

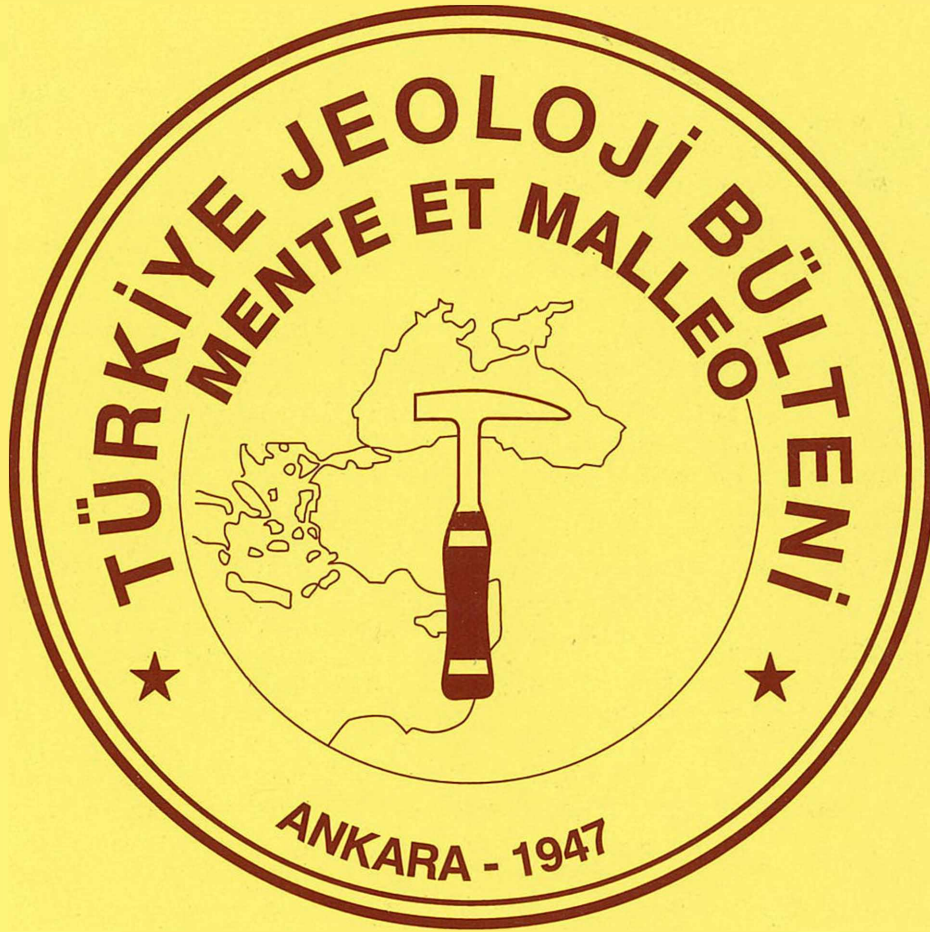
TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2001 Cilt 44 Sayı 2

ISSN 1016-9164

August 2001 Volume 44 Number 2



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Aydın ÇELEBİ	Başkan (President)
Diğer ÇAĞLAN	İkinci Başkan (Vice President)
İsmet CENGİZ	Yazman (Secretary)
Bülent BAYBURTOĞLU	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Cevdet ÇAKIR	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Yüksel METİN	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ
Geological Bulletin of Turkey
Yayın Kurulu / Publication Board

Editörler / Editors

Cem SARAÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Gürol SEYİTOĞLU, Ankara Üniversitesi, Türkiye
Ercan ÖZCAN, Akdeniz Üniversitesi, Türkiye

Teknik Yönetmen/Technical Editor
Haşim AĞRILI, MTA, Türkiye

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

Aykut BARKA, İTÜ, Türkiye
Hasan BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Erdin BOZKURT, ODTÜ, Türkiye
Durmuş BOZTUĞ, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Jean CHOROWICZ, Paris IV Üniversitesi, Fransa
İ. Hakkı DEMİREL, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Max DEYNOUX, CNRS, Fransa
Vedat DOYURAN, ODTÜ, Türkiye
Peter A. DOWD, Leeds Üniversitesi, İngiltere
Mehmet EKMEKÇİ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
İsmet GEDİK, KTÜ, Türkiye
Nilgün GÜLEÇ, ODTÜ, Türkiye
Kemal İNAN, Min. ve Enerji B., Avustralya
Gilbert KELLING, Keele Üniversitesi, İngiltere

İ. Erdal KEREY, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Alain LEJAY, ELF Aquitaine, Fransa
Engin MERİÇ, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Y.Ziya ÖZKAN, MTA, Türkiye
Doğan PAKTUNÇ, Canmet Min. B. Lab., Kanada
Asaf PEKDEĞER, Freie Üniversitesi, Almanya
Ahmet SAĞIROĞLU, Fırat Üniversitesi, Türkiye
Muharrem SATIR, Tübingen Üniversitesi, Almanya
Barry SCOTT, Leicester Üniversitesi, İngiltere
Orhan TATAR, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Reşat ULUSAY, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Timur USTAÖMER, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Taner ÜNLÜ, Ankara Üniversitesi, Türkiye
Hüseyin YALÇIN, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye

Bu Sayıda Makaleleri İnceleyerek Katkıda Bulunanlar
Contributors of this issue

Faruk OCAKOĞLU, Osmangazi Üniversitesi, Türkiye
Atilla ÇİNER, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Yurdal GENÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Ahmet GÖKÇE, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye

Yazışma Adresi

TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tel : (0.312) 434 36 01 Fax : (0.312) 434 23 88
www.jmo.org.tr
e-posta: jmo@jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber Geological Engineers of Turkey
P.O. Box 464 - Yenişehir, 06444 ANKARA
Tel : (0.312) 434 36 01 Fax : (0.312) 434 23 88
www.jmo.org.tr
e-mail: jmo@jmo.org.tr

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2001 Cilt 44 Sayı 2
August 2001 Volume 44 Number 2

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Amasya Yöresi'ndeki Linyitli Çeltek Formasyonu'nun Stratigrafisi, Fasiyes ve Çökeltme Ortamı Özellikleri**
Stratigraphy, Facies and Depositional Environments of the Lignite-Bearing Çeltek Formation in the Amasya Region
..... Z. ATALAY 1
- Çakmakkaya ve Damarköy (Murgul - Artvin) Bakır Yataklarında Sıvı Kapanımı, Oksijen ve Hidrojen İzotopları Jeokimyası İncelemeleri ve Yatakların Oluşumu Açısından Düşündürdükleri**
Fluid Inclusion, Oxygen and Hydrogen Isotope Studies of the Çakmakkaya and Damarköy (Murgul - Artvin) Copper Deposits and their Significances on the Genesis of these Deposits.
..... A. GÖKÇE 23
- Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) Bentik Foraminifer Faunası ve Bu Toplulukta Gözlenen Yerel Değişimler**
Benthic Foraminiferal Fauna of the Gökçeada (Northern Aegean Sea) And Local Variations Observed in these Assemblages
.....E.MERİÇ, N.AVŞAR,Y.KILINÇASLAN 39
- Batı Anadolu'dan Örneklerle Epitermal Kuvars Damarlarında Görülen Dokuların Maden Aramacılığındaki Önemi**
The Explorative Significance of the Textures in Epithermal Quartz Veins by the Examples from Western Anatolia
..... V. OYGÜR 65
- Şaplıca (Şebinkarahisar, Giresun) Volkanitlerinin Hidrotermal Alterasyon Türlerinin Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri**
Mineralogic and Geochemical Properties of Hydrothermal Alteration Types of Şaplıca (Şebinkarahisar, Giresun) Volcanites
.....N.KARAKAYA, M.Ç.KARAKAYA 75
- Keban (Elazığ) Civarı Eski İmalat Pasalarında Au, Ag, Pb, Zn Cevherleşmelerinin Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri**
Mineralogical and Geochemical Features of Au, Ag, Pb, Zn Mineralizations in Keban (Elazığ) Wastes
..... L.KALENDER, Ş.HANELÇİ 91

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;

GeoRef, Geotitles, Goscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey in indexed and abstracted in:

GeoRef, Geotitles, Goscience Documentation,
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey



Amasya Yöresi'ndeki Linyitli Çeltek Formasyonunun Stratigrafisi, Fasiyes Ve Çökeltme Ortamı Özellikleri

Stratigraphy, Facies and Depositional Environments of the Lignite-Bearing Çeltek Formation in the Amasya Region

Zeki ATALAY, MTA Genel Müdürlüğü, Orta Anadolu I. Bölge Müdürlüğü, 58030 Sivas

e-posta : sivasapk@mtabim.mta.gov.tr

Öz

Çalışma alanında çok küçük yüzlekler veren Çeltek Formasyonu, en iyi Hamamözü-Alan ve Saraç köyleri; Merzifon-Yeniçeltek ile Suluova-Eskiçeltek dolaylarında izlenir. Ekonomik linyit yatakları içeren formasyon kanallı, çapraz tabakalı kumtaşı, çakıllı kumtaşı, çakıltaşı, kumlu çakıltaşı ile ince paralel laminah, ince tabakalı, bitki izli, yaprak, gastropod, balık ve omurgalı fosilli linyitli marn, kiltası ve silttaşı ardalanmasından oluşmuştur. Formasyon kenarından yaşlı birimler üzerinde uyumsuz, tabanında yeralan Yuvala Formasyonu ile de yanal ve düşey geçişlidir. Üzerine uyumlu olarak, sığ denizel çökellerden oluşmuş Armutlu Formasyonu gelir. Çeltek Formasyonu'nun yaşlı içerdiği spor-polen ve omurgalı fosillere göre Orta Eosen 'dik

Çeltek Formasyonu'nda ayırtılan ve tanımlanan litofasiy esi erden A, B, C, D, I ve İ litofasiyesleri menderesli akarsu litofasiyes topluluğunu; E, F, G ve H litofasiyesleri ise gölsel litofasiyes topluluklarını oluşturmuşlardır. Menderesli akarsu litofasiyes topluluğu, tane boyu yukarı doğru incelen devresel istiflerden oluşmuştur. Herbir devresel istif kanallı kumtaşı, çakıllı kumtaşı, çakıltaşı ya da kumlu çakıltaşları ile başlayıp, taşkın ovasının kiltası ve silttaşları ile son bulur. Gölü oluşturan litofasiyesler, çoğunlukla menderesli akarsu litofasiyes topluluğundan taşkın ovası litofasiyesleri üzerinde izlenirler ve bunlar tekrar kanal dolgusu litofasiyesleri tarafından örtülürler. Yaklaşık 8-10 m. kalınlıkta linyit düzeyleri içeren E ve F litofasiyesleri, genel olarak ince paralel laminah, organik maddece zengin, bitki kök izli, yaprak, balık, tatlı su gastropod ve omurgalı hayvan fosilleri içerirler. E ve F Litofasiyesleri, olasılı menderesli akarsu ile ilgili tatlısu gölünün bataklık ve sığ bölümlerinde çökelmişlerdir.

Çeltek Formasyonu'nun içerisinde olduğu göle giren akarsular, küçük ölçekli deltalar da oluşturmuşlardır (Suluova-Eskiçeltek). Gölün oluşması ile ilgili menderesli akarsuların yanal yönde yer değiştirmeleri sonucu, göl akarsu çökelleri ile dolarak kapanmıştır. Bu sırada iklim geçiceli olarak kuraklaşmıştır. Tekrar nemli ve yağışlı iklime geçilmesi ile menderesli akarsularla ilgili turba içeren göller oluşmuştur (Merzifon-Yeniçeltek; Suluova-Bayır ve Çukurören). Bu göller başlangıçta sığ ve bataklık özelliğinde iken, sonraları göreceli olarak derinleşmişlerdir.

Orta Eosen yaşlı alüvyon yelpazesi litofasiyes toplulukları (Yuvala Formasyonu) üzerinde olduğu düşünülen menderesli akarsu litofasiyes topluluğunun (Çeltek Formasyonu), başlangıçta çalışma alanının batı ve kuzeybatısında (Hamamözü-Alan ve Saraç) oluşmaya başladığı, sonraları doğu, güneydoğu ve güneybatıya doğru gelişimini sürdürerek, buralarda ekonomik linyit düzeyleri içeren tatlısu göllerinin (Merzifon-Yeniçeltek; Suluova-Eskiçeltek, Bayır, Çukurören; Göynücek-Çayan) gelişmesine neden olduğu düşünülmüştür.

Anahtar Kelimeler : Amasya, linyit, Çeltek Formasyonu, stratigrafi, fasiyes, çökeltme ortamı

Abstract

Çeltek Formation outcropping very small exposures in the studied are traced in Hamamözü-Alan and Saraç villages; around Merzifon-Yeniçeltek and Suluova-Eskiçeltek, as best, economic lignite beds bearing formation is composed of a succession of channelled, cross bedded sandstone, gravely sandstone, conglomerates, sandy conglomerates and thin parallel laminated, plant imprints, gastropodea, fish and vertebrate fossils, coolly marl, claystone and siltstone. The formation overlies the older formations unconformably and shows gradual transitions to Yuvala Formation laterally and vertically. Armutlu Formation, which is composed of shallow marinal deposits, is situated over it conformably. According to the fossil and spor as well as pollen content, the age of Çeltek Formation is Middle Eocene.

Among the described and determined lithofacies within Çeltek Formation A, B, C, D, I and İ lithofacieses represent meandering fluvial lithofacieses: and E, F, G as well as H represent limnic lithofacieses. The meandering fluvial lithofacies group is composed of cyclic deposits which their grain size gradually decreases towards to top. Each cycle deposit starts with channelled sandstone, gravely sandstone, conglomerate or sandy conglomerates and ends up with claystone, siltstone of flood plains. Lithofacieses forming the lake are traced with meandering river lithofacies community over the flood plain lithofacieses and the again covered with channel filling lithofacieses. With having 8-10 m. thick coal layer bearing E and F lithofacieses are generally composed of thin parallel laminated, with having abundant organic material, plant stem printed, leaves, fishes, gastropodea fossils and vertebrate animal fossils. Economic lignite beds containing lithofacies E and F were deposited in the swamps and shallow parts of fresh water lakes related with probable meandering rivers.

The rivers entering into the lignite bearing lake formed in Çeltek Formation have formed veiy small scaled deltas (Suluova-Eskiçeltek). Related the formation of the lake, as a result of lateral exchange of the meandering rivers courses, the lake were filled with the fluvial deposits and closed. Meanwhile, the climate gradually turned to arid. With passing to humid and rainy climate, the meandering rivers have formed the lakes containing the coals (Merzifon-Yeniçeltek; Suluova, Bayır and Çukurören). These lakes, at the beginning, had shallow and swampy conditions, but later were gradually deepened.

The meandering river lithofacies community (Çeltek Formation) thought to have deposited over the Middle Eocene aged alluvium fan lithofacies community (Yuvala Formation), at the beginning, started to form in the western and northwestern part of the studied area (Hamamözü-Alan and Saraç), later developed in the East, southeast and southwestern, is resultantly thought form the economic lignite level bearing fresh water deposits (Merzifon-Yeniçeltek, Suluova-Eskiçeltek, Bayır, Çukurören; Göynücek-Çayan).

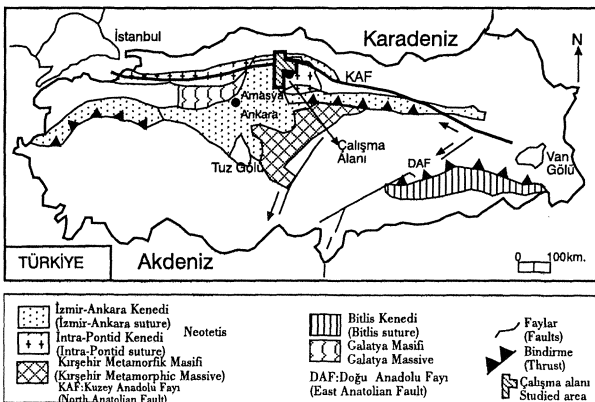
Key Words : Amasya, lignite, Çeltek Formation, stratigraphy, fades, deposition environment

GİRİŞ

Çalışma alanı Amasya'nın kuzey ve kuzey-batısındaki Suluova-Eskiçeltek-Bayırılı-Çukurören; Merzifon-Yeniçeltek-Kayadüzü; Hamamözü-Alan ve Saraç dolayları ile Göynüek-Çayan yörelerini kapsar (Şekil 1). Birim, çoğunlukla kendisinden daha genç birimler, özellikle de Orta Eosen yaşlı Armutlu Formasyonu'nun sığ denizel çökelleri tarafından örtüldüğünden, çok küçük yüzlekler halinde izlenir.

Türkiye'nin Tersiyer yaşlı en önemli kömür havzalarından biri olan Çankırı-Çorum-Yozgat-Amasya havzasında yer alan ve bu makalenin konusunu oluşturan Çeltek Formasyonu, önceki yıllarda birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Amasya yakın dolayında çalışan araştırmacılardan Alp (1972), Özcan ve diğ. (1980), Genç ve diğ. (1991), Tüysüz (1996) Amasya ve dolayının stratigrafi ve tektoniğini; Ensari (1967), Hazerfan (1974), Irlitz ve Bering (1968), Özdemir ve Pekmezci (1983) kömür jeolojisini çalışmışlardır. Eriş (1996), Karayigit ve diğ. (1996) ise Çeltek kömürlerinin jeolojik konumu, kimyasal ve petrografik özellikleri, oluşum ortamı ve ekonomik potansiyelini araştırmışlardır. Ayrıca Yalçın ve diğ. (1997) Çeltek Formasyonu'nun Yozgat'a doğru devamını içerdiği düşünülen Sorgun kömür havzasının kil mineralojisi ile tümkayaç jeokimyası arasındaki ilişkiyi inceleyerek, Çeltek Formasyonu'nda dört litofasiyes ayırtlamışlar ve bunların gölde çökdiklerini belirtmişlerdir.

MTA Genel Müdürlüğü Enerji Hammaddeleri Dairesi'nce, 1993 yılında uygulamaya konan Orta



Şekil 1: Çalışma bölgesinin yerbulduru haritası (Koçyiğit 1993'den uyarlanmıştır)

Figure 1: Location map of the studied are (modified after Koçyiğit, 1993).

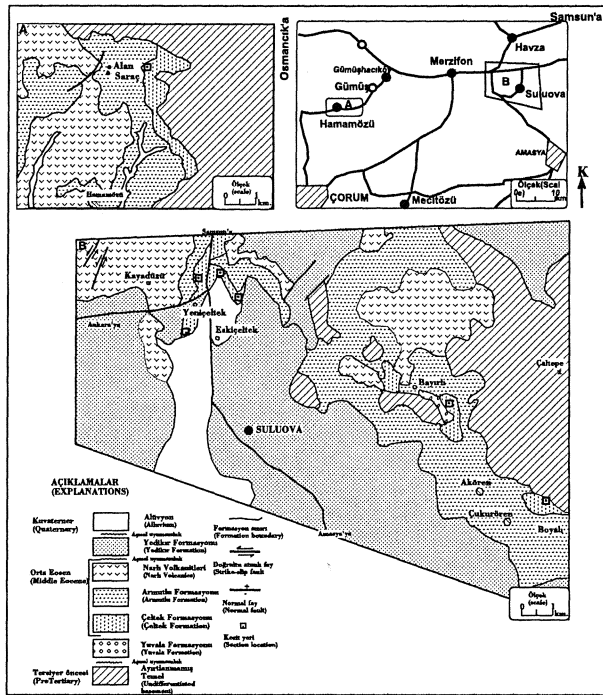
Anadolu-İç Batı Karadeniz Linyit Etütleri Projesi kapsamında yapılan bu çalışma ile kömürlü birimlerin stratigrafik konumu, yapısı, geometri ve tortullaşma modellerini ortaya çıkararak, kömürlü Tersiyer istifi içerisinde kömürün çökmesine elverişli ortamları belirlemek amaçlanmıştır. Genel olarak çökme ortamı analizi adıyla anılan böyle bir yöntemle sedimanter kaynakların daha bilinçli ve ekonomik araştırılması sözkonusudur. Ortam analizi benzer havzalardaki yer alan kayalar arasındaki ilişkiyi sağlamada, fasiyes değişimlerinin anlaşılmasında, organik kapsamdan beklenene değişikliği açıklamada, paleocoğrafyayı kurmada ve belirtilen bu ortamların ürünü olarak sedimanter kaynakların araştırılmasında katkı sağlayacaktır.

Ortam analizinde şu yöntem izlenmiştir: (1) tane boyu, çökel yapılar, organik kalıntılar ve geometri gibi parametrelere dayanarak ayrıtlanan fasiyeslerin düşey değişimlerini gösteren ölçülü sedimantoloji kesitleri alınmış, (2) yapılan bu kesitlerdeki fasiyeslerin hidrodinamik yorumlan, yanal yöndeki ilişkileri dikkate alınarak ortamsal açıklamalara gidilmiş, elde edilen sonuçlar paleomodeller ve güncel ortamlardan elde edilen modellerle karşılaştırılmıştır. Çökelleri oluşturan akıntı yönleri ise taban yapılarından (oygu-dolgu), çakıl imbrikasyon yapılarından, büyük ölçekli çapraz tabakalardan ve kanal eksenlerinden ölçümler yapılarak belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca litolojik tanımlama, yaşlandırma ve ortamsal yorumlarda kullanılmak üzere sedimantoloji kesitleri boyunca kireçtaşı, kiltası ve kumtaşlardan sistematik olarak ya da belli noktalardan örnekler derlenmiştir. Çalışma bölgesinde yüzeyleyen birimlerin sadeleştirilmiş jeoloji haritaları ve genelleştirilmiş dikme kesiti (Şekil 2A-B ve 3) hazırlanmıştır.

STRATİGRAFİ

Çalışma alanı ve dolayında Tersiyer birimlerinin tabanında Tokat Masifi'nin metamorfik kayalarını örten Liyas yaşlı kırıntılılar ve volkanitler yer alır. Amasya dolaylarında da çok yaygın olan bu birimler Bayırköy ve Mudurnu, Liyas yaşlı birimlerin üzerine gelen Jura-Üst Kretase yaşlı karbonatlar ise Carcurum, Bilecik ve Soğukçam formasyonlarına ayrıtlanmıştır.

AMASYA YÖRESİ'NDEKİ ÜNYİTLİ ÇELTEK FORMASYONU'NUN STRATİGRAFİSİ



Şekil 2A : Hamamözü yöresinin jeoloji haritası ve Çeltek Formasyonu'nun saha yayılımı

Figure 2A : Geological map of Hamamözü area and areal distribution of the Çeltek Formation.

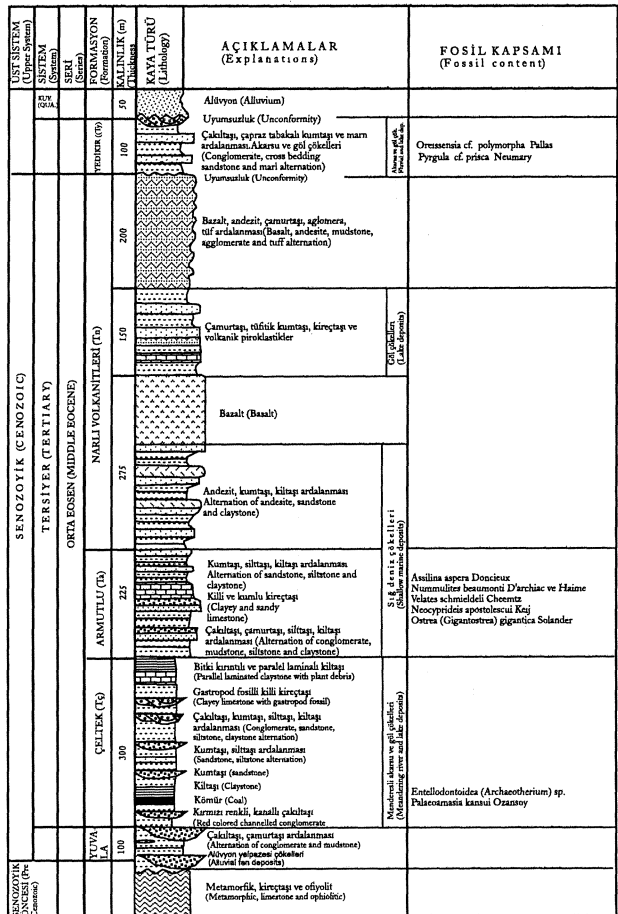
Şekil 2B : Suluova-Merzifon yöresinin jeoloji haritası ve Çeltek Formasyonu'nun saha yayılımı

Figure 2B : Geological map of the Suluova-Merzifon area and areal distribution of the Çeltek Formation.

Temel kayalar üzerinde uyumsuz olarak yeralan en yaşlı birim Genç ve diğerleri (1991) tarafından Yuvala Formasyonu olarak adlanmış olup (Şekil 3), çakıllarını temel kayalardan almış, çok kötü boylanmak, kırmızı, mor ve şarabi renkli çakıltaşı-çamurtaşı ardalanmasından oluşur. Çalışma bölgesinde çoğunlukla dağ eteklerinde gözlenen birim, yer yer Eosen yaşlı denizel kırıntılılarla ardalanarak fan-delta çökellerini oluşturmuşlardır (Çorum-Mecitözü-Bekehamamı). Suluova, Bayırlı ve Çukurova köyleri dolayında ise birimin havza içlerine doğru devam ettiği, üstüne gelen kömürlü Çeltek Formasyonu ile yan ve düşey geçişli olduğu gözlenmiştir. Havza içlerinde birimi göreceli olarak daha genç birimler ve alüvyonlar örttüğünden iki birim arasındaki ilişki açık değildir.

Stratigrafik olarak daha üste gelen ve kanallı çakıltaşı, kumtaşı, marn, bitüm ve kömürden oluşan birim B lumen thai (1937) tarafından Çeltek Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Formasyon, Merzifon-Kayadüzü köyünde 1997 ve 1998 yıl-

larında yapılan 97/1 ve 98/1 nolu sondajların stamplarına göre, altta çakıltaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşur (İ.Özdemir, 1999 Sözlü görüşme). Bunların üstüne ince paralel laminalı, yer yer karbonat oranı artan, tabanında ekonomik kömür düzeyleri kapsayan esmer kirli beyaz renkli marn ve kilaşları gelir. Bunlar yaygın bitki kök izleri, yaprak ve balık fosilleri ile omurgalı fosil kalıntıları içerirler. Üste doğru gri, kül renkli mercekli geometrilik, kanallı, çapraz tabakalı kumtaşlara geçilir. Daha üstte ince-orta, düzgün tabakalı, tabanları keskin, üst düzeyleri geçişli olan ve kireçtaşı arakatıkları içeren silttaşı, kilaşı, kumtaşı ardalanması bulunur. Silttaşı ve kilaşları, bitki kırıntısı ve tatlısu gastropod fosilleri kapsar. Bu ardalanmalı birimin üstünde ise mercekli geometrilik, tabanları aşınmış, orta-kötü boylanmak, sıkı tutturulmuş, karbonat çimentolu, çapraz tabakalı, derecelenmiş, çakılları temel kayalardan türemiş çakıltaşları ile, bitki kırıntısı, kalifi ve



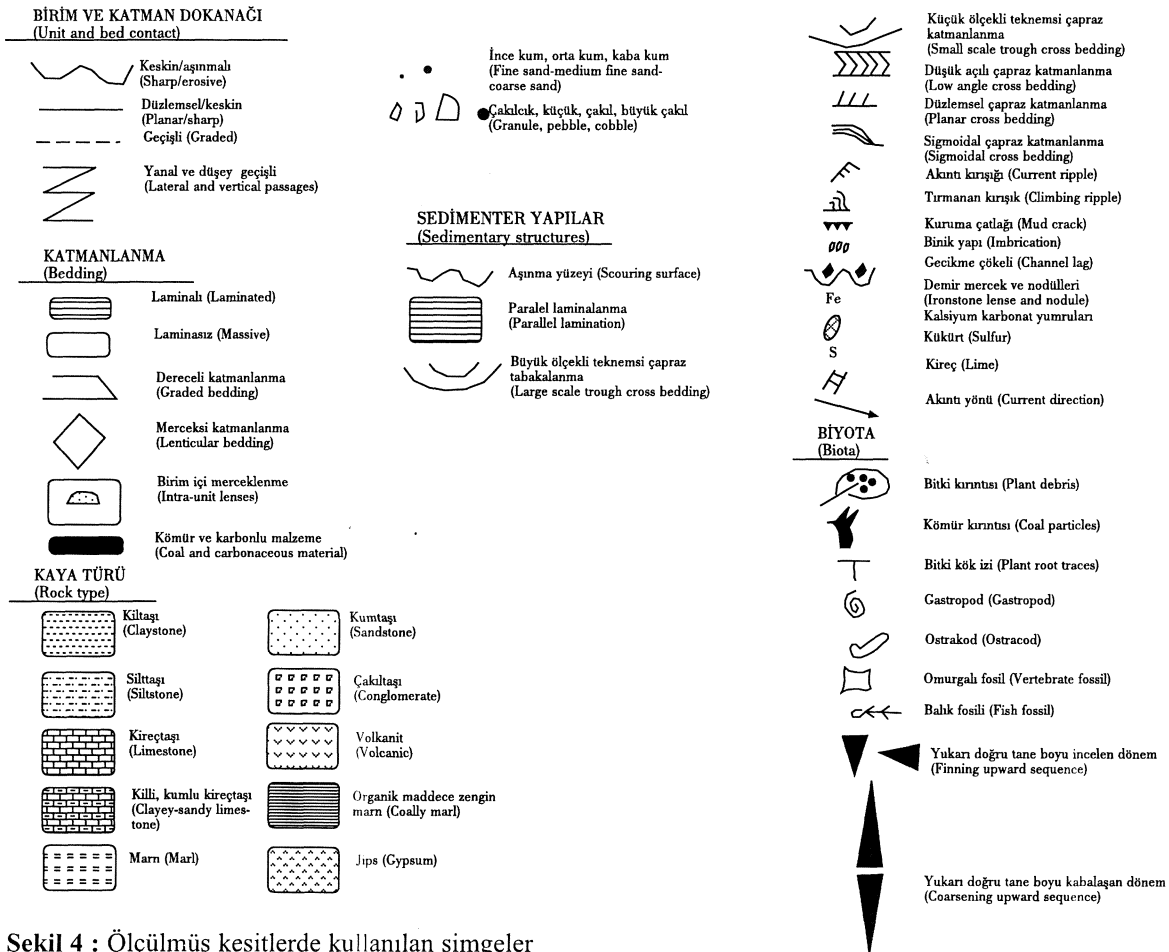
Şekil 3 : Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti

Figure 3 : Generalized stratigraphic columnar section of the studied area

demir yumruları ile yer yer ince kömür düzeyleri kapsayan, omurgalı hayvanlara ait fosil parçaları bulunduran kırmızı, şarabi ve alacalı renklerdeki kiltası, silttaşı ardalanması yerelir. Ardalanmalı birim, içinde mercekse geometri çakıl ve kumtaşı düzeyleri bulundurur. Formasyonun en üstünü ise organik maddece zengin, ince paralel laminalı, bitki kök izli, yaprak fosilli, yaygın gastropod fosilleri, ince kömür düzeyleri içeren kilttaşları ile killi kireçtaşları oluşturur. Genç ve diğ. (1991), Çeltik Formasyonu içinden derledikleri büyük omurgalı fosillerden *Embrithopada* (mammalia) gen. et. sp. Indet; *Entelloodontoidea* (*Archacotherium*) sp; *Paleoamesia kansui* Ozansoy fosillerini tanımlamışlar ve birime Alt Eosen yaşı vermişlerdir. Daha sonraki yıllarda, Orta Anadolu-İçbatı Karadeniz Linyit havza etütleri projesi kapsamında Çeltik Formasyonu'ndan palinoloji örnekleri derlenmiş ve aşağıdaki spor ve polenleri tanımlanmıştır. *Trilites* (*Aut Ischyosporites*) ter-

tiarius (PFLUG) KRUTSCH; *Cicatricosisporites paradogogensis* KRUTZSCH; *Monocolpopollenites crassixinus* THIELE-PFEIFFER; *Caryapollenites circulus* (PFLUG) KRUTZSCH; *Echinatisporis hungaricus* KEDVES. Yukarıdaki örnekleri tanımlayan Doç.Dr. Funda AKGÜN (1999 Sözlü görüşme), Çeltik formasyonuna Orta Eosen yaşı vermiştir. Önceki yıllarda, aynı birimden omurgalı fosiller derleyen ve bunları tanımlayan Dr. Gerçek Saraç, formasyona Alt Eosen yaşı önermiş (Genç ve diğ., 1993), daha sonraki yıllarda aynı fosilleri tekrar incelediğini ve önceki yıllarda önerdiği yaşm hatalı olduğunu, birimin Orta Eosen yaşı içerdiğini belirtmiştir (G. Saraç, 1999 Sözlü görüşme). Birim için yukarıda önerilen yaşlar, litostratigrafik ilişkilere göre düşünülen yaş da doğrulamaktadır.

Çeltik Formasyonu'nun üzerine uyumlu olarak siğ deniz kıyıntılılarından oluşan, Özdemir ve



Şekil 4 : Ölçülmüş kesitlerde kullanılan simgeler

Figure 4 : Explanations of the symbols used in the measured sections.

AMASYA YÖRESİNDEKİ LİNYİTLİ ÇELTEK FORMASYONU'NUN STRATİGRAFİSİ

Pekmezci (1983) tarafından tanımlanan Armutlu Formasyonu gelir. Formasyonun tabanında gri, yeşil renkli kiltaş ve marnlar bulunur. Bunlar yer yer tabakalanma, yaygın bitki izi, nummulit, lamellibranch fosilleri içerirler. Bu birim üste doğru kirli sarı renkli silttaş ve kumtaşlarma geçer, yer yer de ardalanmalı olarak izlenirler. Kirli sarı, kirli kahve renkleri içeren kumtaşları, orta-kalm tabakalanmalı, derecelenmeli, paralel ve konvolut laminalanmalı olup, tabanlarında büyük ve küçük ölçekli taban yapıları içerirler ve yaygın nummulit, ekinid, mercan, ostrea ve lamellibrans fosilleri, bitki kırıntısı, bitki izleri kapsarlar, içerdiği bitki kırıntıları yönlendirilmiştir. Tabanları keskin, üst düzeyleri çoğunlukla geçişli olup, tabanlarında büyük ölçekli oygu-dolgu yapıları gelişmiştir. İnce tane boyundan-çok kaba tane boyuna kadar değişen tane içeren bu kumtaşları düzgün tabakalı, yanal devamlı, sıkı karbonat çimentolu, orta-kötü boyolanmalıdır. Bunların zaman zaman karbonat oranları artarak kumlu kireçtaşlarına geçerler ve bazen de marn, kiltaş ve silttaş arakatıkları içerirler. Formasyonun içerdiği bentik ve planktonik foraminiferlerden *Acarinia bullbrooki* BELLİ; *Morozovella spinulosa* CUSHMAN; *Asilina aspera* DONCIEUX; *Nummulites beaumonti* D'ARCHIAC ve HAİME; *Nummulites millicaput* BOBEE; *Globorotalia cf. bullbrooki* BULLI; *Velates schmioldeli* CHEMMETZ; *Pottalia trochodiformis* LAMARCK; ostrokoklardan *Neocyprideis apostolescui* KERJ; makro fosillerden *Ostrea cf. roncana* PARTSCH; *Ostrea (Gigantostrea) gigantea* SOLANDER fosilleri tanımlanmış (Genç ve diğ.1993), birime Orta Eosen yaşı verilmiştir. Çalışma bölgesinde, Doç.Dr. Funda Akgün Armutlu Formasyonu'nun yüzleklerinden palinoloji örnekleri derlemiş ve bunlarda aşağıdaki şu spor ve polenleri saptamıştır. *Echinatisporis hungaricus* KEDVES; *Triatripollenites exelcus* (R.POTONİE) THOMSON ve PFLUG; *Subtripollenites contam* PFLUG in THOMSON ve PFLUG; *Caryapollenites circulus* (PFLUG) KRUTZSCH. Buna göre birime Orta Eosen yaşı verilmiştir (F. Akgün, 1999 Sözlü görüşme).

Armutlu Formasyonu'nun üstüne ise uyumlu olarak volkanitler gelir. Bu volkanitler Taşçı ve diğerleri tarafından (1983), Narlı Volkanitleri olarak adlandırılmışlardır. Narlı Volkanitleri, çoğunlukla andezit, bazalt, aglomera, tüf ve tüfitlerden oluş-

muş, zaman zaman da ara düzeylerinde kırıntılar içerir ve yer yer de bu kırıntılarla ardalanırlar. Bu volkano-sedimanter düzeyler kısmen karasal ortamlarda, kısmen de denizel ortamlarda çökelmiş olup, ekonomik kömür düzeyleri bulundurulur. Çalışma alanında ve dolayında çok geniş ve kaim yüzlekler veren Narlı Volkanitleri, Eosen denizinin dolmasına ve gerilemesine neden olmuştur. Narlı volkanitleri içinde gelişmiş kömürlü birimlerden derlenen palinoloji örneklerini inceleyen Doç.Dr. Funda Akgün aşağıdaki spor ve polenleri tanımlamış (F. Akgün, 1999, Sözlü görüşme); *Echinatisporis hungaricus* KEDVES; *Triatripollenites excelsus* (R.POTONİE) THOMSON ve PFLUG; *Subtripollenites contans* PFLUG in THOMSON ve PFLUG; *Caryapollenites circulus* (PFLUG) KRUTZSCH, birime Orta Eosen yaşı vermiştir.

Bu Eosen birimlerini açısız uyumsuzlukla, Gümüşü (1980) tarafından tanımlanan ve tarafımızdan da aynen kullanılan Yedikır Formasyonu örter. Çalışma alanında çok geniş yüzlekler veren birim sarımsı, boz, krem ve kirli beyaz renklindedir. Birim ince-orta ve kaim tabakalı kumtaş, marn, kiltaş ve çakiltaşlardan oluşmuş, gevşek veya sıkı tutturulmuştur. Kiltaş ve marnlar ince tabakalı ya da paralel laminalıdır. Önceki yıllarda bulunmuş ve tanımlanmış *Dreissensia cf. polymorpha* Pallas; *Theodoxus cf. semiplicatus* Neumayr; *Pyrugula cf. Prisca* Neumary ; *Pyrugula Cf Prisca* Neumary; *Padix cf obtusissima* Deshayes fosillerine göre birimin yaşı Üst Miyosen olarak önerilmiştir (Genç ve diğ., 1991).

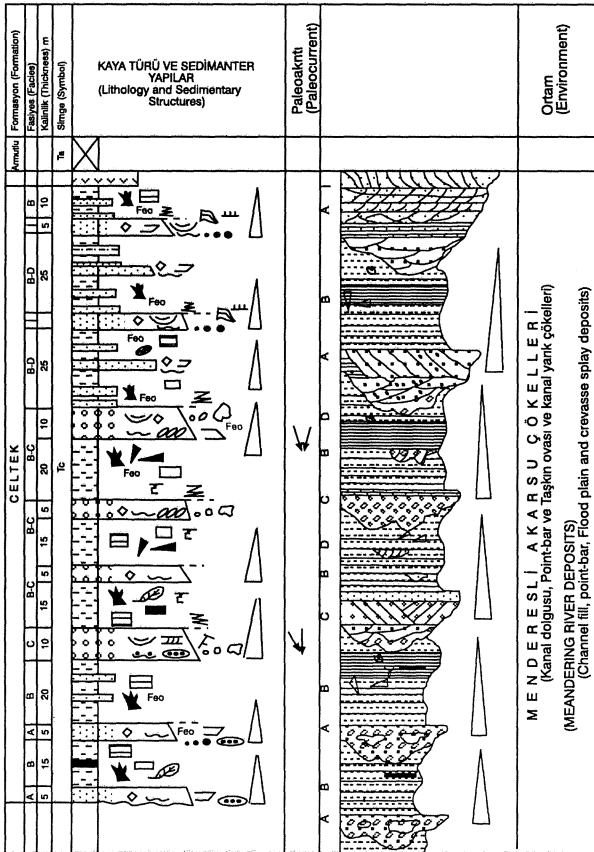
ÇELTEK FORMASYONU'NUN TORTUL FASİYESLERİ VE LİTOFASİYES TOPLULUKLARI

Amasya dolaylarında küçük yüzlekler veren Çeltek Formasyonu'nun fasiyes ve çökeltme ortamının özelliklerini belirlemek amacıyla istifin en iyi görüldüğü yerlerden sekiz adet ölçülü sedimentoloji kesiti alınmıştır. Ortam analizinde kullanılan parametrelerden litoloji, geometri, fosil içeriği, sedimanter yapı ve paleoakıntı özelliklerine bakılarak on fasiyes ayırtlanmış ve tanımlanmıştır. Ayrıca bunlar sedimentoloji kesitleri üzerine, içerdikleri özellikler ile birlikte işlenmiştir.

Fasiyes A (Kanallı, çapraz tabakalı kumtaşı, çakıllı kumtaşı fasiyesi) : Yeşil, gri, kül, yer yer kırmızı, kirli sarı ve kirli kahve renkli ve tabanları keskin bazen de aşmmalıdır. Kaim, çok kaim tabakalı, merceksel geometrili ve normal derecelenmelidirler (Şekil 5). Fasiyes A'yi oluşturan çakıllı kumtaşları, ince tane boyundan çok kaba tane boyuna kadar değişen taneler içerirler. Çoğunlukla 3-20 cm boyutunda olan bileşenler metamorf, volkanit ve kireçtaşmdan derlenmiştir, genel olarak orta-iyi yuvarlaklaşmış, seyrek olarak yassıdır. Çakıltaşı kum matriksli, tane destekli, sıkı karbonat çimentolu olup, dereceli olarak kumtaşlarma geçer. Tabanlarına yakın büyük ölçekli teknemsi ve düzlemsel çapraz tabakalar bulundurulur. Çapraz tabakaların set kalınlıkları 70 cm.; uzunlukları 5 m. kadardır. Fasiyes içinde bulunduduğu çakıltaşıları merceksel geometrili olup, tabaka kalınlıkları 10 cm.dir (Hamamözü Alan ve Saraç köyleri). Fasiyesin yanal devamlılığı 5-10 m., kalınlıkları 150 cm ile 2 m. arasında değişir

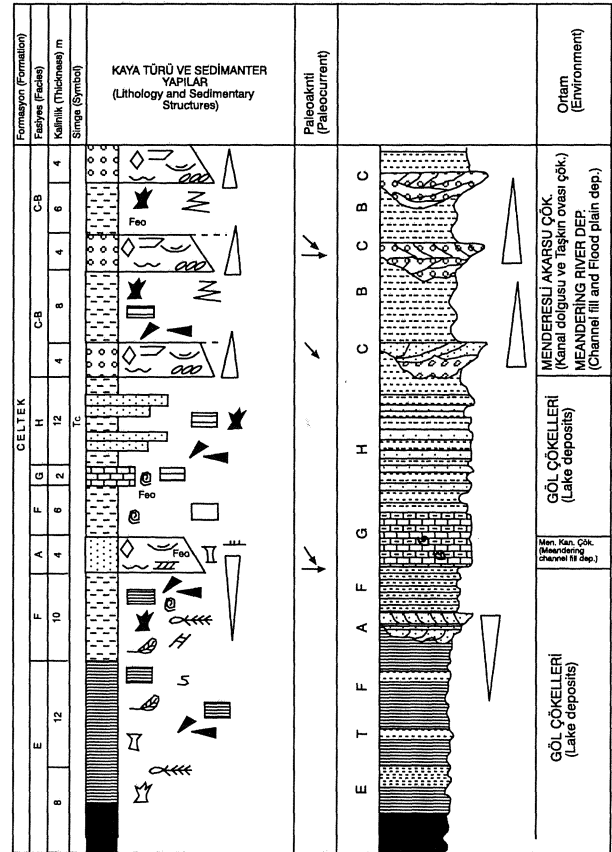
(Yeniçelttek-Eskiçelttek dolayları). Fasiyes killi, siltli, yaygın mika pullu, orta-kötü boylanmalı taneler orta, az yuvarlaklaşmış olup. seyrek de olsa tabanında kömür ve kırmızı kilaşı parçalarından oluşmuş seviyeler bulundurur. Bitki kırıntısı, tatlısu gastropod fosilleri, omurgalı hayvanlara ait fosil parçaları ile demiroksit yumruları içerir. Yer yer de tabanında küçük çakıllar gözlenir (Göynücek-Çayan köyü). Fasiyes yanal ve düşey yönde çoğunlukla Fasiyes B ile (Şekil 5 ve 6) yer yer de Fasiyes F ile geçişlidir.

Oluşumu : Fasiyes A'nın merceksel şekilli ve tabanının aşmmalı olması, fasiyesin kanallar içerisinde çökeldiğini gösterir. Orta-kötü boylanmış iri taneli çökeller, kuvvetli akıntılar tarafından çökeltmiş yatak yüküne karşılık gelirler. Fasiyesin içerdiği büyük ölçekli çapraz tabakaların olası büyük ölçekli akıntı ripillannın göçü sonucu oluşmuşlardır (Power, 1961; Collinson, 1966; Reineck and Singh, 1980).



Şekil 5 : Hamamözü-Alan-Saraç ölçülü sedimantoloji kesiti

Figure 5 : The measured sedimentological section of Hamamözü-Alan-Saraç



Şekil 6 : Suluova-Eskiçelttek ölçülü sedimantoloji kesiti
Figure 6 : The measured sedimentological section of Suluova-Eskiçelttek

AMASYA YÖRESİ'NDEKİ LİNYİTLİ ÇELTEK FORMASYONU'NUN STRATİGRAFİSİ

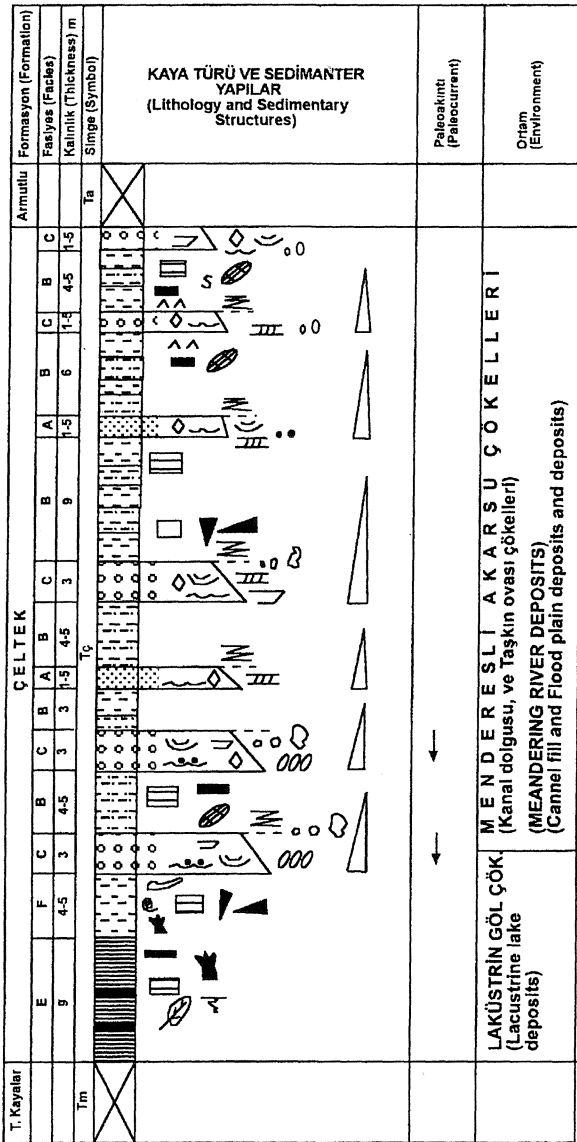
Fasiyes B (Alacalı renkli, masif, çok kalın tabakalı, kiltası, siltası ardalınlı fasiyes) : Yeşil, koyu yeşil, kirli gri, kirli kahve, kirli sarı ve açık kırmızı renkte olan fasiyes çoğunlukla masif görünüşlüdür. Yer yer fasiyes ince paralel laminalı, ince-çok kaim tabakalıdır. Canlı eşelemeleri sonucu laminalanmalar ve tabakalanmalar çoğunlukla bozulmuştur. Özellikle organik maddece zengin ince paralel laminalı kiltası ve silttaşları iyi korunmuş bitki kök izi, kömürleşmiş bitki parçası, bitki kırıntısı, yaprak fosilleri ile çok ince, yanal devamlılıkları fazla olmayan linyit düzeyleri kapsarlar. Fasiyes kum, çakıl serpintili ve çok seyrek derecelenmelidir. Fasiyesin kirli sarı, açık kırmızı ve kirli

kahve renkler içerdiği yerlerde (Merzifon-Yeniçeltek) çapları 10-20 cm. arasında değişen demir ve kalsiyum karbonat yumruları ve silisleşmiş odun parçaları ile omurgalı hayvanlara ait fosil kalıntıları içerirler. Fasiyesin kalınlığı 2-25 m. olup; diğer fasiyeslerle (A, C, D ve I) yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 5, 6, 7 ve 8).

