

ÖNSÖZ

Yerbilimleri/Geosound'un 43. sayısını da yayinallyamanın mutluluğu içinde karşınızdayız. Dergimize makale akışında önemli bir duraklama olmamasına rağmen 3 ay önce yayınlanması gereken bu sayımız, bir kaç makalenin son düzenlenmiş nüshalarının zamanında gönderilmemesi yüzünden maalesef gecikme kaçınılmaz olmuştur. Dergimiz ulusal özelliğini koruyarak yayın hayatını sürdürrektir.

Bu sayımızda toplam 17 makale yer almaktadır. Bunların çoğu jeoloji konularını kapsamaktadır. Defalarca belirttiğimiz gibi Yerbilimleri/Geosound jeoloji, maden, jeofizik, çevre ve harita mühendisliği gibi konulara da açıktır. Ayrıca 4 dilden makale kabul etmektedir. 2004 yılının ilk sayısı olan 44. sayımızdan itibaren de elektronik posta ile tüm okurlarımıza ve Tübitak Ulusal Akademik Ağ ve Bilgi Merkezi'ne yollanacaktır.

Yerbilimleri/Geosound'un 44. sayısı dizilmeye başlanmış olup, Haziran 2004 olarak yayınlanacaktır. Yazarlarımızın yeni makalelerini bekliyor ve ayrıca yazarlarımıza düzeltme amacı ile gönderilen makalelerin bize tekrar iletildmesini diliyoruz.

Dergimize makale göndererek yayın hayatımıuzu sürdürmemize yardımcı olan yazarlarımıza, reklam veren firmalarımıza, bize yaptıkları iltifatlarla güç veren, tenkid ve yönlendirmelerle olumlu yönde gitmemizi sağlayan meslektaşlarımıza ve tüm okurlarımıza teşekkürlerimizi sunuyoruz. 44. sayımızda buluşmak ümidiyle hoşça kalınız.

Saygılarımla,

Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Baş Editör



GEOSOUND



YERBİLİMLİLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Mineral Association and Significance of the Efemcukuru Epithermal Gold Deposit, İzmir-Turkey / <i>Efemcukuru Epitermal Altın Yatağının (İzmir) Mineral Parajenezi ve Önemi</i>	1
Tolga OYMAN	
Mineralogy of Kurtulmuş Iron Deposit – An Example to the Skarn-Type Ore Deposits from Eastern Pontides (Giresun-NE Turkey) / <i>Kurtulmuş Demir Yatağınnın Mineralojisi-Skarn Tipi Yataklara Doğu Pontidlerden Bir Örnek</i>	13
Emin ÇİFTÇİ, Mithat VICIL	
Paragenetic Sequence and Chemical Composition of the Ores from Köprübaşı – An Example of Kuroko-Type Massive Sulfide Deposits from the Eastern Pontides (Giresun-Turkey) / <i>Köprübaşı Maden Yatağı – Kuroko-Tipi Masif Sülfit Yataklarına Doğu Pontidlerden Bir Örnek (Giresun – Türkiye)</i>	27
Emin ÇİFTÇİ, Bülent YALÇINALP, Hasan KOLAYLI, Richard D. HAGNI	
Madenli (Gelendost - Isparta) Manyezit Cevherleşmesinin Jeolojisi ve Jeokimyasal Özellikleri / <i>Geology and Geochemical Characteristics of Madenli Magnesite Mineralization (Gelendost-Isparta)</i>	45
Oya CENGİZ, Mustafa KUŞCU	
Piritli Bakır Cevherinin Mezofilik Bakterilerle Çözündürülmesinde Demir Oksidasyonu Üzerine Bir Çalışma / <i>A Study on Iron Oxidation in Leaching of Copper Ore with Pyrite Using by Mesophilic Bacteria</i>	63
Hasan ÇİFTÇİ, Ata AKÇİL	
Marmara Havzası Geç Kuvaterner Çökellerinin Kimyasal-Element Bileşiminin İncelenmesi / <i>Investigation of Chemical Element Composition of the Late Quaternary Deposits of Marmara Basin</i>	77
Saday ALİYEV, Ali SARI	
Karabiga (Çanakkale) Granitoidi Doğu Kısmının Petrografik ve Jeokimyasal Özellikleri / <i>Petrographical and Geochemical Characteristics of the Eastern Part of the Karabiga (Çanakkale) Granitoid</i>	99
K. Canan ÖZGÜNER	
Hazar Gölü Güneyinin Jeolojik ve Petrografik Özellikleri / <i>Geological and Petrographic Characteristic of the South Around Hazar Lake</i>	107
A. Didem KILIÇ, Emin ERDEM	

Kızlaç T3 A Tünelinde Nihai Yerdeğiştirmelerin Tahmini (Bahçe/Osmaniye) <i>An Estimate of Final Displacements In The Kızlaç T3A Tunnel (Bahçe/Osmaniye)</i> Ahmet ÖZBEK	117
Jeogrid ve Jeotekstil İle Şev Destekleme Sistemi Tasarım Esasları ve Bir Örnek Uygulama <i>Slope Reinforcement Design Principles Using Geogrid and Geotextile and a Case Study</i> İbrahim ÇOBANOĞLU, İsmail DİNÇER, Yusuf URAS	127
Çatalca (İstanbul) - Muratbey ve Akçeşme Karstik Kaynaklarının Hidrojeolojik İncelemesi / <i>Hydrogeologic Investigation of Muratbey and Akçeşme Karstic Springs – Çatalca (İstanbul)</i> Tolga YALÇIN, Hakan DUMAN	139
Erzurum Şehir Merkezi Batı Kesiminin Jeoteknik Özellikleri <i>Geotechnical Properties of the Western Part of the Erzurum City Center</i> Necmi YARBAŞI , M. Salih BAYRAKTUTAN	151
Edremit Körfezi (Kuzey Ege Denizi, Türkiye) Güncel Çökellerindeki Bentik Foraminifer Topluluğu İle Ekolojik Koşulların İncelenmesi <i>Ecological Conditions of the Gulf of Edremit (Northern Aegean Sea, Turkey): From the Benthic Foraminifera Assemblages of the Recent Sediments</i> Engin MERİÇ, Niyazi AVŞAR, Fulya BERGIN, İpek F. BARUT	169
Anamur (Mersin) Kuzeydoğusunun Tektono-Stratigrafik Özellikleri <i>Tectono-Stratigraphic Properties of the Northeastern Part of Anamur (Mersin) Area</i> Erol ÖZER, Hayati KOÇ, Kemal ZORLU, Abdullah ALTUNCU	183
Duruhan Yöresine Ait Pseudoconocardium (Mollusca -rostroconchia) Cinsi ve Erken Karbonifer Brachiopod Faunası (Aydincık-Mersin) <i>Genus Pseudoconocardium (Mollusca-rostroconchia) and Early Carboniferous Brachiopoda Fauna from Duruhan Region (Aydincık-Mersin)</i> Gonca NALCIOĞLU, Kemal TASLI	195
Permo-Karbonifer Yaşılı Koltik Kireçtaşı'nın (Malatya Güneyi) Yapı ve Kaplama Taşı Olarak Kullanılabilirliğinin Araştırılması <i>Utilization as Building and Cladding Stone of Permo-Carboniferous Age Koltik Limestone (Malatya Southern)</i> Didem EREN, Mehmet ÖNAL	207
Zift'in Kömür Akışkanlığına Etkisi ve Kömür Yüzeyi Islanma Özelliğinin Karbonizasyon Sıcaklığı İle Değişimi <i>The Effect of Pitch on the Fluidity of Coal and the Variation of Coal Surface Wettability with Carbonization Temperature</i> Hakan CENGİZLER, Mevlüt KEMAL	217

**MINERAL ASSOCIATION AND SIGNIFICANCE OF THE EFEMÇUKURU
EPITHERMAL GOLD DEPOSIT, İZMİR-TURKEY**

Tolga OYMAN

D.E.Ü., Department of Geology Dokuz Eylül University, İzmir/Turkey

ABSTRACT: Efemçukuru, located in the Aegean Region, Turkey, is an example of vein type epithermal gold deposit related stockwork and replacement mineralization. The veins are hosted by Late Cretaceous-Paleogene flysch facies rocks of the İzmir-Ankara zone, which were intruded by rhyolitic products of Neogene volcanism. Gold mineralization associated with late pulses of magmatic hydrothermal activity is documented as either hydraulic brecciation adjacent to veins or stockwork zones around dome shape small intrusion. The intrusions and postdated epithermal mineralization are both controlled by the NW-SE trending faults and mineralization occurs along strike and dips 60° to 80° to the northeast. Individual quartz veins associated with sulphide minerals and mineralised hornfels of hornblende facies are other important ore-bearing formations. The alteration phase associated with mineralization is represented mainly by rhodonite, rhodochrosite, axinite, quartz in veins and stockwork zone and chlorite, sericite, illite and kaolinite in the wall rock. In this study, each type of mineralization has been studied with the aim of clarifying the paragenetic relationships among the different mineral phases. Arsenopyrite, pyrite (marcasite), sphalerite, galena, chalcopyrite are the main minerals with pyrrhotite, fahlore group, sphene, rutile and gold occurring as accessories. Manganese and iron oxides, covellite-chalcocite, malachite, azurite are of secondary origin.

**EFEMÇUKURU EPİTERMAL ALTIN YATAĞININ (İZMİR) MINERAL
PARAJENEZİ VE ÖNEMİ**

ÖZET: Türkiye'de Ege bölgesinde yer alan Efemçukuru ceyherleşmesi, stokvörk ve ornatımla ilişkili damar tipi epitermal altın yatağına bir örnektir. Damarların içinde bulunduğu yankayaçlar, Neojen volkanizmasının riyolitik ürünlerinin sokulduğu İzmir-Ankara zonu geç Kretase-Paleojen filiş fasisiyesi kayaçlarıdır. Magmatik hidrotermal aktivitenin son etkileri ile ilişkili altın ceyherleşmesi, damarlara komşu olarak gelişen hidrolik bresleme yada dom şekilli küçük intrüzyonların çevresinde stokvörk zonları şeklinde saptanmıştır. İintrüzyonlar ve bunu izleyen epitermal ceyherleşme KB-GD gidişli faylar tarafından kontrol edilmiş ve ceyherleşme 60° - 80° kuzeydoğuya eğimli olarak gelişmiştir. Diğer önemli ceyher içeren oluşumlar ise sülfit mineralleri ile

ilişkili kuvars damarları ve cevherli ve hornblend- hornfels fasiyesindeki kontak metamorfik kayaçlardır. Cevherleşme ile ilişkili alterasyon fazı ana olarak damarlarda ve stokvörk zonlarında rodonit, rodokrodit, aksinit, kuvars; yan kayaçta ise klorit, serizit, illit ve kaolinit ile temsil edilmektedir. Bu çalışmada, değişik mineral fazları arasındaki parajenetik ilişkiyi açık olarak ortaya koymak için tüm bu cevherleşme tipleri çalışılmıştır. Arsenopirit, pirit (markazit), sfalerit, galen, kalkopirit ana mineraller olup, pirotin, fahlerz grubu, sfen, rutil ve altın aksesuar mineraldir. Manganez ve demir oksitler, kovellin-kalkozin, malakit ve azurit mineralleri ikincil minerallerdir.

1. INTRODUCTION

Aegean Region, southern flank of the Serbo – Macedonian - Central Anatolian province Oligocene-Miocene/Pliocene magmatic activity in a post collision continent-continent setting resulted numerous precious metal mineralisation. The Esemçukuru deposit is located 15 km E of Menderes and 12 km S of İzmir in Aegean Region-Western Anatolia (Turkey). Following the development in geochemical methods and applications, in late 1980's regional precious metal reconnaissance programs were realized by international mining companies all over Turkey. Although by the discoveries of a several gold and silver deposits as Ovacık epithermal gold deposit in early 1990's, making Turkey an important target for gold exploration, the metallogeny of gold deposits in Turkey is poorly documented. The present study provides information especially concerning geological, mineralogical aspects of the deposit in order to model the hydrologic evolution and the mechanism of its setting.

2. REGIONAL GEOLOGY AND TECTONIC SETTING

The last stage of the Alpine magmatism in Western Anatolia consists of two geochemically distinct phases of magmatic activity as calc-alkaline magmatism and alkaline magmatism due to regional tectonic regime (Savaşçın and Güleç 1990). The magmatic products of the compressional tectonic regime are calc-alkaline in character during the period of

Paleogene to Upper Miocene. In Upper Miocene to Pliocene, shoshonitic to alkaline rocks are dominant due to extensional tectonic regime of Western Anatolia. Cumaovası, Yamanlar and Yuntağ (16 to 21.3 M.a., Borsi et al. 1972) are the main volcanic centers of calc-alkaline magmatism extending northwards respectively. Further north, the Kozak (Upper Cretaceous-Eocene), (Ataman, 1975; Bingöl, 1976) and Havran (Oligocene) (Krushensky, 1976) regions constitute other complexes with characteristic volcanic/plutonic calc-alkaline associations. The magmatic products of extensional tectonics crop out mainly near Ayvalık, Karaburun-Urla and

MINERAL ASSOCIATION AND SIGNIFICANCE OF THE EFEMÇUKURU EPITHERMAL GOLD DEPOSIT, İZMİR-TURKEY

Bodrum as alkaline to shoshonitic volcanics and monzonitic-monzdioritic equalivants in the form of dykes and apophyses. The K-Ar age determinations gave 11.2 ± 1.6 M.a. for monzdiorites and 9.5 ± 1.0 M.a. for volcanic rocks in Kadıkalesi (Bodrum) (Pişkin et.al. 1983). Post collosional magmatic activity resulted in different morphogenetic types of mineral deposits in this belt.

3. GEOLOGY OF EFEMÇUKURU DISTRICT AND MINING HISTORY

The Bornova Melange is the main unit of the Seferihisar uplift that restirected with NE-SW oriented Urla and Çubukludağ Graben faults (Andiç and Eşder, 1981). The Bornova Melange consists of serpentinite, spilitic volcanites, lenses of micritic limestone, and blocks of platform-type carbonates in a matrix of flysch. The matrix is composed mainly of intercalated sandstone-shale. Shale is the most abundant pelitic rock of the matrix which grades to intercalated claystone-mudstone. The age of the flysch matrix is proposed to range from Campanian to Danian bounding the opening period of the İzmir-Ankara zone (Erdogan, 1985). Neritic limestone blocks of the Karaburun platform had been pushed into the matrix of the flysch. The diabasic and spilitic rocks were emplaced along NE-SW oriented narrow fault zones as serpentinized, foliated slices.

The magmatic activity in Cumaovası region approximately 20 km SE of the Efemçukuru mineralization, is represented by rhyolitic domes and perlite deposits in

contrast to hypabyssal felsic porphyry rocks in that intruded flysch facies rocks in the mineralized area. Apart from the felsic porphyry rocks mainly of rhyolitic composition, another intrusion of tonalitic composition is present in 5km N of the Efemçukuru village. The age of the rhyolitic intrusions were determined as 11.9 M.a. by Borsi et.al., 1972).

The earliest changes observed in the Bornova Melange involves isochemical metamorphism of thinly interlayered shale and carbonate units to fine grained banded hornfels which reflect the compositional control. Flysch matrix have been metamorphosed to albite-epidote hornfels within a 500 m wide aureole (Fig. 1). Amphibole, epidote with lesser amounts of pyroxene are the principal calc-silicate minerals of the hornfels initiating the conditions of the metamorphism into hornblende-hornfels facies. Varying amounts of quartz, calcite, chlorite, titanite and leucoxene are also present. Locally, gold has been found in economic concentrations in hornfels.

Mineralization due to intense hydrothermal activity represented by a vein system associated with multistage brecciation, stockwork zone, alteration, and polymetallic precious metal deposition. The homogenization temperatures indicate deposition of ore in epithermal environment distant from a buried magmatic heat source (Oyman, 2000).

The vein system is emplaced along a NW-SE oriented main fault system that the rhyolitic intrusions crop out.

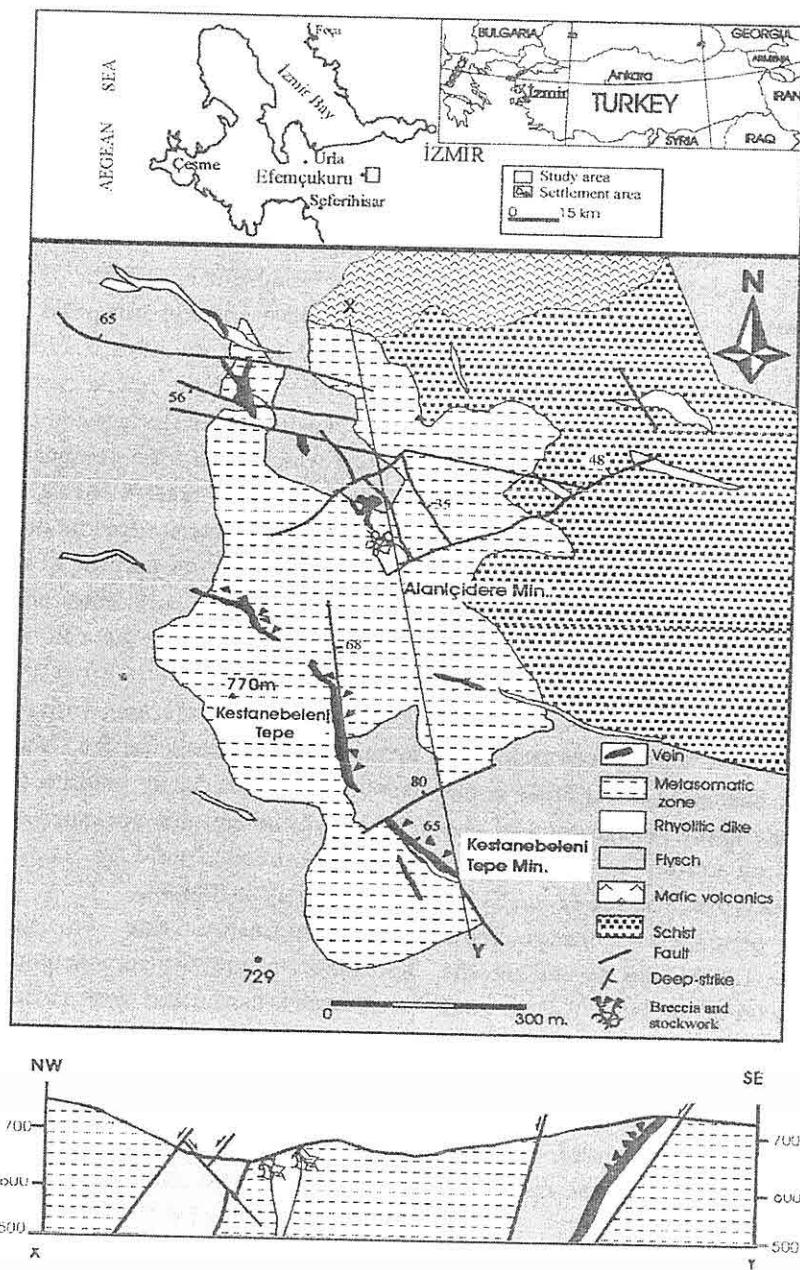


Figure 1. Geological map and cross section show the disposition of ore bodies in Esemçukuru area.

*MINERAL ASSOCIATION AND SIGNIFICANCE OF THE EFEMÇUKURU
EPITHERMAL GOLD DEPOSIT, İZMİR-TURKEY*

Efemçukuru was discovered by Turkish Geological Survey (MTA) in the 1980s during the regional precious metal evolution of the base of old diggings and quarries in Western Anatolia. Following the drilling and sampling programme, MTA turned over the rights of the area to Tüprag Metal Madencilik San. ve Tic. Ltd. Sti., a wholly owned subsidiary of Eldorado Gold Corporation. The property, has been held by Tüprag since 1992. To date, feasibility studies have been done by Tüprag through a programme of geologic mapping, trenching, rock, soil and stream sediment sampling. On the base of announcements in official web site of Eldorado Gold Corporation, the Efemçukuru mineral resource in the Kestanebeleni structure, is estimated to contain approximately 2,419,200 tonnes of gold at a grade of 14.44 g/t, or 1,088,100 ounces. Ore reserves within the deposit have been classified at 1,810,600 tonnes with a grade of 13.31 g/t or approximately 774,800 ounces. The planned mine production rate is 250,000 tonnes per year to recover an average 87,000 ounces of gold annually. The operating life of the mine, based on the presently known resource, is expected to be 10 years.

4. MINERALIZATION AND ASSOCIATED HYDROTHERMAL ALTERATION

The three distinct mineralising hydrothermal systems in the Efemçukuru area include Alaniçidere, Kestanebeleni Tepe and numerous small sulphide rich

gold poor veins. In Alaniçidere the stockwork zones are hosted either by rhyolitic dome shape small intrusions and associated dykes or adjacent metasomatized shale of the flysch matrix. Rhyolite host rock is crosscut by quartz veins and in direct contact with stockwork zone. In Kestanebeleni Tepe syn-mineralization faulting and associated brecciation is triggered hydrothermally as a result of fluid overpressuring. A variety of hydrothermal replacement and vein minerals occur in both Alaniçidere and Kestanebeleni Tepe.

4.1. Alaniçidere Mineralization

4.1.1. Hydrothermal Minerals

Following the emplacement of rhyolitic intrusions in the subvolcanic environment due to the initial overpressuring of the volatiles, the intrusions and wall rocks acquired stockwork mineralisation. In rhyolitic rocks, three different types of veinlets in the calc-silicate paragenesis could be identified as:

(1) early stage veinlets (V1), a few millimetres in maximum width that consist of pyroxene, axinite, epidote, secondary amphibole, arsenopyrite, chalcopyrite and pyrite (Figure 2A).

(2) veinlets (V2) which crosscut the precedent with widths up to 2 cm, exhibit concentric structures from rim to core with amphibole-epidote, axinite, rhodonite and quartz ,

(3) late stage concentric veins that are thicker than 4 cm and mainly filled by rhodonite, axinite and quartz from rim to core. Oxidation due to weathering

produced manganoxides and changed the colours of these veinlets to black on the surface.

Stockwork in wall-rock shales consists of a dense network of quartz, axinite, rhodonite and quartz impregnations. Axinite is the latest calc-silicate mineral of the stockwork in Alaniçidere. Apart from the veinlets in stockwork, axinite also occurs as a replacement mineral in the wallrock slices inbetween the veinlets of the stockwork. Alternation of quartz, rhodononite, axinite bands with lesser amounts of adularia forms a network of subparallel coalescent anastomasing veinlets (Figure 2B). Late stage pyrite is always associated with hydrothermal minerals, especially with axinite and quartz (Figure 2C).

4.1.2. Ore Minerals

The ore minerals are concentrated essentially as stockwork and disseminated type mineralization in this part of the deposit. The stockwork zone has been developed due to ore associated silica precipitation following the second boiling of the hydrothermal system, which was triggered by the rhyolitic intrusions. Ore minerals are mainly disseminated as fine grains in the stockwork of the pelitic rocks of flysch.

Pyrites are observed as broken euhedral to anhedral crystals. The intergrowth of pyrite crystals and host rock inclusions in pyrites, are common ore textures. Sphalerite and galena crystals are included in pyrite crystals which represent the later ore bearing fluids. Pseudomorph goethite

crystals, which are weathering product of early stage anhedral pyrite, are replaced by siderite due to carbonate rich weathering processes. Sphalerite is the most common ore mineral after pyrite and it has been observed in two different mineralogical features. The early sphalerite (I) contains randomly oriented crystals of chalcopyrite and pyrrhotite in different sizes and shape. Textural relations suggest that the pyrrhotite is a replacement product of chalcopyrite. Chalcopyrite crystals contain bismuth sulphosalts and carbonate crystals. Sphalerite II that precipitated later does not contain more than 5% inclusions. Smithsonite is present as a weathering product either surrounding haloes or in fracture fillings of sphalerite II. Fahlore group minerals are common in small amounts. In places they intergrow with chalcopyrite and other sulphides (Figure 2D). Signs of corrosion and surrounding of chalcopyrite by Fahlore group minerals are widespread, suggesting the later deposition of Fahlore group minerals.

In Alaniçidere, veins and associated breccia are enclosed by stockwork-type mineralization. In pyrite dominated quartz veins, pyrites are observed as disseminated subhedral to anhedral crystals in silica cement that binds clasts. Pyrites is replaced by sphalerite and galena respectively. Rutile is observed as either within or enclosed by pyrite crystals. In sulphide-rich parts of the veins, beside pyrite, galena is the most abundant mineral with sphalerite. Pyrite filled the fissures in silica forming rod

**MINERAL ASSOCIATION AND SIGNIFICANCE OF THE EFEMÇUKURU
EPITHERMAL GOLD DEPOSIT, İZMİR-TURKEY**

shape crystals that have undergone cataclasis by the late deformation.

4.2. Kestanebeleni Tepe Mineralization

4.2.1. Hydrothermal Minerals

In polygenetic hydrothermal vein breccia the matrix of manganaxinite-tinzenite, rhodonite, rhodochrosite, quartz, and calcite association binds the clasts. The matrix supported breccia consists of volcanic rock, shale-sandstone and ore clasts (Figure 2E). In addition to this type, some breccia comprise rhodonite, axinite and quartz clast with matrix silicified rock flour, due to its late stage origin in formation history of the deposit. The clasts of the hydrothermal breccia are coated by alternation of manganaxinite-tinzenite, rhodonite, rhodochrosite, quartz and calcite bands to form cockade structures (Figure 2F). Disseminated ore-bearing breccia is crosscut by individual axinite and quartz bearing veins. Quartz is of varied colours with different grain size. They occur most conspicuously in the banded formation. Vein with quartz in rims, axinite in core crosscuts the early-formed breccia. In wall rock hornfels quartz replaced 40 to 60 volume percent of the rock via replacement. Calcite is an abundant carbonate with rhodochrosite in concentric and banded vein formations. Calcite bands of the concentric structures are replaced by euhedral crystals of manganaxinite and in some parts Mn bearing minerals as rhodonite, rhodochrosite, and manganaxinite-tinzenite have been weathered mainly to manganese oxides. The totally oxidized

surface of the veins consists of quartz, amorphous manganese wad and iron oxides. Manganese oxides are abundant as fillings, coatings and in between quartz bands where rhodonite is oxidized in alternation of banded structures. In the oxidized zone, in manganese oxide veinlets, psilomelane usually accompanies manganite and is also coated by manganite. Pyrolusite is observed as coarse lamelleas, which are surrounded, by psilomelane, manganite and or iron oxides with concentric gel textures. Psilomelane is the most common manganese oxide, which is coated by goethite and other Fe-oxides in supergene oxidation zone material (Figure 2G).

Hematites are observed as leaf, needle-shape structures and also formed as veins and veinlets. They essentially changed to siderite and goethite. Goethite occurred as intergrowths with lepidocrocite where they partly replaced them. Visible gold is also associated with the oxide paragenesis indicating enrichment by supergene processes (Figure 2H).

4.2.2. Ore in Hydrothermal Breccia

It is possible to determine the ore minerals in three different parts of the breccia. In the hornfels fragments of the breccia, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena and subordinately leucoxene are the most abundant minerals as disseminations and fracture fillings. Early stage pyrites contain silicate minerals and are also replaced by galena and sphalerite.

In ore fragments of the breccia, sphalerite replaced pyrite and is replaced

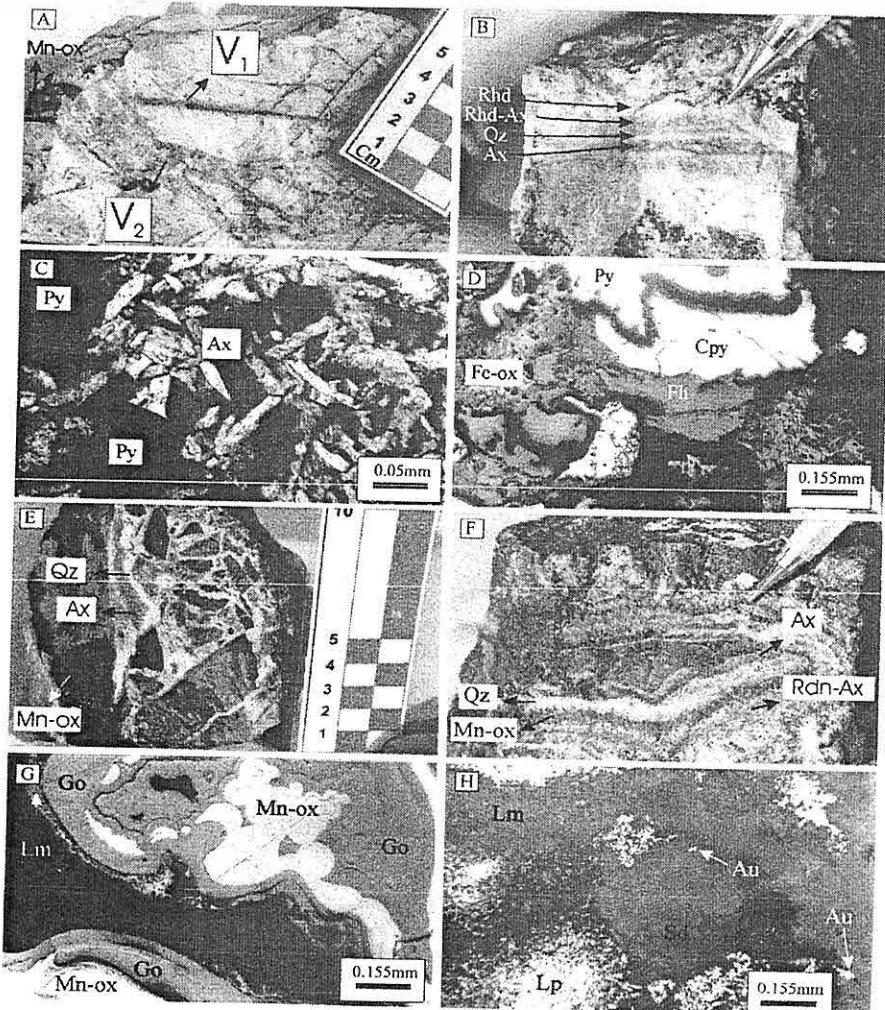


Figure 2. A. Early stage veinlets (V₁) crosscut by the veinlets (V₂) 2B. Alteration of quartz (Qz), rhodononite (Rhd), axinite (Ax) bands with lesser amounts of adularia 2C. Late stage pyrite (Py) is with axinite and quartz. 2D. Fahlore groupminerals (Fh) intergrow with chalcopyrite (Cpy) pyrite and Fe oxides.(Fe-ox) 2E. Hydrothermal vein breccia consists of volcanic rock, shale-sandstone and ore clasts. 2F. The cockade structures in Kestanebeleni vein. 2G. Manganese oxide (Mn-ox) which is coated by goethite (Go) and other Fe oxides in supergene oxidation zone. 2H. Visible gold is also associated with the oxide (Lm: Limonite; Lp: Lepidocrosite; Sd:Siderite) paragenesis indicating enrichment by supergene processes.

*MINERAL ASSOCIATION AND SIGNIFICANCE OF THE EFEMÇUKURU
EPITHERMAL GOLD DEPOSIT, İZMİR-TURKEY*

by galena. Fahlore group minerals are observed in minor amounts as late ore phase. Disseminated, fine, chalcopyrite crystals are oriented in some parts in coarse sphalerite crystals. The silica cementation of the breccia also contains appreciable amounts of sphalerite, pyrite, galena, and chalcopyrite. Reflection observations indicate that Fe-rich sphalerite includes chalcopyrite and pyrrhotite crystals.

In Kestanebeleni Tepe, following the intrusion of the rhyolitic dykes, ore bearing hydrothermal fluids ascended via the same fracture zone crosscutting the rhyolites. Continued movement of the fractures during hydrothermal activity and mineralization gave rise to brecciation associated with the mineralized zones. The hydraulic and rotational brecciation is supported either by quartz or alternation of quartz, calcite, rhodonite, rhodochrosite, manganaxinite-tinzenite bands.

Most active geothermal systems are, therefore, expected to be undersaturated with respect to these phases, although they may locally precipitate in response to sudden increases in pH (e.g., during boiling). Mn-silicate minerals will tend to dissolve in solutions undergoing cooling, whereas rhodochrosite exhibits either prograde or retrograde solubility, depending on salinity. Manganese mobilized by hydrothermal fluids may travel considerable distances until contact is ultimately made with an oxidized environment, at which point Mn-oxide minerals will precipitate.

Both optical and ore microscopy studies suggest a paragenetic sequence divided in three main stages as metasomatic, hydrothermal and supergene stages (Figure 3). Stockwork-disseminated, vein-breccia, and late hydrothermal are substages of hydrothermal ore deposition due to major changes in P/T/X conditions of the hydrothermal fluids.

5. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The observations and data presented in this paper can be used to explain the conditions during prevailing vein deposition and associated alteration. The intrusions and postdated epithermal mineralization are both controlled by the NW-SE trending faults and mineralization occurs along strike and dips 60° to 80° to the northeast. Individual quartz veins associated with sulphide minerals and mineralized hornfels of hornblende facies are other important ore-bearing formations.

Based on the relatively high homogenisation temperatures (200-300°C) and salinities (0-9 eq.wt % NaCl) ore deposition took place in the upper limit of low sulphidation conditions (Oyman, 2000). Under these conditions in epithermal systems gold and silver are commonly transported as bisulphide complexes, and base metal sulphides as chloride complexes. The relatively high base-metal grade of the mineralization confirmed that the mineralising fluid had relatively high salinity and low pH (Hedenquist and Lowenstern, 1994).

	Metasomatic	Hydrothermal Stage			Supergene alteration
		Disseminated veinlets	Stockwork& disseminated	Vein&breccia	
Clinopyroxene			- - -		
Amphibole		- - -	- - -		
Plagioclase	- - -	- - -			
Epidote	- - -	- - -			
Leucoxene				- - -	
Rutile-Anatase				- - -	
Chlorite	- - -			- - -	
Rhodochrosite		- - -	- - -		
Rhodonite		- - -	- - -		
Manganaxinitie	- - -			- - -	
Calcite		- - -	- - -		
Quartz				- - -	
K-feldspar			- - -	- - -	
Clay					- - -
Arsenopyrite		- - -	- - -		
Pyrite					
Pyrrhotite			
Chalcopyrite	- - -	- - -	- - -		
Bornite			
Fahlore Group			
Sphalerite			
Galena		- - -	- - -	- - -	
Gold			
Covellite					- - -
Malachite-azurite					
Cerrusite					
Smithsonite					
Mn-oxide					
Fe-oxide					
Siderite					

Figure 3. Paragenetic succession of the Esemçukuru deposit: mineralogical evolution of deposition with time.

**MINERAL ASSOCIATION AND SIGNIFICANCE OF THE EFEMÇUKURU
EPITHERMAL GOLD DEPOSIT, İZMİR-TURKEY**

Platy calcite and adularia are the common hydrothermal minerals in upper levels of epithermal systems this is due to boiling, gas loss and cooling (Simmons and Browne, 2000). Ascending CO₂-rich, steam-heated waters are incorporated into cool ground waters at shallow depths and result in the formation of low temperature clays and carbonates at the top of the epithermal systems (Hedenquist, 1990; Hedenquist and Stewart, 1985; Simmons and Browne, 2000). During boiling and fluid mixing processes in the upper part of the system the salinity decreased, the gas content of the mineralising fluid increases to give rise deposition of Au. Due to boiling apart mangan silicates; calcite and K-feldspar also form in the veins by the sudden increase of pH. If leached Ca from the wallrocks could not fixed by relatively low or depleted CO₂ content of this late stage evolved fluids and gave rise to occur axinite as a widespread calcium-silicate of the late hydrothermal stage.

Extensive lateritic alteration has been developed due to supergene processes. The weathered zone destabilization of rhodonite at low temperatures gave rise to form manganese oxides and clay associated with limonite derived from mainly pyrite. Gold is concentrated as micronugget enclosed in iron oxides and elevated the average gold grade in the supergene zone.

6. REFERENCES

- Andiç, E. and Esder, T., 1981. *Geological report of the Pb-Zn-Cu-Mn Mineralisation in İzmir-Efemçukuru-Kavacık. Mineral Res. and Exp. Gen. Dir.* Of Turkey, Ankara, report.
- Ataman, G. 1975. *Plutonisme calc-alkalin d'age Alpin en Anatolie du nordouest. C.R. Acad. Sc. Paris: D* 280, 2065-2068.
- Bingöl, E. 1976. *Geotectonic evolution of Western Anatolia. Bull. Min. Res. Exp. Inst. Turk.* 86, 14-35.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., and Mazzuoli, R., 1972. *Geochronology and Petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (Western Anatolia and Leshos Islands). Bul. Volc. XXXVI* 3, 473-496.
- Erdoğan, B., 1985. *Stratigraphic and structural features of the Bornova Melange. Geol. Cong. Turkey, Chamber of Geol. Eng. Turkey, p.14.*
- Hedenquist, J.W., 1990. *The thermal and geochemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system. New Zealand. Geothermics* 19, 151-185.
- Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J.B. 1994. *The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature* 370, 519-527.
- Hedenquist, J.W. and Stewart, M.K., 1985. *Natural CO₂ rich steam heated waters at Broadlands, New Zealand: Their chemistry, disturbance and corrosive nature. Geothermal Resources Council Annual Meeting Transactions*, 9, 245-250.
- Krushensky, R.D., 1976. *Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yeşiller area. Northwest Anatolia, Turkey. Bull. U.S.A. Geol. Survey.* 1461, 1-72.
- Oyman, T. 2000. *Kalsik bor – silikatların duraylılığının deneysel*

- incelenmesi; Ege Bölgesi (Türkiye) hidrotermal mineralizasyon sistemlerine uygulanması. Doktora tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir- Türkiye.
- Pıskin, Ö., Delaloye, M. and Fontignie, D. 1983. Données pétrochimiques et géochronologiques sur le magmatisme de la péninsule de Bodrum. Sud-ouest de la Turquie. Eclogae geol. Helv. 76(2), 309-315.
- Savaşçın, M.Y. and Güleç, N. 1990. The relationship between magmatic and tectonic activities in Western Turkey. With examples from the coastal section. International Earth Sciences Colloquium On The Aegean Region. Abstracts.
- Simmons, S.F., and Browne, P.R.L. 2000. Hydrothermal minerals and precious metals in the Broadlands-Ohaaki geothermal system: Implications for understanding low-sulfidation epithermal environments. Econ. Geol. 95, 971-1000.

MINERALOGY OF KURTULMUŞ IRON DEPOSIT – AN EXAMPLE TO
THE SKARN-TYPE ORE DEPOSITS FROM EASTERN PONTIDES
(Giresun-NE TURKEY)

Emin ÇİFTÇİ

Niğde Ü., Jeoloji Müh. Bölümü, Niğde/Türkiye

Mithat VICİL

K.T.Ü., Gümüşhane Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, Trabzon/Türkiye

ABSTRACT: The Kurtulmuş iron deposit, located about 30 km south of Giresun (NE Turkey), is considered to be a calc-silicate Fe-skarn that is pyrometasomatically deposited along the contact zone of limestones and mafic volcanic rocks of Jurassic-lower Cretaceous age intruded by acidic igneous rocks of Paleocene age. The limestones and the mafic rocks are both metamorphosed by the intrusives, which are mainly granodiorite in composition. The ore deposit has a definite reserve of about 500 thousands tons with an average 45 wt % Fe content. Major primary ore minerals include pyrrhotite and magnetite along with varying amount of pyrite and chalcopyrite, accompanied by trace sphalerite. Presence of sphalerite is strictly associated with the chalcopyrite and to a lesser extent with pyrrhotite as exsolved bodies. Secondary ore minerals include covellite, hematite, limonite, lepidocrocite, goethite, and intermediate Fe-oxides-hydroxides. A second generation of pyrite intergrown with metastable marcasite is also present as a result of pyrrhotite weathering. Gangue minerals are mainly calcite and quartz. Primary intergrowth ore textures are mainly equigranular and porphyritic ore textures. Secondary ore textures locally become significant where weathering is intense, which include bird's eye, concentric, spheroidal, and colloform microtextures.

KURTULMUŞ DEMİR YATAĞININ MİNERALOJİSİ-SKARN TİPİ
YATAKLARA DOĞU PONTİDLERDEN BİR ÖRNEK

ÖZET : Giresun'un yaklaşık 30 km güneyinde bulunan Kurtulmuş demir yatağı, kalk-silikat demir skarn olarak kabul edilmiş olup, Jura-Alt Kretase yaşılı kireçtaşları ve mafik volkanik kayaçların, sokulum yapan Paleosen yaşı asidik kor kayaçlarla kontağı boyunca, pirometazomatik olarak yataklanmıştır. Kireçtaşları ve mafik kayaçların her ikisi de esas olarak granodiorit bileşimindeki sokulum yapan intrüsif kayaçlarca metamorfizmaya uğratılmışlardır. Maden yatağı %45 Fe tenörlü yaklaşık 500 bin tonluk kesin rezerve sahiptir. Ana cevher mineralleri pirotin ve magnetit olup, değişen miktarlarda pirit ve kalkopirit ile eser miktarında sfalerit bulunur. Sfalerit varlığı kusma kütteleri şeklinde sıkı sikiya kalkopirit ve daha az oranda pirotin ile ilişkilidir. İkincil cevher mineralleri kovelit, hematit, limonit, lepidokrosit, götit ve ara Fe-oksit hidroksitlerden oluşmaktadır. İkinci bir pirit jenerasyonu da, pirotinin bozulmasının bir

sonucu olarak metastabil markazit ile beraber büyümeye gösterir. Gang mineraller esas olarak kalsit ve kuvarstan oluşur. Birincil cevher beraber büyümeye dokuları genel olarak eş-daneli ve porfiritik cevher dokularıdır. İkincil cevher dokuları, ayırganın yoğun olduğu yerlerde yerel olarak önem arzeder ki bunlar kuş gözü, konsantrik, sferoidal ve koloform büyümeye dokularıdır.

1. INTRODUCTION

The study area covers about 4.5 km² and lies about 5 km southwest of the town of Dereli (Giresun-NE Turkey), which is located in the northwestern segment of the Eastern Pontide tectonic belt, approximately 28 km from the Black Sea coast (Fig.1). Although the area is easily accessible via the Giresun-Dereli road, the ore deposit crops out on very steep slopes of the Eastern Pontide mountains, where access is extremely difficult and somewhat limited. This iron mineralization is known since long, however, noteworthy investigations have been carried out between 1974 and 1976 by M.T.A. (Van, 1977).

The Eastern Pontide tectonic belt is one of the four major tectonic units making up Anatolia (Ketin, 1966; Ketin and Canitez, 1972). This belt has a very complex volcanic island arc structure resulting from Cimmeride and Alpine orogenic events (Şengör, 1987). Although the region is well-known for its Kuroko-type volcanogenic massive sulfide deposits (VMS) and mesothermal to epithermal vein-type deposits, which are dominantly of Late Cretaceous age, it also contains a significant number of skarn-type mineralizations. However, they didn't receive much attention to date due mainly

to their mineral contents and their sizes. The skarn mineralizations are closely associated with the granitoids showing an east-west trending arcuate distribution in the region (Fig. 2).

Processes including recrystallization, replacement, alteration, and mineralization occurring near the contacts of acidic igneous bodies intruding particularly carbonate-bearing rocks or accompanied by regional metamorphism are termed as contact metamorphism, igneous metamorphism, pyrometamorphism, and pyrometasomatism. Although these terms can be interchangeably used for one another in a broad sense, each of these is rather used to emphasize certain aspects of the whole event such as pyrometamorphism that highlights mineralogical and/or chemical changes due mainly to the thermal effects. The term skarn, originally referring to amphibole host rocks in the Swedish magnetite deposits, should be preferred because it does not bear any genetic implications (Einaudi et al., 1981; Einaudi, 1982a and b). Although most economically significant skarn deposits are associated with younger intrusions, particularly of Mesozoic age, they can occur from Precambrian to Late Tertiary,

MINERALOGY OF KURTULMUŞ IRON DEPOSIT – AN EXAMPLE TO THE SKARN-TYPE ORE DEPOSITS FROM EASTERN PONTIDES (GIRESUN-NE TURKEY)

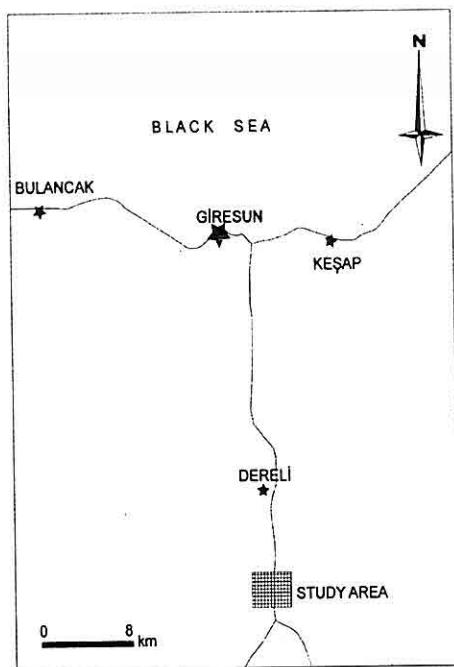


Figure 1. Location map of the study area.

and may form within a large variety of geological settings. However, it appears that orogenic belts are more favorable than any other environments (Einaudi and Burt, 1982).

Skarn-type mineralizations have been known as a distinct kind of ore mineral deposition for about 100 years, and the related concepts date almost 80 years back (Burt, 1982). However, discussions on the terminology and formation mechanisms don't appear to come to an end. The skarn deposits are primarily mined for tungsten. However, they are also major sources for tin, copper, molybdenum, zinc, and iron. Some are mined for cobalt, gold, silver, lead, bismuth, beryllium, boron, graphite, asbestos, wollastonite, magnetite,

phlogopite, talc, and fluorite either as a major phase or as a by-product (Einaudi et al., 1981).

Fluid inclusion and isotope investigations indicate that skarn deposits are closely associated with porphyry-type deposits. Formation temperatures range between about 200°C and 600°C and ore-forming fluids are hypersaline magmatic fluids and convecting groundwaters. However, some extreme examples were also reported such as salinities higher than 50 wt. % NaCl equivalent, and formation temperatures above 700°C (Kwak, 1986).

This study intends to determine the ore mineral paragenesis of Kurtulmuş, to explain the formation of the ore mineral microtextures, and to classify the deposit according to the available data and to propose a model outlining the successive events leading to the formation of this deposit.

2. GEOLOGIC SETTING

2.1. Regional Setting

The Pontides, an east-west trending orogenic belt, are composed of three segments, the Western, the Central, and the Eastern Pontides, which all have distinct lithologies and tectonic histories. First two sectors of the Pontides are out of this paper's scope. However, great number of investigations are available on those two including Dewey et al., 1973; Şengör, 1979a and 1979b; Burchfield, 1980; Şengör and Yılmaz, 1981; Görür et al., 1983; Şengör et al., 1984; Şengör, 1987; Görür, 1988; Sarıbudak et al., 1989;

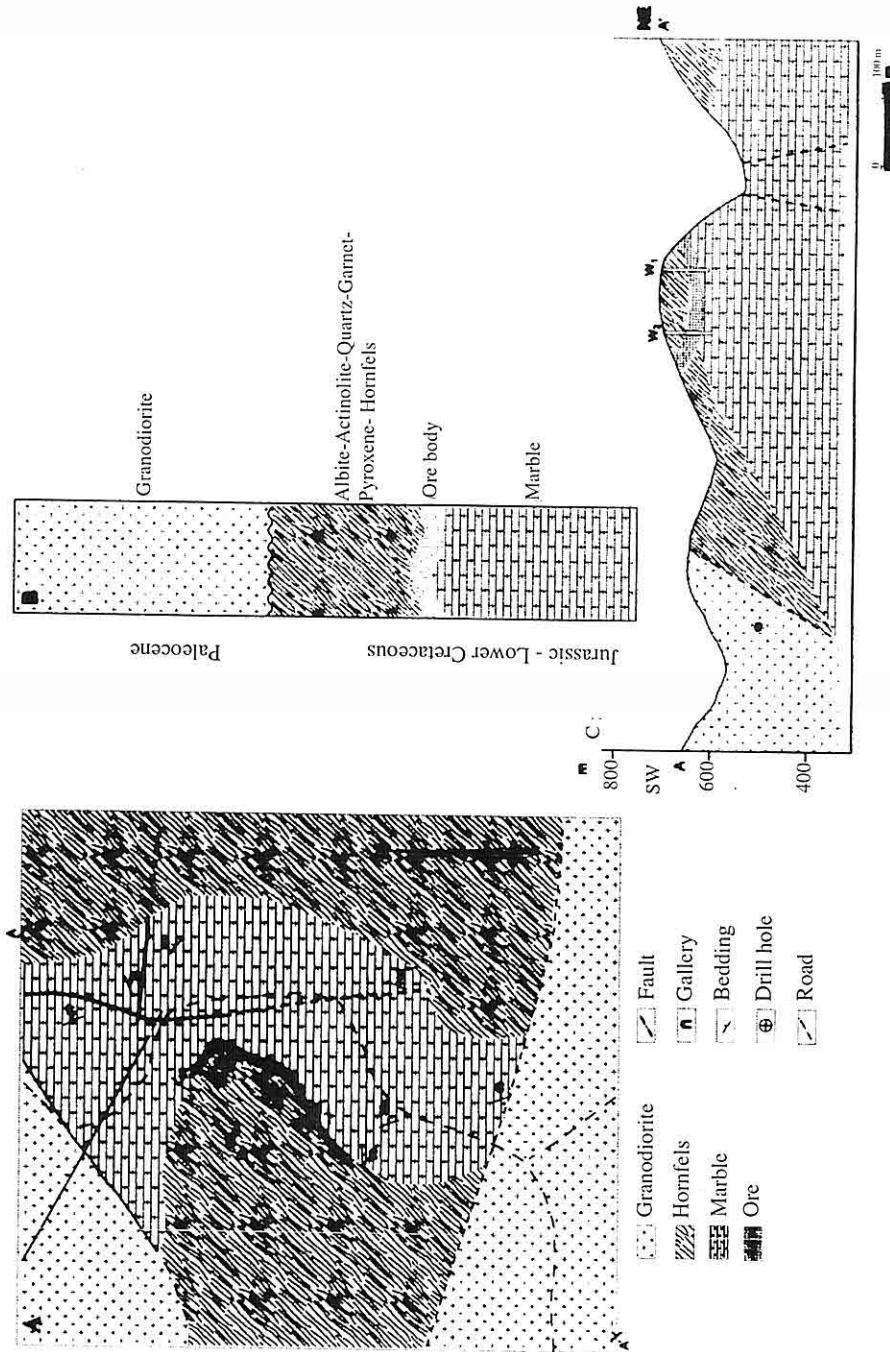


Figure 2. (A) Generalized geologic map of the Kurtulmuş area (modified from Van, 1977); (B) columnar section showing ore-host rock stratigraphic relationship; (C) SW-N through section the shape of the ore body.

MINERALOGY OF KURTULMUŞ IRON DEPOSIT – AN EXAMPLE TO THE SKARN-TYPE ORE DEPOSITS FROM EASTERN PONTIDES (GIRESUN-NE TURKEY)

Derman, 1990; Kaya, 1991; Şengün, 1993; Okay et al., 1994; Channel et al., 1995; Yılmaz et al., 1995; Genç and Yılmaz, 1995; and Yılmaz et al., 1997.

The oldest rocks of the eastern Pontides are Devonian-Early Carboniferous metamorphic rocks and the Gümüşhane granite of Permian age intruding them. Their areal distributions are limited to a few windows mainly in the southern part of the region. Although the region is predominated by the volcanic rocks, sedimentary rocks are also present varying from Carboniferous-early Permian to Oligocene-Miocene in age. However, the igneous rocks intruded the volcanic and the sedimentary units in at least three major pulses in the region (Moore et al., 1980).

The Jurassic-Lower Cretaceous volcanic complex, which known as the Lower Basic Volcanic Complex (LBVC) in Turkish literature, discordantly overlies the metamorphic rocks of the basement. This complex consists mainly of basalt, basaltic agglomerates, locally spilitized basalts, andesite, andesitic agglomerates, and intermediate to basic tuffs. Locally, intercalated marble or crystalline limestone lenses occur within the complex, and they usually host skarn mineralizations along their contacts with the younger intrusives.

The LBVC is overlain by Late Dogger-Malm-Early Cretaceous carbonates. These carbonates are neritic and have widespread occurrences. Thus, they are a marker unit (Pelin, 1977; Ağar, 1977).

Two major granitoid emplacements

occurred between Early and Late Cretaceous. These are the Artvin granitoid in the easternmost corner of the region (Van, 1990), and the Harşit granitoid in the western part of the Eastern Pontide tectonic belt (Gedikoğlu, 1978; Köprübaşı, 1993). Late Cretaceous-Early Eocene units are the most widespread occurring rocks in the Eastern Pontides and formed by basic and felsic rocks. They predominantly crop out along the Black Sea coast. The felsic volcanic rocks, known as the "mineral-bearing dacites" are of particular interest due to their close association with the region's volcanogenic massive sulfide deposits and some of the vein-type mineralizations. This volcanic complex is overlain by a barren dacite (regionally known as the purple dacite)-marl-limestone (locally mudstone) sequence of Maastrichtian-Paleocene age. The major intrusions occurred mostly during this time. They are dominantly hornblende-biotite granodiorites, and quartz diorites by normative compositions and generally calc-alkaline (Çoğulu, 1975; Gedikoğlu et al., 1979; Moore et al., 1980; Tokel, 1981; Bektaş, 1983; Tokel, 1989; Van, 1990; Gedik et al., 1992; Yalçınalp, 1992; Köprübaşı, 1993; Yılmaz, 1995; Yılmaz and Boztuğ, 1996; Yılmaz and Boztuğ, 1997; Çiftçi, 2000).

Middle-Upper Eocene of the region is represented by basaltic-andesitic rocks and intercalated sedimentary rocks. These rocks are known as the Upper Basic Volcanic Complex (UBVC). The Oligocene-Miocene has very limited occurrence in the region. In addition to a

few narrow windows, the largest exposure occurs in the southern zone of the eastern Pontides. The sequence is mainly composed of marls, siltstones, mudstones, sandstones, and gypsum interbeds of limited extent.

3. DISTRICT GEOLOGY

The study area is located in the northwest portion of the eastern Pontide tectonic belt where general stratigraphy of the region is well-represented. Marbles crop out largely along the north-south trending Aksu creek (Van, 1977) (Fig. 3). This unit is of Jurassic-Early Cretaceous age according to the regional stratigraphy. Layering is rare and where present, it strikes NW-SE and dips 35-70°. Granodiorite intrusion has metamorphosed the limestones. The unit highly fractured and is white, but it also has greenish tints where it is mineralized. Locally, the unit is cut by the andesite dykes of late Cretaceous age. Occasional pyritization was also observed near the fractures and dykes. Contact metamorphic rocks consisting of ferroactinolite-, albite-, quartz-, mica-, garnet-, and pyroxene-hornfels overlie the marbles. Based upon the regional stratigraphy, this investigation suggests that the marbles could be a large truncated and unreplaceable remnant of carbonate rocks enclosed within the Jurassic-Early Cretaceous LBVC. The hornfelsic rocks are somewhat coarse grained and light colored in the north of the study area, and darker and fine grained in the south. Pyrite veins and veinlets are common within the

complex. Granodiorite is the youngest in the area. Presence of magnetite disseminations along with epidote and albite crystals filling the fractures is also noteworthy with respect to the relationship between the ore deposition and the composition of granodiorite emplacement. Although not common, local arenite formations are also observed. Moore et al. (1980) determined the intrusion's age as 78.3 ± 1.5 my through radiometric measurements (K-Ar method).

4. MATERIAL AND METHOD

Samples examined were collected from an exploration trench. They are considered to be representative for major ore types occurring in the deposit. Polished sections were prepared for both Reflected Light Microscopy (RLM) (University of Missouri-Rolla/USA) and Electron Probe Microanalysis (EPMA) (University of Indiana/USA). Intergrowth ore textures were examined using RLM to identify the ore minerals and to determine ore mineral paragenesis. EPMA was employed to analyze sphalerite and pyrite crystals for selected elements. A representative split was also analyzed by Inductively Coupled Plasma (ICP) for its elemental composition (Acme Labs/Canada) and X-ray Diffractometry (XRD) (University of Missouri-Rolla/USA) was used for qualitative phase analyses. Transmitted Light Microscopy (TLM) was used to identify gangue minerals, rock-forming mineral assemblages, and microtextures of the rocks of interest.

MINERALOGY OF KURTULMUŞ IRON DEPOSIT – AN EXAMPLE TO THE SKARN-TYPE ORE DEPOSITS FROM EASTERN PONTIDES (GİRESUN-NE TURKEY)

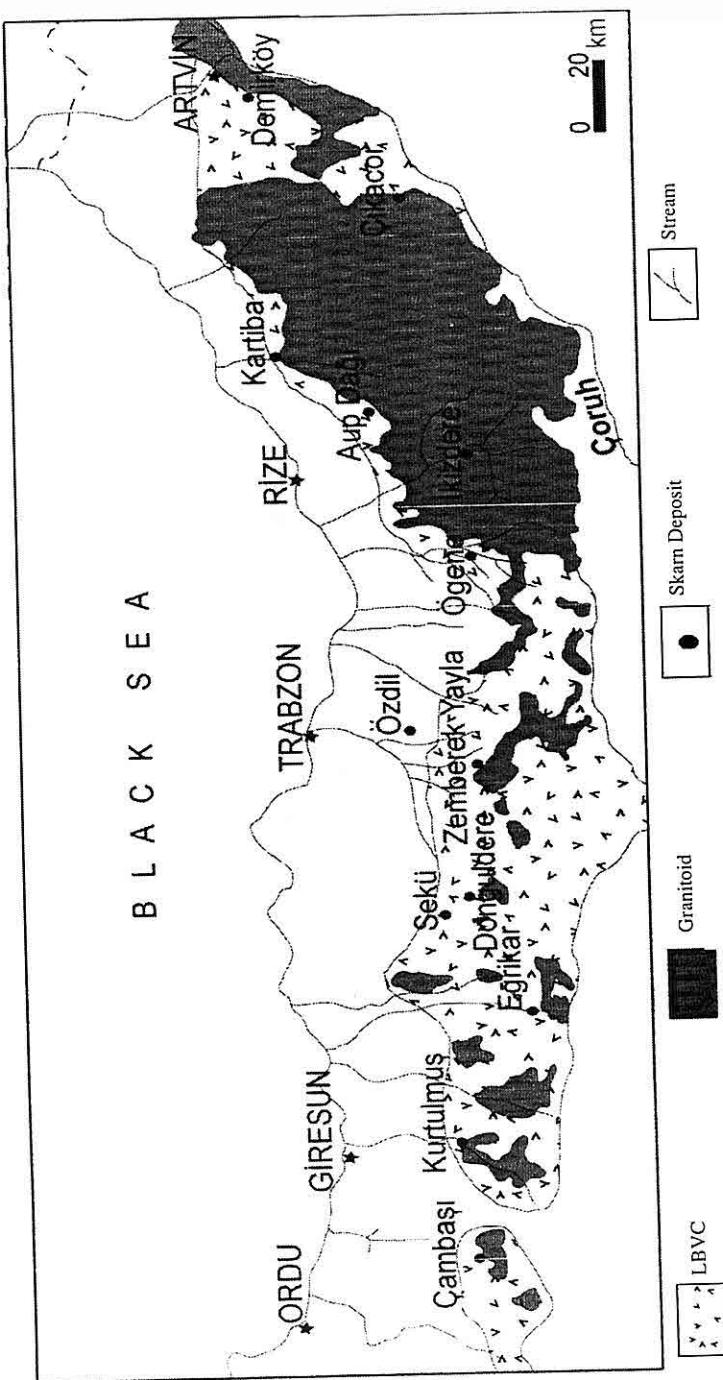


Figure 3. Major skarn occurrences in the Eastern Pontides (modified from Aslaner et al., 1975).

5. THE ORE DEPOSIT

5.1. Ore Body and Ore Mineralogy

Although the exact size of the ore body is not known to date, its height and thickness appear to be rather much constant at about 30 m and 15 m, respectively. The length of the mineralized zone is not known because its continuation is interrupted by a normal fault striking NW-SE. The estimated length of the ore body is about 0.6 kilometer from the field observations and a number of through sections. The ore mineralization appears to be a concordant layer of an arcuate shape (Fig. 4). The ore shows somewhat gradual transition from the footwall rocks, as indicated by the presence of magnetite disseminations in the underlying hornfelsic rocks, but discontinues sharply at contact with the hanging wall rocks. It laterally terminates gradually in one direction and sharply by a fault in the other direction. Calculated definite reserve is about 500,000 tons with a possible reserve of 1 million tons (Van, 1977).

Pyrrhotite and magnetite are the major ore minerals observed in this deposit. They are accompanied by chalcopyrite and pyrite, which are not abundant everywhere. Sphalerite and covellite occur in trace quantities, the former is associated mainly with chalcopyrite and to a lesser extent, with pyrrhotite co-occurring with chalcopyrite. Latter is considered to be supergene in origin. A second generation of pyrite, typically fine-grained and forming intimate intergrowths with fine-grained marcasite, is also observed. Pyrite

(II) and marcasite are present as alteration products of pyrrhotite. Hematite, limonite, lepidocrocite, goethite are the principle secondary Fe-oxides along with intermediate Fe-oxide-hydroxide phases. Quartz and calcite are the major gangue minerals. A dozen Ca-Fe-Mg-silicate phases were also determined using XRD and TLM (Table 1).

EPMA analyses indicated that the sphalerite inclusions are mainly Fe-rich (5-10 wt %) and pyrite contains significant amounts of cobalt up to 1 wt %. Table 2 lists the elemental composition of a representative split by ICP. Gold and silver analyses were carried out through fire assay.

5.2. Intergrowth Ore Textures

The primary ore textures, the simple granular and the mosaic intergrowth ore textures are well developed in the major ore phases. With exception of large euhedral pyrite crystals, which can be considered as porphyroblastic, the other major ore minerals occur in equigranular forms. Sphalerite is the only phase occurring as exsolved bodies within chalcopyrite and pyrrhotite hosts. Secondary ore textures include bird's eye, concentric, spheroidal, rim, and colloform banding. Alteration of pyrrhotite to a number of secondary ore phases and chalcopyrite to covellite gave rise to formation of diverse secondary ore textures. Fractures predominantly appear to facilitate alteration of the primary sulfide phases. Marginal alteration of those primary sulfides is of secondary

MINERALOGY OF KURTULMUŞ IRON DEPOSIT – AN EXAMPLE TO THE SKARN-TYPE ORE DEPOSITS FROM EASTERN PONTIDES (Giresun-NE TURKEY)

Table 1. Minerals determined in the Kurtulmuş skarn mineralization through a number of analytical techniques.

Mineral ↓	Method →	RLM	TLM	XRD	EPMA / SEM
Chalcopyrite (CuFeS_2)	X			X	
Pyrite (FeS_2)	X			X	
Pyrrhotite (Fe_{1-x}S)	X			X	
Sphalerite (ZnS)	X				X
Magnetite (FeFe_2O_4)	X			X	
Hematite (Fe_2O_3)	X				
Marcasite (FeS_2)	X			X	
Covellite	X				
Goethite	X				
Lepidocrocite	X				
Quartz (SiO_2)		X		X	
Calcite (CaCO_3)		X			X
Montmorillonite					
($\text{Ca}_{0.2}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$)				X	
Muscovite ($\text{K}(\text{Mg},\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$)		X		X	
Ferroactinolite ($\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$)					X
Epidote		X			
Garnet		X			
Albite		X			
Biotite		X			
Diopside		X			
Sericite		X		X	
Orthoclase		X			
Plagioclase		X			

significance. Figures 4a through f show common ore textures in the deposit.

5.3. Summary and Conclusions

The Kurtulmuş deposit, located about 30 km south of the Black Sea coast, was classified by this investigation as a calc-silicate Fe-skarn due to its host rock

association and major ore mineral contents. The ore is deposited along the contact of limestones and mafic volcanic rocks of Jurassic-Lower Cretaceous age that are intruded by the granodiorite of Paleocene age. The ore body has a concordant arcuate shape and a size of about 600 m x 30 m x 15 m. Its definite

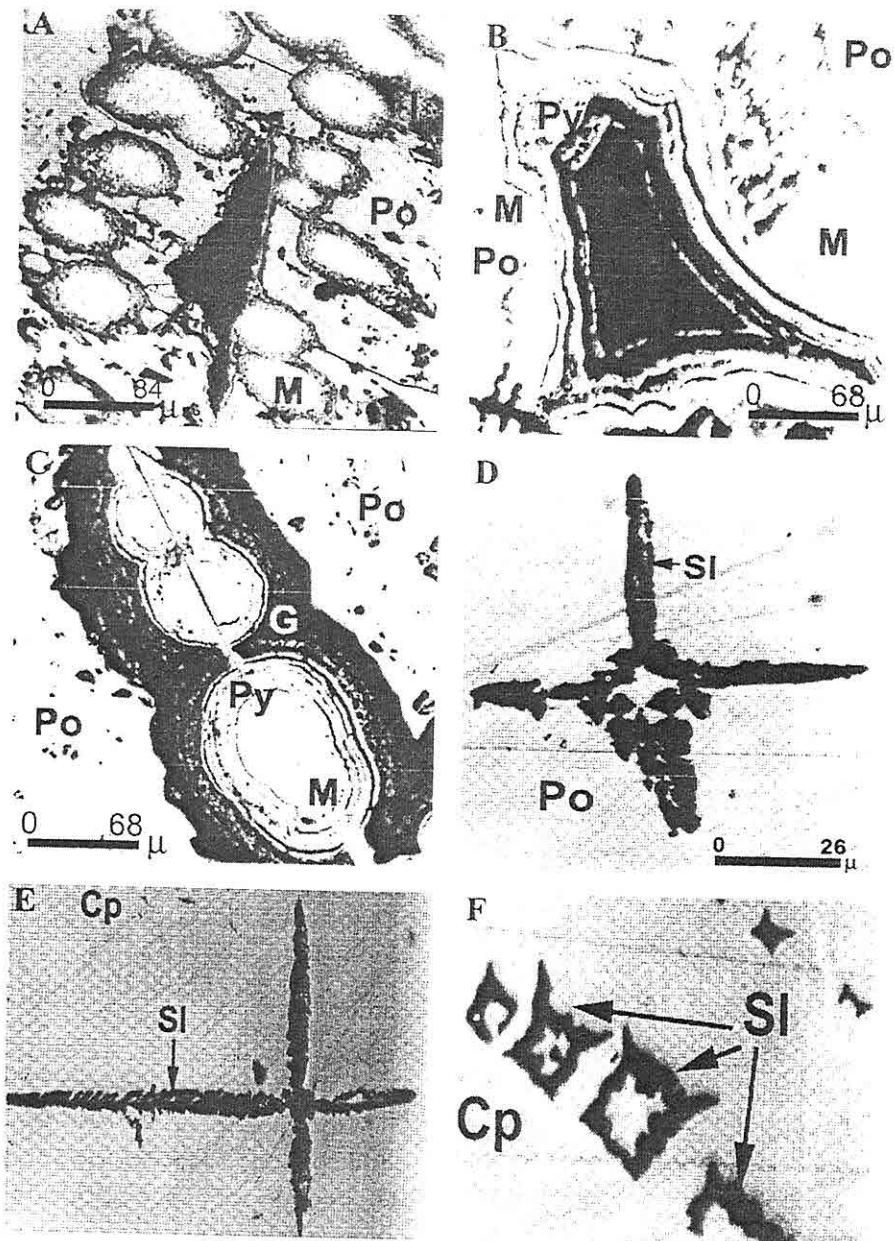


Figure 4. Bird's eye texture developed by marcasite (M) as a result of pyrrhotite (Po) weathering (A and C); concentric growth bands formed by marcasite and pyrite (Py) after pyrrhotite alteration; exsolved sphalerite (SI) bodies in chalcopyrite (Cp) and pyrrhotite hosts.

MINERALOGY OF KURTULMUŞ IRON DEPOSIT – AN EXAMPLE TO THE SKARN-TYPE ORE DEPOSITS FROM EASTERN PONTIDES (GIRESUN-NE TURKEY)

Table 2. ICP analysis of a representative sample for elements of interest (gold and silver by fire assay; analyses by Acme Labs, Canada).

FE (%)	Cu (%)	Mo (%)	W (%)	Sn (%)	Pb (%)	Co (%)	Mn (%)	As (%)	Sb (%)	Bi (%)	Ag (ppm)	Au (ppm)
45.5	0.37	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	<0.01	0.1	0.006	0.01	18	0.68

reserve is about 500,000 tons with another 1 million tons of possible reserves. Major primary ore minerals include pyrrhotite and magnetite along with varying amount of pyrite, marcasite, and chalcopyrite accompanied by trace sphalerite. The sphalerite is strictly limited to chalcopyrite and to a lesser extent to pyrrhotite. Secondary ore minerals observed include pyrite (II), marcasite, covellite, hematite, goethite, limonite, lepidocrocite, and intermediate Fe-oxides-hydroxides. Gangue minerals are consist mainly of calcite and quartz. Analysis of microtextures of the ore minerals indicated that the primary sulfide phases show mainly simple granular and mosaic microtextures. Whereas, secondary ore textures are much complicated due to multi-step alteration processes. Hexagonal pyrrhotite converts to monoclinic pyrrhotite on the way to the formation of fine-grained pyrite plus marcasite mixture. It appears that this path is taken where weathering is not very pervasive. However, where it is pervasive, pyrrhotite alters directly to iron-oxides-hydroxides, which occur as rims surrounding pyrrhotite crystals. Fine-grained pyrite and marcasite spheroids are much prone to oxidation. Alternating pyrite, marcasite,

and iron-oxides-hydroxides layers form concentric spheroids or concentrically grown bands. Marginal weathering of pyrrhotite to pyrite and marcasite resulted in the formation of the so-called "bird's eye" textures. Micron-sized exsolved bodies of sphalerite in chalcopyrite and pyrrhotite host form spectacular figures including animal, human, plant, star, and combination of those (Figs. 4a-4f). Latter association is extremely unique occurrence and not reported in the literature to date.

6. REFERENCES

- Ağar, U., 1977. *Demirözü (Bayburt)-Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi*. İ.Ü. Fen Fak., Ph.D. Thesis (Unpublished), İstanbul, Turkey.
- Aslaner, M., Van, A., and Yalçılپ, B., 1995. General Features of the Pontide Metallogenic Belt. In: Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E., and Örenç, S. (Eds.), *Geology of the Black Sea Region. General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers*, pp. 209-213, Ankara, Turkey.
- Bektaş, O., 1983. *Kuzeydoğu Pontid mağmatik yayında I tipi granitler ve jeotektonik konumları*. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Tektonik Kurultayı Bildiri Özeti Kitabı, pp. 49-50.

- Burchfield, B.C., 1980. East European Alpide system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. *Tectonophysics*, v. 63, p.31-66.
- Burt, D.M., 1982. Skarn deposits: Historical Bibliography through 1970. *Econ. Geol.*, v. 77, pp. 755-763.
- Channel, J.E.T., Tüysiiz, O., Bektaş, O., and Şengör, A.M.C., 1995. Jurassic-Cretaceous paleomagnetism and paleogeography of the Pontides (Turkey). *Tectonophysics*, v. 15, no. 1, p. 201-212.
- Çiftçi, E., 2000. Mineralogy, Paragenetic Sequence, Geochemistry, and Genesis of the Gold and Silver Bearing Upper Cretaceous Mineral Deposits, Northeastern Turkey. Ph.D. Dissertation (Unpublished), University of Missouri-Rolla, Missouri, U.S.A.
- Çoğulu, E., 1975. Gümüşhane ve Rize bölgelerinde petrografik ve jeokronometrik araştırmalar. İ.T.Ü. Kütüphanesi, sayı 1034.
- Derman, A.S., 1990. Batı Karadeniz bölgesinin genç Jura ve erken Kretasedeki jeolojik evrimi. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, Jeoloji, p. 328-339.
- Dewey, J.F., Pitman III, W.C., Ryan, W.B.F., and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *GSA Bull.*, v. 84, p. 3137-3180.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., and Newberry, R.J., 1981. Skarn Deposits. *Econ. Geol.*, 75th Anniversary Volume, pp. 317-391.
- Einaudi, M.T. and Burt, D.M., 1982. Introduction-Terminology, Classification, and Composition of Skarn Deposits. *Econ. Geol.*, v. 77, pp. 745-753.
- Einaudi, M.T., 1982a. Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, in Titley, S.R. ed., *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*. University of Arizona Press, p. 139-184.
- Einaudi, M.T., 1982b. General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America, in Titley, S.R. ed., *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*. University of Arizona Press, p. 184-210.
- Gedik, A., Ercan, T., Korkmaz, S. ve Karataş, S., 1992. Rize-Fındıklı-Çamlıhemşin arasında (Doğu Karadeniz) yer alan mağmatik kayaçların petrolojisi ve doğu Pontidlerdeki bölgesel yayılımları. *TJK Bull.*, no. 35, pp. 15-38, Ankara.
- Gedikoğlu, A., 1978. Harshit Granit Karmasığı ve Çevre Kayaçları. Asso. Prof. Thesis (Unpublished), Karadeniz Technical University, Trabzon, Turkey.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S., Özsayar, T., 1979. The main lines of geotectonic development of eastern Pontids in the Mesozoic era. *Geocomm I*, p. 551-581.
- Genç, Ş.C., and Yılmaz, Y., 1995. Evolution of the Triassic continental margin, NW Anatolia. *Tectonophysics*, v. 243, p. 193-207.
- Görür, N., Şengör, A.M.C., Akkök, R. ve Yılmaz, Y., 1983. Pontidlerde Neotetisin kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler. *TJK Bull.*, v. 26, no. 1, p. 11-20.

MINERALOGY OF KURTULMUŞ IRON DEPOSIT – AN EXAMPLE TO THE SKARN-TYPE ORE DEPOSITS FROM EASTERN PONTIDES (GIRESUN-NE TURKEY)

- Görür, N., 1988. Timing of opening of the Black Sea basin. *Tectonophysics*, v. 147, p.247-262.
- Kaya, O., 1991. Stratigraphy of Pre-Jurassic sedimentary rocks of the western parts of Turkey: Type area study, and tectonic considerations. *Newsletter of Stratigraphy*, v. 23, no. 3, p. 123-140.
- Ketin, İ., 1966. Anadolunun Tektonik Birlikleri. M.T.A. Bull. No: 66, 20-34, Ankara, Turkey.
- Ketin, İ. ve Canitez, N., 1972. Yapısal Jeoloji. İ.T.Ü. Kütüphanesi, no. 520, İstanbul, Turkey.
- Köprübaşı, N., 1993. Petrology and geochemistry of the Jurassic-Cretaceous magmatic rocks between Tirebolu and Harşit (Giresun). *TJK Bull.*, v. 36, pp. 139-50, Ankara (in Turkish).
- Kwak, T.A.P., 1986. Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits). *J. of Metamorphic Geology*, v. 4, p.363-384.
- Meinert, L.D., 1983. Variability of skarn deposits – Guides to exploration. in Boardman, S.J., ed., *Revolution in Earth Sciences*, Kendall-Hunt Publishing Co., p. 301-316.
- Meinert, L.D., 1989. Gold skarn deposits – Geology and exploration criteria. in Grooves, D., Keays, R. and Ramsay, R., eds., *Proceedings of Gold'88*, Econ. Geol., Monograph 6, p. 537-552.
- Moore, W.J., McKee, E.H., and Akinci, Ö. T., 1980. Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks in the Pontid Mountains, Northern Turkey. *European Copper Deposits*, pp. 209-216, Belgrade.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., and Görür, N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. *Geology*, v. 22, p. 267-270.
- Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) GD Yöreninin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi. K.T.Ü. Yayın no: 87, Trabzon, Turkey.
- Şengör, A.M.C., 1979a. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature*, v. 279, p.590-593.
- Şengör, A.M.C., 1979b. The North Anatolian fault: its age, offset, and tectonic significance. *J. of Geological Soc. of London*, v. 136, p. 268-282.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, v. 75, p. 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., and Sungurlu, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerids, in J.E. Dixon and A.H.F. Robertson, eds., *The geological evolution of the eastern Mediterranean*. Geol. Soc. of London Special Publ. 17, p. 77-112.
- Şengör, A.M.C., 1987. Tectonics and the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting. *Ann. Re. Earth Planetary Sciences*, v. 15, p. 213-244.
- Şengün, M., 1993. Geologic evolution of Anatolian segment of the Tethyan belt. *Geol. Bull. of Turkey*, v. 36, p.81-98.
- Sarıbudak, M., Sanver, M., and Ponat, E., 1989. Location of western Pontides, NW Turkey, during Triassic time: preliminary paleomagnetic results. *Geophysical Journal*, v. 96, p. 43-50.

- Theodore, T.G. and Hammarstrom, J.M., 1991. Petrochemistry and fluid-inclusion study of skarns from the northern Battle mountain mining district, Nevada. in *Sakarns – their genesis and metallogeny*. Theophrastus Pubs., Athens, Greece, 479-554.
- Tokel, S., 1981. Plaka tektoniğinde mağmatik yerleşimler ve jeokimya: Türkiyeden örnekler. Yeryuvarı ve İnsan, 6/3, pp. 53-65.
- Tokel, S., 1989. Anadolu'da Yitim ve Çarpışma Kökenli Granitoyidlerin Kimyasal ve Metalogenetik Açıdan Karşılaştırılması. Yerbilimleri, v.15, pp. 129-137, Ankara
- Van. A., 1977. Giresun-Dereli Kurtulmuş köyü Fe zuhuruna ait 1:10.000 ölçekli jeoloji raporu. MTA Rapor no.33147, Ankara.
- Van, A., 1990. Pontid Kuşağında Artvin Bölgesinin Jeokimyası, Petrojenezi ve Masif Sülfit Mineralizasyonları. Ph.D. Thesis (Unpublished), Karadeniz Technical University Trabzon, Turkey.
- Yalçınalp, B., 1992. Güzelyayla (Maçka-Hamsiköy) porfiri Cu-Mo cewherleşmesinin jeolojik yerleşimi ve jeokimyası. Ph.D. Thesis (Unpublished), K.T.Ü., Trabzon, 177 p.
- Yılmaz, S., 1995. Dereli-Şebinkarahisar (Giresun Güneyi) arası granitoid plütonlarının karşılaştırılmalı incelenmesi. Ph.D. Thesis (unpublished), C.Ü. Fen Bilimleri Enst., 310s, 2 Ek, Sivas
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Yiğitbaş, E., Bozcu, M., and Yılmaz, K., 1995. Geological evolution of the late Mesozoic continental margin of northwestern Anatolia. *Tectonophysics*, v. 243, p. 155-171.
- Yılmaz, S. and Boztuğ, D., 1996. Space and time relations of three plutonic phases in the Eastern Pontides, Turkey. *International Geology Reviews*, v. 38, pp. 935-956.
- Yılmaz, S. ve Boztuğ, D., 1997. Dereli-Şebinkarahisar (Giresun Güneyi) arasında yüzeylenen doğu Pontid plütonizması petrojenezinde magma karışımı, fraksiyonel kristalleşme, kabuksal kirlenme ve kısmi ergime. Yerbilimleri, sayı 30, pp. 833-853, ISSN 1019-1003.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yiğitbaş, O., Genç, C.Ş., and Şengör, A.M.C., 1997. Geology and tectonic evolution of the Pontides, in A.G. Robinson, ed., *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. AAPG Memoir 68, p.183-226.

PARAGENETIC SEQUENCE AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE
ORES FROM KÖPRÜBAŞI – AN EXAMPLE OF KUROKO-TYPE MASSIVE
SULFIDE DEPOSITS FROM THE EASTERN PONTIDES
(Giresun-Turkey)

Emin ÇİFTÇİ

N.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Niğde/Turkey

Bülent YALÇINALP and Hasan KOLAYLI

K. T. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon/Turkey

Richard D. HAGNI

University of Missouri-Rolla, Dep. of Geology & Geophysics, Rolla/USA

ABSTRACT: The Köprübaşı volcanogenic massive sulfide (VMS) deposit is located in the western portion of the eastern Pontide tectonic belt, at the very entrance of the Harşit valley, which is known as a very significant ore district in the region with respect to the identified number of localized VMS deposits. The deposit is hosted predominantly by the felsic volcanic complex of Late Cretaceous age that grades into andesitic breccia at the base. It has been mined mainly for zinc and lead. The deposit is essentially stratabound with characteristics of Pb-Zn-type stratiform VMS deposits and it can be considered as black ore (the kuroko) in the broader sense. Ore mineralization occurred mainly in the form of disseminations, stockwork, and massive lenses and layers. Major ore minerals are consisted of pyrite, sphalerite, galena, tetrahedrite-tennantite, and minor to trace chalcopyrite, bornite, covellite, marcasite, which are accompanied by gangue minerals including major quartz and barite with minor calcite, gypsum, and dolomite. The deposit has following ore mineral paragenetic sequence: Pyrite - chalcopyrite (I) – sphalerite – galena - tetrahedrite/tennantite - chalcopyrite (II) – bornite - covellite. Dissemination, veins / veinlets and replacement ore textures dominate throughout the deposit. Sphalerite is significantly Fe-poor (<0.3 wt.%) and fluid inclusions appear to be mainly two-phased and typically liquid-rich, undersaturated and indicate formation temperatures ranging between 160°C and 320°C. They typically have low salinities of less than 7 wt.% eq. NaCl.

KÖPRÜBAŞI MADEN YATAĞI – KUROKO-TİPİ MASİF SÜLFİT
YATAKLARINA DOĞU PONTİDLERDEN BİR ÖRNEK
(GİRESUN – TÜRKİYE)

ÖZET: Köprübaşı volkanogenik masif sülfit (VMS) yatağı, Doğu Pontid tektonik kuşağının batısında, lokalize olmuş VMS yatakları sayısı açısından bölgede çok büyük öneme sahip olmasıyla çok iyi bilinen Harşit vadisinin hemen girişinde bulunmaktadır. Maden yatağı, tabanda andesitik breslere geçiş gösteren üst Kretase yaşı felsik volkanik kompleks içerisinde yer almaktadır. Maden yatağı, kurşun ve çinko için işletilmiştir. Yatak, esas itibarı ile Pb-Zn-tipi stratiform niteliği taşıyan stratabound bir maden yatağıdır ve daha geniş bir anlamda siyah cevher (kuroko) olarak kabül edilebilir. Cevherleşme disseminasyon, stokwörk, masif lens ve seviyeler şeklinde oluşmuştur. Ana cevher mineralleri pirit, sfalerit, galen, tetrahedrit-tenantit ve bunlara ilaveten minor ve iz miktarlarda kalkopirit, bornit, kovellin, markasit bulunmakta, ana gang minerali olarak kuvars ve barit, az miktarda da kalsit, jips ve dolomit gözlenmiştir. Maden yatağının cevher mineral parajenezi: Pirit-kalkopirit (I) – sfalerit – galen – tetrahedrit/tenantit – kalkopirit (II) – bornit – kovellin olarak tesbit edilmiştir. Disseminasyon, damar/damarcık ve ornatum dokuları bütün yataktaki hakim olarak bulunurmaktadır. Sfalerit demir içeriğince çok fakirdir ($< 0,3\%$ ağı.) ve sıvı kapanımlar genellikle iki fazlı, tipik olarak sıvica zengin, az doygun nitelikte ve 160°C ile 320°C arası formasyon sıcaklıklarını göstermektedirler. Sıvı kapanımlar tipik olarak düşük tuzluluk değerlerine sahiptirler ($< 7\%$ ağı. eşdeğer NaCl).

1. INTRODUCTION

The Pontide tectonic belt is one of the four major tectonic units forming Anatolia (Ketin, 1966). This belt has a very complex volcanic island-arc structure completed during the Kimmeridgian-Alpine time as a result of converging two plates, the Eurasian and Arabian. The eastern segment of the belt hosts numerous volcanogenic massive sulfide (VMS) and vein-type deposits predominantly of Late Cretaceous age. Moreover, the number of volcanogenic massive sulfide deposits along some 300 km of the Black Sea coast makes the region a world-class ore district. The

VMS deposits of the region are considered to be Kuroko-type in the broad sense in many respects, including mineralogy, tectonic and geological setting, host rock lithology, and architecture of the deposits by many researchers including Hamamcioğlu and Sawa (1971), Çağatay and Boyle (1977), Aslaner (1977), Leitch (1981), Aslaner and Gedikoğlu (1984), Akıncı (1985), Schneider et al. (1988), Leitch (1990), Van (1990), Çiftçi (1993), Cordan (1993), Çağatay (1993), Özgür (1993), Kolaylı (1994), Aslaner et al. (1995), Tüysüz (1995), Akçay et al. (1998), Çiftci (2000), and Çiftçi et al. (2001a, b, c).

*PARAGENETIC SEQUENCE AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE
ORES FROM KÖPRÜBAŞI – AN EXAMPLE OF KUROKO-TYPE MASSIVE SULFIDE*

This region has been a major source for the base metal production of Turkey for the past 30 years. Almost all of this production came from the VMS deposits of this region with significant contributions from the region's vein-type deposits and two Cyprus-type VMS deposits, Kure and Ergani, situated in the west and south of the eastern Pontides, respectively. The majority of the VMS deposits are hosted by the felsic volcanic complex (FVC) of Late Cretaceous age (Çiftci, 2000).

The Köprübaşı deposit can be considered as "Zn-Pb-type" according to Solomon's classification (1976) with about 12 wt % combined content (5.8 wt % Pb and 5.65 wt % Zn). This deposit is no longer in production. Galena, sphalerite, pyrite, and tetrahedrite-tennantite are the major ore minerals. Chalcopyrite is always present in trace to minor quantities. Disseminated pyrite is significant at the base and at the top where the ore body terminates gradationally. Major gangue phases are quartz and barite with subordinate calcite, dolomite, and gypsum accompanied by a variety of clay minerals in trace quantities. The reported exploited tonnage of the deposit was about 6 million tones.

2. REGIONAL GEOLOGY

Devonian-Early Carboniferous metamorphic rocks and the Gümüşhane granite of Permian age altogether constitute the basement of the region. They only crop out in a few windows, mainly in the southern part of the region.

Although the region is dominated by magmatic rocks, sedimentary rocks are also present. They vary from Late Carboniferous-Early Permian to Oligocene-Miocene in age.

Igneous rocks intruded the volcanic and sedimentary formations during at least three major pulses in the region (Moore et al., 1980). The Jurassic-Lower Cretaceous volcanic complex, which is known as the "Lower Basic Volcanic Complex" (LBVC) discordantly overlies metamorphic rocks of the basement. The LBVC consists mainly of basalt, basaltic agglomerates, locally spilitized basalts, andesite, andesitic agglomerates, and tuffs. Locally, intercalated marble lenses occur within the complex, and they frequently host skarn-type mineralizations at their contacts with younger acidic igneous rocks. The LBVC is overlain by Late Dogger-Malm-Early Cretaceous carbonate rocks cropping out throughout the region. This unit is a marker, termed "Berdiga Formation" by Pelin (1977).

Two major granitoid intrusions occurred between Lower and Upper Cretaceous: The Artvin granite in the easternmost corner of the region (Van, 1990), and the Harşit granit in the western part of the eastern Pontides (Gedikoglu, 1978; Köprübaşı, 1993). Late Cretaceous-Lower Eocene units have the most widespread occurrences in the eastern Pontides and are represented by basic and felsic rocks. They predominantly crop out along the Black Sea coast, known as the eastern Pontides' northern zone. The felsic volcanic rocks, known as the Mineralized

Dacites, are of particular interest due to their close association with the region's VMS deposits and with some of the vein-type mineralizations. Akıncı (1980) observed that these felsic volcanics occur at different stratigraphic levels in this region. This volcanic complex is overlain by a barren dacite (regionally known as the Purple Dacite)-marl-limestone-local mudstone sequence of Maastrichtian-Paleocene age. A significant portion of the major intrusions occurred during Paleocene. These intrusions are dominantly hornblende-biotite granodiorites and quartz diorites in normative compositions and generally of calc-alkaline (Moore et al., 1980; Yalçinalp, 1992).

Middle-upper Eocene is represented by basaltic-andesitic rocks and intercalated sedimentary rocks: These rocks are known as the Upper Basic Volcanic Complex (UBVC). Oligocene-Miocene formations have very limited extent in this region. In addition to a few narrow windows, the largest exposure of UBVC occurs in the southern zone of the eastern Pontides. The sequence is mainly composed of marl, siltstone, mudstone, sandstone, and locally gypsum interbeds.

