

ÖNSÖZ

Yerbilimleri/Geosound'un 38. sayısını da yayinallyabildiğimiz için ne mutlu bizlere. Günden güne güçleşen yaşam koşullarında yalnızca reklam gelirleriyle bilimsel bir dergiyi yaşatmanın ne kadar güçlüğü tüm okurlarımızın malumudur. Öte yandan son çıkan doçentlik yönetmeliği de ulusal düzeyde yayınlanan bilimsel dergilerin yayın hayatlarını sürdürmelerine yardımcı olmayacağından şüpheliyiz. Özellikle uzun süreli yurtdışı imkanı bulamayan genç araştırcılar daha da zor durumda kalacaklardır. Ne diyelim, bekleyip göreceğiz.

Bu sayımızda toplam 16 makaleye yer verilmiştir. Bunların tamamına yakını Çukurova Üniversitesi dışındaki üniversitelerde görev yapan araştırmacılara aittir. Yerbilimleri/Geosound'un kontrolümüzde bundan önce yayınlanan 23 sayısı, teker teker incelendiğinde benzer durum görülecektir. Başka bir deyişle bu dergi, hiçbir zaman "kendin pişir, kendin ye" dediricek bir uygulama yapmamıştır. Bundan sonra da yapmayacaktır. Bizim dışımızdaki üniversitelerimizden gelen makale akişi aynı hızda devam etmektedir. Ancak yukarıda belirttiğimiz gibi yeni doçentlik yönetmeliği her dergiyi olduğu gibi Yerbilimleri/Geosound'u da etkileyebilir.

39. sayımız Aralık 2001 olarak yayınlanacaktır. Bu sayımızla ilgili makaleler incelenmektedir. Yazarlarımızın kendilerine tanınan süreclere uyarak istenildiği şekilde düzeltmeleri yaptıktan sonra makalelerini göndermeleri halinde, baskı sürelerine uyulabilmekte, aksi durumlarda istenmeyen gecikmeler olmaktadır.

Herkesin ortaklaşa yaşadığı bu zor günleri aşacağımıza inanıyor, bizleri çok olumsuz şartlara rağmen destekleyen tüm kuruluşlara ve yazarlarımıza teşekkür ediyoruz.

Saygılarımla,

Yayın Kurulu Adına
Mesut ANIL
Baş Editör



YERBİLİMLERİ

İÇİNDEKİLER / CONTENTS

Geochemistry of Plio-Quaternary Volcanics Around Yeniyapan (Akdağmadeni-Yozgat), Central Anatolia / *Yeniyapan Yöresinde (Akdağmadeni-Yozgat) Pliyo-Kuvaterner Yağlı Volkaniklerin Jeokimyası (Orta Anadolu)*
Musa ALPASLAN, Taner EKİCİ, Nazmi OTLU, Akif YEŞİLTAŞ 1

Textural, Mineralogical, and Paragenetic Characteristics of Murgul Deposit (Artvin-NE Turkey) - An Example to the Kuroko-Type Volcanogenic Massive Sulfide Deposits / *Murgul Maden Yatağı'ın Dokusal, Mineralojik ve Parajenetik Özellikleri (Artvin-KD Türkiye)- Kuruko Tipi Volkanik-Eşlikli Masif Sülfit Yataklara Bir Örnek*
Emin ÇİFTÇİ, Bülent YALÇINALP, Hasan KOLAYLI,
Richard D. HAGNI 11

Authigenic K-Feldspar Occurrences in Upper Cretaceous Asmabogaçlı Formation in Tuzgölü Basin Between Şereflikoçhisar and Aksaray (Türkiye) / *Tuzgölü Havzasının Şereflikoçhisar Aksaray Arasında Asmabogaçlı Formasyonuna Ait Kumtaşları İçindeki Otijenik K-Feldispat Oluşumları*
Hükmü ORHAN, M. Muzaffer KARADAĞ 27

Origin of Wehrlitic Intrusions in the Ispendere (Malatya) and Kömürhan (Elazığ) Ophiolitic Complex (Eastern Taurus-Turkey) / *İspendere (Malatya) ve Kömürhan (Elazığ) Ofiyolitik Komplekslerindeki (Doğu Toros-Türkiye) Verlitik İträzyonların Kökeni*
Mehmet BEYARSLAN, A. Feyzi BINGÖL 39

Niğde Masifi Metalik Maden Yataklarının Mineralojisi ve Jenezi / *Mineralogy and Paragenesis of Metallic Ore Deposits of Niğde Masif*
M. Gürhan YALÇIN, İbrahim ÇOPUROĞLU 49

Harmancık (Bursa) Manyezitlerinin Jeokimyasal Özellikleri / *Geochemical Characteristics of Harmancık (Bursa) Mangnesite Deposits*
Halis MANAV 67

Tefenni-Yeşilova (Burdur) Arasındaki Diyabaz Dayklarının Jeokimyasal Özellikleri <i>Geochemical Characteristics of the Diabases Dykes Between Tefenni-Yeşilova (Burdur)</i> Kerim KOÇAK, Adnan DÖYEN, A.Rıza SÖZÜT, Veysel ZEDEF, Fuat IŞIK ve A. Müjdat ÖZKAN	81
İstanbul Boğazı'nın Güncel Bentik Foraminifer Topluluğu ve Çökel Dağılımı <i>Distribution of Recent Benthic Foraminifera and Sediments of Bosphorous</i> Engin MERİÇ, Niyazi AVŞAR, Mustafa ERYILMAZ, Fulya YÜCESOY-ERYILMAZ	93
Türkiye'nin Güncel Bentik Foraminiferleri-I (Kuzeydoğu Akdeniz-Kuzey Ege Denizi-Çanakkale Boğazı-Kuzey ve Doğu Marmara Denizi-Haliç-İstanbul Boğazı-Batı Karadeniz) <i>Recent Benthic Foraminifera of Turkey-I (Ne Mediterranean-N Aegean Sea- dardanelles-N and E Marmara Sea-Golden Horn-Bosphorus-W Black Sea)</i> Niyazi AVŞAR , Engin MERİÇ	109
Kireçköy (Alpu – Eskişehir) Civarı Dolomitlerin Oluşumu ve Ekonomik Önemi / <i>The Economic Importance and Occurrence of Dolomites Around Kireçköy (Alpu- Eskişehir)</i> Kadir SARIİZ	127
Kale (Van) Kaynağı'nın Hidrojeoloji İncelemesi <i>Hydrogeological Investigation of Kale (Van) Spring</i> Bahattin ÇETİNDAĞ, Özlem ÖZTEKİN	143
Haroğlu (Elazığ) Kaynağının Hidrojeoloji İncelemesi <i>Hydrogeological Investigation of Haroğlu (Elazığ) Spring</i> Bahattin ÇETİNDAĞ, Özlem ÖZTEKİN	153
Madencilik Sektörü ve Finansal Kiralama / <i>Mining and Financial Leasing</i> Bayram KAHRAMAN, Turan BATAR	163
Erzurum-Horasan-Pasinler Bölgesi Gravite Verilerinin Andreev-Griffin Yöntemiyle Değerlendirilmesi / <i>Evaluation of Gravity Anomalies of Erzurum -Horasan-Pasinler by Andreev-Griffin Variation Method</i> Nafiz MADEN, Fahrettin KADİR	173
Yüzdürme-Batırma Test Sonuçlarının Kükürt Oranına Bağlı Olarak Matematiksel Değerlendirilmesi / <i>Mathematical Evaluation of Float-Sink Test Results Depending on Sulfur Content</i> Yakup CEBECİ, Lale CANPOLAT	183
İnce Boyutlu Tanelerdeki Nemin Yüksek Santrifüj Kuvvetler Uygulanarak Uzaklaştırılması / <i>Removal of Moisture In Fine Particles by Applying High Centrifugal G-forces</i> Ramazan ASMATULU	195

**GEOCHEMISTRY OF PLIO-QUATERNARY VOLCANICS AROUND
YENİYAPAN (AKDAĞMADENİ-YOZGAT), CENTRAL ANATOLIA**

Musa ALPASLAN

Mersin Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye

Taner EKİCİ, Nazmi OTLU, Akif YEŞİLTAŞ

C.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ABSTRACT: *Plio-Quaternary volcanics around Yeniyapan village, located at the northeast of the Akdağmadeni (Yozgat), are represented by alkali olivine basalts. Major and trace element data reveal the large-ion lithophile element enrichments for these basaltic rocks suggesting derivation from enriched mantle source. Geotectonic discrimination diagram based on the immobile trace elements show that these basaltic rocks display within-plate character. These data imply that the Plio-Quaternary volcanics in the study area originated from the melts formed by relatively small degree partial melting of the enriched mantle source, and ascended from the longitudinal cracks in the crust which develop due to the north-south shortening.*

YENİYAPAN YÖRESİNDE (AKDAĞMADENİ-YOZGAT) PLİYO-KUVATERNER YAŞLI VOLKANİKLERİN JEOKIMYASI (ORTA ANADOLU)

ÖZET: Yeniyapan köyü (Akdağmadeni-Yozgat) yöresinde yüzeyleyen Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçlar alkali olivin bazaltları temsil edilmektedir. Ana ve iz element verileri bu bazaltların büyük iyon yarıçaplı elementlerce zenginleştiğini göstermektedir. Büyük iyon yarıçaplı element zenginleşmeleri bazaltların zenginleşmiş bir manto kaynağından türediğini belirtebilmektedir. Hareketliliği düşük iz elementlere dayalı jeotektonik ortam ayırtman diyagramı, bu volkaniklerin plaka içi bir ortamda oluştuğunu göstermektedir. Bütün bu veriler, volkanitlerin zenginleşmiş bir manto kaynağının görelî olarak düşük dereceli bölümsel ergimesiyle oluşan eriyiklerden türediğini ve kuzey-güney yönlü sıkışmaya bağlı olarak gelişen boyuna kırıklardan yüzeye çıktığını göstermektedir.

1. INTRODUCTION

Basaltic magmatism appears to be a common manifestation of extensional tectonics within continental plates. Wilson (1989) described Continental Rift Zone (CRZ) as areas of localized lithospheric extension characterized by a central depression, uplifted flanks and a thinning of the underlying crust. High heat flow, broad zones of regional uplift and magmatism are often associated with such structure. However, extensional tectonics and associated magmatism are not only restricted to such environment. Volcanically active structural basins may develop within continents as a consequence of continent-continent collision or as subduction related back-arc basins. Such areas show many similarities in terms of their structural development and volcanicity. This must ultimately reflect a similarity in partial melting processes in the underlying mantle, regardless of the tectonic environment.

Anatolian plate includes the collision zone developed after the collision between Africa and Euroasian plates, named as İzmir-Ankara-Erzincan suture zone comprising of the ophiolitic rocks, post-collisional basins such as Sivas basin (Cater et al., 1991, Görür et al., 1998), and crystalline complex composed of the crustal metamorphics and granitoids. This region is characterized by strike-slip faults and local longitudinal cracks, under the north-south shortening (Şengör and Kidd, 1979; Şengör and Yılmaz, 1981).

Geological investigations in the region have focused on the tectonostratigraphy

(Yılmaz et al., 1995; Göncüoğlu et al., 1994; Tatar, 1983; Koçbulut, 1998; Mesci, 1998; YeşiltAŞ, 1999), granitoids (Erler et al., 1991; Boztuğ, 2000), and volcanics (Alpaslan, 2000). Geochemical studies on the Plio-Quaternary volcanics in that area have not been performed in detail. In this study, major and trace element geochemistry of the basaltic rocks will be presented.

1.1. Geological Frame of Study Area

The study area is in the Central Anatolian Thrust Belt at the northwestern part of the Akdağmadeni (Yozgat) region (Figure 1).

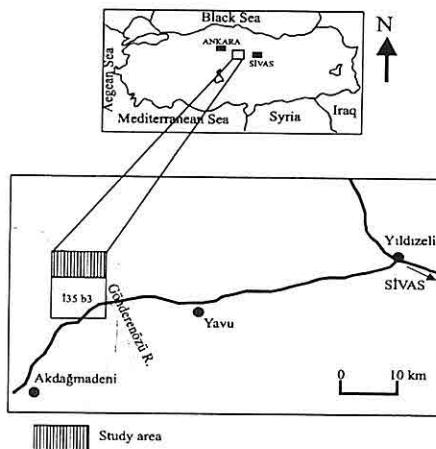


Figure 1. Location map of the study area.

The units cropping out in the study area are shown in Figure 2. These are Lower-Middle Eocene age Tokuş formation, Upper Cretaceous-Paleocene age Kılıçlı olistostrome, Şeyhhalil limestone which belongs to the Tekelidağ complex of Yılmaz (1981) and the Yeniyapan basaltic lava flows (Figure 3). Tokuş

**GEOCHEMISTRY OF PLIO-QUATERNARY VOLCANICS AROUND YENİYAPAN
(AKDAĞMADENİ-YOZGAT), CENTRAL ANATOLIA**

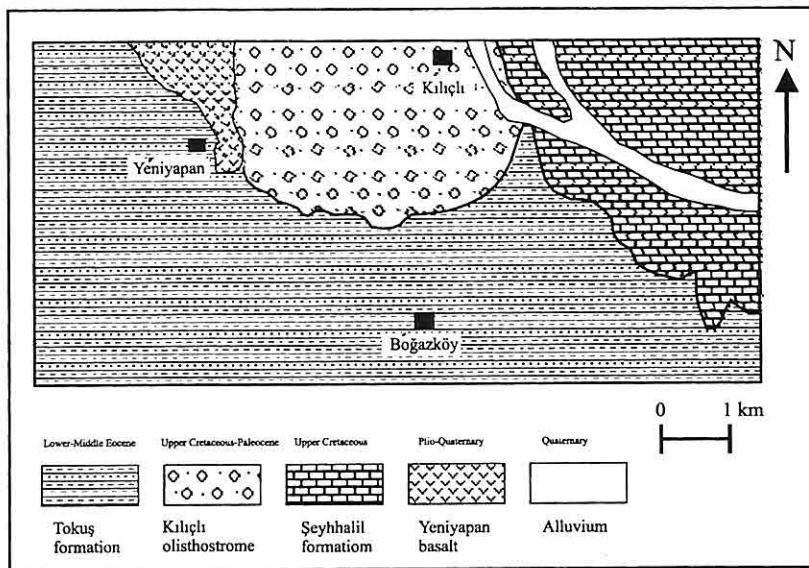


Figure 2. Simplified geological map of the study area.

formation mainly comprises volcanosedimentary units, conglomerates, sandstones and limestones with some intercalation of volcanic rocks. The volcanic rocks are mainly formed by the basaltic to andesitic composition based on the petrographic data, and their pyroclastic derivatives. The presence of *Nummulites atacicus* (LEYMERIE), *Nummulites* sp., *Alveolina* sp. and *Idalina* sp. Fossil association indicate that the age of the Tokus formation is Lower-Middle Eocene. This unit is tectonically overlain by the Kılıçlı olistostrome which earlier described by Yılmaz (1981). Kılıçlı olistostrome includes the following fossil association indicating Upper Cretaceous-Paleocene age: *Globotruncana linniaeina* (D'ORBINGY), *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp., *Marginotruncana* sp. and *Dicarinella* sp. (YeşiltAŞ, 1999). Şeyhhalil

limestone tectonically overlies above units. These limestones contain *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp., bryzoa, miliolid, *Epinoides* sp., *Missisipina* sp., *Textularia* sp., *Planorbulina* sp., *Smoutina* sp., *Globotruncana limmeiana* (D'ORBINGY), *Globotruncana calcarata* (CUSHMAN), *Marginotruncana* sp., *Whiteinella* sp., *Nodasaria* sp. and *Rosita fornicate* (PLUMMER) which indicate Upper Cretaceous age (YeşiltAŞ, 1999). The Yeniyapan basalt composed of the basaltic lava flows which disconformably rest on the older units. The age of this unit is accepted as Plio-Quaternary (Yılmaz et al., 1995; YeşiltAŞ, 1999). The youngest unit in the study area is Quaternary alluvium.

1.2.Petrographic Summary

Yeniyapan basalt, which has

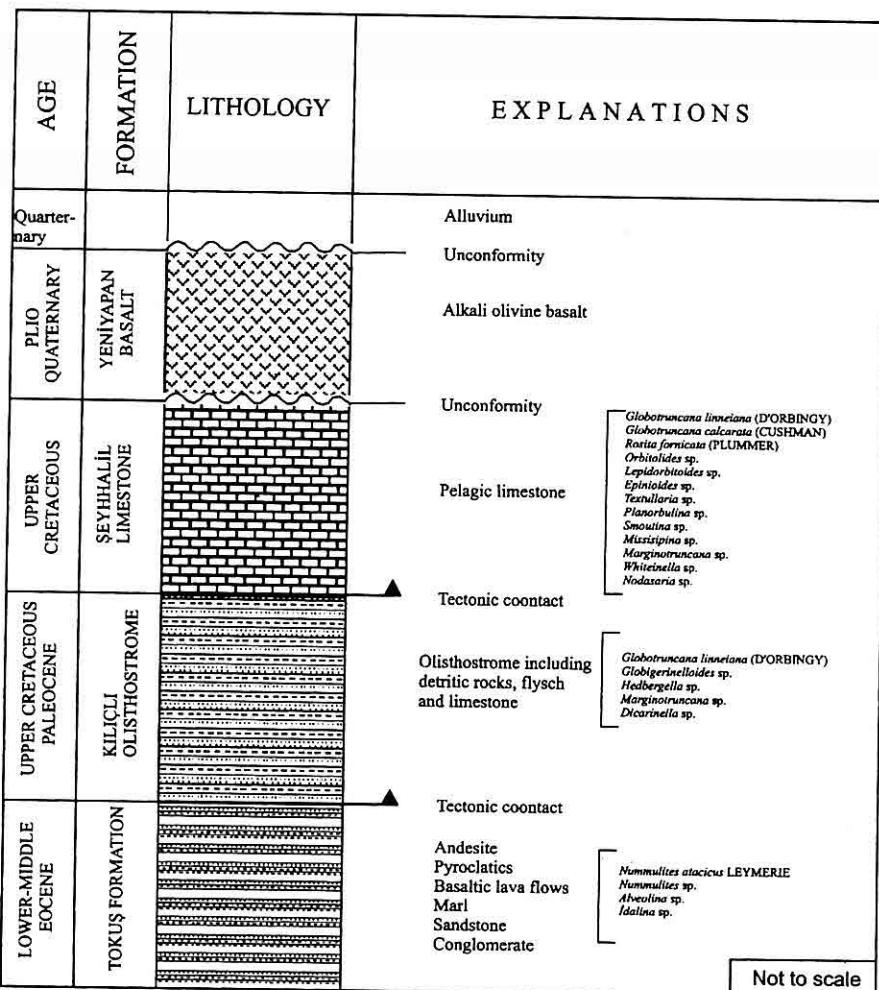


Figure 3. Generalized columnar stratigraphical section of the study area

holocrystalline porphyritic and intersertal texture, is dominated by olivine basalts. The modal composition of the Yeniyapan basalts have compositions in the range: olivine 15-20%, clinopyroxene 25-30%, plagioclase 40-45%, opaque minerals 3-5%. The olivines form the main phenocryst phase in these rocks, less commonly plagioclase and pyroxene. The

olivine phenocrysts are frequently altered by deuterian alteration to deep reddish-brown iddingsite. The clinopyroxenes are pale-brown and purplish-brown, and generally observed in the groundmass. The groundmass consists of plagioclase lath, clinopyroxene (intergranular), olivine and opaque minerals.

*GEOCHEMISTRY OF PLIO-QUATERNARY VOLCANICS AROUND YENİYAPAN
(AKDAĞMADENİ-YOZGAT), CENTRAL ANATOLIA*

1.3. Geochemistry of the Yeniyapan

Basalt

Major and trace element analyses were carried out on ten basalt samples. Major and trace element concentrations were determined by RIGAKU 3270 EDS XRF spectrometer at Cumhuriyet University (Sivas). Both the major and trace element concentrations have been analyzed with pressed pellet pastilles produced by a hydraulic press sample preparation apparatus, working with a pressure of 12 tonnes, following mixture of 10 g of rock powder and 10 drops of water, including 10% dissolved polyvinylpyrrolidone binding material. During analyses, USGS and CRPG rock standards (Govindaraju, 1989) were used for instrumental calibration.

Major and trace element analyses of the Yeniyapan basalt are shown in Table 1. SiO_2 contents of the basalt ranges from 46.62 to 48.70 wt%. Total alkali content ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) is between 4.03% and 6.40 %, showing the alkaline nature of these basaltic rocks.

On the basis of the trace element data (Zr/TiO_2 versus Nb/Y , Winchester and Floyd, 1977), the volcanic rocks can be classified as alkali basalt (Figure 4). When polyvalent trace element pairs are plotted for these rocks, they usually generate a linear correlation, considering to prove action of crystal fractionation (Figure 5). The basaltic rocks are also placed above the "chondritic" line $\text{Zr}/\text{Nb}=1/16$. The N-MORB domain is restricted below that line (Figure 5). Zr/Nb ratios for the basalts are relatively constant and low (steep slope in Figure 6), though Zr/Y is very

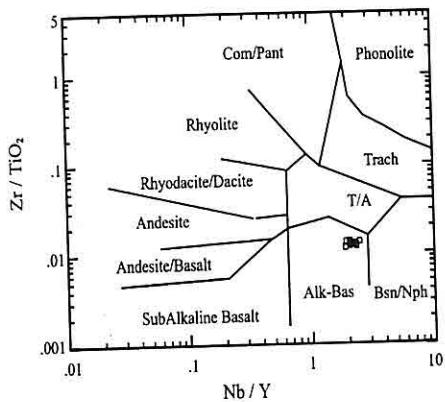


Figure 4. Zr/TiO_2 - Nb/Y nomenclature diagram (Winchester and Floyd, 1977) for the Yeniyapan basalt.

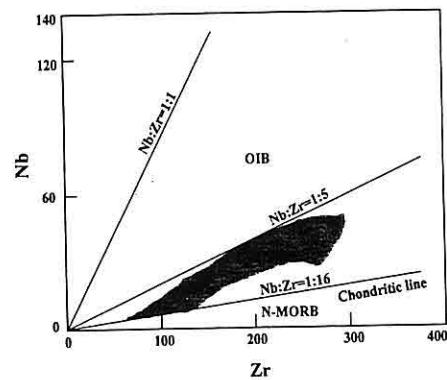


Figure 5. Nb versus Zr plot for the Yeniyapan basalt. The domain for E-MORB lavas of the southern hemisphere (LeRoex, 1987) is indicated.

variable, signalling a progressively greater involvement of asthenospheric mantle source (Figure 6). On the other hand, variations in K/Ba ratio are sensitive indicators of source heterogeneity and the low ratios in the basalts (32-46) relative to

Table 1. Major and trace element analysis of the representative rock samples of the Yeniyapan basalt. (Major oxides and trace elements were given as % and ppm, respectively. LOI represents the loss on ignition)

Sampl/Elem	1	2	3	5	6	8	10	11	12	13
SiO ₂	47.11	47.53	46.78	47.89	47.14	48.61	47.71	46.62	47.30	47.26
TiO ₂	1.85	2.12	1.92	1.85	1.87	1.76	2.01	1.67	1.57	1.80
Al ₂ O ₃	16.81	16.66	16.92	16.44	16.47	16.56	17.13	16.85	17.02	16.95
Fe ₂ O ₃	9.80	9.83	9.34	9.24	9.24	9.49	9.34	9.87	9.82	10.08
MnO	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14
MgO	5.16	6.18	5.71	5.14	5.20	5.42	5.13	5.67	6.72	6.12
CaO	11.22	9.57	11.44	10.82	10.62	10.14	9.47	12.46	11.19	10.45
Na ₂ O	4.93	4.08	4.62	4.19	4.23	3.96	4.89	3.38	4.25	3.96
K ₂ O	1.47	1.88	1.52	1.28	1.27	1.18	1.36	1.45	1.19	1.33
P ₂ O ₅	0.66	0.56	0.60	0.55	0.53	0.49	0.64	0.39	0.49	0.48
LOI	0.56	1.02	1.21	1.62	2.43	1.74	2.12	1.17	1.02	0.63
Total	99.70	99.57	100.19	99.09	99.13	99.48	99.93	99.66	100.7	99.20
Rb	30	28	28	26	27	27	28	25	25	25
Ba	290	338	272	287	305	303	307	295	272	319
Sr	472	479	467	444	434	426	516	386	393	411
Nb	23	23	22	20	21	19	25	15	17	19
Zr	150	150	147	139	137	134	160	114	124	129
Y	11	10	10	10	9	9	10	8	9	9
Th	2.1	3.0	4.1	2.2	1.2	4.7	3.4	2.9	1.0	4.9

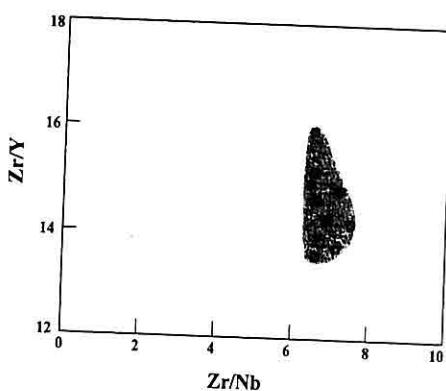


Figure 6. Zr/Y versus Zr/Nb diagram for the Yeniyapan basalt.

MORB (20-160), clearly reflect their derivation by partial melting of different mantle source. Incompatible elements are those most likely to be transported by melts and other fluids passing through the mantle. Therefore, these elements are most likely to preserve evidence of mantle enrichment and depletion processes in their relative abundances (Fitton et al., 1988). Mantle normalized trace element pattern for the basalts is shown in Figure 7. This diagram reveals the large-ion lithophile element enrichments and a depletion in Y relative to MORB. Trace element pattern displays that the basalts might have been derived from an enriched

*GEOCHEMISTRY OF PLIO-QUATERNARY VOLCANICS AROUND YENİYAPAN
(AKDAĞMADENİ-YOZGAT), CENTRAL ANATOLIA*

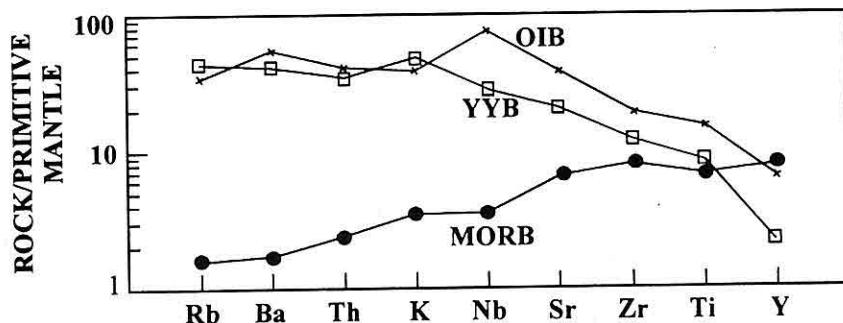


Figure 7. Rock/Primitive mantle normalized trace element patterns for the Yeniyapan basalt, ocean island basalt (OIB, Sun, 1980), mid-ocean ridge basalt (MORB; Sanuders and Tarney, 1984; Sun, 1980). (normalized values from McDunough et al., 1982)

mantle source. These feature have also been in Rb/Sr versus Ba/Sr diagram (Figure 8).

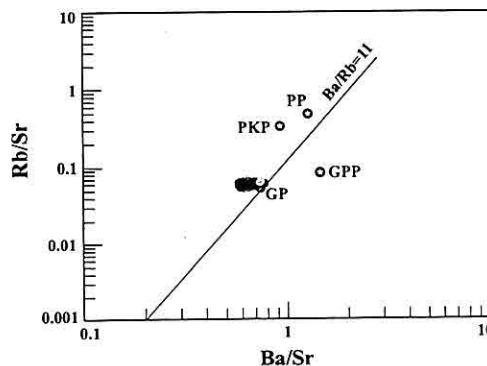


Figure 8. Rb/Sr versus Ba/Sr diagram for the Yeniyapan basalt. The positions of peridotites characterized by phlogopite peridotite (PP), phlogopite and K-richterite (PKP), garnet (GP) and garnet and phlogopite (GPP) are indicated (Hawkesworth et al., 1987). The Ba/Rb=11 line is the main basalt-lamproite trend.

In this diagram, the basalts are located mostly along the main basalt-lamproite trend ($\text{Ba}/\text{Rb}=11$).

Selected incompatible elements such as Zr, Nb and Y are considered to be immobile during alteration processes, and these elements can be used to characterize petrological affinities and tectonic setting of volcanic suites (Hart, 1970; Thompson, 1973; Meschede, 1986). In $\text{Nb}^*2\text{-}\text{Zr}/4\text{-}\text{Y}$ tectonomagmatic discriminant diagram of Meschede (1986), the basalts are plotted in the field of within-plate alkali basalt which is generally believed to have been produced relatively small degree (less than 5-10%) partial melting of the mantle (Clague and Frey, 1982) (Figure 9).

2. CONCLUSIONS

Basaltic rocks in the study area are presented by alkali olivine basalts based on the petrography and immobile element concentrations. Major element geochemistry of the Yeniyapan basalt

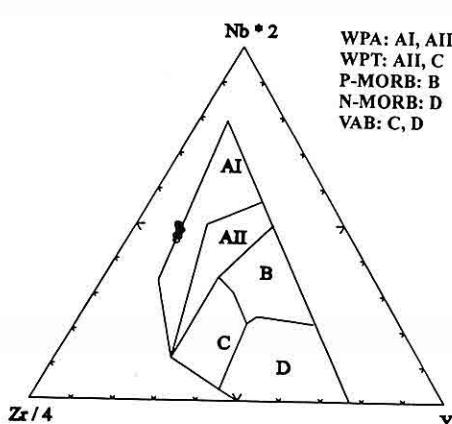


Figure 9. Nb*2-Zr/4-Y geotectonic discriminant diagram (Meschede, 1986) for the Yeniyapan basalt.

reveals the alkaline character. Trace element data display the enriched-mantle source for the Yeniyapan basalt and fractionation process which affects on the evolution of basalts. Normalized trace element pattern show the enrichments in large-ion lithophile elements (LILE) indicating the enriched source, and depletions in high-field strength elements (HFSE) implying the crustal contamination effects.

Considering the mineralogical-petrographical and geochemical characteristics together with the geological setting of the Plio-Quaternary volcanics in the investigated area, it can be suggested that the basalts are generated by a small degree of partial melting of the mantle, and ascended from the local longitudinal cracks in the crust, under north-south shortening, to provide access to the mantle.

4. ACKNOWLEDGMENTS

This study was supported by Cumhuriyet University Research Foundation. Authors would like to thank to CURF for their economical supplying, and to Doç.Dr. Ulvican Ünlügenç (Çukurova University) for his critics and recommendations on the manuscripts.

3. REFERENCES

Alpaslan, M., 2000, *Pazarcık volkaninin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri*, Türkiye Jeoloji Bülteni (in press)

Boztuğ, D., 2000, *S-I-A type intrusive associations: geodynamic significance of synchronism between metamorphism and magmatism in Central Anatolia, Turkey*. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, A.D. (eds). *Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area*. Geological Society of London, Spec. Publ., 173, 407-424

Cater, J.M.L., Hanna, S.S., Ries, A. And Turner, P., 1991, *Tertiary evolution of the Sivas basin, Central Turkey*, *Tectonophysics*, 195, 135-149

Clague, D.A. and Frey, F.A., 1982, *Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implications for the oceanic mantle below Hawaii*. *Journal of Petrol.*, 23, 447-504

Erler, A., Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, F., Geven, A. and Önen, P., 1991, *Kaman (Kirşehir) ve Yozgat yörelerindeki Kirşehir masifi magmatik kayaçlarının petrolojisi ve jeokimyası*. *Doğa Turkish Journal of Engineering and*

*GEOCHEMISTRY OF PLIO-QUATERNARY VOLCANICS AROUND YENİYAPAN
(AKDAĞMADENİ-YOZGAT), CENTRAL ANATOLIA*

- Environmental Sciences, 15, 76-100*
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S. and Leeman, W.P., 1988, *The role of the lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the Western United States*. *Journal of Petrol.*, Special Lithosphere issue, 331-349
- Govindaraju, K., 1989, 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards. *Geostandards Newsletters, 13, 1-113*
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Erler, A. and Yalınız, K., 1994, *Orta Anadolu Masifinin doğu kesiminin jeolojisi. Bölüm 4: Orta Anadolu Masifinin Sivas baseni ile ilişkisi*, ODTÜ-TPAO Proj. Rep., 135 p. (unpublished)
- Görür, N., Tüysüz, O. and Şengör, A.M.C., 1998, *Tectonic evolution of the Central Anatolian Basins*, *International Geology Review, 40, 831-850*
- Hart, R.A., 1970, *Chemical exchange between seawater and deep ocean basalts*. *Earth and Planetary Sci. Lett., 9, 269-279*
- Hawkesworth, C.J., Van Calsteren, P., Rogers, N.W. and Menzies, M.A., 1987, *Isotope variations in recent volcanics: a trace element perspective*. In: Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. (eds). *Mantle metasomatism*. Academic Press, London, pp. 365-388
- Kampunzu, A.B. and Mohr, P., 1991, *Magmatic evolution and petrogenesis in the East Africa Rift System*. In: Kampunzu, A.B. and Lubala, R.T. (eds). *Magmatism in extensional structural settings, The Phanerozoic African plate*, Springer-verlag, pp. 85-137
- Koçbulut, F., 1998, *Alicik-Kızıllı (Akdağmadeni-Yıldızeli) yörensinin jeolojik özellikleri, tektonostratigrafisi ve deformasyon biçimi*, Yüksek Lisans Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enst., 95 s. (unpublished)
- Le Roex, A.P., Dick, H.J.B., Reid, A.M., Frey, F.A., Erlank, A.J. and Hart, S.R., 1985, *Petrology and geochemistry of basalts from American-Antarctic ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume*. *Contrib. Mineral. Petrol., 90, 367-380*
- Le Roex, A.P., 1987, *Source regions of mid-ocean ridge basalts: evidence for enrichment processes*. In: Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. (eds). *Mantle metasomatism*. Academic Press, London, pp. 389-422
- Mc Dunough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jaqoutz, E. And Hofmann, A.W., 1991, *K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle*. *Geochim. Cosmochim. Acta, Ross Taylor Symposium volume*.
- Meschede, M., 1986, *A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram*. *Chem. Geol., 56, 207-218*
- Mesci, B.L., 1998, *Orta Anadolu Bindirme Kuşagının Çobansaray-Karakaya (Yıldızeli KB) arasındaki kesimini jeolojik özellikleri*. Yüksek Lisans Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enst., 86 s. (unpublished)
- Saunders, A.D. and Tarney, J., 1984, *Geochemical characteristics of basaltic*

- volcanism within back-arc basins. In: Kokelaar, B.P. and Howelle, M.F. (eds). *Marginal basin geology, Spec. Publ. Geol. Soc. London, 16, 59-76*
- Sun, S.S., 1980, Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs, *Phil. Trans. Roy. Soc., A297, 409-445*
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics, 55, 316-376*
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics, 75, 181-241*
- Tatar, Y., 1983, Yıldızeli-Subası köyü yöresindeki tektonik incelemeler, *TJK Bülteni, 4, 3-15*
- Thompson, G., 1973, A geochemical study of the low temperature interaction of seawater and oceanic igneous rocks. *EOS, Transaction of American Geophys. Un., 54, 1015-1019*
- Winchester, J.A. and Floyd, P.D., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology, 20, 325-343*
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis-A global tectonic approach.* Unwyn Hyman Ltd., 466 pp.
- Yeşiltaş, A., 1999, Akdağmadeni kuzeydoğusunun jeolojik incelemesi, Yüksek Lisans Tezi, C.Ü. Fen Bilimleri Enst., 65 s. (unpublished)
- Yılmaz, A., 1981, Tokat-Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı, *TJK Bülteni, 24/1, 31-38*
- Yılmaz, A., Uysal, Ş., Bedi, Y., Yusufoglu, H., Havzaoğlu, T., Ağan, A., Göç, D. ve Aydin, N., 1995, Akdağ masifi ve dolayının jeolojik incelemesi, *MTA Dergisi, 117, 125-138*

TEXTURAL, MINERALOGICAL AND PARAGENETIC
CHARACTERISTICS OF MURGUL DEPOSIT (ARTVIN-NE TURKEY) - AN
EXAMPLE TO THE KUROKO-TYPE VOLCANOGENIC MASSIVE SULFIDE
DEPOSITS

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 Murgul deposit is located in the northeasternmost corner of the Eastern Pontid tectonic belt and hosted mainly by the felsic volcanic rocks of Upper Cretaceous age. The deposit is essentially stratabound with characteristics of both Cu-pyrite and Cu-Zn-types of the volcanogenic massive sulfide deposits. Two spatially apart ore bodies, one being dominantly stockwork and disseminated ore, the other is predominantly fine-grained massive sulfide ore, constitute the deposit, and both can be considered as yellow ore in a broad sense. The deposit has a mineral paragenesis of pyrite(I,II)-chalcopyrite(I,II)-quartz with extremely high quartz/barite ratio for the stockwork ore, and pyrite(I,II)-chalcopyrite(I)-sphalerite-galena-tetrahedrite/tennantite-chalcopyrite(II)-bornite with a very low quartz/ barite ratio for the massive ore body. Dissemination, brecciation, veins and veinlets, replacement, and atoll ore textures dominate throughout the deposit. Sphalerite, as in the other massive sulfide deposits of the region, is significantly Fe-poor (<1 wt.%). Fluid inclusions are mainly two-phased and typically liquid rich, undersaturated and indicate formation temperatures between 160°C and 320°C. They typically have low salinities ranging from 1 to 5 wt.% eq. NaCl.

MURGUL MADEN YATAĞI'NIN DOKUSAL, MINERALOJİK VE
PARAJENETİK ÖZELLİKLERİ (ARTVİN-KD TÜRKİYE)- KURUKO TİPİ
VOLKANİK-EŞLİKLİ MASİF SÜLFİT YATAKLARA BİR ÖRNEK

ÖZET: Murgul maden yatağı, Doğu Pontid Tektonik Kuşağının kuzeydoğu köşesinde bulunmakta ve tamamen Üst Kretase felsik volkanitleri tarafından içерilmektedir. Yatak, ana hatlarıyla, volkanik-eşlikli masif sülfitlerin hem Cu-pirit hemde Cu-Zn- tip' lerinin özelliklerini taşımaktadır. Birbirinden ayrı iki cevher kütlesi maden yatağını oluşturmaktadır ki birincisi yaygın olarak stokvörk ve saçının ağırlıklı cevherleşmeden, diğeride egemen ince taneli masif cevherleşmeden oluşmaktadır. Maden yatağı, bir bütün olarak, geniş anlamda "sarı cevher" olarak kabul edilebilir. Stokvörk cevher, oldukça yüksek kuvars/ barit oranına ve pirit (I, II)-kalkopirit (I, II)-kuvars mineral parajenezine; masif cevher ise oldukça küçük kuvars/ barit oranına ve

pirit (I, II)-kalkopirit (I)- sfalerit-galen-tetraedrit-kalkopirit (II)-bornit cevher minerali parajenezine sahiptir. Saçınım, breslenme, damar ve damarcık, ornatım ve atol cevher dokuları yatak içerisinde tesbit edilen en yaygın mikrodokulardır. Sfalerit bölgedeki diğer masif sülfitlerde olduğu gibi, demir içeriğince çok fakirdir (< ağız. %1). Sıvı kapanımlar genelde iki-fazlı, sıvıca zengin, az doygun ve 160°C ile 320 °C arasında yoğunlaşan formasyon ısları vermektedirler. Sıvı kapanımlar ayrıca, %1 ile %5 eş deð. NaCl arasında deðiþen tuzluluk deðerlerine sahiptirler.

1. INTRODUCTION

Eastern Pontid tectonic belt is one of the four major tectonic units constituting the main land Turkey, known as the Anatolia (Ketin, 1966). This belt has a very complex volcanic island arc structure evolved during Kimmeridgian-Alpine epoch. The region is a host to numerous volcanogenic massive sulfide deposits (VMS) and vein-type deposits, which are dominantly of Upper Cretaceous age. As a matter of fact, number of volcanogenic massive sulfide deposits across about 250 km of the Black Sea coast makes the region the most saturated area in the world with respect to the number of VMS deposits (Pejatovic, 1979).

The Eastern Pontid tectonic belt, geographically known as the Eastern Black Sea Region has been a major source for the base metal production of Turkey for about past 30 years. Almost all of this production came from the volcanogenic massive sulfide deposits of the region.

Beginning from the late 18th century to date, numerous researchers have done voluminous work on the ore deposits of the region. First, World War-I broke off all research activities and exploration programs for a considerable time (about

25 years) and then the World War-II and the following cold war years significantly slowed down the number of researches conducted on the region's deposits.

For the Murgul deposit, from 1938 to date, various investigators proposed a number of genetic models and classifications. Zimmer (1938) suggested that the deposit could be pluto-genetic based on his field-work; Kovenko (1944) postulated the same genetic idea and related the deposit to the Tertiary granites; Egeran (1946) interpreted the mineralization as epithermal in character; Schneirderhohn (1955) identified the deposit as a specific Murgul-type of silicate sub-volcanic deposit; Petraschek (1955) considered entire Pontid district as a subdistrict of the metallogenetic zoning of the Anatolian-Balkan region, in which he identified two types of subvolcanic deposits, the Murgul-type and the Gümüşhane-type; Kraeff (1963) proposed that the deposits of the Murgul district to be ore-dacitic and associated with the Upper Cretaceous-Eocene volcanism; Ovalioðlu (1969) distinguished 26 massive sulfide deposits in the region as exhalative-sedimentary and disseminated hydrothermal-type mineralizations; Hutchinson and Hodder (1973) proposed that the deposits of the Murgul district are a transitional-type between true massive

sulfide and true porphyry-type deposits; Aslaner (1977) considered the Pontid region as a massive-stratiform sulfide deposit belt; Pejatovic (1979) was the first to use the term of "Pontid-type massive sulfides" and claimed that these deposits are analogous to the Kuroko-type deposits of Japan; Aslaner and Gedikoğlu (1984), Akıncı (1985) correlated the region through a number of type-sections with which he associated the ore deposits including the VMS deposits of the region with certain stratigraphic units. Van (1990), Çiftçi (1993), Kolaylı (1994), Aslaner et al. (1995), and Tüysüz (1995) have all considered the VMS deposits of the Eastern Pontid tectonic belt are highly analogous to the Japanese Kuroko-type volcanogenic massive sulfide deposits in many aspects including mineralogy, tectonic setting, host rock lithology, and architecture of the deposits. This investigation intends to characterize the deposit based upon the ore mineral textures, trace and precious element contents of the major ore minerals, and fluid inclusion characteristics.

2. REGIONAL GEOLOGY

The oldest rocks present in the region are the Devonian-Early Carboniferous metamorphic rocks and the Gumushane Granite of Permian age that intrudes them. Their areal distributions are limited to a few windows mainly in the southern zone of the region (Fig.1). Although the region as a whole is dominated by the volcanic rocks, sedimentary rocks are also present varying from Late 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) (Fig. 1B).

The Jurassic-Lower Cretaceous volcanic complex, which is known as the "Lower Basic Volcanic Complex" in Turkish literature, discordantly overlies the basement metamorphic rocks. This complex consists mainly of basalt, basaltic agglomerates, locally spilitized basalts, andesite, andesitic agglomerates, and tuffs. Locally, intercalated marbles or crystalline limestone lenses occur within the complex, and they may form skarn-type mineralizations at their contacts with the younger acidic intrusives.

The Lower Basic Volcanic Complex is overlain by Late Dogger-Malm-Early Cretaceous carbonates. These carbonates are thought to be neritic and have widespread occurrences, and they are considered to be a reference unit by many investigators. Pelin (1977) characterized the unit and named it as the "Berdiga Formation". Liassic-Early Cretaceous carbonates that crop out around the Gumushane are known as the Gumushane Group, and they are pelagic in origin. Ağar (1977) termed them as the "Hozpirikyayla Formation". In the far south of the region (to the south and southeast of the Pulu Massif), the carbonates, known as the Otlukbeli Group, contain coal-bearing sandstones at the base and grade upward into the volcano-sedimentary rocks, and then further upward into the pelagic facies.

One of the major granitoid emplacements occurred between Lower Cretaceous and Upper Cretaceous epochs. The Artvin Granitoid in the easternmost

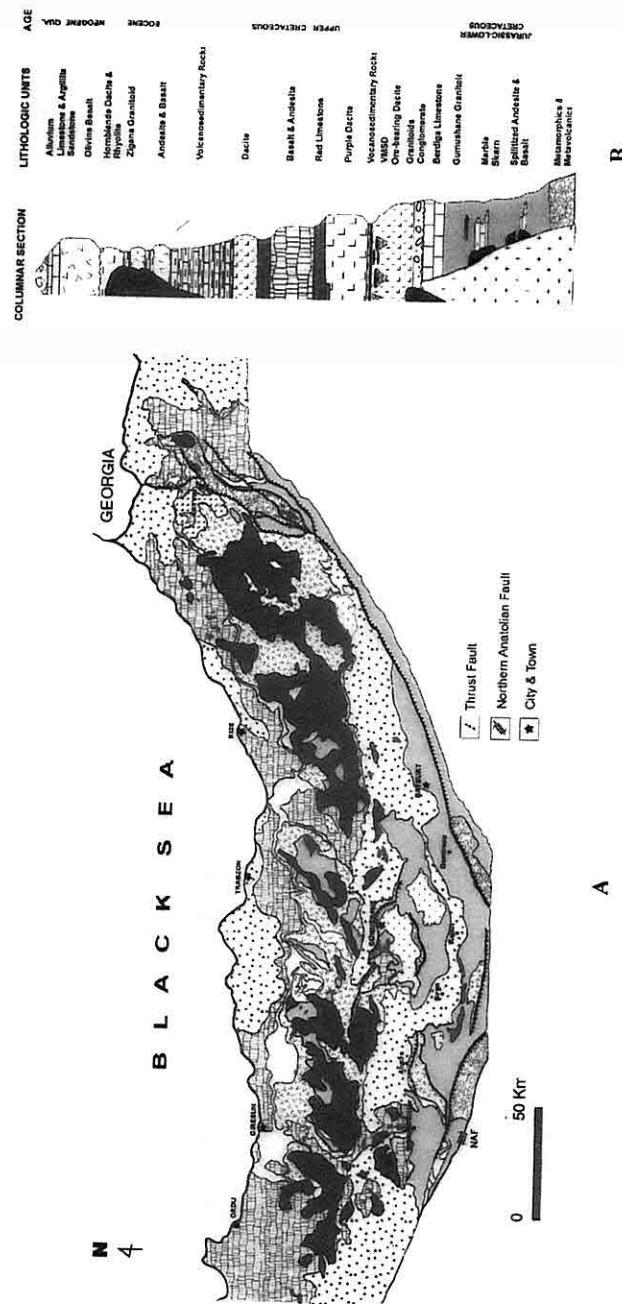


Figure 1. (A) Generalized geologic map of the eastern Pontid tectonic belt (modified from Er and Erdem, 1991) and (B) generalized columnar section for the region (modified from Aslaner et al., 1995)

TEXTURAL, MINERALOGICAL AND PARAGENETIC CHARACTERISTICS OF MURGUL DEPOSIT AN EXAMPLE TO THE KUROKO-TYPE

corner of the region (Van, 1990), and the Harsit Granitoid in the central to western part of the Eastern Pontids (Gedikoglu, 1978), are major intrusions that took place during this interval (Figs. 1 and 2). Upper Cretaceous-Lower Eocene units are the most widespread occurring rocks in the Eastern Pontids and represented by basic and felsic rocks. They predominantly expose along the Black Sea coast, known as the Eastern Pontids' northern zone. 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 barren dacite (regionally known as the purple dacite)-marl-limestone (locally mudstone) sequence of Maastrichtian-Paleocene age. Akinci (1980) observed that these volcanic rocks could occur at different stratigraphic levels in the region. A significant portion of the major intrusions occurred during this epoch. The rocks of these intrusions are dominantly hornblende-biotite granodiorite and quartz diorite in normative compositions and generally calc-alkaline in character.

Middle-Upper Eocene in the region is represented by basaltic-andesitic rocks and intercalated sedimentary rocks. These rocks are known to be the Upper Basic Volcanic Complex. 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 Pontids. The sequence is composed mainly of marl, siltstone, mudstone, sandstone, and locally gypsum interbeds.

2. SAMPLES AND ANALYTICAL METHODS

Samples examined are collected from the open pits, which are assumed to be representative for the major ore types of the deposit. Polished sections were prepared both for Reflected Light Microscopy (RLM), Electron Probe Microanalysis (EPMA) and Scanning Electron Microscopy with Energy Dispersive Spectrometry (SEM-EDS) investigations. Representative splits from each ore type are also analyzed by employing Inductively Coupled Plasma (ICP) for selected set of elements and X-Ray Diffractometry (XRD) was used for the mineral identification. For the fluid inclusion investigations, 150 μm -thick doubly polished thin sections were prepared.

3. ORE MINERALOGY AND TEXTURES

The Murgul VMS deposit is composed of two nearby ore bodies known as the Anayatak and the Çakmakkaya ore bodies (Fig.2B). Both are hosted by the felsic volcanics, which are highly altered and overlain by the barren dacite of Upper Cretaceous age (Akinci, 1985; Özgür and Schnider, 1988). Table 1 lists all the minerals observed through a variety of analytical techniques that have been utilized during this investigation.

The Anayatak, the most recent name for the deposit, has been known under different names from its discovery by Mining Caucasus Ltd. to date. It is composed mainly of stockwork ore but also contains randomly dispersed layers of

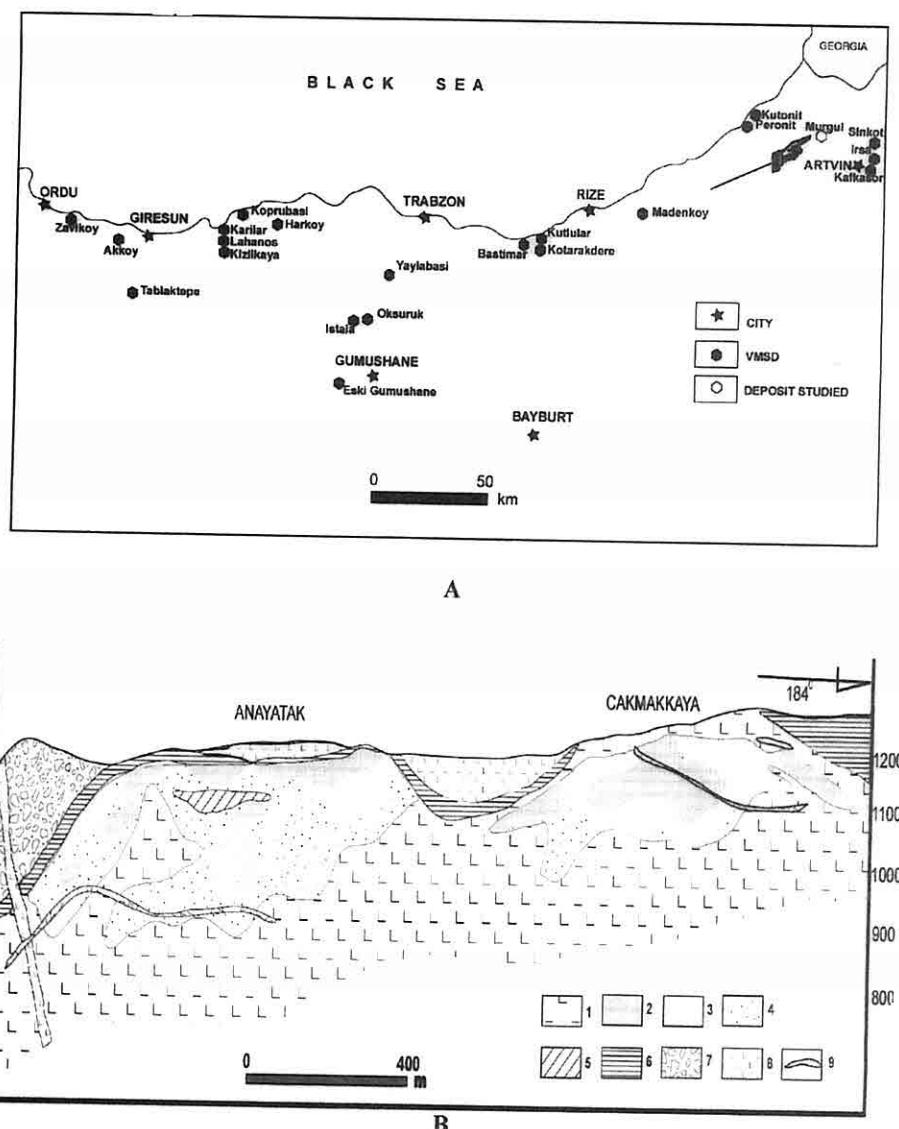


Figure 2. (A) Distribution of the major volcanicogenic massive sulfide deposits in the Eastern Pontid tectonic belt (modified from Aslaner et al., 1995); (B) Cross section of the Murgul VMS deposit; (1) foot-wall felsic volcanics, (2) massive ore, (3) stockwork and disseminated ore, (4) disseminated pyrite ore, (5) gypsum, (6) hanging-wall tuffs, (7) andesitic breccia and ore gravels, (8) felsic lava and dikes, (9) basaltic sills (modified from Hamamcioğlu and Sawa , 1971; Mado, 1971).

*TEXTURAL, MINERALOGICAL AND PARAGENETIC CHARACTERISTICS OF MURGUL
DEPOSIT AN EXAMPLE TO THE KUROKO-TYPE*

fine-grained massive sulfide ore.

Mineral paragenesis for the stockwork and disseminated ore is relatively simple; quartz-pyrite-chalcopyrite. Due to more porous character of the stockwork ore, oxidation products of particularly chalcopyrite are widespread. Complete replacement of chalcopyrite by covellite is commonly observed. Chalcopyrite replacement of pyrite, as the major case in the massive sulfide ore, is also significant. Quartz is the major gangue phase, but minor to trace quantities of barite, calcite, anhydrite, gypsum, and kaolinite with muscovite are always present. All the major ore phases in stockwork and disseminated ore zones are coarse grained and occur as euhedral to subhedral

crystals.

The Çakmakkaya ore body however is dominated by the massive sulfide ore, which contains more variety of mainly sulfide ore minerals. Table 2 shows selected major, minor and trace element compositions of the two principal ore types. Massive sulfide ore has a mineral paragenesis of pyrite-chalcopyrite(I)-sphalerite-galena-tetrahedrite/ tennantite-chalcopyrite(II)-bornite. Barite becomes much more significant in this ore zone, particularly where bornite dominates.

Pyrite

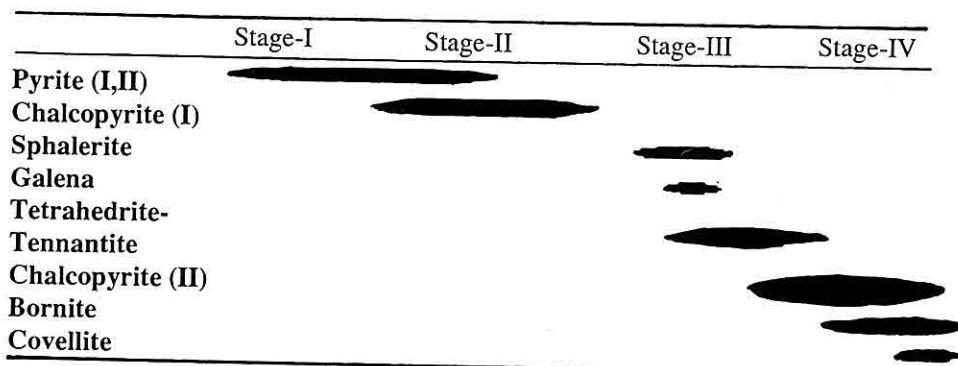
Pyrite occurs in two modes; (I) euhedral to subhedral crystals produced

Table 1. Minerals observed in the samples from the Murgul VMS deposit through a variety of analytical techniques.

Method → Mineral ↓	XRD	RLM	EPMA/SEM
Chalcopyrite (CuFeS ₂)	X		
Pyrite (FeS ₂)	X		
Bornite (Cu ₅ FeS ₂)	X		
Sphalerite (ZnS)	X		
Tetrahedrite (Cu ₁₂ (As, Sb) S ₁₃)	X		
Galena (PbS)		X	
Tennantite		X	
Covellite (CuS)		X	
Marcasite (FeS ₂)		X	
Enargite (Cu ₃ AsS ₄)		X	
Gersdorffite (NiAsS)			X
Carrollite (Co ₂ CuS ₄)			X
Electrum (AuAg)			X
Petzite (Ag ₃ AuTe ₂)			X
Quartz (SiO ₂)	X		
Barite (BaSO ₄)	X		
Calcite (CaCO ₃)			X
Anhydrite (CaSO ₄)			X
Gypsum (CaSO ₄ .2H ₂ O)			X
Apatite (Ca ₅ (PO ₄) ₃ (OH, F, Cl)			X
Rutile (TiO ₂)		X	
Kaolinite (Al ₂ Si ₂ O ₅)	X		
Muscovite (K(Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂)	X		
Unnamed Mineral (Si-Al-Mg-Fe-Oxide)			
Hessite (Ag ₂ Te)			
Aikinite (2PbS.Cu ₂ S.Bi ₂ S ₃)			
Matildite (AgBi ₂ S)			
Tetradymite (Bi ₂ Te ₂ S)			
_ Reported by Willgallis et al. (1990)			

Table 2. Results of ICP analysis for the elements of interest from the Murgul VMS deposit (analyses by Acme Labs, Canada).

	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Fe (%)	As (%)
Massive Ore	19.25	0.09	1.82	32.93	0.08
Stockwork Ore	8.17	0.02	0.01	14.63	0.03
Cu-Concentrate	23.23	0.28	2.77	28.59	0.08
Fe-Concentrate	0.735	0.05	0.23	37.85	0.25

**Figure 3.** Generalized paragenetic sequence for the major ore minerals occurring in the Murgul VMS deposit.

by early precipitation and (II) the colloform pyrite, which is rapidly precipitated by later interactions between the ore forming fluids and the seawater (Fig. 3). This mechanism produced very unique crystal shapes that analogous to an egg, and called as "egg-shaped pyrite". Brecciation of large euhedral pyrite crystals is also highly common and attributed to thermal shocks created by younger volcanics that are present as acidic dikes and sills cutting through the ore bodies. Pyrite is subjected to an extensive replacement first by

chalcopyrite, and later by Cu-rich more oxidizing fluids that resulted in formation of bornite. However, all the later phases replace pyrite of both modes. It appears that colloform pyrite is more prone to the replacement. Figures 4A through 4D show stages of replacement of pyrite by chalcopyrite. Figures 5A through 5D show the most common modes of bornite replacement. Bornite replacement of pyrite resulted in formation of a variety of atoll and ring textures. Table 3 lists EPMA analysis results for selected elements in the major ore minerals.

Chalcopyrite

Two generations of chalcopyrite have been distinguished (Fig. 3). The first generation of chalcopyrite should have precipitated during and soon after pyrite formation. Euhedral pyrite crystals are commonly encapsulated by chalcopyrite of this generation. Although it is less common, chalcopyrite also occurs as encapsulations of various shape and size in pyrite suggesting a coprecipitation of early chalcopyrite with early pyrite. Chalcopyrite II, however, resulted in a extensive replacement of pyrite. Although it is not observed, but it is quite possible that early chalcopyrite could be replaced by the second generation of chalcopyrite. EPMA results did not reveal any significant difference in trace element compositions of the chalcopyrite generations. Bornite replacement of chalcopyrite is also very common particularly in the samples collected from the upper levels of the massive ore body (Figs. 5A through 5D). Table 3 is lists EPMA results for chalcopyrite ore.

Sphalerite and Galena

Sphalerite and galena occur in minor to trace quantities in levels close to the top of the deposit. Former is more abundant. Ore textures suggest that sphalerite and galena co-precipitated at the later stage of sulfide deposition (Fig. 3). Their common occurrence at the upper levels of the ore deposit supports this textural implication. Sphalerite is typically Fe-poor (Table 3). Most common textures that they present include caries, sea-islands, replacements

by chalcopyrite and bornite. Galena is the least abundant sulfide mineral among the others. Significant trace elements detected by EPMA are listed in Table 3.

Tetrahedrite-Tennantite

Precipitation of tetrahedrite-tennantite series minerals occurred most probably during and after sphalerite and galena precipitation. Ore textures observed strongly suggest that they precipitated shortly after and/or coeval with sphalerite and galena. As the other sulfide minerals, they are subjected to the late chalcopyrite and bornite replacements. EMPA results indicated that they contain significant amounts of silver (Table 3).

Bornite

Bornite precipitation should have taken place in the final stage of the sulfide deposition (Fig. 3). It replaces all the earlier phases. Its textural relation with pyrite is of particular interest. In most of the occurrences, bornite preferentially replaces pyrite, particularly colloform pyrite, forming spectacular atoll textures. Its replacement of chalcopyrite is also common. Bornite, on the other hand, is preferentially replaced by covellite, although it is not clear that the extremely Cu-rich solutions could have co-precipitated covellite with bornite. However, stratigraphy of bornite ore within the deposit suggests that covellite occurs as supergene phase, as an alteration product of bornite. Figures 5A through 5D show this textural relationship. It contains significant amounts of silver (up to 0.5

Table 3. EPMA results for selected elements occurring in the major ore minerals of the Murgul VMS deposit (in wt.%; N/a: not analyzed; N/d: not detected).

	Pyrite	Chalcopyrite	Tetrahedrite	Bornite	Sphalerite	Galena
Co	0.407	N/a	N/a	0.041	N/a	N/a
As	0.468	0.043	19.696	N/a	N/d	N/d
Se	N/d	N/a	N/a	0.018	N/a	0.234
Fe	47.332	30.136	0.257	11.174	0.034	N/a
Ni	0.035	N/a	N/a	0.009	N/a	N/a
Cu	0.129	34.824	43.937	63.882	0.057	0.097
S	53.189	34.902	27.592	25.500	32.594	13.352
Pd	0.034	N/a	N/a	N/a	N/a	N/a
Au	0.052	N/d	N/d	0.027	N/d	N/a
Ag	N/d	0.102	0.169	0.515	N/d	0.077
Zn	N/a	0.016	8.803	N/d	68.221	0.024
Ge	N/a	N/a	0.077	N/a	N/a	N/a
Bi	N/a	N/d	N/d	0.622	N/d	0.407
Hg	N/a	N/a	N/d	N/a	N/a	N/a
Pb	N/a	N/d	N/d	N/d	N/d	85.186
Sn	N/a	N/a	N/d	N/a	N/a	0.007
Sb	N/a	0.003	1.450	0.010	N/d	N/d
Te	N/a	N/a	0.036	N/a	N/a	0.028
Ga	N/a	0.007	N/a	N/a	0.282	0.029
Mn	N/a	N/a	N/a	N/a	N/a	N/d
Cd	N/a	N/d	N/a	N/a	0.588	N/d
Mo	N/a	N/a	N/a	0.621	N/a	N/a
TOTAL	101.646	100.033	102.017	102.409	101.776	99.441

wt.%). Table 3 lists selected trace and major element contents of the bornite ore.

Fluid Inclusion 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 1-15 µm in size. Although they predominantly contain two

phases, three-phased fluid inclusions (liquid-CO₂, liquid-H₂O, and vapor) were also observed within the stockwork ore zones, which were attributed the chloritic alteration of host rocks and/or a mild metamorphism. However, the measurements were carried out mainly on primary and two-phased fluid inclusions that are considered to be associated with the primary ore deposition.

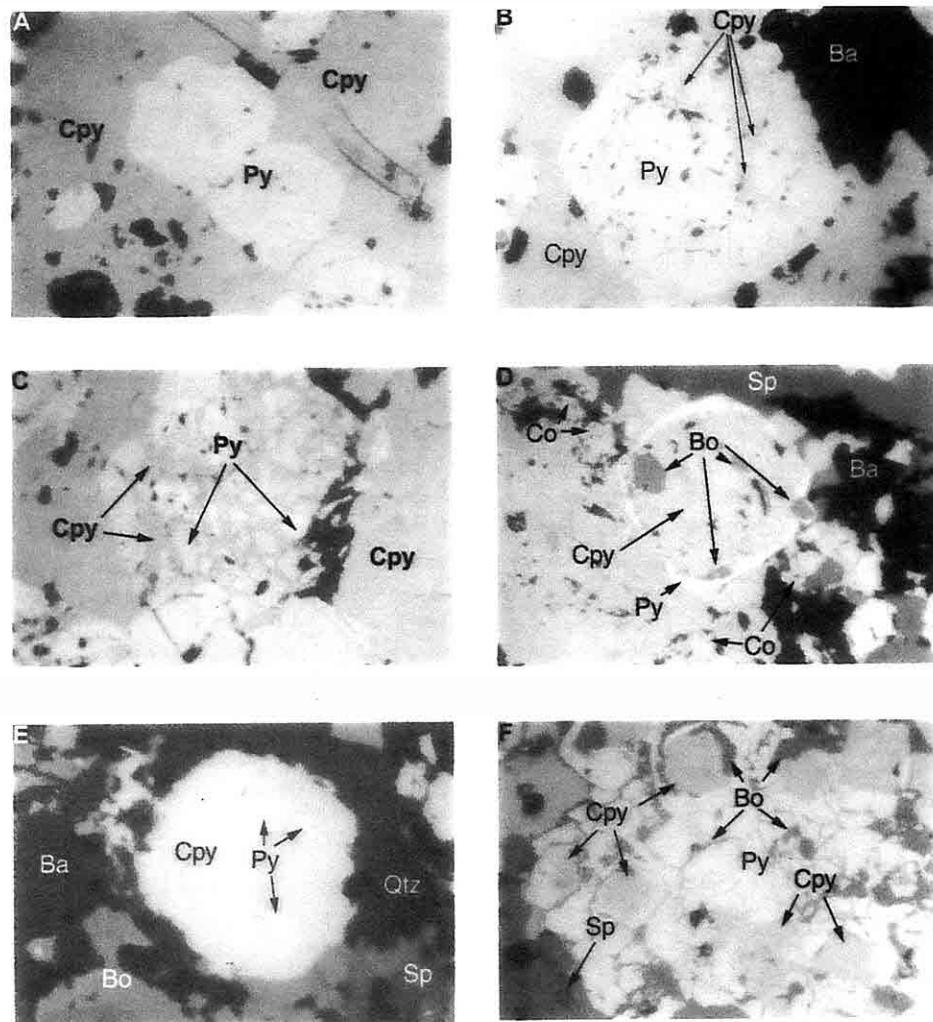


Figure 4. Modes of chalcopyrite replacement of brecciated pyrite; (A) intact euhedral pyrite cubes within chalcopyrite; (B) early stage of chalcopyrite replacement and formation of pseudocubic chalcopyrite; (E) eroded pseudocubic chalcopyrite by quartz; (F) early stage of bornite replacement of chalcopyrite and pyrite (Qtz: quartz; Py: pyrite; Bo: bornite; Cpy: chalcopyrite; Sp : sphalerite; Ba: barite; Co: covellite).

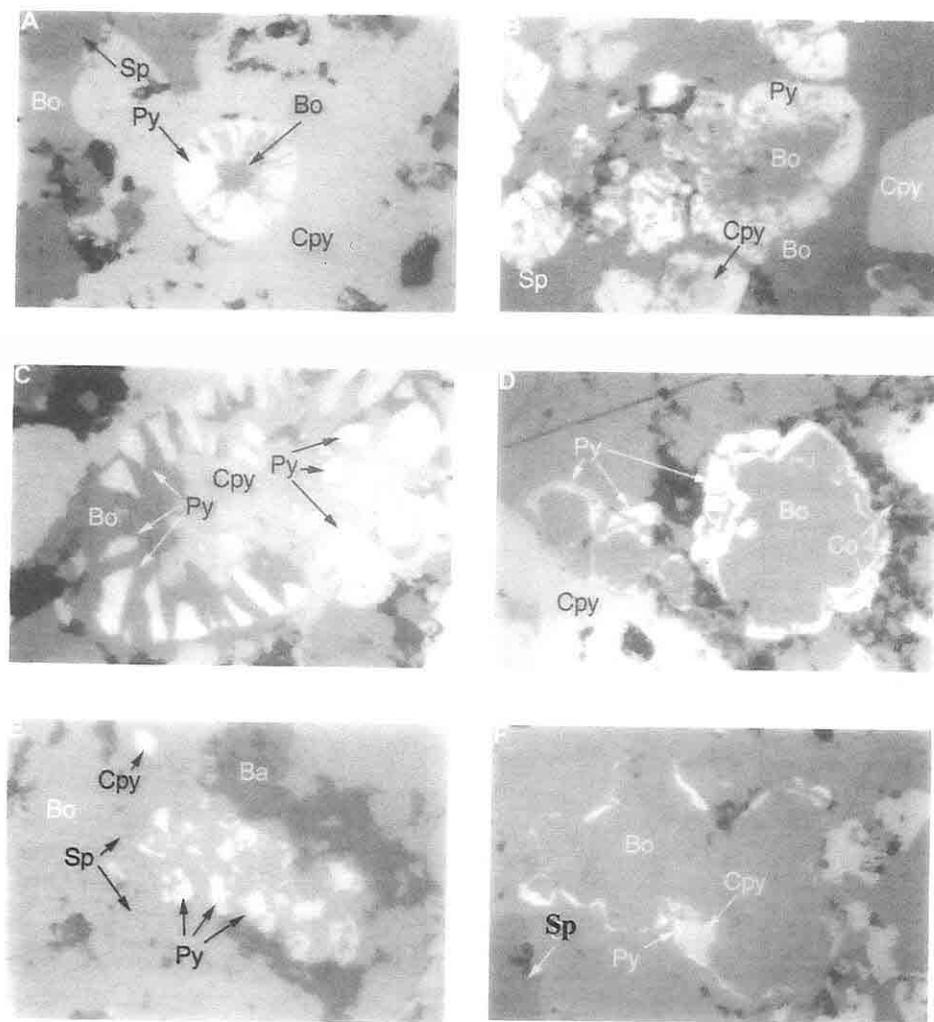


Figure 5. Modes of bornite replacement of pyrite and chalcopyrite: (A) Early stage of the replacement, (B) medium stage of the replacement, (C) replacement of the egg-shaped pyrite and chalcopyrite, and (D,E,F) advanced stages of bornite replacement of pyrite and chalcopyrite.

Homogenization temperatures range between 160°C and 320°C. They present consistent liquid-to-vapor ratios. Salinity values measured vary between 1 and 5 wt.% equivalent NaCl.

4. DISCUSSION

The substantial presence of bornite ore, lack of fragmental ore, and lesser presence of colloform ore textures (the facies I sulfides, Eldridge et al., 1983) make this deposit highly unique among the other VMS deposits in the region. The Murgul deposit is long believed to be a yellow-ore dominating Kuroko-type deposit. This study indicates that there are evidences supporting its low- to medium-grade metamorphism induced by the younger volcanics occurring as dikes and sills of dacite in composition within the district. This could also explain the brecciation of pyrite ore. Although brecciation of massive ore in the Japanese Kuroko deposits has been related to minor phreatomagmatic explosions (Clark, 1983) and slumping, which is more widely accepted (Eldridge et al., 1983), such repeated massive fragmental ore layers were not observed in the Murgul deposit. Thus, the Murgul VMS deposit entirely lacks these ore textures indicating that slumping did not occur. This could be as a result of paleotopography of the deposition site. However, microbrecciation of pyrite ore was widely seen. Due to its brittle nature, the thermal shock caused by the nearby intrusions could create such brecciation in pyrite ore of the deposit. Brecciation of the pyrite

ore should have facilitated its replacement by later chalcopyrite and bornite as well. Based upon the ore mineral textures, bornite deposition should have taken place at the final stage of sulfide deposition from the Cu-rich fluids. Removal of substantial amount of Fe to form chalcopyrite (II) should have enriched the fluids in copper. Preferential replacement of pyrite by bornite could be due to the porous nature of pyrite in addition to its being already brecciated. Fluid inclusions data suggest that the deposition should have taken place at significant depth under which boiling did not occur (typically >500 m) (Guber and Ohmoto, 1978).

5. CONCLUSIONS

The Murgul VMS deposit can be classified as stratabound volcanogenic massive sulfide deposit of Cu-pyrite-type that is hosted entirely by the felsic volcanic rocks of Upper Cretaceous age. The deposit is constituted by two ore bodies, one being dominantly stockwork ore with a mineral paragenesis of *qtz-py(I, II)-cp*, and the other being dominantly massive ore with a mineral paragenesis of *py(I, II)-cpy(I)-sl-gn-td/tt-cpy(II)-bo*. Brecciation of pyrite ore and minute presence of colloform ore textures suggest that this deposit could have been mildly metamorphosed by the younger volcanic activities. The deposit presents spectacular examples of replacement textures by chalcopyrite of pyrite and by bornite of pyrite and chalcopyrite. Fluid inclusions data suggest that the deposit is formed at a significant depth.

6. REFERENCES

- Ağar, U. (1977). *Demirözü (Bayburt)-Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi. İ.Ü. Fen Fak., Ph.D. Thesis (Unpublished)*, İstanbul, Turkey.
- Akinci, 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.*
- Akinci, Ö. T. (1985). *The Eastern Pontid Volcano-Sedimentary Belt and Associated Massive Sulphide Deposits. In the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Eds., J.E. Dixon and A.H.F. Robertson, 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. and Gedikoglu, A. (1984). *Harşit (Tirebolu-Giresun) Metalik Cevherleşme Tipleri. K.T.U. 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, eds., Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E., and Örçen, S. Ankara, Turkey.*
- 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.*
- Çiftçi, E. (1993). *Killik-Espiye-Giresun Polimetilik Cevherleşmesi Üzerindeki Topraklarda Pb-As Jeokimyası ile Hedef Saptanmasının Uygulanması. K.T.Ü., Master Thesis (Unpublished), Trabzon, Turkey.*
- Egeran, N. (1946). *Relations entre les unites tectoniques et les gites metallifères de Tuequie. M.T.A. Bull. no: 35, Ankara, Turkey.*
- 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), 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.*
- Hamamcioğlu, A. and Sawa, T. (1971). *Yeni Görüşlerin İşin Altında Karadeniz Bölgesi Cu-Pb-Zn Yatakları. Türkiye Maden Bil. ve Teknik II Kongresi, pp. 64-72, Ankara, Turkey.*
- Hutchinson, W.R. and Hodder, W.R. (1973). *Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. Econ. Geol., v. 68, No: 8, pp. 1223-47.*
- Ketin, I. (1966). *Anadolunun Tektonik Birlikleri. M.T.A. Bull. no: 66, 20-34, Ankara, Turkey.*
- Kolaylı, H. (1994). *Alterasyondaki Kimyasal Değişimlerin İncelenmesiyle Kutular (Sürmene-Trabzon) Masif Sülfit Yatağında Cevher Kütesinin Saptanması.*

*TEXTURAL, MINERALOGICAL AND PARAGENETIC CHARACTERISTICS OF MURGUL
DEPOSIT AN EXAMPLE TO THE KUROKO-TYPE*

- Yerbilimleri*, No: 25, pp. 13-20, ISSN 1019-1003, Turkey.
- Kovenko, V. (1944). M.T.A. Mecm. no: 2/30, pp. 210-222, Ankara, Turkey.*
- Kraeff, A. (1963). Geology and mineral deposits of the Hopa-Murgul region, western part of the province of Artvin, NE Turkey. M.T.A. Bull. no: 60, pp. 45-60, Ankara, Turkey.*
- Mado, H. (1971). Geology and mineralization the Cu ore deposits in the Murgul mine, NE Turkey. M.T.A. Rep. no: 4883, Ankara, Turkey.*
- 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.*
- Ovalioğlu, R. (1969). Türkiye Cu-Zn-Pb Madenleri ve Bunları Arama Değerlendirme Problemleri. I.Türkiye Madencilik Bilimsel ve Teknik Kongresi, Ankara, Turkey.*
- Özgür, N. and Schneider, H.J. (1988). New Metallogenic Aspects Concerning the Copper Deposits of Murgul, NE Turkey. Soc. Geology Applied to Mineral Deposits, Spec. Publ. 6, pp. 229-239.*
- Pejatovic, S. (1979). Metallogeny of the Pontid-Type Massive Sulfide Deposits, M.T.A., no: 177, Ankara, Turkey.*
- Pelin, S. (1977). Alucra (Giresun) GD Yörəsinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik İncelemesi. K.T.Ü. Yayın no: 87, Trabzon, Turkey.*
- Petraschek, E.W. (1955). Beziehungen zwischen der Anatolischen und Schwarzmeerküste Metal-provinz. M.T.A. Bull. no: 46/47, pp. 64-74, Ankara, Turkey.*
- Schneiderhohn, H. (1955). Die kupfererzlagerstatte Murgul in schwarzmeer Kustengebiet, provinz Coruh, Nordost Turkei, Erzmetall, VIII, pp. 468-478.*
- 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.*
- Willgallis, A., Özgür, N., and Siegmann, E. (1990). Se- and Te-bearing sulfides in copper ore deposits of Murgul, NE Turkey: Eur. J. Mineral, 2, pp. 145-148.*
- Zimmer, E. (1938). Die Kupfergrube Murgul. M.T.A. Mecm. no: 2, Ankara, Turkey.*

AUTHIGENIC K-FELDSPAR OCCURENCES IN UPPER CRETACEOUS
ASMABOĞAZI FORMATION IN TUZGÖLÜ BASIN BETWEEN
ŞEREFLIKOÇHISAR AND AKSARAY (TÜRKİYE)

Hükümü ORHAN, M. Muzaffer KARADAĞ

S.Ü., Geology Engineering Department, Konya /Türkiye

ABSTRACT: Authigenic feldspar occurrences are common as overgrowths around the detrital feldspar grains or as clusters of crystals filling pore spaces in feldspathic litarenites and litarenites of the Asmabogaç formation in the Tuzgölü basin between Şereflikoçhisar and Aksaray (Turkiye). Totally or partially dissolved detrital grains are common and, were considered to be an important source for K and Al ions in the formation of authigenic K-Feldspar. Quartz – Calcite replacement developed while sediments were buried deeply supplied Si ion which is required for the K-feldspar. Absence of illite in the examined samples points that K-feldspar developed in a late diagenetic environment having high H_4SiO_4 activities .

TUZGÖLÜ HAVZASININ ŞEREFLIKOÇHISAR AKSARAY ARASINDA
ASMABOĞAZI FORMASYONUNA AİT KUMTAŞLARI İÇİNDEKİ OTİJENİK
K-FELDİSPAT OLUŞUMLARI

ÖZET: Tuzgölü Havzasının Şereflikoçhisar Aksaray arasındaki Asmabogaç formasyonuna ait feldispatik litarenit ve litarenitleri içinde detritik tane üzerinde büyümeye veya gözenek dolgusu şeklinde otijenik K-Feldispat oluşumları yaygındır. Tamamen yada kısmen çözünmüş detritik taneler oldukça yaygındır ve bunların otijenik K-feldispat oluşumunda K ve Al iyonları için önemli bir kaynak olduğu düşünülmüştür. Sedimanlar derinlerde gömülüyken gerçekleşen kuvarsın kalsit tarafından ornatılması otijenik K-feldispat oluşumu için gerekli Si' mu sağlamıştır. İncelenen örneklerde illitin yokluğu otijenik K-feldispatin yüksek H_4SiO_4 aktivitesine sahip diyajenetik bir ortamda geliştiğine işaret eder.