Oluşumu : Fasiyesde akıntı ile ilgili özelliklerin olmaması, içerisinde iyi korunmuş bitki kök izi, kömürleşmiş bitki parçaları ile yaprak fosillerinin bulunması, süspansiyon yüküyle oluşan yavaş çökelmeyi belirtir. Bu fasiyes çoğunlukla su altında kaldığından, seyrek de olsa dereceli tabakaları gösterir (Ailen, 1964; Friend, 1965; Selley, 1970; Kelling and George, 1971).

Fasiyes C (Kanallı, çapraz tabakalı çakıltaşı, kumlu çakıltaşı fasiyesi) : Kirli gri, kirli sarı ve kırmızı renkler içeren fasiyes, Fasiyes A ile hemen hemen aynı özellikleri içermesine karşın, farklı litolojiden oluştuğundan ayrı fasiyes olarak ayrılan ve tanımlanmıştır. Tabanı keskin ve aşmalıdır. Merceksel geometriye sahip olan fasiyesin, tane boyu yukarı doğru azalır. Yoğun kum matriksli, sıkı kireç çimentolu, orta-kötü boylanmalı, kaim ve çok kaim tabakalıdır. Çakıl kapsamı çoğunlukla metamorfik, volkanit ve kireçtaşlarıdır. Tane boyları 1-20 cm. arasında, çakılları az yuvarlakdan çok yuvarlağa kadar değişiklik gösterir, kalınlık 1.5-15 m. arasındadır (Çukürören köyü). Fasiyesde bazen iyi gelişmiş, bazen de çok belirgin olmayan düzlemsel ve teknesimsi çapraz tabakalar gözlenir. Bu çapraz tabakalanmalar, fasiyesin tabanına yakın yerlerde büyük ölçekli, üstüne doğru ise küçük ölçekli olup, forsetlerle uyumludur. Seyrek de olsa çakıl imbrikasyonları içerir. Kum, yer yer de çakıl içeriği artan fasiyes kumlu ya da çakıllı kanal dolguları şeklinde de izlenir. Ayrıca fasiyes içinde gri, kirli sarı renkli, orta-kötü boylanmalı, orta-iri taneli, kalınlıkları çok değişken kumtaşı mercekleri bulunur (Şekil 6, 7, 8, 11 ve 12).

Oluşumu : Fasiyesin merceksel şekilli ve tabanının aşmalı olması, bunların Fasiyes A'da olduğu gibi kanallar içerisinde çökeldiğini gösterir. Orta-kötü boylanmış iri taneli çökeller, kuvvetli akıntılar tarafından çöktürülmüş yatak yükünü oluşturmuşlardır. Fasiyesin içerdiği büyük ölçekli çapraz tabakalar büyük ölçekli çapraz tabakalar, büyük ölçekli akıntı ripollarının göçü sonucu, küçük ölçekli çapraz tabakalar ise küçük ölçekli



Şekil 7 : Göynücek-Çayan ölçülü sedimantoloji kesiti

Figure 7 : The measured sedimentological section of Göynücek

akıntı ripıllarının göçü sonucunda oluştuğu düşünölmüştür (Power, 1961; Collinson, 1966; Reineck ve Singh, 1980). Fasiyes içerisinde yer alan, kalınlıkları ve yanal devamlılıkları fazla olmayan aşınmalı tabanlı kumtaşı merceklerinin üst akış rejiminden alt akış rejimine doğru hızı azalarak yükünü bırakan akıntılar tarafından çökeltildikleri söylenebilir (Ailen, 1963). Bunlarda ender de olsa rastlanan tekil çapraz tabakalanmalar, oyu ve dolgu yapıları ile ilişkili olduklarını düşöndürür (Ailen, 1963).

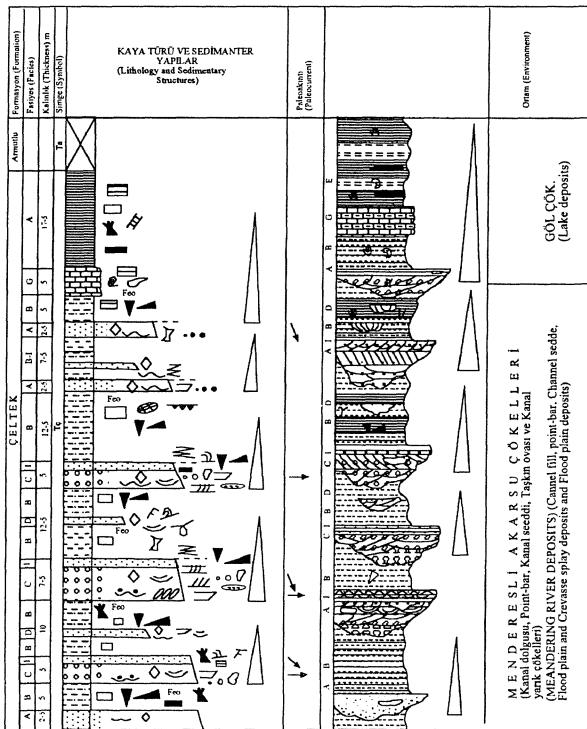
Fasiyes D (İnce-orta tabakalı, derecelenmeli mercekssel kumtaşı, kumlu çakıltaşı fasiyesi) : Fasiyes kirli sarı, kirli gri ve kül renkli olup, ince taneli kumtaşı ile boyutları 1-2 cm. çaplı bileşenler içeren çakıltaşıardan oluşmuştur. Kalınlıkları ve yanal devamlılıkları fazla olmayan mercekssel geometrili çakıltaşı ve kumtaşlarının kalınlıkları 20-50 cm., boyutları 30-80 cm. arasında değışir. Bunlar iyi yuvarlaklaşmış, orta-iyi boylanmalı ve sıkı tutturulmuş karbonat çimentoludurlar. Tabanları aşınmalı ve keskin olup, bazen de oyu-dolgu yapıdırlar. Ayrıca normal derecelenmeli küçük ölçekli çapraz tabakalanma, özellikle kumtaşı tabakalarının üst yüzeylerinde simetrik ve

asimetrik ripıllar ile paralel laminalanmalar gelişmiştir. Fasiyes D, Fasiyes B ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 8).

Oluşumu : Fasiyesin çok küçük boyutlu mercekssel geometrili kumtaşı ve kumlu çakıltaşıardan oluşması, tabanının aşınmalı olması, ayrıca tabanında küçük ölçekli oyu-dolgu yapıları ile düzlemsel ve teknesi çapraz tabakaların varlığı, akıntı ve dalga ripılları içermesi, derecelenme göstermesi; fasiyesin başlangıçta aşındırıcı akıntılar tarafından, sonraları ise üst rejimden alt rejime doğru gücü azalarak yükünü bırakan akıntılar tarafından çökeltilmiş olduğunu gösterir (Collinson, 1969). Küçük ölçekli çapraz tabakalanmalar, küçük ölçekli ripılların yanal göçü sonucu oluşmuş olabilir (Jackson, 1976a; Reineck ve Singh, 1980).

Fasiyes E (Organik maddece zengin, ekonomik linyit düzeyleri içeren ince paralel laminalı marn fasiyesi) : Koyu gri, yer yer koyu kurşuni ya da koyu esmer renklidir. Oksitlenmiş yüzeyleri kirli beyazdır. İnce tabakalı ya da ince paralel laminalıdır. Çoğunlukla canlı eşelemeli olup, laminalanmalar bozulmuştur. Yaygın olarak saçılmış biçimde kükört, jips ve pirit kristali ve yığılımları bulundurulur. Bolca bitki kırıntısı, bitki kök izi, yaprak, balık, tatlı su gastropod fosilleri içerir. Bu fasiyesin tabanına yakın yerlerde yaklaşık kalınlığı 8 ve 10 m. arasında değışen linyit damarı oluşmuştur. Fasiyes içerisindeki linyitler çoğunlukla siyah renkli, parlak veya mattır. Ender de olsa arasında 1-3 cm. kalınlıkta kıltaşı ve silttaşı arakatıkları içerir. Bu linyit damarları içinde büyük omurgalı hayvanlara ait fosil kalıntılarında rastlanmıştır. Yer yer fasiyes içinde kalınlıkları çok fazla olmayan tabanları aşınmalı, mercekssel geometrili, çakıltaşı, çakıllı kumtaşı ya da kumtaşları gelişmiştir. Çakılların boyutları çok küçük olup, orta-iyi yuvarlaklaşmalardır. Kumtaşları ise çok ince taneli, killi, siltli, laminalı, bitki kırıntılı ve biyoturbasyonludurlar (Şekil 6, 9 ve 10). Fasiyesin yer yer karbonat içeriğı artmaktadır.

Oluşumu : Fasiyesin büyük bir bölümünü oluşturan marnların akıntı ile ilgili özellikler içermemesi, bunların çok iyi gelişmiş ince paralel laminalı olmaları, çok iyi korunmuş yaprak fosilleri bulundurmaları, marnların olasılıkla çok sığ bir sualtı ortamında ya da sığ gölün bataklık ortamında süspansiyondan çökeldiğini kanıtlamaktadır.



Şekil 8 : Merzifon-Yeniçelttek ölçöülü sedimantoloji kesiti

Figure 8 : The measured sedimentological section of Merzifon- Yeniçelttek

li özelliği, linyit damarları ile pirit, kükürt ve jips kristalleri içermemesidir. İnce paralel laminalı ve ince tabakalanmalı olan fasiyesde, yoğun canlı eşelemeleri sonucu lamina ve tabakalanmalar bozulmuştur. Organik maddece zengin ve fasiyes içerisinde iyi korunmuş yaprak fosilleri, bitki kırıntıları, balık ve tathsu gastropod fosilleri bulunur. Kilttaşlarınm ince tabakalı olduğu yerlerde silt ve kum içeriği artar ve organik madde içeriği azalır, fasiyes kötü derecelenmelidir. Fasiyes yönlenmiş bitki kırıntıları içermekte olup, Fasiyes A, C, E ve G ile düşey geçişlidir (Şekil 6, 7 ve 10).

Oluşumu : Fasiyes F'ninde akıntılarla ilgili özellikler içermemesi, çok ince paralel laminalanmalı olması, ince paralel laminalı kilttaşları içerisinde iyi korunmuş yaprak fosillerinin bulunması, fasiyesi oluşturan kilttaşlarınm, Fasiyes E gibi sığ gölde ya da bataklıkta çökeldiği söylenebilir. Fasiyesin kum ve silt içeriğinin arttığı yerlerde zayıf derecelenme ve bitki kırıntılarında yönlenmenin görülmesi ise, ortama ince kum, silt ve bitki kırıntısı getiren ve bunları işleyen zayıf akıntıların olduğunu gösterir. Fasiyesde izlenen derecelenme, göle boşalan olası akarsulara bağlı olarak gelişmiştir (Van. Dijk ve diğ., 1978; Surdam and Stanley, 1979).

Fasiyes G (Killi, kumlu, gastropodlu kireçtaşı fasiyesi): Kirli gri, kirli beyaz ve kirli sarı renkler içeren fasiyes, ince paralel laminalı ve ince-orta-kalm tabakalıdır. Yaygın tathsu gastropod fosilleri, demir konkresyonları, bitki kırıntısı çok seyrek çört ve kök izleri içerir. Fasiyesde çok yaygın çatlak ve eklem sistemleri gelişmiş olup, bu çatlak ve eklem demir sıvmalıdır. Bu fasiyes, Fasiyes A ve H ile düşey geçişlidir (Şekil 6 ve 8).

Oluşumu : Fasiyes G'yi oluşturan kireçtaşları, göle kırıntılı malzemenin çok fazla gelmediği zamanlarda göl suyundaki çözeltiden kimyasal olarak çökelmiştir. Bilindiği gibi karbonat çökeli üzerinde en önemli kontrol etkeni CO₂'dir (Kelts ve Hsü, 1978). Fotosentez yoluyla ortamdaki CO₂'nin alınması ortamdaki pH değerini yükseltir ve karbonat çökeliğini artırır. Birincil karbonat çökeliğine göl suyunun ısınması az da olsa katkıda bulunur. Başlangıçta karbonat bakımından az doygun olan su bu yolla daha doygun hale gelerek karbonat çökeliğini gerçekleştirmeye başladığı gibi, canlıların iskelet ve kavkı yapımları ile de karbonat çökeliğini gerçekleştirir (Picard and High,

1972; Kelts and Hsü, 1978; Dean, 1981; Weber, 1981). G Fasiyesinin bol miktarda gastropod fosil ve kavkıları bulundurması, fasiyesin oluşumuna gastropodların da katkıda bulunduğunu gösterir. Bu kireçtaşlarının demir konkresyonları içermesi ise fasiyesin, kısmen göl kıyısına yakın, dalga etkinliğinin de olduğu göreceli derinleşen bölümlerinde çökeldiğini gösterir. Bunun yanısıra bitki kırıntısı ve bitki kök izi içermesi de fasiyesin kıyıya yakın çökeldiğinin diğer bir belirteçidir.

Fasiyes H (İnce taneli kumtaşı, silttaşı ardalanmah fasiyes) : Silttaşı ve kumtaşmdan oluşan fasiyesde egemen renk gri, kirli yeşil ve kirli kahverengidir. Silttaşı ve kumtaşı orta kalınlıkta düzgün tabakalanmalı olup, tabakalar yanal devamlılık gösterir. Kumtaşları çok ince taneli, sıkı tutturulmuş, bitki izli ve kırıntılıdır. Tabanları keskin olan kumtaşlarınm üst düzeyleri silttaşlarına geçişlidir. Kumtaşı ve silttaşlarınm tabaka kalınlıkları 10-20 cm. arasında değişmekte olup, fasiyesin toplam kalınlığı 12 m.'ye ulaşabilmektedir. Söz konusu birimler biyotürbasyonlu olup, silttaşları kaim laminalanmalıdır ve ince kumtaşı ara düzeyleri içerir. Kumtaşı ve silttaşlarınm üste doğru karbonat içerikleri artar. Fasiyes B, E ve G ile geçişlidir (Şekil 6 ve 10).

Oluşumu : Fasiyesi oluşturan kumtaşları, peryodik olarak göle giren hızı düşük akıntılar tarafından çökeltmişlerdir (Surdam ve Stanley, 1979). Fasiyesi oluşturan silttaşlarınm zaman zaman ince laminalanmalar ile kumtaşı arakatıkları içermesi, fasiyesin kısmen de süspansiyondan çökeldiğini göstermektedir

Fasiyes I (Killi, siltli, kötü boylanmalı, ince taneli kumtaşı fasiyesi) : Fasiyes gri, kirli sarı ve kırmızı renklindedir. Yoğun canlı eşelemeli, ince paralel laminalı, ince tabakalı tırmanan ripillı, bitki kırıntılı ve kömür izlidir. Ayrıca karbonat, demiroksit nodul ve konkresyonları içerir. Köşeli-yarı yuvarlak olan taneler orta-kötü boylanmalıdır. Fasiyes B, C ve E ile düşey geçişlidir (Şekil 8).

Oluşumu : Fasiyes, asılı yükçe zengin suların yükselerek akarsu kanal kenarları üzerinden aktığı sırada ince kum, silt ve kilden oluşan yükünü kanal kenarı boyunca çökeltmesiyle oluşmuştur. Fasiyesin tırmanan ripil laminalar içermesi, hızlı süspansiyondan ve yavaş yatak yükü hareketiyle oluştuğu söylenebilir (Ailen, 1970; Reineck and

1. Menderesli akarsu litofasiyes topluluğu :

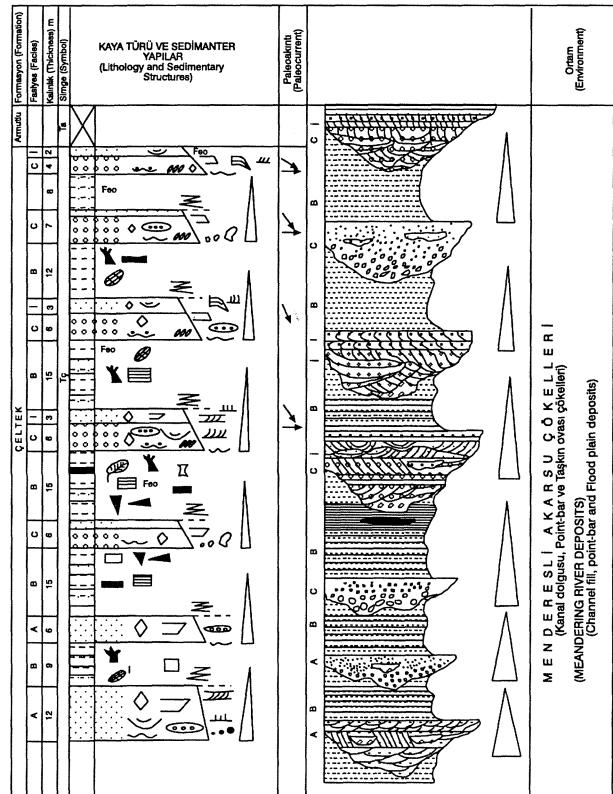
Bu fasiyes topluluğu A, B, C, D, I ve İ lito-fasiyeslerini içerir. Bu fasiyesler ve bunların oluş-turduğu fasiyes toplulukları güncel ve paleomod-ellerle (Ailen, 1965 ve b; Black, 1971; Me Gowen ve Gamer, 1970; Selley, 1985; Singh, 1972; Reineck ve Singh, 1975, 1980; Jackson, 1981; Gustawson, 1978; Lewey, 1978, Miall, 1978) karşılaştırılmış olup, bunların menderesli akarsu litofasiyes topluluğuna karşılık geldiği belirlenmiştir. Menderesli akarsu litofasiyes topluluğunun en önemli özelliği, tane boyu yukarıya doğru ince-len devresel istiflerden oluşmasıdır. Bu devresel istifler kanal dolgusu, nokta-barı, kanal şeddi, taşkın ovası, kanal yarık altfasiyes topluluklarını kapsar. Herbir devresel istif yer yer kanallı kum-taşı, çakıllı kumtaşı yer yer de çakıltaşı, kumlu çakıltaşları ile başlar; çoğunlukla kırmızı, alacalı renkler içeren taşkın ovasının kıltaşı ve silttaşları ile son bulur (Şekil 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12).

a. Kanal alt litofasiyes topluluğu : Kumtaşı, çakıllı kumtaşı, çakıltaşı ve çakıllı kumtaşlardan (Litofasiyes A ve C) oluşmuştur (Şekil 5, 6, 7, 8, 9, 10 ve 11). Devresel istiflerin tabanında yeralan bu kanallı çökeller, çoğunlukla aşınmak tabanlı yer yer de keskin tabanlı, merkezel geometridirler. Tabanlarına yakın büyük ölçekli ve düzlemsel çapraz tabakalar içerirler. Bazen de tabanlarında kömürleşmiş bitki parçalarından, kıltaşı parçası ve çakıllardan oluşmuş, çok kötü boylanmak gecikme çökelleri bulunur. Çapraz tabakaların boyutları üste doğru küçülür. Yukarıdaki sedimanter özellikleri içeren Litofasiyes A ve C, akarsu kanal dolguları olarak yorumlanabilir (Ailen, 1965; Simons ve diğ., 1965; Yetiş ve diğ., 1986; Yetiş, 1987; Jackson, 1981). Çalışma bölgesinde kumtaşları, yer yer de çakıltaşları ile başlayan, üste doğru dere-celenen kanal dolguları, daha ince taneli kum-taşlarma ya da kıltaşı, silttaşı ardananmasma geçerler. Bu durum, akarsu yatağının gittikçe dolduğunu ve akım hızlarının azaldığını gösterir (William and Rust, 1969).

b. Nokta-barı alt litofasiyes topluluğu: Çalışma bölgesinde, çoğunlukla kanal doğusu alt fasiyesi üzerinde izlenen, gri, kirlili gri, kırmızı renkler içeren, orta-iri taneli kumtaşlardan oluşmuş fasiyesin (Fasiyes İ) seyrek de olsa Şekil 8, 9 ve 12 de olduğu gibi sigmoidal çapraz tabakalar ile düzlemsel ve teknesimsi çapraz tabakalar içermesi,

üste doğru tane boyu azalarak taşkın ovası alt fasiyesine geçmesi, fasiyesin olası nokta-barı çökellerine karşılık geldiği söylenebilir (Ailen, 1963,1970b; Singh, 1972; Reineck and Singh, 1975; Cant and Walker, 1976; Jackson, 1976b; Lewey, 1978; Reading, 1978; Stewart, 1981; Şenalp, 1981; Collinson and Thompson, 1982). Nokta-barı çökelleri menderesli nehirlerin en önemli özelliklerinden birisidir. Nokta-barlardaki çökeller, sellenme sırasında menderesli bir akarsu-nun konkav yönde yanal göçü sonucu oluşurlar, bu sırada oluşan nokta-barları sigmoidal çapraz tabakalar içerirler (Ailen, 1963; Collinson and Thompson, 1982; Türkmen, 1991).

c. Kanal şeddi alt litofasiyes topluluğu : Killi, siltli, kötü boylanmak, ince taneli kumtaşlardan oluşan fasiyesin (Litofasiyes I) yer yer ince paralel laminalar, tırmanan ripillar, bitki kırıntıları içermesi, yaygın biyoturbasyonlu olması, fasiyesi oluşturan siltli, killi kumların yanal ve düşey yönde tane boyu küçülmesi göstererek taşkın ovası çökellerine geçmesi (Şekil 12), olası fasiyesin menderesli nehirlerin kıyı sedlerinde çökeldiği söylenebilir. Kanal sedleri akarsuları çevreleyen çökel sırtlardır.



Şekil 12 : Suluva-Çukurören ölçülü sedimantoloji kesiti
Figure 12 : The measured sedimentological section of Suluva-Çukurören

AMASYA YÖRESİ'NDEKİ LİNYİTLİ ÇELTEK FORMASYONU'NUN STRATİGRAFİSİ

Sedler daha çok akarsuların konkav yanlarında daha iyi gelişirler. Sed çökelleri, sel sularının akarsu kıyılarını aştığı zaman çöklerler. Fasiyesi oluşturan çökellerin geometrisinin çok karmaşık olması da, kıyı şeddinin menderesli akarsuya ait olduğunu gösterir (Ailen, 1965, 1970b; Reading, 1978; Reineck and Singh, 1978).

d. Taşkın ovası alt litofasiyes topluluğu : Kıltaşı, silttaşı araldanmasından oluşan birimin (Litofasiyes B) gri, yeşil, kahve, kırmızı ve alacalı renkler içermesi, devresel istiflerin en üstünde yer alması, özellikle kıltaşları içinde iyi korunmuş bitki kırıntıları, kök izleri, yaprak fosilleri, tatlı su gastropod fosilleri ile omurgalı hayvanlara ait fosil kalıntılarının bulunması; fasiyesin çoğunlukla yapısız, yer yer tabakalı ya da ince paralel laminalanmalar şeklinde izlenmesi, yaygın biyoturbasyonlu ve canlı yaşam izli olması, yer yer kalsiyum karbonat yumruları, demir oksit yumruları ile kömür damarları kapsaması, fasiyesin akarsu taşkın ovasına karşılık geldiği söylenebilir. Menderes yapan akarsu yataklarında yanal yönde çökme olurken, akarsu yatakları arasında ve gerisinde bulunan düzlüklerde (ovalarda) akarsuların su seviyelerinin yükselmesi ile fasiyes taşkın ovasında çökelmiştir (Cant ve Walker, 1976; Jackson, 1976b; Türkmen, 1991; Atalay, 1993). Çalışma bölgesinde fasiyes çoğunlukla Fasiyes A ve C'nin üstünde kaim örtüler biçiminde izlenir, bu durum akarsuyun kararlı aktığını gösterir. Kararlı akan akarsuların taşkın ovalarında çökme daha uzun zaman alacağından, taşkın çökelleri kaim olur (Reineck and Singh, 1980). Taşkın çökellerinin genişliği ve gelişmesi kanal şekli ve modeli ile denetlenir. Yanal göçme hızı yüksek örgülü akarsularda kaim taşkın ovası çökelleri gelişemez, bu durum hızlı yer değiştiren menderesli akarsular için de geçerlidir. Böyle durumlarda taşkın çökelleri kanal çökelleri arasında ince olarak gözlenirler (Reineck and Singh, 1973; Atalay, 1993). Şekil 11, yukarıdaki tanıma en iyi örnektir. Fasiyesteki kalınlık değişmesi ise akarsuda zaman zaman eğim açısından değişiklik olduğunu belirtir (Leeder, 1975; Collinson, 1978; Selley, 1980). Fasiyesin yer yer içinde bolca kalsiyum karbonat ve demir yumruları ile az bitki kırıntısı içermesi, kurak ve yarı kurak iklim koşullarında oluştuğunu gösterir (Hubert, 1977), böyle taşkın ovası çökelleri bataklık çökelleri içermediklerinden organik madde kapsamı oldukça fakirdir (Leeder, 1975).

e. Kanal yarık alt litofasiyes topluluğu : Taşkın ovası alt fasiyesi içinde yer alan ve onunla yanal ve düşey geçişli olarak izlenen, uzunluk ve kalınlıkları fazla olmayan, yer yer çakıltı yer yer de kumtaşlardan oluşan merceksel geometrili, tabanları aşmalı, normal derecelenmeli, küçük ölçekli çapraz tabakalanma, akıntı ripolları kapsayan Litofasiyes D, kanal yarık çökelleri olarak yorumlanabilir (Şekil 5 ve 8). Kanal yarık çökelleri taşkın sırasında çok oranda sel suyu ve çökelin komşu bir taşkın ovasına taşınması ile oluşurlar, sözkonusu bu taşınma kanalın konkav kenarında gerçekleşir. Bu taşkın ani şekilde olabilir ya da su doğal sed çökellerinde açılan belirgin kanalları izler ve yarık denilen kanalları açar. Fazla su ana kanalı bu yarıklar yoluyla terk eder. Kanal yarık çökelleri Fasiyes D'de olduğu gibi Fasiyes B ile geçişli olup, Fasiyes B'den tane boyları daha iri ve tanınması daha kolaydır (Coleman, 1969; Singh, 1972; Şenol, 1985; Atalay, 1993; Çelik ve Kerey, 1999).

2. Gösel litofasiyes topluluğu : A, E, F, G ve H litofasiyeslerinden oluşan topluluğun gösterdiği sedimenter özelliklere göre, bu fasiyes topluluğunun gölde çökeldiği söylenebilir (Eugster and Surdam, 1973; Ryder, ve diğ., 1976; Kelts and Hsü, 1978; Link and Osborne, 1978; Surdam and Stanley, 1979; Turner and Peterson, 1979; Picard and High, 1972, 1981; Eugster and Kelts, 1983; Yağmurlu, 1991, Çelik ve Kerey, 1999). Fasiyes topluluğunu oluşturan fasiyeslerin herbirisi, gölün değişik bölümlerinde çökelmişlerdir. Bu gösel fasiyes topluluğu çalışma alanının farklı yörelerinde, farklı litofasiyeslerle ilişkilidirler. Yeniçelttek, Eskiçelttek ve Cayan köyü dolaylarında çoğunlukla menderesli akarsu fasiyes topluluklarından taşkın ovası alt fasiyesi üzerinde yer alır ve onunla düşey geçişli olarak izlenirler. Bayırlı köyü dolayında bir alüvyon konisinin çökelleri üzerinde yer alırlar. Eskiçelttek ve Cayan köyü dolayında göl fasiyes topluluğu üstüne tekrar akarsu fasiyes topluluğu gelmesine karşın (Şekil 7 ve 8), Yeniçelttek ve Bayırlı köyü dolayında ise Armutlu Formasyonu'nu oluşturan sığ denizel kırıntılı fasiyes toplulukları gelir (Şekil 10). Çok kaim kömür damarları içeren, organik maddece zengin marnlardan oluşan Litofasiyes E ile Litofasiyes F'nin bitki kök izi, bitki kırıntısı, yaprak, tatlısu gastropodu, balık ve omurgalı hayvanlara ait fosiller içermeleri, ince paralel laminalanmalı

olmaları, her iki fasiyesin tatlısu gölünün sığ ya da bataklık bölümlerinde çökeldikleri söylenebilir (Ailen, 1981; Çelik ve Kerey, 1999). Litofasiyes E ve F'nin üzerinde kanallı kumtaşı, kumlu çakıltaşlardan oluşan Litofasiyes A'nın izlenmesi, göle akarsu girişinin olduğunu (Müller, 1966; Förstner ve diğ., 1968; Jopling and Walker, 1968; Van Dijk ve diğ., 1978; Surdam ve Stanley, 1979) ve göl içinde küçük ölçekli delta oluşumuna neden olduğunu gösterir (Müller, 1966; Coleman ve Wright, 1969, 1975; Wright, 1985; Elliot, 1978; Coleman, 1981; Yetiş, 1987). Bu tür tane boyu yukarı doğru kabalaşan ve aşmalı tabanlı, çapraz tabakalı litofasiyesler delta ağız fasiyesi olarak da yorumlanmıştır (Yetiş, 1987). Bu fasiyesin üstüne tekrar fasiyes F gelir. Bununla birlikte gastropod fosilli, kumlu, killi, ince taneli, paralel laminalanmalar içeren, çörtlü, bitki kök izli kireçtaşlardan oluşan Litofasiyes G'nin gelmesi ile göl göreceli derinleşmiş, bu fasiyesin üstüne silttaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşan Litofasiyes H'nin gelmesi ile göl tekrar sığlaşmıştır (Şekil 6). Başlangıçta göl çökelleri bataklık ortamında çökelmiş ve ekonomik kömür damarları kapsayan Litofasiyes E ve F ile temsil edilirken, sonradan göreceli derinleşen, yaygın gastropod fosilleri ile gastropod kavkaları içeren, orta-kalm tabakalı kireçtaşlardan oluşmuş olan Litofasiyes G ile temsil edilmiştir (Şekil 7, 9 ve 10).

Eskiakıntı yönleri

Çeltek Formasyonu'ndaki paleoakıntı yönlerini belirlemek için, formasyonda ayırtlanmış Litofasiyes A ile Litofasiyes C'de gelişmiş büyük ölçekli çapraz tabakalardan, kanal eksenlerinden, tabanlarında gelişmiş oygu ve dolgu yapıları ile çakıl imbrikasyon yapılarından çok sayıda ölçü alınmış ve değerlendirilmiştir. Bu değerlendirme sonuçları ölçülü sedimantoloji kesitleri üzerine işlenmiş, ayrıca formasyon için bir akıntı yönü haritası hazırlanmıştır (Şekil 13). Hamamözü-Alan-Saraç köyleri dolayından alınan ölçülerde (Şekil 5) eski akıntı yönü K'den G'ye, KB'dan GD'ya; Suluova-Eskiçeltek'de (Şekil 6) KB'dan GD'ya, B'dan D'ya; Göynücek-Çayan'da (Şekil 7) K'den G'ye; Merzifon-Yeniçeltek dolayında (Şekil 8, 11, ve 12) KB'dan GD'ya; B'dan D'ya doğru olduğu belirlenmiştir.

Sonuç olarak Çeltek Formasyonu'nu oluşturan egemen eski akıntılarının B-KB'dan D ve GD'ya

doğru olduğu saptanmıştır (Şekil 13). Ancak bu genel eğilime uymayan yönlerin de olduğu belirlenmiştir. Bu durum, zaman zaman Çeltek Formasyonu'nda akıntı yönünde değişikliklerin olduğunu yansıtmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çalışma bölgesinde Çeltek Formasyonu'nun alüvyon yelpazesi ortamında çökelmiş olan Yuvala Formasyonu üzerine uyumlu olarak, daha yaşlı temel kayalar üzerine ise uyumsuz olarak geldiği belirlenmiştir.

Çalışma bölgesinde, Eosen yaşlı kayaların temelinde çoğunlukla Paleozoyik yaşlı metamorfizmler ile bunların üzerinde Jura-Alt Kretase yaşlı karbonatlı formasyonlar yer alır (Tüysüz, 1996). Çalışma bölgesinde, Paleosen ve Alt Eosen gelişmemiş olup, bu dönemler olasılıkla yükselmeye karşılık gelirler. Orta Eosen'de hızlı bir aşınma başlamış ve yelpaze ortamında Yuvala Formasyonu çökelmiştir, Yelpazeyi oluşturan akarsuların süreklilik kazanmasıyla da Çeltek Formasyonu oluşmuştur.

Çeltek Formasyonu'nu oluşturan kömürlü çökel kayalar, önceki araştırmacıların açıkladıkları gibi sığ deniz ortamında çökelen Armutlu Formasyonu içinde oluşmuş delta ya da lagün ürünü olmayıp (Özdemir ve Pekmezci, 1983; Genç ve diğ., 1991), Armutlu Formasyonu'ndan önce gelişmiş akarsu ve göl ortamı ürünüdürler.

Çeltek Formasyonu'nun menderesli akarsu litofasiyes topluluğu (kanal dolgusu, nokta-barı, taşkın ovası, kanal şeddi, kanal yarık litofasiyesleri) ile göl litofasiyes topluluklarından oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 14).

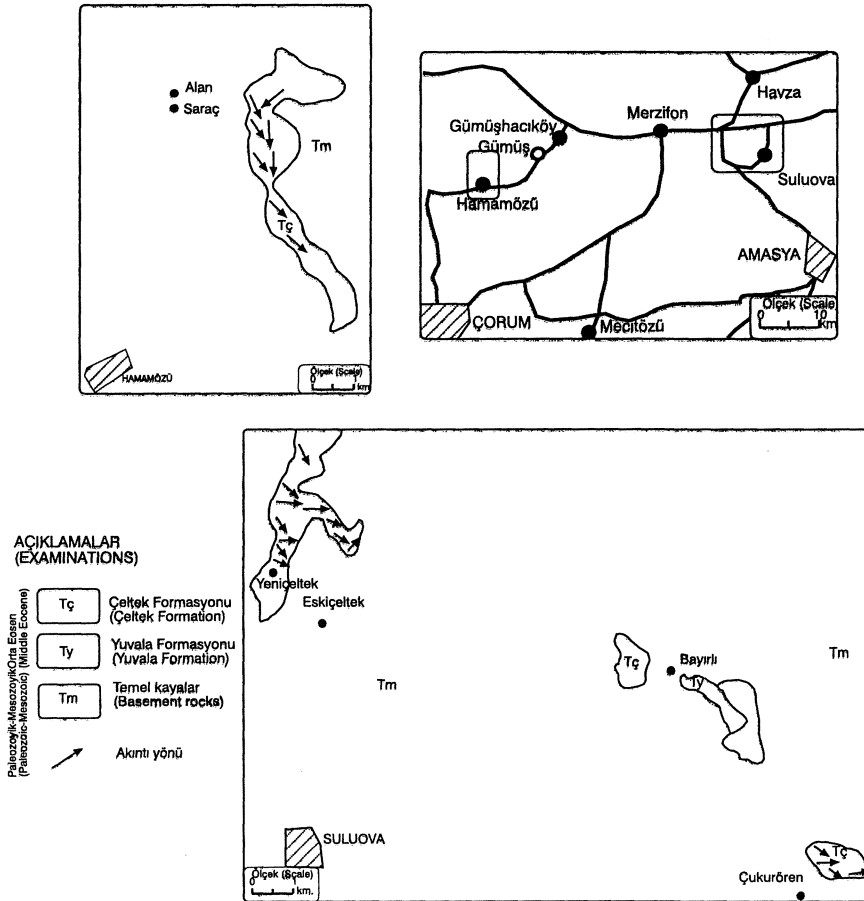
Çalışma alanının batı ve kuzeyinde (Hamamözü-Alan-Saraç) menderesli akarsunun kalın, uzun kanalları ile bu kanallar arasında gelişmiş çok kaim taşkın ovası çökellerinden oluştuğu, iklimin ılık ve yağışlı olduğu, çünkü taşkın ovası ve göl litofasiyes topluluğu içinden özellikle kömürlerden derlenen örneklerde saptanan spor ve polen türleri, kömürleşme dönemi boyunca bölgesel subtropikal ve nemli iklim koşullarının hüküm sürdüğünü göstermektedir (F. Akgün, 1999; Sözlü Görüşme). Spor ve polen topluluklarının yansıttığı palino-floral özellikler, çalışma bölgesi yakın

AMASYA YÖRESİNDEKİ LİNYİTLİ ÇELTEK FORMASYONU'NUN STRATİGRAFİSİ

dolayında yüksek yapılı bitkilerin egemen olduğunu, otsu bitkilerin daha az oranda bulunduğunu ve yörede akarsu ve göl koşullarının egemen olduğunu yansıtır (F.Akgün, 1998 Sözlü görüşme). Ayrıca yukardaki görüşü, kömürlü fasiyes içerisinde bulunan omurgalı hayvanlara ait fosiller de desteklemektedir. Çünkü omurgalı fauna topluluğu da akarsu, göl ya da bataklık yakınında ve ormanda yaşayan fauna topluluğunu temsil etmektedir (G, Saraç, 1999 Sözlü görüşme). Çeltek ve Yeniçeltek dolaylarında aynı akarsuyun fasiyes toplulukları üzerinde bataklık fasiyesine (Litofasiyes E) karşılık gelen ve çok kalın kömür damarları kapsayan olası tatlısu gölünün varlığı saptanmıştır. Bu gölün oluşumu için Eskiçeltek ve Yeniçeltek dolaylarında uygun şartların olduğu, akarsuyun buralarda çok uzun dönemli taşkınlar yaparak, bataklık çökellerinin oluşmasına neden olduğu (Şekil 14), bu bataklık çökellerinde ise otsu değil, çok büyük bataklık ormanlarının geliştiği derlenen palinoloji örnekleri ve bu bataklık ormanlarında yaşamış omurgalı hayvanlara ait fosil kalın-

lılar değerlendirilerek kanıtlanmıştır.

Olasılı kömürlü tatlısu gölünün sınırları belirlenmeye çalışılmış, ancak bunda yeteri kadar başarılı olunamamıştır. Çünkü bu göl çökellerinin üstünün Çeltek Formasyonu'nun akarsu, Armutlu Formasyonu'nun sığ denizel kırıntılıları ile ve Narlı Volkanitlerini oluşturan volkanit ve volkanosedimanterler ve kalın alüvyonlar tarafından örtülmesi, ekonomik kömür düzeyleri içeren gölün sınırlarının belirlenmesine olanak vermemiştir. Bu kömürlü tatlısu gölünde 1997 ve 1998 yıllarında MTA Genel Müdürlüğü tarafından yapılan, özellikle 97/1 ve 98/1 sondajlarında (t. Özdemir 1998 Sözlü görüşme), gölün kuzeybatıya yani Kayadüzü'nün (Şekil 14) kuzeybatısına doğru kapandığı belirlenmiştir. Yukarıda belirtilen her iki sondajda çok ince kömür düzeylerinin kesilmesi, bu görüşü doğrulamaktadır. Gölün güney sınırı kesin olarak bilinmemektedir. Çünkü güney sınırın Suluova ve Merzifon ovalarını oluşturan çok kalın alüvyona! örtü, kuzey sınırı ise gölün üstüne gelen



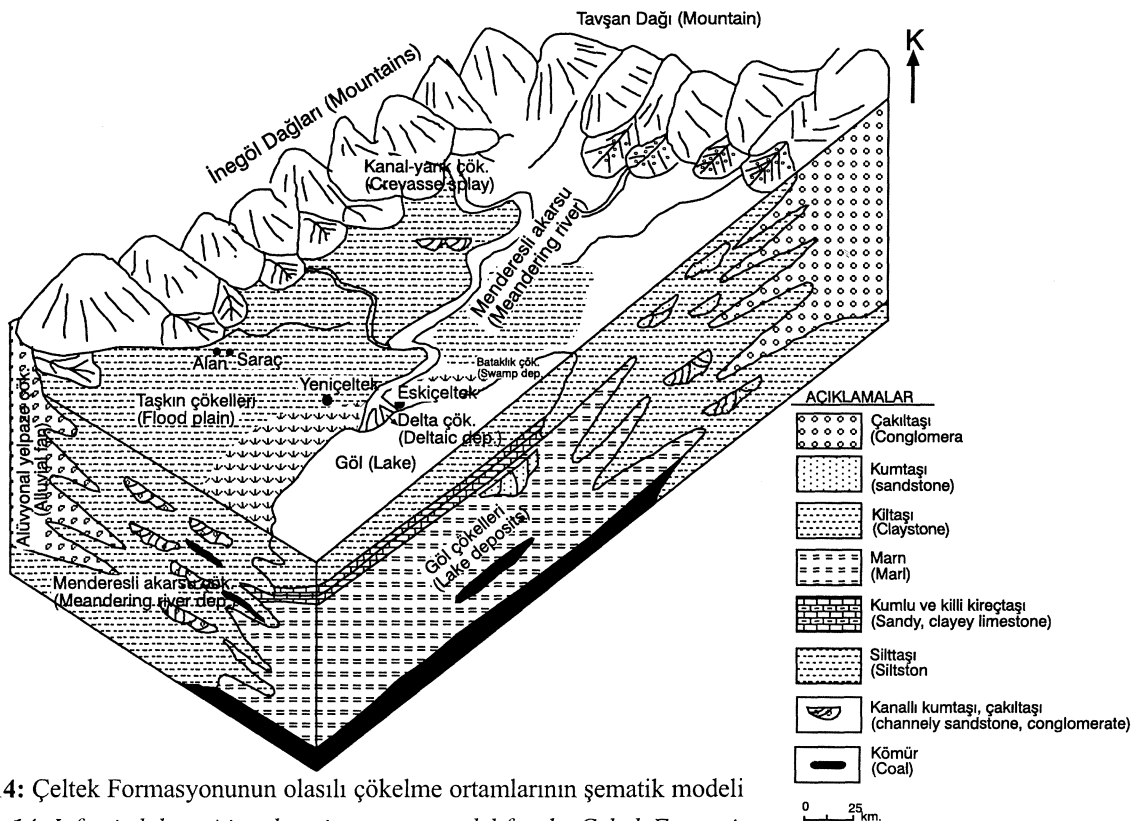
Şekil 13: Eskiakıntı yönü haritası

Figure 13: The map of paleocurrent direction

Çeltek Formasyonu'na ait akarsu çökelleri ile, Armutlu Formasyonu ve Narlı Volkanitleri'ni oluşturan kayalar tarafından örtülmüştür. Ayrıca Çeltek Formasyonu ile üstüne gelen daha genç formasyonlar içerisinde gelişmiş normal, doğrultu atımlı, ters faylar ile bindirme faylarının yaygın olması da bu sınırın belirlenmesini olumsuzlaştırmıştır. İleriki yıllarda çalışma alanının uygun bir yerinde yapılacak inkişaf amaçlı bir sondaj, kömürlü gölün evrimi ile ilgili bilinmeyenleri açıklayıcı verilerin elde edilmesine yardımcı olacaktır. Bu çalışmada elde edilen yeni verilerle gölün sınırları ve içerdiği kömürlü kayalar Kayadüzü köyünün doğusunda sınırlanmakta, batısında ise Çeltek Formasyonu 1000 m.'ye yakın bir derinlikte (İ. Özdemir, 1998 Sözlü görüşme) yer almaktadır. Bu derinlik Kayadüzü köyünden-Merzifon'a doğru daha da artmaktadır. Bu nedenle kömürlü göl batıya devam etse dahi, ekonomik olarak olumsuzlaşmaktadır.

Çeltek Formasyonu içinde yer alan kömürlü tatlısu gölünde ekonomik linyit damarı içeren bataklık ortam fasiyeslerinin (Litofasiyes E ve F) üstünde tane boyu ve tabaka kalınlığı artan, aşmalı tabanlı, mercekse geometrili, çapraz tabakalı Litofasiyes A'nın yer alması, bu göle akarsu gir-

işinin olduğunu, gölde çok küçük ölçekli delta oluşturduğu belirlenmiştir (Şekil 14). Aynı göl daha sonraları, göle giren bu menderesli akarsu çökelleri tarafından doldurulmuştur. Gölü dolduran menderesli akarsuların oluşturduğu taşkın ovası çökelleri çok az bitki kırıntısı, bol demiroksit ve kalışı yumruları içerdiği, renklerinin de kırmızılaştığı gözlenmiştir. Kömürlü tatlısu gölünün kapandığı dönemde iklimin kuraklaştığı, bu durumun fazla sürmediği, iklimin tekrar ıhman ve yağışlı sürece girdiği, menderesli akarsu litofasiyes toplulukları üzerinde yeniden tatlısu göllerinin (Merzifon-Yeniçeltek; Suluova-Bayırlı ve Çukurören köyleri dolay) oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 8, 9 ve 10); Bayırlı köyü dolayında alüvyon yelpazesi (Yuvala Formasyonu) üzerinde izlenen göl fasiyes topluluğu, başlangıçta ekonomik kömür düzeyleri içeren bataklık çökelleri ile temsil edilirken, daha sonraları kaim kireçtaşların ortaya çıkması ile gölün göreceli derinleştiği saptanmıştır (Şekil 14). Bayırlı gölünün kuzey ve kuzeybatıya olan devamlılığında organik maddece zengin marnların tespit edilmesine karşın, bunların kömür içermedikleri gözlenmiştir. Bu gölün güney ve güneydoğuya olan devamlılıklarının üstleri ise



Şekil 14: Çeltek Formasyonunun olası çökme ortamlarının şematik modeli
Figure 14: Inferred depositional environments model for the Çeltek Formation

AMASYA YÖRESİ'NDEKİ LİNYİTLİ ÇELTEK FORMASYONU'NUN STRATİGRAFİSİ

Armutlu Formasyonu ve Narlı volkanitleri tarafından kaim bir biçimde örtülmüştür. Bu yörelerde 1997 ve 1998 yıllarında MTA tarafından yapılan sondajlarda kömürlü gösel çökellere ulaşılamamış, yapılan sondajların yetersiz kaldığı açıklanmıştır (Özdemir ve Pekmezci, 1983). Bu durum, yüzeyde izlenemeyen fayların, paleogölün güney ve güneydoğuya olan uzantısını daha derinlere düşürdüğünü düşündürmektedir.

Çeltek Formasyonu'nda yapılan sedimantoloji kesitleri denetlenmiş ve paleoakmtı yönleri değerlendirilerek, aşağıdaki sonuç elde edilmiştir: Orta Eosen döneminin başında alüvyon yelpazesi fasiyes toplulukları (Yuvala Formasyonu) ve bu fasiyes toplulukları üzerinde gelişmiş menderesli akarsu litofasiyes topluluğu (Çeltek Formasyonu) önceleri olası olarak batıda ve kuzeybatıda oluşmuştur (Hamaözü-Alan köyü). Batı ve kuzeybatıda oluşan bu akarsu doğuya doğru gelişerek, buralarında (Merzifon-Yeniçeltek; Suluova-Eskiçeltek) kaim kömür düzeyleri içeren tatlısu gölünün oluşmasına neden olmuştur (Şekil 14). Daha sonraları ise olası aynı akarsu sistemi güneydoğu ve güneybatıya (Suluova-Bayır, Çukurören; Göynücek-Çayan köyü) devam ettiği ve buralarda da ekonomik linyit düzeyleri içeren tatlısu gölleri oluşturduğu saptanmıştır.

EXTENDED SUMMARY

The studied area covers Amasya-Suluova-Eskiçeltek-Bayırılı-Çukurören; Merzifon-Yeniçeltek-Kayadüzü; Hamamözü-Alan-Saraç and Göynücek-Çayan regions (Figure 1). In the previous years, the stratigraphy and the tectonics of the area were studied by Alp (1972); Özcan and others (1980); Genç and others (1991); Tüysüz (1996); the coal geology was done by Ensari (1967); Irlitz and Bearing (1968); Hazerfan (1974); Özdemir and Pekmezci (1983) and the geologic state, chemical and petrographic properties, depositional environment and the coal potential of Çeltek coals were studied by Eriş (1996), Karayığit (1996).

In this study, the stratigraphic state, its structure, geometry and sedimentation model were aimed to reveal. At the bottom of the Tertiary units in the studies area the metamorphic rocks of Tokat Massive, Lias aged elastics, volcanites, the carbonated Bayırköy Formation deposited in the interval

between Jura and Upper Cretaceous period, Mudurnu Carcurum, Bilecik and Soğukçam Formations. Yuvala Formation, which is very poorly sorted and contains of a succession of blocky conglomerate and mudstone, overlies the basement rocks with an angled disconformity (Figure 3). Vertically Yuvala Formation gradually transforms into Çeltek Formation. This formation bearing economic coal beds is composed of a succession of channelled, cross bedded, lentic sandstone, gravelly sandstone, conglomerate, sandy conglomerate and of, in the intersections, thin sandstone layers carrying claystone, siltstone successions. The Formation outcropping rare in the studied area, presents best outcrops in the vicinities of Suluova, Eskiçeltek; Merzifon, Yeniçeltek, Hamamözü, Alan-Saraç villages (Figure 2). *Cicatricosisporites paradogogensis* KRUTZSCH; *Monocolpopenites crassiexinus* THIELE-PFEIFFER; *Caryapollenites circulus* (PFLUG) KRUTSZCH; *Echinatisporis hungaricus* KEDVES; pollen and spores were found from palynologic samples and *Entellodontoidea* (Archacotherium) sp *Paleomesia kansui* Ozansoy macro vertebrate fossils were determined from the Çeltek Formation overlying conformably Yuvala Formation and according to these data the age of the formation was determined as Middle Eocene, shallow marine clastic material Middle Eocene aged Armutlu Formation and volcanite as well as volcano-sedimentary materials containing Narlı volcanites overlie Çeltek Formation conformably. Upper Miocene aged, Yedikir Formation composed of river and lake elastics overlies these units, with an angled unconformity (Figure 3). In order to determine the properties of sedimentary content and the depositional environment of Çeltek Formation, 8 different scaled sedimentologic section were prepared to show the vertical facies changes. Being a base to perform the environmental analysis, lithologic properties organic remnants, sedimentary structures and the geometry of the units, forming these sections were taken into considerations and the following lithofacies were discerned. These are A, B, C, D, E, F, G and H lithofacies (Figure 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12). These lithofacies and their sedimentary structures are probably resulted from hydrodynamic conditions. Among these lithofacies, as A, C, I were deposited as channel bed loads with strong currents, D, H,

I lithofacies were deposited with strongly moving at the beginning but gradually decreasing currents, later B, E, F have deposited as resultant from suspensions, G lithofacies, from solutions chemically from the lake water.