3. LOCAL GEOLOGY

The Köprübaşı deposit is located at the very entrance of the Harşit valley, which itself is a well-known ore district in the eastern Pontide tectonic belt (Fig. 1). The LBVC of Jurassic-Lower Cretaceous age represents the oldest rocks in the area (Fig. 2). The basic volcanism began in Early

30

Liassic and continued periodically until the end of Lower Cretaceous. It produced a volcanic complex, comprised of basalts, andesites, diabase lavas and pyroclastics with intercalated marble lenses. Spilitization is also consistently observed throughout the region. Pyritization is limited to the contact zones with the intrusive rocks of younger ages. This complex, previously known as "Lower Basic Series" (Schultze-Westrum, 1961), was subsequently renamed as the "Lower Basic Complex" according to the rules of the North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983). The presence of marbles indicates that the volcanism was not continuous during Jurassic-lower Cretaceous time. Complete albitionization of the plagioclases occurred where intense spilitization is present. It is suggested that the complex contains andesitic to basic rocks ranging from low-K calc-alkaline to shoshonitic in character, which are mainly calc-alkaline to tholeiitic signifying rather primitive arc environments (Köprübaşı, 1993; Çiftci, 2000). The LBVC is discordantly overlain by the FVC of Upper Cretaceous age and intruded by the Harşit granitoid. The felsic volcanic rocks grade into andesitic rocks at the base. Aslaner et al. (1982) speculated that these andesitic rocks might be a part of the LBVC or semi-intrusive facies of aphanitic dacites. Both the felsic volcanic complex and the lower basic complex are well-exposed within the valley. The felsic volcanic complex is formed mainly by highly altered dacitic tuffs, breccia, and locally lava and

PARAGENETIC SEQUENCE AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE
ORES FROM KÖPRÜBAŞI – AN EXAMPLE OF KUROKO-TYPE MASSIVE SULFIDE

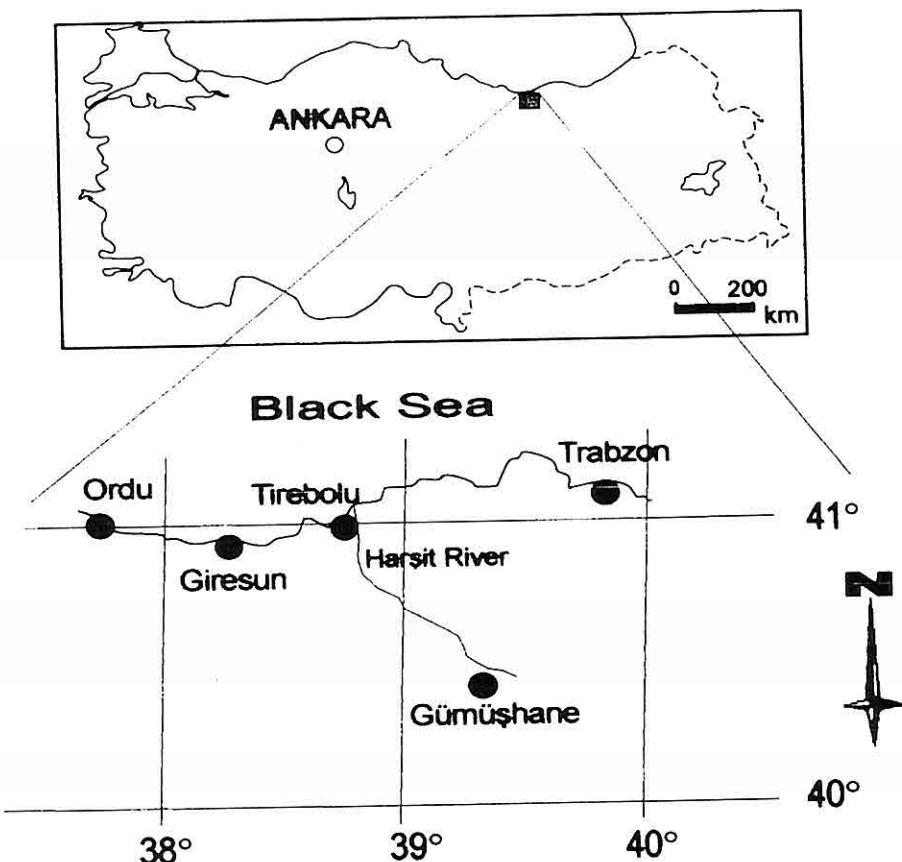


Figure 1. Location map of the study area.

sedimentary rocks that were deposited between magmatic pulses. Kaolinitic alteration is somewhat widespread but silicic alteration also is very common. Disseminated pyrite is present in these rocks throughout the district for which these rocks termed as "mineralized dacites". The Harşit granitoid intruded the LBVC and emplaced between Lower and Upper Cretaceous. The Harşit granitoid is a fine-grained light to pinkish gray hornblende granite. Rare pyrite and

chalcopyrite disseminations and veinlets are locally present, particularly in the lateral facies. The Harşit granitoid has been thoroughly investigated by Gedikoğlu (1978) and Köprübaşı (1993). It covers an area of about 90 km² along the valley after which it was named. It was emplaced into the basic volcanic complex and overlain by Late Cretaceous volcanic and volcano-sedimentary rocks. The radiometrically determined age for the emplacement is 95-115 my

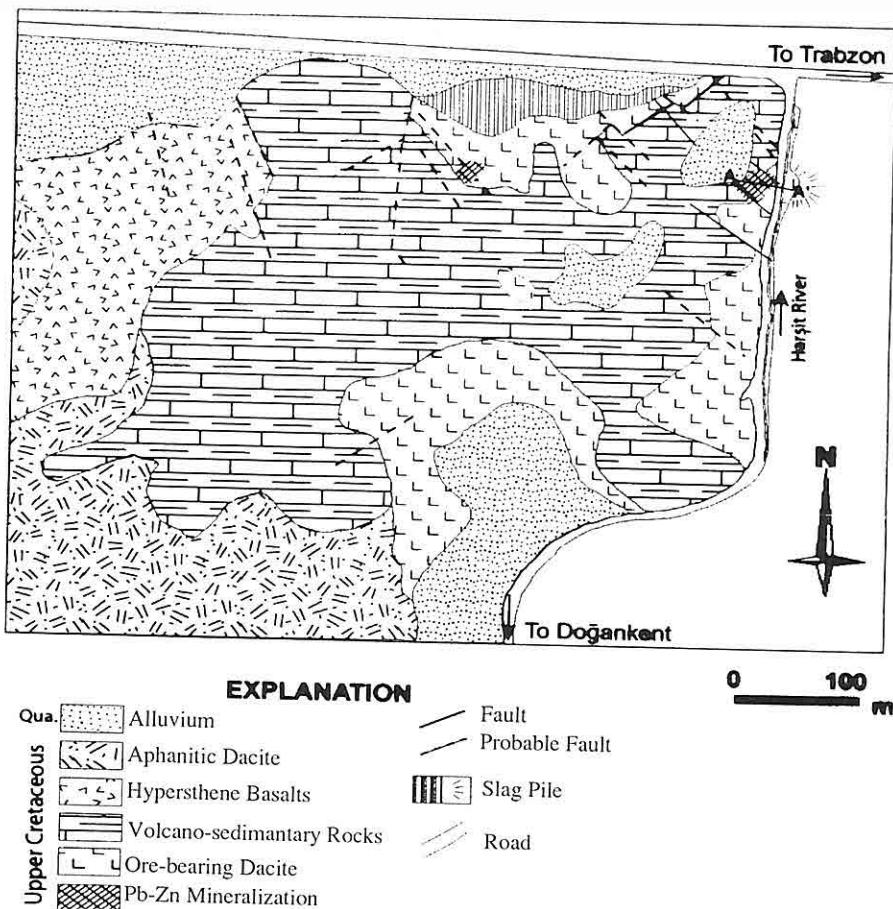


Figure 2. Geological map of the study area (modified from Aslaner and Gedikoğlu, 1984).

(Gedikoğlu, 1978). It is highly homogeneous at the center, but exhibits multi-facies laterally. The main body has a granodiorite composition and the lateral facies contain hololeucocratic granitoids (e.g., leucogranite, leucogranodiorite, and tronjhomite), quartz diorite, and quartz monzodiorite (Gedikoğlu, 1978).

There is a consensus on the petrogenesis of the Harşit granitoid that it carries the

32

general characteristics of an island arc granitoid (IAG) and it can be categorized as I-type and calc-alkaline in nature (Gedikoğlu, 1978; Köprübaşı, 1993; Çiftci, 2000).

The upper basic volcanic complex (UBVC) composed of basic volcanics, olivine augite basalts having spectacular columnar joints in the Murtad creek about 15 km from the Black Sea coast and

*PARAGENETIC SEQUENCE AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE
ORES FROM KÖPRÜBAŞI – AN EXAMPLE OF KUROKO-TYPE MASSIVE SULFIDE*

volcano-sedimentary sequence containing marl-limestone-tuffite discordantly overlies the pre-upper Cretaceous lithologies throughout the region.

4. SAMPLES AND ANALYTICAL METHODS

Samples were collected from open pits and cores, which are considered to be representative for the major ore types occurring in the deposit. Polished plugs were prepared both for Reflected Light Microscopy (RLM) and Electron Probe Microanalysis (EPMA) / Scanning Electron Microscopy with Energy Dispersive Spectrometry (SEM-EDS) investigations. Another split was analyzed by employing Inductively Coupled Plasma (ICP) and fire assay for selected elements and X-Ray Diffractometry (XRD) was also used for semi-quantitative phase analysis. 150 mm-thick doubly-polished thin sections were prepared for the fluid inclusions investigations.

Fluid inclusion measurements, SEM-EDS and RLM investigations were carried at the University of Missouri-Rolla labs (U.S.A.), EPMA investigations at the Purdue University labs (U.S.A.), XRD analyses at Barrick Gold Inc. Mineral

Processing labs (U.S.A.), ICP and fire assay analyses at the Acme labs (Canada).

5. ORE MINERALOGY

This deposit can be considered as stratiform and flat-lying. It is composed of a mixture of massive, disseminated, and stockwork mineralizations, which are irregularly distributed within a single ore

body. However, it appears that the stockwork ore is more commonly associated with breccia, and it most probably corresponds to the central portion of sulfide chimney mound, whereas the massive ore to the flanks of the chimney or zones between two chimneys. It can hardly be considered to represent sulfide pods because of the inconsistent thickness and continuation of the massive zones. The disseminated ore present irregularly throughout the deposit, but particularly at the bottom and the top of the deposit. The mineralization grades into low-grade ore zones, and then it terminates into pyrite disseminated felsic tuffs. General outline of the deposit agrees with the common architecture of the Kuroko-type VMS deposits. Although there are portions that could be as thick as 100 m, average thickness for the deposit is about 40 m (Fig. 3).

The disseminated ore is mainly consists of euhedral to subhedral pyrite crystals; galena and sphalerite also occur in dissemination. The black ore dominates along with significant tetrahedrite-tennantite series minerals and pyrite in the massive ore horizons. Presence of yellow ore is limited to rare chalcopyrite and bornite. Pyrite is always abundant in all of the zones distinguished. Figure 4 shows the suggested paragenetic sequence for the phases present in the deposit. Quartz, barite, calcite, dolomite, and gypsum with trace to minor quantities of kaolinite and muscovite, account for the gangue mineral content. Table 1 lists all of the minerals observed by the writer and by previous

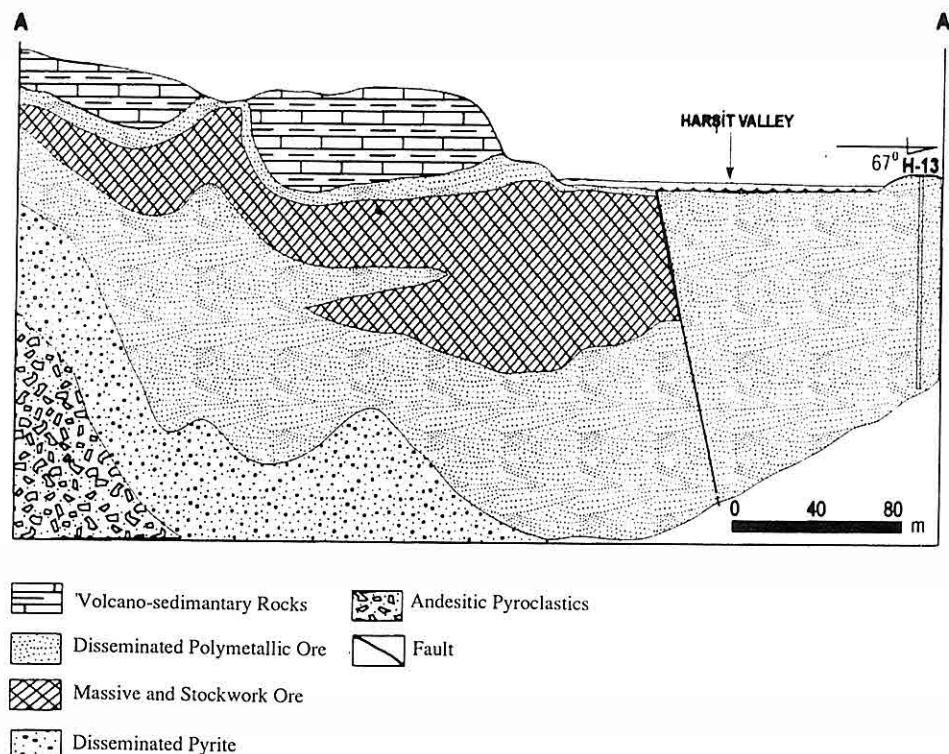


Figure 3. A cross-section of the Köprübaşı VMS deposit illustrating its general orientation and distribution of the major ore zones (modified from Aslaner et al., 1982).

authors in samples collected from the Köprübaşı VMS deposit and identified by various analytical techniques. ICP and fire assay analyses of the high-grade ore for selected elements are listed in Table 2.

6. ORE MINERAL CHEMISTRY AND INTERGROWTH TEXTURES

Pyrite

This mineral is the most ubiquitous ore mineral throughout the deposit. It shows

34

two major modes of occurrence: (I) colloform pyrite and (II) subhedral to euhedral pyrite. Colloform mode is relatively rare and may exist in the massive or stockwork ore but not in the disseminated ore. Colloform pyrite represents early iron sulfide precipitation. Continued surge of hotter hydrothermal fluids induced rather slow deposition of euhedral pyrite crystals and replaced the earlier deposited sulfide minerals. The ore

*PARAGENETIC SEQUENCE AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE
ORES FROM KÖPRÜBAŞI – AN EXAMPLE OF KUROKO-TYPE MASSIVE SULFIDE*

Table 1. Minerals observed in samples from the Köprübaşı deposit using a variety of analytical methods.

Analytical Method	RLM	XRD	EPMA/SEM
Minerals			
chalcocite (CuFeS_2)	X		
pyrite (FeS_2)		X	
bornite (Cu_5FeS_2)*			
bournonite (CuPbSbS_3)			X
digenite (Cu_9S_5)	X		
enargite (Cu_3AsS_4)			X
stibnite (Sb_2S_3)*			
pyrrhotite (FeS)*			
sphalerite (ZnS)		X	
tetrahedrite-Tennantite			
($\text{Cu}_{12}(\text{As, Sb})\text{S}_{13}$)		X	
galena (PbS)		X	
covellite (CuS)	X		
quartz (SiO_2)		X	
barite (BaSO_4)		X	
calcite (CaCO_3)			X
anhydrite (CaSO_4)			X
gypsum ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)			X
apatite ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH, F, Cl})$)			X
anatase (TiO_2)			X
kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5$)		X	
muscovite ($\text{K}(\text{Si, Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$)			X

* Identified by the other investigators (Vujanovic, 1974; Engin, 1978; Aslaner et al., 1982).

Table 2. Base and precious element contents of the Köprübaşı ore deposit (gold and silver by fire assay; the others by ICP).

	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Fe (%)	As (%)	Sb (%)	Au (ppm)	Ag (ppm)
Köprübaşı Massive Ore	0.56	8.96	7.79	14.58	0.05	0.38	0.24	220.32

textures indicate that pyrite was replaced by almost all of the other phases including even quartz gangue. Pyrite deposition was continuous throughout the sulfide paragenetic sequence, but its abundance should have decreased through the time. Table 3 lists EPMA data for selected trace elements within the major ore minerals. The most significant chemical characteristic of the pyrite is its high Bi (up to 3.5 wt. %) and its Co contents (up to 0.5 wt. %). Figures 5A through 5E show replacement textures and modes of pyrite occurrences in the deposit.

Chalcopyrite

The Köprübaşı deposit consists predominantly of black ore (the Kuroko) containing mainly sphalerite and galena with tetrahedrite-tennantite series minerals. However, chalcopyrite is present in trace to minor quantities. Like pyrite, it also occurs in two generations, the first of which co-precipitated with pyrite, and was replaced by late black ore, and the second generation was deposited shortly after tetrahedrite-tennantite deposition and it replaced all of the earlier phases. Unlike at Murgul, there is no late chalcopyrite at

Köprübaşı (Çiftçi et al., 2001A). The presence of trace quantities of late chalcopyrite and bornite indicate that the ore mineral paragenetic sequence is consistent throughout the region's VMS deposits. The most striking chemical characteristic of chalcopyrite is its high bismuth content, which may reach as much as 1 wt. % (Table 3).

Sphalerite

Sphalerite precipitation probably started shortly after the formation of pyrite (I) in the first stage, and it continued increasingly during the second stage. It replaces early pyrite and chalcopyrite and is replaced by galena and tetrahedrite-tennantite series minerals. It occurs as extremely large euhedral crystals in the disseminated and stockwork ore and as anhedral masses in the massive ore zones. The iron content of sphalerite is very low (up to 0.3 wt. %) and it lacks any chalcopyrite blebs. It also contains cadmium up to 1 wt. % and bismuth up to 1.5 wt. %. Rarely, the silver contents as high as 1.5 wt. % were detected (Table 3). Figures 5D through 5E show the textural relationship of sphalerite with the other sulfide phases.

*PARAGENETIC SEQUENCE AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE
ORES FROM KÖPRÜBAŞI – AN EXAMPLE OF KUROKO-TYPE MASSIVE SULFIDE*

Table 3. EPMA results for selected elements for the major ore minerals in the Köprübaşı VMS deposit in wt. %.

	Pyrite	Chalcopyrite	Tetrahedrite	Sphalerite	Galena
Co	0.20	N/a*	N/a	N/a	N/a
As	0.04	0.01	2.7	0.06	N/d*
Se	N/d	N/a	N/a	N/d	N/a
In	N/a	N/a	N/a	0.01	N/a
Fe	45.99	30.03	0.42	0.14	0.05
Ni	0.08	N/a	N/a	N/a	N/a
Cu	0.08	34.20	36.78	0.04	0.12
S	51.72	34.40	24.12	31.77	11.45
Pd	N/a	N/a	N/a	N/a	N/a
Au	N/d	0.04	N/d	N/d	N/d
Ag	0.02	N/d	1.28	N/d	N/d
Zn	0.02	0.01	7.21	66.77	0.05
Ge	N/a	N/a	0.02	0.15	N/a
Bi	3.23	0.85	0.82	1.58	0.90
Hg	N/a	N/a	N/d	N/a	N/a
Pb	N/d	N/d	N/d	N/d	86.57
Sn	N/d	N/a	N/d	N/a	N/a
Sb	N/a	0.03	27.12	0.44	0.01
Te	N/a	N/a	N/d	N/a	N/a
Ga	N/d	0.11	0.03	0.26	0.07
Mn	N/a	N/a	N/a	N/a	N/a
Cd	N/d	N/d	0.11	0.32	N/d
Mo	N/a	N/a	N/a	N/a	N/a
TOTAL	101.38	99.68	100.61	101.54	99.22

* N/a: not analyzed; N/d: not detected

Galena

Galena was co-precipitated with sphalerite and continued until the third stage in which tetrahedrite-tennantite became dominant as a response to the

changing composition of the ore-forming fluids and to the conditions (e.g., temperature). Galena replaces sphalerite and pyrite, and it is replaced by tetrahedrite-tennantite. It has been

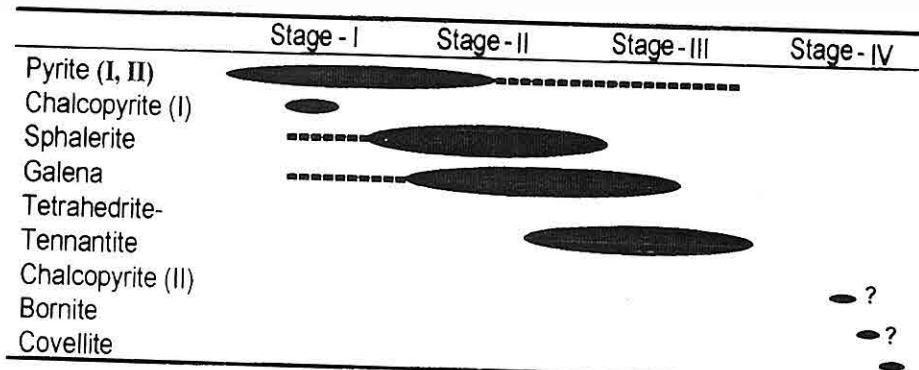


Figure 4. Ore mineral paragenetic sequence for the Köprübaşı VMS deposit (Çiftçi, 2000).

previously thought that galena contained significant amounts of silver, but despite a large number of EPMA analyses by the writers, it is concluded that silver content of galena is insignificant. However, its bismuth content is high reaching as much as 2 wt. %. Some galena crystals contained significant amounts of copper (up to 0.2 wt. %) (Table 3). Figures 5B, C and E show that galena formed late and replaced sphalerite and pyrite and was replaced by late tetrahedrite-tennantite.

Tetrahedrite is the major source for silver. In addition to silver, they also contain significant amounts of bismuth (up to 3 wt. %), cadmium (up to 0.1 wt. %), and iron (up to 0.4 wt. %). In general, they are rich in antimony (up to 32 wt. %), could be referred to as antimony-rich tennantite to tetrahedrite (Table 3). Tennantite is also present, but never reaches tetrahedrite abundance. Figures 5B, E and F show the common textural relationships of these minerals with the major sulfide phases.

Tetrahedrite-Tennantite

Tetrahedrite-tennantite series minerals dominate the third stage of sulfide mineral deposition, and they replaced virtually all of the earlier phases. The massive ore zones are especially enriched in tetrahedrite-tennantite series minerals. However, these minerals may occur throughout the deposit. EPMA analyses indicate that tetrahedrite is common in the Köprübaşı deposit.

Rare Minerals

In addition to the above described major minerals, some sulfide minerals occur locally in the Köprübaşı deposit. In contrast to the abundant occurrence of bornite in other nearby VMS deposits such as Murgul (Çiftçi et al., 2001A and 2001B) and Lahanos (Çiftçi, 2000), bornite occurs only in trace quantities in this deposit. Other identified minerals include bournonite, and lesser amounts of

PARAGENETIC SEQUENCE AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE
ORES FROM KÖPRÜBAŞI – AN EXAMPLE OF KUROKO-TYPE MASSIVE SULFIDE

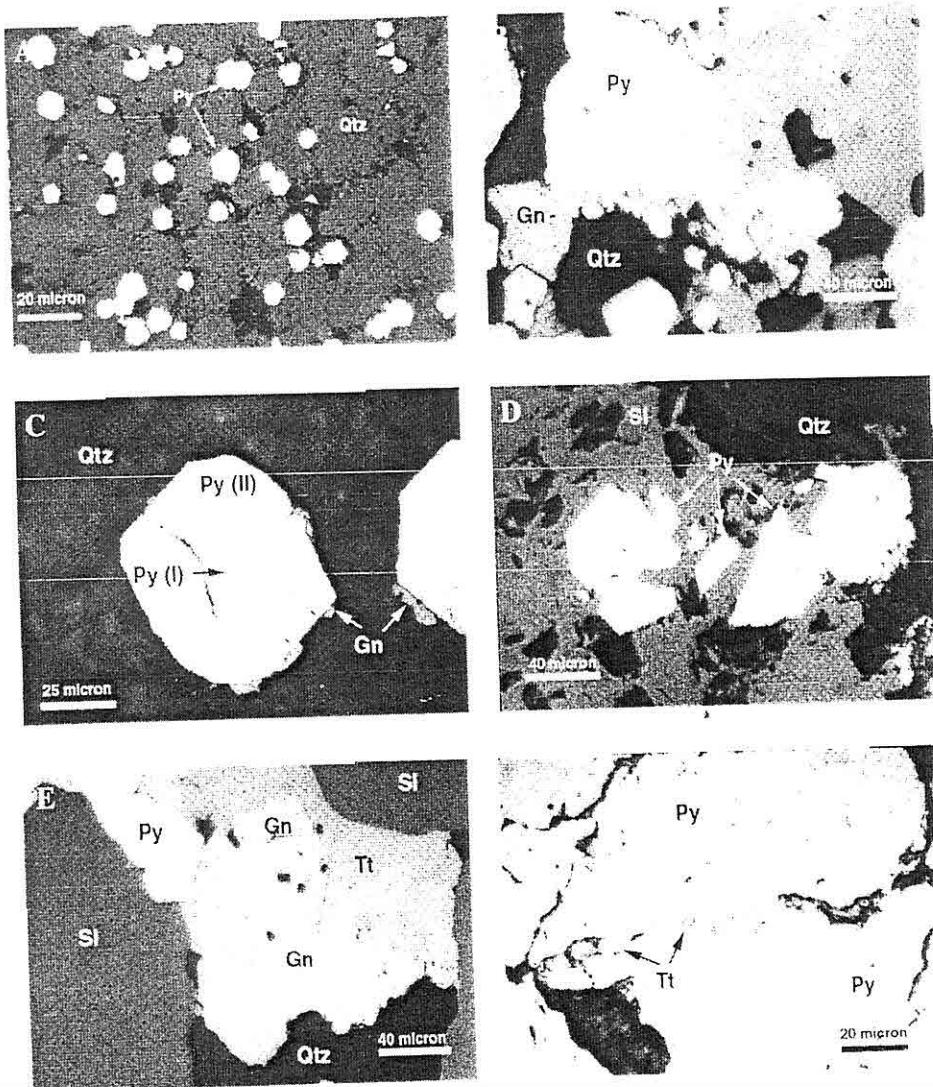


Figure 5. (A) Disseminated pyrite (py) in quartz gangue, typical occurrence of the disseminated ore; (B) tetrahedrite (Tt) replacement of pyrite and galena (Gn); (C) Pyrite (II) overgrowth on pyrite (I) and later galena growing on pyrite (II); (D) sphalerite (Sl) replacement of pyrite; (E) tetrahedrite replacement of galena and sphalerite; (F) late tetrahedrite veinlets intersecting a large pyrite crystal.

enargite and covellite.

Bournonite is strictly associated with galena, suggesting that they were co-precipitated. No discrete gold and silver minerals were observed. High silver content of the ore sample analyzed is attributed to abundant tetrahedrite ore.

7. FLUID INCLUSIONS INVESTIGATION

Fluid inclusions investigated were mainly in quartz from the stockwork ore and in quartz and barite from the massive ore zones were dominantly liquid-rich, undersaturated, and 1-10 mm in size. They were mainly two-phased (liquid-H₂O and vapor). Measurements were carried out on those primary two-phased fluid inclusions, which were considered to be associated with the primary ore deposition. Homogenization temperatures ranged between 160°C and 320°C and concentrated around 220°C. They appear to have highly consistent liquid-to-vapor ratios indicating that no boiling took place during the primary sulfide ore mineral deposition. Salinities varied between 1 and 7 wt. % equivalent NaCl, which is the case in the majority of VMS deposits of the region.

8. DISCUSSION

The Köprübaşı deposit was proposed to be genetically related to the felsic lava domes occurring in the immediate vicinity by Aslaner et al. (1982). However, taking into account the small size of the domes, the present study suggests that a larger heat source was required to produce a hydrothermal convection cell of adequate

size. The domes, however, could have remained hot for prolonged periods of time through multiple intrusive emplacements. It appears that the Harşit granitoid is the most probable candidate for that task due to its geological and stratigraphic setting.

Köprübaşı is one of the rare deposits in the region, which is truly of Kuroko-type as regards the ore mineral paragenesis. Unlike most of VMS deposits occurring in the region, it does not contain a yellow ore zone (Çiftci, 2000). However, the rare presence of various copper minerals has been reported by earlier investigators (Akın, 1974; Vujanovic, 1974; Engin, 1978; Aslaner et al., 1982).

The almost complete absence of yellow ore (the oko ore) and colloform ore textures presented mainly by the Facies-I sulfides (Eldridge et al., 1983), and lack of the fragmental ore make this deposit unique in the eastern Pontides. Although brecciation of massive ore in the Japanese Kuroko deposits has been related to minor phreatomagmatic explosions (Clark, 1983) and slumping that is more widely accepted (Eldridge et al., 1983), such repeated massive fragmental ore layers were not observed in the Köprübaşı deposit. Thus, the Köprübaşı VMS deposit entirely lacks such ore textures, indicating that slumping most probably did not take place. This could be due to the paleotopography of the deposition site.

The major differences between Cu-rich and Cu-poor (in the form of chalcopyrite) deposits occurring in the region are that the former does not contain the stage-II of

*PARAGENETIC SEQUENCE AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE
ORES FROM KÖPRÜBAŞI – AN EXAMPLE OF KUROKO-TYPE MASSIVE SULFIDE*

mineral association, whereas the latter lacks the stage-IV mineral assembly (Fig. 4). Some of the Cu-poor deposits exhibit slight indications of this stage, whereas the Köprübaşı VMS deposit completely lacks it. This could be attributed to the availability of certain metal ions within the ore-forming system. However, all of the VMS deposits of the Pontides have the same host rocks. This striking difference in the ore mineral contents can be explained through localized convection cells that were enriched in certain metal ions and deposited a variety of VMS deposits within a single district, according to the scavenged metal sources.

Fluid inclusions data also suggest that the Köprübaşı VMS deposit should have formed below boiling depth (typically >500 m) (Guber and Ohmoto, 1978) by low salinity hydrothermals probably dominated by seawater.

8. CONCLUSIONS

The Köprübaşı deposit can be classified as a stratabound volcanogenic massive sulfide deposit of Pb-Zn-type that hosted by felsic volcanic rocks of Upper Cretaceous age and it can be also considered as black ore (the kuroko) in the broader sense. Ore mineralization occurred mainly in the form of disseminations, stockwork, and massive lenses and layers. Major ore minerals include pyrite, sphalerite, galena, tetrahedrite-tennantite and minor to trace chalcopyrite, bornite, covellite, marcasite, which are accompanied by quartz and barite with minor calcite, gypsum, and dolomite

gangues. The Köprübaşı deposit has following ore mineral paragenetic sequence: Pyrite - chalcopyrite (I) – sphalerite – galena - tetrahedrite/tennantite - chalcopyrite (II) – bornite - covellite. Dissemination, veins / veinlets and replacement ore textures dominate throughout the deposit. Sphalerite is significantly Fe-poor and tetrahedrite is rich in Ag content. Based on fluid inclusions investigations, this deposit has formation temperatures ranging between 160°C and 320°C.

9. REFERENCES

- Akçay, M., Lermi, A., and Van, A., 1998. *Biogeochemical Exploration for Massive Sulphide Deposits in Areas of Dense Vegetation: An Orientation Survey Around the Kanköy Deposit (Trabzon, NE Turkey)*. *J. Geochem. Explor.* 63(3), pp. 173-187.
- Akıncı, Ö. T., 1980. *Major copper metallogenic units and genetic igneous complexes of Turkey*. In Jankovic, S. and Sillitoe, R.H., eds., *European copper deposits: Belgrade*, Belgrade Univ. Faculty Geology Mining, p. 208-219.
- Akıncı, Ö. T., 1985. *The Eastern Pontid Volcano-Sedimentary Belt and Associated Massive Sulphide Deposits*. In the *Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson, eds., Spec. Publication, Oxford, 848 pp.
- Aslaner, M., 1977. *Türkiye Cu-Pb-Zn Yataklarının Jeolojik ve Bölgesel Sınıflamasıyla Plaka Tektoniği Yönünden İncelemesi*. K.T.U. Yer. Bil. Fak.

- Yayınları, No: 12, Trabzon, Turkey.
- Aslaner, M., Gedikoglu, A., and Tulumen, E., 1982. *Harşit Polimetallik Mineralizasyonlarının Ayrıntılı Araştırılması*. Tübitak Proje No. TBAG 390, Ankara.
- Aslaner, M. and Gedikoglu, A., 1984. *Harşit (Tirebolu-Giresun) Metalik Cevherleşme Tipleri*. K.T.Ü. Dergisi 1-2, pp. 1-16, Trabzon, Turkey.
- Aslaner, M., Van, A., and Yalçılپ, B., 1995. *General Features of Pontide Metallogenic Belt*, In *Geology of the Black Sea Region Symposium*. Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E, and Örçen, S., eds., Ankara, Turkey.
- Çağatay, M.N., 1993. *Hydrothermal Alteration Associated with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Examples from Turkey*, Econ. Geol. 85, pp. 606-621.
- Çiftçi, E., 1993. *Killik-Espiye-Giresun Polimetallik Cevherleşmesi Üzerindeki Topraklarda Pb-As Jeokimyası ile Hedef Saptanmasının Uygulanması*. K.T.Ü., Master Thesis (Unpublished), Trabzon, Turkey.
- Çiftci, E., 2000. *Mineralogy, Paragenetic Sequence, Geochemistry, and Genesis of the Gold and Silver Bearing Upper Cretaceous Mineral Deposits, Northeastern Turkey*. Ph.D. Dissertation (Unpublished), University of Missouri-Rolla, Missouri, U.S.A.
- Clark, L.A., 1983. *Geology and Ore Genesis: Genetic implications of fragmental ore texture in Japanese Kuroko deposits*. CIM Bull. v. 76, no 849, pp. 105-114.
- Cordan, S., 1993. *Espiye-Killik (Giresun) Cevherleşmesi Üzerinde Toprak Jeokimyası (Zn-Cu) ile Hedef Saptanmasının Uygulaması*. M.S. Thesis (Unpublished), K.T.Ü., Trabzon, Turkey.
- Çiftçi, E., Yalçınalp, B., Kolaylı, H. and Hagni, R.D., 2001A. *Textural, Mineralogical and Paragenetic Characteristics of Murgul Deposit (Artvin – NE Turkey) – An Example the Kuroko-Type Volcanogenic Massive Sulfide Deposits*. Geosound, v. 38, p. 11-25, ISSN 1019-1003, Turkey.
- Çiftçi, E., Hagni, R.D., Yalçınalp, B. and Kolaylı, H., 2001B. "Murgul Deposit - Is it metamorphosed? - An example to the Kuroko-type deposits from NE Turkey". in *Studies on Ore Deposits, Mineral Economics, and Applied Mineralogy: With Emphasis on Mississippi Valley-Type Base Metal and Carbonatite-related Ore Deposits*, Richard D. Hagni, Editor, pp. 321-334, University of Missouri-Rolla.
- Çiftçi, E., Hagni, R.D., Yalçınalp, B. and Kolaylı, H., 2001C. "Mineralogical and Geochemical Characteristics of Turkish Massive Sulfide Deposits and A Comparison to Kuroko-type Deposits". in *Studies on Ore Deposits, Mineral Economics, and Applied Mineralogy: With Emphasis on Mississippi Valley-Type Base Metal and Carbonatite-related Ore Deposits*, Richard D. Hagni, Editor, pp. 308-320, University of Missouri-Rolla.
- Eldridge, S.C., Barton, Jr. P.B., and Ohmoto, H., 1983. *Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko Orebodies*. Econ. Geol. Monograph 5, pp. 241-281.
- Gedikoğlu, A., 1978. *Harşit Granit Karmaşığı ve Çevre Kayaçları*. K.T.Ü. Asso. Prof. Thesis (Unpublished),

*PARAGENETIC SEQUENCE AND CHEMICAL COMPOSITION OF THE
ORES FROM KÖPRÜBAŞI – AN EXAMPLE OF KUROKO-TYPE MASSIVE SULFIDE*

Trabzon, Turkey.

Guber, L. and Ohmoto, H., 1978. Deep See Environment of Kuroko Formation as Indicated by the Benthic Foraminifera from the Hokuroku District, Japan. Mining Geol., V. 28, pp. 245-256.

Kolaylı, H., 1994. Alterasyondaki Kimyasal Değişimlerin İncelenmesiyle Kutular (Sürmene-Trabzon) Masif Sülfit Yatağında Cevher Kütlesinin Saptanması. Yerbilimleri, No: 25, pp. 13-20, ISSN 1019-1003, Turkey.

Köprübaşı, N., 1993. Petrology and geochemistry of the Jurassic-Cretaceous magmatic rocks between Tirebolu- Harşit (Giresun). TJK Bull. V. 36, 139-50, Ankara.

Leitch, C.H.B., 1981. Mineralogy and Textures of the Lahanos and Kizilkaya Massive Sulphide Deposits, Northeastern Turkey, and their Similarity to Kuroko Ores. Mineral. Deposita. 16, 241-257.

Leitch, C.H.B., 1990. Ore textures in Turkish volcanogenic massive sulfide deposits in light of exhalative sulfide deposits from axial seamount and explorer ridge, northeastern Pacific Ocean, Can. Mineral., v. 28, p. 51-54.

Moore, W.J., McKee, E.H., and Akinci, Ö., 1980. Chemistry and Chronology of Plutonic Rocks in the Pontid Mountains, Northern Turkey. European Copper Deposits, pp. 209-216, Belgrade.

Pelin, S., 1977. Alucra (Giresun) GD Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi. K.T.Ü. Yayın No: 87, Trabzon, Turkey.

Özgür, N., 1993. Geochemical

Pathfinder Elements for the Murgul Copper Deposits, NE Turkey. Resource Geology Special Issue 16, pp. 163-168.

Schneider, H.J., Özgür, N., and Palacios, M.C., 1988. Relationship between Alteration, REE Distribution, and Mineralization of the Murgul Copper Deposit, Northeastern Turkey. Econ. Geol. V. 83, 1238-46.

Schultze-Westrum, H.H., 1961. MTA Bull. No. 57, 65-74, Ankara.

Solomon, M., 1976. Volcanic massive sulfide deposits and their host rocks – a review and explanation, in Wolf, K.H., ed., Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits. Elsevier, Amsterdam, v. 2, 21-54.

Tüysüz, N., 1995. Lahanos (Espiye-Giresun) Masif Sülfit Yatağına Ait Cevher Mineralleri ve Dokularının Cevher Oluşumu Açısından İncelenmesi. Yerbilimleri, No: 26, pp. 79-92, ISSN 1019-1003, Turkey.

Van, A., 1990. Pontid Kuşağında Artvin Bölgesinin Jeokimyası, Petrojenezi ve Masif Sülfit Mineralizasyonları. K.T.Ü., Ph.D. Thesis (Unpublished), Trabzon, Turkey.

Vujanovic, V., 1974. Doğu Karadeniz Bölgesi Kıyı Kesiminde Bulunan Sülfit Maden Yataklarının Mineralojii, Parajenez ve Köken Özellikleri, M.T.A. Dergi, Sayı 82, 21-35, Ankara.

Yalçınalp, B., 1992. Güzelyayla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyası. Ph.D. Thesis (Unpublished), K.T.Ü., Trabzon.

**MADENLİ (GELENDOST - ISPARTA) MANYEZİT CEVHERLEŞMESİNİN
JEOLOJİSİ ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**

Oya CENGİZ, Mustafa KUŞCU

SDÜ., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İsparta/Türkiye

ÖZET : Madenli manyezit cevherleşmesi, Isparta ili Gelendost ilçesinde bulunmaktadır. Manyezit cevheri, Orta Toroslar'da bulunan Isparta Büklümü'nün doğusundaki Beyşehir-Hoyran naplarının bir bölümünü oluşturan Alpin tipi Şarkikaraağaç Ofiyolitleri içerisinde, az yada yoğun biçimde serpantinleşmiş kahverengimsi-sarımsı renkli harzburjt ve dunitlerin içerisinde yataklanmıştır. Manyezit oluşumları, topografik olarak üst seviyelerde ağısal, alt kesimlerde ise bireysel damarlar şeklinde olmak üzere iki farklı tip yataklanma şekli göstermektedir. Manyezit damarlarının kalınlığı 60-90 cm arasında gözlenirken, ağısal manyezitlerin kalınlığı milimetre ile 10 cm arasında değişmektedir. Her iki tür manyezit oluşumunun mineral parajenezinde, manyezit, kalsit, serpantin, karışık tabaklı kil mineralleri, smektit, dolomit ve talk izlenmiştir. Manyezit cevherleşmesinden alınan örneklerin iz element dağılımları grafiklerle karşılaştırılarak değerlendirilmiş ve sadece Ba ve Sr iyonlarının normalden yüksek değerler gösterdiği belirlenmiştir. Bu durumun da yöredeki barit cevherleşmelerini oluşturan $BaSO_4$ 'lu hidrotermal çözeltilerden kaynaklanmış olabileceği düşünülmektedir.

Hidrotermal ve meteorik sular, Şarkikaraağaç ofiyolitlerinin yerleşiminin son evresinde meydana gelen serpantinleşme sonunda Alpin tektoniğinin etkisiyle gelişen kırık, çatlaklar içinden geçerken Mg^{++} iyonlarını almış ve serpantiniti ayırtmıştır. Hidrotermal ve meteorik sulardan ve ayrıca yakın çevredeki organik karbonca zengin şeyl ve karbonatlı kayaçlardan gelen çözülmüş CO_2 bakımından zengin bu suların, iyon haline geçen Mg^{++} 'u da bünyelerine alarak manyeziti çökeltmiş olduğunu düşünülmektedir.

**GEOLOGY and GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF MADENLİ
MAGNESITE MINERALIZATION (GELENDOST-ISPARTA)**

ABSTRACT: Madenli magnesite mineralization is located in the Gelendost district of Isparta Province. Magnesite mineralizations taken place in serpentized, brownish-yellowish harzburgites and dunites of Alpine type Şarkikaraağaç ophiolite related to Beyşehir-Hoyran nappes in the eastern flake of Isparta Angle (Central Tauride). Magnesite occurrences display two types of depositional form as stockwork type topographically, towards the uppermost part magnesites and individual veins at the lower levels. The thickness of magnesite veins varies between 60-90 cm, and millimeter

to 10 cm in stockwork magnesite outcrops. Magnesite, calcite, serpentine, mixed layer clay minerals, smectite, dolomite, and talc are observed in the mineral paragenesis of both type magnesite occurrences. Dispersions of trace elements in magnesite samples were correlated with the graphics. In conclusion, the only Ba and Sr show high values. It is thought to be result from BaSO₄ solutions of barite mineralizations in the region.

The magnesite mineralizations are thought to formed under the lower temperature conditions in the fractures by the reaction of Mg⁺² ions, derived from serpentinization of Şarkikaraağaç peridotites, and CO₂ derived from meteoric water and resulted from shale enriched in organic carbon and carbonate rocks in this region.

1. GİRİŞ

Madenli manyezit oluşumları, Orta Toroslar'da Göller Bölgesinde yer alan Isparta ili Madenli kasabası ve çevresinde bulunmaktadır (Şekil 1).

Oluşumların yakın çevresinde, Öztürk ve diğ., (1981), Ayhan ve Karadağ (1985), Demirkol ve Yetiş (1985), Cengiz (1991), Özgül ve diğ., (1991b), Cengiz (1997), Şenel ve diğ., (1996), Elitok (2000), Cengiz ve Kuşcu (2000), Elitok (2001), Cengiz ve Kuşcu (2002), Andrew ve Robertson (2002), Cengiz ve Kuşcu (2003), Kuşcu ve Cengiz (2003) gibi araştırmacılar çeşitli amaçlarda jeolojik çalışmalar yapmışlardır.

Çalışma alanının jeolojik ve çizgisellik haritasının yapımında 2001 tarihli Landsat ETM+ false color uydu görüntüsünden yararlanılmıştır. Erdas Image görüntü işleme programı ile SDÜ Uzaktan Algılama Araştırma ve Uygulama Merkezi laboratuarlarında çalışmalar tamamlanmış ve arazi kontrolü yapılmıştır (Cengiz ve Kuşcu, 2000).

Bölgelerdeki ultrabaziklere bağlı manyezit oluşumlarını kapsayan alanlar arazide ayrıntılı incelenmiş, jeoloji

haritasına işlenmiş ve sistematik örneklemler yapılmıştır. Araziden derlenen manyezit örneklerinin 7 tanesinden XRD diyagramları MTA Genel Müdürlüğü laboratuarlarında çektilmiş, 8 adet manyezit örneğinin major ve iz element analizleri ACME (KANADA) laboratuarlarında ICP-MS, Fire Assay ve ICP-ES yöntemleriyle yapılmıştır.

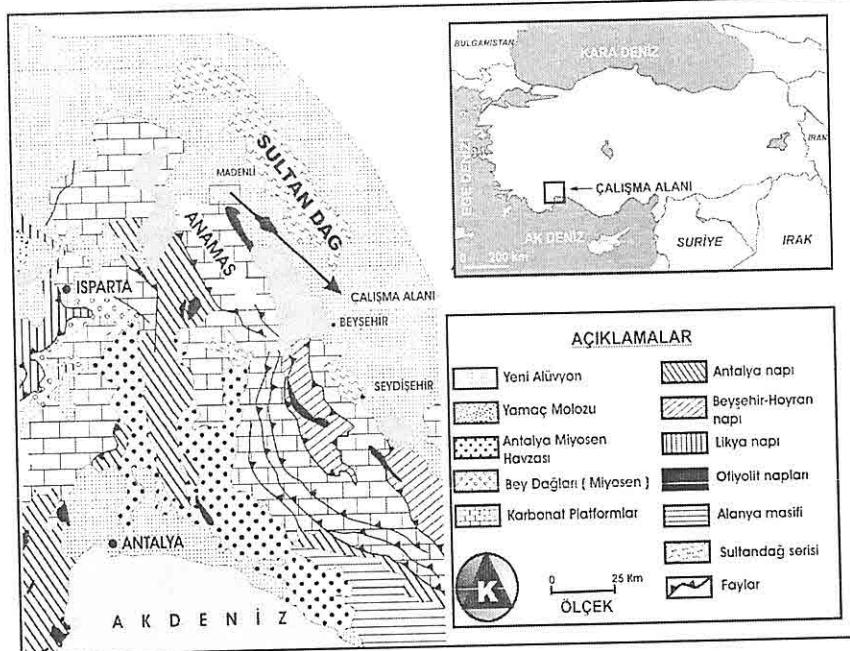
Bu çalışmada, uydu görüntü yorumları ve arazi gözlemleri, mikroskop çalışmaları ve jeokimyasal incelemeler ile araştırma sahasındaki manyezit oluşumlarının jeolojik özellikleri, kökeni yorumlanmış ve tartışılmıştır.

2. JEOLOJİ

Manezit oluşumlarının yakın çevresinde Isparta Büklümü'nün doğu kesiminde Beyşehir Hoyran napları yüzeyler (Şekil 1). Şarkikaraağaç Ofiyolitleri de bu napın bir bölümünü oluşturur.

Bölgelerdeki kaya birimleri, Özgül (1976)'e göre Geyikdağı Birliği, Dumont ve Kerey (1975a)'e göre Anamas-Akseki Birliği, Şenel ve diğerleri (1996) tarafından belirlenen Anamas-Akseki

MADENLİ (GELENDOST - ISPARTA) MANYEZİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİSİ ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ



Şekil 1. Çalışma alanına ait bölgesel jeoloji ve yer buldurul haritası (Şenel, 1983).

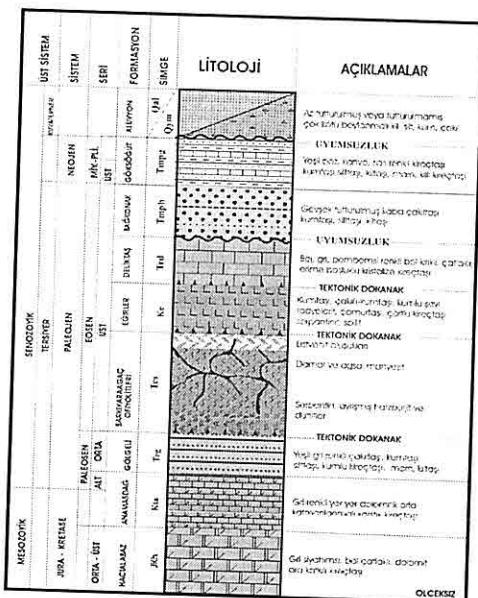
otoktonu içerisinde yer almaktadır.

Çalışma alanında bulunan kaya birimleri, otokton konumlu Jura yaşı dolomit ve kireçtaşından oluşan Hacialabaz formasyonu ile başlar (Şekil 2). Üzerine uyumlu olarak Kretase-Alt Tersiyer yaşı dolomitik kireçtaşı ve kireçtaşlarını kapsayan Anamasdağ formasyonu gelir. Anamasdağ formasyonu üzerinde de, Orta Eosen yaşı Gölgesi formasyonu uyumlu olarak gözlenir. Allıkton konumlu Beyşehir-Hoyran naplarına bağlı olan Üst Eosen yaşı Şarkikaraağaç Ofiyolitleri ile listvenitler (Şekil 3), Eğirler formasyonu ve Deliktaş formasyonu bu birimler üzerine oturur. Bütün bu birimleri otokton konumlu Üst

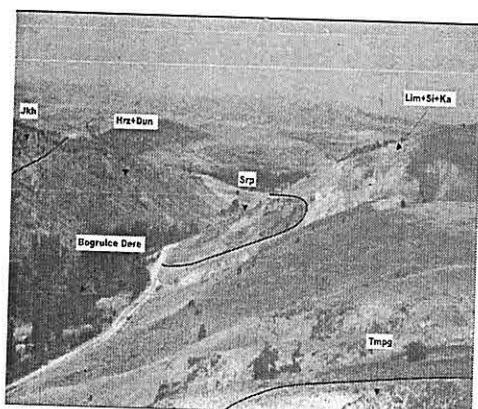
Eosen yaşı Bağkonak formasyonu, Üst Miyosen-Pliyosen yaşı Göksögüt formasyonu açısal uyumsuz olarak üstler. En üstte ise alüvyon ile yamaç molozundan oluşan Kuvaterner yaşı genç çökeller uyumsuz olarak bulunur.

3. CEVHERLEŞME

Çalışma alanındaki manyezit cevherleşmesi, Madenli ile Keçili arasında 2 km^2 lik bir alanda yüzeylemektedir (Şekil 4). Araştırma sahasındaki manyezit oluşumları, Madenli güneyindeki Kurtyurdu Tepe ile Keçili yolu boyunca yol yarmalarında ve dere yataklarında vadilerinde, Eğirler batısında da Barakkaya Tepe eteklerinde izlenir. Ayrıca, çalışma alanı dışında yer alan Belceğiz Köyü



Şekil 2. Çalışma alanının tektono-stratigrafik sütun kesiti.



Şekil 3. Şarkikaraağaç ofiyolitlerinin alt kısımlarındaki harzburjитler (Hrz), serpentinitler (Srp), ayrılmış dunit (Dun) ve harzburjит, üst kesimlerinde izlenen limonitli (lim), kovuklu, karbonatlı (Ka) ve silisli (Si) listvenit oluşumları ile Göksögüt formasyonu (Ttmpı).

48

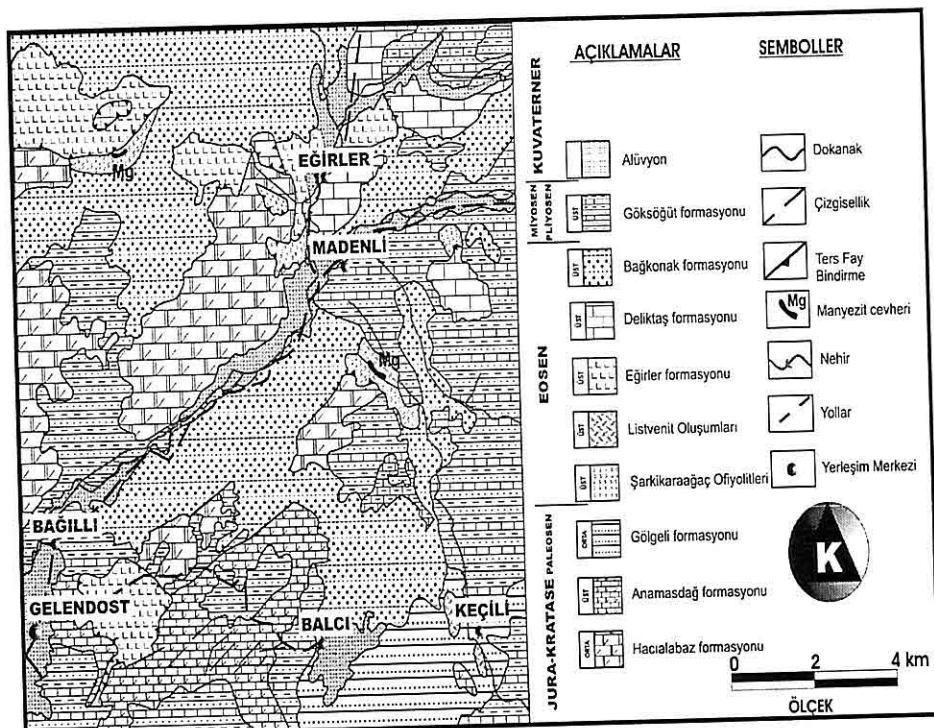
kuzeybatisında da düşük tenörlü, yer yer de yüksek kalsiyum içerikli manyezit oluşumları belirlenmiştir.

Manyezit oluşumları, Beyşehir-Hoyran naplarına bağlı Alpin tipi Şarkikaraağaç ofiyolitlerinde yer alan çok ayrılmış, ağsal görünümlü serpantinit, serpentinleşmiş kahverengimsi-sarımsı harzburjıt ve dunitler içerisinde çeşitli doğrultularda gelişen kırık ve çatlaklarda yataklanmaktadır. Serpantin damarlı ayrılmış ultrabazik kayaçlar üzerinde de kahverengi, bol kovuklu, yer yer karbonatlı, yer yer de silisli ve limonitli ayırtma düzeyleri izlenmektedir. Arazide en üst seviyelerde, Şarkikaraağaç ofiyolitlerinin üzerine gelen ve gölsel ortamda oluşmuş kil, marn, kilitası ve kireçtaşısı ardalanmasından oluşan Göksögüt formasyonu gözlenir (Şekil 5).

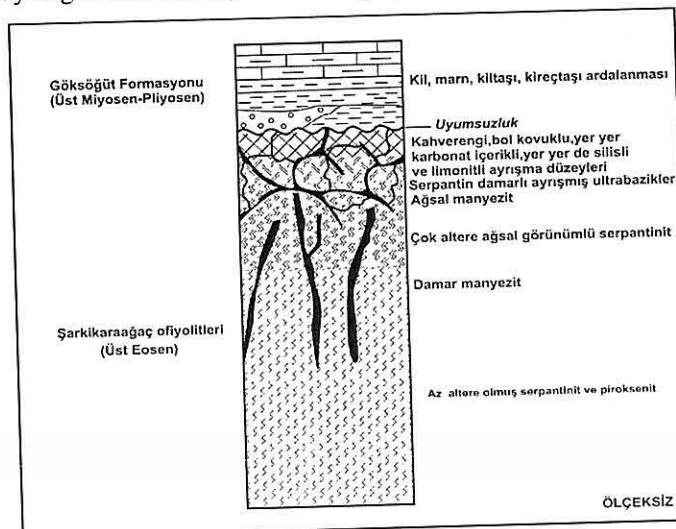
Ultrabazik kayaçların içerisinde yer alan manyezitler, yataklanmaları bakımından iki farklı şekilde gözlenmiştir. Topografik olarak üst seviyelerdeki manyezitler ağsal (Şekil 6a), yer yer breşik, daha alt kesimlerde izlenenler ise bireysel damarlar (Şekil 6b-7a) ve cepler şeklinde (Şekil 7b). Manyezit damarlarının kalınlığı 60-90 cm arasında değişirken, ağsal manyezitlerin kalınlığı milimetre ile 10 cm arasında değişmektedir. Sahadaki manyezitlerin yan kayaçları ile olan sınırları belirgin ve keskindir.

Manyezitler arazide genellikle masif, beyaz renkli, konoidal kırılmalı, ağsal ve breşik yapıda gözlenir (Şekil 8).

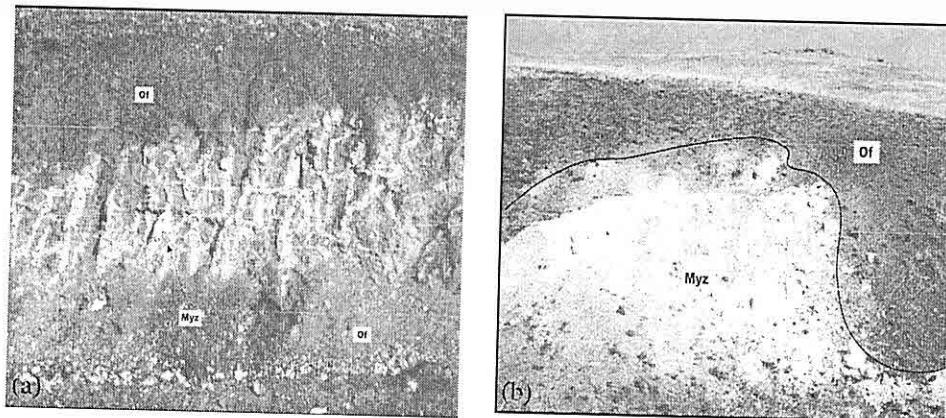
*MADENLİ (GELENDOST - ISPARTA) MANYEZİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİSİ ve
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ*



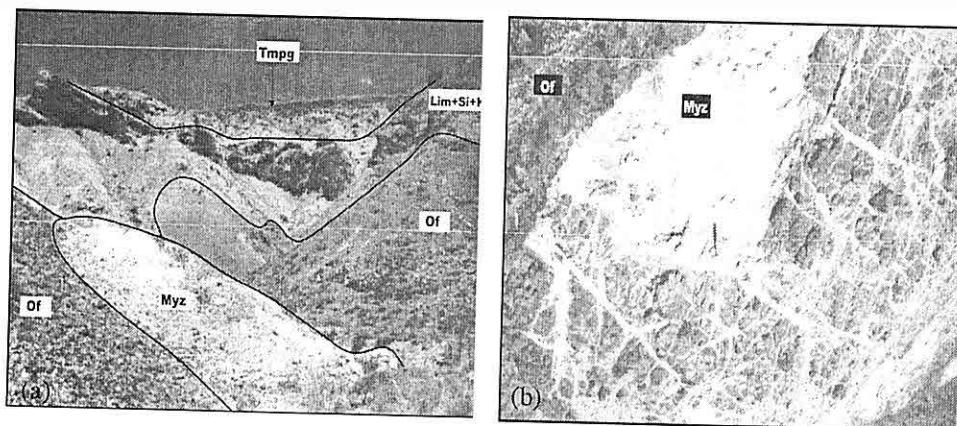
Şekil 4. Madenli ve çevresinin jeoloji haritası (Landsat ETM+ false color-2001 uydu görüntüsünden yararlanılmıştır).



Şekil 5. Manyezitin Šarkikaraağaç ofiyolitleri içerisinde damar ve ağsal
damarlar şeklinde yer almazı.



Şekil 6. Ayrışmış ofiyolitlerde (of) çeşitli yönlerde gelişmiş kırıklardaki ağsal (a) ve bireysel damar (b) manyezit (Myz) oluşumları.



Şekil 7. Limonitleşmiş (Lim), silisleşmiş (Si), karbonatlaşmış (Ka), ayrılmış ofiyolitlerdeki (of) bireysel damar (a) ve zayıf zonlarda gelişmiş ağsal ile cep (b) şeklindeki manyezit (Myz) oluşumları ve Göksögüt formasyonu (Tmpg).

4. MINERALOJİK ÖZELLİKLERİ

Çalışma alanından derlenen manyezit örnekleri üzerinde yapılan XRD analizleri ve polarizan mikroskop incelemelerine göre, arazide damar ve ağsal damar şeklinde gözlenen kriptokristalın ve masif manyezit damarlarının her iki türünün mineral parajenezinde, manyezit, kalsit,

50

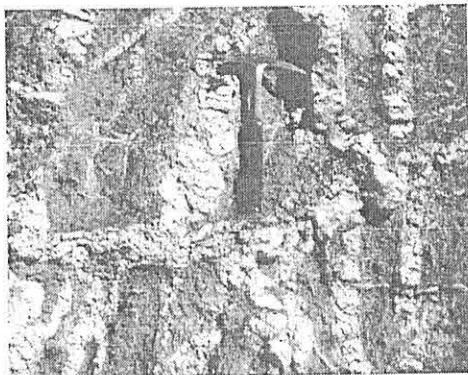
serpentin, karışık tabaklı kil mineralleri, smektit, dolomit ve talk saptanmıştır.

5. JEOKİMYASAL ÖZELLİKLER

İnceleme alanından derlenen manyezit örneklerinin major ve iz element analizleri yapılmıştır.

Sahadaki manyezitlerin SiO_2 içerikleri

MADENLİ (GELENDOST - ISPARTA) MANYEZİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİSİ ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ



Şekil 8. Ayrışmış ofiyolitlerde (kahverengi) gelişmiş kırıklarda izlenen breşik yapılı aşsal manyezit oluşumları (beyaz).

%3.77 ile % 16.01 arasında değişmektedir (Çizelge 1).

Al_2O_3 ise genellikle dedeksyon limitlerinin altında, sadece bir örnekte % 0.07 dir. Fe_2O_3 içerikleri % 0.13 ile % 0.84 aralığındadır. MgO değerleri % 40.35 ile % 44.88 aralığında iken, CaO değerleri % 0.59 ile % 3.97 aralığında değişmektedir.

Diğer oksit ve bileşiklerin, genellikle düşük oranlarda ve dedeksyon limitlerinin altında oldukları görülmektedir. Manyezit örneklerinin Au içeriği, 0.8 ppb ile 3.1 ppb aralığındadır (Çizelge 2). Zn değeri 2 ppm ile 7 ppm arasında, Mo de 0.1 ppm ile 0.8 ppm arasında değişmektedir.

Manyezit cevherleşmesinde Pb, Ag, As, U, V, W, Rb, Zr, Th, Y, Cs, Th, Cd, Sb ve Bi elementleri genellikle diğer elementlere göre daha düşük değerlerde ve dedeksyon limitlerinin altında izlenmiştir (Çizelge 2).

Möller (1989)'in 4 farklı kökenli manyezit oluşumunda yaptığı çalışmaların Cr, Ni, Co, Cu, Fe, Mn, Sr ve Ba elementlerinin manyezitin her oluşumu için farklı dağılım periyotlarına sahip olduğu ortaya konulmuştur. Möller (1989)'in bu grafiklerin hazırlanmasında baz aldığı araştırmalar ve bölgeleri aşağıda verilmiştir (Çizelge 3).

5.1. Ni, Cr, Co ve Cu Dağılımı

Çalışma alanındaki manyezitlerin Ni değerleri 43 ile 411 ppm, Co değerleri de 5 ile 30 ppm aralığında değişmektedir. Buna göre Ni'in log değerleri 1.634-2.614, Co'in log değerleri 0.72-1.48 arasındadır. Bu sınırlar Möller (1989) grafiklerindeki altere ultramafiklere bağlı olarak gelişen manyezitlerdeki Ni ve Co değerleri ile yakındır. Manyezit örneklerindeki Cr değerleri 10-1580 ppm arasında olup logC değerleri 1.301-3.198 arasında izlenir.

Möller (1989) grafiklerine yerleştirildiğinde Cr sınırları altere ultramafiklerden daha fazladır.

Cu değerleri de 0.6-11 ppm, logC değerleri 0.22-1.04 arasındadır. Bu durum altere ultramafiklerle uyum içindedir (Şekil 9).

5.2. Fe-Mn ve Sr-Ba Dağılımı

Sahada yer alan manyezitlerdeki Fe değerleri 900-5870 ppm, Mn değerleri de 77-697 ppm arasında gözlenir. Fe'in logC değerleri 2.95-3.77, Mn'1.88-2.84 arasındadır. Bu sınırlar da Möller grafiklerinde altere ultramafiklere bağlı olarak gelişen manyezitlerdeki sınırlara

Çizelge 1. Çalışma alanındaki manyezitlerin major oksit element içerikleri (%).

Ornek No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	A.Z	Top/C	Top/S	Topl.
M-3	5.54	<0,03	0.14	44.36	0.63	<0,01	<0,02	<0,01	0.06	0.01	49.1	12.9	<0,01	99.88
M-4	8.88	<0,03	0.13	41.99	1.25	<0,01	<0,02	<0,01	0.07	0.05	47.1	11.75	0.01	99.55
K-5	4	<0,03	0.41	44.88	1.28	<0,01	<0,02	<0,01	0.05	0.06	49.3	12.8	<0,01	100
K-6	16.01	<0,03	0.79	40.35	0.88	0.01	0.02	<0,01	0.06	0.03	41.3	9.81	0.02	99.49
K-9	10.02	0.04	0.62	42.91	0.72	0.01	<0,02	<0,01	0.05	0.08	44.9	11.22	<0,01	99.63
K-11	5.08	0.07	0.74	44.24	0.7	0.01	0.02	<0,01	0.06	0.07	48.6	12.8	0.03	99.63
K-15	7.47	<0,03	0.84	40.92	3.97	<0,01	<0,02	<0,01	0.06	0.09	46.3	12.06	<0,01	99.77
L-14	3.77	<0,03	0.48	44.5	0.59	0.01	<0,02	<0,01	0.05	0.05	49.9	13.64	0.01	99.39

Çizelge 2. Çalışma alanındaki manyezitlerin iz element içerikleri (Au ppb, diğerleri ppm).

Ornek No	Au	Ag	As	Ba	Co	Ni	Cr	Fe	Mn	Pb	Cu	Zn	Sr	Mo	Cd
M-3	2.2	0.2	<0,5	8	5.8	192	109	1000	77	0.1	1.8	3	16.7	0.4	<0,1
M-4	1	<0,1	0.6	14	30	411	75	900	387	<0,1	1.2	4	74.6	0.2	<0,1
K-5	0.8	<0,1	<0,5	15	5.3	43	20	2860	465	0.1	0.6	7	44.3	<0,1	<0,1
K-6	1.2	<0,1	<0,5	15	10.5	191	34	5520	232	0.1	0.9	3	27.2	0.1	<0,1
K-9	3.1	<0,1	<0,5	9	16.7	259	158	4330	620	0.1	1.4	4	14.6	0.3	<0,1
K-11	1.5	<0,1	0.5	17	12.2	92	160	5170	542	0.7	10.9	7	34.8	0.8	<0,1
K-15	1.3	<0,1	1	33	17.6	273	460	5870	697	0.1	2.5	4	176	0.4	<0,1
L-14	1	<0,1	<0,5	9	5.4	45	75	3360	387	0.1	1.2	2	36.2	0.2	<0,1

Çizelge 2-devam

Örnek No	Sb	Bi	Rb	Cs	Th	U	V	W	Zr	Y
M-3	<0,1	<0,1	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	16	0.1	0.5	<0,1
M-4	<0,1	<0,1	<0,5	<0,1	<0,1	0.2	<5	<0,1	<0,5	<0,1
K-5	<0,1	<0,1	<0,5	<0,1	<0,1	0.4	<5	<0,1	<0,5	<0,1
K-6	<0,1	<0,1	0.9	<0,1	0.2	0.2	<5	<0,1	1	0.2
K-9	<0,1	<0,1	<0,5	<0,1	<0,1	<0,1	7	0.1	<0,5	<0,1
K-11	<0,1	<0,1	1.3	<0,1	0.3	0.3	12	0.2	1.9	0.4
K-15	<0,1	<0,1	<0,5	<0,1	<0,1	0.5	6	0.1	0.6	<0,1
L-14	<0,1	<0,1	1.2	0.9	<0,1	0.2	<5	0.1	<0,5	<0,1

uyumludur. İnceleme alanındaki manyezitlerde bulunan Sr değerleri 15-176 ppm, Ba değerleri de 8-33 ppm arasındadır. Sr'un logC değerleri 1.16-2.25, Ba'un logC değerleri 0.90-1.52 arasındadır (Şekil 10).

Bulunan bu sınırlar Möller (1989) grafiklerine göre altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Sr ve Ba değerleri ile uyum içerisinde değildir. Sr ve Ba değerleri daha yüksektir. Bunun sebebi, yörede Hüyük (Konya) ve

Şarkikaraağaç (Isparta) arasında bulunan barit yataklarına bağlanabilir (Cengiz ve Kuşçu, 2002).

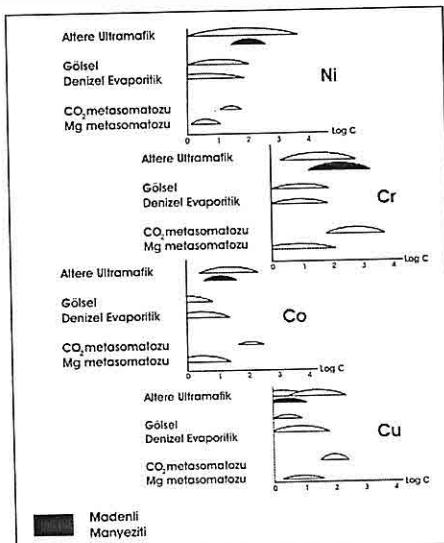
6. MANYEZİT YATAKLARININ OLUŞUMU

Dünya'da ultrabazik kayalarda oluşan kriptokristalin dokulu pek çok manyezit yatağı bilinmektedir (Dabitzias, 1980; A.Jaber ve Kimberley, 1992; Tuncay, 2000; Manav, 2001). Bu yatakların oluşumunda magnezyumun kökeninin

*MADENLİ (GELENDOST - ISPARTA) MANYEZİT CEVHERLESMESİNİN JEOLOJİSİ ve
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ*

Çizelge 3. Möller'in manyezit oluşumları için baz aldığı araştırmalar.

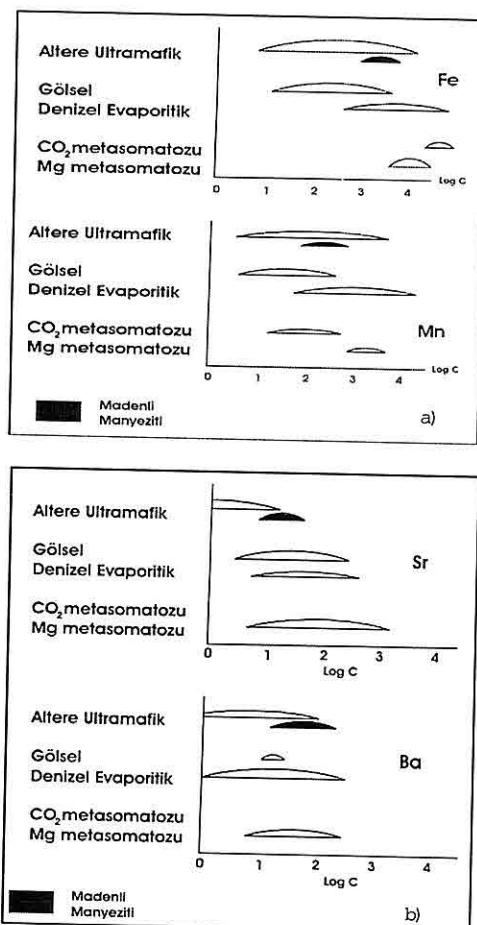
Oluşum Türleri	Araştırmacılar	Yatak Yerleri
Altere ultramafik	Redlich (1990) Martiny ve Rojkoviç (1977) Maksimoviç ve Dangiç (1974) Wichrowska (1974) Franz ve diğerleri (1982) Chatsidimitriadis ve Keleptersis (1983)	Kraubath-Avusturya Hotkovec-Sovyetler Birliği Goles, Use-Yugoslavya Gogolow, Grachowa-Polonya Vavdos, Evbea-Yunanistan Vasilike, Galarinos-Yunanistan
Gölsel sedimanter	Ilic (1968) Wetzenstein ve Zachmann (1977)	Bela, Sreva-Yugoslavya Servia-Yunanistan
Denizel sedimanter	Schroll (1961) Martiny ve Rojkoviç (1977) Franz ve diğerleri (1979)	Sabklas-Tunus; Cooronglagon-Avusturya Hall.Kas wassерgraben-Almanya Biek Vody, Novoveska Huta-Sovyetler Birliği Alto Chapare-Bolivya
Metamorfik	Gaur ve diğerleri (1979) Angel ve Trojer (1953) Morteani ve diğerleri (1982) Quemeneur (1974) Munita (1979) Valcha (1979)	Ochsner-Almanya; Bagoli-Hindistan Entachen-Almanya Hohfilzen-Laneisbah; Veitsh, Redenthein-Almanya Eugui-İspanya; Kralk (1977); Eugui-İspanya Ceara-Brezilya Kosice-Sovyetler Birliği



Şekil 9. İnceleme alanındaki manyezitlerin iz element dağılımlarının, Möller (1989)'e ait manyezitlerdeki Ni, Cr, Co ve Cu dağılım grafikleri üzerindeki konumu.

ulrabazik kayaçlar olduğu açıktır. Kriptokristalin manyezit yataklarının oluşumunda en çok tartışılan konulardan biri ise CO_2 'in kaynağıdır (Pohl, 1990; Rao ve diğ., 1999; Zedef ve diğ., 2000). CO_2 'in aşağıdaki kaynaklardan gerçekleşebileceğinin düşünülmektedir:

- 1- Atmosferden gelen CO_2 (O'Neil ve Barnes, 1971),
- 2- Metamorfik kayaçlardan gelen CO_2 (kireçtaşı ve dolomitdeki CO_2 'in aşağı çıkması ile) (Abu-Jaber ve Kimberley, 1992),
- 3- Volkanojenik kökenli CO_2 (Ilich, 1989),
- 4- Topraklardan gelen CO_2 (organik materyalin çürümesi) (Zachmann ve Johannes, 1989),
- 5- Sedimentler içerisinde yer alan organik materyaldeki karbonun aşağı çıkması ile ortaya çıkan



Şekil 10. Araştırma sahasındaki manyezitlerin iz elementler dağılımlarının, Möller (1989)'e ait manyezitlerdeki Fe-Mn (a) ve Ba-Sr (b) elementlerinin dağılım grafikleri üzerindeki konumu.

CO_2 (ya da organiklerin oksidasyonunun diğer şekilleri) (Fallick ve diğ., 1991; Brydie ve diğ., 1993).

6- Yukarıdaki olasılıkların bir kaçının birleşimi ile.

Atmosferde çözünmüş CO_2 içeren meteorik sular, çözelti içerisinde Mg ve Si'u alır ve arkasında demiri bırakarak ultramafik kayalarla etkileşime girer. Bunlar aşağı doğru sızarak çok fazla doygunlaşırlar. Manyezitin çökelimi, çözelti CO_2 'i kaybettiği zaman meydana gelir ve onlar yüzeye yaklaştıkça pH değeri değişir. Manyezitin çökelmesi esnasında suyun pH'sının 8.5-10 arasında, Eh' in da buna bağlı olarak 0.75 ile 1.0 arasında bir değere sahip olduğu düşünülmektedir.

Illich (1968)'e göre, hem görsel-sedimanter ve hem de ultrabazik yan kayaçlı damar-ağsal tip manyezitler, CO_2 'ce zengin volkanik kökenli getirimlerden kaynaklanır. Kırıklı ultramafik kayaçlar Mg^{+2} ca zengin olan bu CO_2 'li hidrotermal çözeltilerle dolarlar. Çözeltiler yüzeye doğru hareket ettikçe basıncın hızlı bir şekilde düşmesinin bir sonucu olarak CO_2 'in serbest kalması ile manyezit çökelir (Fallick ve diğ., 1991; Abu-Jaber ve Kimberley, 1992).

Zachmann ve Johannes (1989), C ve O izotop verilerine göre kriptokristalin manyezitlerdeki CO_2 'in kaynağını topraktan gelen organik karbonun sağladığını belirtir. Onlar, sirküle olan meteorik sulardaki karbonun kaynağının, organik materyal ve bitki solunumunun oksidasyonu sonucu çürüme ile topraklardaki CO_2 i meydana getirdiğini açıklamışlardır. Fakat Türkiye'nin batısının ağaçlarla örtülü olmasından dolayı, bu sahalardaki kriptokristalin manyezit yatakları için CO_2 kaynağının

*MADENLİ (GELENDOST - ISPARTA) MANYEZİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİSİ ve
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ*

toprak oluşumlu CO₂ olması olası değildir (Zedef, 1994).

Abu-Jaber ve Kimberley (1992), Margarita adasındaki (Venezuela) ultramafik yan kayaçlı damar tipi manyezit yatakları üzerinde yapıkları çalışmada, manyezitdeki CO₂'in kaynağının derin yerleşimli metamorfik reaksiyonlarla olabileceği sonucunu çıkarmıştır. Bu yazarlar, manyezitde elde ettikleri δ¹³C verileri (-16 ile -9 ‰) ile ultramafik kayaçların altında bulunan organik maddece zengin kireçtaşı ve şeyllerin son derece hafif olan δ¹³C'i vermek için metamorfizmaya uğraması gerektiğini belirtirler. Belirtildiği gibi, son derece hafif δ¹³C izotoplara sahip kriptokristalin damar-ağsal ve damar tipi manyezit yataklarının oluşumunda karbonun kaynağının organik maddece zengin sedimentler olduğu kabul edilir. Foresudetic blok ofiyolitleri içerisindeki manyezit yatakları (Kuzey Bohemya Masifi-Polonya), δ¹³C'in -18.7 ile -4.4 ‰ arasında değişimlerine sahiptir (Jerdysk ve Halas, 1990). Bu yazarlar, CO₂'in bir kısmının manto kökenli olabileceğine işaret etmelerine rağmen, çoğunu da ultramafik kayalar altındaki organik maddece zengin sedimentlerin oksidasyonundan ileri geldiğini öne sürümlerdir.

Dünyadaki bütün manyezit yataklarının δ¹³C ve δ¹⁸O izotop sistematiğine bakıldığından, Kralik ve diğ., (1989) manyezit yataklarının altında bulunan organik maddece zengin sedimentlerin oksidasyonunun kriptokristalin, damar-ağsal damar tipi manyezitlerdeki CO₂'in

kaynağı olabildiğini ileri sürerler.

Zedef (1994), Konya'daki Koyakçı tepe ve Sodur damar tipi manyezitleri ve Helvacıbaba ağsal manyezit yatağı için yaptığı çalışmalarda, ultramafik kayaçlar altında yer alan organik maddece zengin kayaçlardaki karbondioksidin açığa çıktığını ve bu yatakların en hafif C izotop değerlerine (13.1 ve -12.4%) sahip olduğunu belirtmiştir.

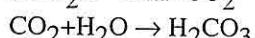
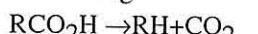
Manyezitdeki Mg²⁺'un kaynağının ise, ultramafik kayalardaki olivin ya da serpentinden ileri geldiği bilinmektedir. Bu minerallerin alterasyonu 15°C 'ye kadar düşük sıcaklıklarda bile mümkündür (Barnes ve O'Neil, 1969).

Meteorik su, potansiyel olarak yüzeye yakın büyük hacimleri gerektirdiği için cazip bir sıvı kaynağıdır. Fallick ve diğ., (1991) göre, genellikle manyezitin oluşumu için gerekli olan suyun büyük bir miktarı sadece meteorik su boşalımı yoluyla giderilebilir. Sıvıyı pompalamak için enerjinin kaynağı, topografya ile yönlendirilen hidrostatik akıştır.

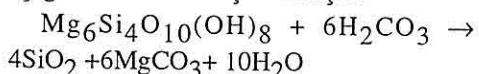
Bütün bu yorumlar dikkate alındığında, Şarkikaraağaç Ofiyolitleri bindirme öncesi ve sonrasında, bindirdikleri birimle olan sınırlarında ve faylanma zonları boyunca geniş ve yoğun bir biçimde yaklaşık 15°C ile 85°C aralığındaki bir sıcaklıkta, o günkü okyanus suları ya da daha sonraki formasyon sularının girişimi ile serpantinleşmişlerdir. Daha sonra genişleme ve rahatlama çatıtlakları boyunca gravitasyon etkisi ile bu kırık ve çatıtlaklar ve normal faylar boyunca aşağıya doğru sızan sular, derinlerde kabuk ısınması ve magmatik intrüzyonlar ile ısitılmışlardır.

Aynı zamanda CO_2 , organik karbonca zengin sedimanların sıcak suların etkisinde kalması sırasında sıcaklığın etkisi ile açığa çıkar. Bu şekilde biyojenik olmayan CO_2 'in açığa çıkması sağlanır. (Barnes ve diğ., 1978).

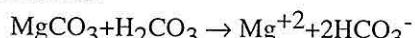
Manyezitin oluşması için Irwin ve diğ. (1977)'e göre kimyasal denge aşağıdaki gibidir. R: Mg



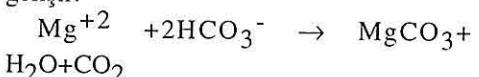
Bu kuvvetli karbonat çözeltisi, serpentinitlerle gerek yanal ve gerekse yukarı doğru faylar ve açıklıklar boyunca ekzotermik olarak gelişir (Wenner ve Taylor, 1970). Mg ve Fe, kayaçlardan bikarbonat etkisi ile geride silisi bırakarak çözünür. Demir, siderit veya hematit olarak bile çökeltılır. Mg^{+2} 'un CO_2 ile birleşerek manyeziti oluşturmaması, serpentinitden Mg++ olarak ayrılması ve MgCO_3 şeklinde serbest çökelmesi aşağıdaki formülle açıklanmıştır.



Ayrıca, manyezit bikarbonat olarak da çözülebilir.

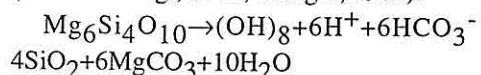


Bu bikarbonat çözeltisi yüzeye eriştiğinde basıncın kalkması ile uçuculuğunun gitmesi sonucu hızlı bir çökelmeyle kriptokristalin manyezit gelişir.



Yukarı doğru çözelti içinde (muhtemelen kolloidler olarak taze su ile yenice karışmış) taşınmış ince kristalli manyezit, açık kanallara damarlar ya da

ağsal şekilli olarak yerlesir. Diğer yandan, göl ortamına boşalan Mg^{+2} ve bikarbonatça zengin eriyik, sedimanter olarak yataklanır. Burada hidrolik akış artezyen olabilir, hidrotermal çözeltiler ise meteorik kökenlidir. Ofiyolitler içerisinde sıcak kaynaklar ($15-40^\circ\text{C}$) her yerde gözlenir. Ofiyolitler boyunca derinlere (2-3 km) inen yüzey sularının sıcaklıklarını jeotermal gradyan ve magmatik aktivitenin de etkisi ile böyle bir derinlikte $75-100^\circ\text{C}$ sıcaklığa ulaşır. Su, ultramafik kayaçları 85°C 'nin üzerinde serpantinleştirir (Neal ve Stanger, 1984). Sıcaklık yüksek olarak kalır veya ekzotermik reaksiyon boyunca artar. Bikarbonat da reaksiyona katılır ve magnezyum bikarbonat ve silis oluşabilir (Barnes ve diğ., 1973, Stanger, 1985).



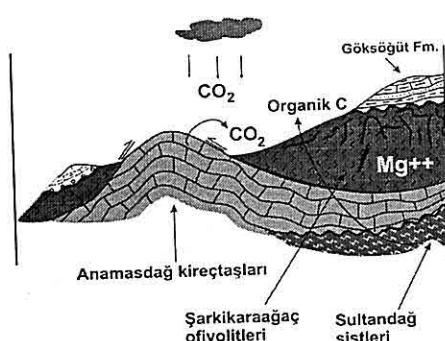
75°C ve 100°C 'de pH'ın 12 olduğu sulu çözelti silisi çözer ve bir kısmını yüzeye taşır ve opalin silis ve β -kristobalit olarak çökeltebilir (Barnes ve diğ., 1973). Böylece, pH'ın birkaç değer düşmesiyle örneğin; göl ortamlarında silis çökelmesi gerçekleşir.

Bazı araştırmacıların manyezit üzerinde yaptığı $\delta^{18}\text{O}$ çalışmalarına göre, manyezitin düşük basınç ve sıcaklıklarda yüzeye yakın ortamlarda çökeldiği belirlenmiştir (A.Jaber ve Kimberley, 1992).

Çalışma alanında manyezit içeren ultramafikler, harzburjıt ve dunitlerdir. Bu kayalarda meydana gelen serpentinleşme ve ayıurma değişen derecelerdedir. Hidrotermal ve meteorik sularda ve ayrıca yakın çevredeki organik maddelerce

MADENLİ (GELENDOST - ISPARTA) MANYEZİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİSİ ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

zengin kayaçlar (Sultandede şistleri) ve karbonatlı kayaclardan gelen CO_2 , manyezit oluşumunda etkilidir (Şekil 11).



Şekil 11. Çalışma alanındaki manyezitlerin şematik oluşum modeli.

Kısaca Madenli manyezitlerinin oluşumu özetlenirse, hidrotermal ve meteorik sular, ultrabazikler içerisindenden geçerek derinlerden yukarılara doğru taşınmıştır. Bunlar, serpentinleşmenin son evresinde ya da sonunda gelişen kırık ve çatlaklar boyunca dolaşarak, serpentiniti ayırtmıştır. CO_2 bakımından zengin bu sular, iyon haline geçen Mg^{+2} u da bünyelerine alarak manyeziti büyük açıklıklara bireysel damarlar şeklinde, değişik yönlerde gelişen küçük kırık ve çatlaklar içerisinde de aşsal olarak çökelmiştir.

8. KAYNAKLAR

Abu-Jaber, N.S., Kimberley, M.M., 1992. Origin of Ultramafic-Hosted Magnesite on Margarita Island, Venezuela: Mineral Deposits 27, 234-241

Akay, E., 1981. Beyşehir Yöresinde (Orta Toroslar) Olasılı Alt Kimmeriyen Dağ Oluşum İzleri: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 26/2, 26-29.

Andrew, T., and Robertson, A.H.F., (2002). The Beyşehir-Hoyran-Hadim Nappes: Genesis and Emplacement of Mesozoic Marginal and Oceanic Units of the Northern Neotethys in Southern Turkey: Journal of the Geol. Soc., v.159, no.5, pp.529-543.

Ayhan, A., ve Karadağ, M., 1985. Şarkikaraağaç (Isparta) Güneyinde Bulunan Boksitli Demir ve Demirli Boksit Yataklarının Jeolojisi ve Oluşumu: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c.28,s. 137-146.

Barnes, L., and O'Neil, J.R., 1969. The Relationship Between Fluids in Some Fresh Alpine-type Ultramafics and Possible Modern Serpentinisation, Western United States: Geological Society of America Bulletin, v.80, p.1947-1960.

Barnes, I., O'Neil, J.R., Rapp, J.B., and White, D.e., 1973. Silica-Carbonate Alteration of Serpentine: Wall-Rock Alteration in Mercury Deposits of the California Coast Ranges: Economic Geology, v.68, 388-398.

Barnes, I., O'Neil, J.R., and Trescases, J.J., 1978. Present Day Serpentinization in New Caledonia, Oman and Yugoslavia: Geochimica et Cosmoch Acta, v.42, 144-145.

Brydie, J.R., Fallick, A.E., Ilich, M., Maliotis, G., and Russell, M.J., 1993. A Stable Isotopic Study of Magnesite Deposits in the Akamas Area, N.W.C.Cyprus: Trans. Instn. Min. Metall.

- (Sect.B: *Appl. Earth Sci.*), v.102, p.550-553.
- Cengiz, O., 1991. Çarışsaraylar (Şarkikaraağaç-Isparta) Kuzeyinin Jeolojisi ve Kurşunlu Barit Yatakları: Yüksek Lisans Tezi, Akad.Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü, s.75, Isparta.
- Cengiz, O., 1997. Şarkikaraağaç (Isparta) ile Hüyük-Doğanhisar (Konya) Arasındaki Barit Yatakları ve Oluşumu: Doktora Tezi, SDÜ. Fen Bilimleri Enstitüsü, s.247, Isparta.
- Cengiz C., ve Kuşcu, M., 2002. Yalvaç ve Şarkikaraağaç Bölgesindeki Listvenitlerde Gelişen Altın Potansiyelinin Araştırılması: SDÜ Araştırma Fonu No: 339.
- Cengiz O., ve Kuşcu, M., 2002. Şarkikaraağaç (Isparta) ile Hüyük (Konya) Arasındaki Barit Yataklarının Jeokimyasal Özellikleri ve Kökeni: MTA Dergisi, S.123-124, s.67-89, Ankara.
- Cengiz, O., ve Kuşcu, M., 2003. Madenli ve Belceğiz Arasındaki Bölgenin Jeolojisi, Listvenitlerin Jeokimyası ve Gelişimi/Gelendost-Şarkikaraağaç, Isparta): TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası 56.Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 116-117, Ankara.
- Chatzimitiades, E.A., Kelepertsviv, A.E., 1983. A Geological-Geochemical Study of Magnesite from Northern Greece (Chalkidiki Peninsula), Oryktos Plontos 22, 29-36.
- Dabitzias, S.G., 1980. Petrology and Genesis of the Vavdos Cryptocrystalline Magnesite Deposits, Chalkidiki Peninsula, Northern Greece: Economic Geology, v.75, 1138-1151.
- Demirkol, C., ve Yetiş, C., 1985. Sultandağları Kuzey Batusındaki Allokton Birimlerin Jeolojisi: Ç.Ü. Jeoloji Mühendisliği, 22, 3-10.
- Dumont, J.F., ve Kerey, E., 1975a. Eğirdir Gölü Güneyinin Temel Jeolojik Etüdü: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18/2, 169-174.
- Elitok, Ö., 2000. Şarkikaraağaç (Isparta) ve Çevresinin Jeoloji, Mineraloji ve Petrografisi: Doktora Tezi, S.D.Ü. Fen Bilimleri Enst., Isparta (Yayınlanmamış).
- Elitok, Ö., 2001. Geochemistry and Tectonic Significance of the Şarkikaraağaç Ophiolite in the Beyşehir-Hoyran Nappes, SW Turkey: 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Proceedings, 181-196, Isparta.
- Fallick, A.E., Illich, M., and Russell, M.J., 1991. A Stable Isotopic Study of the Magnesite Deposits Associated with the Alpine-type Ultramafic Rocks of Yugoslavia: Economic Geology, v.86, p.847-861.
- Franz, E.D., Ponce, J., Wetzenstein W., 1979. Geochemie und Petrographie Der Magnesitlagers Tatten Das Alto Choparel Bolivien Radex-Rdsch, 1105-1119.
- Franz, E.D., Marazidis, D., Werzestein, W., 1982. Geochemie Magnesium Carbonatischer Feuerfestrohstoffe Von Vavdos: Chalkidik/Griechenland-Radex. Rdsch, 966-706.
- Gaur, G.S.C., Bagati, T.N., Nautiyal, S.P., 1979. Magnesite Deposit of Bagoli District Chamoli, Gahwal Himalaya: Preliminary Exploration Account, Himalayan Geol.9, 744-825.

MADENLİ (GELENDOST - ISPARTA) MANYEZİT CEVHERLEŞMESİNİN JEOLOJİSİ ve
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

- Ilich, M., 1968. *Problems of the Genesis and Genetic Classification of Magnesite Deposits*: Geol. Carp. 19, v.1, 149-160.
- Irwin, H., Curtis, C., and Coleman, M., 1977. *Isotopic Evidence for Source of Diagenetic Carbonates Formed During Burial of Organic-Rich Sediments*: Nature, v.209-213.
- Jedrysek, M.O., and Halas, S., 1990. *The Origin of Magnesite Deposits From the Polish Foresudetic Block Ophiolites: Preliminary $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ Investigations*: Terra Nova, v.2, p.154-159.
- Kralik, M., 1977. *Verbietung und Genese De Magnesitlagerstatte Von Eugui (Asturrea) W-Pyrenaen/Spanien*: 179, Thesis Wien.
- Kralik, M., Aharon, P., Schroll, E., and Zachmann, D., 1989. *Carbon and Oxygen Isotope Systematics of Magnesites: A Review* In: *Magnesite. Geology, Mineralogy, Geochemistry and Formation of Mg-Carbonates (Monography Series on Mineral Deposits, 28)* (Ed. by P. Moller), p.197-223, Gebruder Borntraeger, Berlin.
- Kuşcu, M., Cengiz, O., 2003. *Göller Bölgesinin (Isparta-Burdur) Farklı Kökenli Manyezit Cevherleşmelerinin Jeokimyasal Özellikleri*: SDÜ. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi 20.Yıl Sempozyumu Bildiri Özleri, 196-197, Isparta.
- Maksimoviç, Z., Dangiç, A., 1974. *The Study of Trace in Bodanov B. Cedl. Problems of Ore Deposition*: Fourt Lagod Sympiosiom, Varna 2, 387-394.
- Manav, H., 2001. *Harmancık (Bursa)*
- Manyezitlerinin Jeokimyasal Özellikleri: Geosound Yerbilimleri, ÇÜ., S. 38.
- Martiny, E., Rojkovic, I., 1977. *Trace Elements in Magnesites of Slovakia (Central West Carpathians)*: Geol. Carpath 28, 311-322.
- Moller, P., 1989. *Minor and Trace Elements in Magnesite Monograph Series on Mineral Deposits*: 28, 173-195, Gebrüder Borntrager, Berlin-Stuttgart.
- Morteain, G., Möller, P., Schley, F., 1982. *The Rare Earth Element Contents and Origin of the Sprary Magnesite Mineralization of Tux-Lanersbach Enstachen Alm. Spiessnagel and Hochfilzen, Austria and the Lacustrine Magnesite Deposits of Aiani Kozani, Greece ND Bela Stena, Yugoslavia*: Econ. Geol. 77, 617-631.
- Munita, S.C.A., 1979. *Determinaco De Elementos Em Baixa Concentracao Em Concentraco De Tracos Em Amostras De Magnesita, Por Analize Por Activacao*: 43, Thesis No, Iea.158 Sao Paulo.
- Neal, C., and Stanger, G., 1984. *Calcium and Magnesium Hydroxide Precipitation From Alkaline Groundwater in Oman, and Their Significance to the Process of Serpentinization*: Mineralog. Mag., v.48, 237-241.
- O'Neal, J.R., and Barnes, I., 1971. *C^{13} and O^{18} Composition in Some Freshwater Carbonate Associated with Ultramafic Rocks*: Western United States: Geochimica et Cosmochimica Acta, v.35, p.687-697.
- Özgül, N., 1976. *Torosların Bazi Temel Jeolojik Özellikleri*: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 19/1, 65-77.

