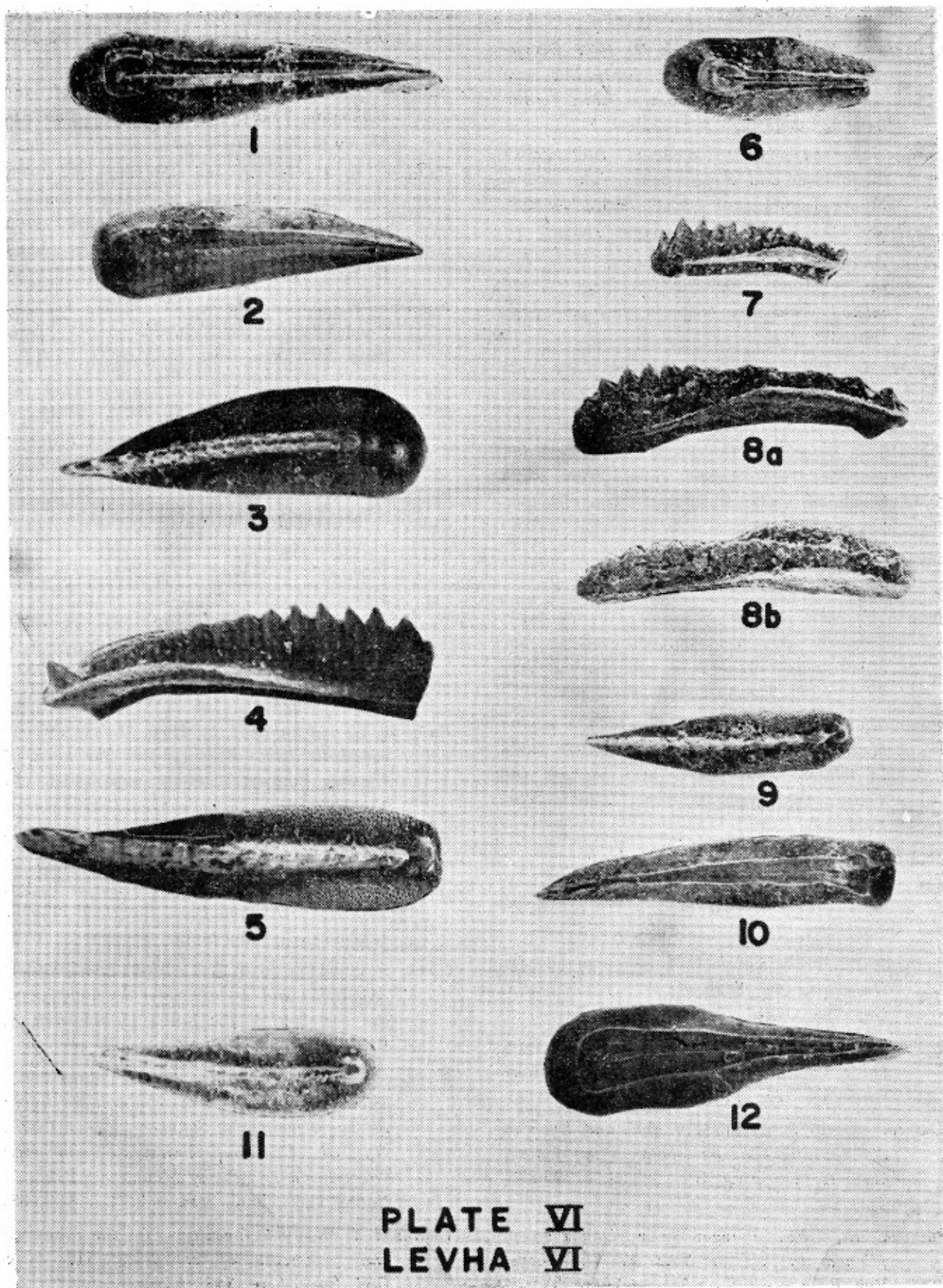
- Şek. 1 *Neogondolella navicula navicula*
(Huckriede): Arka görünüm, 100X.
- Şek. 2 *Neogondolella navicula navicula*
(Huckriede): Arka görünüm, 100X.
- Şek. 3 *Neogondolella navicula navicula*
(Huckriede): Ön görünüm, 100X.
- Şek. 4 *Neogondolella navicula navicula*
(Huckriede): Boyuna görünüm, 120X.
- Şek. 5 *Neogondolella navicula navicula*
(Huckriede): Ön görünüm, 110X.
- Şek. 6 *Neogondolella foliata foliata* (Budurov):
Arka görünüm, 100X.
- Şek. 7 *Neogondolella foliata foliata* (Budurov):
Boyuna görünüm, 110X.
- Şek. 8a,b *Neogondolella foliata foliata* (Budurov):
Boyuna görünüm, 110X.
- Şek. 9 *Neogondolella cf. foliata inclinata*
(Kovacs): Ön görünüm, 100X.
- Şek. 10 *Neogondolella cf. foliata inclinata*
(Kovacs): Arka görünüm, 80X.
- Şek. 11 *Neogondolella polygnatyformis* (Budurov
ve Stefanov) Ön görünüm, 50X.
- Şek. 12 *Neogondolella polygnatyformis* (Budurov
ve Stefanov) Arka görünüm, 100X.

Bütün resimler SEM ile çekilmiştir.

PLATE - VI

- Fig. 1 *Neogondolella navicula navicula*
(Huckriede): Aboral view, 100X.
- Fig. 2 *Neogondolella navicula navicula*
(Huckriede): Aboral view, 100X.
- Fig. 3 *Neogondolella navicula navicula*
(Huckriede): Oral view, 50X.
- Fig. 4 *Neogondolella navicula navicula*
(Huckriede): Lateral view, 120X.
- Fig. 5 *Neogondolella navicula navicula*
(Huckriede): Oral view, 110X.
- Fig. 6 *Neogondolella foliata foliata* (Budurov):
Aboral view, 100X.
- Fig. 7 *Neogondolella foliata foliata* (Budurov):
Lateral view, 110X.
- Fig. 8a,b *Neogondolella foliata foliata* (Budurov):
Lateral view, 110X.
- Fig. 9 *Neogondolella cf. foliata inclinata*
(Kovacs): Oral view, 100X.
- Fig. 10 *Neogondolella cf. foliata inclinata*
(Kovacs): Aboral view, 80X.
- Fig. 11 *Neogondolella polygnatyformis*
(Budurov and Stefanov): Oral view, 50X.
- Fig. 12 *Neogondolella polygnatyformis*
(Budurov and Stefanov): Aboral view,
100X.

All figures are SEM



DEĞİNİLEN BELGELER

- Ataman, G., Yılmaz, O. ve Ertürk, O., 1977, *Diyajenez - ankimetamorfizma geçişinin illit kristallik derecesi ile araştırılması (Batı Pontidlerde bir deneme)*: Yerbilimleri, 3.
- Austin, R.L. (ed), 1987, *Conodonts - Investigative Techniques and Applications: The British Micropaleontological Society Series*, London.
- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, İ., Üngör, A., Çokuğraş, R. ve Kassar, S., 1986, *Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin Jeolojisi*: TJK. Bült. 29 (2).
- Bagnoli, G., 1982, *Ladinian platform conodonts from Punta Bianca*: Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Nem., Serie A, 89.
- Bagnoli, G., Perri M.C., Gandin, A., 1984, *Ladinian conodont apparatuses from Northwestern Sardinian, Italy*: Bull. Soc. Paeo. Italiana, 23(2): 311-323.
- Bassler, B., 1925, *In Catalogue of conodonts volumes (Ziegler, W.ed)*, Schwizerbatt, Stuttgart.
- Bender, H., 1970, *Zur Gliederung der Mediterranen Trias 11. Die conodontenchronologie der Mediterranen*: Trias Ann. geol. Pays Hellen. 19:465-540, 9 text - figs, 4 tab., 5 pls.
- Bernoulli, D. and Jenkyns, H.C., 1974 - *Alpine Mediterranean and Atlantic Mesozoic facies in relation to the early avolution of the Tethys*: Soc. Econ. Paleont. Miner. Sepc. Publ. 19.
- Blumenthal, M., 1948, *Un apercu de la geologie des chaines nord-anatoliennes centre l'ova de Bolu et le Kızılırmak inferieur*: MTA. Publ. Ser. B, No. 13, Ankara.
- Budurov, K., 1960, *Karnische Conodonten aus der Umgebung der Stadt Kotel*: Ann. Direct. Gen. Rech. Goel., 10; 109-130, 5 Taf.
- Budurov, K., 1962, *Conodonten aus dem Anis beim Dorfe Granitovo, Bezirk Vidin*: Rev. Bulg. Geol. Soc., 23: 113-129, 2 Taf.
- Budurov, K., 1973, *Carinella n. gen. und Revision der Gattung Gladigondolella (Conodonta)*: C.R. Acad. Bulg. Sci., 26(6): 799-802, Taf. 1.
- Budurov, K., 1975, *Paragondolella foliata sp. n. (Conodonta) von der Trias des Ostbalkans*: Rev. Bulg. Geol. Soc., 36(1): 79-81, Taf. 1.
- Budurov, K., 1976, *Die triassischen Conodonten des Ostbalkans*: Geologica Balc., 6(2): 95-104, Taf. 1-5.
- Budurov, K., 1979, *Conodont stratigraphy of the Balkanide Triassic*: Riv. Ital. Paleont., 85(3-4): 767-780.
- Budurov, K., Ganev, M. and Stefanov, S., 1979, *Conodontenstratigraphie der Anis - Ladin - Grenzsichten in der Trias des Elena Tvardica - passes (Zentrabalkan)*: Geol. Balcan. 9(2): 105-110, 2 pls.
- Budurov, K. and Stefanov, S., 1965, *Gattung Gondolella aus der Trias Bulgariens*. Acad. Bulg. Sci. Trav. Géol. Bulgarie, s. Paléont., 7, 115-127, 3 pls.
- Budurov, K. and Stefanov, S., 1972, *Platform-Conodonten und ihre zonen in der Mitteren Trias Bulgariens*. Mitt. Ges. Bergbau. stud., 21, 829-852, 4 pls.
- Budurov, K. and Stefanov, S. 1973, *Etliche neus platformConodonten aus der Mettleren Trias Bugariens*. C.R.Acad. Bulg. Sci., 26,6; 803-806.
- Budurov, K. and Stefanov, S., 1974, *Die Zahreihen-Conodonten aus der Trias des Golo-Bardo-Gebirges*. Bull. Geol. Inst. Ser. Paleont. 23: 89-104, 2 pls.
- Budurov, K. and Stefanov, S., 1975, *Middle Triassic conodonts from drillings near the town of Knezha*. Paleont. Stratigr. and Lithol. 3: 11-18, 3 pls.
- Catalov, G. and Budurov, K., 1975, *Über petrographie und conodonten Iriassischer Kalke aus dem Gebiet des Dorfes Vizica, Strandza Gebirge*: Dokl. Bolg. AN, 28(9): 1245-1248, 1 Taf., Sofia.
- Clark, D.L., and Mosher, L.C., 1966, *Stratigraphic, geographic and evolutionary devolopment of the conodont of the genus (Gondolella: J, Paleont. 40(2): 376-394, 45-478 pls.*
- Clark, D.L., Paull, R., Solien, M. and Morgen, W., 1979, *Triassic conodont biostratigraphy in the Great Basin*: In: Sandberg, C. and Clark, D.L. eds. *Conodont biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains*: Brigham Young Univ. Geol. Studies 26(3): 179-183.
- Collinson, C.W., 1963, *Tecniques for the collecting and processing of conodonts*. III. State Geol. Surv. Circ. 343: 1-16.