Taken the above similarities of the lithofacieses, as basis, lithofacies groups were determined. These are A, B, C, D, I and İ, indicating of the meandering river lithofacies group; E, F, G and H lithofacieses, the lake lithofacies groups; The first property of the meandering river lithofacies group is to form cycles containing of the grains getting gradually smaller upwardly. Each cycle begins with containing channelled sandstone, gravely sandstone, conglomerate or sandy conglomerates and ending up with flood plains claystone and siltstone. These groups are point bar, channel bar, flood plain and channel crevasse lithofacies groups. Thin parallel laminated fossil units containing of rich organic substances, fish, gastropods, vertebrates of lake lithofacies group, leave fossils and plant roots containing E and F lithofacieses were deposited in swamp and shallow parts of a fresh lake; cherty fine grained thin-medium thick layers fresh water gastropod fossil containing limestones indicate the gradually deepening parts of a lake; claystone and siltstone succession containing H lithofacies were deposited in a shallow lake environment. The lithofacies group forming the lake are traced as flood plain sublithofacies group of the meandering river lithofacies group and they are covered again with channel fill sublithofacies group. Besides, the rivers entered to the lake having lignites within Çeltek Formation, have caused to form small scaled deltas in the lake (Figure 14). Related to forming the lake, with lateral changes of the meandering river courses the lake was filled with the river deposits, and closed up. In this period, the climate was considerably dry, but with abundance moisture and rain, later took place, bituminous claystone, marl, peat and lignite including lakes have formed (Merzifon-Yeniçeltek; Suluova-Bayır-Çukurören). As these lakes were shallow and in swamp forms, at the beginning, they got deeper in time.. According to the gathered samples of coaly rocks and the types of spores as well as pollens, during the whole coalification period, regionally a subtropical and humid climate condition seemed to have taken place, and according to the palyno-floral properties. It seemed that grately

structured trees were abundant around the studied area. The vertebrate fauna remnants found in coaly rocks, support this idea too. Because these vertebrate fauna remnants represent the fauna group lived in river, lake, swamp and forest. The meandering river lithofacies group (Çeltek Formation), thought to form over Middle Eocene aged alluvial fan lithofacies group (Yuvala Formation), at the beginning, have probably formed in the west and the northwest (Hamamözü-Alan-Saraç) part of the studied area, then have probably developed in the east and southeast part, probably formed freshwater lakes containing economic lignite levels (Merzifon-Yeniçeltek; Suluova-Bayır-Çukurören; Göynücek-Çayan) (Figure 14). The borders of the Çeltek lake containing economic lignite seams were deliniated. Because the lake was limited with the river of Çeltek Formation, the shallow marinal elastics of Armutlu Formation, Narh Volcavites and covered with thick alluviums. In addition to this, the tectonic structures (normal, strike and slip, reverse faults) have caused the lake borders not to be traced easily.

KATKI BELİRTME

Yazar, öncelikle projeyi hazırlayan ve uygulaması için çaba harcayan proje çalışanlarına, projeyi uygulamaya koyan MTA Genel Müdürlüğü Enerji Dairesi yöneticilerine teşekkür eder. Paleontolojik ve petrografik tayinleri yapan MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi'nin ilgili çalışanlarına; ayrıca pşlinolojik örnekleri tayin eden D.Ü.Müh.Fak.Jeo.Müh. Bölümü öğretim üyelerinden Doç. Dr. Funda Akgün'e, makalenin hazırlanmasındaki katkılarından dolayı C.Ü.Müh.Fak.Jeo,Müh. Bölümü Araştırma Görevlilerinden Nazan Yalçın'a ve ayrıca makalenin yazımını ve şekillerin çizimlerini gerçekleştiren Sivas MTA Bölge Müdürlüğü çalışanlarından Jeo. Yük. Müh. Gülşen Su'ya, ayrıca makaleyi inceleyen ve önemli eleştiri ve önerilerde bulunan eleştirmenlere de teşekkür etmeyi borç bilir.

AMASYA YÖRESİ'NDEKİ LİNYİTLİ ÇELTEK FORMASYONU'NUN STRATİGRAFİSİ

DEĞİNİLEN BELGELER

Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross stratified units with notes on their origin: *Sedimentology*, 2, 93-144.

Allen, J.R.L., 1964. Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin: *Sedimentology*, 3, 163-198.

Allen, J.R.L., 1965. Finning upward cycles in alluvial successions. *Geol.J.*, 4, 229-246.

Allen, J.R.L., 1970a. Physical processes of the sedimentation. George Allen and Unwin, London, 248s.

Allen, J.R.L., 1970b. Studies of fluvial sedimentation: A comparison of fining upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *J. Sed.Pet.*, 40, 298-323.

Allen, P.A., 1981. Devonian Lake margin environments and processes S.E. Shetland, Scotland, *J.Geol.Soc.London*, 138 (1), 1-14.

Alp, D., 1972. Amasya yöresinin jeolojisi. İ.Ü. Fen Fak. Monografileri (Tabii İlimler kısmı), 22, 1015s (Doktora Tezi).

Atalay, Z., 1993. Sivas'ın batısı ve güneybatısındaki karasal Neojen çökellerinin stratigrafisi ve çökeltme ortamları. C.Ü. Fen Bil. Enst., 203s. (Doktora Tezi).

Black, B.I., 1971. Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott. J. Geol.*, 7, 93-138.

Blumenthal, M.M., 1937. Merzifon ve Suluova (Amasya) kömür havzasının jeolojisi: MTA Raporu Derleme, No: 7063, Ankara.

Cant, D.J., Walker, R.G., 1976. Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone Quebec: *Can-Journal Earth Sci.*, 13, 102-119.

Colleman, J.M., 1969. Brahmaputra River: Channel processes and Sedimentation. *Sediment. Geol.*, 3, 129-239.

Colleman, J.M., 1981. Deltas processes and models of deposition for exploration, pp.124, Burgess publ. Co., CEPO Division, Minneapolis.

Colleman, J.M. and Wright, L.D., 1975. Modern river deltas: Variability of processes and sand bodies. In: *Deltas for Exploration* (Ed. By MX., Broussard), pp.99-149. Houston Geol.Soc.Houston.

Collinson, J.D., 1966. Antidune bedding in the Namurian of Derbyshire England: *Geologie Mijnb.*, 45, 262-264.

Collinson, J.D., 1969. The sedimentology of the grindslow shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of the Northern England: *Jour.Sed.Pet.*, 39, 194-221.

Collinson, J.D., 1978. Alluvial sediments. In: *Redding*, 4. 6. (Ed.). *Sedimentary Environments and Facies*, 15-60, Blackwell.

Collinson, J.D. and Thompson, D.B., 1982. *Sedimentary structures: Allen and Unwin Hd.*, London, 194p.

Çelik, Y., ve Kerey, E.İ., 1999. Domaniç Neojen Havzası kömür içerikli çökellerin litofasiyesleri ve depolanma ortamları. TJK Bildirileri Kitabı. Ankara.

Dean, W.E., 1981. Carbonate minerals and organic matter in sediments in modern north temperate hard-water lakesin: Recent and ancient marine redepositional environments models for exploration (Ed. By Ethridge F.M. and Flores, R.M.), p.213-231., *SEPM Spec.Publ*, 31, Tulsa.

Elliot, T., 1978. *Deltas* (Ed. Readind, H.G.): *Sedimentary Environments and Facies*, Elsevier, 97-142, NewYork.

Eugster, H.P. and Kelts, K., 1983. Lacustrine chemical sediments and Geomorphology (Ed. By A.S. Geoudie and P'ye), pp.321-368, Academic Press, London.

Eugster, H.P. and Surdam, R.C., 1973. Depositional environment of the Green River Formation Of Wyoming: A preliminary report. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 1115-1120.

Eriş, E., 1966. Eosen yaşlı Çelttek (Amasya) kömürlerinin kimyasal-petrografik özellikleri, oluşum ortamı ve ekonomik potansiyelinin incelenmesi: *Yük. Lis. Tezi*, H.Ü., Fen. Bil. Enst., 635s., Ankara.

Ensari, H.C., 1967. Samsun ili (Havza İlçesi) Beyviran Köyü çevresindeki A.R. 700 Nolu sahaya ait ön rapor. MTA Derleme, No. 6171, Ankara.

Förtsner, U., Müller, G. and Reineck, H.E., 1968. Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee News Jb. Miner. Abh., 109, 33-62.

Friend, P.F., 1965. Fluvial sedimentary structures in the Wood by series (Devonian) of Spitsbergen: *Sedimentology*, 5, 39-68.

Genç, Ş., Kurt, Z., Küçükmen, Ö., Cevher, F., Saraç, G., Acar, Ş., Bilgi, C., Şenay, M., ve Poyraz, N., 1991. Merzifon (Amasya) dolayının jeolojisi. MTA Derleme Raporu, No, 9527.

Gustavson, T.C., 1978. Bed forms stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. *Sedimentology*, 25, 401-426.

Gümüşü, M., 1980. Amasya ili, Merzifon ve Suluova İlçeleri kömür jeolojisi. MTA Derleme Rapor No. 7063. Ankara.

Güven, A., 1980. Karabük Formasyonunun fasiyes analizi: 50 milyon yıl önceki bir akarsu-delta kompleksinin izleri. Türkiye 5. Petrol Kongresi, 95-109. Ankara.

Hazerfan, C., 1974. (Amasya-Suluova) Çeltik kömür işletmesi civarının jeolojik raporu. MTA Derleme Rapor No. 6137. Ankara.

Hubert, J.F., 1977. Paleosol caliche in the Haven arkose. Connecticut: A record of semiaridity in Late Triassic/Early Jurassic time. *Geology*, 5: 302-304.

Irlitz, W., Bering, D., 1968. Havza-Ladik (Samsun) havzasının linyit etüdü. MTA Derleme Rapor No. 6049, Ankara.

Jackson, R.G., 1976a. Large scale ripples of the Lower Wabash River: *Sedimentology*, v.23, p.543-624.

Jackson, R.G., 1976b. Depositional models of point-bar in the Lower Wabash River, *J.Sed.Pet.*, v.46, p.573-594.

Jackson, R.G., 1981. Sedimentology of Muddy fine grained channel deposits in meandering streams of the American Middle West, *J.Sed.Pet.*,

51, 1169-1192.

Jopling, A.V. and Walker, R.G., 1968. Morphology and origin of ripple-drift cross lamination with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J.Sed.Pet.*, 38, 971-984.

Kelling, G. and George, G.T., 1971. Upper Carboniferous sedimentation in the Pembroke coalfield. Basset, D.A., Ed., *Geological excursions in South Wales and forest of Dean*:240-259.

Kelts, K. and Hsü, K.J., 1978. Freshwater carbonate sedimentation in lakes. *Chemistry, Geology, physics* (Ed., by A.Lerman), pp.295-323, Springer-Verlag-Berlin.

Karayiğit, A.İ., Eriş, E. and Cicioğlu, E., 1996. Coal geology, chemical and petrographical characteristics and implications for coal bed methane development of subbituminous coals from the Sorgun and Suluova basins, Turkey. In: *Methane and Coal Geology*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, No. 97, 327-340.

Koçyiğit, A., 1993. An example of an accretionary fore-arc basin from Northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103, 22-36.

Leeder, M. R., 1975. Pedogenic carbonate and flood sediment accretion rates: A quantitative model for alluvial arid zone lithofacies *Geol. Mag.*, 112,257-270.

Levey, R.A., 1978. Bed-form distribution and internal stratification of coarse grained point-bars, Upper Congree River, S.C. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed., by A.D.Miall), pp. 105-127, *Mem.Can.Soc.Petrol.Geol.*, 5, Calgary.

Link, M.H. and Osborne, R.H., 1978. Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basins California. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed., by Matter, A. and Tucker, M.E.), p. 167-187, *Spec.Publ.IAS*,2 Blackwell, Oxford.

Me Gowen, J., and Graner, L., 1970. Physiographic features and stratification types of coarse grained point-bars modern ancient examples: *Sedimentology*, 14, 77-111.

Miall, A.D., 1978. *Fluvial Sedimentology*: Calgary, Canadian Soc.Petrol.Geol.Memoirs, 859p.

AMASYA YÖRESİ'NDEKİ LİNYİTÜ ÇELTEK FORMASYONU'NUN STRATİGRAFİSİ

Moody-Stuart, M., 1966. High and low sinoosity stream deposits with example from the Devonian of Spitzberg: Jour. Sed. Petrology, 36, 1102-1117.

Müller, G., 1966. The new Rhine delta in Lake Constance. In: Deltas in their Geologic Framework (Ed. By L. Shirley), pp.108-124, Geol. Soc. Houston.

Özcan, A., Erkan, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, S., ve Tekeli, O., 1980. Kuzey Anadolu Fayı ile Kırşehir Masifi arasında kalan bölgenin temel jeolojisi. MTA Derleme Rapor No. 6722.

Özdemir, İ. ve Pekmezci, F., 1983. Suluova (Amasya ili) Çeltek linyit sahalarının sondajlı kömür arama raporu. MTA Derleme Rapor No. 7396.

Picard, M.D. and High, L. R., SR, 1972. Criteria for recognizing lacustrine rocks. In: Recognition of Ancient Sedimentary Environments (Ed. By I.K. Pigby and W. K. Hamblin). pp.108-145. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 16, Tulsa.

Picard, M. D. and High, L.G., 1981. Physical Stratigraphy of Ancient Lacustrine Deposits. In: Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration. (Eds. F. G. Ethridge and R. M. Flores). Soc. Econ. Pal. And Min. Sp. Pub. 31, 233-259.

Power, W., 1961. Back set beds in the Co co Formation, Inyo Country, California: Jour., Sed., Pet., 31:603-607.

Reading, H. G., 1978. Facies: Sedimentary Environments and Facies. (Reading, H. G. Ed.)'da, 4-14, Oxford, London, Edinburg, Blackwell.

Reineck, H. E., and Singh, I. B., 1973. Depositional sedimentary environments. Berlin: Springer Verlag, Berlin, 549p.

Reineck, H. E. and Singh, İ.B. 1975. Depositional Sedimentary Environments (2nd) Springer-Verlag, Berlin, 549.

Reineck, H.E. and Singh, I.B., 1980. Depositional sedimentary environments-2th Edition, 549p. Berlin Heidelberg, NewYork-Springer-Verlag.

Ryder, T.R., Fauch, O.T., and Elisson, H., 1976. Early Tertiary sedimentation in the Western Uinta Basin, Utah. Geol. Soc. Amer. Bull, 87, 496-512.

Selley, R.C., 1985. Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis (Third Edition). English Language Book Society, Chapman and Hall, 317p.

Simons, D. B., Richardson, E.V. and Nordin, C. F., 1965. Sedimentary Structures Generated by Flow In Alluvial Channels. Middleton, G.V., ed; Primary Sedimentary Structures And Their Hydrodynamic Interpretation da: S.E.P.M. Spec. Publ, 12:34-92

Singh, I.B., 1972. On The Bedding In The Natural-Levec And The Point-bar Deposits Of the Gomt. River, uttar pradesh, India. Sedim. Geol. 7, 309-317.

Steward, D.J., 1981. A meander-belt sandstone of the Lower Cretaceous of Southern England: Sedimentology, 28, 1-20.

Surdam, R.C. and Stanley, K.O., 1979. Lacustrine sedimentation during the culminating phase of Eocene Lake Gosiute, Wyoming (Green River Formation). Geol. Soc. Amer. Bull., Parti, v.90, p.93-110.

Şenalp, M., 1981. Çankırı-Çorum havzasının Sungurlu bölgesindeki karasal formasyonların sedimentolojik incelenmesi. TJK. Bülteni, 24, 65-74.

Şenol, M., 1985. Yeşilyurt (Manisa-Alaşehir) bölgesindeki Orta Miyosen çökellerinin Fasiyes özellikleri: ortam analizleri ve uranyum içerikleri. MTA Doğu Akdeniz Böl. Müd., Adana (Yayımlanmamış).

Turner, P. and Peterson, C.E., 1979. Lacustrine-humate model sedimentologic and geochemical model for tabular uranium deposits. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol, 63, 843.

Türkmen, İ., 1991. Elazığ doğusunda Çaybaşı Formasyonu (Üst Miyosen-Pliyosen) stratigrafisi ve sedimentolojisi. TJK Bülteni, 34-1, 45-53.

Tüysüz, O., 1996. Amasya ve çevresinin jeolojisi. Türkiye II. Petrol Kongresi, Ankara.

Van Disk, D.E., Hobday, D.K. and Tankard, A.J., 1978. Permo-Triassic lacustrine deposits in the Eastern Karoo Basin Natal. South Africa In:

Modern and Ancient Lake Sediments (Ed. By A. Matter and M.E. Tucker), pp,225-239, Spec.Publ.IntAss. Sediment,

Weber, H.P., 198L Sedimentologische und Geochemische Untersuchungen in Greifensee (Kanton Ztt Schwetz Unpublished PHD dissertation) ETH. Zürich.Nr., 6811.

Williams, P.F., Rust, B.R., 1969. The sedimentology of a braided river. J. Sed. Pet., 39, 649-679,

Wright, L.D., 1985. River Deltas (Ed. By Dewies, R.A.): Coastal Sedimentary Environments 2nd. Ed., Springer-Verlag, New-York, 1-76.

Yağmurlu, E, 1991. Yalvaç-Yarıkkaya Neojen havzasının stratigrafisi ve depolanma ortamları. TJK Bülteni, c.34, 9-19.

Yalçm, H., Karayığit, İ.A., Cicioğlu, E., ve Gümüşer, G., 1997. Eosen yaşlı Sorgun (Yozgat) kömür havzasının kil mineralojisi ve tümkayaç jeokimyası arasındaki ilişkiler. DPÜ VIII. Ulusal Kil Semp., Kütahya.

Yetiş, C, Demirkol, C. ve Koray, E., 1986. Adana havzası Kuzgun Formasyonunun (Üst Miyosen) fasiyes ve ortamsal nitelikleri: TJK Bülteni, 29, 81-86.

Yetiş, C, 1987. Çamardı (Niğde) alanındaki Öligo-Miyosen yaşlı akasu göl çökellerinin fasiyes ve ortamsal nitelikleri: TJK Bülteni, 30, 1-8.

Makalenin geliş tarihi: 05/02/2000

Yayma kabul edildiği tarih:07/04/2001

Received February 05, 2000

Accepted April 07, 2001



Çakmakkaya ve Damarköy (Murgul - Artvin) Bakır Yataklarında Sıvı Kapanımı, Oksijen ve Hidrojen İzotopları Jeokimyası İncelemeleri ve Yatakların Oluşumu Açısından Düşündürdükleri

Fluid Inclusion, Oxygen and Hydrogen Isotope Studies of the Çakmakkaya and Damarköy (Murgul - Artvin) Copper Deposits and their Significances on the Genesis of these Deposits,

Ahmet GÖKÇE, Cumhuriyet üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
(e-posta: gokce@curnhuriyet.edu.tr)

Öz

Murgul (Artvin) Yöresi' nde bulunan Çakmakkaya ve Damarköy bakır yatakları, Doğu Karadeniz Bölgesi' nde yaygın olarak gözlenen ve Kuroko tipi yataklar olarak tanımlanan volkano-sedimanter yan kayaçlı sülfid yataklarının tipik örneklerindedirler.

Çakmakkaya ve Damarköy yatakları çevresinde yüzeyleyen kayaç türleri alttan üste doğru; Andezitik lav, Breşleşmiş dasit tüf, Örtü tüfü ve Porfiri dasit şeklinde ayrılarak haritalanmışlardır. Bu kayaç türlerinin üzerinde yer yer oldukça kaim kolüvyon örtüsü bulunmaktadır. Bu yataklarda stockwork tipi cevherleşme hakim olup, Breşleşmiş dasit tüf birimi içinde gelişmiştir. Çakmakkaya yatağında, stockwork tipi cevher zonunun üst ve kenar kesimlerinde ince bir stratiform cevher zonu ile mercek şekilli bir jips zonu gözlenmekte ve üzerleri tavan tüfü ile örtülmektedir. Damarköy yatağında ise yalnızca stockwork tipi cevher zonu gözlenmekte, stratiform cevher zonu ve jips oluşumları gözlenmemektedir.

Stockwork tipi cevher damarcıklarından alınan örneklerde ana cevher minerali olarak; pirit ve kalkopirit, eser miktarlarda sfalerit, galenit, tetrahetrit ve markasit, gang minerali olarak ise yalnızca kuvars gözlenmiştir. Özellikle kılcal çatlakların kesişim yerlerinde sülfürlü minerallerin zenginleşmesi artmaktadır.

Stratiform cevher zonundan alınan örneklerde ise kırıntılı doku hakim olup, stockwork tipi cevherleşmeden veya su içine boşalan çözeltilerden itibaren çökelen cevher minerallerinin, ya sonraki patlamalar etkisiyle veya su altı akıntıları ve dalga hareketleri etkisiyle kırıntılı hale gelerek su tabanında tekrar çökdikleri anlaşılmaktadır. Cevher kırıntılarının şekli ve büyüklükleri oldukça değişken olup, stockwork tipi cevherleşmede gözlenen minerallerini içermektedirler.

Sıvı kapanım incelemeleri; hidrotermal çözeltilerin bileşiminde NaCl, CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların hakim olduğunu, çözeltilerin tuzluluğunun cevherleşmelerin oluşumu sırasında daha yüksek olduğunu, son evrelere doğru kısmen azaldığını, cevherleşme sırasında hidrotermal çözeltilerin sıcaklıklarının 254 °C ye kadar yükseldiğini, ancak son evrelere doğru 110.2 °C ye kadar düştüğünü göstermektedir.

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri ile belirlenen $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{D}$ değerleri; hidrotermal çözeltilerdeki suyun büyük çoğunluğunun meteorik kökenli, az bir kısmının ise denizel kökenli olabileğine işaret etmektedir.

Yukarıdaki bulgular ışığında; yöredeki cevherleşmelerin volkano-sedimanter istif oluşumu sırasında, oluşum ortamının kenarlarında bulunan karalardan derinlere sızarak ısınmış meteorik suların, geri yükselirken volkano-sedimanter istif içindeki volkanik kayaçlardan metal ve kükürt iyonlarını çözdükleri ve deniz tabanının hemen altında (stockwork tipi cevherleşme) veya deniz suyu içine boşaldığı yerlerde (stratiform cevher zonu) çökeltirek cevherleşmeleri oluşturdukları ve çökeltme sırasında, meteorik suların deniz suyu ile karıştığı ve/veya etkileştiği sonucu çıkarılmaktadır.

Anahtar Kelimeler; bakır, kararlı izotoplar, massif sülfid, Murgul, sıvı kapanım

Abstract

Çakmakkaya and Damarköy copper deposits in Murgul (Artvin) area are the typical examples of Kuroko type volcanogenic sulfide deposits that widely occur in the Eastern Pontide region of Turkey.

Çakmakkaya and Damarköy deposits are occurred in volcanic rocks in an upward sequence consist of andezitik lava, brecciated dacite tuff, covering tuff and porphyry dacite. Stockwork ores are dominant in the deposits and are hosted by brecciated dacite tuff unit. A thin stratiform ore zone and a gypsum lens are occurred on the stockwork ore in the Çakmakkaya deposit, while Damarköy deposit contains only stockwork ore.

Stockwork ore veinlets contain mainly pyrite and chalcopyrite, with minor amount of sphalerite, galena, tetrahetrite and marcasite. Quartz is the only gangue mineral. Enrichment of sulfides is largely controlled by microfracturing of the dacitic tuffs. High contents occur especially at the intersections of the fractures.

Stratiform ore zone occurred within the Çakmakkaya deposit contains ore clasts which indicative of fragmentation and resedimentation of sulfide minerals during or after discharge of hydrothermal fluids onto the sea floor. Ore clasts contain the same minerals similar to that of stockwork ores.

Fluid inclusion studies indicate that the ore forming fluids contain NaCl, CaCl₂ and MgCl₂ their salinities are high during the deposition of the ore minerals and decreased toward the later episodes of mineralisation, temperature of the fluids reached up to 254.0 °C, but decreased down to 110.2 °C during the later episodes of mineralisation.

Oxygen and hydrogen isotope studies indicate that the most of the water in hydrothermal solutions are meteoric origine, however there seem to be a small amount of sea water mixing and/or interaction.

As a conclusion; it may be assumed that meteoric water, circulating through the underlying basement of the volcano-sedimentary rocks, has acted as mineralising fluid, and leached the metals (Fe, Cu, Zn, Pb etc.) and sulfur from the surrounding volcanic rocks and precipitated along the fractures within the brecciated dacitic host rocks and at the surface of the sea floor.

Key Words: copper, stable isotopes, massive sulfid, Murgul, fluid inclusion

GİRİŞ

Murgul (Artvin) Yöresi' nde bulunan Çakmakkaya ve Damarköy bakır yatakları, Doğu Karadeniz Bölgesi' nde yaygın olarak gözlenen ve Kuroko tipi yataklar olarak tanımlanan volkanosedimanter yan kayaçlı sülfid yataklarının tipik örneklerindendirler (Şekil 1).

Yöredeki yataklar üzerinde ilk jeolojik incelemeler, geçen yüzyılın başlarında başlamış olup, Oswald (1912) ve Kossmat (1910) yörede ilk jeolojik incelemeleri yapan araştırmacılar olarak belirlenmişlerdir (Pejatoviç, 1979). Ancak, cevherleşmenin yapısı, rezerv ve tenor durumu hakkında ilk incelemelerin Zimmer (1938) tarafından yapıldığı söylenebilir. Daha sonraki yıllarda, Kovenko (1942), Kleinsorge (1946), Kahrer (1958), Zankl (1959), Pollak (1961 -1962) ve Kraeff (1963) gibi araştırmacılar yatakları incelemeye devam etmişlerdir. Bunlardan Kahrer (1958)' in yörede ilk petrografik ve cevher mikroskopisi incelemelerini yaptığı ve son üç araştırmada yöredeki yatakların; yan kayaçlarla eş zamanlı olarak, eksalatif sedimanter süreçlerle oluştuğu şeklinde görüşler ileri sürüldüğü görülmektedir.

Yöredeki yataklarla ilgili ayrıntılı çalışmaların, 1969 - 1979 yılları arasında arttığı ve MTA tarafından sondajlı arama çalışmalarına başlandığı, yatakların oluşum süreçlerinin tartışılması yanında, rezerv ve tenor durumlarının da belirlenmeye çalışıldığı görülmektedir (Buser, 1970; Sawa ve Teşrekli, 1970; Altun, 1976; Mado, 1972; Buser ve Cvetic, 1973; Pejatoviç, 1971 ve 1979 gibi). Bu araştırmacılar özellikle, Buser ve Cvetic (1973), yataklar çevresinin litostratigrafisini ve tektoniğini ayrıntılı bir şekilde incelemiş olup, yatakların subvolkanik hidrotermal yataklar olduğunu belirtmektedir. Diğer araştırmacılar da benzer görüşler ileri sürmüşlerdir.

Son yıllarda Özgür ve arkadaşları tarafından bir dizi detaylı petrografi, eser element jeokimyası, alterasyon ve cevher mineralleri üzerinde kristal kimyası incelemeleri yapılmış olup, bulguları yatakların oluşumu ve kökeni açısından değerlendirilmeye çalışılmıştır (Özgür, 1985 ve 1987; Özgür ve Schneider, 1988; Schneider ve diğ., 1988; Willgallis ve diğ., 1989; Özgür ve Palacios, 1990 gibi). Bu çalışmalarda özet olarak; yöredeki

yatakların saçmımlı, stockworkumsu ve küçük merceksi tipte cevherleşmeler içerdiği, yan kay açlarda fillik / arjilik (erken evre) ve silisli (geç evre) zonlar olmak üzere iki farklı alterasyon zonunun geliştiği, alterasyon zonlarında Ti, Mn ve NTE grubu elementlerin azaldığı, F, Cu ve Au miktarlarının arttığı ve yatakların Üst Kretase yaşlı yay volkanizması ile ilişkili olarak, adacıklar üzerinde, yarı karasal koşullarda oluştuğu belirtilmektedir.

Çağatay (1993) yataklar çevresinde, içten dışa doğru, silisleşme, illit-mika oluşumu ve kaolinleşme şeklinde farklı bileşimlerde alterasyon zonlarının gözlemlendiğini ve cevherleşmelerin ada yay volkanizması ile ilgili olarak açılma evrelerinde (extensional phase) oluştuğunu belirtmektedir.

Son olarak; Gökçe (1992), Çağatay ve Eastoe (1995) ve Gökçe ve Spiro (2000) gibi araştırmacılar bölge genelindeki yatakları kapsayacak şekilde yaptıkları kükürt izotopları jeokimyası incelemelerinde yöredeki yatakların da çeşitli jeolojik özelliklerine ve kükürt izotopları bileşimine değinmişlerdir.

Gökçe (1992) tarafından başlatılan ve Gökçe ve Spiro (2000) tarafından geliştirilen kükürt izotopları jeokimyası incelemesi sırasında; yan kayaçlardaki ve değişik cevherleşme tiplerindeki pirit ve kalkopiritlere ait 8^{34}S değerlerinin birbirlerine ve sifira yakınlıkları dikkate alınarak, bileşimlerdeki kükürtün magmatik kökenli olabileceği, jips kütlesinde belirlenen 5^{34}S değerinin yatakların oluştuğu dönemdeki deniz suyu içinde çözülmesi sülfatın izotopsal bileşimini yansıttığı, baritlerdeki daha yüksek 8^{34}S değerlerinin, ya yerel olarak $34\text{S}'$ ce zenginleşme sonucu veya $32\text{S}'$ ce zengin hafif kısımların sülfürlü minerallerce kullanılması sonucu geliştiği düşünülmüştür.

Gökçe (1992) ile Gökçe ve Spiro (2000), sülfürlü minerallere ait değerlerin birbirlerine ve sifira çok yakın oluşlarını dikkate alarak magmatik ağırlıklı bir köken üzerinde dururken, Çağatay ve Eastoe (1995), barit değerlerindeki yükseklik ve bölgedeki diğer bazı yataklarda bulunan sülfürlü minerallerde gözledikleri $+6.0$ o/oo' a varan pozitif değerler nedeniyle, deniz suyu içinde çözülmesi sülfat ağırlıklı bir köken önermektedirler.

Bu yayında, yöredeki Çakmakkaya ve Damarköy yatakları üzerinde, 1989 yılından bu yana yazar tarafından yürütülmekte olan araştır-

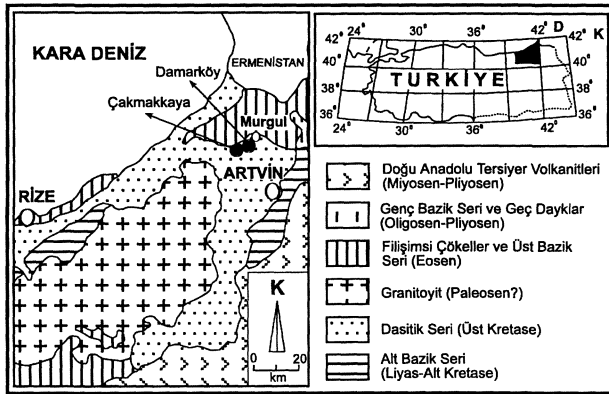
ÇAKMAKKAYA VE DAMARKÖY (MURGUL - ARTVİN) BAKIR YATAKLARINDA SIVI KAPANIMI

maların sonuçlarından bir kısmı sunulmakta olup, yataklarda gözlenen; yataklanma şekli ve yapısal özellikleri, mineralojik bileşim ve dokusal özellikler konusunda özet bilgiler verildikten sonra, cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal çözeltilerdeki suyun kökenini belirlemeye yönelik olarak yapılmış sıvı kapammları, oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemelerinin sonuçları tartışılmakta ve yatakların oluşum koşulları ve kökeni hakkında yaklaşımlarda bulunulmaya çalışılmaktadır.

YEREL JEOLJİ VE CEVHERLEŞME

İnceleme alanının içinde bulunduğu Doğu Karadeniz Bölgesi, Pontidler Tektonik Birliği içinde yer almakta olup, bölgede yüzeyleyen kayalar genel olarak; Mesozoyik Öncesi Temel, Liyas - Eosen yaşlı volkano-sedimanter kayalar, Tersiyer yaşlı granitoyitler ve Genç Bazik Seri ve Geç Dayklar olarak tanımlanan Oligosen - Kuvaterner yaşlı volkano-sedimanter kayalar şeklinde ayrılmaktadırlar (Şekil 1). Bunlardan, Liyas - Eosen yaşlı volkano-sedimanter kayalar bölgede geniş yayılım göstermekte ve cevherleşme açısından önemli olup, Alt Bazik Seri, Dasitik Seri, Filişimsi Çökeller ve Üst Bazik Seri şeklinde alt birimlere ayrılmaktadırlar.

Genel olarak, bölgenin bir ada yayı bölgesi olduğu kabul edilmektedir (Tokel, 1973 ve 1991; Pejatovic, 1979; Akıncı, 1980 ve 1985; Bektaş, 1983; Bektaş ve diğ., 1984 gibi). Ancak, bölgenin



Şekil 1: İncelenen yatakların coğrafik konum ve bölgesel jeoloji haritası (Bölgesel jeoloji haritası; Akıncı, 1985' ten sadeleştirilmiştir)

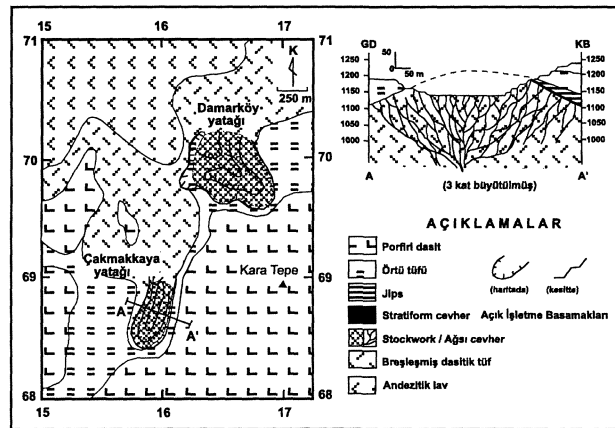
Figure 1: Location and regional geology map of the investigated deposits (Regional geology map is simplified after; Akıncı, 1985)

jeolojik ve metalojenik özellikleri, asıl yay bölgelerinden daha çok yaylarla ilişkili (yay gerisi) rift bölgelerine özgü özelliklere benzerlik göstermektedir (yazarın kendi düşüncesi).

Bölgedeki Kuroko tipi cevherleşmeler, Dasitik Seri içinde, ileri derecede breşleşmiş tüflü kesimlerde gözlenmektedirler. Cevherleşmelerin taban kesimlerinde stockwork tipi, üst kesimlerinde ise masif veya bantlı yapıli stratiform tip cevherleşmeler gelişmiştir. Cevher zonlarının kalınlığı ve büyüklüğü yataktan yatağa farklılıklar göstermektedir.

Çakmakkaya ve Damarköy yatakları çevresinde yüzeyleyen kayaç türleri alttan üste doğru; Andezitik lav, Breşleşmiş dasit tuf, Örtü tüfii ve Porfiri dasit şeklinde ayrılarak haritalanmışlardır (Şekil 2). Bu kayaç türlerinin üzerinde yer yer oldukça kaim kolüvyon örtüsü bulunmaktadır. Bu yataklarda stockwork tipi cevherleşme hakim olup, Breşleşmiş dasit tuf birimi içinde gelişmiştir. Çakmakkaya yatağında, stockwork tipi cevher zonunun üst ve kenar kesimlerinde ince bir stratiform cevher zonu ile mercək şekilli bir jips zonu gözlenmekte ve üzerleri tavan tüfii ile örtülmektedir. Damarköy yatağında ise yalnızca stockwork tipi cevher zonu gözlenmekte, stratiform cevher zonu ve jips oluşumları gözlenmemektedir.

Stockwork tipi cevherleşmede, damarcıkların kalınlıkları 1 mm ile 15 cm arasında değişmekte olup, kalınlıkları ve tenörleri iç kısımlara doğru artmaktadır. Damarcıklarda yer yer kuvars, yer yer ise kalkopirit ve piritten oluşan sülfürlü mineraller



Şekil 2: Çakmakkaya ve Damarköy yatakları yakın çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası ve kesiti

Figure 2: Geology map and cross section of the closed surrounding area of the Çakmakkaya and Damarköy Deposits.

hakim olmaktadır.

Stratiform cevher zorunda yer yer masif, yer yer ise bantlı yapı hakim olup, kalınlığı 20 cm' ye kadar çıkabilmektedir. Jips merceğinin kalınlığı 10 m kadardır.

Örtü tüfü, ince bantlı, alt seviyelerinde gri, üst seviyelerinde kırmızı renkli olup, mor tuf olarak ta adlanmaktadır. Bu birim içinde öz şekilli ve iri kristaller halinde piritler yaygındır. Üzerine, kalınlığı oldukça fazla, Porfiri dasit birimi gelmektedir.

Stockwork tipi cevherleşmenin yan kayacını oluşturan, Breşleşmiş dasit tuf biriminden alınan örneklerde saçmımlar halinde, küçük boyutlu, yarı öz şekilli, yer yer parçalanmış pirit kristalleri gözlenmektedir. Bu örneklerde piritten başka sülfürlü mineral gözlenmemiştir.

Stockwork tipi cevher damarcıklarından alınan örneklerde ana cevher minerali olarak; pirit ve kalkopirit, eser miktarlarda sfalerit, galenit tetrahelit ve markasit, gang minerali olarak ise yalnızca kuvars gözlenmiştir. Özellikle kılcal çatlakların keşişim yerlerinde sülfürlü minerallerin zenginleşmesi artmaktadır.

Stratiform cevher zonundan alınan örneklerde ise kırıntılı doku hakim olup, stockwork tipi

cevherleşmeden veya su içine boşalan çözeltilerden itibaren çökelen cevher minerallerinin, ya sonraki patlamalar etkisiyle veya su altı akıntıları ve dalga hareketleri etkisiyle kırıntılı hale gelerek su tabanında tekrar çökeldikleri anlaşılmaktadır. Cevher kırıntılarının şekli ve büyüklükleri oldukça değişken olup, stockwork tipi cevherleşmede gözlenen mineralleri içermektedirler. Benzer Özellikler Japonya' daki Kuroko yataklarında (Kamikata yatağı; Lee ve diğ., 1974; Franklin ve diğ., 1981) ve bölgedeki diğer yataklarda da gözlenmekte (Gökçe, 1992; Çağatay ve Eastoe, 1995; Gökçe ve Spiro, 2000) olup, cevher oluşumunda geç evreleri temsil ettiği düşünülmektedir.

Örtü tüfü biriminden alınan örneklerde ise saçmımlar halinde, iri boyutlu ve öz şekilli pirit kristalleri gözlenmiştir.

SIVI KAPANIM İNCELEMELERİ

Örnek Alımı ve Yöntem

Sıvı kapanım incelemeleri, stockwork tipi cevher damarcıklarından alınan örneklerdeki kuvars kristalleri üzerinde yapılmıştır. Örneklerden hazırlanan iki yüzü parlatılmış özel kesitler, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği

Çizelge 1. Çakmakaya ve Damarköy bakır yataklarından alınmış örneklerde sıvı kapanımların mikrottermometrik özellikleri

Table 1: Microthermometric characteristics of the fluid inclusions within the samples of Çakmakaya and Damarköy copper Deposits

Örnek No	Kapanım Tipi	İlk Erime Sıcaklığı (°C)				Son Buz Erime Sıcaklığı (°C)				Homojenleşme Sıcaklığı (°C)		
		Aralık	n	Ortalama	Aralık	n	Ortalama	Aralık	n	Ortalama		
MÇ-34	P	-54.0 - -52.0	6	-52.9	-13.4 - -11.0	6	-12.4	178.8 - 210.9	20	193.3		
"	HS	-54.6 - -52.0	10	-53.0	-3.1 - -1.1	10	- 2.3	121.6 - 147.6	10	133.3		
MÇ-36	P	-55.0 - -54.0	12	-54.4	-10.0 - -7.8	12	- 8.3	219.8 - 238.0	12	230.6		
MÇ-40	HS	-54.9 - -53.0	8	-54.2	- 7.4 - -4.5	8	- 6.5	112.2 - 154.2	8	135.3		
MÇ-42	P	-54.5 - -52.5	9	-53.9	-10.0 - -6.5	9	- 7.8	214.6 - 236.4	9	226.2		
"	HS	-55.0 - -52.3	8	-53.4	- 4.4 - -0.7	8	- 2.3	124.6 - 169.1	11	137.8		
MÇ-43	P	-54.8 - -54.1	11	-54.4	-14.1 - -7.3	11	- 9.4	234.6 - 254.0	11	245.6		
MÇ-44	P	-55.0 - -51.9	9	-53.3	-13.0 - -11.5	9	- 12.5	237.4 - 250.2	8	247.3		
MD-31	P	-54.5 - -53.7	8	-54.2	- 7.5 - -4.1	9	- 6.3	211.4 - 214.0	7	212.8		
MD-35	P	-55.0 - -54.2	11	-54.5	- 6.6 - -3.9	11	- 4.8	202.6 - 234.8	10	218.1		
MD-37	P	-54.8 - -54.6	5	-54.7	-12.5 - -10.2	5	- 11.3	197.3 - 210.0	5	203.9		
"	HS	-54.7 - -53.1	7	-54.1	- 5.4 - -1.5	7	- 3.3	110.2 - 123.6	5	117.9		
MD-38	P	-54.0 - -52.0	5	-53.2	- 12.0 - -8.0	5	- 9.2	208.5 - 220.8	5	215.0		

MÇ- : Çakmakaya yatağından alınmış örnekler
MD- : Damarköy yatağından alınmış örnekler

P : Birincil kapanımlar
HS : Bölünmüş ikincil kapanımlar

ÇAKMAKKAYA VE DAMARKÖY (MURGUL ~ ARTVİN) BAKIR YATAKLARINDA SIVI KAPANIMI

Bölümü' nde bulunan ve NIKON Labophot-pol tipi mikroskoplara monte edilmiş, LINKAM THMS-600 ve TMS-92 tipi ısıtma - soğutma sisteminde incelenmiştir. İncelemeler sırasında; ilk erime sıcaklığı (TFM), son buz erime sıcaklığı (T_{ICE}) ve homojenleşme sıcaklığı (TH) ölçümleri yapılmıştır. Dondurma işlemlerinde sıvı azot gazı kullanılmıştır. Ölçüm sonuçları Çizelge 1' de toplu halde görülmekte olup, tekrarlanmış analiz sonuçlarından sıcaklık ölçümlerinde hata payının ± 0.5 °C den daha az olduğu gözlenmiştir.

Kapanımların Özellikleri

Kuars kristalleri içindeki sıvı kapanımları, çok küçük boyutlu (10-50 jım), düzensiz şekilli ve iki fazlı (%85-90 sıvı; % 10-15 gaz) kapanımlar şeklindedirler. Birincil kapanımlar daha yaygın olup, mikro çatlaklar boyunca, bölünmüş ikincil kapanımlar da gelişmiştir.

İlk Erime Sıcaklığı (T_{FM}) Ölçümleri

Birincil ve ikincil kapamlara ait T_{FM} değerleri birbirlerine yakın olup, -55.0 ile 51.9 °C arasında değişmektedir (ort. -53,4 °C). Bu sıcaklık değerleri H₂O-NaCl-CaCl₂ ve H₂O-MgCl₂-CaCl₂ sistemlerinin ötektik sıcaklıklarına (birincisi; -55.0 veya -52.0, ikincisi; -52.2 °C; Shepherd ve diğ., 1985) çok yakın olup, hidrotermal çözeltiler içinde bu tuzların hakim olduğunu belirtmektedir. Değerler arasında farklılığın az oluşu ve birincil ve ikincil kapamlara ait değerlerin birbirine yakınlığı, hidrotermal çözeltilerin bileşiminin cevherleşme boyunca homojen olduğunu göstermektedir. Çözelti içinde CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların bulunması hidrotermal çözeltilerin deniz suyu kökenli olduklarına veya denizel çökeller içinde sirkülasyon yaptıklarına işaret sayılabilir.

Son Buz Erime Sıcaklığı (T_{ICE}) Ölçümleri

TICE değerleri birincil kapanımlar için -14,1 ile -6.5 °C arasında, ikincil kapanımlar için ise -7.4 ile -1.1 °C arasında değişmektedir. Bodnar (1993) tarafından geliştirilmiş hesaplama formülü yardımıyla; birincil kapanımlar için tuzluluğun % 10.2 ile 18.7 arasında (ortalama; %12.5), ikincil kapanımlar için ise % 1.7 ile 11.5 (ortalama % 5,7) NaCl eşdeğeri olduğu hesaplanmıştır (Şekil 3). Bu sonuçlardan çözeltilerin tuzluluğunun, birincil kapanımların ve dolayısıyla cevherleşmelerin

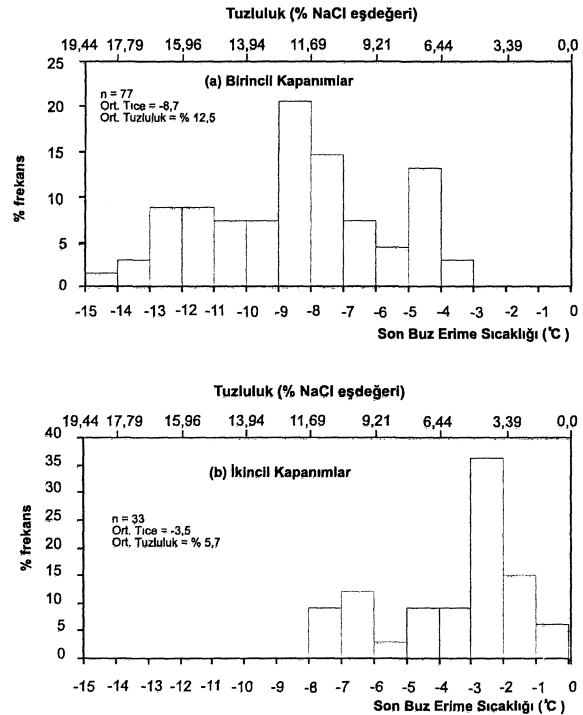
oluşumu sırasında daha yüksek olduğu, son evrelere doğru, ikincil kapanımların oluşumu sırasında ise kısmen azaldığı söylenebilir.

Homojenleşme Sıcaklığı (T_H) Ölçümleri

Basınç düzeltmesi yapılamamış T_H değerleri, birincil kapanımlarda 178.8 ile 254 °C arasında, ikincil kapanımlar için ise 110,2 ile 154.2 °C arasında değişmektedir (Şekil 4). Bu değerler, cevherleşme sırasında hidrotermal çözeltilerin sıcaklıklarının 254 °C ye kadar yükseldiğini, ancak son evrelere doğru 110.2 °C ye kadar düştüğünü göstermektedir. Japonya' daki Kuroko yataklarında da 235 ile 280 °C arasında değişen benzer değerler ölçülmüştür (Marutani ve Takenouchi, 1978).

Tuzluluk ve Homojenleşme Sıcaklığı İlişkisi

Kapanımlarda tuzluluk ve homojenleşme sıcaklığı ilişkisi incelendiğinde birincil ve ikincil kapanımların belirgin bir şekilde birbirlerinden



Şekil 3: Birincil (a) ve ikincil (b) kapanımlarda son buz erime sıcaklığı ve tuzluluk değerlerinin % frekans dağılım diyagramları

Figure 3: % frequency distribution diagrams of the last ice melting and salinity values of the primary (a) and secondary (b) fluid inclusions

ayrıldıkları, birincil kapanımların sıcaklığı ve tuzluluğu yüksek, ikincil kapanımların ise sıcaklığı ve tuzluluğu düşük topluluklar oluşturdukları görülmektedir (Şekil 5). Bu verilerden; hidrotermal çözeltilerin cevherleşmelerin oluşumu sırasında ve geç evrelerde sıcaklık ve tuzluluk bakımından farklı karakterlerde oldukları anlaşılmaktadır.