- Özgül, N., Bölkibaşı, S., Alkan, H., Öztaş, H., Korucu, M., 1991b. *Göller Bölgesinin Tektono-Stratigrafik Birlikleri: Ozan Sungurlu Simp., Bld. (Ed.S. Turgut), 213-237.*
- Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Ayaroğlu, A., ve Acar, S., 1977. *Şarkikaraağaç (Isparta) ve Dolayının Jeolojisi: MTA Enstitüsü Derleme No: 7045, 190, (Yayınlanmamış).*
- Öztürk, E.M., Dalkılıç, H., Ergin, A., Avşar, Ö.P., 1981. *Sultandağının Güneydoğusu ile Anamasdağı Dolayının Jeolojisi: MTA Genel Müdürlüğü Rapor No: 81-91 (Yayınlanmamış).*
- Pohl, W., 1990. *Genesis of Magnesite Deposits-Models ND Trends: Geol. Rundschu 79: 291-299.*
- Quemeneur, J., 1974. *Les Gisements De Magnesite Du Pays Basque De La Magnesite Carde Geologique Et. Sedimentologie and Genese Dela Magnesite En Milieu Sedimentaire: 210, Thesis, Paris.*
- Rao, B.K., Sethumadhv, M.S., Prasad, M.H., Mahabaleshwar, T.D., Rao, A.V., 1999. *Features and Genesis of Vein-Type Magnesite Deposit in the Doddakanya Area of Karnataka, India: Journal of the Geological Society of India, v.54, Issue.5, 449-465.*
- Redlich, K.A., 1990. *Die Typen Der Magnesitlager, Stattlen: 2, Prakt. Geol. 17, 300-310.*
- Schrool, E., 1961. *Über Das Vorkommen Von Manesit In Alpinen Salzlagerstätten Radex-Rdsch: 704-707.*
- Şenel, M., 1983. *Discussion on the Antalya nappes: Geology of the Taurus Belt Int. Symp., 41-51 pp, Ankara.*
- Stanger, G., 1985. *Silicified Serpentinite in the Semail Nappe of Oman: Lithos, v.18, 13-22.*
- Şenel, M., Gedik, İ., Dalkılıç, H., Serdaroğlu, M., Bilgin, A.Z., Uğuz, M.F., Bölkibaşı, A.S., Korucu, M., ve Özgül, N., 1996. *Isparta Büklümü Doğusunda, Otokton ve Allokton Birimlerinin Stratigrafisi (Batı Toroslar): MTA Dergisi, 118, 111-160.*
- Tuncay, A., 2000. *Çayırbağı-Meram (Konya) Manyezitlerinin Kökeni: Türkiye Jeoloji Bülteni, c.43, s.2, Ankara.*
- Valcha, Z., 1979. *Czechoslovak Analytical Standards of Rock and Mineral Raw Materials Reference Standart Material of Magnesite (Kosie): Zborník Gedockých Ved. Ser. Tech. Geochem 16, 85-98.*
- Wenner, D.B., Taylor, H.P., 1971. *Temperatures of Serpentinization of Ultramafic Rocks Based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Fractionation Between Coexisting Serpentine and Magnetite, Contr.: Mineralogy Petrology, v.32, 165-185.*
- Wetzenstein, W., Zachmann, D.W., 1977. *Sedimentare Magnesiumcarbonatische Bildungen Im Servia-Becken Nordgriechenland: Radex-Rdsch, 29-49.*
- Wichrowska, M., 1974. *Badania Mineralogiczno-Geochemiczne Magnezydów Ze Złóż Dolnego Śląska: Biul.Insti Ged. 280, 81-105.*
- Zachmann, D.W., and Johannes, W., 1989. *Cryptocrystalline magnesite in: Magnesite. Geology, Mineralogy, Geochemistry and Formation of Mg-Carbonates (Monography Series on*

MADENLİ (GELENDOST - ISPARTA) MANYEZİT CEVHERLESMESİNİN JEOLOJİSİ ve
JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

- Mineral Deposits, 28) (Ed. By P.Moller): Zedef, V., Russell, M.J., Fallick, E.,
p.15-28. Gebruder Borntraeger, Berlin. 2000. *Genesis of Vein Stockwork and*
Sedimentary Magnesite and Hydromagnesite Deposits in the Ultramafic Terranes of Southwestern Turkey: A Stable Isotope Study: Economic Geology, v.95, 429-446.
Zedef, V., 1994. *Origin of Magnesite in Turkey, A Stable Isotope Study: A Thesis Submitted for the Degree of Doctor of Philosophy: Department of Geology & Applied Geology University of Glasgow*, 159 p.

**PIRİTLİ BAKIR CEVHERİNİN MEZOFİLİK BAKTERİLERLE
ÇÖZÜNDÜRÜLMESİİNDE DEMİR OKSIDASYONU ÜZERİNE BİR ÇALIŞMA**

Hasan ÇİFTÇİ, Ata AKÇİL

S.D.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Isparta/Türkiye

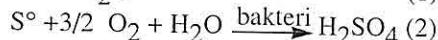
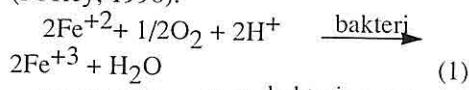
ÖZET: Biyoliç, sülfürlü cevherlerin ya da konsantrelerin işlenmesi için basit ve etkili bir prosesdir. Son yıllarda ekonomikliği ve çevresel avantajları bir çok ülkede kanıtlanmış olup, bu yöntem başlıca bakır, altın ve uranyumun kazanımı için endüstriyel ölçekte başarıyla uygulanmaktadır. Bu çalışmada, Küre Bakır cevherinin iki farklı bakteri kültürüyle (*Acidithiobacillus ferrooxidans* ve *Leptospirillum ferrooxidans*) oksidasyon parametreleri incelenmiştir. Laboratuar şartlarında yapılan biyoliç deneylerinde bakteri sayıları, pH, Fe(II) ve Fe(III) konsantrasyonları incelenmiştir. Her iki bakteri kültürünün bu tip bir cevher için uygunluğu tespit edilmiştir.

**A STUDY ON IRON OXIDATION IN LEACHING OF COPPER ORE WITH
PYRITE USING BY MESOPHILIC BACTERIA**

ABSTRACT: Bioleaching is a simple and an effective process for the treatment of sulphidic ores or concentrates. Recently, economical and environmental advantages of this method is viable proven in the most countries which has successfully been applied as a commercial scale for the recovery of copper, gold and uranium. In this study, oxidation parameters of Kure copper ore were followed with two different bacteria cultures (*Acidithiobacillus ferrooxidans* and *Leptospirillum ferrooxidans*). In laboratory scale bioleaching tests, bacterial counts, pH, and Fe(II)-Fe(III) concentrations are discussed. It was obtained that the two bacteria cultures are suitable for this type of the ore.

1. GİRİŞ

Biyoliç, normal basınç altında ve 5 ile 90°C sıcaklık aralığında, mikroorganizmaların katalizör etkisini kullanarak sülfürlü cevher veya konsantrelerden metalik bileşiklerin çözündürülmesi işlemidir. Bakteriler, 0,5-2 μ m büyülüklüğünde çok küçük mikroorganizmalardır. Sülfürlü mineralleri oksitleyen birçok bakteri türü bulunmaktadır. Bunlar arasında en etkili ve önemli olanı *Acidithiobacillus ferrooxidans*'dır. Asidik maden sularında bol miktarda bulunan bu tür bakteri, kalkopirit ($CuFeS_2$), kovelin (CuS), bornit (Cu_5FeS_4) ve enargit ($3Cu_2S \cdot As_2S_5$) gibi sülfürlü bakır minerallerini oksitleyerek bakır sulfata ($CuSO_4$) dönüştürür. Biyoliçte, havalandırma, sıcaklık, tane boyutu, ortam pH'sı, karıştırma hızı, katı oranı, organizmaları besleyici elementlerin varlığı etkili olmaktadır. Demir ve sülfürün her ikisi, farklı doğal ortamlarda bakterilerin gelişmesi için önemli bir enerji kaynağını sağlayan ve çeşitli bakteriler tarafından oksidasyon ve redüksiyon reaksiyonlarıyla dağılmış önemli element örnekleridir. Liç işlemi, kuvvetli bir oksitleyici reaktif olarak hareket eden ferrik demirin ($Fe(III)$) bulunması ile hızlanmaktadır. Biyoliç, ferros demir ($Fe(II)$) ve sülfür bileşiklerinin bakteriyel oksidasyonu ile üretilen ferrik demir ve sülfürik asitin (H_2SO_4) üretimine bağlı olmaktadır (Pooley, 1998).



Ülkemizde uzun yıllardır bakır cevherlerinin hidrometalurjik kazanım (kavurma+liç, ferrik klorür liç, ferrik sülfat liç, küprit klorür liç, basınç altında liç vb.) şartları üzerine araştırmalar yapılmaktadır. Özellikle kompleks, refrakter veya pirit içeriği yüksek cevherlerden metal kazanımına yönelik çalışmalara (Ricketts, 1989; Arslan vd., 1995, 1998; Bulut vd., 2001a, b; Kangal vd., 2001; Perek ve Arslan, 2002; Akcil, 2002; Akcil ve Çiftci, 2002, 2003a) bir alternatif olması açısından son yıllarda ülkemizde biyolojik yöntemlerle metal kazanımı konusunda da sınırlı araştırmalar yapılmıştır (Doğan vd., 1999; Salameh vd., 1999; Akçıl, 2003; Akçıl ve Çiftci, 2003 a, b).

Biyoliç prosesi hidrometalurjik ve pirometalurjik proseslerle karşılaştırıldığında; düşük tenörlü sülfürlü cevherlerin ekonomik olarak liç edilebilmesi, daha az sermaye gerektirmesi, pirometalurjik işlemlerden daha az enerji harcaması ve pirometalurjik işlemlerde ortaya çıkan çevre için zararlı kükürt dioksit (SO_2) ve karbon dioksit (CO_2) emisyonlarının oluşmaması gibi önemli avantajlara sahiptir. Biyoliç prosesinin bu avantajlarının yanında dezavantajları da bulunmaktadır. Biyoliç prosesinin hidrometalurjik ve pirometalurjik proseslere kıyasla çok daha yavaş bir proses olması, kontrolünün zor olması ve biyoliç sisteminde istenen mikroorganizmaların aktif olarak varlığının sürdürülmesi gerekliliği gibi dezavantajlara sahiptir.

Bu çalışmada, Küre bakır cevheri

PİRİTLİ BAKIR CEVHERİNİN MEZOFİLİK BAKTERİLERLE ÇÖZÜNDÜRÜLMESİİNDE DEMİR OKSIDASYONU ÜZERİNE BİR ÇALIŞMA

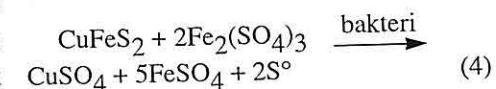
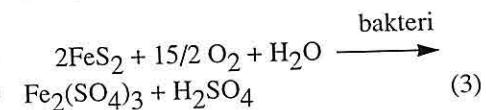
üzerinde biyoliç deneyleri yapılmıştır. Biyoliçte önemli olan iki farklı mezofilik ve asidofilik demir oksitleyici bakteri kültürü (*Acidithiobacillus ferrooxidans* ve *Leptospirillum ferrooxidans*) kullanılarak değişik katı oranlarındaki cevher numunelerinde pH, bakteri sayıları, Fe(II) ve Fe(III) konsantrasyonları incelenmiştir.

2. KARIŞTIRMA LİÇİ VE BAKTERİYEL FAALİYETLER

Bir tankın veya reaktörün içindeki pulp, bir karıştırıcı pervane yada hava ile karıştırılır. Karıştırma liçi, Erlenmayerlerde veya daha gelişmiş biçimde biyoreaktörlerde yapılmaktadır. Karıştırma liçinde daha fazla havalandırma, daha doğru gözlem yapabilme ve çeşitli parametrelerin kolayca kontrolü, bakterilerin daha iyi aktivitesi ve gelişmesi mümkündür. Böylece reaksiyon zamanı oldukça kısalarak metal kazanımı büyük ölçüde artar (Bosecker, 1997). Biyoliç ile metal kazanım proseslerinin ekonomik olarak rekabetçi olmasının başlıca nedeni mikroorganizmaların kemolitotrofik olarak gelişme yetenekleridir (Brierley, 1982).

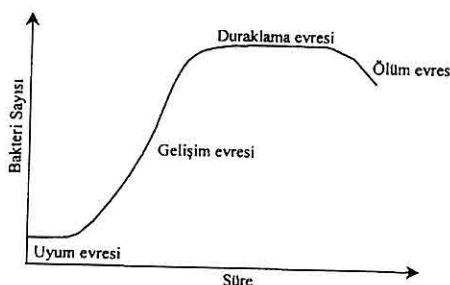
Thiobacilli türü bakteriler gelişmeleri için gerekli enerjiyi inorganik sülfür ve bileşiklerinin oksidasyonundan elde ettikleri için kemosentetik bir metabolism ile nitelendirilmektedirler. Bu yüzden Thiobacilli türü bakteriler, kemolitotrofik olarak atfedilmektedir. *Acidithiobacillus ferrooxidans*'ın metal toleransı, özellikle sülfürlü konsantrelerden metallerin kazanımında önemlidir (Pooley, 1998,

Brierley and Brierley, 2001, Suzuki, 2001). Bu bakterinin pek çok türü izole edilmiş olup, farklılıklar elementel sülfür ve çeşitli sülfür minerallerini oksitleme kapasitelerine bağlıdır. Liç prosesi açısından en önemli tür, sülfür mineralini hızlı oksitleyebilme kapasitesine sahip olmalıdır. *Acidithiobacillus ferrooxidans* türü bakterilerin en iyi gelişme pH'sı 2 olup, 1.5 - 5 pH aralığında aktiftirler. Mezofilik türlerin en iyi gelişme sıcaklığı 35°C'dir. Mezofilik bakteriler, gelişmeleri için gerekli enerjiyi ferros demirin ve sülfür bileşiklerinin oksidasyonundan sağlamaktadırlar. *Acidithiobacillus ferrooxidans* türü bakteriler çok değişik doğal ortamlarda bulunabilirler. Ancak bu tür bakteriler sülfürlü minerallerin yoğun olduğu ortamlarda kolayca üreyebilirler ve 40°C'nin altındaki sıcaklıklarda sülfürlü minerallerin oksidasyonu için en baskın mikroorganizmalardır (Mason ve Rice, 2002). En önemli bakır minerali olan kalkopiritin oksidasyonu indirekt biyoliç bir örnektir. Bu proseste, bakır minerali bakterinin varlığında aşağıdaki gibi çözündürülür (Seifelnassr ve Abouzeid, 2000).



Bakteri kültürleri uygun bir ortama ekildiği zaman, mikrobiyel popülasyon artışı Şekil 1'de görüldüğü gibi bir gelişme

eğrisi şeklinde olmaktadır.



Şekil 1. Bakterilerin gelişim grafiği (Atlas, 1996).

Uyum evresi, bakteri hücrelerinin yeni ortama uyum sağlaması dönemidir. Uyum evresinin süresi hücrenin geçmiş dönemlerine, gelişme ortamına, fiziksel ve kimyasal etkenlere bağlı olmaktadır. Örneğin gelişim evresinin sonunda olan bir bakteri kültürü, gelişme şartlarına benzer bir ortama transfer edildiği zaman uyum evresi gözlenmemektedir. Ancak duraklama evresinde olan bakteri hücreleri, gelişme ortamına aktarıldığı zaman ise bakterilerin gelişiminde bir uyum evresi gözlenmektedir. Gelişim evresi boyunca bakteri sayısı logaritmik olarak artmaktadır. Gelişim evresi, mikroorganizmanın tipi ve gelişme şartları (sıcaklık, gelişme ortamının bileşeni) ile değişmektedir. Uygun şartlar altında, bakteri sayısı zamanla ikiye katlanarak artmaktadır. Bu evrede gelişme bir geometrik artma şeklinde olmaktadır ($2^0 \rightarrow 2^1 \rightarrow 2^2 \rightarrow 2^n$). Bakterilerin başlıca besinlerin ve elektron alıcılarının azalmasından ve zehirli maddelerin oluşması ve birikmesinden dolayı bir süre

66

sonra gelişimleri durmaktadır. Duraklama evresinde ikincil bazı enzimler ve antibiyotikler ortaya çıkmaktadır. Duraklama evresi boyunca bakteri popülasyonun net olarak artışı olmamaktadır. Son aşama olan bakterilerin ölüm evresi boyunca ölüm hızı, gelişme hızından daha yüksektir. Bu evrede canlı hücre sayısı zamanla azalmaktadır.

3. DENEYSEL ÇALIŞMALAR

3.1. Bakteri Kulturleri ve Gelişme Ortamları

Deneylede kullanılan iki tip asidofilik bakteri; *Acidithiobacillus ferrooxidans* (DSM 583) ve *Leptospirillum ferrooxidans* (DSM 2705), Deutsche Sammlung von Mikroorganismen und Zellkulturen kültür koleksiyonundan temin edilmiştir. Bu bakteriler deneylede kullanılmadan önce ferros demir içeren besiyerinde çoğaltılmışlardır (Çizelge 1).

Çizelge 1. *Acidithiobacillus ferrooxidans* ve *Leptospirillum ferrooxidans* için kullanılan besiyeri.

FeSO ₄ .7H ₂ O	55.6 g/L
(NH ₄) ₂ SO ₄	0.4 g/L
MgSO ₄ .7H ₂ O	0.4 g/L
KH ₂ PO ₄	0.2 g/L
KCl	0.1 g/L

Acidithiobacillus ferrooxidans ve *Leptospirillum ferrooxidans* türü bakteriler, yukarıda belirtilen besiyerinde çoğalmaları için 5 ile 7 gün arasında bekletilmiştir. Bu sürenin sonunda çoğalan bakterilerin bulunduğu besiyerinden 10

PIRİTLİ BAKIR CEVHERİNİN MEZOFİLİK BAKTERİLERLE ÇÖZÜNDÜRÜLMESİİNDE DEMİR OKSİDASYONU ÜZERİNE BİR ÇALIŞMA

mL alınarak yeni hazırlanan besiyerine aktarılmış ve alt kültür oluşturulmuştur. Bu işlem laboratuar şartlarında 4 – 5 kez kademeli olarak gerçekleştirilmiştir. Daha sonra bakterilerin cevhere adapte olması amacıyla Küre Bakır İşletmesi tesisinden alınmış pirit konsantresi üzerine de ekimler yapılmıştır (Çizelge 2).

Çizelge 2. *Acidithiobacillus ferrooxidans* ve *Leptospirillum ferrooxidans* için cevher üzerinde çoğaltılmalarında kullanılan besiyeri.

Pirit konsantresi	10 g/L
$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	0.4 g/L
$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	0.4 g/L
KH_2PO_4	0.2 g/L
KCl	0.1 g/L

3.2. Deney Numuneleri

Deneyleerde, Küre Bakır İşletmesi (Eti Bakır A.Ş.) tesisine beslenen dissemine ile masif cevherlerin karıştırılmasıyla elde edilmiş tüvenan cevher kullanılmıştır. Küre Bakır İşletmesi bakır yataklarının ana cevher mineralleri, pirit ve kalkopirittir. Önemli gang mineralleri ise kuvars, klorit, serisit, karbonatlar ve kil mineralleridir. Tüvenan cevher bileşimindeki bakır, demir ve sülfür oranları sırasıyla %1.19, %39.04, %37.22'dir.

Eti Bakır A.Ş. Küre İşletmesinden temin edilen tüvenan cevher konileme-dörtleme vb. numune azaltma yöntemleriyle ana kütleyi temsil edecek şekilde azaltılmıştır. Daha sonra bu numune %100'ü –1.70 mm olacak şekilde

laboratuarda primer ve sekonder kırıcılar kullanılarak boyutu küçültülmüştür. Daha sonra tüvenan cevher laboratuarda bilyalı değirmende %100'ü –75 µm olacak şekilde kuru olarak öğütülmüştür.

3.3. Analiz Yöntemleri

Liç çözeltisindeki toplam demir, SDÜ Merkezi Araştırma Laboratuarında bulunan Perkin Elmer AAnalyst800 marka Atomik Absorbsiyon Spektrometresinde (AAS) ölçülmüştür. Çözeltideki ferros demir, Potasyum dikromatla ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) titrasyon yapılarak belirlenmiştir. Titrasyonda indikatör olarak sodyum difenilamin sulfonat kullanılmıştır. Ferrik demir ise toplam demirden ferros demir çıkarılarak bulunmuştur. Çözeltinin pH'ı, Mettler Toledo MA235 pH/Ion Analyzer cihazı ile ölçülmüştür. Liç çözeltisindeki bakteri sayısı Zeiss Axiostar marka mikroskop kullanılarak Petroff-Hausser Lami ile yapılmıştır.

3.4. Biyoliç Deneyleri

Deneysel çalışmalar, SDÜ Maden ve Gıda Mühendisliği Bölümleri ve Merkezi Araştırma Laboratuarlarında gerçekleştirilmiştir. Deneyle, 250 mL'lik Erlenmayerlerde 100 mL'lik çalışma hacminde yapılmıştır. İki tip bakteri kültürü (*Acidithiobacillus ferrooxidans* ve *Leptospirillum ferrooxidans*) ile tüvenan cevherin farklı katı oranlarında (%1, %2, %3, %5) yapılan biyoliç deneylerinde bakteri sayısı, pH, Fe(II) ve Fe(III) konsantrasyonları incelenmiştir. Biyoliç deneylerinde sabit ve değişken şartlar aşağıdaki Çizelge 3'de gösterilmiştir.

Çizelge 3. Biyoliç deneyleri sabit ve değişken parametreleri

Sıcaklık (sabit)	30°C
Karıştırma hızı (sabit)	150 rpm
pH	1.6 (Başlangıç)
Cevher tipi (sabit)	Tüvenan cevher
Katı oranı (değişken)	%1, %2, %3, %5
Bakteri tipi (değişken)	<i>Acidithiobacillus ferrooxidans</i> ve <i>Leptospirillum ferrooxidans</i>

Tüvenan cevherden 1 g, 2 g, 3 g ve 5 g numuneler alınarak her bir Erlenmayerlere konulmuştur. Daha sonra Erlenmayerlere 90 mL besiyeri ilave edilmiştir. Besiyeri ilave edildikten sonra Erlenmayerler 121°C sıcaklıkta ve 1 atmosfer basınç altında 15 dakika otoklävdə bekletilerek sterilizasyon sağlanmıştır. Sterilizasyon işleminden sonra pH, steril seyreltik sülfürük asit ile ayarlanmıştır. Ayrıca bakteri içermeyen kontrol deney gurubu da aynı yöntemle hazırlanmıştır. Daha sonra çoğalmış bakteri kültüründen 10 mL alınarak her bir Erlenmayerlere (kontrol deney gurubu hariç) ekim yapılmıştır. Erlenmayerler, 30°C ve 150 rpm'e ayarlanmış Gallenkap marka bir çalkalamalı inkübatore yerleştirilmiştir (Şekil 2).

4. DENEY SONUÇLARININ İRDELENMESİ

Biyoliç işlemi, kuvvetli bir oksitleyici reaktif olan Fe(III)'ün liç ortamında bakteriler tarafından üretilmesiyle



Şekil 2. Deneylerde kullanılan çalkalamalı inkübator

hızlanmaktadır. Bu nedenle biyoliç prosesinde liç ortamındaki Fe(II) ve Fe(III) konsantrasyonları önemlidir. Farklı katı oranlarındaki cevher numuleri üzerinde yapılan biyoliç deneyleri boyunca her bir katı oranındaki Fe(II) ve Fe(III) konsantrasyonlarının tespit edilmesi ile biyoliçin gidişatı ve bakteriyel faaliyet ile ilgili bilgiler elde etmek mümkündür. Yapılan çalışmada biyoliç deneyleri boyunca Fe(II) ve Fe(III) konsantrasyonları saptanmıştır. Biyoliç deneyleri boyunca liç ortamının pH'sının takip edilmesi de önemlidir. Piritin bakteriyel oksidasyonu sonucu sülfürük asitin oluşması nedeniyle liç ortamının pH'sı düşmektedir. Bu nedenle biyoliç deneyleri boyunca liç ortamının pH'sı incelenmiştir. Ayrıca biyoliç deneyleri boyunca bakteri sayılarının belirlenmesi ile bakterilerin gelişimi üzerine bilgi elde etmek mümkündür.

4.1. Fe(II) ve Fe(III)'ün Farklı Katı Oranlarındaki Değişimi

Biyoliç için en önemli deney

PİRİTLİ BAKIR CEVHERİNİN MEZOFİLİK BAKTERİLERLE ÇÖZÜNDÜRÜLMESİNDEN DEMİR OKSIDASYONU ÜZERİNE BİR CALISMA

verilerinden olan Fe(II) cevher içerisinde mevcut piritin bakteriyel oksidasyonu sonucu, Fe(III)'e dönüştürmektedir. Toplam demir konsantrasyonundan titrasyon yapılarak saptanan Fe(II) konsantrasyonu çıkarılarak, Fe(III) konsantrasyonu elde edilmiştir. Farklı katı oranlarındaki Fe(II) ve Fe(III) konsantrasyon (mg/L) değişimi şekiller yardımıyla yorumlanmıştır (Şekil 3-10).

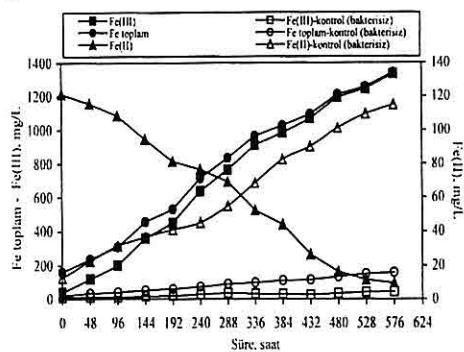
İki tip bakteri (*Acidithiobacillus ferrooxidans* ve *Leptospirillum ferrooxidans*) ile yapılan biyoliç deneylerinde, biyoliç boyunca Fe(II)'nin, Fe(III)'e oksitlendiği Şekil 3-10'dan açık bir şekilde görülmektedir. *Acidithiobacillus ferrooxidans* ve *Leptospirillum ferrooxidans* ile yapılan biyoliç deneylerinde zamanla Fe(II) konsantrasyonu azalmaktadır.

Steril kontrol (bakterisiz) deneylerinde deney boyunca Fe(II) konsantrasyonu artmaktadır. Biyoliç deneylerinde katı oranı artışıyla Fe(II) konsantrasyonunda da artma olmaktadır.

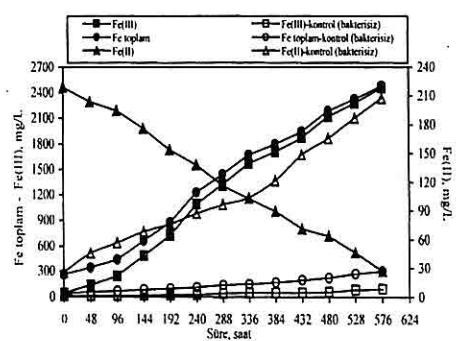
Acidithiobacillus ferrooxidans ve *Leptospirillum ferrooxidans* ile yapılan deneylerde, deney başlangıcında Fe(III) konsantrasyonu Fe(II) konsantrasyonuna göre oldukça düşüktür. Ancak deney boyunca demir oksitleyici bakteriler tarafından Fe(II)'nin Fe(III)'e oksitlenmesi sonucu liç çözeltisinde zamanla Fe(III) konsantrasyonu artmaktadır buna bağlı olarak Fe(II) konsantrasyonu azalmaktadır.

Katı oranı artışıyla mineral yüzey alanının artması sonucunda oluşan yüksek konsantrasyonlardaki Fe(II)'in, bakteriler

tarafından tamamen oksitlenmediğini
görülebilmektedir.



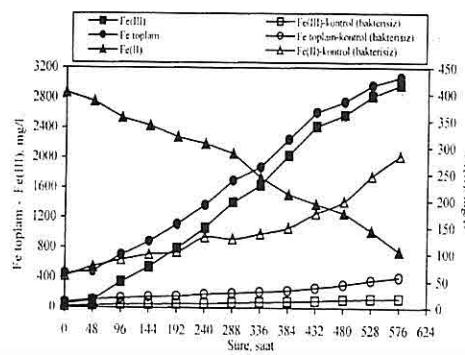
Şekil 3. *Acidithiobacillus ferrooxidans* ile yapılan biyoliç testlerinde %1 katı oranında çözünmüş Fe(II), Fe(III) ve Fe_{toplam} konsantrasyonları.



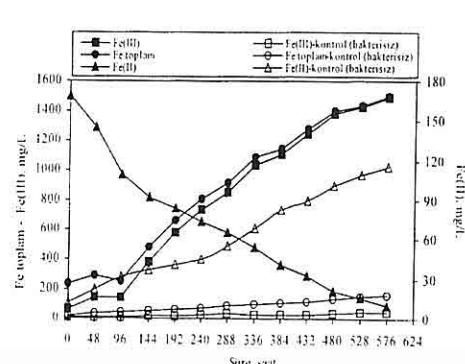
Şekil 4. *Acidithiobacillus ferrooxidans* ile yapılan biyoliç testlerinde %2 katı oranında çözünmüş Fe(II), Fe(III) ve Fe_{toplam} konsantrasyonları.

4.2. Bakteri Sayısı ve pH'ın Farklı Katı Oranlarındaki Değişimi

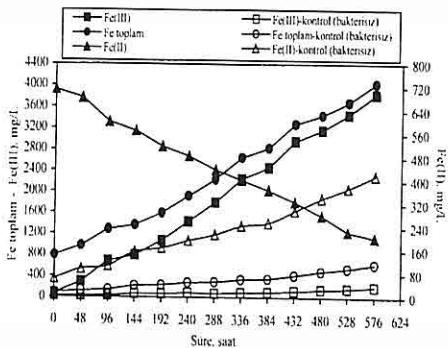
Acidithiobacillus ferrooxidans ile yapılan biyoliç deneylerinde, deneye başlandığındaki bakteri sayısı her bir katı oranında yaklaşık 1.4×10^7 ile 1.8×10^7 bakteri/mL arasında olduğu belirlenmiştir.



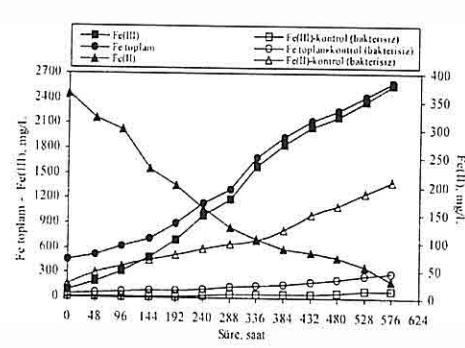
Şekil 5. *Acidithiobacillus ferrooxidans* ile yapılan biyoliç testlerinde %3 katı oranında çözünmüş Fe(II), Fe(III) ve Fe_{toplam} konsantrasyonları.



Şekil 7. *Leptospirillum ferrooxidans* ile yapılan biyoliç testlerinde %1 katı oranında çözünmüş Fe(II), Fe(III) ve Fe_{toplam} konsantrasyonları



Şekil 6. *Acidithiobacillus ferrooxidans* ile yapılan biyoliç testlerinde %5 katı oranında çözünmüş Fe(II), Fe(III) ve Fe_{toplam} konsantrasyonları.

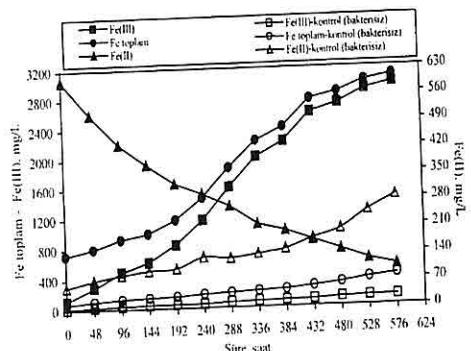


Şekil 8. *Leptospirillum ferrooxidans* ile yapılan biyoliç testlerinde %2 katı oranında çözünmüş Fe(II), Fe(III) ve Fe_{toplam} konsantrasyonları.

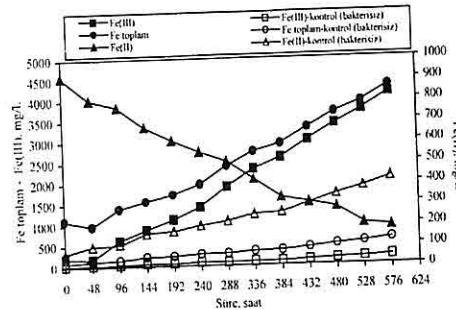
Çizelge 4 incelendiğinde 24 günlük biyoliç testleri sonunda bakteri sayısı %1 oranında 1.65×10^9 bakteri/mL olup, katı oranı arttıkça (%2) bakteri sayısında da bir artış olmuştur. Ancak %3 ve %5 katı oranlarında ise diğer katı oranlarında (%1 ve %2) belirlenen bakteri sayısından daha düşük bakteri sayısı tespit edilmiştir.

Acidithiobacillus ferrooxidans için her bir katı oranında uyum evresi yaklaşık 4 gün sürmüştür. Yani bu evrede bakteri sayısı çok düşük bir hızla artmıştır. 4 günden sonra ise tüm katı oranlarında bakteri sayıları hızlı bir şekilde artmıştır. Bu durum bakterilerin gelişim fazının bir göstergesidir.

**PİRİTLİ BAKIR CEVHERİNİN MEZOFİLİK BAKTERİLERLE ÇÖZÜNDÜRÜLMESİİNDE
DEMİR OKSİDASYONU ÜZERİNE BİR ÇALIŞMA**



Şekil 9. *Leptospirillum ferrooxidans* ile yapılan biyoliç testlerinde %3 katı oranında çözünmüş Fe(II), Fe(III) ve Fe_{toplam} konsantrasyonları



Şekil 10. *Leptospirillum ferrooxidans* ile yapılan biyoliç testlerinde %5 katı oranında çözünmüş Fe(II), Fe(III) ve Fe_{toplam} konsantrasyonları

Bakterilerin gelişme fazı %1 katı oranında 20 güne kadar devam etmiştir. 20 günden sonra bakteri sayısında artış çok yavaştır ve neredeyse durma noktasına gelmiştir. %2 katı oranında duraklama evresi 16 günden sonra başlamakta olup, %3 ve %5 katı oranlarında duraklama evresi tam olarak belirgin olmamasına karşın özellikle 14

günden sonra bakteri sayılarında düşük bir hızla artış olmaktadır. Buna göre 24 günlük biyoliç testleri sonunda %1 ve %2 katı oranlarında bakteri kültür duraklama evresini tamamlamasına rağmen, %3 ve %5 katı oranlarında hala gelişim evresi gözlenmektedir.

Leptospirillum ferrooxidans için biyoliç testlerine başlandığında ve liç işlemi sonunda bakteri sayıları diğer bakteri (*Acidithiobacillus ferrooxidans*) sayılarına göre daha düşüktür. *Leptospirillum ferrooxidans*'ın biyoliç testlerine başlandığındaki bakteri sayısı her bir katı oranı için yaklaşık 3×10^6 ile 3.18×10^6 bakteri/mL arasındadır. Liç testleri sonunda (24 gün) %1 katı oranında bakteri sayısı 1.11×10^9 bakteri/mL olarak saptanmıştır. Katı oranı arttıkça bakteri sayısında da artış gözlenmiştir. *Leptospirillum ferrooxidans* için uyum evresi diğer bakteri kültüründen daha uzun olmuştur. Özellikle %1, %2 ve %5 katı oranlarında uyum evresi 6 güne kadar devam etmiş olup, %3 katı oranında ise uyum evresi 4 gündür. Bu sürelerden sonra bakteri sayılarında hızlı bir artış olmuş (gelşim evresi), bu hızlı artış tüm katı oranları için 14 güne kadar devam etmiştir. 14 ve 16 günden sonra bakteri sayılarında daha düşük bir hız ile artış olmaktadır. Bu sürede bakteri sayılarındaki artış *Acidithiobacillus ferrooxidans* türü bakteride gözleendiği gibi tam olarak durmayıp, düşük bir artışla hala devam etmektedir. Bu durum *Leptospirillum ferrooxidans* türü bakterinin diğer demir okside eden *Acidithiobacillus ferrooxidans* türü

Çizelge 4. Biyoliç deneylerinde farklı katı oranlarında elde edilen bakteri sayıları

Bakteri Tipi	Kati Oranı %	Bakteri sayısı, bakteri/mL Süre, gün						
		2	4	8	12	16	20	24
<i>Acidithiobacillus ferrooxidans</i>	1	6.30×10^7	1.41×10^8	6.89×10^8	1.18×10^9	1.56×10^9	1.65×10^9	1.65×10^9
	2	6.42×10^7	1.92×10^8	7.50×10^8	1.27×10^9	1.69×10^9	1.71×10^9	1.72×10^9
	3	7.03×10^7	1.67×10^8	7.92×10^8	1.23×10^9	1.59×10^9	1.68×10^9	1.71×10^9
	5	6.55×10^7	1.39×10^8	6.40×10^8	1.23×10^9	1.45×10^9	1.57×10^9	1.61×10^9
<i>Leptospirillum ferrooxidans</i>	1	4.16×10^6	1.12×10^7	1.96×10^8	6.08×10^8	9.30×10^8	1.07×10^9	1.11×10^9
	2	4.14×10^7	6.26×10^7	3.08×10^8	8.07×10^8	1.14×10^9	1.23×10^9	1.28×10^9
	3	5.06×10^6	1.37×10^7	3.85×10^8	8.93×10^8	1.19×10^9	1.30×10^9	1.33×10^9
	5	4.87×10^6	1.21×10^7	2.20×10^8	6.71×10^8	1.09×10^9	1.25×10^9	1.30×10^9

bakteriden farklı bir bakteriyel faaliyette olduğunu göstermektedir. *Leptospirillum ferrooxidans* için 24 günlük biyoliç testlerinin sonuna kadar bakteri artışı devam etmekte yani gelişim evresi sürmekte ve duraklama evresi lic testlerinin sonuna doğru başlamaktadır. Özellikle %3 ve %5 katı oranlarında ise bu durum daha belirgin bir şekilde görülebilmektedir.

Çizelge 5'den görüldüğü gibi bakterilerin pirit oksidasyonuna paralel olarak pH'da zamanla azalma görülmektedir. Ancak bakteri içermeyen steril kontrol deneylerinde pH'da bir azalma olmamıştır.

İki tip bakteri kültürü için katı oranı arttıkça (%1 → %5), pH'da daha fazla azalma meydana gelmiştir. İlk 2 ile 4 gün arasında pH'da bir artma görülmekte ve bu

72

süreden sonra pH azalmaya başlamaktadır. *Acidithiobacillus ferrooxidans* ile %1 ve %2 katı oranlarında yapılan biyoliç deneylerinde ilk 4 günde pH'da çok az bir artma olmakta ve bu süreden sonra deney sonuna kadar pH'da azalma devam etmektedir. Ayrıca *Acidithiobacillus ferrooxidans* ile %5 katı oranında yapılan biyoliç deneyinde ilk 2 günde pH'da yükselme olmuş ve bu süreden sonra pH hızlı bir şekilde düşmeye başlamıştır.

Leptospirillum ferrooxidans ile %5 katı oranında yapılan biyoliç deneyinde ilk 4 gün içerisindeki pH artışı, bu bakteri ile diğer katı oranlarında yapılan biyoliç testlerine göre daha fazla olmuştur.

4. SONUÇLAR

Bu çalışma kapsamında, Küre Bakır

**PİRİTLİ BAKIR CEVHERİNİN MEZOFİLİK BAKTERİLERLE ÇÖZÜNDÜRÜLMESİİNDE
DEMİR OKSIDASYONU ÜZERİNE BİR ÇALIŞMA**

Çizelge 5. Biyoliç deneylerinde farklı katı oranlarındaki pH değişimi.

Bakteri Tipi	Kati Oranı %	pH Süre, gün						
		2	4	8	12	16	20	24
<i>Acidithiobacillus ferrooxidans</i>	1	1.572	1.594	1.575	1.541	1.515	1.497	1.472
	2	1.677	1.683	1.620	1.593	1.544	1.520	1.504
	3	1.680	1.666	1.611	1.585	1.522	1.480	1.484
	5	1.732	1.685	1.585	1.551	1.512	1.482	1.435
<i>Leptospirillum ferrooxidans</i>	1	1.629	1.623	1.605	1.586	1.553	1.523	1.516
	2	1.707	1.711	1.641	1.614	1.557	1.533	1.525
	3	1.693	1.708	1.666	1.606	1.544	1.525	1.495
	5	1.771	1.804	1.701	1.613	1.564	1.514	1.490

İşletmesi emprenye ve masif cevherlerin karışımından oluşan tüvenan cevher üzerinde biyoliç deneyleri yapılmıştır. Demir ve sülfür miktarı bakımından yüksek bu cevher üzerinde farklı katı oranlarında testler yapılarak, iki farklı bakteri kültürü için 24 gün boyunca bakteri sayısı, pH, Fe(II) ve Fe(III) konsantrasyonları tespit edilmiştir.

Aynı cevher tipi için daha önce yapılan çalışmalarında (Akçil, 2003; Akçil ve Çiftci, 2003b; Çiftci, 2003) iki farklı bakteri kültürüyle yapılan deneylerde katı oranı artışıyla (%1→%5) bakır çözünme verimlerinde azalma olduğu gözlenmiştir. *Acidithiobacillus ferrooxidans* türü bakteri kültürüyle %1 katı oranında yapılan biyoliç deneylerinde 24 gün sonunda bakır çözünme verimi yaklaşık %70 olarak gerçekleştiği tespit edilmiştir. *Acidithiobacillus ferrooxidans* türü bakteri kültürüyle yapılan biyoliç deneylerinde en yüksek çözünme verimi, %1 katı oranında

%68 Cu ve %35 Fe olarak elde edilmiştir. Bu değerler % 5 katı oranında %45 Cu ve %20 Fe'e kadar düşmektedir. *Leptospirillum ferrooxidans* kullanılarak yapılan biyoliç deneylerinde bakır ve demir çözünme verimleri diğer bakteri kültürüne göre daha düşüktür. *Leptospirillum ferrooxidans* türü bakteri kültürüyle yapılan deneylerde en yüksek çözünme verimi %1 katı oranında %54 Cu ve %38 Fe olarak elde edilmiştir. Bu değerler % 5 katı oranında %32 Cu ve %22 Fe'e kadar düşmektedir.

Sonuç olarak, iki farklı bakteri kültürünün (*Acidithiobacillus ferrooxidans* ve *Leptospirillum ferrooxidans*) birlikte test edildikleri deney gurubunda yüksek bir demir çözünme verimi sağlanmıştır. Bu testlerde gerek bakteriyel faaliyetler açısından gerekse demir ve sülfür oksidasyonu açısından uygun pH değerlerinde yeterli sayıda bakteri sayısıyla olumlu sonuçlar elde edilmiştir.

5. TEŞEKKÜR

Bu çalışma, S.D.Ü. BIOMIN Group çalışanları tarafından desteklenen ve 2000-2003 yılları arasında değişik proje ve tez çalışmalarının yayınlanması sonuçlarından oluşmaktadır. Bu çok disiplinli araştırma kapsamında Eti Bakır A.Ş. çalışanlarına, S.D.Ü. Merkezi Araştırma Laboratuvar çalışanlarına katkılarından ve desteklerinden dolayı teşekkür ederiz.

6. KAYNAKLAR

- Akcil, A., 2002, 'A preliminary research of acid pressure leaching of pyritic copper ore in Kure Copper Mine, Turkey', *Minerals Engineering*, Vol. 15, No. 12, pp. 1193-1197.
- Akcil, A., Ciftci, H., 2002, 'A Study of the Selective Leaching of Complex Sulphides from the Eastern Black Sea Region, Turkey', *Minerals Engineering*, Vol. 15, No. 6, pp. 457-459.
- Akcil, A., 2003, 'Sülfitli cevherlerden Acidithiobacillus ferrooxidans ile bakır kazanımı', SDÜ, Araştırma Projeleri Yönetim Birimi, Proje No: 560.
- Akcil, A., Ciftci, H., 2003a, 'Metals recovery from mult metal sulphide concentrates ($CuFeS_2-PbS-ZnS$): Combination of thermal process and pressure leaching', *Int. J. Min. Pro.*, Vol. 71, No. 1-4, pp. 233-246.
- Akcil, A., Ciftci, H., 2003b, 'Küre bakır cevherinin bakteriyel lişi', *Madencilik Dergisi*, Vol. 42, No. 4, s. 15-25.
- Arslan, F., Acarkan, N., Perek, T., Önal, G., 1995, 'Recovery of Precious Metals from Sulfidic Flotation Concentrates', In: *6th Balkan Conference on Mineral Processing*, pp. 134-140, 18-21 September, Republic of Macedonia.
- Arslan, F., Güney, A., Sirkeci, A.A., Gürkan, V., Bulut, G., Perek, K.T., Gül, A., Önal, G., 1998, 'Proposal of a New Process for Beneficiation of Küre Copper Ores', In: *Innovations in Mineral and Coal Processing*, Atak, S., Önal, G., Çelik, M.S.,-eds., pp. 673-677, Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5809 013 2.
- Atlas, R.M., 1996, 'Principles of Microbiology', WCB McGraw-Hill, International Edition (Second Edition), ISBN 0-8151-0889-3.
- Bosecker, K., 1997, 'Bioleaching: metal solubilization by microorganisms', *FEMS Microbiology Reviews*, Vol. 20, pp. 591-604.
- Brierley, C.L., 1982, 'Microbiological mining', *Scientific American*, Vol. 247, No. 2, pp. 42-51.
- Brierley J.A. and Brierley, C.L., 2001, 'Present and future commercial applications of biohydrometallurgy', *Hydrometallurgy*, Vol. 59, Issues 2-3, pp. 233-239.
- Bulut, G., Kangal, O., Gül, A., Perek, K.T., Arslan, F., 2001a, 'Recovery of Metallic Values from a Massive Rich Copper Ore', In: *Proceedings of the 9th Balkan Mineral Processing Congress*. (Önal, G., Atak, S., Güney, A., Çelik, M.S., Yüce, A.E.,-eds.), *New Developments in Mineral Processing*, 11-13 September, İstanbul.
- Bulut, G., Kangal, O., Perek, K.T., Yasan, I., Arslan, F., 2001b, 'A Comparative Study on Ferric Chloride

**PİRİTLİ BAKIR CEVHERİNİN MEZOFİLİK BAKTERİLERLE ÇÖZÜNDÜRÜLMESİİNDE
DEMİR OKSİDASYONU ÜZERİNE BİR ÇALIŞMA**

- and Ferric Sulphate Leaching of a Sulphidic Copper Ore from Turkey', In: VI Southern Hemisphere Meeting on Mineral Technology / XVIII Brazilian Meeting on Mineral Dressing and Extractive Metallurgy. (Barbosa, J.P., Dutra, A.B.J., Melamed, R., Trindade, R.B.E.-eds.), Vol. 2, pp. 348-352, 27 May-1 June, Rio de Janeiro, Brazil.
- Ciftci, H., 2003, 'Asidofilik bakteriler yardımıyla kalkopirit bioliçinde katı oranının etkisi', S.D.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek lisans tezi, 121 s.
- Dogan, M.Z., Yüce, E., Girgin, S., 1999, 'Leaching of Turkish Copper Ore Samples with *Thiobacillus ferrooxidans*', Biohydrometallurgy and the Environment Toward the Mining of the 21st Century. (Amils, R., Ballester, A.,-eds.), Part A (Bioleaching, Microbiology), pp. 257-262, ISBN 0 444 50193 2 (A&B).
- Kangal, O., Bulut, G., Gül, A., Özaksoy, G., Arslan, F., 2001, 'Cupric Chloride Leaching of Sulphidic Copper Ores', In: VI Southern Hemisphere Meeting on Mineral Technology / XVIII Brazilian Meeting on Mineral Dressing and Extractive Metallurgy. (Barbosa, J.P., Dutra, A.B.J., Melamed, R., Trindade, R.B.E.-eds.), Vol. 2, pp. 445-450, 27 May-1 June, Rio de Janeiro, Brazil.
- Mason, L.J., Rice, N.M., 2002, 'The adaptation of *Thiobacillus ferrooxidans* for the treatment of nickel-iron sulphide concentrates', Minerals Engineering, Vol. 15, pp. 795-808.
- Perek, K.T., Arslan, F., 2002, 'Pressure Leaching of Küre Massive Rich Copper Ore', In: 11th International Metallurgy and Material Congress, 5-9 June, İstanbul.
- Pooley, F.D., 1998, 'The role of biohydrometallurgy in mineral processing', Proceedings of the 7th International Mineral Processing Symposium, Innovations in Mineral and coal Processing, pp. 435-446, İstanbul, Türkiye
- Ricketts, N.J., 1989, 'Hydrometallurgical treatment of Cu-Pb-Zn sulphide concentrates', In: Extraction Metallurgy'89, I.M.M., London, pp. 705-720.
- Salameh, M., Özçengiz, G., Atalay, Ü., Özbayoğlu, G., Alaeddinoğlu, G., 1999, 'Enhanced Recovery of Artvin-Kafkasör Silver Ore by Microbial Treatment', Biohydrometallurgy and the Environment Toward the Mining of the 21st Century. (Amils, R., Ballester, A.,-eds.), Part A (Bioleaching, Microbiology), pp. 493-499, ISBN 0 444 50193 2 (A&B).
- Seifelnassr, A.A.S. ve Abouzeid, A.Z.M., 2000, 'Cevher Hazırlamada Yeni Eğilimler: Bakteriyel Aktivitelerin Kullanımı', Cevher Hazırlama Dergisi (Ore Dressing), Cilt 4, ss. 17-41.
- Suzuki, I., 2001, 'Microbial leaching of metals from sulfide minerals', Biotechnology Advances, Vol. 19, pp. 119-132.

MARMARA HAVZASI GEÇ KUVATERNER ÇÖKELLERİNİN KİMYASAL-ELEMENT BİLEŞİMİNİN İNCELENMESİ

Saday ALİYEV

A.Ü., Bilim ve Teknoloji Araştırma ve Uygulama Merkezi, Ankara /Türkiye
Azerbaycan Bilimler Akademisi, Jeoloji Enstitüsü, Bakü/Azerbaycan

Ali SARI

A.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara/Türkiye

ÖZET: Bu çalışma Marmara Denizinin Gönen ve Biga çayları deltası ve Çanakkale boğazı girişinde değişik su derinliklerinden alınmış Holosen karot çökelleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Çökellerde Cr, Ga, Ni, Zn, Mo, Cu, Pb, Yb, Y, Nb, Ti, P, Sr, Ba, Sn, Mn, Sc, Co, V, Zr iz elementleri, Corg dağılımları ve bunlar arasındaki ilişkiler incelenmiştir. Elementlerin değerleri arasındaki fark 1.8 ile 13.75 arasında değişmekte olup, en yüksek fark Sn için 9.0; Ba ve Ni için 10.5 ve 10.0; Zr ve Co için 13.63 ve Yb için 13.75' dir. Bu fark Corg için 6.82'dir. İz element ve Corg konsantrasyonlarına göre çalışma alanı: 1) V, Co, Zn, Ti, P, Zr, Sc, Ba, Corg ortalama değerlerince zenginleşme gösteren Gönen Çayı deltası alanı (163 nolu karot sahası); 2) Mo, Ni, Co, Zn, Ti, Pb, Yb, Sc, Nb, Ga, Y, Ba, Sn, Mn, Corg ortama bollukları yönünde daha düşük birikim seviyesine sahip olan Çanakkale boğazının Marmaraya girişi (181 nolu karot sahası) olarak iki sahaya ayrılmıştır. Organik madde kökeninin, genellikle, karasal ve tipinin de Tip III ve Tip II olduğu belirlenmiştir.

Çalışma alanının Holosen çökellerindeki gerek iz element, gereksiz organik madde dağılımlarının karasal kökenli malzemelerin jeokimyasal özelliği, çökellerin tane boyutu, havzanın sedimentasyon hızı ve hidrodinamik durumu, diyajenetik oksiytlenme gibi koşullar ile denetlendiği görülmektedir.

INVESTIGATION OF CHEMICAL ELEMENT COMPOSITION OF THE LATE QUATERNARY DEPOSITS OF MARMARA BASIN

ABSTRACT: This study was carried out on the Holocene core deposits obtained from the various depths on the deltas of Gonen and Biga Creeks as well as the entry of the strait of Dardanelles. The investigation was focused on the trace elements of Sr, Ga, Cr, Co, Ti, Zn, Pb, Ni, Cu, Ba, Zr, Yb, Y, P, Nb, Mn, Sn, Sc, Mo, V and the Corg distribution and the interrelationships between those chemical parameters. The difference between the values of such elements range from 1.8 to 13.75. The largest deviations observed for the elements are such that 9.0 for Sn; 10.5 for Ba; 10 for Ni; 13.63 for Zr and Co and 13.75 for Yb. Where as Corg has 6.82. The study area was

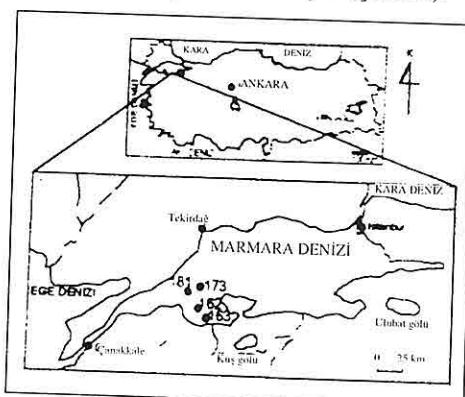
subdivided into two sections based on the trace elements and Corg concentrations: 1) Gonen delta area showing an enrichment upon the average values of the concentrations of V, Co, Zn, Ti, P, Zr, Sc, Ba and Corg (core field No.163), 2) the Marmara entry of the strait of Dardanelles showing a lower accumulation level upon the average abundance of Mo, Ni, Co, Zn, Ti, Pb, Yb, Sc, Nb, Ga, Y, Ba, Sn, Mn, and Corg (core field No.181). Upon these, it was determined that the origin of organic matters is of usually terrestrial and of the type III and II kerogene.

Trace element and organic carbon distribution in those sediments reflect variations depending on the conditions such as the geochemistry of the terrigen matter of the terrestrial origin, grain size distribution and the rate of deposition of sediments, diagenetic oxidation and hydrodynamic agents.

1. GİRİŞ

Marmara Havzası bir iç deniz özelliğinde olup, hem karasal koşulların ve hem de farklı jeolojik, kimyasal ve coğrafik özelliklere sahip olan Ege ve Kara Deniz sularının etkisi altındadır.

Bu çalışmada Marmara Denizi'nin Güneybatısında 4 adet karot (162, 163, 173, 181) çökellerinde Mo, Ni, Co, Zn, Ti, Pb, Yb, Sc, Nb, Ga, Y, Ba, Sn, V, P, Cu, Cr, Sr, Zr ve Mn gibi iz elementler ile organik karbon dağılımı ve bollukları incelenmiş ve yorumlanmıştır (Şekil 1).



Şekil 1. İnceleme alanına ait örnekleme haritası.

Organik maddece zengin olan deniz çökelleri, özellikle, P, Fe, Mn, S, Mo, V, Cu, Zn, Ni, Cr, U, Co, Re, Ag, Au, As gibi elementleri yüksek miktarda içermektedir. Fakat, organik maddece zengin olan çökellerde her zaman bu elementlerin tümü bir arada bulunmamaktadır. Yüksek miktarda organik madde içeren çökeller yaklaşık olarak her yerde en çok P, Ni, Mo, V, Cu, Zn ve U'un yüksek değerleri ile karakteristiktir (Kovalski ve Vorotnitskaya, 1965; Vine ve Tourtelot, 1970; Nuruçev, 1982; Shimkus, 1981; Aliyev ve diğ., 1997; Aliyev ve Sarı, 1999).

Çağatay (1983), Çağatay ve diğ. (1987) tarafından Kara Deniz'in güncel çökellerindeki iz elementlerin kokolit, sapropel ve lütit'lerdeki istatistiksel dağılımları ve bollukları alansal olarak incelenmiştir. Elemetler "iç kökenli" ve "dış kökenli" olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. Havza içinde, çökellerle eş zamanlı olarak oluşan minerallere ve organik maddeye bağlı Mo, Cu, U, B, Ni, Co, V ve Ba gibi iç kökenli elementler

MARMARA HAVZASI GEÇ KUVATERNER ÇÖKELLERİNİN KİMYASAL -ELEMENT BİLEŞİMİNİN İNCELENMESİ

organik madde ve demir sülfidlerce zengin sapropelik birimde daha boldur. Bu elementler çökelme hızının genel olarak düşük olduğu derin düzüklere doğru artan değerler gösterir. Diğer iki birime göre biyolojik kökenli olarak yüksek Ca ve Sr içeren kokolit birimi, ayrıca sapropel biriminden daha yüksek miktarlarda SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 içerir (Çağatay ve dig., 1987).

Ergin ve dig. (1991) Marmara Denizi'nin Güneydoğu ve Güneybatı kıyı sahanlıklarını dip çökellerindeki organik karbon değerlerinin özellikle Kara Deniz'den Marmara'ya doğru arttığını belirtmişlerdir.

Marmara Denizi Holosen çökellerinde ağır metal ve organik karbon değerlerinin dağılımlarına ait çalışmalar yapılmışsa da, bu parametrelerin ikisinin bir arada dağılımına ve karşılaştırılmasına ait ayrıntılı incelemeler yok denecek kadar azdır.

2. MATERYAL VE METOD

Çalışmanın materyalini Marmara Denizi'nin Güneybatısından alınan 4 adet karota (162, 163, 173, 181) ait sediment örnekleri oluşturmaktadır. İncelenen örneklerde ait toplam Mo, Ni, Co, Zn, Ti, Pb, Yb, Sc, Nb, Ga, Y, Ba, Sn, V, P, Cu, Cr, Sr, Zr, Mn ve organik karbon analizleri yapılmıştır. Kimyasal element bileşiminin saptanması için Röntgen-Spektral ve Atomik Absorbsiyon yöntemleri kullanılmıştır. Toplam organik karbon miktarı LECO karbon analiz cihazında yapılmıştır. Organik maddenin türü ve depolanma ortamı ise gaz kromatografisi ve organik petrografi yöntemleri ile

belirlenmiştir.

Kimyasal elementlerin ve organik maddenin karot kesitleri boyunca dağılımlarının izlenilmesinde çökellerin tane boyu özellikleri dikkate alınmıştır.

3. MARMARA HAVZASI HOLOSEN ÇÖKELLERİNDE ORGANİK MADDENİN DAĞILIMI ÖZELLİĞİ

3.1. Holosen Çökellerindeki Organik Madde Dağılımları

Doğu Akdeniz'in Marmara ve diğer havzalarının Holosen çökellerindeki organik madde içerikleri pek çok bilim adamı tarafından incelenmiştir. Bunlardan başlıcaları şunlardır: Yemelyanov (1964), Olausson (1960), Sevastyanov (1968), Shimkus (1979; 1981), Çağatay ve dig. (1997), Deuser (1970), Deines (1980), Balkı ve Çağatay (1998), Tolun ve dig. (1998), Sarı ve dig. (1998), Aliyev ve Varol (1997).

Adı geçen araştırmacıların Marmara da dahil, Doğu Akdeniz havzalarının üst Kuvaterner(Vürm-Holosen) çökellerindeki organik madde dağılımlarına ait sonuçları ile bu çalışmada elde ettiğimiz sonuçların karşılaştırılması son derece önemlidir.

Doğu Akdeniz'de organik maddenin mutlak kütlesi Holosen, alt, orta ve üst Vürm çökelleri için hesaplanmıştır. Organik maddenin mutlak kütlesi 1×10^{-2} $\text{g/cm}^2/1000$ yıl ile 30×10^{-2} $\text{g/cm}^2/1000$ yıl arasında değişmektedir. En yüksek organik madde kütlesi orta Vürme, en düşük organik madde kütlesi ise geç ve erken Vürme aittir (Şekil 2). Geç Kuvaternere ait yüksek mikardaki organik madde birikimi Holosen'de, orta Vürm ve Riss-Vürm'de



Şekil 2. Holosen çökellerindeki organik maddenin mutlak kütlesi (1×10^{-2} g/cm 2 /1000 yıl): 1-(1-3); 2-(3-5); 3-(5-10); 4- (10-20); 5-(20-30); 6(>30); 7: Karot yerleri.

oluşan sapropelli tabakacıklarla ilişkilidir (Shimkus, 1972, 1981).

Doğu ve Merkezi Adriyatik, Ege ve Marmara denizlerinin Holosen çökellerindeki zengin organik madde içeren sapropel tabakacığı Holosenin Atlantik fazına uygunluk gösterir. Holosenin Atlantik fazı rutubetli sıcak bir dönemi kapsamaktadır, yaşı 7-9 bin yıl dolayındadır (Parker, 1958; Olausson, 1960; Shimkus, Grakova, 1975). Marmara ve Doğu-Merkezi Akdeniz havzalarında sapropelik organik madde tabakacığı Erken Holosenin son aşamasını kapsamaktadır (Şekil 3, 4). Bu tabakacıklar koyu-yeşil, bazen de kahvesi renklerdeki çökellerden ibarettir. Bu tabakacıkların kalınlığı çok az olup,

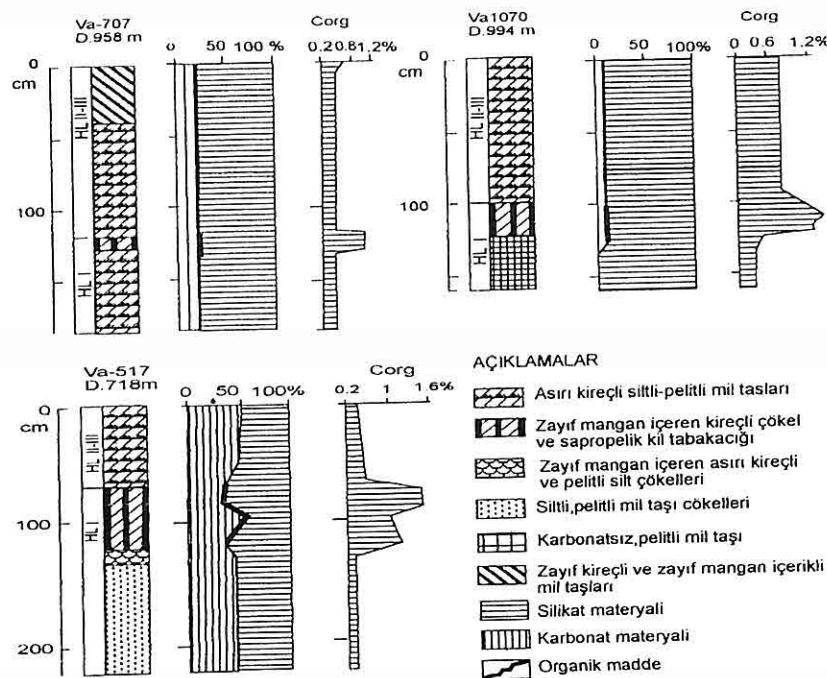
80

nadiren 10 cm'yi geçer. Riss-Vürmde bu kalınlık 5-15 cm, orta Vürm ve Holosende ise 3-10 cm'dir.

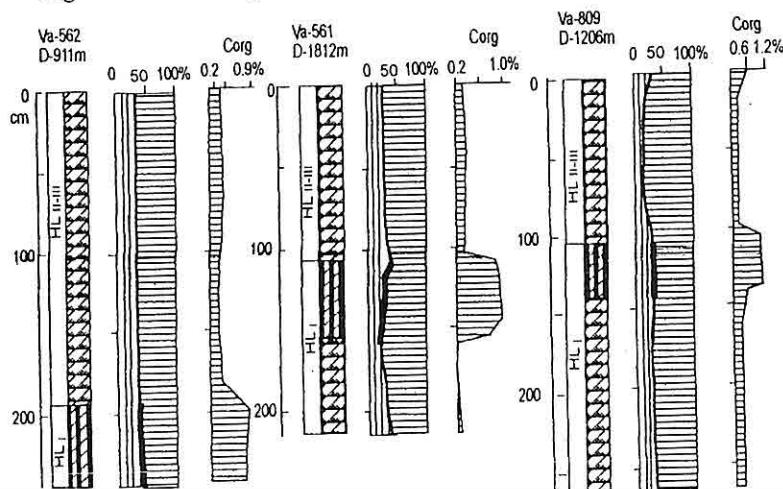
Erken Holosenin son çağında oluşan sapropelli kil tabakacığı Merkezi ve Doğu Akdeniz havzalarında yaygın olarak görülür. Genellikle, Holosen yaşlı çökel tabakaları değişik havzalarda çeşitli organizmalara göre ayrılmaktadır. Örneğin, Güney Adriyatik çukurundaki tabakalar mikrofaunanın değişimine ve palinolojik verilerine göre tayin edilmektedir. Kuzey Ege ve Marmara Denizleri çukurlarındaki çökel tabakaları ise içermiş oldukları spor ve polen topluluklarına göre tayin edilir. Fakat, bu verilerin ışığında Akdenizin her bölgesinde tabakaları birbirileyle mukayese ederek onların sınırlarını her zaman kesin olarak belirlemek mümkün olmaz. Çökelleri litolojik benzerliklerinden dolayı ayırmak da son derece zordur. Bu nedenle, Atlantik fazında organik-sapropelli kil tabakacıklarından oluşan bu birim, Batı Akdeniz havzalarında klavuz seviye olarak kullanılmaktadır. Sapropelli kil tabakacığı, özellikle, faunasız çökel topluluklarının stratigrafik sınırlarının tespiti için kullanılabilir.

Üst Kuvaterner çökellerinde, özellikle, sapropelik tabakacıklardaki organik karbonun dağılım aralıkları günümüzdekinden daha yüksek olup, genelde, 1.0 ile 10.8 % arasında değişir. Ayrıca, bu dağılım aralığı Riss-Vürm sapropelik tabakacığında 1.5-5.8 % (çoğunlukla 1.5- 3.0 %), orta Vürm'de 1.0-10.8 % 'dir (çoğunlukla 2.0-4.5 %). Holosen'de ise 0.85-3.8 % (çoğunlukla

MARMARA HAVZASI GEÇ KUVATERNER ÇÖKELLERİNİN KİMYASAL -ELEMENT BİLEŞİMİNİN İNCELENMESİ



Şekil 3. Marmara ve Ege Denizleri Holosenine ait karakteristik karot çökellerinin organik karbon oluşumları.



Şekil 4. Doğu Akdeniz'in merkezi ve Güney Adriyatik havzalarında Holosen çağına yönelik karakteristik karot çökellerindeki organik karbon birikimleri Açıklamaları Şekil 3'de verilmiştir.

1.5-3.0 %) arasında değişmektedir (Shimkus, 1979; Olausson, 1960; Erikson, 1963). Marmara denizinde alt Holosenin sapropelik killi biriminden alınmış 5 adet örneklerdeki organik karbonun yüzdesi 1.03-2.10 arasında ve ortalama değeri de 1.35 %'dir (Shimkus, 1981).

Marmara Denizinin dip çökellerindeki Fe'in değişik değerlikli iyonlarının dağılımına ait yapılan çalışmalarda Corg değerlerinin 0.41 ile 1.84 arasında değiştiği belirlenmiştir (Öztürk ve Shimkus, 1995). Marmara Denizi ve Kara Denizden alınmış gravite korların organik karbonca zengin seviyelerinde yapılan çalışmalar elemental C, H, N, Rock-Eval piroliz ve karbon izotop analizlerini kapsamaktadır. Marmara ve Karadeniz sapropel birimlerinin C/N oranları, bu birimlerdeki organik maddenin büyük oranda karasal kökenli olduğuna işaret etmektedir. Karşılaştırma için alınan Karadenizin en üst kokolit birimi (birim 1), elemental C/N değerlerine göre Karadeniz ve Marmara sapropelinden daha fazla denizel bileşen içermektedir. Ancak, Hidrojen İndeks (HI) değerleri organik madde kompozisyonunun ana bileşeninin Karadeniz sapropeli için denizel alg ve Marmara sapropeli için karasal olduğunu göstermektedir. Karadenizdeki her iki birime ve Marmara'daki sapropole ait karbon izotop değerleri ($\delta^{13}\text{C}$), denizel plankton için verilen -23 per mil'den (Deuser, 1970) daha ağır ve karasal bitki için verilen -27 per mil (Deines, 1980) değerine daha yakın bulunmuş olup, organik maddenin önemli oranda karasal kökenli bileşen

içerdiğine işaret etmektedir (Tolun ve Çağatay, 1998).

Marmara Denizi'nin güney kıyı sahanlıklarında çökelen organik maddenin kerojen tipleri Tip III ve Tip II olup, organik madde türleri ise 70 % vitrinit (odunsu ve kömürsü), 30 % eksinit (otsu/spor-polen) organik materyallerden olduğu vurgulanmıştır. Bunu kerojenin element analizleri de desteklemektedir. Buna göre incelenen örneklerin hidrojen oranlarının düşük (0.5-1.3 %), oksijen oranlarının ise oldukça yüksek (80-90 %) değerlerde olması örneklerin odunsu tür organik malzemelerden oluştuğuna işaret eder. Ayrıca, yüksek n-C27, n-C29 ve n-C31 n-alkane değerleri ile aynı zamanda, yüksek CPI değerleri de (>1) organik malzemenin karasal kökenli olduğunu gösterir (Sarı ve diğ., 1998).

Marmara Havzası Holosen çağının jeolojisi ve paleocoografik koşulları günümüzdekinin benzeri olduğu için, metal ve organik madde yönünden güncel çökellerde yapılan incelemeler, bir kıyaslama yapmak açısından, son derece önemlidir.

Marmaranın güncel çökellerinde organik karbon miktarı 0.2-1.6 % arasında değişir. Derin sahalarda bu değerler 0.4-0.8 %'e düşer (Yemelyanov, 1964). Humit iklim özelliğinde olan havzalar organik karbonca daha zengindirler. Bunun sebebi yalnızca havzalara getirilen organik maddenin bolluğu bağlı olmayıp, aynı zamanda, bu havzaların daha büyük ölçüdeki biyolojik verimliliği nedeniyedir.

Erdek Körfezine ait yüzey çökel

MARMARA HAVZASI GEÇ KUVATERNER ÇÖKELLERİNİN KİMYASAL -ELEMENT BİLEŞİMİNİN İNCELENMESİ

örneklerinde yapılan çalışmalarda Corg içeriklerinin 0.2-1.5 % arasında değiştiği belirlenmiştir. Körfezin doğusunda güney kıyılarına paralel bir zon boyunca kuzey-doğu'da karaya yakın alanlarda ve Karabiga Çayı ağzına yakın alanda ise organik karbon içeriği 1.0-1.5 % arasında değişmektedir. Özellikle, kıyı önündeki yüksek organik karbon değerleri nehirlerle taşınan karasal kökenli doğal ve antropojenik organik madde kaynaklarına işaret etmektedir. Yapılan toplam metal analizlerinde Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr metallerde şeyl ortalamasının üzerinde değerler tespit edilmiştir. Körfezin güneybatısındaki yüksek Pb, Cu, Zn konsantrasyonlarının kaynağı körfeze dökülen Karabiga ve Gönen çaylarının getirdiği karasal (doğal ve antropojenik) girdilerdir. Körfezin güneybatısındaki Cu, Ni, Co, Cr değerlerinin nedeni ise karadaki Karakaya karmaşağına ait mafik ve ultramafik kaya birimlerinden kaynaklanan karasal aşınım malzemeleridir (Balkıs ve Çağatay, 1998).

Marmara Denizi'nin yaklaşık her yerinden alınmış örneklerde Corg'nin 0.41 ile 1.84% arasında değiştiği tespit edilmiştir. En derin (480m) noktadan alınmış örnekte Corg 1.18%, 25m'de 1.57%, 60m'deki farklı yerlerden alınmış çökellerde 0.41 ve 1.27%, 110m'de ise 0.48% olarak saptanmıştır. Corg'nin bu durumunun olasılı nedeni Kara Deniz suyuna göre yüksek pH ve Eh'ya sahip Ege Denizi dip sularının havzanın güney kıyısını takip ederek akmasıdır (Öztürk ve Shimkus, 1995).

3.2. Güneybatı Marmara Denizi Holosen Karot Çökellerindeki Organik Karbon Dağılımı

Bu çalışmada Marmara Denizi'nin güneybatısında karot çökellerindeki iz element ve organik karbon miktarının düzensiz bir şekilde değiştiği tespit edilmiştir (Çizelge 1). Bu durumu Çizelge 2'de verilen karot çökellerine ait iz elementlerin değişim aralıkları desteklemektedir.

Çizelge 2'den de görülebileceği gibi, 162 nolu karotta organik karbonun en yüksek değeri en düşük değerinin 4 misli kadar yüksektir. Bu fark 173 nolu karot için çok düşük olup, 1.48'dir. Ortalama organik karbon değeri ise % 0.98 dir. Genellikle, organik karbonun çalışma alanındaki miktarı 0.33 ile 2.25% arasında değişir.

Bazı çökel bantları 1 %'in üzerinde organik karbon değerleri içermektedir. Örneğin, çalışma alanı için en yüksek organik karbon miktarı (2.25 %) 163 nolu karotun 176 cm'lik kesiminde saptanmıştır. Aslında, 163 nolu karot alanındaki çökeller 162, 173 ve 181 nolu karotlardakine nispeten daha yüksek organik karbon içeriğine sahiptir. 163 nolu karot çökellerinde organik karbon 0.94-2.25 % arasında değişmekte olup, ortalama değer 1.38 %'dir. En düşük organik karbon değerleri ise 181 nolu karot çökellerinde belirlenmiş olup, 0.33-0.73 % arasında değişir, ortalama değer ise 0.60 %'dır.

3.3. Organik karbonun birikim seviyesi

Bu çalışmada her karota ait elde edilen ortalama değerlerin birbiriyile

Cizelge 1. Çalışma alanı karot çökellerinde iz element ve organik madde dağılımları.

Karot derin.	Karot boyu	Örnek no	Yaş	Element, ppm										Org.madde, %	Corg	SI
				V	Mo	Ni	Co	Zn	Cu	Cr	Ti	Pb	P	Zr		
162, 45 m	40	1	H1	220	1.2	75	12	110	85	95	2800	48	520	770	0.68	1.36
	80	2	"	270	3.0	62	33	230	81	170	5000	46	700	960	0.40	1.13
	120	3	"	230	9.5	67	45	240	73	180	7000	46	790	1500	1.60	0.45
	160	4	"	70	1.2	150	8.4	110	49	80	5000	89	570	690	0.93	1.58
	200	5	"	42	1.5	100	26	8.6	89	68	3300	31	570	900	0.64	0.91
	Ortalama			166.4	3.3	91	25	143.2	75.4	118.6	4620	52	630	964	0.85	1.10
163, 31 m	44	1	"	220	0.8	37	20	1.0	89	92	3500	42	600	280	1.04	1.53
	88	2	"	20	2.3	65	38	180	86	120	3500	39	700	350	1.22	1.12
	132	3	"	270	4.1	80	44	200	84	77	5000	28	700	620	0.94	1.66
	176	4	"	320	1.7	70	7	220	97	33	6300	25	650	560	2.25	2.75
	220	5	"	230	1.4	62	29	270	38	33	8300	37	650	850	1.44	1.50
	Ortalama			238	2.06	62.8	33.6	202	78.8	71	5320	33.6	660	532	1.38	1.71
173, 151 m	44	1	"	260	4.3	70	37	130	45	100	4300	25	660	380	1.14	0.83
	88	2	"	67	2.8	80	30	160	43	110	3600	6	520	390	0.82	0.51
	132	3	"	260	4.2	84	34	130	85	150	4500	31	480	400	1.16	0.80
	176	4	"	240	1.7	53	18	150	81	140	2400	24	480	240	1.09	0.80
	220	5	"	220	2.4	61	20	170	80	120	3500	26	440	320	1.22	1.26
	Ortalama			210	3.1	69.6	27.8	18	66.8	124	3660	26.4	516	346	1.10	0.84
181, 102m	10	1	"	180	0.7	24	3.3	93	81	78	1400	14	480	110	0.73	0.40
	60	2	"	160	0.9	15	3.0	130	81	43	1300	23	520	160	0.33	0.12
	110	3	"	220	1.2	26	11.0	150	58	110	2400	17	520	470	0.61	0.56
	160	4	"	260	2.1	40	12.0	120	71	100	4200	16	520	600	0.62	0.64
	210	5	"	270	1.8	50	17.0	140	73	120	3500	18	570	560	0.72	0.73
	Ortalama			218	1.34	31	9.2	126.6	72.8	90.2	2560	17.6	522	380	0.60	0.49

**MARMARA HAVZASI GEÇ KUVATERNER ÇÖKELLERİNİN KİMYASAL -ELEMENT
BİLEŞİMİNİN İNCELENMESİ**

Çizelge 1 'in devamı

Karot Derini	Karot boyu	Örnek No	Yaş	Element, ppm								Org. Maddeler, %		
				Yb	Sc	Nb	Ga	Y	Ba	Sr	Sn			
162,	40	1	H1	2.2	9	21	32	2900	1400	3.3	1200	0.68	1.36	
	80	2	"	5.5	74	13	30	60	6300	1100	1.6	1500	0.40	1.13
	120	3	"	3.7	63	11	18	38	4300	1300	2.4	2800	1.60	0.45
	45	4	"	3.5	11	7	25	34	1700	870	1.5	2300	0.93	1.58
	160	5	"	3	35	8	20	30	1200	460	0.4	1000	0.64	0.91
200				3.6	40.4	9.6	22.8	38.8	3280	1026	1.8	1760	0.85	1.10
	Ortalama													
163,	44	1	"	4.5	42	8	23	40	1900	300	1.6	920	1.04	1.53
	88	2	"	0.4	46	7	25	37	2100	590	1.7	1200	1.22	1.12
	132	3	"	1.3	35	8	28	40	4100	490	1.7	1500	0.94	1.66
	176	4	"	2.2	36	6	16	48	3600	350	1.6	1100	2.25	2.75
	220	5	"	1.4	110	8	21	34	5000	850	1.7	1000	1.44	1.50
31				1.3	53.8	7.4	22.6	39.8	3340	516	1.66	1140	1.38	1.71
	Ortalama													
173,	44	1	"	2.5	41	8.5	26	35	3200	510	1.7	1400	1.14	0.83
	88	2	"	1.9	30	7.2	29	24	1700	280	1.6	1000	0.82	0.51
	132	3	"	1.7	26	8.4	25	30	2500	570	4.5	1600	1.16	0.80
	176	4	"	1.5	31	5.4	17	40	1700	610	1.1	1100	1.09	0.80
	220	5	"	1	45	6.7	20	38	2400	1000	1.3	1000	1.22	1.26
151				1.7	34.6	7.2	23.4	33.4	2300	594	2.04	1220	1.10	0.84
	Ortalama													
181,	10	1	"	0.6	15	5.1	11	20	600	270	0.5	550	.073	0.40
	60	2	"	0.5	12	2.4	8.3	16	900	250	0.7	1300	0.33	0.12
	110	3	"	0.4	20	3.7	1.2	28	1200	670	0.5	1100	0.61	0.56
	160	4	"	1.2	16	4.1	14	35	1800	800	0.7	1000	0.62	0.64
	210	5	"	1.4	24	2.4	12	32	1900	680	0.7	790	0.72	0.73
102				0.8	7.4	3.5	9.3	26.2	1280	534	0.6	948	0.60	0.49
	Ortalama													

Çizelge 2. İz elementlerin karotlardaki değişim aralığı ve aralık farkları.

Element ppm	Karot No:162		Karot No:163		Karot No:173		Karot No:181	
	Değişim Aralığı	Aralık farkı (defa)	Değişim Aralığı	Aralık farkı (defa)	Değişim Aralığı	Aralık farkı (defa)	Değişim Aralığı	Aralık farkı (defa)
V	42-270	6.40	220-320	1.41	67-260	3.80	160-270	1.70
Ni	62-150	2.42	37-80	2.2	53-84	1.60	15-50	3.30
Zn	86-240	2.80	140-270	1.93	130-170	1.31	93-150	1.61
Cu	49-89	1.82	38-97	2.55	43-85	1.98	58-81	1.40
Cr	68-180	2.65	33-120	3.64	100-150	1.50	43-120	2.80
Zr	770-1500	1.95	280-850	3.57	240-400	1.74	110-600	5.45
Co	8.40-45	5.36	20-44	2.2	18-37	2.05	3.3-17.0	5.15
Pb	31-54	1.74	25-42	1.68	24-31	1.29	14-23	1.64
Sc	11.5-74	6.43	35-51	1.46	26-45	1.73	12-24	2.0
Ga	18-30	1.66	16-28	1.75	17-29	1.70	8.3-14	1.68
Y	30-60	2.0	34-48	1.41	24-40	1.66	16-35	2.2
Yb	2.2-5.5	2.50	1.3-4.5	3.76	1.0-2.5	2.5	0.4-1.4	3.5
Nb	7.0-13	1.86	6.0-8.0	1.33	5.4-8.5	1.57	2.4-5.1	2.12
Sn	1.4-3.3	2.36	1.6-1.7	1.06	1.1-4.5	4.1	0.5-0.7	1.4
Mo	1.2-4.5	3.75	1.4-4.1	2.93	1.7-4.3	2.53	0.7-2.1	3.0
Ti	2800-7000	2.50	3500-8300	2.37	2400-4500	1.87	1300-4200	3.23
P	520-790	1.52	600-700	1.16	440-660	1.5	480-570	1.20
Mn	1000-2800	2.80	920-1500	1.63	1000-1600	1.6	550-1300	2.36
Sr	460-1400	3.0	350-850	2.43	280-1000	3.57	250-800	3.2
Ba	1200-6300	5.25	1900-5000	2.63	700-3200	1.88	600-1900	3.16
Corg, %	0.33-1.60	4.00	0.94-2.25	2.39	0.82-1.22	1.5	0.33-0.73	2.12

karşılaştırılması esnasında organik karbonun (Corg) alansal olarak birikim seviyeleri de belirlenmiştir. Çizelge 3 (a, b, c)'de verilen değerler bir karottaki Corg'nin ortalama miktarının diğer karotlardaki ortalama miktarlarına göre birikim seviyelerini izlemek imkanını sağlamaktadır. Corg'nin en yüksek birikim seviyesi 163 nolu karota özgü olup, ortalama Corg değerlerin 162, 173 ve 181

nolu karotlarda kine orantıdan elde edilmiştir (Çizelge 3b).

163 nolu karot alanındaki Corg artışlarının olasılı kaynağı aşağıdaki gibi izah edilebilir. Gönen Çayı Deltası ağzında 31 m su derinliğinden alınan 163 nolu karot alanı sedimentasyon hızı yüksek, oksijence zengin olan belirgin bir sığ deniz bölgesidir. Artüz ve Baykut (1986)'un Marmara Denizinde yapmış

MARMARA HAVZASI GEÇ KUVATERNER ÇÖKELLERİNİN KİMYASAL -ELEMENT BİLEŞİMİNİN İNCELENMESİ

oldukları çalışmalara göre 50m su derinliğindeki sığ deniz zonları 4 mg/l t oksijen içermektedir. Sığ deniz zonunda yer alan 163 nolu karot çökellerindeki iz elemnt bileşimleri de daimi olarak diyajenetik oksitlenmeye maruz kalmaktadır. Ama, oksitlenme potansiyeli yüksek olan bu karot alanı , diğer taraftan, çökelme hızı yüksek olan bir deniz zonudur. Bu nedenle, böyle bir deniz ortamında nehir çökelleriyle birlikte getirilen birincil organik madde sürekli olarak örtülmekte olduğundan onun oksitlenmeye uğraması için gereken zaman süresi kısalmaktadır.

Çalışma alanında Corg'nin en düşük (sıfırın altındaki değerler) birikim seviyesi Çanakkale Boğazıyla Ege Denizi sularının Marmara'ya girişi önünde yer alan 181 nolu karot çökellerinde belirlenmiştir (Çizelge 3c). Bu karot zonu oksijence göreceli zengin ve alkali karakterli (Öztürk ve Shimkus, 1995) Ege Denizi akıntısı sularının etkisi altındadır. Dolayısıyla, Ege Denizi sularının dip akıntıları açısından böyle bir diyajenetik-oksitlenme ortamında bulunan 181 nolu karot çökellerinde Corg'nin birikimindeki düşüş doğaldır.

Gerek 181 nolu ve gerekse 163 nolu karot alanlarının iz element ve Corg değerlerindeki ortaya çıkan farklılıklar bu bölgelerin farklı fiziksel, kimyasal ve jeokimyasal özellikle olduğuna işaret etmektedir.

4. İZ ELEMENTLERİN ÇÖKELLERDEKİ DAĞILIMI

Marmara Havzası Holosen

çökellerindeki iz elementlerin dağılımları ile ilgili bir çok çalışma yapılmıştır. Bunlardan başlıcaları şunlardır: Ergin ve diğ. (1991), Bodur (1991), Shimkus ve diğ. (1993), Bodur ve Ergin (1994), Öztürk ve Shimkus (1995). Bu araştırmacıların sonuçları ile çalışma alanı çökellerinde Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Cr değerleri arasında bir benzerlik görülmektedir.

Marmara Denizi'nin İstanbul Boğazı girişine yakın alanlardaki üst düzey çökellerinde Pb ve Zn değerleri açısından belirgin bir pozitif anomali belirtilmiştir (Öztürk ve Shimkus, 1995). Araştırmacılar Pb ve Zn artışlarının güncel kirlenmelerden mi, yoksa diyajenetik göçlerdenmi kaynaklandığı sorusunun tartışma konusu olduğunu ifade etmektedirler. Ancak, Yamamoto (1992)'ye göre ağır metal değerlerinin sediman üst düzeylerindeki artışı çoğu okyanusal alanlarda bilinen bir olgudur ve bu artış diyajenetik göçlerle ilgilidir. Diğer yandan, okyanusal ortamlarda sedimanlardan suya Mn, Fe, Co, Ni, Cu gibi ağır metallerin boşalığı ve sonuçta ferromanganez nodüllerinin oluştuğu görülmektedir (Healt, 1981; Roy vd., 1990; Hein vd., 1992).

Akdeniz'in Geç Kuvatnerdeki sedimentolojisinin jeokimyasına yönelik olarak yapılan çalışmalarla üst stratigrafik birimlerde Cr, Sc, Ga, Ni, Zn, Co, Mo ve V konsantrasyonlarının bir çok durumda ayrıcalık oluşturdukları tespit edilmiştir. Ayrıca, çökellerde metal değerlerinin deniz suyundaki miktarlarının, çökellerin yaşı ve litolojik bileşimiyle her zaman

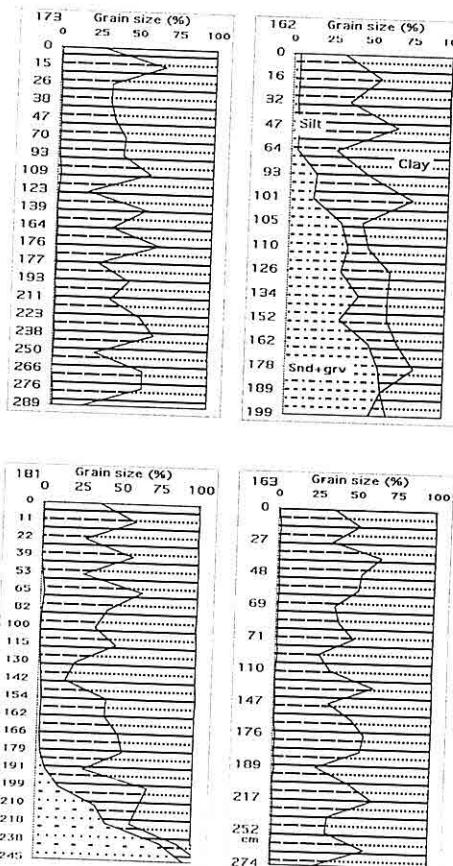
direkt olarak bağlantıda bulunmadıkları kanıtlanmıştır (Baturin vd., 1967; Bodur ve Ergin, 1994; Sevastyanov vd., 1968; Shimkus, 1981; Bogdanov vd., 1983; Aliyev vd., 1999).

Doğu Akdeniz'in Geç Kuvaterner karot çökellerinde U, Mo, Co, Cu, Ni, V ve Cr gibi iz elementlerin dağılımlarındaki yüksek ve/veya maksimum değerlerinin çoğunu sapropel çökel birimlerine özgü olduğu tespit edilmiştir. Fakat, bu araştırcılar her zaman yüksek metal yüzdelerinin organik madde ile bağlantısının olmadığını da ifade etmişlerdir. Yani, organik maddenin son değerleri çerçevesinde iz elementlerin yüzdelerinde keskin artışlar sağlanmaktadır. Böyle metal zenginleşmelerinin rutubetli sıcak iklim fazı ile (örneğin, Riss-Vürm, Orta Vürm ve Erken Holosen çağlarında) alakalı olduğu bilinmektedir (Baturin vd., 1967; Sevastyanov vd., 1968; Shimkus, 1981). Sıcak iklim ortamında etkili olan şiddetli kimyasal aşınmalar aşınma zonundaki metal zenginleşmelerini sağlamaktadır. Bu bakımdan, denizel çökellerin jeokimyasının şekillenmesinde iz elementlerce zengin içerikte olan terrijen malzemelerin rolü yüksektir.

İnceleme alanından alınan karatlardan 162 nolu olanı Kapıdağ Yarımadasının batısındaki Biga Çayı'nın Deltasına ait olup, 45 m su derinliğinde; 163 nolu karot yarımadanın güneyindeki Gönen Çayı ağzında 31 m su derinliğinde; 173 ve 181 nolu karotlar ise Çanakkale Boğazı ile Ege Denizi sularının Marmara Denizine girişi önünde 151 m ve 102 m'lik derinliklerde

yer alır.

Ayrıca, karatlarda çökellerin tane boyu özellikleri de incelenmiştir. 162 nolu karot (boyu 199 cm) 45 % kil, 30 % silt ve 25 % kum ve çakıl bantlarından; 163 (boyu 274 cm) ile 173 (boyu 289 cm) nolu karotların 35-40 % silt ve 60-65 % kil'den; 181 nolu karot'un (boyu 245 cm) ise 90.3 % kil-silt ve 9.7 % kum-çakıl bileşiminden oluşukları saptanmıştır. Karot çökelleri, çoğunlukla ince taneli malzemelerden yapılmış olup, boz, yeşilimsi boz renge sahiptir (Şekil 5).



Şekil 5. Karot çökellerindeki tane boyu dağılımları.

MARMARA HAVZASI GEÇ KUVATERNER ÇÖKELLERİNİN KİMYASAL -ELEMENT BİLEŞİMİNİN İNCELENMESİ

Bu çalışmada Kapıdağ Yarımadası'nın güneybatisında 4 adet karot çökellerindeki iz elementlerin dağılım özellikleri Çizelge 1 ve Şekil 6'da verilmiştir. Elementlerin dağılımında önemli ölçüde farklılıklar vardır. Örneğin, Çizelge 2'de görüldüğü gibi, 162 nolu karot çökellerinde elementlerin en düşük ve en yüksek değerleri arasındaki farklar V için 6.40; Co için 5.36; Sc için 6.43; Ba için 5.28 iken, Cu için 1.82; Pb için 1.74; Zr için 1.95; Ga için 1.66; P için 1.52'ye karşılık gelir. Aynı zamanda, her bir iz elementin dağılım aralığı değişik karotlar içinde oldukça farklıdır. V için en yüksek aralık farkı 162 nolu karota özgü olup, 6.40'dır, en düşük fark ise 1.41'dir (karot no 163). Sn için en yüksek aralık farkı 173 nolu karot çökellerinde 4.1 olarak belirlenmiştir. En düşük fark ise 163 nolu karot çökelleri için karakteristik olup, 1.06'dır. Diğer elementlerin dağılım aralıkları da Çizelge 2'de verilmiştir.

4.1. Iz elementlerin Çalışma Alanındaki Birikim Seviyesi

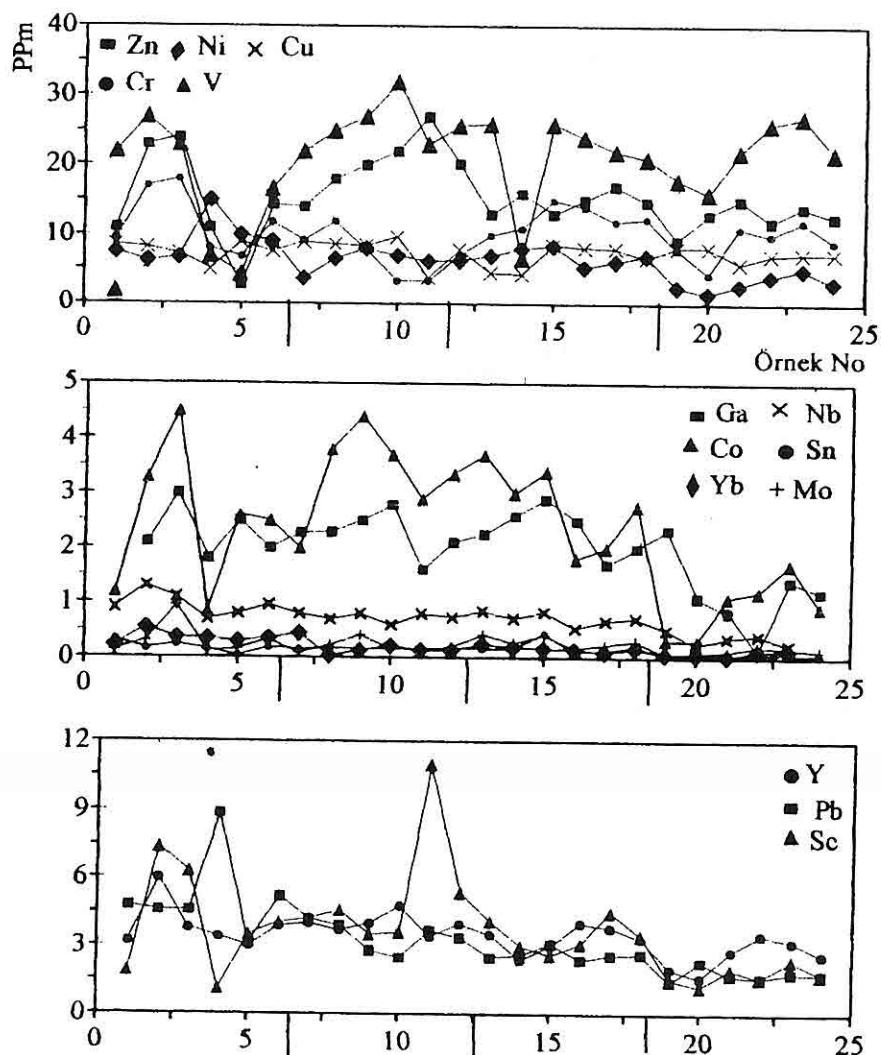
Karotlarda iz elementlerin ortalama bollukları birbirine göre mukayeseli şekilde incelenmiş ve karotlar alanlarındaki birikim seviyeleri açıklanmıştır (Çizelge 3: a, b, c). Çizelge 3a'daki karşılaştırmada 162 nolu karot çökellerinde iz elementlerden Yb, Nb, Sr, Mn, Ni ve Pb'nin ortalama değerlerinin 163, 173 ve 181 nolu karotlardakine göre birikim seviyelerinde bir artış görülmektedir: Yb 2.12-4.5; Nb 1.30-2.74; Sr 1.73-2.0; Mn 1.44-1.85; Ni 1.30-2.93; Pb 1.70-2.95 kat sayı kadar zenginleşme izlenilmektedir.