- Epstein, A.G., Epstein, J.B. and Harris, L.D., 1977, *Conodont colour alteration - An Index to organic metamorphism*: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 995:27.
- Farabegoli, E., Lovanti, D., Perri, M.C. and Veneri, P., 1984, *M. Bivera Formation: an atypical Middle Triassic «Rosso Ammonotico» facies from Southern Alps (Italy)*: *Giornale di Geol.*, ser. 3, 46(2): 33-46, Bologna.
- Gedik, İ. 1975, *Die conodonten der Trias auf der Kocaeli Halbinsel (Turkey)*: *Paleontographica*, A, 150.
- Gedik, İ., 1977, *Conodont biostratigraphy in the Middle Taurus*: *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 20.
- Gedik, İ. 1981, *Conodont provinces in the Triassic of Turkey and their tectonic-paleogeographic significance*. *KTU - Yerb. Derg. Jeol.* 1(1): 1-14.
- Geiss, H.P., 1954, *Karadeniz taşkömürü prospeksiyon dahilinde İnebolu - Küre - Abana sahasında yapılan jeolojik löve neticeleri*: MTA. Rap. No. 2973, Ankara.
- Hayashi, S., 1968, *The Permian conodonts in chert of the Aoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan*: *Earth Sci.* 22(2): 63-77, 4 pls.
- Huckriede, R., (1958), *Die conodonten der Mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert*: *Pal. Zeitschr.* 32(3-4): 141-175.
- Ishida, K., (1981), *Fine stratigraphy and conodont biostratigraphy of a bedded chert member of the Nakagawa Group - Studies of the south zone of the Chichibu belt in Shikoku, Part 3*: *Jour. Geosci. Osaka City Univ.* 14: 107-137, 7 pls.
- Isozaki, Y. and Matsuda, I., 1980, *Age of the Tamba Group along the Hozugama «Anticline», Western Hills of Kyoto, Southwest Japan*: *Jour. Geosci. Osaka City Univ.* 23: 115-134.
- Ketin, İ. ve Gümüş, A., 1962, *Sinop, Ayancık ve güneyinde III. Bölgeye dahil sahalarnın jeolojisi hakkında rapor, 1, 11*: TPAO. Rapor No: 213-218, Ankara.
- Koike, T., 1973, *Triassic conodonts from Kedah and Pahang Malaysia*. *Geol. Paleont. Southeast Asia.* 12: 91-113, 3 pls.
- Koike, T., 1981, *Biostratigraphy of Triassic conodonts in Japan*: *Sci. Repts. Yokohama Natl. Univ. Sec. 2.* 28: 25-42, 2 pls.
- Koike, T., 1982, *Triassic conodont biostratigraphy in Kedah, West Malaysia*: *Geol. Paleont. Southeast Asia.* 13: 9-51, 7 pls.
- Kovacs, S., 1977, *New conodont from the north Hungarian Triassic*: *Acta mineral. Petr.* 23(1): 77-90, 8 pls.
- Kovacs, S., 1983, *On the evolution of excelsa-stock in the Upper Ladinian-Carnian Conodont, genus Gondolella, Triassic*: *Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wins.*, 5:107-119, 1 Abb., 6 Taf., Wien.
- Kovacs, S. and Kozur, H., 1980, *Some remarks on Middle and Uper Triassic platform conodonts*: *Bull. Indian eol. Assoc.* 6: 541-581, 5 pls.
- Kozur, H., 1968, *Neue conodonten aus dem Oberen Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens*: *Monatsber. deutsch. Akad. Wiss., Berlin*, 10(2), 130-142, 1 taf., Berlin.
- Kozur, H. and Mock R., 1973, *Die bedeutung der Trias-conodonten für die stratigraphie und tektonik der Trias in den Westkarpaten*: *Geol. Paleont. Mitt. Innsburck*, 3(2): 1-14, 1 Abb., 1 Taf., Inssburck.
- Kozur, H. and Mostler, H., 1971, *Probleme der Conodonten forschung in der Trias*. *Geol. Paleont. Mitt. Innsburck.* 1(4): 1-19.
- Kozur, H. and Mostler, H., 1972, *Die conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die «Zahnreihen-conodonten» der Mittel- und Obertrias*: *Abh. Geol.A* 28(1), 1-53, 1 abb., 15 Taf., Wien.
- Kristan - Tollmann, E. and Krystyn, L., 1975, *Die mikrofauna der Ladinisch-Karnischen Hallstatter Kalke von Saklibeli (Taurus - Gebirge, Turkei)*: *Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. math. naturw. Abt.* 1-184 259-340. 259-340.
- Krystyn, L., 1983, *Das Epidaurus - Profil (Griechenland) - ein Beitrag zur conodonten-standardzonierung des tethylen Ladin und Unterkarn*: *Schriftenr. Erdwiss. Komm.* 5.231-258, 4 Abb. 8 Taf.
- Matsuda, T., 1982, *Early Triassic conodonts from Kashmir, India: Part 2. Neospathodus 1*: *Jour. Geosci. Osaka City Univ.* 25: 87-102.
- Mosher, L.C., 1968, *Triassic conodonts from Western North America and Europe and their*

- correlation: *J. Paleont.* 42(4): 895-946, 6 pls.
- Mosher, L.C., 1973, *Triassic conodonts from British Columbia and the Northern Arctic Island: Geol. Surv. Canada Bull.* 222:141-L92, 5 pls.
- Mosher, L.C. and Clark, D.L., 1965, *Middle Triassic conodonts from the Prida Formation of Northwestern Nevada: J. Paleont.* 39(4): 351-365.
- Müller, K. J., 1956, *Triassic conodonts from Nevada: J. Paleont.* 30: 818-830, 2 pls.
- Nicora, A., 1977 - *Lower Anisian platform-conodonts from the Tethys and Nevada: Taxonomic and stratigraphic revision: Paleontographica Abt. A.* 157(1-3): 88-107.
- Orchard, M. J., 1985, *Carboniferous, Permian and Triassic conodonts from the central Kootenay Arc, British Columbia: constraints on the age of the Milbord, Koslo and Slovan groups: in Current Research, Part A, Geol. Surv. Canada, 85 (1A) 287-300.*
- Önder, F., 1984a, *Revision of conodont taxonomy in Triassic rocks of the Central Taurus Mountain, Antalya-Turkey: Bull. of Earth Sciences, Cumhuriyet Univ., I.* 73-132.
- Önder, F., 1984b, *Conodont biostratigraphy of the Triassic rocks, Southwest of Antalya-Turkey: Bull. Geol. Soc. Turkey, 27(1).* 81-84.
- Önder, F., Boztuğ, D. and Yılmaz, D., 1987, *New paleontological data (Conodont) on the Lower Mesozoic rocks of Göynükdağı-Kastamonu, Western Pontides, Turkey: Abstracts Book of Melih Tokay Geol. Sym. ODTÜ. Ankara (press 1988).*
- Papsova, J. and Goal, L., 1984, *Conodonts from Pelsonian - Cordevolian basinal limestones of Choc and Silica nappes: Zapadne Karpaty, Paleont., 9:155-164, Bratislava.*
- Rejebian, V. A., Harris, G. A. and Huebner, J. S., 1987, *Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration: Geol. Soc. Am. Bull.* 99.
- Stchepinsky, V., 1942, *Contribution à l'étude de la faune Créacée de la Turquie. Publ. MTA. Memoires. No. 7. Ankara.*
- Sudar, M., 1977, *On the Triassic microfacies of the Uvas canyon: Ann. Geol. Penins. Balk., 41: 281-291, 1-6 Pls.*
- Sudar, M. N. and Budurov, K., 1979, *New conodonts from the Triassic in Yugoslavia and Bulgaria: Geol. Balcanica 9(3):47-52.*
- Sweet, W.C., 1970, *Permian and Triassic conodonts from a section at Guryul Ravine, Vihl district, Kashmir: Univ. Kansas Paleont. Cont. Pap.* 49: 1-10.
- Sweet, W.C., Mosher, L.C., Clark, D.L., Collinson, J.W. and Hansenmueller, W.A., 1971, *Conodont biostratigraphy of the Triassic: Geol. Soc. America Mem.* 127:441-465.
- Tatge, U., 1956, *Conodonten aus dem Germanischen Muschelkalk: Palaont. Z., 30:106-147, 12 Abb., 2 Taf., Stuttgart.*
- Tüysüz, O., 1986, *Anadolu'da iki farklı ofiyolit topluluğu: Eski ve yeni Tetisin artıkları: Doğa-TU. Müh. ve Çev. D.* 10(2):172-179.
- Wardlaw, B.R. and Collinson J.W., 1984, *Conodont paleoecology of the Permian Phoshoria Formation and related rocks of Wyoming and adjacent areas: Geol. Soc. America, 196:263-282.*
- Yılmaz, O., 1980, *Daday-Devrekani masifi kuzeydoğu kesimi lithostratigrafi birimleri ve tektoniği: Yerbilimleri, 5-6.*
- Yılmaz, O. and Boztuğ, D., 1986, *Kastamonu granitoid belt of Northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the Paleo-Tethys: Geol. 14.* 179-183.
- Yılmaz, O. ve Boztuğ, D., 1987, *Göynükdağı (Kastamonu) yöresinin jeolojik ve mineralojik petrografik incelemesi: Doğa TU Müh. ve Çev. D.* 11.
- Zankl, H., 1971, *Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps: Int. Sed. Congr. Guidebook VII.*
- Zawadzka, K., 1975, *Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia: Acta. Geol. Polonica 25(2): 217-256.*
- Zeigler, W. (ed.), 1973, *Catalogue of conodonts: I.* 504 pp. E. Schweizerbart Verlagbus chandlung, Stuttgart.
- Zeigler, W. (ed.), 1975, *Catalogue of conodonts: 2:404 pp. 25 Pls., Schweizerbart, Stuttgart.*