OKSİJEN VE HİDROJEN İZOTOPLARI JEOKİMYASI İNCELEMELERİ

Örnekleme ve Analiz Yöntemleri

Oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri, stockwork tipi cevher damarcıklarından alınmış örnekler arasından, sıvı kapanım incelemelerinin sonuçları da dikkate alınarak seçilmiş örneklerden ayrılmış kuvars kristalleri üzerinde yapılmıştır. Örnekler kırılıp öğütüldükten sonra değişik tane boyu fraksiyonlarına ayrılmış, serbestleşmenin en iyi olduğu tane boyu fraksiyonu iyice yıkandıktan sonra stereo mikroskop altında elle seçme ve ağır sıvı yöntemleri ile kuvars taneleri ayrılmıştır.

Örnekler iki kısma ayrılarak, bir kısmı oksijen izotopları analizi için toz haline getirilmiş, diğer kısmı ise hidrojen izotopları analizi için taneler halinde saklanmıştır.

Oksijen izotopları analizleri, toz haline getirilmiş örnekler, Clayton ve Mayeda (1963) tarafından geliştirilmiş florlama yöntemiyle analiz edilmiş ve sonuçları 5^{18}O o/oo (SMOW) değerleri şeklinde ifade edilmiştir. Hidrojen izotop analizleri ise kuvars kristalleri içindeki sıvı kapanımlarında bulunan çözeltiler ısıyla serbestleştirme yöntemiyle serbestleştirilerek, üretilen su buharı hidrojen gazına dönüştürüldükten sonra analiz edilmişler ve sonuçları 8D (SMOW) değerleri şeklinde ifade edilmiştir.

Oksijen ve hidrojen izotop analizleri, İngiltere'de NERC isotope Geosciences Laboratuvarlarında, VG SIRA 10 model izotop oran tipi kütle spektrometreleri kullanılarak yapılmıştır. Analizlerdeki hata payı ± 0.2 o/oo den daha azdır. Analiz sonuçları, çizelge 2' de toplu halde görülmektedir.

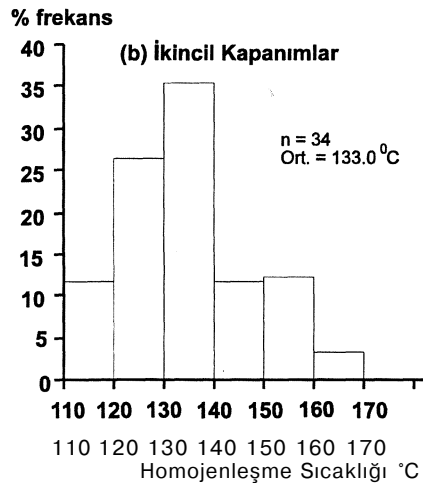
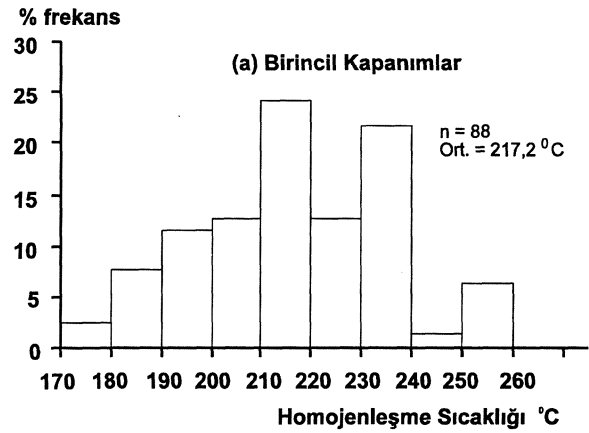
Analiz Sonuçlarının Değerlendirilmesi

Örneklerin 5^{18}O değerleri, +8.8 ile +10.7 o/oo arasında değişmekte olup, magmatik kayalara ait

değerlerle (örneğin; Hoefs, 1984) uyum halindedir. Bu durum kuvarslar için gerekli silisin çevredeki magmatik yan kayaçlardan çözülmüş olabileceğini düşündürmektedir.

Sıvı kapanmaları içinde hapsolmuş ve kuvarslarla denge halinde olduğu düşünülen hidrotermal çözeltilere ait suyun 8^{18}O değerleri, sıvı kapanmalarında ölçülmüş sıcaklık değerleri dikkate alınarak, Clayton ve diğ. (1972) ve Friedman ve O'Neil (1977) tarafından geliştirilmiş diyagramlar yardımıyla hesaplanmıştır. Bu hesaplanmış 5^{18}O değerleri -2.2 ile +0.2 o/oo (SMOW) arasında oldukça dar bir alanda dağılım göstermektedir.

Sıvı kapanmaları içinde hapsolmuş suyun 5D



Şekil 4: Birincil (a) ve ikincil (b) kapanımlarda homojenleşme sıcaklığı değerlerinin % frekans dağılım diyagramları

Figure 4: % frequency distribution diagrams of the homogenisation temperature values of the primary (a) and secondary (b) fluid inclusions

ÇAKMAKKAYA VE DAMARKÖY (MURGUL - ARTVİN) BAKİR YATAKLARINDA SIVI KAPANIMI

Çizelge 2: Çakmakkaya ve Damarköy bakır yataklarında mineral oluşturuvcu hidrotermal çözeltilerin hidrojen ve oksijen izotopları bileşimi

Table 2: Hydrogen and Oxygen isotope composition of the mineralising fluid in Çakmakkaya and Damarköy copper deposits

Örnek No:	Sıvı kapanımları içindeki suyun δD değerleri (o/oo SMOW)	Kuvarlara ait $\delta^{18}O$ değerleri (o/oo SMOW)	Sıvı kapanımlarında ölçülmüş ortalama homojenleşme sıcaklıkları °C	$10^3 \cdot \ln \alpha$ (kuvars - su)	Kuvars ile denge halindeki su için hesaplanmış $\delta^{18}O$ değerleri (o/oo SMOW)
MÇ-36	-61.6	8.8	230.6	10.4	-1.6
MÇ-42	-	9.5	226.2	10.6	-1.1
MÇ-43	-60.8	8.4	245.6	9.6	-1.2
MÇ-44	-35.5	8.2	247.3	9.5	-1.4
MD-35	-66.2	10.5	218.1	11.1	-0.6
MD-37	-57.4	11.6	203.9	12.0	-0.4
MD-38	-59.1	10.7	215.0	11.2	-0.5

MÇ-: Çakmakkaya yatağından alınmış örnekler

MD-: Damarköy yatağından alınmış örnekler

$10^3 \cdot \ln \alpha$ (kuvars - su) değerleri Friedman and O' Neil, 1977¹ den yararlanılarak hesaplanmıştır.

değerleri ise -61.6 ile -57.4 o/oo arasında kümelenmekte olup, yalnızca bir değer (-35.5 o/oo) farklılık göstermektedir. Analiz sonuçları, $8^{18}O$ - $8 D$ diyagramı üzerine yerleştirildiğinde benzer yataklardan oldukça farklı bir yerde dağılım gösterdikleri görülmektedir (Şekil 6).

Özellikle, hidrojen izotopları bileşimi belirleyici olup, -60 o/oo civarında kümelenen ve hafif hidrojen izotopları bileşimini temsil eden birinci grup değerlerin meteorik kökenli suya, ağır hidrojen izotopları bileşimini temsil eden tek değer (-35.5 o/oo) ise deniz suyu ile karışmış ve/veya yan kayaçlarla reaksiyondan etkilenmiş meteorik kökenli suya işaret ettiği düşünülebilir. Bu durumda, belirlenen $8^{18}O$ ve $8 D$ değerlerine göre; hidrotermal çözeltilerdeki suyun büyük çoğunluğunun meteorik kökenli, az bir kısmının ise

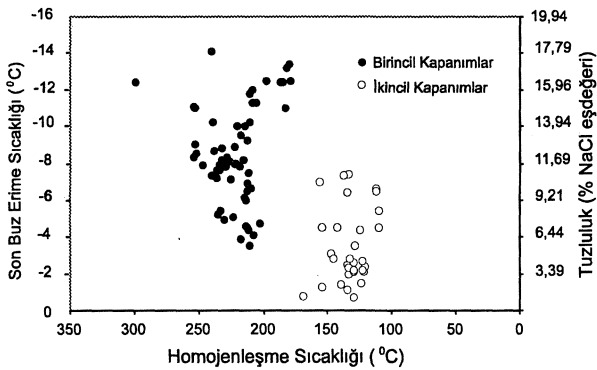
denizel kökenli olduğu ve cevherleşmelerin bu iki farklı kökenli suyun karışım zonunda ve/veya karışımı sırasında oluştukları söylenebilir.

Tartışma

Denizel ortamda oluşmuş volkano-sedimanter bir istif içinde gözlenen, yöredeki cevherleşmelerin oluşumunda meteorik kökenli suların etkili olduğu şeklinde bir yaklaşım şüpheyle karşılanabilecektir. Bu nedenle aşağıdaki tartışmaların yapılmasında yarar görülmüştür.

Volkanojenik masif sülfid yatakları (VHMS tipi) ile ilgili oksijen ve hidrojen izotopları jeokimyası incelemeleri yaygın değildir. Kızıl Deniz ve Doğu Pasifik Sırtı'ndaki hidrotermal oluşumlarda yapılan incelemelerde; deniz suyunun izotopsal bileşimine çok yakın değerler elde edilmiş ve bu cevherleşmeleri oluşturan hidrotermal çözeltilerdeki suların deniz suyu kökenli olduğu belirtilmiştir (Ohmoto ve Rye, 1979). İncelenen yataklara çok benzer özellikler gösteren Kuroko Bölgesi yataklarında ise deniz suyuna göre farklı $8 D$ ve $S 180$ değerleri saptanmış ve değişik değerlendirmeler yapılmıştır (Bkz. Ohmoto ve Rye, 1974; Sato, 1977; Urabe ve Sato 1978; Hattori ve Sakai, 1979; Pisutha-Arnond ve Ohmoto, 1983; Ohmoto, 1986).

Kuroko yatakları ile ilgili ilk veriler Ohmoto ve Rye (1974) tarafından belirlenmiş ($8 D$; -26 ile -18 o/oo arasında, $8^{18}O$; -1.6 ile -0.3 arasında) olup, hidrotermal çözeltilerdeki suyun kökeni hakkında; (i) meteorik, magmatik ve deniz suyu karışımı, (ii) yüksek sıcaklıkta yan kayaçla reaksiyona girme sonucu 180 bakımından zenginleşmiş meteorik ve deniz suyu ve meteorik su karışımı, (iii) yan



Şekil 5: Sıvı kapammlarının homojenleşme sıcaklığı - son buz erime sıcaklığı ve tuzluluk diyagramı üzerindeki dağılımları

Figure 5: Distribution of the fluid inclusions on the homogenisation temperature versus last ice melting and salinity diagram.

kayaçla reaksiyon sonucu O ve H izotopları bileşimi değişikliğe uğramış deniz suyu olmak üzere üç alternatif görüş ileri sürmüştür.

Daha sonraki yıllarda Sato (1977) ve Urabe ve Sato (1978), cevher oluşturuvcu çözeltilerdeki suyun magmatik kökenli olduğu ve cevher çökeli mi sırasında deniz suyu ile karıştıkları şeklinde bir görüşü savunmuşlardır.

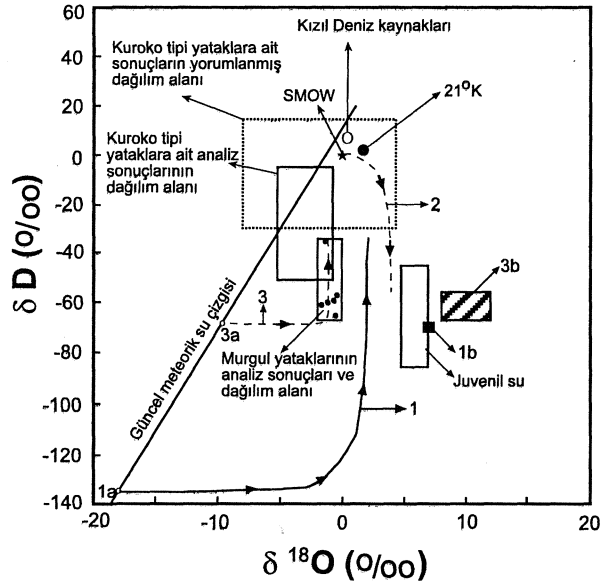
Hattori ve Sakai (1979) ve Hattori ve Muehlenbachs (1980), sıvı kapanmaları, kuvars kristalleri ve alterasyon zonlarındaki kil mineralleri üzerinde yaptıkları bazı yeni incelemelerde Ohmoto ve Rye (1974)' nin verilerine benzer veriler elde etmişler ve hidrotermal çözeltilerdeki düşük δD değerleri ile deniz suyuna göre yüksek olan tuzluluğun açıklanmasında, bu araştırmacıların i. ve ii. görüşlerini destekleyen yorumlarda bulunmuşlardır.

Ayrıca, Bryndzia ve diğ. (1983), kuroko yataklarının oluşumunda magmatik kökenli çözeltilerin etkili olduğu konusunda ısrar etmişlerdir.

Son olarak, Pisutha-Arnond ve Ohmoto (1983) yaptıkları ilave incelemelerle Kuroko yataklarını oluşturan hidrotermal çözeltilerin δD değerlerinin -51 ile -5 ‰ arasında, $\delta 18O$ değerlerinin ise -5.3 ile -0.7 ‰ arasında değiştiğini belirlemişler ve bu kadar geniş bir dağılımın örneklerde hidrojen izotopları analizi sırasında, sıvı kapanımlarındaki suyun homojen bir şekilde serbestleştirilememesi nedeniyle gelişmiş olabileceğini düşünmüşlerdir. Bu düşünceden hareketle, δD değerleri ile çözeltilerin Na içerikleri arasındaki doğrusal ilişkiyi dikkate alarak; birincil kapanımlar için -30 ile +15 ‰ arasında, ikincil kapanımlar için ise -65 ile -40 ‰ arasında değişen δD değerleri hesaplamışlardır. Ayrıca, birincil kapanımlar için -6 ile +4 ‰ arasında değişen $\delta 18O$ değerleri tahmin etmişlerdir. Araştırmacılar, ikincil kapanımlar için hesapladıkları δD değerlerinin bölgedeki güncel meteorik suların ve Honshu bölgesindeki sıcak suların δD değerlerine benzediklerini ifade etmektedirler. Ancak, cevher oluşumunda doğrudan etkili oldukları kabul edilen birincil kapanımlardaki sular için açık bir yaklaşımda bulunulamamakta, -30 ile +15 ‰ arasında değişen δD değerleri için zorlayıcı yorumlamalarla deniz suyu kökenli olabilecekleri ifade edilmektedir.

Hidrotermal çözeltilerin yan kayaçlarla etkileşi-

mi ve sulu minerallerle izotopsal değişim sonucu ilksel izotopsal bileşiminin değişebileceği, ayrıca sıcaklığın ve sirkülasyon derinliğinin izotopsal değişimde etkili olduğu bilinmektedir (Taylor, 1979; Ohmoto, 1986; Bowers, 1989 ve Campbell ve Larson, 1998 gibi). Bu etkileşimde kayaçların ve çözeltilerin nihai izotopsal bileşimleri; bu malzemelerin ilksel izotopsal bileşimlerine, sıcaklık, pH, Eh, basınç gibi ortam koşullarına, mineraller ile su arasındaki izotopsal ayrımlarına eğilimlerine, kayaçların geçirimsizliklerine ve etkileşen kayaç ve su kütlelerinin oranlarına bağlı olarak değişiklikler göstermektedir. Genel eğilim hafif izotopların hareketliliği daha yüksek olan çözeltiler aynı zamanda yeni oluşacak alterasyonu ürünü minerallerin yapısına daha hızlı girme eğilimleri de göz önünde bulundurulmalıdır.



Şekil 6: Çakmakkaya ve Damarköy yataklarını oluşturan hidrotermal çözeltilerdeki suyun $\delta 18O$ - δD diyagramındaki konumları (Diyagram Sheppard, 1986'dan; Kuroko, Red Sea, 21 oN oluşumlarına ait değerler Pisutha-Arnond ve Ohmoto, 1983 ve Ohmoto, 1986'dan; la ve lb değerleri ile 1 nolu eğri; Criss ve Taylor, 1983'ten alınmıştır. Açıklamalar için metne bakınız)

Figure 6: Dispersion of the $\delta 18O$ and δD values of the water within the hydrothermal solutions involved Çakmakkaya and Damarköy deposits on a $\delta 18O$ - δD diagram (Diagram is simplified after Sheppard, 1986; values of the Kuroko, Red Sea, 21 oN occurrences after Pisutha-Arnond ve Ohmoto, 1983 ve Ohmoto, 1986; la, lb values and curve 1 are after Criss and Taylor, 1983; see text for explanations)

ÇAKMAKKAYA VE DAMARKÖY (MURGUL - ARTVİN) BAKIR YATAKLARINDA SIVI KAPANIMI

Diğer yandan, hidrotermal çözeltilerle kayaçların etkileşimi sırasında izotopsal değişim reaksiyonlarının gelişimi ile ilgili tartışmalarda; suların oksijen izotopları bileşiminin öncelikle değiştiği, hidrojen izotopları bileşiminin ise geç evrelerde değiştiği anlaşılmaktadır (Campbell ve Larson, 1998). Criss ve Taylor (1983) tarafından Idaho Batoliti içindeki Atlanta kütlesinde etkili olmuş, Tersiyer yaşlı hidrotermal sistemlerin izotopsal bileşimlerinin incelendiği bir çalışmada; yerel meteorik sularla (Şekil 6 üzerinde 1a noktası) batoliti oluşturan magmatik kayaçlar (Şekil 6 üzerinde 1b noktası) arasındaki izotopsal etkileşim incelenmiş olup, hem suların hem de kayaçların izotopsal bileşimlerinin önemli ölçüde birbirinden etkilendiği, meteorik suların önce oksijen izotopları bileşiminin magmatik kütleninkine yaklaşacak şekilde ağırlaştığı, daha sonra oksijen izotopları bileşimi sabit kalırken hidrojen izotopları bileşiminin ağırlaşmaya başladığı ve izotopsal değişim eğrisinin bir yay şeklinde kıvrıldığı (Şekil 6 üzerinde 1 nolu eğri) saptanmıştır. Kayaçtaki izotopsal bileşimde de sularinkine paralel, yay şeklinde bir değişim izlenmektedir. Bu incelemeden; meteorik sularla magmatik kütleler arasındaki etkileşimlerde; meteorik suların önce oksijen izotopları bileşimi, daha sonra da hidrojen izotopları bileşimi ağırlaşacak şekilde bir farklılaşmanın geliştiği sonucu çıkarılabilir.

Benzer şekilde deniz suyunun magmatik kütlelerle etkileşimleri gözlemsel olarak incelenmiş olsaydı; önce oksijen izotopları bileşimlerinin magmatik kütleninkine yaklaşacak şekilde ağırlaşması, daha sonra da hidrojen izotopları bileşimlerinin magmatik kütleninkine yaklaşacak şekilde hafifleşmesi (Şekil 6 üzerindeki 2 nolu eğriye benzer şekilde; önce sağa doğru, daha sonra aşağıya doğru bir yönelim) beklenirdi.

Murgul ve Kuroko yataklarını oluşturan hidrotermal çözeltilerdeki suların izotopsal konumları; deniz suyu - magmatik kayaç etkileşiminden beklenen olası bir eğriden (şekil 6 üzerindeki 2 nolu eğri) daha çok, meteorik su - magmatik kayaç etkileşim eğrisine (Şekil 6 üzerindeki 1 nolu eğri) uygun gözükümlerindedir. Kuvarlarda saptanan 5 180 değerlerinden yararlanılarak, Murgul yöresindeki volkanik kayaçların olası izotopsal bileşimlerinin 3b noktası çevresinde olabileceği tahmin edilmiştir. Yöredeki cevherleşmeleri oluş-

turan hidrotermal çözeltilerdeki suyun ilksel izotopsal bileşiminin 3a noktası civarında olduğu ve 3 nolu eğri üzerinde izotopsal değişim göstererek yatakları oluşturduğu söylenebilir.

Ayrıca, deniz tabanlarından çıkan, soğuk meteorik su kaynakları dünyanın pek çok yerinde (örneğin; Off Floida, Abu Dhabi, Edremit Körfezi gibi) bilinmekte (Bjorlyke, 1983; Galloway, 1984; Çağatay ve diğ., 1996) olup, kıtasal bölgelerden beslenen iyi aküferler sularını deniz tabanında, kıyından kilometrelerce içerilerde boşaltabilmektedirler.

Murgul ve Kuroko yatakları ile Kızıl Deniz ve Doğu Pasifik Sırtı 21° K oluşumları arasındaki en önemli farklılık, jeotektonik konum olarak birinci grup yataklar yaklaşan plaka sınırlarında (asıl yay bölgesinde ve/veya yaylarla ilişkili rift bölgelerinde) oluşurken, diğerleri uzaklaşan plaka sınırlarında (kıtasal kabuğun riftleşmesi veya okyanus ortası sırt bölgesi) oluşmaktadır. Murgul ve Kuroko yataklarının olduğu jeotektonik ortam, volkanosedimanter istifin kıtasal kabuk üzerinde oluştuğunu ve meteorik suların devreye girmesinin daha kolay olduğunu düşündürmektedir.

Sonuç olarak; yapılan bu tartışmalar da Murgul yöresindeki cevherleşmelerin oluşumunda karalardan derinlere inerek ısınmış meteorik kökenli suların etkili olabileceği şeklindeki bulguları desteklemektedir.

SONUÇLAR

Çakmakkaya ve Damarköy yataklarında stockwork tipi cevherleşme hakim olup, Çakmakkaya yatağından, 20cm kadar kalınlıkta bir stratiform cevher zonu ile kalınlığı 10 m' ye varan bir jips merceği de gözlenmektedir. Stockwork tipi cevher zonları, breşleşmiş dasitik tüf içinde gelişmiş olup, örtü tüfii olarak tanımlanmış morumsu renkli tüfler ile örtülmektedir.

Stockwork tipi cevherleşmelerde, kalkopirit ve pirit hakim olup, eser miktarlarda da sfalerit, gale nit tetrahelit ve markasit, gang minerali olarak ise yalnızca kuvars gözlenmiştir. Özellikle kılcal çatlakların kesişim yerlerinde sülfürlü minerallerin zenginleşmesi artmaktadır. Stratiform cevher zonundan alman örneklerde ise kırıntılı doku

hakimdir. Stockwork tipi cevher zonlarının, hidrotermal çözeltilerle getirilen ürünlerin, yan kayacı oluşturan breşleşmiş dasit tuf birimi içinde gelişmiş kılcal çatlaklar boyunca çökeltimesi sonucu oluştuğu, kırıntılı dokunun hakim olduğu stratiform cevher zonunun ise stockwork tipi cevherleşmeden veya su içinde boşalan çözeltilerden itibaren çökelen cevher minerallerinin, ya sonraki patlamalar etkisiyle veya su altı akıntıları ve dalga hareketleri etkisiyle kırıntılı hale gelerek su tabanında tekrar çökelmeleri şeklinde oluştukları söylenebilir. Ayrıca yan kayalarda pirit kristalleri yaygındır.

Sıvı kapanımlarda ölçülen, ilk erime sıcaklığı (T_{FM}) değerleri; çözeltiler içinde NaCl, CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların hakim olduğunu belirtmektedir. Değerler arasında farklılığın az oluşu ve birincil ve ikincil kapanımlara ait değerlerin birbirine yakınlığı, hidrotermal çözeltilerin bileşiminin cevherleşme boyunca homojen olduğunu göstermektedir. Çözelti içinde CaCl₂ ve MgCl₂ gibi tuzların bulunması hidrotermal çözeltilerin deniz suyu kökenli olduklarına veya denizel çökeller içinde sirkülasyon yaptıklarına işaret sayılabilir.

Sıvı kapanımlarda ölçülen, son buz erime sıcaklığı (T_{ICE}) değerleri; birincil kapanımlar için tuzluluğun % 10.2 ile 18.7 arasında, ikincil kapanımlar için ise % 1.7 ile 11.5 NaCl eşdeğeri olduğunu göstermektedir. Bu sonuçlardan çözeltilerin tuzluluğunun, birincil kapanmaların ve dolayısıyla cevherleşmelerin oluşumu sırasında daha yüksek olduğu, son evrelere doğru, ikincil kapanmaların oluşumu sırasında ise kısmen azaldığı söylenebilir.

Sıvı kapanımlarda ölçülen, homojenleşme sıcaklığı (T_H) değerleri; cevherleşme sırasında hidrotermal çözeltilerin sıcaklıklarının 254 °C ye kadar yükseldiğini, ancak son evrelere doğru 110.2 °C ye kadar düştüğünü göstermektedir. Japonya'daki Kuroko yataklarında da 235 ile 280 °C arasında değişen benzer değerler ölçülmüştür (Marutani ve Takenouchi, 1978).

Gökçe (1992) ve Gökçe ve Spiro (2000) tarafından gerçekleştirilen kükürt izotopları jeokimyası incelemesi sırasında; jips kütlesinde belirlenen 5 ³⁴S değerinin yatakların oluştuğu dönemdeki deniz suyu içinde çözümlü sülfatın izotopsal bileşimini

yansıttığı, baritlerdeki daha yüksek 8 ³⁴S değerlerinin, ya yerel olarak 34S' ce zenginleşme olduğu veya 32S' ce zengin hafif kısımların sülfürlü minerallerle kullanılmış olabileceği, yan kayalardaki ve değişik cevherleşme tiplerindeki pirit ve kalkopiritlere ait 5 ³⁴S değerlerinin birbirlerine ve sifra yakınlıkları, bileşilerindeki kükürtün magmatik kökenli olabileceği düşünülmüştür.

Oksijen ve hidrojen izotopları incelemeleri ile belirlenen 8 ¹⁸O ve S D değerleri; hidrotermal çözeltilerdeki suyun büyük çoğunluğunun meteorik kökenli, az bir kısmının ise denizel kökenli olabileğine işaret etmekte olup, yöredeki cevherleşmelerin bu iki farklı kökenli suyun karışım zonunda ve/veya karışımı sırasında oluştukları söylenebilir

Yukarıdaki bulgular ışığında; yöredeki cevherleşmelerin volkano-sedimanter istifin oluşumu sırasında gelişmiş hidrotermal çözeltilerin taşıdıkları ürünlerin büyük bir kısmını breşleşmiş dasit tuf birimi içinde gelişmiş kılcal çatlaklar boyunca, çok az bir kısmını ise deniz tabanına boşaltmaları şeklinde oluştukları, sülfürlü mineraller içindeki kükürtün magmatik kökenli olduğu, hidrotermal çözeltiler içindeki suyun ise büyük bir kısmının meteorik kökenli az bir kısmının ise deniz suyu kökenli olduğu anlaşılmakta olup, oluşum ortamının kenarlarında bulunan karalardan derinlere sızarak ısınmış meteorik suların, geri yükselirken volkano-sedimanter istif içindeki volkanik kayalardan metal ve kükürt iyonlarını çözdükleri ve deniz tabanının hemen altında (stockwork tipi cevherleşme) veya deniz suyu içine boşaldığı yerlerde yerlerde (stratiform cevher zonu) çökeltirek cevherleşmeleri oluşturdukları ve çökeltme sırasında, meteorik suların deniz suyu ile karıştığı ve/veya etkileştiği sonucu çıkarılmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın arazi çalışmaları kısmen TÜBİTAK (YBAG-0008) tarafından desteklenmiştir. Örnek hazırlama çalışmalarında ve şekillerin hazırlanmasında Arş. Gör. Gülcan BOZKAYA (Cumhuriyet Univ.), sıvı kapanım incelemelerinde Merhum, Yrd. Doç. Dr. Fuat CEYHAN (Cumhuriyet Üniv.) yardımcı olmuşlardır. Kükürt, oksijen ve hidrojen izotopları analizleri, İngilterede NERC Isotope Geosciences

ÇAKMAKKAYA VE DAMARKÖY (MURGUL - ARTVİN) BAKIR YATAKLARINDA SIVI KAPANIMI

Laboratuvarlarımızda Dr. Baruch SPIRO' nun yardımları ile gerçekleştirilmiştir. Prof. Dr. Namık Çağatay (İstanbul. Univ.), Prof. Dr. Taner ÜNLÜ (Ankara Üniv.) ve Yrd. Doç. Dr. Yurdal GENÇ (Hacettepe Üniv.) makale taslağını inceleyerek değerli önerileri ile katkıda bulunmuşlardır. Bu kurum ve kişilere, katkıları için teşekkürü borç bilirim.

EXTENDED SUMMARY

Çakmakkaya and Damarköy copper deposits in Murgul Area are the typical examples of Kuroko-type volcanogenic sulfide deposits that widely occur in the Eastern Black Sea region of Turkey. A widely held view is that the region developed along a convergent plate boundary, possibly as a volcanic arc environment (e.g.; Tokel, 1973; Pejatovic, 1979; Akıncı, 1980, 1985; Bektaş, 1983; Bektaş et al., 1984). However, geological and metallogenic characteristics are more similar to those of an arc related rift environment in a back arc region.

Çakmakkaya and Damarköy deposits are hosted by tuffaceous rocks of dacitic composition. The stockwork ores are the main type in these deposits and consist of thin veinlets of sulfide and quartz within the brecciated dacite tuff (Fig. 2). The thickness and frequency of the veinlets and correspondingly ore grades increases toward the central portion, assumed to be the dome axis, because of the increased brecciation there. Moreover, the grade of the stockwork ores increase toward the upper levels. Massive ore is not present in these deposits, but very thin (up to 20cm thick) banded/stratiform ore occurs immediately beneath the Hanging Wall Tuff unit in the Çakmakkaya mining pit. A thick (up to 10 m) lens of gypsum is also seen in the hanging wall of this deposit (Fig. 2).

Stockwork ore veinlets contain mainly pyrite and chalcopyrite with minor amount of sphalerite, galena, tetrahedrite and marcasite. Quartz is the only gangue mineral. Enrichment of sulfides is largely controlled by microfracturing of the dacitic tuffs. High contents occur especially at the intersections of the fractures. Stratiform ore zone occurred within the Çakmakkaya Deposit contains ore clasts which indicative of fragmentation and resedimentation of sulfide minerals during or after discharge of hydrothermal fluids onto the sea floor.

Ore clasts have the same mineral composition of the stockwork ore veinlets. This zone represents a late phase of sulfide deposition and similar characteristics were described from the Kuroko deposits in Japan (Kamikita Mine; Lee et al., 1974, Franklin et al, 1981) and from the other deposits in Pontide region (Çağatay and Eastoe, 1995; Gökçe and Spiro, 2000). Moreover, brecciated dacite tuffaceous host rocks of stockwork ore and hanging wall tuffs contain isolated, idiomorphic and hypid-idiomorphic pyrite disseminations.

Sulfur isotope studies of the sulfide and sulfate minerals indicate a magmatic sulfur source for sulfide minerals within the various ore types and a sea water sulfate source for barite and gypsum (Gökçe and Spiro, 2000).

Fluid inclusion studies indicate that the ore forming fluids contain NaCl, CaCl₂ and MgCl₂, their salinities are high during the deposition of the ore minerals and decreased toward the later episodes of mineralisation, temperature of the fluids reached up to 254.0 °C, but decreased down to 110.2 °C during the later episodes of mineralisation.

The $\delta^{18}O$ values of inclusion water in equilibrium with quartz vary in a narrow range of -2.2 to +0.2 o/oo (SMOW). Similarly the δD values of the inclusion water are clustered around -60 o/oo (SMOW), ranging from -61.6 to -57.4 o/oo (SMOW), except a value of 35.5 o/oo (SMOW). These δD and $\delta^{18}O$ of Murgul deposits overlap the area of geothermal water of meteoric origin suggested by Sheppard, 1986 (Fig. 6). The single value of 35.5 o/oo (SMOW) may think a small amount of sea water mixing and/or interaction.

The difficulties on assuming the meteoric water activity in a submarine volcano-sedimentary environment bring about the discussions the other possible sources and processes such as mixing of waters from different sources or changing of the isotopic composition by isotope exchange reactions during fluid-rock interactions. In addition, changes in temperature of fluid and in circulation depth are also effective in changing of the isotopic composition of the fluids.

A short literature review showed that the stable isotope data on the submarine volcanogenic massive sulfide deposits are very limited. The δD and

$\delta^{18}\text{O}$ values of the mineralizing fluid in the Red Sea and East Pacific Rise 21oN Brines are dispersed in the areas of very close to SMOW and easily suggest a sea-water origin for the mineralizing fluid (Fig. 6). But, the isotopic composition of the mineralizing fluid in Kuroko deposits are characterised by more negative δ D values (Fig. 6), and more complex processes were suggested.

As summarised by Pisutha-Arnond and Ohmoto, 1983; the first set of data on the isotopic composition of the mineralizing fluid in Kuroko deposits reported by Ohmoto and Rye (1974) who suggested three alternative explanations for the δ D (-26 to -18 o/oo for six samples) and the $\delta^{18}\text{O}$ (-1.6 to -0.3 o/oo for four samples) values: (1) the ore forming fluids were mixtures of meteoric-, magmatic-, and sea-waters; (2) the fluids were mixtures of sea-water and meteoric-water that had undergone S^{18}O enrichment through high-temperature interactions with country rocks; (3) the fluids were sea-water that had undergone H and O isotope exchange reactions with country rocks at temperatures above 200oC. Sato (1977) and Urabe and Sato (1978) favored magmatic fluids as the sole source of the ore-forming fluids and concluded that the mixing of magmatic fluids with fresh sea-water at the depositional site was responsible for the observed isotopic composition of the fluids. Hattori and Sakai (1979) and Hattori and Muehlenbachs (1980) reported additional data on the ore forming fluids, which are essentially the same of those reported by Ohmoto and Rye (1974), based on the analyses of fluid inclusions, quartz in the ores, and clay minerals in the alteration zones. They preferred alternatives (1) and (2) of Ohmoto and Rye (1974) to explain the negative δ D values and observed salinities higher than seawater. Moreover the presence of magmatic component in the Kuroko fluids is strongly suggested by Bryndzia et al. (1983) to explain the high salinity values.

Finally, Pisutha-Arnond and Ohmoto (1983) reported a bulk isotopic composition of Kuroko fluids, which ranges from -51 to -5 for δ D and from -5.3 to -0.7 for $\delta^{18}\text{O}$. These authors think that the analysed values were produced as a result of the analytical procedure in accordance with the decrepitated amount of primary and secondary

inclusions and with the decrepitation temperature. Following this assumption and using the linear correlation between δ D values and Na contents of the fluid, they estimated a range of δ D values from -30 to +15 o/oo for the primary inclusions and that of -65 to -40 o/oo for low-temperature secondary inclusions. The estimated S^{18}O values are in the range of -6 to +4 o/oo for primary inclusions. They suggest that the estimated δ D values of low-temperature secondary inclusions are essentially identical to the δ D values of present-meteoric water and subaerial thermal spring waters in northern Honshu region. There is no clear estimation for the origin of the water in primary inclusion, however the authors expected a sea-water origin and made a great effort, discussing the estimated δ D (-30 to +15 o/oo) and S^{18}O (-6 to +4 o/oo) values, for the water trapped in the primary inclusion and the fluid responsible for the main mineralization episode.

In addition, various discussions on the isotope exchange reactions during the hydrothermal water - rock interaction show that S^{18}O values of the fluids become heavier while the δ D values are the same of local meteoric waters at the early episode of the interaction, the δ D values changed during the later episodes of interaction (Campbell and Larson, 1998). The changing trends of the δ D values of the hydrothermal fluids derived from the local meteoric water in Atlanta Lobe of the Idaho batholithis upward (Criss and Taylor, 1983). The trend for that of sea water is expected as downward (Fig. 6). The trend of the S^{18}O and the δ D values of the Murgul fluids is similar to that of meteoric water rather than that of sea water.

The geotectonic locations of Pontide and Kuroko deposits indicate that the volcano-sedimentary processes developed on a basement made of continental crust material and improve the possibilities of the involvement of the meteoric water in the mineralizing fluid. In addition, some examples of submarine fresh water springs are known from some places of the world (e.g., off Florida, Abu Dhabi UAE; Björklycke, 1983; Galloway, 1984; Çağatay et al, 1996) and good aquifers, recharged from the continental areas, may discharge meteoric water into the sea as much as a few hundreds km from the coast. However, there is no data about the

ÇAKMAKKAYA VE DAMARKÖY (MURGUL - ARTVİN) BAKIR YATAKLARINDA SIVI KAPANIMI

distance from the shore and about water depth of the depositional environment.

As a final conclusion; it may be assumed that meteoric water, circulating through the underlying basement of the volcano-sedimentary rocks, has acted as mineralizing fluid, and leached the metals (Cu, Pb, Zn, Au and Ag) and sulfur from the surrounding volcanic rocks and precipitated along the fractures within the brecciated dacitic host rocks and at the surface of the sea floor.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akıncı, Ö.T., 1980. The major copper metallogenic units and genetic igneous complexes in Turkey, in: S.Jankovich and R.H. Sillitoe (eds.). European Copper deposits, p. 199-208.
- Akıncı, Ö.T., 1985. The eastern pontide volcanosedimentary belt and associated massive sulfide deposits. In: J.E. Dixon and A.H.I. Robertson (eds.) The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Special publ. of the Geological Society No 17 Blackwell Sci. Publ. Oxford p. 415-428.
- Altun, Y., 1976. Artvin-Murgul bakır yataklarının jeolojisi ve değerlendirme raporu. MTA Rap. No: 1108/1-9 (yayınlanmamış), Ankara.
- Bektas O., 1983. I-type granites and their tectonic position in the northeastern pontian magmatic arc. Abstracts of the 37 Geol Congr. of Turkey, p. 49-50.
- Bektas O., Pelin, S., and Korkmaz, S., 1984. Mantle uprising and polygenetic ophiolites in the Eastern Pontide (Turkey) back arc basin. Abstracts of the Ketin Symposium (175-188). Geol. Society of Turkey, Ankara
- Bjorlyke, K., 1983. Diagenesis in sandstones. In: A. Parker and B.W. Selwood (eds.), Sediment Diagenesis. D. Riedl, Dordrecht, pp. 169-213.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Bowers, T.S., 1989. Stable isotope signatures of water-rock interaction in mid-ocean hydrothermal systems; sulfur, oxygen and hydrogen. *Geophys. Res.*, 94, 5775-5786.
- Bryndzia, L.T., Scott, S.D., and Farr, J.E., 1983. Mineralogy, geochemistry, and mineral chemistry of siliceous ore and altered footwall rocks in the Uwamuki 2 and 4 deposits, Kosaka mine, Hokuroku district, Japan. *Economic Geology*, Mon.5, 507-522.
- Buser, S., 1970. Murgul bakır ocağı çevresinin jeolojisi. MTA Rap. No: 5073 (yayınlanmamış), Ankara.
- Buser, S. ve Civetic, S., 1973. Türkiye'deki Murgul bakır yatağı yöresinin jeolojisi. *MTA Dergisi*, 81,22-45.
- Campbell, A.R. and Larson, P.B., 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems. In: J.P. Richards and P.B.Larson (eds.), *Techniques in hydrothermal ore deposits geology. Reviews in Economic Geology*, 10, 173-193.
- Clayton, R.N. and Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotope analysis. *Geochem. Cosmochim. Acta*, 43-52.
- Clayton, R.N, O'Neil, J.R. and Mayeda, T, 1972, Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.*, 77, 3057-3067.
- Criss, R.E. and Taylor, H.P.Jr, 1983. An 18O/16O and D7H study of the Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho batholith. *Geological Society of America Bull*, 94, 640-663.
- Çağatay, M.N. 1993. Hydrothermal alteration associated with volcanogenic sulfide deposits; Examples from Turkey. *Economic Geology*, v. 88, p. 606-621.
- Çağatay, M.N. and Eastoe, C.J, 1995. A sulfur isotope study of volcanogenic massive sulfide deposits of the Eastern Black Sea province, Turkey. *Mineral. Deposita*, 30, 55-66.
- Çağatay, M.N, Saner, S. Al-Sayed, I. and Carrigan, W.J, 1996. Diagenesis of Safaniya Sandstone (mid-Cretaceous) in Saudi Arabia. *Sedimentary Geology*, 105, 221 -239.

- Franklin, J.M., Lydon, J.W., and Sangster, D.P. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, 75th Anniv. Vol., p. 485-627.
- Friedman, I. and O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. *Data of Geochemistry*. Geological Srv. proff. paper, 440-KK, 12p.
- Galloway, W.E., 1984. Hydrogeologic regimes of sandstone diagenesis. In: D.A. McDonald and R.C. Surdam (eds.), *Clastic Diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla., pp. 3-13.
- Gökçe, A., 1992. Doğu Karadeniz Bölgesinde kuroko tipi (masif ve Stockwork) Cu-Zn-Pb sulfid yataklarının kükürt izotopları incelemesi. TÜBİTAK Projesi No: TBAG-915, 112 s. Ankara.
- Gökçe A. and Spiro, B., 2000. Sulfür izotope karakteristikof the volcanogenic Cu-Zn-Pb deposits in the eastern pontide region, Ne Turkey. *International Geology Review*, 42, 565-576.
- Hattori, K., and Muehlenbachs, K., 1980. Marine hydrothermal alteration at a Kuroko deposit, Kosaka, Japan. *Contr. Mineralogy Petrology*, 74, 285-292.
- Hattori, K. and Sakai, H., 1979. D/H ratios, origin, and evolution of the ore-forming fluids for the Neogene veins and Kuroko deposits of Japan. *Economic Geology*, 74, 535-555.
- Hoefs, J., 1984. *Stable isotope geochemistry* (3rd ed.), Berlin-Heidelberg-New York, Springer Verlag, 241 p.
- Kahrer, C., 1958. Die Kupferlagerstaette Murgul in der nordöstlichen Türkei. *MTA Rap. No: 934, 9s.*, Ankara.
- Kleinsorge, H., 1946. *Geologie und Vererzung des Murgultales*. Etbank Rap. No: 432, 12s., Ankara.
- Kraeff, A., 1963. Hopa - Murgul Bölgesi jeolojisi ve maden yatakları. *MTA Dergisi*, 27, 230 - 266.
- Kossmat, E., 1910. *Geologische untersuchungen is den erzdistrikten des vilajets Trapezunt, Kleinasien*. *Mtt. d. Geol. Ges.*, Wien, s: 214-284.
- Kovenko, V., 1942. Artvin Bölgesi Kuvarshan bakır madenleri. *MTA Der.*, 3/24, Ankara.
- Lee, M.S., Miyajima, T., and Mazumoto, H., 1974. *Geology of the Kamaikita mine, Aomori Prefecture, with special reference to genesis of fragmental ore*: Soc. Mining Geologists Japan, Spec. Issue 6, p. 53-67.
- Mado, H., 1972. Kuzeydoğu Türkiye'de bulunan Murgul madenindeki bakır cevheri yataklarının jeoloji ve mineralizasyonu. *MTA Rap. No: 4883* (yayınlanmamış), Ankara.
- Marutani, M. and Takenouchi, S., 1978. Fluid inclusion study of stockwork siliceous orebodies of Kuroko deposits at the Kosaka mine, Akita, Japan. *Mining Geology*, 28, 349-360.
- Ohmoto, H., 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In Valley et al. (eds.), *Stable isotopes in high temperature geological processes*, *Reviews in Mineralogy*, V.16, p. 491-559.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1974. Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan. *Economic Geology*, 69, 947-953.
- Ohmoto H. and Rye, R.O., 1979. Isotopes of sulfur and Carbon. In; H.L., Barnes (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, p. 506-567, Wiley, Newyork.
- Oswald, F., 1912. *Handbuch der Regionalien Geologie*. H: 10, V.3, Heidelberg.
- Özgür, N., 1985. *Zur Geochemie und Genese der Kupferlagerstaette Murgul, E-Pontiden/Türkei*. PhD Thesis, Freie Univ. Berlin, 139p.
- Özgür, N., 1987. Murgul bakır yatağının jeokimyası, jenezi ve önemli indikatör elementleri. *T.J. Kurultayı - 1987 Bildiri Özleri Kitabı*, s.30.
- Özgür, N. and Palacios, C.M., 1990. Doğu Karadeniz metaloj enik kuşağında bulunan volkanojenik kökenli Murgul bakır yatağının jeokimyasal önemli indikatör elementleri. *MTA Dergisi*, 111, 119-132.
- Özgür, N. and Schneider, H.J., 1988. New metallogenetic aspects concerning the copper deposits of Murgul, NE Turkey. *Soc. Geology Applied to Mineral Deposits. Spec. Pub.*, 6 p. 229-239.
- Pejatoviç, S., 1971. Doğu Karadeniz - Küçük

ÇAKMAKKAYA VE DAMARKÖY (MURGUL - ARTVİN) BAKIR YATAKLARINDA SIVI KAPANIMI

Kafkasya Bölgesi' ndeki metalojenik zonlar ve bunların metalojenik özellikleri. MTA Dergisi, 77, 10-21.

Pejatoviç, S., 1979. Pontid tipi massif sülfid yataklarının metalojenisi. MTA Yayını No: 177, 100s., Ankara.

Pisutha-Arnond, V. and Ohmoto, H., 1983. Thermal history, and chemical and isotopic compositions of the ore-forming fluids responsible for the Kuroko massive sulfide deposits in the Hokuroku district of Japan. Economic Geology Mon., 5, 523-558.

Pollak, A. 1961. 1961 yılında Murgul'da yapılan çalışmalar hakkında muvakkat rapor. MTA Raporu No: 2907 (Yayınlanmamış), Ankara.

Pollak, A., 1962. 1961 yılında Murgul'da yapılan çalışmalara ait tamamlayıcı rapor. MTA Raporu No: 3200 (Yayınlanmamış), Ankara.

Sato, T., 1977. Kuroko deposits; Their geology, geochemistry and origine. Geol. Soc. London Spec. Pub. 7, 153-161.

Sawa, T. ve Teşrekli, M., 1970. Murgul madeni ve civarındaki bakır yatakları hakkında rapor. MTA Raporu No: 4790, 24s., Ankara.

Schneider, H.J., Özgür N., and Palacios, C.M., 1988. Relationship between alteration, rare earth element distribution and mineralisation of the Murgul copper deposit, northern Turkey. Economic Geology v. 83, p. 1238-1246.

Shepherd, T.J., Rankin, A.H., and Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, London, 235 pp.

Sheppard, S.M.F., 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Stable isotopes in hightemperature geological processes, J.M. Valley et al. Ed., Review of Mineralogy, 16, 165-181, Miner. Soc. Am., Washington D.C., 1986.

Taylor, H.P.Jr., 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In Barnes, H.L., ed., Geochemistry of hydrothermal mineral deposits, 2nd edition, New York, Wiley, 798p.

Tokel, S., 1973. Doğu Pontidlerin Mesozoyik ve Tersiyerdeki gelişmesi, bu gelişmenin Kuzey Anadolu sismik zonu ile muhtemel ilişkisi.

Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler Kitabı, s. 1-4.

Tokel, S., 1991. Pontidlerin jeokimyasal evrimi ve masif sülfid yataklarının jenezi. 44. T.J. Kurultayı, Bildiri Özleri, s. 63.

Urabe, T. and Sato, T., 1978. Kuroko deposits of the Kosaka mine, Northeast Honshu, Japan- Products of submarine hot springs on Miocene sea floor. Economic Geology, 73, 161-179.

Willgallis, A., Özgür, N. and Siegmann E., 1989. Murgul bakır yatağında Se ve Te içeren sülfürlü cevher minerallerine ilişkin mikrosonda çalışması. 43. T.J. Kurultayı, Bildiri Özleri, s: 8.

Zankl, H., 1959. Murgul - Çoruh - Kuvarshan bölgesinde yapılan jeolojik etüdlere dair rapor. MTA Raporu No: 3067 (yayınlanmamış).

Zimmer, E., 1938. Murgul bakır madeni. MTA Dergisi, 2, 13-21.

Makalenin geliş tarihi: 20/11/2000

Yayma kabul edildiği tarih: 14/04/2001

Received November 20, 2000

Accepted April 14, 2001



Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) Bentik Foraminifer Faunası ve Bu Toplulukta Gözlenen Yerel Değişimler

Benthic Foraminifer al Fauna of the Gökçeada (Northern Aegean Sea) And Local Variations Observed in these Assemblages

Engin MERİÇ *İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Müh. Böl, 34850 Avcılar, İstanbul*
Niyazi AVŞAR *Çukurova Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Müh. Böl, 01330 Balcalı, Adana*
Yavuz KILINÇASLAN *İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi, Biyoloji Bölümü, 34459 Vezneciler, İstanbul*

Öz

Araştırma Gökçeada çevresinde su derinliği 0.50 ile 68.00 m arasında değişen 34 farklı noktadan derlenen örnekler üzerinde yürütülmüştür. 58 cins ve 104 türün gözleendiği bu toplulukta, adanın doğu ve batısında farklı durumlar belirlenmiştir. Özellikle, Gökçeada'nın doğu kesiminde, Aydıncık Bunu kuzeyindeki alanda zengin denilebilecek sayıda *Peneroplis planatus* (Fichtel ve Moll) ile *Peneroplis pertusus* (Forskal) 'un varlığı dikkat çekicidir. Ayrıca, Gökçeada'nın güneydoğusunda Doğu Akdeniz'in tipik foraminiferlerinden olan *Amphistegina lobifera* Larsen ile *Sorites orbiculus* Ehrenberg gözlenmiştir. Bunun dışında yine doğu kesimde 4 ve batı bölümde 3 noktada çeşitli cins ve türlere sahip ve çok sayıda fert içeren zengin bir topluluk bulunmaktadır.

Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale arasında yürütülmekte olan bir diğer çalışmada *Peneroplis*, *Amphistegina* ve *Sorites* cinslerine rastlanılmamıştır. Bunun dışında, Karaburun Yarımadası'nda Çeşme (İzmir) doğusundaki Ilıca Körfezi'nde 2.50 m derinlikte kaynayan 55-58°C değerindeki bir sıcaksu kaynağı çevresinde peneroplid'lerin aşırı derecede bolluğu bilinmektedir. Yine, yakın bir tarihte İzmit Körfezi'nde yapılmış olan çalışmalarda farklı iki noktada ve yakın dönemde kaybolduğu belirlenen, faylara bağlı sıcaksu kaynakları çevresinde anormal sayıda foraminifer gelişimi kanıtlanmıştır.

Bu nedenle Gökçeada'nın doğu ve güneydoğusu ile batı alanlarındaki farklı noktalarda da sıcaksu etkisine bağlı bir yaşamın varolduğu anlaşılmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Bentik Foraminiferler, Gökçeada, Kuzey Ege Denizi

Abstract

34 samples collected from the different depths of water between 0.50-68.00 m has been studied around Gökçeada (northern Aegean Sea). 104 foraminiferal taxa belonging to 58 genera have been recognized in species level. These foraminifera however, show a remarkable difference along the eastern and western coastlines of the island. Especially to the east of the island along the Aydıncık Cape there is a rich number of *Peneroplis planatus* (Fichtel and Moll) and *Peneroplis pertusus* (Forskal). Also, to the south-east of Gökçeada the typical eastern Mediterranean foraminifera *Amphistegina lobifera* Larsen and *Sorites orbiculus* Ehrenberg have been observed. Besides, a foraminiferal assemblage rich in number and high in diversity has been identified in 4 stations to the east and 3 stations to the west of the island.

During another study between Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale the genus *Peneroplis*, *Amphistegina* and *Sorites* have not been found. Also, along the Karaburun Peninsula, east of Çeşme (Izmir) in the Ilıca Bay, there is a geothermal source with the temperature 55-58°C at a dept of 2.50 m. Around this source there is an enrichment of peneroplids. Previous studies performed in the Gulf of İzmit, have demonstrated an extraordinary increase in the number and diversity of foraminifer a around the fault-related geothermal sources, which are not observed at the present.

Thus, enrichment in the foraminifera in some stations may be explained by the geothermal effect.

Key Words: Benthic Foraminifera, Gökçeada, Northern Aegean Sea.

GİRİŞ

Araştırma 1999 yılı yaz aylarında Gökçeada çevresinden derlenen 34 örnek üzerinde yapılmıştır (Şekil 1 ve 2). Su derinliğinin 0.50 ile 68.00 m arasında değiştiği derinliklerde 15-26°C arası sıcaklık değerleri ölçülmüştür. Tuzluluk ‰ 22.3-38.4; pH 7.55-8.13 ve oksijen de 2.90-8.62 mg/l arasında değişen değerlere sahiptir. Yalnız 2 ve 6 no'lu istasyonlarda yerel özellikler nedeni ile bu ölçümler yapılamamıştır (Çizelge 1).

Örnek alman 34 noktadan ikisinde (12 ve 31 no'lu istasyonlar) foraminifer gözlenmemiştir. Buna karşın 32 noktada 30 familya, 26 altfamilya belirlenerek 58 cins'e ait 104 tür ayırtlanmıştır

(Çizelge 2 a, b, c). Bu çalışma sırasında Yanko ve Troitskaja, 1987; Loeblich ve Tappan, 1988; Meriç ve Sakmç, 1990; Cimerman ve Langer, 1991; Hottinger vd., 1993; Sgarrella ve Moncharmont-Zei, 1993; Meriç vd., 1995; Meriç ve Avşar, 1997 gibi kaynaklardan faydalanılmıştır.

MALZEME VE YÖNTEM

Gökçeada çevresinden grab sampler örnek alıcı kullanılarak derlenen 34 kum örneğinden 10'ar gr tartılarak % 17'lik H₂O₂ (Perhidrol) içinde 24 saat bekletilerek 0.063 mm'lik elekte yıkanmış, kurutulduktan sonra belirli boyuttaki eleklerde

elenerek binoküler mikroskopta incelenmiştir. Önemli türler elektron mikroskobu kullanılarak resimlenmiştir (Levha I ve VII). Çizelge 2'de O 1-2, • 3-5, A 6-15, • 16-25 ve * 25'den fazla fert sayısını belirtmektedir.

FORAMİNİFERLERİN SİSTEMATİK DİZİNİ

Familya Haplophragmoididae Maync, 1952

Haplophragmoides Cushman, 1910

Haplophragmoides canariensis (d'Orbigny, 1839)

Familya Spiroplectamminidae Cushman, 1927

Altfamilya Spiroplectammininae Cushman, 1927

Spiroplectinella Kisel'man, 1972

Spiroplectinella sagittula (d'Orbigny, 1839)

Familya Eggerellidae Cushman, 1937

Altfamilya Eggerellinae Cushman, 1937

Eggerelloides Haynes, 1973

Eggerelloides scabrus (Williamson, 1858)

Familya Textulariidae Ehrenberg, 1838

Altfamilya Textulariinae Ehrenberg, 1838

Textularia DeFrance, 1824

Textularia bocki Höglund, 1947

Textularia truncata Höglund, 1947

Altfamilya Siphotextulariinae Loeblich ve Tappan, 1985

Siphotextularia Finlay, 1939

Siphotextularia concava (Karrer, 1868)

Familya Spirillinidae Reuss ve Fritsch, 1861

Spirillina Ehrenberg, 1843

Spirillina vivipara Ehrenberg, 1843

Familya Patellinidae Rhumbler, 1906

Altfamilya Patellininae Rhumbler, 1906

Patellina Williamson, 1858

Patellina corrugata Williamson, 1858

Familya Ficherinidae Millet, 1898

Altfamilya Ficherininae Millet, 1898

Trisegmentina Wiesner, 1920

Trisegmentina compressa Wiesner, 1931

Altfamilya Nodobaculariellinae Bogdanovich, 1981

Vertebralina d'Orbigny, 1826

Vertebralina striata d'Orbigny, 1826

Wiesnerella Cushman, 1933

Wiesnerella auriculata (Egger, 1893)

Familya Spiroloculinidae Wiesner, 1920

Adelosina d'Orbigny, 1826

Adelosina cliarensis (Heron-Allen ve Earland, 1930)

Adelosina mediterraneanensis (le Calvez J. ve Y., 1958)

Adelosina partschi (d'Orbigny, 1846)

Adelosina pulchella d'Orbigny, 1846

Spiroloculina d'Orbigny, 1826

Spiroloculina angulata d'Orbigny, 1826

Spiroloculina angulosa Terquem, 1878

Spiroloculina depressa d'Orbigny, 1826

Spiroloculina ornata d'Orbigny, 1839

Spiroloculina pellucida Said, 1950

Familya Hauerinidae Schwager, 1876

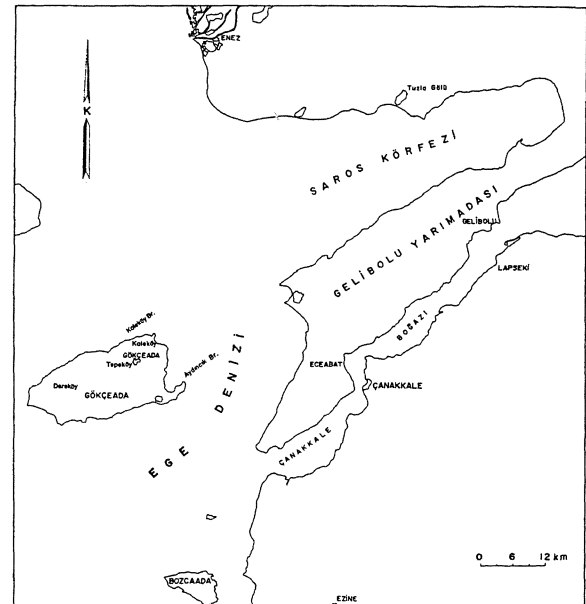
Altfamilya Siphonapertinae Saidova, 1975

Siphonaperta Vella, 1957

Siphonaperta aglutinans (d'Orbigny, 1839)

Siphonaperta aspera (d'Orbigny, 1826)

Siphonaperta dilatata (le Calvez J. ve Y., 1958)



Şekil 1. Buldum haritası.

Figure I. Location map.

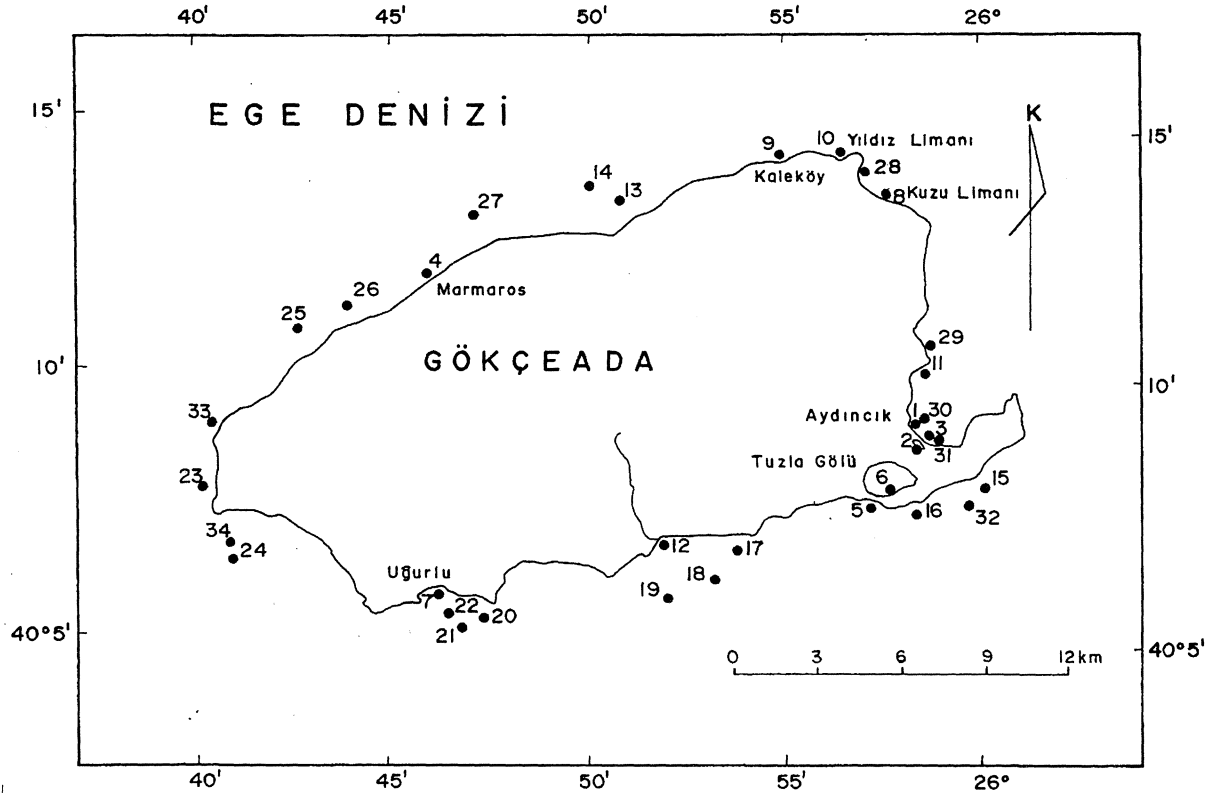
Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) Bentik Foraminifer Faunası Ve Bu Toplulukta Gözlenen Yerel Değişimler

- Siphonaperta irregularis* (d'Orbigny, 1826)
Altfamilya Hauerininae Schwager, 1876
Cycloforina Luczkowska, 1972
Cycloforina contorta (d'Orbigny, 1846)
Cycloforina rugosa (d'Orbigny, 1826)
Cycloforina tenuicollis (Wiesner, 1923)
Cycloforina villafranca (le Calvez, J. ve Y, 1958)
Lachlanella Velin, 1957
Lachlanella undulata (d'Orbigny, 1826)
Lachlanella variolata (d'Orbigny, 1826)
Massilina Schlumberger, 1893
Massilina gualteriana (d'Orbigny, 1839)
Massilina secans (d'Orbigny, 1826)
Quinqueloculina d'Orbigny, 1826
Quinqueloculina berthelotiana d'Orbigny, 1839
Quinqueloculina bidentata d'Orbigny, 1839
Quinqueloculina disparilis d'Orbigny, 1826
Quinqueloculina eburnea (d'Orbigny, 1839)
Quinqueloculina jugosa Cushman, 1944
Quinqueloculina laevigata d'Orbigny, 1839

- Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny, 1839
Quinqueloculina seminula (Linné, 1758)
Quinqueloculina stalker Loeblich ve Tappan, 1953
Quinqueloculina viennensis le Calvez J. ve Y., 1958

Altfamilya Miliolinellinae Vella, 1957

- Miliolinella* Wiesner, 1931
Miliolinella elongata Kruit, 1955
Miliolinella semicostata (Wiesner, 1923)
Miliolinella subrotunda (Montagu, 1803)
Miliolinella webbiana (d'Orbigny, 1839)
Pseudotriloculina Cherif, 1970
Pseudotriloculina laevigata (d'Orbigny, 1826)
Pseudotriloculina oblonga (Montagu, 1803)
Pseudotriloculina rotunda (d'Orbigny, 1826)
Pseudotriloculina sidebottomi (Martinotti, 1920)
Pyrgo DeFrance, 1824
Pyrgo anomala (Schlumberger, 1891)
Pyrgo elongata (d'Orbigny, 1826)
Triloculina d'Orbigny, 1826



Şekil 2. Örnek yerleri buldurular haritası.

Figure 2. Location map of sample localities.

Çizelge 1. Gökçeada çevresindeki istasyonların derinlik, oksijen, sıcaklık, pH ve tuzluluk değerleri.

Table I. Depth, temperature, oxygen, pH and salinity values of stations in the vicinity of Gökçeada.

Istasyon No	Derinlik (m)	Oksijen (mg/l)	Sıcaklık (°C)	pH	Tuzluluk (‰)
1	0.50	5.03	25.0	8.03	27.1
2					
3	0.50	5.03	25.0	8.03	27.3
4	0.50	7.84	24.5	8.12	27.5
5	0.50	8.17	25.0	8.05	29.6
6					
7	0.50	5.63	26.0	8.13	22.9
8	0.50	8.35	24.5	8.03	29.7
9	0.50	8.56	25.0	8.02	28.9
10	0.50	8.41	26.0	8.11	29.5
11	0.50	5.02	25.0	8.03	27.9
12	0.50	8.62	25.0	8.08	22.3
13	13.00	6.80	23.0	7.85	34.4
14	55.00	5.00	17.0	7.80	37.4
15	3.00	4.90	22.0	7.68	33.4
16	4.00	4.70	22.0	7.65	33.4
17	4.00	4.70	22.0	7.70	33.4
18	30.00	4.30	19.0	7.72	37.3
19	40.00	4.20	22.0	7.71	33.5
20	3.00	5.20	22.0	7.71	33.4
21	15.00	4.70	22.0	7.69	33.4
22	3.00	4.90	22.0	7.70	33.4
23	10.00	5.90	22.0	7.63	33.5
24	68.00	5.60	16.5	7.58	38.0
25	25.00	4.90	21.0	7.83	34.1
26	9.00	4.90	22.0	7.81	33.6
27	9.00	5.90	22.0	7.65	33.4
28	10.00	2.90	22.0	7.55	33.4
29	11.00	4.60	19.0	8.02	38.3
30	3.00	6.51	19.0	7.75	37.4
31	13.00	6.55	18.0	8.08	38.4
32	16.00	4.31	18.0	7.99	38.4
33	28.00	5.49	15.0	7.92	36.6
34	41.00	4.40	16.0	7.86	38.3

- Triloculina marioni* Schlumberger, 1893
Triloculina plicata Terquem, 1878
Triloculina schreiberiana d'Orbigny, 1839
Triloculina tricarinata d'Orbigny, 1826
Wellmanellinella Cherif, 1970
Wellmanellinella striata (Sidebottom, 1904)
Altfamilya Sigmoidininae Luczkowska, 1974
Sigmoidinina Seiglie, 1965
Sigmoidinina costata (Schlumberger, 1893)
Sigmoidinina edwardsi (Schlumberger, 1887)
Altfamilya Tubinellinae Rhumbler, 1906
Articulina d'Orbigny 1826
Articulina carinata Wiesner, 1923
Parrina Cushman, 1931
Parrina bradyi (Millett, 1898)
Familya Peneroplidae Schultze, 1854

- Laevipeneroplis* Sulc, 1936
Laevipeneroplis karreri (Wiesner, 1923)
Peneroplis de Montfort, 1803
Peneroplis pertusus (Forskal, 1775)
Peneroplis planatus (Fichtel ve Moll, 1798)
Familya Soritidae Ehrenberg, 1839
Altfamilya Soritinae Ehrenberg, 1839
Sorites Ehrenberg, 1839
Sorites orbiculus Ehrenberg, 1839
Familya Nodosariidae Ehrenberg, 1839
Altfamilya Lenticulininae Chapman, Parr ve Collins, 1934
Lenticulina Lamarck, 1804
Lenticulina gibba (d'Orbigny, 1826)
Altfamilya Marginulininae Wedekind, 1936
Amphicoryna Schlumberger, 1881
Amphicoryna scalaris (Batsch, 1791)
Familya Polymorphinidae d'Orbigny, 1839
Altfamilya Polymorphininae d'Orbigny, 1839
Globulina d'Orbigny, 1839
Globulina punctata d'Orbigny, 1846
Globulina sp.
Polymorphina d'Orbigny, 1826
Polymorphina sp. 2
Polymorphina sp. 3
Polymorphina sp. 5
Familya Buliminidae Jones, 1875
Bulimina d'Orbigny, 1826
Bulimina elongata d'Orbigny, 1846
Familya Reussellidae Cushman, 1933
Reussella Galloway, 1933
Reussella spinulosa (Reuss, 1850)
Familya Bagginidae Cushman, 1927
Altfamilya Baggininae Cushman, 1927
Valvulineria Cushman, 1926
Valvulineria bradyana (Fornasini, 1900)
Familya Eponididae Hofker, 1951
Altfamilya Eponininae Hofker, 1951
Eponides de Montfort, 1808
Eponides concameratus (Williamason, 1858)
Familya Mississippinidae Saidova, 1981

Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) Bentik Foraminifer Faunası Ve Bu Toplulukta Gözlenen Yerel Değişimler

- Altfamilya** Stomatorbinae Saidova, 1981
Stomaforbina Doreen, 1948
Stomatorbina concentrica (Parker ve Jones, 1864)
- Familya** Discorbidae Ehrenberg, 1838
Neoeponides Reiss, 1960
Neoeponides bradyi (le Calvez, 1974)
- Familya** Rosalinidae Reiss, 1963
Neoconorbina Hofker, 1951
Neoconorbina terquemi (Rzehak, 1888)
Rosalina d'Orbigny, 1826
Rosalina bradyi Cushman, 1915
Rosalina floridensis (Cushman, 1922)
Rosalina globulosa d'Orbigny, 1826
Tretomphalus Möbius, 1880
Tretomphalus bulloides (d'Orbigny, 1829)
- Familya** Glabratellidae Loeblich ve Tappan, 1964
Conorbella Hofker, 1951
Conorbella imperatoria (d'Orbigny, 1846)
- Familya** Discorbinellidae Sigal, 1952
- Altfamilya** Discorbinellinae Sigal, 1952
Discorbinella Cushman ve Martin, 1935
Discorbinella bertheloti (d'Orbigny, 1839)
- Familya** Cibicididae Cushman, 1927
- Altfamilya** Cibicidinae Cushman, 1927
Cibicides de Montfort, 1808
Cibicides advenum (d'Orbigny, 1839)
Lobatula Fleming, 1828
Lobatula lobatula (Walker ve Jacob, 1798)
- Altfamilya** Annulocibicidinae Saidova, 1981
Cyclocibicides Cushman, 1927
Cyclocibicides vermiculatus (d'Orbigny, 1826)
- Familya** Planorbulinidae Schwager, 1877
- Altfamilya** Planorbulininae Schwager, 1877
Planorbulina d'Orbigny, 1826
Planorbulina mediterranensis d'Orbigny, 1826
Cibicidella Cushman, 1927
Cibicidella variabilis (d'Orbigny, 1839)
- Familya** Acervulinidae Schultze, 1854
Sphaerogypsina Galloway, 1933
Sphaerogypsina globula (Reuss, 1848)
- Familya** Asterigerinatidae Reiss, 1963
Asterigerinata Bermudez, 1949
Asterigerinata mamilla (Williamson, 1858)
- Familya** Amphisteginidae Cushman, 1927
Amphistegina d'Orbigny, 1826
Amphistegina lobifera Larsen, 1976
- Familya** Nonionidae Schultze, 1854
- Altfamilya** Nonioninae Schultze, 1854
Nonion de Montfort, 1808
Nonion depressulum (Walker ve Jacob, 1798)
- Altfamilya** Astrononioninae Saidova, 1981
Astrononion Cushman ve Edwards, 1937
Astrononion stelligerum (d'Orbigny, 1839)
- Familya** Rotaliidae Ehrenberg, 1839
- Altfamilya** Ammoniidae Saidova, 1981
Ammonia Brünnich, 1772
Ammonia compacta Hofker, 1969
Ammonia parkinsoniana (d'Orbigny, 1839)
Ammonia tepida Cushman, 1926
Challengerella Billman, Hottinger ve Oesterle, 1980
Challengerella bradyi Billman, Hottinger ve Oesterle, 1980
- Familya** Elphidiidae Galloway, 1933
- Altfamilya** Elphidiinae Galloway, 1933
Criboelphidium Cushman, 1948
Criboelphidium poeyanum (d'Orbigny, 1839)
Porosononion Putrya, 1956
Porosononion subgranosum (Egger, 1857)
Elphidium de Montfort, 1808
Elphidium aculeatum (d'Orbigny, 1846)
Elphidium advenum (Cushman, 1922)
Elphidium complanatum (d'Orbigny, 1839)
Elphidium crispum (Linné, 1758)
Elphidium depressulum Cushman, 1933
Elphidium macellum (Fichtel ve Moll, 1798)
Elphidium cf. *pulvereum* Todd, 1958

Çizelge 2 a. Foraminifer cins ve türlerinin istasyonlara göre dağılımı.

Table 2 a. Distribution of genus and species of foraminifera in stations.

FORAMINIFERLER FORAMINIFERA	İSTASYONLAR - STATIONS																																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	
<i>Haplophragmoides canariensis</i>																										○									
<i>Spiroplectinella sagittula</i>																■										▲									▲
<i>Eggerelloides scabrus</i>																																			
<i>Textularia bocki</i>												●			*										*	●	○			▲				●	
<i>Textularia truncata</i>															●										*	●	○			▲				▲	
<i>Siphonotextularia concava</i>																										▲								○	
<i>Spirillina vivipara</i>																																		○	
<i>Patellina corrugata</i>																																		○	
<i>Trisegmentina compressa</i>																																		●	
<i>Vertebralina striata</i>														○	▲										●	*	○	*			*	○	○		
<i>Wiesnerella auriculata</i>																										○									
<i>Adelosina clarensis</i>										○	○	○	○	*						○					○	○	○	●	●	▲			●		
<i>Adelosina mediterraneensis</i>																								*	▲	○	○	○	■				●		
<i>Adelosina partschi</i>												○													○									○	
<i>Adelosina pulchella</i>																										○									
<i>Spiroloculina angulata</i>											○	○								●					○			○		●		○		○	
<i>Spiroloculina angulosa</i>																▲									●			○	○					○	
<i>Spiroloculina depressa</i>																									○										
<i>Spiroloculina ornata</i>																●	●							●	*	▲	▲			■	●		●		
<i>Spiroloculina pellucida</i>																																		○	
<i>Siphonaperta aglutinans</i>				●																															
<i>Siphonaperta aspera</i>	○		■	▲	○			●		○		▲	○	▲	*	●		●	●					▲	*	●	○	○	▲	*	*		■		
<i>Siphonaperta dilatata</i>																																	●		○
<i>Siphonaperta irregularis</i>				▲																															
<i>Cycloforina contorta</i>													○												*	▲		○	▲	●		*			
<i>Cycloforina rugosa</i>													○						○																
<i>Cycloforina tenuicollis</i>																										○									
<i>Cycloforina villafranca</i>																																			○
<i>Lachlanella undulata</i>																									*	▲							○		
<i>Lachlanella variolata</i>																									▲		▲		●	●					
<i>Massilina gualteriana</i>			●	○											○					●					■				▲				○		
<i>Massilina secans</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>	○		▲											○	*												▲		▲			○			

SONUÇLAR

İncelenen örneklerin foraminifer topluluğu sayısal olarak ve cins ile tür özellikleri açısından değerlendirildiğinde 16, 24 ve 29 gibi bazı istasyonlarda (Çizelge 2) fert sayısının fazlalığı, bazılarında da yakın geçmişte Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale arasında farklı nokta ve derinliklerden derlenen 31 örnek üzerinde yapılmış olan bir diğer çalışmada (Avşar ve Ergin, 1998) saptanan 84 cins ve 160 tür arasında hiç rastlanılmamış olan *Peneroplis*, *Laevipeneroplis*, *Sorites* ve *Amphistegina* gibi cinslerin varlığı dikkati çeker (Çizelge 2).

Genelde Akdeniz foraminifer topluluğuna ait olan bu 4 cinsin Gökçeada çevresinde gözlenmiş olması, özellikle doğu bölgesi başta olmak üzere ada çevresindeki farklı alanlarda yakın geçmişte termal faaliyetlerin oluşturduğu ekolojik koşullar-

daki bazı değişikliklerin varlığını vurgulamaktadır. Şöyleki, güneydoğu bölümde 30 ve 32 no'lu iki istasyonda *Amphistegina lobifera* Larsen, yine 30 no'lu istasyonda fazla sayıda olmamakla *Sorites orbiculus* Ehrenberg, doğu ve kuzeybatı'da 29 ve 26 no'lu istasyonlarda *Laevipeneroplis karreri* (Wiesner) ile özellikle doğu bölümde 1,2, 3, 11, 29 ve 30 no'lu istasyonlarda çok fazla sayıda denilebilecek kadar bol *Peneroplis pertusus* (Forskal) ile *Peneroplis planatus* (Fichtel ve Moll) gözlenmiştir (Çizelge 2).

Bunun dışında kuzeybatıda 4, 25, 26, 27; kuzeydoğuda 9, 10, 13, 14, 28; güneybatıda 20, 21, 22 ve güneydoğuda 15, 16, 17, 18, 19 no'lu istasyonlarda az sayıda *Peneroplis* fertleri izlenmiştir. Bu örnekler sayısal olarak değerlendirildiğinde 9 istasyondaki fert sayısı (1) dir. Buna karşın 4 istasyonda (2), 2 istasyonda (3), 1 istasyonda (5) ve 1 istasyonda da (8) olarak belirlenmiştir (Çizelge 2).

Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) Bentik Foraminifer Faunası Ve Bu Toplulukta Gözlenen Yerel Değişimler

Çizelge 2 b. Foraminifer cins ve türlerinin istasyonlara göre dağılımı.

Table 2 b. Distribution of genus and species offoraminifera in stations.

FORAMINIFERLER FORAMINIFERA	İSTASYONLAR - STATIONS																																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34			
<i>Quinqueloculina lamarckiana</i>	▲	○	■	○			▲	○	○	▲	○	■	○	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		
<i>Quinqueloculina seminula</i>	●	▲					○		●		●	▲	*	○	○										▲	○											
<i>Quinqueloculina stalkerii</i>																													○								
<i>Quinqueloculina viennensis</i>																														*	●						
<i>Miliolinella elongata</i>																○																					
<i>Miliolinella semicostata</i>															○											●	○										
<i>Miliolinella subrotunda</i>	○		○	○	○		○							▲	○									*	▲	○		○	●		▲						
<i>Miliolinella webbiana</i>			○											■	○										*	▲	●		▲		●						
<i>Pseudotriloculina laevigata</i>			●						○																		●			○	○						
<i>Pseudotriloculina oblonga</i>																																					
<i>Pseudotriloculina rotunda</i>					●	○		○				○	○	*												▲	▲	○		▲		▲					
<i>Pseudotriloculina sidebottomi</i>																																					
<i>Pyrgo anomala</i>																●																					
<i>Pyrgo elongata</i>																																					
<i>Triloculina marioni</i>			▲												○	■	○	○	○						*	▲	○		▲	*	●		▲				
<i>Triloculina plicata</i>								○																		●	●		■								
<i>Triloculina schreiberiana</i>																*										○		●	○	○							
<i>Triloculina tricarinata</i>			○																							●	○										
<i>Wellmanellina striata</i>																																					
<i>Sigmolinita costata</i>							○							○	■											▲	▲			*						○	
<i>Sigmolinita edwardsi</i>				○																																○	
<i>Articulina carinata</i>																											▲				○	○					
<i>Parrina bradyi</i>																												○		○	○		●				
<i>Laevipeneroplis karreri</i>																												▲									
<i>Peneroplis pertusus</i>	■	■	*	○					○	○	*		○	○	○	●	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>Peneroplis planatus</i>	▲	▲	■	○					○	○					●	○											○	○	○	○	▲	■				○	
<i>Sorites orbiculus</i>																																					●
<i>Lenticulina gibba</i>																																					○
<i>Amphicoryna scalaris</i>																										○				○							
<i>Globulina punctata</i>																																					○
<i>Globulina sp.</i>																●																					○
<i>Polymorphina sp. 2</i>																																					
<i>Polymorphina sp. 3</i>			○																																		
<i>Polymorphina sp. 5</i>															○	○	▲	○								▲	○			○							○
<i>Bulimina elongata</i>																																					
<i>Reussella spinulosa</i>																																					○
<i>Valvulinera bradyana</i>																																					○

Bunların doğudaki alanlardan akıntılar yolu ile söz konusu yörelere taşınmış olabileceği düşünülür. Toplam foraminifer sayısı olarak ise istasyon 16'da (1.374), istasyon 24'de (10.485), istasyon 25'de (604), istasyon 29'da (1.900), istasyon 30'da (729) ve istasyon 32'de (587) birey bulunması, bu noktalarda veya yakın çevrelerinde günümüzde/yakın geçmişte sıcaksu kaynaklarının olabileceğini düşündürmektedir.

Karaburun Yarımadası'nda, Çeşme (İzmir) doğusundaki Ilıca Körfezi'nde yapılmış olan bir çalışmada, körfezde varlığı bilinen ve 2.50 m derilikte, 55-58°C değerindeki bir sıcaksu kaynağı çevresindeki peneroplidlerinin aşırı bolluğu belirlenmiştir (Sözeri, 1966; Meriç, 1986). Keza Ege Denizi'nin farklı noktalarında ve yine farklı derinliklerde çok sayıda sıcaksu kaynakları saptanmıştır (Başkan ve Canik, 1983). Ayrıca, yakın bir tarihte İzmit Körfezi'nde gerçekleştirilen bir diğer çalış-

mada farklı iki noktada ve yakın dönemde yok olduğu anlaşılan, faylara bağlı sıcaksu kaynakları çevresindeki anormal foraminifer gelişmesi kanıtlanmıştır (Meriç ve Suner, 1995).

Ilıca Körfezi ile İzmit Körfezi'ndeki S-3 ve S-2 sondajlarında gözlemlendiği üzere (Sözeri, 1966; Meriç, 1986; Meriç ve Suner, 1995) termal kaynağa yakın çevrelerde yaşamış olan foraminiferler sayısal açıdan büyük bir değere sahiptir. Bunun nedeni olasılıkla suyun sıcaklığı ve bileşimindeki kükürtdür. Çünkü (-2) değerli olan kükürt çoğunlukla tek hücreli canlılar için önemli bir besin kaynağı oluşturur (Meriç, 1983). Yine, suyun sıcaklık değişiminin canlı yaşamı üzerinde önemli bir etken olduğu bilinmektedir. Çeşme (İzmir) ve yakın çevresinde yapılmış olan çalışmalarda termal suların CO₂ ve H₂S içerdiği belirlenmiştir (Başkan ve Canik, 1983).

Çizelge 2 c. Foraminifer cins ve türlerinin istasyonlara göre dağılımı.

Table 2 c. Distribution of genus and species of foraminifera in stations.

FORAMINIFERLER FORAMINIFERA	İSTASYONLAR - STATIONS																																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34		
<i>Eponides concameratus</i>																																			○	
<i>Stomatorbina concentrica</i>																	○																			
<i>Neoeponides bradyi</i>		○	○											○	○	▲				○					*	●			○					▲		
<i>Neoconorbina terquemi</i>																									*	▲						*	*	▲		
<i>Rosalina bradyi</i>	●	●	▲	○					○	▲			○	○	▲	○		○		○	●	▲	*	■	*	■	*	■	*	*	*	*	*			
<i>Rosalina floridensis</i>															●	*									*	*	▲							*		
<i>Rosalina globularis</i>	●	○	●							●											○	○	○	▲	*	*	○							*		
<i>Tretomphalus bulloides</i>					○		○		○													●			▲	*	▲	○						*		
<i>Conorbella imperatoria</i>											○					●																			▲	
<i>Discorbinella bertheloti</i>																▲											▲								▲	
<i>Cibicides advenum</i>	▲	▲	○								■	○													*	▲									▲	
<i>Lobatula lobatula</i>	●	▲	▲					○		●					▲	*		○	●	▲	*	*	*	*	*	○	■	*	▲					*		
<i>Cyclocibicides vermiculatus</i>																																				
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>															●	■	○	○	●		▲	*	*	▲	*	○	○	*	○					*		
<i>Cibicidella variabilis</i>																	○									●										
<i>Sphaerogypsina globula</i>			○													●																				
<i>Asterigerinata mamilla</i>		○	○								○					*									●	*							*	*	■	
<i>Amphistegina lobifera</i>																																			■	
<i>Nonion depressulum</i>		○	○	○																									○						●	
<i>Astrononion stelligerum</i>																										●								○	●	
<i>Ammonia compacta</i>			○													*	●	■	○						▲	○								●		
<i>Ammonia parkinsoniana</i>	○	■	▲	○	○	▲	▲		○	○	▲	▲	▲	○	▲	○	●	●	*	○	▲	○	▲	○	▲	○	●	*	▲				○	▲		
<i>Ammonia tepida</i>							▲								▲														▲					*		
<i>Challengerella bradyi</i>	●	▲			○															○																
<i>Criboelphidium poeyanum</i>																▲																			○	
<i>Porosonion subgranosum</i>									○							■																			○	
<i>Elphidium aculeatum</i>	●		○	*	○	●			○	▲					●	*	●	○	▲	▲	●		○	●	○	○	*	●	▲				○	▲		
<i>Elphidium advenum</i>		○	○													*										●	●	●	■	▲				■		
<i>Elphidium complanatum</i>																*																			○	
<i>Elphidium crispum</i>	*	*	*	▲	●	●	▲	●	▲	▲	▲	▲	▲	▲	*	○	●	▲	●	▲	▲	▲	▲	*	*	■	○	▲	*	*	*	*	*	*		
<i>Elphidium depressulum</i>		●	▲			●		○	○																▲	●	○	▲	*	*	*	*	*	○		
<i>Elphidium macellum</i>		○	●				○		○																		○		▲						○	
<i>Elphidium cf. pulvereum</i>																																				
TOPLAM SAYI TOTAL NUMBER	180	160	330	58	13	8	17	44	16	13	138	0	35	32	92	1374	26	22	50	24	44	33	190	10485	604	343	16	144	1900	729	0	587	3	12		

Araştırmaya konu olan örnekler dikkate alındığında, özellikle Gökçeada'nın doğu kesiminde *Peneroplis planatus* (Fichtel ve Moll) ile *Peneroplis pertusus* (Forsk.)'un bolluğu ilgi çekicidir. Yine Güney Türkiye kıyıları olarak Mersin Körfezi doğusunda ve İskenderun Körfezi'nde yaygın olarak bulunan bu türlerin (Avşar ve Meriç, 1996; Avşar, 1997), Çeşme doğusundaki Ilıca Körfezi'nde de gözlendiği üzere sıcaksu koşullarını tercih ettikleri anlaşılmaktadır. Bir diğer özellik olarak örnek alınan noktalarda su derinliğinin fazla olmaması, güneş ışığının da bu alandaki yaşamı olumlu olarak etkilediğini kanıtlar. Bu verilerin dışında, Doğu Pasifik'de Galapagos Adaları çevresinde 2.500 m derinlikte 350°C ve Atlantik ortası sırta, Miami'den 2.. 900 km uzakta, 3.670 m derinlikte 365°C değerindeki sıcaksu kaynakları çevresinde anormal denilebilecek bir yaşamın geliştiği ve ışıktan yoksun bu derin

bölgelerde sıcaklığın yaşamın gelişmesinde büyük etken olduğu son yıllarda yapılan biyolojik araştırmalar ile ortaya konulmuştur (Ballard, 1976; Corliss ve Ballard, 1977; Ballard ve Grasse, 1979; Enright vd., 1981; Lutz ve Haymon, 1994; Meriç, 1983 ve 1994).

Diğer taraftan örnekleme alanlarının çoğunda *Posidonia* çayırlarının varlığına karşın, bu noktalarda bazen hiç foraminifer gözlenmemiş olması (31), bazılarında çok az sayıda foraminifere rastlanması (13, 14, 22, 27, 33, 34), 16, 25, 30 ve 32 no'lu bu özelliği sunan alanlarda da fazla sayıda foraminifer gözlenmesi bitkisel yaşam zenginliğinin topluluklarındaki sayısal artış için başlıca bir neden olmayacağı düşünülmektedir. Bunun dışında zeminde küçük çakılların bulunduğu 29 no'lu örnekte toplam 1.900 foraminifer bulunmuştur. Yine, ölü yosun veya çayırların gözlendiği 15 (92), 24 (10.485), 26 (343), 28 (144) noktalardan elde

Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) Bentik Foraminifer Faunası Ve Bu Toplulukta Gözlenen Yerel Değişimler

edilen foraminiferler sayısal olarak büyük değişim sunmaktadır (Çizelge 2).

Sonuç olarak Gökçeada doğusu başta olmak üzere, adanın çevresindeki farklı noktalarda halen faal durumda olan veya yakın bir geçmişte işlevini durduran sıcak su kaynaklarının bulunduğu düşünülmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar örneklerin temini konusundaki yardımlarından ötürü Yrd. Doç. Dr. Cüneyt KUBANÇ ile Dr. Serhat ALBAYRAK'a (İ. Ü. Fen Fak. Biyoloji Bölümü), foraminiferlerin elektron mikroskopunda (Jeol JSM-6400 Scanning Microscope) fotoğraflarını çekimi için her türlü olanağı sağlayan ARÇELİK Ar-Ge Merkezi Başkanlığı'na, fotoğrafları çeken sayın Turgay GÖNÜL'e (Arçelik Ar-Ge Merkezi) ve çizelgeleri bilgisayarda büyük bir titizlikle hazırlayan N. Bora ÜLTER'e (İ. Ü. Müh. Fak.) içtenlikle teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

34 samples collected from the different depths of water between 0.50-68.00 m by using grab sampler has been studied around Gökçeada (northern Aegean Sea). 104 foraminiferal taxa belonging to 58 genera have been recognized in species level.

In the evaluation of species, genus features and quantitative data obtained from foraminiferal assemblages in the examined samples; seeing numerous individuals in the some stations such as 16, 24 and 29, and occurrences of *Peneroplis*, *Laevipeneroplis*, *Sorites* and *Amphistegina* genera which have not been reported among 84 genera and 160 species in another recent study (Avşar and Ergin, 1998) carried out on 31 samples from the various depths and locations at the Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale are the important and interesting subjects (Table 2).

Observation of the indicated 4 genera which are mostly typical foraminifers for Mediterranean, and their occurrences around Gökçeada indicate the existence of different ecological conditions around the island, particularly towards the east part. The following explains better the subject: *Amphistegina*

lobifera Larsen was found at the stations 30 and 32 located at the southeast part of the island. *Sorites orbiculus* Ehrenberg was not seen too many at the station 30. *Laevipeneroplis karreri* (Wiesner) was recorded at 29 and 26 called stations at the east and northwest of the area, and especially so many individuals of *Peneroplis pertusus* (Forskal) and *Peneroplis planatus* (Fichtel and Moll) were observed at 1, 2, 3, 11, 29 and 30 called stations at the east part (Table 2).

During another study between Gökçeada-Bozcaada-Çanakkale, the genus *Peneroplis*, *Amphistegina* and *Sorites* have not been found. Also, in the Karaburun Peninsula on the east of Çeşme (İzmir) in the Ilıca Bay, there is a geothermal source with the temperature 55-58° C in the depth of 2.50 m. Around this source there is enrichment of peneroplids. In a near past, in the İzmit Gulf, the researches made in two different points and around the geothermal source related to the faults, which disappeared lately, there is an extraordinary number of foraminifera development.

For this reason, the east and south-east of Gökçeada and on the west fields in different sites there was life as a result of geothermal effect.

In addition, extreme abundance of peneroplids around a thermal water, 55-58° C at heat and 2.50 meter in depth, and known from the gulf was also reported in the previous studies (Sözeri, 1966; Meriç, 1986) carried out around the Ilıca Gulf at the east of Çeşme (İzmir), the Karaburun Peninsula. This kind of hot water sources are also known from the various parts and depths of the Aegean Sea (Başkan and Canik, 1983). More recentl, another study at the İzmit Gulf explains numerous foraminifer occurrences around the thermal waters related to the fault systems (Meriç and Suner, 1995).

Consequently, it is found that hot water sources which are still active or have stopped their functions at near past exist at different points around the Gökçeada island.

DEĞİNİLEN BELGELER

Avşar, N., 1997. Doğu Akdeniz kıyı bölgesi bentik foraminiferleri. *Ç. Ü. Yerbilimleri*, 31, 67-81, Adana.

Avşar, N. ve Meriç, E., 1996. İskenderun Körfezi'nde bentik foraminifer dağılımı. *Sualtı Bilim ve Teknolojisi Toplantısı (SBT) Bildiriler Kitabı*, 220-224, İstanbul.

Avşar, N. and Ergin, M., 1998. Spatial distribution of Holocene benthic foraminifera at the Gökçeada-Bozcada-Çanakkale triangle (NE Aegean Sea). *Third International Turkish Geology Symposium*. 31 August-4 September, 1998. METU, Ankara-Turkey, Abstracts, 117.

Ballard, R. D., 1976. Window on earth's interior. *National Geographic*, 150 (2), 228-249.

Ballard, R. D. and Grasse, J. E., 1979. Return to cases of the deep. *National Geographic*, 156 (5), 689-707.

Başkan, E. ve Canik, B., 1983. Türkiye sıcak ve mineralli sular haritası Ege Bölgesi. *MTA Enst. Yayınları*, No: 189, 80 s, Ankara.

Cimerman, F. and Langer, M. R., 1991. Mediterranean foraminifera. 118 s., 93 lev., Ljubljana.

Corliss, J. B. and Ballard, R. D., 1977. Oases of life in the cold abyss. *National Geographic*, 152 (4), 440-453.

Enright, J. T., Newman, W. A., Hessler, R. R. and McGowan, J. A., 1981. Deep-Ocean hydrothermal vent communities. *Nature*, 289, 218-220.

Hottinger, L., Halicz, E. and Reiss, Z., 1993. Recent foraminifera from the Gulf of Aqaba, Red Sea. *Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti Academia Scientiarum et Artium Slovenica*, 179 s., 230 lev., Ljubljana.

Loeblich, Jr. A. R. and Tappan, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. *Van Nostrand Reinhold Company*, New York, 970 s. ve 842 lev.

Lutz, R. A. and Haymon, R. M., 1994. Rebirth of a deep-sea vent. *National Geographic*, 186 (5), 114-126.

Meriç, E., 1983. Okyanus dibi vahaları. *Yeryuvarı ve İnsan*, 8 (1), 3-6, Ankara.

Meriç, E., 1986. Deniz dibi termal kaynakların canlı yaşamına etkisi hakkında güncel bir örnek (Ihca-Çeşme-İzmir). *TJK Bült*, 29 (1), 17-21, Ankara.

Meriç, E., 1994. Okyanus diplerindeki vahalar. *Ultra*, 28, 4-9, İstanbul

Meriç, E. ve Sakmç, M., 1990. Foraminifera, İstanbul Boğazı güneyi ve Halic'in Geç Kuvaterner (Holosen) dip tortulları (Ed. E. Meriç), 13-41, 1-7, İstanbul.

Meriç, E. ve Suner, F., 1995. İzmit Körfezi (Hersek Burnu-Kaba Burun) Kuvaterner istifinde gözlenen termal veriler. *İzmit Körfezi Kuvaterner istifi* (Ed. E. Meriç), 81-90, İstanbul.

Meriç, E. ve Avşar, N., 1997. İstanbul ve yakın çevresi Geç Kuvaterner (Holosen) bentik foraminifer faunası. *Ç. Ü. Yerbilimleri*, 31, 41-65, Adana.

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.

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.

Sözeri, B., 1966. İzmir, Çeşme Ilıcası plaj kumlarındaki aktüel foraminiferler ve varyasyonları. *TJK Bült.*, 10 (1-2), 143-154, 1-6, Ankara.

Yanko, V., and Troitskaja, T., 1987. Late Quaternary foraminifera of the Black Sea. *Moscow, Nauka*, 111 s.

Makalenin geliş tarihi: 25/03/2000

Yayma kabul edildiği tarih: 19/04/2001

Received March 03, 2000

Accepted April 19, 2001

LEVHALAR

LEVHA-1

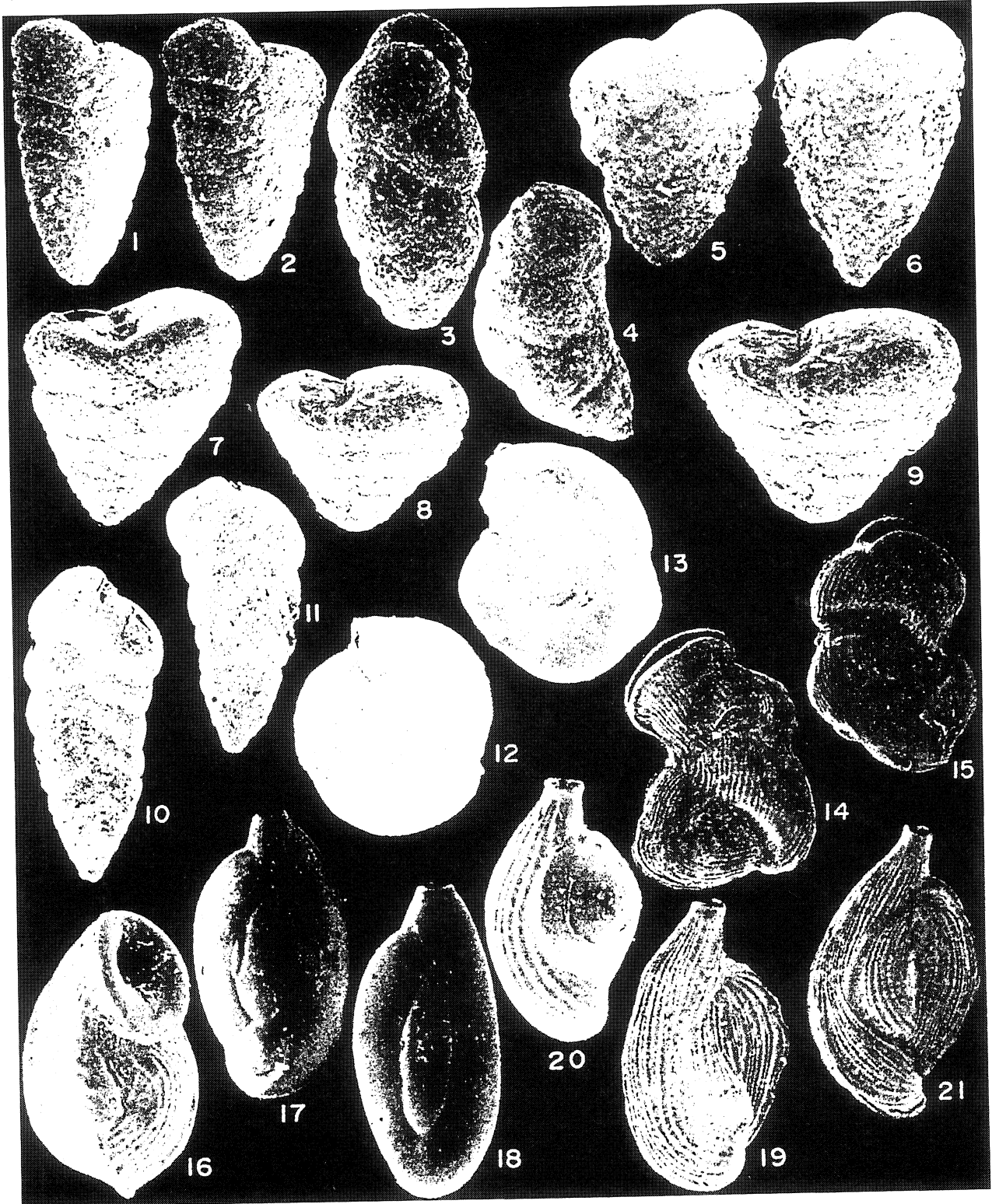
Şekiller 1-21, Gökçeada çevresi, Kuzey Ege Denizi

- 1-2. *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny). Dış görünüşler, x 75; İstasyon 32.
- 3-4. *Eggerelloides scabrus* (Williamson). Dış görünüşler; 3, x 120; 4, x 85; İstasyon 28.
- 5-6. *Textularia bocki* Höglund. Dış görünüşler, x 90; İstasyon 29.
- 7-9. *Textularia truncata* Höglund. Dış görünüşler, 7 ve 8, x 110; 9, x 145; İstasyon 32.
- 10-11. *Siphotextularia concava* (Karrer). Dış görünüşler, 10, x 95; 11, x 85; İstasyon 25.
- 12-13. *Trisegmentina compressa* Wiesner. Dış görünüşler, x 140; İstasyon 29.
- 14-15. *Vertebrellina striata* d'Orbigny. Dış görünüşler, x 70; İstasyon 26.
16. *Wiesnerella auriculata* (Egger). Dış görünüş, x 150; İstasyon 25.
- 17-18. *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen ve Earland). Dış görünüşler, x 85; İstasyon 16.
- 19-20. *Adelosina mediterraneensis* (le Calvez J. ve Y.). Dış görünüşler; 19, x 75; 20, genç fert, x 95; İstasyon 25.
21. *Adelosina cf. partschi* (d'Orbigny). Dış görünüş, x 50; İstasyon 25.