163 nolu karot örneklerinde V, Co, Zn, Ti, P, Zr, Sc ve Ba elementlerinin ortalama bolluklarının 162, 173 ve 181 nolu karot örneklerindekine nazaran birikim seviyelerindeki artışlar Çizelge 3 b'de açıklanmıştır.

181 nolu karotta ise Mo, Ni, Co, Zn, Ti, Pb, Yb, Sc, Nb, Ga, Y, Ba, Sn ve Mn'nin ortalama bollukları 162, 163 ve 173 nolu karot örneklerindekine göre düşük olup, birikim seviyeleri sıfırın altındadır (Çizelge 3c). Birden küçük olan bu rakamlar elementlerin diğer karotlardaki (162, 163, 173) ortalama değerlerinin %'de kaçına karşılık geldiğine işaret eder. Örneğin, Mo'nin 181 nolu karot çökellerindeki ortalama miktarı 162, 163 ve 173 nolu karotlardaki ortalama değerlerinin sırasıyla % 0.40'na, % 0.65'ne ve % 0.43'ne eşdeğerdir. Bu yönden Sn'nin durumu: % 0.33, % 0.35 ve % 0.30; Zn'nin durumu: % 0.88, % 0.62 ve % 0.85; Ga: % 0.41, % 0.41 ve % 0.40; Co: % 0.37, % 0.27 ve % 0.33 vd. şeklindedir (Çizelge 3c). Görüldüğü gibi, iz elementlerin karot bölgeleri içerisindeki en düşük birikim seviyesi 181 nolu karot alanı olan Çanakkale Boğazı girişine aittir.

162 ve 163 nolu karotlar alanı çökellerinde iz elementlerin nispeten yüksek birikim seviyelerinin başlıca nedeni olarak karadan nehirlerin (Gonen ve Biga çayları) getirdikleri terrijen malzemelerin jeokimyasından kaynaklandığı görülmektedir.

181 nolu karot, Şekil 1'den de görüldüğü gibi, Çanakkale Boğazı'ndan Ege Denizi sularının Marmara Denizine girişi önünde yer almaktadır. Bu bölge hem



Şekil 6. Çalışma alanı çökellerinde iz elementlerin dağılımı.

hidrodinamik koşulların, hem de şekillenmiştir (Çizelge 3c).

Çanakkale Boğazı'ndan Marmara'ya gelen Akdeniz kökenli oksijenli (4-7 ml/l) suların (Beşiktepe, 1993) büyük etkisi altındadır. İz elementlerin (14 element) 181 nolu karot çökellerindeki özgün dağılımları da bu koşulların etkisiyle

Ayrıca, çalışma alanı çökellerindeki bu iz elementlerin dağılım özellikleri Yer kabuğunda şeyllerdeki (Krauskopf, 1982) ile karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırma sonucunda elementler aşağıdaki grplara ayrılmıştır: 1) Yer kabuğunda şeyllerdeki

Çizelge 3. (a,b,c). İz elementlerin karottardaki ortalama değerlerine göre alansal olarak birikim katsayıları.

Karot^a ^b 162 nolu karottaki iz elementlerin ortalama bolluklarının 163, 173 ve 181 nolu karottardakine göre birikim seviyeleri

Karot	Yb	Nb	Sr	Mn	Ni	Pb	Corg	S1	S2
163	1.56	1.30	2.00	1.54	1.44	1.70	0.61	0.64	0.92
173	2.12	1.33	1.73	1.44	1.30	1.97	0.77	1.31	2.58
181	4.54	2.74	1.92	1.85	2.93	2.95	1.41	2.24	4.51

Karot^a 163 nolu karottaki iz elementlerin ortalama bolluklarının 162, 173 ve 181 nolu karottardakine göre birikim seviyeleri

Karot	V	Co	Zn	Ti	P	Y	Sc	Ba	Corg	S1	S2
162	1.55	1.34	1.41	1.15	1.05	1.03	1.04	1.02	1.62	1.55	1.08
173	1.24	1.21	1.36	1.45	1.28	1.20	1.21	1.45	1.25	2.03	2.81
181	1.20	3.65	1.59	2.08	1.26	1.52	2.41	2.61	2.30	3.49	4.90

Karot^a 181 nolu karottaki iz elementlerin ortalama bolluklarının 162,163 ve 173 nolu karottardakine göre birikim seviyeleri

Karot	Mo	Ni	Co	Zn	Ti	Pb	Yb	Sc	Nb	Ga	Y	Ba	Sn	Mn	Corg	S1	S2
162	0.40	0.34	0.37	0.88	0.55	0.34	0.22	0.43	0.36	0.41	0.67	0.39	0.33	0.54	0.70	0.44	0.22
163	0.65	0.49	0.27	0.62	0.48	0.57	0.35	0.41	0.47	0.41	0.65	0.38	0.35	0.83	0.43	0.28	0.20
173	0.43	0.44	0.33	0.85	0.70	0.66	0.47	0.50	0.48	0.40	0.78	0.55	0.30	0.77	0.54	0.58	0.57

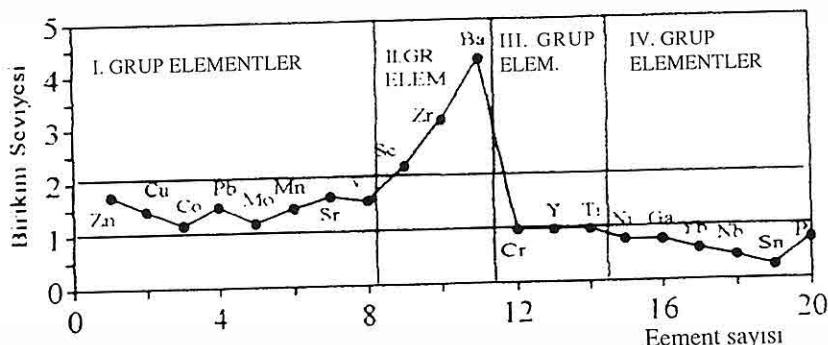
Çizelge 4. İz elementlerin çalışma alanındaki değerlerinin Yer kabuğundaki şeyllerindekine göre birikim seviyesi.

Element ppm	Karot Numaraları				Çalışma alanına göre ortalama	Yer kabuğunda şeyllerdeki ortalama	Yer kabuğunda şeyllerdeki ortalamasına göre birikim seviyeleri
	162 Ort.	163 Ort.	173 Ort.	181 Ort			
V	166.40	260.0	210.0	218.0	210.0	130.0	1.61
Ni	91.0	63.0	70.0	31.0	63.5	80.0	0.79
Zn	143.20	202.0	148.0	126.0	157.90	90.0	1.75
Cu	75.40	79.0	67.0	73.0	73.40	50.0	1.47
Cr	118.60	71.0	124.0	90.20	101.0	100.0	1.01
Zr	960.0	532.0	346.0	380.0	555.50	180.0	3.1
Co	25.0	33.60	27.80	9.20	23.90	20.0	1.2
Pb	52.0	30.60	26.40	17.60	30.80	20.0	1.54
Sc	40.0	42.0	34.60	17.40	33.60	15.0	2.24
Ga	22.80	22.60	23.40	9.30	19.50	25.0	0.78
Y	38.80	40.0	33.40	26.20	34.50	35.0	0.99
Yb	3.60	2.30	1.70	0.80	2.10	3.50	0.6
Nb	9.60	7.40	7.20	3ç50	6.90	15.0	0.46
Sn	1.80	1.70	2.0	0.60	1.60	6.0	0.26
Mo	3.30	2.06	3.10	1.34	2.45	2.0	1.22
Ti	4620.0	5320.0	3660.0	2560.0	4040.0	4500.0	0.90
P	630.0	660.0	516.0	522.0	582.0	750.0	0.77
Mn	1760.0	1140.0	1220.0	948.0	1268.0	850.0	1.49
Sr	1020.0	516.0	594.0	534.0	667.50	400.0	1.69
Ba	3280.0	3340.0	2300.0	1280.0	2550.0	600.0	4.25

ortalama bolluklarının 1-2 katı üzerinde yer alan elementler: Cu, Co, Pb, Mo, Mn, V, Zn ve Sr; 2) 2-4 katı kadar şeyllerdeki ortalamasının üzerinde değerler gösteren elementler: Sc (2.24 katı kadar), Zr (3.1 katı kadar) ve Ba (4.25 katı kadar); 3) ortalama değerleri şeyl ortalamasına eş değer olan elementler: Cr, Y ve Ti; 4) çalışma alanındaki ortalamalarının şeyllerdekine göre birikim seviyesi sıfırın

altında bulunan elementler: Ni, Ga, Yb, Nb, Sn ve P (Çizelge 4, Şekil 7).

Marmara Havzası'nın güneybatısındaki çökellerde Mn, Mo, Pb, Ba, Zn, Zr, Sc, V ve Cu'in yüksek konsantrasyonlarının kaynağı Biga ve Gönen Çaylarının kaynaklarını kapsayan kaya birimlerinin aşınma ve bozunma malzemelerine ilişkin karasal girdilerdir. Karot örneklerindeki Sr'un ortalamaları şeyl ortalamasının (400



Şekil 7. 181 nolu karot çökellerindeki iz elementlerin birikim seviyesi.

ppm) üzerinde (600 ppm) olması ise kesin olmasada zayıf bir benzerlik ortaya karbonatlı banlar nedeniyedir.

4.2 Organik Karbon ve İz Element

Dağılımlarının Karşılaştırılması

4 adet karot çökellerinde iz element ve Corg dağılımları arasında yapılan karşılaştırmada karot alanları farklı özellikler sergilemektedir. 162 nolu karot alnı çökelleri Yb, Nb, Sr, Mn, Ni, Pb; 163 nolu karot çökelleri V, Co, Zn, Cu, Ti, P, Zr, Sc, Ba, Corg ve 173 nolu karot çökelleri ise Cr, Ga ve Sn artıları ile karakteristikdir. Bunların aksine, 181 nolu karot alnı çökellerinde ise Mo, Ni, Co, Zn, Ti, Pb, Yb, Sc, Nb, Ga, Y, Ba, Sn, Mn ve Corg değerleri en düşüktür. Fakat, 163 nolu karot çökellerindeki iz element ve Corg zenginleşmeleri ve 181 nolu karottaki keskin iz element ve Corg düşüşleri arasındaki uyuma rağmen, bunların dağılımları açısından direkt bir ilişki izlenilmemektedir. Yalnızca, V, Ni, Co, Cr, Ti, Y, Ga, Nb ve Ba gibi metallerin ve Corg'in 181 ve 173 nolu karot çökellerindeki dağılımları arasındaki

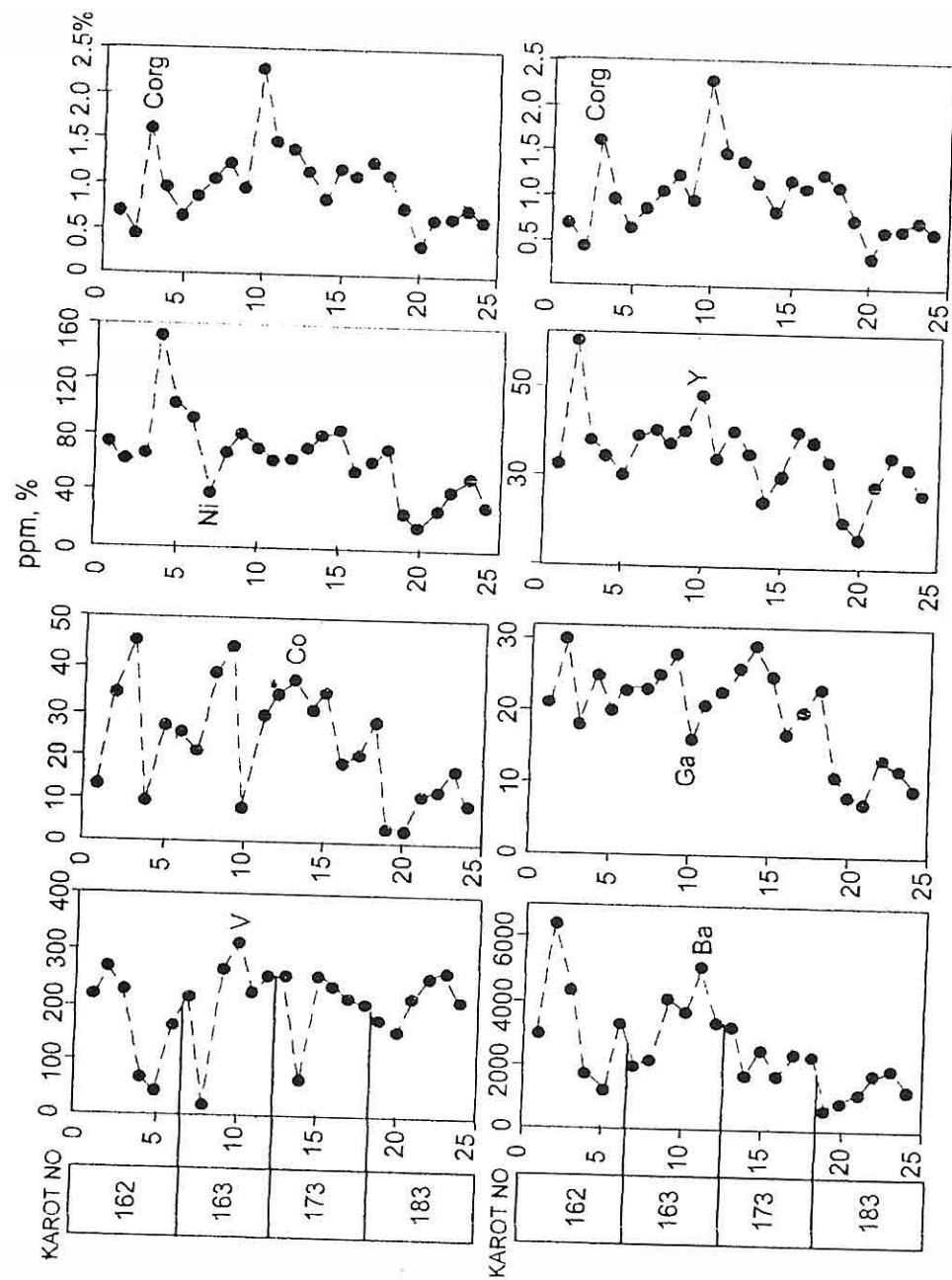
5. SONUÇLAR

Marmara Denizi çalışma alanı kimyasal element ve Corg bileşimi açısından iki farklı sahaya ayrılmaktadır:

1. Co, Zn, Ti, P, Y, Sc, Ba, V, Cu, Zr ve Corg yönünden daha zengin durumda olan 163 nolu karot sahasıdır. Bu elementlerden bazılarının ortalama değerlerinin diğer karotlardakine göre belirtilen birikim katsayılarının 2-3'ün üzerinde görüldür. Genelde ise birikim katsayıları 1.02 ile 3.65 arasında değişir.

Bu karot alanındaki element zenginleşmesi, jeokimyasal yönden çeşitli karasal kayaçların aşınması sonucu nehirlerin getirdikleri tedricen girdilere bağlı olarak meydana gelmektedir. Bunun yanı sıra, Corg'nin dağılımında çökel birikimin hızı da önem taşımaktadır.

2. Mo, Ni, Co, Zn, Ti, Pb, Yb, Sc, Nb, Ga, Y, Ba, Sn, Mn ve Corg yönünden düşük birikim seviyelerine sahip olan 181 nolu karot sahasıdır. Bu inceleme alanında



Şekil 8. İz elementler ile organik karbon dağılımlarının karşılaştırılması.

MARMARA HAVZASI GEÇ KUVATERNER ÇÖKELLERİNİN KİMYASAL -ELEMENT BİLEŞİMİNİN İNCELENMESİ

Ni, Co, Yb, Sc, Nb, Ga, Ba, Sn gibi iz elementlerin birikim seviyeleri diğer (162, 163, 173) karotlardaki ortalamalarına göre daha düşük olup, % 50'nin altındadır. Genelde, elementlerin bu alandaki birikim seviyeleri % 22 ile % 88 arasında değişir. Corg'un 163 nolu karottaki birikim seviyesi % 43'dür. Bu karot alanında görülen iz element ve Corg değerlerindeki düşüslər bölgenin hidrodinamik özelliğine bağlı olarak değişik kimyasal bileşimde ve yüksek oksijen içerikli Ege Denizi su akıntılarının etkisi altında olması nedeniyedir.

3. Yer kabuğunda şeyllerdeki ortalama değerlerine göre iz elemnetler 4 guruba ayrılmıştır:

Birikim seviyesi 2 katı aşmayan elementler: Cu, Co, Pb, Mo, Mn, V, Zn, Sr;

Birikim seviyeleri 2-4 katı arasındaki elementler: Sc, Zr, Ba;

Ortalama değerleri, yaklaşık olarak, şeyl ortalamasına eşit olan elementler: Cr, Y, Ti;

Birikim seviyeleri şeyllerdeki ortalamalarına göre sıfırın altında olan elementler: Ni, Ga, Yb, Nb, Sn, P.

4. Güneybatı Marmara Denizi Holosen karot çökellerinin Corg değerleri 0.33 ile 2.25 % arasında değişmektedir. En düşük Corg içeriği (0.33-0.73 %) 181 nolu karot çökellerine ait olup, ortalama değerleri 0.60 % 'dir. 163 nolu karot çökellerinde Corg'un en yüksek değerleri 2.25 % 'dir, ortalama değeri de bütün karotlara göre daha yüksektir (1.38 %'dir).

5. Çalışma alanında organik madde Tip III ve Tip II kerojen bileşiminde olan

odunsu ve otsu/spor-polenlerden oluşmaktadır. Bunlar da, genellikle, organik maddenin karasal girdilerine işaret ederler.

6. Çalışılan karot çökellerinde V, Ni, Co, Cr, Ti, Ba, Y, Ga, Nb gibi iz element ve Corg dağılımları arasında zayıf bir ilişkinin olduğu belirlenmiştir.

6. KAYNAKLAR

Aliyev, S.A., Varol, B., 1997. *Biogeochemical behavior of the uranium in the marine facies. The Late Quaternary in the Eastern Mediterranean An International Simp. At MTA General Directorate, Ankara, Turkey, 1-4 april, p. 161-162.*

Aliyev, S. A., Sarı, A., Ergin, M., 1999a. *Relationship between element distribution and organic matter in the Holocene sediments from the Southwestern Marmara shelves, Turkey, 2nd Balkan Geophysical Cong. and Exhibition, 5-9 July, Istanbul, Turkey, p.303.*

Aliyev, S. A., Sarı, A., 1999b. *Distribution and concentration of copper in the marine biofacies. GEOSOUND (Çukurova University), No 34, p.213-228.*

Artüz, İ., Baykut, F., 1986. *Marmara Denizi'nin hidrografisi ve su kirlenmesi açısından bilimsel etüdü. İ. Ü. Çevre sorunları uygulama ve araştırma merkezi yayınları, 47s.*

Balkıç, N., Çağatay, M. N., 1998. *Factors controlling the metal distributions in the surface sediments of the Erdek bay. Deniz jeolojisi, Türkiye Deniz Araştırmaları, WORKSHOP-IV, 14-15 Mayıs, İstanbul, p.22-24*

- Baturin, G. N., Koçenov, A.V., Shimkus, K. M. (1967). Uranium and trace elements in bottom core sediments from the Black and Mediterranean Seas. *Geokhimiya* 1, p. 41-49, (in Russian).
- Beşiktepe, S., Özsoy, E., Ünlüata, Ü., 1993. Cycling of the Marmara Sea by the Dardanelles lower layer inflow. *Deep Sea Research I*, v. 40, No.9, p. 1815-1838.
- Bodur, M. N., 1991. Sedimentology and geochemistry of the Late Holocene sediments from Sea of Marmara and its straits. Doktora tezi, 247p.
- Bodur, M. N., Ergin, M., (1994). Geochemical Characteristics of the recent Sediments from the Sea of Marmara. *Chem. Geology*, 115, p.73-101.
- Bogdanov, Y. A., Gurviç, E. G., Lisitsin, A.P. (1983). Oceanic mechanism of sedimentation and chemical element differentiation in the oceans. In: *Biogeochemistry of oceans* (A.S. Monin and A.P. Lisitsin, eds), Nauka, p.165-249, (in Russian).
- Çağatay, M. N., 1983. Karadenizin güncel çökellerinde değişik uranyum analiz ve çözümleme yöntemlerinin karşılaştırılması: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, s. 187-196.
- Çağatay, M. N., Saltoğlu, T., Gedik, A., 1987. Geochemistry of the Recent Black Sea sediments. *Jeoloji Mühendisliği*, No.30-31, p. 47-64..
- Çağatay, M.N., Algan, O., Sakınç, M., Eastoe, C. J., Egesel (Tolun), L., Balkış, N., Ongan, D., Caner, H., 1997. A mid Late Holocene sapropelic sediment unit from the southern Marmara Sea shelf and its paleoceanographic significance. *Quaternary Science Reviews: Special INQUA Symp. Issue on the Late Quaternary in the East Mediterranean* (Submitted).
- Daines, P., 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: P. Fritz and J. Ch. Fontes (eds.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. vol. 1, The Terrestrial Environment*, Elsevier, Amsterdam, p. 329-406.
- Deuser, W. G., 1970. Isotopic evidence for diminishing supply of available carbon during diatom bloom in the Black Sea. *Nature*, 225: p.1069-1071.
- Ergin, M., Bodur M. N., Ediger V., 1991. Distribution of surficial shelf sediments in the northeastern and southwestern parts of the Sea of Marmara. Strait and canyon regimes of the Dardanelles and Bosphorus. *Marine Geology*, 96, p.313-340.
- Eriksson, K. G., 1963. The sediments core N210 from the Western Mediterranean Sea. *Rept Swed. Deep-Sea Exp. 1947-1948*, 8, N7, p. 395-594.
- Healt, G. R., 1981. Ferromanganese nodules of deep sea . *Economic Geology*, 75, p.736-765.
- Hein C.R., Marjorie S.S., Gein L.M., 1992. Central Pasific Cobal rich ferromanganese crists. Historical perspective and regional variability. Keating , B.H. ve Rolton B. R. (Eds), *Geology and mineral resources of the central Pasific Council for energy and mineral resources. Eart Science series*. 14, New York. Springer Verlag.
- Kovalski, V. V., Vorotnitskaya, I.Y.,

**MARMARA HAVZASI GEÇ KUVATERNER ÇÖKELLERİNİN KİMYASAL -ELEMENT
BİLEŞİMİNİN İNCELENMESİ**

1965. *Biogenetic migration of the deposition in the Mediterranean Sea. Late Uranium in the Issık-Kul Lake.* Quaternary deposition in the Geokhimiya, 6, p. 724-732, (in Russian). Mediterranean Sea., Doktora tezi. 388p., (in Russian).
- Krauskopf, K. B., 1982. *Introduction to Geochemistry.* Mc Graw-Hil, 617 p.
- Neruçev, S. G., 1982. *Uranium and life in the Earth's history.* Nedr, 206 p., (in Russian)
- Olausson, E., 1960. *Description of sediment cores from the Mediterranean and Red Sea.* Rept Swed. Deep-Sea Exp., 1947-1948, Göteborg, 8, fasc. 3, p. 286-334.
- Öztürk, G., Shimkus, K., (1995). *Distribution of labile forms of iron in bottom sediments of the Marmara sea.* Geological Bulletin of Turkey, 38, 2, p. 35-42
- Parker, F. L., 1958. *Eastern Mediterranean Foraminifera.* Rept Swed. Deep-Sea Exp., 8, fasc. 2, p. 217-283.
- Roy, S., Dasgupta, S., Mukhopadhyay, S., Fukuoka, M., 1990. *Atypical ferromanganese nodules from pelagic areas of the Central Indian Basin.* Equatorial Ocean. Marine Geology, 92, p. 269-283.
- Sarı, A., Sonel, N., Ergin, M., 1998. *Güney Marmara sahanlıklarında gökelen organik maddenin kökeni ve sedimentolojisi.* Deniz jeolojisi,Türkiye Deniz Araştırmaları, WORKSHOP- IV, 14-15 Mayıs, İstanbul, s.100-101.
- Sevastyanov, V. F. (1968). *Restauraction of distribution of oxydatation and reduction processes, chemical elements in marine deposits.* Litologiya, Palezniye İskopayemiye, 1, p. 3-15, (in Russian).
- Shimkus, K. M., 1972. *Late Quaternary Radiokarbon yöntemlerle Akdeniz dip çökellerinin yaş tayini ve stratigrafisi, paleocoğrafyası ve çökelolusumu'nun bazı sorunları.* "Hidrojeoloji'de radioizotop yöntemlerle incelemeler". Kiyev, Naukova Dumka, s. 186-191, (in Russian).
- Shimkus, K. M., (1979). *Geochemistry of Late Quaternary deep sea sediments from the Mediterranean Sea.* "Chemistry of Mediterranean Sea" (A.P. Lisitsin, ed.), Kiyev (Ukrania), p. 87-110, (in Russian).
- Shimkus, K. M., (1981) *Late Quaternary deposition in the Mediterranean Sea.* Nauka, 240 p., (In Russian).
- Shimkus, K. M., Öztürk, B., Yesin, N. V., 1993. *Oil products, heavy metals and radionuclides in the recent bottom sediments of the Marmara Sea shallow water area.* METU, 1, p. 695-710.
- Tolun, L., Çağatay, M. N., William, J. Carrigan, Algan, O., Eastoe, C. J., 1998. *Organic geochemistry of the Holocene sapropels from the Sea of Marmara and Black Sea.* Deniz jeolojisi,Türkiye Deniz Araştırmaları, WORKSHOP- IV, 14-15 Mayıs, İstanbul, p. 56-60.
- Vine, J. D., Tourtelot, E. B., 1970. *Geochemistry of Black shale deposits a summary report:* Econ. Geol., 65, N3, p. 253-272.
- Yamamoto, S., 1992. *Diagenetic enrichment of manganese and other heavy metals in hemipelagic brown clay of Palu*

Trench floor. Journal of Sedimentary Petrology, 62, p.70-711.

Yemelyanov, E. M., 1964. Akdenizin güncel dip çökellerinde organik karbonun dağılımı. Sov. Birliği Bilim. Akadem. Yayinevi, "Deniz'in kimyası üzere ilmi kongre Özetleri", s. 113-117, (Rusca).

**KARABİGA (ÇANAKKALE) GRANİTOYIDI DOĞU KİSMİNİN
PETROGRAFİK ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**

K. Canan ÖZGÜNER

MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdleri Dairesi, Ankara/Türkiye

ÖZET: Bu çalışmada Biga Yarımadasında yüzeylenen Karabiga Granitoidi doğu kısmının petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenerek, granitoidin kökenine yaklaşımada bulunabilmek amaçlanmıştır. Bu kütlenin yan kayacı konumundaki Biga metamorfik topluluğuna ve Biga ofiyolit grubuna ait birimlerin petrografileri ve kontakt ilişkileri de saptanmıştır. Çalışma alanında stratigrafik olarak en alta Paleozoyik yaşlı Çamlıca metamorfikleri yer almaktadır. Bu topluluk üzerine kumtaş, kireçtaş, çört ardalanmasından oluşan Çetmi ofiyolitik melanj uyumsuz olarak gelmektedir. Karabiga Granitoidi doğu kısmı örneklerinin peralümin karakterli olması, ayrıca örümcek diyagramlarına göre büyük iyon çaplı litofil elementlerce (LIL) zenginleşmesi, örnekler üzerindeki kitasal kabuk etkisini göstermektedir. Yüksek alan enerjili (HFS) elementlerin hafifçe yükseltmiş ortaç karakterde olması normal yay granitoidleriyle uyumludur.

**PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE
EASTERN PART OF THE KARABİGA (ÇANAKKALE) GRANITOIDS**

ABSTRACT: In this study, petrographical and geochemical characteristics of the eastern part of the Karabiga Granitoid cropping out in Biga Peninsula were investigated, and an approach to its genesis was aimed. In addition, petrographical features and contact relationships of Biga metamorphics and ophiolitic rocks, which are country rocks of the granitoid, were investigated. In the area studied the basement is made up from Paleozoic aged Çamlıca metamorphics. This unit is overlain unconformably by Çetmi ophiolitic melange consisting of sandstone, limestone and chert. Peraluminous characteristics and large ion lithophile (LIL) elements enrichment on spider diagrams of the Karabiga granitoid sample indicate a continental crust involvement in its evolution. Moderate enrichment on high field strength (HFS) elements is consistant with normal arc granitoids.

1. GİRİŞ

Bu çalışmada; Biga ilçesi, Karabiga nahiyesinde deniz kenarından başlayıp bölgenin kuzey ve güney kesimini kapsayan, yaklaşık 70 km²lik bir alanda yüzeyleşen kayaçların mineralojik petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir. Çalışmanın amacı; inceleme alanının yaklaşık yüzde 75’ini kaplayan Karabiga Granitoyidi doğu kesiminin ayrıntılı olarak incelenmesi ve mineralojik ve petrokimyasal özelliklerine göre genetik sınıflamasının yapılmasıdır.

2. GENEL JEOLOJİ

İnceleme alanında bulunan en yaşlı birim Paleozoyik yaşı Çamlıca Metamorfikleridir. Bunun üzerine Üst Kretase- Paleosen yaşı Çetmi Ofiyolitik Melanji uyumsuz olarak gelmektedir. Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşı Karabiga Granitoyidi ise bu iki birimi keserek intrüzif olarak yerleşmiştir. Kuvaterner yaşı oluşuklar traverten ve alüvyonlardan oluşmakta olup, inceleme alanının güney kesiminde geniş yayılımlar göstermektedir.

2.1. Çamlıca Metamorfikleri

Bu birim, Okay ve diğerleri (1990) tarafından "Çamlıca Metamorfikleri" olarak, Gözler ve diğerleri (1984) tarafından da "Biga Metamorfik Grubu" olarak isimlendirilmiştir. Bu çalışmada da birim, Çamlıca Metamorfikleri olarak adlandırılmıştır. Çamlıca metamorfikleri hem çalışma alanının hem de granitoyidin kuzyebati kesiminde yayılım göstermektedir. Metamorfik kayaçlar mat

100

görünümlü, sert bir yapıya sahip, çok az foliasyon gösteren, ana bileşen olarak kalsit içeren kalksilikatist, ayrıca fillat, mikaşist, mermerden ve metabazik kayaçlardan oluşan bir seri şeklindedir. Mermerlerin ve kalksistlerin ana bileşenini oluşturan kalsitin yanısıra kayaçlarda serisit, az miktarda epidot, tremolit / aktinolit minerallerine de rastlanmıştır. Metamorfiklerden alınan örneklerin petrografik incelemeleri sonucu kayaçların içindeki karbonat minerallerinin fazla olduğu görülmektedir. Mineral olarak Ca-Al silikatların (tremolit, amfibol, sfen, klinopiroksen) fazlaca bulunduğu kesitlerde kalsit ve plajiyoklaslar da görülmektedir. Bu kayaç kalksilikatist kayası olarak tesbit edilmiştir. Metamorfikler içinde bulunan metabazik kayaçlardan alınan örneklerde ise plajiyoklas, amfibol ve çok az miktarda kuvars kristallerine rastlanmıştır. Metabazik kayaçlarda hornblendler baskındır. Ayrıca plajiyoklas ve opak mineraller de manyetit ve ilmenit tarafından temsil edilmektedir. Metamorfikler başlangıçta amfibolit fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramıştır. Daha sonra yeşilist fasiyesi koşullarında metamorfizmanın gerilediği düşünülmektedir. Bu gerilemenin nedeni dokanak metamorfizmasının etkisiyle olabileceği düşünülebilir. İlk aşamada amfiboller hornblendler tarafından temsil edilirken ikinci aşamada aktinolitler tarafından temsil edilmektedir.

2.2. Çetmi Ofiyolitik Melanji

Bu birim Gözler ve diğerleri (1984)

KARABİGA (ÇANAKKALE) GRANİTOYIDI DOĞU KİSMİNİN PETROGRAFİK ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

tarafından "Biga Ofiyolit Grubu" olarak adlandırılmıştır. Okay ve diğerleri (1990) tarafından belirlenen ve temel kayaçları üzerlediği öne sürülen ofiyolitik kayaçlara "Çetmi Ofiyolitik Melanj'ı" adı verilerek adlandırılmıştır. Ofiyolitik melanjda renk değişimi farklı olmakla birlikte kumtaşları genellikle koyu kahve ve koyu yeşilimsi renklerde görülmektedir. Ofiyolitik melanj değişik boyutlarda gözlenen, sedimanter (küreçtaşı, çört vs. gibi), metamorfik, ultrabazik kayaçlarla temsil edilen karmaşık bir birimdir. Ofiyolitik melanj içerisinde izlenen meta-kumtaşlarının tabakalanmaları son derece belirgindir. Birim son derece kıraklı bir yapıda izlenmektedir. Ofiyolitik melanj içindeki derin denizel çörtler (pelajik çörtler) ise kıraklı bir şekilde izlenmektedir. Bu derin denizel çörtler ofiyolit içinde stratigrafik olarak altta masif bir şekilde görülmektedir.

Çetmi Ofiyolitik Melanj ile Karabiga Granitoyidi dokanağına yakın olan bölgelerden alınan örnekler; ince taneli, gelişti güzel saçılımış serisit, muskovit, epidot, primer görünümülü alkali feldspat, plajiyoklas, otomorf-sub otomorf taneli, dalgalı sönme gösteren kuvars kristallerinden olduğu görülmüştür. Alterasyon olarak serisitleşme, kalsitleşme, albitleşme, killeşme görülmektedir.

2.3. Karabiga Granitoyidi Doğu Kümesi

Bu bölümde çalışma alanının büyük bir kısmında yüzeyleme veren Karabiga granitoyidi doğu kesiminin petrografik ve jeokimyasal özelliklerini incelenmiştir.

Birim Gözler ve diğerleri (1984)

tarafından Karabiga plütonu olarak adlandırılmıştır. Karabiga Granitoyidi güney kesiminin doğusunda, Üst Kretase-Paleosen yaşı Çetmi Ofiyolitik Melanjı ve Kuvaterner yaşı alüvyon ile yer yer dokanak halindedir. Granitoyidin, kuzeybatı kesiminde ise Paleozoyik yaşı Çamlıca Metamorfikleri ile dokanak halinde olduğu görülmektedir. Granitoyidin güneybatı dokanakları, kuzeydoğuya göre daha ince kristalli ve bol kuvarslı plütonik kayalardan oluşmaktadır. Kuzeydoğuya doğru gidildikçe daha iri-orta kristalli ve daha bol feldspat kristalli kayaçlar gözlenmektedir. Granitoyid genelde krem- açık pembe renkli, holokristalen, orta-ince taneli kuvars- alkali feldspat plajiyoklas ve biyotit kristallerinden oluşmuştur. Karabiga Granitoyidi doğu kesimi içinde yer alan aplit damarları krem - açık pembe, ince kristalli, açık renkli ve taneli dokuludur. Bu aplit damarlarının uzunlukları 1-20 m arasında değişmektedir. Kalınlıkları ise 5-50 cm arasındadır. Karabiga Granitoyidinin kuzey doğusunda pegmatit damarları gözlenmektedir. Plütonun kuzey kesiminde bulunan aplitlerin hemen ardından bölgede pegmatitlere geçilmektedir. Bu damarların belirli bir yönelimi görülmemektedir. Çokunlukla düzensiz şekilde olmuşlardır

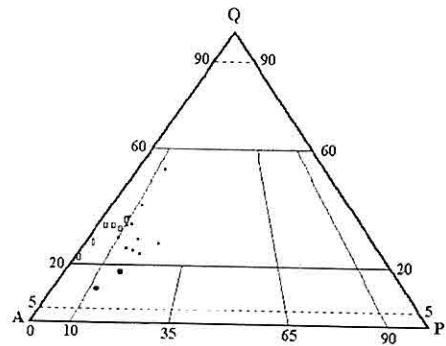
2.3.1. Karabiga Granitoyidi Doğu Kesimi Kayaçları İçindeki Petrografik Değişikler ve Bunların Genel Özellikleri

Çalışma alanından alınan örneklerin

nokta sayacı ile modal analizleri yapılmıştır. Bu örneklerin Streckeisen (1967) diyagramına göre yüzde oranları değerlendirilerek QAP diyagramında gösterilmiştir (Şekil 1). Bu diyagramda örneklerin dağılımı Alkali feldspat granit, granit, kuvarslı siyenit olduğu görülmüştür.

Alkali feldspat granitler; açık pembe ve pembe rengin tonları hakimdir. Kuvars ve ortoklas taneleri çiplak gözle görülebilmektedir. Mikroskopik incelemelerinde ise genel de taneli doku hakim olmakla birlikte grafik doku da görmek mümkündür. Alkali feldspat kristalleri, genellikle iri kristaller halinde olup yarı özçekilli ve özsekilsiz olarak izlenmektedir. Alkali feldspatlarda pertit gelişimi ve pertitik yapı oldukça yaygındır. Bunlar daha çok ipliksi yapı sunmaktadır. Kesitlerde özçekilli ve yarı özçekilli karlsbad ikizlenmesi görülmektedir. Alkali feldspatlarda yaygın olan ayırtma türü killeşmedir. Karabığa Granitoyidi doğu kesimine ait örneklerde ferromagnezyen olarak izlenen en yaygın mafik mineral biyotittir. Tali mineral olarak apatit, zirkon, sfen kristallerine rastlanmıştır.

Granitler; Kuvars kristallerinin etrafı alkali feldspat kristalleri ile çevrelenmiş ve kuvarsın kenarları yenmiş durumdadır. Dolayısıyla kuvars kristalleri özsekilsiz kristaller şeklinde görülmektedir. Kuvars daha çok ara dolgu şeklinde bulunmaktadır. Dalgalı sönme gösteren kuvars kristalleri mevcuttur. Plajiyoklaslar alkali feldspatlar arasında sıkışık kaldığı için kısa, küt ve yarı



Şekil 1.Karabığa Granitoyidi doğu kesimine ait örneklerin Streckeisen (1967) diyagramına göre dağılımları (İçi boş dikdörtgenler alkali feldspat granit, içi dolu siyah kareler granit, içi dolu daireler kuvarslı siyenit).

özsekilli taneler şeklinde kalmışlardır. Yer yer büyük plajiyoklas kristalleri üzerinde küçük plajiyoklas yamaları mevcuttur. Porfirik doku göstermektedirler. Plajiyoklas kristalleri yer yer biyotit kapanımları da içermektedir. Plajiyoklas kristalleri zonlanmış olarak bulunmaktadır. Merkezden dışa doğru ayırtma göstermişlerdir. Görülen ayırtma türü kaolenleşme olarak tesbit edilmiştir. Yaygın olarak görülen doku grafik dokudur. Yer yer ipliksi pertitik doku da gelişmiştir. Bu da bize sıcaklığın yükseldiğini göstermektedir. Ayırtma olarak serizitleşme gelişmiştir.

Kuvarslı siyenitler; alkali feldspatlar değişken boyutlu taneler halinde olup irili ufaklı kristaller halinde bulunmaktadır. Alkali feldspatların cinsleri pertit'dir. Kuvars özsekilsiz kristaller halinde ve

KARABİGA (ÇANAKKALE) GRANİTOYIDI DOĞU KİSMİNİN PETROGRAFİK ve JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

kenarları alkali feldspatlar tarafından yenmiş durumdadır. Dalgalı sönme zayıftır. Plajiyoklaslar yarı özçekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Serisitleşme yaygın olarak görülmektedir. Tali mineral olarak sfen özçekilsiz ve yarı özçekilli taneler halinde bulunmaktadır.

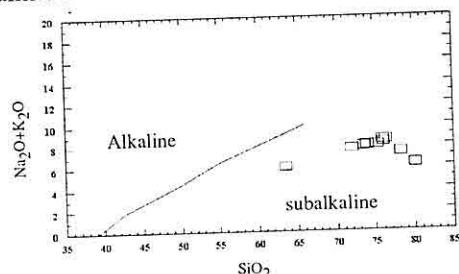
3. PETROKİMYA VE GRANİTOYİD JENEZİ

Bu bölümde Karabiga Granitoyidinin doğu kesiminin jeokimyasal özelliklerini belirlemek, jeokimyasal farklılıkların nedenini anlamak ve granitoyidi oluşturan magmanın kökenini açıklamaya çalışmak amaçlanmıştır.

3.1. Ana Oksit Karakteristikleri

3.1.1. Alkali-Silika İlgisi

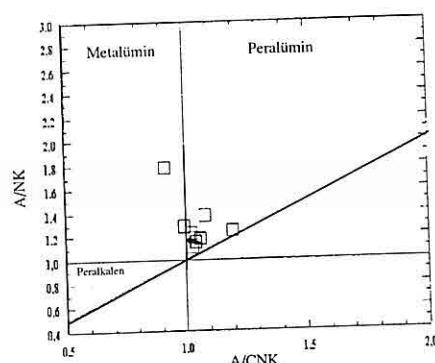
Karabiga Granitoyidi doğu kesimine ait örneklerin toplam alkali silika değişimlerinin belirlenmesi için örnekler $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ (Irvine ve Baragar, 1971) değişim diyagramına düşürülmüştür (Şekil 2). Örnekler bu diyagramda subalkaleni bölge içinde yer almaktadır.



Şekil 2. Karabiga Granitoyidi doğu kesimine ait kayaçların $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki konumları.

3.1.2. Alümina Doygunluğu

Örneklerin alüminyum doygunluğu açısından durumunu görebilmek için örnekler A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$) e karşı A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO+Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$) diyagramı uygulanmıştır (Maniar ve Piccoli, 1989) (Şekil 3). Bu diyagramda da örnekler metalümin-peralümin geçiş bölgesinde fakat daha çok da peralümin bölgesinde yoğunlaşmışlardır. Örneklerin A/NK-A/CNK diyagramındaki dağılımları 1.0–1.1 arasında yayılım göstermektedir.

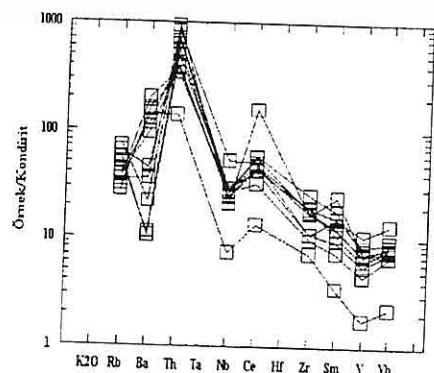


Şekil 3. Karabiga Granitoyidi doğu kesimine ait kayaç örneklerinin A/NK-A/CNK (Maniar ve Piccoli, 1989) diyagramındaki konumları.

3.2. İz Element Karakteristikleri

Karabiga Granitoyidinin gelişim ortamı hakkında bilgi edinebilmek için kullandığımız diyagramlardan biri de spider (örümcek) diyagramlarıdır. Bu diyagramlarda iz elementler kondirite ve kıtasal kabuğa göre normalize edilmiş değerlerle karşılaştırılmaktadır. Bu bölümde LIL (Large Ion Lithophiles), HFS (High field strengths) oranları da diyagram üzerinde sunulmuştur.

Kondirite göre normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramına (Taylor ve McLennan, 1985) göre negatif Ba, Nb, Y anomalileri dikkat çekmektedir. Th, Rb, Ce elementlerinde ise pozitif anomali görülmektedir (Şekil 4). LIL (Large Ion Lithophiles) ve HFS (High field strengths) elementlerce kondiride göre zenginleşmiş, uyumlu elementlerce fakirleşmiştir.

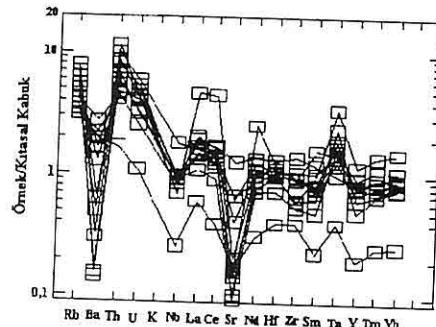


Şekil 4. Karabiga Granitoyidi doğu kesimine ait kayaçların kondirite göre (Taylor ve McLennan, 1985) normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramı.

Kıtasa kabuğa göre normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramında (Weaver ve Tarney, 1984) Ba, Sr, Nb negatif anomali gösterirken, Rb, Th, U pozitif anomali göstermektedir (Şekil 5).

3.3. Nadir Toprak Element Karakteristikleri

Kondirite göre normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım (Taylor ve McLennan, 1985) diyagramında Negatif olarak da kuvarslı siyenit örnekleri görülmüştür. Karabiga Granitoyidi doğu kesimini oluşturan örneklerin jeokimyasal

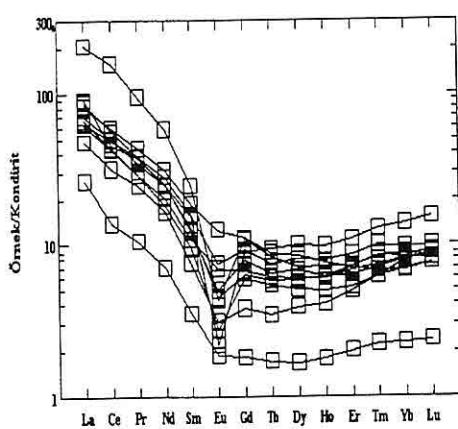


Şekil 5. Karabiga Granitoyidi doğu kesimine ait kayaçların kıtasal kabuğa göre (Weaver ve Tarney, 1984) normalleştirilmiş iz element dağılım diyagramı.

Eu anomalisi karakteristik olup alkali feldspat granitlerin oluşumu sırasında plajiyoklas ayırmalarının önemli bir rol oynadığını göstermektedir (Şekil 6). Ayrıca bu diyagramdaki yönsemelerin birbirine paralel olarak gitmesi özelliği, Karabiga Granitoyidi doğu kesimine ait örneklerin aynı bir magmanın diferansiyasyonu sonucu oluşmuş olduklarını göstermektedir. Tüm değerlerin kıtasal kabuk değerlerine yakın olması, granitoyidin oluşumunda kabukta bölgiesel ergimenin önemli derecede etkili olduğunu göstermektedir.

4. SONUÇLAR

Karabiga Granitoyidi doğu kesimine ait örneklerin, petrografik incelemeleri sonucu, çoğunlukla alkali feldspat granit ve granit olduğu görülmektedir. Nadir olarak da kuvarslı siyenit örnekleri görülmüştür. Karabiga Granitoyidi doğu kesimini oluşturan örneklerin jeokimyasal



Şekil 6. Karabiga Granitoyidi doğu kesimine ait kayaçların Kondirite göre (Taylor ve McLennan, 1985) normalleştirilmiş nadir toprak element dağılım diyagramı.

bakımdan bileşimi incelendiğinde örneklerin alkali-silikat değişimlerine bakılarak subalkaleni karakterli oldukları tespit edilmiştir. Örnekler, alümina doygunluğu açısından incelendiğinde peralüminin karakter göstermektedirler. Mantodan kaynaklanan magmada Al miktarı ancak plajiyoklasları oluşturacak kadardır. Karabiga Granitoyidi doğu kesimi örneklerinde ise Al miktarı boldur. Al daha çok kil, marn gibi kayaçların yapısında bulunmaktadır. Dolayısıyla Karabiga Granitoyidi doğu kesimi örneklerinin peralüminin karakterde olması bu Granitoyidin, tortul kayaçların kısmi ergimesiyle oluşan granitik magmalardan itibaren olduğunu göstermektedir. Örneklerin peralüminin karakterli olması kıtasal kabuk kökeni de işaret etmektedir. Kondrit ve kıtasal kabuğa göre

normalleştirilerek yapılan iz element dağılım diyagramlarında Rb, Ba ve Th gibi büyük iyon çaplı litofil elementlerce (LIL) zenginleşmesi kıtasal kabuk etkisini göstermektedir. Kıtasal kabuk diyagramında Ba ve Sr elementlerinin negatif anomali göstermesi feldspat fraksiyonlaşmasının büyük bir etkisi olduğunu göstermektedir. Kıtasal kabuk diyagramındaki genel dağılımın 1 bölgesinde yoğunlaştığı görülmüştür. Bu durum örneklerin ortalama kıtasal kabuk bileşiminde olduğunu göstermektedir. Yine bu diyagramda Ba ve Sr elementlerinin negatif anomali göstermesi, örneklerin plajiyoklasların fraksiyonel kristalleşmesinden arta kalan ergiyikten itibaren oluşan kayaçlar olduğunu belirtmektedir. Nadir toprak element dağılım diyagramında ise Eu'nun negatif anomali göstermesi, kayaçların oluşumunda önemli derecede plajiyoklasların fraksiyonel kristalleşmesinin rolü olduğunu gösterir.

5. KAYNAKLAR

Gözler,M.,Z.,Ergül,E.,Akçaören,F.,Genç, Ş., Akat, U., Acar, Ş., "Çanakkale Boğazı Doğusu- Marmara Denizi Güneyi- Bandırma- Balıkesir- Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve komplikasyonu", M.T.A. Rapor No:7430, Ankara, 1984.

Irvine,T.N. and Baragar, W.R.A.,1971, Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, can.Jour.Earth.Sci.8, 543-548.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989, tectonic discrimination of granitoids.

ÖZGÜNER

- Geol.Soc.Am.Bull.,101,635-643.*
- Okay,A.,İ.,Siyako,M., Bürkan, K.,A.,1990, Biga yarımadasının jeolojisi ve Tektonik Evrimi, TPJD Bülteni, C.2/1,s.83-121.*
- Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature of igneous rocks; Njb.Miner. Abh., 107, Stuttgart.*
- Taylor, S., R., McLennan S.M.,1985 The Continental Crust:Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford.*
- Weaver, B., and Tarney, J.,1984, Empirical Approach to Estimatingthe Composition of the continental Crust. Nature, 310, 575-579.*

HAZAR GÖLÜ GÜNEYİNİN JEOLOJİK VE PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

A. Didem KILIÇ, Emin ERDEM

F.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: *Toros orojenik kuşağıının doğu bölümünde yer alan çalışma alanında
yüzeylenen birimler, Pütürge Metamorfitleri (Paleozoyik-Mesozoyik), Guleman
ofiyoliti(Jura-Alt Kretase), Hazar Grubu(Meastrihtien-Alt Eosen), Maden Karmaşığı
(Orta Eosen) ve alüvyonlar (Pliyo-Kuvaterner) dir. Birimlerin hepsi allokton
konumludur. Bu birimlerin birbirleriyle ilişkileri tamamen tektoniktir. Guleman ofiyoliti
çok sayıda dayklarla kesilmiştir. Tektonitleri kesen bu dayklar, gabro, diyabaz (dolerit)
ve ortopyroxenittir. Guleman ofiyolitinde belirlenen mineral parajenezine göre
ofiyolitik kayaçların başkalaşımında etken olan fizikokimyasal koşullar, yeşilşist
fasiyesinin alt sınırıdır.*

GEOLOGICAL AND PETROGRAPHIC CHARACTERISTIC OF THE SOUTH AROUND HAZAR LAKE

ABSTRACT: *The studied region in Eastern Taurus Belt, exposes Pütürge
Metamorphic (Paleozoic- mesozoic), Guleman ophiolites(Jura-Kreatece), Hazar
Group(Meastrihtien-Eocene), Maden Complex. Contacts between the different units are
mostly tectonic.Dike rocks cutting the tectonites consist of gabbro, diyabaz(dolerite)
and ortopyroxenite. According to mineral assemblage of ophiolitic rocks, the
physicochemicals conditions effecting to form the metamorphism of these rocks can be
understood that they couldn't reach to the lower greenschist facies.*

1. GİRİŞ

Elazığ-Hazar Köyü'nün güney-güneybatısında yer alan çalışma alanı yaklaşık 200 km^2 lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). Daha önce çalışma alanı ve yakın civarında pek çok araştırmacı değişik amaçlı incelemeler yapmışlardır. Bunlar arasında; Rigo de righi ve Cortesini (1964), Özkan (1975, 1978), Perinçek (1979, 1980), Sungurlu (1979, 1985), Engin ve diğerleri (1983), Özkan (1983, 1984, 1985, 1986, 1987), Aktaş ve Robertson (1984), Turan (1992) sayılabilir. Bölgenin jeolojisi genel hatlarıyla açığa çıkarmak ve Guleman ofiyolitine ait kayaçların petrografisi, mineralojisi ve basınç-sıcaklık değişimlerini irdelemek amacıyla yapılan bir çalışmındır. Bu amaca uygun olarak arazinin 1/25 000 lik jeoloji haritası hazırlanarak, laboratuar çalışmaları yapılmış ve araziden alınan örneklerin petrografisi incelenmiştir.

2. GENEL JEOLOJİ

2.1. STRATİGRAFİ VE PETROGRAFI

2.1.1. Pütürge Metamorfitleri

İnceleme alanındaki en yaşılı birimdir. Allokton konumludur. Başlıca; gözlu gnays, metapellit, muskovit-kuvars şist, amfibolist, biyotitist, metakuvarsit, kalkşist ve mermer birimlerinden oluşur. Metapelitler ince tabakalar şeklinde olup, yapraklanma belirgindir ve oldukça ayışmıştır. Üstte metakuvarsitler yer alır, bol çatlaklı ve karstik boşlukludur. Mikroskopik incelemeleri sonucunda, yeşilşist ve amfibolit fasiyesinde

metamorfizmaya uğradığı tespit edilmiştir.

Gözlu gnays

Arazide gözlu dokusu ile kolayca tanınır. Mineralojik olarak ortoklas + kuvars ± klorit ± biyotit ± muskovit ± albit ± epidot ± sfen ± opak mineral topluluğundan oluşmuştur. Ortoklas deformasyondan etkilenmiş, serizite dönüşmüştür. Biyotit ve muskovitler, ortoklasın etrafını sarar durumdadır. Biyotitler retrograd metamorfizma sonucu klorite dönüşmüştür. Albit ve kuvars mineralleri küçük ve eş boy taneli olup, granolepidoblastik doku görülür. Epidot ve klorit bazı kesitlerde ortoklasın etrafında geniş yayılım göstermektedir.

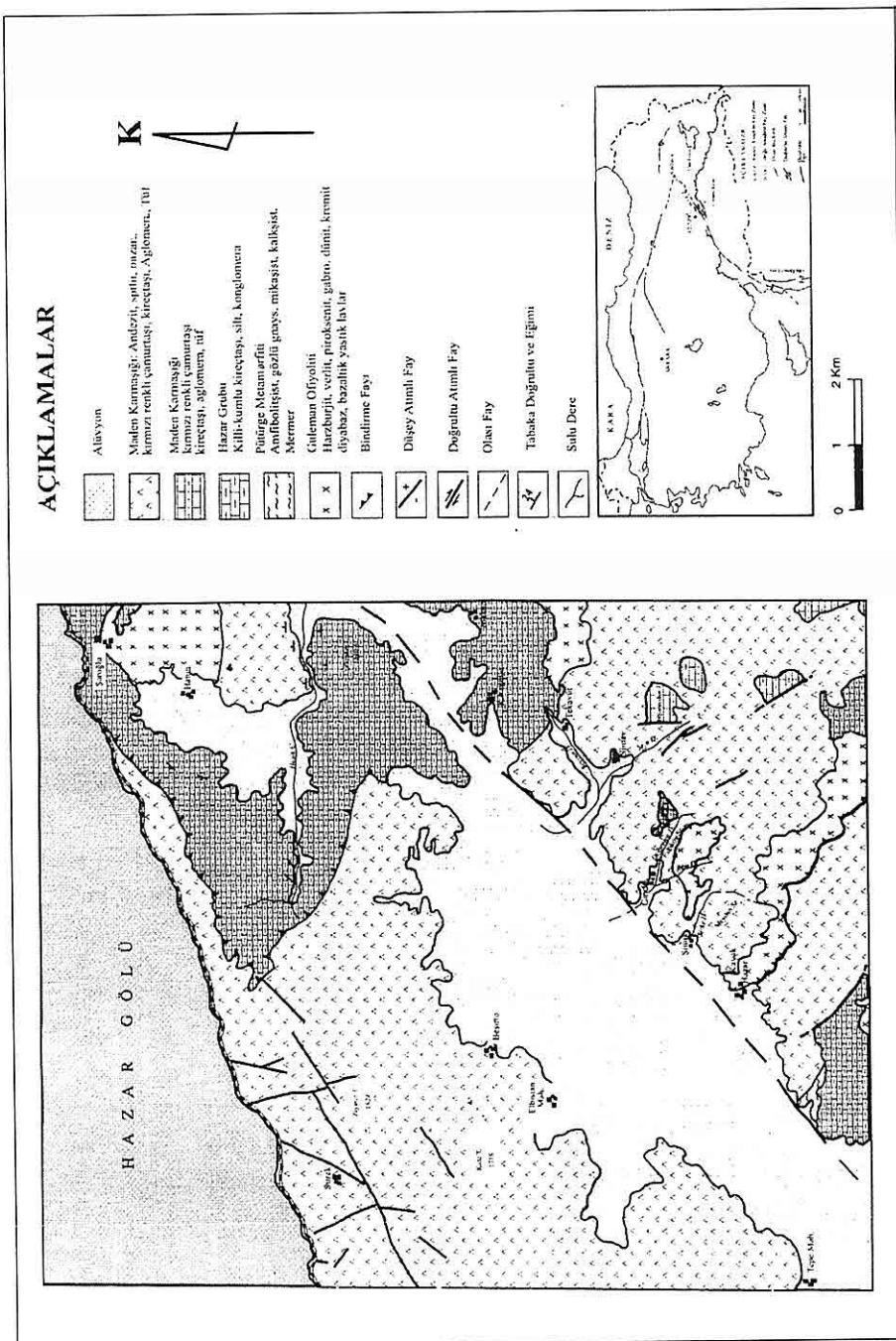
Biyotitist

Biyotitistlerin mikroskop incelemelerinde biyotit+kuvars± muskovit ± klorit ± plajiyoklas (albit) ± granat ± apatit ± serizit ± sfen ± opak mineral topluluğundan oluşur. Kayaçta yaygın doku granolepidoblastik dokudur. Şistozite çok belirgindir. Amfibolistler, biyotitistlerle ardalanmalı olup, granonematoblastik doku görülür. Amfibolistlerde görülen mineral parajenezi; Hornblend + plajiyoklas + biyotit ± klorit ± kuvars ± korundum ± granat ± sfen ± kalsit ± apatit ± opak mineral topluluğudur (Erdem, 1994).

Kuvars-Muskovitist

Kuvars-Muskovitistler, kuvarsit damarlarıyla kesilmiştir. Muskovit+kuvars ± granat + biyotit + plajiyoklas (albit) ± klorit ± apatit ± epidot ± kalsit ± opak minerallerdir. Doku ise granolepidoblastik dokudur. Kuvarslar eş boy taneli olup, granatlar içerisinde kapantı olarak

HAZAR GÖLÜ GÜNEYİNİN JEOLOJİK VE PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ



Sekil 1. İnceleme alanının ait jeoloji haritası.

bulunmaktadır.

Mermer ve Kalksist

Mermer, mineralojik olarak %90'dan fazla kalsit içerir. Kalksistler ise kalsitin yanında değişen oranlarda fillosilikat mineralleri, kuvars ve opak mineral içermektedir. Kalksistlerde granolepidoblastik doku, mermerlerde ise granobilistik doku görülür. Kalksistlerin mineral topluluğu; kalsit+ muskovit ± kuvars ± biyotit ± klorit ± sfen± apatit ± opak minerallerdir.

2.1.2. Guleman Ofiyoliti (Jura-Alt Kretase)

Çalışma alanında yüzeylemesi sınırlıdır. Guleman Ofiyoliti; Altta üstte doğru birbirileyle geçişli dokanak ilişkisi gösteren üç birimle temsil olunur. En alta; serpantinleşmiş dünit, harzburjıt ve lerzolitten oluşur. Dünit ve harzburjıtler geniş alanlarda yüzeylenmiştir. Dünit seviyesinin içerisinde 20-25cm. kalınlığında piroksenitler bulunur. Piroksenit yığışları üstteki bantlı gabro biriminin dokanağına doğru daha sık görülür. Kümülatlara doğru gabro seviyesi artar. Peridotitlerden yapılan ince kesitlerde az oranda ayırmış ortopiroksen, klinopiroksen ve tamamen serpantinleşmiş olivin kristalleri görülmüştür. Ortopiroksen, enstatittir. Plajiyoklas ise labradorit(An_{65})tir.

Piroksenit ve harzburjıtlerle ardalanmalı olarak bulunan gabrolarda bantlı yapı belirgindir. Orta seviyeye doğru orta ve ince gabrolara geçilir. Bunların üzerinde ince hornblend kristalli gabrolar, pegmatitik gabrolar ve bu

gabroları verevine kesen diyorit daykları mevcuttur (Bingöl, 1986). Daykların gabroların dokanağına yakın bölümünde kristal boyutunda bir değişim bulunmaktadır. Ani soğumayı karakterize eden ince taneli bir dış zon görülür. Bu özellik, pegmatitik gabro daykların yerlesimi sırasında, bantlı iç yapı sunan gabroların tamamen soğumamış olduğunu gösterir (Bingöl, 1984). Mineralojik benzerliklerinden dolayı gabro ve daykların aynı magmadan ayrılmama sonucu iki ayrı faz halindeoluştuğu düşünülür. Peridotit ve gabro birimleri birbiriyle geçişlidir. Alt seviyeler, serpantinleşmiş olivince zengindir. Arazide bu seviyeler yağlımsı, sarımsı yeşil bir parlaklığa sahiptir. Birimin üzerinde bazalt ve diyabazların yaygın olduğu bir bölüm bulunur. Bantlı gabrolar eş boy taneli olup, klinopiroksen ve plajiyoklastan oluşur. Birkaç ince kesitte ortopiroksen kristallerine rastlanmıştır. Klinopiroksen kristallerinin dilinimleri boyunca aktinolit, hornblend ve bunlara eşlik eden sfen mineralleri bulunur. Plajiyoklas labradorit olup, tamamen klinozosit, zoosit ve beyaz mikaya dönüşmüştür.

Harzburjıt

Olivin, ortopiroksen, klinopiroksen ve kromit minerallerinden ibarettir. Kinkleşme ve granülasyon belirgindir. Mozayik doku görülür. Bu doku, subsolidüs şartları altındaki manto ortamını ve kısmi ergimeyi gösterir (Erdoğan, 1982). Ortopiroksen taneleri granülasyondan etkilenmemiştir. Ortopiroksen tanelerinin içerisinde olivin

HAZAR GÖLÜ GÜNEYİNİN JEOLOJİK VE PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

kapantılar halindedir.

Piroksenit

Arazide görünür rengi koyu yeşil olup, oldukça tektonize olmuştur. Serpentinleşme yoğundur. Mineralojik incelemelerinde genellikle ortopiroksen ve klinopiroksen minerallerinden oluşan görüldür.

Diyabaz

Mikrogabro-diyabaz ardalanması şeklinde görülür. Gabrolarla dokanak halindedir. Ofitik doku hakimdir. Başlıca mineralleri; plajiyoklas+ klinopiroksen± aktinolit ± sfen± klorit, epidot± zoisit ve opak minerallerdir. Klinopiroksen türü 520 sönme açısından dolayı, diyopsit olarak belirlenmiştir. Diyabazların gabrolarla dokanağında herhangi bir ani soğumayı gösterebilecek ince taneli dış yüzeye rastlanmamıştır.

Bazalt

Guleman ofiyolitinin en üst zonunu Bazalt oluşturur. Bazatlarda ofitik, amigdaler doku ve afanitik doku yaygındır. Bu doku pasif ve patlamasız akmayla hidrostatik basıncın yüksek olduğu derin deniz ortamını gösterir (Bingöl, 1984). Diyabaz daykları ince taneli, holokristalen, intergranüler ve subofitik dokuludur. Klinopiroksen tamamen aktinolit, sfen ve klorite dönüşmüştür. Plajiyoklas ise albit, muskovit ve klinozoisite dönüşmüştür. Kuvars damar ve gözenek dolgusu şeklindedir.

Gabro

Gabro seviyesi başlıca; tabaklı gabro, melagabro, olivin-klinopiroksenli gabro, bantlı gabro şeklinde sınıflanabilir,

Tabaklı gabrolardaki tabakalanma, olivin ve plajiyoklasın modal oranlarındaki değişimden kaynaklanır. İntergranüler doku en yaygın dokudur. Tabaklı olmayan gabrolarda olivin miktarı oldukça fazladır. Olivin iri taneler halindedir. Modal derecelenme görülmez. Olivin gabrolarda görülen doku subhedralgranüler ve intergranüler dokudur. Bu dokuda plajiyoklas öz sekilsiz taneler halindedir.

Dünit

Esasen olivin ve kromitten oluşan ultrabayzik bir kayaçtır. Olivin ve kromite ilave olark az miktarda klinopiroksen bulunur. Mikroskopta yapılan incelemelerde sönme açısından bu klinopiroksenin ojit ve diyalaj olduğu anlaşılmıştır. Harzburjitelere benzer dokusal özellikler gösterir. İleri derecede serpentinleşmeye bağlı olarak bozulan ilksel dokunun yerini elek dokusu almıştır.

Troktolit

Olivin, plajiyoklas ve opak minerallerden oluşur. Plajiyoklas serizite dönüşmüştür. Bu mineralin varlığı anortit içeriğinin fazla olduğunu gösterir. Olivinler serpentinleşmiştir. Adkümulat doku görülür.

2.1.3. Hazar Grubu

Hazar Grubu; İnceleme alanında otokton konumludur. Başlıca, karbonat çimentolu kumtaşı, çamurtaşı, şeyl ve marn ardalanmasından oluşmuştur. Yer yer kırmızımsı konglomera seviyelerine de rastlanır. Orta tabakalanmalı kireçtaşları, gri renkli, bitüm kokulu olup, kalın kalsit damarlıdır.

Tabanda karasal çakıltaşı, üste doğru çakıltaşı-kireçtaşları ardalanmasından oluşur. En üstte miltaşı-kumtaşları veya pelajik karakterli killi kireçtaşlarına geçer. Guleman ofiyoliti üzerine karasal transgresif olarak gelir.

Çakıltaşı: breş, kireçtaşı-çakıltaşları ardalanımı, ince tabakalı killi kireçtaşları, bağlamtaşları, kilittaşları-miltaşı ardalanması şeklindedir.

2.1.4. Maden Karmaşığı

Maden Karmaşığı; magmatik ve sedimenter olmak üzere iki birimden oluşur. Tam bir karmaşık gibidir. Altta üste doğru, taban konglomerası, masif kireçtaşları, pelajik kireçtaşları, kırmızı çamurtaşları, andezit, diyabaz, bazalt, radyolarit, spilit, piroklastikler ve çörtten oluşur.

Piroklastikler; aglomera, lapilli taşı ve tüflərdir.

Andezit; En yaygın kayaç topluluğudur. Feldispatlar, kaolinleşmiştir. Matriksinde mikrolit, kuvars, kalsit, aktinolit ve opak mineraller görülür.

Spilit; Bordo ve kahverengimsi renklerdir. Çamurtaşları ve radyolaritlerle ardalanmalıdır. Amigdaler doku sık rastlanılan doku türüdür. Plajiyoklas (albit), epidot, ojit, klorit, kalsit, aktinolit, muskovit, opak mineral başlıca minerallerdir. Aglomeraların çakıl boyutu 4cm. den 25-cm. arasında değişen boyutlardadır.

Bu birim, Guleman ofiyoliti ve püttürge metamorfikleri üzerine transgresif olarak gelir. Arazide Gencoboğazı mahallesi kuzeyinde yastık lav kalıntılarına da

rastlanmıştır. Yastık lavlar içerisinde tuf seviyesi düşük açılı düzlemsel laminalli olup, siyahimsı-kırmızı renktedir.

Belirgin bir deformasyon ve metamorfizmaya uğrayan bu birim, Prehnit-pumpellyit fasiyesinde metamorfik mineral topluluğu gösterir. Jeokimyasal çalışmalar spilit bileşimi gösteren bu kayaçların, toleyitik-kalkalkalen karakterde olduğunu ve ince bir kitasal kabuk üzerinde geliştiğini göstermektedir (Özkan, 1982).

2.1.5. Alüvyonlar

Arazide yer alan tüm birimleri uyumsuz olarak örtmektedir. Bu birimlerin çakıllarından oluşur. Tutturulmamıştır.

3. GULEMAN OFİYOLİTİK

KAYAÇLARINDA ETKEN OLAN BASINÇ- SICAKLIK KOŞULLARI

Guleman ofiyoliti çok sayıda dayak tarafından kesilir. Özellikle tektonitleri kesen mafik dayklar petrografik olarak mikrogabro, dolerit ve olivinli gabro olarak belirlenmiştir. Arazide tektonik hatlarda sıkça rastlanılan rodenjitter, beyazimsı görünümüyle hemen dikkati çekerler. Mafik dayklarda belirlenen metamorfik mineraller aktinolit+epidot(pistaş-zoisit) ± prehnit+ serizit ± albit ± serpantin ± kuvars ± kalsit mineralleridir. Bu mineral parajenezi yeşilşist fasiyesinin alt sınırını belirtir. Prehnit-pumpellyit fasiyesinden yeşilşist fasiyesine geçişte, prehnit ve pumpellyit bozuşarak, zoosit/epidot ve aktinolite dönüştürmektedir. Sıcaklık yaklaşık 400-

500 °C arasındadır (Winkler, 1977).

Rodenjitleşmiş gabro ve dolerit dayaklarında belirlenen metamorfik mineraller ise hidrogranat + klorit ± epidot (zoosit+pistaşit) ± prehnit ± kalsit ± hornblenddir. Rodenjitleşme sırasında basınç 4 kb.dan daha fazla sıcaklık ise 200-500 °C arasındadır (Obrein and Rodger, 1973; Bilgin ve Özpinar, 1989 dan). Çalışma alanındaki rodenjitleşme, serpantinleşmiş tektonik zonlarda yer almaktadır. Dolayısıyla serpantinleşme ve rodenjitleşme arasında bir ilişki olması gereklidir. Metamorfizma ile açığa çıkan sıvılar metasomatik evrede rodenjitleşme meydana getirecektir (Obrein, J.P., Rodgers, K.A., 1973; Bilgin ve Özpinar, 1989 dan).

Ultramafik kayaçların aşırı tektonize olduğu ortamlarda ve kromit yataklarının çevresindeki fay zonlarında birkaç mm-25cm. arasında değişen kalınlıkta manyezit + serpantin ve manyezit + serpantin + kuvars (kalsedon) parajenezi belirlenmiştir. Manyezit + serpantin beraberliği yaklaşık 300 0C sıcaklıkta oluşmaktadır. Manyezit+ kuvars (kalsedon) beraberliği ise daha düşük ısı koşullarını gerektirmektedir. Bu iki parajenez ofiyolit yerleşiminin yavaşlaması ile birlikte daha düşük ısı koşulları olduğunu düşündürmektedir (Obrein, J.P., Rodgers, K.A., 1973; Bilgin ve Özpinar, 1989 dan).

4. SONUÇLAR

Pütürge metamorfitlerine ait şistler, derin deniz sedimanlarının metamorfizması sonucu, gnayslar ise

magmatik kayaçların metamorfizması sonucu oluşmuştur (Erdem, 1994). Gözlu gnayslar, Permiyen öncesi çarışma zonu granitleridir, Bitlis-Pütürge masiflerinin Godwana kıtasına ait olduğu ve Paleotetis'in güneyinde yer aldığı, doğuda Çin-Hindistan dolaylarında, Karbonifer-Permiyen'de bir çarışma sonucu, asitik magmatizma gelişir (Şengör ve diğ., 1989). Bitlis-Pütürge masifinin çekirdeğindeki granitik kayaçlar bu evrede gelişir. Amfibolistler ise, levha içi tektonik ortamında gelişmiş bazik kayaçlardan türemiştir. Ana kayaç yayılma öncesi riftleşmeye bağlı olarak oluşmuş bazik magmatik kayaçlardır (Bingöl, 1986).

Metamorfizma yaşı ise, Guleman-İspendere ofiyolitlerinin pütürge masifi üzerine yerleştiği Geç Kampaniyen-Erken Meastrihtiyen dönemidir (Yılmaz, 1993). Pütürge metamorfik kayaçları birisi disten- almandin-muskovit ve stavrolit-almandin alt fasiyesi, amfibolit fasiyesinde metamorfize olmuştur. Bu fasiyes ilerleyen metamorfizmayı gösterir. Amfibolit fasiyesindeki ilerleyen türden metamorfizmayı gösterir. Diğer ise yeşilolist fasiyesinde ve gerileyen türden metamorfizmayı gösterir. Amfibolit fasiyesindeki ilerleyen türden metamorfizmaya, Üst Kretase'de kuzeye doğru yitim sonucu gelişen deformasyon ve yitim olayının sonlanması sonucu Pütürge masifi üzerine yerleşen ofiyolitlerin hareketi neden olmuştur. Yeşilolist fasiyesi Alt Miyosen sonrası Güneydoğu Anadolu' da meydana gelen sıkışma hareketlerine bağlı olarak

Güneydoğu Anadolu Bindirmesi ile ilgiliidir.

Guleman ofiyoliti Arap levhası ile Anadolu levhası arasında Üst Triyas'tan itibaren açılmağa başlayan okyanus kabuğuna ait ürünler olduğunu ve bu okyanusun Üst Kretase'de başlayan kapanması ile güneye doğru Arap levhası üzerine bindirdiği kabul edilmektedir (Özkaya, 1978; Bingöl, 1984).

Hazar Grubu'ndaki miltaşı ve kireçtaşlarının biyoklastik olması ve tabakaların kısa mesafelerde merceklenmesi bu tabakaların şelf üzerinde çökeliş olmasını gerektirir. Ancak bunların üzerine gelen killi kireçtaşı ince tabakalıdır. Kumtaşı da bulunmamaktadır. Bu açık deniz ortamında çökelmeyi yansıtır (Şengör, 1989).

Tektonitleri kesen dayklardan alınan kayaçların petrografik incelemesi, ofiyolitik kayaçların başkalaşımında etken olan fiziksel koşulların yeşilşist fasiyesinin alt sınırını aşmadığını göstermektedir.

5. KAYNAKLAR

Aktaş, E. Ve Robertson, A. H. F., 1984, *The Maden Complex SE Turkey; Evolution of the Neotethyan active margin*; Dixon, J. E. And Robertson, A.H. F., eds., *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean* 375-402, London.

Bilgin, A., Özpinar, Y., 1989, *Babadağ-Acıpayam (Denizli) dolayında yer alan ofiyolitik kayaçların başkalaşımında etken olan fiziksel koşullar*: C.Ü.Müh.Fak. Derg., s:1/2, 65-81, Sivas

Bingöl, A.F., 1984, *Geology of the Elazığ Area in the Eastern Taurus Region*. In *Geology of the Taurus Belt.*, Int.Symp. Proc. Ed. By. O.Tekeli and M.C. Göncioğlu, Proceedings, 209-216.

Bingöl, A.F., 1986, *Petrographic and petrological characteristic of the Guleman Ophiolitic Massive*:Geosound, s.14, 41-56.

Engin, T., Bağcı, M., Sümer, Y. Ve Özkan, Y.Z., 1983, *Guleman(Elazığ) krom yatakları ve peridotit biriminin genel jeoloji konumu ve yapısal özellikleri*: M.T.A. Dergisi, 95/96, 77-100.

Erdem, E., 1994, *Pütürge(Malatya) metamorfitleri'nin petrografik ve petrolojik özellikleri*, F.Ü. Fenbilimleri Ens. Doktora tezi(Yayınlanmamış), 119s.

Erdoğan, B., 1982, *Ergani-Maden yörenesindeki güneydoğu Anadolu ofiyolit kuşağının jeolojisi ve volkanik kayalar*:TJK Bülteni., 25, 49-60.

Nicolas, A., 1992, *Kinematics in magmatic rocks with specia reference to gabbros*; J.Petrol. 33, 891-915.

Obrein, J.P., Rodgers, K.A., 1973, *Xonolite and Rodingites from Wairere, New Zealand*, Min. Mag., 39, 233-240.

Özkan, Y. Z., 1982, *Guleman(Elazığ) Ofiyoliti'nin Jeolojisi ve petrolojisi*: İ. Ü. Yerbilimleri Dergisi., 3(1-2), 295-312.

Özkan, Y. Z., 1983, *Guleman (Elazığ) Ofiyolitlerinin yapısal incelemesi*:MTA Enst. Derg. No:97/98, s. 78-85, Ankara.

Özkan, Y. Z. Ve Öztunalı, Ö., 1984, *Petrology of the magmatic rocks of Guleman ophiolite*. Int. Symp. On the Taurus Belt., MTA, 285-293.

Özkan, Y. Z., 1985, *Petrolojik bir*

HAZAR GÖLÜ GÜNEYİNİN JEOLOJİK VE PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

- katılışma termodinamiği sorunu; Magmatik katmanların oluşumu; TMMOB yayını, 22.
- Özkan, Y. Z., Sümer, Y., 1986, Rut-Orta ve Yeni Lasir Krom Yataklarının Maden Jeolojisi Raporu. M.T.A. Genel Müdürlüğü yayını, 55s., Ankara.
- Özkan, Y. Z., 1987, Guleman ofiyolitinde metamorfizma etkileri ve alterasyon. TMMOB yayını, 31.
- Özkaya, İ., 1975, Sason yörenesinin yapısal jeolojisi: Cumhuriyetin 50. yılı Yer Bilimleri Kongresi, Tebliğler, 21-30, Ankara.
- Özkaya, İ., 1978, Ergani-Maden yörenesinin stratigrafisi. TJK Bült., 17, 1, 51-71.
- Perinçek, D., 1979a, Palu-Karabegan-Elazığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları: TPAO arşiv no: 1361(yayınlanmamış).
- Perinçek, D., 1979, The geology of Hazro-korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Malatya area. Guide book, TJK yayını, 33s.
- Perinçek, D., 1980, Bitlis Metamorfitlerinde volkanitli Triyas: TJK Bült., 23, 201-211.
- Rigo de righi and Cortesini,A., 1964, Gravity tectonics in Foothill structure belt of southeast Turkey: Amer, Assoc. Petrol. Geologist Bull., 48, 1911-1937.
- Sungurlu, O., 1979, Güneydoğu Anadolu sürüklendirme kuşağı Üst Tersiyer sürüklendirmeleri, 33 TJK. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özleri.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E., Naz, H., 1985, Elazığ-Palu-Hazar alanının jeolojisi: petrol İşleri genel müdürlüğü dergisi., 29, 83-191.
- Sengör v.d., 1989, Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. Gondwana and Tethys Geological Society Special Publication No.37, pp.119-181.
- Turan, M., 1992, Elazığ yakın civarındaki tektonik yapılar ve bunların bölgenin jeolojik evrimindeki yeri. Suat. Erk Semp.
- Winkler, H.G.F., 1977, Metamorfik Kayaçların Oluşumu: İTÜ. Yayınları, no:118-223s.
- Yazgan, E., 1972, Etude Geologique et Petrographique du complexe ophiolitique de la region situee du sub-east de Malatya et de sa couverture volcano-sedimentaria. Dr.Th.Univ. Geneve.
- Yılmaz, Y., 1993, New evidence and model on the southeast Anatolian orogen. Geol. Soc. Of Amer. Bull., 105, 251-271.

KIZLAÇ T3A TÜNELİNDE NİHAİ YERDEĞİŞİRMELERİN TAHMİNİ
(BAHÇE/OSMANİYE)

Ahmet ÖZBEK

Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adanal Türkiye

ÖZET: Bu çalışma, Kızlaç T3A tünelinin (Bahçe-Osmaniye) 300-640 m'leri arasında yapılan yatay, düşey (oturma) ve boyuna yerdeğiştirme ölçümlerinin değerlendirmelerini ve nihai yerdeğiştirme tahminlerini kapsamaktadır. TAG (Tarsus-Adana-Gaziantep) otoyolu projesi kapsamında inşa edilen Kızlaç T3A tüneli, 1200 m uzunluğunda ve 14 m çapındadır. Kızlaç T3A tüneli tektonik kuvvetler ve yeraltısuyu etkisiinde kalmış Devoniyen yaşlı kumtaşı, kumtaşı-şeyl ardalanmaları ve fay kili zonu içerisinde açılmıştır.

Tünel kazısı sırasında ve sonrasında yerdeğiştirme değerleri jeodetik cihazlarla 3 boyutlu ölçülerek, bilgisayarda değerlendirilmiştir. 3 boyutlu yerdeğiştirme (boyuna, yatay, oturma) değerlerinden yararlanılarak bileşke yerdeğiştirme vektörü hesaplanmıştır. Tünel aynasının jeolojik kesiti ve bileşke yerdeğiştirme vektörü değişimleri esas alınarak, yerdeğiştirmenin göreceli olarak büyük olduğu duraysız alanlar belirlenmiştir. Bu alanlar tünelin üst yarısında; tünelin taç kısmında 350-380 m'leri arasında 10.8 mm, sol yan duvarda 350 ve 420. m'de 10.2 mm, sağ yan duvarda 377. m'de 13.3 mm'lik yerdeğiştirme değerleri ölçülmüştür. Bu noktalarda ölçülmüş olan yerdeğiştirme değerlerinin zamana karşı değişimlerinden yola çıkılarak nihai yerdeğiştirme tahminleri yapılmıştır.

AN ESTIMATE OF FINAL DISPLACEMENTS IN THE KIZLAÇ T3A
TUNNEL (BAHÇE/OSMANİYE)

ABSTRACT: This study comprises evaluation of settlement, horizontal and longitudinal displacement and estimation of final displacement values between 300-640 m of the Kızlaç T3A tunnel (Bahçe-Osmaniye). Kızlaç T3A tunnel, which is 1200 m long and 14 m in diameter, was built as a part of Tarsus-Adana-Gaziantep Motorway project. Kızlaç T3A tunnel was excavated through Devonian aged sandstone, sandstone-shale alternation and fault gauge zone, which have been effected by tectonic forces and groundwater.

3-D displacement values were measured by geodetic device during and after the tunnel excavation and evaluated with computer. Resultant displacement vector was calculated from 3-D displacement values (longitudinal, horizontal, settlement). Based

on the tunnel face geological section and variations in resultant displacement vector, unstable areas, where displacement is relatively larger, were determined. These unstable areas are situated at the top heading section of the tunnel, 10.8 mm displacement was measured between 350-380 m at the crown, 10.2 mm displacement value was measured at 350 and 420 m in the left sidewall and 13.3 mm displacement was measured at 377 m in right sidewall. Final displacement estimations were made using variation of displacement value versus time plot from these points.

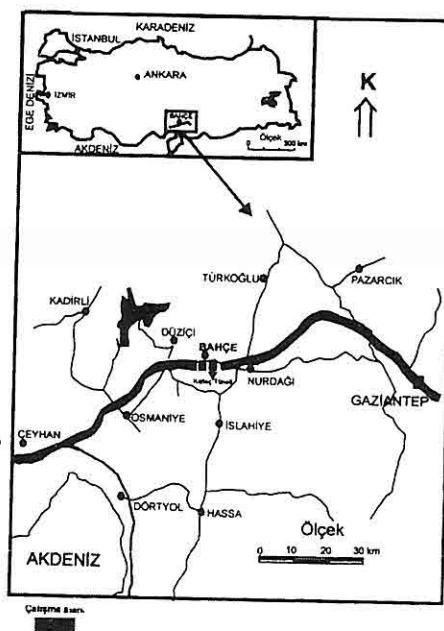
1. GİRİŞ

Zayıf ve oldukça faylı kaya içinde inşa edilen tünellerde zaman zaman çeşitli duraylılık problemleri oluşmaktadır. Kaya kütlesinin heterojenliği, yüksek deformasyon ve düşük dayanım özelliğinin duraylılık problemlerinin ana nedenleridir. Genel olarak jeolojik koşullar, yer seçimi programı dahilinde bilinmesine rağmen, kaya kütelerinin heterojenliği, kazı süresince tünel duraylılığını, deformasyon özelliğini ve gerilme dağılımı gibi özellikleri oldukça etkiler. Tünel kazısı süresince sistematik bir izleme, destekleme tipi ve kaya kalitesinin belirlenmesinin yanında, tünel duraylılığının kontrolü içinde büyük önem taşır (Steindorfer ve Schubert, 1997).

Tünel kazısı sırasında kaya kütlesinde meydana gelen deformasyonlarla ilgili günümüzde deðin pek çok kuramsal çalışma yapılmıştır. Kaya deformasyonlarının belirlenmesi ile ilgili olarak, Rabcewicz (1964), özellikle ölçme ve gözleme dayanan Yeni Avusturya Tünelcilik Yöntemi'ni geliştirmiştir. Tünel kazısı deformasyonlarının değerlendirilmesi ve tahmini ile ilgili olarak örneðin, Schubert ve Schubert (1993); Schubert ve Vavrovsky (1994);

Schubert ve Steindorfer (1996); Schubert ve Budil (1995); Brox ve Hagedorn, (1999); Özbek ve dið., (2003) tarafından çeşitli çalışmalar yapılmıştır.

Çalışma alanı Osmaniye iline bağlı Bahçe ilçesi Kızlaç vadisinin güney doğusunda yer alan TAG (Tarsus-Adana-Gaziantep) otoyolu projesi kapsamında inşa edilen Kızlaç T3A tünelidir (1200 m) (Şekil 1).



Şekil 1. Yerbelduru haritası

KIZLAÇ T3A TÜNELİNDE NİHAİ YERDEĞİŞİRMELERİN TAHMİNİ (BAHÇE/OSMANİYE)

Tünel kazısı delme-patlatma yöntemi kullanılarak yapılmış olup, tünel kazı çapı 16m' dir. Ancak kazı tamamlanıp kaplama betonu yapıldıktan sonra, tünel çapı 14 m' ye inmiştir.

Bu çalışmada T3A tünelinde 300-640 m'leri arasında ölçülmüş olan yerdeğiştirme değerleri kullanılmıştır. Çalışma hattı sert kumtaşı-şeyl ardalanması, fay kili zonu, şeyl, kumtaşı-şeyl ardalanması ve az sertlikteki kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşmaktadır. Tünel içerisindeki litolojik ve tektonik özelliklerle yeraltısuyundaki değişimlere bağlı olarak kazı sırasında ve sonrasında oluşan yerdeğiştirmeler düzenli olarak izlenmiştir.

T3A Tüneli ve yakın çevresi ile ilgili olarak jeolojik ve jeotektonik amaçlı çalışmalar, Yılmazer ve diğ. (1992); Duman (1994); Kahyaoğlu (1998); Kılıç (1997); Aydın (1998); Özbek (1999) tarafından yapılmıştır.

2. JEOLOJİK KOŞULLAR

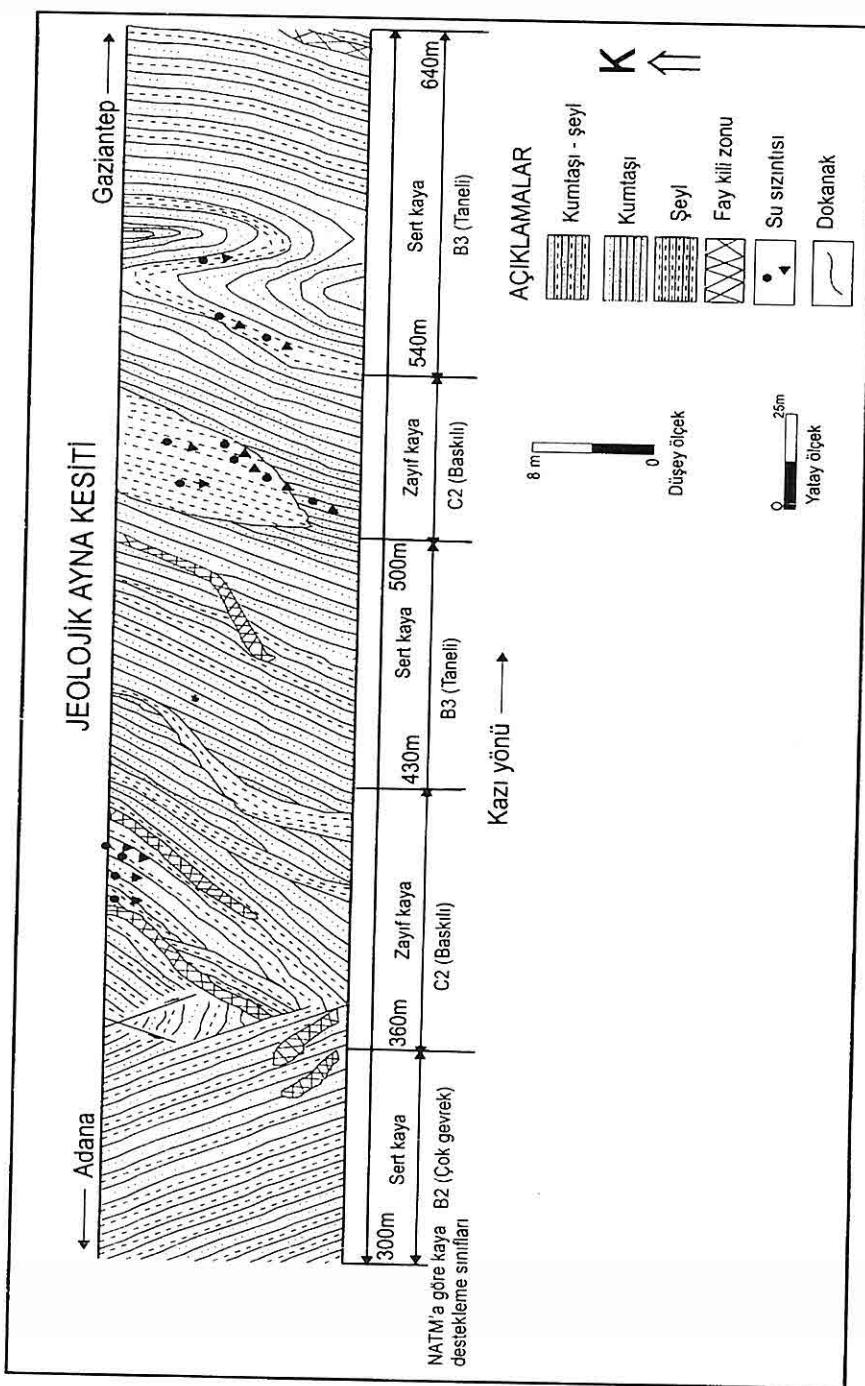
Kızlaç T3A tüneli Devoniyen yaşı Horu formasyonu'na ait metadetritik birimler içerisinde açılmıştır. Ayrıca metadetritikler içindeki bazı süreksizlikler boyunca su sızıntıları gözlenmiştir. Horu formasyonun'daki bazı şist seviyelerindeki kaya dayanımı ve kaya kalitesi bölgesel metamorfizma nedeniyle artmıştır. Ancak ince tabakalı, koyu gri ve siyah şeyl ve diğer metadetritik birimler (özellikle fay kili zonu içindeler) Deere (1964)' ya göre zayıf-orta kalitede, ince tabakalı kahverengi, gri kumtaşları ise orta kalitede kayaçlardır (Yılmazer ve diğ., 1992).