1. Ievads

2. Mērķi

Šis projekts ir izstrādāts, lai nodrošinātu... (text continues)

Projekta mērķi ir nodrošināt... (text continues)

Projekta uzdevumi ir nodrošināt... (text continues)

Projekta rezultāti ir nodrošināt... (text continues)

Projekta ietekme ir nodrošināt... (text continues)

Projekta izstrāde ir nodrošināt... (text continues)

Projekta īstenošana ir nodrošināt... (text continues)

Projekta novērtēšana ir nodrošināt... (text continues)

Projekta mērķi ir nodrošināt... (text continues)

Projekta uzdevumi ir nodrošināt... (text continues)

Projekta rezultāti ir nodrošināt... (text continues)

Projekta ietekme ir nodrošināt... (text continues)

Projekta izstrāde ir nodrošināt... (text continues)

Projekta īstenošana ir nodrošināt... (text continues)

Projekta novērtēšana ir nodrošināt... (text continues)

Projekta rezultāti ir nodrošināt... (text continues)

Konkrēti uzdevumi

1. Uzdevums

Uzdevuma mērķis ir nodrošināt... (text continues)

Uzdevuma uzdevumi ir nodrošināt... (text continues)

Sivas Güneydoğusundaki Miyosen Yaşlı Jipsli Çökellerin Stratigrafisi, Yapısal Özellikleri ve Oluşumu

STRATIGRAPHY, STRUCTURAL FEATURES AND GENESIS OF THE MIOCENE GYPSIFEROUS SEDIMENTS IN THE SOUTHEASTERN SIVAS (TURKEY)

A. GÖKÇE, Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, SIVAS.

F. CEYHAN Cumhuriyet Üniv. Jeoloji Müh. Bölümü, SIVAS.

ÖZ : Sivas çevresinde jipsli seviyeler içeren Miyosen yaşlı birimler oldukça geniş bir yayılım göstermektedirler. Bu birimler Sivas-Malatya Karayolu ile Celalli arasında kalan sahada Hacıali ve Karayün Formasyonları şeklinde iki litostratigrafik birime ayrılmışlardır.

Bunlardan Hacıali Formasyonu Boynuzözü, Göbeklitarla, Aktaş ve Purtepe Üyelerine, Karayün Formasyonu ise Şahbey, Fadım ve Bingöl Üyelerine ayrılmışlardır.

Jipsli seviyeler Göbeklitarla, Purtepe ve Fadım Üyeleri içinde bulunmaktadırlar. İpsler üyelerin alt ve üst kesimlerinde jips-marın ve jips-kiltaş ardalanması şeklinde, orta seviyelerde ise massif jips kütleleri şeklindedirler. Yer yer yumru kesimler de gözlenmektedir.

Mikroskopik incelemeler sırasında alabastrin, porfiroblastik ve stain-spar yapı özellikleri, kalıntı (relikt) anhidrit kristalleri ve mikro jips yumruları gözlenmiştir. Bu özellikler yöredeki jipslerin anhidritlerin hidrasyonu ile oluşmuş ikincil jipsler olduklarını göstermektedir.

Gözlenen stratigrafik, makroskopik ve mikroskopik özelliklere göre yöredeki jipsli seviyelerin çökme ortamı karasaldan denizele veya denizelden karasala dönüşürken gelişen sabkha ortamı koşullarında 3 ayrı evrede çökeldikleri, gömülme sırasında jipslerin dehidrasyon sonucu anhidrite dönüştükleri, daha sonra yükselme sırasında anhidritlerin hidrasyon sonucu yeniden jipse dönüştükleri ve ikincil karakterli jipslerin oluştuğu söylenebilir.

ABSTRACT : The gypsiferous Miocen series are widely observed in Sivas and surrounding of it. These series are divided into two Lithostratigraphic unites as Hacıali and Karayün Formations in the area of Sivas - Malatya Highroad and Celalli Town.

Hacıali Formation is divided into four members as Boynuzözü, Göbeklitarla, Aktaş and Purtepe; Karayün Formation is divided into three members as Şahbey, Fadım and Bingöl.

Gypsum is seen in Göbeklitarla, Purtepe and Fadım Members which are composed of gypsum-marl and gypsum-claystone alternation at the bottom and at the top; but massive gypsum mass at the middle. The gypsum nodules are also seen from place to place.

Under microscope alabastrine, porphyroblastic and stainspar structures, relict anhydrite crystals and microgypsum micronodules of gypsum are usually observable. These observations show that the gypsum in the area is secondary formation which is formed by hydration of anhydrite.

According to the results of stratigraphic, macroscopic and microscopic investigations, it is thought to be that the gypsiferous sediments of the area is deposited under the sabkha condition which is developed in three different episodes, by changing of the basin deepness going to deeper or shallower, and the gypsum is transformed to the anhydrite and the anhydrite is transformed to the gypsum by the dehydration and hydration processes which are developed during the burial and uplifting of the gypsiferous sediments.

GİRİŞ

Bu yayın Sivas çevresinde yaygın bir şekilde yüzeylenen Miyosen yaşlı evaporitli seriler içindeki jips, kayatuzu ve sölestin gibi ekonomik özellikleri olan yeraltı zenginliklerinin stratigrafik konumlarını, oluşum ortamlarını, oluşum süreçlerini ve kökenlerini incelemek amacıyla başlatılmış bir çalışmanın (Gökçe, 1988) ilk sonuçları olup Sivas Malatya Karayolu ile Celalli Nahiyesi arasında kalan sahada çalışılmıştır (Şekil 1). Yayın kapsamında bölgedeki jipsli seviyelerin stratigrafik konumları, makroskopik ve mikroskopik özellikleri, oluşum ve kökenleri tartışılmaya çalışılmıştır.

İnceleme alanı içinde ilk çalışmalar Stichepinsky (1939) tarafından yapılmıştır. Daha sonraki yıllarda inceleme alanı içinde ve yakın çevresinde Alpay (1948), Ezgü (1948), Nebert (1956), Kurtman (1961a, 1961b, 1963, 1973), Arpat (1964), Bulut (1965), Baykal ve Erentöz (1966), Artan ve Sestini (1971), İlker ve Özyeğin (1971), Çelik (1977), Baysal ve Ataman (1980), Bayhan (1980), Meşhur ve Aziz (1980), Gökçen (1981, 1982), Bayhan ve Baysal (1981), Yılmaz (1981, 1984), Tatar (1982), Gökçen ve Kelling (1985), İnan (1987) tarafından çeşitli jeolojik incelemeler yapılmıştır. Birinci yazar tarafından yöredeki jips, sölestin ve kayatuzu yataklarının özellikleri incelenmiş (Gökçe, 1988) ve incelemelerin bir kısmı ikinci yazar tarafından yüksek lisans tezi olarak sunulmuştur (Ceyhan, 1987).

YEREL STRATİGRAFI VE JİPSLİ SEVİYELERİN KONUMU

Yerel Stratigrafi

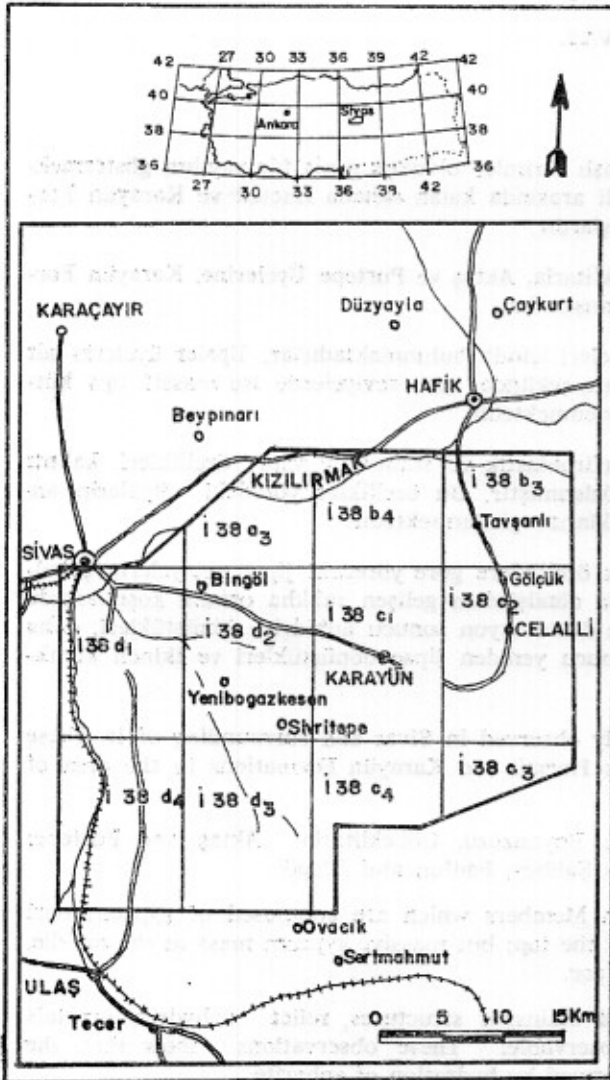
İnceleme alanı içinde gözlenen birimlerin stratigrafik dizilimleri Şekil 2'de olduğu gibi belirlenmiş ve sahadaki dağılımları Ek 1'de olduğu gibi haritalanmıştır. İncelemenin asıl konusunu oluşturan Miyosen yaşlı birimleri ayırabilmek ve daha ayrıntılı bilgiler sunabilmek için stratigrafik birimler «Miyosen Öncesi Birimler, Miyosen Yaşlı Birimler ve Miyosen Sonrası Birimler» şeklinde üç ana kısma ayrılarak anlatılmışlardır.