PLATE-1

Figures. 1-21, Around Gökçeada, Northern Aegean Sea

- 1-2. *Spiroplectinella sagittula* (d'Orbigny). External views; x 75; Station 32.
- 3-4. *Eggerelloides scabrus* (Williamson). External views; 3, x 120; 4, x 85; Station 28.
- 5-6. *Textularia bocki* Höglund. External views; x 90; Station 29.
- 7-9. *Textularia truncata* Höglund. External views; 7 and 8, x 110; 9, x 145; Station 32.
- 10-11. *Siphotextularia concava* (Karrer). External views; 10, x 95; 11, x 85; Station 25.
- 12-13. *Trisegmentina compressa* Wiesner. External views; x 140; Station 29.
- 14-15. *Vertebrellina striata* d'Orbigny. External views; x 70; Station 26.
16. *Wiesnerella auriculata* (Egger). External view; x 150; Station 25.
- 17-18. *Adelosina cliarensis* (Heron-Allen and Earland). External views; x 85; Station 16.
- 19-20. *Adelosina mediterraneensis* (le Calvez J. and Y.). External views; 19, x 75; 20, young individual, x 95; Station 25.
21. *Adelosina cf. partschi* (d'Orbigny). External view; x 50; Station 25.



LEVHA 1
PLATE 1

LEVHA 2

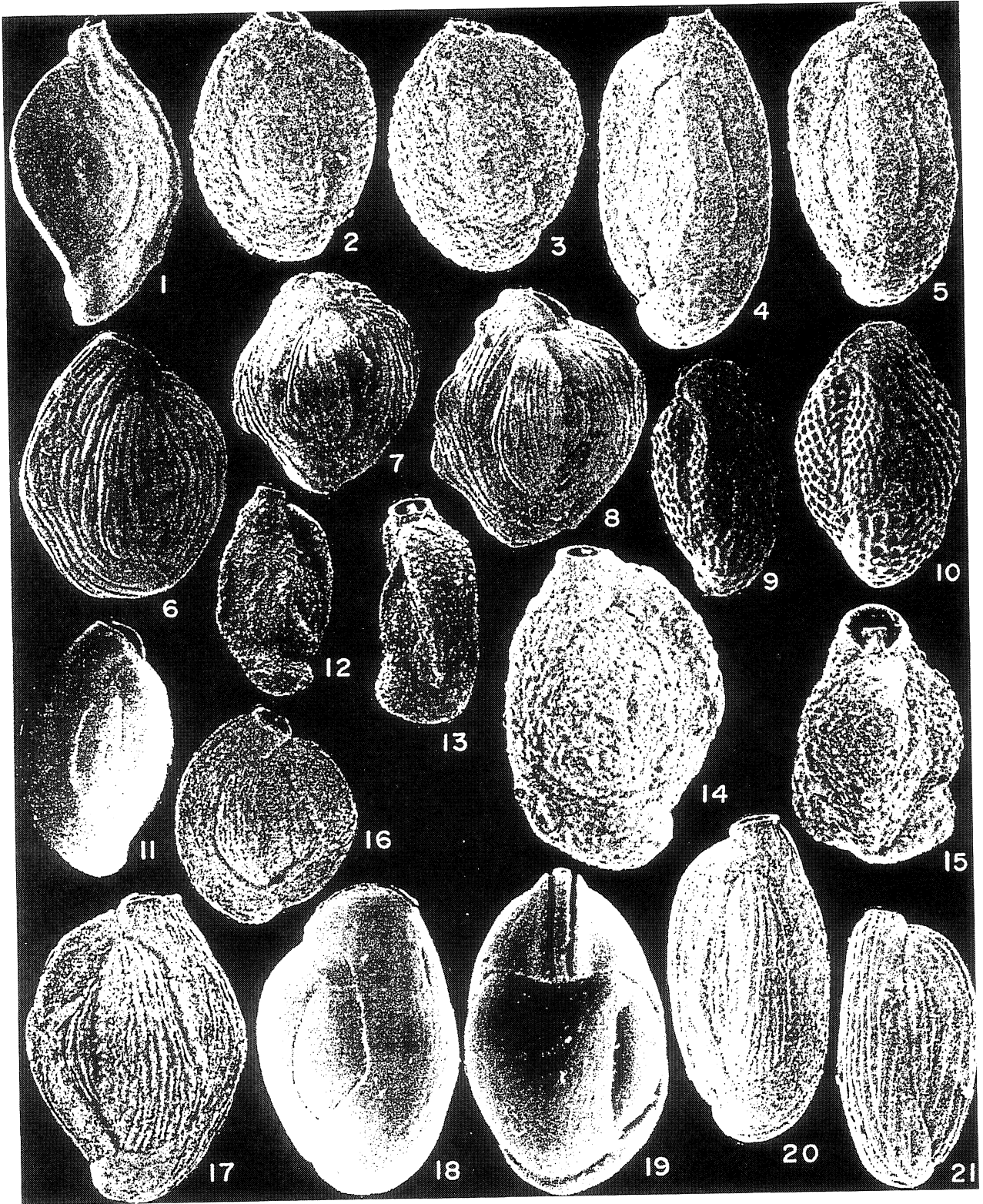
Şekiller 1-21, Gökçeada çevresi, Kuzey Ege Denizi

- I. *Spirolocilina angulosa* Terquem. Dış görünüm, x 90; İstasyon 32.
- 2-3. *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny). Dış görünümler, x 95; İstasyon 32.
- 4-5. *Cycloforina contorta* (d'Orbigny). Dış görünümler, x 105; İstasyon 32.
- 6-8. *Lachlanella undulata* (d'Orbigny). Dış görünümler; 6, x 90; 7-8, x 70; İstasyon 25.
- 9-10. *Lachlanella variolata* (d'Orbigny). Dış görünümler, x 70; İstasyon 26.
- II. *Massilina secans* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 30; İstasyon 25.
- 12-13. *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny. Dış görünümler, x 75; İstasyon 32.
- 14-15. *Quinqueloculina bidentata* d'Orbigny. Dış görünümler, x 110; İstasyon 29.
- 16-17. *Quinqueloculina disparilis* d'Orbigny. Dış görünümler, x 60; İstasyon 25.
- 18-19. *Quinqueloculina eburnea* (d'Orbigny). Dış görünümler; 18, x 100; 19, x 160; İstasyon 13.
- 20-21. *Quinqueloculina jugosa* Cushman. Dış görünümler, x 90; İstasyon 32.

PLATE 2

Figures 1-21, Around Gökçeada, Northern Aegean Sea

- I. *Spirolocilina angulosa* Terquem. External view; x 90; Station 32.
- 2-3. *Siphonaperta aspera* (d'Orbigny). External views; x 95; Station 32.
- 4-5. *Cycloforina contorta* (d'Orbigny). External views; x 105; Station 32.
- 6-8. *Lachlanella undulata* (d'Orbigny). External views; 6, x 90; 7-8, x 70; Station 25.
- 9-10. *Lachlanella variolata* (d'Orbigny). External views; x 70; Station 26.
- II. *Massilina secans* (d'Orbigny). External view; x 30; Station 25.
- 12-13. *Quinqueloculina berthelotiana* d'Orbigny. External views; x 75; Station 32.
- 14-15. *Quinqueloculina bidentata* d'Orbigny. External views; x 110; Station 29.
- 16-17. *Quinqueloculina disparilis* d'Orbigny. External views; x 60; Station 25.
- 18-19. *Quinqueloculina eburnea* (d'Orbigny). External views; 18, x 100; 19, x 160; Station 13.
- 20-21. *Quinqueloculina jugosa* Cushman. External views; x 90; Station 32.



LEVHA 2
PLATE 2

LEVHA 3

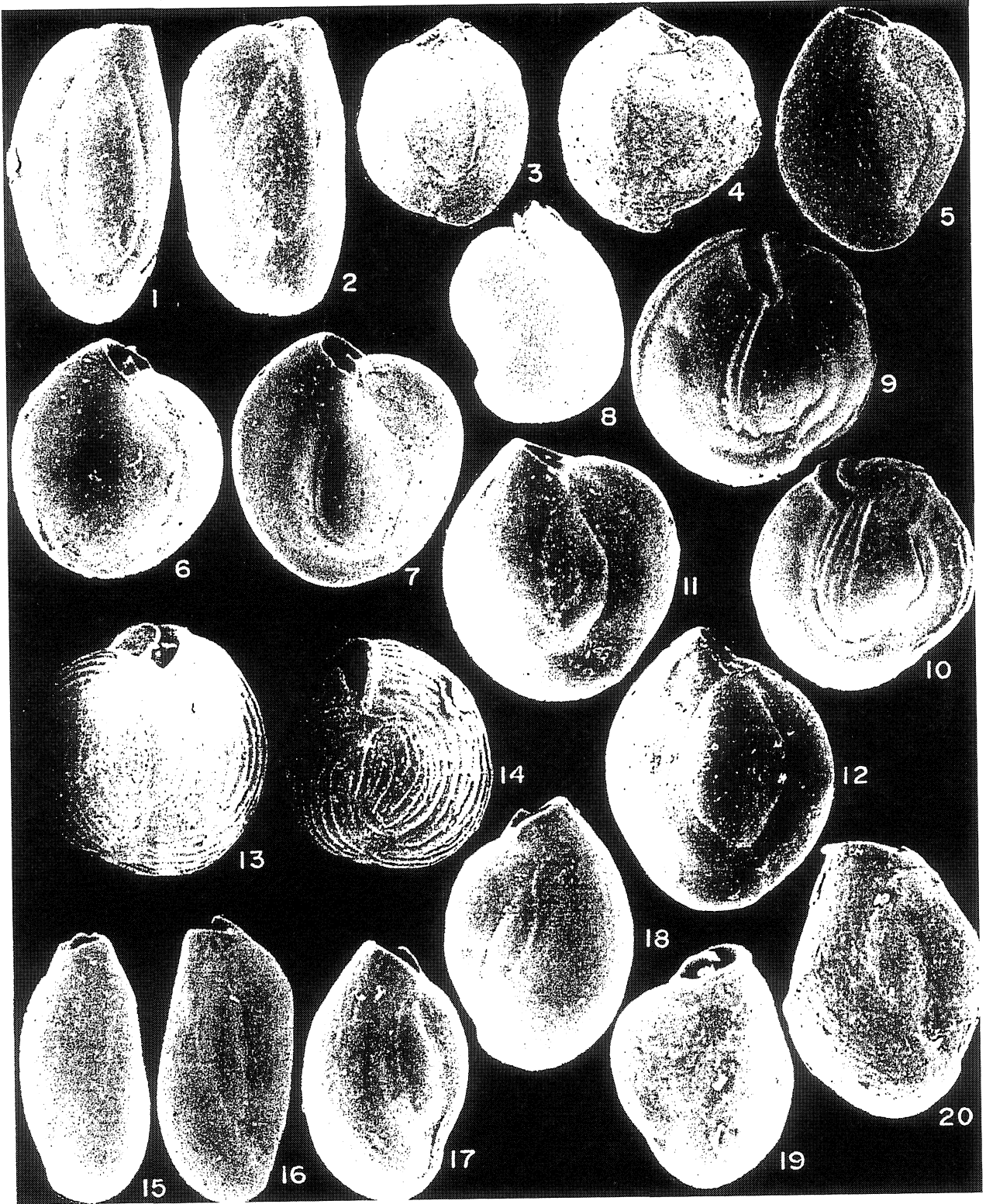
Şekiller 1-20, Gökçeada çevresi, Kuzey Ege Denizi

- 1-2. *Quinqueloculina laevigata* d'Orbigny. Dış görünümler, x 100; İstasyon 26.
- 3-4. *Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny. Dış görünümler, x 80; İstasyon 32.
5. *Quinqueloculina seminula* (Linne). Dış görünüm, x 70; İstasyon 25.
- 6-7. *Quinqueloculina viennensis* le Calvez J. ve Y. Dış görünümler, x 110; İstasyon 29.
8. *Miliolinella elongata* Kruit. Dış görünüm, x 100; İstasyon 29.
- 9-10. *Miliolinella semicostata* (Wiesner). Dış görünümler, x 140; İstasyon 29.
- 11-12. *Miliolinella subrotunda* (Montagu). Dış görünümler, x 120; İstasyon 32.
- 13-14. *Miliolinella webbiana* (d'Orbigny). Dış görünümler, x 145; İstasyon 32.
- 15-16. *Pseudotriloculina laevigata* (d'Orbigny). Dış görünümler, x 80; İstasyon 29.
- 17-18. *Pseudotriloculina oblonga* (Montagu). Dış görünümler, x 95; İstasyon 28.
- 19-20. *Pseudotriloculina rotunda* (d'Orbigny). Dış görünümler; 19, x 75; 20, x 95; İstasyon 26.

PLATE 3

Figures 1-20, Around Gökçeada, Northern Aegean Sea

- 1-2. *Quinqueloculina laevigata* d'Orbigny. External views; x 100; Station 26.
- 3-4. *Quinqueloculina lamarckiana* d'Orbigny. External views; x 80; Station 32.
5. *Quinqueloculina seminula* (Linne). External view; x 70; Station 25.
- 6-7. *Quinqueloculina viennensis* le Calvez J. and Y. External views; x 110; Station 29.
8. *Miliolinella elongata* Kruit. External view; x 100; Station 29.
- 9-10. *Miliolinella semicostata* (Wiesner). External views; x 140; Station 29.
- 11-12. *Miliolinella subrotunda* (Montagu). External views; x 120; Station 32.
- 13-14. *Miliolinella webbiana* (d'Orbigny). External views; x 145; Station 32.
- 15-16. *Pseudotriloculina laevigata* (d'Orbigny). External views; x 80; Station 29.
- 17-18. *Pseudotriloculina oblonga* (Montagu). External views; x 95; Station 28.
- 19-20. *Pseudotriloculina rotunda* (d'Orbigny). External views; 19, x 75; 20, x 95; Station 26.



LEVHA 3
PLATE 3

LEVHA 4

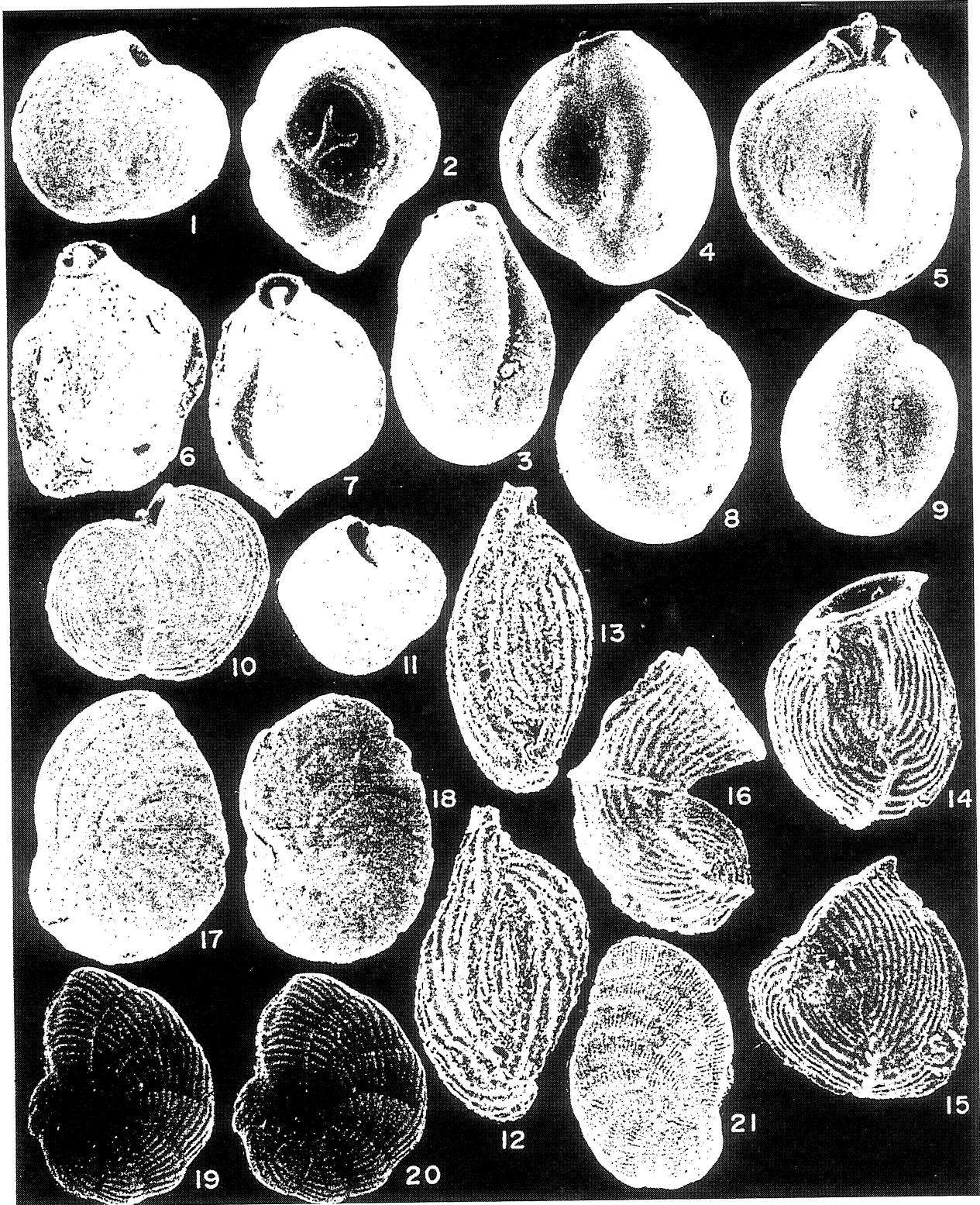
Şekiller 1-21, Gökçeada çevresi, Kuzey Ege Denizi

- 1-2. *Pseudotriloculina sidebottomi* (Martinotti). 1, dış görünüm, x 95; 2, ağız, x 130; İstasyon 29.
3. *Pyrgo elongata* (d'Orbigny). Dış görünüm, x 150; İstasyon 28.
- 4-5. *Triloculina marioni* Schlumberger. Dış görünümler, x 120; İstasyon 29.
- 6-7. *Triloculina plicata* Terquem. Dış görünümler, x 100; İstasyon 26.
- 8-9. *Triloculina schreiberiana* d'Orbigny. Dış görünümler, x 130; İstasyon 28.
- 10-11. *Wellmanellinella striata* (Sidebottom). Dış görünümler, x 80; İstasyon 29.
- 12-13. *Sigmoilinita costata* (Schlumberger). Dış görünümler; 12, x 150; 13, x 160; İstasyon 25.
- 14-16. *Articulina carinata* Wiesner. Dış görünümler; 14, x 170; 15, x 140; 16, x 110; İstasyon 25.
- 17-18. *Laevipeneroplis karreri* (Wiesner). Dış görünümler, x 120; İstasyon 26.
- 19-20. *Peneroplis pertusus* (Forskal). Dış görünümler, x 120; İstasyon 3.
21. *Peneroplis planatus* (Fichtel ve Moll). Dış görünüm, x 120; İstasyon 3.

PLATE 4

Figures 1-21, Around Gökçeada, Northern Aegean Sea

- 1-2. *Pseudotriloculina sidebottomi* (Martinotti). 1, External view; x 95; 2, aperture, x 130; Station 29.
3. *Pyrgo elongata* (d'Orbigny). External view; x 150; Station 28.
- 4-5. *Triloculina marioni* Schlumberger. External views; x 120; Station 29.
- 6-7. *Triloculina plicata* Terquem. External views; x 100; Station 26.
- 8-9. *Triloculina schreiberiana* d'Orbigny. External views; x 130; Station 28.
- 10-11. *Wellmanellinella striata* (Sidebottom). External views; x 80; Station 29.
- 12-13. *Sigmoilinita costata* (Schlumberger). External views; 12, x 150; 13, x 160; Station 25.
- 14-16. *Articulina carinata* Wiesner. External views; 14, x 170; 15, x 140; 16, x 110; Station 25.
- 17-18. *Laevipeneroplis karreri* (Wiesner). External views; x 120; Station 26.
- 19-20. *Peneroplis pertusus* (Forskal). External views; x 120; Station 3.
21. *Peneroplis planatus* (Fichtel and Moll). External view; x 120; Station 3.



LEVHA 4
PLATE 4

LEVHA 5

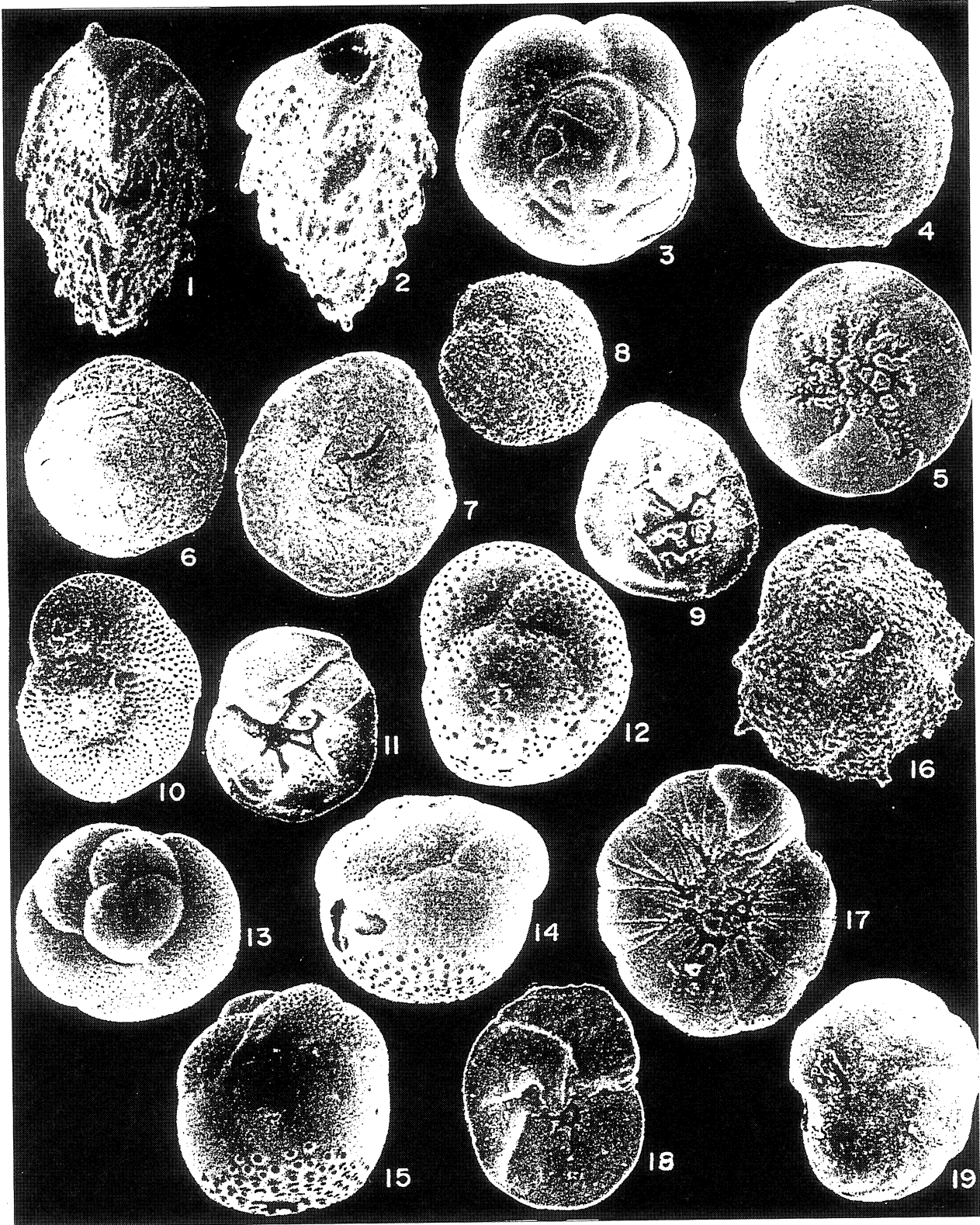
Şekiller 1-19, Gökçeada çevresi, Kuzey Ege Denizi

- 1-2. *Reussella spinulosa* (Reuss). Dış görünüşler; 1, x 170; 2, x 200; İstasyon, 29.
3. *Stomatorbina concentrica* (Parker ve Jones). Dış görünüş, spiral taraf, x 85; İstasyon 17.
- 4-5. *Neoeponides bradyi* (le Calvez). Dış görünüşler; 4, spiral taraf; 5, ombelikal taraf, x 120; İstasyon 32.
- 6-7. *Neoconorbina terquemi* (Rzehak). Dış görünüşler; 6, spiral taraf; 7, ombelikal taraf; x 120; İstasyon 32.
- 8-9. *Rosalina bradyi* Cushman. Dış görünüşler; 8, spiral taraf; 9, ombelikal taraf; x 80; İstasyon 32.
- 10-11. *Rosalina floridenesis* (Cushman). Dış görünüşler; 10, spiral taraf; 11, ombelikal taraf; x 80; İstasyon 32.
12. *Rosalina globulosa* d'Orbigny. Dış görünüş, spiral taraf, x 190; İstasyon 30.
- 13-15. *Trethomphalus bulloides* (d'Orbigny). Dış görünüşler; 13, spiral taraf; 14 ve 15, yan görünüşler; x 200; İstasyon 21.
- 16-17. *Conorbella imperatoria* (d'Orbigny). Dış görünüşler; 16, spiral taraf; 17, ombelikal taraf; x 160; İstasyon 29.
- 18-19. *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny). Dış görünüşler; 18, spiral taraf; 19, ombelikal taraf; x 110; İstasyon 32.

PLATE 5

Figures 1-19, Around Gökçeada, Northern Aegean Sea

- 1-2. *Reussella spinulosa* (Reuss). External views; 1, x 170; 2, x 200; Station, 29.
3. *Stomatorbina concentrica* (Parker and Jones). External view, spiral side, x 85; Station 17.
- 4-5. *Neoeponides bradyi* (le Calvez). External views; 4, spiral side; 5, umbilical side, x 120; Station 32.
- 6-7. *Neoconorbina terquemi* (Rzehak). External views; 6, spiral side; 7, umbilical side; x 120; Station 32.
- 8-9. *Rosalina bradyi* Cushman. External views; 8, spiral side; 9, umbilical side; x 80; Station 32.
- 10-11. *Rosalina floridenesis* (Cushman). External views; 10, spiral side; 11, umbilical side; x 80; Station 32.
12. *Rosalina globulosa* d'Orbigny. External view, spiral side, x 190; Station 30.
- 13-15. *Trethomphalus bulloides* (d'Orbigny). External views; 13, spiral side; 14 and 15, edge views; x 200; Station 21.
- 16-17. *Conorbella imperatoria* (d'Orbigny). External views; 16, spiral side; 17, umbilical side; x 160; Station 29.
- 18-19. *Discorbinella bertheloti* (d'Orbigny). External views; 18, spiral side; 19, umbilical side; x 110; Station 32.



LEVHA 5
PLATE 5

LEVHA 6

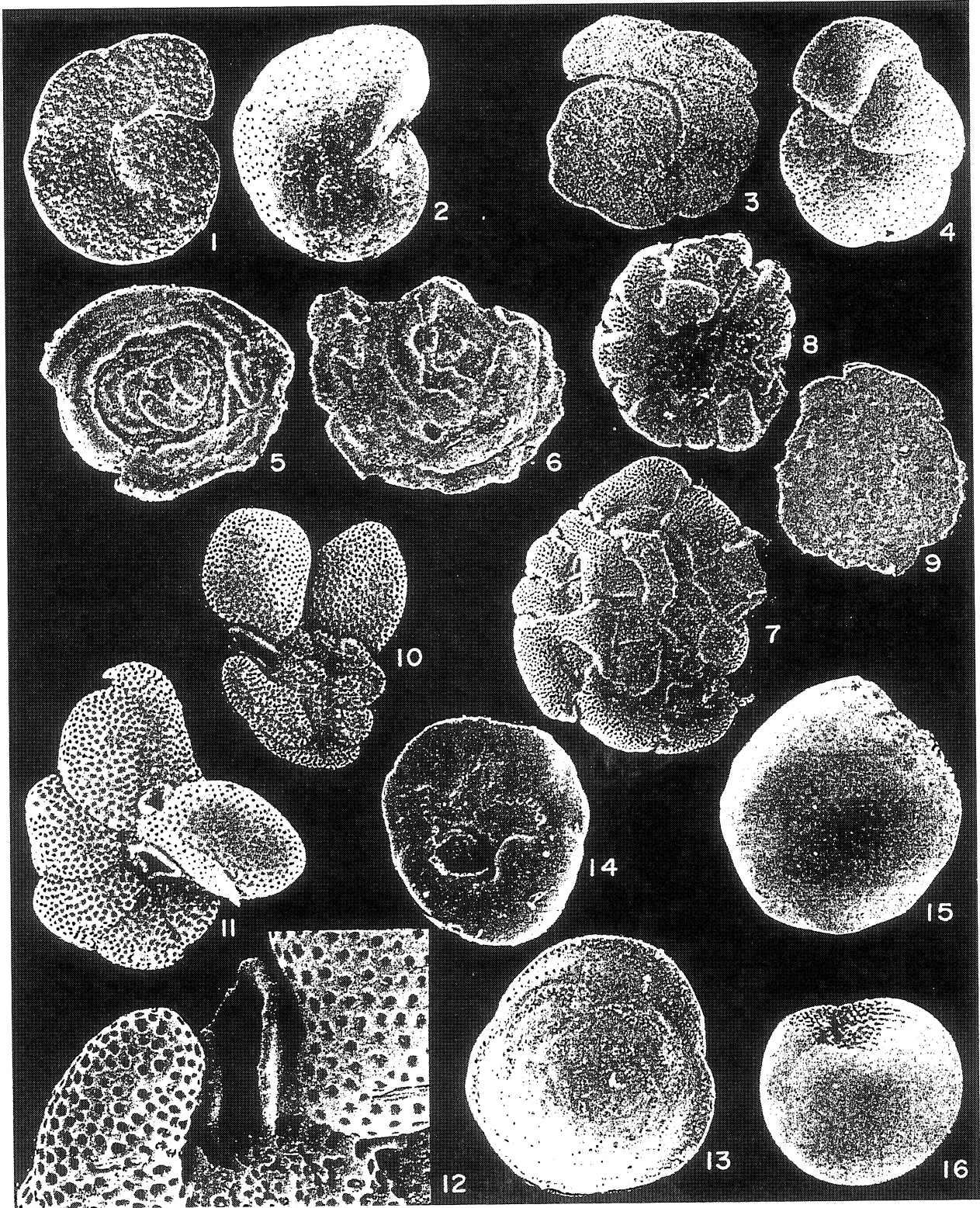
Şekiller 1-16, Gökçeada çevresi, Kuzey Ege Denizi

- 1-2. *Cibicides advenum* (d'Orbigny). Dış görünüşler; 1, spiral taraf; 2, ombilikal taraf, x 135; İstasyon 32.
- 3-4. *Lobatula lobatula* (Walker ve Jacob). Dış görünüşler; 3, spiral taraf; 4, ombilikal taraf, x 70; İstasyon 32.
- 5-6. *Cyclocibicides vermiculatus* (d'Orbigny). Dış görünüşler; 5, x 50; 6, x 43; İstasyon 25.
- 7-9. *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny. Dış görünüşler; 7, serbest yüzey, x 80; 8, serbest yüzey ve 9, bağlı yüzey; x 105; İstasyon 32.
- 10-12 . *Cibicidella variabilis* (d'Orbigny). Dış görünüşler; 10, spiral taraf, x 50; 11, ombilikal taraf, x 60; 12, ağız ve çevresinin ayrıntılı görünümü, x 150; İstasyon 25.
- 13-14 . *Asterigerinata mamilla* (Williamson). Dış görünüşler; 13, spiral taraf ve 14, ombilikal taraf, x 150; İstasyon 32.
- 15-16. *Amphistegina lobifera* Larsen. Dış görünüşler, x 45; İstasyon 32.

PLATE 6

Figures 1-16, Around Gökçeada, Northern Aegean Sea

- 1-2. *Cibicides advenum* (d'Orbigny). External views; 1, spiral side; 2, umbilical side, x 135; Station 32.
- 3-4. *Lobatula lobatula* (Walker and Jacob). External views; 3, spiral side; 4, umbilical side, x 70; Station 32.
- 5-6. *Cyclocibicides vermiculatus* (d'Orbigny). External views; 5, x 50; 6, x 43; Station 25.
- 7-9. *Planorbulina mediterranensis* d'Orbigny. External views; 7, unattached side, x 80; 8, unattached side and 9, attached side; x 105; Station 32.
- 10-12. *Cibicidella variabilis* (d'Orbigny). External views; 10, spiral side, x 50; 11, umbilical side, x 60; 12, detail view of the aperture, x 150; Station 25.
- 13-14. *Asterigerinata mamilla* (Williamson). External views; 13, spiral side and 14, umbilical side, x 150; Station 32.
- 15-16 . *Amphistegina lobifera* Larsen. External views, x 45; Station 32.



LEVHA 6
PLATE 6

LEVHA 7

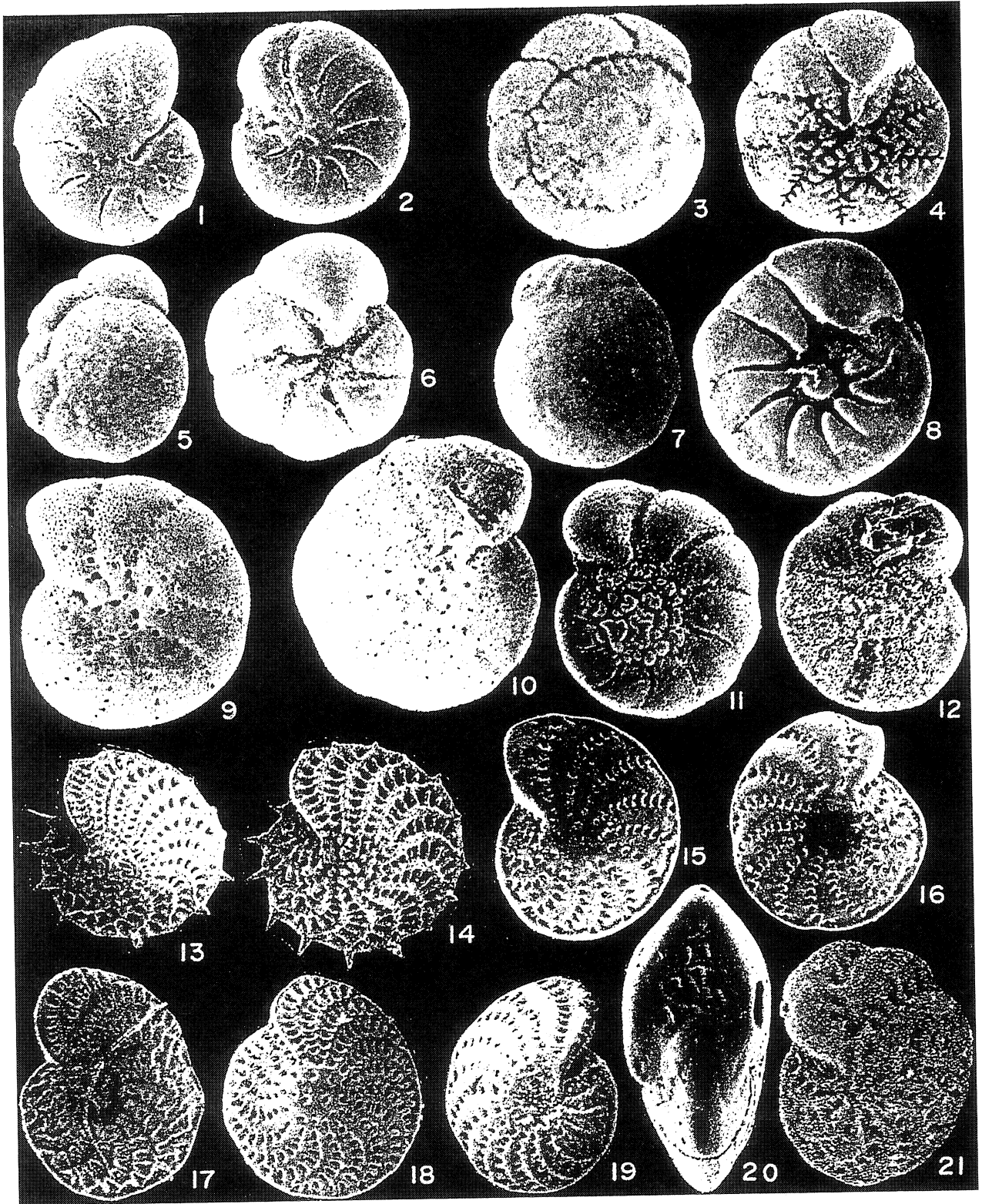
Şekiller 1-21, Gökçeada çevresi, Kuzey Ege Denizi

- 1-2. *Astrononion stelligerum* (d'Orbigny). Dış görünüşler, x 120; İstasyon 32.
- 3-4. *Ammonia compacta* Hofker. Dış görünüşler; 3, spiral taraf; 4, ombilikal taraf; x 70; İstasyon 25.
- 5-6. *Ammonia tepida* Cushman. Dış görünüşler; 5, spiral taraf, x 100; 6, ombilikal taraf, x 140; İstasyon 28.
- 7-8. *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny). Dış görünüşler; 7, spiral taraf, x 100; 8, ombilikal taraf, x 110; İstasyon 29.
- 9-10. *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny). Dış görünüşler, x 180; İstasyon 16.
- 11-12. *Porosononion subgranosum* (Egger). Dış görünüşler; 11, x 95; 12, x 120; İstasyon 16.
- 13-14. *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny). Dış görünüşler, x 80; İstasyon 4.
- 15-16. *Elphidium advenum* (Cushman). Dış görünüşler, x 95; İstasyon 32.
17. *Elphidium complanatum* (d'Orbigny). Dış görünüş, x 90; İstasyon 28.
18. *Elphidium crispum* (Linne). Dış görünüş, x 70; İstasyon 32.
- 19-20. *Elphidium depressulum* Cushman. Dış görünüşler; 19, üst görünüş, x 95; 20, yan görünüş ve ağız, x 130; İstasyon 3.
21. *Elphidium cf. pulvereum* Todd. Dış görünüş, x 130; İstasyon 28.

PLATE 7

Figures 1-21, Around Gökçeada, Northern Aegean Sea

- 1-2. *Astrononion stelligerum* (d'Orbigny). External views, x 120; Station 32.
- 3-4. *Ammonia compacta* Hofker. External views; 3, spiral side; 4, umbilical side; x 70; Station 25.
- 5-6. *Ammonia tepida* Cushman. External views; 5, spiral side, x 100; 6, umbilical side, x 140; Station 28.
- 7-8. *Ammonia parkinsoniana* (d'Orbigny). External views; 7, spiral side, x 100; 8, umbilical side, x 110; Station 29.
- 9-10. *Criboelphidium poeyanum* (d'Orbigny). External views, x 180; Station 16.
- 11-12. *Porosononion subgranosum* (Egger). External views; 11, x 95; 12, x 120; Station 16.
- 13-14. *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny). External views, x 80; Station 4.
- 15-16. *Elphidium advenum* (Cushman). External views, x 95; Station 32.
17. *Elphidium complanatum* (d'Orbigny). External view, x 90; Station 28.
18. *Elphidium crispum* (Linné). External view, x 70; Station 32.
- 19-20. *Elphidium depressulum* Cushman. External views; 19, overview, x 95; 20, edge view and aperture, x 130; Station 3.
21. *Elphidium cf. pulvereum* Todd. External view, x 130; Station 28.



LEVHA 7
PLATE 7



Batı Anadolu'dan Örneklerle Epitermal Kuvars Damarlarında Görülen Dokuların Maden Aramacılığındaki Önemi

The Explorative Significance of the Textures in Epithermal Quartz Veins by the Examples from Western Anatolia

Vedat OYGÜR Normandy Madencilik A.Ş., Arjantin Cad. 15/6 G.O.P., 06700 Ankara
(e-posta: vedat.oygur@ovacik-altin.com)

Öz

Kuvars damarları, altın yataklarının çoğunda ortak özelliştir ve altın cevherleşmelerinin ana depolanma yeridir. Epitermal kuvars damarlarında çok çeşitli makroskobik dokular görülmektedir. Kuvars dokularının türlerine göre damarın, altın cevherleşmesi içerip içermediği belirlenebilmektedir. Bu dokular iki ana grupta toplanmaktadır: 1) açık boşluk dolgularını temsil eden birincil büyüme yapıları; 2) daha sonraki olayları yansıtan binme yapıları. Birincil büyüme yapıları som, tarak ve bantlı olarak sınıflandırılmaktadır. Binme yapıları ise breş ve ornatım dokularıdır. Epitermal damarlarda yaygın olarak görülen adularya ve karbonat gibi kuvars dışındaki mineraller de bu dokusal zonların yorumlanmasında yararlı olmaktadır. Kuvars damarlarında, doku türlerinin ve doku beraberliklerinin dağılımından yola çıkarak bir düşey doku zonlanma modeli oluşturulabilmektedir.

Anahtar Kelimeler: Epitermal, kuvars damarı, doku, zonlanma

Abstract

Quartz veins are a common feature in many of the gold deposits and a major host to gold mineralisation. Various macroscopic textures are observed in the epithermal quartz veins. According to the quartz textures within the vein, it can be discriminated whether the vein includes gold mineralisation or not. Two major textural groups are recognised: 1) Primary growth textures representing the open-space fillings; 2) Superimposed textures reflecting the overprinting events. Primary quartz vein textures are classified as buck, comb and banded textures. Superimposed textures are breccia and replacement textures. Minerals other than quartz such as adularia and carbonate minerals common in epithermal veins are useful to the interpretation of textural zones. In quartz veins a vertical textural zoning model can be defined according to the pattern of distribution of textures and assemblages of textures.

Key Words: Epithermal, quartz vein, texture, zoning

GİRİŞ

Epitermal cevherleşmelerin pek çoğunda, cevherin içine yerleştiği kuvars damarları yaygın olarak görülür. Maden jeologları için en zor işlerden birisi, arazide karşılaştıkları bir kuvars damarının ne tür bir hidrotermal faaliyeti temsil ettiği hakkında karar vermektir. Hele bu damar, epitermal dönemde oluşmuş ve sülfid mineralleri de içermiyorsa karar verilmesi iyice güçleşecektir. Damardan alınan örneklerin analiz sonuçlarının gelmesi birkaç ayı alacaktır. Bu sonuçları bekledikten sonra daha ayrıntılı bir incelemeye geçilmesi zaman kaybına neden olacak; belki de arazi mevsimi bittiği için çok daha ileri bir zamana ötelenecektir.

Bir epitermal kuvars damarında görülen doku türlerinin incelenmesi, arazi çalışmaları sırasında, yukarıda sözünü ettiğimiz türden zaman kaybını

önleyebilecek niteliktedir. Bu dokuların yorumlanmasıyla, arazide bugünkü topografyada gördüğümüz kuvars damarının paleotopografyada epitermal sistemin neresine karşılık geldiğini kestirebiliriz. Bunun sonucunda da damarın değerli metaller içeren kesiminin erozyonla gidip gitmediğini ya da yüzeyde bir belirti olmadığı halde derinde bir cevher varlığı bekleyebileceğimize karar verebiliriz. Kısacası kuvars damarlarındaki dokuları maden aramada kılavuz olarak kullanabiliriz.

Kuvars damarlarının doku türlerine göre sınıflandırılmaları çalışmaları son on yılda gelişmiştir (Haynes, 1987; Dowling ve Morrison, 1989; Jebrak, 1992; Saunders, 1994). Hidrotermal kökenli kuvars ve silika için bir terminoloji önerisi ilk kez Adams (1920) tarafından yapılmıştır. Daha sonraki yıllarda, bir özgün ortamda kuvarsın özelliklerine dikkati çeken çeşitli çalışmalar yapılmıştır

(Spurr, 1926; White, 1943; Stillwell, 1950; Boyle, 1979).

Kuvars dokuları üzerinde, çeşitli araştırmacılar tarafından geleneksel mikroskopik inceleme, UV lambası ve katot lambası ile incelemeler yapılmıştır. Kullanılan yöntemler karşılaştırıldığında, kuvars dokularının tanımlanmasında en etkin ve ekonomik yolun el örnekleri boyutundaki tanımlama olduğu belirlenmiştir (Dowling ve Morrison, 1989).

Bu çalışmanın amacı, 1992-1997 yılları arasında MTA Genel Müdürlüğü tarafından Batı Anadolu'da yürütülen altın arama projeleri kapsamındaki arazi çalışmaları sırasında çeşitli cevherleşmelerde el örneği ölçeğinde gözlenen doku örneklerinden yararlanarak, Dowling ve Morrison (1989) tarafından geliştirilen kuvars damarları sınıflandırması çalışmalarının genelleştirilmesine katkıda bulunmaktır.

Kuvars dokularının Türkçe adlamasında, Gümüş'ün kullandığı terminolojiye uyulmuştur (Gümüş, 1998).

KUVARS DAMARLARINDAKİ

SİLİKA TÜRLERİ

Silika, epitermal sistemlerde opal veya amorf silika, opal C-T, kalsedon ya da kuvars olarak depolanır. Silika bakımından aşırı doymuş çözeltiden depolanan bu fazlar, kuvars dışında, düşük sıcaklıklarda duraylı değildir (Fournier, 1985a). Depolanmadan sonra, opal ve kalsedon, kuvars olarak yeniden kristallenir. Alt ve diğerleri (1987), Doğu Pasifik Yükselimi'ndeki hidrotermal bacalarda yaptıkları çalışmada, opal ve kalsedonun 70 ila 180°C de depolandıklarını ve 230 ile 320°C de kuvars biçiminde yeniden kristallendiklerini tespit etmişlerdir.

Kuvars dokularının kökeni, hidrotermal sistem içerisinde kuvars, kalsedon ve amorf silikanın davranış biçimiyle açıklanabilir. Hidrotermal çözeltilerde silikanın davranışını kapsamlı bir şekilde açıklayan Fournier'ye (1985a) göre, kuvars, hidrotermal sistemde silikanın en duraylı biçimidir. Başlangıç sıcaklığı 200 ile 340°C arasındaki bir hidrotermal çözeltinin yavaş soğuması kuvarsın depolanmasıyla sonuçlanır. Düzgün biçimli kuvars kristalleri, nisbeten yavaş değişen basıncı-sıcaklık

koşullarını işaret ederek, silika bakımından hafifçe doymuş çözeltilerden gelişirler. Doğrudan hidrotermal çözeltiden açık boşluk dolgusu olarak çökelen kuvars düzgün kristal yüzeyleri sunar ve kristallerin c eksenleri boşluk duvarına kabaca diktir. Sıcak hidrotermal su ile soğuk meteorik suyun karıştığı yerlerdeki hidrotermal sistemlerin soğuk kenarlarında da kuvars çökelişi görülebilir.