Tünel kazısı sırasında tünel aynasında yapılan gözlemlere dayanılarak ayrıntılı bir jeolojik ayna kesiti hazırlanmıştır (Şekil 2). Kaya kütlesi sınıflaması ÖNORM B2203 (NATM) göre yapılmış olan jeolojik ayna kesetine göre: 300-360 m'leri arasında sert kaya (B2, çok gevrek) özelliğinde kumtaşı-şeyl ardalanması, 360-430 m'ler arasında zayıf kaya (C2, baskılı) özelliğindeki kumtaşı şeyl ardalanması, şeyl, fay kili zonları ve ana kayadan tünel içerisinde doğru su sızıntıları, 430-500 m'ler arasında sert kaya (B3, taneli) özelliğinde kumtaşı-şeyl ardalanması, 500-540 m'leri arasında zayıf kaya (C2, baskılı) özellikleki kumtaşı, şeyl ve bu birimler içerisinde yeraltısuyu sızıntıları, 540-640 m'ler arasında sert kaya (B3, taneli) özelliğinde kumtaşı-şeyl ardalanması ve tektonizmanın yoğun etkisini gösteren kıvrımlar saptanmıştır.

3. YÖNTEM

TAG otoyolu kapsamında inşa edilen Kızlaç T3A tünelinde Yeni Avusturya Tünelcilik Yöntemi (NATM) kullanılmıştır. Bu yöntemde göre yerdeğiştirmeler jeodetik ölçümlerle izlenmekte ve sonuçlar yapısal çözümleme ve tasarımla birlikte değerlendirilmektedir. Kızlaç T3A tünelinde litolojik özelliklere bağlı olarak yerdeğiştirme ölçümleri için farklı yerdeğiştirme ölçüm kesit profilleri seçilmiştir olup her profil beş ölçüm noktası içermektedir. Bu noktalardan üç tanesi tünelin üst yarısında, diğer ikisi ise alt yarında yer almaktadır (Şekil 3).

Yatay (H), oturma (S) ve boyuna (L) yerdeğiştirme değerleri jeodetik ölçüm



Sekil 2. Kızlaç T3A tünelinin jeolojik ayna kesiti.

KIZLAÇ T3A TÜNELİNDE NİHAİ YERDEĞİŞİRMELERİN TAHMİNİ (BAHÇE/OSMANİYE)

aletleriyle optik olarak ölçülp, her bir ölçüm noktası için günlük olarak bilgisayara kaydedilmiştir. yerdeğistirmeler ana kayadan tünel içeresine doğru gelişiyorsa pozitif yatay yerdeğistirme, aksi halde ise negatif yatay yerdeğistirme gelişmektedir. Düşey yöndeki oturma yerdeğistirme değerleri mutlak değer olarak alınmıştır. Tünel kazısı nispeten sağlam kayaya yaklaşıyorsa, ana kayadaki gerilmeler sert kaya tarafından çekildiğinden dolayı, negatif boyuna yerdeğistirme değeri gözlenmektedir. Tünel kazısı zayıf kayaya yaklaşıyorsa, pozitif boyuna yerdeğistirme değeri gözlenir (Schubert ve Budil, 1995).

Yerdeğistirme ölçümleri 15 ay boyunca devam etmiştir (09.1997 – 12.1998). Eklemleri yatay - oturma - boyuna yerdeğistirme değerlerden yararlanarak aşağıdaki hesaplamalar yapılmıştır.

Bileşke yerdeğistirme Vektörü (BDV) (mm): Her ölçüm kesit noktasındaki bütün yerdeğistirmelerin bileşkesi olup, ölçüm noktalarına (m) karşı işaretlenir (Şekil 4).

$$BDV = \sqrt{H^2 + S^2 + L^2} \quad (1)$$

Yan duvar BDV / Taç BDV (%): Bu değer yan duvar bileşke yerdeğistirme vektörü ile taç bileşke vektörü arasındaki oranı belirlemektedir. Sol ve sağ yan duvar için ayrı ayrı hesaplanmakta olup, ölçüm noktalarına (m) karşı işaretlenir.

İncelemeye konu olan nihai yerdeğistirmelerin tahmini ile ilgili bu güne degen analitik bir çözümleme yapılmamıştır. Zamana bağlı olarak nihai yerdeğistirmeler tünel içerisindeki deneyimler ve jeolojik koşullara bağlı

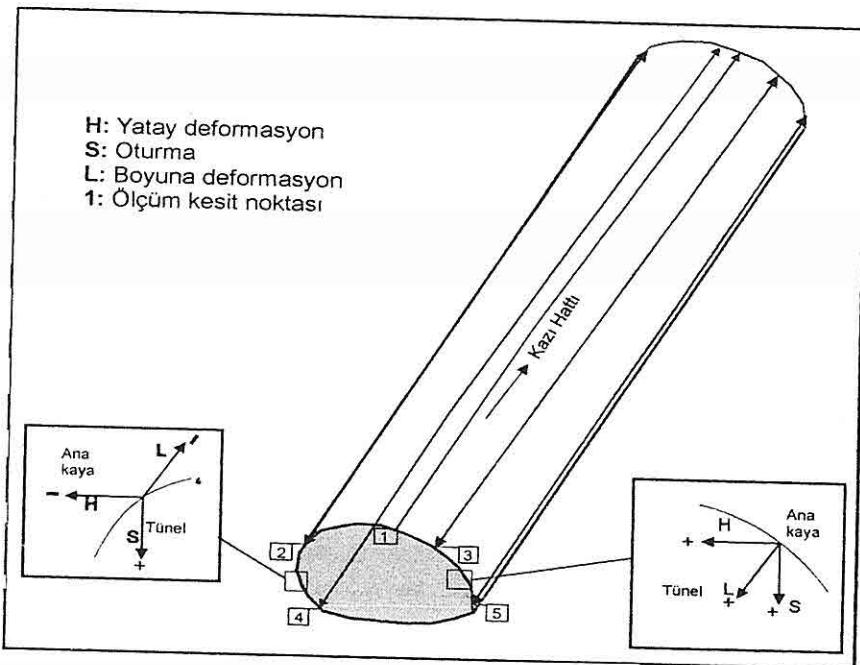
olarak Schubert and Steindorfer (1996) tarafından önerilen grafikten yararlanılarak tahminler yapılmıştır (Şekil 5).

Nihai yerdeğistirme değerlerinin tahmini için, bileşke yerdeğistirme vektör grafiklerindeki en yüksek yerdeğistirmelerin gözlendiği değerlerden yararlanılmıştır. Tünel içerisindeki üst yarı ve alt yarı kazıları sırasında ve sonrasında yerdeğistirme ölçümleri sonucu elde edilen bileşke yerdeğistirme vektörü grafiğinden yararlanılarak zamana bağlı nihai yerdeğistirme tahminlerine gidilmiştir. Bu tahminler yapılırken; tünel kazısı sırasında deneyimler, yeraltısu ve litolojik özellikler göz önüne alınmıştır.

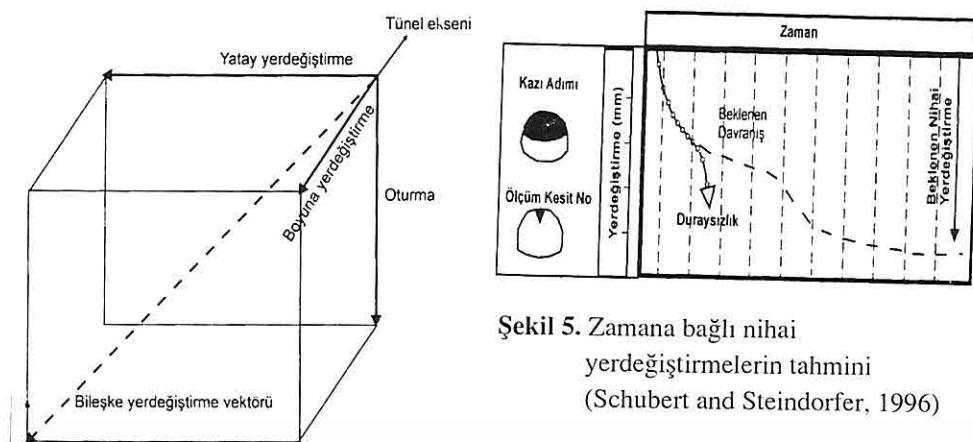
4. YERDEĞİŞİRMELERİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Kızlaç T3A tünelindeki toplam yerdeğistirme değerlerini gösteren bileşke yerdeğistirme değerleri 0.05 – 13.32 mm arasında değişmektedir. En büyük yerdeğistirme değerleri tünel taç kısmında 377. m'de 10.88 mm (Şekil 6. A); sol yan duvarda 353. m'de 10.23 mm ve 421. m'de 10.19 mm (Şekil 6. B), sağ yan duvarda 377. m'de 13.32 mm (Şekil 6. C) olarak ölçülmüştür.

Genellikle sol yan duvar / Taç (20-275%) yerdeğistirme oranı, sağ yan duvar / taç (20-150%) yerdeğistirme oranından daha büyütür (Şekil 7). Çünkü tabakalanma düzlemi boyunca blok hareketi sol yan duvardan sağ yan duvara doğrudur, ayrıca yeraltısu ve fay kili zonlarında genellikle sol yan duvarı etkilemektedir (Şekil 2).



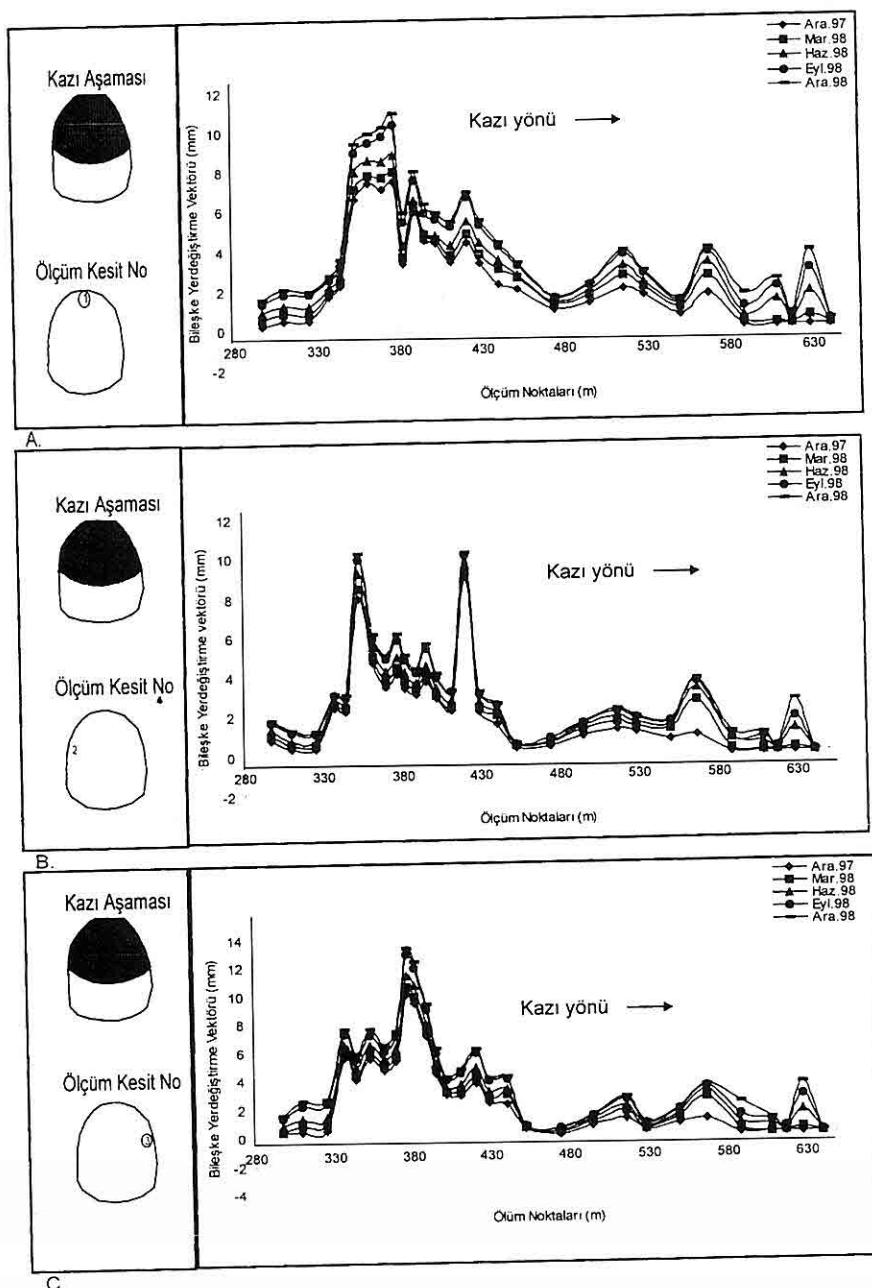
Şekil 3. Tünel güzergahı boyunca ölçüm kesit profilini gösteren şematik kesit



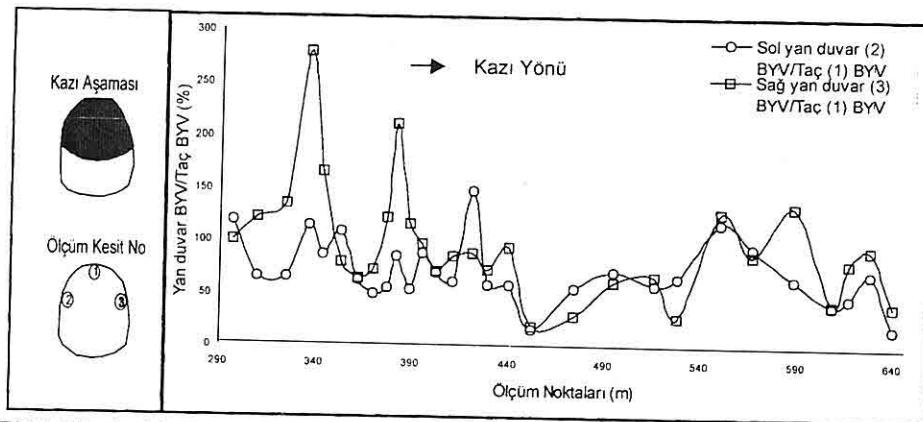
Şekil 4. Kızlaç T3A tünelindeki boyuna, oturma ve yatay yerdeğiştirme bileşenlerine bağlı olarak elde edilen bileşke yerdeğiştirme vektörü.

En fazla yerdeğiştirmelerin gözlendiği 353., 377. ve 421. m'lerde nihai yerdeğiştirmelerin tahmin edilmesi için bileşke yerdeğiştirme vektör değerlerinden yararlanılarak zamana karşı

**KIZLAÇ T3A TÜNELİNDE NİHAİ YERDEĞİŞİRMELERİN TAHMİNİ
(BAHÇE/OSMANİYE)**



Şekil 6. Kızlaç T3A tüneli üst yarısında gözlenen bileşke yerdeğitme değişim grafikleri; A). Taç, B). Sol yan duvar, C). Sağ yan duvar.



Şekil 7. Kızlaç T3A Tünelinde yan duvar bileşke yerdeğiştirmenin taç bileşke yerdeğiştirmeye oranı.

oluşan yerdeğiştirme değerleri esas alınarak tünel içerisinde sonra oluşabilecek tahmini nihai yerdeğiştirme değerleri belirlenmiştir. Bu değerler, özellikle tünelin taç kısmında 377. m'de 11.1 mm (Şekil 8. A); sol yan duvarda 353. m'de 10.5 mm ve 421. m'de 10.38 mm (Şekil 8. B,C), sağ yan duvarda 377. m'de 13.50 mm (Şekil 8. D) olarak tahmin edilmiştir.

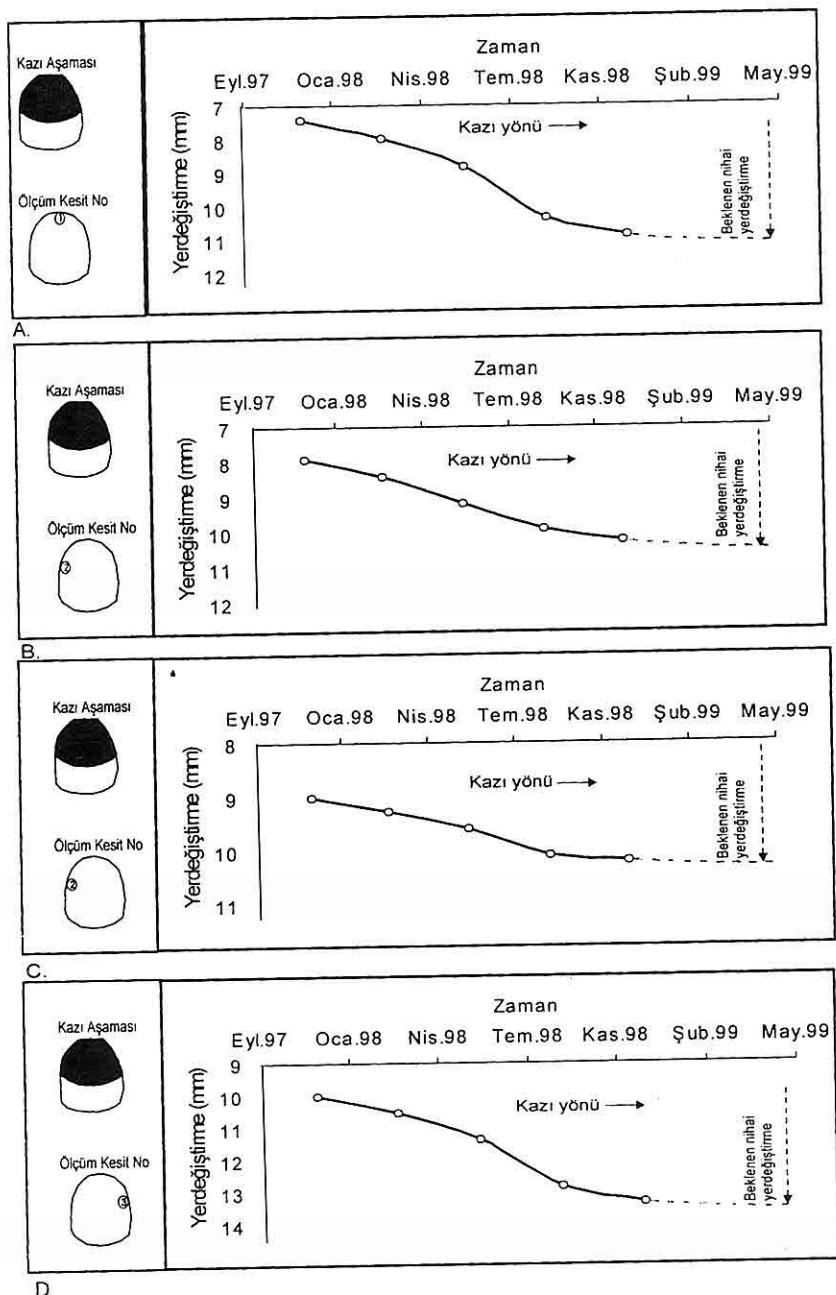
5. SONUÇLAR

NATM'in bir gereği olarak tünel kazısı sırasında zemin davranışını izlemek amacıyla yapılan jeodetik yerdeğiştirme ölçümleri ile mutlak yerdeğiştirme miktarının belirlenmesi sonucunda, tünel çevresindeki gerilme durumu ve zaman içindeki kaya kütlesinin davranışları hakkında değerli bilgiler elde edilmektedir.

Yerdeğiştirme ölçümünün ayrıntılı ve güvenilir bir şekilde yapılması ve değerlendirilmesiyle nihai yerdeğiştirme tahminlerinin yapılması, bu çalışmada olduğu gibi önceden yapı güvenliğinin sağlanabilmesi için gerekli destekleme miktarı veya destek sınıfı belirlenebilmekte ve projelerdeki zaman ve para kaybını önlenebilmektedir.

Bu çalışma bileşke yerdeğiştirme vektör değerlerinden yola çıkılarak nihai yerdeğiştirme tahminlerinin zamana bağlı olarak tünel içerisindeki deneyimler ve jeolojik koşullar göz önüne alınarak ortaya konabileceğini göstermiştir. Kızlaç T3A tünelinde bileşke yerdeğiştirme değeri 10.19-13.32 mm arasında ölçülmüştür. Zamana bağlı olarak tünel içerisinde oluşabilecek nihai yerdeğiştirme değerinin tünel taç kısmında 377. m'de 11.1 mm, sol yan duvarda 353.

KIZLAÇ T3A TÜNELİNDE NİHAİ YERDEĞİŞİRMELERİN TAHMİNİ
 (BAHÇE/OSMANİYE)



Şekil 8. Kızlaç T3A tünelinde zamana bağlı nihai yerdeğistirmelerin tahmini; A) Taç,
 B) ve C) Sol yan duvar, D) Sağ yan duvar.

m'de 10.5 mm ve 421. m'de 10.38 mm, sağ yan duvarda ise 377. m'de 13.50 mm olacağı tahmin edilmiştir. Ayrıca Kızlaç T3A tünelinde sol yan duvar/taç yerdeğiştirme oranının, sağ yan duvar/taç yerdeğiştirme oranından daha büyük olduğu belirlenmiştir.

6. KAYNAKLAR

- Aydin, F., 1998. Otoyol tünellerinde kaya sınıflama sistemlerinin tanımlanması ve T2 "Ayran" tünelinde uygulanması, Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), Ç. Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Adana.
- Brox, D., and Hagedorn, H., 1999. Extreme deformation and damage during the construction of large tunnels, *Tunnelling and Underground Space Technology*, Elsevier, vol. 14, pp. 23-28.
- Deer, D.U., 1964. Technical description of rock cores for engineering purposes. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 1, 17-22.
- Duman, T. Y., 1994. Tarsus - Adana - Gaziantep (TAG) Otoyolu, tünel 2-4 arasının mühendislik jeolojisi, Ç. Ü. Müh. Fak. Dergisi "Yerbilimleri", Sayı: 25, s. 45 - 59.
- Kahyaoğlu, H., 1998. Tarsus - Adana - Gaziantep (TAG) otoyolu özelinde tünel işleri ve YATAY, 4. Ulaştırma Kongresi Bildiriler Kitabı, TMMOB İnşaat Mühendisleri Odası, 3-4-5 Haziran, Denizli.
- Kılıç, A., 1997. Tarsus ayrimi-Adana-Gaziantep (TAG) otoyolu bahçe yörenesindeki tünelerin kaya sınıflandırımları ve kaya blokları ile desteklenmesi. Doktora tezi, Ç. Ü. Fen. Bil. Ens. Adana.
- Özbek, A., 1999. Yeraltı kazalarında jeodetik deformasyon ölçümelerinin sayısal yöntemlerle çözümelenmesi ve grafiksel analizleri, Yüksek Lisans Tezi, Mersin Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Mersin.
- Özbek, A., Türkmen, S., Gül, M., 2003. The deformation evaluation of Kızlaç T3A tunnel (Osmaniye, Turkey), *Engineering Geology*, vol. 67, Issues 3-4, p. 309-320.
- Rabczewicz, L. 1964. The New Austrian Tunneling Method, *Water Power*, Nov. pp. 453-457.
- Schubert, W., Schubert, P., 1993. Tunnels in squeezing rock: failure phonema and counteractions. Assessment and Prevention of Failure Phenomena in Rock Engineering, ISRM Int. Symp., Istanbul (Turkey), pp. 479-484.
- Schubert, P. and Vavrovský, G. M., 1994. Interpretation of monitoring results, *World Tunneling. WT Rewiew*, pp. 351-356.
- Schubert, W. and Budil, A., 1995. The Importance of Longitudinal Deformation in Tunnel Excavation. Proc. 8th International Congress on Rock Mechanics; A.A. Balkema. Tokyo: 1411-1414.
- Schubert, W. and Steindorfer, A., 1996. Selective Displacement Monitoring During Tunnel Excavation. *Felsbau* 14 (2): 93 - 98.
- Steindorfer, A., Schubert, W., 1997. Application of New Methods of Monitoring Data Analysis for Short Term Prediction in Tunneling, *Tunnels for People*, World Tunnel Kongress, A. A. Balkema, Vienna, pp. 65-69.
- Yilmazer, İ., Ertunç, A. and Erhan, F., 1992. Engineering geology of Düzici-Kömürler region. 1st Int. Sym. Eastern Mediterranean Geology. Cukurova University, Turkey, pp. 77-89.

**JEOGRID VE JEOTEKSTİL İLE ŞEV DESTEKLEMELİ SİSTEMİ TASARIM
ESASLARI VE BİR ÖRNEK UYGULAMA**

İbrahim ÇOBANOĞLU, İsmail DİNÇER, Yusuf URAS
Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana /Türkiye

ÖZET : *Jeogrid ve jeotekstil ile şev desteklemeleri son yıllarda uygulama bulan yeni bir yöntemdir. Bu yöntem, zemin ile jeogridli kütle arasında kilitlenmenin ve bir etkileşimin olması esasına dayanmaktadır. Jeotekstil ise daha çok şevi koruyucu bir malzeme olarak görev yapar. Bu tür sistemlerin tasarımlarında, tasarımcının kişisel bilgisi yanında daha önce yapılmış uygulamalardan elde edilen sonuçlar da büyük önem taşır. Bahçeşehir toplu konut şantiyesi alanında, duraylılığını kaybetmekte olan bir şevde uygulanan bu yöntem ile şev duraylı bir hale getirilmiştir. Bu amaçla, 0,5 m düşey aralıklarla yerleştirilmiş SR 55, SR 80 ve SR 110 tipinde jeogridler kullanılmıştır. Sonuçta maksimum yüksekliği 14 m. olan yüzeyi bitki örtülü yaşayan bir şev oluşturulmuştur.*

**SLOPE REINFORCEMENT DESIGN PRINCIPLES USING GEOGRID AND
GEOTEXTILE AND A CASE STUDY**

ABSTRACT : *Slope reinforcement using geogrid and geotextile is a newly developed method in recent years. This system is based on an interaction between soil and mass with geogrid. Geotextile is used as a protective cover over the slope. In designing of this type of systems, designer's knowledge and also the previous experience is very important. This system was successfully applied in Bahçeşehir site construction. Possible slope failure is prevented by this method. For this purposes, SR55, SR80 and SR110 different type of geogrids are placed at 0,5 m vertically intervals. Consequently, with plant cover is constituted 14 m height a new alive slope.*

1. GİRİŞ

Şev stabilitesi problemleri çözümünde kullanılan farklı yöntemlere ek olarak son zamanlarda peyzaj amaçlı kullanımlarının da bulunması sebebiyle jeogrid ile dolgu şevelerin stabilitelerinin sağlanması yöntemi klasik yöntemlere göre daha farklı bir kullanım alanı bulmuştur. Teknolojik yeniliklere bağlı olarak son yıllarda şev düzenlemesi, istinat yapıları, köprü yaklaşım dolguları gibi bir çok alanda jeogrid ve jeotekstil uygulamalarına rastlamak mümkün olmaktadır. Bu makalede jeogrid ve jeotekstil ile şev destekleme yönteminin temel esasları ele alınmış ve Emlakbank Bahçeşehir Toplu Konut Projesinde uygulanmış bir destekleme yöntemi anlatılmıştır.

2. JEOGRID İLE ŞEV DESTEKLEME SİSTEMLERİNİN TASARIM ESASLARI

Jeogrid, yüksek çekme gerilimlerine sahip polisentetik malzemeden yapılmış bir şev destekleme malzemesidir. Uygulamalarda esas olarak zemin ile jeogridli kütle arasında bir kilitlenmenin ve etkileşimin olması istenir. Yöntem bu temel üzerine dayalıdır. Zemin kütlesi içinde oluşan yer değiştirmeler jeogridlerde oluşacak gerinmelerle karşılaşmaya çalışılır.

Yanal zemin basıncı hesaplamalarında kullanılan Rankine yanal itki bağıntısı jeogridli şev destekleme sistemleri tasarımlarında da kullanılmaktadır (Craig, 1983).

$$T = \frac{1}{2} K * \gamma * H^2 \quad (1)$$

Bu bağıntıda;

H : Şev yüksekliği

T : Yanal zemin itkisi

K : Kuvvet katsayısı olup şev (dolgu) açısı, içsel sürtünme açısı (ϕ) ve zeminin boşluk suyu basıncı değerlerine (r_u) bağlı olarak abaklar yardımıyla belirlenir.

γ_n : Zemin yada dolgu malzemesinin doğal birim hacim ağırlığı değeridir.

2.1. Jeogrid Uzunluklarının Hesaplanması

Hesaplanması

Jeogridler yüksek çekme dayanımlarına sahip olma özellikleriyle şev stabilitesini sağlama görevini yerine getirirler. Desteklemede kullanılacak her jeogridin şevin stabilitesini sağlayacak yeterli uzunlukta olması gereklidir. Bu amaçla hazırlanmış abaklar temel olarak kohezyonsuz zeminler için kullanılıyor olsa da uygulamalarda zeminlerin geneli için kullanılmaktadır.

2.2. Jeogrid Düşey Aralıklarının Belirlenmesi

Uygulama şev içinde belirli aralıklarla yerleştirilen jeogridlerin tasarıma uygunluğunun kontrol edilmesi şeklinde yapılır. Gridler arasındaki düşey mesafeler şev tepesinden şev tabanına kadar farklılık sunabilir. Bu daha çok tasarımcının kendi tecrübelere dayanmaktadır. Jeogrid düşey aralıkları genelde şevin tabanından tepe kısmına doğru artırılır (Tensar Geogrids, 1991). Zira şev tepesine yakın kısımlarda etkiyecek yanal ve düşey gerilmeler şev tabanına göre çok daha küçük değerlere sahip olmaktadır.

JEOPRİD VE JEOTEKSTİL İLE ŞEV DESTEKLEME SİSTEMİ TASARIM ESASLARI VE BİR ÖRNEK UYGULAMA

2.3. Güvenlik Katsayısının Belirlenmesi

Tasarımlarda kullanılan iki ayrı güvenlik katsayısı bulunmaktadır. Bunlardan kısmi güvenlik faktörü, P (jeogrid güvenlik sayısı) arazi tecrübeleri sonucu elde edilmiş veriler ışığında ortaya konmuş sayısal bir değerdir. Bu çalışmada adı geçen jeogridlerin bazı zemin tipleri için uygun olan kısmi güvenlik faktörü değerleri Çizelge 1'de sunulmuştur.

Çizelge 1. Yaygın olan bazı zemin türleri için kullanılacak jeogridlere ait güvenlik sayıları (Tensar Geogrids, 1991).

Zemin Tipleri	Açıklama	Jeogrid Güvenlik Sayısı, P		
		SR55	SR80	SR110
Iri çakıl ve bloklar	> 125 mm tane boylu	1.70	1.40	1.40
Çakıllar ve kıraklı kayalar	20 – 75 mm tane boylu	1.45	1.30	1.20
	6 – 20 mm tane boylu	1.25	1.20	1.10
Kumlar ve killer	< 2 mm tane boylu	1.15	1.10	1.05

Tasarımda kullanılan ve emniyetli tasarım dayanımı adı verilen bir parametre ile jeogridin kullanım süresi boyunca çekme gerilmesi altında taşıyabileceğine uygun yük değeri belirlenir. Bu değer aşağıda verilen bağıntı ile hesaplanmaktadır;

Emniyetli Tasarım Dayanımı =

$$\frac{f_k}{P * GS} \quad (2)$$

Bu bağıntıda;

f_k : Jeogrid dayanım değeri

P : Jeogrid güvenlik katsayısı

GS : Güvenlik katsayı (uygulamaya ait güvenlik katsayı)

Diger mühendislik uygulamalarında

olduğu gibi jeogridli şev destekleme uygulamalarında da güvenli tarafta kalınacak bir güvenlik sayısı değeri kullanılmaktadır. Bu değer genel olarak 1.2–1.5 arasında seçilebilmektedir. En yaygın olarak kullanılan değer ise 1.35'tir (Tensar Geogrids, 1991).

2.4. Kullanılacak Jeogrid Türünün Belirlenmesi

Üretilen jeogridlerin uzun süreli yükler

altındaki dayanım özelliklerinin belirlemesi için yapılan deney sonuçları üretici firma tarafından kullanıcıya bildirilmek zorundadır. Tasarımcının bu değerleri bilmesi uygulamada kullanacağı grid türünü belirlemesi açısından önemlidir. Burada ele alınan uygulamada kullanılan jeogridlere ait dayanım değerleri (f_k) Çizelge 2'de verilmiştir.

Uygulamalarda kullanılacak dolgu malzemesinin türü, tane boyutları, dolgunun sıkıştırılma metodu ve diğer yapım işlemleri kullanılacak jeogrid türü seçimine etki eder.

2.5. Sürsarj Yüklerinin Hesaplanması

Sürsarj yükleri diğer yanal zemin

Çizelge 2. Bazı jeogrid türlerine ait çekme dayanımı değerleri (Tensar Geogrids, 1991).

Jeogrid Dayanım Değerleri, f_k (kN/m)			
Jeogrid Türü	SR55	SR80	SR110
	20.5 – 22.0	30.5 – 32.5	42.0 – 45.0

basıncı hesaplamalarında olduğu gibi şev yüzeyine etkiyen ilave yük olarak hesaplamalara dahil edilir. Böyle bir durumda şev yüksekliği sürşarj yükünden dolayı artırılmış olur ve artık sürşarj yükü göz önüne alınmaz. Orjinal şev yüksekliğine eklenecek ilave şev yüksekliği değeri şu bağıntı ile verilir;

$$H' = H + \frac{W_s}{\gamma_n} \quad (3)$$

Bu bağıntıda;

H' : Şevin sürşarj yükü ilave edilmiş haldeki son yüksekliği,

H : Şevin ilk haldeki yüksekliği,

W_s : Zemin yüzeyine etkiyen sürşarj yükü,

γ_n : Zeminin doğal birim hacim ağırlığıdır.

2.6. Boşluk Suyu Basıncının Değerlendirilmesi

Tasarımda kullanılan abaklarda boşluk suyu basıncı katsayıları dikkate alınmaktadır. Abaklar esas olarak 0, 0.25 ve 0.5 değerine sahip boşluk suyu basıncı katsayıları için hazırlanmıştır. Bu değerlerin dışında kalan değerler için hesaplamalarda doğrusal interpolasyon kullanılabilirliktedir.

2.7. Tasarım İşlem Basamakları (TensarGeogrids, 1991)

1- Oluşturulacak şev açısı, zeminin içsel sürtünme açısı ve boşluk suyu basıncı katsayısı değerleri vasıtasiyla Şekil 2 ve Şekil 3'deki abaklar kullanılarak K kuvvet katsayısı belirlenir.

2- Şev için gereken destekleme yatay uzunluğu doğrudan Şekil 2'deki abakların kullanılmasıyla L/H oranı şeklinde belirlenir.

3- Jeogrid düşey aralıkları genel olarak şevin tabanından tepesine doğru artırılır. Ancak sabit aralık alınması yöntemi de kullanılabilir. Uygulamada yerleştirilecek grid aralıklarının belirlenmesinde şev yüksekliğinin zonlara bölünmesi sık kullanılan bir yöntemdir. Bu yöntemde;

a- Sıkıştırılacak dolgu malzemesinin minimum kalınlığı (v) daha çok önceki tecrübelерden yararlanılarak belirlenir.

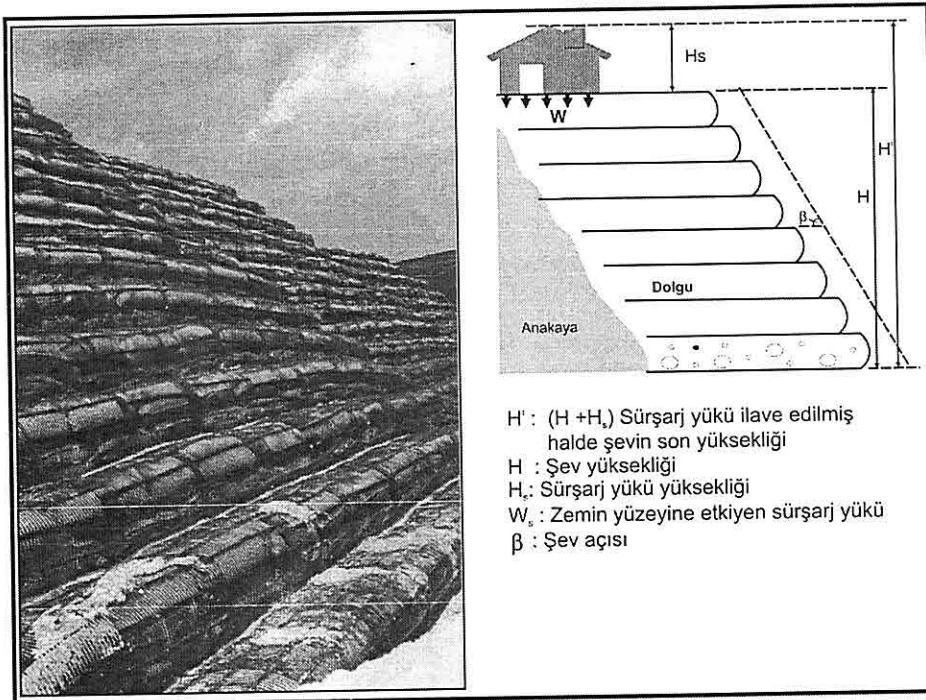
b- Seçilen jeogrid açıklığının tasarıma uygunluğunun kontrolü amacıyla jeogrid tipi için Q açıklık sabitinin belirlenmesi gerekir. Açıklık sabiti şu bağıntı ile ifade edilir;

$$Q = \frac{E.T.D}{K \cdot \gamma \cdot v} \quad (4)$$

Bu bağıntıda;

$E.T.D$: Emniyetli tasarım değeri,

K : Kuvvet katsayısı,



Şekil 1. Şev üzerinde ilave yük olması durumunda şev tasarım parametrelerinin şematik olarak gösterimi.

γ_n : Zeminin doğal birim hacim ağırlığı,

v : Seçilen minimum dolgu kalınlığı değerleridir.

c- Seçilen minimum açıklık değerinin hesaplanandan fazla gelmesi durumunda Q değeri şevin (dolgunun) yüksekliğinden küçük olur. Böylece bir durum jeogridlerin aşırı gerilime maruz kaldığını gösterir. Bu yüzden destekleme açıklıkları değiştirilerek irdeleme yeniden ele alınır.

4- Şevin üst kısımlarına yakın yerlerde düşük dayanımlı ve alt kısımlarına yakın yerlerde daha yüksek dayanımlı jeogridlerin kullanılması yaygındır. Şev üst kısmına yakın yerlerde aralıklar

azaltılabileceği gibi daha düşük dayanımlı gridler de seçilebilir.

5- Teorik olarak minimum jeogrid sayısını veren bir bağıntı da geliştirilmiştir;

$$N = \frac{T}{E.T.D} \quad (5)$$

Bu bağıntıda ,

T : Şev yüzeyine etkiyecek toplam yatay kuvvet

$E.T.D$: Emniyetli tasarım dayanımı değeridir.

6- İncelemenin son aşamasında tasarım sonucu oluşturulan toplam jeogrid direncinin jeogridli kütleye etkiyecek

toplam yatay kuvvetten büyük olması şartı değerlendirilir. Bu değerlendirmede aşağıdaki şartın sağlanmış olması gerekmektedir.

$$n^*E.T.D > T \quad (6)$$

Bu bağıntıda;

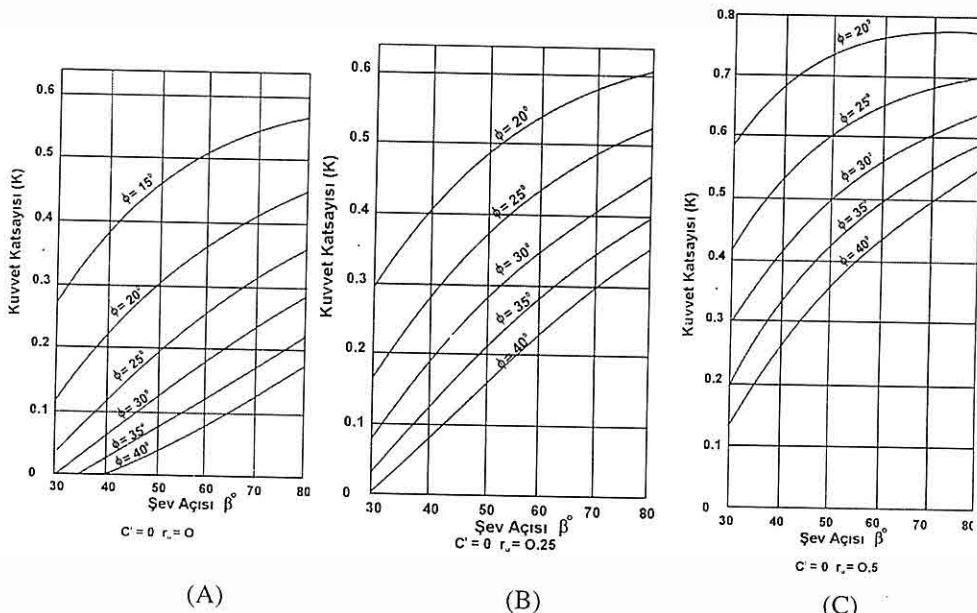
n : Toplam jeogridli destekleme basamağı sayısı,

E.T.D : Emniyetli tasarım dayanımı,

T : Jeogridli kütleye etkiyecek toplam yatay kuvvet değeridir.

örtülerdir (Aksoy, 1993). Bunlar genel olarak dokumalı ve dokumasız olarak imal edilirler (Vateks, 1992 a). Mühendislik uygulamalarında esas olarak filtre, drenaj, zemin takviyesi, erozyon kontrolü ve iri ile ince taneli zeminlerin seperasyonu amacıyla kullanılmaktadır (Vateks, 1992 b).

Tasarımlar sırasında uygun jeotekstil seçimi için amaca yönelik bazı şartların yerine getirilmesi gereklidir. Bu şartlar tasarımın güvenliği açısından da önem



Şekil 2. Farklı boşluk suyu basıncı (r_u) değerleri için K kuvvet katsayıları grafikleri (Tensar Geogrids, 1991).

3 JEOTEKSTİL İLE ŞEV DESTEKLEME SİSTEMLERİNİN TASARIM ESASLARI

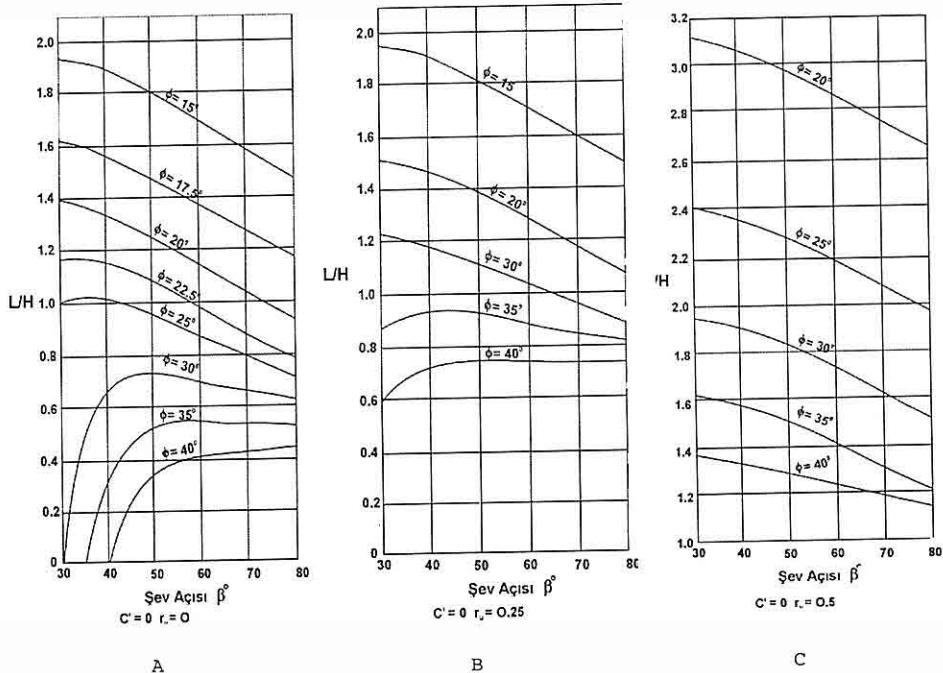
Jeotekstiller polyester, polipropilen, polietilen, naylon gibi sentetik hammaddelerden üretilen geçirgen

taşımaktadır.

Bunlar:

1. Jeotekstil Filtre Kriterleri: Bunlar esas olarak Terzaghi'nin granüler filtre kriterlerinden yola çıkışlarak geliştirilmiştir. Bu kriter için istenen şart

JEOGRID VE JEOTEKSTİL İLE ŞEV DESTEKLEME SİSTEMİ TASARIM ESASLARI VE BİR ÖRNEK UYGULAMA



Şekil 3. Farklı boşluk suyu basıncı (r_u) değerleri için şev boyu / yüksekliği (L/H) oranı grafikleri (Tensar Geogrids, 1991).

jeotekstil geçirgenliğinin zeminin geçirgenliğinden büyük olmasıdır (Schlosser, 1985).

$$k_{\text{jeotekstil}} > k_{\text{zemin}}$$

2. Borulanma Kriteri : Borulanma kriteri için de ya Terzaghi'nin borulanma şartı kullanılır, ya da jeotekstilin efektif gözenek boyutunun (EGB) şartnamelerde belirlenen değerleri ele alınır (Schlosser, 1985).

3. Çekme, Delinme ve Yırtılma Dayanımı Kriterleri : Bu kriterler uygulama amacına göre farklılıklar gösterir. Uygulamada alınacak değerlerin üretici firmaların verdiği değerler ile korele edilmesi gereklidir.

4. Dayanım Kriteri: Kullanılacak olan jeotekstil türünün uygulamanın performansı ve projenin ömrüne uygun olması gereklidir.

5. Ekonomiklik Kriteri: Jeotekstil türü seçiminde bakım maliyeti ve diğer ekonomik ölçütler de değerlendirilir.

4. UYGULAMANIN YAPILDIĞI ALANIN TANITIMI

Uygulama alanı İstanbul il sınırları içindeki Bahçeşehir Toplu Konut alanında bulunmaktadır (Şekil 4). Küçükçekmece ve Büyükçekmece gölleri kuzeyinde yüzeyleyen ve çalışma alanını da içine alan Çatalca grubu, kırıntılı kireçtaşlarından oluşan Ceylan

Formasyonu, resifal kireçtaşlarından oluşan Soğucak Formasyonu ve Kireçtaşı – Marn ardaşından oluşan Hamamdere Formasyonundan oluşmaktadır (Temel Araştırma ve Sondaj Ltd. Şti., 1992). Çalışma alanı esas olarak siltli kum seviyeleri de içeren marn biriminden oluşan Hamamdere Formasyonu içerisinde yer almaktadır.

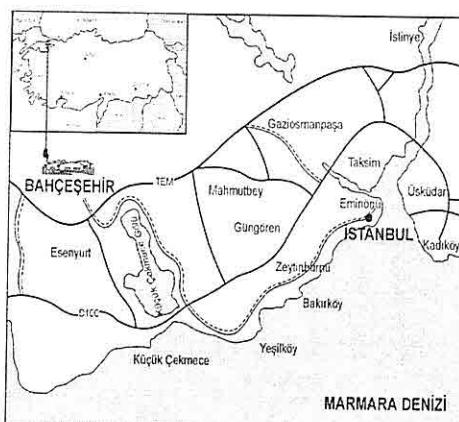
4.1. Uygulamanın Yapılış Amacı

Bahçeşehir Toplu Konut Projesi içinde yer alan dubleks ve tripleks villaların da üzerinde bulunacağı alan içinde kitle hareketlerine ait izler bulunmuştur (Resim 1). Buradaki yapılaşmanın güvenliğini sağlamak amacıyla, projenin bütünlüğü içinde görselliği de bozmayacak bir zemin iyileştirme uygulaması planlanmış ve uygulanmıştır.

İnceleme alanında açılmış sondaja ait bilgiler Şekil 5'de verilmektedir. Yamaç yüzeyindeki nebatı toprak, daha alttaki siltli kum ve bol kıraklı marn biriminin bol çatlaklı ve kısmen ayrılmış oluşu birimlerin birbirlerinden kolaylıkla ayrılabilmesine neden olmaktadır. Bu yüzden şev yamacından 15° eğimle açılan 10 cm çaplı deliklerden su/cimento karışımı (karışım oranı 1/2) basıncsız olarak verilerek enjeksiyonlu bir kütle oluşturulmaya çalışılmıştır. Ardından şev topuğunda 2 sıra aralıklı olacak şekilde 100 cm çapında fore kazıklar teşkil edilmiştir (Resim 2).

İki sıra halindeki kazıklar birbirleriyle bağlanarak topukta hareket edecek kütlenin önünde bir platform oluşturulmuştur. Bu platform üzerinde şev

yamacına kadar uzanacak ve şevin tamamı boyunca devam edecek jeogrid ve jeotekstil ile teşkil edilecek bir kütlenin oluşturulması aşamasına geçilmiştir. Bu çalışmaya maksimum yüksekliği 14 m



Şekil 4. Uygulama alanı yer bulduru haritası (ölçeksizdir).



Resim 1. Şev yüzeyinde görülen gerilme çatlakları.

JEOGRID VE JEOTEKSTİL İLE ŞEV DESTEKLEME SİSTEMİ TASARIM ESASLARI VE BİR ÖRNEK UYGULAMA



Resim 2. Şev topuğunda yapılan fore kazık uygulaması.

(yükseklik şev uzunluğu boyunca değişmektedir) ve yamaç eğimi 45° olan SR 55, SR 80 ve SR 110 jeogridler ile dokumasız tip jeotekstillerin kullanıldığı yaşayan bir şev oluşturulmuştur. Jeogridli şev yüzeyinin bitki tohumlu nebatı toprak içeren keten çuvallar ile örtülü doğal bir yamaç gibi görünmesi amaçlanmıştır. Çalışmanın bu kısmında Bahçeşehir'de yapılan şev destekleme sisteminin detayları anlatılmış ve tasarım ile ilgili değerlendirmeler aşağıda açıklanmıştır.

4.2. TASARIM BASAMAKLARI

4.2.1. Jeogridli Kütleye Etki Edecek Zemin İtkisinin Bulunması.

Bu yöntemde daha önce belirtildiği gibi

Terzaghi'nin yanal zemin basıncı hesaplamalarından faydalankmaktadır. Burada doğal yamacın kendi itkisinin haricinde topukta teşkil edilen jeogridli dolgu malzemesinin de bir itkisi olacaktır (Şekil 5). 1 numaralı bağıntının kullanılabilmesi için K kuvvet katsayılarının bilinmesi gereklidir. Bu değerler Şekil 2 (A) abağı kullanılarak dolgu şevi için 0.08 ve yamaç için 0.1 olarak bulunmuştur. Bu değerlerin kullanılmasıyla 8 m yüksekliğindeki şev için jeogridli kütleye etkiyecek toplam itki;

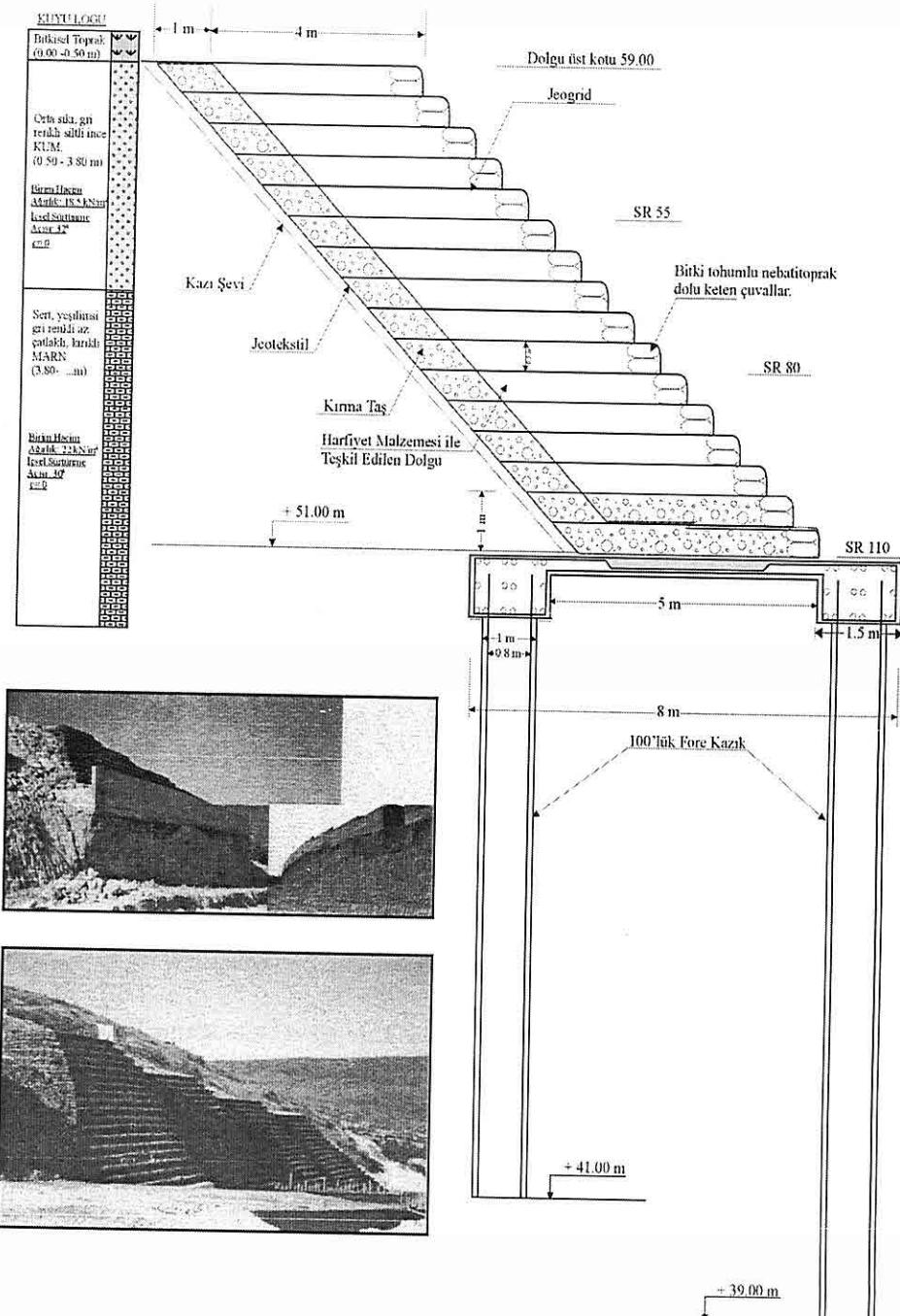
$$T_1 = \frac{1}{2} K * \gamma * H^2 = \frac{1}{2} * 0.08 * 19 * 8^2 \\ = 48.64 \text{ kN/m} \\ (\text{dolgudan gelecek zemin itkisi})$$

$$T_2 = \frac{1}{2} K * \gamma * H^2 = \frac{1}{2} * 0.1 * 22 * 8^2 \\ = 70.4 \text{ kN/m} \text{ (şevden gelecek zemin itkisi)}$$

$T_{\text{toplam}} = T_1 + T_2 = 119.04 \text{ kN/m}$ olacaktır. Bu değer sismik durumlar için % 30 artırıldığında toplam itki 154.75 kN/m olarak elde edilir.

4.2.2. Jeogrid Destekleme Uzunluğunun Belirlenmesi

Jeogrid uzunlıklarının belirlenmesi aşamasında kullanılacak jeogrid türlerine ait emniyetli tasarım dayanımlarının (E.T.D.) belirlenmesi gereklidir. Bu çalışmada şev alt seviyeleri için SR 110, orta seviyeleri için SR 80 ve üst seviyeleri için SR 55 tipindeki jeogridler seçilmiştir. Seçilen bu jeogridlere ait dayanım



JEOPRİD VE JEOTEKSTİL İLE ŞEV DESTEKLEME SİSTEMİ TASARIM ESASLARI VE BİR ÖRNEK UYGULAMA

değerleri (f_k) Çizelge 2'den sırasıyla 42, 30.5 ve 20.5 olarak alınmıştır. Emniyetli tasarım dayanımlarının bulunması için kullanılacak jeogrid güvenlik sayıları da (P) Çizege 1'den 1.2 (SR 110 için), 1.30 (SR 80 için) ve 1.45 (SR 55 için) olarak seçilmiştir.

Tasarım güvenlik sayısı 1.35 olarak alındığında her jeogrid türü için 2 numaralı bağıntı kullanılarak Çizelge 3'de verilen sayısal değerler elde edilmiştir.

şev yüksekliklerinden büyük çıkmaktadır (Çizelge 4).

Çizelge 4. Jeogrid tiplerine ait düşey açıklık sabiti değerleri (Tensar Geogrids, 1991).

Jeogrid Tipi	SR 55	SR 80	SR 110
Düşey Açıklık Sabiti, Q	13.77 m	22.85 m	34.1 m

Çizelge 3. Uygulamada kullanılan jeogrid türlerine ait emniyetli tasarım dayanımı değerleri.

Jeogrid türü	P	f_k (kN/m)	E.T.D. (kN/m)
SR 55	1.45	20.5	10.47
SR 80	1.30	30.5	17.37
SR 110	1.20	42.0	25.92

Şekil 3 (A) abağı kullanılarak L/H oranı 0.65 bulunmuştur. Bu durumda uygulamada kullanılacak jeogrid uzunluğu 5.2 m olarak elde edilir. Bu uygulamada da jeogrid uzunlukları 5 m olarak alınmıştır.

4.2.3. Jeogrid Düşey Aralıklarının Belirlenmesi

Tasarımda, kullanılacak jeogrid düşey aralıkları zemin koşulları ile birlikte tasarımı yapan kişinin tecrübelerine göre değişir. Uygulamanın doğruluğunun belirlenmesinde her jeogridli seviye için belirlenecek düşey aralık sabiti değerlerinin şev yüksekliğinden büyük olması şartı aranır. Bu uygulamada da hesapla bulunan Q düşey açıklık sabitleri

4.2.4. Teorik Minimum Grid Sayısının Belirlenmesi

Bu değer, özellikle tasarımda tek tip jeogridin kullanılması durumunda kullanılacak minimum grid sayısının belirlenmesi amacıyla hesaplanır. Bu çalışmada ancak tasarıma ışık tutabilecek sayısal değerler verebilir. SR 55, SR 80 ve SR 110 tipindeki jeogridlerin her biri için ayrı ayrı tasarımlar yapılmış olsaydı minimum jeogrid sayıları Çizelge 5'deki gibi değişiklik gösterecekti.

4.2.5. Tasarımın Uygunluğunun İncelenmesi

Bu aşamada tasarımda kullanılan jeogrid toplam direncinin jeogridli kütleye etkiyecek toplam zemin itkisinden

büyüklüğü veya küçüklüğü araştırılır. Bu uygulama için seçilen 6 sıra SR 110, 5 sıra SR 80 ve 5 sıra SR 55 ile elde edilecek toplam grid direnci ;

$$\text{Toplam grid direnci} = (6*25.92)+(5*17.37)+(5*10.47) = 294.72 \text{ kN/m dir.}$$

Bu değerin jeogridli kütleye etkiyecek toplam zemin itkisinden büyük olması, tasarımının oldukça güvenli tarafta kalınacak şekilde yapıldığını göstermektedir.

Çizelge 5. Farklı jeogrid türleri için elde edilmiş teorik minimum jeogrid sayısı (Tensar Geogrids, 1991).

Jeogrid Tipi	SR 55	SR 80	SR 110
Minimum Jeogrid sayısı, N	11.36	6.85	4.59

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada şev destekleme sistemlerindeki teknolojik gelişmelere bağlı olarak ortaya çıkan yeni yöntemlerden biri genel hatlarıyla tanıtılmış ve yapılmış bir uygulama ile ilgili değerlendirmelerde bulunulmuştur. Şev stabilitesi analiz yöntemlerinden farklı olarak şev iyileştirme yöntemleri tasarımlarında zemin özelliklerine bağlı olarak edinilmiş tecrübelерden de faydalánılmaktadır. Bir şev destekleme sistemi tasarımında farklı tasarımcıların farklı boyutsal parametreler kullanarak farklı sistemler ortaya koymaları doğal olacaktır. Bu çalışmadaki uygulama için de farklı jeogrid türleri kullanarak daha

değişik tasarımlar yapmak da mümkündür. Bu yüzden jeogrid türlerinin seçilmesi, jeogrid düşey aralıklarının belirlenmesi gibi hususlarda daha önceden yapılmış çalışmalarдан elde edilecek verilerin değerlendirilmesi önemli olacaktır. Bu durum bu çalışmada konu edilen yüksek maliyetli projeler için daha da önemli bir hal almaktadır.

6. KAYNAKLAR

Aksoy, M.I., 1993; *Modern Yol İnşaatında Geotekstil ve Geogrid Uygulamasi Komularında Araştırma, Yük. Lis. Tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul*

Cernica, N.J., 1992 ; *Geotechnical Engineering Foundation Design, John Wiley&Sons Inc., U.S.A., 486 s.*

Craig, F.R., 1983; *Soil Mechanics, Third Edition, Van Nostrand Reinhold Co. Ltd. Publishing, pp 418, England.*

Schlosser, F., Jacobsen, H.M. and Juran, I., 1985; "Design Methods for Steep Reinforced Embankments", *Polymer Grid Reinforcement, Thomas Telford*

Tensar Geogrids, 1991 ; *Guidelines for the Design of Construction of Embankments Over Stable Foundations Using Tensar Geogrids, pp.24, London.*

Vateks A.Ş. 1992a ; *Vateks Teknik Yayınları 1, İstanbul*

Vateks A.Ş. 1992b ; *Vateks Teknik Yayınları 2, İstanbul*

Temel Araştırma ve Sondaj Ltd. Şti., 1992 : *Bahçeşehir Toplu Konut Projesi Temel Geoteknik Rapor ve Müşavirlik Hizmetleri Raporu, Rapor No:6/3.490-(5), İstanbul.*

**ÇATALCA (İSTANBUL) - MURATBEY ve AKÇEŞME KARSTİK
KAYNAKLARININ HİDROJEOLojİK İNCELEMESİ**

Tolga YALÇIN, Hakan DUMAN

İTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

ÖZET: İstanbul ili Çatalca ilçesi Muratbey köyü ve yakın çevresinde Eosen yaşı resifal kireçtaşlarından (Kırklareli kireçtaşı) boşalan ve geride beslenme alanı çok sınırlı olan iki adet karstik kaynağın ve civarının hidrojeolojik açıdan incelenmesi bu çalışmanın konusudur. Bu iki adet karstik kaynakta bir yıl boyunca akım miktarlarının ve kimyasal özelliklerinin değişimi incelenmiştir. Bu kaynaklardan alınmış su örnekleri üzerinde yapılan arazi ve laboratuvar deneyleri baz alınarak suların içindeki sülfat, klor, bikarbonat, pH, elektrik iletkenlik, asidite, alkalinitet değişimleri kurak ve yağışlı mevsimlerde araştırılmış ve sonuçları bu çalışmada sunulmuştur. Kaynakların boşalmış katsayısının (*a*) $0,87-5,44 \times 10^{-3}$ gün $^{-1}$ aralığında değere sahip olduğu göz önünde bulundurulursa, her iki kaynağı bulunduğu alanlardaki akışların eklem ve çatlaklar boyunca gelişen boşluklarda olduğu ortaya çıkmaktadır. Karbonatlı akiferin depolama kapasitesi (*Vs*) $0,2-2,6 \times 10^5$ m 3 civarında olup, bu akiferden boşalan su kimyasal açıdan kalsiyum bikarbonatlıdır.

**HYDROGEOLOGIC INVESTIGATION OF MURATBEY AND AKÇEŞME
KARSTIC SPRINGS – ÇATALCA (İSTANBUL)**

ABSTRACT: This study covers the hydrogeologic investigation of two karstic springs discharging from Eocene reefal limestone (Kırklareli limestone) having very limited catchment area. They are located around Muratbey village of Çatalca-İstanbul. The rate of discharge and chemical variations were investigated for a period of one year. Chemical analyses include variations of sulphate, chloride, bicarbonate, pH, electrical conductance, acidity and alkalinity measurements of wet and dry periods. The recession (discharge) coefficients (*a*) of springs ranging between $0.87-5.44 \times 10^{-3}$ day $^{-1}$ indicate that the flow of groundwater in the vicinity of both springs is primarily through joints and fissures. Dynamic volume (storage capacity, *Vs*) of the carbonate aquifer is around $0.2-2.6 \times 10^5$ m 3 and the groundwater of this aquifer is of calcium bicarbonate type.

1. GİRİŞ

İstanbul ili Çatalca ilçesi Muratbey köyü ve yakın çevresinde Eosen yaşılı resifal kireçtaşlarından (Kırklareli kireçtaşı) boşalan ve geride beslenme alanı çok sınırlı olan iki adet karstik kaynağın ve civarının hidrojeolojik açıdan incelenmesi bu çalışmanın amacı olup, inceleme alanı Marmara Bölgesinin Trakya kesiminde İstanbul ili sınırları içerisinde yer alan Çatalca İlçesinde 50km² lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). 1937-2001 tarihleri arasındaki dönemde ölçülen sıcaklık ortalaması 13.8°C'dir. En sıcak aylar 28.3°C ile Temmuz ve Ağustos, en soğuk aylar ise Ocak (2.7°C), Şubat (3.1 °C) ve Mart (3.9°C) aylarıdır. Florya Devlet Meteoroloji İstasyonunda 1937-2001 yılları arasında yapılan gözlemlerden bölgedeki en yüksek yağışın Kasım, Aralık ve Ocak aylarında, en düşük yağışın ise Ağustos ve Eylül aylarında gerçekleştiği sonucu ortaya çıkmaktadır. Ortalama yıllık yağış miktarı 759.6 mm'dir. Yağışın %40'ı kış aylarında, %21'i ilkbahar aylarında, %11'i yaz aylarında ve %28'i sonbahar aylarında oluşturmaktadır. Buna karşılık buharlaşmanın %14'ü kış aylarında, %41'i ilkbahar aylarında, %25'i yaz aylarında ve %20'si sonbahar aylarında görülmektedir.

2. JEOLOJİ

İnceleme alanının temelinde Paleozoyik-Mesozoyik yaşılı Metapelitik fillat-şist topluluğu, bunun üzerinde Metapelit-Metabazit ardalanmasından



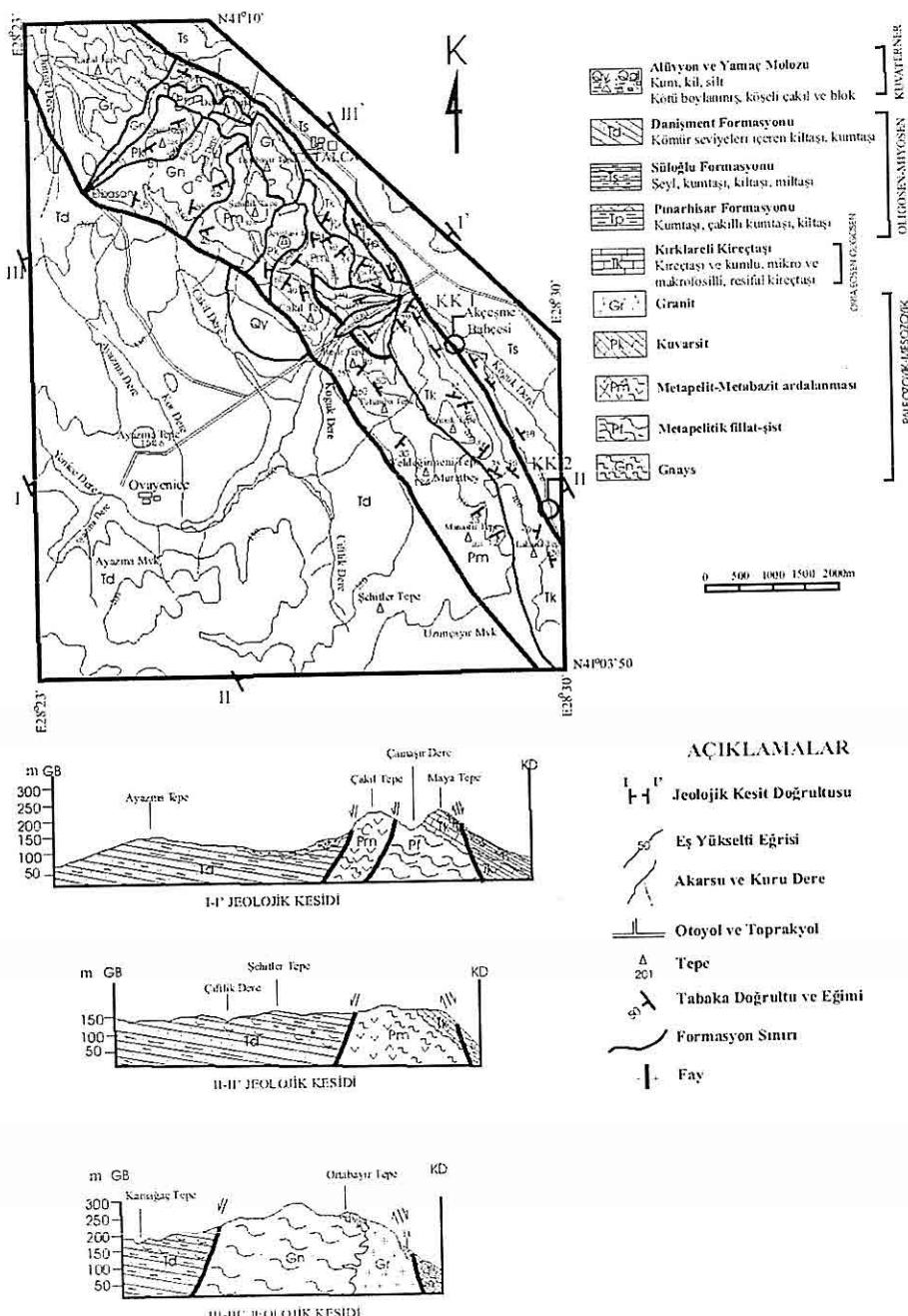
Şekil 1. İnceleme alanı ve yakın çevresinin yerbelduru haritası.

oluşan birim ve onun üzerinde kuvarsitin yeraldığı, bu çalışma içerisinde Istranca Masifi kapsamında değerlendirilecek olan birimler takip etmektedir. Daha sonra bu gurubun üzerine normal bir fayla uyumsuz olarak Orta Eosen – Oligosen yaşılı Kırklareli Kireçtaşı, ve onun üzerinde uyumlu olarak İhsaniye Formasyonu bulunmaktadır. Bu birimlerin üzerine sırası ile uyumsuz olarak Oligosen-Miyosen yaşılı Pınarhisar Formasyonu üzerinde uyumlu olarak Süloğlu Formasyonu, onun da üzerinde uyumlu olarak Danişment Formasyonu yer almaktadır. Tüm bu birimleri sırası ile uyumsuz olarak Kuvaterner yaşılı alüvyon ve yamaç molozu örtmektedir (Şekil 2).

2.1. Gnays (Gn)

Gnayslar inceleme alanı içerisinde temelde yer almaktadır. Birim, pembemsi beyaz renkli, seyrek iri mikrolin kristalli, kaba foliasyonlu, az veya çok biyotitli, genellikle şistosite kazanmış, pembemsi

**ÇATALCA (İSTANBUL) - MURATBEY ve AKÇEŞME KARŞTIK KAYNAKLARININ
HİDROJEOLIOJİK İNCELEMESİ**



Şekil 2. İnceleme alanının ve yakın çevresinin jeoloji haritası ve kesitleri.

gri ayırtma renkli, pembe K-feldspat ve beyaz plajiolashı, biyotitli, ince pegmatit damarları ile kesilmiş granitik gnayslar şeklinde gözlemlenmektedir. Birim içerisinde veya gnayslarla kuvarsitler arasında bulunan, genellikle koyu yeşil renkli, az miktarda feldspat kristalleri içeren şistler bulunmaktadır. Gnaysların yaşı Silüriyen olarak kabul edilmiştir (Akartuna, 1953).

2.2. Metapelitik Fillat-Şist Topluluğu (Pf)

Metapelitik fillat ve şistler, inceleme alanı içerisinde gnaysın üzerini uyumlu olarak örtmektedir. Birim esas olarak fillat, mikaşist ve kloritşistten oluşmaktadır. Birimi oluşturan fillatlar ayırtmış yüzeyde genellikle kahverengi, grimsi ve yeşilimsi, taze yüzeyde ise daha çok yeşilimsi bir renge sahiptir. Birim içerisinde yer alan şistler çoğulukla yeşilimsi gri renkli, fillatlara nazaran daha iri kristalli ve yer yer bol kuvars kristallidir.

2.3. Kuvarsitler (Pk)

Kuvarsitler inceleme alanında Metapelit – metabazit topluluğunu ve yer yer gnaysları uyumlu olarak örtmektedir. Gnayslar üzerinde uyumlu olarak yer alan kuvarsit seviyesi, çoğulukla beyaz, yer yer sarımtırak beyaz renkli, sert, keskin kırınlı, mikro çatlaklı, muskovit içerikli, yer yer şisti yapıda olup KD doğrultulu GD eğimli tabakalı bir yapıda olup, yer yer yeşil-gri renkli kuvars damarları içerir.

2.4. Granit (Gr)

Inceleme alanı içerisinde Çatalca İlçe 142

merkezi batı kısmında yüzeylenmekte olan birimin özellikle gnays-granit sınırında gnayslerlerle içine bulunmakta olup, inceleme alanı içerisinde yer alan metamorfik kayaçları Coşkun (2000)'e göre Geç-Kretase'de kesmektedir. İnceleme alanında yer alan Granitler pembemsi gri-beyaz, seyrek iri mikrolin kristalli, kaba foliasyonlu, kataklazmaya uğramış kesimleri şisti yapıda yer yer gnayslaşmış granitlerdir. Granitlerin kuvarsitlerle olan sınırlarında veya kuvarsitlerin granitlere yakın bulunduğu yerlerde (Çatalca batısındaki Granit – Kuvarsit sınırında), kuvarsitlerin yer yer pek fazla metamorfize, yeşil renkli, ince taneli oldukları, yer yer granitler tarafından özümlendiği görülür (Akartuna, 1953).

2.5. Kırklareli Kireçtaşı (Tk)

Kumtaşı ve kiltaşı ara seviyeli, bol makro ve mikro fosilli kireçtaşlarından oluşan birim, ilk kez Keskin (1971) tarafından kullanılan Kırklareli kireçtaşı adı altında ayrılmış ve tanımlanmıştır. Birim, beyaz, grimsi, sarımsı beyaz, krem renkli, açık gri, kalın katmanlı, genelde az eğimli yada yatay, sert, fosilli ve kavaklı olduğu kesimleri erime boşluklu, alt kesimlerinde killi, kumlu, bol nümmülit ve mikro fosilli, yer yer yama resif özelliğindeki resifal orta sertlikte kireçtaşlarından oluşur (Çağlayan ve Yurtsever, 1998). Konkoidal ve pürüzlü kırılma yüzeylidir. İstifin alt seviyeleri genellikle kumlu - çakılı kireçtaşı ve yer yer karbonat matriksli kumtaşı ve çakıltaşları ile temsil edilmektedir. Üst

ÇATALCA (İSTANBUL) - MURATBEY ve AKÇEŞME KARSTİK KAYNAKLARININ HİDROJEOLojİK İNCELEMESİ

seviyelere doğru kayaç giderek saf kireçtaşının haline gelir. Birimin geliştiği ortam koşullarına bağlı olarak yer yer oldukça bol ve çeşitli türde fosil yığışımıları bulunur. İstifin özellikle stratigrafik alt kesimlerinde karstlaşma yaygındır. Formasyonun yaşı Orta-Geç Eosen olup, formasyonu oluşturan birimin kalınlığı 40-150m arasında değişim göstermektedir (Nasuf ve diğ., 2001).

2.6. Pınarhisar Formasyonu (Tp)

Birim Kırklareli kireçtaşının üzerine, dar bir şerit halinde uyumsuz olarak gelmekte olup, kumtaşı, çakıltaşısı, oolit çakılı yer yer marn araseviyeli kireçtaşısı ve killi kireçtaşısı ardalanmasından ibarettir. Formasyon Coşkun (2000)'de Mezardere Formasyonunun tam karşılığıdır. Süloğlu Formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülen, kalınlığı 80m olan Pınarhisar Formasyonun yaşı Erken-Orta Oligosen olarak kabul edilmiştir (Çağlayan ve Yurtsever, 1998).

2.7. Süloğlu Formasyonu (Ts)

Birim inceleme alanı içerisinde Muratbey köyü batısından Çatalca'ya doğru KB doğrultusunda yüzeylemektedir. İnceleme alanında Kırklareli kireçtaşısı üzerinde normal bir fayla uyumsuz olarak bulunmaktadır. Kilitaşı, silttaşısı ardalanmalı, kumtaşı ve killerden oluşan kırıntıları, ilk kez Boer (1954) tarafından kullanılan Süloğlu Formasyonu adı altında ayrılmış ve haritalanmıştır.

Formasyonu yüzeysel olarak altta gri, kirli sarı, açık kahverengi, bej renkli şeyl, miltası ardalanması ile üstte sarımsı gri

kumtaşı, yeşilimsi gri kilitaşı ardalanması olarak tanımlamak mümkündür.

2.8. Danişment Formasyonu (Td)

Danişment Formasyonu çalışma sahasında sarımsı gri, gri, kahvemsi gri, mikali kumtaşı ve onlarla ardalanmalı gri renkli marn, kilitaşı, miltası ender çakıltaşısı ve linyit damarlarından oluşur. Çakıltaşısı düzeylerinin çoğu kanal dolgusudur. Mercek şeklindeki, çakıltaşısı ve kumtaşı düzeyleri yanal yönde incelenerken miltası ve kilitaşı içinde kamalanmaktadır. Kumtaşları belirgin, orta tabakalı, kaba kum boyutunda, bitki - yaprak izli olup, kilitaşları laminalıdır. Danişment Formasyonunun ender olarak Gastropod, balık ve bitki fosili içermekte olup, Orta-Geç Oligosen yaşta olduğu kabul edilmiştir (Çağlayan ve Yurtsever, 1998).

2.9. Alüvyon ve Yamaç Molozu

Harita alanı içinde görülen alüvyon Koğuk dere üzerinde gelişmiştir. Başlıca tutturulmamış kum, kil, silt, çakıl boyutunda kırıntılarından oluşmuştur. Çakıl Köyü'nün Batı ve Güneybatısında yüzeşen yamaç molozları Kırklareli kireçtaşısı ve gnaystan türeyen kaba bloklar ile metamorfik kayalara ait kaba çakılarının kum matriks içinde düzensiz yığışması şeklindedir.

3. HİDROJELOJİ

Bölgede yeralan jeolojik birimlerin litolojik ve yapısal özellikleri gözönüne alınarak üç tür akifer (su taşı) ayırtlanmıştır.

Yerel Boşluklu-Çatlaklı (Karstik)

Akifer: Bölgede kumlu, mikro ve makro fosilli, algli ve resifal kireçtaşından oluşan Eosen yaşlı Kırklareli kireçtaşları geçirimli (karstik) yapıdadır. Bu akifer içerisindeki yeraltısu karstik boşluklarda ve çatlaklarda bulunmaktadır.

Yerel Taneli Akifer: Kumtaşı, çakıltaşı ve yer yer killi kireçtaşından oluşan Pınarhisar formasyonu, şeyl, kumtaşı, kiltaşı, miltaşından oluşan Süloğlu Formasyonu, kiltaşı-miltaşı ve kumtaşından oluşan Danişment Formasyonu, güncel yamaç molozu ve alüvyon yerel taneli akifer niteliğindedir. Kum-kumtaşı birimleri akifer niteliğinde olup, killi-milli kısımları pratik olarak geçirimsiz birimleri oluştururlar.

Yerel Çatlaklı Zayıf Akifer: Temel kayaç niteliğindeki metapelitik fillat-sıst, yer yer mermerli metapelit-metabazit ardalanması ve kuvarsitten oluşan Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı metamorfik birimler (Istranca Grubu) çatlaklı olduğu yererde yerel çatlaklı zayıf akifer niteliğindedir. Bu akifer içerisinde yeraltı suyu çok sınırlı olarak çatlaklar içerisinde bulunmaktadır.

3.1 Karstik Kaynaklar

İnceleme alanında yer alan ve çalışmanın temel konusunu oluşturan karstik kaynaklar, Kırklareli kireçtaşı içerisinde koordinatları K41°07.089-D28°28.780 olan Akçeşme karstik kaynağı(KK1) ve yine aynı formasyon içerisinde koordinatları K41°05.384-D28°30.043 olan Muratbey karstik kaynağı (KK2)'dır. Bir yıllık süre boyunca her iki kaynaktan aylık ölçümler

alınarak kaynaklardaki debi değişimleri gözlenmiştir (Çizelge 1, Şekil 3, Şekil 4).

3.2. Baz Akım

İnceleme alanında yapılmış ölçümler ve hesaplamalar ışığında baz akım verileri üzerinde durulmuştur. Karstik kaynakların $Q=f(\log t)$ eğrilerinin değerlendirilmesiyle düşüm katsayıları ve depolama kapasiteleri hesaplanmıştır. Bu değerlerin hesaplanmasında $\log Q_0 - \log Q_1 = 0.43 \alpha (t_2 - t_1)$ bağıntısı kullanılmıştır. (Maillet,1905).

Çizelge 1. Karstik kaynaklarda ölçülen debi değerleri.

TARİH	KK-1 Q (lt/dak)	KK-2 Q (lt/dak)
30.03.2001	180	-
25.05.2001	-	420
20.07.2001	102	-
28.07.2001	102	192
04.08.2001	85.2	168
14.08.2001	85.2	168
18.08.2001	85.2	168
24.08.2001	75	168
06.09.2001	75	162
14.09.2001	75	162
25.09.2001	75	180
13.10.2001	99.6	210
10.11.2001	109.2	210
20.12.2001	210	300
20.01.2002	270	372
24.02.2002	270	348
31.03.2002	246	348
22.04.2002	300	456
21.05.2002	312	456
22.06.2002	240	300

ÇATALCA (İSTANBUL) - MURATBEY ve AKÇEŞME KARSTİK KAYNAKLARININ HİDROJEOLOJİK İNCELEMESİ

Yukarıdaki eşitlikten depolama kapasitesi

$$V_0 = Q_0 / \alpha \quad V_{\text{son}} = Q / \alpha \text{ ile elde edilir.}$$

Burada,

Q_0 = İlk debi değeri

Q = Son debi değeri

α = Boşalım Katsayısı

Akçeşme Pınarı Karstik Kaynağı (KK-1) için

$$Q_0 = 1.71 \text{ l/s} = 146.88 \text{ m}^3/\text{gün}$$

$$Q = 1.25 \text{ l/s} = 108 \text{ m}^3/\text{gün}$$

$$t_2-t_1 = 57 \text{ gün}$$

$$\log(146.88) - \log(108) = 0.43 \times \alpha \times 57$$

$$\alpha = 5.448 \times 10^{-3} \text{ gün}^{-1}$$

$$V_0 = 146.88 / 5.448 \times 10^{-3} = 26960 \text{ m}^3$$

$$V_{\text{son}} = 108 / 5.448 \times 10^{-3} = 19823 \text{ m}^3$$

$$V_{\text{son}} - V_0 = 7677 \text{ m}^3 \text{ bulunur.}$$

Muratbey Karstik Kaynağı (KK-2) için

$$Q_0 = 2.8 \text{ l/s} = 241.92 \text{ m}^3/\text{gün}$$

$$Q = 2.7 \text{ l/s} = 233.28 \text{ m}^3/\text{gün}$$

$$t_2-t_1 = 42 \text{ gün}$$

$$\log(241.92) - \log(233.28) = 0.43 \times \alpha \times 42$$

$$\alpha = 8.745 \times 10^{-4} \text{ gün}^{-1}$$

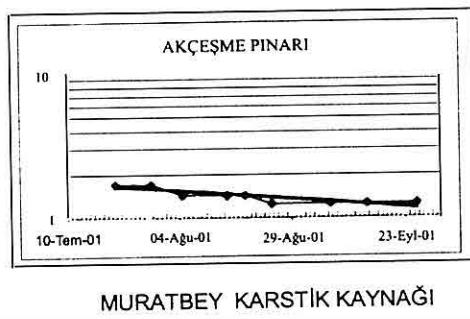
$$V_0 = 241.92 / 8.745 \times 10^{-4} = 276638 \text{ m}^3$$

$$V_{\text{son}} = 233.28 / 8.745 \times 10^{-4} = 266758 \text{ m}^3$$

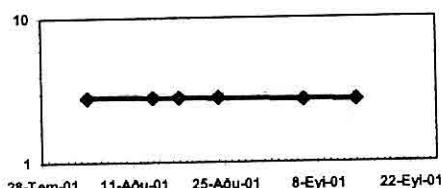
$$V_{\text{son}} - V_0 = 9880 \text{ m}^3 \text{ bulunur.}$$

Bu hesaplamalardaki boşalım katsayısı (α) inceleme alanında bulunan akiferin hidrojeolojik karakteristiğine (özellikle gözeneklilik ve geçirimlilik) bağlı olup, ayrıca akiferin su verebilme kabiliyetini temsil etmektedir. Eğer bu değer (α) küçükse bu yavaş drenajlı genelde sürekli olan bir karstik akifer olduğunu göstermektedir. Öteyandan bu değer (α) büyükse hızlı drenajlı bir conduit olduğunu göstermektedir. Eğer bu akış çatlaklar boyunca ise düşüm katsayı 10^{-3} gün^{-1} gibi bir değer olmaktadır. Bu düşüm sayısı 10^{-2} gün^{-1} veya 10^{-1} gün^{-1} gibi bir değer oluyorsa akışın masif karstik kireçtaşları olan bir arazide geniş akış kanalları boyunca ilerlediği belirlenmektedir (Karanjac, 1977; Milano-vic 1981; Ford and Williams, 1989).

Bu açıklamalar ışığında Akçeşme Pınarı Karstik Kaynağı ile Muratbey Karstik Kaynağı'nın (α) $0.87-5.44 \times 10^{-3} \text{ gün}^{-1}$ aralığında küçük düşüm katsayılarına sahip olmaları nedeni ile her iki kaynağın bulunduğu alanlardaki akışların laminer olarak çatlaklar boyunca gelişen boşluklarda olduğu ortaya çıkmaktadır.



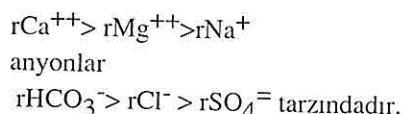
MURATBEY KARSTİK KAYNAĞI



Şekil 3. Akçeşme Pınarı Karstik Kaynağı (KK1) ve Muratbey Karstik Kaynağı (KK2) Baz Akım Grafikleri.

3.3 Su Kimyası

Çizelge 2 ve 3'te sunulan analiz sonuçları, su-kayaç ilişkisini ortaya koymak için ana anyon ve katyon değerleri incelendiğinde, Ca^{++} 'un baskın katyon ve HCO_3^- 'nde baskın anyon olduğu görülmektedir. Katyonlar için aşağıdaki gibi bir dizilim sergilerken;



Ca ve HCO_3^- 'ün baskın olması suların kalsiyum ve karbonat oranı yüksek sular olduğunu gösterir. Yukarıda belirtilmiş olduğu gibi bu tür sular kireçtaş gibi karbonat oranı yüksek kayaçlarla temas halindedir. Ayrıca suların katyon dizilimi de bu sonucu doğrulamaktadır. Anyon ve katyon değerindeki çok az artış veya azalış da boşluklu kireçtaşlarının heterojen olan mineralojik yapısıyla ilgilidir. Çizelge 2'de Muratbey Karstik kaynağı ve Akçeşme Pınarı Karstik kaynağı sularının aynı özellikleri gösterdiği görülmektedir.

Çizelge 2. Karstik kaynaklardan alınan örneklerin Kimyasal Analiz Sonuçları
(KK-2 Muratbey Karstik Kaynağı, KK-1 Akçeşme Pınarı Karstik Kaynağı)

Örnek (mg/l)	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO_4	HCO_3	NO_3	NO_2
KK-2	94.5	5.73	10.4	0.18	32	21	305.0	5	0
KK-1	128	2.3	8.5	0.7	22	15	274.5	10	0

Çizelge 3 ve Şekil 4'de bir yıl boyunca ölçülen değerler incelendiğinde her iki kaynağı da kimyasal açıdan yıl boyunca oldukça benzer kaldığı gözlenmektedir.

146

Ancak baz akımın sonuna doğru her iki kaynakta da azalan Cl değerleri yağışların başlamasıyla tekrar yükselerek eski değerlerine ulaşmıştır.

İncelenen su örnekleri çalışma alanındaki litolojiyle uyumlu olarak sertlikleri yüksektir. Türk İçme Suyu Standartları (TS 226, 1984) ve Avrupa Topluluğu (EC) Standartlarıyla kaynaklardan alınan örneklerin karşılaştırıldığında, örneklerin tümünün Elektrik İletkenliği (EC), pH, nitrat, nitrit ve sıcaklık değerleriyle standartlarda belirtilen sınır değerler içinde kaldığı görülmektedir.

4. SONUÇLAR

Bölgедe yer alan jeolojik birimlerin litolojik ve yapısal özelliklerine göre yerel boşluklu-çatlaklı (karstik) akifer, yerel taneli akifer ve yerel çatlaklı zayıf akifer olmak üzere üç tür akifer ayırtlanmıştır. Yerel boşluklu-çatlaklı (karstik) akifer niteliğinde olan resifal kireçtaş içерisinden boşalan iki adet kaynakta yapılan arazi ve laboratuvar ölçümleri

sonucu, akiferin içerisindeki yeraltı suyunun akışının çatlaklar boyunca gelişen boşluklarda olduğu anlaşılmıştır.

Akçeşme Pınarı (KK1) ve Muratbey

*ÇATALCA (İSTANBUL) - MURATBEY ve AKÇEŞME KARSTİK KAYNAKLARININ
HİDROJELOJİK İNCELEMESİ*

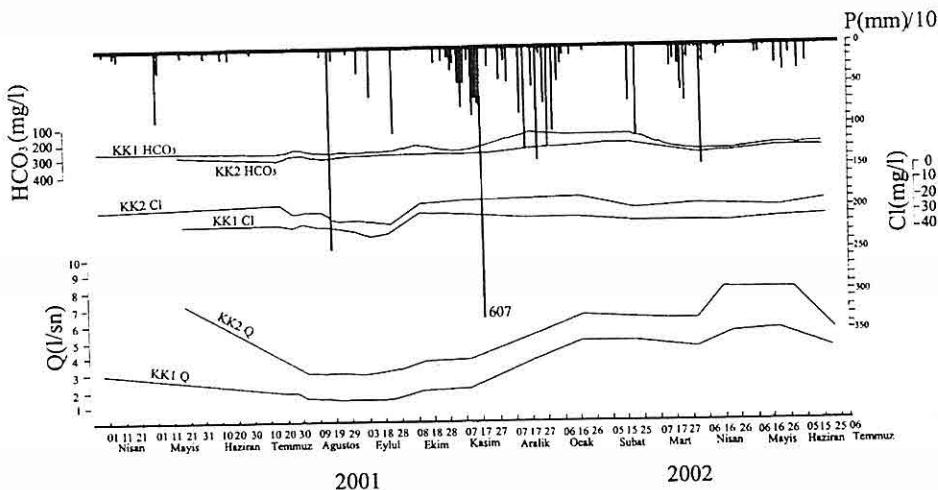
Çizelge 3. Karstik Kaynaklarda ölçülen bazı değerler.