Miyosen Öncesi Birimler

Önceki çalışmalarda inceleme alanı içinde gözlenen Üst Kretase (veya öncesi) yerleşim yaşlı ofiyolitler (Güneş Ofiyoliti (Bayhan, 1980, Bayhan ve Baysal 1981) ve Tekelidağ Karmaşığı (Yılmaz, 1981)), Üst Kretase Paleosen yaşlı kireçtaşları (Tecer Kireçtaşı Formasyonu (İnan 1987)), Eosen yaşlı, filiş fasiyesi özelliğindeki kumtaşları (Bozbel Formasyonu (Kurtman, 1973)), Oligosen yaşlı şarabi renkli kumtaşı - kiltaşımarn ve kireçtaşı ardalanımı (Selimiye Formasyonu (Kurtman, 1961a)), Miyosen yaşlı birimlerin çöktüğü havzanın tabanını ve kenarlarını oluşturmaktadırlar. Bu birimler hakkında ayrıntılı bilgiler ilgili yayınlarda bulunmaktadır.

Miyosen Yaşlı Birimler

İnceleme alanı içinde gözlenen Miyosen yaşlı birimler kayaç türleri ve çökeltme ortamının sedimentolojik evrimi göz önünde bulundurularak, Hacali ve Karayün Formasyonları şeklinde iki formasyona ayrılmışlardır. Bu adlamalar daha önce Kurtman (1961b, 1963 ve 1973) tarafından yapılan, tedrici geçişli biri karasal diğeri denizel Hafik ve Karacaören Formasyonu adlamalarından farklı olup, tanımlanan yeni formasyonlar aşağıda olduğu gibi kaya türü bazında üyelerine ayrılarak incelenmişlerdir.



Şekil 1 : İnceleme alanının coğrafik konum haritası.

Figure 1 : Geographic Location map of the investigated area.

Hacıali Formasyonu

a. Genel Tanım

Bu formasyonu inceleme alanının güneydoğu kesiminde Akçamescit ve Boynuzözü Köyleri çevresinde yüzülemektedir. Bu formasyon, Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu üzerine aşılal uyumsuzlukla gelmekte ve Karayün Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Formasyonun toplam kalınlığı 875 m kadardır.

Hacıali Formasyonu kayalık türleri ve çökeltme ortamının sedimantolojik erimi dikkate alınarak genelleştirilmiş ve basitleştirilmiş dikme kesitinden de görüldüğü gibi Boynuzözü, Göbeklitarla, Aktaş ve Purtepe adlarıyla dört üyeye ayrılmıştır (Şekil 3). Bu formasyonun yaşı Aktaş Üyesi içinde saptanan fosillere göre Alt-Orta Miyosen olarak belirlenmiştir.

b. Üyelerin Özellikleri

Boynuzözü Üyesi (Thb); Üye en iyi şekli ile Boynuzözü Köyü güneyinde gözlenmektedir. Kırmızı - kahverengi renkli olan birim alt seviyelerde kaba taneli çakıltı, üst seviyelerde ise taneleri tedrici olarak incelen kumtaşı, çamurtaşı ve marn aralanmasından oluşmaktadır. Çakıltı seviyelerinde çakılların büyüklükleri 3-50 cm arasında değişmekte olup, tanelerde herhangi bir yönelme ve boylanma izlenmemektedir. Çimentolanma yer yer oldukça tıkdır. Taneler kireçtaşı, ofiyolit, radyolarit, çört ve Bozbel Formasyonundan türemiş kumtaşı çakılları şeklindedirler. Kumtaşı seviyelerinden alınan örneklerden hazırlanan ince kesitlerde de aynı kökenli taneler gözlenmişlerdir. Üye içinde fosil bulunamamıştır. Üyenin kalınlığı 275 m olarak ölçülmüştür.

Göbeklitarla Üyesi (Thg); Bu üye en iyi şekliyle

Boynuzözü Köyünün batısında Göbeklitarla Mevkisinde ve Çoban Tepe'de gözlenmektedir. Alt seviyelerde marn-jips aralanmasından, orta seviyelerde kalın tabakalı katkısız jipslerden, üst seviyelerde ise jips arakatlı marnlardan meydana gelmiştir. Marn-jips aralanmalı kesimlerde yaklaşık her 10 m'de kalınlığı 0,30-100 cm arasında değişen jips bandı gözlenmektedir. Bantlar içinde jipsler genellikle yumruludur. Masif jips seviyesinin kalınlığı Boynuzözü Köyünün batısında 160 m kadar olup, üyenin en üst seviyelerinde marnlar içinde gözlenen jipsler oldukça ince (5-10 cm kalınlıkta) bantlar şeklindedirler. Üye, jipsli seviyelerde beyaz renkli olup, tabandaki marnlar kırmızı, üst seviyelerdekiler ise yeşil renklidir. Üye, Aktaş Üyesi tarafından uyumlu olarak örtülmektedir. Göbeklitarla üyesinin kalınlığı 260 m olarak ölçülmüştür.

Aktaş Üyesi (Tha); Üye en iyi şekliyle Ağlıkaya Köyünün güneybatısında Aktaş Tepede gözlenmektedir. Göbeklitarla Üyesi üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Açık yeşil, bej renkli kumtaşı, çamurtaşı, kıltaşı, kumlu kireçtaşı ve kireçtaşı aralanması ile

yer yer gözlenen marn arakatlılarından oluşmaktadır. Kumtaşları ana bileşen olarak kuvars içeren kuvars kumtaşları şeklinde olup, kuvarsin yanısıra az miktarda ofiyolit, kireçtaşı ve çörtten türemiş kayalık parçaları ile glokonit, biyotit, klorit, zirkon ve epidot gibi mineralleri de içermektedir. Kumlu kireçtaşı seviyeleri kum boyu tanelerden ve fosil kaynaklarından oluşmuş biyomikrit bileşimlidirler. Kireçtaşları algal kireçtaşı özelliğindedirler. Bu üye içinde *Miyogypsina* sp, *Miolepidocyclina* sp, *Tereblaria bidendata* GRATELOUP, *Tympanotonus calcarius* GRATELOUP fosilleri gözlenmiştir. Üyenin kalınlığı 280 m olarak ölçülmüştür.

Purtepe Üyesi (Thp); Üye en iyi şekliyle Tahtakement Köyü batısında Purtepe'de gözlenmektedir. Aktaş Üyesi üzerine uyumlu olarak melktedir. Alt seviyelerinde yeşil, sarımsı yeşil renkli marn-jips aralanmasından, orta seviyelerinde genellikle masif, yer yer kil bantlı jipslerden, üst seviyelere doğru ise jips yumruları içeren kırmızı renkli marnlardan oluşmaktadır. Üyenin alt seviyelerinde mercerler şeklinde sölestin zenginleşmeleri gözlenmektedir. Üye içinde fosil gözlenemmiştir. Üyenin kalınlığı Purtepe'de 60 m kadar ölçülmüştür.

c. Çökeltme Ortamının Özellikleri

Üyelerin kayalık türleri, fosil içerikleri, renkleri ve benzer özelliklerine göre Hacıali Formasyonunun çökeltme ortamı başlangıçta Boynuzözü üyesi çökeltirken atmosferle teması fazla, fiziki enerjisi yüksek karasal-sıgıslu bir ortam, daha sonra Göbeklitarla Üyesi çökeltirken fiziksel enerjisi azalmış, kimyasal enerjisi yükselmiş, tuzluluğu artmış, sıgıslu, sabkha karakterli bir deniz kıyısı ortamı, Aktaş Üyesinin çökeltimi sırasında derinliği artmış ve denizel özellik kazanmış bir ortam, Purtepe Üyesinin çökeltimi sırasında ise tekrar sıgılaşarak sabkha karakteri kazanmış bir sıgıslu ortam özelliğinde olmak üzere değişik özellikler gösteren bir ortam özelliğindedir. Çökeltme ortamı derinleşirken ve sıgılaşırken gelişen sabkha ortamı koşullarında Göbeklitarla ve Purtepe Üyelerinin jipsli çökellerinin oluşturduğu söylenebilir. Purtepe Üyesinin çökeltiminden sonra havzada tekrar kinetik enerjisi yüksek, yarıkarasal (akarsu/delta) bir ortam gelişmiş ve Purtepe Üyesi üzerine uyumlu olarak Karayün Formasyonunun Şahbey Üyesi çökeltmeye başlamıştır.

Karayün Formasyonu

a. Genel Tanım

Bu formasyon inceleme alanı içinde oldukça geniş bir yayılım göstermektedir. Altında bulunan Hacıali Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelmekte, Pliyosen yaşlı Karatepe Formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Formasyonun toplam kalınlığı değişken olup yer yer 3100 m'yi bulmaktadır.