1. INTRODUCTION

The Tuzgölü basin is one of the several basins in the Central Anatolia. It is surrounded by the Kırşehir block to the east, Menderes - Tauride block to the south – southwest and Sakarya continent to the north- northwest (Okay, 1989 and Koçyiğit, 1991). In Tuzgölü area, several basins are nested on top of one another as a result of a complex series of tectonic processes related to the evolution of the Anatolian branch of the Alpides since the latest Cretaceous (Görür et al., 1984). The Baranadağ pluton which is located at the NE of the study area had been interpreted as the product of Andes type of continental arc which was developed across the western corner of the Kırşehir block which was moving to the west relative to the Menderes Block. Therefore, the study area is considered as a Fore-arc basin (Görür et all., 1984; Koçyiğit, 1991).

The Tuzgölü basin between Şereflikoçhisar and Aksaray contains up to 10 km of sediment ranging from late Cretaceous to recent in age (Figure 1 and 2). Late Cretaceous - Late Eocene aged sediments are mostly composed of turbidites, grain and debris flow deposits derived from igneous, metamorphic and sedimentary rocks of surrounding area and terrestrial clastics, evaporates and shallow marine limestone along the basin margin. (Arıkan, 1975; Dellalıoğlu and Aksu, 1984; Görür et all., 1984; Scott Pickard and Assoc., 1986 and Orhan et al., 1997).

Upper Cretaceous Asmaböğazi formation starts with greenish yellow pebbly sandstone and grades upward into

sandstone bearing lenticular conglomerates, sandstone rich in Orbitoides, gastropod and bivalve, and mudstone. At the upper part of the formation, limestone bearing Hippurites sp. and sandy limestone are present. Sandstones of the Asmaböğazi formation occur as interbedded layers of highly consolidated sandstone and weakly consolidated sandstone. The highly consolidated sandstones, cemented mostly by calcite, are rich in bioclast and interpreted as being deposited under storm conditions. Relatively weak consolidated sandstones are poorly cemented and, contain very little amount of bioclast but, have clay matrix and, interpreted as being deposited under relatively calm conditions. Formation grades downward into the Kartal Formation and upward into Karapınar Yaylası formation (Figure 2). The thickness of the formation is between 20-300 m. Fossil content, channel structures, having graded contacts with continental Kartal formation and marine Karapınar Yaylası formation and bearing glauconite, all point that the Asmaböğazi formation was deposited under shallow marine environmental conditions.

The purpose of this paper is to give a detailed description of the authigenic K-Feldspar in the sandstones of the Asmaböğazi Formation in Tuzgölü Basin between Şereflikoçhisar and Aksaray. The methods used include standard petrographic procedure, scanning electron microscopy (SEM) with energy dispersive X-rays (EDAX), XRD and vitrinite reflectance analysis.

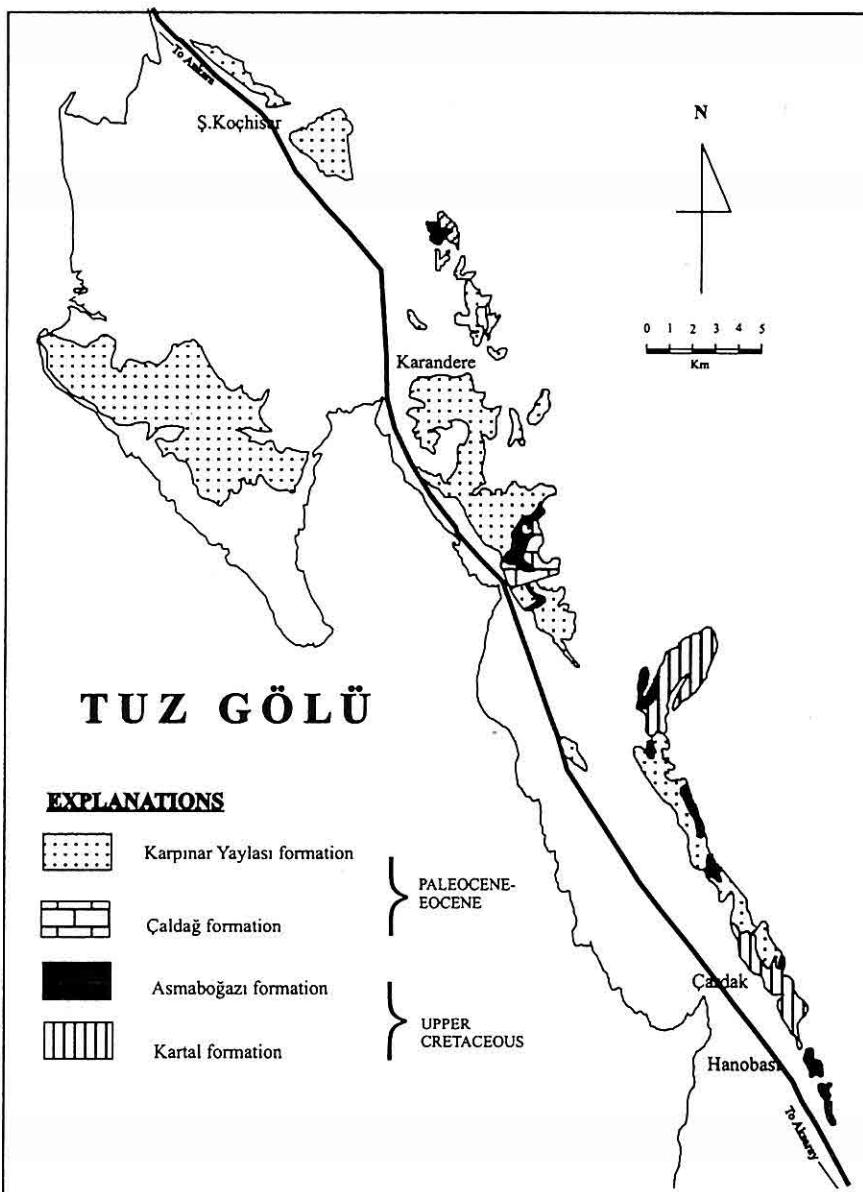


Figure 1. Outcrop distribution map of the Kartal, Asmabogazi and Karapınar yaylaşı formations in the area between Şereflikoçhisar and Aksaray (Modified from Dellaloğlu and Aksu, 1984)

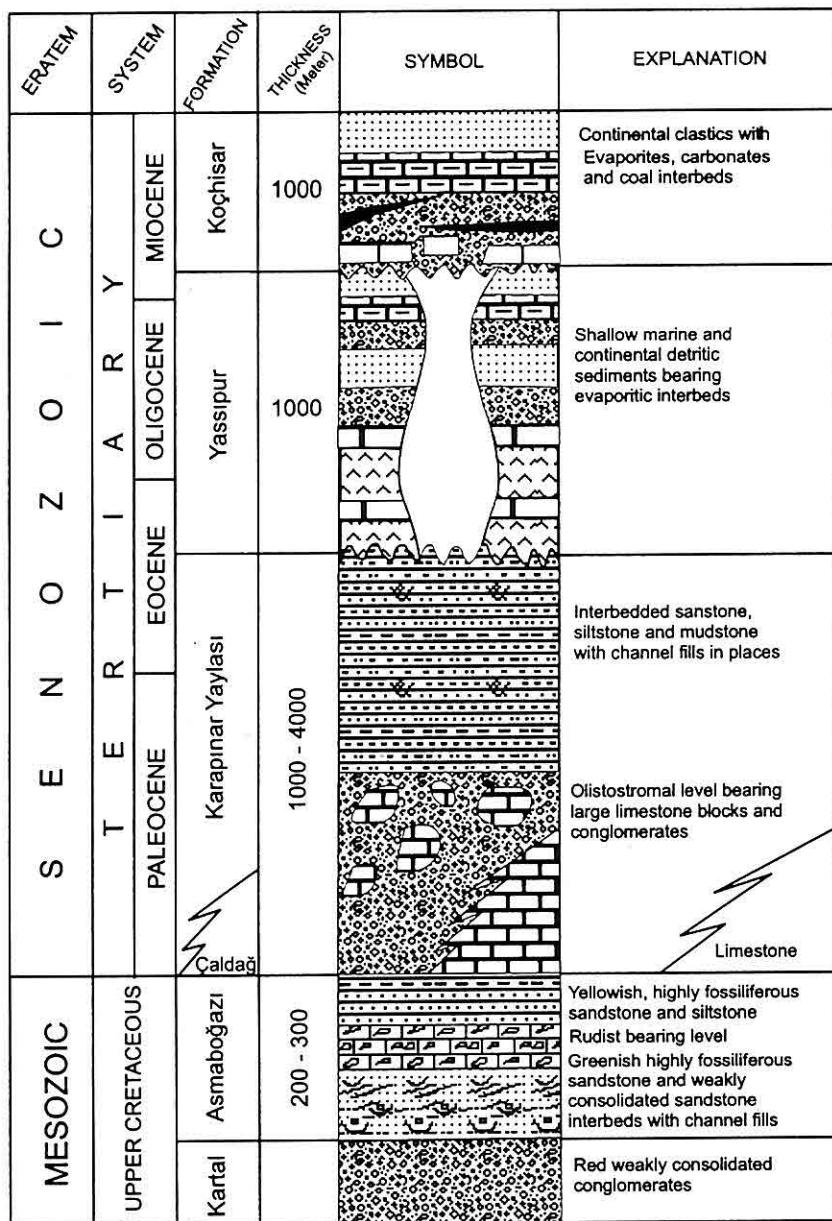


Figure 2. Generalized columnar section of the study area (Görür, 1981; Dellaloğlu and Aksu, 1984 and Scott Pickard & Assoc., 1986)

2. PETROGRAPHY AND CHARACTERISTICS OF THE AUTHIGENIC K-FELDSPAR IN THE ASMABOĞAZI FORMATION.

The sandstones of Asmabogaç formation are mostly moderately sorted, subangular feldspathic litharenite and litharenit (Figure 3; Folk, 1980) derived from a complex source area of igneous (Baranadağ pluton), metamorphic (Kırşehir massive) and sedimentary rocks. Quartz and rock fragments (mostly carbonates or fossil fragments) are the main constituents of these sandstones. Quartz grains are mainly monocrystalline. Detrital feldspar content ranges from 2 to 24 percent. In most samples orthoclase is the most abundant species.

Nearly all detrital feldspars, except those cemented tightly by calcite, are highly altered. Grains having elongated shape and micas generally align parallel to the bedding and show no mechanical deformation. The majority of the grains floats in the calcite cement or is only in point contact. These all point early calcite cementation.

Calcite and iron oxide are the most common types of cement in the Asmabogaç formation. Several other authigenic minerals occur in the Asmabogaç formation. These are K-feldspar, quartz, clay minerals and glauconite.

Authigenic K-feldspar in the Asmabogaç formation occurs as

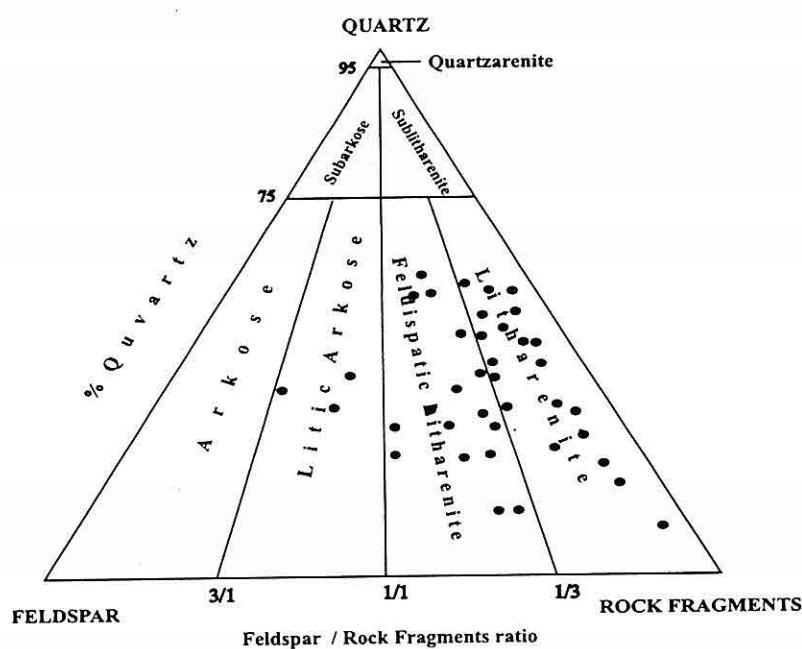


Figure 3. Present framework grain composition (Folk, 1980) of the Asmabogaç formation in the study area.

overgrowths around the detrital feldspar grain (Figure 4) or as clusters of whole crystal partially filling pore spaces (Figure 4 and 5). Almost all the individual detrital feldspar grains are partially or entirely enveloped by overgrowths of authigenic feldspar (Figure 4). The overgrowths are generally fresh and unaltered showing no twinning and perthitic texture. The boundary of authigenic feldspar is well defined by the boundary between the highly altered core and the fresh unaltered overgrowth (Figure 4). Overgrowths of authigenic K-feldspar are mostly in optical continuity with core.

3. DISCUSSION

Authigenic feldspars, except in altered ash beds, are normally a small fraction of the feldspar in a rock, rarely more than a few percent and most commonly present only in trace amounts. The authigenic feldspar occur as overgrowth around detrital cores and as newly formed crystals with no apparent preexisting core. Both types have well developed crystal faces and show no evidence of weathering or alteration. the most plausible explanation for the relatively few reports of authigenic feldspar in the literature is that it is easy to miss the small, mostly untwinned grains in cursory microscopic examination (Kastner and Siever, 1979).

The thermodynamic and kinetic factors which govern feldspar authigenesis are reasonably well known (Garrel and Christ, 1965; Helgeson et all., 1969; Kastner and Siever, 1979, Burley et al., 1985; Bjurkum and Gjelsvik, 1988). The thermodynamic

relations are generally presented in a combination diagram (Figure 6) which shows the aqueous solutions in equilibrium with solid phases and activity of H_4SiO_4 and K^+ at different temperatures and pressures. Relatively high K^+ / H^+ ratios or high H_4SiO_4 activity favor K-feldspar authigenesis. If the activity of H_4SiO_4 is close to amorphous silica saturation, high K^+ / H^+ ratio is not required (Kastner and Siever, 1979).

In an interstitial environment bearing solution with necessary K, Al and Si ions, authigenic illite is the first phase to be precipitated when the activity of K^+ and H_4SiO_4 is sufficiently high (Helgeson et al. 1969; Kastner and Siever, 1979; Bjurkum and Gjelsvik, 1988; Figure 6). The precipitation of authigenic illite will naturally cause depletion of K^+ ion in the interstitial environment, which causes the retardation of K-feldspar precipitation. In cases where authigenic illite is well developed, only the early stages of K-feldspar overgrowth can developed, but in case where authigenic illite is absent or poorly develops, well formed K-feldspar overgrowth are common, as in case of Triassic sandstones in England (Ali and Turner, 1982). This points a delicate balance between K^+ and H_4SiO_4 activities. Higher H_4SiO_4 activities favors the growth of authigenic K-feldspar (Helgeson et all., 1969; Kastner and Siever, 1979; Ali and Turner, 1982 and Bjurkum and Gjelsvik, 1988, Moorad and Aldahan, 1988).

In sandstones, authigenic K-feldspar

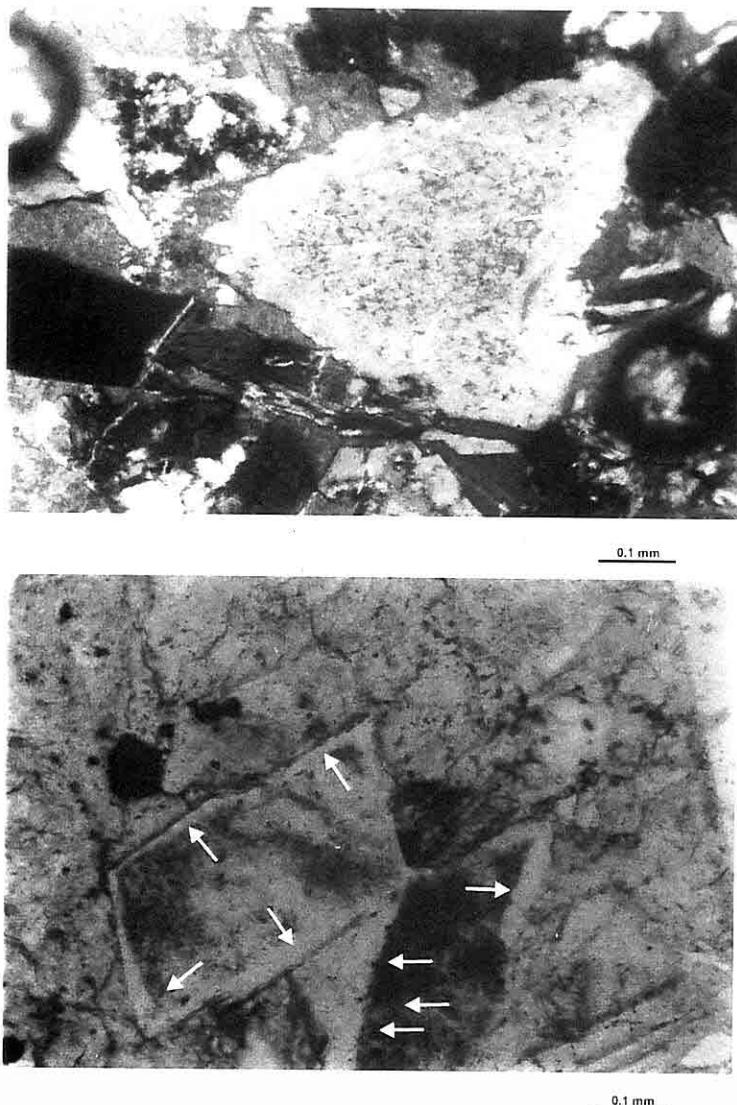


Figure 4. Authigenic K-Feldspar overgrowth (arrows) in sandstones of the Asmabogaž formation (Polarizing microscope picture).

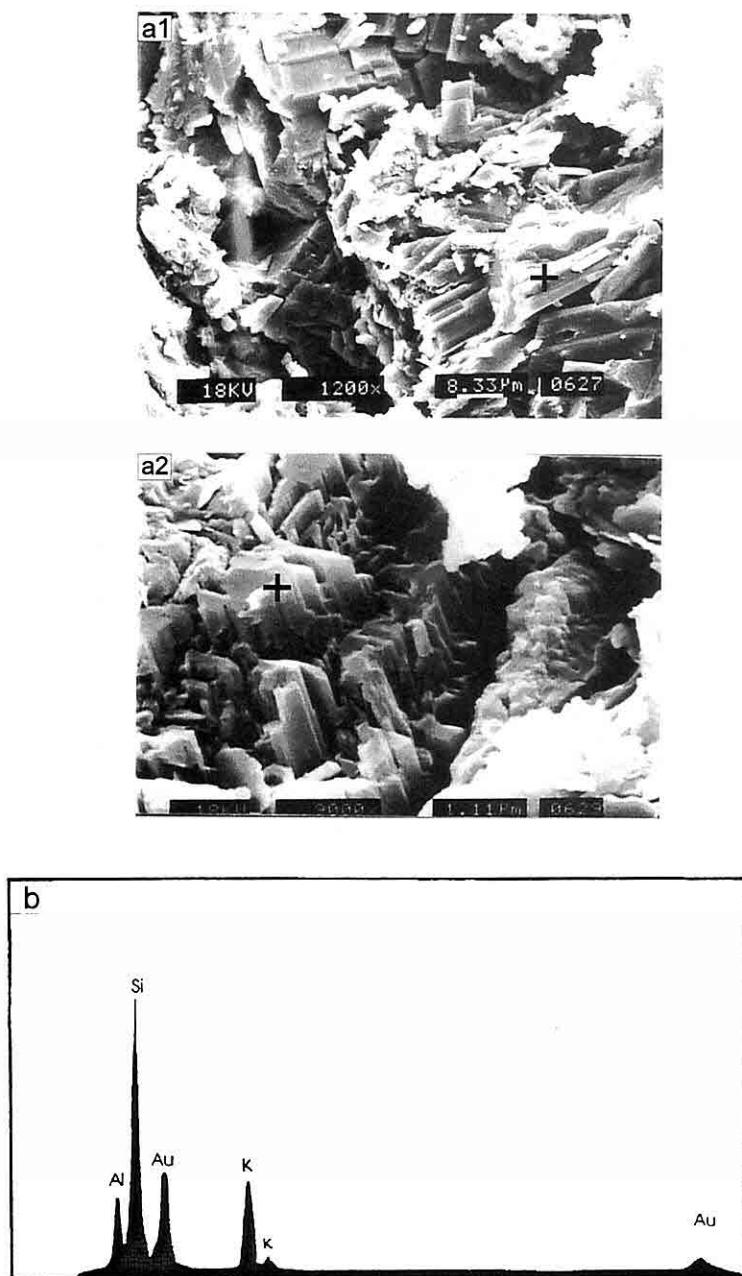


Figure 5. Scanning electron micrographs (a) and EDX spectrum of the authigenic K-feldspar (b) in the sandstones of the Asmabogaç formation.

formation follow a variety of different stages (Kastner and Siever, 1979; Moorad and Aldahan, 1988; Duffin et al. 1989). The initial stage is the formation of small oriented rhombohedral crystals ranging in size from 1-5 micron. The orientation of rhombic crystals usually is governed by the crystallographic structure of host grains. The second stage is the formation of larger crystal faces as a result of merging, stacking and growing of small rhombic crystals. The final stage is the formation of an almost complete crystal with hacksaw terminations enveloping almost the whole detrital grains.

An interstitial environment bearing sufficient K, Al and Si ions is required for the precipitation of authigenic K-feldspar in sandstones. Several sources have been suggested for these ions (Kastner and Siever, 1979 ; Ali and Turner, 1982, Moorad and Aldahan, 1988). These are sea water, detrital and chemical components of sandstones. Hydrolysis of biogenic silica or volcanic glass is the major sources of dissolved silica species. Decomposition of detrital components, including K-Feldspar, and sea water are the important sources of K and Al ions. Kastner and Siever (1979) found that sea water composition, especially bottom sea water, was close to the stability field of K-feldspar and the range of interstitial water concentration in many deep sea sediment overlaps the K-feldspar field (Figure 6). The process of dissolution of detrital feldspar was considered to be an important ion source for the initial stage of K-feldspar overgrowth (Tatsumoto and

Patterson, 1969; Stablein and Dapples, 1977).

In the examined sandstone samples of the Asmabogaç formation, the second and final stages of abovementioned authigenic K-feldspar formation have been observed as overgrowth around the detrital feldspar grain or in little amounts, as clusters of crystals partially filling pore spaces. Totally or partially dissolved detrital grains are common in the Asmabogaç sandstones. Plagioclase, K-feldspar and other rock fragment are well preserved in tightly and early calcite cemented parts of sandstones. The dissolution of detrital grains, especially detrital K-feldspar, is obvious interstitial source of K, Al and Si for authigenic K-feldspar in the Asmabogaç sandstones. Instead of common K-feldspar overgrowth, authigenic illite was not determined in the examined sandstone samples. This points a diagenetic environment having high H_4SiO_4 activities for authigenic feldspar formation. Heavy calcite replacement of quartz and other detritic grains as indication of enough supply of H_4SiO_4 to the interstitial solution. Increasing temperature will augment the dissolution of quartz, on the other hand, will decrease the dissolution of calcite. In other word increasing temperature amplifies the calcite - quartz replacement (Burley et al 1985). Vitrinite reflectance analysis showed that the Asmabogaç formation was buried to a depth of 2500-3000 meters and, had reached a burial temperature of 80-100 °C (Orhan et al, 1997). Therefore, dense quartz - calcite

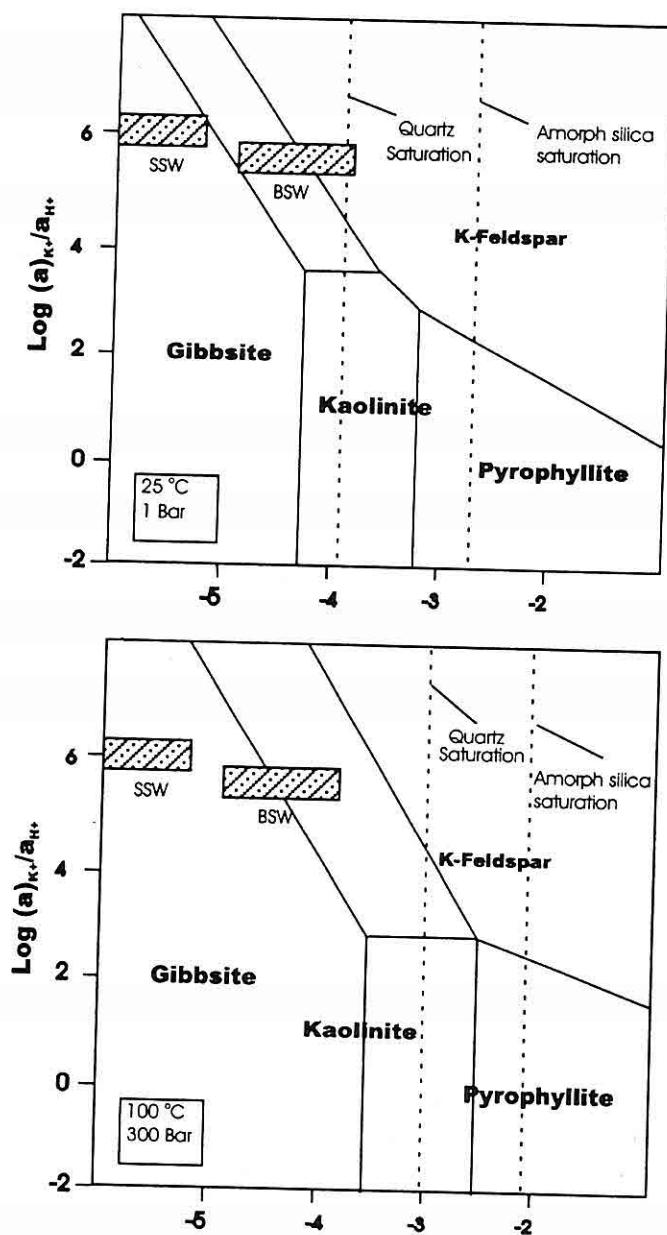


Figure 6. Logarithmic activity diagrams in the $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ system for 25°C and 1 bar and 100°C and 300 bar; BSW : Bottom seawater, SSW: Surface seawater (Kastner and Siever, 1979, Bjorkum and Gjelsvik, 1988)

replacement observed densely in sandstone of Asmabogaç formation points that it took place during deep burial where the temperature is high. Consequently, authigenic K-feldspar formation also took place when the Asmabogaç formation was buried deeply.

4. CONCLUSION

Authigenic feldspar is abundant in the sandstones of the Asmabogaç formation in the Tuzgölü basin between Şereflikoçhisar and Aksaray (Turkiye). It occurs as overgrowth around the detrital feldspar grains or, as crystal clusters filling pore spaces. The overgrowths are generally fresh and unaltered, with this feature, the authigenic feldspar can be distinguished from highly altered detrital K-feldspar. Most of the overgrowths envelopes partially or totally the detrital cores.

For the precipitation of authigenic K-feldspar in sandstones, an interstitial environment bearing sufficient K, Al and Si ions is required. Generally in such a condition, illite precipitates first, but in case of higher H_4SiO_4 concentration, K-feldspar may precipitates first. Heavy calcite replacement of quartz and other detrital grains and absence of illite in sandstones of the Asmabogaç formation points that authigenic K-feldspar developed in a diagenetic environment having high H_4SiO_4 activities which occluded the illite formation.

A burial temperature of 80-100 °C and a burial depth of 2500-3000 meters have been determined trough vitrinite

reflectance analysis. Higher temperatures accelerates quartz – calcite replacement causing higher H_4SiO_4 activities, consequently enhancing authigenic K-feldspar formation in the Asmabogaç formation. Therefore authigenic K-feldspar formation is a late diagenetic feature.

5. ACKNOWLEDGMENT

The financial support of TÜBİTAK (Project No: TÜBİTAK – YBAG/ 0109) is gratefully acknowledged.

6. REFERENCES

- Ali, A.D. and Turner, P., 1982; *Authigenic K-Feldspar in the Bromsgrove Sandstone Formation (Triassic) of Central England; Jour. Sed. Petrology, V.52, No.1, p. 187-197.*
- Arikan, Y., 1975., *Tuzgölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları; M.T.A. Dergisi, v.85, p. 17-38.*
- Bjurkum, P.A., and Gjelsvik, N. 1988; *An isochemical model for formation of autogenic Kaolinite, K-Feldspar and Illite in sediments; Jour. Sedimentary Petrology, v.58, n.3, p. 506-511.*
- Burley, S.D., Kantorowicz, J.D. and Waugh, B., 1985, *Clastic diagenesis; In P.J. Bencley and Williams B.P.J.,(Eds), Sedimentology, Recent development and applied aspects; Geol. Soc. of London Special Publ. n.18, 189-226p.*
- Dellaloğlu, A.A., and Aksu, R., 1984; *Kula, Şereflikoçhisar- Aksaray dolayının jeolojisi ve petrol olanakları; TPAO Arama Grubu Rapor no. 2205.*
- Duffin, M.E., Lee, M., Klein, G. and

- Hay, R., 1989,, *Potassic diagenesis of Cambrian sandstones and Precambrian granitic basement in UPH-3 deep hole Upper Mississippi valley, U.S.A.*; Jour. Sed. Petrology, 59, p.848-861.
- Folk, R.L., 1980,, *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill Pub. Company, Austin, TX, 184 pp.
- Garrel, R.M. and Christ, C.L., 1965, *Solutions, minerals and equilibria*; Harper and Row, New York, 450pp
- Görür, N., 1981, *Tuzgölü-Haymana havzasının stratigrafik analizi*; Türkiye Jeol. Kur. İç Anadolunun jeolojisi simpozyumu, Ankara, p.60-66
- Görür,N., Oktay, F.Y.,Seymen, I. and Şengör, A.M.C., 1984; *Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure*; In J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds), *The geological evolution of the eastern Mediterranean; Special Publication of the Geological Society*, No 17, Blackwell Scientific Publication, Oxford, p. 467- 482.
- Helgeson, H.,C., Garrels, R.M., and MacKenzie, F.T., 1969, *Evaluation of irreversible geochemical processes involving minerals and aqueous solutions -II Applications*, *Geochem. Cosmochim. Acta*, v.33, p. 455- 481.
- Kastner, M. and Siever, R., 1979, *Low temperature feldspar in sedimentary rocks*; *American Jour.of Science*, v. 279, p. 435-479.
- Koçyiğit, A., 1991, *An example of an accretionary forearc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey*, *Geol. Soc. America Bull.*, v.103, p. 22-36.
- Moorad, S. and Aldahan, A.A., 1988, *Alteration of authigenic K-feldspar in sandstones from Sweden*; *Bull.Geol. Inst. Univ. Uppsala*, v.12, p.103-108.
- Okay, A.I., 1989, *Tectonic units and sutures in the Pontidees; Northern Turkey*: In A.M.C. Şengör (ed.); *Tectonic evolution of the Tethyan region*, p. 109-116.
- Orhan, H. Özkan A.M. ve Çelik, M., 1997, *Şereflikoçhisar- Acıpinar arasındaki Üst Kretase - Eosen yaşı kırıntılı sedimanların diyajenetik tarihçesi*, TÜBİTAK- YBAG 0109 nolu proje , 60 s. (Yayınlanmamış)
- Scott Pickard & Assoc., 1986, *Exploration evaluation of the Tuz Gölü Basin - Central , Turkey, TPAO Arama Grubu Rapor No. 2452 (Unpublished)*
- Stablein, N.K. and Dapples, E.C., 1977., *Feldspar of the Tunnel City Group (Cambrian), Western Wisconsin*; Jour. Sed. Petrology, v.47, p.1512-1538.
- Tatsumoto, M. and Patterson, C. 1969, *Age studies of zircon and feldspar concentrates from the Franconia sandstone*, Jour. Geology, v. 72, p. 232-242.

**ORIGIN OF WEHRLITIC INTRUSIONS IN THE ISPENDERE (MALATYA)
AND KÖMÜRhan (ELAZIĞ) OPHIOLITIC COMPLEX
(EASTERN TAURUS-TURKEY)**

Melihat BEYARSLAN, A. Feyzi BİNGÖL

Firat University, Department of Geological Engineering, Elazığ/Turkey

ABSTRACT: *The Ispendere and Kömürhan Ophiolitic Complex exhibit the crustal section of an ideal ophiolitic sequence. They are composed of a basal plutonic unit, the high-level isotropic gabbros, a dike complex and volcanic units which constitute a classical ophiolitic crustal section. The isolated diabase dikes cut all these units. They thrust towards south onto the Middle Eocene Maden Complex. The Ophiolite are thrusted by the Upper Cretaceous magmatics in the north, however, there is a gradual transition between the Kömürhan ophiolite and the Upper Cretaceous Elazığ Magmatics in some places.*

An important discovery in the study of the crustal section in the Ispendere and Kömürhan Ophiolite has been that of wehrlitic intrusions into the gabbros. The huge wehrlite intrusions and numerous wehrlitic sills and dikes intrude the layered and the isotropic gabbros.

The intrusions are composed of plagioclase-free wehrlites at the base. The top of the intrusions grade into a layered sequences of decimeter-to meter-thick wehrlite and clinopyroxenite layers over several ten of meters. Upward, the intrusions are followed by plagioclase wehrlite and melanocratic gabbros. The contacts between intrusions and host gabbros are lobate evoking viscous tongues. The internal structure of wehrlitic intrusions is mainly isotropic and non-layered.

A petrological model of the wehrlitic intrusions in the Ispendere and Kömürhan Ophiolite is proposed on the basis of field and petrographical data. After the oceanic accretion phase that gave rise to the main ophiolitic sequence, a second stage melting is suggested to explain the genesis of the magma which has been consolidated as wehrlitic intrusion, dikes and sills. This second magmatic episode postdates the intraoceanic detachment and took place during Upper Cretaceous times, just before obduction.

**İSPENDERE (MALATYA) VE KÖMÜRhan (ELAZIĞ) OFİYOLİTİK
KOMPLEKSLERİNDEKİ (DOĞU TOROS-TÜRKİYE) VERLİTİK
INTRÜZYONLARIN KÖKENİ**

ÖZET: *Ispendere ve Kömürhan Ofiyolitik Kompleksleri ideal bir ofiyolitik istifin kabuk kesimini gösterirler. Bunlar tabana ait plütonik birim, üstte izotrop gabrolar, dayak kompleksi ve volkanik birimlerden oluşur. Bu birimler, ofiyolitin kabuk kesimini*

oluştururlar. Tekil diyabaz daykları bütün bu birimleri keserler. Ofiyolitler, güneşe doğru Orta Eosen yaşı Maden Kompleksi üzerine tektonik olarak gelir ve kuzeyde Üst Kretase Magmatitleri tarafından genellikle tektonik olarak üzerlenirken, bazı yerlerde Kömürhan ofiyoliti ile Üst Kretase yaşı Elazığ Magmatitleri arasında dereceli bir geçiş izlenmektedir.

İspendere ve Kömürhan ofiyolitlerinin kabuk kesimlerinin incelenmesinde gabrolar içerisinde verlitik intrüzyonların varlığı gözlenmektedir. Büyük verlit intrüzyonları ve çok sayıda verlitik siller ile dayklar gabroları keserler.

İntrüzyonlar tabanda plajiyoklas içermeyen verlitlerden oluşmuştur. Üstte desimetre ile metre arası bir kalınlığa sahip verlit ve birkaç on metre üzerinde klinopiroksenit tabakalarına dereceli geçişlidirler. Üste doğru intrüzyonlar plajiyoklaslı verlit ve melanokratik gabrolara geçerler. İntrüzyonlar ve gabrolar arasındaki kontaklarda herhangi bir metamorfizma izi yoktur. Verlitik intrüzyonlarının iç yapısı esas olarak izotrop olup, tabakalanma göstermemektedirler.

İspendere ve Kömürhan Ofiyolitlerindeki verlitik intrüzyonların petrolojik modeli, arazi ve petrografik veriler esasına dayanır. Esas ofiyolitik istifi veren okyanusal büyümeye fazından sonra, ikinci evrede meydana gelen ergime verlitik intrüzyon, dayk ve sil olarak katılan magmayı vermektedir. Bu ikinci magmatik olay, okyanus içi dilimlenmeden hemen sonra, Üst Kretase sırasındaki yerleşme öncesi meydana gelmiştir.

1. INTRODUCTION

The Ispendere and Kömürhan ophiolites are characterized by a complex crustal sequences. The layered cumulates, isotropic gabbros, dike complex and volcanic sequence constitute a classical ophiolitic crustal section (Penrose Conference Participants, 1972). The gabbroic cumulates are crosscut by ultrabasic generally wehrlitic intrusions. Such intrusions have also been reported from the Oman ophiolites (Pallister and Hopson, 1981; Dahl et al., 1983; Ernewein and Whitechurch, 1986; Ernewein et al., 1988; Juteau et al., 1988; Benn et al. 1988) and the Troodos ophiolite, Cyprus (Benn and Laurent, 1987). According to Rabinowicz et al.(1987) and Benn et al. (1988) the wehrlitic intrusions probably represent

magma which has been emplaced into crustal levels from the transition zone which is the passage between the uppermost residual peridotites, generally harzburgites representing mantle rocks and dominantly gabbroic rocks representing paleo-oceanic crust (Benn et al., 1988).

The purpose of this paper is to present field observations of the wehrlitic intrusions and to discuss the origine of these intrusions in the Ispendere and Kömürhan Ophiolites.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Ispendere and Kömürhan ophiolites are located between Elazığ and Malatya. The Ispendere ophiolite is a western continuation of the Kömürhan ophiolite (Yazgan, 1983; Bingöl, 1986). They thrust towards south onto the Middle

ORIGIN OF WEHRLITIC INTRUSIONS IN THE ISPENDERE (MALATYA) AND KÖMÜRhan (ELAZIĞ) OPHIOLITIC COMPLEX (EASTERN TAURUS-TURKEY)

Eocene Maden Complex. The ophiolites are thrusted by the Upper Cretaceous Elaziğ Magmatics in the north, however, there is a gradual passage between the Kömürhan ophiolite and the Upper Cretaceous Elaziğ Magmatics in some places (Beyarslan and Bingöl, 2000) (Fig.1).

The Ispendere and Kömürhan ophiolites exhibit the crustal sequence of a classical ophiolite defined by the Penrose Conference Participant(1972). They consist of layered cumulates, isotropic gabbros, dike complex and basaltic volcanic rocks. The layered cumulates are crosscut by a second magmatic episode represented by wehrlitic intrusions (Fig.2).

The layered cumulates are mainly

gabbroic with a little dunite and pyroxenites at the base. The layering of the gabbros is essentially defined by the appearance or disappearance of one of the main mineral phases which are plagioclase, olivine and clinopyroxene and by variation in relative abundance of these phases. Mineral-graded layers are common but size-graded layers have been also observed by Beyarslan (1991; 1996) in the Ispendere and Kömürhan ophiolite. The thickness of the layers ranges from centimeters to decimeters. The lateral extent of the layers is a few meters. Flow structures are scarce. At the top of the layered cumulate sequence, non-layered gabbroic rocks appear. They exhibit mineral foliation.

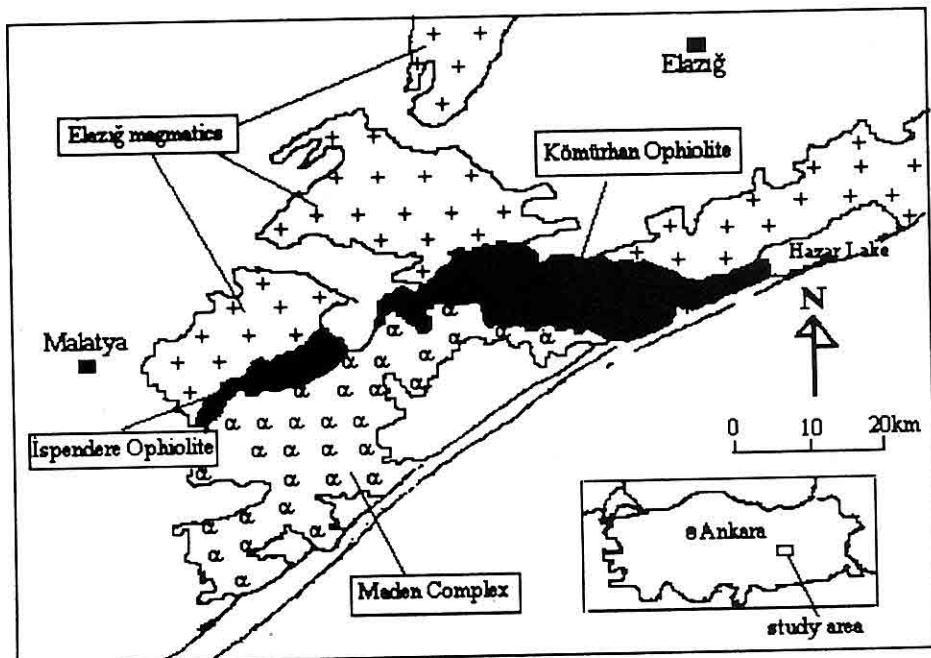


Figure 1. Simplified map of the Elazığ-Malatya (Turkey) region and location of the studied area (Ispendere and Kömürhan Ophiolite).

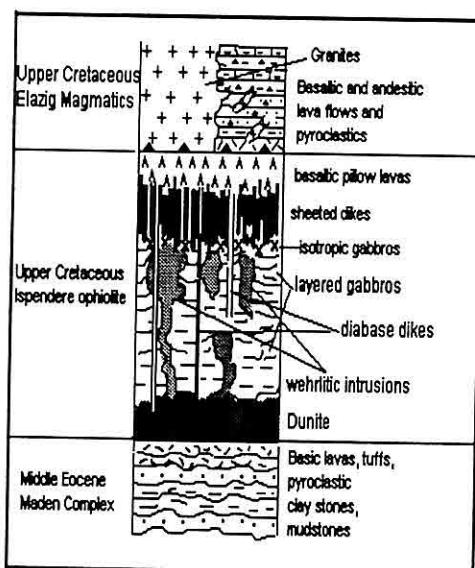


Figure 2.Tectono-stratigraphic section of the İspendere ophiolite (modified after Beyarslan,1991)

In the İspendere ophiolite, the isotropic gabbros mark the upper part of the plutonic sequence. They are missing in the Kömürhan ophiolite. This unit differs from the layered gabbros in terms of its isotropic structure. The contact between the layered cumulates and the isotropic gabbros is generally sharp, but it can be locally gradual. The thickness of this facies varies from 40 to 50 meters. The isotropic gabbros are characterised by change in grainsize. The texture is very variable.

Above the isotropic gabbros, the dike complex is composed of sheeted dikes. It is characterized by dark gray dike swarms with asymmetric chilled margins, the average strike and dip of which are N60-70°E and 60°NW. The sheeted dike

complex is composed of subparallel doleritic dikes, mutually intrusive, and ranging in width from 1m to 20 m. The transition between 100% gabbros and 100% dikes occurs within 50m in the İspendere ophiolite.

The volcanic rocks make up the upper part of the ophiolites. The transition of the sheeted dike complex to the overlying volcanic unit is gradual in the İspendere Ophiolite, but it is not visible in the Kömürhan ophiolite. The volcanic sequence of the İspendere ophiolite is particularly well developed and preserved. The volcanic rocks consist of brown moderately vesicular and aphanitic pillow lavas and massive flows. The volcanic unit of the Kömürhan ophiolite is only poorly preserved. They have been observed in the northern part. They consist of grey colored pillow lava and lava flows. The contact between these volcanics and the volcanic unit of the Upper Cretaceous Elazığ Magmatics is gradual.

3. FEATURES OF THE WEHRLITIC INTRUSIONS

An important feature of the crustal section in the İspendere and Kömürhan ophiolite is that of wehrlitic intrusions into the gabbros. Wehrlite intrusions form dikes and small wehrlitic bodies. There are two huge wehrlitic intrusions in the İspendere ophiolite and one in the Kömürhan ophiolite. (Fig. 3A ve B). The wehrlitic intrusions of the İspendere ophiolite outcrop at Girej Tepe and Nohut Dağı. Careful examination of the

ORIGIN OF WEHRLITIC INTRUSIONS IN THE ISPENDERE (MALATYA) AND KÖMÜRhan (ELAZIĞ) OPHIOLITIC COMPLEX (EASTERN TAURUS-TURKEY)

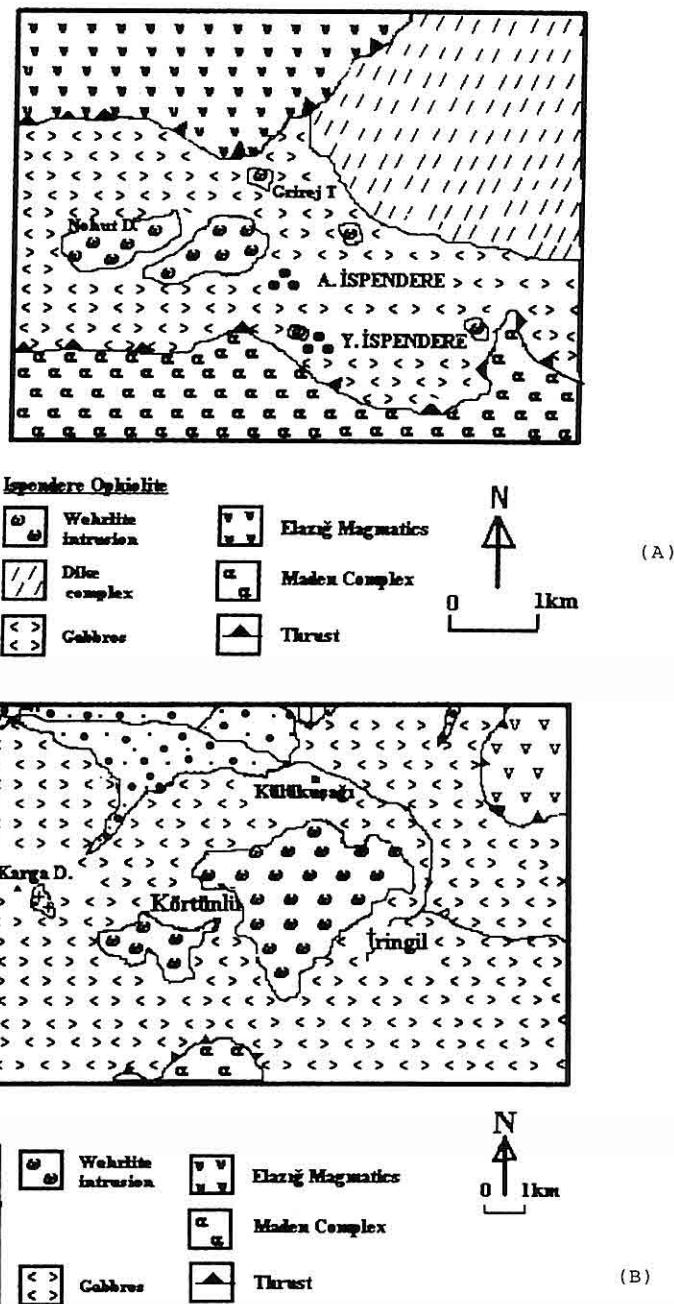


Figure 3. Geological map of the wehrlites in the Ispendere (A) and Kömürhan (B) ophiolites.

field data show that they are intrusive into the gabbros. The wehrlitic dikes and intrusions are absent into the dunites which are accepted as the transition zone.

The Girej Tepe and Nohut Dağı intrusions are 50-60m thick ultramafic bodies dominantly composed of plagioclase free wehrlites. Towards the top these rocks grade into plagioclase wehrlites. The internal structure of both ultramafic bodies is isotropic and unlayered. The intrusive contacts are clearly at a high angle with respect to the layering of the host gabbros. The contacts between these intrusions and most gabbros are sharp but irregular, and often interdigitated, with wehrlite tending to penetrate the gabbros. Chilled margins never appear (Fig. 4).

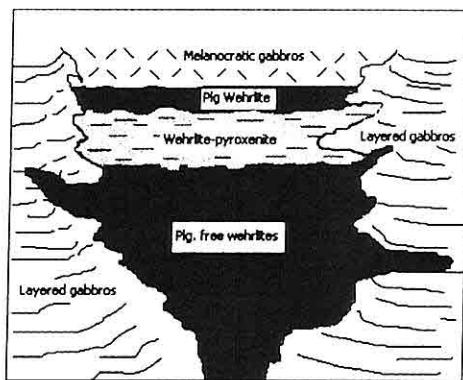


Figure 4. Infrastructure of Nohut Dağı (Ispendere) wehrlitic intrusion.

The huge wehrlite intrusion of the Kömürhan ophiolite outcropping between Körtünlü-İringil is about 5000 m wide ultramafic body composed of plagioclase free wehrlites (dominant), dunites and

clinopyroxenites. The top of the ultramafic body grades into a layered sequence of decimeter thick wehrlite and clinopyroxenite layers over several tens of meters. These layered wehrlites and clinopyroxenites intrude into the gabbros, with lobate contact evoking viscous tongues. Chilled margins never appear.

The intrusion is followed by a series of plagioclase wehrlite and melanocratic gabbros upwards in this series olivine gabbros are progressively replaced by clinopyroxene gabbros. All these rocks are generally accumulated.

The internal structure of the ultramafic bodies is mainly isotropic and non-layered the intrusions are intrusive into the gabbro. The textures and mineralogical composition of the intrusive bodies are exactly similar.

The contacts between the wehrlitic intrusions and host gabbros indicate that the gabbros were still hot and probably not totally consolidated at the moment of intrusion.

4. DISCUSSION AND CONCLUSION

As seen above, the Ispendere and Kömürhan Ophiolite are situated in the Southern Taurus Belt and exhibit the crustal sequence of a classical ophiolite definite by Penrose Conference Participants (1972). This sequence is composed of layered cumulates, isotropic gabbros, dike complex and basaltic rocks. The layered cumulates are intruded by wehrlitic intrusions and dikes. These observations indicate that these Ophiolite are overprinted by two distinct magmatic

**ORIGIN OF WEHRLITIC INTRUSIONS IN THE ISPENDERE (MALATYA) AND
KÖMÜRHAN (ELAZIĞ) OPHIOLITIC COMPLEX (EASTERN TAURUS-TURKEY)**

events. The first magmatic event is accretion episode and led to the plutonic unit, dike complex and basaltic rocks. The second magmatic episode is clearly later than the first episode and led to the wehrlite dikes and intrusions.

According to some authors (Pearce et al., 1984; Dilek et al., 1990; 1991; Lytwyn and Casey, 1993) Ophiolite in Cyprus, Turkey, Iran and Oman were possibly generated (at least in part) in fore-arc extensional regimes above subduction zones. However, Boudier et al. (1988), Benn et al. (1988) and Nicolas (1989) accept that the Oman ophiolite may have originated along a mid ocean ridge spreading center.

Robertson (1994 and 1998) and Aktaş and Robertson (1990) noted that the Late Cretaceous Ophiolite of the Southern Taurus Belt are generated in an intra oceanic subduction zone.

Ernewein and Whitechurch (1986), Ernewein et al. (1988), Juteau et al. (1988) insist that the wehrlite bodies cutting the gabbros are clearly rooted in the Upper mantle harzburgites and transitional dunites and probably correspond to a second stage of melting of the mantle, linked to the end of the accretion process. These authors proposed that the intraoceanic ridge detachment could cause extraction of refractory liquids from the transition zone of the overriding lithosphere resulting in emplacement of wehrlitic magmas into the Oman ophiolite. Benn et all., (1988), Nicolas (1989) suggest that the source of these intrusions would be located in the

transition zone below the Moho, because one loses track of wehrlite dikes in this zone and because wehrlites have never been observed into the harzburgites. The intrusive magma originates in the crystal-melt mixture below the Moho, being intruded upwards into crustal levels by a compaction process wehrlitic dikes and sills of lesser volumetric importance than the larger intrusions are injected into the layered gabbros.

The compression stage that initiated the intra oceanic detachment occurring at ridge (Boudier and Coleman, 1981, Boudier et al., 1988) acted as a filter press on the mantle, inducing the extraction of the liquids. These liquids were in part emplaced at different levels of the already formed crustal sequence, giving rise to the intrusions (Ernewein et all., 1988).

Beyarslan (1996), Beyarslan and Bingöl (2000) proposed that the Kömürhan ophiolite formed by spreading above a northward subduction zone of the southern branch of Neo-Tethys during Late Cretaceous. After the oceanic accretion phase that gave birth to the main ophiolitic sequence, a second stage melting is suggested to explain the genesis of the magma which has been consolidated as wehrlitic intrusion, dike and sills. This second magmatic episode postdates the intraoceanic detachment. It took place during Upper Cretaceous times, just before obduction.

5. REFERENCES

Aktaş G. and Robertson A.H.F., 1990.
Tectonic evolution of the Tethys suture

- zone in S.E. Turken: Evidence from the petrology and geochemistry of Late Cretaceous and Middle Eocene extrusives.* In: Symp. On ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere, Geol. Soc., London, Special Publ., 311-328.
- Benn K. and Laurent R., 1987. Intrusive suite documented in the Troodos ophiolite plutonic complex, Cyprus. *Geology*, 15: 821-824.
- Benn K., Nicolas A. and Reuber I., 1988. Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: Evidence from the Oman ophiolite: Tectonophysics, v.151, 75-85.
- Beyarslan M., 1996. Kömürhan Ofiyolit Birimi'nin Petrografik ve Petrolojik İncelenmesi. F.Ü. Fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi (yayınlanmamış). 103pp.
- Beyarslan M., 1991. Ispendere (Kale - Malatya) Ofiyolitleri'nin Petrografik Özellikleri : F.Ü. Fen Bilimleri Enst. Yüksek Lisans Tezi (yayınlanmamış), 57 pp.
- Beyarslan M. and Bingöl A.F., 2000. Petrology of a supra- subduction zone ophiolite (Kömürhan-Elazığ-TURKEY). *Canadian Journal of Earth Sciences*. Canada. 37:1411-1424.
- Bingöl A.F., 1986. Petrographic and petrologique characteristics of the Guleman ophiolite (Eastern Taurus-Turkey). *Geosound*, 13/14, 41-57.
- Boudier F. and Coleman R.G., 1981. Cross section through the peridotite in the Semail ophiolite, southeastern Oman mountains. *J. Geophys. Res.*, 86: 2573-2592.
- Boudier F., Bouchez J.L., Nicolas A., Cannat M., Ceuleneer G., Misseri M. and Montigny R., 1985. Kinematics of oceanic thrusting in the oman ophiolite: model of plate convergence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75: 215-222.
- Boudier F., Ceuleneer G., and Nicolas A., 1988. Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite: Initiation of thrusting on an oceanic ridge: *Tectonophysics*, v.151, 275-296.
- Dahl R., Juteau T., Boudier F., Nicolas A., Bouchez J.L. and Crambert S., 1983. Ophiolite des nappes de Semail (Oman): nouvelles donnes de terrain sur les parties plutoniques supérieures des massifs de Rustaq et de Nakhl. *Sci. Géol. Soc. Bull.*, Strasb., 36: 35-59.
- Dilek Y., Moores E.M. and Ramsden T.W., 1990. Tectonic evolution of the Troodos ophiolite within the Tethyan framework. *Tectonics*, 9: 811-823.
- Dilek Y., Thy P., Moores E.M., Delaloye M. and Karson J.W., 1991. A magmatic extension and tectonic denudation in the Kızıldağ Ophiolite, South Turkey: Implications for the evolution of Neotethyan oceanic crust. In: T.J. Peters et al. (Editors) *Ophiolite. Ophiolite Genesis and the Evolution of Oceanic Lithosphere*, Kluwer, Dordrecht, pp. 458-500.
- Ernewein M. and Whitechurch H., 1986. Les intrusions ultrabasiques de la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman: un événement témoin de l'extinction d'une zone d'accrétion océanique? *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. 2*, 303:379-384.
- Ernewein M., Pflumio C., and

*ORIGIN OF WEHRLITIC INTRUSIONS IN THE ISPENDERE (MALATYA) AND
KÖMÜRHAN (ELAZIĞ) OPHIOLITIC COMPLEX (EASTERN TAURUS-TURKEY)*

- Whitechurch H., 1988. *The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman): Tectonophysics*, v 151, 247-274.
- Juteau T., Beurrier M., Dahl R., and Nehlig P., 1988. *Segmentation at a fossil spreading axis: The plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah area (Haylayn Block, Sumail Nappe, Oman): Tectonophysics*, v151, 167-197.
- Lytwyn J.N. and Casey J.F., 1993. *The geochemistry and petrogenesis of volcanics and sheeted dikes from the Hatay (Kızıldağ) ophiolite, Southern Turken: Possible formation with the Troodos ophiolite, Cyprus, along fore-arc spreading centers: Tectonophysics*, v.223, 237-272.
- Nicolas A.,1989. *Structures of Ophiolite and dynamics of oceanic lithosphere : Dordrect, Netherlands, Kluwer, 367pp.*
- Pallister J.S. and Hopson C.A., 1981. *Samail ophiolite plutonic suite: field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. J. Geophys. Res.*, 86: 2593-2644.
- Pearce J.A., Lippard S.J. And Roberts S., 1984. *Characteristics and tectonics significance of supra-subduction zone ophiolites. Geol. Soc. London, Special Publication*, 16, 77-94.
- Penrose Conference Participants, 1972. *Ophiolites. Geotimes*, 17, 24-25.
- Rabinowicz M., Ceuleneer G. and Nicolas A., 1987. *Melt segregation and flow in mantle diapirs below spreading centers: evidence from the Oman ophiolite. J. Geophys. Res.*, 92: 3475-3486.
- Robertson A.H.F., 1994. *Role of the tectonic facies concept in orogenic analysis and its application to Tethys in the Eastern Mediterranean Region. Earth Science Reviews* 37, 139-213.
- Robertson A.H.F., 1998. 54. *Mesozoic-Tertiary Tectonic Evolution of The Easternmost Mediteranean Area: Integration of Marine and Land Evidence. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 160. 723-782.
- Yazgan E., 1983. *A geotraverse between the Arabian platforme and the Munzur nappes. Int. Symp. on he Geology of the Taurus Belt, Ankara. Field Guide Book, Excursion V.*

NİĞDE MASİFİ METALİK MADEN YATAKLARININ MİNERALOJİSİ VE JENEZİ

M. Gürhan YALÇIN, İbrahim ÇOPUROĞLU

Niğde Üniv., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Niğde/Türkiye

ÖZET: *Niğde Masifi, Niğde ili ile Çamardi ilçesi arasında, yaklaşık 800 km², lik bir alanı kaplayan, etrafi genç volkanik ve çökellerle örtülü, Paleosen öncesi oluşan, üstten alta doğru; beyaz ve çok kalın mermerler, gnays, mikaşist, fillat, kuvarsit ve amfibollerin oluşturduğu metamorfik bir bölgedir. Bu metamorfik seri içerisinde domsal yapılar oluşturarak sokulum yapan Üçkapılı Granodiyoriti'ne bağlı olarak, Au, Ag, Sn, W, Mo, Bi, As, Sb, Hg, Cu, Pb, Zn ve Fe elementlerinin oluşturduğu, bir çok cevherleşme bilinmektedir. Bu cevherleşmeler genellikle küçük zehir ve yüzeysel mostralalar şeklinde olmaktadır.*

Bu amaçla, Niğde Masifi içerisinde, 1:25.000 ölçekli jeolojik ve topografik haritalar baz alınarak büyük dere ve çökelme havzalarından çok sayıda bate örnekleri derlemiştir, bunların tane preparati ve cevher mikroskopu incelemeleri sonucunda Üçkapılı, Celaller, Kılavuz, Gümüşler ve Eynelli bölgelerinde bulunan cevherleşmelerde hematit, realgar, zinober, antimonit, galenit, kalkopirit, fahlerz, sfalarit, pirit, arsenopirit, nabit altın, bizmutinit, wolframit-şelit, kasiterit, molibdenitle temsil edilen cevher mineralleri, ikincil olarak oluşan götit, limonit, manganit, kalsiton, kovellin, azurit-malakit ve bunlarla birlikte kuvars, barit, kalsit, Ca, Mg, Fe ve Mn karbonatlar, turmalin, feldispatlar ve mikanın yer aldığı gang mineralleri belirlenmiştir. Söz konusu olan bu mineraller, Niğde Masifi'ne ait jeolojik harita üzerine taşındığında, Üçkapılı Granodiyoriti'ne bağlı olarak oluşan, epitermalen katatermale ve burdan pegmatitik-pnömatitik evreye kadar uzanan cevherleşmeye ait zonlanmanın mevcut olduğu görülmektedir. Belirtilen zonlar, içerisindeki cevherlerle birlikte değerlendirildiği takdirde ekonomik olabilecek altın anomalileri Üçkapılı ve Celaller bölgesinde yoğunlaşmaktadır.

MINERALOGY AND PARAGENESIS OF METALLIC ORE DEPOSITS OF NIGDE MASIF

ABSTRACT: *The Niğde massif is a Pre-Paleocene metamorphic complex covering an area of about 800 km² between the city of Niğde and town of Çamardi in Central Anatolia. The complex is consisted of, progressing upward, amphibolite, quartzite, gneiss, mica schist, phyllite, and very thick white marbles. In this metamorphic complex, a great variety of ore mineralizations containing Au, Ag, Sn, W, Mo, Bi, As, Sb, Hg, Cu, Pb, and Zn has been known that were produced as a result of the Üçkapılı Granitoid emplacement, which resulted in formation of a dome structure in the region. Majority of*

these mineralizations are observed as small outcrops and associated with this structure.

Samples were collected from large river-beds and depositional sites by using 1:25000 scaled map of the area. Reflected light microscopy investigation of the samples collected from Üçkapılı, Celaller, Klavuz, Gümüşler, and Eynelli districts revealed the presence of hematite goethite, limonite, manganite, chalcocite, covellite, azurite-malachite, hematite, realgar, cinnabar, antimonite, galena, chalcopyrite, fahlerz, sphalerite, pyrite, arsenopyrite, native gold, bismuthinite, wolframite-scheelite, cassiterite and molybdenite. Gang minerals associated include quartz, barite, calcite, Ca-Mg-Fe and Mn carbonates, tourmaline, feldspaths and mica. Based on the available data, a mineral zonation developed representing the telethermal stage to catathermal and further to pegmatitic to pneumatolitic in stages as a result of granitoid emplacement. Considering the abundance of the zones and ore mineral contents of each zone, the Üçkapılı and the Celaller could be considered as economically potential districts.

1. GİRİŞ

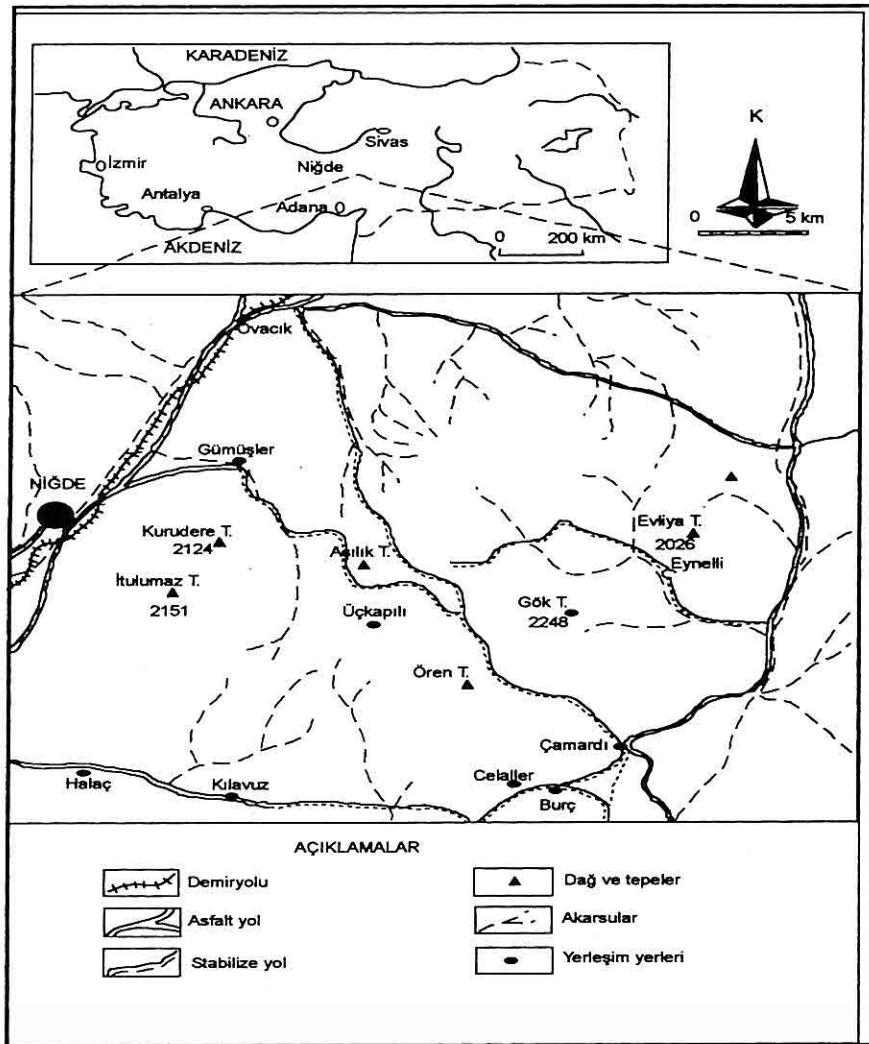
Çalışma alanı, Niğde ili ile Çamardı ilçesi arasında yer alan, yaklaşık 800 km^2 lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1 ve 2). Niğde Masifi Metamorfikleri olarak adlandırılan bu bölge, Kırşehir Masifi'nin güney ucunu oluşturmaktadır, ayrıca Toroslar'ın Güney Anadolu Kırımları'nın güney sınırları içerisinde yer almaktadır.

Bölgemin jeolojik etüdleri ve metamorfizması üzerine ilk çalışmalar; Tchihatcheff (1869) ile başlayıp, Blumenthal (1941, 1948, 1952, 1963), Tromp (1942), Okay (1953 ve 1955), Kleyn (1970), Dennis (1970) ve İleri (1975) ile devam etmiştir. Bu araştırmalarda Niğde Masifi Metamorfikleri beyaz mermerler, mika ve granatlı sistler, amfibolit, kuvarsitlerden olduğu belirtilmiştir. Daha sonra Göncüoğlu (1977, 1981a, 1981b, 1986 ve 1991), Özgüneyli (1978), ve Oygür ve diğ. (1984) tarafından incelenerek Niğde Masifi Metamorfikleri'ne ait formasyonlar

tanımlanmıştır.

Söz konusu Masif içerisinde çok sayıda Sb, W, Hg, As, Cu, Fe, Pb, Zn, Sn, Au, Ag ve Bi elementlerinin oluşturduğu cevher yatakları mevcut olup, bunların birçoğunun yüksek rezerv potansiyeline sahip olabilecekleri, hatta bazlarının, günümüzde işletildiği bilinmektedir. Söz konusu bu yatak ve zuhurlar üzerine çalışmalar yapılmıştır. Bu konudaki ilk çalışma Poldini (1937)'ye aittir. Bunu Kovenko (1944), Brennich (1956), Höll (1964), İmreh (1964), Aytuğ (1964), Kuru ve Sezer (1966), Kleyn (1970), Viljeen ve İleri (1972), Özgüneyli (1978), Apan ve diğ. (1980), Oygür ve diğ. (1984), Kuşcu ve diğ. (1992), Akçay (1994) ve Yalçın (1995)'in çalışmaları takip etmiştir.

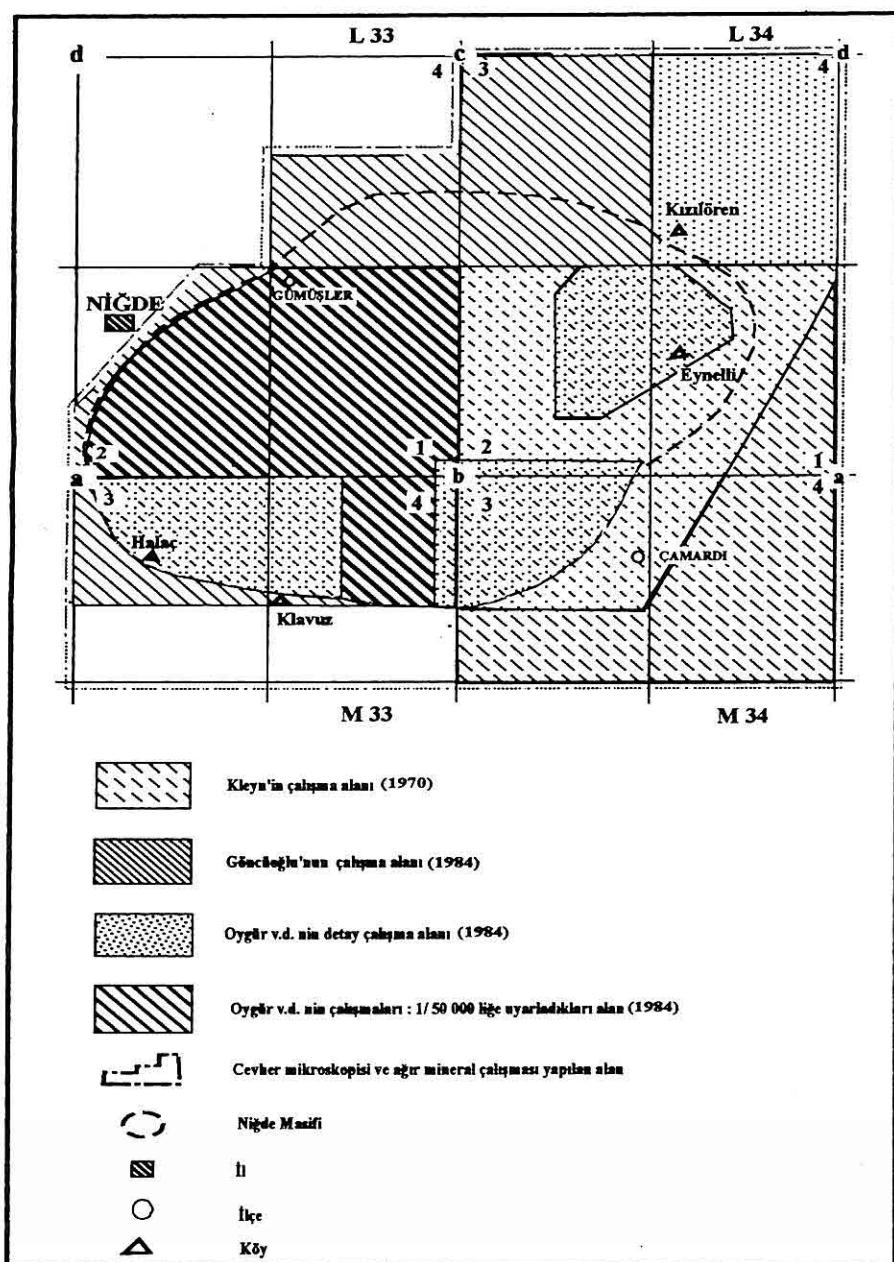
Bu çalışma ile, bölgede mevcut yatakları ve zuhurları tek tek belirlenmiş, eski çalışmalarlardan faydalananarak hazırlanan 1:50 000 ölçekli jeolojik harita üzerine işaretlenmiştir (Şekil 3). Söz konusu yatakları



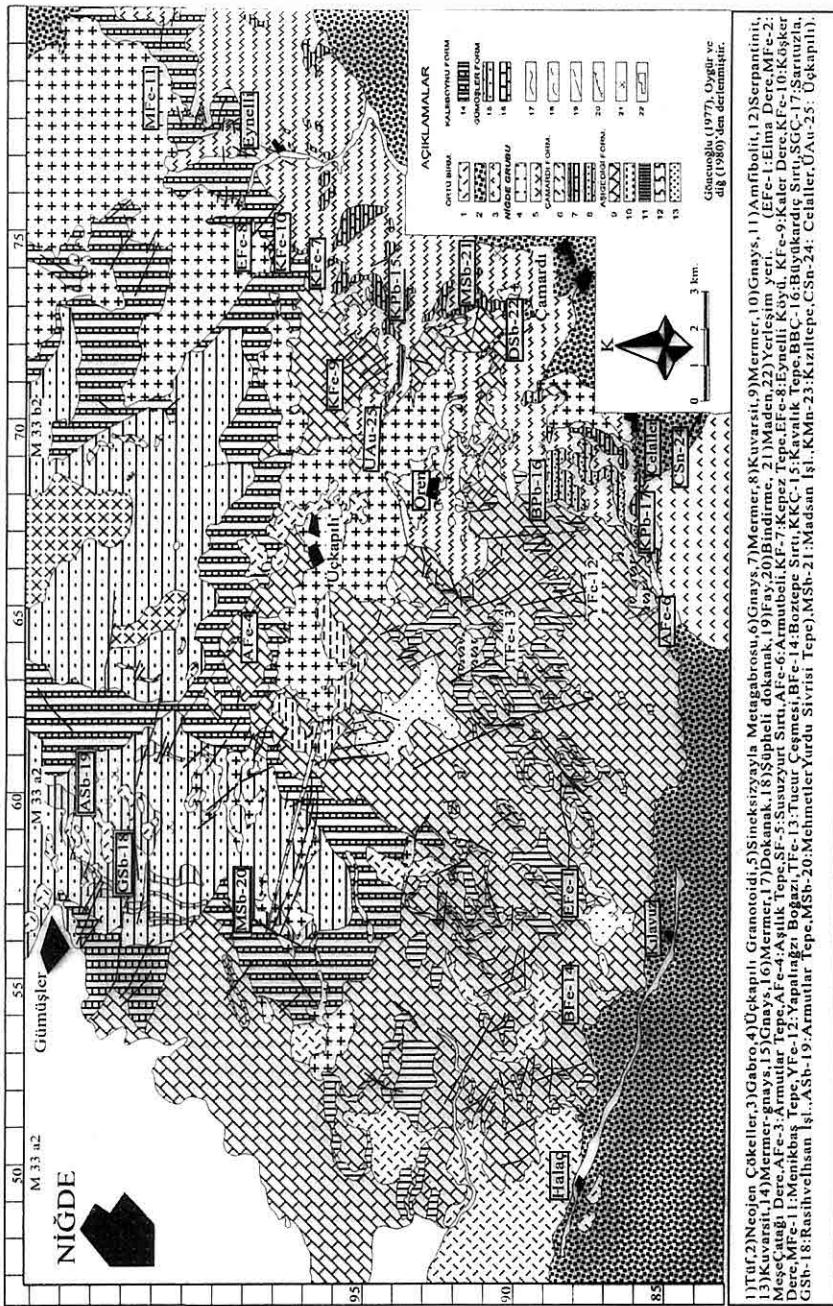
Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.

ve mostralardan derlenen cevher örneklerinden parlak kesitler hazırlanmıştır. Tüm masifi temsil eden büyük dereelerden de ağır mineral örnekleri (bate) derlenmiştir. Bu örneklerden cevher mineralerinin incelenmesi için polyester içerisinde

gömmek suretiyle parlak kesitler ve diğer ağır minerallerin incelenmesi için de tane preparatları hazırlanmış olup, bunların incelenmeleri sonucu mineral parajenezi ortaya çıkarılmıştır. Yataklarası korelasyonda zonlanmanın varlığı belirlenmiştir (Tablo 1, 2 ve 3).



Şekil 2. Niğde Masifinde yapılan önceki çalışmalar ve 1/25.000 ölçekli paftaların dağılımı.



Sekil 3. Incidence alamun kecelakaan

Sekil 3. İnceleme alanının jeolojî haritası.

Tablo 1. Niğde masifi metalik maden yataklarının yayılımı ve mineral parajenezleri.

Yatak ve Zahur Adı	1:50.000 Ölçekli Jeoloji Haritası		Cevher Mineralleri
	Sembol	Lokasyon	
Fe Cevherleşmeleri			
1) Elma Dere	EFe-1	M33	Hematit-limonit
2) Meşe Çatağı Dere	MFc-2	M33	Hematit-limonit
3) Armutlar Tepe	AFc-3	M33	Hematit-limonit
4) Asılık Tepe	AFe-4	M33 b ₁ paft., 62.15E-00.15N	Hematit-limonit
5) Susuzurt Sırtı	SFe-5	M33 b ₃ paft., 67E-86.5N	Hematit
6) Armutbeli	AFe-6	M33 b ₃ paft., 67.5E-85.6N	Siderit-götit-limonit-kalkopirit-fahlerz-malakit (Au, Pb, Zn, Cu, Sb, As, Mn ve Hg), kuvars-kalsit-barit
7) Kepez Tepe	KFe-7	M33 b ₃ paft., 72.7E-98.4N	Hematit-limonit
8) Eynelli Köyü	EFe-8	M34 b ₁ paft., 75.9E-10.9N	Limonitli toprak
9) Kaler Dere	KFe-9	M33 b ₂ paft., 70.8E-97.95N	Limonit
10) Köşker Dere	KFe-10	M33 b ₂ paft., 74.05E-99.8N	Götit-limonit
11) Mcnikbaşı Tepe	MFc-11	M34 a ₁ paft., 77.4E-03.15N	Hematit blok ve çakılları
12) Yapaklı ağızı boğazı	YFe-12	M33 b ₃ paft., 65.1E-88.5N	Hematit-limonit
13) Tucur Çeşmesi	TFc-13	M33 b ₃ paft., 66.2E-89.7N	Hematit-götit
14) Boztepe Sırtı	BFe-14	M33 a ₃ paft., 52.15E-87.5N	Hematit-götit
Cu-Pb-Zn Cevherleşmeleri			
1) Kavaklık Tepe	KPb-15	M33 b ₂ paft., 72.6E-94.25N	Galenit-sfalarit
2) Büyükdardıç Sırtı	BPb-16	M33 b ₃ paft., 68.7E-89.7N	Galenit-pirit-kalkopirit-malakit-azurit
3) Sarıtuza	KPb-17	M33 b ₃ paft., 69E-87N	Galenit (Zn ve As)
Sb-W-Hg Cevherleşmesi			
1) Rasih ve İhsan Sahası (Gümüşler-Ören)	GSb-18	M33 b ₁ paft., 60E-00.5N	Antimoit-zinober-seelit-pirit-arsenopirit-kalkopirit-sfalarit-galenit-kovellin-nabit Au-Sb okrisioliteb-limonit-kuvars-kalsit
2) Armutlar Tepe	ASb-19	M33 a ₂ paft., 61E-00.4N	Antimonlan-seelit-zinober-kalkopirit-sfalarit-galenit-nabit Au
3) Mehmetler Yurdı Sivrisi Tepe	MSb-20	M33 a ₂ paft., 57E-99N	Antimonit-seelit-zinober-kalkopirit-sfalarit-galenit-nabit Au
4) Madsan İşletmesi A.Ş. (Tandırılsırtı)	MSb-21	M33 b ₂ paft., 73E-92N	Antimonit-pirit-zinober-nabit au
5) Dedeman İşletmesi	ASb-22	M33 b ₂ paft., 72E-91N	Antimonit
Mn Cevherleşmesi			
1) Kızıltepe	KMn-23	M33 Celaller güneyi	Pisilomelan sıvaması, manganit
Sn Cevherleşmesi			
1) Celaller	CSn-24	M33 b ₂ paft., 70E-87N	Kasiterit, (turmalin, apatit, kuvars)
Altın Anomali Alanı			
1) Üçkapılı	ÜAu-25	M33 b ₂ paft., 68E-95N	Nabit Au, kalkopirit

NİĞDE MASİFİ METALİK MADEN YATAKLARININ MINERALOJİSİ VE JENEZİ

Tablo 2. Minerallerin normal oluşum sırası (Niğde Masifi).