TARİH	KK-2				
	EC µS/cm	pH	Sıcaklık °C	Asidite mmol/l	Alkalinite mmol/l
25.05. 2001	585	7.8	16.4	0.2	5.0
20.07. 2001	606	7.1	18.2	0.3	4.6
28.07. 2001	593	7.0	18.8	0.4	4.8
04.08. 2001	574	6.9	18.1	0.6	4.9
14.08. 2001	573	7.0	17.7	0.6	4.8
18.08. 2001	572	7.4	17.7	0.6	4.8
24.08. 2001	571	6.9	17.9	0.6	5.1
06.09. 2001	571	6.9	17.6	0.8	4.9
14.09. 2001	772	6.9	17.7	0.8	4.9
25.09. 2001	568	7.0	17.0	0.8	4.8
13.10. 2001	598	7.9	16.5	0.8	4.9
10.11. 2001	593	7.9	16.6	0.5	4.95
20.12. 2001	648	6.9	14.6	0.4	4.5
20.01. 2002	672	6.8	15.3	0.35	4.4
24.02. 2002	663	-	15.1	0.4	4.2
31.03. 2002	686	-	15.2	0.3	5.1
22.04. 2002	621	-	16.1	0.2	4.9
21.05. 2002	618	-	16.2	0.3	4.7
22.06. 2002	602	-	16.8	0.3	4.8

Çizelge 3'ün devamı

TARİH	KK-1				
	EC µS/cm	PH	Sıcaklık °C	Asidite mmol/l	Alkalinité mmol/l
30.03. 2001	568	8.1	14.2	0.2	4.5
20.07. 2001	558	7.1	16.2	0.6	4.8
28.07. 2001	553	6.8	16.4	0.2	4.5
04.08. 2001	550	6.9	15.3	0.6	4.6
14.08. 2001	547	6.9	15.4	0.7	4.8
18.08. 2001	547	7.0	15.3	1	4.9
24.08. 2001	548	7.0	15.4	0.8	4.8
06.09. 2001	550	6.9	15.3	0.7	4.9
14.09. 2001	550	7.0	15.1	0.8	4.9
25.09. 2001	552	6.9	15.3	0.9	5
13.10. 2001	555	7.7	15	0.2	4.1
10.11. 2001	538	7.8	15	0.2	4.8
20.12. 2001	450	6.9	11.6	0.15	2.9
20.01. 2002	541	6.7	12.3	0.37	3.2
24.02. 2002	538	-	13.1	0.4	3.1
31.03. 2002	625	-	12.2	0.3	4.9
22.04. 2002	529	-	14.6	0.2	4.8
21.05. 2002	548	-	14.9	0.3	4.3
22.06. 2002	550	-	15.3	0.35	4.2

**ÇATALCA (İSTANBUL) - MURATBEY ve AKÇEŞME KARSTİK KAYNAKLARININ
HİDROEOLOJİK İNCELEMESİ**



Şekil 4. KK1 ve KK2 kaynaklarında Nisan 2001-Temmuz 2002 arası Klor(Cl), Bikarbonat(HCO₃), ve Debi(Q)-Yağış(P) grafiği.

Karstik (KK2) kaynaklarının ölçüm yapılan tarihler arasında minimum ve maksimum debileri sırasıyla 75-312 lt/dak ve 162-456 lt/dak arasındadır. Baz akım analizlerinde; $V_0 = 276638 \text{ m}^3$, $V_{\text{son}} = 266758 \text{ m}^3$, $\alpha = 8.745 \times 10^{-4} \text{ gün}^{-1}$ bulunmuştur.

Karstik kaynaklardaki sular kalsiyum bikarbonatlıdır. İçme ve kullanma suyu standartları sınır değerleri arasında kaldığından kimyasal açıdan içme, kullanma ve sulamaya uygun sulardır. Bir yıl boyunca ölçülen değerler incelendiğinde her iki kaynağı da kimyasal açıdan yıl boyunca oldukça benzer kaldığı gözlenmektedir.

5. KAYNAKLAR

Akartuna, M. 1953. Çatalca-Karacaköy Bölgesinin Jeolojisi. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Monografileri, 13, 88s.

Boer, N.P. 1952. Report on a geological reconnaissance in Turkish Thrace: Septembre, Decembre G.A. Report No. 25373

Çağlayan, M. A. ve Yurtsever, A. 1998. "1/100.00 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları No : 20, 21, 22, 23- Burgaz-A3, Edirne-B2 ve B3; Burgaz-A4 ve Kırklareli-B4; Kırklareli-B5 ve B6; Kırklareli-C6 Paftaları" MTA Yayımları, Ankara, 59-67

Coşkun, B. 2000. Influence of the Istranca-Rhodope Massifs and Strands Of the North Anatolian Fault on Oil Potential of Thrace Basin, NW Turkey, J. Pet Sci Eng 27,1-25

Ford,D.C., Williams,P.W. 1989. Karst Geomorphology and Hydrology, London Unwin Hyman, 601p.

Karanjac, J. 1977. Recession hydrograph analysis in karst In: DSI-UNDP Seminar on Karst Hydrology Proceedings, Oymapınar, Antalya, Turkey,

17-28 Oct.1977, 65-85

Keskin, C.1971. Pınarhisar alanının jeolojisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 14/1, 31-84.

Maillet, E. 1905. *Essais d'Hydraulique souterraine et fluviale*. Hermann, Paris, 218 p.

Milanovic, P.T. 1981. Karst Hydrogeology, Littleton-Colorado, Water Res. Publ., 434p.

Nasuf, E., Yiğitbaş, E., Kuzu, C., Örgün, Y., Yalçın, T., 2000. May Yapı Limited Şirketi İstanbul ili Çatalca ilçesinde bulunan IR 577 ruhsat no'lu Muratbey kalker madeni ocağında yapılan üretim faaliyetleri sonucu Büyük Çekmece Göl havzasının kirletilip kirletilmединin etüdü, İTÜ Maden Fakültesi Vakfı Projesi, 35 s.

ERZURUM ŞEHİR MERKEZİ BATI KESİMINİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

Necmi YARBAŞI

Atatürk Ü., Deprem Araştırma Merkezi, Erzurum/Türkiye

M. Salih BAYRAKTUTAN

Atatürk Ü., İnşaat Mühendisliği Bölümü, Erzurum/Türkiye

ÖZET: Karasu Havzası (Erzurum), Doğu Anadolu'daki önemli aktif fay kuşaklarından birisi olan Erzurum Fay Zonunda (EFZ) yer alan birinci derece deprem bölgesi niteliklerine sahip bir Pliyo-Kuvaterner çökelim alanıdır. Havzanın güneydoğu kesiminde yer alan Erzurum, son otuz yıl içerisinde güney ve güneybatı yönünde çarpık ve hızlı yapışmaya maruz kalmış, Yenişehir-Yıldızkent yerleşim alanları oluşmuştur.

İnceleme sahası, Erzurum ilinde 4×9 km boyutlu, 36 km^2 lik bir alanı kapsamaktadır. Yenişehir, Yıldızkent, Atatürk Üniversitesi, Sanayi Mah., Şükrüpaşa Mah. ve Dadaşköy'e kadar kuzey-güney uzanımlı bu alanda, zemininin jeolojik ve jeoteknik özellikleri tespit edilmiştir. Saha, 5 ayrı jeoteknik bölgeye ayrılmıştır. Her bölgenin jeomekanik özellikleri, deprem hasarlarının en aza indirilmesi amaçlı yapışma açısından değerlendirilmiştir. Erzurum ve çevresinin genel jeolojisi esas alınarak, inceleme sahasının jeoloji haritası ve yapısal kesitleri hazırlanmıştır. Belirlenen jeoteknik birimlerin farklı üyelerinden örnekleme yapıldı. Yaklaşık 50 noktadan alınan 86 zemin örneğinin mekanik ve fizikselsel özellikleri, arazi ve laboratuvar deneyleri ile tespit edilmiştir. Elde edilen jeoteknik parametrelerin gösterdiği yatay ve düşey değişiklikler, hidrojeolojik durum, topografik özellikler ve bölgenin depremselliği göz önüne alınarak jeoteknik ve dolgu haritaları hazırlanmıştır.

GEOTECHNICAL PROPERTIES OF THE WESTERN PART OF THE ERZURUM CITY CENTER

ABSTRACT: Karasu Basin (Erzurum) is a Plio-Quaternary depositional area, located on the central segment of the Erzurum Fault Zone (EFZ), one of the most active seismotectonic belt of Eastern Anatolia. Yenisehir-Yıldızkent urban area was developed, as the consequence of rapid massive construction continued during the last thirty years, towards the south and southwest of the town Erzurum.

The area of investigation covers a field of 36 square km with $4 \text{ km} \times 9 \text{ km}$ dimensions, in the area of the Erzurum city.

Geological and geotechnical properties of the soil are determined in the north-south extending rectangular area including the districts of Yenisehir, Yıldızkent, Atatürk Üniversitesi, Sanayi Mah., Şükrüpaşa Mah. and Dadaşköy. Five distinct geotechnical zones are identified, in the area of research. The geomechanical parameters of each zone are interpreted and evaluated in terms of urban planning and housing for the purpose of seismic hazard reduction. Detailed geological maps and structural cross-sections in the research area, are prepared on the basis of general geological context of the Erzurum urban and vicinity area. Different members of geotechnical units are sampled. About 86 soil samples at 50 locations, are analized for physical and mechanical properties, by laboratory and field tests. Maps of geotechnical zoning, and land - fill of the research area are drawn. Lateral and vertical changes of geotechnical parameters, topographic features, hydrogeological conditions and regional seismicity are taken into account, in identifying the geotechnical zones.

1. GİRİŞ

Doğu Anadolu'da yer kabuğunun tektonik özellikleri, yerleşim yerlerinin çok büyük bir bölümünün genç alüvyal malzemeler üzerinde oluşu ve yapı standartının düşük oluşu nedeniyle bölgede meydana gelen, aletsel büyülüklüğü $M>5.0'$ den büyük depremlerde hasar ve can kaybına sebep olmaktadır. Erzurum ili, Karasu Havzasının doğu ve güney kenarlarını oluşturan fay kuşaklarının kesişme noktası olan güneydoğu köşeye yakın yerleşimi nedeniyle tarihinde çok sayıda yıkıcı depremlere maruz kalmıştır. Aktif faylar, genç alüvyal zemin ve yeraltı suyu Erzurum şehir planlamasını olumsuz yönde etkileyen üç büyük risk kaynağıdır. Bu nedenlerden jeoteknik haritalamaya olan ihtiyaç Erzurum için hayatı önem kazanmıştır.

2. JEOLOJİ

2.1. Litostratigrafi Birimleri

İnceleme sahasının en yaşlı birimini;

Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı, kalkalkalen karakterde lav (bazalt, andezitik bazalt) ve piroklastik (tüp, aglomera, ignimbirit) malzemelerden oluşan Palandöken volkanikleri oluşturmaktadır. Kalınlık 1500-2000 m. arasındadır (Arpat, 1965). İkinci birim; Pliyosen yaşlı, volkanoklastik göl, akarsu çökellerinin ardalanmasından oluşan, beyaz, açık renkli marn, kiltası, kumtaşı, konglomera, tüf, lapilli, diyatomit ve yer yer linyit içeren Gelinkaya formasyonu olarak adlandırılan birim oluşturmaktadır (Arpat, 1965). Kalınlık yaklaşık 600 m. kadardır. Tane boyutu tabandan tavana doğru incelmektedir. Üçüncü birim; Kuvaterner yaşlı, Eski Alüvyal Yelpaze Çökelleridir. Gelinkaya formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelen kaba taneli ve gevşek kırıntılı malzemeler alüvyon yelpazesisi, akarsu ve bataklık ortamında çökelmişlerdir. Erzurum havzasında alüvyon kalınlığı 800-1200 m.

ERZURUM ŞEHİR MERKEZİ BATI KESİMINİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

iken, güneye doğru bu kalınlık 400-500 m. ye düşmektedir. Çok az silt ve kil içeren bu malzeme % 90 oranında volkanik kökenlidir (Koçyiğit, vd., 1985). Dördüncü birimi ise; Kuvaterner yaşı, Genç Akarsu çökelleri oluşturmaktadır. Karasu Nehrinin taşıdığı her boyutta kırıntılı malzemenin eski alüvyon çökelleri ile yanal geçişli olarak üst seviyelerince taneli (silt, kil) malzemenin egemen olarak çökeldiği en genç birimdir. İnceleme sahasının yer bulduru ve basitleştirilmiş jeoloji haritası Şekil 1'de, jeoloji enine kesitleri ise Şekil 2' de gösterilmiştir.

2.2. Aktif Tektonik

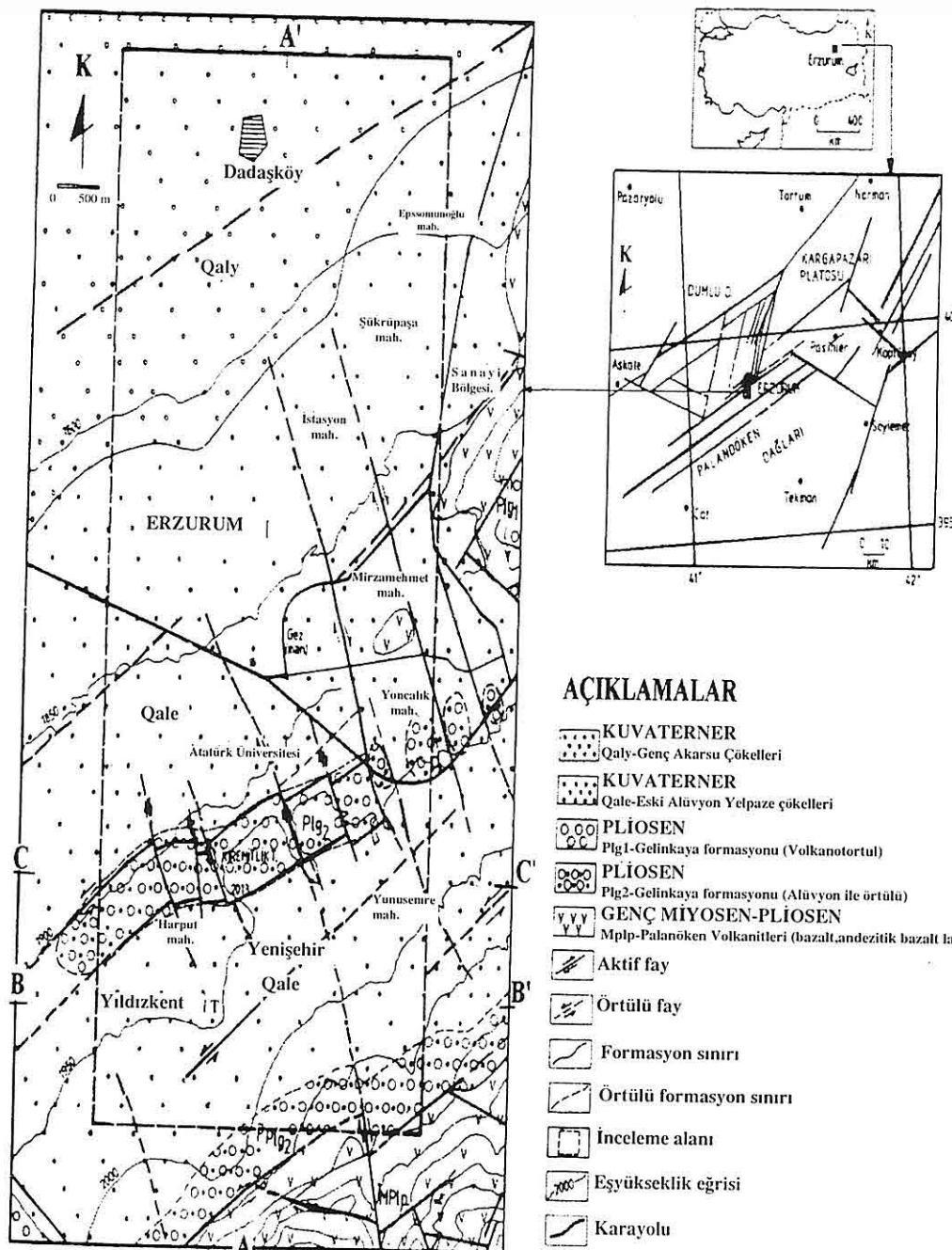
Erzurum çevresi çok sayıda aktif tektonik yüzeylerden oluşan, kırık sistemlerine sahiptir. Bunlardan Palandöken ve Dumlu fayları, iki önemli kuşak halindedir. Dumlu Fay Zonu, KKD-GGB, Karasu Havzasının doğu kenarını belirleyen, sol yanal atımlı normal faylardır. Palandöken Fay Zonu ise DKD-BGB uzanımlı, sol yanal atımlı ve ters faylardan oluşan bir kuşak halinde Karasu Havzasının güney kenarını belirlemektedir. (Barka ve Bayraktutan, 1985). Bölge neo-tektonik dönemde iki büyük tektonik faz geçirmiştir. Birincisi Pliyosen başında, ikincisi ise Pliyosen sonundadır. Her ikisinde de basınç tektoniği egemendir. Bu bölgedeki doğubatı uzanımlı kıvrımlar halen aktif olan faylarla kesilmiştir. Bu gürkü havzanın geometrisini kazanmasında ve oluşmasında bu aktif faylar temel rol oynamıştır (Şaroğlu ve Güner, 1981).

2.3. Hidrojeoloji

İnceleme sahasında en önemli akarsu Karasu Nehridir. Güneyde alüvyon konilerinden yeraltı su seviyesi akım yönleri topografik şartlara uygun olarak kuzeye doğru yelpaze şeklinde açılış gösterir. Yeraltı suyu ise bu konilerden beslenmektedir. İnceleme alanında yeraltı su seviyesi ova çevresinde 100-200 m., ova merkezinde 50-100 m dir (DSİ, 1978).

2.4. Depremsellik

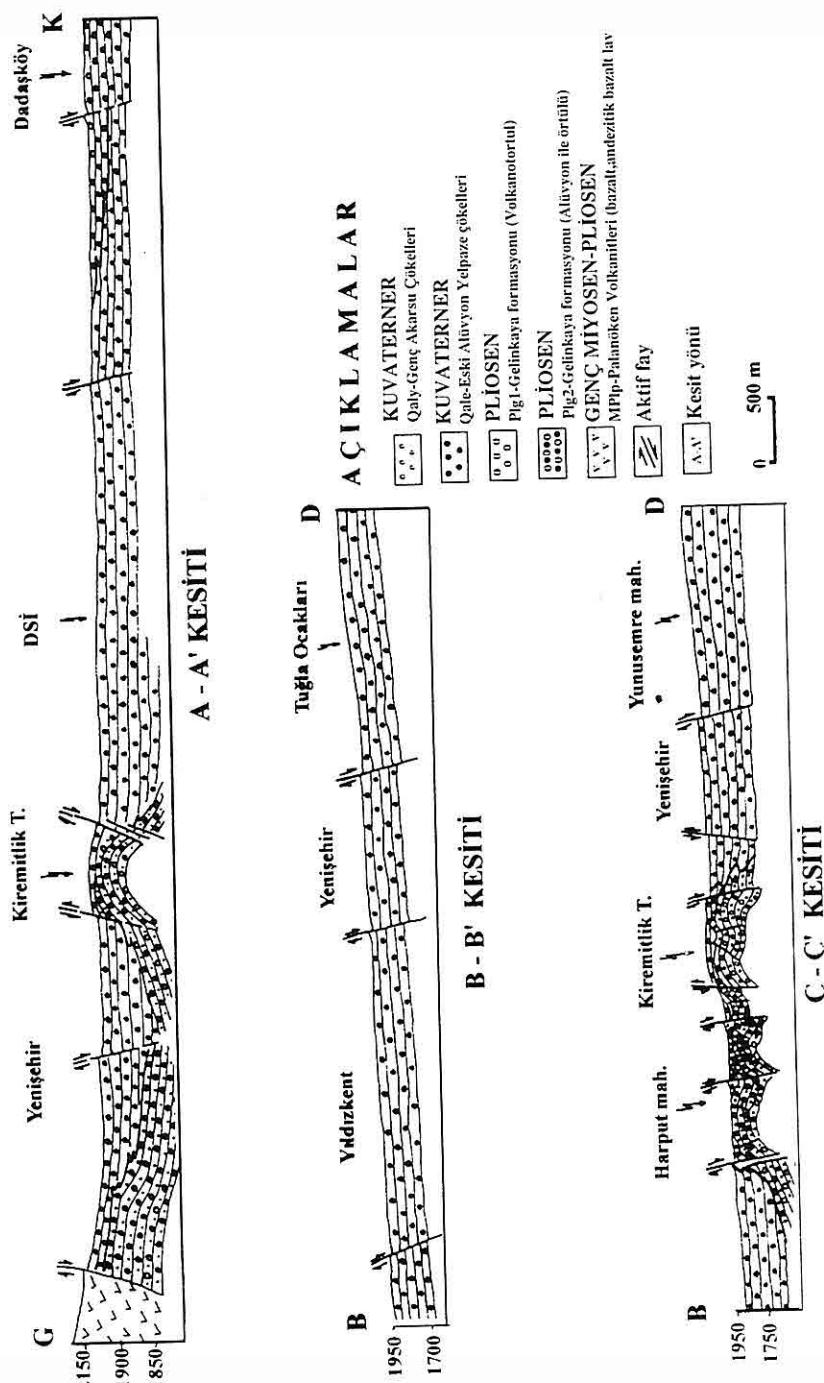
Erzurum çevresinde muhtemel doğal afetlerin en yıkıcı ve en etkin olanı depremdir. Depremlerin yerel dağılımları incelendiğinde episantrların önemli tektonik yapıların bulunduğu bölgelerde yoğunluğu ve depremselliği yüksek kuşaklar oluşturduğu görülmüştür. Bölgede oluşan büyük depremler genellikle Erzincan, Horasan, Pülümür, Pasinler, Varto, Malazgirt ve Karlıova civarında yoğunlaşmaktadır. Kuzeydoğu Anadolu açısından, depremselliği ile belirginleşen önemli sismotektonik yapılar; Erzurum Tiflis Fay Zonu (ETFZ) ve Erzurum Fay Zonu (EFZ) dur. Erzurum şehir merkezi depremselliğinde etkili olan, doğuda Dumlu Fayları ve güneyde Palandöken Fayıdır. Bölgede en son yıkıcı depremler ise 1924 (Pasinler, M=6,9), 1952 (Pasinler, M=5,8), 1967 (Pülümür, M=6,2), 1983 (Erzurum-Kars, M=6,8) (Bağcı, vd. 1991). Ayrıca 1992 (Erzincan, M=6,8), 27 Ocak 2003 (Pülümür, M=6,2) ve 1 Mayıs 2003 (Bingöl, M= 6.4) tarihlerinde de üç yıkıcı deprem meydana gelmiştir (Deprem Araştırma Merkezi kataloğu, 2003).



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru ve basitleştirilmiş jeoloji haritası (Yarbaşı, 2001).

ERZURUM ŞEHİR MERKEZİ BATI KESİMINİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

JEOLOJİ ENİNE KESİTLERİ



Şekil 2. İnceleme alanına ait jeoloji enine kesitleri (Yarbaş, 2001).

2.5. Dolgu

İnceleme alanının bir çok yerinde dolgu özelliğini taşıyan malzeme mevcuttur. Dolgu olarak tanımlanan malzeme, tabii alüvyal çökellerden farklı, onlardan daha genç, jeolojik olaylarla veya çoğunlukla son bin yıl içinde insan etkileri sonucu oluşmuş, rölatif sıklığı düşük, tabii tabakalarla değişik açılar yapan, her boyutta ve türde malzemeden oluşan, çok kötü derecelenmiş, belli sınırlara sahip katmanlardır. Yenişehir bölgesinde yaygın olan dolgu türü, uzun zamanlar aktif olan tuğla ve diğer yapı malzemelerinin üretimi ile ilgili atıkların ve kullanılan hammaddenin kalıntılarının zaman içinde yayılması ile oluşmuştur. Taban yüzeyi o zaman ki morfolojiye uygun olarak düzensiz biçim almıştır. Şehir merkezi kısımlarındaki dolgular tabii işlevlerle gelişmiştir. Bunlar yüksek eğimli, yamaç önü veya fay sızıntıları gibi yerlerdir (Şekil 3).

3. JEOTEKNİK HARİTALAMA

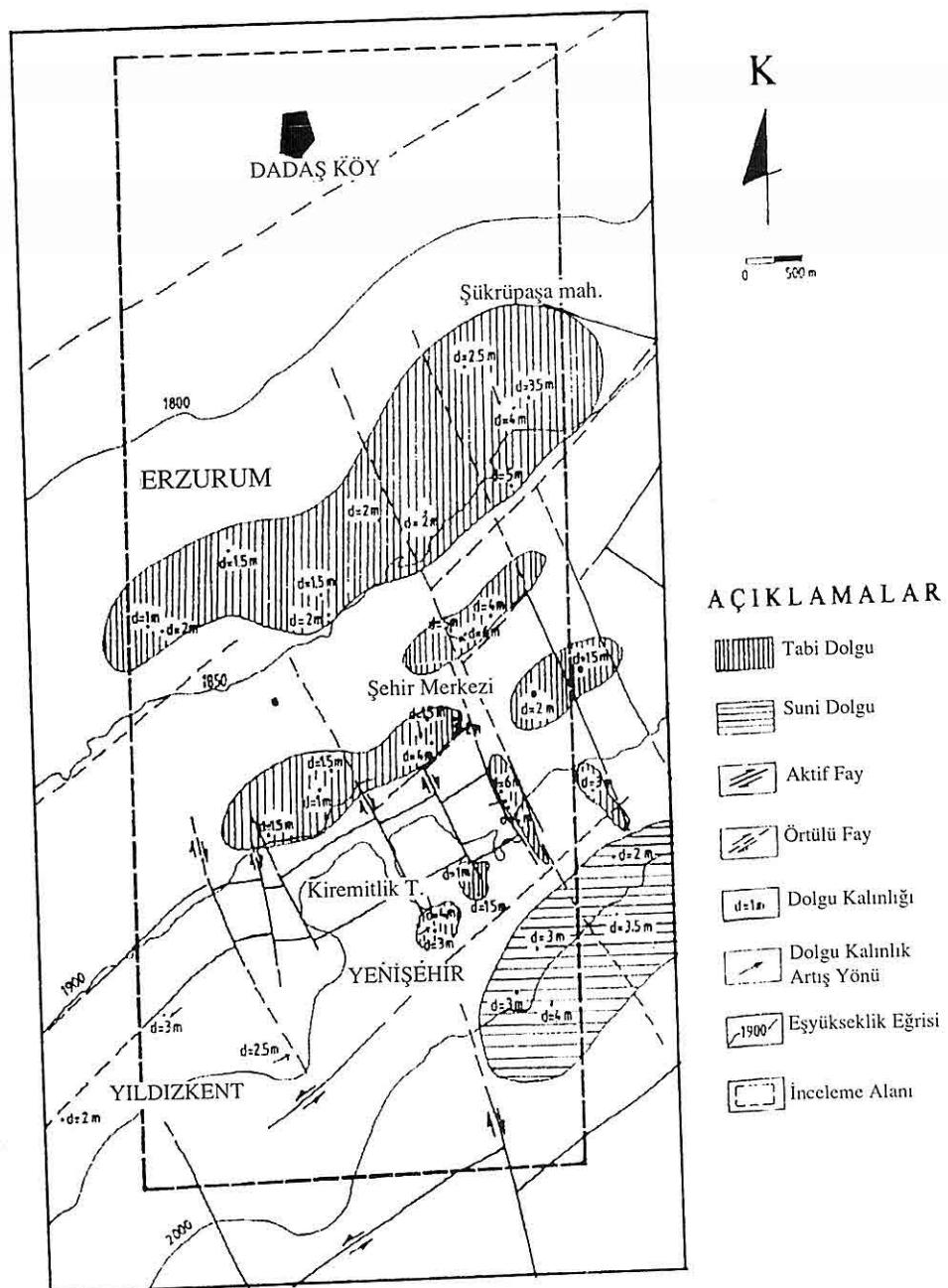
Erzurum, Doğu Anadolu' da deprem riski yüksek alanlardan biri olan Erzurum Fay Zonunun (EFZ) ortasında yer olması ve şehir zemininin kalın alüvyal malzemeden oluşması nedeniyle, deprem zararlarının en aza indirilmesi için şehir planlamasının Jeoteknik Bölgelendirmeye uygun yapılması günümüzde bilimsel ve teknik zorunluluk haline gelmiştir. Bu çalışmanın konusu ve sınırları göz önüne alınarak, Erzurum yakın çevresinde yüzeylenen dört büyük zemin grubu (veya jeolojik birimler) olan volkanik temel, volkano-tortul istif, yaşılı ve genç alüvyon

birimlerden örnekleme, çoğunlukla yaşılı ve genç alüvyonlar ile volkano-tortul istifin ise ancak yüzeye yaklaştığı kısımlarda yapılmıştır (Şekil 4). Daha güneydeki volkanik birim (Palandöken volkanikleri) ile ilgili olarak da iki örnekleme yapılmıştır.

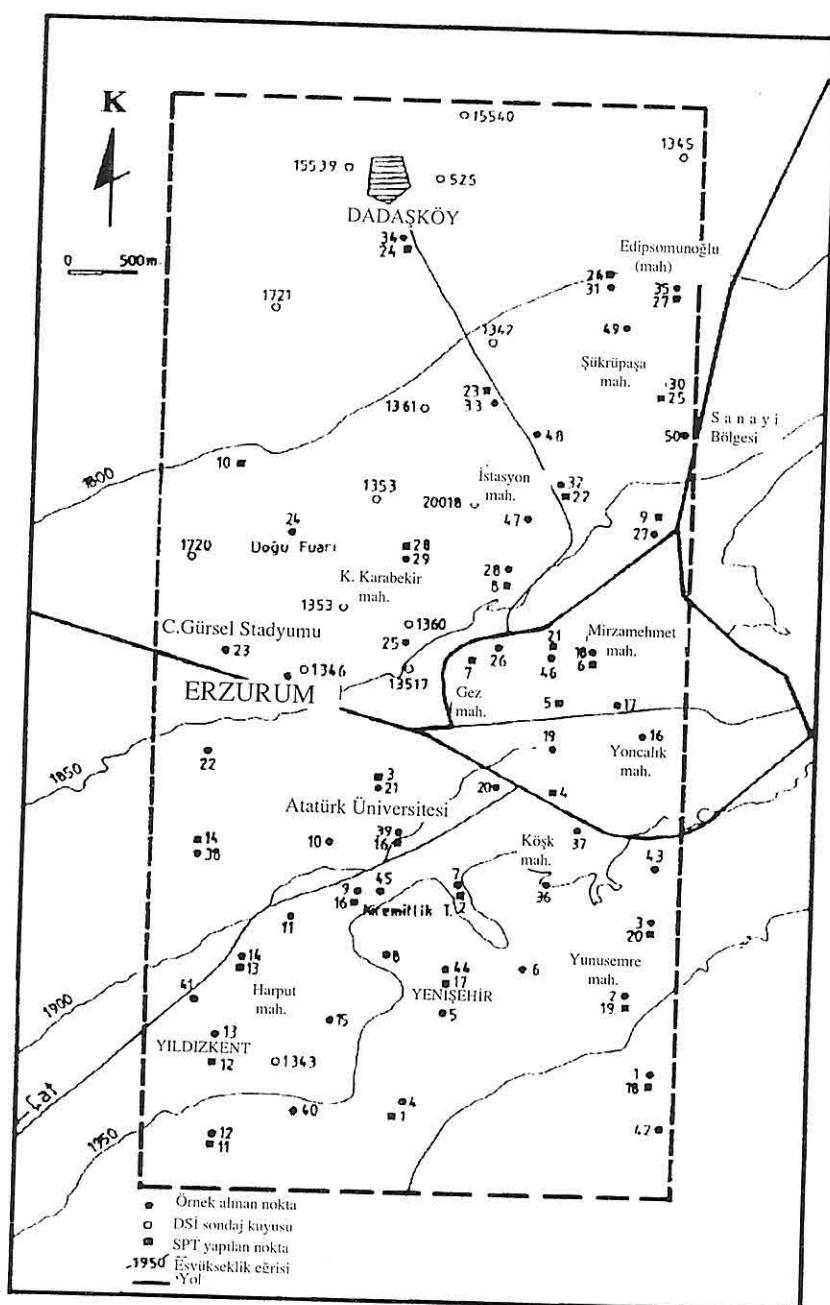
3.1. Uygulanan Yöntem ve Örnekleme

Bölge sınırlarının tespitinde zeminin jeoteknik özelliklerinin yanal ve düşey dağılımı gözetilmiştir. Mühendislik özellikleri olarak her bölge için; ana zemin türleri, zemin kesiti, seçilen iki alüvyon katman (kumlu çakıl, siltli kum) için jeoteknik parametreler yanında, hidrolojik, doğal ve suni dolgu durumları, aktif faylar ve bölgenin depremselliği de göz önüne alınmıştır. Örnekleme, çoğunlukla temel hafriyatlardan ortalama 4-5 m derinlikte hem kaba hem de ince taneli katmanlarda yapılmış, seçilmiş olan zemin kesitleri ise Şekil 5-6' da verilmiştir. Arazide SPT, 4 m yüksekliğindeki sehpaya monte edilen makara, halat, 63.5 kg ağırlığında şahmerdan, tij ve konik uçtan oluşan portatif SPT aletiyle, açılan temel çukurlarında yapılmıştır. Bu nedenle SPT için derinlik düzeltmesi yapılmamıştır. Arazide örneklemeye paralel olarak temel taban çukurunda kum ile hacim ölçme yöntemi uygulanarak da doğal birim hacim ağırlığı tespit edilmiştir. İnceleme alanının 50 noktasında ve her örnek noktasının, kumlu çakıl (örselenmiş numune) ve sitli kum (örselenmemiş numune) tabakalarından alınan 86 zemin örneği üzerinde laboratuar deneyleri TS

ERZURUM ŞEHİR MERKEZİ BATI KESİMINİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

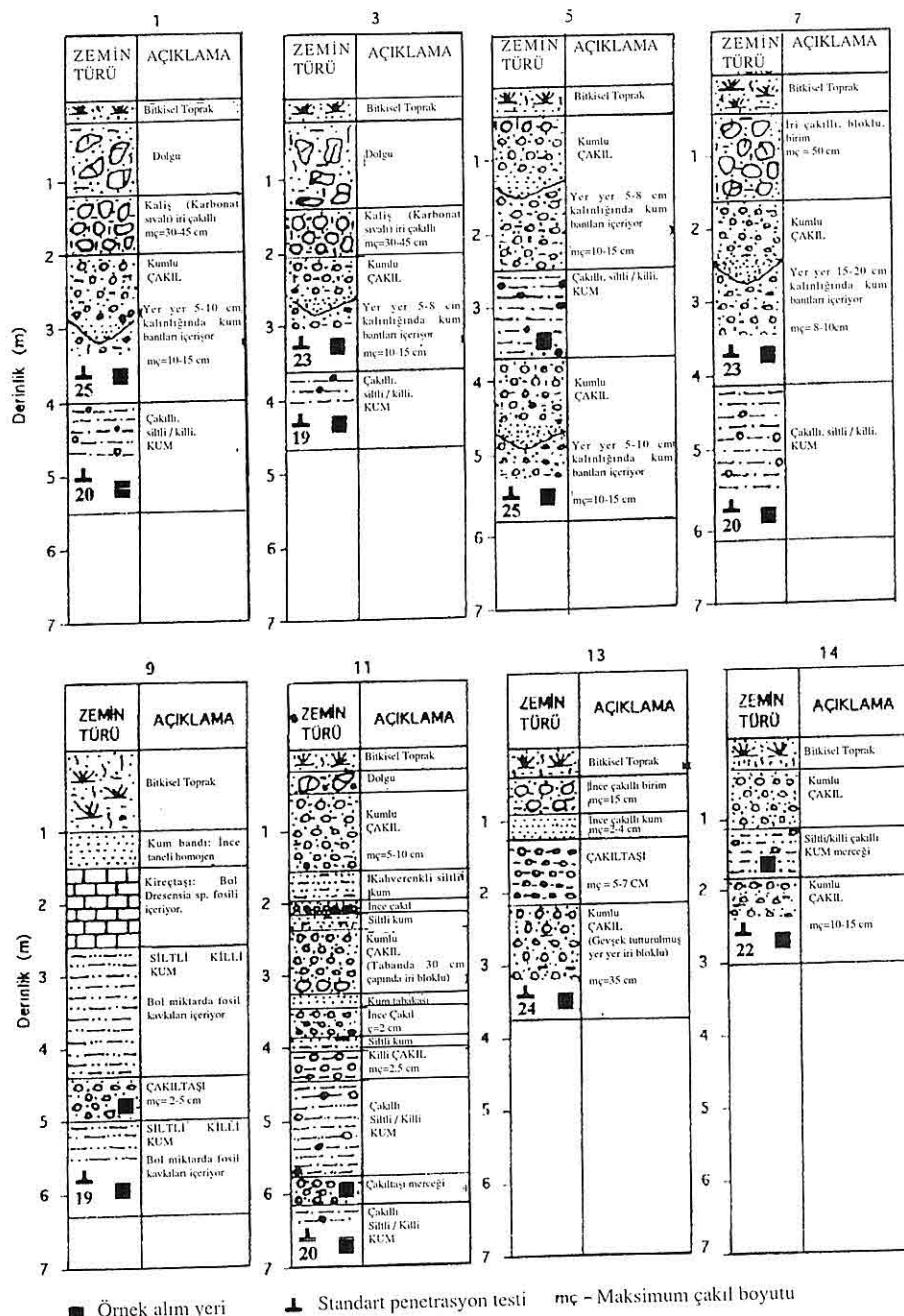


Şekil 3. İnceleme alanına ait dolgu haritası (Yarbaşı, 2001).

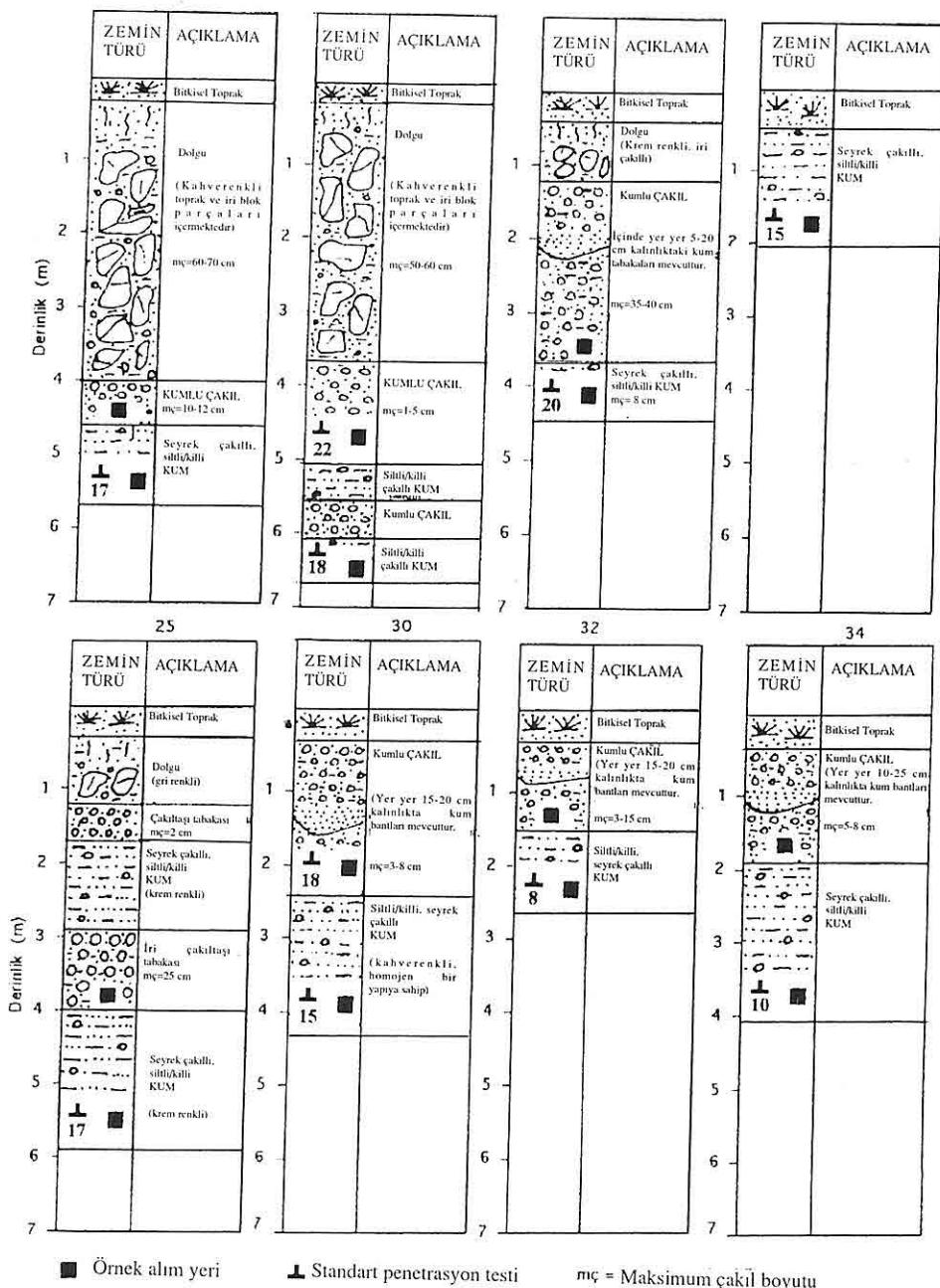


Şekil 4. İnceleme alanına ait örnek alım haritası

ERZURUM ŞEHİR MERKEZİ BATI KESİMINİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ



Şekil 5. İnceleme alanına ait zemin dikme kesitleri.



Şekil 6. İnceleme alanına ait zemin dikme kesitleri.

1900'daki esaslara uygun olarak yapılmıştır. Volkanik ve tortul kayaçlar ile alüvyon malzemenin jeoteknik özellikleri, bölgelere göre ortalama olarak Çizelge 1-2' de gösterilmiştir. İnceleme alanına ait P dalga hızı (V_p), S dalga hızı (V_s), ivme (a), ve Hakim zemin peryodu (T_o) gibi parametreler, Yenişehir Belediyesi (Erzurum) tarafından hazırlanmış olan "Rekreasyon sahası (Yenişehir-Yıldızkent) Yeraltı suyu etüdü, Jeoloji-Jeofizik raporu" isimli çalışmadan alınmıştır (Yenişehir Belediyesi, 2000).

3.2. Jeoteknik Özellikler

Alüvyal malzemenin kumlu çakıl birimi, Birleştirilmiş Zemin Sınıflamasına (USCS) göre kötü derecelenmiş kumlu çakıl (GP) sınıfındadır. Ağırlık oranlarına (MIT) göre yapılan sınıflamada ortalama olarak, Taş-blok = % 7.9-10.10, Çakıl = % 54.16-63.30, Kum= % 30.20-36.29, Silt/kil= % 1.03-1.64 aralıklarında değişmektedir. Konsolidasyon deneylerine göre, konsolidasyon katsayısı (c_v) eğrisinin regresyon formülü $\log(y) = -0.5892 \times \log(x) - 4.8781$, hacimsel sıkışma katsayısı (m_v) eğrisinin regresyon formülü ise $\log(y) = -0.9902 \times \log(x) - 3.2880$ olarak bulunmuştur. SPT-N vuruş sayısı = 18-30 değerleri ile orta sıkı zemin sınıfındadır (Pampal, 1987).

Siltli kum biriminin, USCS'e göre siltli kum, kum-kil karışımı (SM-SC) sınıfındadır. MIT'e göre ağırlıkça oranları ortalama değer olarak, Çakıl= % 14.85-23.30, Kum= % 63.40-71.38, Silt/kil= % 13.30-17.05 aralıklarında değişmektedir. Konsolidasyon deneylerine

göre, konsolidasyon katsayısı (c_v) eğrisinin regresyon formülü $\log(y) = -0.5892 \times \log(x) - 4.8781$, hacimsel sıkışma katsayısı (m_v) eğrisinin regresyon formülü ise $\log(y) = -0.9902 \times \log(x) - 3.2880$ olarak bulunmuştur. Standart Penetrasyon Deneyi (SPT-N) vuruş sayısı = 8-20 değerleri ile orta sıkı, katı kıvam sınıfındadır (Pampal, 1987).

3.3. Jeoteknik Bölgeler

Çalışma alanında 5 jeoteknik bölge belirlenmiş ve sınırları Şekil 7' de gösterilmiştir. Tespit edilen 5 bölgeden, 1 ve 2 nci bölgeler diğer üç bölgeye kıyasla çok farklı karakteristik özelliklere sahiptir. Birinci bölge volkanik kayaçlardan, ikinci bölge ise düşey kesitte çok büyük oranda volkano-tortul kayaç istifinden oluşmaktadır. Ancak üzerinde değişen kalınlıklarda (genellikle 10-20 m) alüvyal malzeme bulunmaktadır. Diğer üç bölge ise alüvyal zemindir ve kendi aralarında keskin olmayan sınırlarla ayrılmıştır. Her bir jeoteknik bölgenin zemin türü, fiziksel ve mekanik özellikleri, aşağıda her bölge için ayrı ayrı özetlenmiştir. Erzurum 1. derece deprem bölgesindedir. Deprem bölge katsayısı (C_0) 0.40 ve beklenen en büyük deprem şiddeti ise IX dur (Celep ve Kumbasar, 2000).

1. Bölge, Volkanik kaya zemin (Palandöken volkanitleri): İnceleme alanı güneyinde sınırlı bir alanda yüzeylenmektedir. Tamamen volkanik kayaçlardan ibarettir. Bazaltlar orta-kalın tabakalı ve seyrek çatlaklıdır. Mekanik sınıflamada (Franklin) yüksek dayanımlı kaya (H) sınıfındadır (Önalp, 1982).

Çizelge 1. Alüvyal malzemenin bölgelere göre ortalama olarak fiziksnel ve mekanik özelliklerı.

Bölgeler/ Parametre	2	3	4	5
USCS k	GP SM-SC	GP SW-SM	GP SM-SC	GP SM-SC
γ_s (gr/cm ³) k	2.61 2.49	2.62 2.52	2.60 2.52	2.60 2.50
γ_n (gr/cm ³) k	1,55 1,60	1.56 1.60	1.57 1.60	1.56 1.60
w _L (%) k	24 31	24 27	24 30	26 33
w _P (%) k	NP 22	NP 22	NP 22	NP 24
PI(%) k	-- 9	-- 5	-- 8	-- 9
γ_{kmax} (gr/cm ³) k	1.92 1.66	2.01 1.71	1.91 1.61	1.92 1.60
w _{opt} (%) k	12 20	12 18	13 19	12 23
k (cm/sn) k	10^{-3} 10^{-4}	10^{-3} 10^{-4}	10^{-3} 10^{-4}	10^{-3} 10^{-4}
c (kg/cm ²) k	0.25 0.22	0.23 0.25	0.28 0.24	0.23 0.21
φ (Derece) k	36 34	36 34	35 33	36 33
SPT	21-24	24-30	15-20	8-12

ç: kumlu çakıl birimi k: siltli kum birimi

Bölge, yapılaşmaya zeminin jeoteknik özellikleri ve deprem açısından uygundur.

Ancak planlamada diğer faktörler olan, yamaç eğimi, heyelan ve fay hatları gibi

ERZURUM ŞEHİR MERKEZİ BATI KESİMINİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

Çizelge 2. Volkanik ve tortul kayaçların fiziksel - mekanik özellikleri.

Parametre	Gs	γ_n gr/cm ³	γ_k gr/cm ³	w %	e %	n %	Sr %	σ_c kg/cm ²	Ic kg/cm ²	c kg/cm ²	ϕ Derece
Bazalt (kahve renk.)	2.90	2.28	2.18	7.0	0.21	18.9	8.4	353	13.3	61.0	42
Bazalt (siyah renkli)	2.90	1.91	1.86	13	0.26	33.9	22.3	427	16.0	83.3	44
Killi kireçtaşı	2.65	1.70	1.67	15.3	0.42	35.1	25.6	182	7.2	15.2	31
Kalkerli kiltası	2.64	2.43	2.37	2.4	0.38	6.3	28.6	33	1.2	2.5	30

σ_c = Tek eksenli basınç Ic = Sıkışma indisi

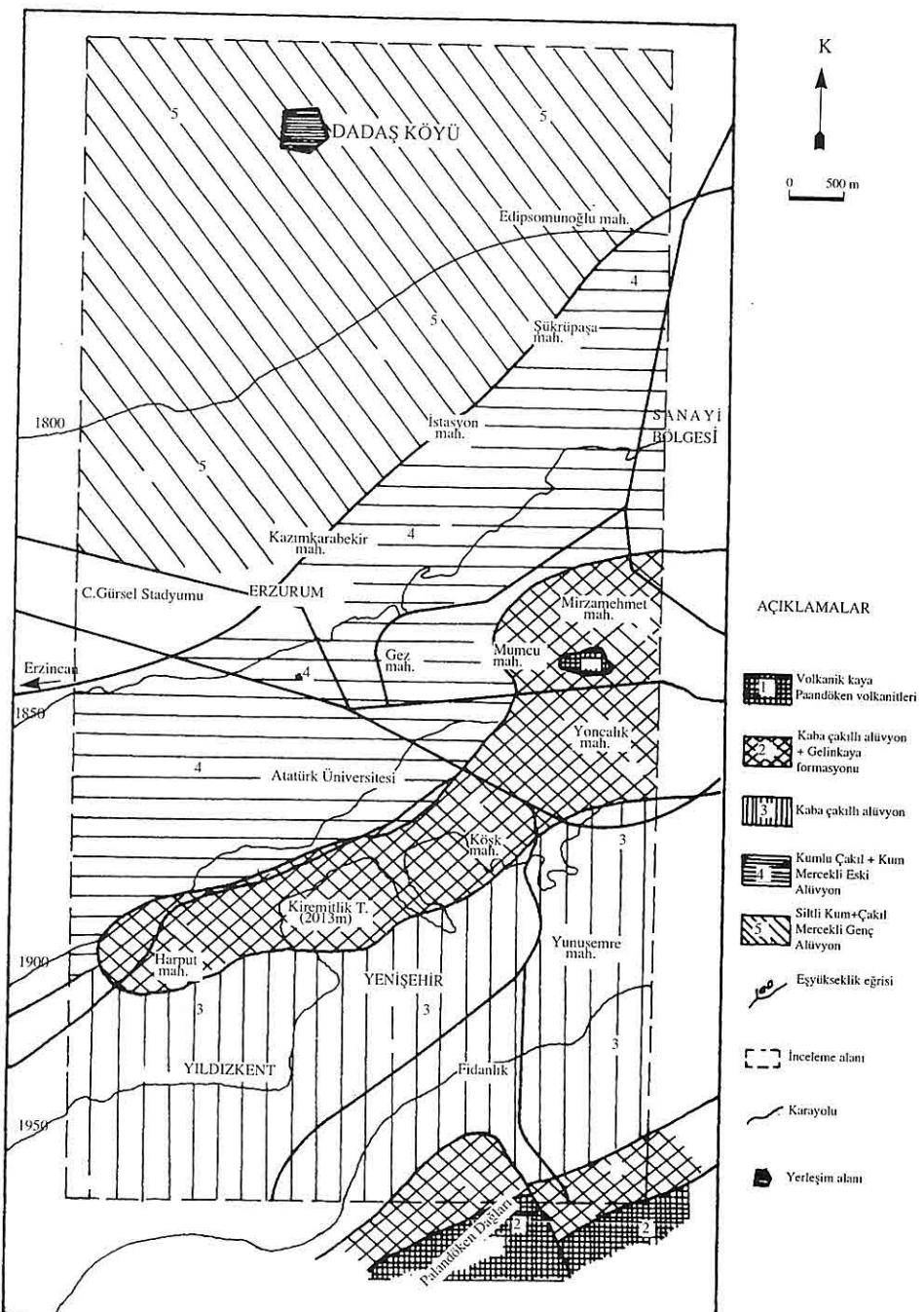
alanlar dikkate alınmalıdır. Ayrıca yüksek rakım, kuzeye bakış nedeniyle rüzgar ve uzun kar süresi de planlamada değerlendirilmesi gereken diğer hususlardır. 1998 Türk Sismik Tasarım Kodları zemin sınıflandırmasında A Grubu zemin niteliği göstermektedir (Özaydın, 1982). Bölgenin önemli parametreleri; $c = 72.2 \text{ kg/cm}^2$, $\phi = 43^\circ$, $T_o = 0.40$, $v_p = 3500-3800 \text{ m/sn}$, $vs = 1600-2000 \text{ m/sn}$, $a = 0.2g$ dir.

2. Bölge, Kaba çakılı alüvyon+Volkano-tortul istif (Gelinkaya formasyonu): İnceleme alanında güney kenar boyunca ve saha ortasında Kiremitlik Sırtlar boyunca dar koridorlar olarak sınırlanmıştır. Temelinde Gelinkaya formasyonunun volkano tortul sedimentleri vardır. Mekanik sınıflamada (Franklin) orta dayanıklı (M) kaya sınıfındadır (Önalp, 1982). Üst kısım, kaba alüvyon malzemeden oluşan, kalınlığı 10-

25 m arasında değişen bir örtü ile kaplıdır. Bölge aktif faylarla sınırlanmış olmasına rağmen, fay koridorları dışında kalan alanlar, Erzurum çevresinde deprem ve zemin özellikleri yapışmaya uygun olan alanlardır.

1998 Türk Sismik Tasarım Kodları zemin sınıflandırmasında zeminin B grubu zemin olduğunu göstermektedir (Özaydın, 1982) Bölgenin önemli parametreleri; $c = 8.9 \text{ kg/cm}^2$, $\phi = 31^\circ$, $T_o = 0.60$, $v_p = 2300-2500 \text{ m/sn}$, $vs = 800-900 \text{ m/sn}$, $a = 0.3g$ dir.

3. Bölge, Kaba kumlu çakıl: Yenişehir-Yıldızkent sahası alüvyon yelpazesi başlangıç kısmına yakın olan kesimdir. Alüvyon istif kalındır (150 m). Kaba alüvyon malzemenin kumlu çakıl biriminden oluşmaktadır. USCS'e göre, kötü derecelenmiş kumlu çakıl (GP) sınıfındadır. 1998 Türk Sismik Tasarım Kodları zemin sınıflandırmasında zeminin



Şekil 7. İnceleme alanına ait jeoteknik harita (Yarbaşı, 2001).

ERZURUM ŞEHİR MERKEZİ BATI KESİMINİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

C grubu zemin olduğunu göstermektedir (Özaydın, 1982). Alüvyon zeminler içinde yapışmaya (belli temel tasarımını önlemleri alınarak) uygun bölgедir. Yapı temellerinin kaba çakılı katmanlar içinde yerleştirilmelidir. Bölgenin önemli parametreleri; $c = 0.26 \text{ kg/cm}^2$, $\phi = 35^\circ$, $T_o = 0.75$, $v_p = 1100-1280 \text{ m/sn}$, $v_s = 360-480 \text{ m/sn}$, $a = 0,4g$ dir.

4. Bölge, Siltli-kum mercekli kumlu çakıl: Üniversite ve şehir merkezinin bir bölümü bu bölgededir. Burada alüvyon istif çok kalındır. Ortalama olarak kalınlığı 250 m dir. USCS'e göre kötü derecelenmiş kumlu çakıl (GP) sınıfında olan bu birim çok miktarda kum mercekleri içermektedir. Bu bölgede alüvyon istif içindeki ince ve kaba taneli katmanlar, kalınlık ve tekrarlanma sayısı bakımından birbirlerine yaklaşık denktir.

Aynı şekilde yapı temellerinin kaba alüvyon katmanlar içinde yerleştirilmesi, ince katmanlardan mümkün olduğu ölçüde kaçınılması, (mükün olmadığı durumlarda iyileştirilmesi) yapı-zemin etkileşimi açısından, yapışmaya belli önlemlerin alınması ile uygundur. 1998 Türk Sismik Tasarım Kodları zemin sınıflandırmasında C grubu zemin niteliği göstermektedir (Özaydın, 1982). Bölgenin önemli parametreleri; $c = 0.24 \text{ kg/cm}^2$, $\phi = 34^\circ$, $T_o = 0.85$, $v_p = 1100-1200 \text{ m/sn}$, $v_s = 240-300 \text{ m/sn}$, $a = 0,5g$ dir.

5. Bölge, Çakıl mercekli siltli kum : İnceleme alanının en kuzey kesimidir. Çok kalın alüvyon istif (ortalama kalınlık 450 m) içinde yanal ve düşeyde ince alüvyon ve akarsu malzemesi egemen olduğu, USCS'e göre SM-SC (siltli kum, kil-kum

karişımı) zemin sınıfıdır. Genel olarak yapışmaya uygun olmayan alandır. Düşey istif içindeki az kıl içeren siltli kum tabakaları ve yeraltı seviyesinin yüzeye daha yakın olması nedeniyle deprem dalgalarını olumsuz yönde değiştirmektedir. Bu değerler ve diğer mekanik özellikler bir arada değerlendirildiğinde, bu bölgenin 1998 Türk Sismik Tasarım Kodları zemin sınıflandırmasında D grubu zemin olduğu ortaya çıkmıştır (Özaydın, 1982). SPT-N değerleri kaba alüvyon için 10' un altındadır. Böylece bu bölge, inceleme sahasının deprem, zemin, jeoteknik özellikler etkileşimi bakımından en olumsuz kesimidir. Bölgenin önemli parametreleri: $c=0.18 \text{ kg/cm}^2$, $\phi = 33^\circ$, $T_o=1.00$, $v_p = 800-900 \text{ m/sn}$, $v_s=180-200 \text{ m/sn}$, $a= 0,6g$ dir.

4. SONUÇLAR

- Karasu Havzasının güney kenar ve temelinde, Geç Miyosen-Pliyosen yaşı, lav ve piroklastik malzemeden oluşan, Palandöken volkanitleri vardır. Bu birimin üzerinde, Pliyosen yaşı, göl ve akarsu çökelleri içeren, Gelinkaya formasyonu yer alır. Bu birimin de üzerinde tektonik dönemi yansitan açısal uyumsuzlukla gelen, Kuvaterner yaşı, kaba taneli ve gevşek kirintılı malzemeden oluşan eski alüvyon yelpaze çökelleri mevcuttur. Havza merkezine doğru, Kuvaterner yaşı, alüvyon ve akarsu çökellerinden oluşan genç alüvyon yelpaze çökelleri mevcuttur.

- Palandöken fay kuşağı içinde iki sistemde gelişmiş faylar tespit edilmiştir. Birinci sisteme ait faylar DKD-BGB

doğrultusunda gelişmiş, yer yer ters bileyenli sol yanal atımlı, havzanın güney kenarını oluşturan ana faylardır. İkinci sisteme ait faylar, yaklaşık KKB-GGD doğrultusunda Kiremitlik Tepelerini parçalamış ve Palandökenlerde devam eden bir çok normal faydan ibarettir. Sağ ve sol yanal atımlı olan bu faylar, düzeye yakın eğimli (doğu veya batıya 70-85°) fay düzlemlerine sahiptir.

- Bölgede XX. yüzyılda 1924, 1952, 1967, 1983, 1992, 2003 yıllarında yıkıcı depremler meydana gelmiştir. Erzurum şehir merkezi depremselliğinde etkili olan, doğuda Dumlu Fayları ve güneyde Palandöken Faylarıdır.

- İnceleme alanında dört ayrı zemin katmanı belirlenmiştir. Bunlardan, Toprak örtü, güneyde 0-10 cm den, kuzeyde 2.0-2.5 m. ye kadar erişmektedir. Dolgu, çoğunlukla tabii taşkin malzemesi ve bazı yerlerde insan etkinliği ürünü halindedir. Çok kötü derecelenmiş, yarı köşeli kıritılı malzeme yer yer 5-6 m ye erişmektedir. Çoğunlukla dolgu zemin fay önü çukurluklarında daha kalındır. Kaba alüvyon zemin, kötü derecelenmiş kumlu çakıl (GP) sınıfındadır. Yenişehir/Yıldızkent güneyinde 10-12 m den, kuzeyde Şükrüpasa Mah.- Dadaşköy civarlarında ise 0.5-1.0 m ye kadar incelmektedir. İnce alüvyon zemin, kötü derecelenmiş siltli kum, kum kil karışımı (SM-SC) sınıfındadır. Kalınlıkları güneyde 70-80 cm den, kuzeyde 2.5-3.0 m ye varmaktadır. Kaba ve ince alüvyon malzemelerden oluşan tabakalar merkeksel yapıda birikmeleri nedeniyle ardalanma gösterirler.

- Yeraltı suyu akım yönleri, topografyaya uygun olarak kuzeye işinsal olarak açılım göstermektedir. Yeraltı suyu seviyesi ova çevresinde 100-200 m, ova merkezinde 50-100 m dir.

- Bütün bölgeler birinci derece deprem bölgesi içindedir. Beklenen en büyük deprem şiddetinin dokuz (IX) olduğu ve deprem bölge katsayısı (en az 0.40) alınarak, yapı tasarımları yapılmalıdır. Birinci ve ikinci bölgeler tercih edilmelidir. Bu bölgelerin çok iyi zemin koşullarına rağmen, eğimli topografyası, yüksek rakım ve faylar nedeniyle çok sınırlı yüzey alanına sahiptir. Bu bölgelerden sonra sırasıyla 3. ve 4. bölgeler, yukarıda de濂ilen koşullarla nedeniyle tercih edilmelidir. 5. bölge zorunluluklar dışında tercih edilmemesi gereken bölgedir.

- Verilen tüm değerler ortalama genel bilgilerdir. İnceleme alanındaki zeminler heterojen malzemeler olduğu için planda ve düşey derinliklerde farklılıklar göstermektedir. Herhangi bir yapı veya yapı grubu için gerekli etüt yapılarak jeoteknik ve jeofizik özellikleri arazi ve laboratuar deneyleri ile yeniden belirlenmelidir.

5. TEŞEKKÜR

Bu çalışmada, konsolidasyon deneyi sonucu elde edilen verilerden regresyon formüllerinin elde edilmesindeki katkılarından dolayı Doç.Dr. Azer Kadirov'a teşekkürlerimi sunarım.

6. KAYNAKLAR

Arpat, E. (1965). *Ilıca-Askale*

ERZURUM ŞEHİR MERKEZİ BATI KESİMINİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

- (Erzurum) Arasındaki Sahanın ve Kuzeyinin Genel Jeolojisi - Petrol İmkanları, M.T.A., Rap. No. 4040, Ankara.
- Atatürk Üniversitesi, Deprem Araştırma Merkezi Kataloğu (2003), Erzurum.
- Bağcı, G., Yatman, A., Özdemir, S., Altın, N. (1991). Türkiye'de Hasar Yapan Depremler, Deprem Araştırma Bülteni, sayı 69, 113-125, Ankara.
- Barka, A. ve Bayraktutan, M.S. (1985). Erzurum Basenin Çevresini Etkileyen Aktif Faylar. TJK Bil. Öz. Kitabı, 11.
- Bayraktutan, M.S. (1999). Active Tectonics and Evolution of Thrust Bounded Pasinler Basin on the Erzurum Fault Zone, Eastern Anatolia. Anales Tectonicae, Vol. XIII-N. 1-2 - 51-70.
- Celep, Z., Kumbasar, N. (2000). Deprem Mühendisliğine Giriş ve Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımı" Beta dağıtım, İstanbul,
- DSİ (1978). Erzurum Ovası Hidrojeolojik Etüt Raporu, Jeo.Tek.Hiz. ve Y.A.S. Da. Bşk.hğı Yayımları, 45.
- TS 1900 (1987). İnşaat Mühendisliğinde Zemin Laboratuvar Deneyleri, Ankara.
- Koçyiğit, A., Öztürk, A., İnan, S., Gürsoy, H. (1985). Karasu Havzası'nın (Erzurum) Tektonomorfolojisi ve Mekanik Yorumu. C.Ü. M.F.Y.B. Derg., V.2, N.1, 3-15, Sivas.
- Önalp, A. (1982). İnşaat Mühendislerine Geoteknik Bilgisi, 1-2, KTÜ Yayımları, 187.
- Özaydin K. (1982). Zemin Dinamiği. Deprem Mühendisliği Türk Milli Komitesi Yayınları No.1 İstanbul.
- Pampal, S. (1987). Genel ve Uygulamalı Jeoloji. M.E Basimevi, 212, İstanbul.
- Şaroğlu, F., Güner, Y. (1981). Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Öğeler; Jeomorfoloji, Tektonik, Volkanizma İlişkileri, Türkiye Jeoloji Kur. Bült. 24, 2, 39-50, Ankara.
- Yarbaşı, N. (2001). Erzurum Şehir Merkezi Batı Kesiminin Geoteknik Haritası. A.Ü Fen Bilimleri Enst. Doktora. Erzurum.
- Yenişehir Belediyesi (2000). Rekreasyon Sahası (Yenişehir-Yıldızkent) Yeraltısuyu Etüdü, Jeoloji - Jeofizik Raporu, Erzurum (Yayınlanmamış).

**EDREMIT KÖRFEZİ (KUZEY EGE DENİZİ, TÜRKİYE) GÜNCEL
ÇÖKELLERİNDEKİ BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUĞU İLE EKOLOJİK
KOŞULLARIN İNCELENMESİ**

Engin MERİÇ

i. Ü., Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul/Türkiye

Niyazi AVŞAR

Ç.Ü., Müh. Mim. Fak., Jeoloji Müh. Böl., Adana/Türkiye

Fulya BERGİN

Boğaziçi Ü., Kültür Mirası Müzesi, İstanbul/Türkiye

İpek F. BARUT

i.Ü., Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul/Türkiye

ÖZET: Bu çalışmada, Edremit Körfezi'nin iki ayrı alanından alınan çökel örneklerindeki güncel bentik foraminiferler belirlenmiş, cins ve türlerin gösterdikleri bölgelik dağılım farklılıklarını incelenmiştir. Bu farklılıkların, denizaltındaki genç fayların bulunduğu alanlardaki termal kaynakların oluşturduğu farklı ekolojik ortamlar nedeniyle meydana geldiği düşünülmektedir. İncelenen alanın sahil kesimlerinde bulunan termal mineralli kaynaklar bu düşünceyi desteklemektedir. Termal mineralli kaynakların fizikal ve kimyasal özellikleri ile çökel örneklerin ağır metal analizleri karşılaştırılmıştır. Körfez'in kıyısında yer alan termal mineralli kaynaklar ile körfez çökellerinin ağır metal içerikleri değerlendirildiğinde Fe^{2+} 'in farklılık göstermesi dikkat çekicidir.

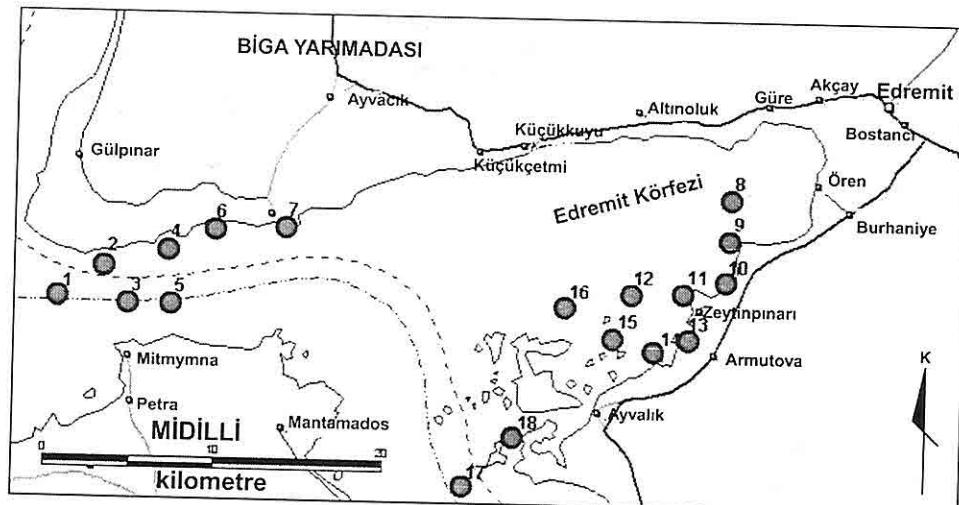
**ECOLOGICAL CONDITIONS OF THE GULF OF EDREMİT (NORTHERN
AEGEAN SEA, TURKEY): FROM THE BENTHIC FORAMINIFERA
ASSEMBLAGES OF THE RECENT SEDIMENTS**

ABSTRACT: The differences of the genera and species of recent benthic foraminifera of recent sediment samples from the Gulf of Edremit were investigated. These differences are believed to reflect the varying ecological conditions caused by thermal springs located in the vicinity of active faults the physical and chemical properties of thermal springs and geochemical characteristics of surface sediment were not comparable. Particularly Fe^{2+} content of surface sediments was found to be significantly higher than that of mineral thermal springs.

1. GİRİŞ

İnceleme alanı, Ege Denizi'nin kuzeydoğusunda kuzeyde Biga Yarımadası, güneyde Ayvalık ve batıda Midilli Adası arasında yer alan kış sahanlığındaki Edremit Körfezi çukuru uzantısı üzerinde yer almaktadır (Şekil 1).

tarafından incelenmiş olup, Akdeniz sularının güneyden kuzeye doğru ilerleyerek önce Marmara Denizi'ni, daha sonra Karadeniz'i etkisi altına aldığı fikrine varılmıştır (Erinç, 1978; Kraft vd., 1980; Stanley ve Blanpied, 1980; Aksu ve Piper, 1983; Herman, 1989; Bodur ve



Şekil 1. Edremit Körfezi'ndeki örnekleme bölgeleri.

Edremit Körfezi jeolojik açıdan, bugünkü konumu ve şeklini Miyosen'de başlayıp Orta-Geç Pliyosen'e kadar devam eden tektonik-geomorfolojik olaylar ve Pleystosen-Holosen'de hakim olan küresel, iklimsel ve deniz düzeyi değişimleri sonucu kazanmıştır (Arpat ve Saroğlu, 1975; Şengör ve Yılmaz, 1981; Erol, 1987; Kurter, 1988; Yılmaz, 1990; Masclé ve Martin, 1990; Erol, 1992; Erol ve Çetin, 1995; Yalıtrak, 1995; Meriç vd., 1995b; Çağatay vd., 1996; Boztepe-Güney vd., 2001). Ayrıca, son buzul çağının ve buzularası dönemde küresel östatik deniz düzeyi değişimleri farklı araştırmacılar

Ergin, 1992; Ergin, 1996).

Bu çalışmanın amacı, Edremit Körfezi'nde gözlenen farklı foraminifer toplulukları dağılımının, körfez içerisindeki aktif faylara bağlı olarak gelişmiş termal kaynaklar tarafından kontrol edildiği düşüncesini desteklemektir.

2. MALZEME ve YÖNTEM

Edremit Körfezi'nin (KB Türkiye) farklı nokta ve derinliklerinde bulunan 18 istasyondan Van Veen Grab kullanılarak örnekler alınmıştır (Şekil 1). Her bir örnekten 10 gr kuru örnek alınarak,

**EDREMİT KÖRFEZİ'NDEKİ İKİ FARKLI GÜNCEL FORAMİNİFER TOPLULUĞU İLE
KİMYASAL ORTAM KOŞULLARI HAKKINDA BAZI GÖRÜŞLER**

binoküler mikroskop altında içeridiği bentik foraminiferler ayrılmıştır.

3. BULGULAR

Edremit Körfezi'ne ait 18 örneğin bentik foraminifer içeriği incelendiğinde, körfezin kuzeybatı alanı (örnek no: 1, 334.50 m; 2, 100.40 m; 3, 203.00 m; 4, 76.30 m; 5, 125.00 m; 6, 15.00 m; 7, 19.00 m) ile doğu ve güneydoğu (örnek no: 8, 49.30 m; 9, 49.60 m; 10, 32.00 m; 11, 55.60 m; 12, 64.20 m; 13, 31.00 m; 14, 37.70 m; 15, 49.70 m; 16, 82.00 m; 17, 47.40 m; 18, 29.00 m) arasında cins bazında büyük bir farklılık gözlenmektedir (Çizelge 1).

Kuzeybatı alanda *Reophax scorpiurus*, *Spiroplectinella sagittula*, *Eggerelloides scabrus*, *Bigenerina nodosaria*, *Textularia bocki*, *T. pseudorugosa*, *T. truncata*, *Siphonotextularia concava*, *Connemarella rufis*, *Pseudoclavulina crustata*, *Vertebralina striata*, *Nubecularia lucifuga*, *Adelosina cliarensis*, *A. duthiersi*, *A. mediterranensis*, *A. partschi*, *A. pulchella*, *Spiroloculina angulosa*, *S. depressa*, *S. excavata*, *S. ornata*, *S. tenuiseptata*, *Siphonaperta aspera*, *Cycloforina contorta*, *C. villafranca*, *Lachlanella bicornis*, *L. undulata*, *L. variolata*, *Massilina secans*, *Quinqueloculina berthelotiana*, *Q. bidentata*, *Q. disparilis*, *Q. jugosa*, *Q. lamarckiana*, *Q. seminula*, *Biloculinella globula*, *Biloculinella labiata*, *Miliolinella semicostata*, *M. subrotunda*, *M. webbiana*, *Pseudotriloculina laevigata*, *P. oblonga*, *P. rotunda*, *P. sidebottomi*, *P. subgranulata*, *Pyrgo anomala*, *P.*

elongata, *Triloculina marioni*, *T. schreiberiana*, *T. tricarinata*, *Sigmoilinita costata*, *S. edwardsi*, *Sigmoilopsis schlumbergeri*, *Peneroplis pertusus*, *P. planatus*, *Dentalina flintii*, *D. inornata*, *Lenticulina cultrata*, *L. orbicularis*, *Astacolus crepidulus*, *A. sublegumen*, *Polymorphina sp. I*, *Fayulina hexagona*, *Hoeglundina elegans*, *Cassidulina carinata*, *Globocassidulina subglobosa*, *Bulimina marginata*, *Uvigerina mediterranea*, *Cancris sagra*, *Valvularia bradyana*, *Eponides concameratus*, *Stomatorbina concentrica*, *Neoeponides bradyi*, *Rosalina bradyi*, *R. floridensis*, *R. globularis*, *Cibicidoides pachyderma*, *Hyalinea balthica*, *Planulina ariminensis*, *Cibicides advenum*, *Lobatula lobatula*, *Planorbolina mediterranensis*, *Cibicidella variabilis*, *Acerkulina inhaerens*, *Asterigerinata mamilla*, *Nonion depressulum*, *Astrononion stelligerum*, *Melonis pompilioides*, *Gyroidinoides soldanii*, *Ammonia compacta*, *A. parkinsoniana*, *A. tepida*, *Criboelphidium poeyanum*, *Porosononion subgranosum*, *Elphidium aculeatum*, *E. advenum*, *E. complanatum*, *E. crispum* ve *E. macellum* gibi 57 cins ile 97 tür saptanmıştır.

Doğu ve güneydoğu bölümde ise *Reophax scorpiurus*, *Discammina compressa*, *Eggerelloides scabrus*, *Bigenerina nodosaria*, *Textularia bocki*, *T. truncata*, *Siphonotextularia concava*, *Pseudoclavulina crustata*, *Cornuspira foliacea*, *Adelosina cliarensis*, *A. duthiersi*, *A. mediterranensis*, *A. partschi*, *A. pulchella*, *Spiroloculina excavata*, *S. ornata*, *S. tenuiseptata*, *Siphonaperta*

aspera, *Cycloforina contorta*, *C. villafranca*, *Lachlanella bicornis*, *L. undulata*, *Quinqueloculina berthelotiana*, *Q. bidentata*, *Q. jugosa*, *Q. seminula*, *Biloculinella globula*, *Miliolinella subrotunda*, *Pseudotriloculina oblonga*, *Triloculina marioni*, *Sigmoilinita costata*, *Astacolus sublegumen*, *Polymorphina* sp. 3, *Valvularineria bradyana*, *Neoeponides bradyi*, *Rosalina bradyi*, *Discorbinella bertheloti*, *Lobatula lobatula*, *Asterigerinata mamilla*, *Astrononion stelligerum*, *Melonis pompiliooides*, *Ammonia compacta*, *A. tepida*, *Challengerella bradyi*, *Elphidium advenum*, *E. complanatum*, *E. crispum*, *E. macellum* gibi 32 cins ve 48 tür bulunmuştur (Çizelge 1).

Cins ve türlerin tanımlanmasında Cimerman ve Langer, 1991; Hatta ve Ujiie, 1992; Sgarella ve Moncharmont-Zei, 1993; Hottinger vd., 1993; Loeblich ve Tappan, 1994; Meriç vd., 1995a; Hayward vd., 1999; Meriç ve Avşar, 2000, 2001; Avşar ve Meriç, 2001a ve b, Meriç vd., 2002 a ve b, 2003 gibi yayınlardan yararlanılmıştır.

Kuzeybatı alanda 57 cinse karşı doğu ve güneydoğu'da 32 cinsin bulunduğu, yine kuzeybatıdaki 97 türe karşın doğu ve güneydoğu alanda 48 türün gözlenmesi bu iki bölge arasında ekolojik farklılıkların varlığını işaret etmektedir. 6 ve 7 no'lu örneklerde sıcak suları tercih eden *Peneroplis pertusus* ve *P. planatus*'un bulunduğu, yine genellikle sıcak alanlarda yaşamını sürdürden *Cibicidella variabilis*'e yalnızca 3, 6 ve 7 no'lu örneklerde rastlanılması; 7 no'lu örnekte Akdeniz ve

172

güney Ege Denizi için karakteristik bir tür olan *Lachlanella variolata*'nın gözlenmesi; 1. örnekte 38, 3. örnekte 49, 6. örnekte 42 ve 7. örnekte 43 türün varlığı bu dört noktada olağan dışı ekolojik koşulların hüküm süregünü düşündürmektedir.

Bölge, Ege Denizi'nin tipik bir özelliği olan tektonik olayların çok etkin olduğu alanlardan birini oluşturmaktadır. Edremit Körfezi'nin kuzeyinden yaklaşık doğu-batı uzanımlı bir fay geçmektedir (Şekil 2) (Boztepe-Güney vd., 2001). Boztepe-Güney vd. (2001) tarafından yapılan çalışma sonucunda bölgede iki gurup fayın varlığı, gerek kara çalışmaları ve gerekse denizde çok kanallı sismik veriler üzerinde belirlenmiştir. Bu fay guruplarından ilkini ve bölgedeki birincil hakim fay sistemini, Doğu-Batı uzanımlı listrik normal fay zonu oluşturur. Söz konusu bu fay zonu, Kuzey ve Doğu Anadolu fayları boyunca Anadolu'nun batıya kaçışı ve Helen Yayı'nın etkisi sonucu meydana gelen K-G doğrultulu gerilmeye bağlı olarak gelişmiştir (Boztepe-Güney, 2001). Karada yapılmış olan çalışmalarında da KKD-GGB yönelikli horst-graben yapılarının da yine söz konusu D-B istikametli normal faylarla kontrol edilen grabenler tarafından kesilmiş olduğu görülmektedir (Yılmaz ve Karacık, 2001). Bu fayların, Ege'de Miyosen'de olduğu belirlenen KKD-GGB grabenlerin ardından, günümüz K-G yönlü gerilmeye bağlı olarak Pliyosen'den beri gelişen ve Ege Grabenlerini kontrol eden D-B yönlü normal fay sisteminin bir parçası olduğu

**EDREMİT KÖRFEZİ'NDEKİ İKİ FARKLI GÜNCEL FORAMİNİFER TOPLULUĞU İLE
KİMYASAL ORTAM KOŞULLARI HAKKINDA BAZI GÖRÜŞLER**

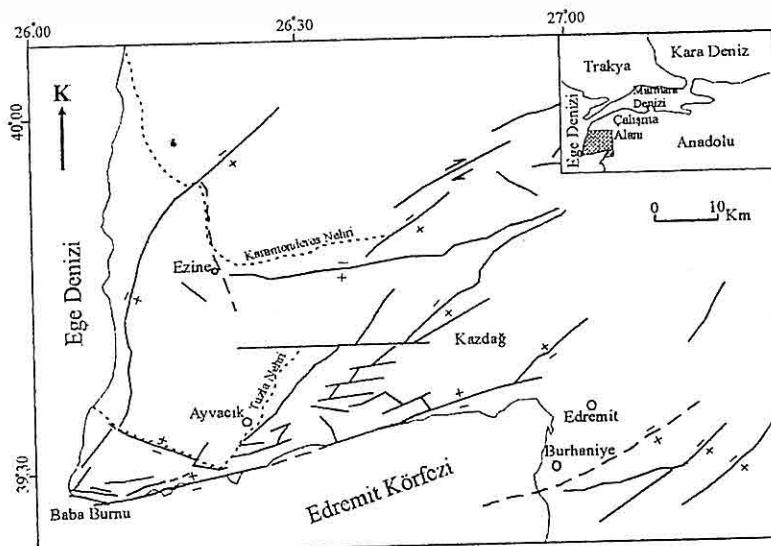
Cizelge 1. Edremit Körfezi'nde gözlenen güncel bentik foraminifer cins ve türlerinin istasyonlara göre dağılımı.

FORAMINIFERA	ISTASYONLAR																	
	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6	E-7	E-8	E-9	E-10	E-11	E-12	E-13	E-14	E-15	E-16	E-17	E-18
Derinlik (m)	334,50	100,40	230,09	76,30	125,00	15,00	19,00	49,30	49,60	32,00	55,60	64,20	31,00	37,70	49,70	62,00	47,40	29,00
<i>Reophax scorpiurus</i>						★												★
<i>Discammina compressa</i>																		★
<i>Spiroplectinella sagittula</i>	★	★	★	★	★	★												★
<i>Eggerelloides scabrus</i>							★	★		★								
<i>Bigenenerina nodosaria</i>	★												★			★		
<i>Textularia bocki</i>	★	★	★	★			★		★				★		★	★		
<i>Textularia pseudorugosa</i>	★	★	★															★
<i>Textularia truncata</i>			★	★	★	★												★
<i>Siphonotextularia concava</i>		★																★
<i>Pseudoclavulina crustata</i>	★																	
<i>Cornuspira folacea</i>																		
<i>Vertebralina striata</i>							★	★										
<i>Nubecularia lucifuga</i>									★									
<i>Adelosina clarenensis</i>	★	★	★				★	★	★		★		★	★	★	★	★	★
<i>Adelosina duthiersi</i>		★					★			★	★			★		★	★	★
<i>Adelosina mediterraneensis</i>			★	★	★		★		★	★	★			★	★			
<i>Adelosina partschi</i>			★	★	★		★	★		★	★			★	★			
<i>Adelosina pulchella</i>	★	★		★				★	★	★	★			★	★		★	★
<i>Spiroloculina angulosa</i>			★															
<i>Spiroloculina depressa</i>			★															
<i>Spiroloculina excavata</i>	★	★	★	★	★	★	★						★	★				★
<i>Spiroloculina ornata</i>			★	★	★		★	★										★
<i>Spiroloculina tenuiseptata</i>		★	★										★					
<i>Siphonaperta aspera</i>							★	★		★				★				★
<i>Cycloforina contorta</i>	*						★	★					★					★
<i>Cycloforina villafranca</i>			★	★	★								★	★			★	★
<i>Lachlanella bicornis</i>	★	★					★							★				
<i>Lachlanella undulata</i>				★								★						
<i>Lachlanella variolata</i>								★										
<i>Massilina secans</i>							★	★										
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i>							★	★						★				
<i>Quinqueloculina bidentata</i>							★	★		★								
<i>Quinqueloculina disparilis</i>							★	★										
<i>Quinqueloculina jugosa</i>							★			★								
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>							★	★							★	★	★	★
<i>Quinqueloculina seminula</i>	★		★				★	★	★				★			★		★
<i>Biloculinella globula</i>	★		★										★					
<i>Biloculinella labiate</i>			★															
<i>Miliolinella semicostata</i>	★		★				★	★										
<i>Miliolinella subrotunda</i>		★	★	★			★		★				★	★			★	★
<i>Miliolinella webbiana</i>		★	★	★			★	★										
<i>Pseudotriloculina laevigata</i>							★	★										
<i>Pseudotriloculina oblonga</i>						★		★	★					★				★
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>						★		★	★									
<i>Pseudotriloculina sidebottomi</i>							★	★										
<i>Pseudotriloculina subgranulata</i>							★											
<i>Pyrgo anomala</i>	★	★	★															
<i>Pyrgo elongata</i>	★		★			★												
<i>Triloculina marioni</i>	★	★		★		★	★				★	★	★	★	★	★	★	★
<i>Triloculina schreiberiana</i>							★											
<i>Triloculina tricanthalata</i>				★			★											

Çizelge 1'in devamı

FORAMINIFERA	İSTASYONLAR																	
	E-1	E-2	E-3	E-4	E-5	E-6	E-7	E-8	E-9	E-10	E-11	E-12	E-13	E-14	E-15	E-16	E-17	E-18
Derinlik (m)	334,50	100,40	230,00	76,30	125,00	15,00	19,00	49,30	49,60	32,00	55,60	64,20	31,00	37,70	49,70	82,00	47,40	29,00
<i>Sigmoilinita costata</i>		★				★	★								★			★
<i>Sigmoilinita edwardsi</i>				★														
<i>Sigmotopsis schlumbergeri</i>	★		★															
<i>Peneroplis Pertusus</i>								★										
<i>Peneroplis planatus</i>									★	★								
<i>Dentalina flintii</i>			★															
<i>Dentalina normata</i>		★																
<i>Lenticulina cultrata</i>			★															
<i>Lenticulina ambiculans</i>					★													
<i>Astacolus crepidulus</i>						★												
<i>Astacolus sublegumen</i>																★		
<i>Polymorphina sp.1</i>	★																	
<i>Polymorphina sp.3</i>																★		
<i>Favulinia hexagona</i>			★															
<i>Hoeglundina elegans</i>	★		★			★												
<i>Cassidulina carinata</i>	★																	
<i>Globocassidulina affinis</i>	★																	
<i>Buliminina marginata</i>	★																	
<i>Uvigerina mediterranea</i>	★																	
<i>Cancris sagra</i>	★		★														★	
<i>Vahvilinenia bradyana</i>	★		★											★				
<i>Eponides concameratus</i>	★	★	★	★	★	★	★											
<i>Stomatorbina concentrica</i>	★	★	★															
<i>Neoeponides bradyi</i>						★		★	★	★				★		★	★	★
<i>Rosalina bradyi</i>	★	★		★	★	★	★									★	★	★
<i>Rosalina floridensis</i>	★		★															
<i>Rosalina globularis</i>			★															
<i>Cibicidoides pachyderma</i>	★		★															
<i>Discorbiniella bertheloti</i>									★				★		★	★	★	
<i>Hyalina balthica</i>	★		★															
<i>Planulina ariminensis</i>			★															
<i>Cibicides advenum</i>	★	★																
<i>Lobatula lobatula</i>		★	★	★		★	★		★	★				★		★		
<i>Planorbulina mediterranensis</i>		★	★	★		★	★	★	★									★
<i>Cibicidoides vanabilis</i>								★	★									
<i>Acervulina inhaerens</i>								★										
<i>Astengerinata mammilla</i>		★						★		★				★			★	
<i>Nonion depressulum</i>					★													
<i>Astrononion stelligerum</i>				★				★		★								
<i>Melonis pomphiloides</i>	★	★	★													★	★	
<i>Gyroidinoidea soldanii</i>	★		★															
<i>Ammonia compacta</i>	★		★				★				★	★	★	★	★	★	★	★
<i>Ammonia parkinsoniana</i>	★		★				★	★										
<i>Ammonia tepida</i>	★										★							★
<i>Challengerella bradyi</i>									★		★							
<i>Cnbroelpodium poeyanum</i>									★									
<i>Porosononion subgranosum</i>									★									
<i>Elphidium aculeatum</i>							★	★										
<i>Elphidium advenum</i>	★		★			★		★		★				★	★			★
<i>Elphidium complanatum</i>				★			★	★			★							★
<i>Elphidium crispum</i>	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★	★
<i>Elphidium macellum</i>	★	★		★				★									★	

EDREMIT KÖRFEZİ'NDEKİ İKİ FARKLI GÜNCEL FORAMİNİFER TOPLULUĞU İLE KİMYASAL ORTAM KOŞULLARI HAKKINDA BAZI GÖRÜŞLER



Şekil 2. Edremit körfezi'nin tektonik durumu (Boztepe-Güney vd., 2001'den
derlenmiştir).

belirlenmiştir. Bölgede, sismik kesitler üzerinde belirlenmiş olan ikinci tür fay sistemi ise doğrultu atımlı faylardır. Listrik normal fay zonunun tavan bloğu üzerinde izlenen ve kesitlerde pozitif çiçek yapısı görüntüsü veren bu fayların normal fayları kesiyor olduğu belirlenmiştir (Boztepe-Güney vd. 2001). Keza körfezin kuzeyinden derlenmiş olan 1, 2, 3, 4 ve 5 no'lu örneklerin alınmış olduğu su derinliği 76.30 m ile 334.50 m arasında değişmektedir. Bu değerler körfezin kuzey bölümünde kıyı şeridinden denize doğru faya/faylara bağlı ani bir derinleşmenin varlığını desteklemektedir. Şekil 2'de görüldüğü gibi, körfezin kuzey kıyı hattı boyunca uzanan eğim atımlı fay nedeni ile kuzey blok yükseltmiş, güney blok ise çökmüştür. Yine körfezin doğusunda Burhaniye'nin güney ve güneydoğusundaki alanda aynı

ozelliklerdeki fayların varlığı sözkonusudur.

Bölgede bu özelliklerin dışında Edremit Körfezi'nin kuzeyinde Bayramış Ovası'nda ötelenmiş dereler, uzamış tepeler, basınç sırtları, sıcak ve soğuk su kaynakları, çizgisel vadiler gibi karakteristik doğrultu atımlı faylanmaya ait jeomorfolojik yapılar ile Etili-Ezine arasında normal bileşene sahip, doğrultu atımlı fayların varlığını ortaya koymaktadır (Tutkun ve Kürçer, 2003).

Edremit Körfezi'nin doğusunda yer alan Akçay ve Ören'de (Şekil 1) deniz suyu ile bu alandaki su kaynaklarının çok soğuk olması bölge için ilginç bir özelliği ortaya koymaktadır. Buna karşın Edremit-Akçay karayolu kuzeyinde yer alan Güre Kaplıcaları yukarıda de濂ilen özellik ile tam bir tezat oluşturmaktadır. Güre Kaplıcaları'nda su sıcaklığı 59°C 'dır.

Bunun dışında yörede Bostancı, Zeytinpinarı ve Küçük Çetmi gibi 3 kaplıca daha bulunmaktadır (Şekil 1 ve Çizelge 2). Bu kaplıcalara ait sıcaklık ve mineral değerleri Çizelge 2'de verilmiştir.

Çizelge 2. Edremit Körfezi kuzey alanında yer alan kaplıcaların kimyasal özellikleri (Türkiye Maden Suları-Marmara Bölgesi, 1974).