Amorf silika depolanması için, kuvarsın tersine, hidrotermal çözeltinin silika bakımından aşırı doymuş olması gerekir (Fournier, 1985a). Amorf silika, çözeltinin fiziksel veya kimyasal doğasındaki büyük ve hızlı değişimleri gösterir. Bu değişimler de çözeltinin, cevher taşıma ve depolama kapasitesini etkiler.

Kalsedon ya hidrotermal çözeltiden doğrudan çökmeyle ya da amorf silikanın kristalin malzemeye dönüşümüyle oluşur (Fournier, 1985a). Kalsedonun çökelişi için kuvarsın göre daha ortaça bir silika doymuşluğu gerekir. Ancak, kalsedon 180°C nin altındaki sıcaklıklarda oluşur.

Sıcak hidrotermal suların, nisbeten yüzeye yakın ortamlarda, oksijence zengin ve soğuk meteorik suyla karışması ametist oluşmasıyla sonuçlanır. Çünkü bu oksitleyici koşullar, ametiste mor rengini veren üç değerli demiri oluşturur (Fournier, 1985a).

Epitermal sistemlerin paleotopografyadaki yüzeyini temsil eden silika sinter, nötral ile hafifçe alkalın sulardan çökelen amorf malzemeden oluşur. Sistemin derin kesimlerinde asidik özellik taşıyan bu sular, yükselmeleri sırasında kaynama ve buharlaşmayla CO₂ kaybederek alkalın bileşim kazanırlar. Bu bakımdan, asidik karakterli epitermal sistemlerde sinter ya bulunmaz ya da ince bir tabaka halinde görülür.

Kireçtaşının silika ile ornatılmasından oluşan masif silika gövdelerini tanımlamak için jasperoid terimi kullanılır (Lovering, 1972). Kireçtaşının silika tarafından ornatımı, eşzamanlı olarak kalsitin çözülmesini ve silikanın çökmesini gerektirir. Sıcaklık 300°C nin altında ve sabit CO₂ kısmi basıncında, ısının düşmesiyle kalsit çözünürken kuvars, kalsedon ve amorf silikanın çözünürlüğü azalır (Fournier, 1985b). Nötral pH'daki hidrotermal çözeltinin kaynama olmaksızın yavaş soğuması, kireçtaşının silika ile ornatımını sağlar. Buna karşın, silikaca doymuş asidik çözeltinin kireçtaşı

Batı Anadolu'dan Örneklerle Epitermal Kuvars Damarlarında Görülen Dokuların Önemi

ile tepkimesi CO₂ oluşturur. Çözeltideki çözülmüş CO₂ ise kuvarsin çözünürlüğünü azaltır ve çözeltinin kireçtaşı ile temasında kuvars çökeler.

KUVARSLARININ KÖKENİ

Bir epitermal kuvars damarında görülen dokular, damar içindeki akışkanın kaynama sistemiyle ilişkilidir.

Saf suda, sabit buhar basıncında silika minerallerinin çözünürlüğü ısıyla artar (Fournier, 1985a). Her bir sıcaklık derecesinde, amorf silika kalsedondan ve kalsedon da kuvarsdan daha fazla çözünür. Yüksek sıcaklıklarda (>300°C), çözünürlük basınca bağlı olarak hızla artar. Yüksek sıcaklıklarda, kuvarsin çözünürlüğünün akışkanın tuzluluğu ile de arttığı bilinmektedir. Çözünürlük, pH değişimlerinden bağımsızdır.

Kuvars, 200°C nin üzerindeki sıcaklıklarda, akışkandaki silika yoğunlaşmasını kontrol eder (Fournier, 1985a). Kuvarsdan daha yüksek çözünürlüğe sahip olan kalsedon ise silika yoğunlaşmasını düşük sıcaklıklarda kontrol eder. Bu bakımdan, amorf silikamn depolanması kuvarsa nazaran daha yüksek seviyede silikaca aşırı yoğunlaşmayı gerektirir.

Silikamn tersine, kalsitin çözünürlüğü sadece ısı ve basıncın değil, akışkandaki CO₂ çözünürlüğü ile CO₂ kısmi basıncının da bir fonksiyonudur (Fournier, 1985b). Kalsitin çözünürlüğü ısının artmasıyla azalır ve tuzluluk ile CO₂ kısmi basıncının izotermal artışıyla yükselir. Sabit sıcaklıkta, buhar fazıyla dengedeki bir akışkanda kalsitin çözünürlüğü CO₂ kısmi basıncının artmasıyla yükselir. Buna göre, CO₂ kaybı ve seyrelme kalsitin depolanmasını denetleyen başlıca etmenlerdir.

Kaynama Zonu

Bir tipik epitermal akışkan ortalama tuzluluğu <1 % ağırlık eşdeğeri NaCl olan, CO₂ içeren, pH bakımından nötral bir akışkandır (Hedenquist ve Henley, 1985). Böyle bir akışkan, bir açık boşluk boyunca yükselirken tersinir genişlemeye uğrar ve akışkanın buhar basıncının hidrostatik basıncı aştığı noktada kaynama (tersinir olmayan adiyabatik genişleme) başlar. Kaynamanın meydana geldiği derinlik, sıcaklığa, tuzluluğa ve çözülmüş

gazların konsantrasyonuna bağlıdır. 250°C deki saf su, 460 m lik bir hidrostatik derinlikte kaynamaya başlarken, 10 % ağırlık eş. NaCl tuzluluğundaki akışkan 390 m derinlikte kaynar (Haas, 1971). Çözülmüş CO₂ içeren su ise daha derinlerde erkenden kaynayacaktır. Bunlara ilaveten, kayaçların sığ derinliklerde silisleşmesi kaynama zonunu yukarılara çekecektir.

Kaynama zonunun hemen altında, akışkanın tersinir genişlemeyle aktığı nisbeten hafif çökeltme koşulları egemendir ve silika doygunluğu kuvars ile denetlenir. Bu zon, baz metal sülfidlerinin eşlik ettiği kristalin kuvars depolanması ile belirginleşir.

Uçucuların hızla kaybı ile pH'da ve soğumadaki artışla belirginleşen kaynama zonunda depolanma koşulları çok daha hızlıdır. Hızlı CO₂ kaybı kalsit çökmesine neden olurken pH'daki artış K-feldspat oluşumuna yol açar. Adiyabatik genişlemeye bağlı önemli miktarda soğuma akışkanın kalsedon ve amorf silika bakımından aşırı doygunlaşmasını sağlar ve amorf (jel) silikamn çökmesine neden olur. Kaynamadaki hızlı dönemleri yansıtan yollu-kolloform bantlı kuvars zonları çok yaygındır. Eski oluşumlu bantlı kuvars parçalarını içeren breşli damarlar da ardışık kaynama olaylarını işaretlemektedir.

Eğer adiyabatik genişleme etkin ise ve akışkan, hızla yüzeye yükselirken soğursa, amorf silika bakımından aşırı doygun hale gelir. Bu da, pek çok epitermal cevherleşmede gözlenen sinterlerin (jel silikamn depolanması) veya silika şapkanın (kayanın silisleşmesi) oluşmasına neden olur.

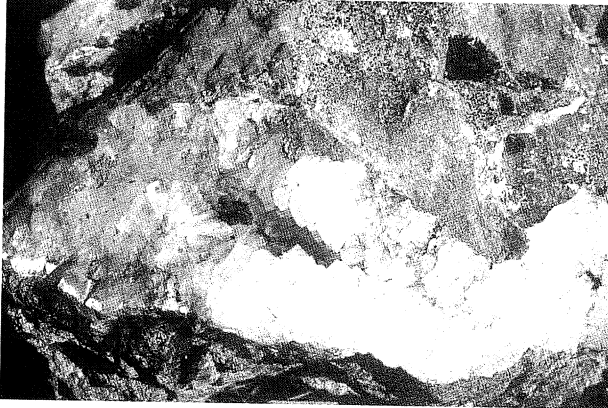
Ornatma

Soğuk akışkanların baskın hale gelmesi daha önce çökelmiş olan karbonatın çözünmesine ve silika ile ornatılmasına yol açar. Kaynayan akışkanların saldıdığı büyük miktarlardaki CO₂, daha uçucu olması sayesinde akışkandan daha hızlı yükselir. Böylece CO₂ kısmi basıncının yükseldiği kanallarda kalsit kolayca çözünür ve yerine silika depolanır.



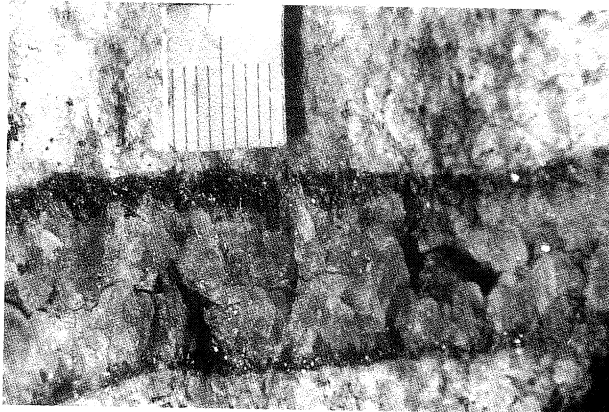
Şekil 1. Metamorfitletler içindeki kuvars damarında ametistten oluşmuş tarak dokusu (Kütahya-Simav-Muradınlar).

Figure 1. Comb texture composed of amethystine within the quartz vein in the metamorphics (Kütahya-Simav-Muradın kır).



Şekil 2. Listvenitlerde tarak dokusu (Kütahya-Simav-Karapınar).

Figure 2. Comb texture in the listwaenites (Kütahya-Simav-Karapınar).



Şekil 3. Volkanitlerde tarak dokusu (Kütahya-Gümüşköy-Gümüş madeni).

Figure 3. Comb texture in the volcanics (Kütahya-Gümüşköy- Silver mine).

EPİTERMAL KUVARSLAR DAMARLARINDA GÖRÜLEN DOKU ÇEŞİTLERİ

Arazi çalışmaları sırasında Batı Anadolu'dan derlenen el örneklerinde iki ana doku grubu tanımlanabilmektedir: (1) Açık boşluk dolgusu dokular, (2) Binik dokular. Açık boşluk dolgusu dokular, başlangıçtaki damar dolgusunu temsil eden birincil büyüme dokularıdır. Binik dokular ise deformasyon, çözünme, hidrotermal breşleşme ve yeniden kristallenme gibi daha sonra gelişen olaylar sonucunda önceden oluşmuş kuvars üzerindeki değişimleri yansıtır.

Damar dokuları, her epitermal oluşumda görülebilir. Bu dokular, kuvars, kalsedon, opal ve ametist gibi değişik kuvars türlerinden oluşabilir. Bu dokular için epitermal oluşuma veya kuvars türüne göre bir gruplandırma yoktur.

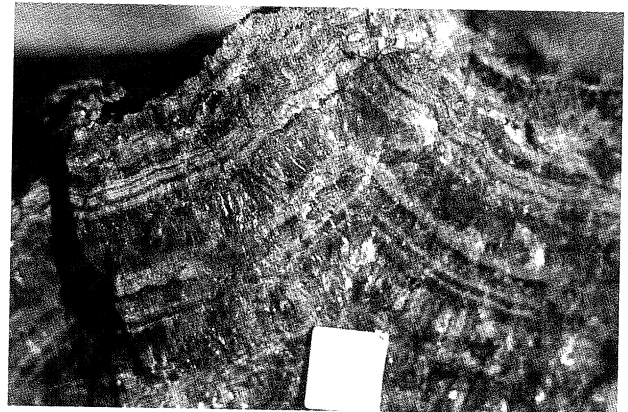
Açık Boşluk Dolgusu Dokular

Som Kuvars

Beyaz, iri taneli ve cevher içeriği açısından kısır kuvarsları tanımlamak için kullanılır (Böyle, 1979). Görünümü süt kuvarstan camslı kuvarsa kadar değişir. Tanelerin boyu ve yönlenmeleri çok değişken olan sıkı paketlenmiş kuvars kristallerinden oluşur.

Tarak Dokusu

El örneği boyutunda her bireysel kristalin tanımlanabildiği damarlar için kullanılır (Böyle, 1979). Kristalografik olarak c eksenine, boşluk, damar veya bir tabana dik olarak yönlenme gösterir



Şekil 4. Metamorfitletlerde ametistten oluşmuş yollu doku (Kütahya-Simav-Muradınlar).

Figure 4. Cms tifo rm texture composed of amethystine in metamorphics (Kütahya-Simav-Muradınlar)..

Batı Anadolu'dan Örneklerle Epitermal Kuvars Damarlarında Görülen Dokuların Önemi

(Şekil 1, 2 ve 3). Kuvars bakımından hafifçe aşırı doymun, fakat kalsedon bakımından doymamış bir hidrotermal çözeltiden oluşur (Fournier, 1985a). Bu hafif silika doymunluğu, sistemin yavaş soğumasından ve damar duvarı boyunca çok sayıdaki çekirdekten düzenli büyümeden ileri gelir.

Bantlı Dokular

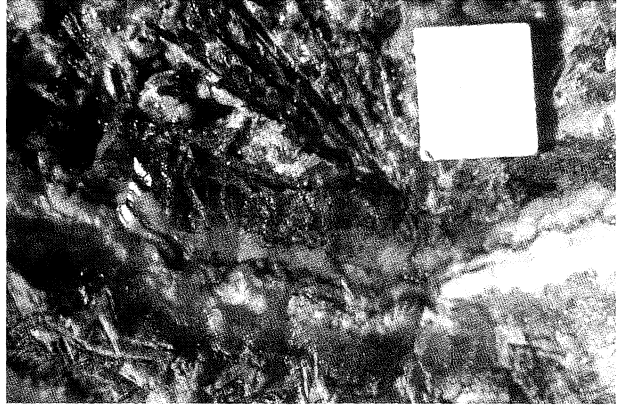
Maden jeolojisinin ilk dönemlerinden beri çeşitli bantlı dokular araştırmacıların ilgisini çekmiştir (Adams, 1920; Spurr, 1926; Lindgren, 1933). Genel itibariyle, değişken mineral bileşimi, tane biçimi veya tane boyutu ile tanımlanan ardışık bantların boşluk içinde dolgulanmasıdır. İz element içeriği, katı ve sıvı kapanımların bolluğu ve mineral bileşimine bağlı olarak görülen bileşim değişimleri renk değişikliği biçiminde el örneklerinde dikkati çeker. Tane boyutları amorf taneye kadar değişir. Kristaller, tutundukları yüzeyden ileriye doğru tek başlarına sonlanırlar ve bantlanmaya diktirler. Farklı bileşim veya dokudaki tekrarlayan bantlar, çözeltideki elementlerin dalgalanan yoğunlaşmalarını ve çökeltme sırasında dalgalanan akışkan koşullarını yansıtır (Morrison ve diğ., 1990). Bu dalgalanmalar, genelde, hidrotermal akışkanın dönemsel kaynamasıyla ilgilidir.

Bantlı dokuların bir veya birden fazla çeşidi, Batı Anadolu'daki arazi çalışmaları sırasında hemen her epitermal cevherleşmede yaygın olarak gözlenmiştir. Kuvars dokularının sınıflandırılmasında, bantlı dokular üç alt sınıfta toplanırlar:

Yollu: Epitermal damarların en tanıtman dokusudur (Buchanan, 1981). Ardışık bantlar, damar duvarına yarı paralel uzanırlar (Şekil 4,5,6).

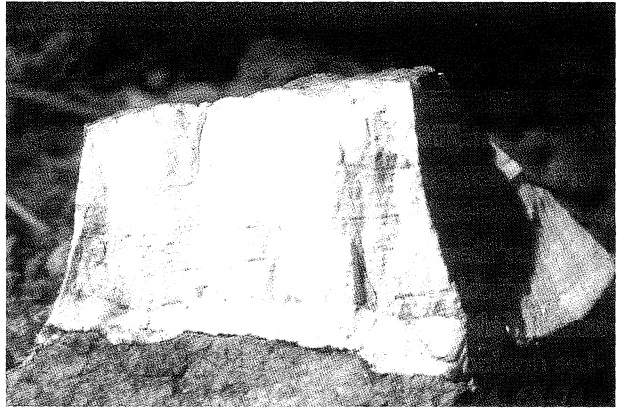
Kolloform: Değişik ölçeklerdeki kıvrımlardan oluşan bantlardır (Şekil 7, 8, 9). Yollu bantların, damar boşluğunun iç kısımlarına doğru kolloform bantlar geçtiği belirgin olarak görülür (Şekil 7, 8). Kolloform bantlar, botriyoidal (Şekil 10), küresel, böbrek ve meme formlarında olabilir. Kolloform doku, özgün silika j elindeki şiddetli yüzeysel gerilimden ileri gelir.

Kokart: Ana kaya parçalarının veya erken evrede oluşmuş kuvars parçalarının etrafını saran konsantrik bantlardır (Şekil 11). Eğer kuvars kristalleri, dayandıkları tabandan itibaren simetrik bir biçimde ışınal olarak büyürlerse rozet dokusu adını alır (Şekil 12).



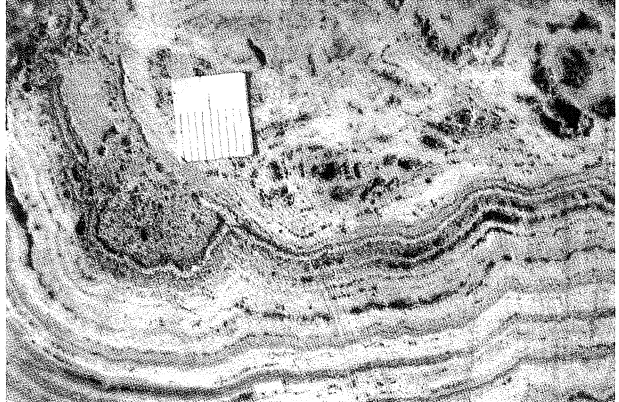
Şekil 5. Listvenitlerde yollu doku (Kütahya-Gediz Ilıcalar-Körkuyu eski civa madeni). Bant üzerinde büyümüş bir stibnit kristali görülmektedir.

Figure 5. Crustiform texture composed of amethystine in listwaenites (Kütahya-Gediz Hot Springs-Körkuyu old mercury? mine). A stibnite crystal is seen grown on the band.



Şekil 6. Metamorfiteerde opalden oluşmuş yollu doku (Kütahya-Simav-İnkaya).

Figure 6. Crustiform texture composed of opaline in metamorphics (Kütahya-Simav-İnkaya).



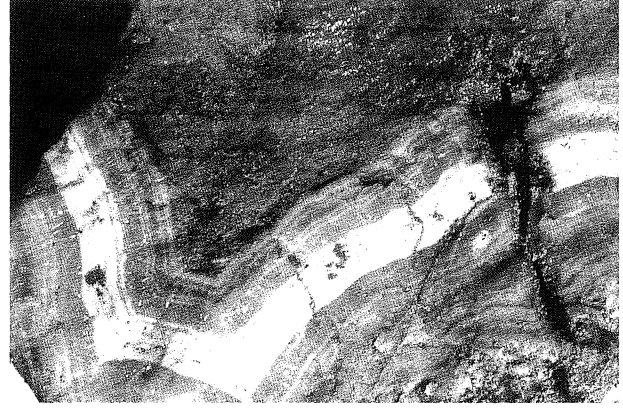
Şekil 7. Volkanitlerde kolloform doku (İzmir-Bergama-Ovacık altın madeni).

Figure 7. Colloform texture in volcanics (İzmir-Bergama-Ovacık altın madeni).



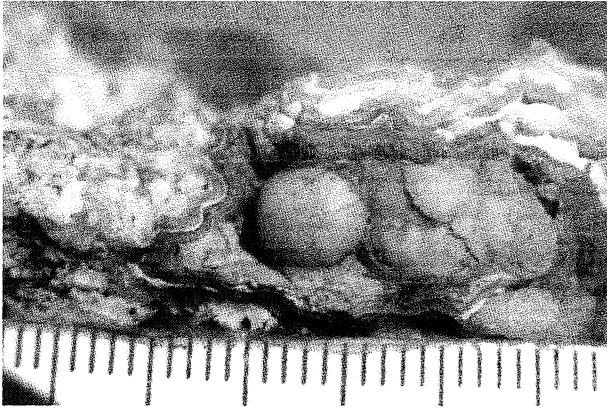
Şekil 8. Volkanitlerde kolloform doku (Bahkesir-Kepsut-Beyköy antik altın madeni).

Figure 8. Colloform texture in volcanics (Balıkesir-Kepsut-Beyköy antique gold mine).



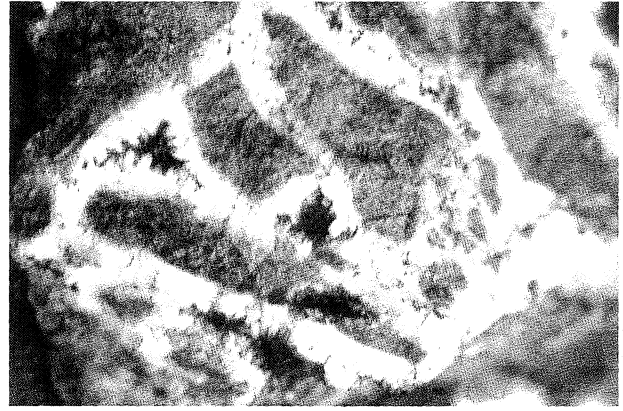
Şekil 9. Silisleşmiş kireçtaşmda kalsedondan oluşmuş kolloform doku (Kütahya-Simav-Ahmetliçayırı).

Figure 9. Colloform texture composed of chalcedony in silicified limestone (Kütahya-Simav-Ahmetliçayırı).



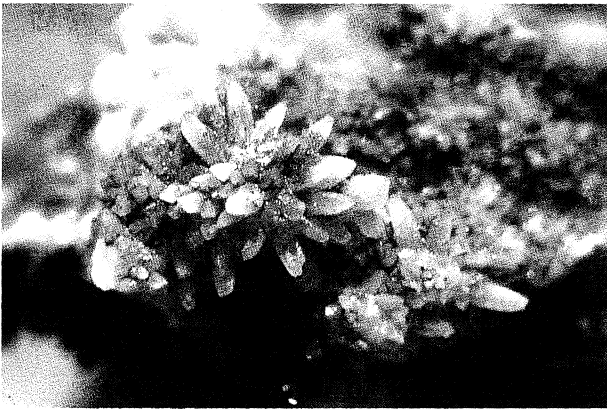
Şekil 10. Silisleşmiş kireçtaşmda botriyoidal kalsedon ve opalden oluşmuş kolloform doku (Kütahya-Simav-Değirmeneiler eski antimuan madeni).

Figure 10. Colloform texture composed of botryoidal chalcedony and opaline in silicified limestone (Kütahya-Simav- Değirmenciler old antimony mine).



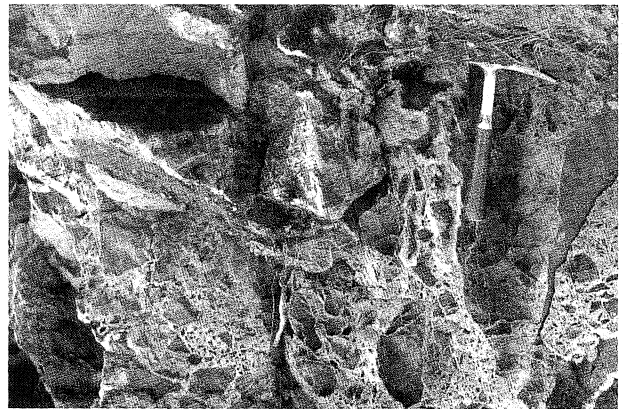
Şekil 11. Silisleşmiş kireçtaşmda kokart doku (Kütahya-Gediz-Karaağaç)

Figure 11. Cockade texture in silicified limestone (Kütahya-Gediz-Karaağaç).



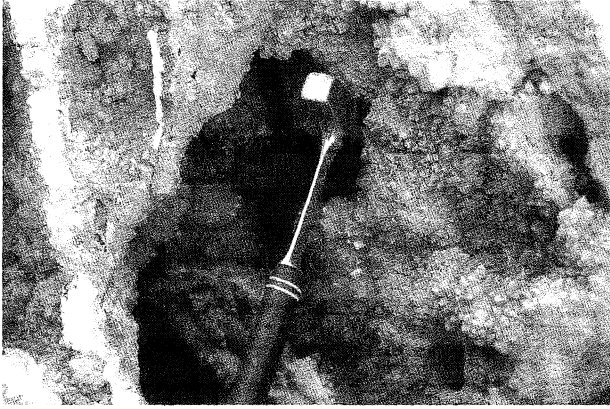
Şekil 12. Silisleşmiş kireçtaşmda rozet (kokart) doku (Kütahya-Gediz-Göynük eski antimuan madeni).

Figure 12. Rosette (cockade) texture in silicified limestone (Kütahya-Gediz-Göynük old antimony mine).



Şekil 13. Kireçtaşmm silika tarafından ornatımı (Kütahya-Gediz-Karaağaç).

Figure 13. Replacement of limestone by silica (Kütahya-Gediz-Karaağaç).



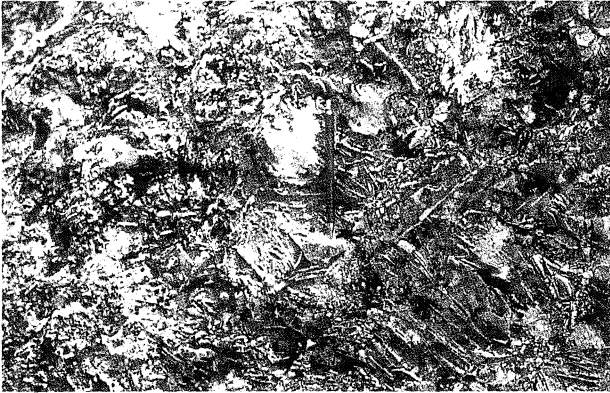
Şekil 14. Kireçtaşın silika tarafından ornatımı sonucu oluşan boşlukta büyümüş kuvars kristalleri (Kütahya-Gediz- Göynük eski antimuan madeni).

Figure 14. *Quartz crystals growth in the vug formed as a result of the replacement of limestone by silica (Kütahya-Gediz-Göynük old antimony mine).*



Şekil 15. Bir ışınal mineralin ornatımı sonucu oluşmuş kuvars psödomorfü (Kütahya-Gediz-Göynük eski antimuan madeni).

Figure 15. *Quartz pseudomorph after a radial mineral (Kütahya-Gediz-Göynük old antimony mine).*



Şekil 16. Kalsitin ornatımı sonucu oluşmuş kuvars psödomorfü (Bilecik-Söğüt-Korudanlık antik altın madeni)

Figure 16. *Quartz pseudomorph after calcite (Bilecik-Söğüt-Korudanlık antique gold mine).*

Binik Dokular

Başlıca ornatım ve hidrotermal breş oluşumları sonucunda ortaya çıkan dokulardır.

Ornatım Dokusu

Ornatım, bir eski mineralin yerine kimyasal veya yapısal olarak bir yeni evrenin depolanmasını kapsayan süreçtir. Epitermal oluşum sürecinde, ısı ve basınç değiştiğinde silika ve karbonatın çözünürlük-depolanma ilişkileri ters olduğundan, özellikle karbonatın silika ile ornatılması sonucunda çeşitli büyüklüklerde boşluklar oluşur (Şekil 13, 14). Bu boşluklarda, daha önceki bir mineralin yerini alan kuvars psödomorfları görülür (Şekil 15, 16). **Çentikli kuvars**, ornatım sürecinde, silika içerisinde karbonatın kalıp biçiminde çözünmesinden oluşur (Şekil 17). **Yapraklı kuvars**, ornatım sürecinde, çözünen kalsitin hücre duvarlarının silika ile dolmasından oluşur (Şekil 18). Yapraklı doku, damar içerisinde yükselen hidrotermal akışkanın kaynaması sonucunda oluşabilir (White ve diğ., 1989).

Breş Dokusu

Hidrotermal breşleşme sürecinde, kuvars damarı içerisinde gelişen ağsal damarlardan veya kuvars daman köşeli parçalarının bir hamur içerisine yerleşmesinden oluşur (Şekil 19). Hidrotermal breşleşme, Batı Anadolu'daki epitermal oluşumlarda çok yaygın olarak görülmektedir.

BİR EPİTERMAL SİSTEMDEKİ DOKU ZONLANMASI

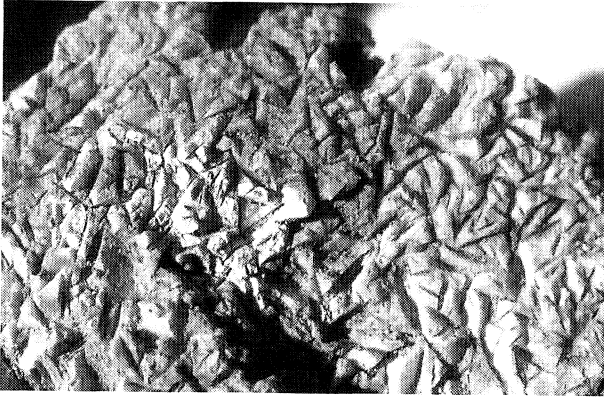
Bir epitermal damar yüzeylemesi, gerek açık boşluk dolgusu gerekse binik dokuların bir araya geldiği oldukça karmaşık bir görünüm sunar (Şekil 20). Bazı durumlarda, bir doku tipinden diğerine geçişler de görülebilmektedir. Bu damarları oluşturan her bir silika nesli tek bir doku veya çok sayıda değişik dokuyu oluşturabilir. Nesilden nesile dokuların tekrarı, peşpeşe gelen çok sayıdaki hidrotermal olayların bir sonucudur. Hatta, yeni kuvars nesillerinin eskilerini kestiği, breşleşmeler oluşturduğu, ornattığı da görülebilmektedir. Dolayısıyla, damardaki dokular karmaşıklıkla damarın cevher içeriği daha da zenginleşmektedir.

Bütün bu karmaşıklığa rağmen, kuvars damarlarında görülen dokular, Buchanan (1981) tarafın-

dan genelleştirilmiş epitermal damar sistemi üzerine yerleştirilebilir. Batı Anadolu'daki epitermal cevherleşmelerde gözlenen doku çeşitleri, cevherleşmeyle olan ilişkilerine göre epitermal damar sistemi için genelleştirilerek böyle bir deneme çalışması yapılmıştır.

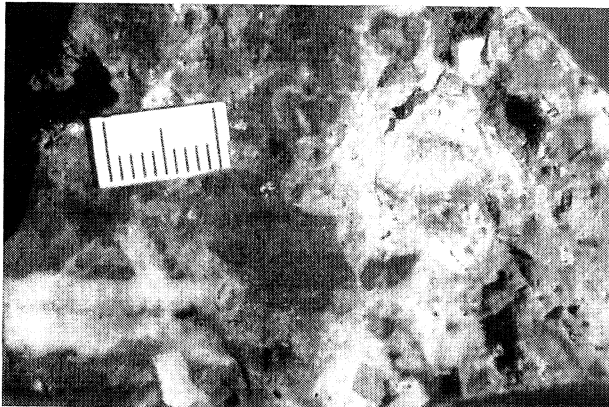
Epitermal sistemde dokuların düşey zonlanmasında (Şekil 21), damarın en derin kesimlerinde, kaynama seviyesinin altında, tarak dokulu kuvars egemendir. Kaynama seviyesinde veya hemen üzerinde, mikrokristalin kuvarslı bantlı dokular daha baskındır. Sığ derinliklerde, masif veya hafifçe bantlı kalsedon görülür. Bu kesimde, karbonat gang, kalsedon veya mikrokristalin kuvars ile ornatılır. Yüzeyde ise, amorf kalsedondan oluşan sinter görülür (Şekil 22).

Epitermal damarın altın-gümüş bakımından zengin kesimi, genelde, bantlı dokuların egemen



Şekil 17. Çentikli kuvars ornatım dokusu (Kütahya-Simav-Ahmetli).

Figure 17. Bladed quartz as a replacement texture (Kütahya-Simav-Ahmetli).



Şekil 19. Hidrotermal heterolitik breş dolgusu (Balıkesir-Sındırgı-Kepez).

Figure 19. Heterolithic hydrothermal breccia texture (Balıkesir-Sındırgı-Kepez).

olduğu yerdir. Bu kesimlerde, benzer dokuları taşıyan kayaç parçaları ve hamura sahip breşler de görülebilir. Bazı metal içeriği ise, bu kesimin altında, damarın tarak dokusuyla temsil edilen daha derin kısımlarında bulunur.

SONUÇLAR

Batı Anadolu'daki epitermal kuvars damarlarında el örneği ölçeğinde görülen doku çeşitleri sınıflandırılmaya çalışılmıştır. Epitermal kuvars damarlarındaki dokular, açık boşluk dolgusu birincil dokular ve sonraki olaylar sırasında gelişen binik dokular olmak üzere iki ana grupta toplanmışlardır. Her bir doku çeşidinin, damarın belirli derinlikteki kısımlarında yer aldığı gözlemlenmiştir. Damardaki altın-gümüş gibi değerli metal içeriği ve bazı metal içeriği farklı doku gruplarıyla



Şekil 18. Yapraklı kuvars ornatım dokusu (Kütahya-Simav-Ahmetli).

Figure 18. Lattice-bladed quartz (Kütahya-Simav-Ahmetli).



Şekil 20. Bir epitermal damar yüzeyinde dokuların görünümü (İzmir-Bergama-Ovacık altın madeni).

Figure 20. Textures on an outcrop of an epithermal vein (İzmir-Bergama-Ovacık altın madeni).

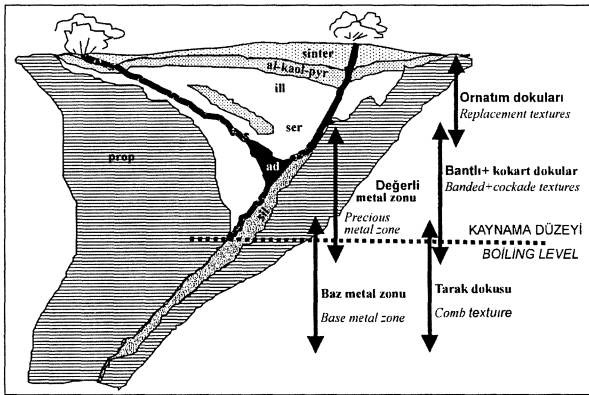
Batı Anadolu'dan Örneklerle Epitermal Kuvars Damarlarında Görülen Dokuların Önemi

ilişkili olabilmektedir. Batı Anadolu örneklerinden yola çıkarak oluşturulmuş epitermal damar sisteminde kuvars dokuları ve metal zonlanması modelinden maden arama çalışmaları sırasında yararlanılabileceği gösterilmiştir.

EXTENDED SUMMARY

Quartz veins where the ore is settled are general in the most of the epithermal mineralizations. The kind of the hydrothermal activity is easily decided by studying the textures observed within a quartz vein met at the field. Therefore, the place of this quartz vein in the epithermal system on the paleotopography can be estimated. It is decided whether the precious metals zone of the vein was cut by the erosion or an ore existence can be expected at depth while there is not any evidence on the surface. As a consequence, the textures of the quartz veins are used as guide in the exploration.

The purpose of this study is supporting the study of Dowling and Morrison (1989) on the classification of the quartz veins, by using the epithermal textures observed in the western Anatolia. Two major textural groups are recognized on the hand specimens collecting during the field studies in the western Anatolia: (1) Primary growth textures representing the open-space fillings; 2) Superimposed



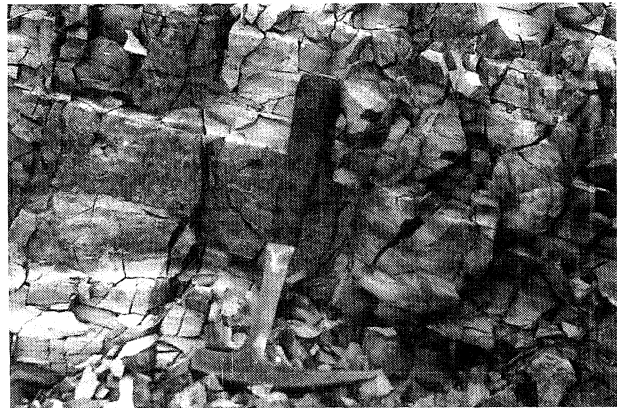
Şekil 21. Epitermal damar sisteminde (Buchanan, 1981) kuvars dokularının genelleştirilmiş düşey zonlanması. al: alünit, kaol: kaolinit, pyr: pirit, ill: illit, ser: serisit, ad: adülyarya, prop: propilit, sil: silika.

Figure 21. Generalized vertical zoning of the quartz textures in the epithermal vein system (Buchanan, 1981). al: aliiinite, kaol: kaolinite, pyr: pyrite, ill: illite, ser: serisite, ad: adularia, prop: propillite, sil:silica..

textures reflecting the overprinting events. Primary quartz vein textures are classified as buck, comb (Figs. 1-3) and banded (Figs. 4-12) textures. Superimposed textures are replacement (Figs. 13-18) and breccia (Fig. 19) textures. Quartz textures can be seen in all epithermal settings. These textures can be formed by different quartz species such as quartz, chalcedony, opaline and amethystine. Minerals other than quartz such as adularia and carbonate minerals common in epithermal veins are useful to the interpretation of textural zones.

An epithermal vein exhibits a quite complex view where both the primary growth textures and superimposed textures met together (Fig. 20). Transition from one type of texture to another can also be seen in some instances. Each silica generation formed these veins can cause a single texture or a lot of various textures. Repetition of the textures through the generations is the result of hydrothermal activities following each other. New quartz generations cutting the old ones, forming brecciations, causing replacements can be seen as well. Therefore, the mineral content of the vein becomes richer while the textures of the vein become complicated.

Despite this complexity, the textures of a quartz vein can be placed on the epithermal vein system generalized by Buchanan (1981). A such test is made by generalizing the textures observed at the epithermal ores in western Anatolia, according to their relations with the mineralization (Fig. 21). In the vertical textural zoning in an epithermal sys-



Şekil 22. Silika sinter (Kütahya-Gümüşköy-Gümüş madeni).

Figure 22, Silica sinter (Kütahya-Gümüş köy- Silver mine).

tem, quartz with comb texture is dominant below the boiling level, in the deepest parts of the vein. Banded textures of microcrystalline quartz are more dominant at the boiling level or just above. Massive or slightly banded chalcedony exists in the shallow depth. Sinter consisting of amorphous chalcedony is seen at the surface (Fig. 22).

In general, the richer part of the epithermal vein in precious metals exists at the banded textures. Whereas, base metal content is below this part, in the deeper parts of the vein representing by the comb texture.

DEĞİNİLEN BELGELER

Adams, S. E., 1920. A microscopic study of vein quartz. *Econ. Geol.*, 15, 623-644.

Alt, J. C., Lonsdale, P., Hayman, R. ve Muehlenbachs, K., 1987. Hydrothermal sulfide and oxide deposits near 21°N, East Pacific Rise. *Geol. Soc. America Bull.*, 98, 157-168.

Boyle, R. W., 1979. The Geochemistry of Gold and Its deposits. *Canada Geol. Survey, Bull.* 280, 169-182.

Buchanan, L. J., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *Geol. Soc. Arizona Digest*, 14, 237-262.

Dowling, K. ve Morrison, G., 1989. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *The Geology of Gold Deposits*, R.R.Keays, W.R.H.Ramsay ve D.I.Groves (ed.), *Econ. Geol.*, Monograph 6, 342-355.

Fournier, R. O., 1985 a. The behaviour of silica in hydrothermal solutions. *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, B. R. Berger ve P. M. Bethke (ed.), *Reviews in Economic Geology*, 2, 45-51.

Fournier, R. O., 1985 b. Carbonate transport and deposition in the epithermal environment. *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, B. R. Berger ve P. M. Bethke (ed.), *Reviews in Economic Geology*, 2, 63-72.

Gümüş, A., 1998, İç Olaylara Bağlı Maden Yatakları. *Bilim Ofset*, İzmir, 481 s.

Haas, J. L. Jr, 1971. The effect of salinity on the

maximum thermal gradients of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Econ. Geol.*, 66, 940-946.

Haynes, S. J., 1987. Classification of quartz veins in turbidite-hosted gold deposits, greenschist facies, eastern Nova Scotia. *CIM Bull*, 80 (898), 37-51.

Hedenquist, J. W. ve Henley, R. W., 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidences from geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Econ. Geol.*, 80, 1379-1406.

Jebrak, M., 1992. Les textures intra-filoniennes, marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. *Chron. Rech. Min.*, 506, 25-35.

Lindgren, W., 1933. *Ore Deposits*. Mc Graw Hill, New York, 930 s.

Lovering, T. G., 1972. Jasperoid in the United States. Its characteristics, origin and economic significance. *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper* 710, 164s.

Morrison, G., Guoyi, D. ve Jaireth, S., 1990. Textural zoning in epithermal quartz veins. *Epithermal Gold deposits in Queensland*, Amira Project P247, James Cook Univ., 19 s.

Saunders, J. A., 1994. Silica and gold textures in bonanza ores of the Sleeper deposit, Humboldt County, Nevada: evidence for colloids and implications for epithermal ore-forming processes. *Econ. Geol.*, 89, 628-638.

Spurr, J. E., 1926. Successive banding around rock fragments in veins. *Econ. Geol.*, 21, 519-537.

Stillwell, F. L., 1950. Origin of the Bendigo saddle reefs. *Econ. Geol.*, 45, 697-701.

White, W. H., 1943. The mechanism and environment of gold deposition in veins. *Econ. Geol.*, 38, 512-532.

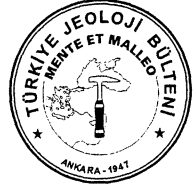
White, N. C., Wood, D.G. ve Lee, M. C., 1989. Epithermal sinters of Paleozoic age in north Queensland, Australia. *Geology*, 17, 718-72.

Makalenin geliş tarihi: 04/11/2000

Yayma kabul edildiği tarih: 31/05/2001

Received November 04, 2000

Accepted May 05, 2001



Şaplıca (Şebinkarahisar, Giresun) Volkanitlerinin Hidrotermal Alterasyon Türlerinin Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri

Mineralogic and Geochemical Properties of Hydrothermal Alteration Types of Şaplıca (Şebinkarahisar, Giresun) Volcanites

Necati KARAKAYA

Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 42031 Konya
(e-posta:necat23@hotmail.com)

Muazzez Çelik KARAKAYA

Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü 42031 Konya
(e-posta:mzzclik@hotmail.com)

ÖZ

Doğu Pontidlerin kuzey bölümünde yer alan inceleme alanında, Üst Kretase-Paleosen yaşlı granitoidlerin Üst Kretase yaşlı Şaplıca volkanitlerine intrüzyonu sonucu bölgede yaygın ve yoğun bir hidrotermal alterasyon zonu gelişmiştir. Geniş pH ve Eh şartlarında kuvvetli asidik, asidik, asidik-nötr, ve nötr alkalın koşullarda propilitik fillik, arjilik (killeşme ve alunitleşme) türü alterasyonlar yanında hematitleşme ve iki tür turmalin mineralizasyonu oluşmuştur.

Alunit, kaolinit, ve silis arjilik alterasyonda yaygın olarak gözükmekte, serisitik veya fillik alterasyon da kısmen oluşmuştur. Alunit, kaolinit ve kuvars \pm opal \pm kristobalit mineral topluluğundan oluşan alunit yataklarının büyük bir çoğunluğu Şaplıca volkanik kayaların çevresinde yer almıştır. Bölgede illit, pirit, barit ve jips ise az miktarlarda gözlenmiştir.

Altere kayalarındaki ana ve bazı iz elementlerin derişimleri ana kayaca oranla yüksek bulunmuş veya alterasyon türlerine göre ana kayalarından yıkanarak taşınmıştır. Genelde Al + K, alunitik + serisitik ve Mg + Ca + Fe ise pirofülik alterasyonda zenginleşmiştir. Diğer yandan Ca, Mg ve Fe in arjilik alterasyon zonunda yıkanması ile Fe yoğunlaşarak olarak hematit oluşumu gerçekleşmiştir. Na un da bütün alterasyon türlerinde kuvvetli bir yıkanma gösterdiği tespit edilmiştir. Silis genelde arjilik (kaolinitik ve alunitik zon) alterasyonda azalmıştır. İz elementlerin çoğunluğu tipik olarak hidrotermal alterasyonda hareketlilik göstermiştir. Y, Sc, Mo, Cr, Co, Ni ve Zn asidik sulu sistemlerde hareketli olup, alunitik alterasyon zonunda yok denecek miktarlardadır. Bu elementler kaolinitik oluşumların yakınındaki zonlarda, tabanda hafif yüksek derişimlerde gözlenmiştir. Alunitik ve kaolinitik zonda özellikle Sr ve kısmen Rb derişimi az altere kayaca oranla yüksektir. Ba içeriği, asidik solüsyonlarda çözünürlüğünün çok az olması nedeniyle, alunitik ve kaolinitik zonda az altere kayacın yaklaşık yarısı oranında bulunmuştur. İnceleme alanında ki diğer alterasyon zonlarında Ba içeriği en düşük değerlerdedir ve ana kayaca göre 1/10-1/20 oranında azalmıştır. Pb ve Cu konsantrasyonları piropilitik zonda az altere anakayaca oranla oldukça yüksektir. V, ana kayaca oranla bütün alterasyon türlerinde zenginleşmiştir. İncelenen alterasyon zonlarının özellikleri Doğu Karadeniz bölgesinde yaygın olan benzer alterasyon zonlarındaki mineral oluşumlarının araştırması dönüşümlerinin yorumlanmasında kullanılabilir.

Anahtar kelimeler: Alunit, hidrotermal alterasyon, kaolinit, silis, Pontid, Şaplıca,

ABSTRACT

A widespread, and intense hydrothermal alteration zone has developed in the Upper Cretaceous Şaplıca volcanics, in the northern part of the eastern Pontids, as a result of the intrusion of Late Cretaceous-Paleocene granitoids. Under strongly acidic, acidic, acidic-intermediate and intermediate alkaline conditions, propylitic, phyllic (sericitic), argillic (alunitization and kaolinization) alteration along with hematite and silica polymorphs, and two type of tourmaline mineralization developed under wide range of pH and Eh conditions.

Alunite, kaolinite and silica are abundant in argillic alteration, whereas sericite dominates in phyllic alteration. Most of the major alunite deposits are located along the periphery of the Şaplıca volcanic rocks and in addition contain alunite, kaolinite + quartz \pm opal \pm cristobalite. Illite, pyrite, barite, and gypsum also occur in small amounts.

Major and some trace elements are notably concentrated in or were leached from, the volcanic rocks depending upon the alteration types. In general, Al + K and Mg + Ca + Fe were enriched in the alunitic + sericitic and propylitic alteration types, respectively. On the other hand, Ca, Mg and Fe were leached in the argillic alteration, and Fe was concentrated in hematite formation. Strong leaching of Na was determined mainly for all alteration types. Silica generally decreased in argillic (e.g., in kaolinitic and alunitic) alteration zones. Most of trace elements were mobile during hydrothermal alteration. Y, Sc, Mo, Cr, Co, Ni, Zn tend to be mobile in acid aqueous systems and, thus, are nearly absent in these alunitic alteration zones. In the surrounding kaolinitic envelope, these elements are present at background or slightly higher concentrations. Mainly Sr and partly Rb contents are higher in the alunitic and kaolinitic zones than weakly altered parent rock. Barium content in the acidic alteration zones (alunitic and kaolinitic zone) is half about of the parent rock because of the relative insolubility of barite in acidic solutions. The lowest concentration of the element were determined in all the other alteration zones, and its content were strongly leached (about 1/10 to 1/20) from the weakly altered parent rocks. Pb and Cu content is increased in the propylitic zone. V is generally enriched in all alteration types compared to weakly altered parent rocks. Such hydrothermal alteration zones can be used effectively to assess mineral exploration/evaluation of resources of similar alteration zones the eastern Black Sea region.