Formasyonlar	Element	Cevher Mineralleri	Gang Mineralleri	Niğde Mas. Zuhurları
Teltermal Evre		Kahverengi cam kafa (Götit)		
	Fe Mn Fe	Limonit, Piroksit, Manganit Hematit, Kırmızı Cam Kafa (Götit)	Kuvars Barit	KMn-23,EFe-1, MFe-2,AFe-3, AFe-4,SFe-5 KFe-7,AFe-6
	As	(Realgar, Auripigment)	Kalsedon	
Epitermal	Fe Hg Sb Ag	Markasit Cinnabarit Antimonit Arjentit,Gümüş	Barit	GSb-18,ASb-19 MSb-21,ASb-22
	Pb, Ag Sb, As	Gümüş Kurşun - Antimuan Arsen - Sulfiterin Kompleksleri	Barit Fluorit	
	Pb	Galenit	Rhodokrosit	BPb-16
Hidrotermal Evre				
	Cu	Kalkopirit	Ca, Mg, Fe, Mn, Karbonatlar	KPb-17
Mezotermal	Cu	Fahlerz	Enarjit Bornit	AFe-6
	Zn	Sfalarit	Siderit	KPb-15
Katatermal	Bi Co Ni U			ÜAu-25 MSb-20
	Fe,Au As,Au Fe	Wismut-, Kobalt-, Nikel -, Uran Cevherleri Pirit, Altun Arsenopirit, Altun		
		Pirotin		
Pnömatolitik Evre	Bi W Sn Mo	Bismutinit Wolframit Kassiterit Molibdenit	Fluorit Apatit Lepidolith Turmalin Topaz Kuvars	CSn-24
Pegmatitik Evre		Li, Be, B, Ti, Zr, U, Th, Nadir Elementlerin Oluşturduğu Mineraller	Kuvars Feldispat Mika	-

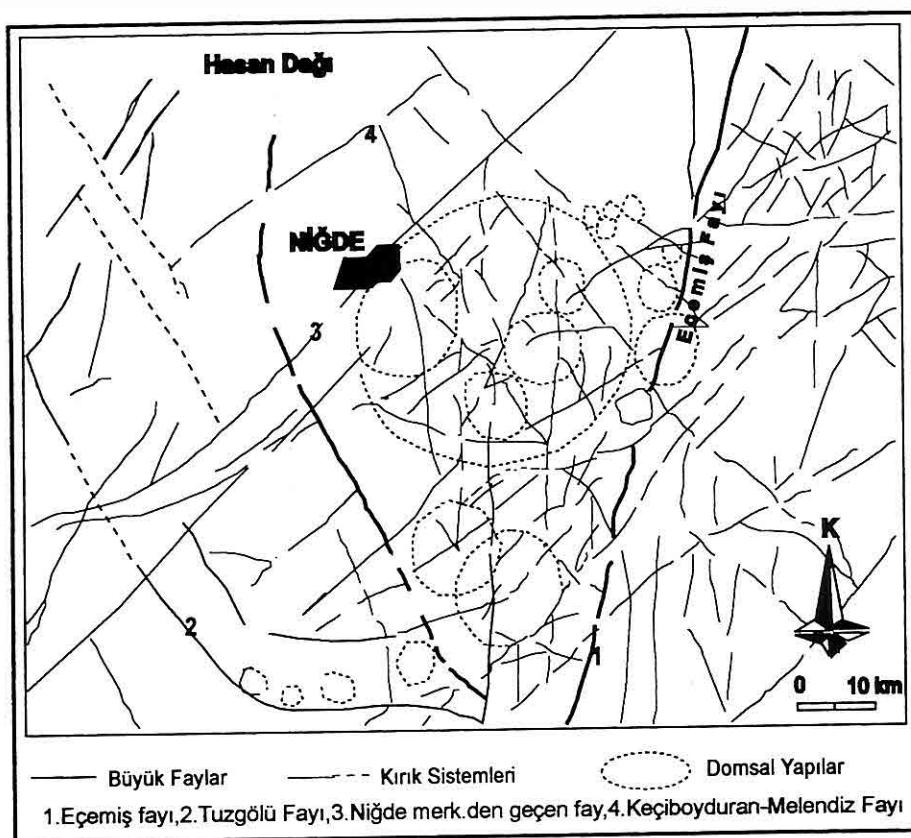
Tablo 3. Niğde Masifi altın anomali sahaları.

ALTIN ANOMALİ SAHALARI	
Ağır mineral Analiz Yöntemleri (bate)	Ağır mineraller
1) Binoküler incelemesi 2) Ağır mineral tanepreparatı 3) Cevher mikroskopisi	
A) Gümüşler Anomali Sahaları	Antimonit, zinober, pirit, manyetit, hematit, ilmenit, kuvars, mafik mineraller, nabit Au (14 tane)
B) Üçkapılı Anomali Sahaları	Seelit, zinober, manyetit, hematit, ilmenit, mafik mineraller, nabit Au (30 tane).
C) Eyneli Anomali Sahaları	Kasiderit (eser), seelit, zinober, manyetit, hematit, ilmenit, mafik mineraller, nabit Au (18 tane).
D) Celaller Anomali Sahası	Kasiterit, seelit, zinober, manyetit, hematit, ilmenit, mafik mineraller, turmalin, apatit, kuvars, nabit Au (35 tane)
E) Klavuz Anomali Sahası	Kasiderit (eser), seelit, zinober, manyetit, hematit, ilmenit, mafik mineraller, nabit Au (25 tane).
F) YAZARLARA İNTİKAL EDEN, ANCAK LOKASYONLARI TAM OLARAK BİLİNEMEYEN NUMUNELERİN CEVHER MİKROSKÖPİ İNCELEMELERİ	
1) <u>Camardı-Karapınar</u> : kalkosin kovellin, malahit, antimonit, fahlerz, gm: kuvars.	
2) <u>Camardı Karadağtepe</u> : kalkopirit, kalkosin kovellin, malahit, azurit, bitovnit, nabit Au, gm: kuvars	
3) <u>Gümüşler (Rasih İhsan İşletmesi)</u> : antimonit, sfalarit, zinober, Sb-okr, pirit, gm: kuvars	
4) <u>Üçkapılı Çökük (2595 m. Tepe)</u> : kalkopirit, malahit, seelit, ilmenit, nabit Au.	
5) <u>Celaller Köyü</u> : kasiterit, hematit, rutil-anatas, pirit, gm: kuvars, kalsit	
6) <u>Üçkapılı Karapınar Tepe</u> : kalkosin, kovellin, malahit, antimonit, gm: kuvars	

2. GENEL JEOLOJİ

Viljeen ve İleri (1975) ile Göncüoğlu (1977) Niğde Masifi Metamorfikleri'ni çeşitli formasyonlara ayırmışlardır. Buna göre, Niğde Masifi Metamorfikleri mermer, amfibolit, kuvarsit, gnays ve

şistlerinden oluşan en alt kısmına Gümüşler formasyonu; bunun üzerindeki mermer, gnays, muskovit şist ve amfibolit ardalanmalı seride Kaleboynu formasyonu, bu serinin üzerinde ve Masif'in güney batısında yüzeyleşen,



Şekil 4. İnceleme alanının uydu fotoğraflarına göre (Henden,1983), önemli faylar.

kalın tabakalı mermerler, muskovit-biyotili gnayslar, amfibolit ara bantlarından oluşan seride de Aşağıda formasyonu, Masif'in en üst serisini oluşturan seride ise, Çamardı formasyonu adını vermişlerdir. Çamardı Formasyonu, kuvarsit, biyotitli gnayslar, amfibolit ile mermer ara bantlarından oluşmaktadır.

Masif'in kuzeyinde, Sineksiz yayla civarında, ileri derecede amfiboliteleşme özelliği gösteren ve Göncüoğlu (1977, 1981 a ve b)'ye göre metagabro olarak adlandırılan bazik sokulum kayacı ile, Üçkapılı köyü civarında geniş

yüzeylenmeleri izlenen granodiyorit yer almaktadır. Ayrıca, granodiyoritlere bağlı olarak olmuş olan aplit ve pegmatit damarlarına sıkça rastlanmaktadır. Söz konusu granodiyorit Özgür, 1998 tarafından incelenmiş olup, kayacın bünyesinde veya yan kayaçlarla olan dokanaklarında herhangi bir cevherleşmeye rastlanmamıştır.

Niğde Masifi'ni doğudan ve güneyden tümyle örten filiç serisi Göncüoğlu (1977) ve Yetiş (1978)'e göre, Niğde Masifi Metamorfikleri'ne ait metamorfitlerin çakıllarını içermektedir.

Masif'in güneybatısından kuzeye doğru olan bölgeyi ise, tüfitler örtmektedir.

Niğde Masifi, jeotektonik konumu itibarıyle Anatolider'in Toridler ile olan güney sınırlarında yer almaktır, Alpin dağ oluşumunun Larmiyen evresinde gelişimini tamamlamıştır. Masif içerisindeki granodiorit sokulumunun neden olduğu domsal yapılar ve kırık sistemler, Henden (1983) tarafından uzaktan algılama yöntemi ile belirlenmiştir. Masif, doğudan, KKD-GGB yönlü ve 80-90 km sol doğrultu atımı olan Ecemış Fayı ile sınırlanmıştır. Batıda ise, Şeraflikoçkışar'dan başlayıp, Hasandağ-Bor üzerinden doğuya doğru ikinci büyük bir fay uzanmaktadır. Bu iki büyük fay arasında sıkışan Masif, büyük tektonik etkilenmelere neden olmuştur (Şekil 4).

Niğde Masifi, çeşitli gnayslar, beyaz ve mavimtrak mermerler, kuvarsit ve amfibolitlerden oluşmaktadır. Bu metamorfik kütleyi Göncüoğlu (1977) ve Yetiş (1978)'e göre doğu ve güneyden, Orta ve Üst Paleosen yaşılı filiş ve bunun üzerinde de uyumsuz olarak yerleşmiş olan nummulitli kireçtaşları örtmektedir. Blumenthal (1941), söz konusu metamorfik seriyi, bölgenin güneybatısında yine uyumsuz olarak yerleşmiş olan Üst Oligosen yaşılı gölgesel kireçtaşlarının, batı ve kuzey kesimlerini ise, muhtemelen Üst Pliosen yaşılı volkanik serilerin örtüğünü belirtmiştir.

3. METALİK MADEN YATAK ve ZUHURLARI

Niğde Masifi'nde Sb, W, Hg, Bi, Mo, Sn, Cu, Pb, Zn, Ag, Au ve Fe

elementlerinin oluşturdukları çok sayıda cevherleşmelerin varlığı bilinmektedir (Oygür ve diğ., 1984). Bilinen bu yatak ve zuhurlar toplu olarak 1:50 000 ölçekli jeolojik harita üzerine işaretlendiğinde, burada 6 adet metalojenik bölgenin varlığı ortaya çıkmaktadır. Bunlar; 1) Gümüşler, 2) Üçkapılı, 3) Eynelli, 4) Çamardı, 5) Cellaller, 6) Klavuz bölgeleridir (Şekil 3).

3.1. Gümüşler Bölgesi

Adını Gümüşler kasabasından alan bu bölgede, antimonit, şeelite ve zinober cevherleşmelerin bulunduğu yatak ve zuhurlar yer almaktadır (Şekil 3). Göncüoğlu (1977) tarafından adlandırılan Gümüşler formasyonunun bünyesinde çeşitli gnayslar, amfibolit ve şistlerle, ince mermer ve kuvarsit bandları bulunmaktadır (Yalçın, 1995 ve 1996). Madencilik çalışmaları, kapalı işletme şeklinde "Rasih-İhsan İşletmesi" adlı bir firma tarafından yürütülmektedir (GSb-18).

Gümüşler cevherleşmesi bu formasyona ait mermer ve şistler içerisinde bulunan fay ve kırıklara yerleşmiş, içerisinde antimonit, şeelite ve zinober bulunan kuvars damarları şeklindedir. Ana cevher damarı, N85E-N65W doğrultulu ve 30-35° N'e eğimli fay boşluğununda yer almaktadır. Cevher damarının genişliği 0.30-1.20 m arasında değişmekte ve yaklaşık 1 km uzunluk ve yaklaşık 50-60 m derinliğe sahiptir. Cevher kataklastik ve breşik bir yapı göstermekte, cevherin taban ve tavanında kalsedon bulunmaktadır (Yalçın, 1995). Ana cevher mineralleri; antimonit, şeelite,

zinober, daha az miktarlarda pirit, arsenopirit, kalkopirit, markazit, kalkosin, sfalarit, galenit ve hematitten oluşmaktadır. İkincil cevher mineralleri ise, kovellin, antimon-okr, limonit, psilomelan, seruzit-anglesittir. Gang mineralleri olarak, kuvars, kalsit ve barit oldukça yaygın olarak bulunmaktadır.

Gümüşler bölgesinde, Armutlar Tepe'nin güneydoğusunda, gnayslar içerisinde, yine aynı şekilde fay dolgusu şeklinde yerleşmiş kuvars damarlarına bağlı olarak antimonit, şeelite ve zinober cevherleşmeleri bulunmaktadır (Şekil 3; ASb-19). Mevcut 15-20 m. kalınlığındaki cevher damarları işletilmiştir.

Gümüşler bölgesinde bulunan diğer bir antimonit-zinober cevherleşmesi, Mehmetleryurdu Sivrisi Tepe'de bulunmaktadır. Gnaysların içerisindeki fay boşluklarına yerleşmiş kuvars damarlarına bağlı cevherleşme, ekonomik değildir (Şekil 3; MSb-20).

Gümüşler kasabasının yaklaşık 4 km. doğu-güneydoğusunda, Armutlar Tepe'nin güneybatı sırtında, gnays ile mermer dokanağında 90 cm kalınlığında bir hematit merceği bulunmaktadır (Şekil 3; AFe-3).

Gümüşler bölgesinde bulunan Ören Dere'den alınan bate örneklerinin, ağır mineral analiz yöntemlerine göre incelenmeleri sonucu; Nabit altın (18 adet), şeelite, zinober, antimonit, hematit, ilmenit, kuvars ve mafik mineraller belirlenmiştir.

3.2. Üçkapılı Bölgesi

Üçkapılı köyünün yaklaşık 3-4 km

güneybatısında, Aşağıda formasyonuna ait gnays, mermer ve amfibolitlerin yer aldığı ve Gökkuyu Tepe, Kartalpinarı Dere, Kuştepe, Çökük mevkii ve Abacıoğlu mevkii içine alan bir bölgede önemli sayılabilcek bir potansiyelde nabit altına rastlanmaktadır (Şekil 3; ÜAu-25). Altın, Çökük mevkiinde bulunan ve büyük kalınlıklara ulaşan alüvyonların içerisinde; yine, aynı mevkide eski işletme pasalarından alınan kumlar içerisinde ve Kartalpinarı Dere'nin kuzeydoğusundaki tepelerin üzerindeki kuvars damarlarına bağlı olarak bulunan kalkopiritli cevherleşmeler içerisinde ince taneli nabit altın şeklinde bulunmaktadır.

Söz konusu bu bölgelerden alınan kum örneklerinin (bate) ağır mineral analiz yöntemlerine göre incelenmesi sonucu; nabit altın (128 adet), şeelite, zinober, manyetit, hematit, ilmenit, kuvars ve mafik mineraller belirlenmiştir.

3.3. Eynelli Bölgesi

Eynelli köyü civarında, genellikle Fe cevherleşmesi şeklinde yatak ve zuhurlar bulunmaktadır. Bunlar; Eynelli köyünün 1,5 km. kuzeybatısında, Kaleboynu formasyonuna ait mermerlerin içerisinde, granodiorit-mermer dokanağında genel görünümü limonitli toprak şeklindedir. Beyancı Dere üst ocağında, granodiorit-mermer dokanağından yaklaşık 400-500 ton civarında limonit çıkarılmıştır (Şekil 3; EFe-8).

Kepez Tepe'nin yaklaşık 2 km batısında, Kaler Dere'de, Kuru Derenin her iki yamacında, mermerler içerisinde 6 m uzunluğunda ve 2-3 m genişliğinde

mostra veren limonitler bulunmaktadır (Şekil 3; KFe-9).

Eynelli köyünün yaklaşık 3,5 km güneybatısında yer alan Köşker Dere'de, granodiyoritlerle mermer dokanağında, 1 m genişliğinde, 2,5 m uzunluğunda limonit ve götitden oluşan cevherleşme bulunmaktadır (Şekil 3; KFe-10).

Eynelli köyünün yaklaşık 3 km kuzeyinde Menikbaşı Tepe'de ve Karacaören Dere yamacında iri blok ve çakıllar şeklinde hematit ve limonite rastlanmaktadır (Şekil 3; MFe-11). Eynelli bölgesinde yer alan Fe-zuhurları ekonomik olabilecek bir düzeye değildir. Eynelli köyünün kuzeyinde Sarıcıçek Tepe'den alınan toprak ve kum örneklerinde (bate) nabit altın (18 adet), şelit, zinober, manyetit, hematit, kuvars ve mafik mineraller belirlenmiştir.

Eynelli köyünün yaklaşık 4,5 km güney batısında Kepez Tepede, mermerlerin içerisinde, fay dolgusu şeklinde yerleşmiş hematit ve limonitten oluşan demir cevherleşmesi bulunmaktadır (Şekil 3; KFe-7).

3.4. Çamardı Bölgesi

Çamardı formasyonu, adını Çamardı ilçesinden almaktır, Göncüoğlu (1977) ve Yetiş (1978)'e göre kalınlığı yaklaşık 2300 m civarındadır. Formasyonun tabanını kuvarsit, üstte doğru biyotitli gnayslar, daha az miktarlarda amfibolitler ve orta kesimlerde mermer bandları, en üstte ise, Çamardı'nın batısını Orta-Üst Paleosen yaşlı filiș, kuzeyini Lutesyen yaşlı kireçtaşları kaplamaktadır (Yetiş, 1978).

Çamardı ilçesinin yaklaşık 2 km.

kuzeybatısında, Tandırlı Sırtı doğu yamacında, gnays ve mermer ile mermer ve kuvarsit dokanaklarına uyumlu olarak yerleşmiş kuvars damarlarında, ekonomik düzeyde antimonit cevherleşmesi yer almaktadır. Örenderedeki antimonit içerisinde çok az miktarlarda pirit, zinober ve nabit altın izlenmektedir. Gang mineralleri ise, kuvars ve kalsitten oluşmaktadır. Mermer ile gnays kontağında, yaklaşık 300 m uzunluğunda ve 2-10 m arasında değişen kalınlıkta zengin antimonit, daha az pirit ve zinober içeren kuvars damarı mevcut olup, içerisinde yaklaşık 20 ppm düzeyinde altın ölçülmüştür (Şekil 3; ASb-19).

Çamardı bölgesinde bulunan diğer bir antimonit cevherleşmesi, Ortakaya Tepe'nin güneydoğusunda, gnays ve mermerlerin dokanaklarına yerleşmiş olan kuvars damarlarında yer almaktadır (Şekil 3; MSb-20).

3.5. Celaller Bölgesi

Niğde Masifi'nin güney bölgesinde, Celaller köyü civarında çok sayıda Sn-Cu-Fe-Pb ve Au elementlerinin oluşturduğu cevherleşme mevcut olup, ekonomik bakımdan en ümitedi bölge konumundadır.

Celaller köyünün batısında, granodiyoritin kenar kesimlerinde turmalinli kuvars damarları içerisinde bulunan kasiterit (CSn-24) çok eski Anadolu medeniyetleri tarafından tunc yapılması için işletilmiştir (Kaplan, 1983). Çağatay ve Pehlivانlı (1983) tarafından hematitli kuvars damarlarında yaygın olan kasiterit yanında kalkosin, nabit bizmut, arsenopirit, pirit, nabit altın belirlenmiştir.

Celaller bölgesinde, Susuzyurt Sırtı'ndan Ayıpınar Dere'ye doğru inen kesimde, gnays ve mermer dokanlığında, 3 m genişliğinde, 10-15 m uzunluğunda hematit merceği bulunmaktadır. Ekonomik değeri yoktur (Şekil 3; SFe-5).

Celaller ve Klavuz köylerini birbirine bağlayan karayolu üzerinde, Armutbeli Tepe'de, içerisinde Cu-Pb-Zn-Hg ve Au bulunan Siderit-Götit-Limonitten oluşan ekonomik demir yatağı bulunmaktadır (Şekil 3; AFe-6). Yan kayaç mermer olup, Armutbeli Tepe'nin doğu ve batı kesimlerinde çok sayıda yüzeye kadar çıkan götit mostrallarına rastlanmaktadır. Armutbeli Tepe'nin doğu girişinde, K-G yönlü, 70-80° batiya eğimli büyük bir faya bağlı olarak yerleşmiş ve büyük bir yatak oluşturmuş olan cevherin büyük bir kısmı işletilmiştir. Bu işletmenin üst kesiminde D-B yönlü, yüzeyde de belirgin olarak görülen kalkopirit-malahit-kurşun-çinkozinober ve nabit altın aramaları nedeniyle bir de galeri sürülmüştür. Yüzeyde sık sık mostrallarına rastlanan götit radial, işinsal, konsantrik kabuklu yapılara sahiptir.

Cevher mikroskop incelemelerinde; birincil cevher mineralinin siderit olduğu, götit ve limonittin ana cevher minerallerini oluşturdukları, daha az miktarlarda da kalkopirit, fahlerz, galenit, sfalarit, zinober, bunlara eşlik eden malahit, kalkosin ve limonit belirlenmiştir. Gang mineraleri olarak kuvars, kalsit ve barit yaygın olarak bulunmaktadır.

Celaller köyünün batısında Sarıtzla mevkii, kuzeyde Büyükkardıç sırtı ve Ortakaya Tepe arasında nabit altına rastlanmaktadır, ayrıca, Büyükkardıç sırtında

kalkopirit ve galenit cevherleri, Ortakaya Tepe'de antimonit, Sarıtzla ve Ayıpınarı Dere çevresinde turmalinli pegmatit damarları izlenmektedir.

Derelerden alınan kum örneklerinin (bate) incelenmeleri sonucu; nabit altın (35 adet), kasiterit, şeelite, magnetit, hematit, ilmenit, kuvars ve mafik mineraler belirlenmiştir.

Schneiderhn (1962) diyagramına göre Celaller bölgesinde kasiterit-şeelite ile magnetit-ilmenit cevherlerinin varlığı cevherleşmenin yüksek sıcaklıkta yani pnömatolitik evrede oluştuğunu işaret etmektedir (Tablo 2).

3. 6. Klavuz Bölgesi

Klavuz köyünün yaklaşık 3 km kuzeyinde, Kaldırıım Tepe ile Sansarkaya Tepe arasında ve Elmadere'ye inen yamaçlarda, mermerler ile ince kuvarsit ve şist bantları arasında hematit mercekleri yer almaktadır (Şekil 3; EFe-1).

Klavuz köyünün yaklaşık 1 km kuzeyinde, Meşeçatağı Dere'nin kuzey yamacında, mermer ile kuvarsit arasında, kalınlığı 1-2 m arasında değişen hematit merceğine rastlanmıştır (MFe-2).

Karlık Tepe'nin kuzey yamacında, mermerler içerisinde kalınlığı 40-80 cm. arasında değişen galenit ve sfalarit damarı bulunmaktadır (Şekil 3; KPb-15).

Büyükkardıç Sırtı'nın doğusunda, mermer ile gnaysların dokanaklarında çok ince damarcıklar şeklinde galenit, pirit, kalkopirit, malahit ve azurit cevherleşmesi izlenmiştir (Şekil 3; BPb-16).

Kuruçay Dere'nin batısındaki sırtın üzerinde, mermer ile kuvarsit

dokanağında damar ve damarcıklar şeklinde galenit, sfalarit ve arsenopirit cevherleşmesine ait çok sayıda eski işletmeler bulunmaktadır (Şekil 3; KPb-17).

Klavuz bölgesi cevherleşmelerine yakın dereelerden derlenen kum örneklerinin (bate) incelenmeleri sonucu; az miktarlarda nabit altına (25 adet), magnetit, hematit ve şeelitin varlığı belirlenmiştir.

Schneiderhn (1962) diyagramına göre Gümüşler, Üçkapılı, Eynelli, Celaller ve Çamardı bölgelerindeki, Altın-şeelit-zinober, antimonit-altın, antimonit-şeelit-zinober-altın, antimonit-zinober-altın, hematit-limonit-götit ile, Klavuz bölgesindeki kalkopirit-sfalarit-galenit cevherleşmelerinin, mezotermal ve epitermal evrelerde olduğunu ifade etmektedir (Tablo 2).

4. SONUÇLAR

Niğde Masifi'nde bilinen "Fe, Cu, Pb, Zn, Sn, Bi, Mo, Sb, W, Hg, Ag ve Au" elementlerinin oluşturduğu cevher mineralleri; kasiterit, şeelit, ilmenit, manyetit, antimonit, zinober, molibdenit, realger, pirit, kalkopirit, arsenopirit, galenit, sfalarit, manyetit, hematitden oluşan cevher mineralleri ve bunlara eşlik eden kuvars, barit, turmalin, eser olarak da rutil, zirkon, apatit ve sfen belirlenmiştir.

Niğde Masifi anomali sahalarında binoküler, ağır mineral tanepreparatı ve cevher mikroskopisi çalışmalarına göre nabit altına rastlanmıştır. Buna göre Gümüşler Anomali Sahasında 14 tane, Üçkapılı Anomali Sahasında 30 tane,

Eynelli Anomali Sahasında 18 tane, Celaller Anomali Sahasında 35 tane ve Klavuz Anomali Sahasında 25 tane nabit altına rastlanmıştır.

Schneiderhn (1962) diyagramına göre Niğde Masifi Metamorfikleri içerisinde değişik oluşum evrelerinin varlığı açığa çıkmaktadır. Buna göre; Celaller bölgesinde kasiterit-şeelit ile magnetit-ilmenit cevherlerinin varlığı cevherleşmenin yüksek sıcaklıkta yani pnömatolitik evrede; Gümüşler, Üçkapılı, Eynelli, Celaller ve Çamardı bölgelerindeki, Altın-şeelit-zinober, antimonit-altın, antimonit-şeelit-zinober-altın, antimonit-zinober-altın, hematit-limonit-götit ile Klavuz bölgesindeki kalkopirit-sfalarit-galenit cevherleşmeleri, orta sıcaklıktan düşük sıcaklığa doğru yani mezotermalden epitermale doğru bir zonlanmanın mevcut olduğunu işaret etmektedir.

5. KATKI BELİRTME

Niğde Masifi ile ilgili bazı kaynaklar ve jeolojik haritalar, M.T.A. Genel Müdürlüğü'nden sağlanmıştır. Bu kuruluşa teşekkür borçluyuz.

6. KAYNAKLAR

Akçay, M., Özkan, H. M.; Moon C. J., Scott, B. C., 1993, Niğde Masifi-Gümüşler yöresi (Orta Anadolu Bölgesi) W-Sb -Hg-Au yataklarının jenezi. T.J.K. 1993 Bildiri Özetleri, Ankara.

Akçay, M., 1994a, Genesis of the Stipnite- Cinnabar- Scheelite Deposits of the Gümüşler Area, Niğde, Central Turkey and Implications on Their Gold Potential:

NİĞDE MASİFİ METALİK MADEN YATAKLARININ MİNERALOJİSİ VE JENEZİ

- Doktora tezi (yayınlanmamış), Leicester Üniversitesi, İngiltere.
- Akçay, M., 1994b, *Mineral Chemistry of Tourmalines from the Gümüşler Sb-Hg-W Deposits (Niğde Massif, Central Turkey)*: Geosound, 24, s 151-161.
- Akçay, M., 1995, *Gümüşler (Niğde) yöresi Sb⁺ Hg⁺ W cevherleşmelerinin jeolojik, mineralojik ve altın potansiyeli yönünden incelenmesi*. Türkiye Jeoloji Bülteni, c.38, sayı 2, s 23-34, Ağustos, Ankara.
- Aytuğ, G., 1964, *Niğde Çamardı Demir zuhurları*. MTA Derleme Raporu. No., 3722. Ankara, (yayınlanmamış).
- Blumenthal, M., 1941, *Niğde ve Adana vilayetler dahilindeki Torosların jeolojisine bakış*. M.T.A. Enstitüsü Dergisi. No:6, Ankara.
- Blumenthal, M., 1948), *Sur l'inconstance de dejettement tectonique dans la Zone Orogenique Anatolienne: 18 Inter. Geol. Congres. part XIII*, 23-32, London.
- Blumenthal, M., 1952, *Toroslarda Yüksek Aladağ silsilesinin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etüdler*: M.T.A. Yayınl., Seri D, No. 6, s 136.
- Blumenthal, M., 1963, *Le Systeme Structurale de Taurus Sud-Anatolien: Livre mem. Paul Fallet, Mem. hs.- Ser. Sec. Geol. France, 11*, p 611-662.
- Brennich, G., 1956, *Niğde'nin doğusundaki demir cevher zuhurları*: M.T.A. Derleme Rap., No., 2467 (yayınlanmamış).
- Çağatay A. ve Pehlivanlı, 1983, *Celaller (Niğde-Çamardı) Kalay*
- Cevherleşmesinin Mineralojisi TJK Mayıs 32-33, Ankara
- Çalapkulu, F., 1979, *Bolkardağ Maden Yatağınn Jeokimyasal İncelemesi*. E.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Doçentlik Tezi, s 146.
- Dennis, R. A., 1970, *The mineralisation at the mercury-antimony-tungsten mine near Niğde, South Central Turkey: Dep. of Geol. Univ.-Colloge of Swanses (Master Tezi)*, M.T.A. Maden Etüd Arşivi, No. 949, (yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, C., 1977, *Geologie des westlichen Niğde Massives: Rheinischen Friedrich-Wilhems Universiteat (Doktora Tezi)*, Bonn, p 180.
- Göncüoğlu, C., 1981 a, *İç Anadolu'nun Jeolojisi Sempozyumu: T.J.K. Bült.*, 24/1, s 45-51, Ankara.
- Göncüoğlu, C., 1981 b, *Orta Anadolu Masifinin Güney Ucundan Jeokronolojik Yaşı Bulguları MTA Dergisi*, 105-106, s 27-38, Ankara.
- Göncüoğlu, M.C., 1986, *Geochronological data from the southern part (Niğde Area) of the Central Anatolian Masif: Bulletin of the Mineral Research and Exploration Instute of Turkey*, 105-106, 83-96.
- Göncüoğlu, M.C. ve Diğ., 1991, *Orta Anadolu Masifinin batı bölümünün Jeolojisi, Bölüm 1: Güney kesim*, ODTÜ, 140p, Ankara.
- Henden, İ., 1983, *Uzay görüntülerinden Türkiye çizgisellik haritası ve maden aramaları için hedef sahaların seçilmesi, bölgesel çizgiselliklerin deprem ve sıcaksu kaynakları ile ilişkisi*: M.T.A. Derg.,

95/96, s 68-76.

Höll, R., 1964, Niğde Yakınındaki Gümüşler Köyü Sb-Hg-As zehurları Raporu. MTA Raporu No., 3742, Ankara, (yayınlanmamış).

İleri, S., 1975, Antimuan Yataklarında Jeolojik Konum ve Jenez İlişkileri. JMO Yayımlı No., 1-2. s 41-47, Ankara.

İmreh, L., 1964, Çamardı Kuzeyindeki Eski Antimuan İşletmeleri Hakkında. MTA Raporu. No., 3749, Ankara, (yayınlanmamış).

Kleyn, V. D., 1970, Niğde- Çamardı Masifinin Güneybatı Kısmının Mineralizasyonu Üzerine Araştırma (Çeviren: Cengiz Yetiş). Konya. Devlet Müh. Mim. Akademisi Bilimsel Yayın Çevirileri, Konya.

Kovenko, V., 1944, Bolkar Madenleri Hakkında Rapor. MTA Raporu, No.; 389, Ankara.

Kuru, D. ve Sezer, I., 1956, Niğde Civarı Antimuan Zuhurları Prospeksiyonu Ön Raporu. MTA. Derleme Raporu. No., 3780, Ankara, (Yayınlanmamış).

Kuşçu, İ., Erler, A., 1992, Geology and Mineralogy of the Madsan Antimony Deposit (Çamardı-Niğde). Geosound, 21, s 163-177.

Okay, A.C., 1953, Niğde Çamardı ve Ulukışla Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. MTA. Rap. No.: 2381, Ankara.

Okay, A.C., 1955, Niğde Çamardı ve Ulukışla Arasındaki Bölgenin Jeolojisi. MTA. Rap. No.: 2383, Ankara.

Oygür, V., Erkale, H., Karabalık, N., 1984, Niğde Masifi Demir Cevherleşmeleri Maden Jeolojisi Raporu, No: 7521, Ankara.

Oygür ve Diğ., 1984, Niğde Cevherleşmeleri Maden Jeolojisi Raporu. MTA Raporu No.,7521, Ankara

Özgüneyli, A., 1978, Niğde Çamardı Kristalin Masifinin Genel Prospeksiyon Çalışması. MTA. Raporu No.; 6851, Ankara, (yayınlanmamış).

Özgür, Z., 1998, Üçkapılı Granotoidinin (Niğde) Jeolojik, Mineralojik, Petrografik ve Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi, N.Ü.Yüksek Lisans Tezi, (yayınlanmamış).

Pehlivan, A.N., Alpan.T., ve Diğ.1986, Niğde Masifi Altın Kalay Cevherleşmesi ve Ağır Mineral Çalışmaları Ön Raporu, Şubat 1986, Ankara

Poldini, S., 1937, Bor civarındaki Yapalıağzıboğazı Demir Yatakları Hakkında Rapor. MTA Raporu, No.;471, Ankara.

Schneiderhöln H. 1962, Erzlagerstätten Gustav Fischer Verlag-Stuttgart s 369-371

Tchihatche, P. D., 1869, Asie Minevre, Description physique de cette contrée, Paris.

Temur, S., 1992, Bolkardağı yörensi (Ulukışla-Niğde) çinko – kuşun yataklarının Jeokimyasal incelemesi. TJK yayını no:35. s 101-114, Ankara.

Temur, S. ve BAŞ, H., 1992, Çiftehan – Koçak (Ulukışla--Niğde) yörensi demir yataklarının mineralojik ve jenetik incelemesi.JMO yayını no:41. s 91-103, Ankara.

Tromp, W., 1942, Kayseri, Niğde, Tuzgölü Arası Jeolojisi. MTA. Rap.No. 1956, Ankara.

Viljeen, R. P. ve İleri, S., 1972, Pozanti

NİĞDE MASİFİ METALİK MADEN YATAKLARININ MİNERALOJİSİ VE JENEZİ

(Niğde Masifi) Bölgesinin Jeolojik ve Mineralojik İncelemesi . Johannesburg Jeo.Müh.Böl. No.;39, (yayınlanmamış).

Yetiş, C., 1978, Çamardı (Niğde) Yakın ve Uzak Dolayının Jeoloji İncelemesi ve Ecemış Yarılım Kuşağının Maden Boğazı-Kamışlı Arasındaki Özellikleri, İÜFF, Doktora tezi, s 164.

Yalçın, M. G., 1995, Gümüşler (Niğde)

Bölgesi Polimetallik Antimuan- Civa Cevherleşmesinin Mineralojisi ve Jeokimyasal inclemesi. Doktora Tezi. Çukurova Üniv. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl., Adana.

Yalçın, M.G. ve Yaman, S., 1996, Gümüşler (Niğde) Antimuan - Civa cevherleşmesinin Mineralojik İncelemesi Geosound, 28,1019-1003

HARMANCIK (BURSA) MANYEZİTLERİNİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Halis MANAV

PA.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü., Denizli / Türkiye

ÖZET: Bu çalışmada Kuzey Batı Anadolu'da İzmir-Ankara Zonunda yer alan Harmancık Yöresi'ndeki ofiyolit kayaları ile bu kayalardan peridotitlere bağlı gelişen manyezitler incelenmiştir. İncelenen yataklarda yan kayaç demirli dünit ve harzburjitten oluşmaktadır. Manyezitler bu kayaçların ileri derecede ezilmiş milonitleşmiş bol kıraklı ve çatlaklı kesimlerinde kalın damarlar ve ağlar şeklinde yataklanmışlardır. Çalışma alanından alınmış manyezit örneklerinin iz element dağılımları Möller(1989)'a ait grafiklerle korele edilerek değerlendirilmeye çalışılmıştır. Örneğin kobalt ve demirin dağılım sınırları ile uyumlu olmadığı farklilik arzettiği saptanmıştır. Uyumsuzluğa yol açan sebepler araştırıldığında; Fe miktarının grafikte belirlenen sınırları aşmasının nedeni, sarı renkli manyezitlerde yan kayaçlardaki lateritleşme sonucu ortaya çıkan demir oksidin cevhre nüfuz etmesi olduğu anlaşılmıştır. Kobaltın verilen sınır değerlerinin çok altında olmasının nedeni ise Möller(1989)'un vermiş olduğu logaritmik dağılım abaklarının hazırlanmasında toplanan verilerin azlığı olabilir. Bu çalışmada, ayrıca kökenleri tartışmalı olan sepiyolitlerin kökenlerinin o bölgeye ait manyezitler olup olmayacağına çözümleme kavuşturulacak olmasıdır.

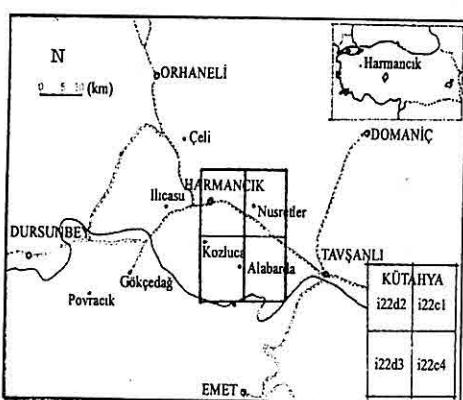
GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF HARMANCIK (BURSA) MAGNESITE DEPOSITS

ABSTRACT: In this study, the ophiolite rocks in the Harmancık Area, which are located within the İzmir-Ankara zone have been investigated. The ultramafic rocks within the area occur iron-bearing dunite and harzburgite. Magnesites are deposited as thick veins and stockworks alongs the deformed and milonitized zones of these rocks. Magnesite, shows masive and nodular structures. Trace element analysis were performed on magnesites samples gathered from the investigation field. Some trace element values is correlated with the graphics of trace element distribution in magnesites given by Möller (1989) and it is found out that there is a considerable difference between them. The reason of this inconsistency is investigated and as a result it is found out that the increase of Fe is caused by the penetration of the iron oxides created by the formation of lateratities at the gang minerals to these magnesites. The reason of cobalt (Co) element is being notably less than the "Co" distribution limit at the magnesites related to ultramafics given by Möller, (1989) originated from the

deficiency of data gathered during the preparation of Möller's charts. It is clear that the cobalt limit should be changed slightly in these charts. In addition to this Möller's (1989) trace element distribution limit graphs will show clearly whether the origin of sepiolites is the same as magnesites of this region by correlating the analysis of trace elements of sepiolites by the charts.

1. GİRİŞ

Çalışma alanı (Harmancık ve civarı) Dağardı olarak tanımlanan Emet-Tavşanlı-Domaniç-Orhaneli ve Dursunbey poligonu içinde yer alır ve yaklaşık 600 km² genişliğindedir (Şekil 1).



Şekil 1. Çalışma alanı bulduru haritası

İnceleme alanının da içinde bulunduğu bölge ilk kez Brinkman (1966) tarafından İzmir-Ankara zonu olarak tanımlanmıştır. Yazara göre "İzmir-Ankara Jeosenklinalli"nin kaya toplulukları 1. Ultrabazik ve bazik derinlik ve bazik yarı derinlik kayaları; 2. Düşük ısı yüksek basınç minarallerini kapsayan metamorfik kayalar, 3. Bazik denizaltı lavları, piroklastikler ve türevleri, rekristalize kireçtaşları, tabaklı çörtler, kumtaşları ve

kireçtaşları olmak üzere 3 grupta toplanır. İzmir-Ankara zonu Kaya 1981'in tanımlamasında Akhisar ve Tavşanlı toplulukları da bu birimin devamı olarak kabul edilmiştir. Okay (1984) Tavşanlı Zonu, Karakaya Kompleksi ve Afyon Zon'u olmak üzere üç büyük metamorfik kuşak ayırtlamıştır. Tavşanlı Zonu'nu oluşturan kayaları Ovacık Birliği ve Orhaneli Birliği şeklinde ikiye ayırmıştır. Orhaneli Birliği'nde düzenli stratigrafi görüldüğünü ve mavi şist metamorfizmasından etkilendiğini belirtmiştir.

İzmir-Ankara zonu içinde yer alan bu çalışmada peridotitler yaklaşık 1200km²lik bir alanda yüzeylenmekte olup bunun 300km²lik bir bölümü incelenmiştir. Bu kayaların tabanında metamorfizma yaşı Alt Kratese olan (Harris ve diğ, 1994) metamorfik şistler ile bunlarla yanal geçişli ve ardalanmalı rekristalize karbonatlar yer alır. Bu birimler üzerinde ofiyolitik melanj ve peridotitler tektonik bindirmeli olarak yer alırlar. Bu birimleri Neojen yaşlı sedimanter birimler örtmüştür.

2. ÇALIŞMA ALANININ STRATİGRAFİSİ VE PETROGRAFİSİ

Kuzeybatı Anadolu'da İzmir-Ankara Zonu'nda yer alan çalışma alanının

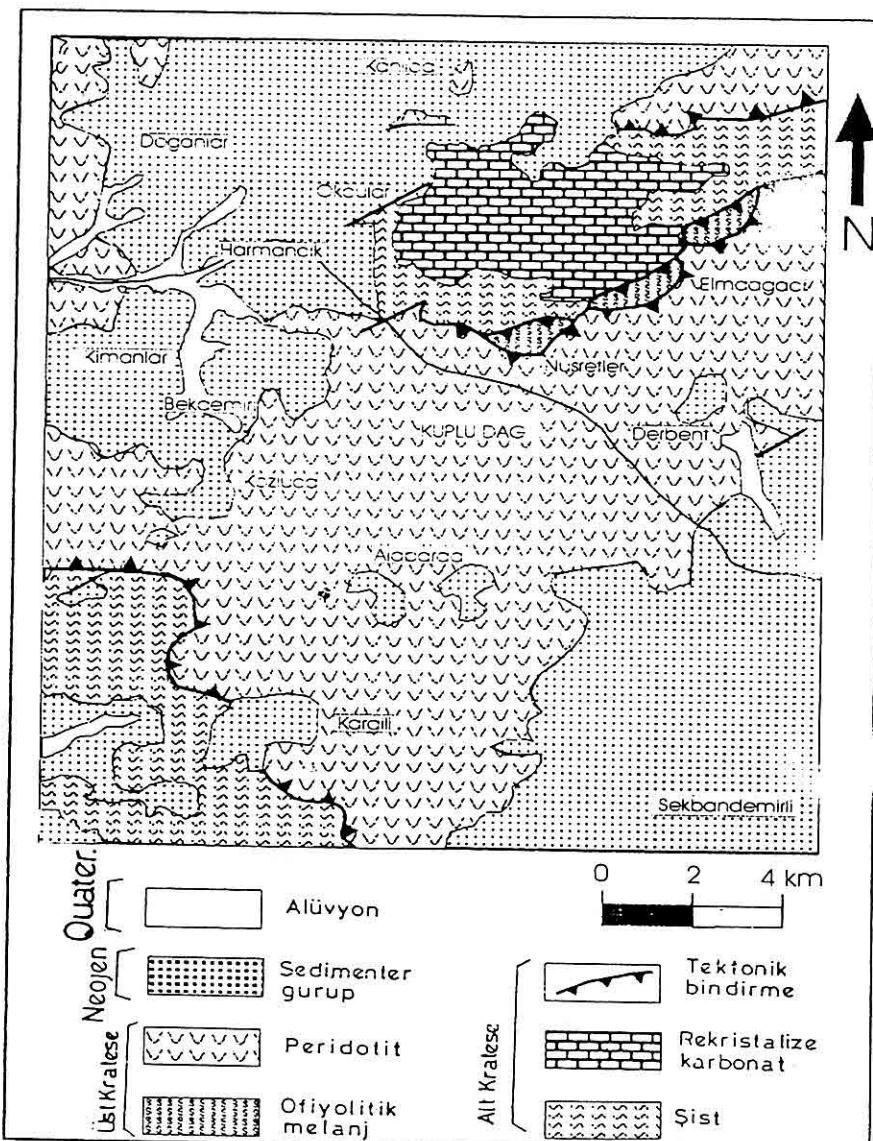
stratigrafik kesitinde : Tabanda Alt Kratese yaşı mavi şistler ile bu kayalarla düşey ve yanal ardalanmalı kristalize karbonatlar (otoktan birimler) yer almaktadır. Bu temel kayalar üzerine tektonik bindirmeyle gelen ofiyolitik melanj ve yine bu melanj üzerine tektonik bindirmeyle gelen peridotitler (allokton birimler) ve tüm bu birimleri diskordan olarak örten Neojen yaşılı sedimanter topluluk yer almaktadır (Şekil 2).

Yaklaşık 300km²lik bir yayılımla çalışma alanının hemen hemen yarısını kaplayan alloktan birimler ofiyolit topluluğunu oluşturmaktadır. Bu kayaları harzburjıt, dünit ve serpantinleşmiş türevleri oluşturmaktadır. Peridotitler saha üzerine renk ve konumları ile kolayca ayırlabilen iki birimden oluşurlar. Dünitler inceleme alanında harzburjıtlerle ara bantlar veya merceksel zonlar halinde izlenmiştir. Mineral bileşimleri; krizotil, antigorit ve yanında %1 oranını geçmeyen bastit, pikotit, kromit ve manyezit'e rastlanmıştır. Harzburjıtler ise arazide dünitlere oranla daha yaygındır. Taze harzburjıtler arazide, cam yeşili parlaklığındadır. Serpantinleşen harzburjıtler ise yeşilimsi kahve tonlarındadır. Bu kayalar içindeki piroksen mineralleri rölyefli özellikleri ve yeşil renkleri ile tanınırlar. Üç yönde gelişmiş çatlak sistemleri ve bol kırıklı yapıları ile etkin deformasyon izleri taşıyan harzburjıtlerde serpantinleşme oldukça yaygındır. İnce kesitlerinde genelde kataklastik doku izlenmiştir. Mineral bileşimi olarak krizotil, antigorit, bronzit ve %1-2 oranında bastit, pikotit,

dialaj ve kromit'e rastlanmıştır. Serpantinitler ise peridotitlerde yer alan dünit ve harzburjıtlerde krıcı deformasyon sonucu masifin kenar zonları, kırık ve fay zonları ile bindirme hattı boyunca geniş bir aralıktı yaygın olarak izlenmiştir. Peridotitlerde %5-100 oranında serpantinleşme ve buna paralel oluşan serpantin mineralerine dönüşme izlenmiştir. Ayrıca olivinlerin XRD incelemelerinde d130 yüzeyinden elde edilen pikleri Yoder ve Samaha (1957) diyagramına yerleştirildiklerinde % 95 forsterit içerdikleri anlaşılmıştır (Manav 1996).

3. HARMANCIK MANYEZİTLERİ

Toplam 16 adet manyezit oluşumunun 7 adedinin ocak işletmesi halinde Küplü Dağı üzerinde yer aldığı, diğer manyezit zuhurlarının inceleme alanında düzensiz olarak Alangözcek, Davulgakıran, Sarıdede, Karatepe, Zincirtepe, Çakmak ve İğneağzı Tepe gibi topografyanın yüksek olduğu bölgelerde dağıldıkları gözlenmiştir. Cevher yan kayası kısmen demirli dünit ve harzburjıtlerden oluşmaktadır. Bu kayaların cevherli kısımları ezik, milonitleşmiş, çatlaklı, manyezit çimentolu ve yer yer ayrılmıştır. Cevherleşme kalın damar, stokvörk ve ekonomik olmayan küçük boyutlu mostralalar halindeki manyezit mineralizasyonları şeklindedir. Bu cevherleşmelerin ortak özelliği az veya çok miktarda silis/kalsedon ihtiva etmeleridir. Çalışma alanında peridotitlere bağlı gelişen manyezitler makroskopik görünümüne göre iki grupta toplanarak



Şekil 2. Çalışma alanının jeolojik haritası (Manav 1996).

incelemiştir (Manav, 2000).

Masif manyezitler : Değişik boyutlarda damarlar halinde oluşurlar. Çoğunlukla beyaz renkli, nadiren sarı ve açık pembe renkler de sergilerler. Konkoidal kırılma gösteren bu manyezitlere mercek halinde

rastlanmıştır. Masif manyezitlerde rastlanılan mineral toplulukları manyezit-serpatin+kuvars/kalsedon±talc şeklindedir.

Yumrulu manyezitler : Bu tür manyezitlere milimetre boyutundan metre

boyutuna erişen karnıbahar görünümünde rastlanır. Yumrulu manyezitlerin dış yüzeyleri sarı, kahverengi ve kavuniçi renklerdedir. Bu manyezit yumrularında kıvrımlanmalar izlenmiştir. Mineral birligi; Manyezit ± serpentin ± kuvars/kalsedon şeklindedir. Her iki tür manyezitlerde serpentin mineraleri atık (gang) mineraller olarak kabul edilirler. Tüm manyezitlerde bloklaşma, milonitleşme ve kırıklanma izlenebilmesine rağmen masif manyezitlerde bu özelliklere daha fazla rastlanmıştır. İnceleme alanı manyezitlerinde sıkışma tektoniğine ait deformasyon izleri görülmüştür.

Bu özellik manyezitlerin yüzeysel koşulların çok üstünde P ve T koşullarında oluşturuklarını veya oluştuktan sonra çeşitli jeolojik olaylardan etkilendiklerini göstermektedir. Yanıktepe'de manyezitler içinde fındık büyülüüğünde küresel kromitlere rastlanmıştır. Bu özellik manyezitlerin yataklanmadan önce hareket halinde olduğuna (çalkantılı ortam) işaret etmektedir.

4. JEOKİMYASAL İNCELEMELER

4.1. Örnek Seçimi ve Yöntem

İnceleme alanında Alabarda, Kartaltepe, Karatepe ve İshaklar bölgelerinden sistematik olarak derlenmiş 24 adet manyezit örneğinin major ve iz element analizleri Kanada'da ACME Analytical Laboratoires Ltd.'de ICP spektrometresi ile yapılmıştır (Tablo 1).

Analiz sonuçları dünyadaki diğer manyezitler ile bileşim yönünden karşılaştırılarak iz element dağılımlarının

uyumlu ve uyumsuz yönleri ortaya çıkartılmaya çalışılmıştır. Bu amaç doğrultusunda Möller (1989)'un manyezitlerdeki iz element dağılımlarını gösteren logaritmik grafikleri ile inceleme alanında yer alan manyezitlerin iz elementlerinden Cr, Ni, Co, Cu, Fe, Mn, Sr, Ba, Hg, Ti ve B ayrı ayrı karşılaştırılarak sonuçlara gidilmiştir. Möller (1989) kökeni farklı dört manyezit türünde yapılan çalışmaları derleyerek, seçilmiş 11 elementin her birinin kökence farklı manyezitlerde kendine özgü dağılım periyotlarına sahip olduğunu tesbit etmiştir.

Grafiklerde iz element dağılımını gösteren yatay eksen logaritmik seçilerek element dağılım alanlarının geniş tutulması amaçlanmıştır. Element dağılımını gösteren mercek şekilli, kapalı alanların sağ ve sol ucu birbirinden uzakta ise dağılımin o denli değişken olduğunu göstermektedir.

Möller (1989), iz element dağılımı grafiklerinin hazırlanmasında baz alınan araştırmalar ile çalışma bölgeleri aşağıda verilmiştir.

Altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitler ; Redlich (1909), Kraubath-Avusturya; Martiny ve Roykoviç (1977), Hotkovce-Sovyetler Birliği; Maksimoviç ve Dangiç (1974), Goles, Usce-Yugoslavya; Wichrowska (1974), Gogolow, Grachowa-Polonya; Franz ve diğerleri (1982), Vavdos, Evbea-Yunanistan; Chatsidimitriadis ve Kelepertsis (1983), Vasilike, Galarinos-Yunanistan.

Gölsel sedimanter manyezitler ; Ilic

Tablo 1. İnceleme alanı manyezitlerinden derlenen örneklerin kimyasal analiz sonuçları.

Örn. No:	Mo ppm	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Ag ppm	Ni ppm	Co ppm	Mn ppm	Fe %	Sr ppm	V ppm	Ca %	P %	Cr ppm	Mg %	Ti %	B ppm	Al %	Na %	K %	Mg ppm
K1	<1	2	<2	3	<1	104	3	81	.15	3	<2	.64	.002	4	20.46	<.01	3	<.01	<.01	<.01	<1
K2	<1	6	3	2	<1	47	2	71	.08	4	<2	.70	.002	3	20.32	<.01	3	<.01	<.01	<.01	<1
K3	<1	2	<2	3	<1	131	3	28	.10	2	<2	.52	.002	6	20.28	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
K4	<1	<1	<2	3	<1	66	<1	16	.02	4	<2	.64	.002	3	20.48	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
K5	<1	<1	<2	<1	<1	114	2	34	.10	4	<2	.55	.002	12	20.16	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
K6	<1	13	3	<1	<1	96	2	24	.11	3	<2	.87	.002	34	20.22	<.01	11	.02	<.01	<.01	<1
M1	<1	<1	<2	<1	<1	108	6	148	.46	5	<2	.36	.002	10	20.13	<.01	4	<.01	<.01	<.01	<1
M2	<1	<1	<2	<1	<1	71	3	274	.19	40	<2	1.48	.002	34	20.17	<.01	7	.02	<.01	<.01	<1
M3	<1	3	<2	<1	<1	60	3	121	.13	11	<2	.79	.002	24	20.07	<.01	35	.02	<.01	<.01	<1
RE	<1	3	<2	<1	<1	61	2	123	.13	11	<2	.79	.002	24	20.02	<.01	36	.02	<.01	<.01	<1
M4	<1	7	3	2	<1	56	2	110	.16	11	<2	.61	.002	37	19.98	<.01	10	.03	<.01	<.01	<1
M5	<1	2	<2	<1	<1	24	<1	198	.11	10	<2	.84	.002	6	19.92	<.01	8	<.01	<.01	<.01	<1
M6	<1	2	<2	2	<1	95	3	61	.13	5	<2	.52	.002	4	19.88	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
S1	<1	7	<2	<1	<1	159	4	67	.20	4	<2	.55	.002	4	19.88	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
S2	<1	<1	<2	<1	<1	39	2	104	.13	7	<2	.39	.002	10	19.84	<.01	4	<.01	<.01	<.01	<1
S3	<1	4	<2	3	<1	149	3	142	.19	3	<2	.48	.003	6	19.93	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
S4	<1	4	<2	3	<1	74	3	117	.18	3	<2	.38	.002	3	19.81	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
S5	<1	2	<2	<1	<1	154	3	62	.16	11	<2	1.03	.003	12	19.81	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
S6	<1	98	19	7	<1	132	5	80	.32	4	<2	.47	.003	6	19.89	<.01	7	.02	<.01	<.01	<1
SON.1	<1	<1	<2	2	<1	156	3	42	.15	9	<2	1.08	.003	5	19.86	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
SON.2	<1	<1	<2	4	<1	356	12	151	.21	17	<2	1.54	.003	14	19.77	<.01	3	<.01	<.01	<.01	<1
SON.3	<1	<1	<2	<1	<1	387	11	123	.31	<1	<2	.35	.002	3	19.58	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
SON.4	<1	<1	<2	<1	<1	55	<1	9	.02	4	<2	.05	.002	3	19.64	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
SON.5	<1	<1	<2	<1	<1	332	11	95	.39	13	<2	1.14	.002	24	19.64	<.01	<2	<.01	<.01	<.01	<1
SON.6	<1	<1	<2	3	<1	413	19	575	.88	5	<2	.60	.002	4	19.63	<.01	3	<.01	<.01	<.01	<1
STNC.C	18	58	38	127	6.9	69	31	1092	3.96	52	54	.49	.083	56	.92	.08	34	1.88	.06	.14	2

(1968), Bela-Srena-Yugoslavya; Wetzenstein ve Zactmann (1977), Servia-Yunanistan.

Denizel evaporatik manyezitler ; Schroll Sabkhas-Tunus: Cooronglagen-Avusturya: Martiny ve Rojkoviç, (1977). Biek Vody, Novoveska Huta-Sovyetler Birliği: Schrool, (1961). Hall. Kas Wassergraben-Almanya: Franz ve diğerleri, (1979). Alto Chapare-Bolivya.

Metamorfik manyezitler (CO₂ metasomatozu) ; Gaur ve diğerleri, (1979). Ochsner-Almanya: Bagoli-Hindistan.

Metamorfik manyezitler (Mg+_metasomatozu) ; Redlich, (1990), Fieberbrunn-Almanya: Angel ve Trojer,

(1953). Entachen-Almanya: Morteani ve diğerleri, (1982). Hochfilzen. Laneisbach. Veitsh. Redenthein-Almanya: Quemeneur, (1974). Eugui-İspanya: Kralik, (1977). Eugui-İspanya: Munita, (1979) Ceara-Brezilya: Valcha, (1979). Kosice-Sovyetler Birliği.

4.2. Ni, Cr, Co ve Cu Dağılımı

Örneklerdeki Ni değerleri 24 ppm-413 ppm arasında bulunmuştur. Buna göre log C değerleri 1.308-2.615 arasındadır. Bulunan bu sınırlar Möller (1989) in vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Ni sınırları ile uyum içindedir (Şekil 3a).

Örneklerdeki krom değerleri 3 ppm-37 ppm arasında olup log C değerleri 0.447-1.568 arasındadır. Bulunan bu değerlerin Möller (1989), tarafından verilen grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı manyezitlerdeki Cr sınırları ile uyum içinde olduğu görülmektedir (Şekil 3b).

Kobalt değerleri < 1- 19 arasında değişim gösterir. Log C değerleri 0 -1.278 arasındadır. Bulunan bu sınırların Möller (1989) vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Co sınırları ile uyum içinde olmadığı anlaşılmıştır (Şekil 3c).

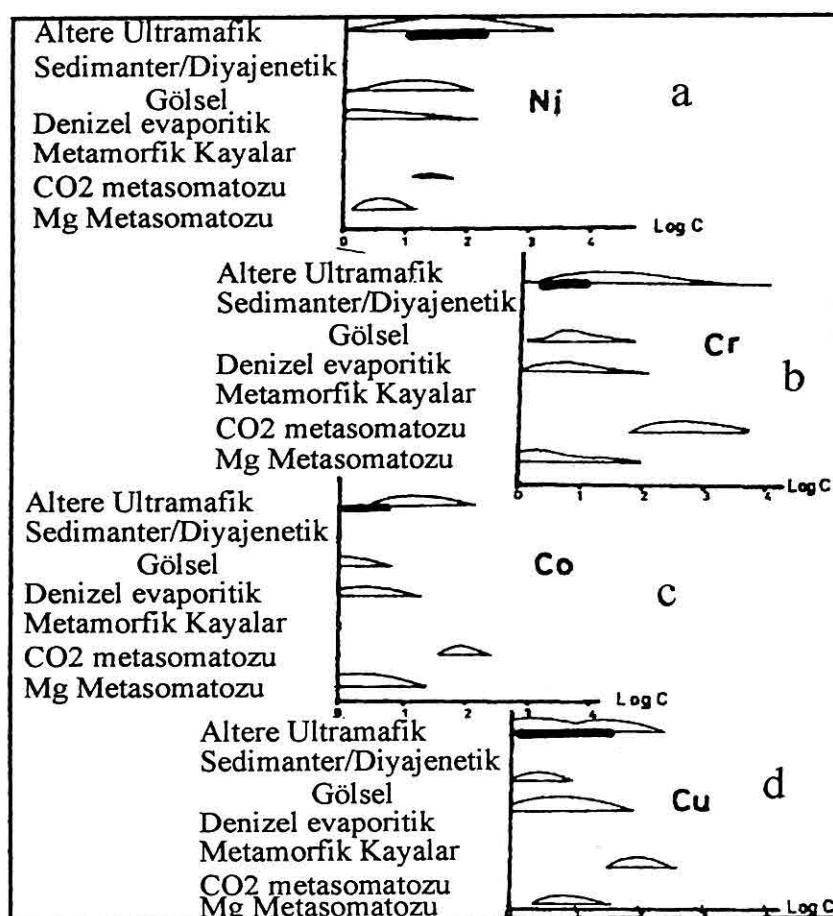
Bakır değerleri <1-98 ppm arasında olup log C değerleri 0-1.99 arasındadır. Bulunan bu sınırlar Möller (1989) tarafından verilen grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı manyezitlerdeki Cu sınırları ile uyum içindedir (Şekil 3d).

Martiny ve Rojkoviç (1977), çalışmalarında manyezit ile birlikte bulunan iz elementlerin tamamının mineral fazı içinde bulunduklarını ortaya koymuşlardır. Bulgularında manyezit örneklerin içermiş oldukları bazı tali minerallerin aynı zamanda burada tartışılan iz elementlerin oluşumu için kaynak ödevini gördüklerini belirtmişlerdir. Göç ve çökelme gibi sonradan gerçekleşen bazı olaylar ise bu elementlerin manyezit içinden ayrılmamasına ve manyezitlerin iz element yönünden fakirleşmesine sebeb olacağını belirtmişlerdir. Bu özellik iz element iyonlarının manyezitin kafes yapısına uymamasından kaynaklanmaktadır. Bu durum serpantinitler içinde Ni^{+2} 'nin

Mg^{+2} 'nin yerini alması şeklinde görülmektedir yada Ni^{+2} iyonları Fe, Cu, Co ile birlikte sülfit minerallerini oluşturmaktadır. Ayrıca sülfit minerallerine denizel ve gölsel ortamlarda da çökeller halinde yaygın olarak rastlanmaktadır. Bu çalışmacılara göre gölsel manyezitler denizel/evaporotik manyezitlerden Ni yönünden daha zengindir. Cr miktarı gölsel manyezitlerde denizel/evaporotik manyezitlerden daha azdır. Altere olmuş ultrabaziklerle ilişkili manyezitlerde Cu oranı metamorfik manyezitlerden daha büyütür. Weizenstein ve Zachmann (1977) Mn, Fe, Cr, Cu ve Ni'in manyezit yapısında iyon halinde bulunduklarını belirtmişlerdir. Gerekçe olarakda Sr ile birlikte bu elementlerin kalıntı iyonlarında zenginleştiğini ileri sürmüşlerdir.

4.3. Fe ve Mn Dağılımı

Martiny ve Rojkoviç (1977), ultrabazik kayaçlarla ilgili manyezitler içinde maksimum Fe/Mg ve Mn/Mg oranının üçten az olduğunu, sedimanter/diyajenetik manyezitlerin yüksek miktarda Fe ve Mg konsantrasyonu içerdigini ve metamorfik manyezitlerin Fe/Mg oranının ultrabaziklere bağlı gelişen manyezitlere benzerlik gösterdiğini belirtmişlerdir. Sedimanter/diyajenetik manyezitlerdeki Fe/Mg ve Mn/Mg oranlarındaki azalmanın büyük ölçüde Fe ve Mn'in oksidasyonu ile ilişkili olduğunu ve düşük oksidasyon koşullarının hakim olduğu (redüksiyon şartları) denizel/evaporotik ortamlardaki Fe ve Mn'ın davranışları ile terslik arzettiğini belirtmişlerdir.



Şekil 3. Möller (1989)`a ait manyezitlerdeki Ni, Cr, Co, Cu dağılım grafikleri ve inceleme alanındaki manyezitlerle ait değerlerin (koyu renkli) konumları.

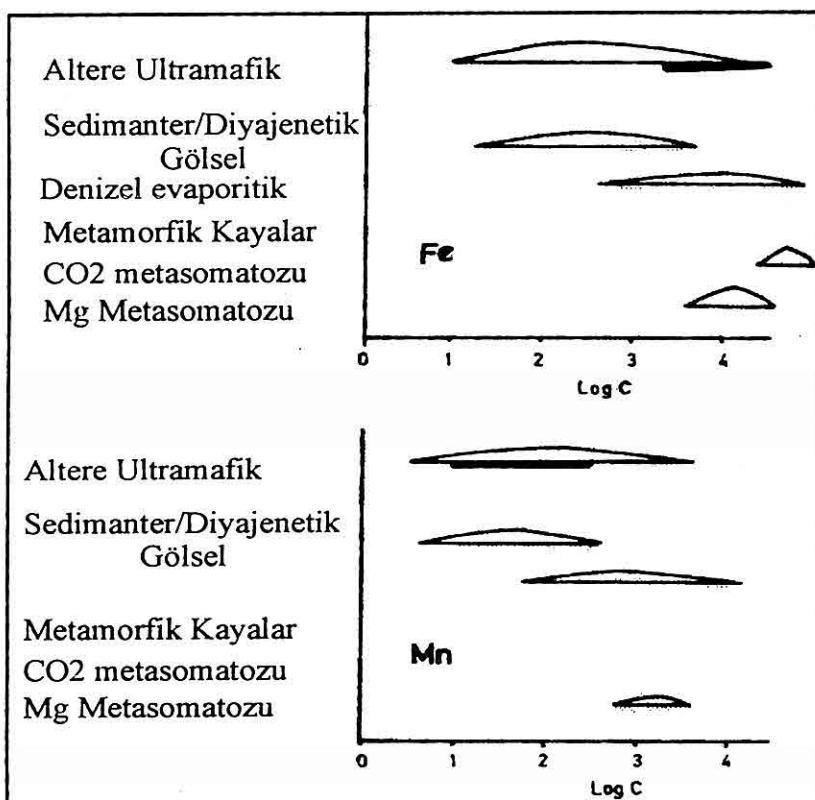
Demir analizi değerleri 2.000 ppm-88.000 ppm arasında olup, buna karşılık gelen logC değerleri 3.30-4.94 arasındadır. Bulunan bu sınırlar Möller, (1989)`un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Fe sınırları ile tam uyumlu değildir (Şekil 4).

Mangan değerleri 9 ppm-575 ppm arasında olup logC değerleri 0.95-2.76

arasındadır. Bulunan bu sınırlar Möller (1989)`un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Mn sınırları ile uyum içindedir (Şekil 4).

4.4. Sr ve Ba Dağılımı

Martiny ve Rojkoviç, (1977)`e göre ince taneli Mg^{+2} içeren kriptokristal en manyezitler Ba ve Sr içerebilir. Bu



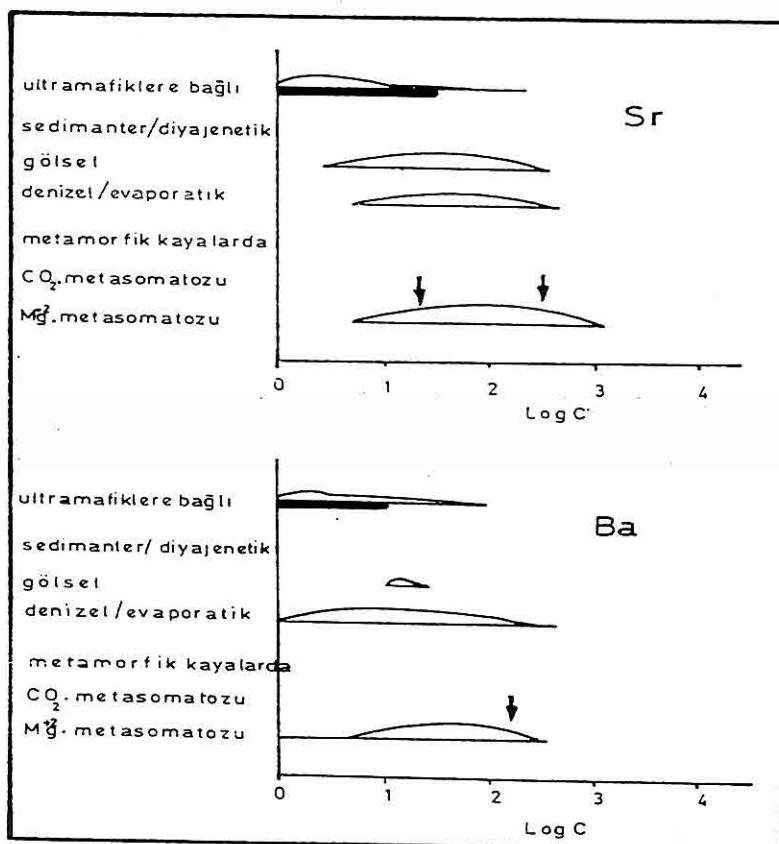
Şekil 4. Möller (1989)`a ait manyezitlerdeki Fe, Mn dağılım grafikleri. Çalışma alanı manyezitlere ait bu elementlerin dağılımları siyah renkde gösterilmiştir.

manyezitlerde Sr ve Ba sülfat ve karbonat gibi bir mineral fazı halinde yer alırlar. Peridotitlerdeki manyezitlerin Sr/Mg ve Ba/Mg oranı bu manyezitlerin bağlı bulundukları peridotitlerdeki Sr/Mg oranı hafif düşük olmasına karşı Ba/Mg oranının oldukça yakın olduğunu belirtmişlerdir. Ba/Mg oranının benzerliği ise Ba'un çok düşük olan ergiyebilme özelliğinden kaynaklandığını belirtmişlerdir. Sr ve Ba elementinin karbonatları aragonit yapısında kristalize olmaktadır. Bu sebebeden bu iki element kalsit yapılı manyezit (spatik manyezit)

içinde çok az miktarda yer almaktadır. Sr ve Ba iyonları çok büyük yarıçaplı ($1.32 \text{ \AA} - 1.49 \text{ \AA}$) sahip olmaları sebebiyle manyezitin kristalizasyonu veya rekristalizasyonu esnasında hiçbir zaman manyezitin yapısına giremeyeceklerdir.

İnceleme alnında stransyum değerleri $<1-40 \text{ ppm}$ arasında olup log C değerleri $0-1.60$ arasındadır. Bulunan bu sınırlar Möller(1989)'un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Sr sınırları ile uyum içerisindeidir (Şekil 5).

Baryum değerleri $<2-12 \text{ ppm}$ arasında



Şekil 5. Möller (1989)`a ait manyezitlerdeki Sr, Ba dağılım grafikleri. Çalışma alanı manyezitlerine ait bu elementlerin dağılımları siyah renkte gösterilmiştirlerdir.

olup log C değerleri 0 - 1.07 arasındadır. Bulunan bu değerler Möller, (1989)`un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Ba sınırları ile uyum içindedir (Şekil 5).

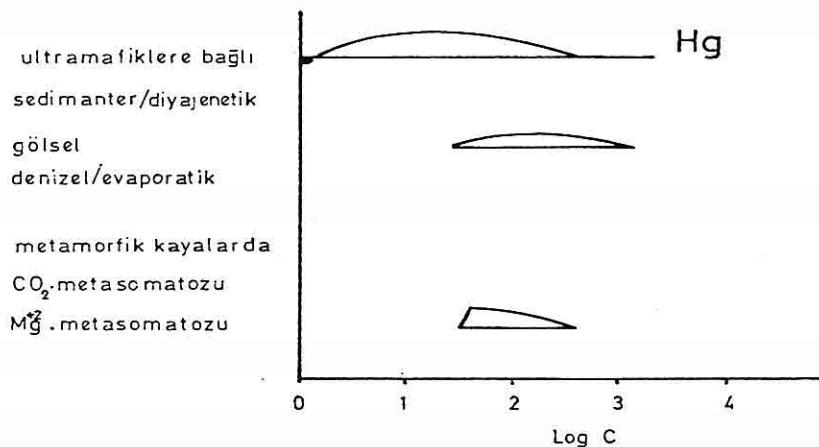
4.5. Hg Dağılımı

Maksimoviç ve Dangiç (1974), Quemeneur (1974) gibi araştırmacılar manyezitlerdeki civa dağılımı konusunda ultrabaziklerle ilgili çalışmalarında, düşük sıcaklıklarda oluşan damar tipi manyezitlerin Hg içeriğinin yüksek

sıcaklıkta oluşan manyezitlerdeki Hg'den oldukça düşük değerler gösterdiğini belirtmişlerdir. Bu çalışmaktaki 24 adet manyezit örneğinin hepsinde Hg (ppm) değerleri dedeksyon limitinin altında (< 1 ppm) ve log C değerleri de 0 noktası civarında toplanmıştır. Bu özellik Möller, (1989)`un grafiklerinde belirtilen ultamafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki Hg sınırları ile uyum içindedir (Şekil 6).

4.6. Ti Dağılımı

Martiny ve Rojkoviç, (1977)



Şekil 6. Manyezitlerdeki Hg dağılım grafiği (Möller, 1989)

ulrabaziklere bağlı gelişen manyezitlerde Ti oranının oldukça düşük değerlerde olduğunu metamorfik manyezitlerde ise Ti oranının oldukça yüksek olduğunu belirtmişlerdir. Bu özelliğin ise Ti'nin her zaman erimez kalıntılar halindeki özelliğinden kaynaklandığını çalışmalarında vurgulamıştır. Bu çalışmadaki Ti (ppm) oranlarının tamamının dedektör limitinin altında < 1 ppm ve log C değerleri 0 noktası civarında toplanmıştır. Bu özellik Möller, (1989)'un vermiş olduğu grafiklerde belirtilen altere ultramafiklerde bağlı manyezitlerdeki Ti sınırları ile uyum içindedir (Şekil 7).

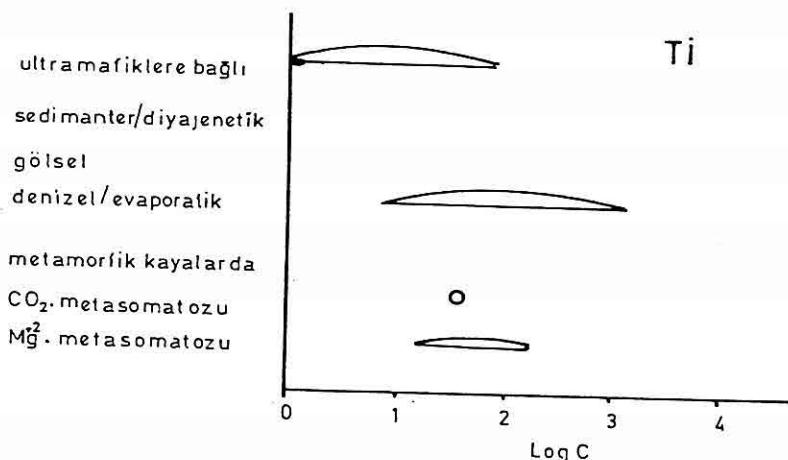
4.7. B Dağılımı

Rösler ve Lange, (1972)'ye göre borat iyonları manyezitlerdeki Mg^{+2} iyonlarının kaynağı için bir indikatör element olarak kullanılabilir. Ultrabaziklerle ilgili manyezitlerde bor

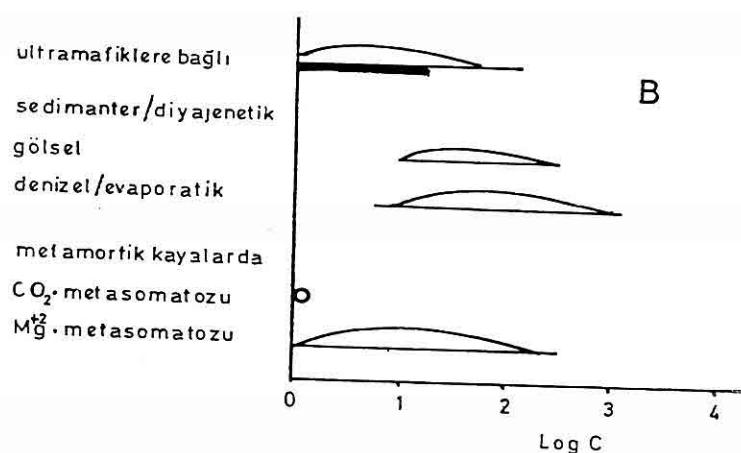
oranı diğer manyezitlerden daha azdır.

Denizel/evaporotik manyezitler ise bor içeriği en fazla olanlardır. Ultrabazik kayaçlar 0.00025-0.000001 gr arasında bor ihtiva ederler ve B/Mg oranları ise 4×10^{-6} dir. Bu kayaçlara bağlı manyezitlerde ise bu oran $3 \times 10^{-6} < B/Mg < 3 \times 10^{-5}$ arasındadır. Kayaç ve cevher arasındaki bor oranına bakıldığında B'un manyezit tarafından kantitatif olarak tutulduğu görülmektedir. Diğer manyezit türleri için B/Mg oranı yaklaşık 3×10^{-3} dür. Turkeian (1969)'a göre aşırı tuzlu ortamlarda oluşan manyezitlerde $3 \times 10^{-5} < B/Mg < 3 \times 10^{-4}$ gibi sınır değerler görülmektedir.

Bor değerleri $< 2-35$ ppm arasında olup log C değerleri 0-1.54 arasındadır. Bulunan bu değerler Möller (1989)'un vermiş olduğu grafiklerdeki altere ultramafiklere bağlı gelişen manyezitlerdeki B sınırları ile uyum içindedir (Şekil 8).



Şekil 7. Möller (1989)'a ait manyezitlerdeki Ti dağılım grafiği.



Şekil 8. Möller (1989)'a ait B dağılım grafiği. Çalışma alanı manyezitlerine ait bu elementin dağılımı siyah renkte gösterilmiştir.

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Çalışma alanına ait kimyasal analizi yapılan 24 adet manyezit örneğinin Ni , Cr , Co , Cu , Fe , Mn , Sr , Ba , Hg , Ti ve B iz element dağılımları Möller (1989)'a ait grafiklerle korele edilerek aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

11 Element içinden 9'unun dağılım

sınır değerleri ile büyük bir uyum içinde olduğu anlaşılmıştır. Uyumlu olmayan 2 elementten Fe 'nin az, Co elementinin ise önemli oranda farklılık arzettiği saptanmıştır. Uyumsuzluğa yol açan sebepler araştırılmıştır ve sonuçta Fe miktarının bu grafikte belirlenen sınırları aşmasının nedeninin sarı renkteki

manyezitlerden kaynaklandığı ve bu manyezitlerin yan kayaçlardaki lateritleşme sonucu ortaya çıkan demir oksidin cevhere nüfuz ederek Fe oranının artmasına yol açtığı anlaşılmıştır. Co elementinin verilen sınır değerlerinin çok altında olmasının izahı ise Möller, (1989)'un vermiş olduğu logaritmik dağılım abaklarının hazırlanmasında toplanan verilerin azlığından kaynaklanmaktadır.

Az sayıda analize dayalı ve buna bağlı olarak daha az bilgi birikimi ile hazırlanan bu abaklarda manyezitlerdeki element dağılım sınırlarınınaz da olsa değişmesi gereklidir.

Bu çalışmada manyezitlerdeki iz element dağılım çalışmalarının bu denli ayrıntılı verilmesinin bir amacı da sepiyolitlerin kökenlerinin o bölgeye ait manyezitler olup olmayacağı sorusuna cevap aramaktır. Buradan hareketle Möller (1989)'un manyezitlerdeki iz element dağılım sınırlarının sepiyolitlerde de test edilmesi ile oldukça tartışmalı olan sepiyolit kökeninin çözümüne katkı sağlayabilecek olmasıdır.

6. KAYNAKLAR

Angel F. Trojer F., 1953. Der Ablauf der Spatmagnesit-Metasomatose, Radex Rund schau, 7-8 315-334, Radenthein.

Birinkmann. R., 1966, Geotectonische Von Westanatolien N.'39. Geol. Pal. Mh. 603-618

*Bodenlos J.A., 1950 Magnesite Deposits Of Central Ceara Brazil-Bull U.S. Geol Sury 962.C. 121-153
Chatsimitriades E.A. Kelepertsiv A.E.,*

1983 A. Geological-Geochemical Study of Magnesiten From Northein Greece (Chalkidiki Peninsula). Oryktos Plontos 22.29-36

Franz E.D., Ponce J., Wetzenstein W., 1979 Geochemie und Petrographie der Magnesitlargers tatten Das Alto Choparel Bolivien Radex-Rdsch 1105-119

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. A Prelimiinary Exploration Account. Himalayan Geol. 9. 744-825.