Karayün Formasyonu kayaç türleri ve çökeltme ortamının sedimantolojik evrimi dikkate alınarak Şahbey, Fadlım ve Bingöl adlarıyla üç üyeye ayrılmıştır. Bu üyelerin genelleştirilmiş ve basitleştirilmiş dikme kesiti Şekil 4'de olduğu gibi belirlenmiştir. Bu Formasyonun yaşı Bingöl Üyesi içinde gözlenen Austrotrillina sp fosilinin varlığı ve Hacıali Formasyonu üzerinde uyumlu olarak bulunuşu birlikte değerlendirilerek Orta-Üst Miyosen olarak belirlenmiştir.

b. Üyelerin Özellikleri

Şahbey Üyesi (Tkş); Bu üye en iyi şekliyle eski Sivas-Malatya karayolunun Cumhuriyet Üniversitesi Kampüsü ile Sivas Demir-Çelik Tesisleri arasında kalan bölümde Gedik Tepe boyunca yüzeylenmektedir. Üye, koyu kahverengi-kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Alt seviyelerinde çakıltaşı, üst seviyelerinde ise kumtaşı ve çamurtaşı daha hakimdir. Üyenin tabanında yer yer (Budaklı-Doğanca Köyleri arasında Körtuzla Mevkiinde ve Tahtakement Köyünün batısında Kabak Tepede ve Hasbey Köyünün doğusunda) Hacıali Formasyonunun Purtepe Üyesine ait jipsli seviyeler üzerine gelen açık renkli (bej-yeşil) kumtaşı-silttaşı ardalanması şeklinde bir seviye yer almaktadır. Diğer yerlerde Purtepe Üyesi üzerine doğrudan kırmızı renkli çakıltaşları gelmektedir.

Çakıltaşı seviyelerinde çakılların büyüklükleri 0,5-20 cm arasında değişmekte olup, genellikle kireçtaşı, jips, volkanik ve derinlik kayaçlarıyla ofiyolitlerden türemişlerdir. Kumtaşı ve çamurtaşından oluşmuş üst seviyelerde teknesi çapraz tabakalanmalar, kama şekilli geçişler, bitki kırıntıları ve canlı izleri, yük-çökme yapıları yaygın gözlenen özelliklerdir. Kumtaşlarının bileşiminde kuvars, feldispat, biyotit, muskovit, opak mineraller ve kayaç kırıntıları (ofiyolit, kireçtaşı ve metamorfik kayaç) yer almaktadır. Üyenin en üst seviyelerinde ince taneli, kırmızı renkli kumtaşı-çamurtaşı ve marn ardalanımı ile ince jips bantları gözlenmektedir. Üye içinde bitki kalıntılarının yanısıra üst seviyelerde bazı Gastropoda ve Pelecypoda fosilleri bulunmuştur. Üyenin kalınlığı 2460 m olarak ölçülmüştür.

Fadlım Üyesi (Tkf); Bu üye en iyi şekliyle Fadlım Irmağının Fadlım Tuzlası yakınlarında yüzeylenmektedir. Şahbey Üyesi üzerinde uyumlu olarak gözlenmektedir. Üye, alt seviyelerinde marn-jips ardalanmasından, orta seviyelerinde kalın masif jips merceklerinden ve/veya içleri ince kil laminalı kalın jips tabakalarından, üst seviyelerinde ise jips arakatlı marnlardan oluşmaktadır. Üst seviyelerdeki jipsler genellikle yumrular şeklindedirler. Bu seviye içinde ayrıca kayatuzu tabakaları ve saçınımları gözlenmektedir. İşletilmekte olan tüm tuzlaların tuzlu su kaynakları bu seviye içinde yer almaktadır. Üyenin taban seviyelerindeki marnlar kırmızı, üst seviyelerindekiler ise yeşil renklidir. Üye içinde fosil bulunamamıştır. Üyenin kalınlığı 250 m olarak ölçülmüştür.

Bingöl Üyesi (Tkb); Bu üye en iyi şekilde Karayün Nahiyesinin Kuzeyinde Sarıhacı Köyü çevresinde yüzeylenmektedir. Alt seviyelerde kumtaşı bantlı kiltası-çamurtaşı ardalanımı, üst seviyelerde ise marn-kumlu kireçtaşı şeklindedir. Üye genellikle yeşil renklidir. Üyenin üst seviyelerinde Austrotrillina sp, Austrotrillina howchini (SCHLUMBERGER, 1893), Miogypsina sp, Boralis sp, Ostrea, Miliolidae gibi foraminiferler ile koral, kırmızı alg, ekinid diken, gastropod ve pelecypod gibi fosillere rastlanmıştır. Üyeni kalınlığı 420 m olarak ölçülmüştür.

c. Çökeltme Ortamının Özellikleri

Üyelerin kayaç türleri ve renklerinden yararlanılarak Karayün Formasyonunun çökeltme ortamının başlangıçta Şahbey Üyesi çökeltirken atmosferle teması fazla, fiziksel enerjisi yüksek, karasal-sıgsulu (akarsu ortamı ?) bir ortam özelliğindedir, daha sonra Fadlım Üyesi çökeltirken fiziksel enerjisi azalmış, kimyasal enerjisi ve tuzluluğu yükselmiş, sığı sulu sabkha karakterli bir deniz kıyısı ortamı özelliğindedir, Bingöl Üyesi çökeltirken ise yavaş yavaş derinleşmiş, daha sonra tamamen denizel özellik kazanmış bir ortam özelliğindedir olmak üzere değişik özellikler gösterdiği söylenebilir. Ortam karasaldan - denizele geçerken gelişen sabkha ortamı koşullarında Fadlım Üyesi içinde gözlenen jipsli ve kayatuzlu seviyeler çökeltmişlerdir.

Miyosen Sonrası Birimler

İnceleme alanı içindeki Miyosen yaşlı birimler Pliyosen yaşlı, açık kahverengi-gri renkli, iyi tabakalı, çakıltaşı ve marnlı seviyelerden oluşmuş, kalınlığı 100-150 m arasında değişen Karatepe Formasyonu ve Kızılırmak ve bu ırmağa karışan küçük akarsu vadilerinde gözlenen pekişmemiş güncel alüvyonlar tarafından örtülmektedir.

Jipsli Seviyelerin Konumu

Yukarıda tanımlanan formasyonlar ve üyeler gözden geçirildiğinde 3 üyenin önemli miktarda jipsli seviyeler içerdiği gözlenmektedir. Bunlar Hacıali Formasyonunun Göbeklitarla ve Purtepe Üyeleri ile Karayün Formasyonunun Fadlım üyesidir.

Bu üyelerden Göbeklitarla ve Fadlım Üyeleri çökeltme ortamı karasaldan denizele dönüşürken, Purtepe Üyesi ise çökeltme ortamı denizelden karasala dönüşürken gelişen sığı sulu, kimyasal enerjisi ve tuzluluğu yüksek sabkha karakterli deniz kıyısı ortamı koşullarında oluşmuşlardır.

TEKTONİK

Stratigrafi bölümünde yöredeki uyumsuzluklar belirtilmiş olup Üst Kretase ve Üst Paleosen yaşlı birimler Laramiyen, Eosen yaşlı birimler Pirenien, Oligosen yaşlı birimler Saviyen, Miyosen yaşlı birimler Rodaniyen fazlarıyla kıvrılmışlar ve bu

Sistem (System)	Seri (Series)	Kat (Stage)	Formasyon (Formation)	Üye (Member)	Simge (Symbol)	Kalınlık (m) (Thickness)	Kayac Türleri (Lithology)	Açıklamalar (Explanations)	Fosiller (Fossils)	Jeolojik Olaylar (Geological events)		
NEOJEN (NEOGENE)	MIYOSEN (MIOCENE)	Orta - Üst (Middle - Upper)	Karayün	Karatepe	(Tk)	420		Konglomera (Conglomerate) Kumtaşı (Sandstone) UYUMSUZLUK (Unconformity) Kireçtaşı (Limestone) Kumlukireçtaşı (Sandy limestone) Marn (Marl) Kumtaşı (Sandstone)	Austroritillina spp. A. Hovcchini Miogypsina sp. Borellis sp. Miliolidae Ostrea Ekinoid dikenli Koral Pelecypoda Gastropoda	Kıvrımlanma (Orogenez) Tanesel Çökelme (Detritic and chemical sedimentation)		
							Fadım (Tkf)	250		Marn-Yumrulu Jips (Marl-Nodular Gypsum) Masif Jips (Compact Gypsum) Jips - Marn (Gypsum-Marl)	Fosilsiz (Non fossiliferous)	Kimyasal Çökelme (Chemical sedimentation) Kimyasal ve Tanesel Çökelme (Chem and det sed.)
							Şahbey (Tks)	2460		Çamurtaşı (Mudstone) Kumtaşı (Sandstone) Konglomera (Conglomerate)	Gastropoda Pelecypoda Bitki fosili (Plant fossil) Bitki ve yaprak fosili (Plant and leaf fossil)	Tanesel Çökelme (Detritic sedimentation)
							Hacrali Purtepe (Thp)	60		Jips - Marn (Gypsum-Marl)		

Şekil 4 : Karayün Formasyonunun dikme kesiti.

Ölçek (Scale) : 1/10000

Figure 4 : Colomner section of the Karayün Formation.

uyumsuzlukların nedeni olmuşlardır. Ayrıca, Üst Kretase, Üst Paleosen ve Eosen yaşlı birimler Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu üzerine bindirmişlerdir.

İncelemenin asıl konusunu oluşturan Hacıali ve Karayün Formasyonları, K-G yönlü sıkıştırma kuvvetleri ile kıvrılmışlar ve eksen doğrultuları yaklaşık D-B olan antiklinal ve senklinaller oluşturmuşlardır. Bunların pek çoğu 1/25.000 ölçek boyutunda haritalanabilir büyüklükte olmadıkları için haritalanamamışlardır. Ayrıca, jipslerin su alması sırasında gelişen hacim genişlemesi ve diyapirik yükselmelerin neden olduğu deformasyonlar da yaygındır. Kıvrımlanmanın ileri evrelerinde KB-GD doğrultulu ve sol yanıl doğrultu atımlı faylar gelişmiştir.

JİPSLERİN MAKROSKOPİK VE

MİKROSKOPİK ÖZELLİKLERİ

Makroskopik Özellikleri

Jipsli seviyelerde makroskopik olarak yumrulu (nodüler) ve ince laminalı yapısal özellikler yaygın bir şekilde gözlenmektedirler (Levha I, Foto 1 ve 2).