	Güre (1974)	Güre (1947)	Bostancı (1947)	Zeytinpinarı (1947)	Küçük Çetmi (1947)
Sıcaklık(°C)	59	53	59,5	20	41
PH	8,48		7,2	6,2	6,4
EC (mho)	7,52 10-4				
Rn ²²² (Bekerel)	111	14,8	42,6	41,8	23,7
NH ₄ ⁺ (mg/l)	0,39	Eser	1,7		
Na ⁺ (mg/l)	284,04	279,7	161,9	2473,5	156
K ⁺ (mg/l)	6,65	13,5	21,2	36,1	15,8
Ca ²⁺ (mg/l)	23,98	23,2	46,6	550,8	38,7
Mg ²⁺ (mg/l)	0,54	2,4	10	570,6	9
Fe ²⁺ (mg/l)		0,12	0,07	Eser	0,11
Al ³⁺ (mg/l)	0,55	2,88	2,2	1,65	1,7
Cl ⁻ (mg/l)	70	84,8	100		74,2
I ⁻ (mg/l)	0,02				
Fl ⁻ (mg/l)	5,72				
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	543	489,1	323,5	937,4	49,4
NO ₃ ⁻ (mg/l)	1,78		Eser		
CO ₃ ²⁻ (mg/l)	9,6	18			
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	3,61	61	61,5	174,4	422,7
HasO ₄ ²⁻ (mg/l)	0,02				
H ₂ SiO ₃ (mg/l)	71,5	52	110,5	23,4	52
HBO ₂ (mg/l)	15,8				
H ₂ S (mg/l)	1,12	1,6			

Güre Kaplıcası'nda ölçülmüş olan sıcaklık değerleri 1947 yılında 53 °C olup, 1974 yılında su sıcaklığı 59 °C olarak bulunmuştur. Dolayısı ile 27 yıl sonra sıcaklık 6 °C gibi bir artış sunmaktadır. Sıcak ve mineralli sular açısından oldukça zengin olan ülkemizde jeolojik ve tektonik

176

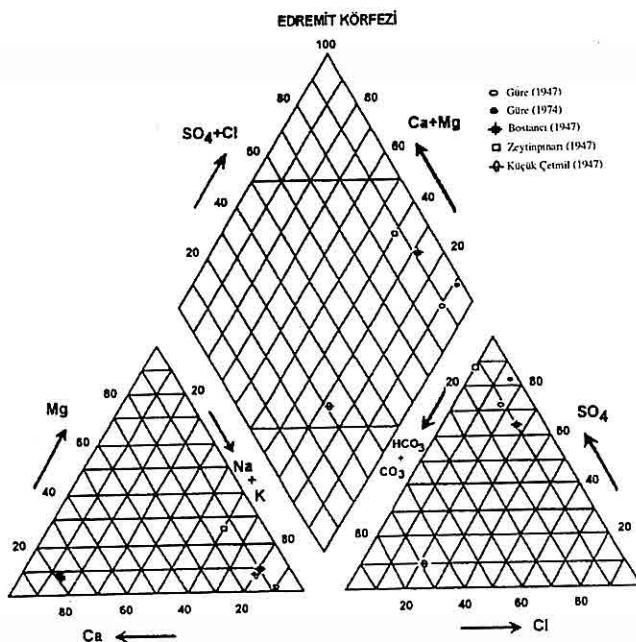
Küçük Çetmi kaplıcalarının beslenme alanı Kazdağıdır. Kazdağı Masifi'nde Paleozoyik yaşılı gnaysların oluşturduğu metamorfik şistler ile granitler yaygın olarak mostra vermektedir. Bunların üzerinde Mesozoyik yaşılı kireçtaşları ile Üst Tersiyer yaşılı göl çökelleri ve

EDREMİT KÖRFEZİ'NDEKİ İKİ FARKLI GÜNCEL FORAMİNİFER TOPLULUĞU İLE KİMYASAL ORTAM KOŞULLARI HAKKINDA BAZI GÖRÜŞLER

volkanitleri bulunmaktadır. Bölgedeki kaplıca sularının ortak özelliği radyoaktiviteye sahip olmalarıdır (Çağlar, 1950 ve Türkiye Maden Suları, 1974).

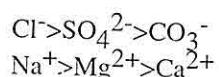
Mineralli kaynakların yeryüzüne çıkmadan önce yeraltı ortamlarında dolaşımı sırasında, yeraltılarının geçtiği yeraltı formasyonları ile ilişkisinin değerlendirildiği hidrojeokimyasal yöntemlerden birisi olarak kullanılan Piper Diyagramı'nda (Piper, 1953) suların bir doğru üzerinde bulunması bunların benzer özelliğe sahip oldukları şeklinde yorumlanabilir (Şekil 3). Bazı durumlarda yeraltı sularında bulunan Ca^{2+} iyonları içinde bulundukları kayaçtaki Na^+ iyonları ile yer değiştirir ve suda Na^+ miktarı artışı gösterir.

Dolayısı ile sulardaki yüksek Na^+ miktarı, mineral cinsine, pH'ına, bozunum sürecine, yeraltılarının akım hızına, ortamdağı Ca^{2+} iyon değişimine ve tektonizma etkisine bağlı olarak kıyıya yakın yeraltıları akiferine deniz suyu karışımını da gerçekleştirebilir. Deniz suyunda Na^+ miktarı Ca^{2+} iyonuna oranla çok fazladır. Eğer deniz suyu Ca^{2+} iyonu soğurmışsa, kıyısal alanlarındaki veya derinlerdeki kayaç topluluklarının kimyasal özelliklerinden etkileneerek deniz suyundaki Na^+ , Ca^{2+} iyonunun yerini alır (Hem, 1965). Ayrıca, yeraltılarının kimyasal yapılarının zaman ve mekan değişimi içinde aynı kaldığını kabul etmek yanlıştır. Yeraltılarındaki çözünme ve buharlaşma ile yeraltında izlediği



Şekil 3. Edremit Körfezi kuzeyi ve doğusundaki sıcaksu kaynaklarının Piper Diyagramı'nda dağılımı.

güzergah veya dokunma yüzeyine bağlı olarak içeriğindeki tuz çökeltilerini çoğaltır ve aşağıdaki gibi bir denge konumu sözkonusu olur (Hem, 1965).



Edremit Körfezi'nden derlenmiş olan 8 örneğe ait ağır metal analizleri, bu değerlerin standartların üzerinde olduğunu göstermektedir. Örneklerin alındığı kuzey ve doğu-güneydoğu bölgeleri arasında farklılıklar dikkat çeker. Ağır metallerden en yüksek değere sahip Fe ve Mn ($\mu\text{g/g}$) özellikle kuzey bölgesinde belirgin bir şekilde fazlalık sunar (Bakınız Çizelge 3).

Çizelge 3. Edremit Körfezi'nden derlenen 8 dip örneğinin ağırmetal değerleri.

İst.	Pb $\mu\text{g/g}$	Cr $\mu\text{g/g}$	Ni $\mu\text{g/g}$	Cu $\mu\text{g/g}$	Co $\mu\text{g/g}$	Mn $\mu\text{g/g}$	Fe $\mu\text{g/g}$
1	---	20,26	16,27	4,38	10,40	44,08	1005,83
3	---	10,60	3,59	1,8	4,31	49,84	548,54
6	ND	6,9	0,95	2,52	1,25	12,96	218,06
7	0,11	7,71	1,87	3,87	1,29	64,69	284,56
9	---	11,88	2,92	1,18	5,73	8,08	973,84
11	---	7,67	0,64	0,55	2,57	3,78	413,04
15	---	9,1	0,84	0,55	2	6,17	528,93
17	---	8,32	0,51	0,34	1,86	76,98	449,77

Doğu ve güneydoğu alanlarında ise bu değerler kuzey alana göre daha düşüktür. Fe ve Mn dışında Cr, Ni, Cu ve Co'nun daha düşük değerlerde olmalarına karşılık, söz konusu değerlerin istasyonlardaki içeriğine göre dağılımı bölgesel ayrıcalık sunar. Bölge coğrafi özellikler açısından değerlendirildiğinde, bu alanlardaki ağır

metal gelişiminin başlıca nedeni, akarsuların taşıdığı sedimanlar değil, Edremit Körfezi çevresi ve dip alanlarında yer alan farklı kayaç topluluklarının özellikleri ve yeraltısuyunun dolaşımı sırasında bunlarla olan kimyasal etkileşimi olmalıdır.

4. SONUÇLAR

1. Edremit Körfezi kuzey alanında Gure, Bostancı, Zeytinpinarı ve Küçük Çetmi ile, daha güney alanda Dikili-Çandarlı sahil yolu üzerindeki Bademli ve Aliağa'daki İlcaburun kaplıcalarının varlığı, çalışılan bölgede deniz içinde de aynı tip kaynakların bulunabileceği düşüncesini kuvvetlendirmektedir. Ayrıca,

Midilli Adası'nın doğu kıyısındaki farklı noktalarda ve değişik sıcaklıkta, çoğu tuzlu su özelliği taşıyan kaplıcalar bulunmaktadır (Meriç vd., 2002b). Dolayısı ile Edremit Körfezi'nin kuzeybatı bölümünden derlenmiş olan örneklerin alındığı alanda fay/faylara bağlı sıcaksu kaynaklarının olabileceği ve bölge için

EDREMIT KÖRFEZİ'NDEKİ İKİ FARKLI GÜNCEL FORAMİNİFER TOPLULUĞU İLE KİMYASAL ORTAM KOŞULLARI HAKKINDA BAZI GÖRÜŞLER

yabancı olan *Peneroplis pertusus* ile *P. planatus*'un körfezin kuzey batısında bu nedenle yayılım gösterdiği anlaşılmıştır.

2. Ayvacık batısında, Tuzla Köyü çevresindeki sıcaklık değerleri 41-102 °C arasında değişen jeotermal kaynaklar (Erişen vd., 1996; Saroğlu vd., 2003) ile Bayramiç Ovası'ndaki daha düşük sıcaklıktaki termal mineralli kaynaklar (Tutkun ve Kürçer, 2003) dikkate alındığında, söz konusu alanların çalışma bölgelerine yakınlığı körfezin kuzeybatısının kıyıya yakın kesimlerinde termal mineralli kaynakların varlığını düşündürmektedir.

3. İlica Körfezi (Çeşme-İzmir) (Meriç, 1986; Avşar ve Meriç, 2001), Gökçeada doğu ve güneydoğusu (Meriç ve Avşar, 2001), Bozcaada doğu ve güneyinde (Meriç vd., 2002a) olduğu gibi, Milos Adası güneyinde 10.00 m derinlikteki sıcaksu kaynağı çevresinde bulunan çok farklı bir yaşamın varlığı (Thiermann vd., 1997) belirtilmiştir. Yapılan çalışmaların ışığında, deniz içindeki genç fayların bulundukları alanlarda termal getirimlere bağlı sıcaksu kaynakları çevresinde, aynen çöllerde gözlenen vahalarda olduğu gibi, farklı bir foraminifer topluluğunun gelişebileceği de ortaya konulmaktadır. Bunların dışında Hellenik Volkanik Yayı üzerinde Methana Yarımadası'ndaki birçok körfezde, Milos Adası, Sisam Adası ve Yali Adası açıklarında önemli genç hidrotermal kaynakların varlığı Varnavas vd. (1999) tarafından da ileri sürülmüştür.

4. Deniz diplerindeki genç faylar nedeniyle oluşmuş sıcaksu kaynaklarının

etrafında; termal mineralli suların bileşimindeki eser elementlerin ve çevresel etkilerle değişen ağır metal içeriğinin standartların dışında değerlerde bulunması, gözlenen farklı foraminifer topluluklarının dağılımında başlıca etken olabileceği düşüncesi desteklemektedir.

Değinilen bu durumlar, yakın gelecekte jeoloji, jeofizik, geomorfoloji, tektonik, petrol ve doğalgaz konularında yapılacak olan araştırmalarda, Ege Denizi'nin daha pek çok noktasında bu tip oluşumların gözlenebileceğini düşündürmektedir.

5. KATKI BELİRTME

Yazarlar, Edremit Körfezi'nden derlenmiş olan 8 örneğin ağır metal analizlerini gerçekleştiren Doç. Dr. Melek TÜRKER-SAÇAN ile Uzman Gülhan ÖZKÖSEMEN'e (Boğaziçi Üniversitesi, Çevre Bilimleri ve Teknolojisi Enstitüsü) teşekkürü bir borç bilirler.

6. KAYNAKLAR

- Aksu, A.E. and Piper, D.J.W. 1983. *Progradation of the Late Quaternary Gediz Delta, Turkey. Marine Geology*, 54, 1-25.
Arpat, E. ve Saroğlu, F. 1975. *Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. T.J.K. Bült.*, 18, 91-101.
Avşar, N. ve Meriç, E. 2001 a. *Türkiye'nin güncel bentik foraminiferleri-I (Kuzeydoğu Akdeniz-Kuzey Ege Denizi-Çanakkale Boğazı-Kuzey ve Doğu Marmara Denizi-Haliç-İstanbul Boğazı-Batı Karadeniz). Ç. Ü. Yerbilimleri*, 38, 109-126, Adana.

- Avşar, N. ve Meriç, E. 2001 b. Çeşme-İlca Koyu (İzmir) bölgesi güncel bentik foraminiferlerinin sistematik dağılımı. *Hacettepe Üniv. Yerbilimleri*, 24, 13-22.
- Bodur, M.N. and Ergin, M. 1992. Holocene sedimentation patterns and bedforms in the wave-current dominated nearshore waters of Eastern Mersin Bay (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, 108, 73-93.
- Boztepe-Güney, A., Yılmaz, Y., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Arzuman, S. and Kuşçu, İ. 2001. Reflection seismic study across the continental shelf of Baba Burnu promontory of Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Marine Geology*, 176, 75-85.
- Cimerman, F. and Langer, M. R. 1991. *Mediterranean Foraminifera. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Academia Scientiarum et Artium Slovenica. 118 p, 93 pls.*, Ljubljana.
- Çağatay, N., Sümengen, M., Görür, N., Tüysüz, O., Barka, A., Yiğitbaş, E., Akkök, R., Sakınç, M., Yalıtrak, C. ve Sarı, C. 1996. Saros Körfezi'ni oluşturan tabakaların incelenmesi. *TÜBİTAK-ÜNİVERSİTE-MTA Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı Raporu*, 63s.
- Çağlar, K. Ö. 1950. *Türkiye Maden Suları ve Kaplıcaları*. MTA Yayınları, 791 s. Ankara.
- Ergin, M. 1996. Subareally exposed Late Quaternary basinal shelf of the inner Mersin Bay, Eastern Mediterranean, Paleoenvironmental evidence. *Geo-Marine Letters*, 16, 95-100.
- Erinç, S. 1978. Changes in the physical environment in Turkey since the end of the Last Glacial. In: *The Environmental History of the Near and Middle East since the Last Ice Age*. (Ed. Brice, W.C.), Academic Press, London, 87-110.
- Erişen, B., Akkuş, İ., Uygur, N. ve Koçak, A., 1996, *Türkiye Jeotermal Envanteri*, MTA Genel Müdürlüğü, 480s., Ankara.
- Erol, O. 1987. Çanakkale yöresinde Kuvaterner kıyı oynamaları. Ank. Üni. Dil ve Tarih-Coğrafya Fak. 60. Yıl Armağanı, 179-187, Ankara.
- Erol, O. 1992. Çanakkale yöreninin jeomorfolojisi ve tektoniği. *T.P.J.D. Bült.*, 4(1), 147-165.
- Erol, O. ve Çetin, O. 1995. *Marmara Denizi'ni Geç Miyosen-Holosen'deki evrimi*. *İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi*, (Ed. Meriç, E.), 314-341, İstanbul.
- Hatta, A. and Ujiie, H. 1992. Benthic foraminifera from Coral Sea between Ishigaki and Iriomote Islands. Southern Ryukyu Island arc, northwestern Pacific. *Bulletin of Science, University of the Ryukyus*, 54, 163-287.
- Hayward, B. W., Grenfell, H. R., Reid, C. M., and Hayward, K. A. 1999. Recent New Zealand shallow-water benthic foraminifera: Taxonomy, ecologic distribution, biogeography, and use in paleoenvironmental assessment. *Institut Geological & Nuclear Sciences monograph*, 21, 258 p., New Zealand.
- Hem, J. D. 1965. *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water*. U. S. Government Printing Office, 269 p., Washington.
- Herman, Y. 1989. *Late Quaternary*

**EDREMIT KÖRFEZİ'NDEKİ İKİ FARKLI GÜNCEL FORAMİNİFER TOPLULUĞU İLE
KİMYASAL ORTAM KOŞULLARI HAKKINDA BAZI GÖRÜŞLER**

- paleooceanography of the Eastern Mediterranean, the deep-sea record.* *Marine Geology*, 87, 1-4.
- Hottinger, L., Halicz, E. and Reiss, Z.* 1993. *Recent foraminifera from the Gulf of Aqaba, Red Sea.* Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Academia Scientiarum et Artium Slovenica. 179 p., 230 pls., Ljubljana.
- Kraft, J.C., Kayan, I. and Erol, O.* 1980. *Geographic reconstructions in the environs of ancient Troy.* *Science*, 209, 776-782.
- Kurter, A.* 1988. *Gökçeada jeomorfolojisi.* İ.Ü. Deniz Bilimleri ve Coğrafya Ens. Raporu, 47-60.
- Loeblich, Jr. A. R. and Tappan, H.* 1994. *Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea.* Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication No:31, 663 p., 630 pls.
- Mascle, J. and Martin, L.* 1990. *Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles.* *Marine Geology*, 97, 271-299.
- Meriç, E., 1986, Deniz dibi termal kaynaklarının canlı yaşamına etkisi hakkında güncel bir örnek (İlica-Çeşme-İzmir).* T. J. K. Bült., 29 (2), 17-21.
- Meriç, E. ve Avşar, N.* 2000. *Deniz diperindeki aktif fayların belirlenmesinde bentik foraminiferlerin önemi.* Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM-2000), 198-205, İzmir.
- Meriç, E. and Avşar, N.* 2001. *Benthic foraminiferal fauna of Gökçeada Island (Northern Aegean Sea) and its local variations.* *Acta Adriat.*, 42 (1), 125-150.
- Meriç, E., Yanko, V. ve Avşar, N.* 1995a. *İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası.* *İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi* (Ed. Meriç, E.), 105-151, İstanbul.
- Meriç, E., Yanko, V. ve Avşar, N., Nazik, A. ve Koral, H.* 1995b. *Kuvaterner döneminde Akdeniz ile Marmara Denizi arasındaki deniz bağlantıları.* *İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi*, (Ed. Meriç, E.), 285-293, İstanbul.
- Meriç, E., Avşar, N. ve Nazik, A.* 2002 a. *Bozcaada (Kuzey Ege Denizi) bentik foraminifer ve ostrakod faunası ile bu toplulukta gözlenen yerel değişimler.* Ç. Ü. Yerbilimleri, 40 40-41, 97-119., Adana.
- Meriç, E., Avşar, N. ve Bergin, F.* 2002 b. *Midilli Adası (Kuzey Ege Denizi) bentik foraminifer topluluğu ve bu toplulukta gözlenen yerel değişimler.* Ç. Ü. Yerbilimleri, 40-41, 177-193, Adana.
- Meriç, E., Avşar, N., Nazik, A., Eryılmaz, M. ve Eryılmaz-Yücesoy, F.* 2003. *Saros Körfezi'nin (Kuzey Ege Denizi) bentik ve planktik foraminifer toplulukları ile çökel dağılımı.* H. Ü. Yerbilimleri, 28 (Basım aşamasında), Ankara.
- Piper, A.M., 1953. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses.* US Geo. Survey, Groundwater Note 12.
- Sgarella, F. and Moncharmont-Zei, M.* 1993. *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy), systematic and autoecology.* *Bulletino della Società Paleontologica Italiana*, 32 (2), 145-264.
- Stanley, D.J. and Blanpied, C.* 1980.

- Late Quaternary water exchange between the Eastern Mediterranean and the Black Sea.* *Nature*, 285, 537-541.
- Şaroğlu, F., Ölmez, E. ve Kahraman, S., 2003, Çanakkale-Tuzla jeotermal alanının aktif tektoniği ve jeotermal sistem ile ilişkisi. 56.Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 171-172, Ankara.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. 1981. Thethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Thiermann, F., Akoumianaki, I., Hughes, J. A. and Giere, O. 1997. Benthic fauna of a shallow - water gaseohydrothermal vent area in the Aegean Sea (Milos, Greece). *Marine Biology*, 128 (1), 149-159.
- Tutkun, S.Z. ve Kürçer, A., 2003. Etili-Ezine arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun neotektonik özellikleri. Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 10. Yıl Sempozyumu, 15-18 Ekim 2003, Bildiri Özleri Kitabı, s.12, Mersin.
- Türkiye Maden Suları, Marmara Bölgesi, 2. 1974. İ. Ü. Tıp Fakültesi Hidroklimatoloji Kürsüsü, 213 s.
- Varnavas, S. P., Halbach, P., Halbach, M., Panagiotaras, D., Rahders, E. and Hubner, A. 1999. Characterization of hydrothermal fields and hydrothermal evolution in the Hellenic Volcanic Arc. International conference Oceanography of the eastern Mediterranean and Black Sea. 23 to 26 February 1999, Athens, Greece, Abstracts, p. 343.
- Yaltrak, C. 1995. Gelibolu Yarımadası'nda Pliyo-Kuvaterner sedimentasyonunu denetleyen tektonik mekanizma. *Nezihî Canitez Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, 103-106.
- Yılmaz, Y. 1990. An approach to the origin of young volcanic rocks of Western Turkey. *Tectonic evolution of the Thethyan region*, (Ed. Şengör, A.M.C.), Kluwer Academic Publication, 159-189.
- Yılmaz, Y. and Karacık, Z., 2001. Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens, In: (Ed. Bozkurt, E.), *Neotectonics of Turkey*, Geodin. ACTA Spec. Publ. 14, 31-43.

ANAMUR (MERSİN) KUZEYDOĞUSUNUN TEKTONO-STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Erol ÖZER, Hayati KOÇ, Kemal ZORLU, Abdullah ALTUNCU

Mersin Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye

ÖZET: *Orta Toroslar'ın güney kesiminde, Anamur-Bozyazı (Mersin) arasında, stratigrafi, tektonizma ve metamorfizma özelliklerini açısından farklı özellikler sunan, birbirleriyle tektonik ilişkili birlilikler yer almaktadır. Bu birlilikler Alanya tektonik birliği ve Bozyazı napı olarak tanımlanmıştır. Alanya tektonik birliğinin en alt birimini, Permiyen ve öncesi yaşılı metamorfik kayaçlardan ibaret Bağlıca formasyonu oluşturur. Bu birim uyumlu olarak tamamı kristalize kireçtaşlarından oluşan Üst Permiyen yaşılı Pınarlık formasyonu örter. Metamorfik birimler açısal uyumsuzlukla Üst Kretase yaşı tümüyle çört yumrulu kireçtaşlarından oluşan Akçaldağ formasyonu tarafından üzerlenir. Bu birim de Üst Paleosen-Eosen yaşılı meta kırıntıları ve kristalize kireçtaşları ile temsil edilen Anamur formasyonu tarafından açısal uyumsuzlukla örtülmektedir. Alanya tektonik birliği üzerinde bindirmeli tektonik dokanakla yeralan Bozyazı napı, Üst Devoniyen yaşılı, kırıntılı ve karbonat ardisıklı Gölboğazı formasyonu ile başlamaktadır. Kuvars kumtaşı arakanaklı, bol foraminiferli, Mizzia'lı kireçtaşlarından oluşan Üst Permiyen yaşılı Dumlugöze formasyonu alttaki birimi açısal uyumsuzlukla üzerlemektedir. Kırıntıllardan oluşan Triyas yaşılı Göktepe formasyonu ise Dumlugöze formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir. Bozyazı napının en genç birmi, tümüyle karbonatlardan oluşan Jura-Alt Kretase yaşılı Çakozdağı formasyonudur.*

TECTONO-STRATIGRAPHIC PROPERTIES OF THE NORTHEASTERN PART OF ANAMUR (MERSİN) AREA

ABSTRACT: *The Alanya tectonic unit and Bozyazı nappe are in contact with each other in the Anamur area. These units show different properties in terms of stratigraphy, tectonism and metamorphism. Bağlıca formation consisting of Permian and Pre-Permian metamorphic rocks forms the oldest unit of Alanya tectonic unit. Upper Permian Pınarlık formation consisting of crystalline limestones overlies this unit conformably. Upper Cretaceous Akçaldağ formation consisting totally of cherty nodular limestones overlies these metamorphic rocks with an angular unconformity. This unit is also overlain by the Anamur formation represented by Upper Palaeocene-Eocene metaclastics and crystalline limestones with an angular unconformity. The Bozyazı nappe tectonically overlies Alanya tectonic unit and begins with Upper*

Devonian Gölboğazı formation consisting of clastic and carbonate alternations. The Upper Permian Dumlugöze formation which is composed of limestones and quartz-sandstone intercalatings, bearing abundant foraminifera and Mizzia, overlies the Gölboğazı formation with an angular unconformity. The Triassic Göktepe formation which is composed of clastics overlies the Dumlugöze formation with an angular unconformity. The youngest unit of the allochthonous sheet is the Jurassic-Lower Cretaceous Çakozdağı formation represented by a thick neritic carbonates sequence.

1. GİRİŞ

Orta Toroslarda yapılan bir çok araştırmada aynı havza ürünü olduğu düşünülen, birbirleriyle eş yaşılı, fakat tektonik olarak üstüste gelmiş nap dilimlerinden oluşan birlüklerin varlığından söz edilmektedir (Özgül 1976, 1984, Özgül ve diğ. 1997, Demirtaşlı 1984, Demirtaşlı ve diğ. 1986, Öztürk ve diğ. 1991). Geyikdağı, Aladağ ve Bolkar Dağı birlükleri olarak tanımlanan bu birlükler, Orta ve Doğu Toroslarda Paleozoyik ve Mesozoyik süresince çökelmiş, Geç Kretase döneminde başlayan hareketlere bağlı olarak birbirleriyle tektonik dokanaklar kazanmış kırıntılı ve karbonatlı kayaçlardan oluşmaktadır. Çalışma alanını da içeren Anamur-Alanya arası kesimi, Orta Toroslarda yer alan bu birlüklerin genellikle metamorfik kökenli birlüklerle yanyana geldiği bir bölgeyi oluşturmaktadır. Alanya-Anamur civarında gözlenen bu metamorfik birlik Alanya birliği olarak adlandırılmaktadır (Özgül 1976).

Baydar ve diğ. (1970), Anamur-Bozyazı yöresinde yaptıkları çalışmada, birbirleri ile tektonik ilişkili iki farklı çökelme ortamını karakterize eden birimler saptamışlardır. Araştırcılar

bindirme hattının altında kalan birimleri Anamur fasisi, üstteki birimleri ise Toros fasisi olarak adlandırmışlardır. Demirtaşlı (1984) bölgede yer alan Alanya birliği üzerine bindirmeli olarak gelen allokton istifin Hadim napına karşılık geldiğini belirtmektedir. Şengün (1986) inceleme alanının güneyinde yer alan Alanya birlüğünün Gondwana'nın Pan-Afrikan temelinin karşılığı olduğu düşünülen Pre-Kambriyen bir temel ile Paleozoyik-Mesozoyik yaşılı bir metasedimenter örtüden oluştuğunu belirtir.

Anamur kuzeydoğusunda yer alan birimlerin tektono-stratigrafik incelemesini içeren bu çalışmada, Baydar ve diğ. (1970), Demirtaşlı (1984) ve Şengün (1986) tarafından farklı isimler altında incelenmiş, birbirleriyle tektonik ilişkili olarak gözlenen metamorfik özellikli Alanya tektonik birliği ve bu bireme üzerindeki kırıntılı ve karbonatlı istiflerden oluşan Bozyazı napının stratigrafik ve tektonik özelliklerinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

2. STRATİGRAFİ

Çalışma alanı içerisinde farklı kayatürü, yaş ve oluşum koşulları özelliklerine sahip iki ayrı tektono-

stratigrafik birlik saptanmıştır (Şekil 1). Biri diğerini tektonik olarak üzerleyen bu iki istiften alta yer alanı ve önceki çalışmalarında (Özgül, 1976; 1984; Demirtaşlı, 1984; Şengün, 1986; Öztürk ve diğ., 1991) Alanya birliği olarak tanımlanan istif, diğer birliliklerle tektonik dokanaklara sahip olması nedeniyle, bu çalışmada tektono-stratigrafik bir tanımlamayla Alanya tektonik birliği olarak adlandırılmıştır. Alanya tektonik birliği üzerine bindirmeli olarak gelen istif ise daha önceki çalışmalarında (Demirtaşlı, 1984; Demirtaşlı ve diğ., 1986; Öztürk ve diğ., 1991; 1995) ilk kez Özgül (1976) tarafından tanımlanan Aladağ birliği olarak ele alınmıştır. Ancak bu çalışmada bu birliğin Aladağ birliğinin (Özgül, 1976) genel stratigrafik ve litolojik özelliklerini taşımadığı belirlenmiştir. Birlik stratigrafik ve litolojik özelliklerini açısından tam olarak Geyikdağı birliğinin ayırtman özelliklerini de taşımamaktadır. Bu nedenle, istif bu çalışmada Bozyazı nayı olarak adlandırılmış ve incelenmiştir.

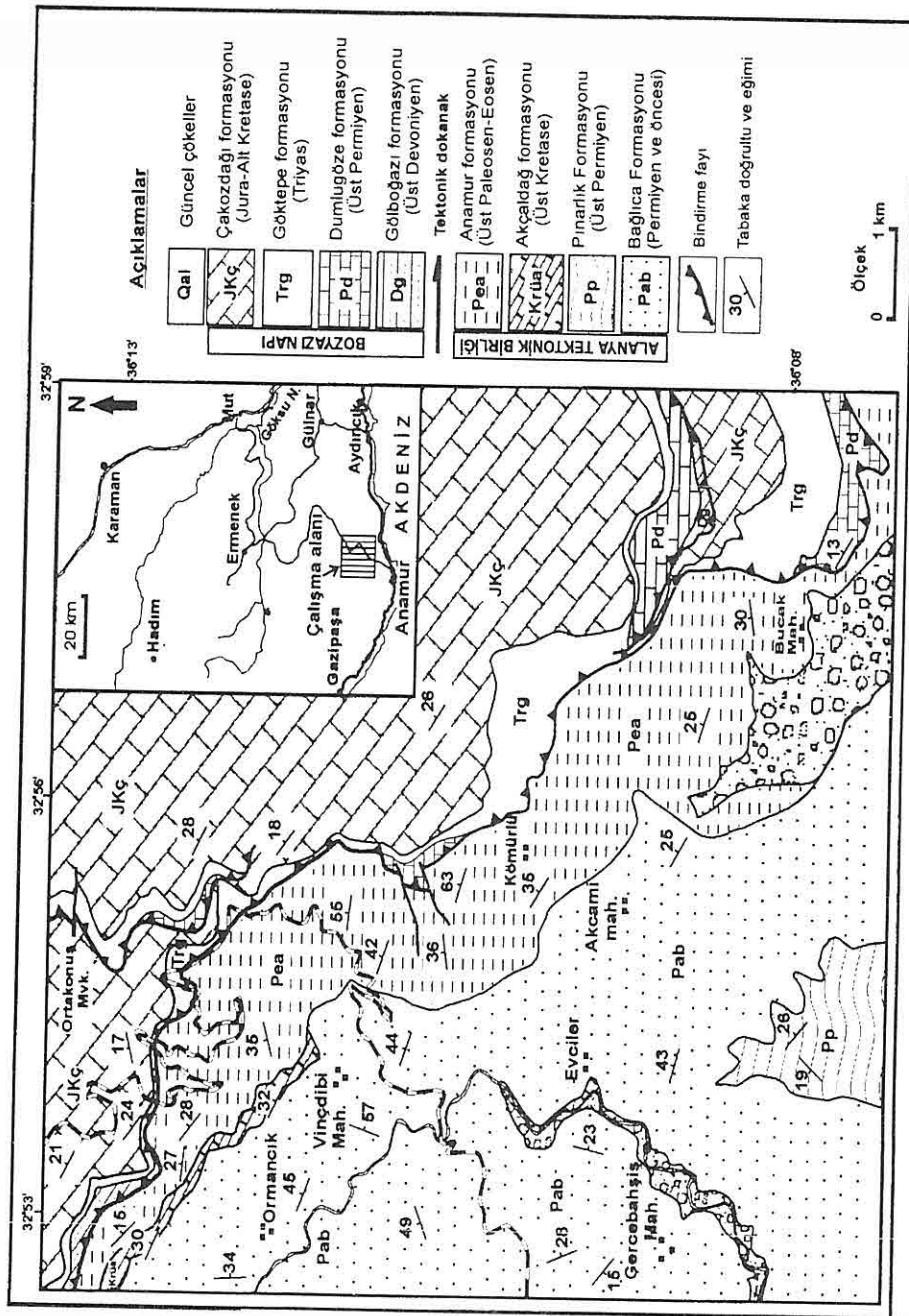
2.1. Alanya Tektonik Birliği

Çalışma alanının tabanını oluşturan birliğin alt sınırı gözlenmemekte olup, üstten Bozyazı nayı tarafından bindirmeli tektonik dokanakla üzerlenmektedir. Birlik yaşlıdan gence doğru; Bağlıca formasyonu (Permiyen ve öncesi), Pınarlık formasyonu (Üst Permiyen), Akçaldağ formasyonu (Üst Kretase) ve Anamur formasyonu (Üst Paleosen-Eosen) olmak üzere dört formasyondan oluşmaktadır (Şekil 2).

2.1.1. Bağlıca formasyonu (Permiyen ve öncesi)

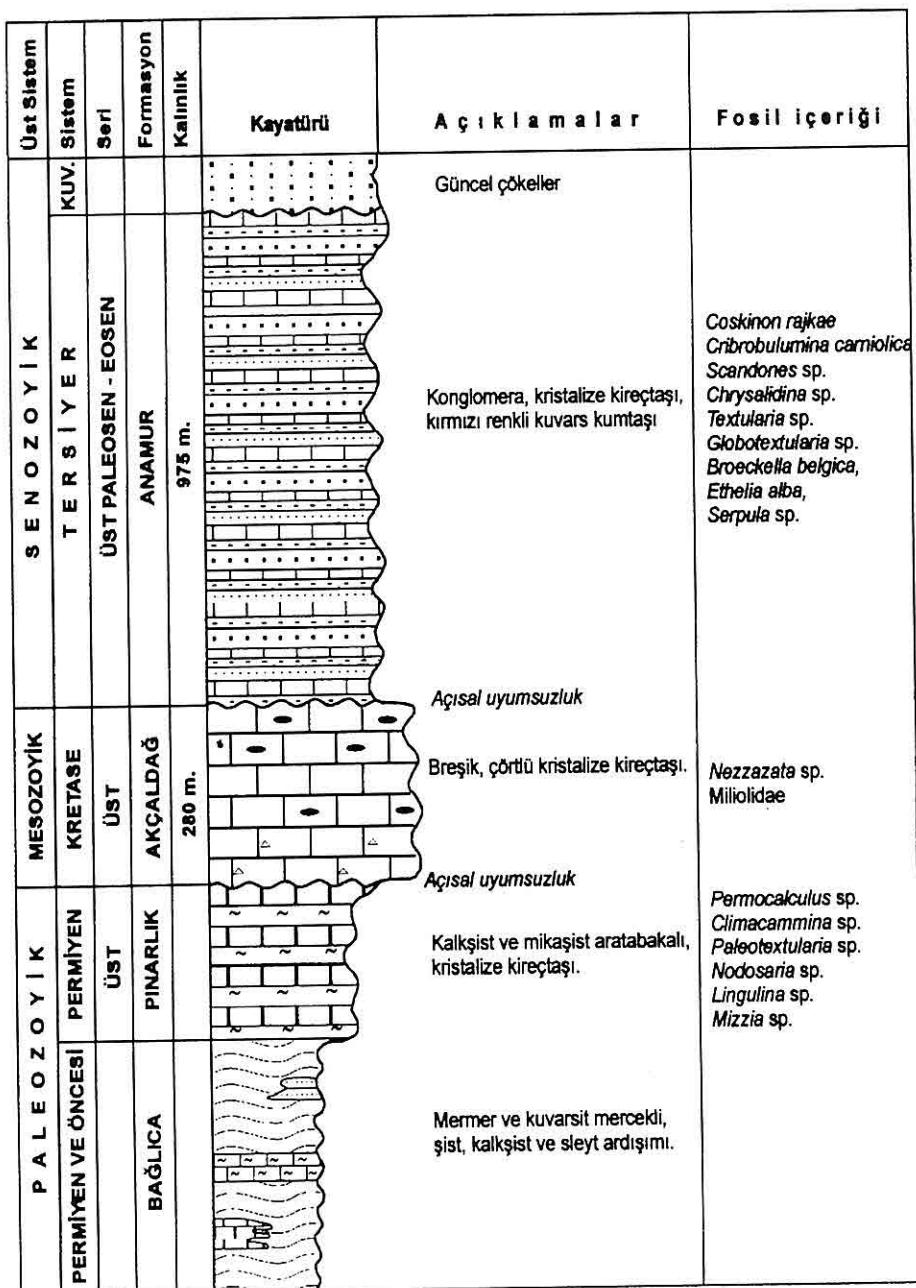
Başlıca kuvarsit ve mermer arakatkılı şist, fillit, sleyt ve kalkıştlerden oluşan birimin adı, Gazipaşa (Antalya) yöresinde çalışan Ulu (1989)' dan alınmıştır. Formasyon çalışma alanında Alanya tektonik birliğinin tabanını oluşturur. Alanya-Antalya çevresinde birimin karbonat-kırıntılı ardalanması ve ofiyolitlerden oluşan ve Özgül (1976) tarafından Antalya Birliği olarak tanımlanan birlik üzerine tektonik dokanakla geldiği belirtilmektedir (Özgül 1976, Ulu 1989, Şengün 1986, Öztürk ve diğ. 1991). Formasyon üstten Üst Permiyen yaşlı Pınarlık formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülü. Pınarlık formasyonunun aşındığı alanlarda ise bazen Üst Kretase yaşlı Akçaldağ formasyonu bazen de Üst Paleosen-Eosen yaşlı Anamur formasyonu tarafından aşısal uyumsuzla örtülmektedir (Şekil 1).

Bağlıca formasyonu, yeşilimsi gri ve sarımsı renkli şist, yeşilimsi renkli fillit, yeşilimsi gri renkli sleyt ve ince-orta tabakalı koyu gri renkli kalkıştlerden oluşmaktadır. Şistler grano-lepidoblastik ve lepidoblastik dokulu kuvars-muskovit şist, kuvars-klorit şist, kuvars-mika-klorit şistidir. Yanal yönde fillit, sleyt, kuvarsit ve mermerlere geçiş gösterirler. Fillitler ve sleytler lepidoblastik dokulu olup, ana mineral olarak kuvars, klorit, serizit içerirler. Kalkıştler şist ve fillitler arasında mercek ve araseviyeler halinde bulunurlar. Granoblastik dokulu ve başlıca kalsit, az oranlarda kuvars, klorit, muskovit ve plajiyoklazdan yapılidir. Bu seviyeler arasında aşınmaya karşı dirençli



Sekil 1. Çalışma alanının yer bulduru ve jeoloji haritası.

ANAMUR (MERSİN) KUZEYDOĞUSUNUN TEKTONO-STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ



Şekil 2. Alanya tektonik birliğinin gerelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

ve topografik yükseltiler oluşturan, açık renkli kuvarsit ve mermer merceklerine rastlanır.

İnceleme alanı içerisinde birime yaş verebilecek fosil bulgularına rastlanılmamıştır. Önceki çalışmalarında formasyonun yaşıının paleontolojik verilerle Permiyen ve öncesi olduğu belirtilmektedir (Peyronnet 1971, Baydar ve diğ. 1970, Ulu 1989). Formasyonu oluşturan kayaçların litolojik özellikleri bunların ilksel kayaçlarının kırıntılı ve karbonatlı çökel ardışımından olduğunu göstermektedir. Bu nedenle çökelme ortamı için sığ şelf alanı yorumu yapılabilir.

2.1.2. Pınarlık formasyonu

(Üst Permiyen)

Başlıca kristalize kireçtaşlarından oluşan birim Gazipaşa-Alanya yöresinde çalışan Ulu (1989) tarafından adlandırılmıştır. Birim alttan Bağlıca formasyonu üzerine uyumlu olarak gelip, çalışma alanında herhangi bir birim tarafından üstlenmemektedir (Şekil 1). Ancak çalışma alanı dışında, Üst Kretase yaşı Akçaldağ formasyonu ve Üst Paleosen-Eosen yaşı Anamur formasyonu tarafından açısal uyumsuzla örtüldüğü belirtilmektedir (Baydar ve diğ. 1970, Demirtaşlı ve diğ. 1987, Ulu 1989).

Formasyon, genel olarak kristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. En altta ayırtma yüzeyi mavi-akıç mavi, taze kırık yüzeyi koyu gri renkli, kalın tabakalı, bol kalsit damarlı, kristalize ve yer yer dolomitik kireçtaşlarıyla başlar. Üstte doğru kalksist ve mikaşist ara seviyeleri

içeren kristalize kireçtaşlarıyla devam eder. Mikaşistler yeşil-kahve renkli ve sarımsı renklerde, ince-orta yapraklılmalıdır. Kalksistler gri renkli ve ince tabakalıdır. Birimin en üst seviyeleri koyu gri renkli, kalın tabakalı kalsit damarlı, kuvarsit mercekleri içeren kristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır.

İnceleme alanında metamorfizmanın kayaçların ilksel yapısını tamamen bozduğu için birime yaş verebilecek fosil bulgusuna rastlanılmamıştır. Baydar ve diğ. (1970), yakın bölgede yaptığı çalışmada aynı birim içerisinde *Permocalculus* sp., *Pseudofusulina* sp., *Climacammina* sp., *Paleotextularia* sp., *Nodosaria* sp., *Lingulina* sp., *Mizzia* sp. fosillerini bulmuştur. Bu fosiller birimin Üst Permiyen yaşı olduğunu göstermektedir. Formasyonun litolojik özellikleri, ilksel kayaçların genelde karbonatlı çökellerden olduğunu gösterir. Bu özellik birimin sığ bir karbonat platformunda çökeldiğini, karbonatlar arasında gözlenen kuvarsit ve mikaşist seviyeleri ortamın zaman zaman daha da sığlaştığını göstermektedir.

2.1.3. Akçaldağ formasyonu

(Üst Kretase)

Çört yumrulu kireçtaşlarıyla temsil edilen Akçaldağ formasyonu, Gazipaşa yöresinde çalışan Ulu (1989) tarafından tanımlanmış ve adlandırılmıştır. Çalışma alanında Bağlıca formasyonu (Permiyen ve öncesi) üzerine açısal uyumsuzlukla gelen birim, Üst Paleosen-Eosen yaşı Anamur formasyonu tarafından açısal uyumsuzlukla üzerlenmektedir (Şekil 1).

ANAMUR (MERSİN) KUZEYDOĞUSUNUN TEKTONO-STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Gri renkli, sert, breşik kireçtaşlarıyla başlayan birim, koyu mavi-mavi renkli, sert ve yer yer çörtlü kireçtaşlarıyla temsil edilmektedir (çakıllar koyu gri-siyah renkli ve köşelidir). Bu çalışmada formasyona kesin yaş verebilecek herhangi bir fosil bulgusuna rastlanılmamıştır. Ancak birim içerisinde sadece *Nezzazata* sp. ve *Miliolidae* fosilleri gözlenmiştir. Bölgede yapılan önceki çalışmalarla, benzer litolojideki birimler içerisinde *Globotruncana* sp., *Globigerina cretacea* ve *Pseudotextularia* sp. fosilleri belirlenmiştir (Blumenthal, 1942). Bu verilere ve stratigrafik konumuna göre birimin yaşıının Üst Kretase olduğu düşünülmektedir. Formasyonun litolojik özellikleri başlangıçta yamaç önü-şelf kenarı ortamını ve daha sonra derin şelf ortamına geçiş olduğunu göstermektedir.

2.1.4. Anamur formasyonu

(Üst Paleosen-Eosen)

Çalışma alanında konglomera, kumtaşı, marn, kireçtaşı ardalanmasından oluşan birim, ilk kez Demirtaşlı (1984) tarafından adlandırılmıştır. İnceleme alanında birim Üst Permiyen yaşılı Pınarlık ve Üst Kretase yaşı Akçaldağ formasyonlarını açısal uyumsuzlukla überlemektedir. Formasyon üstten Bozyazı napının farklı yaşlardaki birimleri tarafından tektonik olarak örtülmektedir (Şekil 1).

Anamur formasyonu konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Konglomera çakılları az köşeli, orta-iyi yuvarlak ve kötü boyanmalı olup,

Pınarlık formasyonundan türemiş kristalize kireçtaşları ile az miktarda şist ve fillit çakılları içermektedir. Taban konglomerası üzerine pembe-kırmızı renkli, orta-kalın tabakalı, az killi, yer yer kloritli mikritik kireçtaşları yer alır. Birim üste doğru yer yer konglomeralarla ardalanınan açık yeşil-sarımsı renkli, ince-orta tabakalı marn, kırmızı renkli, orta-kalın tabakalı, yer yer çapraz katmanlanmalı kuvarsitik kumtaşlarıyla devam eder. Üst seviyeleri sarımsı renkli şeyl, açık yeşil-kırmızı renkli, ince-orta tabakalı kumtaşı, sarımsı renkli, ince-orta tabakalı marn ve koyu gri renkli, sert, masif kireçtaşı ardalanmasıyla son bulmaktadır.

İnceleme alanında kireçtaşlarından alınan örneklerde, *Coskinon rajkae*, *Cribrobulimina carniolica*, *Scandonea* sp., *Chrysalidina* sp., *Textularia* sp., *Globotextularia* sp. türü foraminiferler ve *Broeckella belgica*, *Ethelia alba*, *Serpula* sp. türü algler tayin edilmiştir. Bu fosillere göre formasyonun yaşı Üst Paleosen-Eosen olarak belirlenmiştir. Anamur formasyonunu oluşturan birimlerin litolojik özellikleri ve mikrofauna içeriği yüksek enerjili bir şelf ortamını yansımaktadır. Derinliğin artığı dönemlerde karbonatlar, azaldığı dönemlerde ise kırintılı kayaçlar çökelmanış olmalıdır. Deniz seviyesindeki düşмелere bağlı olarak da çakıltası seviyeleri çökelmıştır.

2.2. Bozyazı Napi

Alanya tektonik birliğini bindirmeli olarak üzerleyen ve ilk kez bu çalışmada

Bozyazı napı olarak adlandırılan istif 4 formasyondan oluşmaktadır. Bu formasyonlar yaşıdan gence doğru; Gölboğazı formasyonu (Üst Devoniyen), Dumlugöze formasyonu (Üst Permiyen), Göktepe formasyonu (Triyas) ve Çakozdağı formasyonu (Jura-Alt Kretase)'dur (Şekil 3).

2.2.1. Gölboğazı formasyonu (Üst Devoniyen)

Başlıca kuvarsit, kireçtaşı ve kumtaşından oluşan birimin adı, Hadim (Konya) yöresinde çalışan Özgül 1997'den alınmıştır. Formasyon çalışma alanında Bozyazı napının tabanını oluşturmaktadır, Alanya tektonik birligine ait farklı birimler üzerine tektonik dokanakla gelmektedir. Birim Üst Permiyen yaşlı Dumlugöze formasyonu tarafından açısal uyumsuzlukla örtülüdür (Şekil 3).

Gölboğazı formasyonu; kireçtaşı mercekleri içeren kuvarsit ve kumtaşı ardalanmasından oluşur. Kumtaşları orta-kalın, yer yer çapraz tabakalıdır. Kuvarsitler kahverengimsi-krem renkli, kalın tabakalıdır. Mercekler halinde bulunan kireçtaşlarının ayrışma yüzeyleri açık mavi, taze yüzeyleri koyu mavi renktedir.

Bu çalışmada kireçtaşı merceklerinde *Umbellina* sp., brakiyopodlardan *Cyrtospirifer* sp., *Thamnopora* sp., *Leptaena* sp., mercanlardan *Disphyllum* sp., *Hexagonaria* sp., *Alveolites* sp., Tentaculites, gastropoda, tüpsü algler ve echinid kırıntıları tanıtılmıştır. Bu fosillerle birime Üst Devoniyen yaşı

190

verilmiştir. Gölboğazı formasyonunun fosil içeriği ve fasiyes özellikleri birimin değişken enerjili bir şelf ortamında çökeldiğini gösterir.

2.2.2. Dumlugöze formasyonu (Üst Permiyen)

Kuvarsit arakatkılı kireçtaşlarından oluşan birimin adı, Ermeneğiz'in batısında çalışan Demirtaşlı ve diğ. (1979)' dan alınmıştır. Formasyon çalışma alanında Üst Devoniyen yaşlı Gölboğazı formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir. Coğu yerde ise Alanya tektonik birligine ait Üst Paleosen-Eosen yaşlı Anamur formasyonu üzerine tektonik olarak oturur. Birim üstten Triyas yaşlı Göktepe formasyonu tarafından açısal uyumsuzlukla üzerlenmektedir (Şekil 3).

Formasyon kuvarsit arakatkılı kireçtaşlarından oluşmaktadır. Kireçtaşları ayırtma yüzeyi açık mavi, taze kırık yüzeyi koyu mavi-koyu gri renkli olup, orta-kalın tabakalıdır. Kuvarsit seviyeleri morumsu renkte, orta-kalın tabakalı ve sert yapılidir. Kireçtaşları genelde biyomikrit mikrofasiyesinde olup, bol miktarda alg ve foraminifer içermektedir.

İnceleme alanında formasyonun kireçtaşı seviyelerinden alınan örneklerde *Hemigordius permicus*, *Pseudovermiporella* sp., *Geinitzina* sp., *Pachyphloia* sp., *Sichotonella* sp., *Mizzia velebitina*, *Gymnocodium* sp., *Permocalculus* sp. fosilleri tanıtılmıştır. Bu fosillere göre formasyonun yaşı Üst Permiyen olarak belirlenmiştir. Formasyonu oluşturan litolojilerin fasiyes

ANAMUR (MERSİN) KUZEYDOĞUSUNUN TEKTONO-STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Üst Sistem		Sistem		Formasyon		Kalınlık	Kayatürü	Açıklamalar	Fosil içeriği
P A L E O Z O Y I K	M E S O Z O Y I K	DEVONİYEN	PERMİYEN	JURA - ALT KRETASE	ÇAKÖZDAĞI				
ÜST	ÜST				GÖKTPE	375 m.			
GÖLBOĞAZI	DÜMLÜGÖZE				ÇAKÖZDAĞI	1250 m.	Oolitik kireçtaşı		<i>Siphovalvulina</i> sp. <i>Everticyclammina</i> sp. <i>Pseudocyclammina</i> sp. <i>Valvulina</i> sp. <i>Glomospira</i> sp. <i>Aeolisaccus</i> sp. <i>Nodosaria</i> sp. <i>Textularia</i> sp. <i>Theumetoporella parvovesiculifera</i> <i>Cayeuxia</i> sp.
325 m.	380 m.						Kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı		
							Uyumsuzluk		
							Konglomera, kumtaşı, mikritik kireçtaşı.		<i>Cyclogrya mahajeri</i> <i>Glomospira</i> sp. <i>Glomospirella</i> sp. <i>Involutina</i> sp. <i>Endothyra</i> sp. <i>Naticella</i> sp.
							Açışal uyumsuzluk		<i>Hemigordius permicus</i> <i>Pseudovermiporella</i> sp. <i>Geinitzina</i> sp. <i>Pachyphylia</i> sp. <i>Sichotinella</i> sp. <i>Mizizia velebitana</i> <i>Gymnocodium</i> sp. <i>Pemocalculus</i> sp.
							Açışal uyumsuzluk		<i>Umbellina</i> sp. <i>Cyrtospirifer</i> sp. <i>Thamnopora</i> sp. <i>Leptaena</i> sp. <i>Disphyllum</i> sp. <i>Hexagonaria</i> sp. <i>Alveolites</i> sp. <i>Tentaculites</i>
							Resifal kireçtaşı, çapraz tabaklı kumtaşı		

Şekil 3. Bozyazı napının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

özellikleri, tüm seviyelerde gözlenen Mizzia ve diğer alglerin bolluğu, çökelme ortamının düşük enerjili resif ardı, lagünel bir ortam olduğunu göstermektedir. İnce düzeyler halinde gözlenen kuvarsitler ise zaman zaman enerji düzeyinin yükselmesine paralel olarak ortama kıritılı gereç gelimini göstermektedir.

2.2.3. Göktepe formasyonu (Triyas)

Konglomera, kumtaşı, marn ve kireçtaşrı ardalanmasından oluşan birimin adı, Ermenek batısında çalışan Demirtaşlı ve diğ. (1986)'dan alınmıştır. Formasyon çalışma alanında Üst Permiyen yaşı Dumlugöze formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir. Tektonizmaya bağlı olarak da Alanya tektonik birliğine ait Üst Paleosen-Eosen yaşı Anamur formasyonunu bindirmeli olarak üzerler (Şekil 1). Birim, Jura-Alt Kretase yaşı Çakozdağı formasyonu tarafından açısal uyumsuzlukla örtülmektedir.

Göktepe formasyonu, kırmızı renkli, orta-kalın tabakalı, taban konglomerası ile başlamakta, sarı renkli, ince-orta tabakalı killi kireçtaşı-marn, kırmızı renkli kumtaşı, konglomera ve gri renkli, ince-orta tabakalı, sert mikritik kireçtaşrı ardalanmasıyla devam etmektedir. Formasyonun üst seviyeleri açık sarı-kahverengi kumtaşı, sarı-gri renkli marn ve kireçtaşından oluşmaktadır.

Bu çalışmada birime yaş verebilecek fosil bulgusuna rastlanılmamıştır. Sadece konglomera çakıllarında Üst Permiyen yaşı veren mikrofosiller bulunmuştur. Demirtaşlı ve diğ. (1986) formasyonun tip yerinde Triyas yaşı veren su fosilleri

bulmuştur. *Naticella* sp., *Cyclogryra mahajeri*, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Involutina* sp. ve *Endothyra* sp. Bu verilere göre formasyonun yaşı Triyas olarak belirlenmiştir.

Göktepe formasyonunun kırmızı renkli konglomera ve kumtaşı seviyeleri karasal bir ortamı temsil etmektedir. Bunlarla ardalanmalı olarak gözlenen killi kireçtaşı, kireçtaşı ve marn seviyelerinin litofasiyes özellikleri ise sıg şelf ortamını temsil etmektedir. Bu da Triyas'da bölgede değişken enerjili, sıg şelf ortamının hüküm sürdüğünü göstermektedir.

2.2.4. Çakozdağı formasyonu (Jura-Alt Kretase)

Tamamen karbonat kayalardan ibaret olan formasyon Demirtaşlı (1976) tarafından adlandırılmıştır. Bu çalışmada da aynı adlandırma kullanılmıştır. Allokton birliğin en genç birimi olan bu formasyon, Triyas yaşı Göktepe formasyonunu uyumsuzlukla überlemektedir.

Çakozdağı formasyonu alta pembe-gri renkli, orta-kalın tabakalı dolomitik kireçtaşı ve dolomitlerden oluşur. Dolomiteşmenin az geliştiği seviyelerde kireçtaşları mikritik karakterdedir. Formasyonun üst kesimleri ise pembe, açık gri-gri renkli, orta-kalın tabakalı, oolitik kireçtaşlarından oluşur.

Birim içerisinde derlenen örneklerden *Siphovalvulina* sp., *Everticyclammina* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Valvulina* sp., *Glomospira* sp., *Aeolisaccus* sp., *Nodosaria* sp., *Textularia* sp., *Thaumatoporella paryovesiculifera*,

ANAMUR (MERSİN) KUZEYDOĞUSUNUN TEKTONO-STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Cayeuxia sp. fosilleri belirlenmiştir. Bu formlara göre Çakozdağı formasyonu Jura-Alt Kretase yaşıdadır. Formasyonu oluşturan birimlerin litolojik özellikleri ve mikrofossil içeriği düşük enerjili bir şelf ortamından yüksek enerjili bir şelf ortamına geçiş göstermektedir.

3. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Anamur kuzyedoğusunu içeren çalışma alanında birbirleri ile tektonik ilişkili Alanya tektonik birliği ve Bozyazı nayı olarak adlandırılan iki tektono-stratigrafik birim tanımlanmıştır.

Alanya tektonik birliğini bindirmeli dokanakla üzerleyen Bozyazı nayı, Üst Devoniyen-Kretase zaman aralığında çökelmiş, yer yer uyumsuzluklar içeren kırıntılı ve karbonatlı çökellerden oluşmaktadır. İstif litolojik ve stratigrafik özellikleri açısından Toros kuşağında tanımlanan birliklerden farklılıklar sunmaktadır. Bozyazı nayı ile oldukça yakın litolojik ve stratigrafik özellikler gösteren Aladağ birliği (Özgül, 1976) içerisinde birliği tanıtıçı kılavuz seviyeler olan fusulinli ve Girvanella'lı kireçtaşları nap içerisinde gözlenmemektedir. Ayrıca Aladağ birliği içerisinde Permiyen-Triyas geçisinin uyumlu olması ve bu istifte Alt Triyas'ı karakterize eden stromatoporidli kireçtaşı seviyelerinin Bozyazı nayı içerisinde gözlenmemesi belirgin farklılıkları oluşturmaktadır. Bozyazı napında Triyas yaşı Göktepe formasyonu Permiyen yaşı Dumluğöze formasyonu üzerinde uyumsuz olarak karasal kırıntıllarla başlamakta ve kırıntıllı karbonat ardalanması ile devam

etmektedir. Bu özellikleri ile Bozyazı nayı Aladağ birligidinden ayrılmaktadır. Bozyazı nayı önceki çalışmalararda (Özgül, 1976, 1984; Demirtaşlı, 1984) Geyikdağı birliği olarak tanımlanan istiften farklı olarak Üst Devoniyen öncesi birimleri içermemektedir. Ayrıca her iki istif içerisinde Triyas yaşı kayaçlar belirgin bir şekilde farklı fasiyesler sunmaktadır.

4. KATKI BELİRTME

Yazarlar Üst Paleozoyik ve Mesozoyik mikrofossil tayinlerini yapan Doç. Dr. Kemal Taşlı'ya ve Üst Paleosen-Eosen mikrofossil tayinlerini yapan Prof. Dr. Nurdan İnan'a teşekkür ederler.

5. KAYNAKLAR

Baydar, O., Erdoğan, B., Kengil, R., Korkmazer, B., Kaynar, A., Selim, M., 1970, Uçar- Teniste-Kaşyayla-Sazak-Bozyazı ve Anamur arasında kalan bölgenin jeolojisi, M.T.A. Rap., No:73, Ankara (yayınlanmamış).

Blumenthal, M.M., 1942, Cenubi Anadolu Toroslarının sahil sıradaglarında Silifke-Anamur arasındaki jeolojik incelemeler, M.T.A. Rap., No:2823, Ankara (yayınlanmamış).

Demirtaşlı, E., 1976. Toros Kuşağı'nın Petrol Potansiyeli. Türkiye 3. Petrol Kongresi, 39-52, Ankara.

Demirtaşlı, E., 1984, Stratigraphic and tectonic of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountains, in Geology of Taurus Belt, International Symposium, (Eds) Tekeli, O. and Göncüoğlu, C., M.T.A. Spec. Publ., 26-29 September, 101-118, Ankara, Turkey.

- Demirtaşlı, E., Gedik, İ. ve İmik, M., 1986. Ermenek Batısında, Göktepe-Dumlugöze ve Tepebaşı Arasında Kalan Bölgenin Jeolojisi. M.T.A. Rap., No:8753, Ankara (yayınlanmamış).
- Özgül, N., 1976. Toroslar'ın Temel Jeolojik Özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 19, 65-78.
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and Tectonic Evolution of the Central Taurides. Geology of the Taurus Belt, International Symposium, (Edited by Okan Tekeli and M. Cemal Göncüoğlu), 26-29 September, 77-99, Ankara-Turkey.
- Özgül, N., 1997. Bozkır-Hadım-Taşkent (Orta Toroslar'ın Kuzey Kesimi) Dolayında Yer Alan Tektono-Stratigrafik Birliklerin Stratigrafisi. M.T.A. Dergisi, 119, 113-174.
- Öztürk, E.M., Öcal, H., Taşkıran, A., Bulduk, A., Çelik, B., Metin, T., Keskin, Ö., Kadir, S., Değer, Z., Çatal, E., Keskin, A., Gökten, A., Hakyemez, A. ve Girgin, İ., 1991. Orta Toroslar'ın Jeolojisi. M.T.A. Rap., No:9301, Ankara (yayınlanmamış).
- Öztürk, E. M., Akdeniz, N., Bedi, Y., Sönmez, İ., Usta, D., Kuru, K. ve Erbay, G., 1995. Alanya napının stratigrafisine farklı bir yaklaşım, Türkiye Jeoloji Kurumu Bült., 10, 2-10, Ankara.
- Peyronnet, P., 1971, Alanya bölgesinin (Güney Toroslar) jeolojisi, metamorfik boksitin kökeni, M.T.A. dergisi, 76, 98-123, Ankara.
- Şengün, M., 1986, Alanya masifinin Jeolojisi, M.T.A. Rap., No: 9000, Ankara (yayınlanmamış).
- Şengün, M., 1995. Anadolu'nun jeotektonik evrimine ilişkin levha tektoniği yorumlarından seçilmiş bazı tartışmalı konulara eleştirel bir bakış. Türkiye Jeoloji Kurumu Bült., 10, 244-249.
- Ulu, Ü., 1989, Gazipaşa Bölgesinin Jeolojisi, Doktora tezi, İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul (yayınlanmamış).
- Ulu, Ü., 1983. Sugözü-Gazipaşa (Antalya) alanının jeoloji incelemesi. TMMOB Jeoloji Müh. Odası yayımı, 16, 3-7, Ankara.
- Ulu, Ü., 1986. Gazipaşa-Sugözü (Antalya) alanının jeolojisi. M.T.A. Rap., No:7965, Ankara (yayınlanmamış).

DURUHAN YÖRESİNÉ AİT PSEUDOCONOCARDIUM (MOLLUSCA -
ROSTROCONCHIA) CİNSİ VE ERKEN KARBONİFER
BRACHIOPOD FAUNASI (AYDINCIK-MERSİN)

Gonca NALCIOĞLU, Kemal TASLI

Me.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye

ÖZET : Bu çalışmada, Orta Toroslarda yer alan Duruhan Köyü (Aydincık-Mersin) civarındaki Dikenlidere Formasyonu'ndan bir stratigrafik kesit ölçümlü yapılmış, belirli seviyelerden toplanan brachiopod faunasıyla birlikte, literatürden az bilinen bir takson (*rostroconch*) bulunmuştur. Yapılan incelemeler bu makrofossilin *Mollusca* dalından *Rstroconchia* sınıfına ait olduğunu göstermiştir. Yalancı iki kapaklı olan, bilateral simetrik, önde bir açıklık ve arkada rostrum adı verilen yapılarla tanımlanabilen bu örnekler *Pseudoconocardium* cinsine dahil edilmiş ve tanımlanmıştır. Derlenen brachiopod faunasında ise 8 adet brachiopod cins ve türü belirlenmiştir. Bu cins ve türlerin stratigrafik dağılımına dayanarak çalışma alanındaki istifin Erken Karbonifer yaşı olduğu saptanmıştır. Aydincık ve Korucuk (Silifke) yöresinde incelenen Paleozoyik istiflerinde, Erken Karbonifer yaşı brachiopod faunasıyla birlikte bulunan bu ender takson, Anadolu'da Alt Karbonifer'i tanımk için klavuz fosil olarak kullanılabilir.

GENUS PSEUDOCONOCARDIUM (MOLLUSCA-ROSTROCONCHIA) AND
EARLY CARBONIFEROUS BRACHIOPODA FAUNA FROM
DURUHAN REGION (AYDINCIK-MERSİN)

ABSTRACT : In this study, an inadequately known taxon belonging to the class *Rstroconchia* (*Mollusca*) is discovered in association with the brachiopod fauna of the Dikenlidere Formation in the Duruhan area (Central Taurides). Stratigraphic distribution of these taxa indicates that the sequence in the study area is Early Carboniferous in age. The specimens of this taxon is characterized by pseudobivalve, bilaterally symmetric shells and by the structures such as so called rostrum in the front, an aperture in the back. Eight species and genera of brachiopods are identified and figured. This taxon occurs only in associating with brachiopoda fauna of Early Carboniferous age in the Aydincık and Korucuk (Silifke) areas. Thus, it can be used as a index fossil for distinguishing the Lower Carboniferous strata from other Paleozoic formations.

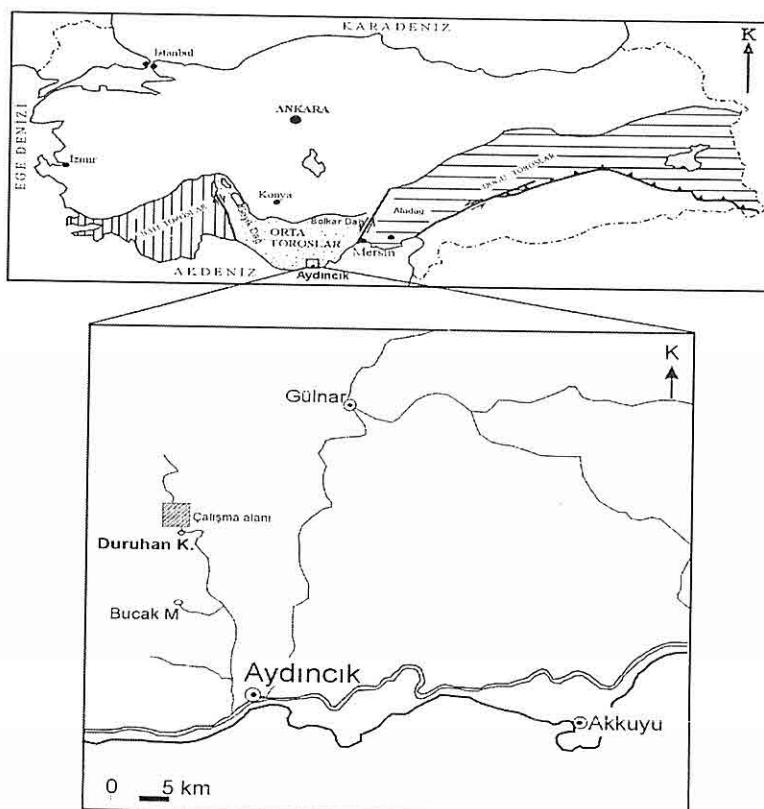
1. GİRİŞ

Orta Toroslar'ın stratigrafisi ve tektonizması Blumental (1960), Özgül (1971, 1976 ve 1984), Demirtaşlı (1984) ve Koç (1996, 2003) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu çalışmada ise, bölgede yer alan Duruhan (Aydincık-Mersin) Köyü'nde yüzeylenen ve Güvenç (1980) tarafından Dikenlidere Formasyonu olarak adlandırılan birimin alt seviyelerinden paleontolojik amaçlı ölçülu stratigrafik kesit alınmış, rostroconch, brachiopod, mercan ve crinoid içeren zengin bir fauna derlenmiştir.

Bu çalışmanın amacı, bu istiften elde edilen ve *Pseudoconocardium* cinsine dahil edilen rostroconch örneklerini ve birlikte bulunduğu brachiopod faunasını tanıtmak, bunların stratigrafik önemini tartışmaktadır.

2. KESİT YERİ VE LİTOLOJİK TANIMI

Çalışma alanı, Orta Toroslar'ın güneyinde, 1/25.000 ölçekli Silifke P30 c1 pastasında yer alan, Aydincık (Mersin) ilçesinin kuzeyindeki Duruhan Köyü civarındadır (Şekil 1).



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

DURUHAN YÖRESİNE AİT PSEUDOCONOCARDIUM (MOLLUSCA - ROSTROCONCHIA) CİNSİ VE ERKEN KARBONİFER BRACHIOPOD FAUNASI

Köyün kuzeydoğusunda yayılım gösteren Dikenlidere Formasyonu'nun alt ve üst dokanakları görülmemektedir. Güvenç (1980)'e göre formasyon, Gölboğazı Formasyonu'nu (Orta-Üst Devoniyen) uyumlu olarak üzerlemekte ve Dumlugöze Formasyonu (Permiyen) tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

Ölçülü kesit tabanda koyu gri-siyah renkli, ince tabaklı, yumuşak rölyefli bitümlü şeyllerle başlar. Yer yer marn ve ince killi kireçtaşı tabakaları ile ardalanmalı olan bu seviyeler bol miktarda brachiopod, mercan ve rostroconch içermektedir. Kalınlığı yaklaşık 150 m olan bu seviyeden üzerine, 30 m kalınlığında, daha seyrek olarak brachiopod, rostroconch, tekil mercan ve krinoid içeren sarı-gri renkli, orta-kalın tabaklı, yer yer kalsit damarlı kumlu kireçtaşları gelir ve kesit sona erer (Şekil 2).

3. DİKENLİDERE FORMASYONU'NUN ROSTROCONCHIA FAUNASI

Farklı görünümü ile dikkat çeken rostroconch örnekleri formasyonun özellikle bitümlü şeyl seviyelerinde daha bol olarak bulunmuştur. Toplam 9 adet olan örneklerden özellikle şeylli seviyelerden bulunanları oldukça bozulmuş ve kötü korunmuştur. Bütün örneklerde rostrum adı verilen yapı eksiktir. Bu nedenle ilk bakışta bir brachiopod veya pelecypoda benzetilebilir. Yapılan ayrıntılı incelemeler ile bu formların Mollusca dalının Rostroconchia

sınıfından *Pseudoconocardium ZAVODOWSKY* cinsi olduğu belirlenmiş ve tanımlaması yapılmıştır (Levha 1).

3.1. Rostroconchia Sınıfı Hakkında

Bilgiler

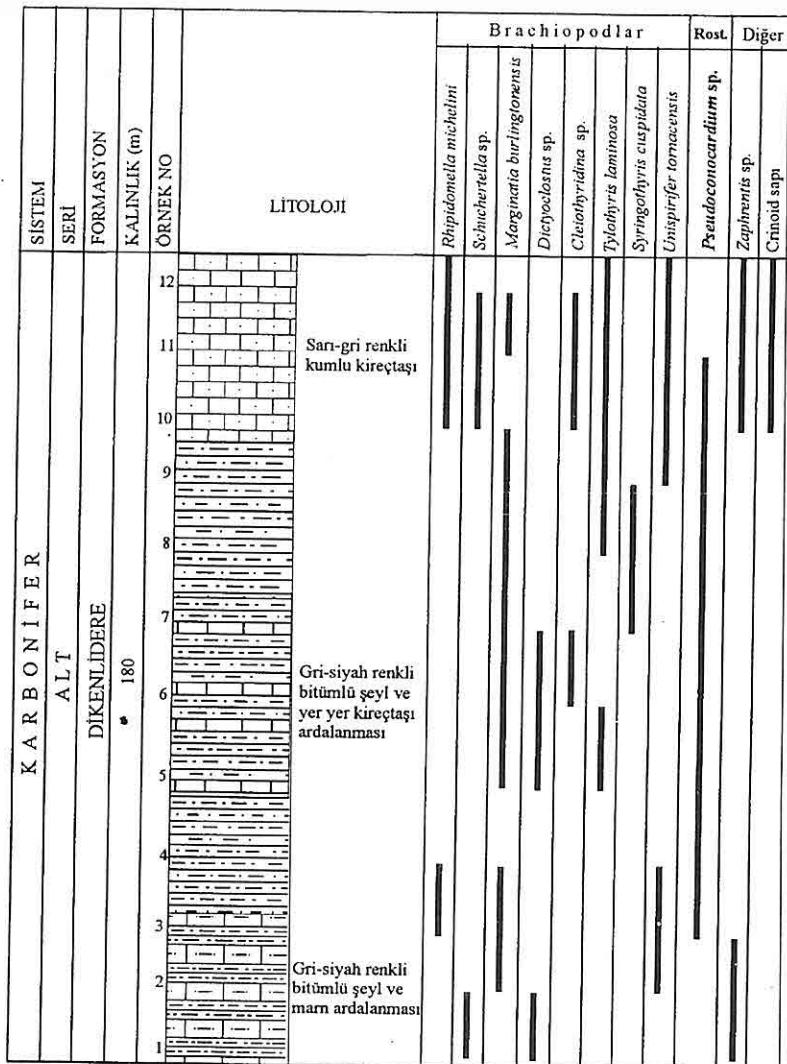
Rostroconhların morfolojik özelliklerine ilişkin aşağıdaki bilgiler Pojeta (1987)'dan özetlenmiştir.

Rostroconchlar ilk defa 1972'de Pojeta ve Runnegar tarafından Molluska dalının bir sınıfı olarak sistematike konmuştur. Daha önce yapılan sınıflandırmalarda rostroconhların ilkel formları iki kapaklı arthropodlar olarak, gelişmiş formlar ise pelecypod kavkısı olarak kabul edilmişlerdir. Son yirmi yıldır bilinen 400 rostroconch türü üzerinde yapılan çalışmalar bunların Molluska dalına ait sınıf olduğunu göstermiştir.

Molluskların yok olduğu bilinen tek sınıfı olan Rostroconhlar, her zaman denizel fosillerle birlikte ve denizel tortularda bulunmuşlardır. Kökeni Monoplacophorlara dayanan bu grup, morfolojik olarak benzerlikleri ve simetrilerinin aynı olması nedeniyle, Pelecypod ve Scaphopodların atası olarak düşünülmektedir.

3.2. Morfoloji

Rostroconhların tanımında kullanılan terimler ve morfolojik özellikler Şekil 3'de verilmiştir. İki kapaklı gibi görünen, ancak tek parça kabuktan oluşan rostroconhlar bilateral simetiktir. Pelecypodlardaki gibi kapakları birleştiren bir ligament veya yardımcı kaslar yoktur. Kabuk tabakaları



Şekil 2. Duruhan yöresinde Dikenlidere Formasyonundan derlenen makrofosillerin stratigrafik dağılımı.

sırt kenarı boyunca kesintisiz devam eder. Gelişmiş formlarda kabuğun önü aşırı uzamıştır ve ön karın kısımda geniş bir açıklık bulunur ki; ilkel formlarda bu açıklık kabuğun tüm karın kenarı boyunca uzanmaktadır. Ön karın kısımdaki bu

198

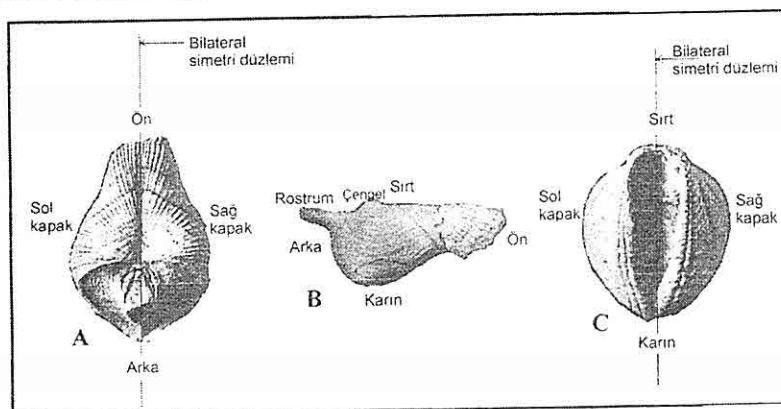
geniş açıklık, ayağın kabukdan çıkışını sağlarken, arka tarafta yer alan dar tüpsü rostrum su ve yabancı maddelerin kabuk içine giriş-çıkışı ile salgıların atılması işlevini görür. Tek çengelli olan rostroconchlarda kabuk, geniş konik şekilli

DURUHAN YÖRESİNE AİT PSEUDOCONOCARDIUM (MOLLUSCA - ROSTROCONCHIA) CİNSİ VE ERKEN KARBONİFER BRACHIOPOD FAUNASI

bir protochoncedan itibaren büyümeye başlar. Sonraki gelişime ile bu çengel, gelişmiş kabuktaki umbolar (kavkinin sırt profilindeki en yüksek alanı) arasında yer alır. Tek kapaktan yalancı iki kapaklı şekilde dönüşüm protoconchun sağ ve sol yanlarının aşırı büyümesiyle gerçekleşir. Rostroconchların pelecypodlarinkine benzeyen kabuk süslemeleri vardır. Bu süslemeler; kapak kenarlarına paralel olarak gelişen ve kabuk büyütükçe artan ince çizgiler ile ıshınsal olarak yayılan kalın kodlardır ki; bunların sayıları ontojenez süresince değişmez.

tabaka üzerinde dörtgensi boşluklardan oluşmuş hücreli yapıdaki ikinci bir tabaka görülür. Bu boşlukların duvarlarındaki kalsit kristalleri, prizmatik tabakada olduğu gibi, duvar yüzeyine dik gelişmiştir. Dörtgensi hücrelerden oluşan seviyenin üzerinde, ucu dışa açık olan, aynı yöne bükümlü levhalardan oluşan bir üçüncü ve dış tabaka gelişmiştir (Levha 1, §.3a).

Örneğin arka kesimindeki kabuk yapısı farklılık göstermektedir. İç kısımdaki prizmatik kalsit kristalli tabakanın üzerinde, yuvarlak veya damla şeklinde



Şekil 3. Gelişmiş bir rostroconch kavkisinin morfolojik özellikleri. A-Sırttan görünüm, B-Sağ yan görünüm, C-Önden görünüm (Pojeta, 1987'den değiştirilerek alınmıştır).

3.3. Kabuk Mikroyapısı

Kabuk mikroyapısını belirlemek için yüzeye dik yönde ince kesitler hazırlanmıştır. Rostroconchların kalsiyum karbonat bileşimli olan kabuk mikroyapısı çok tabakalıdır. Kabığın iç kısmında diğer mollusklardaki gibi prizmatik tabaka belirgindir. Açıklık tarafındaki kabuk yapısı diğer taraftan belirgin şekilde farklılık gösterir. Bu kısımda, prizmatik

hücrelerden oluşan bir duvar mevcuttur (Levha 1, §.3b).

3.4. Sınıflama

Rostroconchia sınıfının bazen üç ordoya ayrılabilmesine rağmen kabul edilen iki ordosu vardır. İlkel rostroconchlar Ribeirioida ordosuna ve gelişmiş rostroconchlar Conocardioidea ordosuna yerleştirilmiştir (Pojeta, 1987).

Ordo Ribeirioidea

Genellikle bireylerin arka kısmı aşırı uzamıştır. Tüm kabuk tabakaları sırt üzerinden kesintisiz olarak devam etmektedir. Bazılarında sırtta yarıklar bulunur. İyi bilinen yirmi cinsi mevcuttur (Erken Kambriyen - Geç Ordovisiyen).

Ordo Conocardioidea

Bireylerin ön kısmı uzamıştır. Kabuk tabakalarından sadece birisi sırt kenarında kesiklidir. Genellikle sırtta yarıklar mevcuttur. İyi bilinen ondört cinsi vardır (Geç Kambriyen - Geç Permiyen).

Paleoekoloji

Denizel olan Rostroconchların çoğu deniz tabanında gömülü veya yarı-gömülü yaşamışlardır. Rostrum kısmının gelişmiş olması ve genellikle çamurlu, yumuşak seviyelerde bulunmaları, gömülü veya yarı-gömülü yaşam tarzına sahip olduklarının göstergesidir.

3.5. Sistematisk Tanımlama

Dal Mollusca LAMARCK, 1801

Alt Dal Diasoma RUNNEGAR ve POJETA, 1974

Sınıf Rostroconchia
POJETA, RUNNEGAR, MORRIS, NEWELL, 1972

Ordo Conocardioidea
POJETA, RUNNEGAR, MORRIS, NEWELL, 1972

Üst Familya Conocardiacaea MILLER, 1889

Familya Bransoniidae MILLER, 1889

Cins *Pseudocardium*
ZAVODOWSKY, 1960

200

Pseudocardium sp.

(Levhâ 1, §.1a-c, §. 2a-c, §.3 a-b)

Tanım : Kavkı iri ve yarı küreseldir. Aşırı uzamış olan ön kısımda, gittikçe genişleyen, fermuar tipi, V şekilli bir açıklık gelişmiştir. Arka kısımda bulunması gereken rostrum, korunmamıştır. Konveks olan kabuklar, oldukça şıkkıdır. Karın tarafta yalancı iki kapağın birleşim hattı belirgin zig-zag yapılıdır. Kabuk süslemesi olarak 13-15 adet kalın işinsal kodlar ile bunları kesen çok sayıda ince çizgiler mevcuttur.

Boytular (mm): Rostroconchların boyutları ile ilgili terimler Şekil 3'te verilmiştir. Rostrum adı verilen kesim tüm örneklerde korunmamış olduğundan aşağıda verilen genişlik ölçüleri kesin değildir.

Birey no	Genişlik	Boy	Kalınlık	Açıklık (ön karın)
1	33	27	30	12
2	42	27	37	17
3	36	27	30	13
4	31	17	21	11
5	39	29	-	-
6	37	29	-	-
7	35	25	31	14
8	37	27	31	14
9	34	25	29	12

Genişlik/boy ve boy/kalınlık ölçüleri arasında doğrusal bir ilişki görülmemektedir. Ancak kalınlığın artışı ile açıklık mesafesinin de arttığı görülmektedir.

Düşünceler: İncelenen örnekler Pojeta

*DURUHAN YÖRESİNE AİT PSEUDOCONOCARDIUM (MOLLUSCA -
ROSTROCONCHIA) CİNSİ VE ERKEN KARBONİFER BRACHIOPOD FAUNASI*

ve Runnegar (1976, 1979) ve Pojeta (1987)'daki örnekler ile çok benzer özellikler taşımaktadır. Bu takson, Rusya'da Alt Permiyen'de bulunmuş (Pojeta, 1987) olan *Arceodomus* sp. ile benzerlik sunmaktadır, fakat *Arceodomus* cinsinin boyutları daha küçüktür ve kabuk dış süslemesindeki konsantrik kodlar çok daha yoğundur. Michigan'da Orta Devoniyen, İngiltere'de Mississipiyen'de bulunmuş (Pojeta, 1987) olan *Conocardium* cinsine de benzeyen örneğimiz, boyut olarak bu cinsden daha büyük, daha şişkin ve ön kısmını daha kısadır.

Coğrafik ve stratigrafik dağılım : *Pseudoconocardium* cinsi Rusya'da (Gizhigi ve Omolona Nehri) Permiyen'de, Kuzey Amerika'da (Texas ve Oklahoma) Üst Pensilvaniyen-Üst Permiyen'de bulunmuştur (Pojeta ve Runnegar, 1976 ve Pojeta, 1987). Pozantı-Adana yöresinde *Conocardium* cinsi olarak verilmiş benzer bir örnek Alt Karbonifer'de bulunmuştur (Frech, 1917).

Duruhan Köyü civarındaki bol brachiopodlu killi ve kumlu kireçtaşlarından oluşan istif içerisindeki bitümlü şeyllerde, bu takson göreceli olarak boldur. Birlikte bulunduğu brachiopod faunası Erken Karbonifer yaşlıdır. Benzer *Pseudoconocardium* örnekleri Korucuk Köyü (Silifke) yöresinde aynı stratigrafik konum ve litolojideki istifte de bulunmuştur.

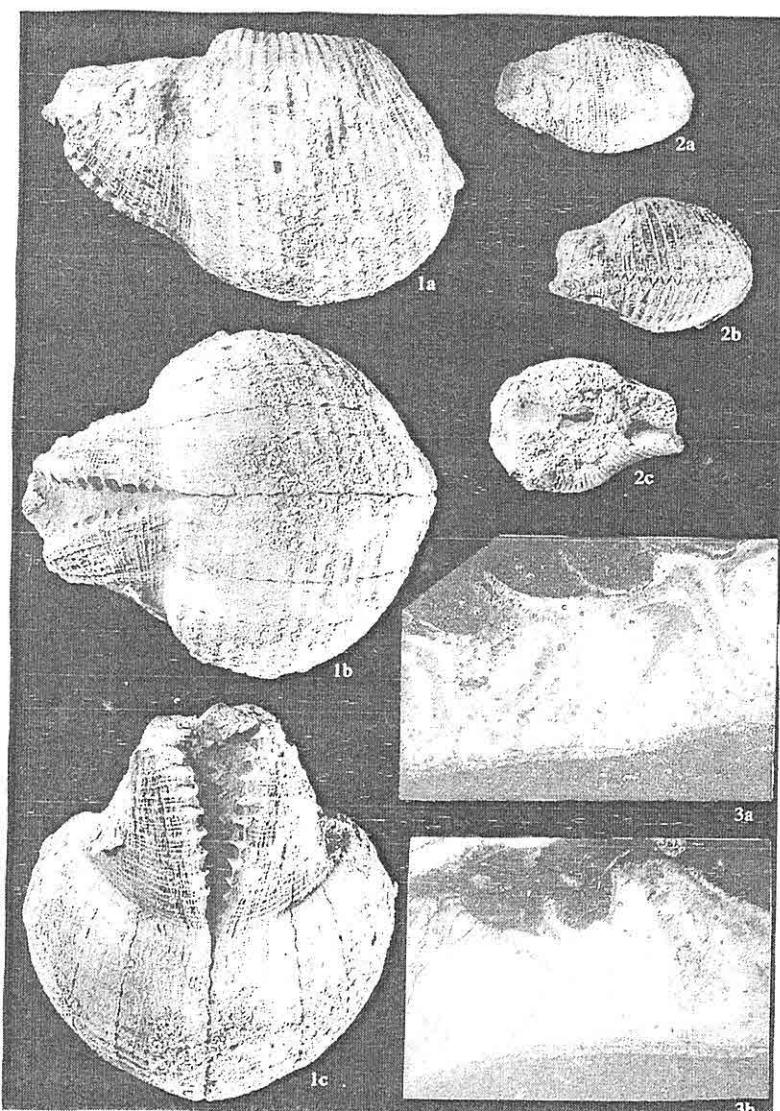
**4. DİKENLİDERE
FORMASYONU'NUN
BRACHIOPOD FAUNASI VE
KRONOSTRATİGRAFİK YORUM**

Çalışma alanında ölçülen stratigrafik kesitte belirlenen brachiopod cins ve türleri ile diğer makrosillerin stratigrafik dağılımı Şekil 2'de verilmiştir. Bulunan brachiopodlar şunlardır; *Rhipidomella michelini* (LEVEILLE) (Lev.2, §.1), *Schuchertella* sp. (Lev.2, §.2), *Marginatia burlingtonensis* (HALL) (Lev.2, §.3-4), *Dictyoclostus* sp. (Lev.2, §.5), *Cleiothyridina* sp. (Lev.2, §.6), *Tylothyris laminosa* (M'COY) (Lev.2, §.7), *Syringothyris cuspidata* (SOWERBY) (Lev.3, §.1), *Unispirifer tornacensis* (DE KONINCK) (Lev.3, §.2).

Bu fauna içinde yer alan *Rhipidomella michelini* (LEVEILLE), *Marginatia burlingtonensis* (HALL), *Tylothyris laminosa* (M'COY), *Syringothyris cuspidata* (SOWERBY) ve *Unispirifer tornacensis* (DE KONINCK) türleri Batı Avrupa, Rusya ve Kuzey Amerika'da Turnesiyen-Viseyen'i karakterize etmektedir (Davidson 1858, North 1920, Lebedew 1929, Paeckelman 1930, Galwitz 1932, Sarcheva ve Sokolskaya 1952, 1963, Brunton, 1968, Litvinovich ve ark. 1969, Abramian 1974, Donakova 1982). Türkiye'de bu örnekler Orta Toroslar'da Siliske yöresinde yine Alt Karbonifer'de bulunmuştur (Eroğlu, 1997).

Brachiopod faunasının stratigrafik dağılımına dayanarak istifin yaşı Erken

LEVHA 1



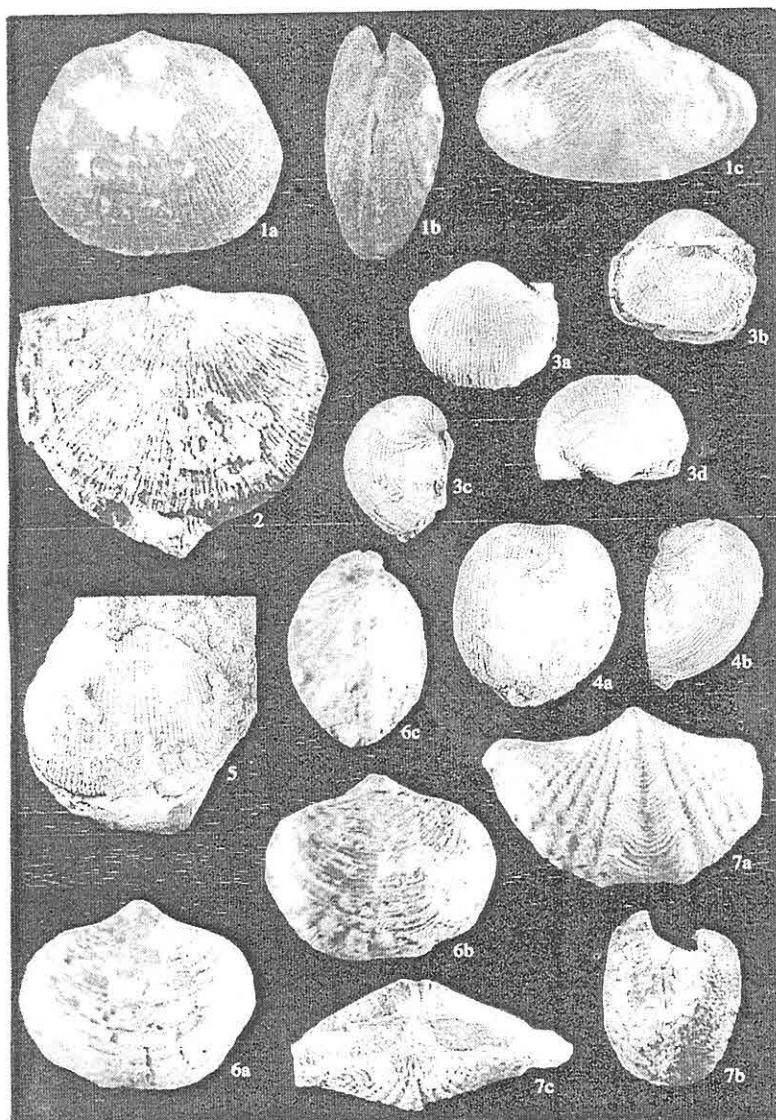
Şekil 1. *Pseudoconocardium* sp.x 1, a - sol yan görünüm, b- karından görünüm, c- ön açıklık

Şekil 2. *Pseudoconocardium* sp x 1, a- sol yan görünüm, b- karından görünüm, c- sırttan görünüm.

Şekil 3. *Pseudoconocardium* sp. kabuk mikroyapısı x 40, a- ön kısımdan b- arka kısımdan ince kesit görünümü.

DURUHAN YÖRESİNE AİT PSEUDOCONOCARDIUM (MOLLUSCA -
ROSTROCONCHIA) CİNSİ VE ERKEN KARBONİFER BRACHIOPOD FAUNASI

LEVHA 2

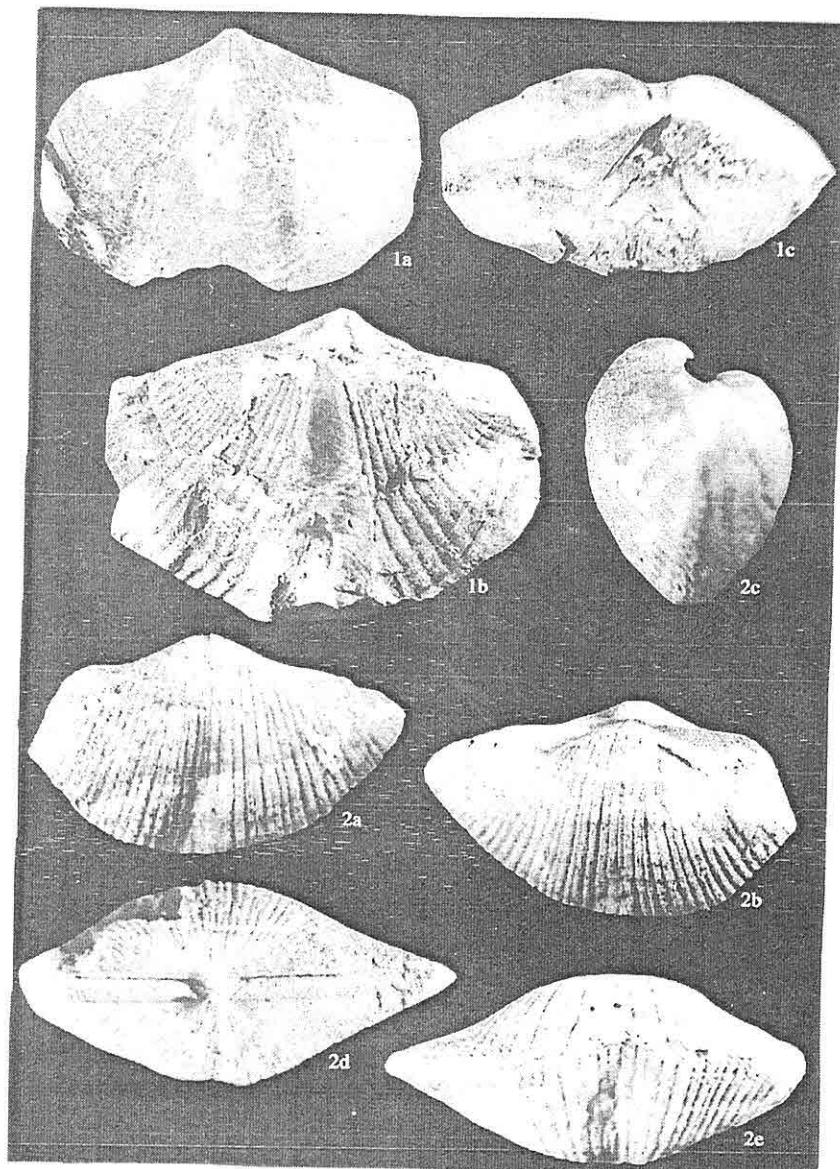


Şekil 1a-c. *Rhipidomella michelini* (LEVEILLE) x 1,5, Şekil 2. *Schuchertella* sp.x 1

Şekil 3a-d. *Marginatia burlingtonensis* (HALL) x 1, Şekil 4a-b. *Marginatia*

burlingtonensis (HALL) x 1, Şekil 5. *Dictyoclostus* sp. x 1, Şekil 6a-c. *Cleiothyridina* sp. x 1,5, Şekil 7a-c. *Tylothyris laminosa* (M'COY) x 1,5

LEVHA 3



Şekil 1a-c. *Syringothyris cuspidata* (SOWERBY) x 1,5

Şekil 2a-e. *Unispirifer tornacensis* (DE KONINCK) x 1,5

*DURUHAN YÖRESİNE AİT PSEUDOCONOCARDIUM (MOLLUSCA -
ROSTROCONCHIA) CİNSİ VE ERKEN KARBONİFER BRACHIOPOD FAUNASI*

Karbonifer olarak belirlenmiştir.