Harris N.B.W., Kelley. S., Okay. A.I., 1994. Post-Coilision Magmatism And Tektonies In Northwest Anatolia. Cont. Min. Petrol. 117. 241-252.

Ilic. M., 1968. Problems Of The Genesis And Genetic Classification Of Magnesite Deposits. Geol. Carp. 19. 149-160.

Kaya O., 1981. Batı Anadolu Alta Bildirmesi. Ultramafik Birmin ve Menderes Masifinin Jeolojik Konumu. Tübitak Doğa Dergisi. Atatürk Özel Sayısı 5, 15-36.

Krallik. M., 1977. Verbietung und Genese de Magnesitlagerstatte von Eugui (Asturrera) W-Pyrenaen/Spanien 179p. Thesis Wien.

Maksimoviç, Z., Dangiç, A., 1974. The Study Of Trace In Bodanov B. Cedl. Problems Of Ore Deposition-Fourt Lagod Symposium. Varna 2.387-394.

- Manav. H., 1996. Küplü Dağı (Harmancık) Ofiyolit Kayaların İncelenmesi ve Bu kayalardaki Manyezit Oluşumunun Jenetik Etüdü (İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora Tezi-Yayınlanmamış)*
- Manav. H., 2000. Harmancık Bölgesi (Bati Anadolu) Manyezit Yataklarının Jeolojisi ve Oluşumu Geosound-Yerbirimleri. Haziran sayı no : 36.*
- Martiny, E., Rojkovic. I., 1977. Trace Elements In Magnesites Of. Slovakia (Central West Carpathians) Geol. Garpath 28.311-322.*
- Möller. P., 1989. Minor And Trace Elements In Magnesite Monograph Series On Mineral Deposits 28.173-195. Gebrüder Bornträger. Berlin-Stuttgart.*
- Morteain. G., Möller. P., Schley. F., 1982. The Rare Earth Element Contens And The Origin Of The Sprary Magnesite Mineralization Of. Tux-Lanersbach Enstachen Alm. Spiessnagel And Hochfilzen. Austria. And The Lacustrine Magnesite Deposist Of Aiani Kozani. Greece And 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 pp. Thesis No: IEA. 158 Sao Paulo.*
- Okay. A.I., 1984. Kuzey Bati Anadolu da yer Alan Metamorfik Kuşaklar. Ketic Simpozyumu. T.J.K. S.83-92.*
- Qemeneur. J., 1974. Les Gisements de Magnesite Du Pays Basque De La Magnesite Carde Geologique Et. Sedimentologie ve Genese Dela Magnesite En Milieu Sedimentaire 210 p. Thesis. Paris.*
- Redlich. K.A., 1909. Die Typen der Magnesitlager. Stattlen, 2. Prakt. Geol. 17.300-310.*
- Rösler. H.J., Lange. H., 1972. Geochemiche Tabellen 674p. Enke. Stuttgart.*
- Schroll. E., 1961. Über Das Vorkommen von manesit in Alpinen Salzlagerstatten Radex-Rdsch 704-707.*
- Turkeian. K.K., 1969. The Oceans Streams And Atmosphere In K.H. Wedepohl (ed). Hanbook Of. Geochemistry I, 297-320. Springer, Berlin, Heidelberg. New York.*
- Valcha, Z., 1979. Czechoslovak Analytical Standarts Of Rock And Mineral Raw Maaterials Reference Standart Material Of Magnesite (Kosice) Zbornik Gedockych Ved. Ser. Tech. Geochem 16, 85-98.*
- Wetzenstein. W., Zachmann, D., 1977. Sedimentare Magnesiumcarbonatische Bildungen Im Servia-Becken Nordgriechenland-Radex-Rdsch, 29-49.*
- Wichrowska, M., 1974. Badania Mineralogicznego-Geochemicznego Magnezydow Ze Zlot Dolnego Slaska-Biuł. Insti Ged. 280.81-105.*
- Yoder, H.S.J., Samaha. G.T., 1957. Olivine X-Ray Determirrative. Amer. Min. 42. 475-491*

**TEFENNI-YEŞİLOVA (BURDUR) ARASINDAKİ DİYABAZ
DAYKLARININ JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**

Kerim KOÇAK, Adnan DÖYEN, A.Rıza SÖĞÜT, Veysel ZEDEF, Fuat İŞIK

A. Müjdat ÖZKAN

S.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Konya/Türkiye

ÖZET: Yeşilova oftyolitinin tabanında yer alan tektonit ve kümülatlar çok yönlü soğuma zonu ve amphiboliteleşme gösteren çeşitli kalınlıklardaki izole gabro ve diyabaz daykları tarafından kesilmektedir. Diyabazik dokunun hakim olduğu diyabazlarda mineralojik bileşim başlıca plajiyoklaz, piroksen, amfibol, sfen, klorit, ilmenit, magnezyokromit, ve magnetit/hematitten oluşmaktadır.

Mafik özellikteki bu kayaçlar genel olarak oldukça geniş bir kimyasal bileşim sergilerler. Çeşitli jeokimyasal ayırtman diyagramları yardımıyla diyabazların ada yayı jeotektonik konumuna sahip subalkalin ve toleyitik özellik gösteren bazalt, kısmen tefrit bazanit ve bazaltik andezit bileşimli olduğu ortaya konmuştur. Örneklerin Harker ve REE diyagramında birbirleri ile olan uyumluluğu, REE grafiğinde negatif Eu anomalisinin varlığı ve uyumlu-uyumsuz element diagramı bunların aynı tip magma ait olduğunu ve petrolojik tarihçelerinde fraksiyonel kristalleşmenin (olivin, piroksen plajiyoklaz ve kromit) önemli bir rol oynamış olabileceğini göstermektedir.

**GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE DIABASES DYKES
BETWEEN TEFENNI-YEŞİLOVA (BURDUR)**

ABSTRACT: Tectonite and cumulates, situated at the bottom of the Yeşilova ophiolites, cut by amphibolitised separate gabbro and diabases dykes with various thickness showing chilled zone in various directions.

Mineralogical composition of the diabases, diabasic texture is dominant, is made up of zoned plagioclase, uralitised pyroxene with inclusion, yellow-green amphibole, sphene, chlorite, ilmenite, rombic magnesiochromite and magnetite/haematite.

Mafic rocks display wide range chemical composition. By some geochemical discriminating diagrams, it was found out that the diabases are basalt, minor tephrite basanit, and basaltic andesite in composition with subalkaline and tholeiitic affinity that formed in geotectonic setting of island arc.

Compatibility of the samples in the Harker and REE diagrams, existence of negative Eu anomaly in the REE pattern, and diagram of compatible-incompatible elements show that the diabases are of co-genetic, and fractional crystallisation (eg. olivine, pyroxene plagioclase, chromite) process could play an important role in their petrological history.

1.GİRİŞ

Çalışma alanı Toroslar'ın Batı Toroslar olarak adlandırılan (Blumenthal, 1963) kısmının kuzeyinde, göller bölgesinde yer almaktadır (Şekil 1). Batı Toroslar dört büyük jeolojik üniteden oluşmaktadır: Antalya napları, Beydağları otoktonu, Likya napları ve Menderes masifi. İnceleme alanındaki kayaçlar Likya naplarına aittir.

Yeşilova ofiyoliti tipik ofiyolit dizisine göre eksiklik sunar. Şiddetli tektonizma nedeniyle, özellikle tektonitlerde bazı birimler kamalanarak kaybolmuş, ya da incelmiştir. Yeşilova ofiyoliti'ndeki kayaçlar alttan üste doğru dört birimden oluşmaktadır:

a) Tektonitler: Başlıca harzburgit ve kromit içeren dunitten oluşur.

b) Kümülatlar: Dünit, verlit, klinopiroksenit, tabakalı ve tabakasız gabro

c) Damar kayaçları: Her iki birimi de kesen çeşitli büyüklüklerdeki piroksenit, gabro ve diyabaz dayklarıdır. Levha dayk kompleksi bulunmamaktadır.

d) Volkanikler: Ofiyolit istifin en üst kesimini masyif volkanikler oluştururlar. Volkaniklerde diyabaz sil ve dayklarıyla kesilmişlerdir.

Kızılçadağ melanjî ofiyolitler üzerine tektonik olarak yerleşmiş olup kireçtaşısı, çört-radyolarit blokları ve ofiyolitik kayaçlardan oluşur. Varsakyayla formasyonu ise konglomera, kumtaşı ve kireçtaşından oluşur. Bunların üzerine karasal karakterli çakıltaşısı ve kumtaşı ardalanmasından oluşan Niyazlar formasyonu gelir. İstifin en üstünde

yamaç molozu ve alüvyon birikintileri gözlenir (Döyen, 1994).

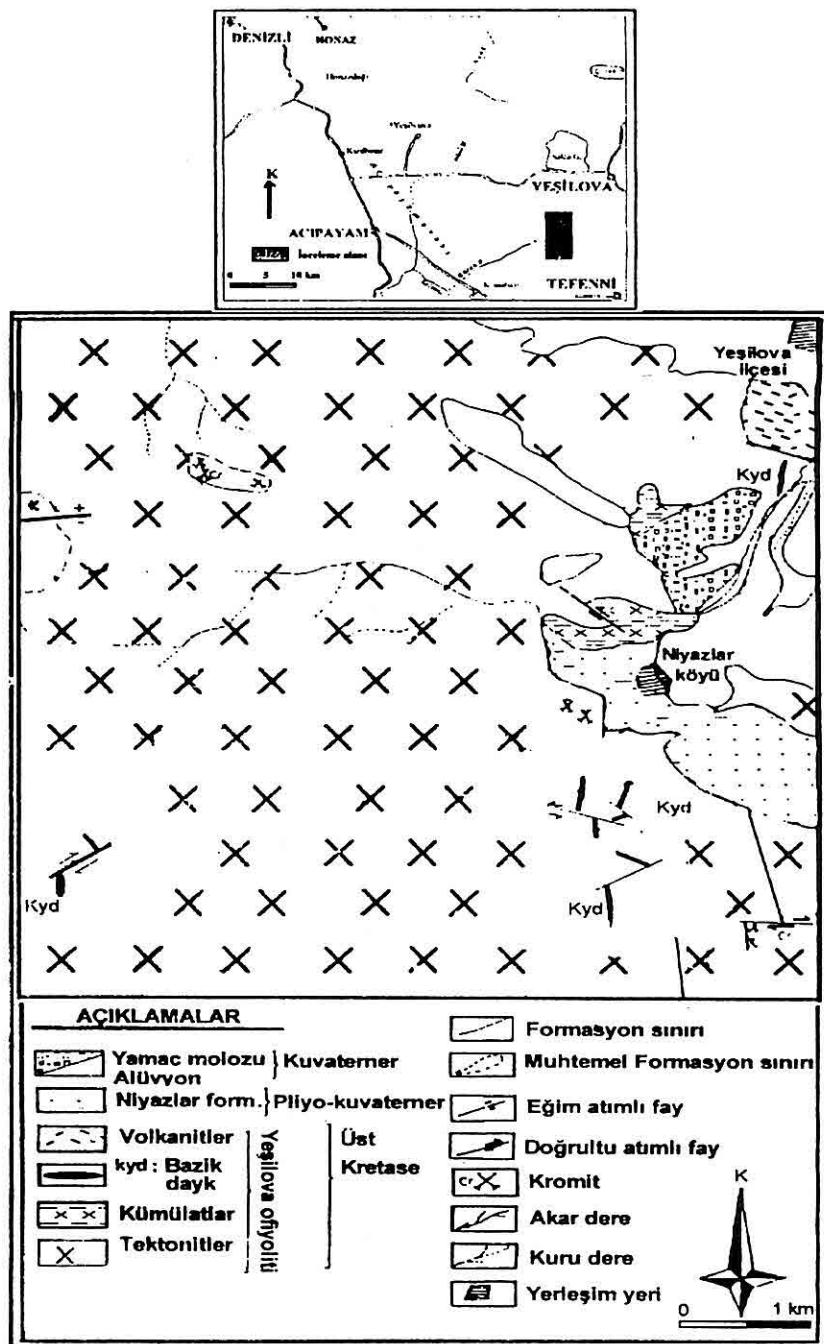
Ofiyolit dizilerinin önemli bileşenlerinden biri, diğer birimleri kesen veya kümeler oluşturan diyabaz dayklarıdır (Coleman, 1977). Genel olarak bir ofiyolitik istifin en üstünde yer alan levha dayk karmaşığı eksen zonunda sürekli açılma sonucu oluşan tek yönlü soğuma zonu göstermektedir (Wilson, 1989). Çalışma alanında gözlenen dayklar ise bunlardan farklı olarak çok yönlü bir soğuma zonu sergilemeye olan ve 15 cm'den 15 m'ye kadar kalınlıklar sunan izole dayklardır. Özellikle dunitlerden oluşan yumuşak sırtlarda balık sırtı şeklinde yüzeyleyen 2-2.5 m yükseklikteki doğal duvarlar meydana getirirler.

Genel olarak kuzey-güney doğrultularına sahip olan diyabaz daykları coğunlukla amfibolitleşme gösterirler.

Diyabazlar ile ilgili olarak literatürde pek çok çalışma yer almaktadır. Örn. Harding ve McLeod (1967), Beccaluva ve dig.(1983), Pearce ve dig. (1984), Seyfried ve dig.(1988), Hole ve Morrison (1992), Kempton ve Casey (1996), Radhakrishna ve Joseph (1998), de Oliveira ve Cawthorn (1999), Puga ve dig. (1999). Aladağ ofiyolit dizisindeki diyabazlar Tekeli ve Erler (1980), Orta Anadolu masifinde ofiyolitler içerisindeki diyabazlar Koçak (1993), Koçak ve Leake (1994), Yalınız ve Göncüoğlu (1998), Kütahya bölgesindeki bazik dayklar ise Önen ve Hall (1993) tarafından incelenmiştir.

Bölge genelinde nitelikli jeolojik

TEFENNI-YEŞİLOVA ARASINDAKİ DİYABAZ DAYKLARININ JEOKİMYASAL ÖZELL.



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası (Döyen, 1994'ten alınmıştır).

çalışmalar ise Erkman ve diğ.(1982), Karaman (1987), Şenel ve diğ. (1987), Kurnaz ve Anıl (1992) ve Döyen (1995) tarafından yapılmıştır.

Bu çalışma ile Tefenni (Burdur) yöresinde yer alan Yeşilova ofiyolitine ait tektonit ve kümülatları kesen diyabaz dayklarının jeokimyasal karakterinin belirlenmesi amaçlanmıştır ve diyabaz dayklarından seçilen 6 numunenin ana, eser ve REE analizleri ACME (Kanada) laboratuarlarında gerçekleştirılmıştır.

2. PETROGRAFİ

Tektonitleri kesen diyabaz dayklarından derlenen numunelerden S.Ü. Müh-Mim.Fak. Jeoloji Müh. Böl. laboratuarlarında ince kesit yapılarak polarizan mikroskopta petrografik incelemesi yapılmıştır.

Açık yeşil-koyu yeşil renkteki diyabazlarda yer yer ezik zonlar izlenebilmekte birlikte diyabazik doku hakim olup mineralojik bileşim başlıca plajiyoklaz, piroksen, amfibol, sfen, klorit, ilmenit, magnezyokromit, ve magnetit/hematitten oluşmaktadır.

Piroksenler yarı özşekilli-özşekilli, uçuk sarı renkte [$\text{COE} (-)$, $2V < 45^\circ$] olup iki yönlü dilinimi belirgindir. Tek yönde bölünmenin izlenebildiği piroksenler ikizlenme ve büyümeye evrelerini temsil eden kapanımlara sahiptir. Piroksenler alterasyonla uralite, sferulitik klorite ve iskeletimsi ilmenite altere olmuştur.

Çubuk şekilli plajiyoklazlar özşekilli ve yarıözşekilli olup albit ikizlenmesine ve zonlanmaya sahiptir. Sosuritleşme sonucu klorit, kalsit ve epidot oluşmuştur.

Amfiboller iki yönlü dilinimi iyi gelişmiş olup sarı- koyu yeşil renk ve pleokroizma göstermektedir.

Magnezyokromit rombik şekilli olup çoğunlukla izotrop ve kahverengimsi yeşil renklidir.

3. JEOKİMYA

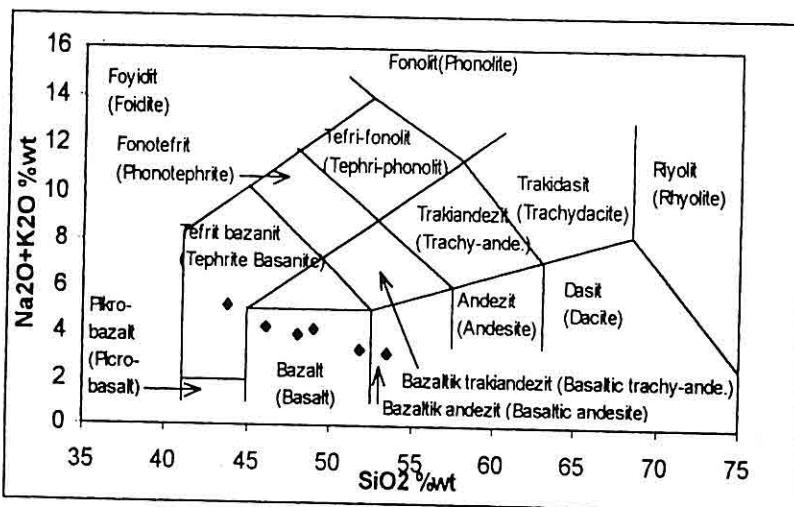
Diyabazlar genel olarak geniş bir aralıktı kimyasal bileşim sergilerler. Ana elementlerden SiO_2 : 43-53, Fe_2O_3 : 8.14-10.53, CaO : 8.02-12.98, Na_2O ise 2.84-5.1% arasında değişim gösterirken iz elementlerden Ni 38-166, Co 29-46, Hf: 1-4.5, Ce 4-11, Cs 0,3-50.7, ve Ba 9-170 ppm arasında değişmektedir (Tablo 1).

Kayaçlar terminolojik olarak çoğunlukla bazalt, kısmen de tefrit bazanit ve bazaltik andezittir (Şekil 2). Harker diyagramında SiO_2 artmasıyla Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O artış gösterirken CaO , Na_2O , ve Cr_2O_3 azalmakta P_2O_5 ve MnO ise hemen hemen sabit kalmaktadır (gösterilmemiştir). MgO %48 SiO_2 dan sonra azalmaktadır. SiO_2 , CaO ve Na_2O 'un birlikte azalması plajiyoklazın, MgO ve Cr_2O_3 azalması olivin ve kromitin kristalleşmesine işaret etmektedir. Fe_2O_3 ve TiO_2 'in artış göstermemesi magnetit ve/veya ilmenitin kalan eriyikte yoğunlaştığına işaret etmektedir.

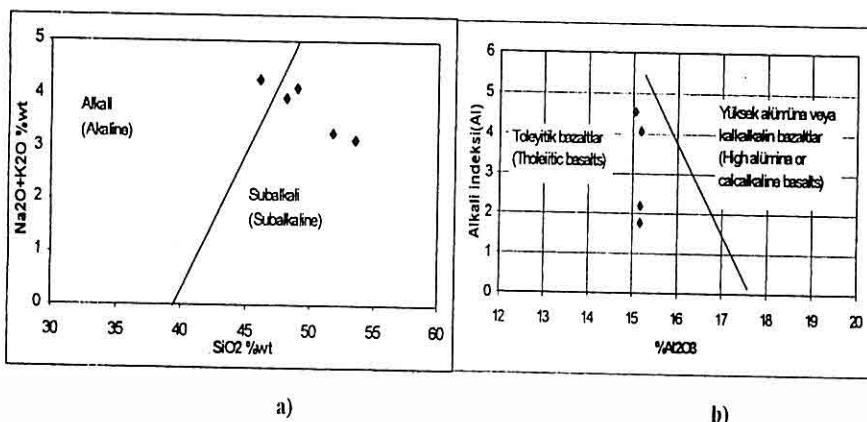
Kayaçların magma tipini belirlemek amacıyla bu kayaçların kimyasal analizi SiO_2 - Na_2O + K_2O diyagramı üzerine düşürülmüştür. Kimyasal bileşim olarak subalkalın özelliğe sahip olan diyabazlar (Şekil 3a) Al_2O_3 -alkali indeks diyagramında toleyitik özellik

Tablo 1. Tefenni diyabazlarının ana ve iz element analizleri.

Örnek no	B9	B18	B3	B11	B14	B16
SiO ₂	43,72	48,99	53,52	48,09	51,81	46,07
TiO ₂	0,88	0,96	1,06	0,89	1,03	0,9
Al ₂ O ₃	14,67	15,19	15,18	15,05	15,18	14,45
Fe ₂ O ₃	8,14	8,96	10,31	8,61	10,53	8,68
MgO	6,24	6,9	4,44	6,62	6,45	6,64
MnO	0,14	0,15	0,15	0,14	0,17	0,14
CaO	12,98	10,37	8,02	12,27	9,24	12,45
Na ₂ O	5,1	3,39	2,84	3,68	2,95	4,11
K ₂ O	0,05	0,73	0,32	0,25	0,32	0,16
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,11	0,07	0,09	0,09
Cr ₂ O ₃	0,039	0,042	0,023	0,037	0,021	0,036
LOI1	7,8	3,9	4	4,3	2,2	6,2
Toplam	99,9	99,7	100,04	100,05	100,03	99,98
Zr	39	42	30	26	37	32
Y	17	19	23	19	23	19
Sc	21	24	19	21	24	22
Hf	4,5	4	1	2	2	<1
Ta	0,5	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sr	339	108	173	157	133	256
U	<0,1	<0,1	<0,5	<0,5	1,4	<0,5
Rb	3,04	6,63	<15	55	<15	<15
Th	12,7	7,9	-	-	-	-
Pb	<3	<3	-	-	-	-
As	<2	<2	1,5	0,5	4,8	1,1
Ga	11,3	13,6	-	-	-	-
Zn	41	40	195	101	<50	<50
Cu	68	64	-	-	-	-
Ni	39	38	166	61	42	66
Co	29,6	33,3	41	39	46	29
Cr	-	-	52	217	35	131
Ce	5,6	5,5	7	11	10	4
Cs	0,3	0,3	39,3	43,5	50,7	30,1
Ba	9	21	158	29	37	29
La	2,1	1,9	2,8	2,7	3,2	1,8



Şekil 2. Diyabazların $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ diyagramı (Le Bas ve diğ., 1986).



Şekil 3. a) Diyabazların alkali-silis değişimi (Irviné&Baragar, 1971) b) : $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-}$ Alkali indeks, $\text{AI} = [(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / ((\text{SiO}_2 - 43) * 0,17)]$ diyagramı (Middlemost, 1975). İki tane yüksek AI değerinden dolayı sınır dışı olduğundan gösterilmemiştir.

göstermektedirler (Şekil 3 b).

3.1. Nadir Toprak Elementleri

Diyabazlara ait kondrit normalize olmuş nadir toprak elementi diyagramı incelendiğinde bunların düz bir şekilde sahip olmakla birlikte çok zayıf olarak hafif nadir toprak elementleri tarafından tüketildiği (La/Sm : 0,53- 0,77) izlenmektedir (Şekil 4). Bu durum kayaçlardaki piroksen ve hornblendin varlığı ile açıklanabilir. Ayrıca gözlenen zayıf negatif anomalide, Harker diyagramındaki Na ve Ca 'un SiO_2 'in artması ile birlikte azalmasını işaret ettiği gibi plajiyoklazın kısmi kristalleşmesini, diyabaz oluşturan süreç boyunca kalıntı plajiyoklazın varlığını veya hazne kayacın bir özelliğini belirtmektedir. Diyabazların hemen hemen düz nadir toprak element şekli hem ada yayı toleyitlerine ve hem de okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzerlik göstermektedir.

3.2. Jeotektonik Konum

Magmatik ve metamorfik kayaçların jeotektonik konumunun belirlenmesinde alterasyon ve genellikle metamorfizma şartlarında hareketli hale geçmeyen uyumsuz (incompatible) elementler kullanılmaktadır. Wood ve diğerlerinin (1979) $\text{Hf}/\text{Th}-\text{Ta}$ diyagramına düşürülen diyabazlar "yaklaşan levha kenarı bazaltları" bölgesinde yer almaktadır (Şekil 5, 6)'daki $\text{TiO}_2-\text{MnO-P}_2\text{O}_5$ üçgen diyagramında ise diyabazlar çoğulukla ada yayı toleyiti özelliği göstermektedirler.

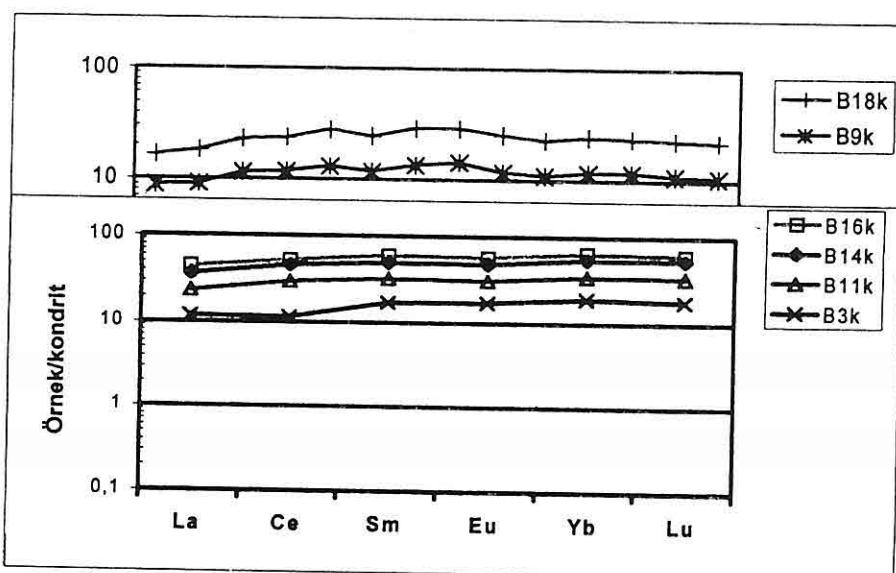
4. PETROLOJİ

Diyabazları oluşturan petrolojik sürecin belirlenmesi amacıyla diyabazlardaki en uyumlu ve en uyumsuz elementler grafiksel olarak belirlenmiştir (Hanson, 1989). X-Y dağılım diyagramında regresyon eğrisinin kestiği eksen diğerine göre daha uyumlu olan eksendir. Bu şekilde diyabazlarda uyumlu olarak Ni, uyumsuz olarak da Hf belirlenmiş ve X-Y grafiği çizilmiştir (Şekil 7). Diyagramda diyabazlarda etkin petrolojik süreç olarak fraksiyonel kristalleşme izlenmektedir. Kısmi ergime olması durumunda ise bu eğri çok daha dik olacaktır.

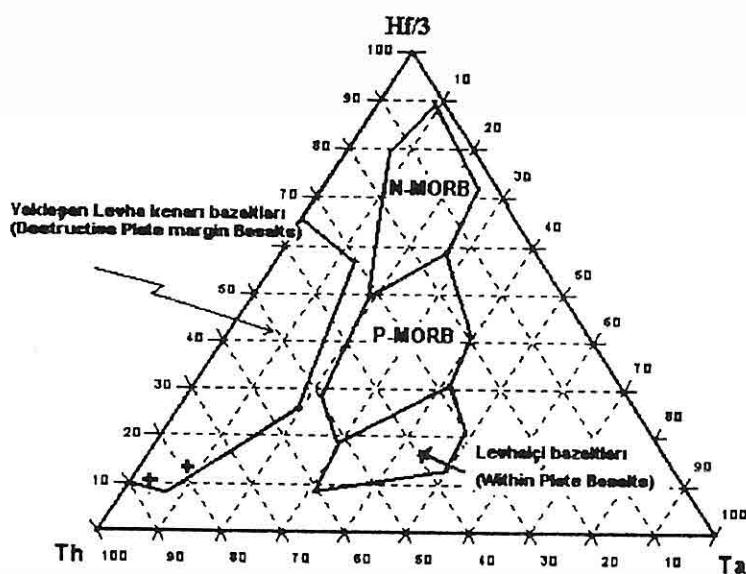
5. TARTIŞMA VE SONUÇ

Kayaçlarda yer yer ezik zonlar izlenebilmekte birlikte diyabazik doku hakim olup mineralojik bileşim başlıca plajiyoklaz, piroksen, amfibol, sfen, klorit, ilmenit, magnezyokromit, ve magnetit/hematitten oluşmaktadır.

Mafik kayaçlar genel olarak geniş bir kimyasal bileşim sergilerler. Çeşitli jeokimyasal diyagramlar yardımıyla diyabazların terminolojik olarak subalkalin ve toleyitik özellik gösteren ada yayı jeotektonik konumuna sahip bazalt, kısmen tefrit bazanit ve bazaltik andezit olduğu ortaya konmuştur. Ofiyolitler ya uzaklaşan levha kenarlarında (okyanus ortası sırtta) veya yaklaşan levha kenarlarında (dalma batma zonunun üzerinde-supra-subduction zones) yani ada yayı veya kenar havzada oluşabilmektedir. Bunlar sırasıyla "MOR" ve "SSZ" tip olarak adlanmaktadır. Diyabazların jeokimyasal özellikleri

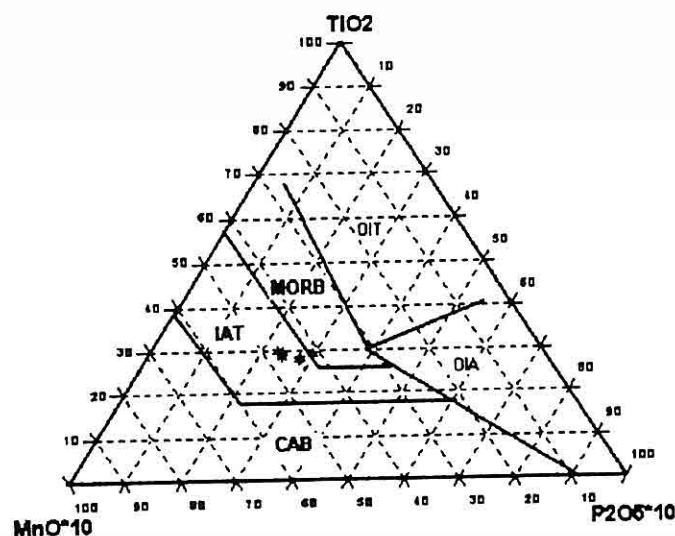


Şekil 4. Tefenni diyabazlarının kondridite normalize edilmiş REE diyagramı (Taylor&McLennan, 1985).

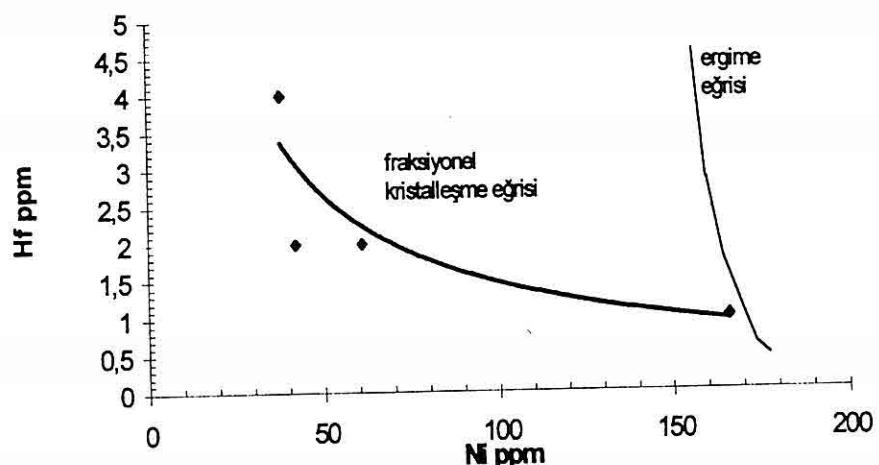


Şekil 5. Hf/3-Th-Ta diyagramı (Wood ve diğ., 1979) P-MORB: Plume okyanus ortası sırtı bazaltı, N-MORB: Normal okyanus ortası sırtı bazaltı.

TEFENNİ-YEŞİLOVA ARASINDAKİ DİYABAZ DAYKLARININ JEOKİMYASAL ÖZELL.



Şekil 6. $\text{TiO}_2\text{-MnO-P}_2\text{O}_5$ diyagramı (Mullen, 1983). OIT: Okyanus adası toleyiti, OIA: Alkali okyanus adası, MORB: Okyanus ortası sırtı bazaltı, IAT Ada yayı toleyiti, CAB: Ada yayı kalkalkali bazalt.



Şekil 7. Diyabazların Ni-Hf diyagramı

bunların yaklaşan levha kenarı bazaltları ve özellikle ada yayı toleyiti özelliklerini göstermektedir.

Diyabazlar hemen hemen düz bir nadir toprak element (REE) şekline sahiptir. Bu tip düz, tüketilmiş REE figürüne sahip kayaçların çok az veya hiç zenginleşme göstermeyen primitif mantodan türediği varsayılmaktadır.

Genel olarak indirgen şartlardaki parçalanma (fractionating) magnetitin kristalleşmesini engeller ve böylece erken evrede demir zenginleşmesini (toleyitik eğilim) sağlar. Buna karşılık oksitlenme şartlarında magnetit başlangıçta kristalleşir ve kalıntı sividaki demiri hızla tüketir (kalkalkalin eğilim, Miyashiro, 1974). Dolayısıyla diyabazlardaki toleyitik karakter, kısmi kristalleşmenin indirgen bir ortamda yer aldığına işaret edebilir.

Diyabazların sahip olduğu düşük Ni içeriği (42-166) birincil magmanın sahip olduğu Ni (250-300 ppm, Green, 1980) içeriğinden az olup bu durum diyabazların yüzeye çıkarken uğradığı olivin farklılaşmasına işaret etmektedir. Negatif Eu anomalisi de plajiyoklaz farklılaşmasına işaret etmektedir.

Örneklerin REE diyagramında birbirleri ile olan uyumluluğu, Harker diyagramındaki elementlerin çizgisel değişimi ve uyumlu-uyumsuz element diyagramı bunların aynı tip magma ait olduğu ve petrolojik tarihçelerinde fraksiyonel kristalleşmenin (plajiyoklaz, piroksen, olivin ve kromit) önemli olabileceğini göstermektedir.

Sonuç olarak ada yayında oluşmuş olan

toleyitik özellikteki diyabazlar bazalt kısmen tefrit bazanit ve bazaltik andezit bileşiminde olup indirgen şartlarda olivin piroksen plajiyoklaz ve kromit minerallerinin farklılaşması sonucunda oluşabilir.

6. KAYNAKLAR

Beccaluva, L., Dostal, J., Macciotta, G., Zerbi, M., 1983, Trace element geochemistry of some ophiolites from Calabria (Southern Italy): Ophioliti, 8, 325-332.

Blumenthal, M., 1963, Le Systeme structural du Taurus: In: Livre a le memoire du Prog. O.Fallet. Mem. Soc. Geol. France, Hans Serie Vol.2.

Bodinier, J.L., Guiraud, M., Dupuy, C., Dostal, J., 1986, Geochemistry of basic dikes in the Lanzo massif (Western Alps): petrogenetic and geodynamic implications: Tectonophysics, 128, 77-95.

Coleman, R.G., 1977, Ophiolites: Springer-Verlag, Berlin, 229 s.

de Oliveira, D.P.S.; Cawthorn, R.G., 1999, Dolerite intrusion morphology at Majuba Colliery, northeast Karoo Basin, Republic of South Africa: Int.J.Coal Geo., 41/4, pp. 333-349,

Döyen, A., 1995, Yeşilova (Burdur) civarı kromit yataklarının mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelemesi: Doktora tezi, S.Ü. Fen Bil. Ens., 118 s.

Erkman, B., Meshur, M., Gül, M.A., Alkan, H., Öztaş, Y., Akpinar, M., 1982, Fethiye-Köyceğiz Tefenni Elmalı-Kalkan arasında kalan bölgenin jeolojisi: Türkiye 6.petrol kongresi, 23-31, Ankara.

Green, T.H., 1980, Island arc and

- continent building magmatism: a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry: *Tectonophysics*, 63, 367-85.
- Hanson, G.H., 1989, An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example: In Lipin, B.R. & McKay, G.A., *Geochemistry and mineralogy of Rare earth elements*, Min. Soc. of Amer., 348.
- Harding, R.R. ve McLeod, I.R., 1967, Age of dolerite dykes in the Vestfold Hills, Antarctica: *Nature*. 215(5097):149. [Refer: 691, Reprints]
- Hole, M.J. ve Morrison, M.A., 1992, The differentiated dolerite boss, Cnoc Rhaonastil, Islay: a natural experiment in the low pressure differentiation of an alkali olivine-basalt magma: *Scottish Journal of Geology*, 28, 55-69.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1977, A guide to the chemical classification of the common rocks: *Can.J. Earth Scie.*, 8, 523-48.
- Karaman, T., 1987, *Yeşilova ve Tefeni (Burdur) batisında kalan alanın jeolojisi ve petrografisi: Master tezi*, S.Ü. Fen Bil. Enst., 84s.
- Kempton, P.D. and Casey, J.F. 1996, Petrology and geochemistry of crosscutting diabase dikes: In Thiede, J., Myhre, A.M., Firth, J.V., Johnson, G.L., and Ruddiman, W.F. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results, 153: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, 363-379.
- Koçak, K., 1993, The petrology and geochemistry of the Ortaköy area, Central Turkey: PhD thesis, Glasgow Uni., Scotland, 280 (unpublished).
- Koçak, K. ve Leake, B.E., 1994, The petrology of the Ortaköy district and its ophiolite at the western edge of the Middle Anatolian Massif, Turkey: *Jour. A.Earth Sciences*, 18/2, 163-174.
- Kurnaz, M. ve Anıl, M., 1992, Yeşilova-Tefenni (Burdur) arası ofiyolitleri ve kromit cevherleşmeleri: Ç.Ü.Müh-Mim. Fak. Der., 7/2, 1-24.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *J.Pet.*, 27, 745-50.
- Middlemost, E.A.K., 1975, The basalt clan: *Earth Sci.Rev.*, 11, 337-64
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: *Am.J.Sci.*, 274, 321-55.
- Mullen, E.D., 1983, MnO/TiO/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environment and its implications for petrogenesis, *Earth Planet Sci.Lett.*, 62, 53-62.
- Önen, A.P. ve Hall, R., 1993, Ophiolites and related metamorphic rocks from the Kütahya region, north-west Turkey: *Geological Journal*, 28, 399-412.
- Pearce, J.A., Lippard, S. ve Roberts, S., 1984, Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites: In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F.(eds), *Marginal basin Geology*, Geol. SocSpec.Publ., 16, 77-94.
- Pearce, J.A. ve Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis: *Earth Planet Sci. Lett.*,

- 19, 290-300.
- Puga, E., Nieto, J.M., Díaz de Frederico, A., Bodinier, J.L., Morten, L., 1999, Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic Ophiolitic Association (Mulhacén Complex, SE Spain): evidence of eo-Alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process, *Lithos*: 49, 23-56.
- Radhakrishna, T. ve Joseph, M., 1998, Geochemistry and petrogenesis of the Proterozoic dykes in Tamil nadu, southern India: another example of the Archaean lithospheric mantle source: *Geologische Rundschau, Abstract Volume 87 Issue 3* pp 268-282.
- Seyfried, W.E., Berndt, M.E. ve Seewald, J.S., 1988, Hydrothermal alteration processes at mid-ocean ridges: constraints from diabase alteration experiments, hot springs fluids and composition of the oceanic crust: *Can.Min.*, 26, 787-804.
- Şenel, M., Selçuk, H. ve Bilgi, C., 1987, Likya Napları (GB Türkiye) ön cephe özellikler: *T.Jeo.Kur.Bil.Özetleri*, 6-7, Ankara.
- Taylor, S.R. ve McLennan, S.M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution: Blackwell, Oxford*.
- Tekeli, O ve Erler, A., 1980, Aladağ ofiyolit dizisindeki diyabaz dayklannın kökeni: *TJK Bült.. 23/1*, 15-20.
- Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis, *Unwin-Hyman*, 446s.
- Wood, D.A., J.L. Joron ve Treuil, M., 1979, A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings: *Earth Plan, Sci.Lett.*, 45, 326-36.
- Yalınız, M.K. ve Göncüoğlu, M.C., 1998, General geological characteristics and distribution of the Central Anatolian Ophiolites: *Yerbilimleri*, 20, 19-30.

**İSTANBUL BOĞAZI'NIN GÜNCEL BENTİK FORAMİNİFER
TOPLULUĞU VE ÇÖKEL DAĞILIMI**

Engin MERİÇ

İ. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

Niyazi AVŞAR

Ç. Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

Mustafa ERYILMAZ

Mersin Ü., Silifke MYO, Mersin /Türkiye

Fulya YÜCESOY-ERYILMAZ

Mersin Ü., Çevre Mühendisliği Bölümü, Mersin/Türkiye

ÖZET: İstanbul Boğazı'nın güncel foraminiferleri, Marmara Denizi girişi (1), Beykoz kuzey ve güney alanları (2) ile Karadeniz'e çıkış ve bunun yakın çevresinde cins ve tür çeşitliliği açısından büyük bir ayrıcalık sunar. Boğazın güney kesiminde 43 cins ve 70 türü (3) varlığına karşın, Beykoz çevresinde 16 cins ve 22 tür gözlenmiş olup, Karadeniz'e çıkış bölümünde bu sayı 7 cins ve 8 tür olarak belirlenmiştir. Çalışılan alandan derlenen 26 örnekte 28 familya ve 23 altfamilyaya ait 44 cins ile 86 tür saptanmıştır. İstanbul Boğazı ortalama 36.00 m derinlige ve iki farklı akıntı sistemine sahiptir. Boğaz boyunca çoğun kaba kırintılı ve kohezyonsuz malzeme yayılımı görülmektedir. Genellikle çakıl ve kum birimleri baskındır. Çakıl boyutundaki malzemenin büyük bir kısmını kavkı ve kavkı kırintıları oluşturmaktadır. Ancak, İstanbul Boğazı'nın her iki yakasında görülen koy ve körfelerde akıntı hızının oldukça düşük olması ve boğazın genel akıntı sistemine ters yönde akıntıların oluşması sonucu, nispeten sakin sularda ince taneli silt ve kil boyutunda çökellerin depolanması mümkün olabilmektedir. Boğazın orta bölümünde -30.00 m konturu ile sınırlanan ve boğazı kuzeyden güneye doğru bağlayan kanal tabanında güncel çökel kalınlığı azdır. Kuzey ve güney çıkışlarına doğru çökel kalınlığı giderek artmaktadır. Boğazın daraldığı yüksek akıntılı bölgelerdeki bazı kesimlerde ise güncel çökele hiç rastlanılmamakta ve bu sahalarda genellikle taban kayaları yüzeylemektedir. Ayrıca, boğaz tabanında görülen ve derinliği yer yer 110.00 m yi bulan çukurluklar içinde ince taneli kohezyonlu malzemeler (silt ve kil) yer yer artmaktadır. Boğazdaki genel çökel dağılımı blok-kaya, çakıl ve kum ile koy ve körfelerde gözlenen silt ve kil'den ibarettir. Tüm bu veriler İstanbul Boğazı'ndaki çökel dağılımının, boğazın batimetrik yapısı ve akıntı sisteminin kontrolünde gelişliğini ortaya koyar.

DISTRIBUTION OF RECENT BENTHIC FORAMINIFERA AND SEDIMENTS OF BOSPHOROUS

ABSTRACT: In the Bosphorous, recent foraminiferous fauna display three unique assemblages each of which is representative of one of these three sectors: (1) southern sector adjacent to the Marmara Sea, (2) central sector located around the north and south of Beykoz, and (3) the northern sector where the Bosphorous is connected to the Black Sea. The number of genus and species decrease from south to the north. While there are 43 genus and 70 species in the south, these are only 16 and 22 respectively around Beykoz. In the northern sector adjacent to the Black Sea, these numbers get even smaller: only 7 genus and 8 species. We collected a total of 26 representative samples from the Bosphorous. Our palaeontologic study revealed that these samples contained 44 genus and 86 species belonging to 28 families and 23 subfamilies.

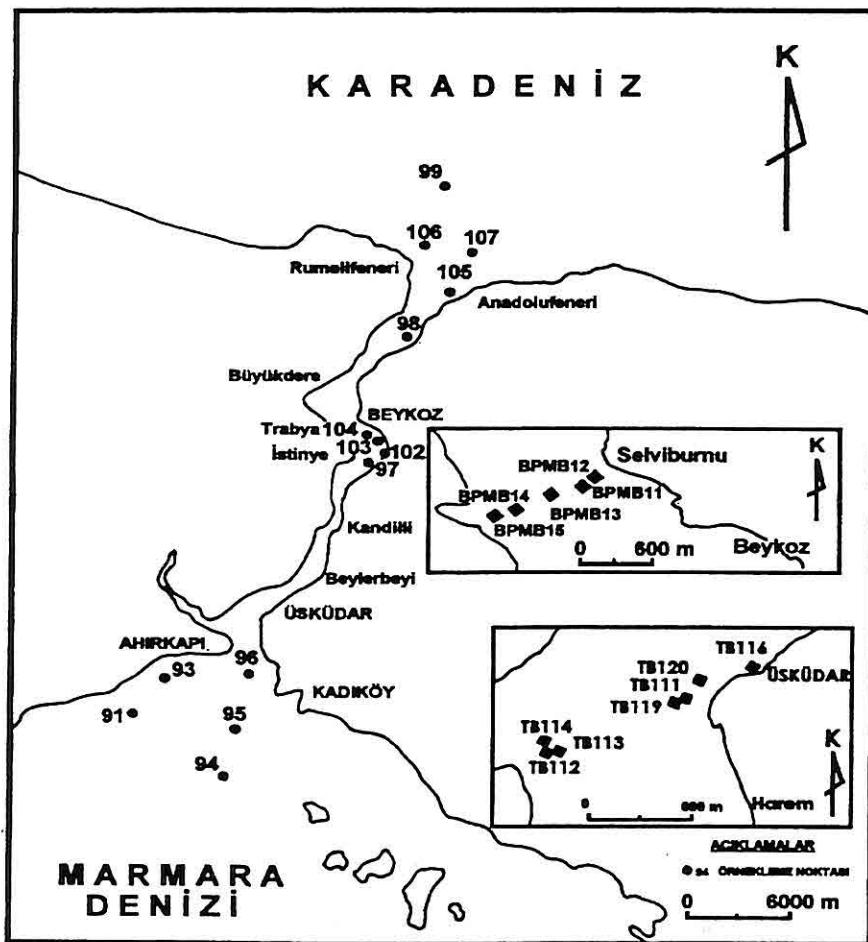
The Bosphorous strait has an average depth of 36.00 m and two-tiered current system. The sedimentary beds on the sea floor are made up basically of a non-cohesive coarse-grained clastic material dominated by pebbles and sand. A great proportion of these pebbles consists of shells and their fragments. Very fine-grained material (i.e. silt and clay) is being precipitated in small bays and inlets around Bosphorous in response to decrease in current velocity due to the local bathymetry or reverse currents. Such fine-grained material is also being deposited in deepest parts (e.g. 110.00 m) of the strait. Recent sediments are considerably thin in the central Bosphorous, where the base of the trough is bounded by -30.00 m contour. This thickness considerably increases to the south and north. There is even no recent sedimentation in the narrowest sections of the strait where the currents are quite strong. In such areas, the basement rocks are exposed on the sea floor. To sum up, the sedimentary deposits in the Bosphorous are represented by two types of clastic materials: (1) non-cohesive coarse-grained clastic material consisting of boulders, pebbles and sand. These are common for most parts of the Bosphorous. (2) silt and mud. They are confined either to the deepest parts of the trough or to small bays. The obtained data indicates that distribution of the sediments along the Bosphorous is strongly controlled by its bathymetry and the current regime.

1. GİRİŞ

İstanbul Boğazı ve çevresinde 1985-1998 yılları arasında bölge ile ilgili muhtelif mühendislik projeleri gereğince yapılan sondajlar ve yine boğazın belirli yerlerinden derlenen genç çökel örnekleri üzerinde (Şekil 1) yürütülen paleontolojik

ve sedimentolojik amaçlı çalışmalar sonucunda İstanbul Boğazı'nın tabanını oluşturan ve Boğaz Çökelleri olarak adlandırılan (Meriç vd., 1988) güncel çökellerin dağılımı belirlenerek (Şekil 4) bunların içermiş olduğu güncel bentik foraminiferler üzerinde ayrıntılı çalışmalar

İSTANBUL BOĞAZI'NIN GÜNCEL BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUĞU VE ÇÖKEL DAĞILIMI



Şekil 1. Mikropaleontolojik örneklemeye noktaları yer bulduran haritası.

yapılmıştır.

Çalışmada Paşabahçe-Yeniköy kuzeyinde 5 sondaja (BPMB-11, BPMB-12, BPMB-13, BPMB-14, BPMB-15) ait yüzey örnekleri ile 6 nokta örneği (97, 98, 102, 103, 104, 105); güneyinde ise yine 7 sondaja (TB-111, TB-112, TB-113, TB-114, TB-116, TB-119, TB-120) ait deniz tabanı yüzeyi örnekleri incelenmiş olup,

boğazın kuzey alanında 3 (99, 106, 107) ve güney alanında da 5 (91, 93, 94, 95, 96) nokta örneği üzerinde araştırma yürütülmüştür.

Araştırma sonucunda boğaz güncel bentik foraminifer topluluğu ile kuzey Marmara Denizi ve İstanbul Boğazı Karadeniz çıkış alanı foraminifer toplulukları arasında bir fark olduğu

anlaşılmıştır. Amaç, İstanbul Boğazı bentik foraminiferleri ile gerek batı Karadeniz gerekse Haliç ve kuzey Marmara Denizi bentik foraminifer toplulukları arasındaki benzerlik ve ayıralıkları ile çökel dağılımını Eryılmaz ve Aydın (1997)'in haritası ile deneşirerek ortaya koymaktır.

İki farklı akıntı sistemine sahip olan İstanbul Boğazı'nın ortalama derinliği 36.00 m dir. Boğazın Karadeniz girişinde derinlik 70.00-75.00 m iken, Marmara Denizi çıkışında 30.00-35.00 m ye düşmektedir. İstanbul Boğazı Kanlıca-Emirgan arasında oldukça daralar ve bu özellik genel olarak Beylerbeyi-Ortaköy hattına kadar korunur. Değinilen bölgede boğazın kıyıdan derinlere doğru inişi yar şeklinde olup, deniz altı topoğrafyası oldukça dik eğimlidir ve boğaz boyunca bir kanalın varlığı görülmektedir. İstanbul Boğazı'nın bu morfolojik yapısı ve iki tabakalı akıntı sistemine sahip oluşu bölgenin çökel dağılımı üzerinde önemli bir etkendir. Araştırma sırasında gerek boğazın Karadeniz ve gerekse Marmara Denizi çıkış alanları dahil olmak üzere 579 tortul örnek değerlendirilmesi yapılmıştır.

2. BÖLGENİN BATİMETRİSİ VE MORFOLOJİK YAPISI

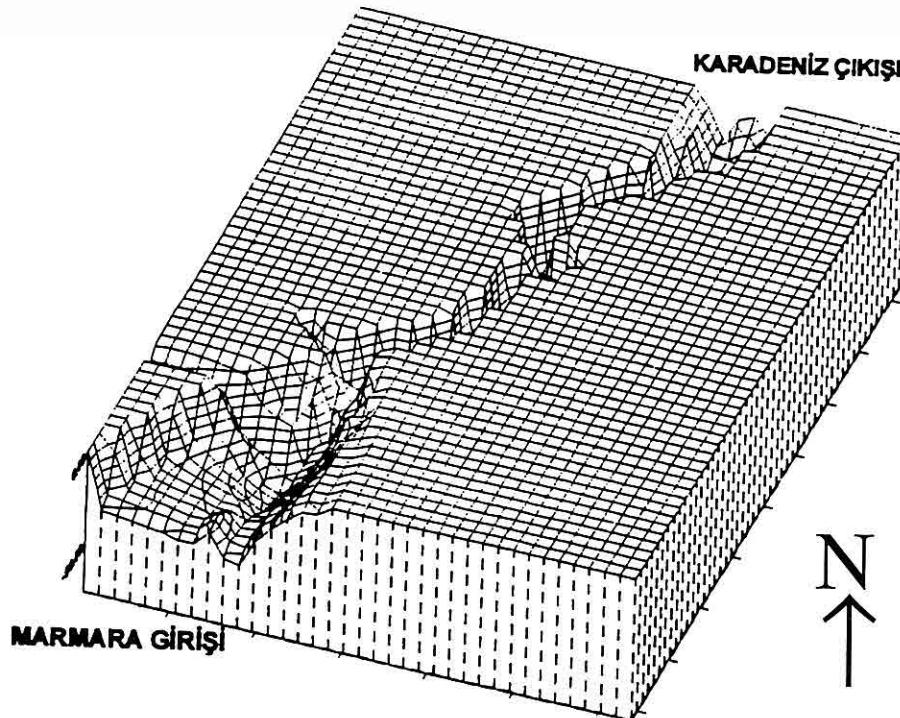
Karadeniz'den Marmara Denizi'ne kadar uzanan ve ortalama - 30.00 metrede takip edilen kanal şeklindeki morfolojik yapı boğaz boyunca görülmektedir. Ayrıca, boğazda gelişigüzel dizilmiş, uzun ekseni boğaz eksene paralel ve 110.00 m derinliğe

ulaşan çukurluklar bulunmaktadır. Bunların en derin olan iki tanesi (yaklaşık 104.00 ve 110.00 m) Kandilli Burnu önlerinde yer alır (TR 2921). Dip yapısında yer yer, düzgün olmayan keskin kaya sırtları ile engebeler bulunur. Yine, boğazın kuzeyinde ve güneyinde iki topuğun varlığı bilinmektedir. Güneydeki topuk boğazın yaklaşık 2.00 km dışında ve 32.00 m derinliktedir. Kuzeydeki topuk ise yine yaklaşık 4.00 km boğazın dışında ve 60.00 m derinliktedir. Akıntı sınır yüzeyi bu kadar derin olmadığı için topoğrafya göre alt akıntıının Karadeniz'e ilerlemesi mümkün olmamaktadır. Keza bu topukların boğaz dinamiği üzerinde önemli etkileri vardır (Şekil 2).

Boğaz, Karadeniz girişinde Rumelifeneri-Anadolufeneri arasında 80.00 m derinliğe ulaşır (Şekil 2). Umuryeri ve Paşabahçe önlerinde kum bankları oluşmuştur. Baltalimanı önleri de boğazın en derin olan yerleridir (110.00 m). Marmara Denizi'ne doğru derinlik giderek azalır ve Üsküdar-Beşiktaş arasındaki derinlik yaklaşık 35.00-40.00 m'yi bulur. Tophane-Şemsipaşa arası 34.00 m ile boğazın en sık kesimini oluşturmaktadır. Boğazın güney çıkışındaki derinlik ise Sarayburnu önlerinde 50.00 m civarına ulaşır (TR 2921) (Şekil 2).

3. AKINTI

İki farklı özellikteki suyun ters yönlerde geçiş yaptığı İstanbul Boğazı'nda yüzey ve dip akıntıları Karadeniz ile Ege Denizi arasındaki düzey

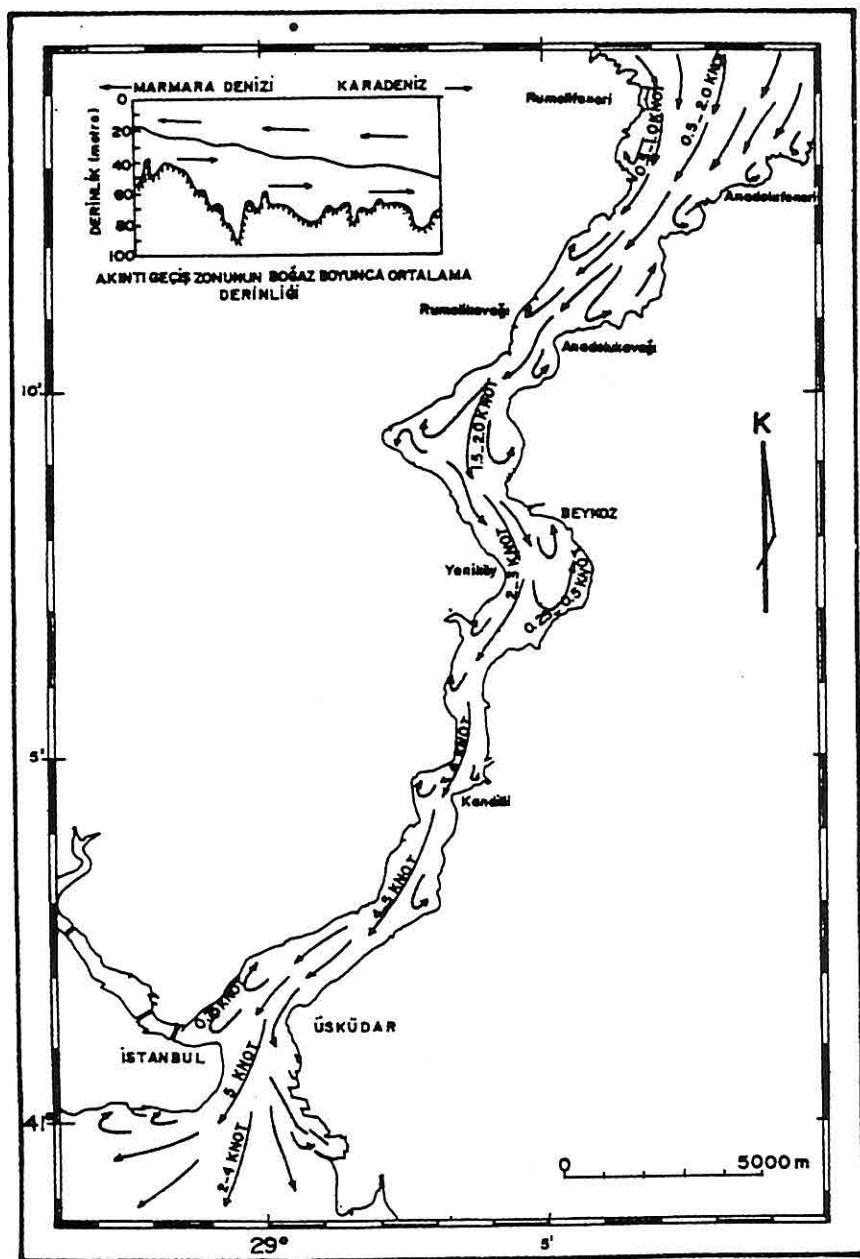


Şekil 2. İstanbul Boğazının batimetrik yapısı (ölçeksiz).

ve yoğunluk farklarından meydana gelmektedir. Bu akıntılar meteorolojik faktörlere ve mevsimlere göre farklılık sunar. Boğazın kuzey girişinde yüzey akıntı süratı 0.5-0.7 knot, Fil Burnu açıklarında 1/2 knot, Anadolu Kavağı önlerinde 1-1.5 knot, Çubuklu önlerinde 2-3 knot, boğazın en dar kesimleri olan Akıntı Burnu ve Beylerbeyi önlerinde 4-5 knot, Üsküdar-Beşiktaş arasında 3-4 knot olarak gözlenmiştir. Ancak, kuzey rüzgarları ile bu sürat 7-8 knot'a yükselir (TR 2921) (Şekil 3).

4. ÖRNEKLEME VE METOD

Bu çalışmada sedimentolojik açıdan Ekim 1999 tarihine kadar SHOD (Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi) tarafından, İstanbul Boğazı ile boğazın Karadeniz ve Marmara Denizi çıkış alanlarından derlenen 579 adet çökel örneği kullanılmıştır. Bu örnekler grab ve



Şekil 3. İstanbul Boğazında yüzel akıntı haritası.

İSTANBUL BOĞAZI'NIN GÜNCEL BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUĞU VE ÇÖKEL DAĞILIMI

gravite corer kullanılarak deniz tabanı yüzeyinden alınmıştır. Zeminin cinsini ve tane büyüklüklerini belirlemek için alınan örnekler elek ve ıslak analize tabi tutulmuş ve sonuçlar Folk (1974)'un üçgen diyagramında sınıflandırılmıştır. Bu sonuçlar batimetri haritası ile birlikte değerlendirilerek tane büyülüğüne göre bölgenin 1/40.000 ölçekli çökel dağılım haritası hazırlanmıştır (Şekil 4).

5. ÇÖKEL DAĞILIMI

İstanbul Boğazı'nda çökel dağılımı, boğazın akıntı sistemi ile batimetrisi ve morfolojik yapısından etkilenmektedir. Akıntı hızının fazla olduğu bölgelerde ince taneli çökel birikmemekte; genellikle kaba taneli malzeme depolanmaktadır. Dip akıntıları nedeni ile kanal tabanında bazı yerlerde çökel ya yoktur ya da çok incedir. Genellikle çakıl, kum, kavaklı parçaları ve bazı yerlerde silt görülür. Boğazın kıyısında yer alan ufak koy, körfez ve liman gibi yerlerde genellikle ince taneli silt, kil ve çamur bileşenli malzeme depolanmaktadır. Dip akıntısı ve eğim arttıkça çökelin birikimi mümkün olmamaktadır. Çökeller % 10 ve daha fazla eğim gösteren alanlarda bulunmamaktadır (Şekil 4).

İstanbul Boğazı'nda çökel dağılımı üç ana baskın birim içermektedir. Bunlar blok-kayalık, çakıl ve kum ile az olarak da silt birimleridir. Kum birimi yaklaşık 10.00 m derinliğe kadar yayılım göstermektedir ve bol miktarda kavaklı ile kavaklı kıritıntıları içerir. Boğazın çevresinde dağılık olan kesimlerinde dik yamaçlarla denize doğru indiği sahil şeridine denizin

aşındırmasından dolayı yer yer blok şeklinde görülür. Yine, benzer şekilde boğaz boyunca yer alan körfezlerde yüksek kıyıların bulunduğu sahil şeridine de kayalık bölgelerle kumların üzerinde blok şeklinde döküntüler yer alır. 10.00-12.00 m su derinliği olan deniz alanında kum ve siltli birimler yayılım gösterir. Kumlu birimler 10.00-15.00 m su derinliğine kadar devam ettikten sonra yanal olarak kumlu silt ve kumlu çamurlara geçiş gösterir. Bu birimler genellikle 25.00-30.00 m derinliğe kadar devam eder. Bu derinlikten itibaren deniz tabanı çamur ile örtülüdür. Ancak, körfezlerin iç kısmında su derinliğinin ortalaması 20.00 m civarında olmasına rağmen bu alanlar dereelerin getirmiş olduğu malzeme ile kaplıdır (Eryılmaz, 1995 ve 1997). Özellikle koy ve körfezlerde 20.00-30.00 m su derinliğindeki alanlarda silt, kumlu silt ve kumlu çamur yayılım sunar. Çamur ve çamurlu çökeller 50.00-70.00 m ve bundan daha derin olan deniz alanlarında baskındır. Ancak, İstanbul Boğazı'nın bir bölümünü oluşturan Haliç deniz tabanında siltli ve killi birimler ile çamurlar yer almaktadır (Ergin vd., 1991; Eryılmaz 1995 ve 1997). Ahırkapı-Üsküdar arasındaki deniz tabanında kumlu birimler yaygın olup, kumlu çakıl, çakılık kum ve kavaklı silt gibi birimler izlenir. Üsküdar-Beylerbeyi arasında da kavaklı kumlu çakıl, çakılık kum birimleri yer alır. Genellikle çakıl boyutunda kavaklılar gözlenir. Bazı bölgelerde ise çamurlu kumlu çökeller deniz tabanını kaplamıştır. Kandilli-Çubuklu arası alan genellikle

Şekil 4. Tane büyüklüğüne göre İstanbul Boğazının yüzel çökel dağılım haritası
(Eryılmaz ve Aydın, 1997).

- Svarovsky, Buttreworth, 'Solid-liquid Separation, 3rd edition', London, 1990
Turunc, U., USA Patent No: 5,089,1422/18/1992.
- White, E.T., Kaiser, L.K., He, Y., Jensen B., and Stanmore, B.R., 'An Approach for the Laboratory Investigation of Coarse Coal Dewatering by Centrifugation', *Coal Preparation*, 1996, Vol. 17, pp. 47-49.
- Wen., W.W., and Killmeyer, R.P., 'Centrifugal Dewatering and Reconstitution of Fine Coal: The GranuFlow Process', *Coal Preparation*, 1996, Vol. 17, pp. 89-102.
- Veal CJ., Johnston BK., Nicol SK., 'The Potential of Gas Purging For The Reduction of Coal Moisture', Seventh Australian Coal Preparation Conference, Mudgee, Australia September 1995, 9-15.
- Zeitsch, in Solid-liquid Separation, 3rd Edition, edited by L. Svarovsky, Buttreworth, London, 1990, p.476.

susuzlandırmaya büyük bir etkisinin olduğu görülmüştür. Güney Kore antrasit numuneleri üzerinde yapılan deneylerde, temiz antrasit numunesi tüvenan numuneye göre %5.5 daha düşük nem içerikli bir ürün vermiştir. Ayrıca, yapılan testler sonucu temiz ürünü susuzlandırmak için kullanılan flitrelerin kapasitelerinin de arttığı gözlemlenmiştir.

Farklı mineraller (kalsit, kil, kuvars ve galen) üzerinde yapılan susuzlandırma deneylerinde, mineral çeşidinin ve yapısının susuzlandırmaya çok büyük etkiler yaptığı tesbit edilmistir. İnce boyutlu kil ve kalsit numunesi, nisbeten daha iri boyutlardaki kuvars ve kurşun konsantrelerinden daha fazla nemli kek vermektedir. Ayrıca, aynı boyuttaki kurşun mineralinin kuvars mineralinden daha düşük nem içerikli kek verdiği de belirlenmiştir. Bu verilerden, minerallerin spesifik özgül ağırlığının ve yüzey özelliklerinin susuzlandırmada önemli bir rol oynadığı sonucuna varılmaktadır.

İnce boyutlu taneler üzerinde yapılan tüm deneysel çalışmaları sonucu, susuzlandırmaya etki eden faktörler de dikkate alınmasıyla yüksek G-kuvvetlerinde düşük nem içerikli ürünlerin alınabileceği görülmektedir. Sonuç olarak, düşük nemli bu ürünler ıslık kurutucuların maliyetlerini ve çevreye olan etkilerini azaltabilecek niteliktedir.

6. KAYNAKLAR

Ambler, C.M., 'The Evaluation of Centrifuge Performance', *Chemical Engineering Progress*, 1952, Vol. 48, No. 3, pp.150-158

Carman, P.C., "Fluid Flow through Granular Beds", *Trans. Inst. Chem. Eng.*, Vol. 15, pp. 150-166, 1937.

Corapcioglu Y., and Balakrishna J., 'Steady State Centrifugal Cake Filtration' in *Filtration and Separation*, Nov./Dec., 1985, pp 381-386.

Couch, G.R., 'Advanced Coal Cleaning Technology', *IEA Coal Research*, Dec. 1991.

Gray, V.R., "The Dewatering of Fine Coal", *J. Inst. Fuel*, Vol. 31, p.96-108, 1958.

Leonard, III, J.W., 'Coal Preparation, Fifth Edition', Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc., Littleton – Colorado, 1991.

Leung, W., Yarnell, R., and Quinn, T., 'In-situ Reslurrying and Dewatering in Screen bowl Centrifuge', *Filtration & Separation*, September 2000, pp. 43-49.

Lockhart NC., Veal CJ., 'Coal Dewatering: Australian R&D Trends', *Coal Preparation a Multinational Journal*, USA, 1996.

Moudgil, B.M., and Scheiner, B.J., 'Flocculation and Dewatering', United Engineering Trustees, Inc., 1989.

Muralidhara, H.S., 'Sludge dewatering by centrifugation', *Fluid/Particle Separation Journal*, Vol. 2, No:1, March, 1989.

Osborne D.G., 'Solid - Liquid Separation', *Coal Preparation Technology*, Chapter 10, Volume 1, Indonesia, 1988.

Rushton A., and Spear M., 'Centrifugal Filtration & Separation', in *Filtration and Separation*, May/June 1975, pp. 254-257.

tanelerin yüzeyleri ince bir film şeklinde suyla kaplanır. Ayrıca, kil minerali yapısı itibarı ile suyu tabakalar arasında tutma özelliğine de sahiptir. Yani ortamındaki suyu alarak şişer ve kekin toplam nem içeriğini artırır. Bütün bu etkenler göz önüne alındığında kil ve kalsitİN daha fazla nem içerikli kek vermesi son derece doğaldır.

Tablodaki kuvars ve kurşun konsantreleri ilk iki numunenin aksine daha iri boyutlardadır. Bunun sonucu olarak bu minerallerin kek nemlerinin düşük olması beklenir. Bu iki numune kendi arasında karşılaştırıldığında ise kurşun konsantresinin kuvars konsantresinden daha düşük nemli bir kek verdiği görülmektedir. Bunun en büyük nedeninin ise galen mineralinin spesifik özgül ağırlığının (7.5 g/cm^3), kuvarsından (2.65 g/cm^3) daha fazla olmasından kaynaklanır. Litareür çalışmalarından da görüldüğü üzere yüksek özgül ağırlıklı mineraller düşüğe göre daha sıkı kek vermekte ve nem bu kek içerisinde fazla kalamamaktadır (Svarovsky 1990, Leonard 1991, Corapcioglu Y., 1985). Buna ilave olarak, kurşun konsantresinin yüzey hidrofobisitisinin kuvarsından daha yüksek olması ve daha fazla suyun galen mineralleri yüzeyinden uzaklaştırması da etkili olmuştur.

5. SONUÇLAR

İnce taneli malzemelerin susuzlandırılması deneylerinde, G-kuvvetinin ve sepet (basket) dönüş süresinin önemli faktörler olduğu

anlaşılmıştır. -0.5 mm boyutlu Virginia temiz kömür numunelerinin susuzlandırılması için gerekli G-kuvvetin 2000 G ve dönüş süresinin ise 30 saniye olduğu saptanmıştır. Daha yüksek G-kuvvetlerin ve sürenin nem üzerinde fazla bir etki yapmadığı görülmektedir. Ayrıca, 2000 G nin üzerindeki kuvvetler sepetin iç kısımlarının kısa sürede aşınmasına ve enerji tüketiminin artmasına sebep olabilmektedir.

Malzemelerin santrifüj ile susuzlandırmasında en önemli parametrenin tane boyutu (veya yüzey alanı) olduğu anlaşılmıştır. Kömür ve mineral konsantreleri üzerine yapılan susuzlandırma deneylerinde boyut küçültükçe veya tanelerin yüzey alanları büyüğükçe, kekin nem içeriği belirgin bir şekilde artmaktadır.

Yapılan deneyler sonucu, kek kalınlığı arttıkça kekte bulunan nemin az bir miktar arttığı tesbit edilmiştir. Fakat sonuçlara genel olarak bakıldığından, kek kalınlığı ile nemin fazla değişmediği görülebilir. Örneğin, kek kalınlığı 5 kat artırıldığında, nem içeriği yaklaşık %2 artabilmektedir.

Australya kömür numuneleri üzerinde yapılan pülp sıcaklığının susuzlandırmaya etkileri ile ilgili deneylerde, sıcaklığın nemin düşürülmesinde bir etken olabileceği tesbit edilmiştir. Bu artışın ise yüksek sıcaklıklarda suyun viskozitesinin düşürülmeye dayanırlıbilir. Fakat pülp sıcaklığının artırılmasının susuzlandırma için ekonomik olup olmayacağı henüz araştırma konusudur.

Kül içeriğinin susuzlandırmaya etkileri ile ilgili yapılan deneylerde, külün

İNCE BOYUTLU TANELERDEKİ NEMİN YÜKSEK SANTRİFÜJ KUVVETLER UYGULANARAK UZAKLAŞTIRILMASI

Mineral Çeşidinin Etkisi: Bu deneylerde, dört farklı mineral numunesi (kalsit, kil, kuvars ve galen) susuzlandırma testlerine tabi tutulmuştur. İlk numuneyi özel bir firmaya ait olan ve Pittsburgh'da bulunan tesislerden elde edilen kalsit numunesi (-2 mm) oluşturmaktadır. Çok ince boyuta sahip olan bu numune suni olarak kimyasal çökelme işlemleri sonucu elde edilmiştir. Numune yüzeyini daha fazla hidrofobik (su sevmey) yapabilmek için bu numune 500 g/ton Na oleat kullanılarak pH 9.6'da yüzdürülmüştür. İkinci numune dünyanın en büyük kaolin kil rezervlerinden birine sahip olan Berezilya'dan alınmıştır. Tamamı -2 mm boyuta sahip bu numune 800 g/ton Dodecylaminehydrochloride (DAHCl) ve 150 g/ton MIBC kullanılarak pH 9.1'de yüzdürülmüştür. Daha sonra ise flotasyon ürünü 350 g/ton Süper Floc 214 tipi flokülant kullanılarak tikiner işlemeye tabi tutulmuş ve numunenin katı oranı artırılmıştır. Üçüncü malzeme Tennessee-ABD'de bulunan ve kuvars kumu işleyen bir şirketten alınmıştır. Söz konusu kuvars kumu (-38 mm) 150 g/ton DAHCl ve 75 g/ton MIBC kullanılarak pH 9.2'de yüzdürülmüştür. Dördüncü numuneyi ise İsviç'ten getirilen kurşun konsantresini oluşturmaktadır. Yapılan ilk çalışmalarla bu konsantrenin taşıma esnasında oksitlendiği ve yüzey özelliklerini kaybettiği gözlemlenmiştir. Bu nedenle söz konusu numune 1.5 dakikalık bir süre ile bilyalı dejirmende öğütülerek yüzeydeki oksit tabakası giderilmiş ve 50 g/ton ksantat ve 50 g/ton'da MIBC kullanılarak pH 9.0'da tekrar

yüzdürülmüştür. Flotasyon deneylerindeki tüm pH değerleri kireç kullanılarak artırılmıştır. Tüm numuneler tikiner işlemlerinden geçirdildikten sonra 2000 G kuvvetinde ve 1 cm kek kalınlığında susuzlandırma işlemlerine tabi tutulmuş ve elde edilen sonuçlar Tablo 6'da verilmiştir.

Tablo 6. 2000 G - kuvvetinde kalsit, kaolin kili, kuvars kumu ve kurşun konsantreleri üzerine yapılan susuzlandırma deneylerinin sonuçları

Sepet Dönüş Süresi (sn.)	Kekin Nem İçeriği (%)				
	Kalsit	Kaolin	Kuvars	Galen Kili	Kumu (-2 µm)
0	70.4	60.8	41.2	21.6	
15	57.2	51.4	27.1	14.5	
30	55.0	47.6	25.3	12.4	
60	52.3	46.0	24.1	11.8	
120	50.4	44.8	23.7	11.5	

Tablo 6'daki verilere göre, mineral çeşidine ve boyutuna bağlı olarak yapılan deneylerde, kek içerisindeki nemin bariz bir şekilde değiştiği görülmektedir. Aynı şartlarda yapılan deneylerde kil ve kalsit numuneleri daha yüksek nem içerikli kek vermektedir. Bunda boyutun, malzeme yapısının ve yüzeyin kimyasal yapısının büyük bir etken olduğu ortaya çıkmaktadır. Bilindiği üzere kil ve kalsit yüksek dereceli islanabilir (düşük temas açısı) özelliğe sahiptir. Başka bir deyişle,

viskoziteli sıvı kek içerisindeki kapalı basıncın düşük olmasına neden olmaktadır. Sıcaklığın nihai ürünün nemine etkileri ile ilgili deneysel çalışmalar kömür ve endüstriyel mineraller üzerine devam etmekte ve ekonomik analizleri değerlendirmektedir.

Tablo 4. 2000 G-kuvvetinde yapılan susuzlandırma deneylerinde, sıcaklığın Avustralya kömür (-1mm) numunesinin susuzlandırılması üzerine etkileri

Sepet Süresi Dönüş (sn.)	Kekin Nem İçeriği (%)			
	Uygulanan Pülp Sıcaklığı (°C)	20	40	60
0	36.4	35.7	35.2	
15	22.5	21.5	20.1	
30	21.4	20.2	19.4	
60	20.8	19.7	18.9	
120	20.4	19.5	18.7	

Külün Etkisi: İnce boyutlu tanelerin santrifüje susuzlandırılması deneylerinde Güney Kore'den alınan ve metalurjik amaçla (yüksek karbonlu çelik üretimi gibi) tüketilen antrasit numuneleri kullanılmıştır. -3 mm boyutlu antrasit numunesi bilyalı değişimde öğütüller 0.5 mm altına indirilmiş ve bir kısmı 300 g/ton kerosene ve 75 g/ton MIBC kullanılarak yüzdürülmüştür. Tüvenan numunenin kül içeriği %23.4 ve temiz kömürün kül içeriği ise %7.8 olarak

belirlenmiştir. 2000 G-kuvveti ve 1 cm kek kalınlığında küllü ve külsüz numunelerle yapılan susuzlandırma deney sonuçları Tablo 5`de verilmiştir.

Yüksek kül içeriği tüvenan numune ile yapılan deneylerde, kekin nem içeriği iki dakikalık bir dönüş süresi sonucu %38.6`dan %23.1'e kadar düşürülebilmiştir. Bunun aksine, tüvenan numune flotasyona tabii tutularak temizlenmesi sonucu elde edilen temiz kömürde çok daha iyi bir sonuç elde edilmiştir. Aynı susuzlandırma şartlarında nem içeriği %38.6`den %17.6`ya kadar düşürülmüştür. %5.5`lik bu fark, külün susuzlandırmaya büyük bir etkisinin olduğunu göstermektedir. Örneğin, çok ince taneli kil parçacıkları antrasit yüzeyini kaplayarak, yüzeyin ıslanabilirlik özelliğini artırmakta ve kek içerisindeki porların su tutma kabiliyetini yükseltmektedir. Bunun bir sonucu olarakda yüksek küllü ürünler daha yüksek nemli kek verebilmektedir.

Tablo 5. 2000 G-kuvvetinde yapılan deneylerde, kül içeriğinin Antrasit numunelerinin (-0.5 mm) susuzlandırılması üzerine etkisi

Sepet Dönüş Süresi (Sn.)	Kekin Nem İçeriği (%)	
	Numunenin Kül İçeriği (%)	%23.4 (Tüvenan) %7.8 (Temiz)
0	38.6	38.6
15	26.9	21.5
30	24.2	19.4
60	23.7	18.0
120	23.1	17.6

*İNCE BOYUTLU TANELERDEKİ NEMİN YÜKSEK SANTRİFÜJ KUVVETLER
UYGULANARAK UZAKLAŞTIRILMASI*

Kek Kalınlığının Etkisi: Kek kalınlığının susuzlandırmaya etkisi ile ilgili deneyler Pittsburgh kömür numuneleri üzerinde yürütülmüştür. Tüvenan kömür numuneleri 0.5 mm altına kırıldıkten sonra, 500 g/ton kerosene ve 125 g/ton MIBC kullanılarak yüzdürülmüştür. Numunenin kül içeriği %9.2 ve toplam kükürt içeriği ise %1.36 olduğu yapılan analizlerle tespit edilmiştir. Tablo 3'de verilen test sonuçları tikiner işleminden sonra elde edilen yüksek katı içerikli (%38.6) numunelerin sonucunu yansıtmaktadır.