Göbeklitarla Üyesinin jipsleri alt seviyelerde marn-jips ar dalanması, orta seviyelerde kalın tabakalı ve katkısız jipsler, üst seviyelerde ise jips arakatlı marnlar şeklindedirler. Alt seviyelerdeki marn-jips ar dalanması içinde jipsler yumrular şeklindedirler. Yumruların küresellikleri genellikle bozulmuştur. Yumrular arasında kil ve daha küçük boyutlu jips yumrularından oluşmuş bir dolgu bulunmaktadır. Bu dolgunun bağlayıcı özelliği oldukça zayıftır. Bu ar dalanmanın üst seviyelerine doğru yumrular azalmakta ve ince bantlı jipsler gözlenmektedir. Jips bantları küçük boyutlu kıvrımlar ve ondülasyonlar göstermektedirler. Orta seviyelerdeki kalın tabakalı ve katkısız jipsler kümes teli (chicken wire) yapısı olarak tanımlanan ve çekiçle vurulduğunda baklava dilimine benzer şekilde parçalanmış bir yapısal özellik göstermektedirler. Bu parçalanma düzlemlerinin içi, kil ve küçük jips kristalleri ile doldurulmuş kılcal damarlar şeklindedir. Üst seviyelerdeki jips arakatlı marnlar içindeki jipsler ince bantlar şeklindedirler. Bantlar içinde yer yer az miktarda jips yumruları da gözlenmektedir. Üyenin en üst seviyelerine doğru jips bantları tamamen kaybolmaktadır.

Purtepe Üyesi içinde jipsler altta marn-jips ar dalanması şeklinde, orta seviyelerde genellikle masif yer yer kil bantlı jipsler, üst seviyelerde ise marnlar içerisinde jips yumrularından oluşmuş arakatlılar

şeklinde dirler. Daha önce belirtildiği gibi alt seviyelerdeki marnlar yeşil renkli, üst seviyelerdekiler ise kırmızı renklidir. Tabandaki ar dalanma içinde gözlenen jipsler ince bantlar şeklinde olup kıvrımlar ve dalgalanmalar göstermektedirler. Jips bantları içinde çok ince kil bantları gözlenmektedir. Orta seviyelerdeki masif jipslerde yer yer kümes teli yapısı izlenmektedir. Sölestin zenginleşmeleri özellikle taban kesiminde bulunmaktadır.

Fadım Üyesinin jipsleri genel olarak Göbeklitarla Üyesinin jipslerini andırmaktadır. Jipsler taban seviyelerde marnlar ile ar dalanmalar, orta seviyelerde katkısız kalın jips tabakaları ve ince kil laminalı jipsler, en üstte ise marnlar içinde arakatlılar şeklindedirler. Altındaki jipsler genellikle yumrulu, orta seviyelerdekiler laminalı, ince bantlı ve kümes teli yapılı, üst seviyelerdekiler ise yine yumrulu özelliktedirler. Jips yumruları birbirlerinden tamamen bağımsız olup, küresellikleri oldukça iyidir. Yumruların arası daha küçük boyutlu jips yumruları ve krem renkli marnlarla doldurulmuştur. Bu üst seviye içinde ayrıca kayatuzu tabakaları ve saçınımları da gözlenmektedir.

Mikroskopik Özellikleri

İnceleme alanı içindeki jipsli üyelerden alınan örneklerde jipslerin genellikle kalıntı (relikt) anhidrit kristalleri içeren ikincil jipsler oldukları gözlenmiştir. İkincil jipsler anhidritlerin bünyelerine su alması (hidrasyon) sonucu oluşmuş jipslerdir. Bu su alma olayının gelişimi sırasında ikincil jipslerde porfiroblastik, alabastrin ve stain-spar şeklinde tanımlanan yapısal özellikler gelişmektedir.

Alabastrin yapı terimi küçük kristali, sınırları belirsiz, optik özellikleri incelenemeyen ve herhangi bir yönlenme göstermeyen jips kristalleri için kullanılmaktadır. Su alma olayının hızlı geliştiği ve su ile temasın çok fazla olduğu koşullarda doğrudan anhidritlerin hidrasyonu ile oluşabildikleri gibi güncel olarak yüzey suları ile temas halindeki porfiroblastik yapılı jipslerin bozunması sonucunda da oluşabildikleri düşünülmektedir (Holiday, 1970).

Porfiroblastik yapı terimi iri kristalli, sınırları belirgin, optik özellikleri incelenebilen jips kristalleri için kullanılmaktadır. Su alma olayının çok yavaş ve derinlerde geliştiği kesimlerde doğrudan anhidritlerden dönüşüm yoluyla oluşabildikleri gibi, alabastrin yapılı jipslerin yeniden kristallenmesi sonucunda da oluşabilecekleri düşünülmektedir.

Stain-spar yapı terimi kırık ve çatlaklar içinde gelişmiş ince uzun iğnemsî kristaller için kullanılmaktadır. İğnemsî kristaller genellikle damarın kenar düzlemlerine dik yönde uzanmaktadırlar. Yarık ve çatlaklar boyunca dolaşan yüzey sularınca oluşturulmuş oldukları düşünülebilir.

Şeffaf, mikamsı levhalar şeklindeki büyük jips kristalleri ise selenit olarak adlanmakta olup birincil oluşumlar oldukları düşünülmektedir.

Porfiroblastik yapıli ikincil jipsler içinde yaygın bir şekilde, alabastrin yapıli ikincil jipsler içinde ise daha az miktarda kalıntı (relikt) anhidrit kristalleri gözlenebilmektedir. Bu kristaller kenarlarından itibaren kemirilmiş çubuksu kristaller şeklindedirler.

İnceleme alanı içinde tanımlanan jipsli üyelerden alınan örneklerde bu yapısal özelliklerin hepsi gözlenmekte olup, birer adet örnek görünüm Levha I, Foto 3, 4 ve 5'de görülmektedir. Ayrıca makroskopik ölçekte yaygın olan yumrulu yapıya mikroskopik incelemeler sırasında da yaygın bir şekilde rastlanmıştır (Levha I, Foto 6).

Göbekditarla Üyesi jipslerinde alabastrin yapıli ikincil jipsler hakimdir. Yer yer porfiroblastik yapıli kesimler de gözlenmektedir. Makroskopik ölçekte tanımlanan jips yumrularına mikroskopik ölçekte de sık bir şekilde rastlanmaktadır. Ayrıca, az miktarda anhidrit kristalleri özellikle porfiroblastik yapıli kesimlerde bulunmaktadır.

Purtepe Üyesi jipslerinde porfiroblastik yapı hakim olup, alabastrin yapı da gözlenmektedir. Porfiroblast yapıli ikincil jipsler içerisinde bol miktarda kalıntı (relikt) anhidrit kristalleri bulunmaktadır. Makroskopik ölçekte tanımlanan jips yumrularına mikroskopik ölçekte de rastlanmaktadır. Porfiroblastik yapı bu mikro yumruların merkezlerinde, alabastrin yapı ise kenar kısımlarında yer almaktadır.

Fadım Üyesi jipslerinde porfiroblast ve alabastrin yapıli ikincil jipsler hakimdir. Yer yer stain-spar yapıli kesimler de gözlenmektedir. Makroskopik ölçekte rastlanan jips yumrularına mikroskopik ölçekte de rastlanmaktadır.

JİPSLERİN OLUŞUMU VE KÖKENİ

Jipsler, evaporit ortamlar olarak isimlendirilen sedimanter ortamların olağan bileşenleridir. Su içinde Ca^{++} ve SO_4^{-} iyonlarının konsantrasyonları çökeltim için yeterli doygunluğa eriştiğinde kimyasal sedimanter olarak $CaSO_4$ çökeltimi gerçekleşir. Ortamın fizikokimyasal koşullarına bağlı olarak anhidrit ($CaSO_4$) veya jips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) kristalleri oluşur.

Evaporitler, derin denizel ortamlardan mevsimsel yağışlı kurak çöl ortamlarına kadar her türlü çökeltme ortamında oluşabilirler. Ancak, büyük çoğunluğu deniz kıyılarında, açık denizlerden bir bariyer ile kısmen ayrılmış, yarı kapalı, az derin, zaman zaman çok sığlaşan ve sabkha ortamı olarak adlanan ortamlarda oluşmaktadır.

Evaporitlerle ilgili yayınlarda, evaporitlerin; oluşum ortamları bakımından (1) denizel, (2) denizel olma-

yan; suyun kökeni bakımından (1) deniz suyu, (2) yüzey suyu, (3) hidrotermal su, (4) diyajenetik su, (5) volkanik su, (6) karışmış su; ilksel durumlarına göre (1) birincil, (2) ikincil; taşınma durumuna göre ise (1) yerli (otokton), (2) taşınmış (allokton) şeklinde sınıflara ayrıldıkları görülmektedir (Hardie, 1984 gibi). Oluşum ortamlarının tanımlanmasında özellikle paleontolojik ve diğer sedimantolojik veriler değerlendirilirken, suyun kökeninin tanımlanmasında eser element ve izotop jeokimyası yöntemleri kullanılmaktadır.

Evaporitlerin çökelebilmesi için yukarıda sıralanan doğal suların yoğunluklarının ve tuzluluklarının çeşitli süreçlerle artması gerekmektedir. Bu artış sırasında su içinde farklı yoğunlukta katlar (en derinde en çok yoğun, en üstte en az yoğun su olacak şekilde) gelişmekte ve ilerleyen süre içinde bu katların yoğunlukları daha da artmaktadır. Bu, yoğunluğu artmış suların itibaren buharlaşma ile kristallenme, sıcaklık artışı ile kristallenme ve farklı yoğunluktaki sıvıların karışımı gibi mekanizmaları evaporitler çökeltmektedir. Buharlaşma ve çökeltme nedeniyle ortamda azalan tuzlu suyun yerine açık denizden yeni tuzlu su gelmekte ve ortamın tuz beslenmesi devam etmektedir.

Çökeltme sırasında mineraller çözünürlüklerine göre (az olan önce çok olan daha sonra) sırayla çökeltmektedirler. Olağan deniz suyunun yoğunluğu $1,025 \text{ gr/cm}^3$ olup, bu artış sırasında ilk çökelen mineral $CaCO_3$ tür. Yoğunluk $1,1 \text{ gr/cm}^3$ 'e çıktığında jips-anhidrit, $1,215 \text{ gr/cm}^3$ 'e çıktığında NaCl, $1,26 \text{ gr/cm}^3$ 'den sonra ise çözünürlüğü fazla olan K ve Mg'lu tuzların çökeldiği, diğer yandan jips çökeltirken suyun derişikliğinin 5 kat, anhidrit çökeltirken 8 kat, halit çökeltirken 10 kat, diğer tuzlar çökeltirken ise 1000 kat artmasının gerektiği düşünülmektedir (Schmalz, 1969).