5. SONUÇLAR

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar kısaca şöyle sıralanabilir;

* Duruhan (Aydincık-İçel) yöresindeki Dikenlidere Formasyonu'ndan bir stratigrafik kesit ölçümü yapılmış, rostroconch, brachiopod, mercan ve krinoidlerden oluşan zengin bir makrofosil faunası derlenmiştir.

* Farklı morfolojileri ile dikkati çeken 9 adet rostroconch bireyi üzerinde yapılan ayrıntılı incelemelerle bir cins (*Pseudocardonocardium*) belirlenmiş ve tanımlaması yapılmıştır. Ayrıca toplanan brachiopod faunasında 8 adet cins ve tür saptanmıştır.

* Bu çalışmada Erken Karbonifer yaşı brachiopod faunası ile birlikte bulunan rostroconch örnekleri, daha önce Korucuk (Silifke-Mersin) yöresinde de brachiopod faunasıyla birlikte bulunmuştur. Dolayısıyla bu takson, Alt Karbonifer'i brachiopod içeren diğer Paleozoyik birimlerinden ayırt etmek için yerel ölçekte klavuz fosil olarak kullanılabilir.

6. KAYNAKLAR

Abramian, M. S., 1974. *Atlas des faunas fossiles d'Armenie*. Akad. Nauk Arm. Inst. Geol. Nauk, s. 48-64.

Blumenthal, M.M., 1960. *Le systeme structural du Taurus sudanatolien: In Livre a la memoire du Prof.P.Fallot, Mem Soc.Geol.*, s.611-662.

Davidson, T., 1858. *A monograph of British Carboniferous Brachiopoda: Palaeontographical Society monogr.*, sayı

5, s. 1-280, lev. 1-55.

Demirtaş, E., 1984. *Stratigraphy and tectonics of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountains: Geology of the taurus belt, International Symposium, Ankara*, s.101-118.

Donakova, L. M., 1982. *Posdeturnejskie brachiopody vostocnogo sklona yuznogo Urala. Ezegodnik Vsesojuznogo paleontologiceskogo obcestva*, sayı 25, s. 140-161.

Eroğlu, G. 1997. *Korucuk (Silifke-Mersin) yöresinde Geç Devoniyen-Erken Karbonifer brachiopod faunası*: ME.Ü. Fen Bilimleri Ens. Jeoloji Müh. Anabilimdalı, yüksek lisans tezi, 64 s.

Frech, H., 1917. *Geologie kleinasiens im bereich der Bagdadbahn. Ergebnisse eigener reisen und palaontologische untersuchungen. Zeitschrift der Deutschen geologischen gesellschaft*, sayı 68.

Gallwitz, H., 1932. *Die Fauna des deutschen Unterkarbons*. Sayı 3, s. 93-96, Berlin.

Güvenç, T., 1980. *Alanya-Gazipaşa bölgesinin jeolojisi ve kıyıseridi deniz tabanıyla yapısal ilişkileri*. E.Ü. Deniz Bil. ve Tek. Enst., 139 s.

Koç, H., 1996. *Aydincık (İçel) yöresinin stratigrafisi ve jeotektonik yorumu*. ME.Ü. Fen Bilimleri Ens. Jeoloji Müh. Anabilimdalı, Yüksek Lisans Tezi, 104 s.

Koç, H., 2003. *Aydincık (İçel) yöresinin tektonostratigrafisi ve jeolojik yorumu*. Ç.Ü. Fen Bil. Ens., Jeoloji Müh. Anabilimdalı, Doktora Tezi, 284 s.

Lebedew, N., 1929. *Spiriferidae aus dem karbon des Donetzbeckens und einiger andren Gebiete von Ruland*:

- Paläontologie*, s. 242-278.
- Litvinovich, N.V., Aksanova, G.G. ve Razina, N.V., 1969. *Stratigraphija litologija otlozheniy hizlinego karbona azpadnoy chasti zentralnogo Kazakhstana*. Moskova.
- North, F. J., 1920. *On Syringothyris WINCHELL and certain Carboniferous brachiopoda referred to Spiriferina D'ORBIGNY*. Quarterly journal of the geological society of London, sayı 76, s. 162-227.
- Özgül, N., 1971. *Orta Torosların kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi*: TJK Bülteni, sayı 14, s. 75-87.
- Özgül, N., 1976. *Torosların bazı temel jeoloji özellikleri*: TJK Bülteni, sayı 19, s. 65-78.
- Özgül, N., 1984. *Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides*. In: *Geology of the taurus belt proceedings*. Tekeli, O., Göncüoğlu, M.C., editors, s. 77-90, MTA Ankara.
- Paeckelmann, W., 1930. *Die Orthiden, Strophomeniden und Chonetiden des mittleren und oberen Unterkarbons. Die Brachiopoden des deutsch Unterkarbons*, sayı 1, s. 143- 326, lev. 9-24.
- Pojeta, J. Jr. ve Runnegar, B., 1976. *The paleontology of rostroconch mollusks and the early history of the phylum Mollusca*. Geological survey professional paper, sayı 968, s.1-81.
- Pojeta, J. Jr. ve Runnegar, B., 1979. *Rostroconchia*. In: *The Encyclopedia of Paleontology*. Fairbridge, R.W., Jablonski, D. (ed.), s. 720-721.
- Pojeta, J. Jr., 1987. *Class Rostroconchia*. In: *Fossil Invertebrates*. Boardman, R.S., Cheetham, A.H., Rowel,A.J. (ed.), s. 358-380.
- Sarycheva, T. G., Sokolskaya, A. N., 1952. *Guide de determination des Brachiopods Paleozoiques de la depression de Moscou*: Trudy Paleont. Inst. S.S.R., sayı 38, s. 1-307, lev. 71.
- Sarycheva, T. G., Sokolskaya, A. N., 1963. *Brachiopodes et paleogeographie du Carbonifere du bassin de Kouznetsk*. Trudy Paleont. Inst. S.S.R., sayı 95, s. 1-547.

**PERMO-KARBONİFER YAŞLI KOLTİK KIREÇTAŞI'NIN (MALATYA
GÜNEYİ) YAPI VE KAPLAMA TAŞI OLARAK KULLANILABİLİRLİĞİNİN
ARAŞTIRILMASI**

Didem EREN, Mehmet ÖNAL

İnönü Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Malatya/Türkiye

ÖZET: *Malatya güneyinde geniş yüzlekleri bulunan ve dolomitik mermer ve mermerlerden oluşan Koltık kireçtaşı yaklaşık 1000 metre kalınlığa sahiptir. Çalışma alanının temelini Yüksekova karmaşığı (Üst Kretase) oluşturur. Koltık kireçtaşı Yüksekova karmaşığı üzerine tektonik (faylı) bir dokanakla gelir. Daha genç birimler Yüksekova karmaşığı ve Koltık kireçtaşını uyumsuz olarak üzerler.*

Kireçtaşının jeomekanik özelliklerini arazi ve laboratuvar çalışmaları ile belirlenmiştir. Arazi çalışmalarında, kireçtaşının orta-sık çatlaklı ve çatlakların genellikle dolgulu oldukları gözlenmiştir. Laboratuvara kaya bloklarından elde edilen küp örnekler üzerinde TSE ve ASTM standartlarına göre deneyler yapılmıştır.

Çalışılan kireçtaşının katman kalınlığı, birim hacim ağırlığı, su emme özelliği, tek eksenli basınç dayanımı, asit etkilerine dayanımı ve don kaybı TSE standartlarına, tek eksenli basınç dayanımı, asit etkilerine dayanımı ASTM standartlarına göre uygun sınırlar içindedir.

Deney sonuçlarına göre, Koltık kireçtaşının yapı ve kaplama taşı olarak kullanılabilir olduğu belirlenmiştir.

**UTILIZATION AS BUILDING AND CLADDING STONE OF PERMO-
CARBONIFEROUS AGE KOLTİK LIMESTONE (MALATYA SOUTHERN)**

ABSTRACT: *Koltık limestone has approximately 1000 m thick, which is wide appearances in the southern part of Malatya. The basement rock of study area is Yüksekova complex (Upper Cretaceous). Koltık limestone (Permo-Carboniferous) which is mainly composed of dolomitic marbles and marbles, was placed on the Yüksekova complex with a tectonic (fault) contact. Upper Cretaceous and Tertiary sediments overlain to the Yüksekova complex and Koltık limestone as unconformably.*

The geomechanics features of the Koltık limestone were determined with area and laboratory studies. Limestone is middle to often cracked. Cracks were generally filled. In the laboratory, on the cubical formed samples from the rock blocks were done experiments as to TSE and ASTM standards.

According to TSE standards bed thickness, unit weight, specific gravity, water absorbtion, uniaxial compressive strength, resistivity to acidity and frost action values were found to be suitable for marble industries. According to ASTM standards uniaxial compressive strength and resistivity to acidity are suitable for marble industries.

As to the results of the experiments, Koltık limestone may be used for building and cladding stone

1.GİRİŞ

Çalışma alanı ve yakın çevresinde yapılmış olan çalışmalar genel jeoloji, petrol jeolojisi ve mühendislik jeolojisi ağırlıklıdır. Çalışmanın konusunu oluşturan Koltik kireçtaşı Permo-Karbonifer yaşı allokton Malatya Metamorfitleri'nin kaya birimidir. Malatya Metamorfitleri Sungurlu (1972) tarafından adlanmış, Perinçek (1978) birimi alt ve üst metamorfitler olarak ikiye ayırmış, daha sonra Gözübol ve Önal (1986) birimi grup aşamasına çıkararak dört formasyona bölmüştür. Çalışmanın konusunu oluşturan Koltik kireçtaşı'da bu dört formasyondan biridir. Malatya Metamorfitleri'nin yerleşim yaşı Geç Eosen'dir (Önal ve Gözübol, 1992).

Bu çalışmada, Koltik kireçtaşı'nın en iyi görüldüğü İnönü Üniversitesi'nin 500 m. güneyi ve 4 km. batısında bulunan mostralalar tipik yerler olarak seçilmiştir. Tipik yerlerde seri ve nokta öneklemeler derlenmiş, kesit ölçümleri yapılmış ve sistemli-sistemsiz çatlak ölçümleri gerçekleştirılmıştır.

Bu çalışma, Eren (2002) Yüksek Lisans Tezi çalışmasının bir bölümünü içerir. Çalışmada Malatya güneyinde geniş yüzleklar veren Koltik kireçtaşı'nın fiziksel, kimyasal ve mekanik özelliklerini belirlenerek yapı ve kaplama taşı olarak kullanılabilirliği belirlenmeye çalışılmıştır.

2. STRATİGRAFİ

Çalışma alanının yer bulduru ve basitleştirilmiş jeoloji haritası Şekil 1'de ve genelleştirilmiş stratigrafi istifî Şekil 208

2'de verilmiştir. Çalışmanın konusunu oluşturan Koltik kireçtaşı aşağıda tanıtılmıştır.

2.1. Koltik Kireçtaşı

Tip kesiti Koltik Köyü'nde bulunan koyu gri renkli, sert ve kalsit damarlı kireçtaşından oluşan birim Gözübol ve Önal (1986) tarafından adlanmıştır. Kireçtaşının Pınarbaşı (Adiyaman) kuzeyinde, Beydağları ve Yeşilyurt (Malatya) dolayında geniş mostraları bulunmaktadır.

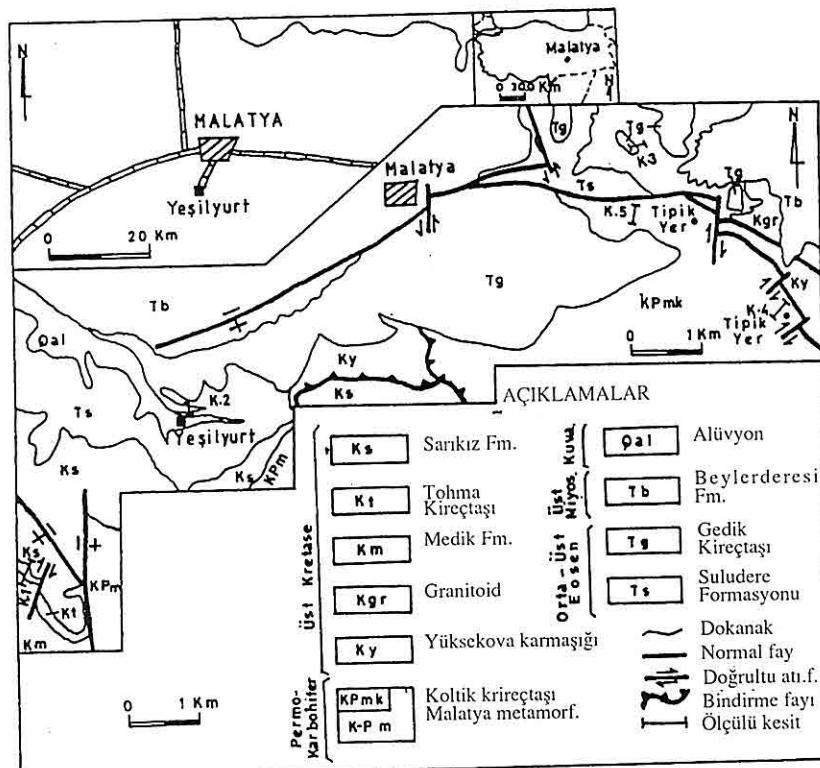
Birim çalışma alanında gri, siyahımsı gri, ortaç sert, ince- kalın katmanlı, yer yer masif, bol çatlaklı, kalsit damarlı, yersel laminalı, yersel stylolitli, yersel çortlü ve yersel dolomitlidir. Kireçtaşının gri renkli, faylı, ince-çok kalın katmanlı ve çatlaklı görünümü Resim 1'de, çalışma alanındaki referans kesitleri Şekil 3'de verilmiştir.

Koltik kireçtaşı'nın alt dokanağının Pınarbaşı formasyonu ile uyumlu, yer yer de tektonik ilişkili, üst dokanağının Düzağaç formasyonu ile geçişli ancak genelde diğer birimlerle tektonik dokanaklı olduğunu, birimin kalınlığının 1000 metreden daha fazla olabileceğini, fosil kapsamına göre birimin Permo-Karbonifer yaşı ve şelf ortamında çökeldiğini belirtmişlerdir (Gözübol ve Önal, 1986).

3. YAPISAL JEOLOJİ

Önal ve Gözübol (1992) Malatya metamorfitleri'nin allokton konumlu olduğunu ve altlayan ve üstleyen birimlerle olan tektonik ve stratigrafik

PERMO-KARBONİFER YAŞLI KOLTİK KIREÇTAŞI'NIN (MALATYA GÜNEYİ) YAPI VE KAPLAMA TAŞI OLARAK KÜLLANILABİLİRLİĞİNİN ARAŞTIRILMASI



Şekil 1. Çalışma alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası.

ilişkileri gözetilerek yerleşim yaşıının Geç Eosen olabileceğini belirtmişlerdir.

Birim çalışma alanında genelde aşırı tekonize olup değişik kıvrımlı, çatlaklı ve çok sayıda küçük ve büyük ölçekli normal, ters ve doğrultu atımlı faylar içermektedir. Bu nedenle katmanlar yanal yönde yaklaşık 30 metreden daha fazla izlenememektedir (Resim 1).

4. MÜHENDİSLİK JEOLOJİSİ

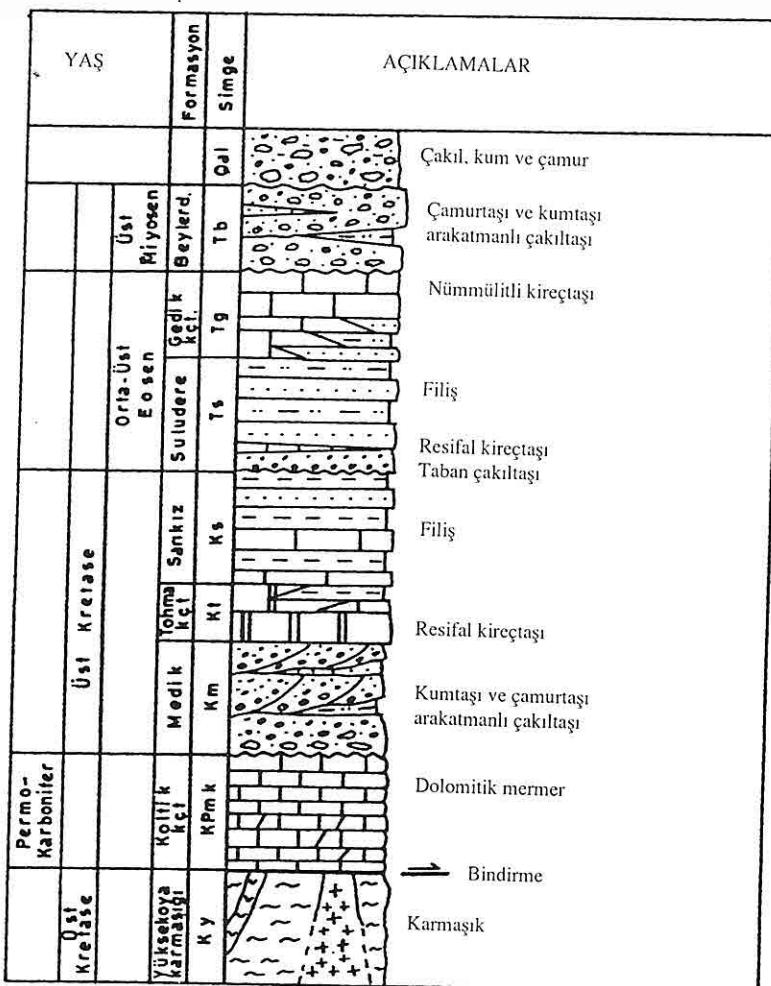
4.1. Petrografik Özellikler

Koltik kireçtaşı makroskopik olarak gri, siyahımsı gri renkler gösterir ve yersel bitümlidür. Mikroskopik incelemelerde, kireçtaşları ileri derecede kristalize olup

kapsadığı fosiller tanınmayacak kadar kristallemiştir. İkincil sparitli, kalsit damarlı, yer yer stylolitli, yer yer dolomitik, az mikritik hamur ve % 10 kıritılı malzeme içerir. Aşırı kristalli dokusu ve ikincil dolgular mermercilik bakımından pozitif özelliklerdir.

4.2. Çatlak Sistemleri

Koltik kireçtaşı'nda egemen çatlak doğrultuları KD-GB ve KB-GD yönlüdür. Bunlar genç çatlaklar olup içleri boş olan makaslama çatlaklarıdır. Diğer yönlerde gelişen çatlaklar ise daha yaşlı ve içleri dolu olan çatlakklardır. Yaşlı çatlaklar genelde kalsit, yersel olarak da



Şekil 2. Çalışma alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

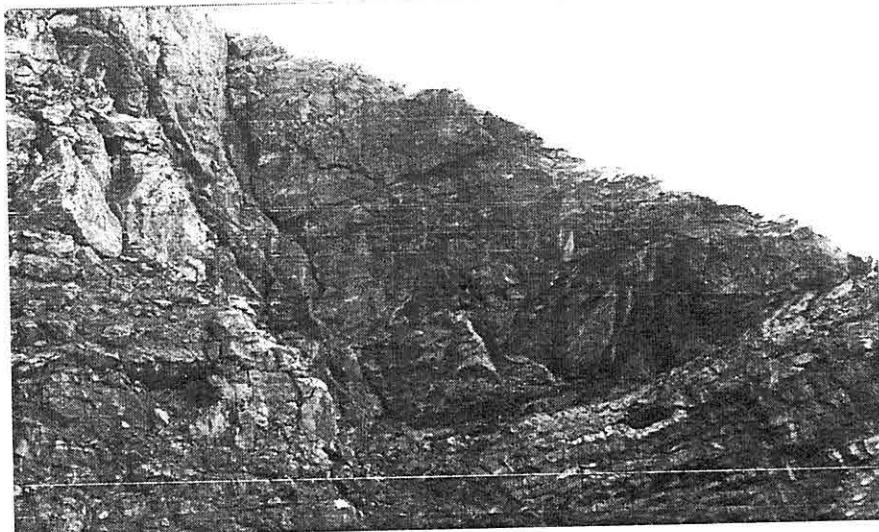
manganoksit ve limonit dolguludur. Mermecilik bakımından genç çatlaklar negatif, yaşı ve içleri dolu olan çatlaklar pozitif özellik taşırlar. Çatlak ara uzaklığı genellikle 5-100 cm arasındadır. Deere (1963) sınıflamasına göre, kireçtaşı sık-orta sık çatlaklı kayaç sınıfına girer. Kireçtaşı içindeki dolgulu çatlak sistemleri Resim 2'de görülmektedir.

210

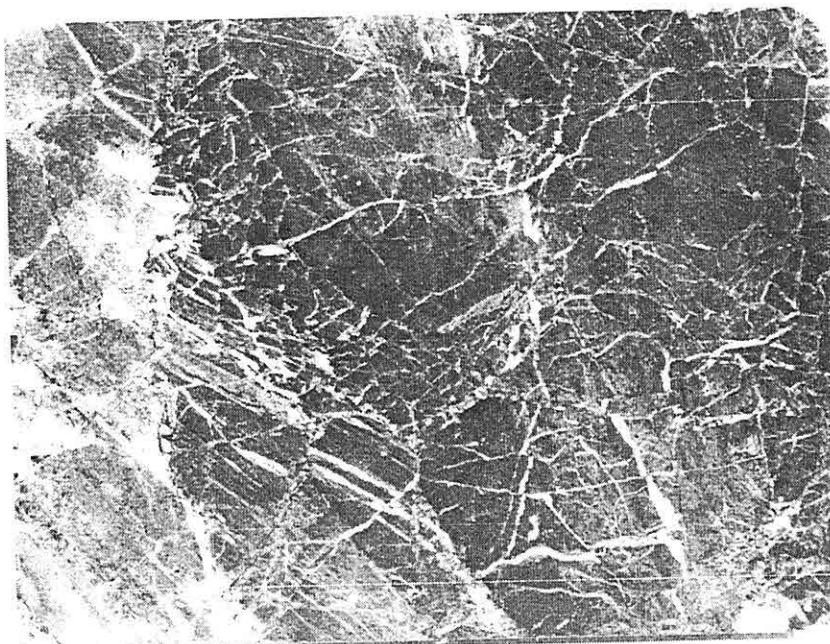
4.3. Katman Kalınlığı

Koltik kireçtaşında ölçülen referans kesitler Şekil 3'de verilmiştir. Kireçtaşının içerdiği az çatlaklı yanal devamsız katmanlardan 20-150 cm. kalınlıkta olanlar Şekil 3, K-1'de, 200-500 cm kalınlıkta olanlar Şekil 3, K-2'de verilmiştir. TS.1910'a göre minimum katman kalınlığı 10 cm'den, TS.10449 ve

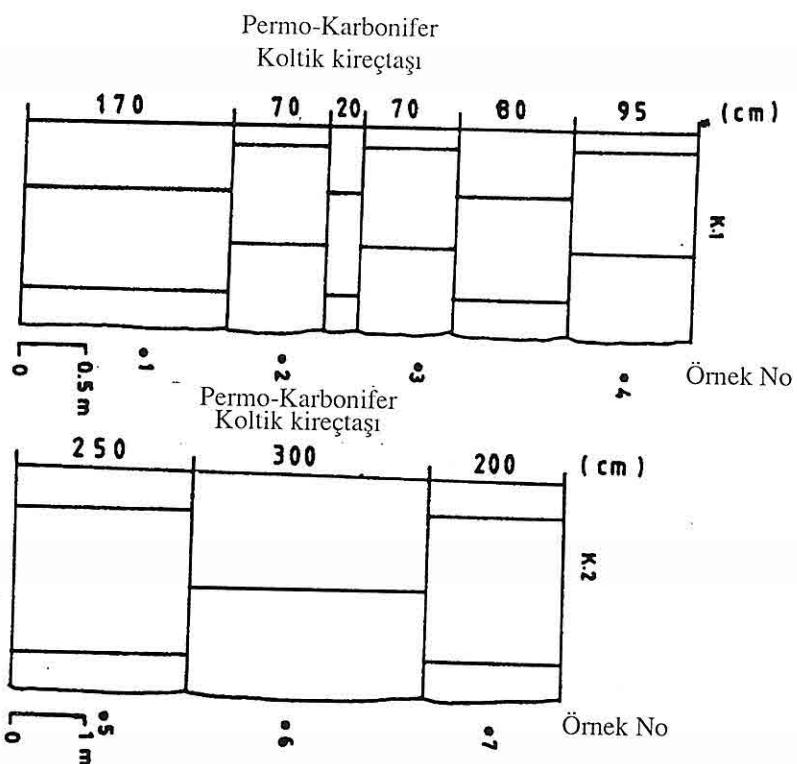
*PERMO-KARBONİFER YAŞLI KOLTİK KIREÇTAŞI'NIN (MALATYA GÜNEYİ) YAPI VE
KAPLAMA TAŞI OLARAK KULLANILABİLİRLİĞİNİN ARAŞTIRILMASI*



Resim 1. Koltik kireçtaşı'nın kuzeyden güneye görünümü (Yer: Polis atış poligonu taş ocağı).



Resim 2. Koltik kireçtaşı'nın Çeçenler mermer atelyesinde hazırlanmış 16x14x2 cm boyutundaki cıalanmış fayans örnekinin görünümü.



Şekil 3. Koltik kireçtaşı'nın İnönü Üniversitesi taş ocağında (K.1) ve polis atış poligonu yanındaki taş ocağında (K.2) ölçülen referans kesitleri.

TS.11137'e göre 30 cm'den büyük olmalıdır. Resim 1'de işletmeye uygun 10-30 m yanal devamı olan katmanlar görülmektedir..

4.4. Fiziksel, Mekanik ve Kimyasal Özellikler

Koltik kireçtaşı'nın fiziksel özelliklerini belirlemek amacıyla $7 \times 7 \times 7$ cm, mekanik özelliklerini belirlemek amacıyla $5 \times 5 \times 5$ cm boyutlu kübik örnekler, inceleme alanından alınan kaya bloklarından taş kesme makineleri ile kesilerek hazırlanmış ve örnekler üzerinde

TS699 (TSE,1987), TS1910 (TSE,1977), TS6809 (TSE,1989) ve ASTM tarafından önerilen yöntemlere göre deneyler yapılmıştır.

Deneyler sonunda kireçtaşının fiziksel özelliklerinden; birim hacim ağırlığı, özgül ağırlık, su emme, doluluk oranı, görünür porozite, hakiki porozite, sertlik ve renk, mekanik özelliklerinden; tek eksenli basınç dayanımı, don kaybı özelliği saptanmış ve bunlar Çizelge 1'de verilmiştir. Doğal birim hacim ağırlığı ve özgül ağırlık değerleri TS 2513 (TSE, 1977), porozite ve ağırlıkça su emme

*PERMO-KARBONİFER YAŞLI KOLTİK KİREÇTAŞI'NIN (MALATYA GÜNEYİ) YAPI VE
KAPLAMA TAŞI OLARAK KULLANILABİLİRLİĞİNİN ARAŞTIRILMASI*

Çizelge 1. Koltik kireçtaşı'nın fiziksel ve mekanik özelliklerini.

KAYA TÜRÜ	KOLTİK KİREÇTAŞI	TSE ve ASTM standart değerleri
FİZİKSEL ÖZELLİKLER	Doğal birim hacim ağırlığı (gr/cm ³)	2.71
	Kuru birim hacim ağırlığı (gr/cm ³)	2.71
	Doygun birim hacim ağırlığı (gr/cm ³)	2.72
	Özgül ağırlık (gr/cm ³)	2.72
	Ağırlıkça su emme %	0.27
	Hacimce su emme %	0.73
	Doluluk oranı %	99.8
	Görünür Porozite %	0.73
	Hakiki porozite %	0.2
	Mohs sertliği %	4.5
MEKANİK ÖZELLİKLER	Shore sertliği	65
	Renk	Gri-Siyah
MEKANİK ÖZELLİKLER	Tek eksenli basınç dayanımı (kgf/cm ²)	583.5
	Don kaybı %	0.03
		>500 <5

değerleri TS1910'da (TSE,1977) belirtilen standartlara uygundur. Basınç dayanımı TS.2513'de (TSE, 1977) belirtilen standartlara uygundur. Kireçtaşının cila alma kapasitesi oldukça iyidir.

Kimyasal özelliklerden yaş kimya, XRD, pas tehlikesi, asit etkilerine dayanıklılık ve açık hava etkilerine dayanıklılık analizleri TS699'a (TSE1987) göre yapılmıştır. Koltik kireçtaşı'nda % 48.51 CaO, % 5.24 MgO ve % 1.49 SiO₂ bulunur. Diğer oksitler ise % 1'den daha az değerlerdedir (Çizelge 2). Kireçtaşı, % 86.625 CaCO₃ ve %

10.91 MgCO₃ içermektedir. Kireçtaşı % 10'dan fazla MgCO₃ içerdiği için dolomitli kireçtaşı olarak tanımlanabilir. XRD analizlerinde, kireçtaşının kalsit, aragonit ve dolomit mineralleri içerdiği saptanmıştır. Pas tehlikesi tayininde, kireçtaşında az oranda kırmızı-kahverengi renkler ortaya çıkmıştır. Bu renkler demirli bileşiklerden (hematit ve limonit) kaynaklanmış olabilir, ancak bu paslanma çok yersel olup kaliteyi etkiler nitelikte değildir. Asit etkilerine dayanıklılık deneyinde kireçtaşı'nın yüzeyinde sarımtıraç renk oluşumları ve bitümlü

bölgelerde çözünmeler gözlenmiştir. Açık hava etkilerine dayanıklılık deneyinde, kireçtaşının parlatılmış yüzeyinde hafif tahribat ve renk değişimleri saptanmıştır. Bu tahribat kaliteyi etkiler düzeyde değildir. Koltik kireçtaşının petrografik, fiziksel, mekanik ve kimyasal özellikleri Çizelge 2'deki tanıtım kartında verilmiştir.

İçin çok kırıklı bir yapıya sahiptir. Bundan dolayı kireçtaşından büyük boyutlu blok alımı zordur. Sertlik bakımından orta sert sınıfına girer. Kireçtaşı gri-siyahımsı, gri renklerde ve iyi cila alma özelliğine sahiptir. Kireçtaşı aşırı kırıklı olma özelliğinden dolayı kalıcı özürlü mermer sınıfına girer. Koltik kireçtaşı yukarıda açıklanan özellikleri gözetildiğinde ve

Çizelge 2. Koltik kireçtaşı'nın tanıtım kartı.

Kayacın Adı : Koltik kireçtaşı Bulunduğu Yore İl- İlçe- Köy-Mevkii: Malatya Güneyi Yaşı: Permo- Karbonifer			
Fiziksel ve Mekanik Özellikleri		Kimyasal Özellikleri	
Doğal Birim Hacim Ağırlığı gr/cm ³	2.72	Kimyasal Bileşim	
Özgül Ağırlık gr/cm ³	2.72	SiO ₂	1.49
Sertlik (Mohs)	4.5	Al ₂ O ₃	0.43
Ağırlıkça Su Emme %	0.27	Fe ₂ O ₃	0.602
Porozite %	0.73	MgO	5.24
		CaO	48.51
		Na ₂ O	0.077
		K ₂ O	0.050
		TiO ₂	Eser
		SrO	0.028
		MnO	0.024
Basınç Direnci kgf/cm ²	583.5 ±169.38	Mineralojik Bileşim: Kalsit, Aragonit ve dolomit	
Don Kaybı %	0.03	Kullanım Alanları: Genel olarak yapı ve kaplama taşı olarak kullanılabilir.	
Cila Alma Kapasitesi	İyi		

5. KOLTİK KIREÇTAŞININ KULLANIM ALANLARI

Koltik kireçtaşı allakton konumlu olduğu

Vardar (1990) sınıflamasına göre, yer ve taban dösemeleri, dış cephe kaplamacılığı, parke taşı, doğal plaka ve duvar

PERMO-KARBONİFER YAŞLI KOLTİK KIREÇTAŞI'NIN (MALATYA GÜNEYİ) YAPI VE KAPLAMA TAŞI OLARAK KULLANILABİLİRLİĞİNİN ARAŞTIRILMASI

kaplamacılığında kullanılabilir.

6. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

- Koltik kireçtaşı orta-sık çatlaklıdır. Bu özellik blok boyutunu negatif yönde etkileyebilir. Bu nedenle bölgeden alınacak verimli blok boyutunun oldukça sınırlı olduğu açıktır.

- Kireçtaşı boş ve dolu çatlak sistemleri içermektedir. Bu yönü ile kireçtaşı mermercilik bakımından, hem pozitif hem de negatif özellik taşıır.

- Kireçtaşı'nın yapısal, fiziksel, mekanik ve kimyasal özellikleri arazi ve laboratuvar çalışmalarıyla ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu özellikler TS.1910, TS.2513, TS 10149, TS.11137' a göre uygun sınırlar içindedir. Vardar (1990) sınıflamasına göre kireçtaşının, yer ve taban dösemeleri, dış cephe kaplamacılığı, parke taşı, doğal plaka ve duvar kaplamacılığında istenen standartlara uygun özellikler taşıdığı belirlenmiştir.

7. TEŞEKKÜR

2000/40 nolu projeyi destekleyen İnönü Üniversitesi Araştırma Fonu'na teşekkürü bir borç biliriz.

8. KAYNAKLAR

ASTM., 1986, *Marble and Stone Slab Veneer: ISBN 0-940 116-15-4, C 503-29, P.103, MIA, Los Angles, California.*

Deere, D.U., 1963, *Technical description of rock cores for engineering purpose: Rock Mech. And Engng.Geol.,1,p.16-22*

Eren, D., 2002, *Malatya Güneyindeki Permo-Karbonifer, Üst Kretase ve Eosen*

yaşlı Kireçtaşlarının Mermere Olarak Kullanılabilirliğinin Araştırılması: İnönü Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 97s. (yayınlanmamış).

Gözübol, A.M. ve Önal, M., 1986, Çatbarajı isale tünelinin mühendislik jeolojisi ve kaya mekanığı incelemesi ve Malatya-Çelikhan alanının jeolojisi: TÜBİTAK, TBAG-647, 131s.

ISRM., 1978, *Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses: Int. Journal of Rock Mechanics and Mining Science and Geomech. Abstr., 15,6, p. 319-368.*

Önal, M. ve Gözübol, A.M., 1992, *Malatya metamorfitleri üstündeki örtü birimlerinin stratigrafisi, yaşı, sedimanter fasiyesleri, depolanma ortamları ve tektonik evrimi: TPJD bülteni, c4, no:1, s.119-127.*

Perinçek, D., 1978, *Çelikhan-Sincik-Koçalı (Adiyaman) alanının jeolojik incelemesi (Doktora Tezi): İ.Ü.Fen. Fak. Tat.Jeo.Kars.,İstanbul.*

Sungurlu, O., 1972, VI. Bölge Gölbaşı-Gerger arasındaki sahanın jeolojisi: TPAO Rap No.802, 210s, Ankara (Yayınlanmamış).

TSE., 1977, *Kaplama olarak kullanılan doğal taşlar: TS 1910 UDK 691.215, TSE.Ankara.*

TSE., 1977, *Doğal yapı taşları muayene ve deney metodları: TS 2513 UDK 691.2:620.1, TSE.,Ankara.*

TSE., 1987, *Tabii yapı taşları muayene ve deney metodları: TS 699 UDK 691.2 . TSE.,Ankara.*

TSE., 1989, *Mohs sertlik cetveline göre*

EREN, ÖNAL

*sertlik tayini: TS 6809 UDK 35:691.4, Kaplama Taşı Olarak Kullanılan: TS
TSE., Ankara.* *11137 UDK 552.54:691.215, TSE.,
TSE., 1992, Mermer-Kalsiyum Ankara.*

*Karbonat Esashi- Yapı ve Kaplama Taşı
Olarak Kullanılan: TS 10449 UDK 691.214.8, TSE., Ankara.* *Vardar, M., 1990, Nerede, Niçin, Nasıl,
Hangi Mermer: Mermer Yapı ve Dekorasyon Dergisi, Sayı: 13, İstanbul.
TSE., 1993, Kireçtaşı (Kalker)-Yapı ve*

**ZİFT'İN KÖMÜR AKIŞKANLIĞINA ETKİSİ VE KÖMÜR YÜZEYİ
ISLANMA ÖZELLİĞİNİN KARBONİZASYON SICAKLIĞI İLE DEĞİŞİMİ**

Hakan CENGİZLER

Celal Bayar Ü., TMYO, Turgutlu/Türkiye

Mevlüt KEMAL

D. E. Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, İzmir/Türkiye

ÖZET: Tunçbilek linyit kömürü ve 200° , 400° , 600° , 800° ve 1000°C karbonizasyon sıcaklıklarında elde edilen TK200, TK400, TK600, TK800, ve TK1000 koktozlarının farklı zift oranları ile oluşturdukları ikili karışımarda; zift oranının karışımların akışkanlığına ve karbonizasyon sıcaklığının kömür yüzeyi ıslanma özelliğine olan etkisi Gieseler plastometresi ile yapılan deneyler ile araştırılmıştır. Karışımın maksimum akışkanlıkları artan zift oranları ile yükselmiştir. En düşük maksimum akışkanlık değerleri TK400 + zift ikili karışımında elde edilmiş olup, TK400'ün yüzey ıslanma özelliği en iyi olan koktozu olduğu belirlenmiştir. İkili karışımında maksimal akışkanlık değerlerinin TK400, TK200, TK, TK600, TK800, ve TK1000 sırasına göre arttığı, dolayısıyla yüzey ıslanabilirlik özelliğinin aynı sıraya göre azaldığı tespit edilmiştir.

**THE EFFECT OF PITCH ON THE FLUIDITY OF COAL AND THE
VARIATION OF COAL SURFACE WETTABILITY WITH CARBONIZATION
TEMPERATURE**

ABSTRACT: The effect of pitch ratio on the fluidity of coal and the effect of carbonization temperature on the wetting behaviour of coal surface in the binary mixtures have been investigated with the experimental runs performed by the constant-torque Gieseler plastometer. The binary mixtures consisted of Tunçbilek brown coal or its semicoke and the pitch in different ratios. TK200, TK400, TK600, TK800 and TK1000 semicoke were obtained at 200° , 400° , 600° , 800° and 1000°C carbonization temperatures respectively. It was found that the maximum fluidity values of the binary mixtures increased with increasing pitch ratios. The lowest maximum fluidity values were obtained in TK400 + zift binary mixture and it was shown that TK400 is the semicoke which has the optimum surface wetting behaviour. It was determined that the maximum fluidity values increase according to the order of TK400, TK200, TK, TK600, TK800 and TK1000; consequently the surface wettability also decreases in the same order.

1. GİRİŞ

Metalürjik kok yüksek fırınların başlıca redüksiyon ham maddesidir ve yüzyılı aşkın bir süredir koklaşır taş kömürlerinden klasik kok fırınlarında elde edilmektedir. Metalürjik kokun endüstrinin en önemli ikincil enerji kaynağı olması, koklaşma özelliğinin sadece belirli bir grup taşkömüründe bulunması, dünyadaki taşkömürü rezervlerinin kısıtlı olması, kolay ve ucuz üretime elverişli rezervlerin tüketilmesi ve üretim derinliğinin genelde koklaşmaz kömür üretim derinliğine göre daha fazla olması gibi etkenler, koklaşır taşkömürünen oldukça değer kazanmasına sebep olmuştur. Bu nedenle koklaşma özelliği az yada hiç olmayan kömürlerin de metalürjik kok üretiminde kullanılması bu önemli enerji hammaddesinin temini ve maliyeti açısından büyük önem taşımaktadır ve bu alanda uzun süredir yoğun araştırmalar yapılmaktadır.

Koklaşma özelliğine sahip taşkömürleri oksijensiz ortamda ısıtıldıklarında 350-500 °C arasında yumuşayarak akışkan hale gelir, diğer bir deyimle kömür koyu bir hamur haline gelir ve bu olaya kömürün plastikleşmesi adı verilir. Plastikleşmenin sebebi ise kömürün termik parçalanmaya uğrayarak bitümsü maddelerin yanı ortamda katran birikiminin oluşmasıdır (Vankrevelen, 1981). Plastikleşme esnasında yoğun gaz çıkışları da olmakta, plastikleşmiş kömür taneleri şişmekte ve birbirlerine doğru bastırılarak taneler arasında kütlesel bağ oluşturmaktadır. Bu nedenle koklaşma özelliğine sahip kömür toz haline getirilip

218

oksijensiz ortamda ısıtıldığında kömür taneleri yumuşamaya başlamakta, daha sonra bu taneler içinde gaz kabarcıkları oluşmakta, sıcaklık yükseldikçe taneler şişerek birbirlerine yaklaşmakta ve kütlesel bağ ile birbirlerine yapışmaktadır. Daha sonra taneler arasındaki sınır kalkarak poröz bir kok külesi oluşmaktadır. Oluşan bu kok 950-1000 °C'ye ısıtıldığında büzülmekte, sağlamlık kazanmakta ve sonuç olarak sağlam ve büyük parçalar halindeki metalürjik kok elde edilmektedir.

Yüksek uçucu (kuru-külsüz, saf kömür bazında %40'in üzerinde) ve düşük uçucu madde (kuru-külsüz, saf kömür bazında %18'in altında) içeren kömürlerin plastikleşme zonunda (350-500 °C) katran birikimi olmadığı için koklaşma özelliği de göstermemektedirler. Bu tip kömürlerin de kok eldesinde kullanılabilmesi için, koklaşır kömür taneleri tarafından bağlanması gerekmektedir. Bu bağlanmanın ve taneler arasında kütlesel bağın kurulabilmesi için, taşkömürünen yumuşayarak oluşturduğu plastik ve akışkan kütlenin inert kömür veya koktozu tanelerinin yüzeyine yayılması ve yapışması gerekmektedir. Bu yayılma ve yapışmanın gerçekleşmesi için tane yüzeylerinin belirli bir ıslanma kabiliyetine ve koklaşır taşkömürünen oluşturduğu plastik kütlenin belirli bir akışkanlığa sahip olması gerekmektedir. Kömür taneleri arasında kurulacak olan optimal sağlamlıktaki kütlesel bağ bu iki faktör tarafından yönlendirilir.

Metalürjik kok eldesinde, koklaşma özelliği az yada hiç olmayan kömürlerin

ZİFT İN KÖMÜR AKIŞKANLIĞINA ETKİSİ VE KÖMÜR YÜZEYİ İSLANMA ÖZELLİĞİNİN KARBONİZASYON SICAKLIĞI İLE DEĞİŞİMİ

zift ile karıştırıldığında karışım akışkanlığının arttığı saptanmıştır. Bu durumda zift tüm karışımın geniş bir sıcaklık aralığında plastiklik kazanmasını ve kok oluşumunu sağlamıştır (Wilkinson, 1960). Zift ilavesi, kömür karışımının koklaşma özelliğini ve akışkanlığını olumlu yönde etkilemeye, yumuşama özelliği göstermeyen inert tanelerin yüzeyini İslatabilmekte ve böylece taneler arasındaki kütlesel bağ oluşumunu kolaylaştırmaktadır. Ayrıca zift ilavesi, kömürün poröz yapısı içine nüfuz ederek kömür karışım bileşenlerinin termal parçalanmasını geciktirmekte, plastiklik aralığını genişletmekte ve iç yapının yeniden düzenlenmesini sağlamaktadır (Bujnowska vd., 1994). Zift kömür karışımında akışkanlığı olumlu yönde etkilediği gibi, oluşan kokun doku bileşenleri arasındaki ara yüzeylerin keskinliğini azaltmakta ve anizotropik karbon içeriğini artırarak, homojen yapıda ve optik açıdan anizotropik kok yapısının olmasını ve bu nedenle yüksek kok sağlamlığına ulaşmasını sağlamaktadır (Ming-Fong vd., 1986; Bujnowska vd., 1994; Maroto-Valer vd., 1998).

Metalürjik kok eldesinde kullanılan koklaşma özelliği az veya hiç olmayan kömürler ve koktozlarının yüzey ıslanma özelliklerinin karbonizasyon sıcaklığı ile değişimi konusunda linyit veya koktozları + koklaşır taşkömürü karışımı ile yapılan çeşitli araştırmalar sonucu 500-600 °C koktozları ile sağlam kok elde edilmesine rağmen, orjinal linyit kömürü ve 800-900 °C koktozları ile yeterli sağlamlıkta kok elde edilememiştir. Buna

neden olarak, linyit bünyesinden aşağı çıkan su buharının taşkömürü oksitlediği ve akışkanlığını olumsuz yönde etkilediği; 800-900 °C koktozlarının poröz yapısının akışkan kütleyi absorbe ederek, inert tane yüzeylerinin ıslanmasını önlediği öne sürülmüştür (Kemal, 1974). Diğer bir çalışmada, karbonizasyon sıcaklığının linyit kömürüne yüzey ıslanma özelliğine olan etkisi araştırılmış ve 900 °C'ye kadar olan sıcaklıklarda elde edilen koktozlarının yüzey ıslanma açısından (kontakt açısı) küçük farklılıklar tespit edilirken, bu sıcaklığın üzerindeki sıcaklıklarda ise yüzey ıslanma özelliğinin büyük ölçüde azaldığı saptanmıştır. Ayrıca bu kok tozlarının sıvı ve gaz fazındaki zifti absorplama özelliğinin arttığı da öne sürülmüştür (Kemal vd., 1989).

Sert bir linyit kömürü olan tunçbilek kömürünün elementer bileşimi ve fiziksel yapısının koklaşır taşkömürüne yakın özellikleri bulunmaktadır. Bu nedenle belirli oranlarda koklaşır taşkömürü ile karıştırılarak kok eldesinde kullanılması sınırlı sayıdaki araştırmalara konu olmuş ve değişik prosesler uygulanarak olumlu sonuçlar elde edilmiştir (Kemal, 1980). Bununla beraber, koklaşma özelliğine sahip olmayan kömürlerin sağlam kok eldesinde kullanılabilmesi için çok önemli iki faktörden biri olan karışım akışkanlığına ziftin etkisi ve ikinci faktör olan kömür yüzey ıslanma özelliğinin koktozu elde etme sıcaklığı ile ne ölçüde değiştiği Tunçbilek kömürleri için irdelenmesi gereken hususlardır. Bu deneysel çalışma ile zift ve tunçbilek kömürü veya farklı sıcaklıklarda elde

edilen koktozlarının oluşturduğu ikili karışımının Gieseler plastometresinde akışkanlık değerleri tespit edilmiştir. Ziftin kömür yüzeyine yayılma oranının artması, yüzey ıslanma özelliğinin artması anlamına geleceği ve bu neden ile maksimal akışkanlık değerleri düşeceğini için, bu çalışmada yüzey ıslanabilirliğinden dolayı değişim, maksimal akışkanlık değerlerindeki değişimin fonksiyonu olarak incelenmiştir.

2. DENEYSEL ÇALIŞMALAR

2.1. Malzeme ve yöntem

Deneyselde havada kurutulmuş Tunçbilek linyit kömürü (TK), koklaşır Zonguldak taşkömürü (ZK) ve zift (Z) kullanılmıştır. TK numunesi parça kömür halinde 7 kg ağırlığında alınmış ve önce büyük çeneli kırıcıdan geçirilerek 20-30 mm'ye kırılmış, ve 1 kg'luk torbalar halinde ayrılmıştır. İlk 1 kg'luk torba arşiv olarak ayrılmış ve diğer 6 adet torba ise deney numunesi olarak kullanılmıştır. Bu 6 adet torbadan ilki haçlı kırıcıda 5 mm'nin altına kırılmış ve 0.425 mm'lik elek ile elenerek elek üstü kapalı devre halinde yeniden haçlı kırıcıya verilmiş ve numunenin tümünün 0.425 mm'nin altına kırılması sağlanmıştır. Bu numune orjinal Tunçbilek kömürü (TK) olarak adlandırılmıştır. Diğer 5 adet 1 kg'luk numuneler ise karbonizasyon işlemine tabi tutulmuştur. Karbonizasyon işlemi için dikdörtgenler prizması şeklinde çelik bir kutu kullanılmış ve kömür numunesi kutu içine düzgün olarak yerleştirilip ağızı kapak ile hava girmeyecek şekilde kapatılarak elektrik rezistanslı laboratuar

fırınına konulmuştur. Fırın istenen karbonizasyon sıcaklığına ayarlanmış ve ısıtılmaya başlanmıştır. İstenen sıcaklığa ulaşılınca numune fırın içinde 4 saat bırakılmış, bu süre sonunda fırın sıcaklığı ayarı sıfırlanarak numune fırın içinde soğumaya bırakılmıştır. Soğuyan karbonize olmuş kömür numunesi ertesi sabah fırından çıkarılmıştır.

Zonguldak lavvar kömüründen alınan parça halindeki 1 kg'luk numune, büyük çeneli kırıcıya verilerek 20-30 mm'ye kırılmıştır. Daha sonra haçlı kırıcıda 5 mm'nin altına kırılarak ve 0.425 mm'lik elek ile elenerek, elek üstü tekrar haçlı kırıcıya verilmiştir. Böylece kapalı devre halinde 1 kg'luk kömürün tümü 0.425 mm'nin altına kırılarak torbalanmıştır.

Yukarıda açıklanan karbonizasyon işlemi sırasıyla 200°, 400°, 600°, 800° ve 1000 °C'de tekrarlanmış ve farklı karbonizasyon sıcaklıklarında linyit koktozları elde edilmiştir. Bu koktozları sırasıyla TK200, TK400, TK600, TK800 ve TK1000 olarak adlandırılmıştır. Daha sonra elde edilen bu linyit koktozları TK numunesinin hazırlanışında olduğu gibi haçlı kırıcıda %100'ü 0.425 mm'nin altına geçecek şekilde kırılmış ve torbalanmıştır. Deneyselde kullanılan tüm numunelerin numune cinsine bağlı olarak kümülatif elek altı (ΣEA) tane boyutu dağılımları ve normal dağılım oranları Şekil 1, Çizelge 1 ve Şekil 2, Çizelge 2 de görülmektedir.

Deneyselde kullanılan zift, kömür katranından elde edilmiş olup yumuşama sıcaklığı 70 °C dir. Katı haldeki zift numunesi önce küçük çeneli kırıcıya verilerek 1-2 mm'ye kırılmış ve yapılan

ZİFT'İN KÖMÜR AKIŞKANLIĞINA ETKİSİ VE KÖMÜR YÜZYEYİ ISLANMA ÖZELLİĞİNİN KARBONİZASYON SICAKLIĞI İLE DEĞİŞİMİ

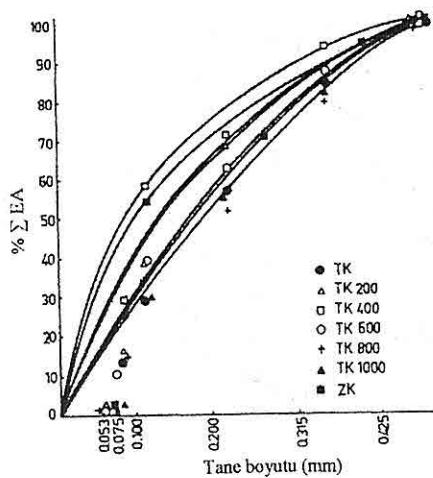
deneyleler sırasında gerekiğinde bir el havanı ile az miktarlarda ögütüllererek 0.100 mm'lik elek ile elenmiş ve elek altı, deneylerde zift numunesi olarak kullanılmıştır.

Deneylelerde kullanılan tüm kömür numunelerinin kül, higroskopik nem ve uçucu madde analiz değerleri Çizelge 3'te görülmektedir. Toplam nem tayini TS 690'a göre 105 °C'deki etüvde 2 saat süre ile numuneyi tutmak ve ağırlık kaybının saptanmasıyla yapılmıştır. Kül tayinleri TS 330 ve TS 1042'ye göre, uçucu madde tayini ise TS 711'e göre yapılmıştır.

2.2. Plastometre Deneylerinin Yapılışı

Deneyleler kömür ve kömür karışımlarının plastikleşme derecesini ölçmek için kullanılan Gieseler plastometresi ile ASTM D-2639-74 standardına göre yapılmıştır. Kömür numunesi 8 gr olarak tartılmış ve istenen zift oranı bu miktara eklenip iyice karıştırılmıştır. İkili karışımın mümkün olduğu kadar homojen karıştırılabilmesi için her karışım için eş bir zaman dilimi saptanmıştır. Bilhassa, karışım içinde ziftin topaklanarak homojenliği engellememesi için numune sürekli olarak kontrol edilmiştir. Karıştırma işlemeye gösterilen özen deneylerin tekrarlanabilirliğine olumlu katkı sağlamıştır. Daha sonra numune, içinde kanatlı döner bıçağın bulunduğu retort potasına konulmuştur. Sıkıştırma aleti ile, retort potası içindeki karışım yeterli bir standart kuvvet ile sıkıştırılmıştır (plastometre prospektüsü). Karbonizasyon sıcaklığı arttıkça kömürün alette sıkışması

zorlaştıktan, gerekiğinde sıkıştırma işleminden önce kanatlı döner bıçağın miline 2-3 damla benzen damlatılarak karışımın yeterince sıkışması sağlanmıştır. Daha sonra retort potası retorta yavaşça vidalanmıştır. Kadran ibresi sıfırlanarak ipin sarıldığı makara sabitlenmiştir. Daha sonra fırın yukarı doğru yükseltilerek retort fırının içine sokulmuş ve retort ile fırın arasına termokupl konularak cam elyafı ile fırın içi dış ortamdan izole edilmiştir. Fırın ısıtma hızı, sıcaklık artış hızı ayarlayıcısı ile 3 °C/dakika'ya ayarlanmıştır. Kadran ibresinin izlenebilir ilk hareketi ile birlikte 1'er dakikalık aralar ile zaman, sıcaklık ve kadran ölçümleri yapılmıştır. Ölçümlere ibre hareketsiz kalıncaya kadar devam edilmiştir.



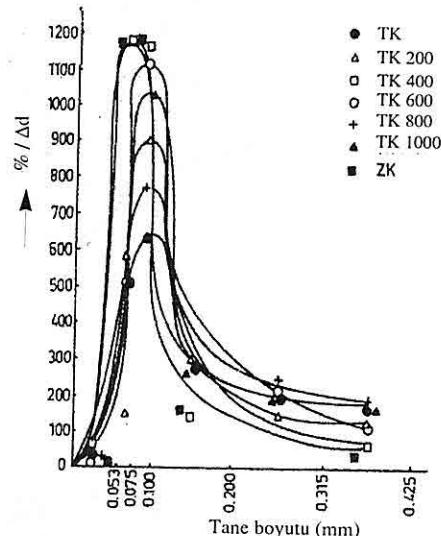
Şekil 1. Deneylelerde kullanılan numunelerin kümülatif elek altı ($\Sigma E.A.$) tane boyutu dağılıminin karşılaştırılması.

Çizelge 1. Deneylerde kullanılan numunelerin kümülatif elek altı (ΣEA) tane boyutu dağılımları.

Tane boyutu (mm)	% ΣEA						
	TK	TK200	TK400	TK600	TK800	TK1000	ZK
0.425-0.315	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
0.315-0.200	80.39	85.32	93.06	87.54	79.96	80.91	93.13
0.200-0.100	56.78	67.95	72.17	63.36	51.85	56.42	70.85
0.100-0.075	28.93	38.62	58.76	39.22	34.31	29.09	54.84
0.075-0.053	13.10	15.82	29.68	11.25	14.80	3.27	26.30
0.053-0.000	1.71	2.94	3.80	0.05	0.13	0.05	0.57

Plastometre deneylerinde 1'er dakikalık aralar ile zaman, sıcaklık ve kadran ölçümünün kaydedilmesinden sonra, kadran değerleri açısal derece/dakika cinsinden ifade edilmiştir. Daha sonra, her dönme değeri bir dakika evvel elde edilmiş değerden çıkarılarak dakika başına düşen dönme değeri bulunmuş ve bu değerler ilgili sıcaklıklarla birlikte plastometre eğrilerinin çiziminde kullanılmıştır. Kadran ibresinin dakikadaki dönme değerleri düşey eksende açısal derece/dakika değerlerinin logaritması olarak, sıcaklık ise yatay eksende °C cinsinden gösterilmiştir.

Deneyler sonucunda elde edilen maksimal akişkanlık değerlerinin %10 ve yumuşama, maksimal akişkanlık ve tekrar katılışma sıcaklıklarının ± 2.5 °C hata ile tekrarlanabilir oldukları yapılmış tekrarlanabilirlik deneyleri ile saptanmıştır. Hesaplanan hata değerleri plastometre prospektüsündeki değerlerle uyum içindedir (plastometre prospektüsü).



Şekil 2. Deneylerde kullanılan numunelerin normal dağılım oranlarının karşılaştırılması (Δd : tane boyutu fraksiyonu).

3. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Plastometre deneyleri iki ana grup halinde yapılmıştır. Birinci grup deneylerde Tunçbilek linyit kömürü veya koktozları + zift, koklaşır Zonguldak

*ZİFT İN KÖMÜR AKIŞKANLIĞINA ETKİSİ VE KÖMÜR YÜZYEYİ ISLANMA ÖZELLİĞİNİN
KARBONİZASYON SICAKLIĞI İLE DEĞİŞİMİ*

Çizelge 2. Deneylerde kullanılan numunelerin normal dağılım oranları (%/ Δd , Δd : tane boyutu fraksiyonu).

Tane boyutu (mm)	(%/ Δd)						
	TK	TK200	TK400	TK600	TK800	TK1000	ZK
0.425-0.315	178.27	133.45	63.09	113.27	182.18	173.55	62.46
0.315-0.200	205.30	151.04	181.65	210.26	244.44	212.96	193.74
0.200-0.100	278.50	293.30	134.10	241.40	175.40	273.30	160.10
0.100-0.075	633.20	912.00	1163.20	1118.80	780.40	1032.80	1141.60
0.075-0.053	517.73	585.45	1176.36	509.09	660.00	146.36	1169.55
0.053-0.000	32.26	55.47	71.70	0.94	2.45	0.94	10.75

Çizelge 3. Deneylerde kullanılan numunelerin kısa kimyasal analiz değerleri.

	TK	TK200	TK400	TK600	TK800	TK1000	ZK
Nem (%)	7.4	7.2	4.3	4.0	3.9	3.8	1.1
Kül (%)	8.0	9.0	11.0	13.0	14.0	16.0	9.0
Uçucu madde (%)	39.0	37.6	26.2	12.6	4.3	2.7	32.5

taşkömürü + zift ikili karışımlarında zift oranının akışkanlığa etkisi araştırılmıştır. İlkinci grup deneylerde ise Tunçbilek linyit kömürü veya koktozları + zift ikili karışımlarında koktozu elde etme sıcaklığının akışkanlığa etkisi incelenmiştir.

3.1. Akışkanlığın Zift Oranı ile Değişimi

Akışkanlığın zift oranı ile değişiminin araştırıldığı deneylerde TK, TK200, TK400, TK600, TK800 ve TK1000 numuneleri, ZK ve zift kullanılmıştır. TK,

TK200, TK400, TK600, TK800 ve TK1000 numuneleri ile yapılan deneylere %0.5 zift ilavesi ile başlanmış ve Gieseler plastometresinde ölçüm yapılamamıştır. Bunun üzerine %1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0 ve 4.5'lik zift oranları denenmiş, fakat yine aynı durum ile karşılaşılmıştır. Bu defa yukarıdaki zift oranları değişik koktozları ile denenmiş fakat sonuç değişmemiştir. Diğer bir deyim ile, plastometre kadranındaki ibre ya hareket etmemiş veya ölçüm yapılamayacak şekilde hareket etme evresinden sonra, birdenbire çok hızlı bir şekilde dönmüştür.

Her iki durumda da sıhhatlı bir ölçüm yapılamamış ve bunun yetersiz zift oranından kaynaklandığı gözlemlenmiştir. İbrenin hiç hareket etmemesi yetersiz zift içeren kömür kütlesinin sıkıştırılma işlemi sırasında tanelerin şekil farklılıklarından ileri gelen kompakt bir sıkışma düzeneine girmesi ve aradaki boşlukların bazı numunelerde daha fazla doldurulmuş olması, yani adeta bir kilitlenme sıkışmasının gerçekleşmesi olarak açıklanabilir. Bu tipte ki bir sıkışma pota içindeki kanatçıklı mile uygulanan dönme momentine sürtünme kuvvetinden ileri gelen bir karşı kuvvet uygulamaktadır ve bu durumun karışımın akışkanlığı veya oluşan plastik kütlenin viskozitesi ile ilişkisi yoktur. Plastometre kadranındaki ibrenin ölçüm yapılamayacak şekilde hareket etmesi evresinden sonra, birdenbire çok hızlı bir şekilde dönmüş olmasının nedeni ise, %4.5'a kadar olan zift oranlarının retort potasındaki kömürün yüzeyini ıslatabilecek minimum miktarı erişememiş olması ve kanatçıklı döner mile uygulanan momentin kömür taneleri arasındaki sürtünme kuvvetini yenmesinden kaynaklanmaktadır. Bu nedenle pota içindeki kanatçıklı mile uygulanan dönme momentine zift ile yeterince ıslanmamış kömür kütlesi karşı bir kuvvet uygulayamamış ve kadran ibresi sonsuz bir şekilde dönmüştür.

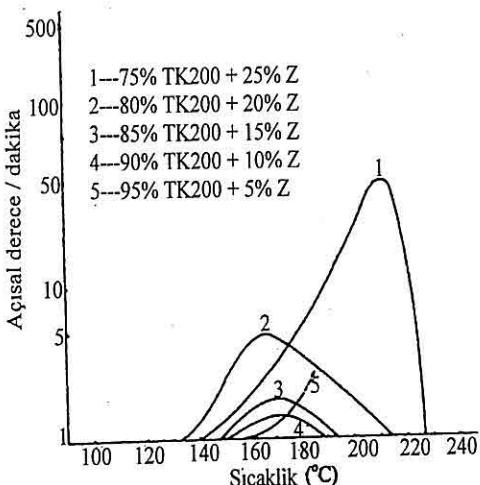
Yukarıda sözü edilen zift oranlarının plastometre ölçümleri için yetersiz olması üzerine, zift oranları artırılarak %5, 10, 15, 20, 25, 30 zift oranları denenmiştir. %5 zift oranında değişik koktozları ile yapılan bazı deneylerde ölçüm yapma

imkanı olmuştur. %30 zift oranlarında ise TK, TK200, TK400, TK600, TK800 ve TK1000 numunelerinin hepsinde çok yüksek akışkanlık değerleri elde edilmiş ve belirli bir maksimal akışkanlık değeri okunamamıştır. Bunun nedeni, ortamda kömür yüzeyine yayılmış ziftin dışında bir zift fazlası kalmış olmasıdır. Koklaşır kömürlerde olduğu gibi tekrar katılışma ve akışkanlığın sona ermesi durumu gözlenmemiştir. Tüm bu gözlem ve verilerden yola çıkarak, deneylerdeki zift oranının alt sınırının %5, üst sınırının ise %30 olduğuna karar verilmiştir. Stephens tarafından yapılmış olan bir araştırmada, inert antrasit kömürü ve zift karışımlarında %28'luk bir zift üst sınırı tespit edilmiştir (Stephens, 1958). Bu oranın üzerine çıktıığında plastometrede okunması çok güç olan akışkanlık değerlerine ulaşılmıştır. Stephens'a göre, %28 zift oranının üzerinde, kömür taneleri zift ortamında serbest kalmakta ve bir zift-kömür süspansiyonu oluşmaktadır. Stephens tarafından ileri sürülen zift üst sınırı, şimdiki çalışmada Tunçbilek kömürü veya koktozları için bulunan %30'luk zift üst sınırı ile tam bir uyum göstermektedir. Ayrıca Stephens tarafından ileri sürülen zift-kömür süspansiyonu kavramı şimdiki araştırma için de geçerlidir.

Şekil 3'te TK200 numunesi ile farklı zift oranlarında yapılan deneylerin akışkanlık eğrileri görülmektedir. En yüksek maksimal akışkanlık değeri %25 zift oranında elde edilmiştir. Maksimal akışkanlık %20, %15 ve %10 zift oranı sırasına göre azalmaktadır. %95 TK200 +

ZİFT İN KÖMÜR AKIŞKANLIĞINA ETKİSİ VE KÖMÜR YÜZYEYİ ISLANMA ÖZELLİĞİNİN KARBONİZASYON SICAKLIĞI İLE DEĞİŞİMİ

%5 Z karışımında ise çok yüksek bir zahiri akışkanlık görülmekle birlikte belirli bir maksimal akışkanlık okunamamıştır. Fakat bu durum aslında, yukarıda da açıklandığı gibi, bu karışımındaki %5'lik zift oranının TK200'ün yüzeyini ıslatabilecek kritik miktarı ulaşamamasından kaynaklanmaktadır. Böylece, %5'lik zift



Şekil 3. Gieseler plastometresinde, TK200 kok tozuna değişik oranlarda zift ilavesi ile elde edilen eğriler.

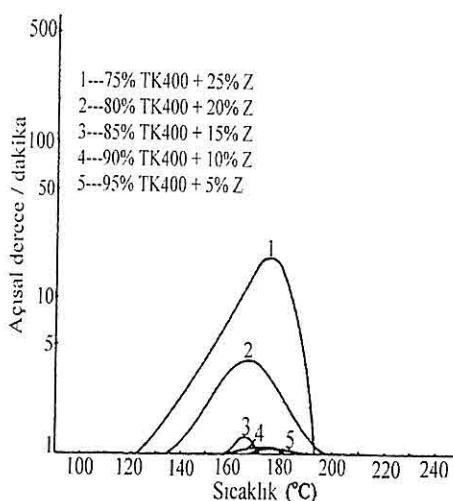
oranında, retort potası içindeki kanatçıklı döner mile uygulanan moment kömür taneleri arasındaki sürtünme kuvvetini yenmiş ve maksimum değeri okunamayan zahiri bir yüksek akışkanlık gözlemlenmesine sebep olmuştur. Daha önce de dephinildiği gibi, %5 zift oranında, farklı koktozları ile yapılan bazı deneylerde ölçüm yapma imkanı olmuş, bazlarında ise bu mümkün olmamıştır. Bunu un ve su örneği ile açıklamak

mümkündür. Un içine katılan su fazla olmadığı zaman, tüm un taneleri ıslanmayacak ve hiç su katılmamış izlenimini verecektir. Eğer su miktarı gittikçe artırılırsa un yavaş yavaş şekil verilebilecek bir duruma gelecek ve hamur halini olacaktır. %5 oranındaki zift miktarı TK200'ün yüzeyini ıslatmadığı için, pota içindeki numunede yüzeyi ıslanmamış kömür tanelerinin bulunduğu kısımlar oluşmaktadır. Bu ıslanmamış kısımlar plastometre milinin kanatçıklarına uygulanan döndürme momentine karşı bir kuvvet uygulayamamakta ve görünürde çok yüksek bir akışkanlık olduğu izlenimini vermektedir. Bu durumu gözlemlemek için deney sonrasında pota içindeki numune kontrol edilmiş ve TK200'ün büyük kısmının yetersiz zift oranı nedeni ile ıslanmadığı görülmüştür. Diğer taraftan, %30 zift oranında yapılan deneylerde çok yüksek akışkanlıklar saptanmıştır. Deney sonrasında pota içindeki TK200'ün tüm yüzeyinin ıslandığı ve karışımın oldukça akışkan bir hale geldiği görülmüştür. Bu duruma içine fazla su karıştırılmış un örnek olarak verilebilir. %30 zift oranındaki deneylerde kadran ibresi %5 zift oranındaki deneylere göre daha yavaş dönmüş fakat ortamda kömür yüzeyini ıslatan zift miktarı dışındaki zift fazlası nedeni ile ölçülemeyecek kadar yüksek akışkanlıklar elde edilmiştir. Bu nedenle, plastometre milinin kanatçıklarına numune tarafından düşük bir kuvvet uygulanmış, çok yüksek akışkanlık nedeniyle belirli bir okuma yapılamamıştır.

Şekil 4'te TK400 numunesi ile farklı zift oranlarında yapılan deneylerin akışkanlık eğrileri görülmektedir. En yüksek maksimal akışkanlık değeri, TK200 numunesinde olduğu gibi, %25 zift oranında elde edilmiştir. Maksimal akışkanlık %20, %15, %10 ve %5 zift oranına göre azalmaktadır. Şekil 4'te görüldüğü gibi maksimal akışkanlıklar Şekil 3'teki sıraya göre azalmaktadır. Fakat, Şekil 3'e göre maksimal akışkanlıklarda düşme gözlenmektedir. Ayrıca %95 TK400 + %5 Z karışımında TK400 numunesinin, TK200'ün aksine, daha fazla zift absorpladığı, diğer bir deyim ile, karışımındaki %5'lük zift oranının TK400'ün yüzeyinin belirli bir kısmını ıslatabilecek kritik miktara ulaşmış olduğu görülmektedir.

Zift ilavesinin akışkanlığa olan etkisi koklaşır taşkömürü içinde araştırılmış ve %5'ten %15 zift oranına kadar olan zift ilave aralığında, her %5'lük zift ilavesinin koklaşır taşkömürü akışkanlığını 15 kez artttığı görülmüştür (Stephens, 1958). Bu çalışmada da koklaşır Zonguldak taşkömürüne (ZK) %5 oranında zift ilavesinin ikili karışımında, ZK'nün akışkanlığını üç katından fazla artttığı (Şekil 5) ve ZK'nün plastiklik aralığını genişlettiği gözlenmiştir. Bu çalışmada ziftin koklaşır taşkömürlerinin akışkanlığına ve plastiklik aralığına olan olumlu etkisi literatür ile uyumlu halledir (Wilkinson, 1960; Ming-Fong vd., 1986; Bujnowska vd., 1994 ; Maroto-Valer vd., 1998). Sonuç olarak, TK200 , TK400 ve diğer kömür veya koktozları ile farklı zift oranlarında yapılan plastometre deneyleri

sonucunda zift + kömür veya koktozları ikili karışımının akışkanlığının artan zift oranı ile beraber arttığı saptanmıştır (Cengizler, 1987).



Şekil 4. Gieseler plastometresinde, TK400 kok tozuna değişik oranlarda zift ilavesi ile elde edilen eğriler.

Zift'in artan oranlarının, aynı kömür veya koktozları ile oluşturduğu ikili karışımının akışkanlığını gittikçe artttırması, ortamda zift fazlası ile ilgilidir. Kömür veya koktozlarının yüzey ıslanma özelliklerine göre, ortamda zift, inert kömür taneleri tarafından absorplanmış, yani zift kömür tanelerinin yüzeyine yayılıarak bu yüzeyleri ıslatmıştır. Fakat, ortamda bir zift fazlası varsa, bu ayrı bir faz halinde kalmış ve yüksek akışkanlığa sebep olmuştur. Eğer kömür veya koktozlarının yüzey ıslanma özellikleri zayıf ise zift kömür tanelerinin yüzeyine yayılıp bu yüzeyleri

ZİFT'İN KÖMÜR AKIŞKANLIĞINA ETKİSİ VE KÖMÜR YÜZEVİ İSLANMA ÖZELLİĞİNİN KARBONİZASYON SICAKLIĞI İLE DEĞİŞİMİ

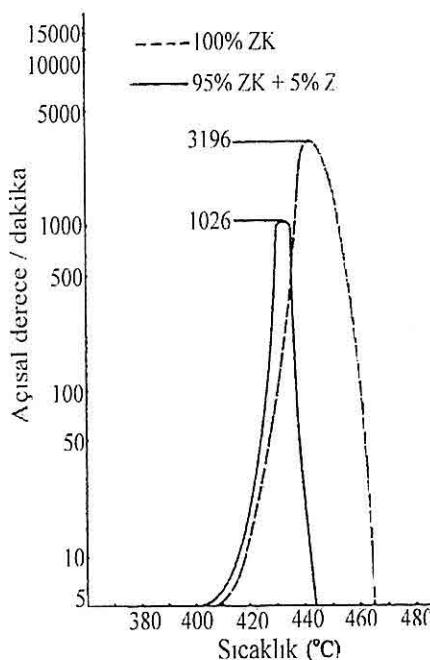
3.2. Akışkanlığın Koktozu Elde Ediliş

Sıcaklığı ile Değişimi

Akışkanlığın koktozu elde ediliş sıcaklığına göre değişimi, zift oranları sabit tutularak ve farklı karbonizasyon sıcaklıklarında elde edilmiş koktozları kullanılarak Gieseler plastometresi deneyleri ile incelenmiştir. En az maksimal akışkanlık TK400'ün bulunduğu ikili karışımında görülmüştür. Maksimal akışkanlıktaki artış TK400, TK200, TK, TK600, TK800 ve TK1000 sırasını izlemektedir ve bazı zift oranlarında ise akışkanlık artış sırasında TK1000, TK800'ün önüne geçmektedir (Cengizler, 1987).

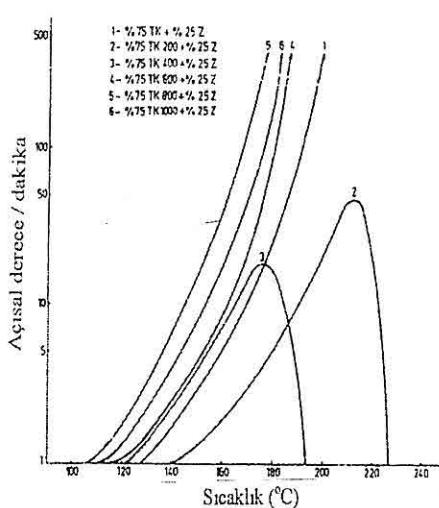
Şekil 6'da %25 zift oranında TK, TK200, TK400, TK600, TK800 ve TK1000 ile yapılmış olan plastometre deney eğrileri görülmektedir. Bu deney grubunda en az akışkanlık %75 TK400 + %25 Z ikili karışımında ölçülmüştür. Bu karışımı akışkanlık artışı açısından %75 TK200 + %25 Z ikili karışımı izlemiştir. Her iki karışım da Gieseler plastometresinde ölçülebilir maksimal akışkanlık değerleri göstermiştir. Şekil 6'da görülen %75TK + %25 Z, %75 TK600 + %25 Z, %75 TK800 + %25 Z ve %75 TK1000 + %25 Z ikili karışımı ile yapılan deneylerde çok yüksek akışkanlık nedeni ile ölçülebilir maksimal akışkanlık değerleri saptanamamıştır.

Şekil 7'de %20 zift oranında TK, TK200, TK400, TK600, TK800 ve TK1000 ile yapılmış olan plastometre deney eğrileri görülmektedir. Bu deney grubunda da en az akışkanlık %80 TK400 + %20 Z ikili karışımında tespit edilmiş ve



Şekil 5. Zift ilavesinin Zonguldak kömürü maksimal akışkanlığına etkisi.

tamamı ile islatamamış ve kömür taneleri zift ortamında serbest kalmış, bir kömür-zift süspansiyonu oluşturarak zift ile kömür taneleri ortamda iki ayrı faz oluşturmuştur. Böylece bu iki fazın ayrı ayrı bulunduğu kısımlarda plastometre milinin kanaatçıklarının dönme momentine karşı bir kuvvet oluşmadığı için yüksek akışkanlık değerleri ölçülmüştür. Deneyler esnasında retort potası açıldığında, artan zift oranları ile birlikte karışımın çamursu bir hal aldığı görülmüş ve oluşan yüksek akışkanlık değerleri, %5 zift oranlı karışımın aksine plastometre milinin daha yavaş fakat devamlı olarak dönmesini sağlamıştır.

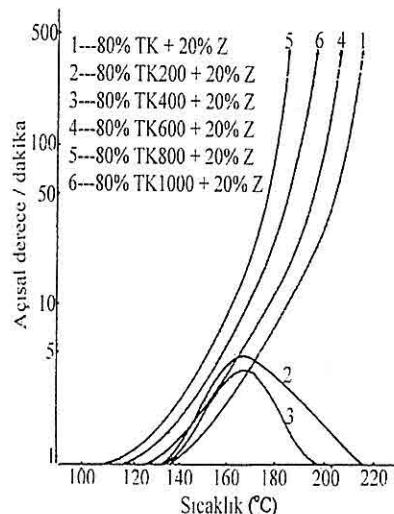


Şekil 6. Gieseler plastometresinde, TK, TK200, TK400, TK600, TK800 and TK1000'e %25 oranında zift ilavesi ile elde edilen eğriler.

bunu %80 TK200 + %20 Z karışımı izlemiştir. Her iki karışım da plastometrede ölçülebilir maksimal akışkanlık değerleri vermesine rağmen, Şekil 6'daki deney grubuna göre maksimal akışkanlık değerlerinde bir düşme gözlenmektedir. %80 TK + %20 Z, %80 TK600 + %20 Z, %80 TK 800 + %20 Z ve %80 TK1000 + %20 Z ikili karışımları ile yapılan deneylerde ise, %25 zift ilavesi ile yapılan deneylerdekine benzer olarak, çok yüksek akışkanlık durumu görülmüş ve ölçülebilir maksimal akışkanlık değerleri saptanamamıştır. Fakat görüldüğü gibi, eğriler Şekil 7'de, Şekil 6'daki %25 zift oranlı olanlara göre daha kavisli olarak sonsuza gitmektedir.

Şekil 8'de %15 zift oranında TK, TK200, TK400, TK600, TK800 and TK1000'e %20 oranında zift ilavesi ile elde edilen eğriler.

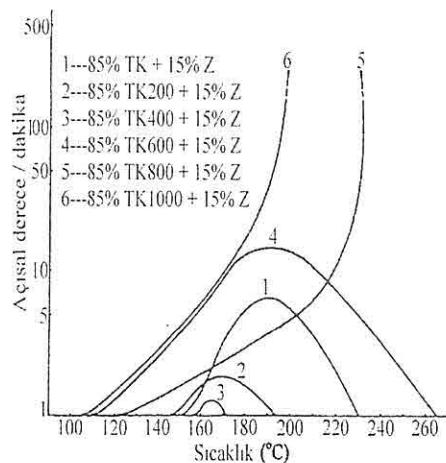
TK1000 ile yapılmış olan plastometre deney eğrileri görülmektedir. Zift oranının azalması ile birlikte %85 TK + %15 Z ve %85 TK600 + %15 Z karışımları da ölçülebilir maksimal akışkanlık değerleri vermektedir. En az akışkanlık %85 TK400 + %15 Z karışımında saptanmış olup, bunu akışkanlık artışı açısından %85 TK200 + %15 Z, %85 TK + %15 Z ve %85 TK600 + %15 Z karışımları izlemiştir. Böylece dört karışım içinde ölçülebilir maksimal akışkanlık değerleri tespit edilebilmiştir. Fakat, Şekil 8'den görüldüğü gibi %85 TK800 + %15 Z ve %85 TK1000 + %15 Z karışımları ile yapılan deneylerde ise %25 ve %20 zift ile yapılan deneylerdekine benzer olarak çok yüksek akışkanlık durumu saptanmış ve ölçülebilir maksimal akışkanlık değerleri elde edilememiştir.



Şekil 7. Gieseler plastometresinde, TK, TK200, TK400, TK600, TK800 and TK1000'e %20 oranında zift ilavesi ile elde edilen eğriler.

ZİFT İN KÖMÜR AKIŞKANLIĞINA ETKİSİ VE KÖMÜR YÜZEYİ ISLANMA ÖZELLİĞİNİN KARBONİZASYON SICAKLIĞI İLE DEĞİŞİMİ

Şekil 6, 7 ve 8'de görüldüğü gibi, en düşük maksimal akışkanlık değerleri (en az akışkanlık) TK400'ün bulunduğu ikili karışımında görülmüştür. Maksimal akışkanlık değerleri TK400, TK200, TK ve TK600 sırasına göre artmaktadır ve %15 zift oranında bile TK800 ve TK1000 koktozları ile Gieseler plastometresinde sıhhatalı bir ölçüm yapılamamıştır. Kömür yüzey ıslanma özelliği düşünüldüğünde, TK400 koktozu tanelerinin yüzey ıslanma özelliklerinin TK ve diğer koktozlarından daha iyi olduğu anlaşılmaktadır. Çünkü, TK400'ün bulunduğu ikili karışımında, sıvı haldeki zift, TK400'ün yüzeyine daha iyi yayılmış ve tane yüzeylerini daha iyi ıslatmıştır. Böylece ortamdaki serbest zift miktarı oldukça azalmış ve ziftin tümü TK400 tanelerinin yüzeyine yayılmıştır. Bu neden ile, ortamdaki akışkan ziftin azalması sonucu, plastometre milinin kanaatçıklarının dönme hareketine karşı bir kuvvet doğmuş ve düşük akışkanlık değerleri okunmuştur. Yukarda sıralanan akışkanlık değerlerine göre, en fazla yüzey ıslanma özelliğine TK400 sahip iken, bunu TK200, TK ve TK600 izlemektedir. TK'nın yüzey ıslanma özelliğinin iyi olmaması ısınma esnasında bünyesinden çıkan uçucu maddelere bağlanabilir. Bu uçucu maddeler ziftin TK yüzeyine yayılmasını büyük ölçüde etkileyebilir. TK800 ve TK1000'in yüzey ıslanma özelliğinin ise diğer kömür ve koktozlarına göre kötü olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu koktozlarında, tane yüzeyleri sıvı zift ile yeterince ıslanmadığı için plastometre mil kanaatçıklarının dönme momentine karşı bir kuvvet



Şekil 8. Gieseler plastometresinde, TK, TK200, TK400, TK600, TK800 and TK1000'e %15 oranında zift ilavesi ile elde edilen eğriler.

oluşamamaktadır ve plastometrede yüksek akışkanlık değerleri okunmaktadır. TK400 dışındaki diğer koktozlarının yüzey ıslanma özelliklerindeki azalmanın nedeni farklı karbonizasyon sıcaklıklarından kaynaklanan yüzey fiziksel ve kimyasal özelliklerindeki değişikliklerdir. Örneğin, 800-900 °C koktozlarının oldukça poröz bir yapı gösterdiği ve ortamdaki zifti absorbe ederek inert tane yüzeylerinin ıslanmasını önlediği bildirilmiştir (Kemal, 1974). Farklı karbonizasyon sıcaklıklarını koktozlarının yüzey kimyasal özelliklerinde ve moleküller yapısında farklı değişikliklere yol açmaktadır ve iç yapının yeniden şekillenmesinde etkili olmaktadır. Gieseler plastometresi ile TK ve koktozları üzerinde yapılan araştırmalar mikroskopik iç yapı analizleri ve kontak açısı ölçümleri ile desteklenebilir. Böylece

TK veya koktozları + zift ikili karışımlarının davranışları ve yüzey ıslanma özellikleri hakkında kantitatif bilgi elde edilmiş olacak ve Gieseler plastometresinde elde edilen veriler daha geniş kapsamlı olarak yorumlanabilecektir.

4. SONUÇ

Bu laboratuar çalışmasında TK veya koktozları + zift ikili karışımında akışkanlığın zift oranı ile değişimi ve kömür yüzeyi ıslanma özelliğinin karbonizasyon sıcaklığı ile değişimi incelenmiştir. İkili karışımlarda maksimal akışkanlıklar artan zift oranı ile yükselmiştir. En düşük maksimal akışkanlık değerleri TK400'ün bulunduğu ikili karışımlarda tespit edilmiştir. Bu neden ile, yüzey ıslanma özelliği en iyi olan koktozunun TK400 olduğu saptanmıştır. İkili karışımın maksimal akışkanlıkları TK400, TK200, TK, TK600, TK800, ve TK1000 sırasına göre artmakta ve yüzey ıslanma özellikleri de aynı sıraya göre azalmaktadır.

5. KAYNAKLAR

Bujnowska, B and Collin, G., (1994). Co-carbonization of coals with coal-tar pitch. *Cokemaking International*, Vol. 6, No. 2, pp. 25-31.

Cengizler, H., (1987). The variation of the wettability properties of coal surfaces by temperature. *Yüksek Lisans Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Müh. Fak., Fen Bil. Ens.*

Kemal, M., (1974). Herstellung von formkoksfür metallurgische prozesse aus feinkörnigen schwelköksen erdiger Braun kohlen. Ph.D. Thesis, *Teknische Universitaet Clausthal*.

Kemal, M., (1989). The effect of carbonization temperature on the wetting behaviour of the brown coal surface. *Braunkohle 41, heft 6, Juni*.

Kemal, M., (1980). Tunçbilek kömürünen metalürjik kok üretiminde kullanılma olanakları., *Doçentlik Tezi, Ege Uni., Makina Müh. Fak., Maden Müh. Böl., İzmir*.

Lin, M.F. and Hong, M.T., (1986). The effect of coal blend fluidity on the properties of coke. *Fuel*, Vol. 65, pp. 307-311, March.

Maroto-Valer, M.M., Andrésen, J.M. and Snape, C.E., (1988). In Situ IH NMR study of the fluidity enhancement for a bituminous coal by coal tar pitch and a hydrogen-donor liquefaction residue., *Fuel*, Vol. 77, N. 9/10, pp. 921-926.

Standard method of test for plastic properties of coal by the Gieseler plastometer according to prospectus no. 222/I-no.124.

Stephens, J. N., (1958). The effect of the pitch additions on the fluidity of coal. *Coke and Gas*, pp. 296-302.

Vankrevelen, D.W., (1981). *Coal*. Elsevier, Amsterdam.

Wilkinson, H. C., 1960. The influence of the plasticity of coal on the quality of coke. *The Gas World-Coking, Sheffield*, pp. 39-46.

GEOSOUND / YERBİLİMLERİ YAZIM KURALLARI

Yerbilimleri / Geosound, yerbilimleri dalında teorik veya araştırma sonuçlarını içeren ve özgün sonuçları olan Türkçe, İngilizce, Fransızca ve Almanca makaleleri kabul eder. Dergide ayrıca tanınmış bilim adamlarının güncel yenilikleri içeren tercüme yazılarına da yer verilebilir.

Makalelerin Türkçe olanlarına İngilizce, yabancı dillerde olanlarına da Türkçe özeler konulmalıdır. Makaleler şekil, çizelge veya tablo, fotoğraflı levhalar dahil 8 sayfayı geçemez. Ancak yazarları tarafından ısrar edilen ve kısaltılmamış makaleler her yıl sayfa başına tesbit edilen katkı payı miktarı kadar ödeme yapılarak yayınlanabilir. Yazilar A4 ebadındaki kağıtların bir yüzüne çevresine 2.5 cm boşluk bırakılarak yazılmalı, harita, kesit ve levhalar da aynı boyutta hazırlanmalıdır. Yazilar Macintosh bilgisayarda herhangi bir program dilinde hazırlanarak makale ekinde yazı disketi ile verilmelidir. Macintosh imkani olmayan yazarlar ücret ödeyerek yazılarını yayın sekreterliğine yazdırabilirler.

Makaleler Türkçe başlık; Yazar adı soyadı ve kısa adresi; Özeti; İngilizce başlık; Abstract; Giriş; Bölümler ve alt bölümler; Sonuçlar veya Tartışmalar ve sonuçlar; Teşekkür; Kaynaklar şeklinde olmalı, ayrıca Bölümler ve Alt Bölümler 1., 1.1., 2., 2.1., vs. şeklinde numaralanmalıdır.

Kaynaklara metin içerisinde yazar soyadı ve tarih sırasıyla atıfta bulunulmalı, bunlarla ilgili bilgiler ise Kaynaklar başlığında "Soyadı, Adının ilk harfi veya harfleri, Tarih, Makalenin başlığı, Derginin kısaltılmış adı, Cilt No, Başlangıç ve Bitiş sayfası" şeklinde verilmelidir.

Dergide yayınlanmayan yazılar geri gönderilir. Yayınlananlardan yazarlarına 20'şer adet ayrı baskı verilir. Çok yazarlı makalelerde bu sayı yazarlar arasında bölüstürülür. Yayınlanan yazılar için telif hakkı ödenmez.

Şekiller, haritalar, grafikler aydinger üzerine çini mürekkep kullanılarak, koyu bir şekilde çizilmeli, fotoğraf ve levhalar 13x19 cm boyutundaki çerçeve dışına çıkarılmadan hazırlanmalıdır. Yerbilimleri / Geosound ofset metoduyla basıldığı için yazıların mizanpağı yazarlar tarafından yapılmalı, şekiller, tablolar, fotoğraflar metin içine yerleştirilmeli ve alt yazılar tek dilde yazılmalıdır.

Makaleler, biri orjinal olmak üzere 3 nüsha halinde aşağıdaki adrese disketiyle birlikte gönderilmelidir.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : (322) 338 67 11 veya 338 63 57
(Tel) 338 61 26 (Fax)
e-mail: yerbilimleri@yahoo.com

INSTRUCTION TO CONTRIBUTORS

Yerbilimleri / Geosound accepts theoretical work or results of a research together with original articles written in Turkish, English, French and German. Translated papers of any article written on the latest developments of a specific subject by known authors can also be accepted.

Turkish articles English, English, French and German articles should have a Turkish summary. Papers to be submitted should not exceed 8 pages including figures, tables, plates and photographs. The ones which are insisted by their authors not to be shortened can be published by charging for each additional page on the amount defined by editorial committee. Papers should be written on one side of A4 sheets leaving a blank space of 2.5 cm at each side of the sheet and maps, plates, cross sections must be prepared in the same form. Any wordprocessor compatible with Macintosh computer system should be used to type the papers and diskets including articles should be attached to the papers. It is possible for the editorial committee to get the articles written with an available Macintosh system but this has to be charged.

The papers should be organised as follows: Title in Turkish; Author's name and address; Summary; Title in English; Abstract; Introduction; Sections and Sub-sections; Conclusions or Discussions and Conclusions; Acknowledgement; References; Appendices. Sections and Sub-sections should be enumerated in the form of 1., 1.1., 2., 2.1., etc.

References in the main text should be cited on the basis of Author's name and date. The information related to these should be given in the References section as: "Surname, Initial(s), Date, Title of Article, Abbreviated Name of the Journal, Volume No, First page-Last page".

Articles which are not published in the Journal are returned. 20 copies of the published papers are sent to the authors. In the joint papers this number is divided between the authors. Copy right is not paid for the published papers.

Figures, maps, graphics should be drawn by black Indian ink on transparent drawing paper, photographs and plates should be prepared such that they can be placed in the frame of 13x19 cm. Yerbilimleri / Geosound is printed with offset printing method that's why coordination of the articles should be done by their authors; figures, tables and photographs should be organised in the text and all explanations about these should be written in one language.

Papers should be sent in three copies, one being the original, to the following address together with the disket containing the article.

Yerbilimleri / Geosound Editörlüğü
Ç.Ü.Müh.Mim.Fakültesi
Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümleri
01330 - Balcalı / ADANA / TÜRKİYE
Tel (Fax) : (322) 338 67 11 veya 338 63 57 (Tel) 338 61 26 (Fax)
e-mail: yerbilimleri@yahoo.com