Tablo3. 2000 G`de yapılan susuzlandırma deneylerinde kek kalınlığının Pittsburgh kömür numunesinin (-0.5 mm) susuzlandırılmasına etkileri

Sepet Sür. Dönüş (sn.)	Kekin Nem İçeriği (%t) Kekin Kalınlığı (cm)		
0	0.5	1.5	2.5
15	38.6	38.6	38.6
30	23.2	24.5	24.9
60	21.0	22.7	23.2
120	20.3	21.8	22.4
	20.1	21.0	21.7

Yapılan susuzlandırma deneyleri sonucu ince taneli kömürde bulunan nemin, kek kalınlığına bağlı olarak bir miktar arttığı belirlenmiştir. Tablo 3`den de görüldüğü gibi, 30 saniyelik bir dönüş süresi sonucu 0.5 cm ve 2.5 cm kek kalınlığındaki numunenin nem farkı %2.2

kadar olmaktadır. Bu deneylerden, kalın keklerde kek içerisinde bulunan suyun taşınmasının ve kekten atılmasının daha zor olduğu sonucuna varılmıştır. Diğer bir deyişle, santrifüj kuvvetler, kek kalınlığı arttıkça etkisini bir miktar azaltabilmektedir.

Pülp Sıcaklığının Etkisi: Pülp sıcaklığının etkileriyle ilgili testlerde Avustralya taş kömürü numuneleri kullanılmıştır. Temsili olarak alınan bu numune kırılıp öğütüldükten sonra flotasyon işlemleriyle temizlenmiştir. Flotasyon işlemleri sonucu elde edilen % 6.4 kül ve %0.84 toplam kükürt içerikli temiz kömür (-1 mm) tikinerden geçirildikten sonra susuzlandırma deneylerine tabi tutulmuştur. Söz konusu testlerde oda sıcaklığı 20°C, 40°C ve 60°C pülp sıcaklıklarını denenmiştir. Bu deneylerde pülp ısıtmak için bir ısıtıcı hotplate ve sıcaklığı tespit edebilmek içinde bir termometre kullanılmıştır. 2000 G-kuvvetinde ve 1.5 cm kek kalınlığında elde edilen deney sonuçları Tablo 4'de verilmiştir.

Sıcaklığa bağlı olarak Avustralya kömür numuneleriyle yapılan deneylerde, suyun kekten uzaklaştırılması sıcaklıkla birlikte bir miktar arttığı görülmüştür. Örneğin, 2000 G ve 120 saniye süre ile yapılan deneylerde normal, 40°C ve 60°C pülp sıcaklıklarında elde edilen ürünlerin nem içerikleri sırası ile %20.4, %19.5 ve %18.7 olmuştur. Sıcaklığa bağlı olarak nem içeriklerinde meydana gelen azalmanın, yüksek sıcaklıklarda suyun viskozitesinin düşük olmasına bağlanabilir. Bilindiği üzere, düşük

düşürülürken, 2000 G ve 4000 G-kuvvetlerinde bu değerler %18.4 ve %16.3 olmaktadır. Çalışma koşulları ve yüksek G kuvvetinin basket yüzeyinde oluşturabileceği aşınmalar da dikkate alındığında, bu numune için G-kuvvetinin 2000 G olabileceği görülmektedir. Ayrıca, 30 saniyelik bir basket dönüş süresi susuzlandırma için yeterli olabilmektedir. Bu sürenin sonundaki dönüş süreleri, nihai ürünündeki nemin içeriğini pek fazla değiştirmemektedir.

Yüksek santrifüj kuvvetlerde, nemin ince tenelerden daha kısa bir sürede uzaklaştırılması, susuzlandırma esnasında nemin kekten ayrılma kinetiğine bağlı olduğu sonucuna varılmaktadır. Diğer bir deyişle, yüksek santrifüj kuvvetlerle kek içerisindeki su molekülleri daha kısa bir sürede uzaklaştırılmaktadır. Bu durum santrifüj flitrelerin diğer flitrelerle (vakum ve pres flitreler) göre bir avantajı sayılmakta ve kullanımları özellikle kömürlerin susuzlandırmasında her geçen gün daha da artmaktadır.

Tane Boyutunun Etkisi: Tane boyutunun (veya yüzey alanının) susuzlandırmaya etkilerini belirlemek amacıyla yapılan deneylerde, British Columbia-Kanada taş kömürü numuneleri kullanılmıştır. Söz konusu numune flotasyon ve spiral ürünler karşılaştırarak elde edilmiş. Deneylerde kullanılan bu numunenin kül içeriğinin 8.7% ve kükürt içeriğinin ise %1.14 olduğu şirket yetkilileri tarafından rapor edilmiştir. Bu temiz kömür belirli boyutlu elekler kullanılarak -0.1 mm, -0.5 mm, -1.5 mm ve -1 +0.5 mm boyut gruplarına

200

ayrılmıştır ve tikinerden geçirilerek katı oranları artırılmıştır. 1 cm kek kalınlığında yapılan deneyler sonucu elde edilen kekin nem içerikleri Tablo 2'de verilmiştir.

Tablo 2'deki sonuçlara göre, tane boyutunun susuzlandırmaya etkisinin en büyük parametrelerden biri olduğu anlaşılmaktadır. Başka bir deyişle, tane boyutu küçüldükçe, kekin nem içeriğide doğal olarak artmaktadır. Örneğin, 30 saniyelik bir susuzlandırma işlemi sonucunda, -0.1 mm, -0.5 mm, -1.5 mm ve -1 + 0.5 mm boyutlu numuneler sırası ile %30.8, %24.5, %18.2 ve %13.8 nem değerleri vermektedir. Bunun nedeninin, ince boytlarda tane yüzey alanlarının yüksek olması, kekin kapileri basıncının artması ve kek resistansının yüksek olmasına bağlanabilir. Söz konusu tablonun son kolonundaki nem değerleri, bu sonucu açıkça desteklemektedir, İri boyutlu taneler düşük yüzey alanına sahiptir ve düşük nemli kek vermektedir.

Tablo 2. 2000 G - Kuvvetinde yapılan susuzlandırma deneylerinde Kanada kömür numunelerinin boyuta bağlı olarak nem değişimleri

Sepet

Dönüş Süresi (sn.)	Kekin Nem İceriği (%)				
	Seçilen Tane Boyutları (mm)	-0.1	-0.5	-1.5	-1+0.5
0	44.7	39.5	35.3	33.8	
15	32.1	26.7	21.9	15.2	
30	30.8	24.5	18.2	13.8	
60	29.5	23.3	17.5	13.1	
120	29.2	22.2	17.0	12.6	

İNCE BOYUTLU TANELERDEKİ NEMİN YÜKSEK SANTRİFÜJ KUVVETLER UYGULANARAK UZAKLAŞTIRILMASI

araştırılmıştır. G-kuvveti 250, 500, 1000, 2000 ve 4000 G olarak seçilmiş ve her susuzlandırma koşulunda 15, 30, 60 ve 120 saniyelerle deneyler gerçekleştirilmistir. Deneylerin gerçekleştirildiği sepet (12 cm capında, 10 cm yüksekliğinde ve 4 mm et kalınlığında) paslanmaz çelikten yapılmış olup sıvı madde geçirgenliği artırmak için yüzeyi tamamen 2 ve 3 mm çaplı delicilerle delinmiştir. Ayrıca, numunelerin dışarıya taşmasını önlemek içinde yine aynı malzemeden yapılan bir kapak sepet üzerine vidalarla tutturulmuştur. Sepetin dönüş hızı ise elektronik olarak kontrol edilmiştir. Sepet içerisinde konulan flitre bezi nem tutma özelliği pek olmayan polimerik bir maddeden (polyester) yapılmıştır.

4. DENEY SONUÇLARININ İRDELENMESİ

G-kuvvetinin Etkisi: G-kuvvetinin ince taneli malzemelerin susuzlandırmásındaki etkilerini belirlemek amacıyla bir dizi deneyler yapılmıştır. Bu deneylerde Virginia taş kömürü numuneleri kullanılmıştır. Özel bir madencilik şirketine ait olan tüvenan numuneler kırılıp öğütüldükten sonra 0.5 mm boyutlu elekle elenmiş ve -0.5 mm boyut fraksiyonu flotasyon işlemlerine tabi tutulmuştur. Bu kademedede, numune kollektör (300 g/ton gazyağı) ve köpürtücü (75 g/ton MIBC) kullanılarak Denver Flotasyon ünitesinde temizlenmiştir. %6.8 kül ve %1.08 toplam kükürt içeren temiz ürün daha sonra bir huni içerisinde flitre kağıdı kullanılarak

süzülmüş ve katı oranı 20% den %60`lara çıkartılmıştır. Deneyler süzülmüş üründen belirli miktarlarda alınarak basket içerisinde konulması ile gerçekleştirılmıştır. 1.5 cm kek kalınlığında yapılan deney sonuçları Tablo 1`de görülmektedir.

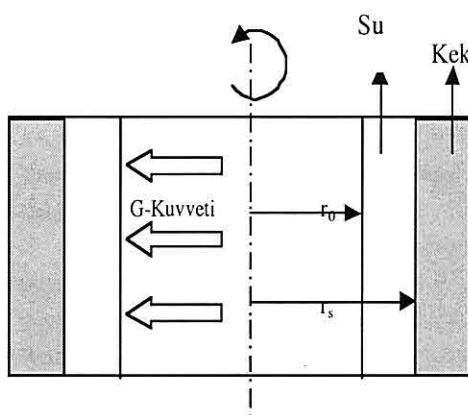
Tablo 1. Santrifüp kuvvetlerin zamana bağlı olarak ince boyutlu Virginia kömür numunesinin (-0.5 mm) susuzlandırılması* üzerinde etkileri.

Sepet Dönüş Süresi	Kekin Nem İçeriği (%) Uygulanan G-kuvvetler (sn.)
	250 500 1000 2000 4000
0	40.2 40.2 40.2 40.2 40.2
15	31.7 27.3 23.0 21.4 20.6
30	28.9 24.8 21.5 19.5 17.4
60	28.2 23.6 20.9 18.7 16.6
120	27.8 23.3 20.2 18.4 16.3

* 12 cm çaplı basket(sepet), basket içerisinde flitre bezi konulmuştur, tuvenan numune kırılıp öğütüldükten sonra 300 g/ton gazyağı(kerosene) ve 75 g/ton MIBC kullanılarak yüzdürülmüştür, deneyler tikiner sonucu elde edilen yüksek katı içerikli numuneler üzerinde gerçekleştirilmiş,kek kalınlığı 1.5 cm'dır.

Tablo 1`den görüldüğü gibi, ince boyutlu kömür tanelerinden suyun uzaklaştırılması, artan G-kuvvetine ve basket dönüş süresine bağlı olarak artmaktadır. 250 G-kuvveti ve 120 saniyede gerçekleştirilen testler sonucu kekin nem içeriği %40.2`den %27.8

îçerisindeki durumları Sekil 1`de görülmektedir (Zeitsch, 1990).



Sekil 1. Susuzlandırma esnasında sepet içerisindeki sıvı ve katının görünümü.

Svarovsky denklemden, keke uygulanan basınç farkı dönüş hızına w ve kek üzerindeki suyun kalınlığına ($r_s - r_0$) bağlı olduğu açıkça görülmektedir. Bu denkleme göre, kek üzerindeki suyun seviyesi kek yüzeyi ile aynı olduğunda (örneğin $r_s = r_0$), ΔP sıfıra eşit olur. Eğer su seviyesi yüzeyin daha da altına inerse ($r_0 > r_s$), kek üzerine uygulanan basınç negatif dönüşür ve bu olaya flitrasyonda sifon etkisi olarak adlandırılır (Rushton A., 1975, Muralidhara, 1989).

3. DENEYSEL ÇALIŞMALAR

3.1. Malzeme

Deneyleerde Virginia, Pittsburgh, British Columbia-Kanada ve Avustralya taş kömürü nümunesi ve Güney Kore antrasit numunesi kullanılmıştır. Bunun yanında, Pittsburgh kalsit (kimyasal çökelme sonucu elde edilmiş), Brezilya

kaolin kili, Tennessee kuvars kumu ve İsviç kurşun konsantreleri de testlerde kullanılmıştır. Kömür numuneleri ilgili bölgelerde bulunan özel firmalardan temsili bir şekilde alınmıştır. Temiz ürünler direkt olarak, tüvenan olanlar ise laboratuvarlarda flotasyona tabi tutulduktan sonra elde edilen düşük kül ve kükürtlü ürünler susuzlandırmada kullanılmıştır. Mineral numuneleri ise yine aynı şekilde flotasyona tabi tutulduktan sonra deneylerde kullanılmıştır. Susuzlandırma öncesi yapılan flotasyon işleminin diğer önemli bir amacı ise kimyasal maddeler kullanılarak tane yüzeylerinin ıslanma özelliklerinin azaltılmasıdır.

3.2. Yöntem

Deneyleerde, tikner işlemlerinden geçirilen ve yüksek katı içeren numuneler üzerinde gerçekleştirilmişdir. sepet içerisinde konulan numuneler (200 gr ile 600 gr) öngörülen basket dönüş hızı sağlandıktan sonra, belirli süreler kadar susuzlandırma işlemlerine tabi tutulmuştur. Susuzlandırma bittikten sonra, sepet içerisindeki numune dışarı alınmış, temsili olarak bir miktar numune tartılmış ve etüv içerisinde 105 °C`de bir gece bekletilmiştir. Numuneler denge ağırlığına geldikten sonra, dışarı alınıp desikatör içerisinde soğutulmuştur. Daha sonraki aşamada, kuru haldeki ürünler tekrar tartılarak nem içerikleri belirlenmiştir.

Deneyleerde, G-kuvveti, sepet dönüş süresi, tane boyutu, pülp sıcaklığı, kek kalınlığı, kül içeriği ve mineral tiplerinin susuzlandırmaya olan etkileri

tanelerin çevreye olan etkileri de azaltılmış olacaktır. Söz konusu çalışmalarda, ince boyutlu taş kömürü, antrasit ve mineral tanelerinin farklı parametrelerde yüksek G-kuvvetleri uygulanarak susuzlandırılması çalışmaları gerçekleştirilmiş ve elde edilen sonuçlar ayrıntılı olarak irdelenmiştir.

2. TEORİ

Genellikle susuzlandırma amacıyla ince tanelerin oluşturduğu süspansiyon direkt veya katı oranları artırıldıktan sonra santrifüj sepet içerisinde beslenir. Sepet yüzeyi delikli bir yapıya sahiptir ve bu yüzey üzerinde geçirgen bir flitre bezı (veya ince elek) bulunmaktadır. Sepet döndürüldüğünde, taneler suya göre daha yüksek özgül ağırlığa sahip olduğundan kısa bir süre içerisinde flitre bezı yüzeyine çökelirler ve pülp içerisindeki su kek, flitre bezı ve ardından basketin delikli kısımlarından geçerek dışarıya atılır. Suyun kek yüzeyini terk ettiği duruma kadar olan kısma filtrasyon; kekten tamamen ayrıldığı duruma kadar olan kısma da drenaj periyodu denilmektedir. Drenaj kısmı, filtrasyon kısmına göre daha uzun süreilmektedir (Leung 2000, Svarovsky 1990, Leonard 1991, Wen.1996).

Filtrasyon ve drenaj periyotları uygulanan G-kuvvetleriyle çok yakından ilgilidir. Bu kuvvetler basketin dönüş hızına bağlı olarak artar veya azalır. Kek üzerine uygulanan santrifüj kuvvetler, (G), aşağıda verilen eşitlikle tesbit edilebilir (Svarovsky, 1990):

$$G = \frac{r\omega^2}{g} \quad (1)$$

Formüldeki w açısal hızı($1/s$), r santrifüjn yarı çapını(m) ve g ise yer çekimi ivmesini (m/s^2) göstermektedir. Bu formülden, r ve g parametreleri sabit tutulduğunda, keke uygulanan G -kuvveti dönüş hızıyla üstel olarak değiştiği görülür.

100 yılı aşkın bir süredir Darcy kanunu ince boyutlu tanelerin filtrasyonunda kullanılmaktadır. Bu kanuna göre, kek içerisinde geçen suyun oranı Q aşağıda verildiği şekilde yazılabilir (Svarovsky,1990);

$$Q = \frac{K \cdot \Delta P \cdot A}{\mu L} \quad (2)$$

2. Denklemdeki K kekin geçirgenliğine(m^2), ΔP yatağın her iki tarafındaki basınç farkına (Pa), A filtrasyon yüzey alanına (m), m suyun dinamik viskozitesine(N/m) ve L toplam yatak kalınlığı (m) kalınlığına karşılık gelmektedir. Filtrasyon esnasında, kek yüzeyine uygulanan basınç ise basket dönüş hızına ve kek üzerindeki suyun kalınlığına bağlı olarak değişebilir (Svarovsky, 1990, Osborne 1988);

$$\Delta P = \frac{1}{2} \rho \omega^2 (r_s^2 - r_0^2) \quad (3)$$

Denklemde belirtilen r sıvının yoğunluğunu(kg/m^3), r_0 serbest suyun merkezden su yüzeyine olan mesafesini ve r_s de aynı merkezden kek yüzeyine olan uzaklığını göstermektedir. Filtrasyon esnasında, sıvı ve katı birimlerin basket

1. GİRİŞ

İnce boyutlu tanelerin ($0.5 \text{ mm} \times 0$) üretimi son yıllarda giderek artmaktadır. Bunun başlıca nedenleri tüvenan cevher üretiminin makine ile yapılması, ince ve çok ince mineral serbestleştirilmesine bağlı zenginleştirme gereksinimleri, mikro boyutlu seramik ve komposit malzeme üretimi ve ince boyutlu kömürlerin sıvı veya katı yakıt olarak termik santrallerde yakılması olarak gösterilebilir. Ayrıca, yapılan çalışmalar göstermektedir ki ince boyutlu malzeme üretimi teknolojinin gerekliliği önumüzdeki yıllarda da giderek artacaktır (Leung ve dig., 2000; Svarovsky, 1990).

İnce boyutlu tanelerdeki suyun uzaklaştırılması, cevher hazırlama işlemlerinin en zor kısmını oluşturmaktadır. Bu zorluk ince tanelerin hacmine göre daha yüksek özgül yüzey alanına sahip olmasından kaynaklanmaktadır. Bu nedenle endüstride kullanılan ve düşük santrifüj kuvvetlerle çalışan filtreler istenilen miktradaki nemi ince boyutlu tanelerin oluşturduğu kekten uzaklaştırılamamaktadır. Bilindiği üzere, kek içerisindeki fazla su kömürün ıslı değerini ve yakılması esnasında enerji verimini düşürmeye, taşımacılık masraflarını artırmakta, taşıma ve depolama işlemlerini güçlendirmekte, soğuk mevsimlerde malzemenin depolarda donmasına sebep olmakta, tanelerin yüzey oksitlenmesine neden olmakta, kok üretiminde kullanılan kömürün kalitesini düşürmeye ve termik santrallerde korozyonu artırmaktadır (Couch, 1991, Osborne 1988, Wen. ve

dig. 1996)

İnce boyutlu tanelerin ıslı işlemler ile (direk veya indirek döner kurutucular, flaşlı kurutucular ve akışkan yataklı kurutucular) kurutulması bu tür problemlerin üstesinden gelebilmekte, fakat bu yöntem ince tanelerin kurutulma masraflarını artırmakta ve dolayısıyle bu malzemenin ekonomikliğini ortadan kaldırabilmektedir. Buna ek olarak, ıslı kurutucular kurutma işlemlerinin yapıldığı yerlerde gaz ve toz atıkları nedeniyle hava ve toprak kirliliğinde neden olabilmektedir. Bu etkilerin bir sonucu olarak, büyük miktardaki ince taneli kömürler atık barajlarında depolanmıştır; örneğin, ABD'de 2-3 milyar ton ince taneli kömür atık barajlarında bekletilmektedir. Sonuç olarak, ince taneli kömürler ekonomiye kazandırılamamakta ve çevresel etkileri kamuoyu tarafından da geniş olarak tartışılmaktadır (Couch 1991, White, ve dig. 1996, Wen. ve dig. 1996).

Son 20 yıl içerisinde ince boyutlu malzemelerin zenginleştirilmesinde belirgin bir gelişme sağlanmıştır. Bu gelişmeler, ince köpük üreten kolon flotasyonları, jet flotasyonu, Jameson flotasyonu, floküsyon, aglomerasyon, koagülasyon, diğer elektrostatik, magnetik ve gravite ayırcılar şeklinde özettenebilir. Bunun aksine, ince boyutlu ürünlerin susuzlandırılmasında kayda değer pek bir gelişme olmamış ve sorun hala güncellliğini sürdürmektedir (Leung 2000, Osborne 1988). Bu konudaki yeni gelişmeler ve alınacak başarılı sonuçlar, bu alanda faliyet gösteren şirketlere büyük ekonomik yararlar sağlayacak ve ince

İNCE BOYUTLU TANELERDEKİ NEMİN YÜKSEK SANTRİFÜJ KUVVETLERİ UYGULANARAK UZAKLAŞTIRILMASI

Ramazan ASMATULU

Virginia Tech, Department of Mining and Minerals Eng., Blacksburg VA, USA

ÖZET : Bu çalışmada, ince boyutlu taneler yüksek şiddetli santrifüj kuvvetler altında susuzlandırma işlemlerine tabi tutulmuştur. Deneylerde taş kömürü, antrasit ve mineral konsantreleri (kaolin kili, kalsit, kuars ve kurşun) kullanılmış ve deney parametrelerinin (G -kuvveti, sepet dönüş zamanı, parça boyutu, kek kalınlığı, kül içeriği, pülp sıcaklığı ve mineral tipi) susuzlandırmaya etkileri araştırılmıştır. Deneysel çalışmalarдан, ince taneli parçaların yüksek santrifüj kuvvetler altında susuzlandırılabileceği görülmüştür. Elde edilen verilere göre, ince boyutlu malzemelerin kurutulmasında kullanılan termal kurutucuların ekonomik boyutu ile çevreye olan etkilerinin azaltılabileceği tesbit edilmiştir.

REMOVAL OF MOISTURE IN FINE PARTICLES BY APPLYING HIGH CENTRIFUGAL G-FORCES

ABSTRACT : In the present study, fine particles are dewatered by high intensity centrifugal forces. Bituminous coal, anthracite and mineral concentrates (e.g., kaolin clay, precipitate calcium carbonate (PCC), quartz and lead) were subjected to the tests and effects of experimental parameters (G -Force, spin time, particle size, cake thickness, ash content, pulp temperature and mineral types) on dewatering of fine particles were investigated. It was seen from the experimental studies that the fine particles could be dewatered at higher G -Forces. As a result, the cost of thermal dryers and their negative effects on the environment can be decreased.

165-177

Lyman, G. J., 1993, "Application of Line-Length Related Interpolation Methods To Problems In Coal Preparation -I: Mathematical Basis And Simple Washability Data Interpolation", Coal Preparation, Vol. 13, S. 131-156

Leonard, J. W., 1979, "Coal Preparation", Am. Inst. Min. Metall. Pet. Engs. 4th Edition

Osborne, D. G., 1988, "Coal Preparation Technology", Graham & Trotman Ltd. Vol. 1, S. 179-188, London, UK.

Salama, A. I. A., 1994, "Direct Float-Sink or Size Analysis Data Balancing",

Coal Preparation, Vol. 14, S. 29-43

Salama, A.I.A., 1995," Balancing of Density or Size Separation Data", Coal Preparation Vol. 15, S.177-194

Şahin, N., Gürpinar, G., Gürsoytrak, E., Kür, M., Tuncaltı, E., 1999, "Türkiye 'nin Önemli Kömür Yataklarından Derlenen Örnekler Üzerinde Yapılan Yıkama Çalışmaları ve Değerlendirilmesi", Türkiye'de Kömür Politikaları ve Temiz Kömür Teknolojileri Sempozyumu, 21-22 Ekim, S. 116-128

Şahin, N., Tuncaltı, E., Gürsoytrak, E., Gürpinar, G., Kür, M., 2000, "Türkiye Linyitlerinin Yıkınabilirliği", Türkiye 12. Kömür Kongresi, S. 181-192

YÜZDÜRME-BATIRMA TEST SONUÇLARININ KÜKÜRT ORANINA BAĞLI OLARAK MATEMATİKSEL DEĞERLENDİRİLMESİ

4. SONUÇLAR

Yapılan çalışmadan elde edilen sonuçlar aşağıdaki gibidir:

Yüzdürme-batırma verilerinin eşitlik şeklinde ifade edilmesinde yüzen kısmın kümülatif ağırlık ve kükürt oranından yararlanılmıştır.

Yüzdürme-batırma verileri kükürt dışı bileşenlerin (Rsd) verimi ve kükürt verimi (Rs) olarak iki ayrı bileşene ayrılmış ve bu bileşenler yoğunlukla ilişkilendirilmiştir.

Yüzdürme-batırma verilerinin bir eşitlik şeklinde ifade edilmesiyle, tüm yoğunluk değerlerinde yüzen kısmın kümülatif ağırlık ve kükürt oranı kolaylıkla belirlenebilir.

Yüzdürme-batırma test verilerinin interpolasyonu yapılmaktadır. Bu nedenle yüzdürme-batırma testleri için çok fazla yoğunlukta deney yapmaya gereksinim kalmayabilir.

Bazı yoğunluk değerlerinde çok küçük sapmalara rağmen, genel olarak deneysel ve hesabi bulgular birbirleriyle uyumludur.

Yüzdürme-batırma verilerinin interpolasyonunun yapılması yoğunluk analizi için kullanılan pahalı ve bir kısmının zehirleyici etkisi olan malzemelerden tasarruf edilebilmesine ve daha az sayıda ürünün kükürt analizinin yapılmasına olanak sağlamaktadır.

Yüzdürme-batırma testlerinin yapılışı esnasında ki hatalar, tartım hataları ve kükürt analizindeki hatalar dikkate alındığında kullanılan eşitliklerin, ülkemizdeki bazı kömürlerin yüzdürme-batırma test sonuçlarının değerlendirilmesinde kolaylıkla kullanılabileceğini göstermektedir.

5. KAYNAKLAR

Abbott, J., Miles, N. J., 1991, "Smoothing and Interpolation of Float-Sink Data For Coals", *Minerals Eng.*, Vol. 4, S. 511-524

Arslan, V., Semerkant, O., Kemal, M., 1992, "Zonguldak Havzası Kömürlerindeki Empüritelerin Kok Üretimi Açısından İrdelenmesi", *Türkiye 8. Kömür Kongresi*, 4-8 Mayıs, S.181-194

Arslan, V., 1998, "Desulfurization of Tunçbilek lignitic coals by washing", *Innovations in Mineral and Coal Processing VII. International Mineral Processing Symposium, Istanbul*, S.421-426

Atak, S., Güney, A., 1988, "Bazı Linyitlerin Yapısal Özellikleri ve Kükürt Bakımından İncelenmesi", *Türkiye 6. Kömür Kongresi*, S. 205-217

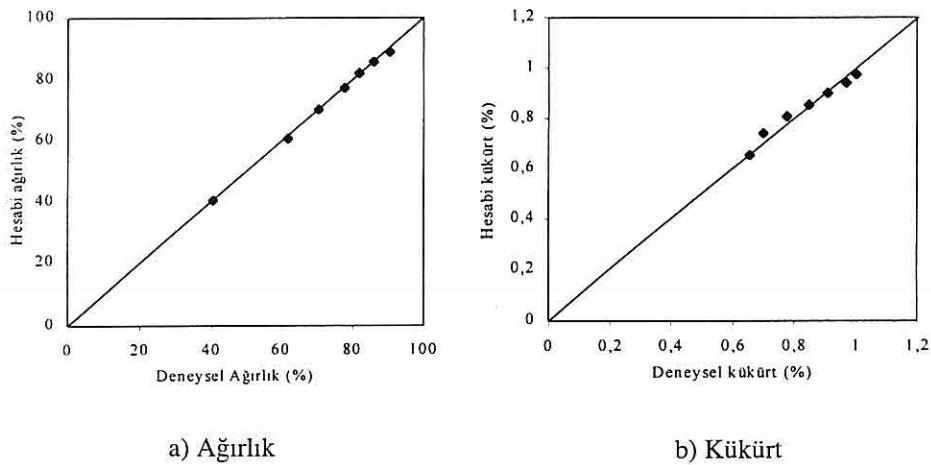
Cebeci, Y., Aydoğan, S., Özkan, A., 1996, "Yozgat-Ayridam Linyitlerinin Zenginleştirilebilirliğinin İncelenmesi", *Türkiye 10. Kömür Kongresi*, S.79-92

Çalık, A., 2000, "Oltu-balkaya Linyit Kömürlerinin Yıkınabilirliğinin Araştırılması", *Yüksek Lisans Tezi*, S. 34, Sivas

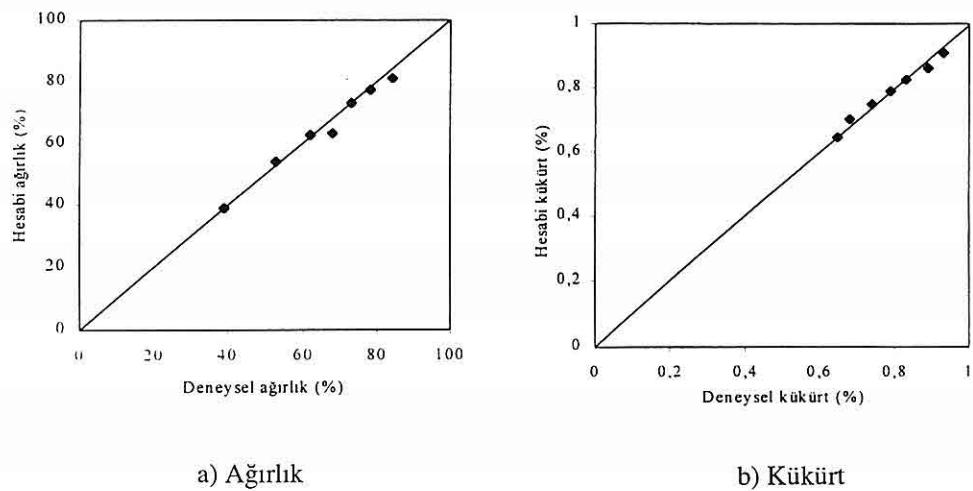
Govindarajan, B., Rao, T.C., 1994, "Technical Note A Simple Equation for Sink-Float Data", *Mineral Engineering*, Vol. 11, S. 1441-1446

Hughes, D. M., 1991, "A Mathematical Programming Method for Smoothing Washability Data", *Coal Preparation*, Vol. 9, S. 13-26

Klima, M. S., Luckie, P. T., 1986, "An Interpolation Methodology For Washability Data", *Coal Prep.*, Vol. 2, S.

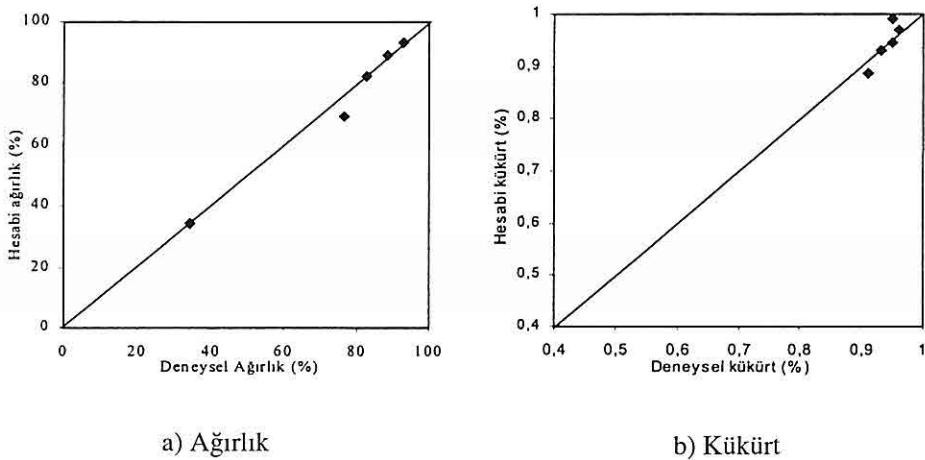


Şekil 5. Yozgat-Ayrıdam (-130+0,5 mm) kömürü için deneysel ve hesabi değerlerinin karşılaştırılması

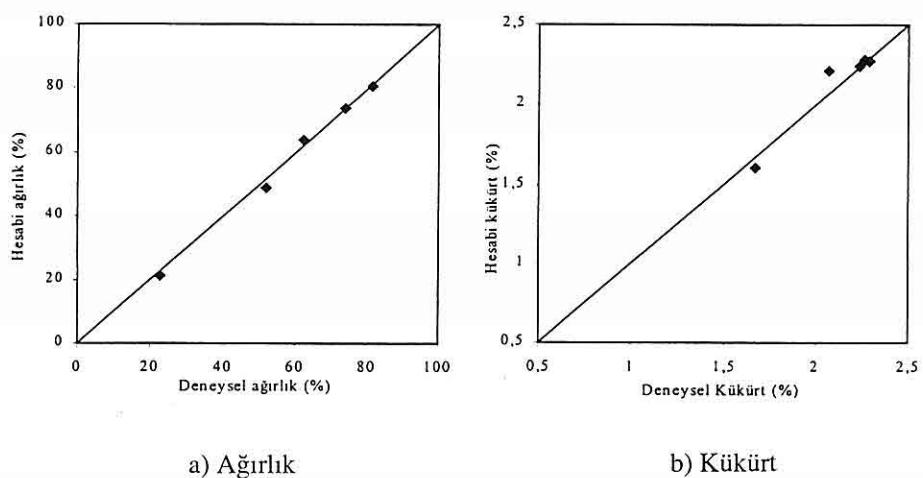


Şekil 6. Yozgat-Ayrıdam (-10+6,3 mm) kömürü için deneysel ve hesabi değerlerinin karşılaştırılması

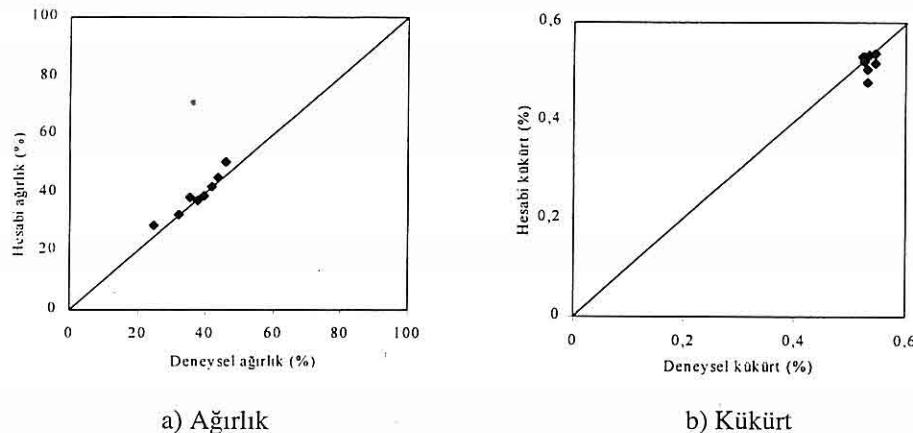
*YÜZDÜRME-BATIRMA TEST SONUÇLARININ KÜKÜRT ORANINA BAĞLI OLARAK
MATEMATİKSEL DEĞERLENDİRİLMESİ*



Şekil 3. Manisa-Soma-Eynez kömürü için deneysel ve hesabi değerlerin karşılaştırılması



Şekil 4. Kahramanmaraş-Elbistan-Kışlaköy (B) kömürü için deneysel ve hesabi değerlerin karşılaştırılması



Şekil 2. Çatalağzı lavvarına beslenen kömür için deneysel ve hesabi değerlerin karşılaştırılması

kömürü (-130+0,5 mm, -10+6,3 mm) 1,3, 1,5, 1,7 yoğunluk verileri kullanılarak R_s ve R_{sd} 'nin eşitlikleri belirlenmiştir. Daha sonra (1) ve (2) numaralı eşitlikler kullanılarak her bir kömür için test yapılan tüm yoğunluklarda yüzen kısmın kümülatif ağırlık ve kükürt oranları belirlenmiştir. Şekil 3(a,b)'de Manisa-Soma-Eynez kömürüne, Şekil 4(a,b)'de Elbistan-Kışlaköy (B) kömürüne, Şekil 5 (a,b)'de Yozgat-Ayrıdam (-130+0,5mm) kömürüne, Şekil 6 (a,b)'de ise Yozgat - Ayrıdam (-10 + 6,3mm) boyut aralığındaki kömüre ait kümülatif ağırlık ve kükürt oranlarının karşılaştırılması verilmiştir.

Şekillerin incelenmesinden sadece üç yoğunluğa ait verileri kullanarak belirlenen eşitlikler yardımıyla, yüzdürme-batırma verilerinin kolaylıkla interpolate edilebileceği görülmektedir.

Yani önerilen eşitlik türü yüzdürme-batırma verilerinin interpolasyonu için uygundur.

Şekiller topluca incelendiğinde; bazı yoğunluk değerlerinde çok küçük sapmalara rağmen, genel olarak deneysel ve hesabi bulguların uyumlu olduğu görülmektedir. Ancak ortalama yoğunluklara ait veriler yardımıyla interpolasyon yapıldığında deneysel bulgularla daha iyi uyumlu hesabi değerler elde edilebilir. Yüzdürme-batırma verilerinin interpolasyonun yapılması yüzdürme-batırma testleri için gerekli olan yoğunluk sayısının azaltılabilcecini göstermektedir. Bu durum ise zaman, işçilik, kullanılan ağır ortam malzemelerinden tasarruf ve daha az sayıda kükürt analizinin yapılması anlamına gelmektedir.

*YÜZDÜRME-BATIRMA TEST SONUÇLARININ KÜKÜRT ORANINA BAĞLI OLARAK
MATEMATİKSEL DEĞERLENDİRİLMESİ*

Tablo 2. Ülkemizdeki Bazı Kömürler İçin a,b,p,q Sabitleri ve R² Değerleri

Kullanılan Kömürler	Tane Boyu (mm)	a	b	R ²	p	q	R ²	Kaynaklar
Kütahya-Hisarcık-Çat	-60+5	0,3562	0,5241	0,9651	0,2736	0,5622	0,9710	Şahin ve ark., 2000
Yozgat-Ayridam	-130+0,5	0,4751	0,5055	0,9939	0,1849	0,6571	0,9973	Cebeci ve ark., 1996
K.Maraş-Elbistan-Kışlaköy	-60+5	0,1208	1,1137	0,9938	0,2109	0,8049	0,9943	Şahin ve ark., 1999
Cayırhan Kömürü	-6+0,15	0,1309	0,9911	0,9933	0,1126	1,1173	0,9903	Atak ve ark., 1988
Zonguldak-Catalağzı Lavvarı	-150+0,5	0,3771	0,3419	0,9775	0,8397	0,1689	0,9149	Arslan ve ark., 1992
Çanakkale-Çan-Duralı	-60+5	0,2768	0,6514	0,9805	0,2166	0,6980	0,9618	Şahin ve ark., 1999
Manisa-Soma-Sarıkaya	-60+5	0,0354	1,944	0,9760	0,0383	1,8554	0,9791	Şahin ve ark., 2000
Gediz Kömürü	-6+0,15	0,4148	0,6366	0,9883	0,4326	0,6030	0,9906	Atak ve ark., 1998
Oltu-Balkaya Kömürü	-50+18	0,6210	0,6294	0,9803	0,8938	0,4355	0,9964	Çalık, 2000
Manisa-Soma-Işıklar	-60+5	0,0327	2,2176	0,9584	0,1352	1,2939	0,8708	Şahin ve ark., 1999
Tunçbilek-Seyitömer	-1+05	0,5964	0,7623	0,9911	0,4523	0,8350	0,9372	Arslan ve ark., 1998
Manisa-Soma-Eynez	-60+5	0,0278	1,4689	0,9925	0,0696	1,0770	0,9798	Şahin ve ark., 1999
Zonguldak-Armutçuk	-150+0,5	0,3020	0,5211	0,9013	0,9073	0,1490	0,6417	Arslan ve ark., 1992
Zonguldak-Merkez lavvarı	-150+0,5	0,4557	0,3297	0,9405	1,0017	0,1777	0,9062	Arslan ve ark., 1992
Yozgat-Ayridam	-10+6,3	0,8495	0,3202	0,9918	0,2822	0,5246	0,9872	Cebeci ve ark., 1996

deneysel yapılışı esasındaki hatalar ve analiz hataları dikkate alındığında belirlenen eşitliklerin, yüzdürme- batırma verilerinin değerlendirilmesi için uygun olduğu ifade edilebilir. Ayrıca, kömürün yikanabilirliğinden dolayı değişim (yikanabilirliğin kolay veya zor olması) bağlı olarak hesabı değerlerde önemli bir değişim olmadığı yine Tablo 1'den görülmektedir.

Belirlenen eşitliklerin farklı kömürleşme derecesine sahip kömürlerin yüzdürme - batırma verilerinin değerlendirilmesinde olumlu sonuçlar vermesi, ülkemizdeki kömürlerin yüzdürme - batırma test verilerinin değerlendirilmesinde kullanılabilceğini göstermektedir.

Bu amaçla, değişik kaynaklarda verilen ülkemiz kömürlerinin, yüzdürme - batırma verileri eşitlikler yardımıyla değerlendirilmiştir. Çalışılan tüm kömürlerde deneyel ve hesabı bulguların uyumlu olduğu belirlenmiştir. Tablo 2'de üzerinde çalışılan kömürlere ait a,b ve p,q sabitlerinin değerleri ve korelasyon katsayısının karesi (R^2) değerleri verilmiştir.

Tablo 2'den ülkemizdeki değişik kömürleşme derecesine sahip kömürlerin yüzdürme - batırma verilerinin basit eşitliklerle ifade edilebileceği görülmektedir. Yüzdürme - batırma verilerinin basit eşitlikler şeklinde ifade edilmesi, test yapılmayan yoğunluğa ait verilerin üretilmesinde kolaylık sağlaymaktadır. Eşitlikler yardımıyla, test yapılmayan yoğunluğa ait kümülatif ağırlık ve kükürt oranını kolaylıkla

hesaplanabilir.

3. YÜZDÜRME -BATIRMA VERİLERİNİN İNTERPOLASYONU

Yüzdürme-batırma verilerinin interpolasyonunun amacı, testlerde ihtiyaç duyulan yoğunluk sayısını azaltmaktadır. Yüzdürme-batırma verilerinin interpolasyonu için belirlenen eşitlik türünün uygun olup olmayacağı araştırmak için Zonguldak-Çatalağzı lavvarına beslenen kömür, Manisa-Soma-Eynez kömürü, Kahramanmaraş-Elbistan-Kışlaköy (B) kömürü ve Yozgat-Ayrıdam kömürüne (-130+0.5mm, -10+6.3mm) ait yüzdürme-batırma bulgularından yararlanılmıştır.

Çatalağzı lavvarına beslenen kömürle yapılan interpolasyon çalışmalarında Rs ve Rsd eşitlikleri 1.35, 1.45, 1.60 yoğunluk verileri dikkate alınarak belirlenmiştir. Belirlenen eşitlikler şöyledir;

$$Rs=100e^{-0,3610}, \quad Rsd=100e^{-0,7997X} \quad 0,3564 \quad 0,1858$$

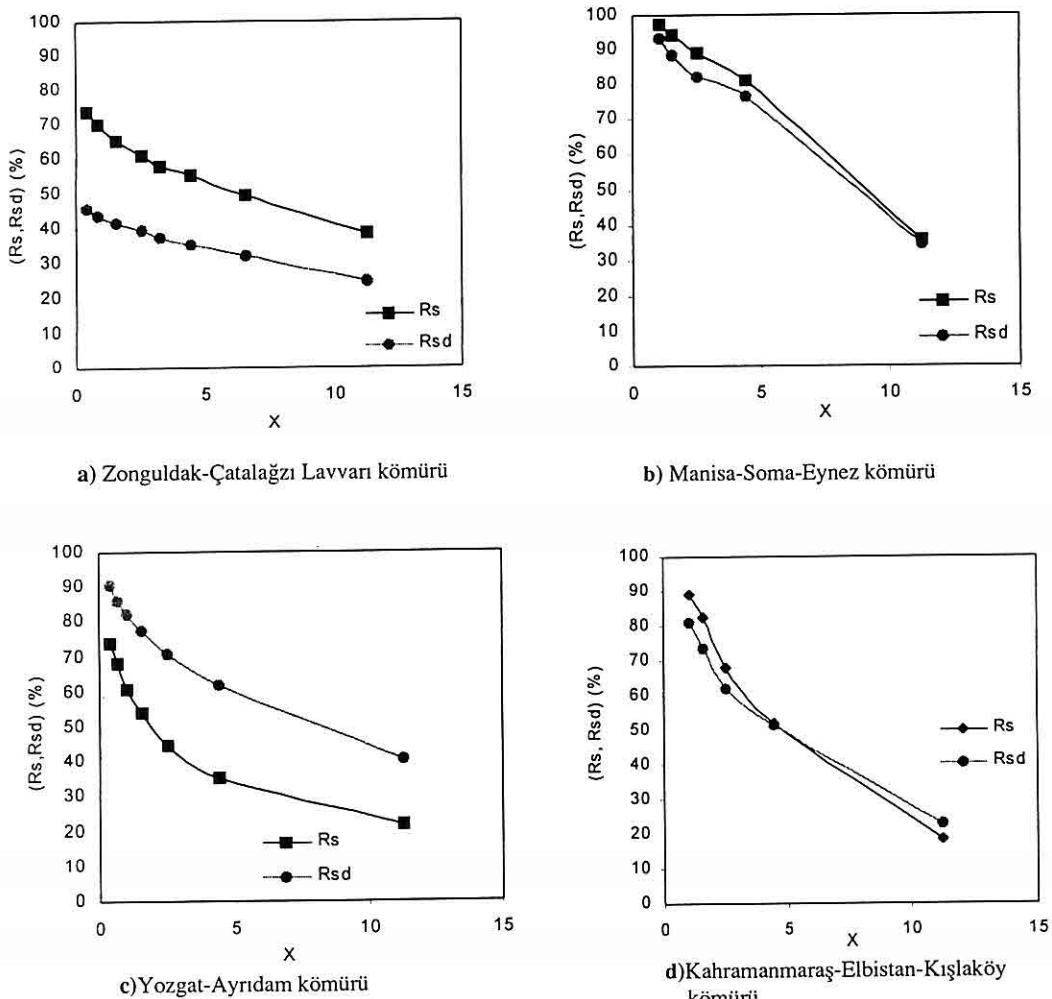
Belirlenen eşitlikler ve (1) ve (2) numaralı eşitlikler yardımıyla, 8 yoğunluk değeri için yüzey kısmın kümülatif ağırlık ve kükürt oranı tespit edilmiştir. Şekil 2(a,b)' de Çatalağzı lavvarına beslenen kömür için yüzey kısmın kümülatif ağırlık ve kükürt oranlarının deneyel ve hesabı değerlerinin karşılaştırılması verilmiştir.

Benzer şekilde Manisa-Soma-Eynez kömürü 1.30, 1.50, 1.70 yoğunluk verileri Kahramanmaraş-Kışlaköy (B) 1.3, 1.5, 1.7 yoğunluk verileri, Yozgat-Ayrıdam

*YÜZDÜRME-BATIRMA TEST SONUÇLARININ KÜKÜRT ORANINA BAĞLI OLARAK
MATEMATİKSEL DEĞERLENDİRİLMESİ*

Tablo 1. Deneysel ve hesabi bulguların karşılaştırılması

Kullanılan Kömürler	Yoğunluk (gr/cm ³)	Ağırlık(%)		Kükürt (%)	
		Deneysel	Hesabi	Deneysel	Hesabi
Zonguldak-Çatalağzı-Lavvarı	1,30	24,70	28,31	0,53	0,51
	1,35	31,91	31,63	0,53	0,53
	1,40	35,37	34,05	0,53	0,54
	1,45	37,66	35,94	0,52	0,54
	1,50	39,38	37,60	0,53	0,54
	1,60	41,63	40,50	0,54	0,54
	1,75	43,72	44,27	0,55	0,54
	1,90	46,09	48,22	0,55	0,53
		100,00	100,00	0,34	0,34
Manisa-Soma-Eynez	1,3	34,57	38,93	0,91	0,86
	1,4	76,25	70,78	0,95	0,98
	1,5	82,48	83,03	0,96	0,96
	1,6	88,34	89,31	0,95	0,97
	1,7	93,05	93,04	0,93	0,93
		100,00	100,00	0,89	0,89
Yozgat-Ayrıdam	1,3	40,58	40,11	0,66	0,61
	1,4	61,64	60,81	0,70	0,73
	1,5	70,31	71,04	0,78	0,80
	1,6	77,53	77,62	0,85	0,86
	1,7	81,78	82,46	0,91	0,91
	1,8	85,91	86,28	0,97	0,96
	1,9	90,19	89,58	1,00	1,00
		100,00	100,00	1,22	1,22
Kahramanmaraş-Elbistan-Kışlaköy (B)	1,3	22,69	22,65	1,67	1,51
	1,4	51,59	49,72	2,07	2,18
	1,5	61,89	64,49	2,26	2,27
	1,6	73,74	73,89	2,29	2,27
	1,7	81,30	80,60	2,24	2,24
		100,00	100,00	2,05	2,05



Şekil 1. Değişik kömürler için Rs ve Rsd' nin X' e bağlı olarak değişimi

Başlangıçta verilen (1) ve (2) numaralı eşitlikler kullanılarak değişik yoğunluklarda yüzen kısmın kümülatif ağırlık oranı ve küküt orANI hesabi olarak bulunmuş ve deneysel bulgularla karşılaştırılmıştır. Tablo 1'de, verilen dört

kömür örneği için deneysel ve hesabı bulguların karşılaştırılması verilmiştir.

Tablo 1 incelendiğinde, bazı yoğunluklarda küçük sapmalara rağmen genel olarak deneysel ve hesabı değerler birbirleriyle uyumlu görülmektedir. Ancak

**YÜZDÜRME-BATIRMA TEST SONUÇLARININ KÜKÜRT ORANINA BAĞLI OLARAK
MATEMATİKSEL DEĞERLENDİRİLMESİ**

Ais: i'ninci yoğunlukta yüzen malzemenin kümülatif kükürt oranı (%).

Afs: Beslenen kömürün kükürt oranı (%).

2) Yüzdürme-batırma testlerinde kullanılan yoğunluk değerleri (Sg), X parametresiyle ifade edilmiştir. X' in ifadesi aşağıdaki gibi tanımlanmıştır.

$$X = \frac{(Mg - Sg)}{(Sg - Lg)} \quad (3)$$

Bu eşitlikte;

Mg: Yüzdürme-batırma testlerindeki en yüksek yoğunluk değeri.

Lg: En düşük yoğunluk değeridir.

Hesaplamlarda Mg değeri genellikle 2.20, Lg değeri ise 1.22 alınmaktadır. X' in değeri ise 0 ile ∞ arasında değişmektedir.

Ayrıca, değişik orijinli kömürlerle yapılan çalışmalarda Rs ve Rsd'nin X'e bağlı olarak değişimini incelenmiştir. Bu ilişkiler Şekil 1(a,b,c,d)'de verilmiştir. Şekil 1a'da yıkanabilirliği kolay olan Zonguldak-Çatalağzı lavvarına beslenen kömür, Şekil 1b'de yine yıkanabilirliği kolay olan Manisa-Soma-Eynez kömürü, Şekil 1c'de ise orta yıkanabilir özellikteki Yozgat-Ayrıdam kömürü ve Şekil 1d'de ise yıkanabilirliği çok zor olan Kahramanmaraş-Elbistan-Kışlaköy (B) kömürü eğrileri verilmiştir.

Bu eğrilerden, Rs ve Rsd'nin X'e bağlı olarak değişiminin aşağıda belirtilen türde eşitliklerle ifade edilebileceği görülmektedir.

$$Rs = 100e^{-ax^b}$$

$$Rsd = 100e^{-px^q}$$

Bu denklemler ise yüzdürme-batırma verilerinde yapılacak küçük düzenlemelerle, matematiksel olarak basit bir eşitlik şeklinde kolaylıkla ifade edilebilen, bir eğri denklemi elde edilebileceğini göstermektedir. Eşitliklerdeki a,b ve p,q kükürt ve kükürt dışı bileşenlerin özelliklerine bağlı sabitlerdir.

Yukarıda belirtilen dört kömür için a,b ve p,q sabitleri en küçük kareler yöntemi ile belirlenmiştir. Bulunan sabitler eşitliklerde yerine konularak Rs ve Rsd denklemleri belirlenmiştir. Bu denklemler şöyledir;

Zonguldak- Çatalağzı lavvarına beslenen kömür,

$$Rs = 100e^{-0,3771X}, Rsd = 100e^{-0,8397X} \quad \begin{matrix} 0,3419 \\ 0,1698 \end{matrix}$$

Manisa-Soma- Eynez kömürü;

$$Rs = 100e^{-0,0278X}, Rsd = 100e^{-0,0696X} \quad \begin{matrix} 1,4689 \\ 1,0770 \end{matrix}$$

Yozgat- Ayrıdam kömürü;

$$Rs = 100e^{-0,4751X}, Rsd = 100e^{-0,1849X} \quad \begin{matrix} 0,5055 \\ 0,6571 \end{matrix}$$

Kahramanmaraş- Elbistan- Kışlaköy (B) kömürü;

$$Rs = 100e^{-0,1208X}, Rsd = 100e^{-0,2109X} \quad \begin{matrix} 1,1137 \\ 0,8049 \end{matrix}$$

1.GİRİŞ

Kömür hazırlamada, yüzdürme-batırma testleri kömürün yikanabilirliği ile ilgili bilgiler üretmek ve kömür yıkama cihazlarının performanslarını belirlemek için yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu testler, fazla zaman alması ve sıkıcı olması nedeniyle sınırlı sayıda yoğunluklarda yapılmaktadır. Testlerden elde edilen veriler, yikanabilirlik eğrilerinin çizimi için kullanılmaktadır (Leonard, 1979; Osborne, 1988). Bu eğrilerden yararlanılarak, hem kömürün yoğunluk farkına dayalı zenginleştirmeye uygun olup olmadığı ile ilgili hem de belli bir yoğunlukta üretilen ürünlerin teorik verimi ve kalitesiyle ilgili bilgiler elde edilmektedir.

Yüzdürme-batırma test sonuçlarının matematiksel eşitliklerle ifade edilmesiyle ilgili çalışmalar sınırlı sayıdır. Bu çalışmaların bir kısmı yüzdürme-batırma test sonuçlarının ağırlık ve kül oranının dengesiyle ilgilidir (Salama, 1994; Salama, 1995). Yüzdürme-batırma test verilerinin matematiksel olarak ifade edilmesi ve interpolasyonuyla ilgili temel nitelikteki çalışmalar Klima ve Luckie (1986), Hughes (1991), Abbott ve Miles (1991), Lyman (1993) tarafından yapılmıştır. Ancak bu çalışmaların belirtilen yöntemler karmaşık matematiksel eşitlikler içermesi nedeniyle, uygulamada kullanılabilirlikleri sınırlıdır. Yüzdürme-batırma test verilerinin matematiksel ifadesi ve interpolasyonuyla ilgili diğer bir çalışma Govindarajan ve Rao (1994) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmada yüzdürme-batırma verilerinin

basit eşitlikler şeklinde kolaylıkla ifade edilebileceği gösterilmiştir. Önerilen eşitliklerin basit oluşu, hesaplamalarda kolaylık sağlama nedeniyle kullanılmasını kolaylaştırmaktadır. Ancak, yukarıda belirtilen çalışmaların tümünde kül oranları kullanılarak eşitlikler türetilmiştir. Kükkürt oranına bağlı olarak eşitlikler geliştirilmemiştir.

Bu çalışmada, yüzdürme-batırma test verilerinin değerlendirilmesinde Govindarajan ve Rao (1994) tarafından kül oranlarına bağlı olarak ifade edilen eşitlik türünün, kükkürt oranlarına bağlı olarak ifade edilmesi ülkemizdeki bazı kömürler için incelenmiştir.

2. KULLANILAN EŞİTLİKLER

Govindarajan ve Rao (1994) tarafından yüzdürme-batırma verilerinin kül analiz sonuçlarına göre değerlendirilmesinde kullanılan eşitliklerden yararlanılmıştır. Eşitliklerin oluşturulmasında yüzen kısmın kümülatif değerleri (ağırlık ve kükkürt) kullanılmıştır. Kükkürt oranlarına göre yüzdürme-batırma verilerinin değerlendirilmesinde bu eşitlikler aşağıdaki gibi düzenlenmiştir.

1) Yüzdürme-batırma verileri kükkürt (Rs) ve kükkürt dışı (Rsd) bileşenlerin verimi olarak ikiye ayrılmış ve aşağıdaki gibi hesaplanmıştır.

$$Rsd = Wi / (100 - Ais) / (100 - Afs) \quad (1)$$

$$Rs = (Wi * Ais) / Afs \quad (2)$$

Bu eşitliklerde;

Wi : i 'inci yoğunlukta yüzen malzemenin kümülatif ağırlığı (%).

YÜZDÜRME-BATIRMA TEST SONUÇLARININ KÜKÜRT ORANINA BAĞLI OLARAK MATEMATİKSEL DEĞERLENDİRİLMESİ

Yakup CEBECİ, Lale CANPOLAT

C.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, Sivas/Türkiye

ÖZET : Bu çalışmada yüzdürme-batırma test sonuçlarının kükürt oranına bağlı olarak basit eşitliklerle ifade edilmesi ve interpolasyonu ülkemizdeki bazı kömürler için incelenmiştir. Öncelikle, her bir kömür için test yapılan tüm yoğunluklarda yüzen kısmın kümülatif miktarı ve kükürt oranı tespit edilmiştir. Eşitlikler türetmek için kümülatif yüzen kısmında kükürt ve kükürt dışı bileşenlerin verimleri hesaplanmıştır. Daha sonra verimlerle yoğunluk arasındaki ilişki basit eşitliklerle ifade edilmiş ve eşitliklerden elde edilen hesabı değerler deney bulgularıyla karşılaştırılmıştır. Ayrıca, belirlenen eşitlik türünün yüzdürme-batırma verilerinin interpolasyonu için uygun olduğu bulunmuştur.

Sonuç olarak, yüzdürme-batırma test sonuçlarının kükürt oranına bağlı olarak basit eşitliklerle ifade edilebileceği ortaya konmuştur.

MATHEMATICAL EVALUATION OF FLOAT-SINK TEST RESULTS DEPENDING ON SULFUR CONTENT

ABSTRACT : In this study, the statement of float-sink test results with respect to sulfur content with simple equations and the interpolation were investigated. Primarily, the cumulative weight and sulfur content of the floating fraction were determined for each coal in all densities tested. For deriving the equation, the recoveries of both the non-sulfur and sulfur compound in cumulative floating part were calculated. Then, the relation between the recoveries and densities were stated as simple equations and the calculated values from equations were compared with the experimental results. Furthermore, it was found that the type of equation was suitable for the interpolation of float-sink data.

As a result, it was shown that the float-sink test result could be stated by simple equations relating to the sulfur content.

- Erden, F., 1979, *Uygulamalı Gravite*, MTA Yayınları, Ankara.
- Griffin, W.R., 1949, *Residual Gravity in Theory and Practice*, Geophysics, 14: 39-50.
- Maden, N., 1998, *Horasan-Pasinler Havzası Gravite Alanının Andreev-Griffin, Saxov-Nygaard Yöntemleri Uygulanarak Yorumlanması (Model ve Arazi Çalışmaları)*, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Mallick, K. and Sharma, K.K., 1999, A Finite Element Method for Computation of the Regional Gravity Anomaly: Geophysics, 64: 461-469.
- Mudretsova, E.A., Varlamov, A.S., Filatov, V.G. and Komarova, G.M., 1979, *The Interpretation of Detailed Gravity Data Over the Nonstructural Oil and Gas Reservoirs*, Nefti Gaza, Nedra, Moscow.
- MTA, 1989. *Geological Map of Turkey*, MTA (Ins. Of Min. Res. And Explor.), Ankara.
- Nettleton, L. L., 1954, *Regional, Residual and Structures*: Geophysics, 19: 1-12.
- Skeels, D.C., 1967, *What is the Residual Gravity?*; Geophysics, 32: 872-876.
- Seren, A., 1992, *Bouguer Anomali Haritasına Uygulanan İşlemler ve En Küçük Kareler Yöntemi ile Yüzey Uydurulması*, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.

faylarla sınırlı çöküntü alanlarını göstermektedirler. Minimum bölge içerisindeki derin nispi minimumlar ise bu tortul çöküntü (graben) alanı içinde, bulunduğu ortamdan daha düşük yoğunluklu bir jeolojik yapıyı (petrol ve gaz gibi) içermesi büyük bir olasılıktır.

5. SONUÇLAR

AG yöntemi çeşitli model ve Erzurum bölgesi gravite verilerine uygulanarak aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

Model yapıların gravite alanlarından hesaplanan AG varyasyon alanları, yoğunluk düşüşü ve kütle eksikliği olan yerlerde nispi minimum, yoğunluk artışı ve kütle fazlalığı olan yerlerde nispi maksimum anomaliler vermektedir.

N=5 artım aralığı kullanılarak AG varyasyon alanı hesaplanmıştır. Elde edilen anomaliler yaklaşık olarak 2.5-3.5 km derinlikteki yapıların gravite anomalilerine karşılık gelmektedir. Jeoloji haritasında görülen faylar üzerine, AG varyasyon anomali haritasında nispi minimum anomaliler düşmektedir. Ancak, jeoloji haritasında görülmeyen yerlerde de nispi minimum anomaliler görülmektedir. Bu nispi minimum anomaliler, yüzeye görülmeyen, üzeri örtülü, derin faylara karşılık gelebilir.

Minimum anomali bölgesi içindeki derin nispi minimumlar yerel yoğunluk düşüplerini göstermektedir. Yani bu bölgeler yer altında kayaçların içerisinde yer alan petrol ve/veya gaz gibi daha düşük yoğunluklu yapılardan, maksimum anomaliler ise horst gibi yapıların yüzeye doğru yükselmesinden ileri gelmektedir.

Anomali haritasında minimum ve maksimum bölgeler genel olarak DB, KB ve KD olmak üzere üç yönde uzanmaktadır. Bölgenin tektonik yapısının genel uzanımı da bu hatlar boyuncadır. Dolayısıyla varyasyon alanlarındaki nispi minimum ve maksimumlar bu tektonik hatlar boyunca gelişmiş yapılardır. Çalışma alanında, çöküntü (graben), yükselim (horst) alanları ve fay hatları DB, KB ve KD doğrultulu olarak uzanmaktadır. Bu nedenle bölgenin tektoniğini bu doğrultuda uzanan faylar kontrol etmektedir.

Andreev-Griffin yöntemi, petrol-gaz aramacılığında, ön sismik çalışmalarında, kuyu yerlerinin belirlenmesinde ön çalışma olarak kolaylıkla kullanılabilir. Buradan elde edilecek sonuçları diğer jeofizik ve jeolojik yöntemlerle bir arada yorumlayarak, daha güvenilir sonuçlar elde edilebilir.

6. KAYNAKLAR

Akçığ, Z. ve Pınar, R., 1994, *Gravite ve Manyetik Arama Yöntemleri*, DEÜ, Müh. Fak. Yayınları, İzmir.

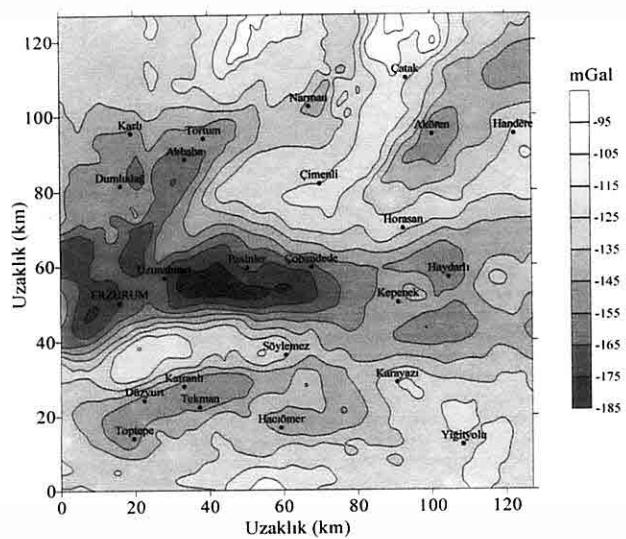
Andreev, B.D., 1938, *The Interpretation of Gravity Data*, SNIGRI Geofizika, 5: 12-20.

Andreev, B.D. and Klushin, I.G., 1962, *Geological Exploration of Gravity Anomalies*, Gostoptekhizdat, Leningrad.

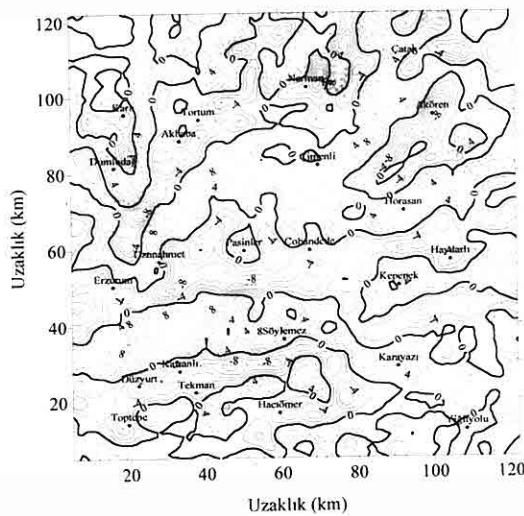
Blakely, R.J., 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*; Cambridge Univ. Press.

Elkins, T.A., 1951, *The Second Derivative Method of Gravity Interpretation*; Geophysics, 16: 29-50.

(a)

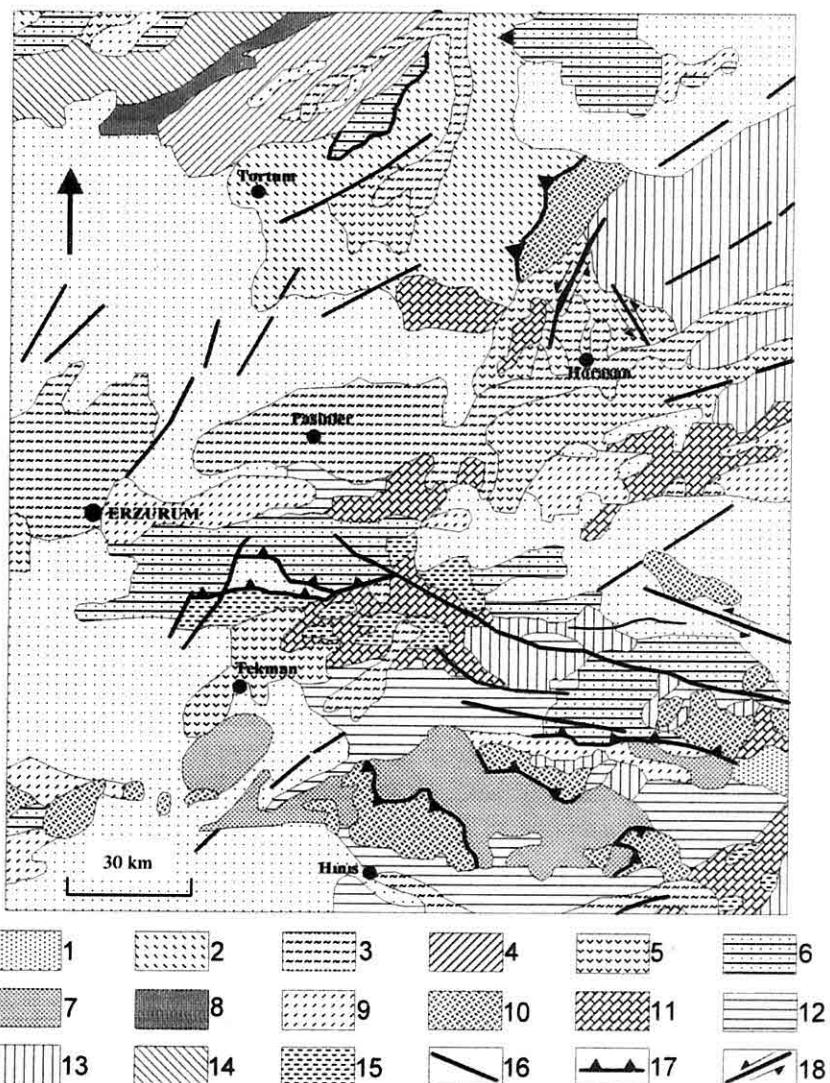


(b)

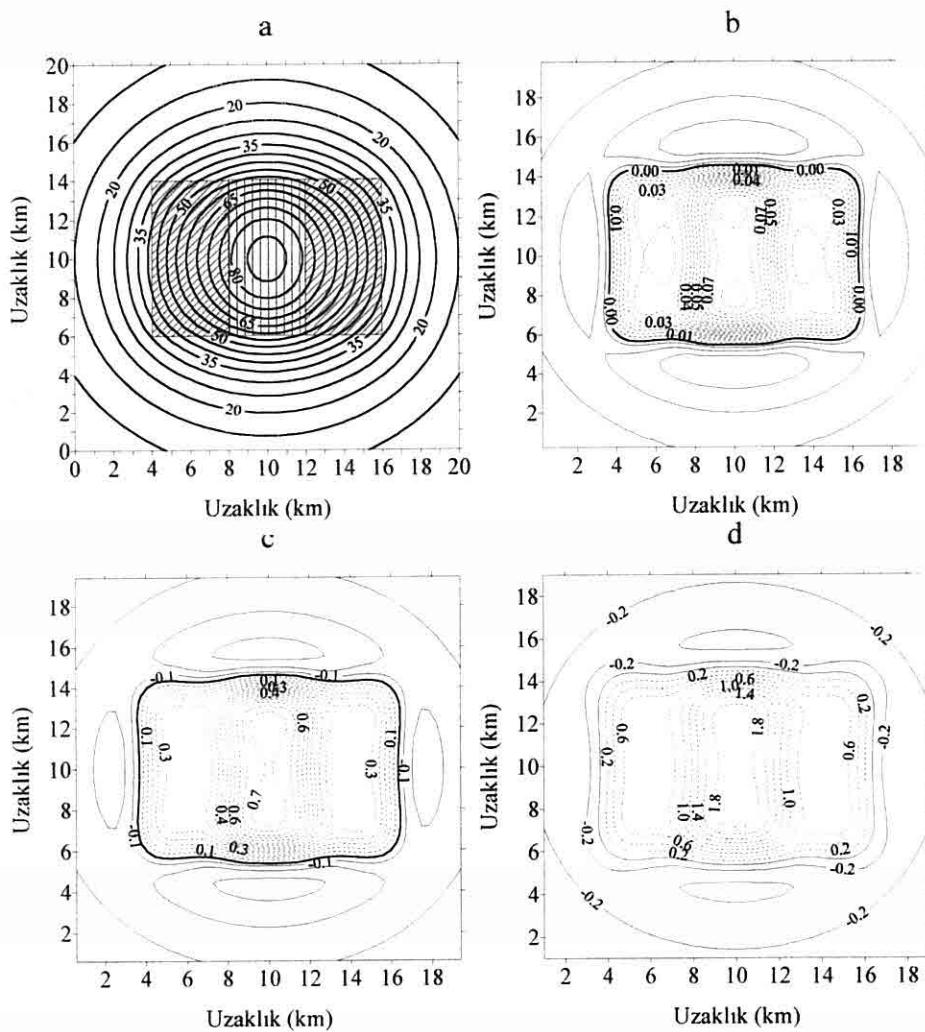


Şekil 5. Çalışma alanının Bouguer gravite haritası (a) ve $n=5$ artım aralığı kullanılarak hesaplanmış Andreev-Griffin varyasyon haritası (b). Varyasyon alanlarında kesikli çizgiler nispi pozitif, düz çizgiler nispi minimum anomali bölgelerini göstermektedir.

ERZURUM-HORASAN-PASİNLER BÖLGESİ GRAVİTE VERİLERİĞİN ANDREEV-
GRIFFIN YÖNTEMİYLE DEĞERLENDİRİLMESİ



Şekil 4. Bölgenin jeoloji haritası 1. Pliyosen: Karasal volkanikler; 2. Eosen: Evaporitli sedimentler; 3. Kuvaterner; 4. Mesozoyik: Denizaltı volkanikli filiş veya vahşi filiş; 5. Pliyosen; 6. Üst Kretase: Denizaltı volkanikli filiş veya vahşi filiş; 7. Prekambriyen: Yeşil şist; 8. Alt Kretase; 9. Eosen: Bindirmeli, ekaylı filiş benzeri litoloji; 10. Bazaltit ve Ultrabazaltitler; 11. Miyosen: Sediment ara katkılı denizaltı volkanikleri; 12. Neojen; 13. Pliyo-Kuvaterner; 14. Jura-Kretase; 15. Oligosen; 16. Tanımlanmamış fay; 17. Ters veya bindirme fayı; 18. Doğrultu atımlı fay (MTA, 1989).



Şekil 3. Yan yana üç kütleden oluşan modelin gravite alanı (a) ve değişik artım değerleri için varyasyon alanları: b) $n=1$, c) $n=3$, d) $n=5$.

ERZURUM-HORASAN-PASİNLER BÖLGESİ GRAVİTE VERİLERİİNİN ANDREEV-GRİFFİN YÖNTEMİYLE DEĞERLENDİRİLMESİ

alanı, 0,2 km aralıklla 101x101 grid aralığı için hesaplanmıştır. Cisimlerden iki yandakiler 0.5 gr/cm^3 ve ortadaki 1.0 gr/cm^3 yoğunlukludur. Modelde cisimler yeryüzünden 1.5 km derinde ve taban derinliği 10 km olarak alınmıştır. Modelin gravite alanına bakıldığından tek bir maksimuma sahip kapanımdan oluşmaktadır. Varyasyon alanları hesaplandığında ortadaki cisim daha yüksek yoğunluklu olduğundan daha büyük bir nispi maksimumla kendini göstermektedir. İki yandaki cisimler ise ortadaki cisme göre daha düşük yoğunluklu olması sebebiyle daha düşük bir nispi maksimum vermektedir (Şekil 3 b, c, d).

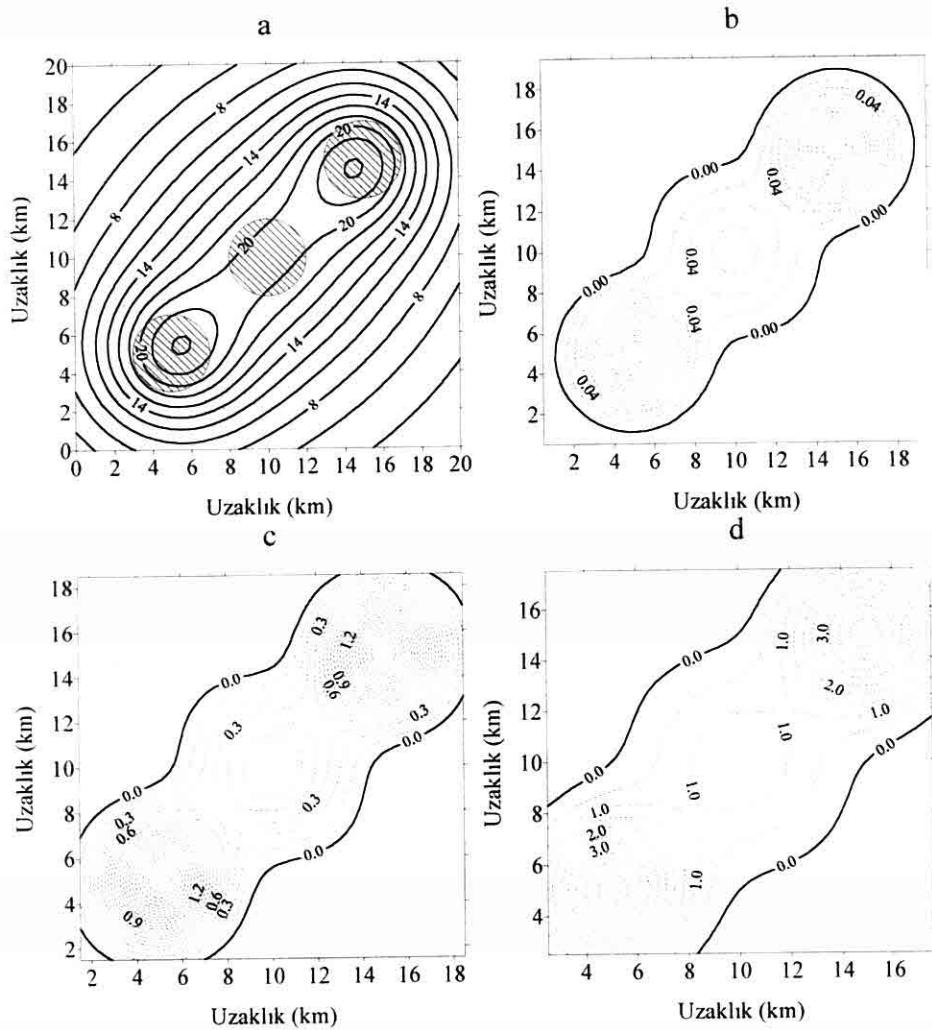
4. ARAZİ VERİLERİİNİN AG YÖNTEMİYLE DEĞERLENDİRİLMESİ

İnceleme alanı Doğu Anadolu'nun kuzeyinde yer almaktır ve Erzurum, Horasan, Pasinler olmak üzere üç ayrı havzayı kapsamaktadır. Çalışma alanının büyük kısmında topografya düz olup sadece güney ve kuzey kenarlarında engebelidir. Çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritası Şekil 4'de verilmektedir. Jeoloji haritasında görülen faylar KD ve KB doğrultulu, havzalar ise hem bu faylar boyunca hem de DB doğrultulu olarak uzanmaktadır.

Bölgelerde detaylı gravite çalışmaları MTA ve TPAO tarafından yapılmış olup toplam 2138 noktada gravite ölçümü yapılmıştır. Nokta aralıkları 500 metre olup ölçümler 0.01 mGal duyarlıkla alınmıştır. Çalışma alanının Bouguer

gravite haritası Şekil 5 a'da gösterilmiştir. Yüzey jeolojisile (Şekil 4) gravite anomalisi arasında bire-bir uyumluluk gözlenmemektedir. Bu nedenle bölgenin gravite anomali yüzey jeolojisini yansıtmadır, gravitedeki asıl değişim, yer altı yapısından ileri gelmektedir.

Şekil 5 b'de $n=5$ artım aralığı için hesaplanmış AG varyasyon alanları görülmektedir. Bu alan yaklaşık olarak 2.5-3.5 km derinlikteki yapıların etkisini göstermektedir. AG varyasyon haritasında, yer altı yapılarının yoğunluk özelliklerine bağlı olarak ortaya çıkan minimum ve maksimum bölgeler bulunmaktadır. Katranlı-Tekman minimum bölgesi yaklaşık olarak D-B yönünde uzanmaktadır. Bu minimum bölge her iki yandan birer maksimum ile sınırlanmıştır. Katranlı minimum bölgesi içinde daha derin yerel nispi minimum bölgeler görülmektedir. Katranlı minimum bölgesine paralel Erzurum-Haydarlı minimum bölgesi, çalışma alanını DB yönünde kat etmektedir. Bu bölge içinde yer yer lokal derin minimumlar kendilerini göstermektedir. Aynı şekilde Horasan'ın kuzeyinde yer alan KD doğrultulu Akören minimum bölgesi üzerinde de derin nispi minimumlar bulunmaktadır. Bölgenin kuzeybatısında görülen Tortum-Narman minimum bölgesi KD doğrultuludur. Bu minimum bölgeler arasında maksimum bölgeler yer almaktadır. Maksimum bölgeler üzerinde nispi maksimum bölgeler, yerel yoğunluk artışlarına ait olmaktadır. Elde edilen minimum bölgeler Şekil 4'de verilen jeoloji haritasındaki fay hatlarını ve bu



Şekil 2. Küre şekilli üç cisimdeki gravitasyon alanı (a) ve değişik artım aralıkları için AG varyasyon alanları: b) $n=1$, c) $n=3$, d) $n=5$.