Çökecek $CaSO_4$ mineralinin jips mi yoksa anhidrit mi olacağını ortamın tuzluluğu ve sıcaklığı belirlemektedir. Yukarıda belirtildiği gibi, sudaki derişim ilksel durumuna göre 5 kat arttığında jips, 8 kat arttığında ise anhidrit çökeltmektedir. Olağan deniz suyunun $34^\circ C$ sıcaklığa kadar jipsin daha sonra ise anhidritin çökelebileceği düşünülmektedir (Murray, 1964). Ayrıca oluşan jipsler sıcaklığın $42^\circ C$ 'nin üzerine çıkmasıyla anhidrite dönüşmektedirler. Ortamın NaCl konsantrasyonunun anhidrit çökeltmeni artırdığı ve jips-anhidrit dönüşüm sıcaklığını $25^\circ C$ 'ye kadar düşürdüğü de belirtilmektedir (Sonnenfeld, 1975).

Diğer yandan gömülme sırasında oluşan litostatik basıncın jipsin suyunu kaybederek anhidrite dönüşmesine neden olduğu ve jipsin en fazla 650 m derinliğe kadar kararlı olabileceği, daha derinlerde ise anhidritin gözleneceği, gömülmüş anhidrit kütlelerinin yükselerek yüzeye çıkmaları halinde yüzey sularının etkisinde kalarak tekrar jipse dönüşükleri kabul edilmektedir (Murray, 1964).

İnceleme alanında jipslerin altında ve üstünde bulunan kayaç türleri ve fosil durumu dikkate alındığında Göbeklitarla Üyesi jipslerinin ortam karasaldan denizele dönüşürken, Purtepe Üyesi jipslerinin ortam denizelden karasala dönüşürken, Fadlım Üyesi jipslerinin ortam karasaldan denizele dönüşürken gelişen sıg sulu çökeltme ortamlarında çökeldikleri anlaşılmaktadır. Bingöl jipsleri ise biraz daha derinleşmiş bir ortamın çökeltme ürünleri veya taşınmış jips yumruları şeklindedirler.

Marnlarda yapılan karbonat testlerinde karbonat içerikleri yer yer % 40'a kadar çıkmış olmakla birlikte, inceleme alanında jipslerin çökeltiminden daha önce çökelmiş olması gereken karbonat çökelleri gözlenmemektedir. Ayrıca jipslerin çökeldiği sabkha ortamını açık denizden ayıran bir bariyer oluşunu da izlenmemektedir. Bu nedenle havzada gelişen sabkha ortamını taban topoğrafyası oldukça düz ve geniş alanlı, doğrudan açık denize bağlı sıg sulu bir deniz kıyısı ortamı olarak yorumlamak mümkündür.

İnceleme alanındaki jipslerde makroskopik olarak yumru ve bantlı yapı özellikleri yaygındır. Bantlı yapı kesimlerin sakin sulu, yumru yapı kesimlerin ise çalkantılı sulu evrelerin ürünleri oldukları düşünülebilir. Ancak, çökeltme ortamının NaCl içeriğinin de yumru yapının gelişmesini artırdığı ve yumruların büyümesine katkıda bulunduğu da düşünülmektedir (Ali ve West, 1983).

İnceleme alanındaki jipslerde mikroskopik olarak yumru, alabastrin, porfiroblastik ve stain-spar yapı özellikleri gözlenmiştir. Bu yapısal özellikler inceleme alanındaki jipslerin anhidritlerin hidrasyonu sonucu oluşmuş ikincil jipsler olduklarını göstermektedir. Bu ikincil jipsler içinde bol miktarda kenarları kemirilmiş anhidrit kristalleri gözlenmektedir.

İnceleme alanındaki jipslerle ilgili diğer önemli özellikler ise yalnızca Purtepe Üyesi içinde gözlenen sölestin zenginleşmeleri ve yalnızca Bingöl Üyesi içinde gözlenen halit zenginleşmeleridir. Daha önce belirtildiği gibi Purtepe Üyesi jipsleri kurumakta olan bir denizin çökeltme ürünleri olup, bu kuruma sırasında deniz suyu içindeki stronsiyumun konsantrasyonu ve sölestin çökeltiminin geliştiği düşünülebilir. Fadlım Üyesi içinde gözlenen halit zenginleşmeleri ise ortamda buharlaşmanın oldukça ilerlediğini ve derişimin önemli derecede arttığını göstermektedir.

Baysal ve Ataman (1980), yöredeki evaporitlerin jips ve kil fraksiyonlarında Li, F ve Sr içeriklerinin literatürde denizel evaporitler için belirlenmiş değerlere göre oldukça düşük olduğunu ve bu evaporitlerin olağan denizel evaporitler olmaktan daha çok ya ileri derecede işlenmiş (reworked) ya yeniden çöktürülmüş veya Kızıldeniz benzeri bir ortamda çöktürülmüş evaporitler olduklarını belirtmektedirler. Ancak bu araştırmacılarca alınan örnekler stratigrafik

konum olarak değerlendirildiklerinde tarafımızdan tanımlanan Karayün Formasyonunun Fadlım ve özellikle Bingöl Üyeleri içinde kalmaktadırlar. Oysa Hacıali Formasyonunun Purtepe Üyesi stronsiyum bakımından oldukça zengin bir üyedir. Ayrıca tarafımızdan yapılan kimyasal analizlerde bu araştırmada belirtilen değerlere göre daha yüksek değerler bulunmuştur.

SONUÇLAR

— Sivas güneydoğusundaki Miyosen yaşlı birimler Hacıali ve Karayün Formasyonları şeklinde iki litostatigrafik birime ayrılmışlardır.

— Hacıali Formasyonu alttan üste doğru Boyunüzü (karasal kaba taneli detritikler), Göbeklitarla (jips - marn aralanması), Aktaş (denizel kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı kireçtaşı ve kireçtaşı) ve Purtepe (jips-marn aralanması) Üyelerine ayrılmıştır.

— Karayün Formasyonu alttan üste doğru Şahbey (karasal kaba taneli detritikler), Fadlım (jips-marn aralanması) ve Bingöl (denizel kumtaşı, marn, kumlu kireçtaşı ve kireçtaşı) Üyelerine ayrılmıştır.

— İnceleme alanında, Jipsler Göbeklitarla, Purtepe ve Fadlım Üyeleri içinde olmak üzere üç farklı seviyede gözlenmektedirler.

— Göbeklitarla Üyesinin jipsleri ortam karasaldan denizele dönüşürken, Purtepe Üyesi jipsleri ortam denizelden karasala dönüşürken, Fadlım Üyesi jipsleri ise yine ortam karasaldan denizele dönüşürken gelişen sabkha ortamlarında çöktürülmüşlerdir.

— Yöredeki jipslerde makroskopik olarak yumru ve bantlı yapı özellikleri, mikroskopik olarak ise yumru, alabastrin, porfiroblastik ve stain-spar yapı özellikleri gözlenmektedir.

— Yöredeki jipsler bugünkü durumları ile anhidritlerin hidrasyonu sonucu oluşmuş ikincil jipsler olup, içlerinde kenarları kemirilmiş anhidrit kalıntı kristalleri yaygın bir şekilde gözlenmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu yayın Cumhuriyet Üniversitesi Araştırma Fonunca desteklenmiş bir proje çalışmasından hazırlanmıştır. Saha çalışmaları sırasında Tekel Sivas Başmüdürlüğü ve Barit Maden Türk A.Ş. katkıda bulunmuşlardır. Ayrıca laboratuvar incelemeleri sırasında Araş. Gör. Osman KOPTAGEL ve Uzman Ümit ÖZEN (C.Ü.) yardımcı olmuşlardır. Yazarlar bu kurum ve kişilere teşekkür ederler.

DĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Ali, Y.A. and West, I., 1983. Relationships of modern gypsum nodules in sabkhas of loess the compositions of brines and sediments in northern Egypt: *Journal of sedimentary petrology*, Vol. 53, No: 4, p. 1151-1168.
- Alpay, B., 1948. Tuzhisar tuzlası hakkında jeolojik rapor: M.T.A. Rap. No: 3480 (yayınlanmamış).
- Arpat, E., 1964. Gürlevik Dağı bölgesinin ve kuzeyinin genel jeolojisi ve petrol imkânları: M.T.A. Rap. No: 4180 (yayınlanmamış).
- Artan, Ü. ve Sestini, G., 1971. Sivas-Zara-Beyyınarı bölgesinin jeolojisi: M.T.A. Dergisi, No: 76, s. 80-97.
- Bayhan, H., 1980. Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik-petrolojik ve metalojenik incelemesi: Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi 206 s. (yayınlanmamış).
- Bayhan, H. ve Baysal, O., 1981. Güneş-Soğucak (Divriği-Sivas) yöresindeki sülfür cevherleşmelerinin mineralojik ve jenetik incelenmesi: Yerbilimleri, H. Ü. Yay., 8, s. 41-52.
- Baykal, F. ve Erentöz, C., 1966. T.J.H. Sivas paftası izahnamesi: M.T.A. Yay., 116 s.
- Baysal, O. ve Ataman, C., 1980. Sedimentology, mineralogy and geochemistry of a sulfate series (Sivas-Turkey): *Sedimentary geology*, Vol. 25, p. 67-81.
- Bulut, C., 1965. Sivas İ38-c3 paftası detaj jeolojisi ve petrol imkânları raporu: M.T.A. Rap. No: 4449 (yayınlanmamış).
- Ceyhan, F., 1987. Sivas güneydoğusundaki tuz ve jips yataklarının jeolojisi, oluşumu, kökeni ve ekonomik özellikleri: Cumhuriyet Üniv., Fen Bil. Enst., Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), 107 S.
- Çelik, E., 1977. Ulaş (Sivas) sölestit zuhurları ön etüd raporu: M.T.A. Rap. No: 1333 (yayınlanmamış) 7 S., Ankara.
- Ezgu, M., 1948. Yenice Tuzlası hakkında Jeolojik rapor: M.T.A. Derleme Rap. No: 3489 (yayınlanmamış); Ankara.
- Gökçe, A., 1988. Sivas güneydoğusundaki jips, sölestin ve kayatuzu yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni: Cumhuriyet Üniv. Araştırma Fonu Projesi, 64 s., Sivas.
- Gökçen, S.L., 1981. Zara-Hafik güneyindeki Paleojen istifinin sedimantolojisi ve paleoçografik evrimi: Yerbilimleri, H.Ü. yay. C. 8., S. 121, Ankara.
- Gökçen, S.L., 1982. Zara-Hafik (SE-Sivas) ve Refahiye (SW-Erzincan) Bölgeleri Eosen Flişinin sedimanter petrolojik karşılaştırılması: Yerbilimleri, H.Ü. yay., C. 8, S. 141-148, Ankara.
- Gökçen, S.L. and Kelling, G., 1985. Oligocenè deposits of the Zara-Hafik region (Sivas, Central Turkey): Evolution from storm-influenced shelf to evaporitic basin: *Geologische Rundschau*, Band 74, Heft 1, P. 139-153, Stuttgart.
- Hardie, L.A., 1984. Evaporites: Marine or non-marine? *American Journal of Science*, Vol. 284, P. 193-240.
- Holliday, D.W., 1970. The petrology of secondary gypsum rocks: A Review, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 40, No. 2, P. 734-744.
- İlker, S. ve Özyeğin, G., 1971. Sivas Havzası hakkında Jeolojik rapor: T.P.A.O. Rap. No: 537 (yayınlanmamış), Ankara.
- İnan, N., 1987. Tecer Dağının (Sivas) Jeolojik özellikleri ve Foraminiferlerinin sistematik incelenmesi: Cumhuriyet Üniv. Fen Bilim-