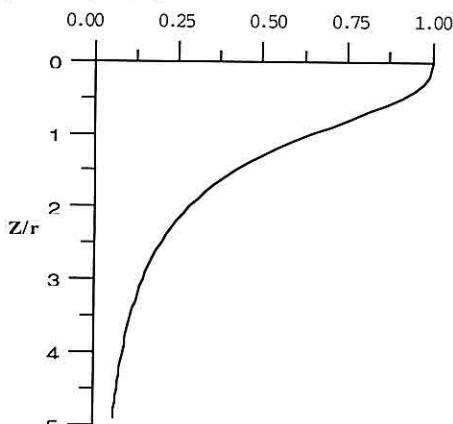
ekonomiktirler. Bu durumda $\overline{g(r)}$, r yarıçaplı daire üzerindeki değerlerin aritmetik ortalaması olarak alınabilir. Yani n adet noktadaki gravite değerlerinin aritmetik ortalaması,

$$\overline{g(r)} = \frac{g_1(r) + g_2(r) + g_3(r) + \dots + g_n(r)}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n g_i(r) \quad (4)$$

bağıntısıyla hesaplanabilir. Varyasyon yönteminin özelliklerini r dönüşüm parametresi tayin etmektedir. Bu fonksiyonun r parametresine bağlı kütleye duyarlılığı derinliğe bağlı olarak,

$$N(z) = 1 - \frac{z^3}{(z^2 + r^2)^{3/2}} \quad (5)$$

denklemi ile ifade edilir (Andreev ve Klushin, 1962). $N(z)$ 'nin grafiği düşey eksen derinliğin yarıçapa orANI olmak üzere çizildiğinde (Şekil 1), eğriden 0 ile $0.5r$ - $0.7r$ aralığındaki kütlelerin değişim etkisinin daha belirgin olarak gözlendiği onun dışındaki kütlelerin etkisinin çok az veya hiç görülmemiği anlaşılmıştır (Maden, 1998).



Şekil 1. Andreev-Griffin yönteminde nispi duyarlık fonksiyonunun derinlik-yarıçap orANIına bağlı olarak değişimi.

3. MODEL ÇALIŞMALARI

Andreev-Griffin (AG) varyasyon yöntemini, saha verilerine uygulamadan önce değişik modeller üzerinde verdiği sonuçlar incelenmiştir. Modellemelerde prizma ve küre kullanılmıştır. Ele alınan yapıların gravite anomalileri teorik olarak hesaplanmış ve bu gravite alanının AG varyasyon alanları değerlendirilerek saha verilerinin yorumuna yardımcı olabilecek sonuçlar elde edilmeye çalışılmıştır.

Şekil 2'de üç tane küre şekilli cisim ile oluşturulan modelin gravite alanı ve bu alandan değişik artım aralıkları için hesaplanmış AG varyasyon alanları görülmektedir. Modelde birinci cisim (5, 5, 5 km), ikinci cisim (15, 15, 5 km) koordinatlarında yer almıştır. İki cisim de 2 km yarıçapa ve 2 gr/cm³ yoğunluğa sahiptir. Üçüncü cisim merkezi bu iki cisim merkezlerini birleştiren doğrunun tam orta noktasındadır. 2 km yarıçapa ve 3.5 gr/cm³ yoğunluğa sahip olan bu cisim (10, 10, 7.5 km) koordinatına yerleştirilmiştir. Bu üç cismin gravite alanı hesaplandığında derinde olan cismin etkisi diğer cisimler tarafından örtülmektedir. Gravite alanından AG varyasyon alanları hesaplandığında cisimlerin merkezleri üzerinde, yüzeye yakın cisimler sebebiyle büyük genlikli iki nispi maksimum bölge ve bunların arasında derin cismin etkisi sebebiyle daha düşük genlikli bir diğer nispi maksimum bölge görülmektedir. Artım aralığı arttıkça ortadaki cisim etkisini artırmaktadır (Şekil 2 b, c, d).

Şekil 3 a'da yan yana farklı yoğunluklu dikdörtgen şeklinde üç kütleye ait gravite

1. GİRİŞ

İnceleme alanı Doğu Anadolu'nun kuzeyinde yer almaktır ve Erzurum, Horasan, Pasinler olmak üzere üç ayrı havzayı kapsamaktadır. Bölgede yapılan çalışmalar bölgenin petrol açısından perspektif bir bölge olduğunu ortaya koymuştur. Petrol ve gaz havzelerinin gravite anomalisi, çok zayıf olarak ortaya çıktıktan, hidrokarbon arama amaçlı gravite çalışmalarında, gravite verilerinin özel olarak işlenmesi gerekmektedir. Gravite anomalileri yorumlanırken, yeraltında değişik seviyelerdeki kütlerden ileri gelen Rejyonal ve Rezidüel anomalilerin birbirlerinden ayrılması gereklidir.

Rejyonal-Rezidüel ayırmayı ile ilgili pek çok araştırmacı yıllardır çalışmaktadır (Elkins, 1951; Nettleton, 1954; Skeels, 1967; Erden, 1979; Şeren, 1992; Akçig ve Pınar, 1994; Blakely, 1995; Mallick ve Sharma, 1999). Gravite verilerinin yorumunda daha çok profil yöntemi veya yuvarlatma yöntemleri kullanılmıştır. Bu yöntemle aynı alanda farklı kişilerin, farklı sonuçlar üretmesi her zaman mümkündür. Bu çalışmada gravite verilerinin Rejyonal-Rezidüel anomali ayırmada kullanılan yöntemlerden biri olan Andreev-Griffin yöntemi (Andreev, 1938; Griffin, 1949; Andreev ve Klushin, 1962; Mudretsova vd, 1979) incelenerek model ve arazi verileri üzerinde denenmiştir.

2. ANDREEV-GRIFFIN VARYASYON YÖNTEMİ

Andreev-Griffin yöntemi, gravite

verilerinin hidrokarbon aramalarında kullanımına yönelik yöntemlerden birisidir. Andreev (1938), ilk kez jeolojik kesitteki yoğunluk değişimlerini ortaya çıkarmak amacıyla bir profil boyunca alınmış yüksek duyarlılıktaki gravite verilerinden,

$$\delta\Delta g(x,r) = \Delta g(x) \frac{\Delta g(x+r) + \Delta g(x-r)}{2} \quad (1)$$

bağıntısıyla varyasyon hesaplamayı teklif etmiştir. Burada r varyasyon hesaplama aralığını göstermektedir olup ölçüm aralığının birkaç katı olabilir ($r=n\Delta x$, $n=1,2,3,\dots,10$). Daha sonraları bu yöntem iki boyutlu alanlar için genelleştirilmiştir (Griffin, 1949). Koordinat başlangıcı, varyasyonu hesaplanacak noktaya yerleştirildiğinde iki boyutlu gravite alanı için varyasyon değeri,

$$\delta\Delta g = g(0) - \overline{g(r)} \quad (2)$$

denklemiyle elde edilen değerler rezidüel anomali olarak kabul edilir. Burada $g(0)$ varyasyon hesaplanacak noktanın gravite değeri, $\overline{g(r)}$ ise Rejyonal anomali olarak bilinmekte ve,

$$\overline{g(r)} = \frac{1}{2\tau} \int_0^{2\pi} g(r, \theta) d\theta \quad (3)$$

bağıntısıyla verilmektedir. (3) bağıntısı, $g(0)$ gravite değerli nokta merkez olmak üzere r yarıçaplı daire üzerindeki gravite değerlerinin ortalamasıdır. Genelde $g(r, \theta)$ 'nın integrallenebilir şekli bilinmediğinden, araştırmacılar bazı sayısal yöntemler geliştirmiştir. Dahası sayısal yöntemler zaman bakımından da

ERZURUM-HORASAN-PASİNLER BÖLGESİ GRAVİTE VERİLERİİNİN ANDREEV-GRİFFİN YÖNTEMİYLE DEĞERLENDİRİLMESİ

Nafız MADEN, Fahrettin KADİR

KTÜ, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon/Türkiye

ÖZET: *Petrol ve gaz haznelerinin gravite anomaliyi, çok zayıf olduğundan, hidrokarbon arama amaçlı gravite etütlerinde, gravite verileri özel olarak işlenmektedir. Andreev-Griffin (AG) yöntemi, gravite verilerinin hidrokarbon aramalarında kullanılan yöntemlerden birisidir. AG dönüşümünde, anomaliler yarıçap'a bağlı olarak $z=0.5r$ ve $z=0.7r$ derinlikleri arasında bulunan anomal yoğunluk değişim etkilerini göstermektedir. AG yöntemi, yoğunluğun düşüş gösterdiği yerlerde nispi minimum, artış gösterdiği yerlerde ise nispi maksimum anomaliler vermektedir. AG yöntemi, Doğu Anadolu'nun kuzeyinde yer alan Erzurum, Horasan, Pasinler bölgesi gravite verilerine uygunmuştur. Yapılan çalışmalar bölgenin petrol açısından perspektif bir bölge olduğunu ortaya koymuştur. Bu nedenle, bölgenin lokal anomali haritaları hesaplanmış ve bu yöntemle değerlendirilmiştir.*

EVALUATION OF GRAVITY ANOMALIES OF ERZURUM-HORASAN- PASİNLER BY ANDREEV-GRİFFİN VARIATION METHOD

ABSTRACT: *Since gravity anomalies of oil and gas reservoirs are weak, they have been processed specifically in the gravity studies for hydrocarbon exploration. Andreev-Griffin (AG) is the method that used for exploration of hydrocarbon by examined gravity data. Anomalies due to radius indicate the effects of anomalous density variations between $z=0.5r$ and $z=0.7r$ depths in the AG transforms. Andreev-Griffin method gives the relative minimum anomalies where the density decrease and the relative maximum anomalies where the density increase. AG method was applied to gravity anomaly data of the Erzurum, Horasan and Pasinler region, located northern East Anatolia. Previous studies showed that this area was a perspective region point of view of hydrocarbon. For that reason, the local anomaly maps of the region were calculated and evaluated with this method.*

önem arz etmektedir. Bu nedenle yapılan herhangi bir yatırımin değeri, sağlayacağı gelirlere bağlı olup, yatırım mülkiyetinin işletmede olup olmaması değerinin belirlenmesinde önemli olmamaktadır.

Gerçekten de yatırım mallarının mülkiyetine sahip olunmayıp, yalnızca bunların kullanım hakkı ile yetinilmesi, hem eldeki mevcut fonları duran varlıklara bağlamaktan kurtarıyor hem de yatırımların yenilenmesini, ağır bir finansal yük altına girmeden mümkün hale getirebiliyor. Böylece, kiralama

yoluyla makine ekipman sağlanması, yatırımcı peşin olarak yüklü bir alım bedeli ödememekte ve yatırım konusu malı, üretme sokarak elde edeceği kazançtan kira bedelini karşılayabilmektedir. Yani, yatırım kendi kendini finanse etme olanağı bulmaktadır.

Sonuç olarak, finansman temininde büyük zorluklarla karşılaşılan ülkemizde, madencilik sektöründe faaliyet gösteren kamu kurumları, özel şirket ve şahısların yatırımlarında, finansal kiralama seçeneğini değerlendirmelerinde büyük yararları olduğu ortadadır.

5. KAYNAKLAR

Aktaş, T., Güvenç, H., 1993. *Factoring, Leasing '93*, Ekonomi Politika Dergisi, Özel Ek, S. 16-31, İstanbul.

BaysalL, R., Kağan, T., 1994. *Gelişen Finans Teknikleri, Capital Ekonomi Dergisi, Guide 6*, İstanbul.

Karabaş, İ., Çelebi, N., 1991. *Finansal Kiralama; Madencilik Yatırımları İçin Alternatif Finansman Kaynağı*, Türkiye Madencilik Bilimsel ve Teknik 12. Kongresi, TMMOB, Maden Müh. Odası

Yayını, S. 445-454, Ankara.

Koç, M., 1999, *Bütün Yönüyle Finansal Kiralama*, Alfa Basım Yayımları Dağıtım, İstanbul.

Uyanık, S., 1990. *Proje Finansmanında Finansal Kiralamanın Rolü*, TOBB Yayımları, Yayın No. 138, Ankara.

Varlık, L., Türkakin, Ö., Gürçan, A.N., 1985. *Leasing, Factoring, Forfaiting*, T. İş Bankası A.Ş. Yayımları, Ankara

<http://www.ziraatleasing.com.tr/girisie.htm>, Ziraat Leasing resmi internet sayfası.

ve bunun sonucunda finansal kiralama pek uygulanamamıştır.

Finansal kiralama yönteminin, İstanbul, Ankara ve İzmir gibi üç büyük şehrin dışında organize olamamış olması ve yeterli ölçüde tanıtlamaması nedeniyle birçok sektörde ve bilhassa madencilik sektöründe bu yöntemin önemi ve avantajları henüz tam olarak anlaşılıamamıştır.

Bugün ülkemizde gerek devletin gerekse özel sektörün madenciliğe etiği önemi vermemesi nedeniyle madencilik ülke ekonomisindeki yerini tam olarak alamamakta ve gelişmemektedir. Ayrıca ülkemizdeki faiz oranlarının yüksekliği ve değişkenliği madencilik sektörü yatırımcılarının orta vadede plan yapma olanağını sınırlamakta ve sabit sermaye yatırımlarında öz kaynak kullanma eğilimini artırmaktadır. Tüm bu nedenler finansal kiralamanın sektörümüzde gelişmesini engellemiştir.

4. SONUÇ

Madencilik sektörünün, Türkiye ile AB arasında 1995 yılı içerisinde gerçekleşen gümrük birliği şartlarına uyum sağlayabilmesi için kendini güçlendirmesi, rekabete hazırlaması veya rekabetçi konumunu koruması zorunluluğu bulunmaktadır. Bu da teknolojilerin yenilenmesi dolayısıyla modernizasyon yatırımları gerektirmektedir. Ancak orta ve uzun vadeli kredi bulma imkanlarının giderek daraldığı ülkemizde, söz konusu yatırımlar için de kaynak bulma sorunuyla karşı karşıya kalınacaktır. Bu durumda, kit kaynaklarla yatırım yapmaya çalışan

sektörümüzün karşılaştığı finansman tıkanıklığının aşılmasında başvurabilecek en etkin finansman yöntemi finansal kiralamadır. Finansal kiralama, özellikle sermaye yönünden güçsüz olan orta ve küçük ölçekli veya yeni işletmelere uygun koşullarda finansman elde etme imkanı sağlamaktadır. Bunun yanında ellerinde yeterli fon bulunan büyük işletmeler dahi, finansal kiralama yaparak ellerindeki sermayeyi başka alanlarda değerlendirmeye imkanı bulmaktadır.

Zira günümüz ekonomik koşullarında, her şeyin öz kaynakla ve banka kredisile gerçekleştirilemesi mümkün değildir. Özellikle enflasyonist ortamlarda işletmelerin en önemli kaynağı işletme sermayesidir. Ayrıca orta vadeli finansman yetersizliği nedeniyle orta vadeli yatırımlarını, kısa vadeli kaynaklarla finanse eden işletmelerin finansal yapıları, büyük risk taşımakta ve para piyasalarında meydana gelebilecek değişikliklerden çok çabuk etkilenmektedirler. Finansal kiralamanın, en az öz kaynak kullanımı ile yatırımları gerçekleştirmesi ve orta vadeli finansman sağlanması nedeniyle yukarıda sözü edilen olumsuzluklar ortadan kalkacaktır.

Günümüzde finansal kiralama şirketleri doğrudan finansman yanında; teşvik, ihracat, ithalat ve fizibilite gibi konularda da danışmanlık hizmeti vermektedirler. Dolayısıyla bu yöntemle finans sağlayan şirketler bu imkanlardan da yararlanabilmektedirler.

Bunun yanında ticari işletmeler için bir malın mülkiyetinden çok kullanımı ve bunun sonucunda elde edilen gelir büyük

maliyeti artar.

- * Bilançoda borçluluk oranı artar.
- * İşletmenin teminatlandırılması ve gerçekleşmesi genellikle uzun süre alır.
- * Proje çoğu zaman kısmen finanse edilir.
- * Nakit akışına göre geri ödeme esnekliği olmaz.
- * Kredi faizi dönem içinde değişebilir ve bu durumda nakit akışı bozulabilir.

2.4. Finansal Kiralamanın Dezavantajları

Finansal kiralamanın sağladığı avantajların yanı sıra kiracı ve kiralayan açısından birtakım dezavantajları da beraberinde getirmektedir. Burada sadece kiracı açısından oluşan dezavantajlara değinilecektir.

* Kalkınma ve Yatırım Bankaları ile Eximbank kredilerine göre daha pahalıdır.

* Faizlerin yüksek fakat azalan bir trend içinde olduğu dönemlerde uzun vadeli bir kiralama sözleşmesi yapmak, kiracı firmalar açısından bazı sorunlara neden olmaktadır. Bu dönemlerde finansal kiralama şirketi, bir mali kiralamak üzere satın almak için orta veya uzun vadeli bir kredi temin ettiğinden, kira bedelleri de, bu sabit ve yüksek faizli kredi maliyeti çerçevesinde tespit edilmektedir. Ancak faiz oranlarının yıldan yıla düşmesiyle, sözleşmede tespit edilen kira bedelleri, kiracı için her yıl nispi olarak daha yüksek bir maliyet taşımiş olmaktadır.

* Uluslararası finansal kiralamada, kur riski söz konusu olabilmektedir. Bu, kira ödemelerinin yapıldığı para birimi ile

kiralanan varlığın sağladığı gelir için geçerli olan para birimi arasındaki farktan doğmaktadır.

* Teknolojisi hızlı ve sürekli olarak değişen malların, dönem sonu değerlerinin saptanması zor olmaktadır.

3. DÜNYA VE TÜRKİYE MADENCİLİĞİNDE FİNANSAL KİRALAMA

Finansal kiralama, Dünyada bir çok sektörde olduğu gibi madencilik sektöründe de başarıyla uygulanmaktadır. Dünya madencilik uygulamaları arasında, dragline, shovel, kamyon, yeraltı makine ve ekipmanları, cevher hazırlama ve zenginleştirme tesileri, lavuar, izabe tesileri gibi madencilik ekipmanlarının yanı sıra yardımcı üretim ve hizmet üniteleri de finansal kiralama yoluyla finanse edilmektedir.

Ancak finansal kiralama, ülkemiz madencilik sektöründe fazla bir gelişme göstermemiştir. Bunun birçok nedeni olduğu gibi, ülkemize has bazı koşulların ve bilhassa madencilik sektörümüzdeki kendine özgü özelliklerin önemi büyektür.

Bilindiği üzere, madencilik sektöründe faaliyet gösteren birçok işletme, çağdaş ve profesyonel işletmecilik anlayışı dışında bir aile şirketi olarak faaliyetini sürdürmektedir. Bu tür işletmelerde, yöneticilik mesleğinin ciddiye alınmamış olması ve amatörce yönetim söz konusu finansman yönteminin kullanılmasını engellemiştir. Bununla beraber "bir malın mülkiyeti değil, kullanımı verim getirir" fikri, mülkiyeti seven bir toplum olmamız nedeniyle, şirket yöneticilerine ters gelmiş

değerlendirilir. Teminat, bu değerlendirmeler sonucunda belirlenir. Ancak, kiralanan mal sözleşme dönemi boyunca finansal kiralama şirketinin mülkiyetinde bulunacağı için istenecek teminat, diğer finansman yöntemlerine göre daha basit olabilir.

** Yatırım Teşviklerinden Yararlanma
Olanağı Sürer;*

Sahip olunan yatırım teşvik belgesinin, finansal kiralama şirketine devredilmesi sonucu, sağlanan tüm avantajlar kiracıya düşük kira ödemeleri şeklinde yansıtılmaktadır.

** İflas Durumunda Kolaylık;*

Kiracı olan şirketin iflası halinde, kiralama yoluyla finanse edilmiş mallara el konulamaz. Bu durumda yatırımcı üretime devam ederken, borçlarını ödeyebilmesi de kolaylaşır. Finansal kiralama şirketinin iflası halinde, kiracının korunması için kiralama konusu mallar sözleşme süresi içinde haciz edilemez ve sözleşme kararlaştırılan sürenin sonuna kadar geçerlidir.

** Tek Sözleşmeyle Birçok Ekipman;*

Tek bir kira sözleşmesi altında değişik satıcılarından, birden fazla yatırım malı edinmek ve tüm yatırım için sadece bir ödeme planıyla kira ödemek mümkündür.

** Yatırımin Kendi Kazancıyla
Finansmani ve Mülkiyet Devri;*

Yapılacak yatırım, kendi gelirleriyle taksitler halinde ödenebiliyor. Kira ödemeleri sona erdiğinde, ekipmanın mülkiyeti belirlenmiş sembolik bir bedelle kiracuya devredilir.

** Peşin Alım Nedeniyle Ucuzluk;*

Yatırım malı, satıcıdan peşin

alinabildiği için satın alma esnasında pazarlık gücü artıyor ve çeşitli indirimler sağlanabilir.

** Ödemelerde Pazarlık Şansı;*

Finansal kiralamada faizler, ticari kredi faizleri düzeyindedir. Ancak pazarlık gücüne bağlı olarak, faiz oranlarını aşağıya çekebilmektedir.

Pazarlık gücü işletmenin kredibilitesi ve risk katsayısına, proje ile ilgili değerlendirme sonuçlarına, öngörlülecek teminat cinsine, anlaşmanın gerçekleştiği tarihteki fon maliyetlerine ve kiralanan malın ikinci piyasadaki değerine göre değişmektedir. Söz konusu parametrelerin ibresi ne kadar işletmeciden yanaysa pazarlık gücü o kadar artmaktadır.

Yatırımlarda finansal kiralama yerine, direkt satın alma veya kredi kullanılması durumunda aşağıda verilen dezavantajlar söz konusu olabilmektedir.

Satin almanın dezavantajları;

* Öz kaynağın kullanılmasından ötürü işletme sermayesi azalabilir.

* Nakit akışında sıkışıklık olabilir.

* Firmanın likiditesi düşer.

* Öz kaynağın alternatif getirilerinden mahrum kalınır.

* Beklenmedik durumlarda ortaya çıkabilecek nakit ihtiyaçlarına yanıt verme esnekliği kalmaz.

* Yeterli fon bulunamadığı durumlarda yatırımların ertelenmesi zorunluluğu ortaya çıkar. Bu da enflasyonist ortamda yatırım maliyetlerinin artmasına neden olur.

Kredinin dezavantajları;

* Faiz oranlarının üzerine, vergi ve primlerin eklenmesiyle finansman

olurlar. Böylece yatırım malı maliyeti, satın almaya oranla daha düşük olmakta ve kira ödemeleri düşük maliyet üzerinden hesaplanmaktadır.

Finansal kiralama yoluyla finansmanda, banka kredilerinde uygulanan %5 BSMV (Banka Sigorta Muamele Vergisi) ve %6 KKDF (Kaynak Kullanım Destekleme Fonu) uygulanmamıştır. Ayrıca işlemler her türlü vergi, resim ve harçtan muaf olmaktadır (Koç, 1999).

* *Kıraların Gider Gösterilmesi;*

Kredi kullanıldığından sadece kredi faiz ödemeleri gider olarak yazıldığı halde finansal kiralama da ise anapara ve faizden oluşan kira bedelinin tamamı gider olarak gösterilebilmekte ve vergi matrahından düşülebilmektedir.

* *Gümrük Vergisinde Erteleme;*

Kiralama yurtdışında yapılıyorsa ve yatırımla ilgili gümrük vergisi muafiyeti bulunmuyorsa, gümrük vergisi kira süresi sonuna dek ertelenir. Kira ödemeleri sonunda mal ithal edilirse, gümrük vergisi olarak, malın ülkeye girişinde belirlenmiş olan tutar, kur farkları dikkate alınmaksızın ödenir.

* *Kredi İmkanları Saklı Kalır;*

Finansal kiralama, bilanço dışı işlem olduğu için pasifte borç aktifte sabit kıymet olarak gözükmektedir. Dolayısıyla bilançonun borç/öz kaynak oranında bir değişiklik olmamaktadır. Böylece kredi kullanma imkanları saklı kalmaktadır.

* *Projenin Yaratacağı Nakit Akımına Uygun Ödeme İmkani;*

Kira ödeme planı banka kredisine oranla daha esnektir. Bu yöntemde

yatırımcıyı zorlamayacak, firmanın nakit akışına, yatırının verimine ve ekonomik ömrüne uygun bir ödeme planı belirlenebilir. Buna göre, mevsimlik kazanç sağlayan yatırımcı bu gelirlerine paralel kira ödeyebilir. Örneğin, yatırımı finansal kiralama ile yapmış bir kömür işletmesi kira ödemelerini, kömür satışlarının yoğun olduğu aylarda daha yüksek, satışların azaldığı aylarda ise daha düşük olarak yapabilmektedir.

* *Faiz Hadleri ve Enflasyondan Etkilenmemesi*

Banka kredilerinde faizler, her an revize edilebildiği için işletmeler nakit akışlarını tam olarak göremiyorlar. Oysa finansal kiralama da ödemeler anlaşmaya bağlı olarak sabit faiz ve taksitlerle yapılmaktadır. Böylece bütçeleme ve nakit akışı çalışmaları daha sağlıklı yapılmaktadır.

* *Zamandan Tasarruf;*

Burada başvuru, banka kredisine kıyasla çok daha kolay ve hızlı tamamlanır ve talep, olumlu veya olumsuz 1-2 hafta içinde yanıtlanır. Bu nedenle zamandan tasarruf sağlar. Böylece, yatırımcı kur farkı ve enflasyon gibi nedenlerden dolayı zarar görmez.

* *Uzun Vadeli Finansman Alternatifleri;*

En az dört yılı kapsayan bir sözleşme olması nedeniyle, diğer finansman yöntemlerine göre daha uzun vadeli dir. Ancak kira ödemeleri daha kısa sürede bitirilebilir.

* *Daha Basit Teminat;*

Finansal kiralamada teminat, işletmeye ait projenin fizibilitesi, şirketin mali yapısı, iş potansiyeli göz önüne alınarak

genellikle küçük ve orta ölçekli işletmelere yönelik olarak çalışmalarını, iş yaptıkları ülke ekonomilerinin yapısına göre çok farklı alanlarda sürdürmektedirler. Bu şirketlerin çalışma alanları; gelişmiş ülkelerde büyük ölçüde, hava taşımacılığı, komple fabrika gibi alanlarda yapılrken, gelişmekte olan ülkelerde bunların yanı sıra, taşımacılık, büro makinaları, enerji, inşaat makinaları, madencilik ve tarım alanlarında da yoğunluğu görülmektedir (Karabaş, Celebi, 1991).

2.2 Türkiye'de Finansal Kiralama

Türkiye'de finansal kiralama, bugünkü anlamına 1985 yılında yürürlüğe giren 3226 sayılı Finansal Kiralama Kanunu ile kavuşmuştur. 1986 yılında ilk leasing firmasının kurulmasıyla, finansal kiralama yöntemi, ülkemizdeki yatırımların finansmanında önemli bir pay teşkil etmeye başlamıştır.

T.C. Hazine Müsteşarlığı ve Finansal Kiralama Derneği (FİDER) verilerine dayanarak yıllık ortalama USD kuru üzerinden yapılan hesaplara göre; 1996 yılında artış oranı % 38 olarak gerçekleşirken, 1997 yılında % 9, 1998 yılında % 4 olmuştur. FİDER verilerine dayanarak ve 6 aylık ortalama USD kuru üzerinden; 1999 yılı ilk 6 ayda toplam leasing işlem hacminin 642 milyon USD olduğu hesaplanmıştır (<http://www.ziraatleasing.com.tr/girisie.htm>).

2.3. Finansal Kiralamanın Avantajları

Finansal kiralama yöntemiyle finansmanın, vergi, öz kaynak, kredi, geri

ödeme ve vade, bilanço, teminat ve satın almayla ilgili çok çeşitli avantajları mevcuttur. Bu avantajları aşağıdaki gibi sıralamak mümkündür.

** Öz kaynak Avantajı;*

En az öz kaynak harcaması ile yatırım olanağı sağlar. Böylece bir yandan likidite sağlar, diğer yandan mevcut fonların, işletmenin diğer amaçları doğrultusunda veya devir hızı daha yüksek dönen varlıklara aktarılması olanağı sağlar.

Ayrıca, teşvikli yatırımlarda, teşvik belgesindeki yatırım tutarının finansal kiralama ile karşılanan kısmı yabancı kaynak kabul edilmez. Böylece %50 kaynak gerektiren bir projede 100 birim yatırım tutarının 30 birimin leasing ile karşılaşması halinde, yatırımcının koyması gereken öz kaynak tutarı, kiralama sonrası yatırım tutarı olan 70 birimin %50'si olan 35 birimdir.

** Tam Finansman Sağlar;*

Yatırım malının tamamı bu yöntemle finanse edilebilir. İstek üzerine, yatırım malının satın alma maliyeti dışında kalan nakliye, vergiler, sigorta ve montaj gibi zaman zaman büyük meblağlara ulaşan masraflar, toplam maliyete dahil edilip kira ödemelerine yansıtılabilir. Oysa Yatırım ve Dünya Bankasının sağladığı kredilerde, yatırımın %50'sinin öz kaynaklarından sağlanması gibi bir koşul bulunmaktadır.

** Vergi Avantajları (Düşük Maliyet);*

** KDV ve BSMV, KKDF Avantajları;*

Finansal kiralamanın en büyük avantajlarından biri de KDV dir. Kiralama amacıyla satın alınan mal ve ekipmanlar, cari KDV oranları yerine %1 KDV'ye tabi

2- Yatırımcı, finansal kiralama şirketine başvurur. Kiralama şirketi, yatırımı değerlendirir ve yatırımcıya en kısa süre içinde bir teklif verir. Kiralama şirketi ve yatırımcı, üzerinde anlaştıkları koşullarla "finansal kiralama sözleşmesi" imzalar. Kiralama şirketi gerekli gördüğü hallerde yatırımcıdan teminat talep eder.

Yatırımcı, yatırım için bir teşvik belgesine sahip ise; kira sözleşmesi imzalandıktan sonra, bu sözleşme ile birlikte D.P.T 'ye başvurarak teşvik belgesinin kiralama şirketine devredilmesini sağlar.

3- Kiralama şirketi satıcıya yatırım malı bedelini öder.

4- Yatırım malı "ön satış sözleşmesi" doğrultusunda yatırımcıya teslim edilir.

5- Kiralama şirketi tarafından yatırımcıya kullanım hakkı devredilir.

6- Yatırımcı Kira sözleşmesi'nde öngörülen süre boyunca kira ödemelerini gerçekleştirir. Sözleşme süresince yatırım malının bakım, onarım ve sigorta giderleri yatırımcıya aittir.

7- Kira süresinin sonunda, kiracı sözleşmede belirlenmiş sembolik bir bedel karşılığında yatırım malına sahip olabilir.



Şekil 1. Finansal Kiralama İşlemi (Varlık, Türkakın, Gürcan, 1985).

Bugüne kadar yatırımı finanse etmek isteyen bir işletme, genellikle ya öz kaynaklarını kullanır ya da bir finans kurumundan kredi almayı tercih ederdi. Ancak günümüzde finansal kiralama yeni ve çok avantajlı bir finansman alternatifini getirmektedir. Bu yöntem, orta vadeli kredi ve öz kaynakların kullanılmasına bir seçenek olmasının yanı sıra aynı zamanda bir nakit sağlama yöntemidir.

Finansal kiralamada, her türlü taşınır ve taşınmaz mal kiralama konusu olabilir. Ancak, patent, yazılım gibi fikri ve sınai haklar için kiralama yapılamamaktadır. Ayrıca, kiralama konusu malin bağımsız ve üzerinden amortisman ayrılabilen bir özellik taşıması gerekmektedir. Buna göre hammadde veya ara malı niteliğinde bulunan ve kullanıldığında tüm özelliklerini yitiren mallar kiralama konusu yapılamamaktadır.

2.1. Dünyada Finansal Kiralama

Finansal kiralama, ilk kez 1930'larda A.B.D'de uygulanmaya başlamıştır. Ancak gelişimi II. Dünya savaşı sonrasında dünyada meydana gelen ekonomik ve teknolojik gelişmeler sonucunda olmuştur. Finansal kiralama, son yirmi yıl boyunca sadece sanayileşmiş ülkelerde değil gelişmekte olan ülkelerde de gittikçe artan bir uygulama alanı bulmuştur. Bugün Amerika'da ve birçok Avrupa ülkesinde yapılan toplam sabit yatırımların %30'u bu yöntemle gerçekleştirilmektedir. Bu rakam gelişmekte olan ülkelerde %15 iken ülkemizde ise % 5'in altında kalmaktadır.

Dünyada finansal kiralama şirketleri,

1. GİRİŞ

Madencilik, maden üretmek amacıyla maden yatağı ile üretim faktörlerinin bir araya gelmesinden oluşan, teknik ve ekonomik faaliyetleri içeren bir sektördür. Aynı zamanda bu sektör büyük sabit sermaye yatırımları gerektirir. Madencilik sektörünün, günümüzdeki değişim ve gelişen piyasa şartlarında, rekabet gücünü koruyabilmesi ve artırabilmesi için yeni teknolojileri uygulaması ve mevcut teknolojilerini yenilemesi gerekmektedir. Yeni yatırım yapmayan mevcut tesisleri yenilemeyen işletmelerin günümüz piyasa şartlarında başarılı olamayacağı herkesçe bilinmektedir.

Ancak kendini kısa sürede amorti etmesi zor olan, orta ve uzun vadeli yatırımlara ihtiyaç duyulan madencilik sektöründe en büyük sorun finansman yetersizliğidir. Bugün ülkemizde bu sektörün ihtiyacını karşılayacak orta ve uzun vadeli finansman kaynakları son derece kısıtlıdır. Ülkemizde söz konusu finansmanı sağlayabilecek devlet ve ticari bankalar ile dünya bankasına bağlı kredi mekanizmaları bulunmaktadır. Ancak bu bankalardan talep edilen kredi için bir yığın bürokratik işlemlerin yapılması gerekiyor. Ayrıca yatırım kredisi talebine olumlu yada olumsuz yanıt 3-6 ay sonra alınabilmektedir. Cevabı olumsuz olmasa halinde kaybedilen zaman nedeniyle yatırının ekonomikliği tartışıılır hale gelmektedir. Dolayısıyla bu şartlarda banka kredisile yarım yapmak ve rekabet etmek mümkün değildir. Bunun yanında işletmelerin ihtiyaç duydukları kaynakları tümüyle öz kaynaklarından

karşılaması hem zor hem ekonomik değildir.

Bu nedenlerle, sabit sermaye yatırımlarının çok kısa sürede gerçekleştirilmesine ve yatırım tutarının uzun vadede kira öder gibi ödenmesine imkan veren finansal kiralama (financial leasing), diğer finans kaynaklarına seçenek olarak büyük önem kazanmaktadır.

2. FİNANSAL KİRALAMA

Finansal kiralama, yatırımcının ihtiyaç duyduğu yatırım malının, finansal kiralama kuruluşu tarafından satın alınarak, mülkiyetini finansal kiralama kuruluşunda, kullanım hakkını her türlü faydayı sağlamak üzere belli bir süre ve ödeme planı çerçevesinde yatırımcıya bırakılan bir anlaşma olarak tanımlanabilir (Koç, 1999). Kiralama süresinin sonunda kiralanan mal geri verilebilir veya mülkiyeti sembolik bir bedel karşılığında yatırımcıa devredilebilir.

Finansal kiralamada yatırımcıa para yerine ihtiyacı olan yatırım mali sağlanır. Yatırımcı, öz kaynaklarına başvurmadan yatırımı gerçekleştirmeye olanağına kavuşur. Finansal kiralama ile alınan mallar yatırımcı tarafından kullanılır ve gelir getirir. Böylece ödenecek kiralalar yatırımcıa yük olmaz ve yatırım malları kendi bedellerini en uygun koşullarda geri öderler. Bu finansman yönteminin işleyişi aşağıda ayrıntılı bir şekilde açıklanmakta ve şematik olarak Şekil 1'de verilmektedir.

1- Yatırımcı, yatırım malını seçerek satıcı ile fiyat ve teslim şartlarını içeren bir "ön satış sözleşmesi" imzalar.

MADENCİLİK SEKTÖRÜ ve FINANSAL KİRALAMA

Bayram KAHRAMAN, Turan BATAR

D.E.Ü., Maden Mühendisliği Bölümü, İzmir/Türkiye

ÖZET : *Madencilik, maden üretmek amacıyla maden yatağı ile üretim faktörlerinin bir araya gelmesinden oluşan teknik ve ekonomik faaliyetleri içeren bir sektördür. Madencilik sektörünün, günümüzdeki değişim ve gelişen piyasa şartlarında, rekabet gücünü koruyabilmesi ve artırabilmesi için yeni teknolojileri uygulaması ve/veya mevcut teknolojilerini yenilemesi gerekmektedir. Yeni yatırım yapmayan mevcut tesisleri yenilemeyecek işletmelerin günümüz piyasa şartlarında başarılı olamayacağı herkesçe bilinmektedir. Ancak madencilik yatırımlarının ortak sorunu; finansman yetersizliğidir. Bugün ülkemizde madencilik sektörünün ihtiyacını karşılayacak orta ve uzun vadeli finansman kaynakları son derece kısıtlıdır. Bu nedenle, söz konusu sektörün finansman ihtiyaçlarını daha basit ve kısa sürede karşılayabilecek, uluslararası piyasalarda başarıyla uygulanmış finans tekniklerinin kullanılması gündeme gelmiştir. Burada sözü edilen finans tekniği "Finansal Kiralama" dir.*

Bu çalışmada, amortismana tabi yatırım mallarının kira karşılığında belli bir süre kiralanması anlamına gelen finansal kiralama hakkında bilgi verilecektir.

MINING and FINANCIAL LEASING

ABSTRACT: *Mining is a correlated sector of both the mineral deposit and production factors involving technical and economical aspects. It requires the use of new or improved technologies for the mining sector to easily challenge in the current market conditions. It is a widely known fact that those mining companies, which make no attempt to achieve newer investments and innovate their facilities, are bound to fail. However, the common problem of the mining investments in our country is the issue of deficient financing. Today, mid-term or long-term fund raising remains restricted in our country in order to meet the need of mining sector. For this reason, the use of shorter and simpler financial techniques successfully applied worldwide, have come onto agenda. This technique mentioned here is "financial leasing".*

In this study, the concept of financial leasing, which means the rent of investment items that are subject to depreciation for a specific period of time, will be explained.

- Schoeller, H., 1962. *Les Eaux souterraines.* 627 p. Masson et cie, Paris.
- Schoeller, H., 1967. *Hydrodynamique dans le karst (E'coulement et emmagasinement).* Chronique d'Hydrogeologie No: 10, p. 5-20, BRGM, Paris.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E. ve Naz , H., 1984. Elazığ-Palu alanının jeolojisi. T.C. Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi, 29,83-190.
- Turan, M., 1984. *Baskil- Aydınlar (Elazığ) yöresinin stratigrafisi ve tektoniği.* Doktora Tezi, Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., Elazığ, 180 s. (yayınlanmamış).
- Yazgan, E., 1981. *Doğu Toroslar'da etkin bir paleokita kenarı etüdü (Üst Kretase - Orta Eosen) Malatya-Elazığ- Doğu Anadolu.* Yerbilimleri, 7, 83-104.

katsayısının değeri $\alpha_{1a}=1,5*10^{-2}$ gün $^{-1}$, ince çatlak ve gözeneklerden laminer akımla boşalım döneminde boşalma katsayısının değeri $\alpha_{2a}=7,8*10^{-3}$ gün $^{-1}$ olarak hesaplanmıştır. 1999 yılında 26 Mayıs-16 Ağustos tarihleri arasında türbülent rejimle boşalan su miktarı $V_{2a}=141*10^3$ m 3 , 26 Mayıs- 26 Kasım tarihleri arasında laminer akımla boşalan su miktarı $V_{2b}=642*10^3$ m 3 , 26 Mayıs-26 Kasım tarihleri arasında gerçek rejimde boşalım kotu üzerinde toplam depolama gücü $V_{0(99)}=1,39*10^6$ m 3 olarak hesaplanmıştır. Kaynak sularında katyon ve anyonların sıralanışı r Ca > r Mg > r Na+K; r HCO₃ > r Cl > r SO₄ şeklinde olup, mevsimlere bağlı olarak herhangi bir değişim gözlenmemektedir. Sularda karbonat sertliği %50'den fazla olup, bunlar CaCO₃ ve MgCO₃'lı sular sınıfına girmektedir.

6. KAYNAKLAR

Balçık, A., 1978. Keban madeni, Derebaca ve Fırat ocağı geliştirme raporu, MTA Raporu, Maden Etüd, No: 1581, 21 s. (yayınlanmamış).

Bingöl, A. F., 1982. Elazığ- Pertek-Kovancılar arası volkanik kayaçların petrolojisi. Fırat Üniv. Fen Bil. Enst. Dergisi, 1, 9-21.

Bingöl, A. F., Beyarslan, M., 1996. Elazığ Mağmatitleri'nin jeokimyası ve petrolojisi, KTÜ Sempozyumu Bildiri Metinleri, 208-224.

Bulut, C. İçöz, E. ve Nazik, M., 1978. Elazığ- Kuzova hidrojeolojik etüd raporu, DSİ Genel Müdürlüğü, Ankara, 31 s. (yayınlanmamış).

Canik, B., 1998. Hidrojeoloji (Yeraltı Sularının Aranması, İşletilmesi, Kimyası).

Ankara, 286 s.

Çetindağ, B., 1989. Elazığ Ören çayı havzasının hidrojeoloji incelemesi. Doktora Tezi, Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., Elazığ, 320 s. (yayınlanmamış).

Çetindağ, B., Canik, B., Pasvanoğlu, S., 1998. Yedigöz (Elazığ) Kaynağı'nın Hidrojeoloji İncelemesi, Yerbilimleri, Hacettepe Üniv., 20, 31-40.

Drogue, C., 1967. Essai de determination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures, chronique d'hydrogéologie No: !0, p. 43-47, BRGM, Paris.

Maillet, E., 1905. Essais d'hydraulique souterraine et fluviale, Vol. 1, 218 p., Herman, Paris.

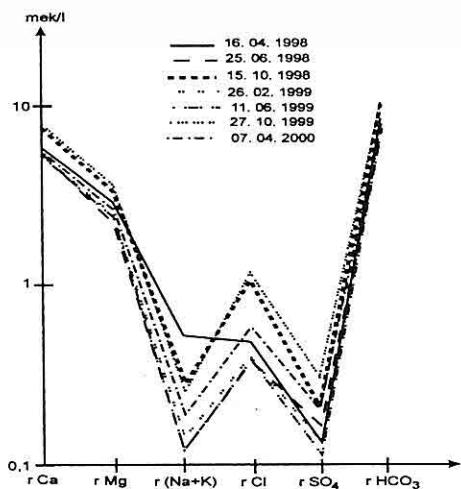
Özkul, M., 1988. Elazığ batısında Kırkçeşit Formasyonu üzerinde sedimentolojik incelemeler, Doktora Tezi, Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., Elazığ, 186 s. (yayınlanmamış).

Öztekin, Ö., 1998. Elazığ ili içme ve kullanma sularının fiziko-kimyasal özellikleri, Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniv. Fen Bil. Enst., Elazığ, 124 s. (yayınlanmamış).

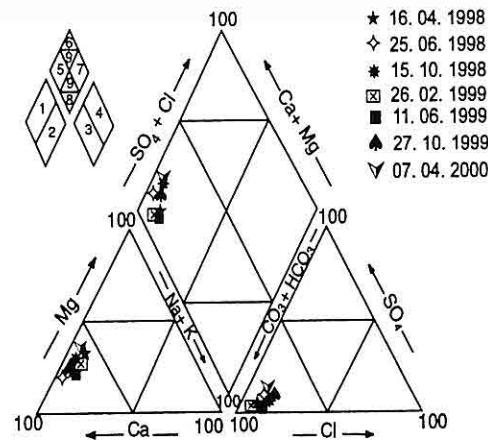
Padilla, A., Pulido-Bosch, A. and Mangin, A., 1994. Relative importance of baseflow and quick flow from hydrographs of karst spring, Groundwater, 32, (2), 267-277.

Perinçek, D., 1979. Palu-Karakoçan-Elazığ-Sıvrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları. TPAO Arşivi Rapor No: 1361,33 s., Ankara (yayınlanmamış).

Piper, A. M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. Transactions American Geophysical Union, 25 p., 914-923.



Şekil 5. Su kimyası tahlil sonuçlarının Schoeller diyagramında gösterilmesi.



Şekil 6. Su kimyası tahlil sonuçlarının Piper diyagramında gösterilmesi.

Tablo 1. Haroğlu Kaynağının su kimyası tahlil sonuçları.

	Ca ⁺²			Mg ⁺²			Na ⁺			K ⁺			
Tarih	mg/l	mek/l	% r	mg/l	mek/l	% r	mg/l	mek/l	% r	mg/l	mek/l	% r	Toplam mek/l
16.04.1998	118	5,90	63,10	35,20	2,93	31,34	3,40	0,50	5,35	0,90	0,02	0,21	9,35
25.06.1998	112,5	5,63	70,73	26,50	2,21	27,76	2,40	0,10	1,26	0,80	0,02	0,25	7,96
15.10.1998	152,6	7,63	67,70	40,50	3,38	30,00	4,98	0,22	1,95	1,60	0,04	0,35	11,27
26.02.1999	110,5	5,53	67,27	30,60	2,55	31,02	2,80	0,12	1,46	0,70	0,02	0,25	8,22
11.06.1999	108,5	5,43	68,56	28,40	2,37	29,92	2,20	0,10	1,26	0,70	0,02	0,26	7,92
27.10.1999	160,8	8,04	67,11	44,30	3,69	30,80	4,80	0,21	1,75	1,40	0,04	0,34	11,98
07.04.2000	112,5	5,63	65,54	33,40	2,78	32,36	3,60	0,16	1,86	0,95	0,02	0,24	8,59

Tablo 1'in devamı

	Cl ⁻			SO ₄ ⁻²			HCO ₃ ⁻					
Tarih	mg/l	mek/l	% r	mg/l	mek/l	% r	mg/l	mek/l	% r	Toplam mek/l	pH	EC μmho/cm
16.04.1998	17,2	0,48	5,16	6,30	0,13	1,40	530,50	8,70	93,45	9,31	7,4	420
25.06.1998	13,6	0,38	4,79	7,80	0,16	2,02	450,50	7,39	93,19	7,93	7,6	415
15.10.1998	36,4	1,03	9,16	10,20	0,21	1,87	610,50	10,00	88,97	11,24	7,4	490
26.02.1999	10,3	0,29	3,54	5,40	0,13	1,59	474,50	7,78	94,88	8,20	7,2	335
11.06.1999	10,2	0,29	3,68	5,20	0,11	1,39	456,60	7,49	94,93	7,89	7,2	330
27.10.1999	40,5	1,14	9,55	14,40	0,30	2,51	640,50	10,50	87,94	11,94	7,2	420
07.04.2000	20,2	0,57	6,67	9,40	0,20	2,34	474,60	7,78	90,99	8,55	7,4	420

hesaplanmıştır.

$$V_{1a} = [(q_{01} - q_{02}/\alpha_1) - (q_{03} - q_{02}/\alpha_2)] * 86400 \quad (4)$$

Aynı yıl içerisinde 25 Haziran- 27 Kasım 1998 tarihleri arasında laminer akımla boşalan su miktarı $V_{1b} = 591*10^3$ m³ olarak hesaplanmıştır. Kaynağın 25 Haziran 1998 tarihindeki depolama gücü $V_{01} = V_{02} + V_1$ ’dır. $V_{02} = (q_{03}/\alpha^2) * 86400$ olup; $V_{01} = 1,66*10^6$ m³ elde edilmiştir. 1999 yılında kaynağın boşalımı yine iki doğru ile temsil edilmiştir (Şekil 4b). Boşalımın başlangıcında A₁ doğrusunun temsil ettiği geniş yarık ve erime kanallarından 26 Mayıs 1999- 16 Ağustos 1999 tarihleri arası türbütan rejimle boşalan su miktarı V_{2a} , aşağıda verilen eşitlikten $141*10^3$ m³ olarak hesaplanmıştır.

$$V_{2a} = [(q_{04} - q_{05}/\alpha_{1a}) - (q_{06} - q_{05}/\alpha_{2a})] * 86400 \quad (5)$$

Aynı yıl içinde ince çatlak ve gözeneklerden 26 Mayıs 1999- 26 Kasım 1999 tarihleri arasında laminer akımla boşalan su miktarı;

$$V_{2b} = (q_{06} - q_{05}/\alpha_{2a}) * 86400 \quad (6)$$

eşitliğinden $V_{2b} = 642*10^3$ m³ bulunmuştur. Kaynağın 26 Mayıs 1999- 26 Kasım 1999 tarihleri arasında boşalım kotu üzerinde toplam depolama gücü $V_{0(99)} = V_{02(99)} + V_{2a}$ ’dır.

$V_{02(99)} = (q_{06}/\alpha_2) * 86400$ olup, $V_{0(99)} = 1,39*10^6$ m³ bulunmuştur.

4.5. Kaynak Suyunun Kimyasal Bileşimi

Kaynak suyunun kimyasal bileşiminin mevsimsel olarak değişimini saptamak amacıyla her üç ayda bir su analizleri

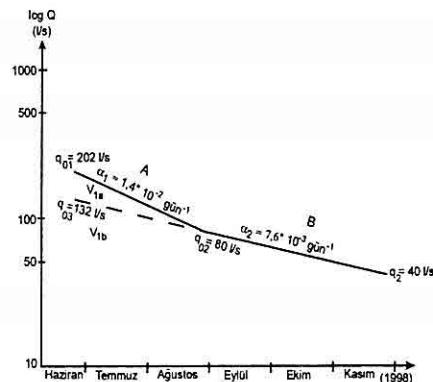
yapılmıştır (Tablo 1). Analiz sonuçlarına göre çizilen Schoeller (1962) diyagramında iyonları birleştiren doğrular genellikle çakışmaktadır veya birbirlerine çok yakın paralel geçmektedir (Şekil 5). Suların katyon ve anyonların dizilişi rCa > r Mg > r Na+K; r HCO₃ > r Cl > r SO₄ şeklinde olup, mevsimlere bağlı olarak belirgin bir değişim gözlenmemektedir.

Analiz sonuçlarının Piper (1944) diyagramındaki dağılımında katyon ve anyonlar 5. bölgede gruplanmışlardır (Şekil 6). 5 nolu bölgede karbonat sertliği %50'den fazla olup, bunlar CaCO₃ ve MgCO₃'lı suların gruplandığı bölgedir.

5. SONUÇLAR

Elazığ Mağmatitleri, Kuşçular Formasyonu ve Seske Formasyonu Haroğlu kaynağının beslenme alanındaki kayaçları oluşturmaktadır. Uzun süreli debi ölçümleri sonucunda, kaynağın debisi az değişen kaynak grubuna girdiği saptanmıştır. Kaynağın gerçek rejimde iki boşalım dönemi incelenmiştir. 1998 yılında geniş yarık ve erimeli kanallardan türbütan akımla boşalma katsayısunın değeri $\alpha_1 = 1,4 * 10^{-2}$ gün⁻¹, ince çatlak ve gözeneklerden laminer akımla boşalım döneminde boşalma katsayısunın değeri $\alpha_2 = 7,6 * 10^{-3}$ gün⁻¹ olarak hesaplanmıştır. 1998 yılında 25 Haziran-28 Ağustos tarihleri arasında türbütan rejimle boşalan su miktarı $V_{1a} = 162*10^3$ m³, 25 Haziran-27 Kasım tarihleri arasında laminer akımla boşalan su miktarı $V_{1b} = 591*10^3$ m³, kaynağın 1998 yılında gerçek rejimde boşalım kotu üzerinde toplam depolama gücü $V_{01} = 1,66*10^6$ m³ bulunmuştur. 1999 yılında, geniş yarık ve erimeli kanallardan türbütan akımla boşalma

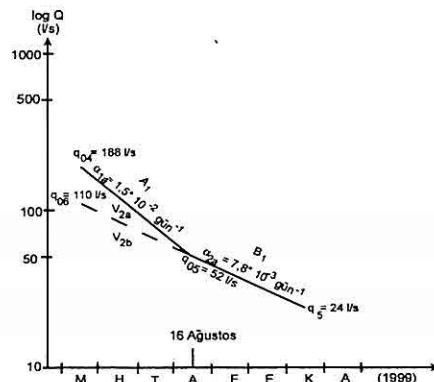
olarak hesaplanmıştır. İnce çatlaklardan ve daha çok taneler arası gözeneklerden laminer akımla boşalımın temsil edildiği B doğrusunun boşalım katsayısını hesaplamak için $q_2 = 40 \text{ l/s}$, $q_{02} = 80 \text{ l/s}$ alınarak $\alpha_2 = 7,6 \cdot 10^{-3} \text{ gün}^{-1}$ bulunmuştur. 26. 05. 1999- 26. 11. 1999 tarihleri arasında (2) nolu denklem yardımıyla geniş yarık, çatlak ve erime kanallarından olan boşalımı temsil eden A_1 doğrusunun boşalım katsayısı; $q_{04} = 188 \text{ l/s}$, $q_{05} = 52 \text{ l/s}$ alınarak $\alpha_{1a} = 1,5 \cdot 10^{-2} \text{ gün}^{-1}$, ince çatlak ve taneler arası laminer akımı temsil eden doğrunun boşalım katsayısı; $q_{05} = 52 \text{ l/s}$, $q_5 = 24 \text{ l/s}$ alınarak $\alpha_{2a} = 7,8 \cdot 10^{-3} \text{ gün}^{-1}$ bulunmuştur (Şekil 4b).



Şekil 4a. Gerçek rejimde boşalım doğruları (25. 06. 1998- 27. 11. 1998 dönemi).

Genel olarak α boşalım katsayısının n^* 10^{-3} dolayındaki değerleri akiferin daha çok dar yarık ve çatlaklarında veya taneler arası gözeneklerde laminer akımla dolaşan suyun boşaldığı kaynakları, $n^* 10^{-1}$ ve $n^* 10^{-2}$ arasındaki değerleri de geniş yarık ve erime kanallarında türbülent rejimle dolaşan suyun boşaldığı kaynakları ifade etmektedir (Schoeller, 1962 ve 1967).

Kurak döneme ait kaynağın laminer akımla boşalım grafiği, akiferin gözenekler ve ince çatlaklarındaki su depolama gücünü göstermektedir. Bu dönemde boşalımı temsil eden B ve B_1 doğrularının (Şekil 4a,b) uzantıları yağışların uzun süre etkisini göstermeyeceği herhangi bir t zamanında kaynağın debisinin ve depolama gücünün hesaplanmasına da imkan verir (Padilla vd., 1994).



Şekil 4b. Gerçek rejimde boşalım doğruları (26. 05. 1999- 26. 11. 1999 dönemi)

4.4. Kaynağın Depolama Gücü

1998 yılında gerçek rejimde kaynağın boşalım kotu üzerindeki su depolama gücü Maillet(1905) formülünün entegrasyonu ile hesaplanmıştır.

$$V_0 = (q_0/\alpha) * 86400 \quad (3)$$

1998 yılında gerçek rejimde kaynağın boşalımı iki doğru ile temsil edilmiştir (Şekil 4a). Boşalımın başlangıcında A doğrusunun temsil ettiği geniş yarık ve erime kanallarından 25 Haziran-28 Ağustos tarihleri arasında türbülent rejimle boşalan su miktarı V_{1a} , aşağıda verilen eşitlikten $162 \times 10^3 \text{ m}^3$ olarak

Formasyonu ile Seske Formasyonu'ndan olmaktadır. Yağış alanına düşen sular Elazığ Magmatitleri'nin altere olmuş zonlarıyla Seske Formasyonu'na ait kireçtaşlarının ezik, çatlak, kırık ve karst boşluklarından süzülererek kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu fay hattı ile kaynağa ulaşmaktadır.

Elazığ Magmatitlerine ait kayaçlar genel anlamda geçirimsiz birimlerdir. Bölgedeki etkin tektonizma sonucu faylı kıraklı bir yapı kazanmış ve aşırı derecede bozmuş olmaları nedeniyle ikincil gözeneklilik ve geçirimlilikleri artmıştır. Bağlınlılık gözenekli bu kuşaklar boyunca birimler hidrolik bağıntı da sağlamışlardır (Çetindağ vd., 1998). Seske Formasyonu'na ait kumtaşı ve kireçtaşları geçirimli birimlerdir. Bunların fay, kırık ve karşılaşma ile geçirimliliği daha da artmıştır. Yüzeylerine düşen yağış suları yeraltına daha kolay süzülererek kaynağa ulaşmaktadır.

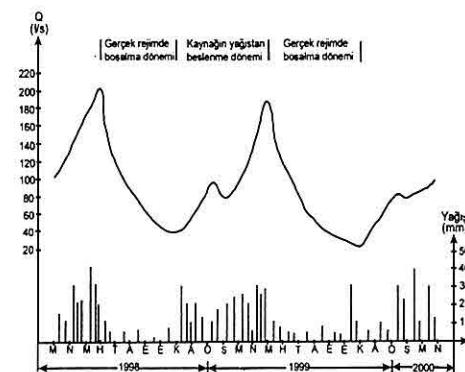
4.2. Uzun Süreli Debi Değişimi

Kaynağın 01. 04. 1998-21.04. 2000 tarihleri arasında debi değişimi ayda iki ölçüm yapılarak incelenmiştir. Şekil 3'de verilen $Q = f(t)$ grafiği incelendiğinde belirtilen tarihler arasında iki gerçek rejimde boşalma dönemi görülmektedir. 1998 yılında en düşük debinin ölçüldüğü 27 Kasım ile 1999'da en yüksek debinin ölçüldüğü 26 Mayıs tarihleri arası, kaynağın yağıştan beslenme dönemini ifade etmektedir.

4.3. Boşalma Katsayılarının Hesaplanması ve Yorumu

Gerçek rejimde birinci boşalma dönemi 25. 06. 1998-27. 11. 1998, ikinci boşalma dönemi de 26. 05. 1999-26. 11. 1999 tarihleri arasını kapsamaktadır. Kaynağın

bu dönemlere ait debi değerleri $Q = f(t)$ grafiği çizilerek t_0 ve t_{01} zamanından itibaren alçalan doğrular elde edilmiştir (Şekil 4a,b). Elde edilen bu doğruların genel denklemi, benzerlerinden daha yaygın olarak kullanılan ve Maillet tarafından önerilen eksponansiyel fonksiyonla verilmiştir (Drogue, 1967).



Şekil 3. Haroğlu Kaynağı'na ait yağışa ve zamana bağlı debi değişim grafiği.

$$q = q_0 * e^{-\alpha(t-t_0)} \quad (1)$$

yukarıdaki eşitlikte;

$q = t$ zamanındaki debi (m^3/s)

q_0 = Boşalımın başlangıcındaki (t_0 zamanındaki) debi (m^3/s)

α = Boşalma katsayısı ($günd^{-1}$)

25. 06. 1998-27. 11. 1998 tarihleri arasındaki boşalım iki doğru ile temsil edilmiştir (Şekil 4a). Boşalımın başlangıç debisi 202 l/s iken, kurak dönem sonunda baz akımı 40 l/s'dir. A doğrusu geniş yarık ve erime kanallarından olan boşalımı temsil etmekte olup boşalma katsayısı α aşağıda verilen eşitlikten hesaplanır:

$$\alpha = \log q_0 - \log q / (t - t_0) * \log e \quad (2)$$

Boşalımın başlangıç debisi $q_01 = 202$ l/s, $q_02 = 80$ l/s alınarak $a1 = 1,4 * 10^{-2} \text{ gün}^{-1}$

Tabakalanma belirgin değildir. Formasyona tipik kırmızı renk muhtemelen çimentosundaki demirli bileşenlerden gelmiştir. Önceki çalışmalarında (Balçık, 1978; Özkul, 1988; Çetindağ, 1989) bu formasyona Erken Paleosen yaşı verilmiştir.

2.3. Seske Formasyonu (Orta Paleosen-Erken Eosen)

Bu formasyon, inceleme alanında tabanda kumtaşı, kumlu kireçtaşları ile başlamakta ve üst seviyelere doğru ise masif, gri-beyaz, beyaz kireçtaşları ile devam etmektedir. Sert ve kırılgan bir yapıya sahip olmaları nedeni ile bölgede dik ve sarp yükseltiler oluşturmuştur. Formasyon genelde masif görünümde olup üst seviyelerde bazen orta-kalın tabakalanma göstermektedir. Kırıklı, çatlaklı ve karstik boşluklu olan birim bol mikrofosillidir. Daha önce yapılan bölgesel araştırmalarda (Turan, 1984; Çetindağ, 1989) formasyonun yaşı Orta Paleosen-Erken Eosen olarak tespit edilmiştir.

2.4. Kırkgeçit Formasyonu (Lütesyen-Geç Oligosen)

İnceleme alanında tabanda ince bir çakıltaşı ile başlayan formasyon, kumtaşı, killi kumtaşı, karbonat çimentolu kumtaşı, marn ve kireç taşı ardalanması şeklinde devam etmektedir. Fliş fasiyesinde olan bu birim bazı kesimlerde kumtaşı ve marnlarla başlamaktadır. Daha önce yapılan çalışmalarında (Turan, 1984; Sungurlu vd., 1984; Özkul, 1988; Çetindağ, 1989) formasyon Lütesyen-Geç Oligosen olarak yaşılandırılmıştır.

2.5. Pliyosen Çakıltaşları

Birim, çalışma alanında çakıltaşı, kaba

taneli kumtaşı, silt, yer yer kalişi karbonatlı (eski toprak) vb. çökellerle temsil edilmektedir. Çakıltaşının elemanları zayıf kumlu bir çimento ile tutturulmuşlardır. Çoğu yerde de çakıllar serbest haledir. Önceki yıllarda yapılan çalışmalarında birim Villafransiyen olarak yaşılandırılmıştır (Çetindağ, 1989).

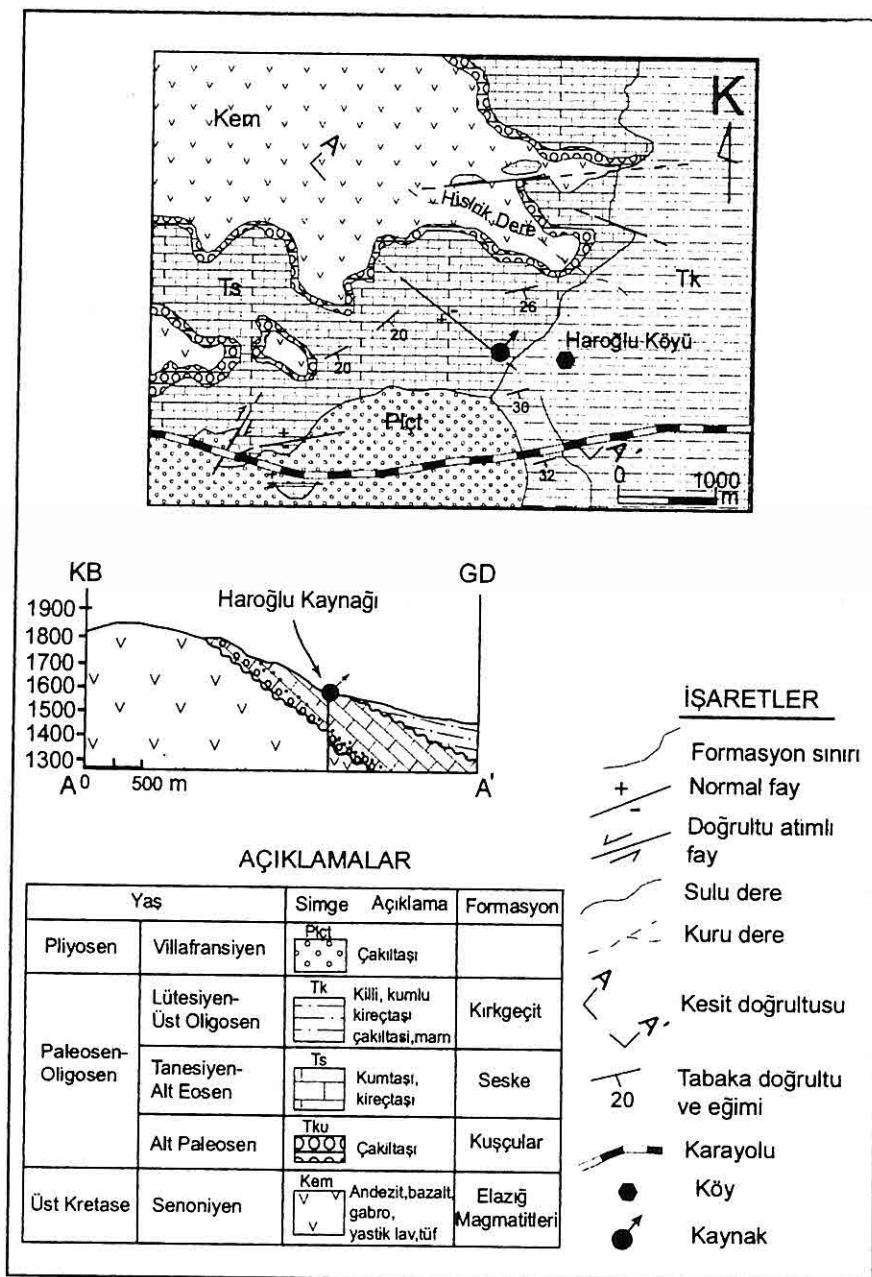
3. KAYNAK CİVARININ YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Kaynak alanı ve çevresinde tektonizma tüm formasyonları etkilemiştir. Kaynak alanı ve çevresinde tektonik hareketlerin etkisiyle kireçtaşları parçalanmış, ezilmiş ve faylanmıştır. Haroğlu Köyü'nün 250 m yakınında başlayan ve kuzeybatı-güneydoğu yönünde 1250 m devam eden fay, Haroğlu kaynağının oluşumuna neden olmuştur. Hısırik Dere'nin 500 m kuzeyinde doğu-batı yönünde yaklaşık 2500 m uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı fay büyülüğu açısından inceleme alanının en önemli kırık hattını oluşturmaktadır (Şekil 2).

4. HİDROJELOJİ

4.1. Kaynağın Oluşumu

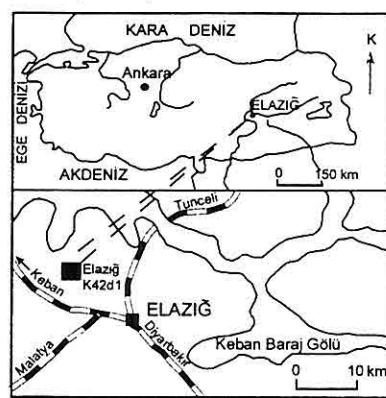
Haroğlu Köyü batısında Seske formasyonu içerisinde kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu bir fay hattı içerisinde sayısız noktadan dere yatağına boşalmış gerçekleşmektedir (Şekil 2). Kaynaklar dere yatağı içerisinde gözlendiği yerlerde kapte edilmişlerdir. Kaynağın 08. 01. 1998 ile 21. 04. 2000 tarihleri arasında debisi ve kimyasal bileşimi denetlenmiştir. Kaynaktan çıkan suyun debisinin 24-202 l/s arasında değiştiği dikkate alındığında debisi az değişen kaynak grubuna girmektedir (Canik, 1998). Haroğlu Kaynağı'nın beslenmesi Elazığ Magmatitleri, Kuşçular



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası (Çetindağ, 1989'dan alınmıştır).

1. GİRİŞ

Çalışma alanı Elazığ İl Merkezi'nin kuzeybatısında 20 km²'lik bir alanı kapsar (Şekil 1). Bölge genel olarak engebeli bir topografiya sunmakta olup, mezotermal bir iklimin etkisindedir. Bu iklim tipinin karakteristik özelliği olan yaz aylarında büyük boyutlarda su eksikliği, kış aylarında da çok miktarda su fazlalığı görülmektedir. Buna göre bu özellikler ikinci dereceden denizel iklimi belirtir (Çetindağ, 1989). Yazın oldukça fazla boyutlarda su eksikliği görülen bu bölgede debisi 24-202 l/s olan bu kaynak yöre için son derece önemlidir. Bu çalışmada, Haroğlu kaynak alanının jeolojisi ile kaynağın boşalımı, suyun kökeni, fiziko-kimyasal karakteristikleri ve yan kayaçlarla ilişkileri aydınlatılmaya çalışılmıştır. Çalışma alanı ve çevresinde değişik amaçlı jeolojik incelemeleri yapılmış olup bunlar bölgenin jeolojisini aydınlatmada önemli katkılar sağlamıştır (Bulut vd., 1978; Perinçek, 1979; Yazgan, 1981; Bingöl, 1982; Bingöl ve Beyarslan, 1996; Turan, 1984; Özkul, 1988; Çetindağ, 1989; Çetindağ vd., 1998; Öztekin, 1998).



Şekil 1. Çalışma alanının yer belirleme haritası.

2. JEOLOJİ

İnceleme alanında Senonyen yaşlı bazalt, andezit, tuf ve spilitten oluşan Elazığ Mağmatitleri temeli, çakıltaşlarından oluşan Erken Paleosen yaşlı Kuşçular, kumtaşı ve kireçtaşından oluşan Orta Paleosen- Erken Eosen yaşlı Seske, killi kumlu kireçtaşı, çakıltaşları ve marnlardan oluşan Lütesiyen- Geç Oligosen yaşlı Kırkgeçit formasyonları ile gevşek çakıltaşlarından ibaret Pliyosen (Villafransiyen) yaşlı göl oluşukları diğer birimleri meydana getirmektedir (Şekil 2).

2.1. Elazığ Mağmatitleri (Senonyen)

Kaynak alanı ve çevresinde çoğunlukla diyoritik kayaçlarla temsil edilmektedir. Diyoritler içerisinde yer yer küçük gabro mostrallarına rastlanmaktadır. Diyoritler 1-2 m. kalınlığında aplit daykları ile kesilmişlerdir. Koyu renkli diyoritlerle açık renkli diyoritler iç içe girmiştir. Bu alanda yer yer orbiküler gabrolar da mostra vermiştir. Mostra genişlikleri 8-10 m. arasında olup son derece bozmuş durumdadır. Orbikülerin çapları 2-10 m. arasında olup genellikle elips şeklinde yumrular olarak gözlenmektedir. Daha önce yapılan çalışmalarında (Yazgan, 1981; Çetindağ, 1989; Çetindağ vd., 1998) bu kayaçlara Senonyen yaşı verilmiştir.

2.2. Kuşçular Formasyonu (Alt Paleosen)

Çakıltaşı litolojisinden oluşan formasyon bölgede Elazığ Magmatitleri üzerinde görülmektedir. Tipik kırmızı, kiremit kırmızısı ve limonit sarısı renkler sunan formasyon yer yer ara seviyelerinde ince taneli koyu kahverenkli kumtaşı tabakaları içermektedir. Çakıltaşlarını oluşturan çakılların boyları oldukça düzensizdir.

HAROĞLU (ELAZIĞ) KAYNAĞININ HİDROJELOJİ İNCELEMESİ

Bahattin ÇETİNDAĞ, Özlem ÖZTEKİN
F.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: İnceleme alanı Elazığ İl Merkezi'nin kuzeybatısında yer almaktadır. İnceleme alanı Mesozoyik ve Senozoyik yaşılı birimlerden oluşmaktadır. Bunlar Elazığ Mağmatitleri, Kuşçular Formasyonu, Seske Formasyonu, Kırkçeşit Formasyonu ve Pliyosen oluşuklarıdır. Haroğlu kaynağında uzun süreli debi ve iyon değişimi kontrol edilmiştir. Kaynağın 25 Haziran - 27 Kasım 1998 tarihleri arasında boşalım kotu üzerinde toplam depolama gücü $1,66 \times 10^6 m^3$, 26 Mayıs - 26 Kasım 1999 tarihleri arasında ise $1,39 \times 10^6 m^3$ 'tür. Kaynak suyunda katyon ve anyonların sıralanışı $r Ca > r Mg > r (Na+ K), r (HCO_3) > r Cl > r SO_4$ şeklindedir. Haroğlu kaynak suyunda Piper diyagramı esas alınarak katyon ve anyonlar 5. bölgede gruplanmıştır.

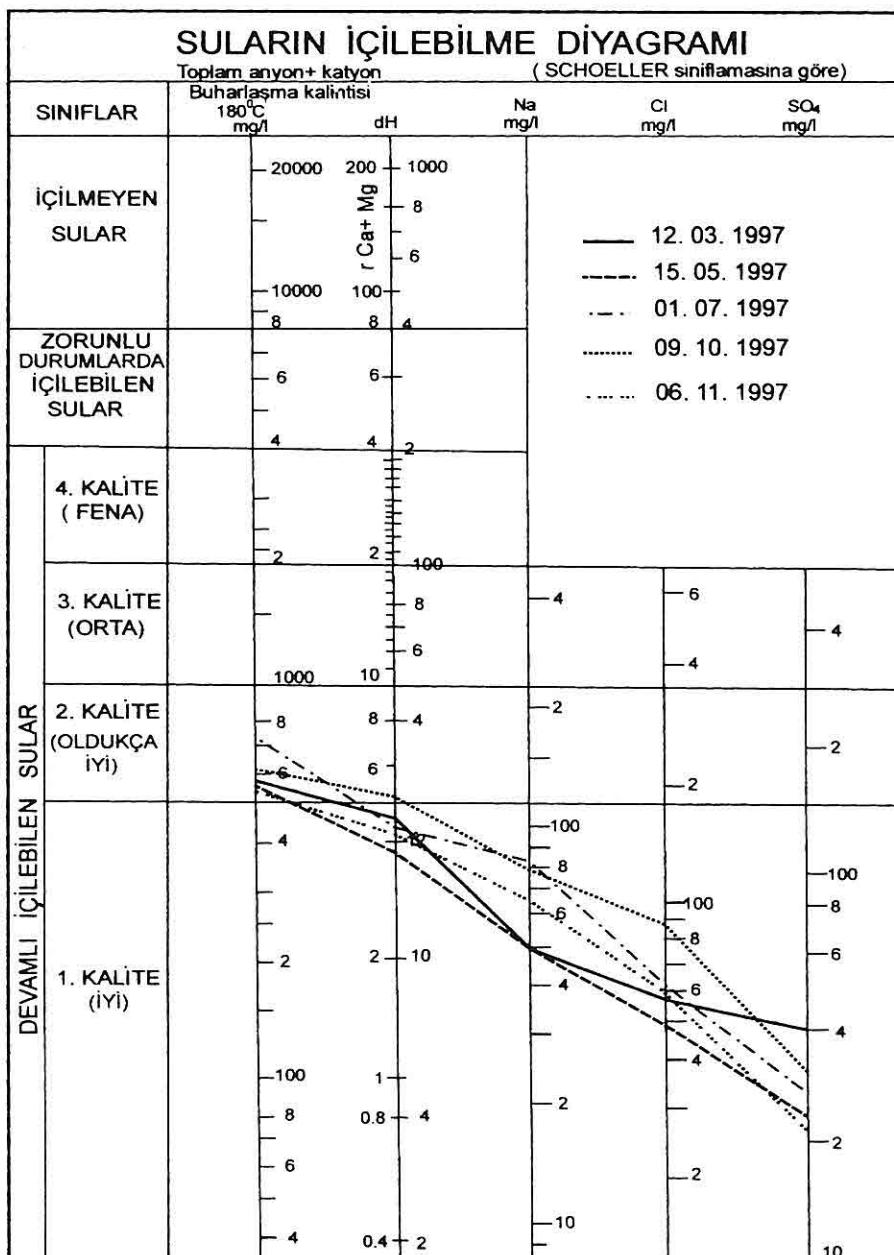
HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATION OF HAROĞLU (ELAZIĞ) SPRING

ABSTRACT: The study area is located in the northwest of Elazığ . Mesozoic and Senozoic formations crop out in the study area. These include Elazığ magmatics; Kuşçular formation, Seske formation, Kırkçeşit formation and Pliocene deposits. Long – term measurements of discharge and ionic concentrations were carried out in Haroğlu Spring. The total volume of water in storage above the discharge level of Haroğlu Spring was estimated as $1,66 \times 10^6 m^3$ during the period June 25 through November 27, 1998 and as $1,39 \times 10^6 m^3$ during the period May 26 through November 26, 1999. The cation and anion orders are as follows:

$r Ca > r Mg > r (Na+ K), r (HCO_3) > r Cl > r SO_4$

Anions and cations of Haroğlu Spring are concentrated at the fifth area on Piper Diagram.

- Tektoniği. Doktora tezi, F.Ü. Fen Bil. Enst., 171 s. (yayınlanmamış).
- Balkaş, Ö., 1980, Başkale-Gürpinar-Çatak-Van Alanının Jeolojisi ve Petrol Olanakları. T.P.A.O. rap. no:1455, 123 s.
- Canik,B., 1998, Hidrojeoloji(Yeraltı Sularının Aranması, İşletilmesi, Kimyası). Ankara, 286 s.
- Drouge, C., 1967. *Essai de Determination descomposantes de l'ecoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacite de retention par chenaux et fissures, chronique d'hydrogeologie No 10*, p. 43-47, BRGM, Paris.
- Elmas, A., 1994, Güneydoğu Anadolu'da Geç Lütesiyen - Geç Oligosen Aktif Kıtak Kenarı Volkanizmasına Bir Örnek: Gövelek Volkanitleri(Van-Erçek): Türk Yerbilimleri Dergisi, cilt 3, sayı 1.
- Eren, Z., 1974, Van Ovası Yeraltı Suyu Rezerv Raporu: DSİ. Raporu, 30 s.(yayınlanmamış).
- Innocenti, F., Mazzuoli,R., Pasquare, G., Radicati di Brozola, F. and Villari, L., 1976, *Evolution of The Volcanism in The Area of Interaction Between The Arabian, Anatolian and Iranian Plates (Lake Van, E. Turkey)*: Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 1, 103-112.
- Ketin, İ., 1977, *Van Gölü ile İran Sınırı Arasındaki Bölgede Yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonucu Hakkında Kısa Bir Açıklama* : Tür. Jeol. Kur. Bült., 20, 2, 79-85.
- Maillet, E., 1905, *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Vol. 1, 218 p. Herman, Paris.
- Ortynski, I., 1944, *Geological Report On A Trip To Van Area*: MTA. Genel Müd. Arşiv no 1519 (yayınlanmamış).
- Perinçek, D., 1979b, *The Geology of Hazro-Korudağ-Çüngüş-Maden-Ergani-Hazar-Elazığ-Malatya Area. Guide book*, Türkiye Jeol. Kur. Yayımları, Ankara, p. 33.
- Piper, A. M., 1944, *A Graphic Procedure in The Geochemical Interpretation of Water Analysis. Transactions American Geophysical Union*, 25 p., 914-923.
- Schoeller, H., 1962, *Les Eaux Souterraines*. 627p. Masson et cie, Paris.
- Schoeller, H., 1967, *Hydrodynamique dans le karst(E' coulement et emmagasinement)*. Chronique d'hydrogeologie No 10, p. 5-20, BRGM, Paris.
- Şaroğlu, F., ve Yılmaz, Y., 1984, *Doğu Anadolu'nun Neotektoniği ve İlgili Magmatizması*. Türkiye Jeol. Kur., Ketin Simpozyumu, 149-163.
- Şahinci, A., 1991. *Doğal Suların Jeokimyası*. Reform Matbaası, İzmir, 381-385.
- Ternek, Z., 1953, *Van Gölü Güneydoğu Bölgesinin Jeolojisi*: Tür. Jeol. Kur. Bült. IV, 2, 1-27.
- Valeton, I., 1978, *A Morphological and Petrological Study of The Terraces Around Lake Van, Turkey*, Degens, E.T.



Şekil 7. Su kimyası tahlil sonuçlarının Schoeller'in içilebilme diyagramında gösterilmesi.

Tablo 1. Kale kaynağı'nın su kimyası tahlil sonuçları.

Numune No	Tarih	Ca ⁺²			Mg ⁺²			Na ⁺			K ⁺			Toplam mek/l
		mg/l	mek/l	% r	mg/l	mek/l	% r	mg/l	mek/l	% r	mg/l	mek/l	% r	
1 nolu numune	12.03.1997	40,50	2,03	29,38	28,60	2,38	34,44	50,60	2,20	31,84	11,70	0,30	4,34	6,91
2 nolu numune	15.05.1997	38,50	1,93	29,46	24,50	2,04	31,15	52,90	2,30	35,11	11,00	0,28	4,27	6,55
3 nolu numune	01.17.1997	42,00	2,10	25,06	27,20	2,24	26,73	85,10	3,70	44,15	13,30	0,34	4,06	8,38
4 nolu numune	09.10.1997	48,50	2,43	27,03	32,50	2,71	30,14	79,50	3,46	38,49	15,50	0,39	4,34	8,99
5 nolu numune	06.11.1997	40,50	2,03	27,54	25,60	2,13	28,90	66,00	2,87	38,94	13,20	0,34	4,61	7,37

Tablo1'in devamı

Numune No	Tarih	Cl ⁻			SO ₄ ⁻²			HCO ₃ ⁻			Toplam mek/l	pH	EC $\mu\text{mho/cm}$
		mg/l	mek/l	% r	mg/l	mek/l	% r	mg/l	mek/l	% r			
1 nolu numune	12.03.1997	58,50	1,65	23,91	42,50	0,88	12,75	266,50	4,37	63,34	6,90	7,35	752
2 nolu numune	15.05.1997	50,50	1,42	22,33	24,00	0,50	7,86	270,80	4,44	69,81	6,36	7,30	740
3 nolu numune	01.17.1997	62,90	1,77	21,38	27,00	0,56	6,76	363,00	5,95	71,86	8,28	7,41	769
4 nolu numune	09.10.1997	88,90	2,50	27,87	39,00	0,81	9,03	345,50	5,66	63,10	8,97	7,40	785
5 nolu numune	06.11.1997	61,50	1,73	25,54	22,00	0,46	6,26	314,50	5,16	70,20	7,35	7,40	760

1,6 olup debisi sabit kaynaklar sınıfına girmektedir. Kaynağın gerçek rejimde boşalım dönemi incelenmiş olup, boşalım katsayısının değeri $n \times 10^{-3}$ gün⁻¹'dir. Kaynağın inceleme döneminde boşalım kotu üzerinde depolama gücü $6,38 \times 10^5 \text{ m}^3$ hesaplanmıştır.

Kale kaynağının beslenmesinin önemli ölçüde Van Gölü Formasyonu'ndan kısmen de Kırkçeçit Formasyonu'ndan olduğu anlaşılmıştır. Yağış alanına düşen sular süzülerek, KB- GD doğrultulu düşey bir fay hattı ile kaynağı ulaşmaktadır.

Kaynak suyunda katyon ve anyonların sıralanışı $\text{Na}^+ > \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca}, \text{HCO}_3^- > \text{Cl} > \text{SO}_4^{2-}$ şeklindedir. Suyun

karbonat sertliği %50'den fazla olup, CaCO_3 ve MgCO_3 'lı sular sınıfına girmektedir. Van Gölü Formasyonu'nda bulunan tuzlu (NaCl) seviyeler kaynak suyundaki Na^+ ve Cl^- iyonunun artışına neden olmaktadır. Schoeller'in içilebilme diyagramında 2. kalite sular grubunda toplanmıştır.

6. KAYNAKLAR

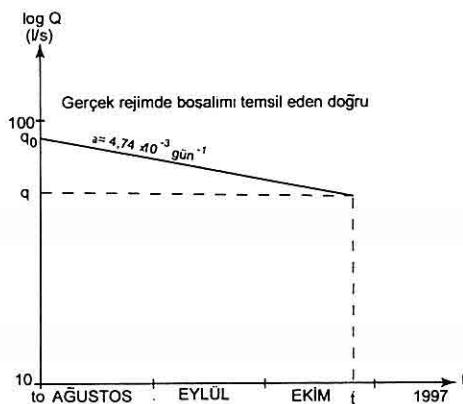
Akdemir, S., 1997, *Van Merkez ve Çevresinin Hidrojeoloji İncelemesi*. Yüksek lisans tezi, F.U. Fen Bil. Enst., 165 s. (yayınlanmamış).

Aksoy, E., 1988, *Van İli Doğu-Kuzeydoğu Yörəsinin Stratigrafisi ve*

verilen entegrasyonu

$$V_0 = (q_0/a) \times 86400 \quad (3)$$

kullanılarak $638 \times 10^3 \text{ m}^3$ hesaplanmıştır.



Şekil 4. Gerçek rejimde boşalım doğrusu.

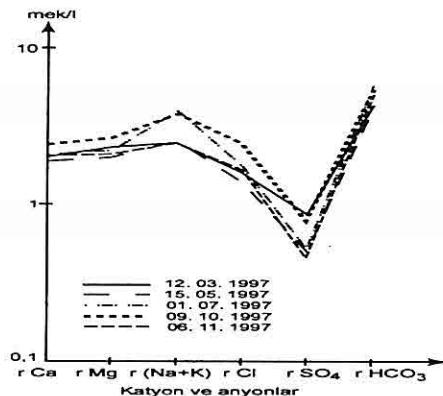
4.4. Kaynak Suyunun Kimyasal Bileşimi

Kaynak suyunun kimyasal bileşiminin zaman içerisindeki değişimini saptamak amacıyla farklı tarihlerde su analizleri yapılmıştır (Tablo 1). Analizlerin sonuçları Schoeller (1962) diyagramında birbirine çok benzemekte, iyonları birleştiren doğrular genellikle çakışmaktadır veya çok yakın paralel geçmektedir (Şekil 5).

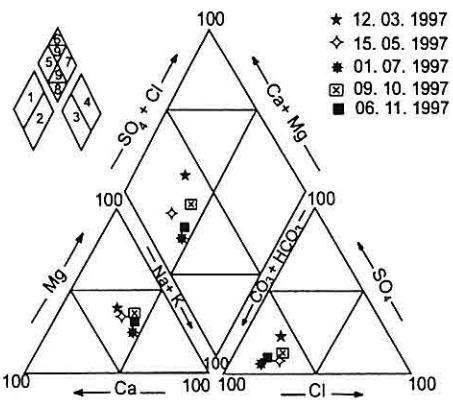
$r \text{Na}^+ > r \text{K} > r \text{Mg} > r \text{Ca}, r \text{HCO}_3 > r \text{Cl} > r \text{SO}_4$ şeklindeki. Sularda Na^+ ve Cl^- iyonlarının diğer iyonlardan daha fazla olması Van Gölü Formasyonu içerisinde mercek ve kama şeklindeki tuzlu seviyelerin yağış suları etkisiyle eritilip yeraltı suyuna geçmesinden kaynaklanmaktadır (Şahinci, 1991).

Kimyasal analiz sonuçlarının Piper (1944) diyagramındaki dağılımında katyon ve anyonlar 5. bölgede gruplanılmışlardır (Şekil 6). 5 nolu bölgede

karbonat sertliği % 50'den fazla olup, bunlar CaCO_3 ve MgCO_3 'lu suların grublandığı bölgedir. Tahil sonuclarına göre çizilen Schoeller'in içilebilme diyagramında sular 2. kalite sular grubunda toplanmışlardır (Şekil 7).



Şekil 5. Kale kaynağı su kimyası tahlil sonuçlarının Schoeller diyagramında gösterilmesi. Sulardaki katyon ve anyonların dizilimi



Şekil 6. Su kimyası tahlil sonuçlarının Piper diyagramında gösterilmesi.

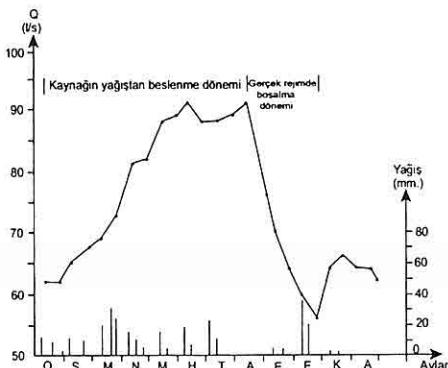
5. SONUÇLAR

Kale Kaynağı'nın debi değişme sabiti

olistolit bloklarının küçük bir alanda yüzeylendiği, beslenmenin önemli ölçüde Van Gölü Formasyonu'na ait kum ve çakıldan oluşan göl çökellerinden olduğu anlaşılmıştır. Yağış alanına düşen sular süzülerek KB-GD doğrultusunda geçirimli bir kuşak oluşturan fay hattı boyunca kaynağa ulaşmaktadır. Olistolit blokları da geçirimli birimlerdir. Bunların geçirimliliği kırık, yanık ve karstlaşma ile daha da artmıştır. Yüzeylerine düşen yağış suları kırık hatları ile yeraltına daha kolay süzülerek kaynağa ulaşmaktadır.

4.1. Uzun Süreli Debi Değişimi

Kaynağın 13.01.1997- 30.12.1997 tarihleri arasında debi değişimi ayda 2-3 ölçüm yapılarak incelenmiştir. Debi ölçümleri Thompson savağı ile gerçekleştirilmiştir. Kaynağın değişim sabiti 1,6 olup debisi sabit kaynaklar sınıfına girmektedir (Canik, 1998). Şekil 3'de verilen $Q = f(t)$ grafiği incelendiğinde, Ocak 1997 - Temmuz 1997 tarihleri arası kaynağı yağıştan beslenme dönemini, Temmuz 1997 - Ekim 1997 tarihleri arası kaynağın gerçek rejimde boşalma dönemini ifade etmektedir.



Şekil 3. Kale Kaynağı'na ait yağışa ve zamana bağlı debi değişim grafiği.

4.2. Boşalma Katsayısının

Hesaplanması ve Yorumu

Gerçek rejimde boşalma dönemi 14.08.1997- 23.10.1997 tarihleri arasında kapsamaktadır. Kaynağın bu dönemlere ait debi değerleri $\log Q = f(t)$ grafiği çizilerek t_0 ve t zamanından itibaren alçalan doğru elde edilmiştir (Şekil 4). Elde edilen bu doğrunun genel denklemi, benzerlerinden daha fazla kullanılan ve Maillet tarafından önerilen eksponansiyel fonksiyonla verilmiştir (Drogue, 1967).

$$Q = q_0 \times e^{-a(t-t_0)} \quad (1)$$

Yukarıdaki eşitlikte,

$q = t$ zamanındaki debi (m^3/s)

q_0 = Boşalımın başlangıcındaki (t_0)

zamanındaki debi (m^3/s)

a= Boşalma katsayısı (gün^{-1})
 14.08.1997- 23.10.1997 tarihleri arasındaki boşalım bir doğru ile temsil edilmiştir (Şekil 4). Boşalımın başlangıç debisi 91 l/s, baz akımı 56 l/s'dir. (1) nolu eşitlikten doğruya temsil eden boşalma katsayısı a, aşağıda verilen

$$\alpha = \log q_0 - \log q / (t - t_0) \times \log e \quad (2)$$

eşitliğinden $4,74 \times 10^{-3} \text{ gün}^{-1}$ olarak hesaplanmıştır.

Genel olarak a boşalım katsayısının $n \times 10^{-3}$ dolayındaki değerleri kireçtaşının daha çok dar yarık ve çatlaklarında veya taneler arası gözeneklerde laminer akımla dolaşan suyun boşaldığı kaynakları ifade etmektedir (Schoeller, 1962 ve 1967).

4.3. Kaynağın Depolama Gücü

14.08.1996- 23.10.1997 tarihleri arasında gerçek rejimde kaynağın boşalım kotu üzerindeki su depolama gücü V_0 , Maillet (1905) formülünün aşağıda

2.2. Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen- Alt Miyosen)

Bölgede çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşından oluşmaktadır. Birimin üst düzeylerinde daha yaşlı birimlere ait farklı litoloji ve boyutta olistolitler de yer almaktadır. Kumtaşı ve çamurtaşları birim içerisinde ardalanmalı olarak gözlenmektedir. Kumtaşları çoğunlukla ince taneli olup, kalın, orta ve ince tabakalanma göstermektedir (Akdemir, 1997). Kumtaşları açık yeşil-bej, çamurtaşları ise bordo ve açık yeşil renklidir. Formasyon içerisinde yer alan çakıltalarının kalınlıkları, yanal devamlılıkları ve kırıntıların kökeni farklılıklar göstermektedir. Bunlar çoğunlukla inceleme alanının doğusunda ve kuzeyinde yer alan Seske, Yüksekova Formasyonu ile Mordağ metamorfitlerine ait çakıllardır. Formasyon içerisinde yer alan olistolitler basınç gerilmesinin etkisi ile ana kayadan koparak çekim kaymaları ile derin deniz ortamına taşınmıştır (Aksoy, 1988). Bu olistolitler Seske Formasyonu'na ait kireçtaşlarıdır. Önceki çalışmalarda formasyona Orta Eosen- Alt Miyosen yaşı verilmiştir (Akdemir, 1997).

2.3. Van Gölü Formasyonu (Pliyo-Kuvaterner)

İnceleme alanında gevşek tutturulmuş ya da tutturulmamış çakıl, kum ve kilden oluşan göl çökelleri ile temsil edilmektedir (Akdemir, 1997).

Formasyon açık, koyu gri, kırmızımsı ve kahverenkli olup ince, orta ve kaba kırıntılı ardisık bir seriden oluşmaktadır. Çoğu yerde yatay duruşlu olup genel eğimi güneybatıya偏向. Kırkgeçit formasyonu üzerine açısal uyumsuzlukla gelmektedir. Daha önce yapılan bölgesel araştırmalarda formasyonunun yaşı Pliyo-

Kuvaterner olarak tesbit edilmiştir (Valeton, 1978; Aksoy, 1988; Akdemir, 1997).

2.4. Alüvyon

İnceleme alanında Çoravanis ile Akköprü dere yatağında kıl, silt, kum ve çakıl boyutunda sıkılaşmamış materyallerden ibaret olup, oldukça hetorejen bir yapıdadır. Yayılımı ve kalınlığı haritalamayacak kadar azdır.

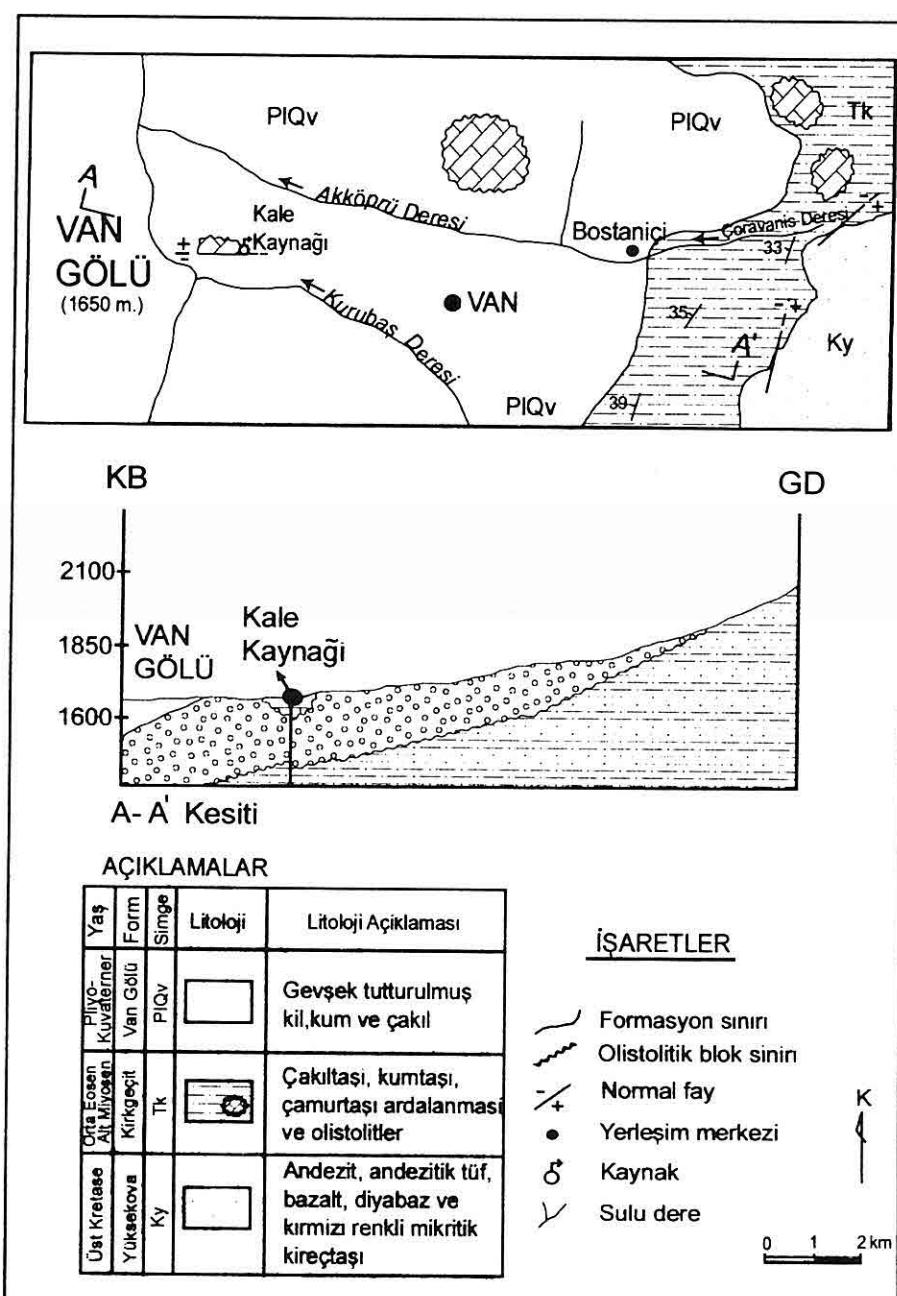
3. KAYNAK CİVARININ YAPISAL ÖZELLİKLERİ

Kaynak alanı ve çevresinde tektonizma tüm formasyonları etkilemiştir. Kırkgeçit Formasyonu içerisinde olistolit şeklinde yer alan Seske Formasyonu'na ait kireçtaşlarından alınan ölçümlerde çatlakların en fazla $K35^0B$ doğrultusunda, eğimlerinin ise 55^0 'de yoğunluk kazandıkları görülmektedir (Akdemir, 1997). Olistolitlerdeki çatlakların tektonik kökenli veya gravite kaymalarıylaoluştuğu bilinmemektedir. Kaynağın da üzerinde boşalım yaptığı ve arazide kuzeybatı- güneydoğu yönünde 2 km kadar izlenen düşey fay, çalışma alanının en önemli tektonik hattı olup, Seske Formasyonu'na ait kireçtaşı olistolitini kesmiştir.

4. HİDROJEOLÖJİ

Kaynak, Van Kalesi içerisinde Seske Formasyonu'na ait kireçtaşı olistolitini kesen fay kuşağı içerisinde oluşmuştur (Şekil 2).

Kaynaktan çıkan suyun 13.01.1997- 30.12.1997 tarihleri arasında debisi ölçülmüştür. Kaynaktan çıkan suyun debisinin inceleme döneminde 56- 91 l/s arasında değiştiği dikkate alındığında, kaynağına yağış alanındaki kireçtaşı

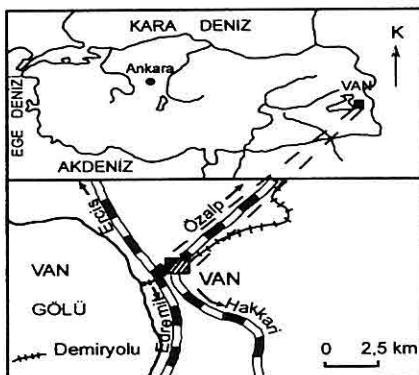


Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası ve jeoloji kesiti (Akdemir, 1997'den değiştirilerek alınmıştır).

1. GİRİŞ

Çalışma alanı Van il merkezinde 50 km²'lik bir alanı kapsar (Şekil 1). Bölge genel olarak düz topografa sunmakta olup mezotermal bir iklimin etkisindedir. Bu iklim tipinin karakteristik özelliği olan yaz aylarında büyük boyutlarda su eksikliği, kış aylarında da çok miktarda su fazlalığı görülmektedir (Akdemir, 1997). Yazın oldukça fazla boyutlarda su eksikliği görülen bu alanda debisi 56- 91 l/s olan bu kaynak yöre için son derece önemlidir.

Bu çalışmada, kaynak beslenme alanının jeolojisi ile kaynağın boşalımı, suyun kökeni, fiziko-kimyasal karakteristikleri ve yan kayaçlarla ilişkileri aydınlatılmaya çalışılmıştır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer belirleme haritası.

Çalışma alanı ve çevresinde değişik amaçlı jeoloji incelemeleri yapılmış olup, bunlar bölgenin jeolojisini aydınlatmada önemli katkıları sağlamıştır (Ortynski, 1944; Ternek, 1953; Eren, 1974; Innocenti vd., 1976; Ketin, 1977; Valeton, 1978; Saroğlu ve Yılmaz, 1984; Aksoy, 1988; Elmas, 1994; Akdemir, 1997). Özellikle Van Gölü'nün çevresinde oluşan Süphan,

Nemrut ve Tendürek volkanizmaları bölgeyi tektonizma bakımından ilginç hale getirmiştir.

2. JEOLOJİ

İnceleme alanında Senonyen yaşı Yüksekova Karmaşığı, Orta Eosen – Alt Miyosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Van Gölü Formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyon yer almaktadır.

2.1. Yüksekova Karmaşığı (Senonyen)

Karmaşık ilk kez Hakkari ili Yüksekova ilçesi civarında çalışan Perinçek (1979b) tarafından tanımlanmıştır. Birim çalışma alanının doğu ve güneydoğusunda yüzeysel (Şekil 2). Karmaşığı oluşturan kayaçlar volkanik ve sedimanter kökenlidir. Volkanik olanlar bazalt, andezit, tüf, dasitik dayk ve diyabazdan ibarettir. Kırmızı ve pembemsi renkli mikritik kireçtaşları ise sedimanter kayaçları oluşturmaktadır. Volkanik kayaçlar ileri derecede bozmuşlardır. Dış görünümleri yeşilimsi siyah olan andezitlerin kırılma yüzeyleri yeşil ve gri renktedir. Dasitler ise çoğunlukla kahverengi görünümde olup, kırılma yüzeyleri yeşildir. İri plajiyoklas ve piroksen kristalleri içeren diyabazlar yeşilimsi gri renkte olup çok ileri derecede bozmuşlardır. Karmaşığın sedimanter kayacını oluşturan mikritik kireçtaşları volkanitler içerisinde köksüz bloklar biçiminde gözlenmektedir. Bunlar içerisinde mm'den cm'ye kadar değişen kalınlıkta kalsit damarları bulunmaktadır. Daha önceden yapılan bölgesel çalışmalar (Perinçek, 1979b; Balkaş, 1980; Aksoy, 1988; Akdemir, 1997) karmaşık Senonyen olarak yaşılandırılmıştır.

KALE (VAN) KAYNAĞI'NIN HİDROJEOLÖJİ İNCELEMESİ

Bahattin ÇETİNDAĞ, Özlem ÖZTEKİN
F.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Elazığ/Türkiye

ÖZET: İnceleme alanı Van il merkezinde yer almaktadır. Çalışılan saha Mesozoyik ve Senozoyik yaşılı birimlerden oluşmaktadır. Bunlar; Yüksekova Karmaşığı, Kırkgeçit Formasyonu ve Van Gölü Formasyonu'dur. Yüksekova Karmaşığı bazalt, andezit, tüf, dasitik dayk, diyabaz ve mikritik kireçtaşlarından ibarettir. Kırkgeçit Formasyonu çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşmuştur. Çalışma alanının en genç birimini oluşturan Van Gölü Formasyonu ise yevsek tutturulmuş ya da tutturulmamış çakıl, kum ve kil oluşuklarından meydana gelmiştir. Kale Kaynağı'nda uzun süreli debi ve iyon değişimi kontrol edilmiştir. Kaynağın 14 Temmuz - 23 Ekim 1997 tarihleri arasında boşalım kotu üzerinde depolama gücü $6,38 \times 10^5 \text{ m}^3$ 'tür. Kaynak suyunda katyon ve anyonların sıralanışı, $r(\text{Na}^+ \text{K}) > r\text{Mg} > r\text{Ca}; r\text{HCO}_3 > r\text{Cl} > r\text{SO}_4$ şeklindedir.

Kale kaynak suları kimyasal analiz yardımıyla çizilen Piper diyagramında katyon ve anyonlar 5. bölgede, Schoeller İçilebilme diyagramında 2. kalite sular sınıfında gruplanmıştır.

HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATION OF KALE (VAN) SPRING

ABSTRACT: The investigation area is located in city of Van. Mesozoic and Cenozoic aged formations cropout in the study area. These are Yüksekova Complex, Kırkgeçit Formation and Van Gölü Formation. Yüksekova Complex is compound of basalt, andesite, tuff, dacitic dyke, diabase and micritic limestone, and Kırkgeçit Formation is presented by the lithology of conglomerate, sandstone and mudstone in the study area. Van Gölü Formation that is the youngest unit of the study area is represented by poorly cemented gravel, sand and clay. Long – term measurements of discharge and ion content were carried out in Kale Spring. The volume of water in storage above the discharge level of Kale Spring was estimated as $6,38 \times 10^5 \text{ m}^3$ during the period between July 14 and October 23, 1997. The cation and anion orders are as follows:

$r(\text{Na}^+ \text{K}) > r\text{Mg} > r\text{Ca}; r\text{HCO}_3 > r\text{Cl} > r\text{SO}_4$.

Anions and cations of Kale Spring are gathered in fifth area on Piper Diagram and in second quality class on Schoeller's Drinking Diagram.

- Küçükayman, H., 1985, Eskişehir civarının jeolojisi ve sıcak su kaynakları. MTA Dergisi, 103/104, 40-54.
- Helgeson, H.C., Garrels, R.M., and Mackenzie, F.T., 1969, Evolution of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions-II. Applications: Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 455-481.
- Hutchison, C.S., 1974, Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. 527 p., John Wiley and Sons, New York.
- Kadir, S. and Baş, H., 1996, Koyunağılı (Mihallıçık-Eskişehir) neoformasyon minerallerinin dağılımı ve oluşumu. MTA Dergisi, 118, 93-109.
- Kulaksız, S., 1981, Sivrihisar kuzeybatı yoresinin jeolojisi. Hacettepe Univ., Yerbilim Enst. Bult., 8, 103-124.
- Kupfahl, H. G., 1954, 55/2, 55/4 (Eskişehir) ve 56/1, 56/3 (Sivrihisar) paftalarının löveleri esnasında yapılan jeolojik inceleme hakkında rapor. MTA Rapor no: 2247, 30 s. (Yayınlanmamış).
- Krumbein, W. C., and Garrels, R. M., 1952, Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. Journ. Geol., 60, 1-33.
- Milliman, J. D., 1974, Marine carbonates. 375 p., Springer-Verlag.
- Mitchell, A. E., 1923, Studies on dolomite system. Journ. Chem. Soc., 129, 1055-1065.
- Öncel, Z. and Denizci, F., 1982, Eskişehir Bölgesi lületaşı ve manyezit edütleri raporu. MTA Rapor no: 7181, 42 s. (Yayınlanmamış).
- Petrascheck, W. E., 1963, Eskişehir civarı lületaşı yatakları. MTA Dergisi, 61, 10-13.
- Pettijohn, P. J., 1957, Sedimentary Rocks. 2nd ed., 718 p., New York, Harper and Row.
- Sarız, K., 1988, Türkmentokat-Gökceoğlu (Eskişehir) yoresinin stratigrafisi. Anadolu Univ. Müh. Mim. Fak. Dergisi, 4/2, 25-42.
- Sarız, K. and Işık, I., 1995, Meerschaum from Eskişehir Province, Turkey. Gems and Gemology, 31/1, 42-51.
- Sarız, K., 1997, Akçayır-Yürükkakçayır (Eskişehir) gölsel basenindeki katmansı sepiyolit zuhurlarının oluşumu. Osmangazi Univ. Müh. Mim. Fak. Dergisi, 10/1, 1-21.
- Şengör, A. M. C., 1980, Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Yayınları, 40 s.
- Todd, W. Thomas, 1966, Petrogenetic classification of carbonate rocks. Journal of Sed. Petrology, 36/2, 317-340.
- Türkiye Stratigrafi Komitesi, 1986, Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları. MTA Yayınları, 28 s.
- Ünlü, T., Gençoglu, H., Irkeç, T., and Bayhan, H., 1995, Turkish Sepiolite Deposits: A Review. Magmatism in relation to diverse tectonic settings. Editors Rajesh K. Srivastava and R. Chandra. 225-260, New Delhi.

Yöre dolomitlerinin ortalama tenöründe % 29.28 CaO, % 19.24 MgO ve % 5 SiO₂ bulunduğu gözönüne alınırsa, yukarıda aranan özelliklere sahip olduğu ortaya çıkar. Ülkemizde yılda 3 milyon ton dolomit tüketiminin sektörel bazdaki dağılımları incelendiğinde ilk sıralarda demir çelik endüstrisinin yeraldığı (~ %70), bu sektörü gübre (% 13), boyalı (% 5), cam (% 2) ve diğer sektörlerin (% 10) izlediği görülür. Yeni demir çelik tesislerinin devreye girmesi ve diğer sektörlerin gelişmiş teknolojileri ile yüksek miktarlarda dolomit talepleri, tüketimi önemli ölçüde artıracığı düşünüldüğünde, yöre dolomitlerinin potansiyeli önem kazanmaktadır. Genelde dolomitize olmuş mermerlerden üretilen ve uzun süre hammadde gereksinimini karşılayacak düzeyde rezervlerin varlığı (~ 4 milyar ton), ülkemiz için avantaj olmasına rağmen, bu potansiyelden ihracata dönük yararlanılmaması ve pazar payının bulunmaması dezavantaj durum sergilemektedir.

8. SONUÇLAR

Petrografik, kimyasal ve X- işinları difraksiyon analiz verilerine ilaveten, Kireçköy civarındaki arazi gözlemleri ve lokal stratigrafi çalışmalarına dayanarak, belirtilen amaç doğrultusunda elde edilen sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

1- Kireçköy (Alpu) Miyo-Pliyosen gölgesel biriminin üst seviyelerinde 50m kalınlığındaki dolomit oluşukları doğrudan (kimyasal) çökelim ürünüdürler. Dolomitleşme ile ilgili veri ve bulgulara rastlanmamıştır.

2- Sığ göl ortamında, göl suyundaki Mg / Ca aktivite oranının 1 ile 1000 arasında bulunduğu durumlarda, 7' den büyük pH değerlerinde, uygun tuzluluk ve CO₂ kısmi basınç koşullarında dolomit çökelimi gerçekleşmiştir.

3- Yapılan mümkün rezerv hesaplamalarına göre, % 19.24 MgO tenörlü 268 milyon ton dolomit saptanmıştır.

4- Elde edilen ortalama MgO tenörü, cevher niteliği taşıyan dolomitlerdeki MgO değerinin üzerindedir. Ülkemizin diğer bölgelerinden üretilen dolomitlerle karşılaşıldığında eşdeğer nitelikli olduğu görülmektedir (Levh 3, Şekil 2b).

9. KAYNAKLAR

Bürküt,Y.,Uz, B., Aykol, A. ve Tanyolu, E., 1984, Marmara Adası kuzey bölgesinde dolomit prospektiyonu. Doğa Bilim Dergisi, B, 8/1, 53-64.

Carpenter, A. B., 1962, Equilibrium Diagrams for minerals, Harrison H. Schmitt (ed), The Geological Club of Harvard. 26 p

Christ, C.L. and Hostetler, P.B., 1970, Studies in the system MgO-SiO₂-CO₂-H₂O : The activity product constant of magnesite. Amer.Journ.Sci., 268, 439-453.

Folk, R. L., 1974, The Natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. Journ.Sed.Pet. 44, 40-53.

Folk, R. L., and Land, L. S., 1975, Mg / Ca ration and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. Bull. Am. Assoc. Petr .Geol, 59, 60-68.

Gözler, M. Z., Cevher, F. ve

kısmı basınçlarında ($\text{PCO}_2 > 10^{-6}$ atm.) manyezit oluşumu gerçekleşmekte, göl suyunun Mg / Ca aktivite oranı 1 ile 1000 arasında bulunduğu durumlarda da dolomit çökelimi olmaktadır.

3- Dolomit çökelimiyle, göl suyunun azalan Mg / Ca aktivite oranlarında da (<1) kalsit kristalleri oluşmaktadır.

Yukarıda sıralanan parametrelere ilave olarak, parajenezde jipsin yokluğu, yarı tuzlu ortam özelliklerinin bir göstergesidir.

7. YÖREDEKİ DOLOMITLERİN EKONOMİK ÖNEMİ

Endüstriyel hamadde niteliği taşıyan dolomitlerde MgO oranının % 16.58 (% 34.81 MgCO_3) ve üzerinde olması kabul gördüğünden (Bürküt ve diğ., 1984), inceleme alanı dolomitlerinin yukarıda tanımlanan tenörün üzerindeki değerlerde bulunması (ortalama % MgO = 19.24), yöre dolomitlerinin endüstride değerlendirilebileceği umudunu artırmıştır. Bu amaçla, jeolojik verilere dayanarak, mümkün rezerv hesabı yapılmıştır. Rezerv hesaplamalarında 1/25. 000 ölçekli topografik harita ve kesitlerinden yararlanılmıştır. Hesaplamalarda esas alınan yöntem, jeolojik kesit yöntemidir. Genellikle dolomit katman doğrultularına dik ve belirli aralıklarla alınan kesitlerin alanları hesaplanmış ve aradaki uzaklıklarla çarpılarak dolomit üyesinin m^3 hacmi saptanmıştır. Bu sonucun, mineral bileşimlerinden hesaplanan ortalama yoğunluk ($d = 2.8 \text{ gr/cm}^3$) ile

çarpılmasıyla rezerv bulunmuştur. Elde edilen verilere göre % 85 dolomit, % 10 kalsit ve % 5 kuvars içerkili 268 milyon ton dolomitin varlığı söz konusudur.

7.1. Dolomitin Endüstrideki Yeri

Dolomit, endüstride oldukça geniş bir kullanım alanına sahip olup, bunların başında demir-çelik endüstrisi gelir. Cüruf yapıcı olarak, diğer bir deyişle demir cevherindeki ve yakıttaki istenmeyen asidik karakterdeki bileşiklerin birbiri ile reaksiyona girerek yeni bileşikler oluşturmasını ve ergimiş metalden ayrılmmasını sağlar. Oluşan bu maddeler genellikle çeşitli kalsiyum ve magnezyum silikatlardır. Sinter dolomit tuğlaları ve çelik fabrikalarında harç yapımı için kullanılan dolomitlerde magnezyum tenörünün yüksek olması istenir (Bu oranlar İsdemir tesislerinde % MgO = 18.00, % CaO = 30.00 ve % SiO_2 = 3.50; Erdemir tesislerinde % MgO = 15.00 -17.00 arası, % CaO = 34.00 - 38.00 arası ve % SiO_2 = 2.00-5.00 arasıdır). Düşük tenörlü demir cevherlerinin zenginleştirilmesinde bazik peletlemelerde kullanılan dolomitin minimum % 19.00 MgO içermesi, silis ve alüminyum miktarlarının yüksek olması gereklidir. Azot sanayiinde katkı maddesi olarak değerlendirilen dolomit, şişe ve cam sanayiinde özel cam yapımında kullanılır. Ayrıca, toprak ıslahında, toprağın asitliğini düzeltme ve bitki gelişimini kolaylaştırmada, ısı ve ses yalıtım malzemeleri olan cam pamuğu yapımında dolomitten yararlanılır.

Hostetler (1970), sulu çözeltilerde Mg^{+2} 'nın hidrate özelliğinin manyezit ve dolomit oluşumunu engelleyen önemli faktör olduğunu vurgulayarak, tuzlu ortamlarda her iki mineralin oluşumunun azalan suyun aktivitesi ile orantılı olduğunu açıklamışlardır. Folk ve Land (1975), Mg / Ca oranı ve tuzluluk ilişkisini gösteren diyagramları geliştirmiştir.

Bu diyagamlarda doğal ortam sularını ve dolomit oluşum alanlarını, dokularını ve morfolojik özelliklerini göstermiştir. Ayrıca, belli jeolojik zaman süreci içinde dolomit oluşumu için Mg / Ca oranının termodynamiks olara 1 / 1 değerini geçmesini, 1 / 1 den az olan Mg / Ca aktivite oranlarında ortamin tuzluluk derecesi dikkate alınmaksızın, dolomitin termodynamiks olara dengede olamayacağını açıklamışlardır.

Sonuç olarak, dolomit $CaO - MgO - CO_2 - H_2O$ sisteminin elemanıdır ve PCO_2 - iyonik aktivite koşullarıyla birlikte ortamin tuzluluk değerlerine bağlıdır.

6.1. Yöredeki Dolomit Oluşumu ve Kökeni

Alt Miyosen'den günümüze Arabistan bloğu tarafından itilen Anadolu bloğunun batıya doğru hareketi nedeniyle Batı Anadolu'da genleşme tektoniğinin sonucu oluşan grabenlerde gölsel havzalar gelişmiştir (Şengör, 1980). Bu havzalar, tektonik kontrol altında birbirlerinden topografik eşiklerle ayrılır ve dağ arası küçük havzalarla tanımlanırlar (Ünlü ve dig., 1995). İnceleme alanının bulunduğu Alpu havzası aynı genleşme rejimi içinde

yer almaktır ve farklı tortul kayaçlardan oluşmaktadır. Genellikle, havzayı çevreleyen temel kayaçlar, Paleozoyik başkalaşım kayaçları, Triyas ofiyolitleri ve Jura kristalize kireçtaşlarıdır. Bu kayaçlar farklı seviyelerde yüzeylenir ve blok faylanmalarla kırık sistemleri sergilerler.

Havzanın ilk döneminde, havzayı çevreleyen temel kayaçlardan kaynaklanan kırıntılı malzemeler akarsular tarafından havzaya taşınmış ve konglomeratların oluşmasına neden olmuşlardır (inceleme alanı dışındaki konglomeratik formasyonlar). Bu dönemde sonra, havza hızlı şekilde sığlaşarak, 10 ile 30 km genişliğinde alkalin göl ortamı oluşmuş ve bu gölde kumtaşı, tüf, tüfit, marn, kireçtaşı, kil ara katmanlı çört bantları ve nihayet dolomitler depolanmıştır. Alkalin göl ortamında manyezit, dolomit ve kalsitin oluşumu için $Ca^{+2} + Mg^{+2} + CO_2 + H_2O$ içeren çözeltilerin fizikokimyasal davranışlarıyla ilgili, Carpenter (1962), Helgeson ve dig. (1969) ile Folk ve Land (1975)'in geliştirmiş oldukları diyagamlarda gözönüne alındığında üç ana nokta saptanmıştır;

1-Yağışlı dönemlerde, altere temel kayaçlardan çözünen yüksek miktarda Ca^{+2} , Mg^{+2} , HCO_3^- ve CO_3^{2-} göle taşınmıştır. Mg^{+2} muhtemelen ofiyolitlerin hidrolizinden, Ca^{+2} , HCO_3^- ve CO_3^{2-} ise genellikle karbonatlı kayaçlardan sağlanmış olmalıdır.

2- Göl suyunun Mg / Ca aktivite oranı 1000'in üzerinde, 7'den büyük pH değerlerinde, uygun tuzluluk ve CO_2

Tablo 1. Kireçköy Dolomit örneklerinin kimyasal analizleri ve hesablanmış mineral içerikleri (%).

Örnek Numarası	Lokasyon	CaO	MgO	SiO ₂	MgCO ₃	CaCO ₃	XRD ^a	Hesaplanmış Mineral İçeriği ^b			Açıklama ^c
								Dolomit	Kalsit	Kuvars	
1	Kireçköy	27.40	19.38	0.04	40.69	48.92	D+K	89	11	-	Kireçli dol.
3	Köyarkası T	34.23	18.80	0.43	39.48	61.19	-	86	13	1	Kireçli dol.
4	KocadereSr	31.67	21.24	0.14	44.60	56.59	-	98	2	-	Dolomit
5	Kireç Tepe	18.78	10.65	36.05	22.36	33.54	Q+D	49	15	36	Silişif.dol.
6	Aktoprak T.	32.76	18.51	1.18	38.87	58.50	D+K	85	14	1	Kireçli dol.
7	Aktoprak T.	31.31	18.12	3.11	38.05	55.91	D+K	83	14	3	Kireçli dol.
8	Aktoprak T.	33.04	20.04	0.75	42.08	59.00	-	92	7	1	Dolomit
9	Aktoprak T.	32.36	19.87	2.70	41.72	57.60	-	91	6	3	Dolomit
10	Aktoprak T.	33.53	19.50	0.86	40.95	59.87	D	90	9	1	Dolomit
11	Aktoprak T.	32.22	19.12	3.36	40.15	57.35	-	88	9	3	Kireçli dol.
12	Aktoprak T.	35.98	19.10	1.74	40.11	64.25	-	88	10	2	Kireçli dol.
20	Değş. Mv.	28.49	14.85	20.76	31.18	50.85	-	68	11	21	Silişif. dol.
21	Değş. Mv.	28.56	21.20	1.20	44.50	50.10	D	99	-	1	Dolomit
22	Değş. Mv.	28.56	21.24	1.67	44.60	50.10	-	98	-	2	Dolomit
23	Pınar Dere	25.44	20.00	5.84	42.00	45.43	-	92	2	6	Dolomit
26	Köyarkası T	20.65	13.73	36.66	28.83	36.67	-	63	-	37	Silişif. dol.
28	Köyarkası T	32.34	18.26	0.47	38.34	57.75	-	84	16	-	Kireçli dol.
28 _A	Köyarkası T	32.44	16.55	1.03	34.75	57.93	-	76	23	1	Kireçli dol.
40	Köyarkası T	27.86	17.92	3.03	37.63	49.75	-	82	15	1	Kireçli dol.
41	Kireçköy	35.56	19.75	0.82	41.47	63.50	-	91	8	1	Dolomit
41 _A	Kireçköy	33.95	14.56	1.93	30.57	60.62	-	67	31	2	Kireçli dol.
50	Kireç Tepe	7.24	40.90	0.76	75.20	13.00	M+D	24	-	1	Dol. Mag.
										75	

^a X – İşinları kurulum analizleri^b Oksitlerin ağırlık yüzdelерinden hesaplananmış yaklaşıklık mineral içeriği^c Todd sınıflamasına göre adlama

D: Dolomit ; K: Kalsit ; Q: Kuvars ; M: Magnezit

CaCO_3 ile % 45.65 MgCO_3 bulunmasına rağmen Tablo 1' de verilen, Kireçtepe dolomit üyesinden alınan nokta örneklerin kimyasal analizlerinde CaO değerlerinin % 18.78 ile % 35.98 arasında ve MgO değerlerinin % 10.65 ile % 21.24 arasında değiştiği, MgCO_3 değerlerinin de % 22.36 ile % 44.60 aralığında bulunduğu görülür. Bu değerler aralığındaki örnek kümelenmeleri teorik bileşime yakın olup, CaO fazlalığının örneklerdeki kalsitten kaynaklandığı anlaşılır. Ayrıca, esas element analiz verilerinden örneklerin mineral içeriklerinin yüzdeleri hesaplanmış ve Tablo 1'de gösterilmiştir. Buna göre, örneklerdeki dolomit oranının % 49 ile % 99 arasında değiştiği, genelde %85'lik ortalama değer içeriği anlaşılmıştır.

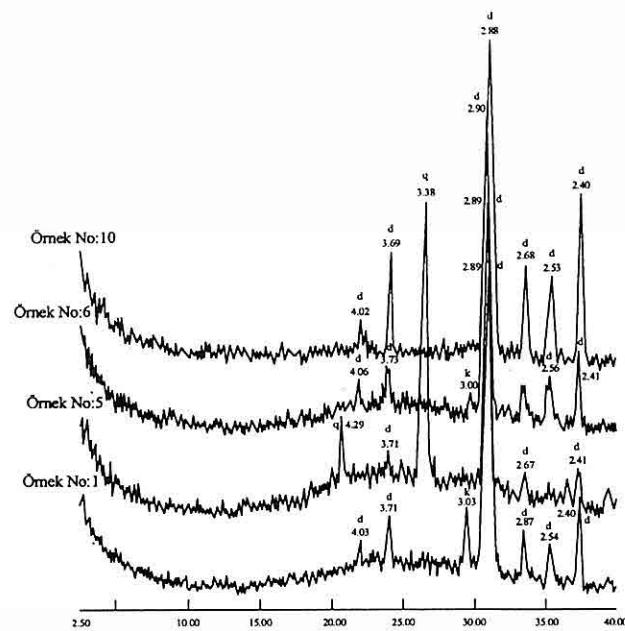
Düzen minerallerin ortalama değerlerinin sırasıyla kalsit'in % 10 ve kuvarsın % 5'lik oranlara sahip oldukları görülmüştür.

Nokta örneklerin çeşitli sınıflama ve adlamalardaki yeri belirlenmeye çalışılmış, sonuçları aşağıda değerlendirilmiştir. Milliman (1974) ve Folk (1974)'un MgCO_3 içeriğine göre yaptığı sınıflama ve tanımlamalarında % 40 ile % 50 arası değerler dolomit olarak kabul edilmiştir. Pettijohn (1957) sınıflamasında bu değerin alt sınırı % 34' e kadar inebilmektedir. İnceleme alanı nokta örneklerinin yukarıda tanımlanan sınırlar içinde kaldığı anlaşılmakta (Tablo 1), dolomit ve kalsit içeriklerine göre yapılan Todd (1966) sınıflamasında ise dolomit ve kireçli dolomit oldukları görülmektedir (Tablo 1).

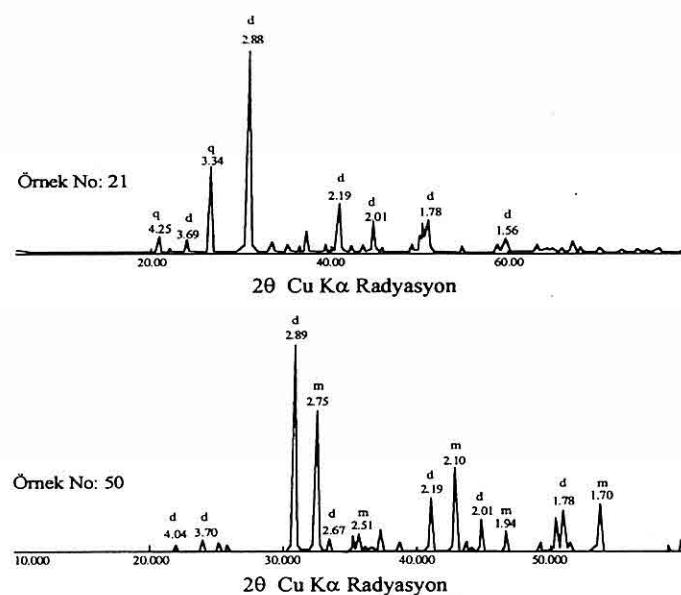
6. DOLOMİT OLUŞUM KOŞULLARI

İnceleme alanındaki dolomitlerin masif ve breşik yapılarda bulunuşlarına ilaveten bitki kök tüplerini içermeleri doğrudan (kimyasal) çökelim ortamını yansittıklarının kanıdır. Dolomitleşme ile ilgili veri ve bulgulara rastlanılmamıştır. Dolomitin sulu çözeltiden doğrudan kristalleşme yoluyla oluşumun sağlanması ortamın fizikokimyasal özelliklerinin araştırılması ile ilgili hesaplanmış verilerin ve deneysel çalışmaların sonuçlarının gözden geçirilmesinin yararlı olacağı düşünülmüş olup, çalışma sonuçları aşağıda özetlenmiştir.

Mitchell (1923), pH'ın fonksiyonunu belirterek, pH'nın 7 ile 9 arasında değiştiği yapay deniz suyuna $\text{Ca}(\text{HCO}_3)^+$ çözeltisi ve MgCl_2 ilavesiyle $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ elde etmiştir. Krumbein ve Garrels (1952), dolomit ve manyezit yatağının oluşumu için 7'den yüksek pH ortamının sağlanması gereklidir. Carpenter (1962), termodinamik verilerden hareketle, 25° C 'de ve 1 atmosfer basınç altında, $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ sisteminde PCO_2 ile ortamın iyonik aktivitesine ($a\text{Ca}^{+2} / a\text{Mg}^{+2}$) bağlı parametrelerde dolomitin oluşum alanını gösteren diyagramı geliştirmiştir. Helgeson ve diğ.(1969), 25°C'de ve 1 atmosfer basınç altında, $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ sistemi için doygunluk diyagramı geliştirerek manyezit, dolomit, kalsit, sepiyolit ve amorf silis'in oluşum alanlarını belirlemiştir. Christ ve

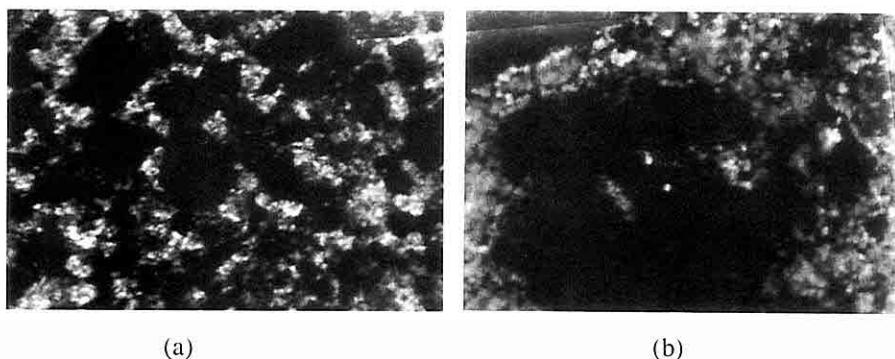


Şekil 3. Kireçköy civarından alınan örneklerin x-ışınları difrogrogramı (k: kalsit, d: dolomit, q: kuvars, 40 Kv/30m A'de rutin çekimi).



Şekil 4. Kireçköy civarından alınan örneklerin x-ışınları difrogrogramı (d: dolomit, m : manyezit, q: kuvars, 40 Kv/30m A'de rutin çekimi).

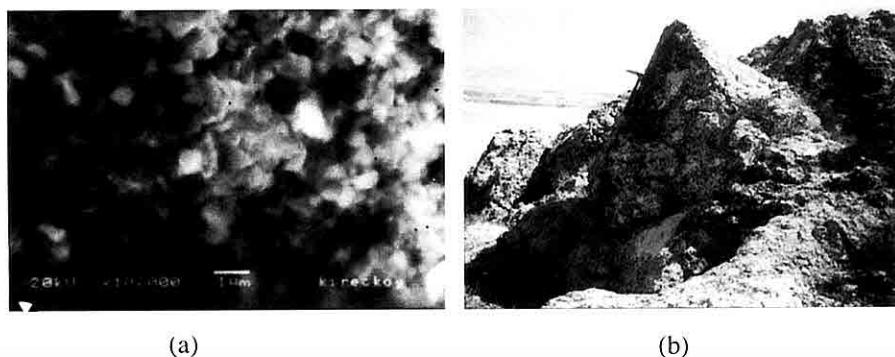
LEVHA 3



(a)

(b)

Şekil 1. Köyarkası Tepe mevkiiinden alınan bresik yapılı dolomitin mikroskopik görünümü (örnek no:3). (a) dolomikrit parça ve kümeleri arası kalsit çimento ile bağlanmıştır (B:10x5, çift nikol, boyanmamış ince kesitte koyu renkli kesimler dolomikrit parça ve kümeleridir. Açık renkli kesimler ise kalsit kristalleridir), (b) dolomikrit parça ve kümeleri arası kalsit çimento ile bağlanmıştır (B:10x10, tek nikol, boyanmış* ince kesitte koyu renkli kesimler dolomikrit parça ve kümeleridir. Açık kırmızımsı kesimler ise kalsit kristalleridir).



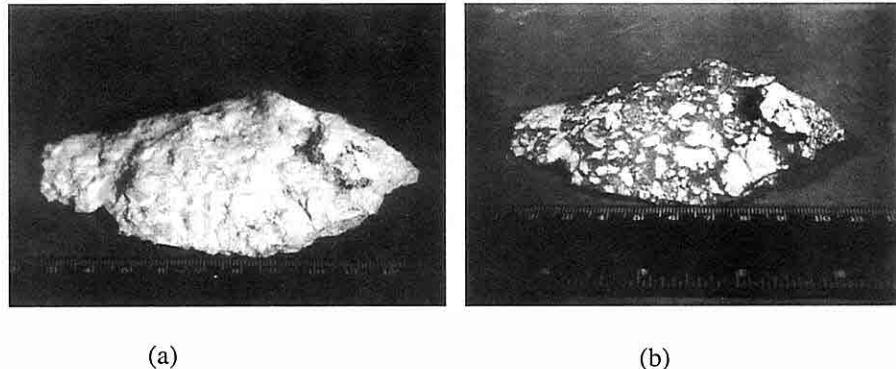
(a)

(b)

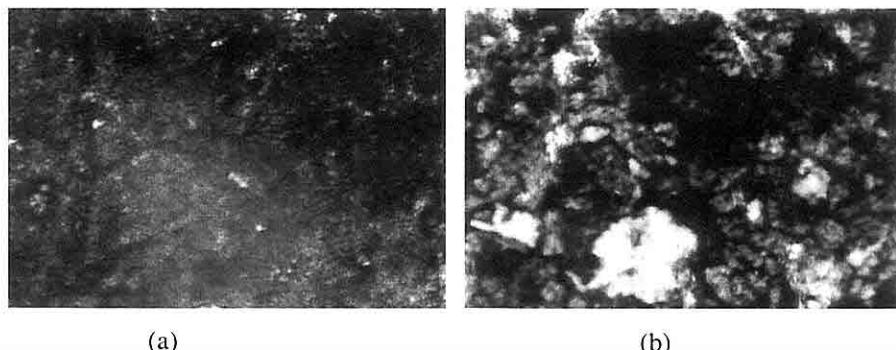
Şekil 2. (a) Aktoprat tepe'den alınan 10 nolu örneğin taramalı elektron mikroskop görüntüsü. Özsekilli ve yarı özsekilli dolomit kristalleri gri renkte, çözünme boşlukları siyah renktedir. (b) Köyarkası Tepe bresik yapılı dolomitlerin genel görüntüsü (3 nolu örneğin alındığı yer).

* Boyama yöntemlerine bakınız.

LEVHA 2



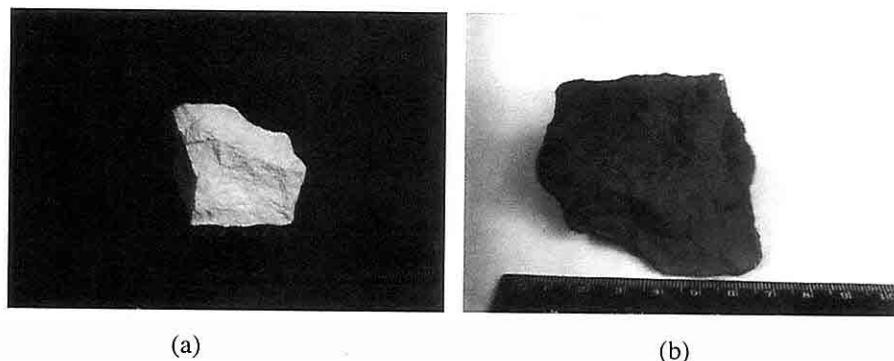
Şekil 1. Kireçköy su deposu civarından alınan breşik yapılı dolomit örneği (örnek no:1. (a) örneğin boyanmamış durumu, (b) örneğin boyanmış * durumu, çözelti 1 ve 2'nin 3/2 oranında karıştırılmış çözeltisi kullanılmıştır. Kalsit kristalleri kırmızımsı pembe renge boyanmıştır (siyah beyaz baskıda kalsit kristalleri koyu gri renktedir).



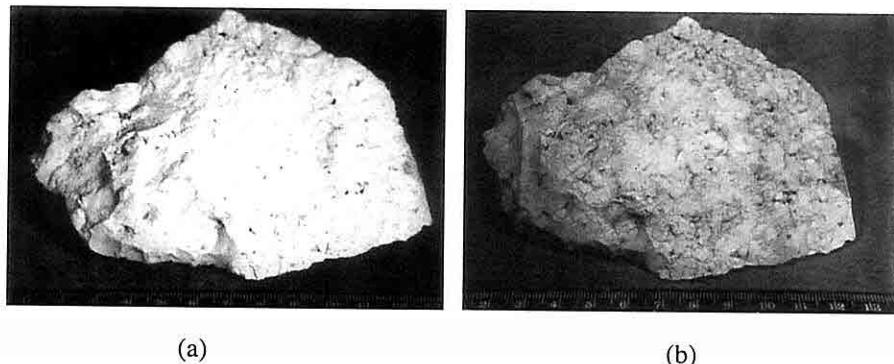
Şekil 2. Aktepe Tepe'den alınan masif, kriptokristal dolomit örneğinin mikroskopik görünümü (örnek no:6). (a) dolomikritik doku, dolomikritler sıkı paketlenmiştir (b: 10x5, çift nikol boyanmamış incekesit),
(b) dolomikrit kümelenmeleri arası kalsit çimento ile bağlanmıştır (b: 10x10, tek nikol, boyanmış * incekesit).

* Boyama yöntemlerine bakınız.

LEVHA 1



Şekil 1. Kireçtepe mevkiiinden alınan masif yapılı, kriptokristalen manyezit örneği (örnek no: 50). (a) boyanmamış durumu, (b) boyanmış *durumu, çözelti 3. kullanılmıştır.



Şekil 2. Köyarkası Tepe mevkiiinden alınan masif yapılı, kriptokristalen dolomit örneği (örnek no: 40). (a) dolomit içinde kök tüpleri görülmektedir. Örneğin boyanmamış durumu, (b) örneğin boyanmış *durumu, çözelti 1 ve 2'nin 3/2 oranında karıştırılmış çözeltisi kullanılmıştır.

* BOYAMA YÖNTEMLERİ (ALİZARIN KIRMIZISI S VE POTASYUM FERRİ SİYANÜR ÇÖZELTİSİ İLE BOYAMA)

Bu amaçla üç çözelti hazırlanmıştır (Hutchison, 1974).

Cözelti 1. %1.5'luk HCL çözeltisinin 100 cm^3 'ü içinde 0.2 g Alizarin kırmızısı S çözündürmüştür.

Cözelti 2. %1.5'luk HCL çözeltisinin 100 cm^3 'ü içinde 2 g potasyum ferri siyanür çözündürmüştür.

Cözelti 3. %5'luk NaOH çözeltisinin 100 cm^3 'ü içinde 0.1 g Alizarin kırmızısı S çözündürmüştür. Parça örnek yüzeyleri 5 dakika süre ile dağlanmıştır. Dağılam sonucunda manyezit koyu meneşke rengine boyanmış, dolomit ekilenmemiştir.

Parça örneklerde ve ince kesitlerde kalsiti, dolomitten ayırmak için 3 hacim çözelti 1 ile 2 hacim çözelti 2'nin karıştırılması ile elde edilen çözelti içine parça örnek ve kesit yüzeyleri 1 dakika süre ile daldırılarak dağlanmıştır. Dağılama sonucunda kalsit kırmızımsı pembe boyanmış, dolomit etkilenmemiştir.

manyezit seviyesi bulundurmaktır (Levha 1, Şekil 1), tavanında ise yoğun silislesmeler dikkat çekmektedir.

Birim, Kireçköy formasyonu üzerine uyumlu gelmekte ve üstten erozyona açık bulunmaktadır. Kireçtepe dolomit üyesinin kalınlığı ortalama 50 m olarak belirlenmiş olup, birim içinde fosile rastlanmamış, Kireçköy formasyonu ile uyumlu olması nedeniyle birimin yaşı Miyo-Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

Araştırma konusuyla yakından ilişkili olan inceleme alanındaki dolomitin petrografik ve kimyasal özelliklerine ilerde ayrıntılı değinilmiştir.

4. YAPISAL JEOLOJİ

Anatolidler tektonik birliği içinde yeralan inceleme alanında yalnızca bir deformasyon fazı gözlemlenmemektedir. Bu deformasyon fazı, Yürükkaracaören kireçtaşı ile Kireçköy formasyonu arasındaki açısal uyumsuzluk olup, yazara göre muhtemelen Alt Miyosen'de gölsel havzanın oluşumunu (grabenleşmeyi) sağlayan genleşme rejiminin sonucu olmalıdır. GölSEL birimlerin hemen hemen yataya yakın konumda bulunmaları Miyo-Pliyosen sonrası ana tektonik aktiviteden etkilenmediklerini göstermektedir.

5.DOLOMİTLERİN PETROGRAFİK, MINERALOJİK VE KİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Kireçtepe dolomit üyesinin tabanından tavanına doğru alınan nokta dolomit örneklerinin makroskopik incelemelerinde; kriptokristalin ve kirli beyaz renkli oldukları, masif veya bresik

yapılı, üst seviyelerde konkoidal kırılma gösterdikleri, kök tüpleri bulundurdukları gözlenmiştir (Levha 1, Şekil 2 ve Levha 2, Şekil 1).

Dolomit üyesinin alt seviyelerinden alınan örneklerin polarizan mikroskop incelemelerinde, 1 ile 2 mikron boyutundaki dolomit kristalleri paketlenerek dolomikritik dokuyu oluştururlar (Levha 2, Şekil 2). Üst seviyelerden alınan örneklerde ise, 50 mikrondan 1 cm ye kadar değişen boyutlarda dolomit çamur parçalarının veya dolomit kristal kümelerinin kalsit çimentosu ile bağlanarak ksenotopik porfirik doku özelliklerini sergiledikleri gözlenir (Levha 3, Şekil 1). Alt seviyelerden alınan örneklerin elektron mikroskop incelemelerinde, mikrokristalin matrikste özşekilli ve yarıözşekilli dolomit kristalleri mevcut olup (Levha 3, Şekil 2a), gözenek suyunun özelliklerine bağlı olarak yarıözşekilli kristallerinin çoğu poroziteyi artırmaya neden olan çözülmelere uğradıkları görülür.

Alınan örneklerin tüm kayaç X-işinleri difraksiyon verilerinin yorumunda dolomit, kalsit, manyezit ve kuvars mineralleri saptanmış (Şekil 3 ve 4) ve ana mineral parajenezi de dolomit + kalsit ve dolomit + manyezit olarak belirlenmiştir. Kuvars ise sekonder mineral olup, yüzeysel suların etkinliğinde çözünmüş silisten kaynaklandığı düşünülmüş ve bazı kesimlerde dolomitlerin yoğun olarak silisleştikleri gözlenmiştir.

Dolomitin teorik bileşiminde % 30.4 CaO ile % 21.7 MgO veya % 54.35

“Kireçköy formasyonu” adı verilmiştir. Birim, inceleme alanının kuzeybatısında Kokat sırtından güneydoğuya Kırmızıtöprak mevkiiine yaklaşık 9 km²'lik bir alanda yüzeylenmektedir (Şekil 2). Formasyonun egemen litolojisini göl ortamı koşullarında çökelmiş konglomera, kumtaşı ve kireçtaş yanısıra, kireçtaşları ile arakatkılı kumtaşı, tuf, tüfit, marn ve çört düzeyleri oluşturur.

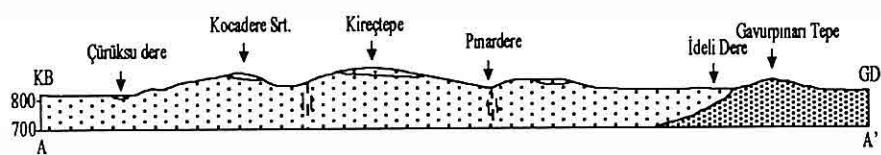
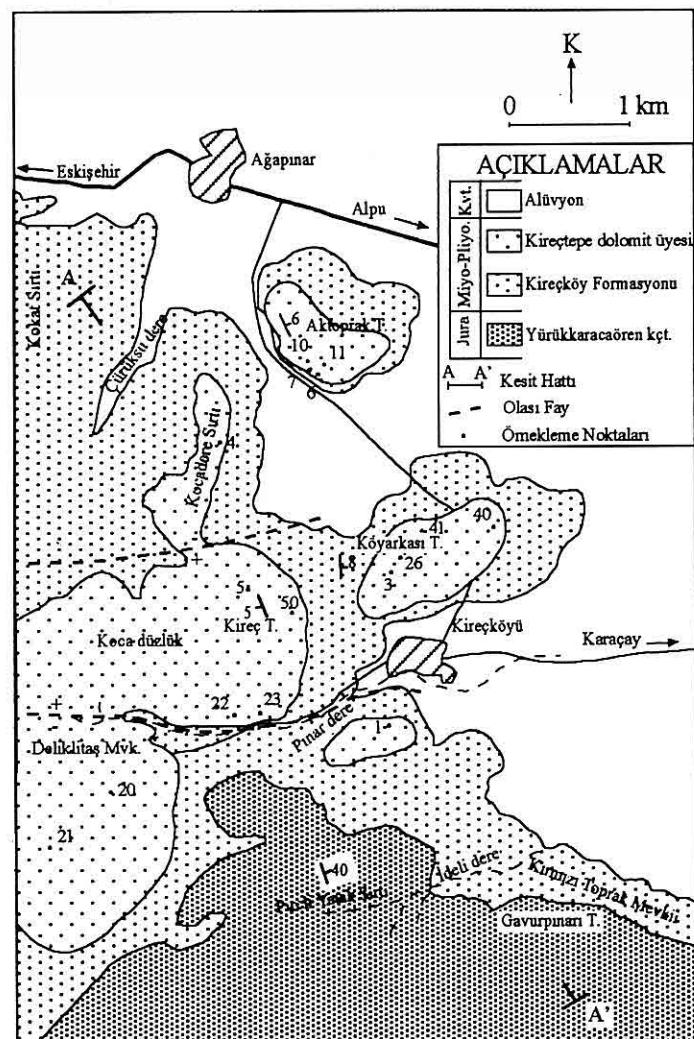
Formasyon değişik tür litolojilerin yer yer ritmik ardalanmasından dolayı oluştuğu için, yanal ve düşey yönlerde çok değişken litofasiyesler sunar ve açık gri, yeşil-kırılarak renkler gösterir. Alt seviyelerde yaygın olarak izlenen gri ve boz renkli, kalın katmanlı konglomeraların çakılları iyi yuvarlanmış olup, boyutları 4 ile 10 mm arasında değişmekte, katmanlarda yanal ve düşey yönlerde derecelenme gözlenmemektedir. Konglomeraların mikroskop incelemesinde; kilce zengin karbonat çimento içinde gnays, mikaşist, granodiyorit, serpantinit ve kuvars kıriti ve parçaları mevcuttur. Konglomeraların üzerine gelen açık yeşilimsi gri renkli kumtaşları orta - kalın katmanlıdır. Kumtaşlarının mikroskop incelemesinde ise killi karbonat çimento içerisinde kuvars, antigorit, feldspat, muskovit, klorit ve opak mineral parçaları gözlenmektedir. Daha üst seviyelere doğru yaygın katmanlanma gösteren killi kireçtaşları açık krem ve kirli beyaz renkli, orta kalın katmanlı olup, mikroskop incelemesinde boşluklu ve gevşek dokulu mikritik kireçtaş özelliğindedir. Kireçtaşlarının çeşitli düzeylerinde ara katmanlanma

gösteren marn, kultaşı, tuf ve tüfitler kirli beyaz, açık gri renklerde orta ve ince katmanlanma gösterirler. Çört bandları ise 5 ile 10 cm kalınlığında koyu kahve ve gri renklerdedir.

Birim, Yürükkaracaören kireçtaşları üzerine açısal uyumsuzlukla gelmekte, üstten Kireçköy formasyonuna ait dolomit üyesi ve Alpu ovasının alüvyonları tarafından örtülmektedir. Kireçköy formasyonunun kalınlığı 200 m olarak belirlenmiş olup, birim içinde fosile rastlanmamış, ancak inceleme alanı dışındaki Miyosen-Pliyosen yaşlı eşdeğer birimlerle aynı yaşta olduğu yazar tarafından kabul edilmiştir. Birimin eşdeğeri Sarız (1997)'in tanımladığı, Eskişehir'in güneybatı yöresinde yüzeylenen Kepeztepe formasyonudur.

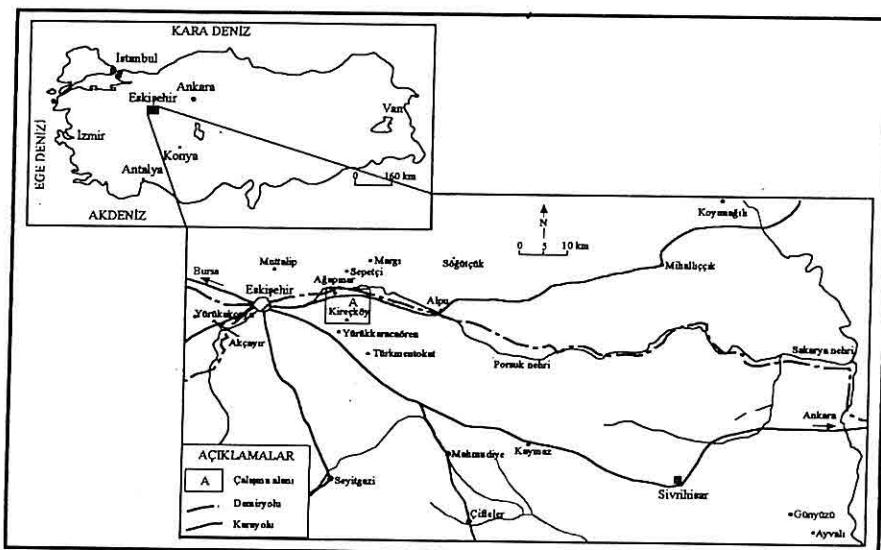
3.2.1. Kireçtepe Dolomit Üyesi

Kireçtepe formasyonunun tavanındaki dolomit düzeyi, en iyi izlendiği Kireç Tepe'ye atfen yazar tarafından “Kireçtepe dolomit üyesi” olarak adlandırılmıştır. Birim, inceleme alanında Kireç Tepe, Deliklitaş Mevkii, Kocadere Sırtı, Köyarkası Tepe ve Aktoprak Tepe dolaylarında yaklaşık 6 km²'lik bir alanda yüzeylenme verir (Şekil 2). Birimin egemen kaya türü siğ gölsel koşullarda çökelmiş, kirli beyaz ve açık bej renkli, yataya yakın konumlu, orta ve kalın katmanlı dolomit düzeyleri oluşturur. Birim genelde tabandan tavana doğru aynı litolojik özellik göstermekte, sadece Kireç Tepe dolaylarındaki tabanda ince katmanlı, yanal ve düşey tedrici geçişli, toprağımsı ve kirli beyaz görünüşlü bir



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası ve kesiti

KIREÇKÖY CİVARI DOLOMITLERİ OLUŞUMU VE EKONOMİK ÖNEMİ



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

Genel durumda sıkı dokulu ve homojen bir yapıya sahip olan kireçtaşları bol çatıtlaklı olup, çatıtlakları çoğulukla ikincil kalsit ile doldurulmuştur. Gavurpinarı Tepedeki örneklerin ince kesitlerinde kayacın mikrit ve dismikrit kireçtaşı özellikle taşıdığı görülmüştür. Birim, yöredeki tektonizma koşullarından büyük ölçüde etkilenmiş, kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanmıştır. Yürükkaracaören kireçtaşının taban seviyeleri inceleme alanında gözlenmemekte, ancak inceleme alanı dışında Yıldıztepe formasyonu (Sarıüz, 1988) ile uyumlu olduğu görülmektedir. Aynı birim üstten Miyo-Pliyosen yaşı Kireçkoy formasyonu tarafından açısal uyumsuzlukla örtülmektedir (Şekil 2). Yörede, birimin gerçek kalınlığını ölçmek mümkün olmamakla beraber, saha gözlemlerine göre 250 m'den fazladır.

Değişik seviyelerden alınan örneklerin ince kesitlerinde *Cayeuxia* sp. ve Textularidae fosilleri tayin edilmiştir. Kupfahl (1954) birimin yaşını Üst Jura, Kulaksız (1981) Jura-Üst Jura, Gözler ve arkadaşları (1985) ise Üst Jura-Alt Kretase olarak kabul etmişlerdir. İnce kesitlerdeki fosil içeriği yanısıra, inceleme alanı dışındaki litolojik birimlerle ilişkilerine ve yukarıda belirtilen araştırmacıların saptadıkları yaşlarda göz önüne alınırsa, birimin yaşıının Jura olduğu anlaşılır. Durgun ve sığ denizel koşullarda gelişen birimin eşdeğeri Kulaksız (1981)'ın tanımladığı, Sivrihisar'ın kuzyeybatı yöresinde yüzeylenen Zerköy formasyonudur.

3.2. Kireçkoy formasyonu

Özelliklerini en iyi sergilediği yer olan Kireçkoy'e dayanılarak yazar tarafından

1.GİRİŞ

Alpu (Eskişehir) Yöresi Miyo-Pliyosen yaşlı gölsel basende değişik amaçlı çalışmalar yapılmış olup, bunlardan ilki yumru tipi sepiyolitlerin aranması ve rezervlerinin ortaya çıkarılması ile ilgilidir (Petracheck, 1963; Öncel ve Denizci, 1982). Daha sonraları, Alpu basenindeki birimlerin litolojisi ve oluşum ortamının özellikleri ile yumru ve katmansı sepiyolitlerin oluşumları ve mineralojisi üzerine çalışmalar yoğunlaştırılmıştır (Sarıiz, 1988; Kadir ve Baş, 1996; Sarıiz ve Işık, 1995).

Bu araştırma ile, Eskişehir'in 27 km doğusunda yer alan Kireçköy civarındaki Kireçköy formasyonuna ait Kireçtepe dolomit üyesindeki dolomit katmanlarının jeolojik, mineralojik, petrografik, kimyasal veri ve bulgularına dayanarak oluşum biçiminin aydınlatılması yanısıra, dolomitin ekonomi ve endüstrideki önemi nedeniyle, yöre dolomitlerinin dağılımı ve kalitesinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

2. MATERİYAL VE YÖNTEM

İnceleme alanının 1/25. 000 ölçekli jeoloji haritası ile kesiti çıkarılmış, dolomit seviyesinin konumu ve örneklerin alım yerleri haritada gösterilmiştir.

Saha incelemelerine ilişkin 50'den fazla kayaç örneğinin ince kesit üzerinde mineralojik ve petrografik tanımlamaları yapılmış, 22 adet örneğin ana element çözümlemeleri atomik absorbsiyon spektrometri (AAS) analizleri ile, 12 adet örneğin kalitatif mineral tayinleri ise doğal durumdaki örneklerin öğütülmesiyle yönlenmemiş toz preparatlar üzerinde

XRD metodu ile gerçekleştirilmiştir.

Dolomitin morfolojik özelliklerini (kristal şekli ve boyutu) belirlemede taramalı elektron mikroskopu kullanılmış, el örnekleri ve ince kesitlerinin pratik tayinlerinde dolomiti diğer karbonat minerallerinden (kalsit ve manyezit) ayırmak için boyama yöntemlerinden (Alizarin kırmızısı S ve potasyum ferri siyanür çözeltileriyle boyama) de yararlanılmıştır.

3. JEOLOJİ

İnceleme alanı Yürükkaracaören, Kireçköy ve Ağapınar köyleri arasında 40 km²'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1,2). Yöredeki oluşukların birbiri ile olan ilişkilerine göre üç litolojik birim ayırtlanarak, litostratigrafi esasına göre tanımlama ve adlandırmaları yapılmıştır (Türkiye Stratigrafi Komitesi, 1986). Bu litolojik birimler alttan üste doğru Yürükkaracaören kireçtaşı , Kireçköy formasyonu ve Kireçtepe dolomit üyesi ile temsil olunurlar (Şekil 2).

3.1. Yürükkaracaören Kireçtaşları

İnceleme alanı dışındaki Yürükkaracaören köyü civarında en iyi gelişmiş olduğu ve ayrıntılı görüldüğü için Yürükkaracaören köyüne atfen "Yürükkaracaören kireçtaşı" adı verilmiştir (Sarıiz, 1988). Birim, harita alanı güneyinde Pireliyatak Sırtı ve Gavurpinarı Tepe dolaylarında yaklaşık 5 km² 'lik bir alanda yüzeylenme verir (Şekil 2) ve egemen olarak gri ve krem renkli, orta ve ince katmanlı kireçtaşları ile temsil edilir.

KIREÇKÖY (ALPU – ESKİŞEHİR) CİVARı DOLOMİTLERİN OLUŞUMU VE EKONOMİK ÖNEMİ

Kadir SARIİZ

Osmangazi Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Eskişehir/Türkiye

ÖZET : Kireçköy (Alpu-Eskişehir) civarında yüzeylenen dolomitlerin oluşumunun aydınlatılması, rezerv ve kalitesinin belirlenmesi bu çalışmanın amacını oluşturur. Dolomit katmanları, gölsel ortamda gelişen Miyo-Pliyosen yaşı Kireçköy formasyonuna ait Kireçtepe dolomit üyesinde gözlenir ve kalınlıkları 50 m ye kadar ulaşır. Dolomit örneklerinin masif ve breşik yapılarında bulunmaları, kök tüpleri içermeleri, dolomitlerin doğrudan (kimyasal) çökelim ortam ürünü oluklarının kanutıdır. Dolomitleşme ile ilgili veri ve bulgulara rastlanmamıştır. Dolomit çökelimi, göl suyunun Mg / Ca aktivite oranının 1 ile 1000 arasında, 7' den büyük pH değerlerinde, uygun tuzluluk ve CO₂ kısmi basınçlarında ($PCO_2 > 10^{-6}$ atm.) gerçekleşmiştir ($Mg^{+2} + Ca^{+2} + 2CO_3^{2-} \rightarrow CaMg(CO_3)_2$). Yapılan rezerv (mungkin rezerv) hesaplamalarında, ortalama % 19.24 MgO tenörlü 268 milyon ton dolomitin varlığı saptanmıştır. Elde edilen ortalama MgO tenörü, endüstriyel hamaddeniteliği taşıyan dolomitlerdeki MgO değerinin üzerindedir.

THE ECONOMIC IMPORTANCE AND OCCURRENCE OF DOLOMITES AROUND KIREÇKÖY (ALPU- ESKİŞEHİR)

ABSTRACT : The aim of this study is to determine reserve and quality, and to examine formation of dolomites exposing around Kireçköy area in Alpu (Eskişehir). Dolomite layers of 50 m in thickness are found in the Kireçtepe dolomite member of the Kireçköy formation of Miocene-Pliocene age which developed in a lacustrine environment. The fact that dolomites have a massive and brecciated structure and they contain root tube and traces indicates that dolomites are directly precipitated. There is no evidence for dolomitization. Dolomite precipitation took place at a Mg / Ca activity ratio between 1 to 1000 , at pH values higher than 7, and at suitable salinity and CO₂ partial pressure ($PCO_2 > 10^{-6}$ atm.), $Mg^{+2} + Ca^{+2} + 2CO_3^{2-} \rightarrow CaMg(CO_3)_2$. Calculations reveal that the reserve (probable reserve) of dolomites is 268 million tones with MgO concentration of 19.24 %. The average MgO concentration obtained is higher than that of dolomite ores.