leri Enstitüsü, Doktora Tezi (yayınlanmamış), 127 S., Sivas.

Kurtman, F., 1961 a. Sivas-Divriği arasındaki sahanın jeolojisi ve jipsli seri hakkında müşahadeler: M.T.A. Dergisi, S. 56, s. 14-25, Ankara.

Kurtman, F., 1961 b. Sivas civarındaki jipsli serinin stratigrafik durumu: M.T.A. Dergisi S. 56, s. 26-30, Ankara.

Kurtman, F., 1963, Tecer Dağlarının jeolojisi ve alacalı seri hakkında bazı müşahadeler: T.J.T. Bült. C. VIII, S. 2, s. 19-26, Ankara.

Kurtman, F., 1973. Sivas-Hafik-Zara ve İranlı bölgesinin Jeolojik ve tektonik yapısı: M.T.A. Dergisi S. 80, s. 1-32, Ankara.

Meşhur, M. ve Aziz, A., 1980. Sivas baseni jeolojisi ve hidrokarbon olanakları: T.P.A.O. Rap. No: 1530 (yayımlanmamış), Ankara.

Murray, R.C., 1964. Origin and Diagenesis of gypsum an anhydrite: Jour. of Sed. Pet. V. 34, No: 3, p. 512-523.

Nebert, K., 1956. Sivas vilayetinin Zara-İmranlı muntkasındaki jipsli serinin stratigrafik durumu hakkında: M.T.A. Dergisi S. 48, s. 76-82, Ankara.

Schmalz, F.R., 1969. Deep-Water Evaporite Deposition: A Genetic model. A.A.P.G. V. 53, No: 4, p. 798-823.

Sonnenfeld, P., 1975. The significance of Upper Miocene (Messinian) evaporites in the Mediterranean Sea. The Journal of Geology, Vol. 83, p. 287-311.

Stchepinsky, V., 1939. Sivas vilayeti merkezi kısmının umumi jeolojisi hakkında rapor: M.T.A. Rap. No: 868 (yayımlanmamış), Ankara.

LEVHA - I

Foto 1 : İnce bantlı ve kil arakatlı jipslerin yakından bir görünümü (Fadlım Üyesi orta seviyelerinden çekilmiştir; Sivritepe güneyinde bir yüzleğe yakından bakış).

Photo 1 : A close up view from the thin banded gypsum with clay interbeds (Photographed from the middle level of Fadlım Member; Southern slope of the Sivritepe).

Foto 3 : Alabastrin ve porfiroblast yapılı ikincil jipslerden mikroskopik bir görünüm (mikrofoto, örnek no: SS-95 (Fadlım Üyesinden), ince kesit, çift nikol, büyütme: 10X).

Photo 3 : A photomicrograph showing the secondary gypsum with alabastrine and porphyroblastic structure (microphoto, sample no: SS-95 (from the Fadlım Member), thin section, crossed nichol, magnification: 10X).

Foto 5 : İkincil jipsler içinde gözlenen kalıntı anhidrit kristallerinden mikroskopik bir görünüm (mikrofoto, örnek no: SS-63, (Purtepe Üyesinden), incekesit, çift nikol, büyütme: 10X).

Photo 5 : A photomicrograph showing the relict anhydrite crystals in the secondary gypsum (microphoto, sample no: SS-63 (from the Purtepe Member), thin section, crossed nichol, magnification: 10X).

PLATE - 1

Foto 2 : Nodüler jipslerin yakından bir görünüşü (Fadlım Üyesi taban seviyelerinden çekilmiştir; Ardıçlıboynu Tepe batısında bir yüzleğe yakından bakış).

Photo 2 : A close up view from the nodular gypsum (Photographed from the lower level of the Fadlım Member; Western slope of the Ardıçlıboynu Tepe).

Foto 4 : Stain-spar yapılı jipslerden mikroskopik bir görünüm (mikrofoto, örnek no: SS-76 (Fadlım Üyesinden), ince kesit, çift nikol, büyütme: 60X).

Photo 4 : A photomicrograph showing the secondary gypsum with stain-spar structure (microphoto, sample no: SS-76 (from the Fadlım Member), thin section, crossed nichol, magnification: 60X).

Foto 6 : Nodüler jipslerde mikronodüller ile aralarındaki ikincil jips dolgularının mikroskopik görünümü (mikrofoto, örnek no: SS-102 (Bingöl Üyesinden), ince kesit, tek nikol, büyütme: 10X).

Photo 6 : A photomicrograph showing the micronoduls and secondary gypsiferous matrix of the nodular gypsum (microphoto, sample no: SS-102 (Bingöl Member), thin section, single nichol, magnification: 10X).

LEVHA I
(Plate I)

FOTO 1
(Photo 1)

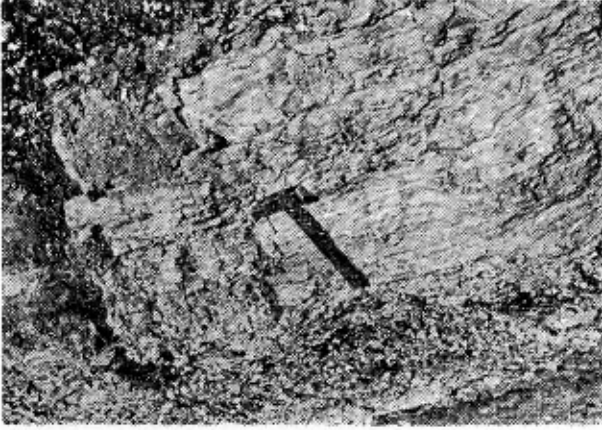


FOTO 2
(Photo 2)



FOTO 3
(Photo 3)

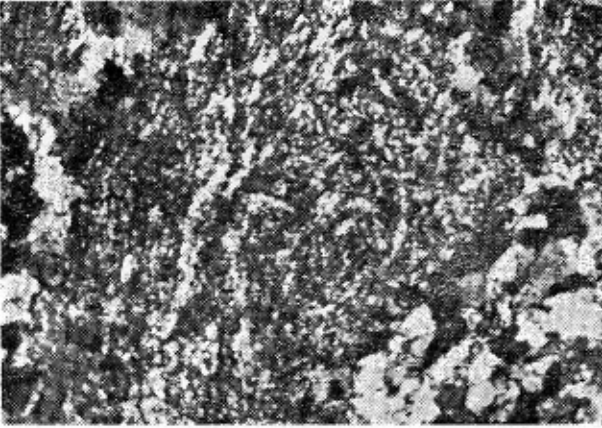


FOTO 4
(Photo 4)

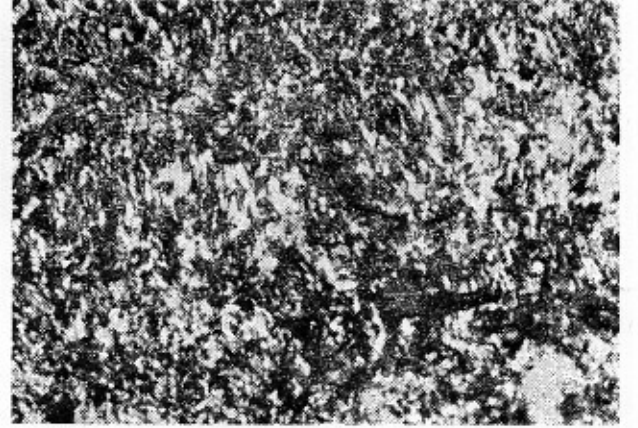


FOTO 5
(Photo 5)

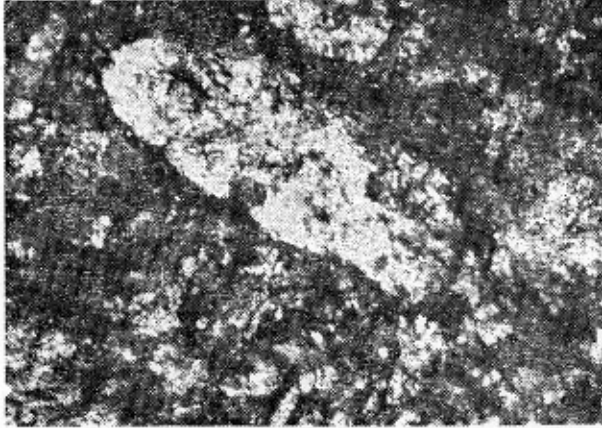


FOTO 6
(Photo 6)