- Turkey). *Hacettepe Üniv. Yerbilimleri*, 21, 105-113, Ankara.
- Sgarella, F. and Moncharmont-Zei, M., 1993, *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy), systematic and autoecology*. *Bulletino della Societa Paleontologica Italiana*. 32 (2), 145-264.
- Yanko, V. and Troitskaja, T., 1987, *Late Quaternary foraminifera of the Black Sea*. Moscow, Nauka, 111 p.

- 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 s., 630 lev.*
- Meriç, E., Sakınç, M., 1990, Foraminifera. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. Ed. E. Meriç, 13-41, İstanbul.*
- Meriç, E., Avşar, N., 1997, İstanbul ve yakın çevresi Geç Kuvaterner (Holosen) bentik foraminifer faunası. Ç.Ü. Yerbilimleri, 31, 41-65, Adana.*
- Meriç, E., Avşar, N., 2000, Deniz diplerindeki aktif fayların belirlenmesinde bentik foraminiferlerin önemi. Batı Anadolu'nun Depremselligi Sempozyumu (BADSEM-2000), 198-205, İzmir.*
- Meriç, E., Yanko, V., Avşar, N., 1995, Izmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. Izmit Körfezi Kuvaterner istifi. Ed. E. Meriç, 105-151, İstanbul.*
- Meriç, E., Şamlı, A. C., Avşar, N., 1996 a, Haliç Geç Kuvaterner (Holosen) istifi foraminifer topluluğu ve ortamsal özelliklerde gözlenen değişimler. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı (SBT) Bildiriler Kitabı, 187-192, İstanbul.*
- Meriç, E., Avşar, N., Çetin, O., 1996 b, Kuşdili (Kadıköy-İstanbul) Kuvateneri stratigrafisi hakkında yeni görüşler. Ç.Ü. Yerbilimleri, 29, 151-159, Adana.*
- Meriç, E., Avşar, N., Nazik, A., 1999, Armutlu Yarımadası kuzey alanı (Yalova-Karamürsel) Kuvaterner hakkında. İst. Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg., 12 (1), 1-7, İstanbul.*
- Meriç, E., Avşar, N., Kılınçaslan, Y., 2001 a, Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) bentik foraminifer faunası ve bu toplulukta gözlenen yersel değişimler. TJB, 44 (1), basım aşamasında, Ankara.*
- Meriç, E., Kerey, I. E., Avşar, N., Nazik, A., 1998 a, Dilovası (Gebze-Kocaeli) Kuvaterner istifi. Ç.Ü. Yerbilimleri, 32, 199-218, Adana.*
- Meriç, E., Avşar, N., Eryılmaz, M., Eryılmaz-Yücesoy, F., 2001 b, İstanbul Boğazı'nın güncel bentik foraminifer topluluğu ve çökel dağılımı. Ç.Ü. Yerbilimleri, 37, Basım aşamasında, Adana.*
- Meriç, E., Kerey, I. E., Tunoğlu, C., Avşar, N., Önal, B. Ç., 2000 a, Yeşilçay (Ağva-KD İstanbul) yoresi Geç Kuvaterner istifi'nin mikrofaunası ve sedimentolojisi. TJB, 43 (2), 83-98, Ankara.*
- Meriç, E., Kerey, E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal, I., Rosso, A., 1998 b, İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Kara Deniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı Bildiriler Kitabı (SBT), 82-97, İstanbul.*
- Meriç, E., Kerey, I. E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal, I., Rosso, A., 2000 b, Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. TJB, 43 (1), 73-118, Ankara.*
- Meriç, E., Kerey, I. E., Avşar, N., Taner, G., Akgün, F., Ünsal, I., Rosso, A., Koral, H., 2000 c, Anadolu Hisarı (Doğu Boğaziçi-İstanbul) Kuvaterner. Ç.Ü., Yerbilimleri, 36, 135-184, Adana.*
- Nazik, A., Meriç, E., Avşar, N., 1999, Environmental interpretation of Quaternary sediments: Küçüksu Palace (Asian side of Bosphorus, Anadolu Hisarı-*

- Elphidium jensei* (Cushman)
Elphidium macellum (Fichtel ve Moll)
Elphidium maioricense Colom
Elphidium ponticum Dolgopolskaya ve
 Pauli
Elphidium pulvereum Todd
Elphidium striato-punctatum (Fichtel
 ve Moll)
 Familya Nummulitidae de Blainville,
 1827
 Cins *Heterocyclina* Hottinger, 1977
Heterocyclina tuberculata (Möbius)
 Cins *Heterostegina* d'Orbigny, 1826
Heterostegina depressa d'Orbigny

3. SONUCLAR

Ülkemizin güney kıyı alanlarında gözlenen bentik foraminifer çeşitliliği çok fazladır. Topluluk orta ve batı Akdeniz bentik foraminifer faunasına büyük benzerlik gösterir. Özellikle aynı durum Kuzey Ege Denizi’nde kısmen de olsa gözlenir. Fakat, Çanakkale Boğazı’ndan sonra gerek sıcaklık ve gerekse tuzluluk değişimi faunanın farklılığında en önemli etken özelliğini taşır. Çanakkale ve İstanbul boğazlarındaki dip ve yüzey suyundaki çift yönlü akıntılar nedeni ile bentik foraminifer cins ve türleri ile birlikte birey sayısında da büyük bir azalma gözlenmektedir. Yine, İstanbul Boğazı’nın Karadeniz bağlantısında Akdeniz bentik foraminiferleri cins ve tür olarak kısmı bir etkinlik sunarsa da, bu durum yalnızca belli bir alan için geçerlidir. Özellikle bu bölge dışında kalan Amasra-Kilyos arasında Karadeniz topluluğu az sayıda cins ve tür, buna karşın çok sayıdaki fert toplulukları ile belirgindir.

4. KAYNAKLAR

- Avşar, N., 1997, *Doğu Akdeniz kıyı bölgesi bentik foraminiferleri*. Ç.Ü. Yerbilimleri, 31, 67-81, Adana.
- Avşar, N., Meriç, E., 1996, *İskenderun Körfezi’nde bentik foraminifer dağılımı*. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı (SBT) Bildiriler Kitabı, 220-224, İstanbul.
- Avşar, N., Ergin, M., 1998, *Spatial distribution of Holocene benthic foraminifera at the Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale triangle (NE Aegean Sea)*. Third International Turkish Geology Symposium. 31 August-4 September, 1998, METU, Ankara, Turkey.
- Avşar, N., Meriç, E., 2001, *Çeşme-Ilica Koyu (İzmir) termal bölgesi güncel bentik foraminiferlerinin sistematik dağılımı*. Hacettepe Üniv. Yerbilimleri, 23, basım aşamasında, Ankara.
- Avşar, N., Meriç, E., Ergin, M., 2001, *İskenderun Körfezi bentogenik sedimentlerinin foraminifer içeriği*. Hacettepe Üniv. Yerbilimleri, 23, basım aşamasında, Ankara.
- Cimerman, F. and Langer, M. R., 1991, *Mediterranean foraminifera*. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Academia Scientiarum et Artium Slovenica. 118 p., 93 plts, Ljubljana.
- Hottinger, L., Hálícz, E. and Reiss, Z., 1993, *Recent foraminiferida from the Gulf of Aqaba, Red Sea*. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Academia Scientiarum et Artium Slovenica. 179 p., 230 plts, Ljubljana.
- Loeblich, Jr. A. R. and Tappan, H., 1988, *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold Company, 970 p., 842 plts., New York.

Altfamilya Cymbaloporinae Cushman, 1927	<i>Chilostomella mediterranensis</i> Cushman ve Todd
Cins <i>Cymbaloporeta</i> Cushman, 1928	Familya Gavellinidae Hofker, 1956
<i>Cymbaloporeta</i> sp.	Altfamilya Gavellininae Hofker, 1956
Familya Acervulinidae Schultze, 1854	Cins <i>Gyroidina</i> d'Orbigny, 1826
Cins <i>Acervulina</i> Schultze, 1854	<i>Gyroidina umbonata</i> (Silvestri)
<i>Acervulina</i> cf. <i>inhaerens</i> Schultze	Familya Trichohyalidae Saidova, 1981
Cins <i>Sphaerogypsina</i> Galloway, 1933	Cins <i>Aubignyna</i> Margerel, 1970
<i>Sphaerogypsina globula</i> (Reuss)	<i>Aubignyna perlucida</i> (Heron-Allen ve Earland)
Familya Asterigerinatidae Reiss, 1963	<i>Aubignyna planidorsa</i> (Atkinson)
Cins <i>Asterigerinata</i> Bermudez, 1949	Familya Rotaliidae Ehrenberg, 1839
<i>Asterigerinata adriacitaca</i> Haake	Altfamilya Pararotaliinae Reiss, 1963
<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson)	Cins <i>Pararotalia</i> le Calvez, Y., 1949
Familya Amphisteginidae Cushman, 1927	<i>Pararotalia spinigera</i> (le Calvez)
Cins <i>Amphistegina</i> d'Orbigny, 1826	Altfamilya Ammoniinae Saidova, 1981
<i>Amphistegina lobifera</i> Larsen	Cins <i>Ammonia</i> Brünnich, 1772
Familya Nonionidae Schultze, 1854	<i>Ammonia ammoniformis</i> Colom
Altfamilya Nonioninae Schultze, 1854	<i>Ammonia compacta</i> Hofker
Cins <i>Nonion</i> de Montfort, 1808	<i>Ammonia parasovica</i> Stshedrina ve Mayer
<i>Nonion depressulum</i> (Walker ve Jacob)	<i>Ammonia parkinsoniana</i> (d'Orbigny)
Cins <i>Nonionella</i> Cushman, 1926	<i>Ammonia tepida</i> Cushman
<i>Nonionella turgida</i> (Williamson)	Cins <i>Challengerella</i> Billman, Hottinger ve Oesterle, 1980
Cins <i>Nonionides</i> Saidova, 1975	<i>Challengerella bradyi</i> Billman, Hottinger ve Oesterle
<i>Nonionides grateloupi</i> (d'Orbigny)	Familya Elphidiidae Galloway, 1933
Altfamilya Astrononioninae Saidova, 1981	Altfamilya Elphidiinae Galloway, 1933
Cins <i>Astrononion</i> Cushman ve Edwards, 1937	Cins <i>Criboelphidium</i> Cushman, 1948
<i>Astrononion stelligerum</i> (d'Orbigny)	<i>Criboelphidium poeyanum</i> (d'Orbigny)
Altfamilya Pulleniinae Schwager, 1877	Cins <i>Porosononion</i> Putrya, 1956
Cins <i>Melonis</i> de Montfort, 1808	<i>Porosononion subgranosum</i> (Egger)
<i>Melonis barleanum</i> (Williamson)	Cins <i>Elphidium</i> de Montfort, 1808
<i>Melonis pompiloides</i> (Fichtel ve Moll)	<i>Elphidium aculeatum</i> (d'Orbigny)
Cins <i>Pullenia</i> Parker ve Jones, 1862	<i>Elphidium advenum</i> (Cushman)
<i>Pullenia quinqueloba</i> (Reuss)	<i>Elphidium complanatum</i> (d'Orbigny)
Familya Chilostomellidae Brady, 1881	<i>Elphidium crispum</i> (Linné)
Altfamilya Chilostomellinae Brady, 1881	<i>Elphidium depressulum</i> Cushman
Cins <i>Chilostomella</i> Reuss, 1849	

Familya Mississippinidae Saidova, 1981	<i>Siphonina reticulata</i> (Czjzek)
Altfamilya Stomatorbinae Saidova, 1981	Familya Parreloididae Hofker, 1956
Cins <i>Stomatorbina</i> Doreen, 1948	Cins <i>Cibicidoides Thalmann</i> , 1939
<i>Stomatorbina concentrica</i> (Parker ve Jones)	<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i> (Cushman)
Familya Discorbidae Ehrenberg, 1838	Familya Discorbinellidae Sigal, 1952
Cins <i>Neoeponides</i> Reiss, 1960	Altfamilya Discorbinellinae Sigal, 1952
<i>Neoeponides bradyi</i> (le Calvez)	Cins <i>Discorbinella</i> Cushman ve Martin, 1935
Familya Rosalinidae Reiss, 1963	<i>Discorbinella bertheloti</i> (d'Orbigny)
Cins <i>Gavelinopsis</i> Hofker, 1951	Familya Planulinidae Bermudez, 1952
<i>Gavelinopsis praegeri</i> (Heron-Allen ve Earland)	Cins <i>Hyalinea</i> Hofker, 1951
Cins <i>Neoconorbina</i> Hofker, 1951	<i>Hyalinea balthica</i> (Schröter)
<i>Neoconorbina orbicularis</i> (Terquem)	Familya Cibicididae Cushman, 1927
<i>Neoconorbina terquemi</i> (Rzehak)	Altfamilya Cibicidinae Cushman, 1927
Cins <i>Rosalina</i> d'Orbigny, 1826	Cins <i>Cibicides de Montfort</i> , 1808
<i>Rosalina bradyi</i> Cushman	<i>Cibicides advenum</i> (d'Orbigny)
<i>Rosalina floridensis</i> (Cushman)	<i>Cibicides floridanus</i> (Cushman)
<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny	Cins <i>Cibicidina</i> Bandy, 1949
<i>Rosalina macropora</i> (Hofker)	<i>Cibicidina walli</i> Bandy
Cins <i>Tretomphalus</i> Möbius, 1880	Cins <i>Lobatula</i> Fleming, 1828
<i>Tretomphalus bulloides</i> (d'Orbigny)	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker ve Jacob)
Familya Glabratellidae Loeblich ve Tappan, 1964	Altfamilya Annulocibicidinae Saidova, 1981
Cins <i>Conorabella</i> Hofker, 1951	Cins <i>Cyclocibicides</i> Cushman, 1927
<i>Conorabella imperatoria</i> (d'Orbigny)	<i>Cyclocibicides vermiculatus</i> (d'Orbigny)
Cins <i>Glabratella</i> Seiglie ve Bermudez, 1965	Familya Planorbulinidae Schwager, 1877
<i>Glabratella</i> sp.	Altfamilya Planorbulininae Schwager, 1877
Cins <i>Planoglabratella</i> Seiglie ve Bermudez, 1965	Cins <i>Planorbulina</i> d'Orbigny, 1826
<i>Planoglabratella opercularis</i> (d'Orbigny)	<i>Planorbulina mediterranensis</i> d'Orbigny
Familya Siphoninidae Cushman, 1927	Cins <i>Cibicidella</i> Cushman, 1927
Altfamilya Siphonininae Cushman, 1927	<i>Cibicidella variabilis</i> (d'Orbigny)
Cins <i>Siphonina</i> Reuss, 1850	Familya Cymbaloporidae Cushman, 1927

Familya Epistominidae Wedekind, 1937	<i>Bulimina elongata</i> d'Orbigny <i>Bulimina marginata</i> d'Orbigny Cins <i>Globobulimina</i> Cushman, 1927 <i>Globobulimina affinis</i> (d'Orbigny) <i>Globobulimina pseudospinescens</i> (Emiliani)
Altfamilya Epistomininae Wedekind, 1937	Cins <i>Hoeglundina</i> Brotzen, 1948 <i>Hoeglundina elegans</i> (d'Orbigny)
Familya Bolivinidae Glaesner, 1937	Familya Uvigerinidae Haeckel, 1894 Altfamilya Uvigerininae Haeckel, 1894
Cins <i>Bolivina</i> d'Orbigny, 1839	Cins <i>Uvigerina</i> d'Orbigny, 1826 <i>Uvigerina mediterranea</i> Hofker <i>Uvigerina peregrina</i> Cushman
<i>Bolivina variabilis</i> (Williamson)	Altfamilya Angulogerininae Galloway, 1933
Cins <i>Brizalina</i> O. G. Costa, 1856	Cins <i>Angulogerina</i> Cushman, 1927 <i>Angulogerina angulosa</i> (Williamson)
<i>Brizalina alata</i> (Seguenza)	Familya Reussellidae Cushman, 1933
<i>Brizalina dilatata</i> (Reuss)	Cins <i>Reussella</i> Galloway, 1933 <i>Reussella spinulosa</i> (Reuss)
<i>Brizalina earlandi</i> (Parr)	Familya Fursenkoinidae Loeblich ve Tappan, 1961
<i>Brizalina spathulata</i> (Williamson)	Cins <i>Cassidiella</i> Hofker, 1951 <i>Cassidiella</i> sp.
<i>Brizalina striatula</i> (Cushman)	Cins <i>Fursenkoina</i> Loeblich ve Tappan, 1961
Familya Cassidulinidae d'Orbigny, 1839	<i>Fursenkoina acuta</i> (d'Orbigny) <i>Fursenkoina complanata</i> Egger
Altfamilya Cassidulininae d'Orbigny, 1839	Familya Bagginiidae Cushman, 1927 Altfamilya Baggininae Cushman, 1927
Cins <i>Cassidulina</i> d'Orbigny, 1826	Cins <i>Valvularia</i> Cushman, 1926 <i>Valvularia bradyana</i> (Fornasini)
<i>Cassidulina carinata</i> Silvestri	Familya Eponididae Hofker, 1951 Altfamilya Eponiminiae Hofker, 1951
Cins <i>Globocassidulina</i> Voloshinova, 1960	Cins <i>Eponides</i> de Montfort, 1808 <i>Eponides concameratus</i> (Williamson)
<i>Globocassidulina subglobosa</i> (Brady)	Cins <i>Poroeponides</i> Cushman, 1944 <i>Poroeponides lateralis</i> (Terquem)
Familya Stainforthiidae Reiss, 1963	
Cins <i>Stainforthia</i> Hofker, 1956	
<i>Stainforthia complanata</i> (Egger)	
Familya Siphogenerinoididae Saidova, 1981	
Altfamilya Tubulogenerininae Saidova, 1981	
Cins <i>Rectuvigerina</i> Mathews, 1945	
<i>Rectuvigerina elongastriata</i> (Colom)	
<i>Rectuvigerina phlegeri</i> le Calvez	
Familya Buliminidae Jones, 1875	
Cins <i>Bulimina</i> d'Orbigny, 1826	
<i>Bulimina aculeata</i> d'Orbigny	
<i>Bulimina alazaensis</i> Cushman	
<i>Bulimina costata</i> d'Orbigny	

<i>Dentalina inornata</i> d'Orbigny	Altfamilya	Polymorphininae
<i>Dentalina leguminiformis</i> (Batsch)	d'Orbigny, 1839	
Cins <i>Laevidentalina</i> Loeblich ve Tappan, 1986		<i>Globulina</i> d'Orbigny, 1839
<i>Laevidentalina inflexa</i> (Reuss)		<i>Globulina minutula</i> (Roemer)
Cins <i>Pseudonodosaria</i> Boomgaard, 1949		<i>Globulina myristiformis</i> (Williamson)
<i>Pseudonodosaria comatula</i> (Cushman)		<i>Globulina punctata</i> d'Orbigny
Cins <i>Pyramidulina</i> Fornasini, 1894		<i>Guttulina</i> d'Orbigny, 1839
<i>Pyramidulina catesbyi</i> (d'Orbigny)		<i>Guttulina lactea</i> Walker ve Jacob
Familya <i>Vaginulinidae</i> Reuss, 1860		<i>Guttulina pulchella</i> d'Orbigny
Altfamilya <i>Lenticulininae</i> Chapman, Parr ve Collins, 1934		<i>Polymorphina</i> d'Orbigny, 1826
Cins <i>Lenticulina</i> Lamarck, 1804		<i>Polymorphina</i> sp. 1
<i>Lenticulina cultrata</i> (Montfort)		<i>Polymorphina</i> sp. 2
<i>Lenticulina gibba</i> (d'Orbigny)		<i>Polymorphina</i> sp. 3
Cins <i>Neolenticulina</i> McCulloch, 1977		<i>Polymorphina</i> sp. 5
<i>Neolenticulina peregrina</i> (Schwager)		<i>Polymorphina</i> sp. 7
Altfamilya <i>Marginulininae</i> Wedekind, 1936		Familya <i>Ellipsolagenidae</i> A. Silvestri, 1923
Cins <i>Amphicoryna</i> Schlumberger, 1881		Altfamilya <i>Oolininae</i> Loeblich ve Tappan, 1961
<i>Amphicoryna scalaris</i> (Batsch)		Cins <i>Favulina</i> Patterson ve Richardson, 1987
Cins <i>Astacolus</i> de Montfort, 1808		<i>Favulina hexagona</i> (Montagu)
<i>Astacolus crepidulus</i> (Fichtel ve Moll)		Altfamilya <i>Ellipsolageninae</i> A. Silvestri, 1923
Familya <i>Lagenidae</i> Reuss, 1862		<i>Fissurina</i> Reuss, 1850
Cins <i>Hyalinonetrium</i> Patterson ve Richardson, 1987		<i>Fissurina lucida</i> (Williamson)
<i>Hyalinonetrium gracillimum</i> (Seguenza)		<i>Fissurina neptunii</i> (Buchner)
Cins <i>Lagena</i> Walker ve Jacob, 1798		<i>Fissurina orbigniana</i> Seguenza
<i>Lagena dovevensis</i> Haynes		Altfamilya <i>Parafissurininae</i> R. W. Jones, 1989
<i>Lagena interrupta</i> Williamson		<i>Parafissurina</i> Pair, 1947
<i>Lagena nebulosa</i> Cushman		<i>Parafissurina lateralis</i> (Cushman)
<i>Lagena semistriata</i> Williamson		<i>Parafissurina staphyllearia</i> (Schwager)
<i>Lagena striata</i> d'Orbigny		Familya <i>Ceratobuliminidae</i> Cushman, 1927
<i>Lagena strumosa</i> Reuss		Altfamilya <i>Ceratobulimininae</i> Cushman, 1927
Familya <i>Polymorphinidae</i> d'Orbigny, 1839		Cins <i>Lamarckina</i> Berthelin, 1881
		<i>Lamarckina scabra</i> (Brady)

<i>Biloculinella inflata</i> (Wright)	<i>Triloculina serrulata</i> McCulloch
<i>Biloculinella labiata</i> (Schlumberger)	<i>Triloculina tricarinata</i> d'Orbigny
Cins <i>Miliolinella</i> Wiesner, 1931	<i>Triloculina trigonula</i> (Lamarck)
<i>Miliolinella dilatata</i> Kruit	Cins <i>Wellmanellinella</i> Cherif, 1970
<i>Miliolinella elongata</i> Kruit	<i>Wellmanellinella striata</i> (Sidebottom)
<i>Miliolinella labiosa</i> (d'Orbigny)	Altfamilya Sigmoilinitinae
<i>Miliolinella semicostata</i> (Wiesner)	Luczkowska, 1974
<i>Miliolinella subrotunda</i> (Montagu)	Cins <i>Sigmoilinita</i> Seiglie, 1965
<i>Miliolinella webbiana</i> (d'Orbigny)	<i>Sigmoilinita costata</i> (Schlumberger)
Cins <i>Pseudomassilina</i> Lacroix, 1938	<i>Sigmoilinita edwardsi</i> (Schlumberger)
<i>Pseudomassilina reticulata</i> (Heron-Allen ve Earland)	<i>Sigmoilinita tenuis</i> (Czjzek)
Cins <i>Pseudotriloculina</i> Cherif, 1970	Altfamilya Sigmoilopsinae Vella, 1957
<i>Pseudotriloculina laevigata</i> (d'Orbigny)	Cins <i>Sigmoilopsis</i> Finlay, 1947
<i>Pseudotriloculina oblonga</i> (Montagu)	<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (Silvestri)
<i>Pseudotriloculina rotunda</i> (d'Orbigny)	Altfamilya Tubinellinae Rhumbler,
<i>Pseudotriloculina sidebottomi</i> (Martinotti)	1906
<i>Pseudotriloculina subgranulata</i> (Cushman)	Cins <i>Articulina</i> d'Orbigny 1826
Cins <i>Ptychomiliola</i> Eimer ve Fickert, 1899	<i>Articulina carinata</i> Wiesner
<i>Ptychomiliola separans</i> (Brady)	<i>Articulina sagra</i> d'Orbigny
Cins <i>Pyrgo</i> Defrance, 1824	<i>Articulina tubulosa</i> (Seguenza)
<i>Pyrgo anomala</i> (Schlumberger)	Cins <i>Parrina</i> Cushman, 1931
<i>Pyrgo elongata</i> (d'Orbigny)	<i>Parrina bradyi</i> (Millett)
<i>Pyrgo inornata</i> (d'Orbigny)	Familya Peneroplidae Schultze, 1854
Cins <i>Pyrgoella</i> Cushman ve White, 1936	Cins <i>Coscinospira</i> Ehrenberg, 1839
<i>Pyrgoella sphaera</i> (d'Orbigny)	<i>Coscinospira hemprichii</i> Ehrenberg
Cins <i>Triloculina</i> d'Orbigny, 1826	Cins <i>Laevipeneroplis</i> Sulf, 1936
<i>Triloculina adriatica</i> le Calvez	<i>Laevipeneroplis karreri</i> (Wiesner)
<i>Triloculina affinis</i> d'Orbigny	Cins <i>Peneroplis</i> de Montfort, 1803
<i>Triloculina bermudezi</i> Acosta	<i>Peneroplis pertusus</i> (Forskal)
<i>Triloculina marioni</i> Schlumberger	<i>Peneroplis planatus</i> (Fichtel ve Moll)
<i>Triloculina planciana</i> d'Orbigny	Familya Soritidae Ehrenberg, 1839
<i>Triloculina plicata</i> Terquem	Altfamilya Soritinae Ehrenberg, 1839
<i>Triloculina schreiberiana</i> d'Orbigny	Cins <i>Sorites</i> Ehrenberg, 1839
	<i>Sorites orbiculus</i> Ehrenberg
	Familya Nodosariidae Ehrenberg, 1838
	Altfamilya Nodosariinae Ehrenberg, 1838
	Cins <i>Dentalina</i> Risso, 1826
	<i>Dentalina flintii</i> (Cushman)

<i>Adelosina intricata</i> (Terquem)	ve Y.)
<i>Adelosina longirostra</i> (d'Orbigny)	Cins <i>Hauerina</i> d'Orbigny, 1839
<i>Adelosina mediterranensis</i> (le Calvez J. ve Y.)	<i>Hauerina diversa</i> Cushman
<i>Adelosina partschi</i> (d'Orbigny)	<i>Cins Lachlanella</i> Vella, 1957
<i>Adelosina pulchella</i> d'Orbigny	<i>Lachlanella bicornis</i> (Walker ve Jacob)
Cins <i>Spiroloculina</i> d'Orbigny, 1826	<i>Lachlanella undulata</i> (d'Orbigny)
<i>Spiroloculina angulata</i> d'Orbigny	<i>Lachlanella variolata</i> (d'Orbigny)
<i>Spiroloculina angulosa</i> Terquem	Cins <i>Massilina</i> Schlumberger, 1893
<i>Spiroloculina antillarium</i> d'Orbigny	<i>Massilina gaultieriana</i> (d'Orbigny)
<i>Spiroloculina communis</i> Cushman ve Todd	<i>Massilina secans</i> (d'Orbigny)
<i>Spiroloculina corrugata</i> Cushman ve Todd	Cins <i>Quinqueloculina</i> d'Orbigny, 1826
<i>Spiroloculina depressa</i> d'Orbigny	<i>Quinqueloculina annectens</i> (Schlumberger)
<i>Spiroloculina dilatata</i> d'Orbigny	<i>Quinqueloculina berthelotiana</i> d'Orbigny
<i>Spiroloculina excavata</i> d'Orbigny	<i>Quinqueloculina bidentata</i> d'Orbigny
<i>Spiroloculina ornata</i> d'Orbigny	<i>Quinqueloculina disparilis</i> d'Orbigny
<i>Spiroloculina pellucida</i> Said	<i>Quinqueloculina eburnea</i> (d'Orbigny)
<i>Spiroloculina rostrata</i> Reuss	<i>Quinqueloculina jugosa</i> Cushman
<i>Spiroloculina tenuiseptata</i> Brady	<i>Quinqueloculina laevigata</i> d'Orbigny
Familya Hauerinidae Schwager, 1876	<i>Quinqueloculina lamarckiana</i> d'Orbigny
Altfamilya Siphonapertinae Saidova, 1975	<i>Quinqueloculina lata</i> Terquem
Cins <i>Siphonaperta</i> Vella, 1957	<i>Quinqueloculina limbata</i> d'Orbigny
<i>Siphonaperta agglutinans</i> (d'Orbigny)	<i>Quinqueloculina oblonga</i> (Montagu)
<i>Siphonaperta aspera</i> (d'Orbigny)	<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné)
<i>Siphonaperta dilatata</i> (le Calvez J. ve Y.)	<i>Quinqueloculina stalkeri</i> Loeblich ve Tappan
<i>Siphonaperta irregularis</i> (d'Orbigny)	<i>Quinqueloculina stelligera</i> Schlumberger
Altfamilya Hauerininae Schwager, 1876	<i>Quinqueloculina tenuicollis</i> (Wiesner)
Cins <i>Cycloforina</i> Luczkowska, 1972	<i>Quinqueloculina undosa</i> Karrer
<i>Cycloforina colomi</i> (le Calvez J. ve Y.)	<i>Quinqueloculina viennensis</i> le Calvez J. ve Y.
<i>Cycloforina contorta</i> (d'Orbigny)	Altfamilya Miliolinellinae Vella, 1957
<i>Cycloforina juleana</i> (d'Orbigny)	Cins <i>Biloculinella</i> Wiesner, 1931
<i>Cycloforina rugosa</i> (d'Orbigny)	<i>Biloculinella depressa</i> (Wiesner)
<i>Cycloforina tenuicollis</i> (Wiesner)	<i>Biloculinella elongata</i> (Wiesner)
<i>Cycloforina villafranca</i> (le Calvez, J.	<i>Biloculinella globula</i> (Bornemann)

Cins <i>Textularia</i> Defrance, 1824	1854
<i>Textularia agglutinans</i> d'Orbigny	Cins <i>Cornuspira</i> Schultze, 1854
<i>Textularia bocki</i> Höglund	<i>Cornuspira foliacea</i> Philippi
<i>Textularia conica</i> d'Orbigny	<i>Cornuspira involvens</i> (Reuss)
<i>Textularia goesii</i> Cushman	Familya Ficherinidae Millet, 1898
<i>Textularia porrecta</i> Brady	Altfamilya Ficherininae Millet, 1898
<i>Textularia pseudorugosa</i> Lacroix	Cins <i>Trisegmentina</i> Wiesner, 1920
<i>Textularia sagittula</i> Defrance	<i>Trisegmentina compressa</i> Wiesner
<i>Textularia truncata</i> Höglund	Altfamilya Nodobaculariellinae
Altfamilya Siphotextulariinae Loeblich ve Tappan, 1985	Bogdanovich, 1981
Cins <i>Siphotextularia</i> Finlay, 1939	Cins <i>Vertebralina</i> d'Orbigny, 1826
<i>Siphotextularia concava</i> (Karrer)	<i>Vertebralina striata</i> d'Orbigny
Familya Pseudogaudryinidae Loeblich ve Tappan, 1985	Cins <i>Wiesnerella</i> Cushman, 1933
Altfamilya Pseudogaudryininae Loeblich ve Tappan, 1985	<i>Wiesnerella auriculata</i> (Egger)
Cins <i>Connemarella</i> Cimerman ve Langer, 1991	Familya Nubeculariidae Jones, 1875
<i>Connemarella rufa</i> (Wright)	Altfamilya Nodophthalmidiinae
Cins <i>Pseudoclavulina</i> Cushman, 1936	Cushman, 1940
<i>Pseudoclavulina crustata</i> Cushman	Cins <i>Nodophthalmidium</i> Macfadyen, 1939
Familya Valvulinidae Berthelin, 1880	<i>Nodophthalmidium antillarum</i> (Cushman)
Altfamilya Valvulininae Berthelin, 1880	Altfamilya Nodobaculariinae
Cins <i>Clavulina</i> d'Orbigny, 1826	Cushman, 1927
<i>Clavulina angularis</i> (d'Orbigny)	Cins <i>Nubeculina</i> Cushman, 1924
Familya Spirillinidae Reuss ve Fritsch, 1861	<i>Nubeculina divaricata</i> (Brady)
Cins <i>Spirillina</i> Ehrenberg, 1843	Familya Ophthalmidiidae Wiesner, 1920
<i>Spirillina limbata</i> Brady	Cins <i>Edentostomina</i> Collins, 1958
<i>Spirillina vivipara</i> Ehrenberg	<i>Edentostomina cultrata</i> (Brady)
Familya Patellinidae Rhumbler, 1906	Cins <i>Spirophthalmidium</i> Cushman, 1927
Altfamilya Patellininae Rhumbler, 1906	<i>Spirophthalmidium</i> sp.
Cins <i>Patellina</i> Williamson, 1858	Familya Spiroloculinidae Wiesner, 1920
<i>Patellina corrugata</i> Williamson	Cins <i>Adelosina</i> d'Orbigny, 1826
Familya Cornuspiridae Schultze, 1854	<i>Adelosina clairensis</i> (Heron-Allen ve Earland)
Altfamilya Cornuspirinae Schultze,	<i>Adelosina dubia</i> (d'Orbigny)

Tablo 1e. Türkiye'de gözlenen güncel bentik foraminifer cins ve türlerinin farklı bölgelere göre dağılımı.

FORAMİNİFERLER	Orta Akdeniz	Adriyatik Denizi	K.D. Akdeniz	K.Ege Denizi	Çanakkale Boğazı	K ve D Marmara Denizi	Haliç	İstanbul Boğazı	Batı Karadeniz
<i>Chilostomella mediterranensis</i>	*				*			*	
<i>Gyroidina umbonata</i>	*				*				
<i>Aubignyna perlucida</i>						*	*		
<i>Aubignyna planidorsa</i>			*						
<i>Pararotalia spinigera</i>			*		*				
<i>Ammonia ammoniformis</i>						*	*		
<i>Ammonia compacta</i>		*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Ammonia parasovica</i>						*			
<i>Ammonia parkinsoniana</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Ammonia tepida</i>		*	*	*		*	*	*	*
<i>Challengerella bradyi</i>		*	*	*					
<i>Cribroelphidium poeyanum</i>			*			*	*	*	*
<i>Porosononion subgranosum</i>			*	*	*	*			*
<i>Elphidium aculeatum</i>		*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Elphidium advenum</i>		*	*	*					*
<i>Elphidium complanatum</i>	*			*	*	*			*
<i>Elphidium crispum</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Elphidium depressulum</i>		*		*	*	*			
<i>Elphidium jensei</i>		*		*					
<i>Elphidium macellum</i>	*	*		*	*	*			
<i>Elphidium maioricense</i>	*	*				*			
<i>Elphidium ponticum</i>									*
<i>Elphidium pulvereum</i>	*			*				*	
<i>Elphidium striato-punctatum</i>			*						
<i>Heterocyclina tuberculata</i>		*							
<i>Heterostegina depressa</i>			*						

Familya Discamminidae Mikhalevich, 1980

Cins *Discammina* Lacroix, 1932

Discammina compressa (Goes)

Familya Cyclamminidae Marie, 1941

Altfamilya Alveolophragmiinae Saidova, 1981

Cins *Alveophragmum* Shchedrina, 1936

Alveophragmum scitulum (Brady)

Familya Spirolectamminidae Cushman, 1927

Altfamilya Spirolectammininae Cushman, 1927

Cins *Spirolectinella* Kisel'man, 1972

Spirolectinella sagittula (d'Orbigny)

Familya Trochamminidae Schwager, 1877

Altfamilya Trochammininae Schwager, 1877

Cins *Trochammina* Parker ve Jones, 1859

Trochammina inflata (Montagu)

Familya Eggerellidae Cushman, 1937

Altfamilya Eggerellinae Cushman, 1937

Cins *Eggerella* Cushman, 1935

Eggerella propinqua (Brady)

Cins *Eggerelloides* Haynes, 1973

Eggerelloides advenus (Cushman)

Eggerelloides scabrus (Williamson)

Familya Textulariidae Ehrenberg, 1838

Altfamilya Textulariinae Ehrenberg, 1838

Cins *Bigenerina* d'Orbigny, 1826

Bigenerina nodosaria d'Orbigny

Tablo 1d. Türkiye'de gözlenen güncel bentik foraminifer cins ve türlerinin farklı bölgelere göre dağılımı.

FORAMİNİFERLER	Orta Akdeniz	Adriyatik Denizi	K.D. Akdeniz	K.Ege Denizi	Çanakkale Boğazı	K ve D Marmara Denizi	Haliç	İstanbul Boğazı	Batı Karadeniz
<i>Globocassidulina subglobosa</i>	*	*	*	*	*	*			
<i>Stainforthia complanata</i>			*						
<i>Rectuvigerina elongastriata</i>			*						
<i>Rectuvigerina phlegeri</i>	*		*		*	*		*	
<i>Bulimina aculeata</i>	*	*	*	*	*				
<i>Bulimina alazaensis</i>			*						
<i>Bulimina costata</i>			*						
<i>Bulimina elongata</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	
<i>Bulimina inflata</i>				*	*				
<i>Bulimina marginata</i>	*	*	*	*	*	*	*		
<i>Globobulimina affinis</i>	*		*		*				*
<i>Globobulimina pseudospinescens</i>					*				
<i>Protoglobobulimina pupoides</i>						*			
<i>Uvigerina mediterranea</i>	*	*	*						
<i>Uvigerina peregrina</i>	*		*						
<i>Angulogerina angulosa</i>			*						
<i>Reussella spinulosa</i>	*	*	*	*	*	*			
<i>Cassidiella</i> sp.			*						
<i>Furstenkoia acuta</i>	*	*	*						
<i>Furstenkoia complanata</i>					*				
<i>Valvularia bradyana</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Eponides concameratus</i>	*	*	*	*	*	*			
<i>Poroeponides lateralis</i>									
<i>Stomatorbina concentrica</i>	*	*	*						
<i>Neoeponides bradyi</i>				*	*				
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	*	*	*	*					
<i>Neoconorbina orbicularis</i>						*			
<i>Neoconorbina terquemi</i>		*	*	*	*	*			
<i>Rosalina bradyi</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Rosalina floridensis</i>	*								
<i>Rosalina globularis</i>	*		*	*	*	*			
<i>Rosalina macropora</i>			*						
<i>Tretomphalus bulloides</i>				*					
<i>Conorbella imperatoria</i>	*	*							
<i>Glabratellina</i> sp.									
<i>Planoglabratella opercularis</i>				*					
<i>Siphonina reticulata</i>	*	*	*						
<i>Cibicidoides pseudoungerianus</i>					*				
<i>Discorbimella bertheloti</i>	*	*	*	*	*	*			
<i>Hyalinea balthica</i>	*	*							
<i>Cibicides advenum</i>			*	*					
<i>Cibicides floridanus</i>						*	*	*	
<i>Cibicidina walli</i>									
<i>Lobatula lobatula</i>	*	*	*	*					
<i>Cyclocibicides vermiculatus</i>	*	*							
<i>Planorbulina mediterranensis</i>	*		*	*	*				
<i>Cibicidella variabilis</i>	*	*		*					
<i>Cymbaloporetta</i> sp.			*						
<i>Acervulina cf. inhaerens</i>									*
<i>Sphaerogypsina globula</i>	*	*	*	*					*
<i>Asterigerinata adriacitaca</i>	*								
<i>Asterigerinata mamilla</i>	*	*	*	*					
<i>Amphistegina lobifera</i>									
<i>Nonion depresso</i>	*	*	*	*					
<i>Nonionella turgida</i>	*	*	*	*					
<i>Nonionides grateloupi</i>									
<i>Astrononion stelligerum</i>	*	*	*	*					
<i>Melonis barleanum</i>	*								
<i>Melonis pompoloides</i>			*	*	*				
<i>Pullenia quinqueloba</i>	*								

Tablo 1c. Türkiye'de gözlenen güncel bentik foraminifer cins ve türlerinin farklı bölgelere göre dağılımı.

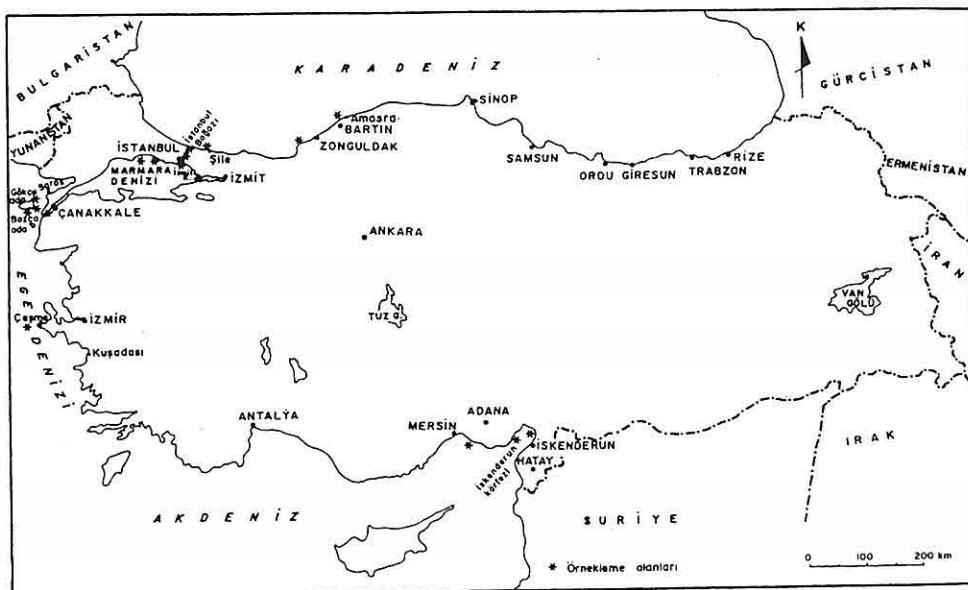
FORAMINIFERLER	Orta Akdeniz	Adriyatik Denizi	K.D. Akdeniz	K.Ege Denizi	Çanakkale Boğazı	K ve D Marmara Denizi	Haliç	İstanbul Boğazı	Batı Karadeniz
<i>Triloculina schreiberiana</i>		*		*					
<i>Triloculina serrulata</i>			*						
<i>Triloculina tricarinata</i>	*	*	*	*			*		
<i>Triloculina trigonula</i>	*		*				*		
<i>Wellmanellinella striata</i>		*		*					
<i>Sigmoilinita costata</i>	*	*	*	*	*	*	*		
<i>Sigmoilinita edwardsi</i>			*	*	*				
<i>Sigmoilinita tenuis</i>	*	*	*						
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>	*	*	*		*				
<i>Articulina carinata</i>		*	*	*					
<i>Articulina sagra</i>				*					
<i>Articulina tubulosa</i>	*			*					
<i>Parrina bradyi</i>		*	*	*					
<i>Coscinospira hemprichii</i>		*	*	*					
<i>Laevipeneroplis karreri</i>		*	*	*					
<i>Peneroplis pertusus</i>	*	*	*	*					
<i>Peneroplis planatus</i>	*	*	*	*					
<i>Sorites orbicularis</i>	*	*	*	*					
<i>Dentalina flintii</i>		*	*						
<i>Dentalina inornata</i>	*			*					
<i>Dentalina leguminiformis</i>	*			*		*			
<i>Laevidentalina inflexa</i>		*	*						
<i>Pseudonodosaria comataula</i>	*			*					
<i>Pyramidalina catesbyi</i>				*					
<i>Lenticulina cultrata</i>	*	*	*	*			*		
<i>Lenticulina gibba</i>	*	*	*	*					
<i>Neolenticulina peregrina</i>							*		
<i>Amphicoryna scalaris</i>	*	*	*	*					
<i>Astacolus crepidulus</i>	*			*					
<i>Hyalinonetrion gracillimum</i>		*							
<i>Lagena dovevensis</i>		*							
<i>Lagena interrupta</i>				*					
<i>Lagena nebulosa</i>	*								
<i>Lagena semistriata</i>	*								
<i>Lagena striata</i>	*	*	*						
<i>Lagena strumosa</i>				*					
<i>Globulina minuta</i>	*								
<i>Globulina myristiformis</i>							*		
<i>Globulina punctata</i>									
<i>Guttulina lactea</i>							*		
<i>Guttulina pulchella</i>									
<i>Polymorphina sp. 1</i>		*							
<i>Polymorphina sp. 2</i>		*							
<i>Polymorphina sp. 3</i>		*							
<i>Polymorphina sp. 5</i>		*							
<i>Polymorphina sp. 7</i>		*							
<i>Favulinina hexagona</i>	*	*	*				*		
<i>Fissurina lucida</i>				*					
<i>Fissurina neptunii</i>	*								
<i>Fissurina orbignyana</i>	*								
<i>Parafissurina lateralis</i>							*		
<i>Parafissurina staphyllearia</i>									
<i>Lamarckina scabra</i>									
<i>Hoeglundina elegans</i>	*	*	*						
<i>Bolivina variabilis</i>									
<i>Brizalina alata</i>	*	*					*		
<i>Brizalina earlandi</i>							*		
<i>Brizalina spathulata</i>	*	*	*	*	*		*		
<i>Brizalina striatula</i>	*	*	*						
<i>Cassidulina carinata</i>	*		*	*			*		

Tablo 1b. Türkiye'de gözlenen güncel bentik foraminifer cins ve türlerinin farklı bölgelere göre dağılımı.

FORAMİNİFERLER	Orta Akdeniz	Adriyatik Denizi	K.D. Akdeniz	K.Ege Denizi	Çanakkale Boğazı	K ve D Marmara Denizi	Haliç	İstanbul Boğazı	Batı Karadeniz
<i>Siphonaperta aspera</i>	*	*	*	*		*			*
<i>Siphonaperta dilatata</i>		*		*					
<i>Siphonaperta irregularis</i>	*		*			*			
<i>Cycloforina colomi</i>		*	*						
<i>Cycloforina contorta</i>	*			*	*	*		*	*
<i>Cycloforina juleana</i>	*								
<i>Cycloforina rugosa</i>	*	*	*	*	*	*			
<i>Cycloforina tenuicollis</i>	*			*	*				*
<i>Cycloforina villafranca</i>		*		*					*
<i>Hauerina diversa</i>				*	*				
<i>Lachlanella bicornis</i>	*	*	*			*		*	
<i>Lachlanella undulata</i>	*			*	*		*		
<i>Lachlanella variolata</i>	*		*						
<i>Massiliina qualtieriana</i>				*					*
<i>Massiliina secans</i>	*	*		*		*		*	*
<i>Quinqueloculina annectens</i>				*					
<i>Quinqueloculina berthelotiana</i>	*	*	*	*		*	*		
<i>Quinqueloculina bidentata</i>				*		*		*	
<i>Quinqueloculina disparilis</i>	*	*	*	*					
<i>Quinqueloculina eburnea</i>					*				
<i>Quinqueloculina jugosa</i>	*	*	*	*					
<i>Quinqueloculina laevigata</i>	*	*	*	*			*		
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>				*					
<i>Quinqueloculina lata</i>	*								
<i>Quinqueloculina limbata</i>		*	*	*					
<i>Quinqueloculina oblonga</i>				*					
<i>Quinqueloculina seminula</i>	*	*	*	*	*	*			
<i>Quinqueloculina stalkeri</i>	*				*				
<i>Quinqueloculina stelligera</i>	*	*	*	*	*	*			
<i>Quinqueloculina tenuicollis</i>	*			*					
<i>Quinqueloculina undosa</i>									
<i>Quinqueloculina viennensis</i>	*				*				*
<i>Biloculinella depressa</i>		*		*	*				
<i>Biloculinella elongata</i>					*				
<i>Biloculinella globula</i>	*	*	*	*	*				
<i>Biloculinella inflata</i>	*			*					
<i>Miliolinella labiata</i>	*	*	*	*	*				
<i>Miliolinella dilatata</i>									
<i>Miliolinella elongata</i>									
<i>Miliolinella labiosa</i>	*	*							
<i>Miliolinella semicostata</i>	*	*							
<i>Miliolinella subrotunda</i>	*								
<i>Miliolinella webbiana</i>	*	*							
<i>Pseudomassiliina reticulata</i>									
<i>Pseudotriloculina laevigata</i>	*	*	*	*	*				
<i>Pseudotriloculina oblonga</i>					*				
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>	*	*	*						
<i>Pseudotriloculina sidebottomi</i>									
<i>Pseudotriloculina subgranulata</i>									
<i>Ptychomiliola separans</i>									
<i>Pyrgo anomala</i>	*								
<i>Pyrgo elongata</i>	*	*	*	*					
<i>Pyrgo inornata</i>	*								
<i>Pyrgoella sphaera</i>					*				
<i>Triloculina adriatica</i>									
<i>Triloculina affinis</i>									
<i>Triloculina bermudezi</i>	*								
<i>Triloculina marioni</i>			*	*	*				
<i>Triloculina planciana</i>	*			*					
<i>Triloculina plicata</i>	*	*	*	*	*				

Tablo 1a. Türkiye'de gözlenen güncel bentik foraminifer cins ve türlerinin farklı bölgelere göre dağılımı.

FORAMİNİFERLER	Orta Akdeniz	Adriyatik Denizi	K.D. Akdeniz	K.Ege Denizi	Çanakkale Boğazı	K ve D Marmara Denizi	Haliç	İstanbul Boğazı	Batı Karadeniz
<i>Lagenammina fusiformis</i>	*	*	*	*	*				
<i>Miliammina fusca</i>		*					*		
<i>Reophax scorpiurus</i>	*	*	*						
<i>Haplophragmoides canariensis</i>		*		*				*	
<i>Labrospira subglobosa</i>		*		*	*				
<i>Discammina compressa</i>	*			*				*	*
<i>Alveophragmium scitulum</i>	*			*	*				
<i>Spiroplectinella sagittula</i>	*	*	*	*	*	*	*	*	*
<i>Trochammina inflata</i>	*	*	*	*	*				
<i>Eggerella propinqua</i>	*								
<i>Eggerelloides advenus</i>	*	*	*	*	*			*	
<i>Eggerelloides scabrus</i>	*			*	*		*	*	*
<i>Bigenerina nodosaria</i>	*	*	*	*					
<i>Textularia agglutinans</i>	*	*		*					
<i>Textularia bocki</i>		*	*	*	*			*	
<i>Textularia conica</i>	*	*		*					
<i>Textularia goesii</i>							*		
<i>Textularia correcta</i>							*		
<i>Textularia pseudorugosa</i>	*	*		*					
<i>Textularia sagittula</i>							*		
<i>Textularia truncata</i>		*	*	*			*	*	*
<i>Siphonotextularia concava</i>	*	*	*	*					
<i>Connemarella rufis</i>	*	*		*					
<i>Pseudoclavulina crustata</i>	*	*	*						
<i>Clavulina angularis</i>					*				
<i>Spirillina limbata</i>	*	*			*				
<i>Spirillina vivipara</i>	*				*				
<i>Patellina corrugata</i>	*	*							
<i>Cornuspira foliacea</i>		*	*	*					
<i>Cornuspira involvens</i>		*	*	*					
<i>Trisegmentina compressa</i>			*	*					
<i>Vertebralina striata</i>	*	*	*	*					
<i>Wiesnerella auriculata</i>	*								
<i>Nodophthalmidium antillarum</i>					*				
<i>Nubeculina divaricata</i>		*							
<i>Edentostomina culturata</i>					*				
<i>Spirophthalmidium sp.</i>					*				
<i>Adelosina clairensis</i>		*	*	*	*				
<i>Adelosina dubia</i>			*						
<i>Adelosina duthiersi</i>	*	*	*	*					
<i>Adelosina elegans</i>	*	*	*	*					
<i>Adelosina intricata</i>		*	*	*					
<i>Adelosina longirostra</i>							*		
<i>Adelosina mediterranensis</i>		*	*	*			*	*	
<i>Adelosina partschi</i>			*	*					
<i>Adelosina pulchella</i>	*		*	*			*		
<i>Spiroloculina angulata</i>			*	*					
<i>Spiroloculina angulosa</i>		*	*	*			*	*	
<i>Spiroloculina antillarium</i>			*	*					
<i>Spiroloculina communis</i>			*						
<i>Spiroloculina corrugata</i>				*					
<i>Spiroloculina depressa</i>		*	*	*			*	*	
<i>Spiroloculina dilatata</i>			*	*			*		
<i>Spiroloculina excavata</i>	*	*	*	*			*	*	
<i>Spiroloculina ornata</i>		*	*	*			*		
<i>Spiroloculina pellucida</i>					*				
<i>Spiroloculina rostrata</i>			*	*					
<i>Spiroloculina tenuiseptata</i>		*	*	*					
<i>Siphonaperta agglutinans</i>		*	*	*					



Şekil 1. Çalışılan bölgeler

üzerine gerçekleştirilen araştırmaların bir sentezini verir. Güncel bentik foraminifer içeriğini bir bütün olarak vermeyi amaçlayan bu çalışmada; Yanko ve Troitskaja, 1987; Meriç ve Sakınç, 1990; Cimerman ve Langer, 1991; Hottinger vd., 1993; Sgarella ve Moncharmont-Zei, 1993; Loeblich ve Tappan, 1994; Avşar ve Meriç, 1996, 2001; Avşar, 1997; Meriç ve Avşar, 1997, 2000; Avşar ve Ergin, 1998; Meriç vd., 1995, 1996, 1998, 1999, 2000 a ve c, 2001 a ve b, Nazik vd., 1999; Avşar ve Meriç, 2001; Avşar vd., 2001 gibi çalışmalarдан yararlanılmış, Loeblich ve Tappan, 1988 tarafından ortaya konan foraminifer sistemiği esas alınmıştır.

2. FORAMİNİFERLERİN SİSTEMATİK DİZİNİ

Familya Saccaminidae Brady, 1884

Altfamilya Saccamininae Brady, 1884

Cins *Lagenammina* Rhumbler, 1911

Lagenammina fusiformis (Williamson)

Familya Rzehakinidae Cushman, 1933

Cins *Miliammina* Heron-Allen ve Earland, 1930

Miliammina fusca (Brady)

Familya Hormosinidae Haeckel, 1894

Altfamilya Reophacinae Cushman, 1910

Cins *Reophax* de Montfort, 1808

Reophax scorpiurus Montfort

Familya Haplophragmoididae Maync, 1952

Cins *Haplophragmoides* Cushman, 1910

Haplophragmoides canariensis (d'Orbigny)

Cins *Labrospira* Höglund, 1947

Labrospira subglobosa (Sars)

1. GİRİŞ

Türkiye sıg deniz alanlarının farklı bölgelerinde 15 yılı aşkın süreden beri güncel bentik foraminiferler üzerinde yapılmış olan çalışmalar sonucunda ülkemizi çevreleyen sıg denizlerde oldukça zengin denilebilecek bir bentik foraminifer topluluğu belirlenmiştir (Meriç ve Sakınç, 1990; Meriç vd., 1995 ve 1996 a ve b; Avşar ve Meriç, 1996; Avşar, 1997; Meriç ve Avşar, 1997; Avşar ve Ergin, 1998; Meriç, vd., 1998 a ve b; Meriç vd., 1999; Meriç ve Avşar, 2000; Meriç, vd., 2000 a, b ve c; Meriç vd., 2001 a ve b; Avşar ve Meriç, 2001; Avşar vd., 2001). Halen 60 familya, 53 altfamilya, 128 cins ve 257 türé sahip olan bu topluluk esasta kuzey ve güney alanlarda bir ayrıcalık sunmaktadır.

Bunlardan kuzeydoğu Akdeniz bentik foraminiferleri genelde orta ve batı Akdeniz tiplerine büyük bir benzerlik gösterir ve bu alanda gözlenen cins ve tür sayısı çok fazladır. Kuzey Ege Denizi’nde, Karaburun Yarımadası, Gökçeada çevresi, Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale Boğazı arası alanda da yerel ortam değişimleri dışında zengin denilebilecek bir topluluk bulunmaktadır. Sıcaklık ve tuzluluk gibi etkenler faunanın değişiminde önemli bir rol oynamaktadır. Çanakkale ve İstanbul boğazlarında dip ve yüzey sularının sıcaklık ve tuzluluk değerlerindeki farklılıklar dışında bu alanlardaki akıntılar nedeni ile bentik foraminifer cins ve türleri ile birey sayısında da büyük bir azalma baskındır. İstanbul Boğazı’nın Karadeniz bağlantı alanında Akdeniz kökenli bentik

foraminiferler kısmi bir etkinlik sunarsa da, bu durum yalnızca belli bir bölüm için geçerlidir. Özellikle Amasra-Kilyos arası alanda Karadeniz bentik foraminifer topluluğu az sayıdaki cins ve tür çeşitliliği açısından belirgin bir özellik sunar (Şekil 1).

Güney kıyı alanlarımız bentik foraminiferleri Orta-Batı Akdeniz ve Adriyatik Denizi topluluğuna büyük bir benzerlik gösterir (Cimerman ve Langer, 1991; Sarella ve Moncharmont-Zei, 1993). Bu bölgelerde saptanmış olan bentik foraminifer cins ve türlerinin yalnızca küçük bir bölümüne güney sahillerimizde henüz rastlanılmamıştır. 2000’li yılların başında yapılacak çalışmaların sayısı arttıkça bölge bentik foraminifer topluluğunun özellikleri daha belirgin bir şekilde aydınlanacaktır. Çanakkale Boğazı’nın güney alanında yine Akdeniz tipleri gözlenirse de, bu yöredeki cins ve tür sayısında bir azalış dikkati çeker. Doğu Marmara Denizi’nde gerek Akdeniz ve gerekse Karadeniz bentik foraminiferleri birliktelik sunar. Yörede, Akdeniz kökenli olan cins ve türler daha baskındır. Haliç foraminifer topluluğunda ise ortamın korunaklı olması nedeni ile çeşitlilik özelliği dışında fert sayısındaki fazlalık’ta dikkati çeker. İstanbul Boğazı’nın Karadeniz çıkışında az sayıda da olsa Akdeniz tipleri belirgin olup, bu topluluğa ait cins ve tür sayısı oldukça fazladır. Batı Karadeniz foraminifer topluluğu ise genelde çeşitlilik açısından zayıftır (Tablo 1 a, b, c, d ve e).

Bu çalışma, Türkiye’nin değişik sahillerinde güncel bentik foraminiferler

TÜRKİYE'NİN GÜNCEL BENTİK FORAMİNİFERLERİ-I
(KUZEYDOĞU AKDENİZ-KUZEY EGE DENİZİ-ÇANAKKALE BOĞAZI-
KUZEY VE DOĞU MARMARA DENİZİ-HALİÇ-İSTANBUL BOĞAZI-
BATI KARADENİZ)

Niyazi AVŞAR

Ç.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana/Türkiye

Engin MERİÇ

İ.Ü., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul/Türkiye

ÖZET: Türkiye'nin değişik bölgelerindeki (Kuzeydoğu Akdeniz, Kuzey Ege Denizi, Çanakkale Boğazı, Kuzey ve Doğu Marmara Denizi, Haliç, İstanbul Boğazı ve Batı Karadeniz) sıg denizlerinde bulunan güncel bentik foraminiferler üzerinde yapılan çalışmalar sonucunda zengin bir foraminifer topluluğu belirlenmiştir. Halen 60 familya, 53 altfamilya ve 128 cinse ait 257 tür tayin edilmiştir.

Ülkemiz güney kıyılarında gözlenen bentik foraminifer çeşitliliği çok fazladır. Bu türler orta ve batı Akdeniz faunasına, kısmende Kuzey Ege Denizi topluluğuna büyük benzerlik göstermektedir. Çanakkale Boğazı'ndan Karadeniz'e doğru ise bentik foraminifer cins ve türlerinde azalma gözlenmektedir. Elde edilen veriler sıcaklık ve tuzluluk değişimlerinin bentik foraminifer çeşitlenmesinde önemli rol oynadıklarını işaret etmekte ve desteklemektedir.

RECENT BENTHIC FORAMINIFERA OF TURKEY-I (NE
MEDITERRANEAN-N AEGEAN SEA-DARDANELLES-N AND E MARMARA
SEA-GOLDEN HORN-BOSPHORUS-W BLACK SEA)

ABSTRACT: The result of the studies on recent benthic foraminifera from the shallow waters in the various regions of Turkey (NE Mediterranean, N Aegean Sea, Dardanelles, N and E Maramara Sea, Golden Horn, Bosphorus and W Black Sea), a rich foraminiferal assemblage was pointed out. Lately, 257 species were described belonging to 128 genera, 53 subfamilies and 60 families.

The benthic foraminiferal diversity observed in the southern coasts of the country increases. This situations shows a great similarity to the middle and western Mediterranean fauna and partly northern Aegean Sea fauna. Also, the number of the benthic foraminiferal genera and species decreases from Dardanelles towards Black Sea. The obtained data shows that changes of temperature and salinity are important factors for diversity and abundance of benthic foraminifera.

- Sgarrella, F. and Moncharmont-Zei. M., 1993, Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy), systematic and autoecology. *Bulletino della Societa Paleontologica Italiana.* 32 (2), 145-264, 1-26.
- Shod, 1994, Kadıköy sahası deniz desarji revize düzenleme çalışmalarına ait oşinografik ve zemin mühendisliği ince karelaj çalışma raporu, Şubat, 1994, SHOD, İstanbul.
- Shod, 1995 a, ITUR Project the strait İstanbul and the Black Sea exit region final report, SHOD, İstanbul.
- Shod, 1995 b, Project cable route survey report (Sea of Marmara the strait İstanbul and the Black Sea exit region), October, 1995, İstanbul.
- TR 2921, 1994, Türkiye İstanbul Boğazı 1: 30.000 ölçekli seyir haritası, SHOD, İstanbul.

İSTANBUL BOĞAZI'NIN GÜNCEL BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUĞU VE ÇÖKEL DAĞILIMI

9. KAYNAKLAR

- Cimerman, F. and Langer, M. R., 1991, *Mediterranean Foraminifera. Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Ljubljana, 118 p., 1-93 plt., Ljubljana.*
- Ergin, M., Saydam, C., Baştürk, Ö., Erdem, E. and Yörük, R., 1991, *Heavy metal concentrations in surface sediments from two coastal inlets (Golden Horn Estuary and İzmit Bay) of the Northeastern Sea of Marmara. Chemical Geology, 91, 269-285.*
- Eryılmaz, M., 1995, *Marmara Denizi, İstanbul ve Çanakkale boğazları fiber optik kablo güzergahı çalışmaları. Gemi İnş. ve Deniz Tek. Teknik Kong., 95 (2), 445-456, İstanbul.*
- Eryılmaz, M., 1997, *İstanbul Boğazı, I: 30.000 ölçekli sediment dağılım haritası, SHOD, İstanbul.*
- Eryılmaz, M. ve Aydın, Ş., 1997, *İstanbul Boğazı, I: 30.000 ölçekli sediment dağılım haritası, SHOD, İstanbul.*
- Folk, R. L., 1974, *Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Press, 182 Texas.*
- Loeblich, Jr. A. R. and Tappan, H., 1988, *Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Comp., New York., 970 p., 842 plates.*
- Meriç, E. ve Sakınç, M., 1990, *Foraminifera. İstanbul Boğazı güneyi ve Haliç'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları. (Ed. E. Meriç), 13-43, İTÜ Vakfı, İstanbul.*
- Meriç, E. ve Avşar, N., 1997, *İstanbul ve yakın çevresi Geç Kuvaterner (Holosen) istifi foraminifer faunası. Yerbilimleri (Geosound), 31, 41-65, Adana.*
- Meriç, E., Sakınç, M. ve Eroskay, S. O., 1988, *İstanbul Boğazı ve Haliç çökellerinin evrim modeli. Mühendislik Jeolojisi Bülteni, 10, 10-14.*
- Meriç, E., Yanko, V. ve Avşar, N., 1995, *İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinin foraminifer faunası. İzmit Körfezi Kuvaterner İstifi. (Ed. E. Meriç), 105-151, İstanbul.*
- Meriç, E., Şamlı, A. C. ve Avşar, N., 1996, *Haliç Geç Kuvaterner (Holosen) istifi foraminifer topluluğu ve ortamsal özelliklerde gözlenen değişimler. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı Bildiriler Kitabı, 187-192, İstanbul.*
- Meriç, E., Kerey, İ. E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal, İ. ve Rosso, A., 1998, *İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı Bildiriler Kitabı, 82-97, 12-13 Aralık 1998, İstanbul.*
- Meriç, E., Kerey, İ. E., Avşar, N., Tunoğlu, C., Taner, G., Kapan-Yeşilyurt, S., Ünsal, İ. ve Rosso, A., 2000, *Geç Kuvaterner (Holosen)'de İstanbul Boğazı yolu ile Marmara Denizi-Karadeniz bağlantısı hakkında yeni bulgular. Türkiye Jeoloji Bülteni, 43 (1), 73-118, Ankara.*
- Sakınç, M., 1998, *İstanbul Boğazı (Haliç-Sarayburnu-Üsküdar) bentik foraminifer (Holosen) paleobiyofasiyesleri: Akdeniz-Karadeniz su geçiği üzerine yeni bir yaklaşım. MTA Dergisi, 120, 223-232, Ankara.*

Silvestri, *Rectuvigerina phlegeri* le Calvez, *Bulimina elongata* d'Orbigny, *Globobulimina affinis* (d'Orbigny) ve *Reussella spinulosa* (Reuss) dışında genelde sığ koşulları yegleyen *Textularia bocki* Höglund, *Adelosina clairensis* (Heron-Allen ve Earland), *A. mediterranensis* (le Calvez J. ve Y.), *A. pulchella* d'Orbigny, *Quinqueloculina seminula* (Linné), *Biloculinella depressa* (Wiesner), *Pseudotriloculina laevigata* (d'Orbigny), *Valvularineria bradyana* (Fornasini), *Rosalina bradyi* Cushman, *Discorbina bertheloti* (d'Orbigny), *Planorbolina mediterranensis* d'Orbigny, *Ammonia compacta* Hofker, *A. parkinsoniana* (d'Orbigny) ve *Elphidium crispum* (Linné)'un oldukça bol bulunduğu, bu alanın çok fazla derin ve anoksik koşulların egemen olduğu bir bölge özelliği taşımadığını ortaya koymaktadır.

Ayrıca dikkati çeken en önemli husus Marmara Denizi'nden İstanbul Boğazı'na giriş alanındaki çok zengin bir foraminifer topluluğunun varlığına karşın, bu bölümde Paşabahçe-Tarabya arasına kadar alandaki topluluk fazla zengin olarak belirtilemez. Boğaz çıkışı alanda ise 4 cins ve 5 tür ile temsil edilen, çok zayıf denilebilecek bir fauna gözlenmektedir. Boğazın Marmara girişi tamamen Akdeniz'in sıcak ve tuzlu suyunun etkisinde kaldığından, bu yörede Akdeniz kökenli zengin bir faunal topluluk bulunmaktadır. Paşabahçe-Tarabya arası alanda ise çift yönlü akının baskınliginden ötürü hem tür hemde birey sayısında azalma olmaktadır.

Karadeniz çıkışında ise sıcaklık ve tuzluluğun azalması nedeniyle bu özellik açık bir şekilde belirlenmektedir

İstanbul Boğazı'ndaki genç çökel dağılımı bölgedeki iki tabakalı akıntı sistemine bağlı olarak gelişmiştir. Boğazın morfolojik yapısı ve batimetrisi boğaz boyunca çökel dağılımını önemli ölçüde etkilemiştir. Yüksek enerjili olan boğazın orta kesimlerinde, özellikle kanal boyunca olan deniz alanında genellikle iri taneli malzemeler depolanabilmiştir. Akıntı hızının yüksek olduğu alanlarda ise tabanda çökel depolanması ya hiç olmamaktadır, ya da çok az bir kalınlık göstermektedir. Ancak, boğazın genişlediği ve akıntı hızının düşüğü bölgelerde çökel birikimi söz konusu olmakta ve burada yer yer birkaç on metrelik bulan kumlu ve kavaklı çökeller depolanmaktadır.

İstanbul Boğazı boyunca ince taneli çökeller, eksenleri boğaza paralel olarak dizilen ve derinliği yer yer 100.00 metreyi geçen çukurluklarda ve boğazın her iki yakasında yer alan küçük koy ve körfezlerde depolanabilmektedir. Bu alanlarda akıntı ya hiç yoktur, ya da yok denecek kadar azdır. Ayrıca, kuzeyden güneye doğru olan üst akının aksine bu bölgelerde ters akıntılar da varolduğundan ince taneli çökeller için uygun çökelme alanları oluşturmaktadır. Sonuçta, İstanbul Boğazı genel anlamı ile iri taneli malzemenin depolandığı ve çökel kalınlığı diğer denizel alanlara göre daha az olan bir denizel yöre özelliğini taşımaktadır.

İSTANBUL BOĞAZI'NIN GÜNCEL BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUĞU VE ÇÖKEL DAĞILIMI

<i>Cibicides</i> de Montfort, 1808	Altfamilya Elphidiinae Galloway, 1933
<i>Cibicides advenum</i> (d'Orbigny)	<i>Criboelphidium</i> Cushman, 1948
<i>Lobatula</i> Fleming, 1828	<i>Criboelphidium poeyanum</i>
<i>Lobatula lobatula</i> (Walker ve Jacob)	(d'Orbigny)
Familya Planorbulinidae Schwager, 1877	<i>Elphidium</i> de Montfort, 1808
Altfamilya Planorbulininae Schwager, 1877	<i>Elphidium aculeatum</i> (d'Orbigny)
<i>Planorbulina</i> d'Orbigny, 1826	<i>Elphidium advenum</i> (Cushman)
<i>Planorbulina mediterranensis</i> d'Orbigny	<i>Elphidium complanatum</i> (d'Orbigny)
Familya Acervulinidae Schultze, 1854	<i>Elphidium crispum</i> (Linné)
<i>Sphaerogypsina</i> Galloway, 1933	<i>Elphidium cf. pulvereum</i> Todd
<i>Sphaerogypsina globula</i> (Reuss)	
Familya Asterigerinatidae Reiss, 1963	
<i>Asterigerinata</i> Bermudez, 1949	
<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson)	
Familya Nonionidae Schultze, 1854	
Altfamilya Nonioninae Schultze, 1854	
<i>Nonionella</i> Cushman, 1926	
<i>Nonionella turgida</i> (Williamson)	
Altfamilya Astrononioninae Saidova, 1981	
<i>Astrononion</i> Cushman ve Edwards, 1937	
<i>Astrononion stelligerum</i> (d'Orbigny)	
Familya Chilostomellidae Brady, 1881	
Altfamilya Chilostomellinae Brady, 1881	
<i>Chilostomella</i> Reuss, 1849	
<i>Chilostomella mediterranensis</i> Cushman ve Todd	
Familya Rotaliidae Ehrenberg, 1839	
Altfamilya Ammoniinae Saidova, 1981	
<i>Ammonia</i> Brünnich, 1772	
<i>Ammonia compacta</i> Hofker	
<i>Ammonia parkinsoniana</i> (d'Orbigny)	
<i>Ammonia tepida</i> Cushman	
Familya Elphidiidae Galloway, 1933	

8. SONUÇLAR

İstanbul Boğazı genç çökellerinde yapılan mikropaleontolojik çalışmalar sonucunda yoğunlukla Akdeniz kökenli olan ve sıçan denizel ortamı simgeleyen zengin bir foraminifer topluluğu gözlenmiştir. Daha önce yapılan çalışmalarda da değinildiği üzere (Meriç ve Sakınç, 1990; Meriç vd., 2000) dikkati çeken en önemli özellik cins ve tür sayısının fazlalığına karşın genelde fert sayısının az olmasıdır. Fakat, Tarabya Koyu gibi akıntıların etkisinin gözlenemediği alanlarda bu özellik geçerli değildir. Sakınç (1998) İstanbul Boğazı güney alanında Geç Holosen başlarında yerel tektonik duraysızlıklar nedeni ile ortamın derinleştiğini ve buna bağlı olarak anoksik koşulların geliştiği ortamda *Brizalina alata* (Seguenza), *B. spathulata* (Williamson), *Cassidulina carinata* Silvestri ve *Nonionella turgida* (Williamson) gibi bu koşulları tercih eden türlerin varlığını ileri sürmektedir. Buna karşın, söz konusu alandan derlenen örneklerde (94 ve 95 no'lu istasyonlar) *Brizalina alata* (Seguenza), *B. spathulata* (Williamson), *Cassidulina carinata*

<i>Triloculina trigonula</i> (Lamarck)	Familya Siphogenerinoididae Saidova, 1981
Altfamilya <i>Sigmoilinitinae</i>	Altfamilya Siphogenerinoidinae
Luczkowska, 1974	Saidova, 1981
<i>Sigmoilinita</i> Seiglie, 1965	<i>Rectuvigerina</i> Mathews, 1945
<i>Sigmoilinita costata</i> (Schlumberger)	<i>Rectuvigerina phlegeri</i> le Calvez
Altfamilya <i>Sigmoilopsisinae</i> Vella, 1957	Familya Buliminidae Jones, 1875
<i>Sigmoilopsis</i> Finlay, 1947	<i>Bulimina</i> d'Orbigny, 1826
<i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (Silvestri)	<i>Bulimina elongata</i> d'Orbigny
Familya Nodosariidae Ehrenberg, 1838	<i>Globobulimina</i> Cushman, 1927
Altfamilya Nodosariinae Ehrenberg, 1838	<i>Globobulimina affinis</i> (d'Orbigny)
<i>Dentalina</i> Risso, 1826	Familya Reussellidae Cushman, 1933
<i>Dentalina leguminiformis</i> (Batsch)	<i>Reussella</i> Galloway, 1933
Familya Vaginulinidae Reuss, 1860	<i>Reussella spinulosa</i> (Reuss)
Altfamilya Lenticulininae Chapman, Parr ve Collins, 1934	Familya Bagginidae Cushman, 1927
<i>Lenticulina</i> Lamarck, 1804	Altfamilya Baggininae Cushman, 1927
<i>Lenticulina cultrata</i> (Montfort)	<i>Valvularia</i> Cushman, 1926
<i>Lenticulina gibba</i> (d'Orbigny)	<i>Valvularia bradyana</i> (Fornasini)
Altfamilya Marginulininae Wedekind, 1936	Familya Eponididae Hofker, 1951
<i>Amphicoryna</i> Schlumberger, 1881	Altfamilya Eponininae Hofker, 1951
<i>Amphicoryna scalaris</i> (Batsch)	<i>Eponides</i> de Montfort, 1808
Familya Polymorphinidae d'Orbigny, 1839	<i>Eponides repandus</i> (Fichtel ve Moll)
Altfamilya <i>Polymorphininae</i> d'Orbigny, 1839	Familya Discorbidae Ehrenberg, 1938
<i>Guttulina</i> d'Orbigny, 1839	<i>Neoeponides</i> Reiss, 1960
<i>Guttulina pulchella</i> d'Orbigny	<i>Neoeponides bradyi</i> (le Calvez)
Familya Bolivinidae Glaesner, 1937	Familya Discorbinellidae Sigal, 1952
<i>Brizalina</i> O. G. Costa, 1856	Altfamilya Discorbinellinae Sigal, 1952
<i>Brizalina alata</i> (Seguenza)	<i>Discorbinella</i> Cushman ve Martin, 1935
<i>Brizalina spathulata</i> (Williamson)	<i>Discorbinella bertheloti</i> (d'Orbigny)
Familya Cassidulinidae d'Orbigny, 1839	Familya Rosalinidae Reiss, 1963
Altfamilya Cassidulininae d'Orbigny, 1839	<i>Rosalina</i> d'Orbigny, 1826
<i>Cassidulina</i> d'Orbigny, 1826	<i>Rosalina bradyi</i> Cushman
<i>Cassidulina carinata</i> Silvestri	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny
	<i>Rosalina floridensis</i> (Cushman)
	<i>Rosalina macropora</i> (Hofker)
	Familya Cibicididae Cushman, 1927
	Altfamilya Cibicidinae Cushman, 1927

*İSTANBUL BOĞAZI'NIN GÜNCEL BENTİK FORAMİNİFER TOPLULUĞU VE ÇÖKEL
DAĞILIMI*

Altfamilya Spiroplectammininae	<i>Cycloforina rugosa</i> (d'Orbigny)
Cushman, 1927	<i>Cycloforina tenuicollis</i> (Wiesner)
<i>Spiroplectinella</i> Kiselman, 1927	<i>Cycloforina villafranca</i> (le Calvez J. ve Y.)
<i>Spiroplectinella sagittula</i> (d'Orbigny)	<i>Lachlanella</i> Vella, 1937
Familya Eggerellidae Cushman, 1937	<i>Lachlanella bicornis</i> (Walker ve Jacob)
Altfamilya Eggerellinae Cushman, 1937	<i>Lachlanella undulata</i> (d'Orbigny)
<i>Eggerelloides</i> Haynes, 1973	<i>Massilina</i> Schlumberger, 1893
<i>Eggerelloides advenus</i> (Cushman)	<i>Massilina gualtieriana</i> (d'Orbigny)
<i>Eggerelloides scabrus</i> (Williamson)	<i>Massilina secans</i> (d'Orbigny)
Familya Textulariidae Ehrenberg, 1838	<i>Quinqueloculina</i> d'Orbigny, 1826
Altfamilya Textulariinae Ehrenberg, 1838	<i>Quinqueloculina bidentata</i> d'Orbigny
<i>Textularia</i> Defrance, 1824	<i>Quinqueloculina jugosa</i> Cushman
<i>Textularia bocki</i> Höglund	<i>Quinqueloculina laevigata</i> d'Orbigny
<i>Textularia goesii</i> Cushman	<i>Quinqueloculina lamarckiana</i> d'Orbigny
<i>Textularia porrecta</i> Brady	<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné)
<i>Textularia sagittula</i> Defrance	<i>Quinqueloculina undosa</i> Karrer
<i>Textularia truncata</i> Höglund	<i>Quinqueloculina viennensis</i> le Calvez J. ve Y.
Familya Spiroloculinidae Wiesner, 1920	Altfamilya Miliolinellinae Vella, 1953
<i>Adelosina</i> d'Orbigny, 1826	<i>Biloculinella</i> Wiesner, 1931
<i>Adelosina clairensis</i> (Heron-Allen ve Earland)	<i>Biloculinella depressa</i> (Wiesner)
<i>Adelosina longirostra</i> (d'Orbigny)	<i>Miliolinella</i> Wiesner, 1931
<i>Adelosina mediterranensis</i> (le Calvez J. ve Y.)	<i>Miliolinella semicostata</i> (Wiesner)
<i>Adelosina partschi</i> (d'Orbigny)	<i>Miliolinella subrotunda</i> (Montagu)
<i>Adelosina pulchella</i> d'Orbigny	<i>Miliolinella webbiana</i> (d'Orbigny)
<i>Spiroloculina</i> d'Orbigny, 1826	<i>Pseudotriloculina</i> Cherif, 1970
<i>Spiroloculina angulosa</i> Terquem	<i>Pseudotriloculina laevigata</i> (d'Orbigny)
<i>Spiroloculina depressa</i> d'Orbigny	<i>Pseudotriloculina oblonga</i> (Montagu)
<i>Spiroloculina dilatata</i> d'Orbigny	<i>Pseudotriloculina rotunda</i> (d'Orbigny)
<i>Spiroloculina excavata</i> d'Orbigny	<i>Pyrgo</i> Defrance, 1824
Familya Hauerinidae Schwager, 1876	<i>Pyrgo elongata</i> (d'Orbigny)
Altfamilya Hauerininae Schwager, 1876	<i>Pyrgo inornata</i> (d'Orbigny)
<i>Cycloforina</i> Luczkowska, 1972	<i>Triloculina</i> d'Orbigny, 1826
<i>Cycloforina contorta</i> (d'Orbigny)	<i>Triloculina adriatica</i> le Calvez
	<i>Triloculina marioni</i> Schlumberger
	<i>Triloculina planciana</i> d'Orbigny