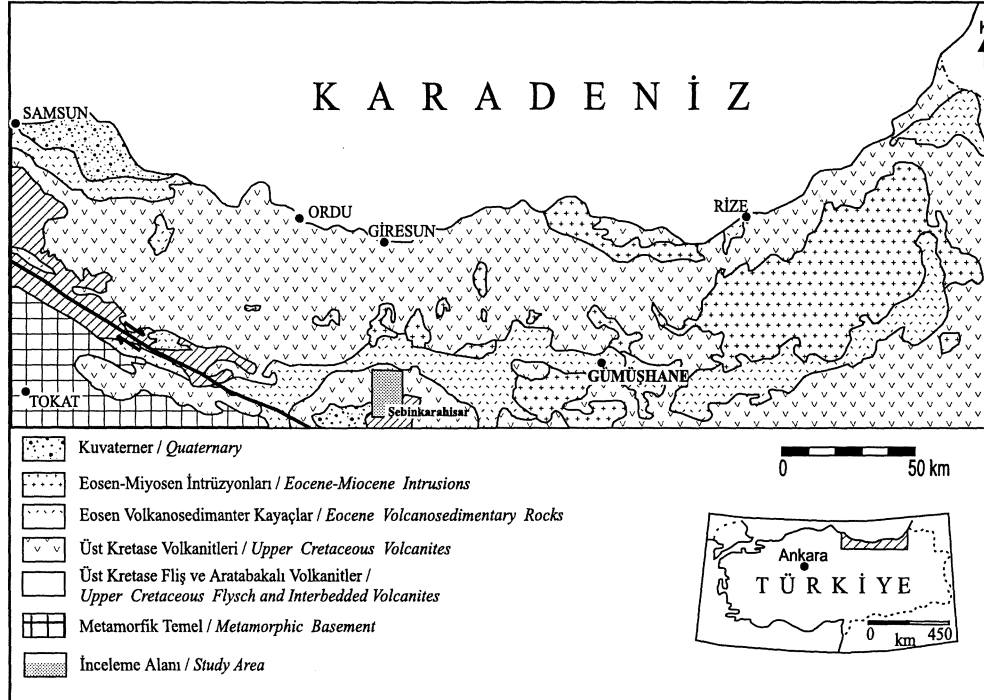
Key words: Alunite, hydrothermal alteration, kaolinite, silis, Pontid, Şaplıca

GİRİŞ

İnceleme alanı Pontidler olarak bilinen (Ketin, 1966), Karadeniz metalojenik provansı içerisinde yer alır. Bu provans ve metalojenik özelliği Balkan Yarımadası'ndan Türkiye ve Kafkaslara kadar uzanır. Bu kuşağın Geç Kretase yitim zonu ile oluştuğu ileri sürülmüştür (Boccaletti et al., 1973; Dixon and Pereira, 1974; Çağatay, 1981; Şengör and Yılmaz, 1981). Pontidlerde dasitik seri olarak bilinen Geç Kretase yaşlı ayrılmamış volkanitler, bazalt, andezit, dasit, latit, trakit, riyodasit ve ri-yolitik lavlar ve piroklastiklerden oluşmuştur (Çağatay, 1993). İnceleme alanında Pontidlerin kuzey bölümünü karakterize eden plütonik ve volkanik kayalardan "Alt Bazik Seri" (Gedikoğlu vd., 1979) dışındakiler yaygın olarak gözlenir. Şebinkarahisar yöresinde Üst Kretase yaşlı Şaplıca volkaniti ile, Üst Kretase-Paleosen yaşlı grani-toyidik kayaların intrüzyonu sonucu yaygın ve yoğun bir alterasyon kuşağı oluşmuştur (Şekil 1, 2). Çalışma alanında ileri düzeyde alterasyona uğramış olan Şaplıca volkanitinin kayalarını dasitik, andezitik ve ri-yolitik lav ve piroklastikleri oluşturur. Bu kayaları kesen granitoid intrüzyonu ise, granit, kuvars monzonit, kuvars siyenit ve siyenitlerden oluşur. Eosen yaşlı kalk-alkalin mag-

matik faaliyet hafif güneye doğru kayarak bu kuşağa paralel gelişim göstermiştir (Çağatay, 1993). Oligosen döneminde Pontidlerin güney sınırında, asidik-ortaç bileşimli ve bu provansın en son magmatik faaliyetin ürünü olan kayalar intrüzyon yapmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Hidrotermal alterasyonlar (silisleşme, kaolinleşme, serisitleşme ve alunitleşme) ve turmalinleşme ve cevher mineralizasyonları Eosen öncesi magmatiklerin içinde gözlenmektedir.

Doğu Karadeniz bölgesinde Geç Kretase yaşlı Dasitik seri içerisinde gözlenen masif sülfid yatakları önemli hidrotermal alterasyonlarla birlikte gözlenir (Çağatay, 1981, 1993; Çelik vd., 1997). Bölgede çeşitli boyutlarda en azından 40 masif sülfid yatağının varlığı tespit edilmiştir. Bu yatakların alterasyon çemberi 350 m - 2 km kadardır (Çağatay, 1993). Bu yataklar piritik ve polimetalik tabakamsı (stratabound) yataklar olup, önemli Cu, Zn, Pb, Ag ve Au cevherleşmeleri oluşmuştur. Yatakların bir kısmında taban zonunda jips-anhidrit mineralizasyonları gözlenmiştir. Volkanizma sonrası asidik çözeltilerin etkisi ile farklı türde hidrotermal alterasyonlar kil mineraleri, silis polimorfları ve sülfat minerallerinin oluşumuna olanak sağlamıştır. Bölgede sülfat min-



Şekil I. İnceleme alanının basitleştirilmiş jeoloji ve yer bulduru haritası.

Figure I. Simplified regional geologic and location map of the investigation area.

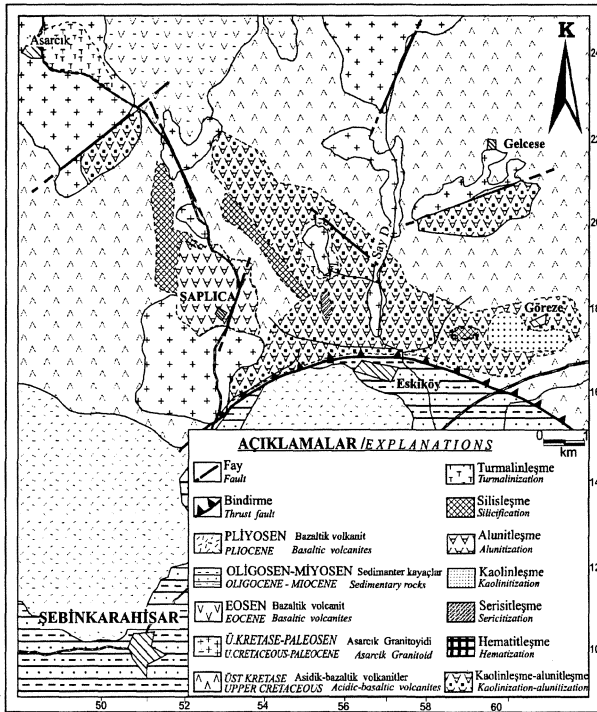
ŞAPLICA VOLKANİTLERİNİN HİDROTERMAL ALTERASYON TÜRLERİ

eralleri cevher yataklarının hem taban hem de tavan zonunda oluşmuştur (Çağatay, 1993).

Kil ve alunit yataklarının bir kısmı ekonomik öneme sahip olup, bölgenin farklı kesimlerinde cevher yataklarının alterasyon çemberinde gözlenmektedirler. Özellikle kırık hatlarında ve volkaniklerle derinlik kayaçlarının dokunaklarında mineralli su çıkışları gözlenmektedir. Bu alterasyon çemberlerinin mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, oluşumunda rol oynayan etkenler ve alterasyon türleri üzerinde daha önce yapılmış her hangi bir araştırmaya rastlanmamıştır. Ancak Özgenç (1993), inceleme alanında alunitleşmenin kökenini ³⁴S izotop analizleriyle yorumlanmıştır.

MATERYAL VE YÖNTEM

Alterasyon zonlarından alınan az altere olmuş volkanik kayaç örneklerinden petrografik incelemeler yapılmıştır. X-ışınları difraksiyonu (XRD) incelemeleri tüm kayaç ve kil fraksiyonu üzerinde yapılmıştır. Yönlenmemiş çekimler üzerinde 1/2°/2q/dk hassasiyetle yapılan çekimlerde alunit grubu mineraller tanımlanmıştır.



Şekil 2. İnceleme alanının jeolojik ve genelleştirilmiş alterasyon haritası.

Figure 2. Geologic and generalized alteration map of the investigation area.

Çekimlerde NaCl iç standart olarak kullanılmıştır. Hazırlanan kil boyu frekanslardan yönelmiş çekimler (normal, fırınlı ve etilen glikollü) yapılmıştır. Taramalı elektron mikroskopunda inceleme (SEM), enerji dispersiv spektrumu (EDS), yaş (su örneklerinde) ve kuru kimyasal analizler yapılmıştır.

Örneklerin petrografik özellikleri ince kesitlerin incelenmesi sonucu belirlenmiştir. Tüm kaya ve kil fraksiyonlarının (< 2 mm) mineralojik bileşimleri X-ışınları difraksiyonu ile belirlenmiştir. XRD çekimleri Phillips PW 1140 (Hacettepe Üniversitesi) ve Siemens D-5000 aletlerinde (Etibank Seydişehir Alüminyum İşletmesi), Cu Ka radyasyonu kullanılarak 2 θ = 2-70° aralığında, tarama hızı 1°/2q/dk koşullarında yapılmış olup, JCPDS (1993) verileri kullanılarak mineraller tanımlanmıştır. Kil minerallerinin boyutu, şekli ve diğer minerallerle ilişkileri EDS sistemli taramalı elektron mikroskopta (Jeol 840A ve JSM 6400), 20kV da (Orta Doğu Teknik Üniversitesi) incelenmiştir. Ana element analizleri X-ışın floresans (XRF) aletinde uluslararası standartlar (USGS, Flanagan, 1976 ve GEOSTANDARDS, Govindaraju, 1989) kullanılarak yapılmıştır (Hacettepe Üniversitesi). Ateşte kayıp iki gram numunenin 1000°C de iki saat ısıtılması sonrası ağırlık kaybı ölçülmesi ile bulunmuştur. Bu çalışmada 112 numuneden X-ışınları analizi, 78 numunenin kimyasal analizi ve 16 numuneden elektron mikroskop incelemeleri yapılmıştır.

JEOLJİK, MİNERALJİK VE JEOKİMYASAL VERİLER

Dasit, andesit, riyodasitik lav ve piroklastiklerden oluşan Şaplıca volkanikleri hidrotermal çözeltilerle aşırı derecede altere olmuş ve çeşitli tür alterasyon mineralleşmeleri gelişmiştir. İnceleme alanında gözlenen alterasyonun yayılımı, diğer birimler ile ilişkileri ve mineralojisi Şekil-2 de gösterilmiş ve ayrıntıları aşağıda açıklanmıştır. Alterasyon türlerinin gruplandırılmasında kayaçların mineral türleri, mineral kimyaları ve yer yer de su kimyası dikkate alınmış ve fillik (serizitik), piropilitik ve arjilik alterasyon türleri şeklinde sınıflandırılmıştır (Pirajno, 1992; Inoue, 1995). Alterasyon gruplarından derlenmiş örneklerin ana element ve bazı iz element içerikleri

Çizelge 1. İnceleme alanında çeşitli alterasyon zonlarından alınan örneklerin ana (%) ve iz (ppm) element içerikleri ve az altere ana kayaca oranla değişimleri.

Table L Major (in wt. %) and trace (ppm) element chemistry of some alteration zone rock samples from the study area, and variation of elements to the weakly altered parent rock.

Örnek Element	1	2		3		4		5		6		7	
	n=10	n=10		n=10		n=9		n=8		n=7		n=8	
		% değişim		% değişim		% değişim		% değişim		% değişim		% değişim	
SiO ₂	60.07	48.64	-19	21.88	-63	51.46	-14	36.32	-39.54	82.03	+37	97.36	+62
Al ₂ O ₃	20.05	35.30	+76	37.33	+86	23.58	+17	16.04	-20.00	2.11	-89	0.97	-95
¹ Fe ₂ O ₃	0.34	0.54	+59	0.35	+3	6.36	+1770	12.23	+3497	11.69	+3338	0.89	+162
MgO	6.62	0.11	-98	0.49	-92	1.13	-82	7.04	+6	nd	-100	0.48	-1503
CaO	4.72	0.18	-96	0.17	-96	0.22	-95	8.81	+87	0.06	-99	nd	-100
Na ₂ O	2.41	nd	-100	0.63	-74	nd	-100	0.01	-99	nd	-100	nd	-100
K ₂ O	2.07	0.90	-56	6.97	+237	4.60	+122	3.18	+54	0.48	-77	0.12	-94
TiO ₂	0.63	0.30	-52	0.20	-68	0.53	-16	0.82	+30	0.37	-41	0.10	-84
P ₂ O ₅	0.12	0.25	+108	0.16	+33	0.22	+83	0.26	+117	0.12	0	nd	-100
² AK	3.07	13.40	+336	29.94	+875	10.56	+244	14.35	+367	2.88	-6	0.23	-92
Toplam	99.98	99.62		99.12		98.66		99.06		99.74		99.67	
Zr	323	168	-48	410	+27	258	-20	350	-8	59	-82	112	-65
Sr	474	2752	+481	2120	+347	671	+42	120	-75	90	-81	25	-95
Pb	141	159	+13	210	+49	216	+53	250	+77	13	-91	15	-89
Zn	57	26	-54	32	-44	34	-40	30	-47	10	-82	25	-56
Ba	760	399	-48	355	-53	45	-94	80	+89	57	-93	32	-96
Rb	141	328	+133	490	+248	154	+9	30	-79	10	-93	43	-69
Cu	12	10	-16	15	+25	120	+900	230	+1817	5	-58	13	+8
Y	51	3	-94	4	-92	24	-53	5	-90	3	-94	5	-90
Co	3	nd	-100	2	-33	52	+1633	nd	-100	5	+67	10	+233
Ni	nd	5	+500	10	+1000	nd	0	nd	0	nd	0	nd	0
Cr	12	15	+25	13	+8	9	-25	11	-8	10	-17	8	-33
V	nd	102	+1020	130	+1300	210	+2100	170	+1700	56	+560	40	+400

Not: 1- az altere ana kayac, 2-kaolinitleşmiş zon, 3-alunitik zon, 4-serisitik zon; 5- piropillitik zon, 6- hematit-silis zonu; 7- silis zonu; n=örnek sayısı, ¹ Fe₂O₃: toplam demir; ²AK: ateşte kayıp, nd: dedeksiyon limitinin altında.

Çizelge 1 ve Şekil 4 de toplu halde görülmektedir.

Şaplıca volkanitinin az altere kayaları mikroskobik çalışmalarda altere bazalt, andezit ve dasit bileşimindedir. Hipokristalin porfirik veya holokristalin porfirik dokulu olan bazaltlarda hamurda kısmen tamamen plajiyoklas mikrolitleri yanında, plajiyoklas, ojit, biyotit, muskovit minerallerinden oluştuğu ve kloritleşme, epidotleşme, serisitleşme, uralitleşme ve karbonatlaşma türü alterasyonların az veya çok oranda geliştiği gözlenmiştir.

Az altere kayac analizi on numunenin ortalaması olarak verilmiştir. Az altere kayac ana element kimyasına göre andezit-dasit özelliğindedir. Ancak toplam demir içeriği oldukça düşük, Al₂O₃ içeriği de kısmen yüksek bulunmuştur. Susuz baza göre hesaplanan toplam alkali (Na₂O + K₂O) - Silis (SiO₂) değerlerine göre incelenen örneklerin çoğunluğu dasit ve kısmen de andezit özelliğindedir. Çok az sayıdaki örnek ise riolit, bazalt, traki andezit ve traki bazalt özelliğindedir (Karakaya, 1998). Az altere kayac Ni ve V içerikleri dedeksiyon limitinin altında (< 1 ppm) iken, Ba, Y ve Zn içerikleri ise alterasyon zonları-

na göre oldukça yüksektir (Çizelge 1). Az altere kayacın ana element oksit ve iz element içeriklerinin diğer alterasyondaki değişimleri (Şekil 4 A, B, C) de gösterilmiştir.

Serisitik veya Fillik Alterasyon

Fillik zonun büyük bir kesiminde yoğun ve yaygın olarak serisitleşme, silisleşme ve piritleşme (%5-10) gözlenmiş olup, çoğunlukla alterasyonun mineral topluluğu ana kayacın birincil minerallerinin yerine geçmiş ve birincil doku yok edilmiştir. Asarcık plutonundan alterasyon zonunun merkezine doğru, volkaniklerin içinde fillik zon oldukça geniş bir alanda izlenmiştir (yaklaşık birkaç km² lik). Fillik alterasyon kil miktarının artması ile arjilik alterasyona geçer. Fillik alterasyon mostrada beyaz rengi ve yaygın pas renginde boyama ile karakteriktir.

Serisitik alterasyon sonucu açığa çıkan silis, ince kesitlerde mineraller arası boşlukları doldurur şekilde ve bıçak görünümünde izlenmiştir. Pirit kristallerinin boyutları daha iri (0.2mm-0.5cm) ve miktarı diğer alterasyon zonlarına göre daha fazladır.

Serisitik alterasyon, silis polimorfları (kuvars,

ŞAPLICA VOLKANİTLERİNİN HİDROTERMAL ALTERASYON TÜRLERİ

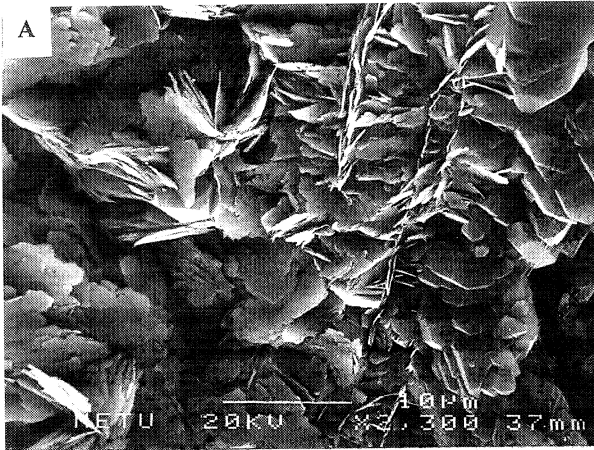
kristobalit), ince taneli muskovit (serisit, illit), pirit ve az miktarlarda epidot, klorit, kaolinit ve çok nadiren kalsit mineral topluluklarından oluşmuştur. Elektron mikroskop incelemelerinde plakamsı şekillerdeki illit kristalleri ile birlikte öz şekilli-yarı öz şekilli kuvars kristalleri gözlenmiştir. İllit plakalarının oldukça düzgün olduğu ve kuvars kristallerinin boyutlarının -1-5 arasında değiştiği gözlenmiştir (Şekil 3A). Volkanik cam küresimsi-yarı küresimsi şekilli kristobalite ve kristobalitten de kenarlara doğru illite geçiş izlenmiştir (Şekil 3 B) Ayrıca kısmen turmalinin muskovit ve kuvarsa eşlik ettiği gözlenmiştir. Piritle birlikte eser miktarlarda bornit, rutil, kalkopirit, ve hematit gözlenmiştir. Örneklerin bir kısmında kalsedonik silis ve mm boyutunda kuvars damarları mevcuttur. Safa yakın serisit oluşumları yerel olarak tespit edilmiştir.

Serisitik alterasyonda az altere ana kayaca oranla; Fe_2O_3 , Al_2O_3 ve K_2O içeriğinde artış, SiO_2 de zayıf bir azalma ve CaO ve MgO da fakirleşme tespit edilmiştir. Na_2O ise tamamına yakını tüketildiğinden dedeksiyon limitinin altında (< %0,01) bulunmuştur. Ateşte kayıp ise az altere ana kayacda %3.07 iken, bu alterasyon zonunda alterasyon nedeniyle %10.56 değerine ulaşmıştır (Çizelge 1, Şekil 4A). Bu alterasyon zonunda iz elementlerden de Sr, Pb, Cu, V ve Co içeriğinde artma, Zr, Ba, Y ve Zn da azalma tespit edilmiştir. Bu alterasyon zonunda V ve Co içerikleri diğer

alterasyon zonlarma ve az altere ana kayaca oranla en yüksek değerde bulunmuştur. Cr, Ni ve Rb davranışında önemli bir değişiklik gözlenmemiştir (Çizelge 1, Şekil 4 C).

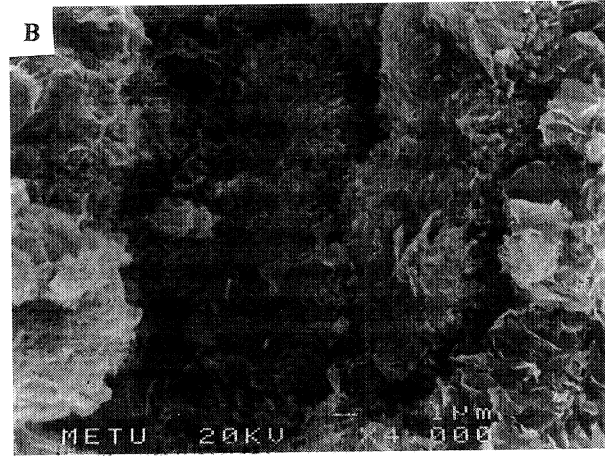
Piropillitik Alterasyon

Bu alterasyonun türünün yaygınlığı zayıf olmakla birlikte yoğunluğu değişiklik gösterir. Asarcık granitoyidi çevresinde gözlenen Şaplıca volkanikleri kontak metamorfizmaya uğramış ve piropillitleşmişlerdir. Özellikle Şaplıca köyünün doğu kesimlerinde bu alterasyonun mineral toplulukları tipik olarak gözlenir. Ana kayac çoğunlukla porfiritik dasit ve andezitik lavlardır. Kırmızımsı-bordo renkli bir görünüm sergileyen andezitik kayacların hematitleşmenin geliştiği ve dış kesimlere doğru arjilik alterasyona geçtiği belirlenmiştir. Alterasyon topluluğunun hamurunu ince taneli, öz şekilsiz kuvars, feldispat oluştururken; serisit, epidot ve karbonat minerallerine (kalsit) dönüşmüş feldispat fenokristalleri tipiktir. Epidot, klorit ve biyotit kırıntıları genelde opak minerallerle birlikte gözlenmiştir. Ancak bazı örneklerde bu mineraller birincil piroksen fenokristallerinin pseudomorflan (kalıntıları) şeklinde izlenmiştir. Piropillitleşmiş ana kayac silisleşmiş ve demir oksit ile boyanmış ve %10 dan fazla mm boyutunda damar ve saçınımlar halinde sülfid ve oksit mineralleri içermektedir. Saçınım minerallerini çoğunlukla pirit, kalkopirit, magnetit, ilmenit ve hematit oluşturur. Ancak bu alterasyonda pirit içeriği diğer alterasyon



Şekil 3 A. Plakamsı illit kristalleri ile birlikte öz şekilli-yarı öz şekilli kuvars kristallerinin elektron mikroskop görünümü

Figure 3A. Photomicrograph of illite flakes with euhedral-subhedral quartz crystals.



Şekil 3 B. Volkanik cam küresimsi-yarı küresimsi şekilli kristobalite ve kristobalitin illite geçişinin elektron mikroskop fotoğrafı.

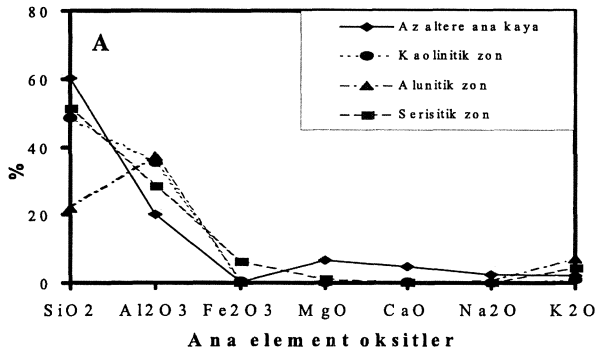
Figure 3 B. Photomicrograph showing the conservation of volcanic glass to spherulitic -semi spherulitic to cristobalite and the conservation of cristobalite to illite.

türlerine göre daha düşüktür (%1-5) ve bu bölgelerde nabit kükürt oluşumları oldukça ender gözlenmekte olup, sülfürlü su çıkışları da gözlenmemiştir.

Epidotlaşmış bölgelerden alınan numunelerin az altere ana kayaca oranla SiO_2 , Al_2O_3 ve Na_2O içeriğinde fakirleşme; Fe_2O_3 , MgO , CaO ve kısmen de K_2O içeriklerinde ise zenginleşme vardır (Çizelge 1, Şekil 4B). Bu zonda diğer alterasyon zonlarına oranla az altere ana kayacın karşılaştırıldığında Fe_2O_3 , MgO , CaO içeriklerinde en yüksek zenginleşme belirlenmiştir. İz element konsantrasyonlarından Pb, Zr, Cu ve V da zenginleşme izlenirken Sr, Zn, Ba, Rb, Y ve Co da fakirleşme gözlenmiştir. Cr içeriğinde az altere kayaca oranla belirgin bir değişiklik yoktur. Pb ve Cu içerikleri, diğer alterasyon zonlarına oranla bu alterasyonda en yüksek değerlerde bulunmuştur (Çizelge 1, Şekil 4 C).

Arjilik Alterasyon

İnceleme alanında arjilik alterasyon, çok değişik renklerde alterasyon topluluğu halinde gözlenmiştir. Değişik renkteki alterasyon bantları bazen bir veya iki mineralin oluşturduğu zonlar halinde, bazen de iç içe girmiş zonlar halinde (özellikle serisitik ve arjilitik) ve ana kayacın mineralojik ve dokusal özelliklerinin tamamen kaybolduğu kayalar halinde gözlenmiştir. Bu alterasyon yoğun asidik yıkanmalar sonucu kil minerallerinin oluşumu ile belirgindir.

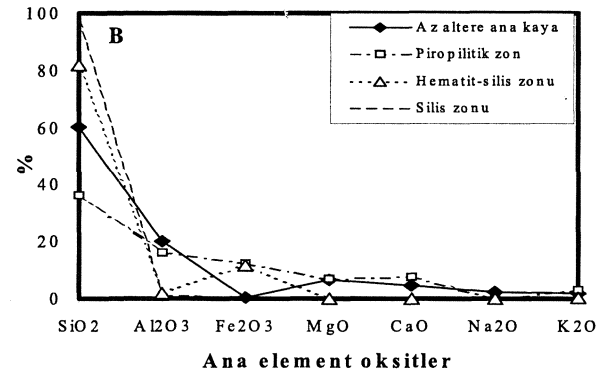


Şekil 4 A. Az altere ana kayacın ve inceleme alanındaki kaolinitik, alunitik ve serisitik alterasyon türlerinin ana element içeriklerinin karşılaştırılması.

Figure 4 A. Correlation major element chemistry of weakly weathered parent rock to kaolinitic, alunitic and sericitic alteration types of investigation area.

Alterasyonun bir dizilim halinde çok iyi gözlendiği Eskiköy'ün batısında, iç kesimlere doğru dereceli olarak fillik zona geçilirken dışa doğru piropilitik zona geçilir. Alterasyon ters ve doğrultu atımlı fayların ve çatlakların çevresinde yoğun olarak gözlenir. Örneğin Hacıömer ve Şaplıca arasında 12-15 km boyunca gözlenen bindirme fayı çevresinde arjilik alterasyon çok yoğun olarak gelişmiştir (Şekil 2). Bu zon ana kayacın ince taneli kil minerallerinin oluşumu ve yoğun silisleşme ile karakterize edilir. Farklı renklere sahip olan alterasyon kayaları açık sarı, beyaz ve açık gri renklerde gözlenmekte olup, gözenekli ve boşluklu bir yapı gösterir.

Ana kayacın alumino silikat grubu minerallerin yapısında bulunan elementlerin (Na, K gibi) yıkanması sonucu (veya hidrotermal çözeltilerle yeni anyon veya katyon getirimiyle) silis zenginleşmiş ve böylece bu silisçe zengin zonlar oluşmuştur. Bu zenginleşme özellikle alunitik oluşumların üzerinde bariz olarak gelişmiş olup, silisli zonların kalınlığı 1-50m arasında değişir. Bu zonda silisleşmenin derecesi diğer zonlardan oldukça fazladır. Silisleşmiş zonun en bol bulunan bileşeni olan kuvars, çoğunlukla açık-koyu renkli konsantrik bantlaşma göstermesi ile ana kayacın daha sonra ikincil olarak oluştuğunu düşündürmektedir. Petrografik olarak silis mineralleri genelde küçük kristalli ve öz şekilsiz topluluklar halinde olup, çoğunluğu kalsedonun tipik sferulitik dokusuna sahiptir. Alunit grubu mineraller (çoğun-



Şekil 4 B. Az altere ana kayacın ve inceleme alanındaki piropilitik, hematit-silis ve silisik alterasyon türlerinin ana element içeriklerinin karşılaştırılması.

Figure 4 B. Correlation major element chemistry of weakly weathered parent rock to propylitic, hematite-silicic and silicific alteration types of investigation area.

ŞAPLICA VOLKANİTLERİNİN HİDROTERMAL ALTERASYON TÜRLERİ

hıkla alunit, nadiren jarosit ve natroalunit), kaolinit, nabit kükürt bu alterasyonun yaygın bulunan diğer bileşenleridir ve her ikisi de; kayalık matrisinde, geç evre tek mineralli damarlar, çatlak dolguları ve breşleşmiş matrisinde bulunur. Pirit kısmen öz şekilli, saçınımlı damarlar veya boşluk dolgusu şeklinde bulunur. Elektron mikroskop incelemelerinde mikrokristalin öz şekilli-yarı öz şekilli pirit kristallerinin sıkı paketlendiği gözlenmiştir (Şekil 5). Jips bantlarının uzunluğu ve kalınlığı sırasıyla 5-50 cm ve 5-10 cm arasında değişir.

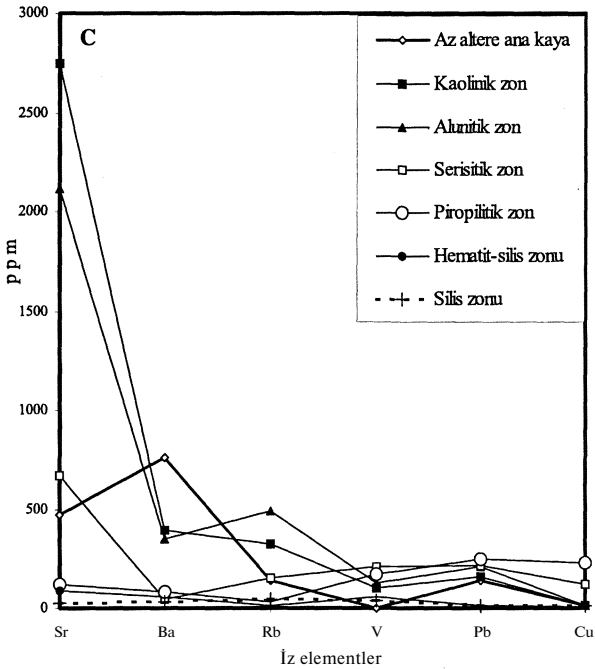
Alunit yataklarının yerleşiminin çoğunlukla volkanik karmaşığın alt kesimlerinde olduğu gözlenmiştir. Alunit, ileri derecede arjilik alterasyon zonunun iç kesimlerdeki kaolinitik zona doğru daha yaygın ve saf olup, dış kesimlere doğru dereceli olarak azalır ve ana kayacın yerine geçen alunit-kuvars topluluğu gözlenir. Alunit oluşumları masif, mikro kristalli, beyaz-açık pembe renkte olup, yoğunluğu az altere ana kayaktan biraz düşüktür. Alunitik zonda ana kayacın dokusal özellikleri büyük ölçüde yok olmuştur. Alunit mineralleri elektron mikroskop incelemelerinde kaba kristalin (~1 jnm), zayıf paketlenmiş, öz şekilli

veya yarı öz şekilli kristaller halinde gözlenmiştir (Şekil 6 A). Barit oluşumlarının gözlendiği kesimlerde baritik malzeme üzerinde veya gömülü halde öz şekilli veya yarı öz şekilli alunit kristalleri belirlenmiştir (Şekil 6 B). Hipojen alunitler kaba kristalin iken, superjen kökenli olanlar kaba paketlenmiş ve kriptokristalin şekillerdedir (Alpers ve Brimhall, 1988; Bird vd., 1989).

Kaolinitik zona geçişte ana kayalık kalıntıları kısmen tanımlanabilir şekildedir. İnce kesitte alunitler kuvars kristalleri ile girişik vaziyettedir. Az miktardaki opak minerallere ait kristallerin çoğunlukla hematit olduğu parlatma kesitlerinde saptanmıştır. Kaolinit kristalleri elektron mikroskop incelemelerinde öz şekilli, yarı öz şekilli levhalar (kitaplar) veya yığılma halinde gözlenmiştir (Şekil

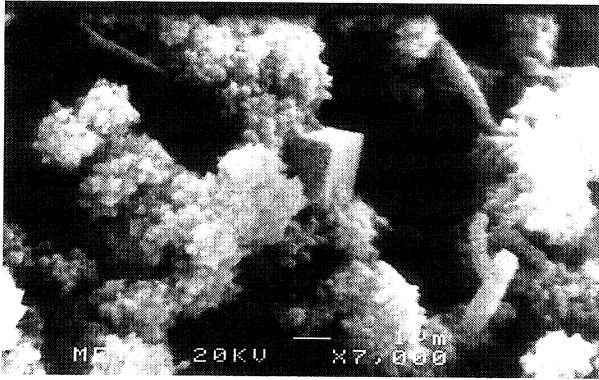
Az miktarda, yamalar halinde alunitik zonun üst kesimlerinde jarosit gözlenmiştir. Jarositik alterasyon zonu altın sarısı-kahverengi bir renkte izlenmiştir. Kırmızı-kahve boyamalı, alunit ve kuvars içeren hematit zonu kısmen altere olmuş volkanik kayaların üst kesiminde yer alır. Hematit zonu yerel olarak gözlenir ve dikey yönde düzensiz sınırlarla jarosit zonunun üzerinde ve silis bandının altında gözlenir. Hematit zonunun kalınlığı birkaç metre veya daha fazla iken, jarosit zonu daha incedir. Hematit zonu gözenekli, silis zonu breşik bir yapıdadır. Silis zonu diğer lokasyonlarda masif, yoğun ve konkoidal kırılma gösterir. Tabakalı silis zonu, alterasyon zonunun üst kesimlerinde yer alır ve inceleme alanındaki tepelerin yüksek kesimlerinde bir şapka gibi gözlenir.

Arjilik alterasyonun kaolinit zonunda, az altere ana kayacın oranla, SiO₂ ve özellikle MgO, CaO, Na₂O, K₂O ve TiO₂ içeriğinde belirgin bir azalma, Al₂O₃ içeriğinde yüksek miktarda ve Fe₂O₃ içeriğinde de kısmi bir artma gözlenmiştir. Alunitik zonda SiO₂ içeriğinde kaolinitik zona oranla daha belirgin bir azalma olurken, MgO ve Na₂O içeriklerindeki azalma kaolinitik zona göre daha düşük düzeydedir. CaO ve TiO₂ içeriklerindeki azalma kaolinitik zona benzerdir. Al₂O₃ ve özellikle K₂O içeriği az altere kayacın oranla belirgin şekilde artarken, Fe₂O₃ ve P₂O₅ içeriğinde belirgin bir değişiklik gözlenmemiştir. Alunitik zonda ateşte kayıp en yüksek değere (%29.94) ulaşmıştır.



Şekil 4 C. Az altere ana kayalık ve inceleme alanındaki kaolinitik, alunitik ve serisitik alterasyon türlerinin ana element içeriklerinin karşılaştırılması.

Figure 4 C. Correlation trace element chemistry of weakly weathered parent rock to all alteration types of investigation area.



Şekil 5. Kübik şekilli sıkı paketlenmiş kriptokristal pirite kristallerinin SEM fotoğrafı, iri kübik kristal alunittir.

Figure 5. SEM photographs of cubic cryptocrystalline, tightly packed pyrite crystals. The coarse cubic crystal is alunite.

Hematit-silis zonunda SiO_2 ve Fe_2O_3 de bariz zenginleşme; Al_2O_3 , K_2O ve TiO_2 de önemli oranda fakirleşme olurken, MgO ve Na_2O in tamamına yakınının yıkandığı tespit edilmiştir. Silis zonunda SiO_2 ve zayıf oranda Fe_2O_3 dışında diğer tüm ana element oksit içeriklerinde yıkanma olmuştur (Çizelge 1, Şekil 4A, B).

Kaolinitik zonda Sr içeriği alterasyon zonları içerisinde en yüksek değerine ulaşmıştır, Rb da alunitik zon hariç ana kayacık ve diğer zonlara oranla belirgin bir artış, Zr, Y, Ba, Cu ve Zn da azalış vardır. Alunitik zonda ise, Rb içeriği alterasyon zonları içerisinde en yüksek değerine ulaşırken, Sr, Zr, Pb, V ve Ni de zenginleşme, Zn, Ba ve Y da fakirleşme vardır. Silis ve hematit-silis zonunda iz



Şekil 6 A. Kaba kristalin, zayıf paketlenmiş öz şekilli, yan öz şekilli alunite kristallerinin SEM fotoğrafı.

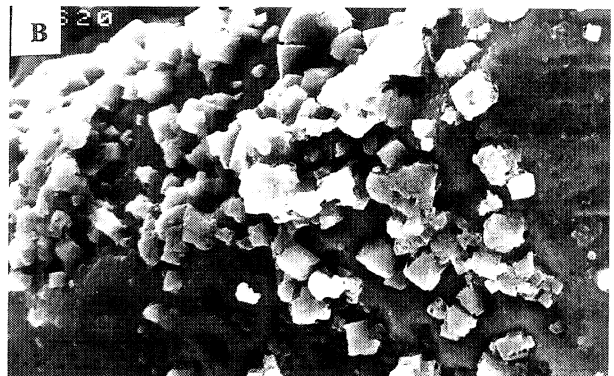
Figure 6 A. SEM photographs of idiomorphic-semi idiomorphic, loosely packed of coarse crystals of alunite.

elementlerin tamamına yakınında tümüyle yıkanma gözlenmiştir. Ancak yine de az altere ana kayaca oranla V ve Co içeriklerinde kısmi bir zenginleşme vardır (Çizelge 1, Şekil 4 C).

TARTIŞMA

Şebinkarahisar bölgesinde Geç Kretase yaşlı dasitik erinin tabanını oluşturan Şaplıca volkanitinin kayaçları ileri düzeyde hidrotermal alterasyona uğramıştır. İnceleme alanında gözlenen cevherleşmeler magmatik hidrotermal kökenli, polimetalik masif sülfid şeklindedir (Çağatay, 1991, 1993). Bölgede gözlenen cevherleşmeler Şaplıca volkanitini Asarcık granitoidinin kesmesi ile ilişkilidir ve genelde gözlenen alterasyonlar bu iki birimin dokunakları çevresinde veya çözelti getirmenin etkin olduğu kırıklar boyunca yoğunlaşmıştır (Ayan, 1991; Ayan ve Dora, 1993; Karakaya, 1998). Şaplıca bölgesinde alterasyon dasidik kayaçlarda yaygın ve yoğun olarak gelişmiş olup, az altere ana kayacıkta kalsik türde olanlar egemen plajiyoklas mineraldir. Çalışma alanında yapılan incelemeler ve analizler sonucunda değişik etkinlikte ve yoğunlukta birlikte, piropilitik, fillik (serisitik) ve arjilik alterasyon gelişmiştir.

İnceleme alanında serisitik alterasyon, ortamda H^+ , OH^- , K^+ ve S^{2-} iyonlarının var olması halinde ve ana kayacığın bileşiminde bulunan feldispat duraylılığını yitirerek kuvars, beyaz mika oluşumuna yol açarken; ana kayacığın bünyesinde demir içeren bazı minerallerin (biyotit, hornblend, v.b.)

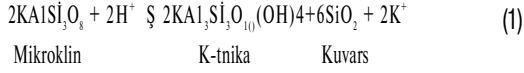


Şekil 6 B. Baritik malzeme üzerinde veya gömülü halde öz şekilli veya yarı öz şekilli alunite kristalleri belirlenmiştir.

Figure 6 B. SEM photographs of idiomorphic-semi idiomorphic alunite crystals at or buried on the barite.

ŞAPLICA VOLKANİTLERİNİN HİDROTERMAL ALTERASYON TÜRLERİ

bozunması ile açığa çıkan demir ise bu zonda pirit oluşumuna olanak sağlamıştır (Pirajno, 1992):



Serisitik alterasyonda bazı ana elementlerde zenginleşme (Al_2O_3 , Fe_2O_3 ve K_2O) ve SiO_2 içeriğinde zayıf bir fakirleşme olmakla birlikte; bu element derişimleri bu zonun mineral (illit, kuvars, kristobalit, pirit, v.b-) topluluklarının oluşmasını sağlamıştır.

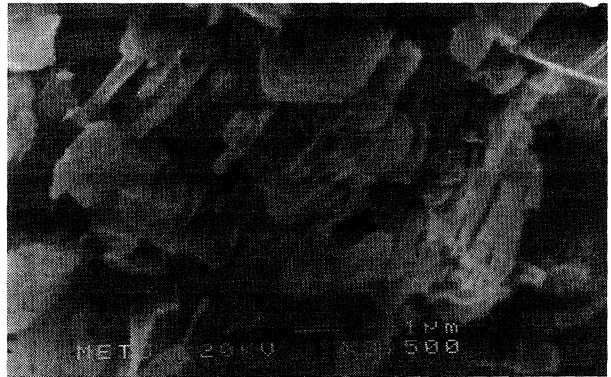
Epidot, albit, klorit, pirit, kalsit ve az oranda hematit mineral topluluğundan oluşan piropilitik alterasyon, feldispat minerallerinin bozunması ile epidot, serisit (illit) ve kuvarsa veya zeosit veya kalsite dönüşür (Henley ve Ellis, 1983). Plajiyoklasların yaygın şekilde epidot+kalsit minerallerine dönüşümü CO_2 li çözeltilerin etkinliğini gösterirken; klorit mineralinin bu alterasyonda daha az bulunması ve diğer kil minerallerinin çok nadir gözlenmesi hidratasyonun zayıf geliştiğini, H metasomatizmasının oluşmadığını belirtir. Bu zonda az altere ana kayaca oranla Fe_2O_3 , MgO , CaO ve kısmen de K_2O içeriğinde zenginleşme olması epidot, kalsit, serisit ve kısmen kloritin oluşmasına olanak sağlamıştır.

Şaplıca bölgesinin ileri arjilik alterasyon topluluğunu oluşturan silis mineralleri (kuvars, kristobalit, kalsedon), alunite-grubu mineraller, pirit, nabit kükürt ve barit, asit-sülfat tipi epitermal sistemlerde asidik akışkanlarca ileri düzeyde ana kayacın yıkanmasının tipik ürünleridir (Henley ve Ellis, 1983; Henley, 1985; White ve Hedenquist, 1990; Pirajno, 1992). Asit sülfat alterasyonuna bağlı oluşumlar yapısal denetimli krater veya küçük kaldera yapılarının tepe veya etek kesimlerinde gözlenmiştir. Epitermal sistemlerde asit-sülfat alterasyonu ve kaldera ilişkileri literatürde çeşitli araştırmacılar tarafından açıklanmış ve hidrotermal akışkanların çevriminde fay sistemlerinin Önemi ortaya konmuştur (Heald vd., 1987; Henley, 1985, Pirajno, 1992).

Magmatik-hidrotermal asit-sülfat sistemleri magmatik ısıyla oluşur ve magmatik akışkan içerikleri önemlidir. Isının azalmasıyla aşırı miktardaki magmatik SO_2 ((Holand, 1965), derine sızmış yüzey kökenli su (denizel veya metaorik) sülfürik asiti oluşturabilir. Bu sistemlerde asit-sül-

fat alterasyonu genellikle kırık denetimli olup, boşluklu silis zonunun oluşturan aşırı yıkamalar karakteristiktir ve mineral topluluğunda fazla miktarlarda pirit ve feldispat fenokristallerinin yerine yerleşmiş alunite mineralleri bulunur (Rye vd., 1992). Feldispat fenokristallerinin ana kayaktan alterasyon sırasında ayrılması sonucunda silis zonunda büyük boşluklar oluşmuştur. İnceleme alanında gözlenen bu silis zonuna benzer oluşumlar, aşırı asidik çözümlerin olduğu Summit Colorado bölgesinde maksimum 300 m yüksekliklerde tespit edilmiştir (Stoffregen, 1987). Şaplıca volkanitinin alterasyon zonlarında (özellikle silis ve hematit-silis zonunda) gözlenen benzer boşluklu ve kırılğan özellikler bunların yüzeye yakın şartlarda bir alterasyonla oluştuğu görüşünü desteklemektedir.

Büyük hacimlerde düşük pH lı çözeltiler asit-sülfat alterasyonunun oluşması için gereklidir. Gerekli olan bu çözeltiler süperjen (yüzeysel), buharla ısıtılmış ve magmatik-hidrotermal ortamlarda bir çok mekanizma ile oluşur (Rye vd., 1992). Süperjen ortamda asit-sülfat alterasyonu, sülfid içerikleri yüksek kayaların alterasyonudur ve genellikle topografik denetimli alterasyon zarflarında gelişir. Buharla ısıtılmış ortamlarda gerekli olan sülfürik asit, sığ derinliklerde kaynama noktasındaki hidrotermal sistemlerden gelen H_2S in yer altı su tablası seviyesinde veya hemen üzerinde oksidasyonu ile oluşur. Magmatik hidrotermal ortamlarda ayrışma süreçleri kırık denetimi altındadır. Magmatik hidrotermal sıvıların yan kayalar üzerindeki yoğun kimyasal

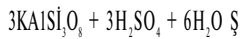


Şekil 7. Pseudo hegzagonal öz şekilli levhalar (kitaplar) veya yığılım halindeki kaolinit kristallerinin elektron mikroskop görünümü.

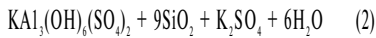
Figure 7. Photomicrograph showing stacks or books of idiomorphic pseudohexagonal plates of kaolinite crystals.

çözündürme işlevi etkin olarak görülür. Bu ortamlarda alunit yataklarının altında, daha derin zonlara doğru sülfid zonuna geçilir. Bu ortamlarda gerekli olan sülfirik asit, magmadan türeyen SO₂ gazları su buharı sorguçları ile üst seviyelere doğru taşınırken H₂S ve SO₂ 'in iki ayrı gaz fazına ayrılarak yoğunlaşması ile üretilir (Henley ve Ellis, 1983; Rye vd., 1992). Limonit, götit ve lepidokrosit gibi demir hidroksit minerallerinin bulunmaması ve kırık denetimli morfoloji gelişmesi Şaplıca bölgesinde süperjen veya buharla ısıtılmış bir kökenin oluşmadığını gösterir.

Asit-sülfat sistemlerinin birçoğu dasitik-riyolitik ana kayalarda oluşur ve çoğunlukla alunit grubunun potasik-sodik uç üyelerini içerirler (Heald vd., 1987). Bu kayalardaki alunit, alkali feldispatm yerine yerleşimle ve yerinde yıkanma ve elementlerin taşınması sonucu oluşmuştur (Stoffregen, 1987). İnceleme alanında volkanik kayalar içinde gözlenen damar ve breşik oluşumların tümünde alunit grubu minerallerin tespit edilmesi alunit oluşumunu sağlayan elementlerin hidrotermal çözeltilerle taşındığını göstermiştir. Hidrotermal çözeltiler içinde yüksek oranda bulunan H₂S, yan kayacın demirli minerallerini etkileyerek pirit oluşumuna neden olurken; su tablası üzerinde atmosferik koşullarda oksijenin H₂S'i okside etmesi sonucu oluşan H₂SO₄'in aşağıdaki reaksiyona göre büyük miktarlarda alunit oluşturabileceği belirtilmiştir (Wilhelm vd., 1977):



Ortoklas



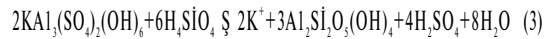
Alunit Kuvars

Mineralojik ve kimyasal çalışmalar ileri alterasyon zonunda, alunit grubu minerallerin plajiyoklas fenokristallerinin yerine geçtiğini ve oluşan alunitin, Ca ziyade K ve kısmen Na ca zenginleşme gösterdiğini ortaya koymuştur. Ayrıca alunit mineralini içeren damarlarda Ba ve Sr çok yüksek içeriklerde bulunması bu elementlerin bir dış kaynaktan hidrotermal akışkanlarla taşındığını ortaya koymuştur (Çizelge 2). Bununla birlikte, ana kayaktan hidrotermal akışkanların feldispatların Na ve Ca nu taşınması, damarlarda alunitin oluşmasını ve matrikse oranla ana kayacın Ca ve

Na içeriklerinin neden düşük olduğunu açıklar. İnceleme alanında K un kaynağı kesin olarak belirlenmemiştir fakat dasitik kayalardan sağlandığı düşünülmüştür. Damarlarda oluşan alunit minerallerinin tekdüze bileşim göstermesi, hidrotermal akışkanların kimyası ve çözeltilerde katyonların bulunması ile açıklanmıştır. Matriksteki alunit minerallerinin katyon bileşiminde gözlenen büyük değişiklikler, ana kayadaki feldispatm ilksel kimyasal bileşimindeki büyük farklılıklarla ilişkili olabilir.

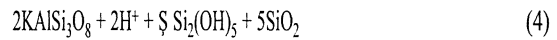
SEM incelemeleri alunitlerin hipojen kökenli olduğunu göstermiştir. Magmatik-buhar kökenli alunitler doğrudan buhar fazından oluşur ve karakteristik olarak damarlarda ve breşik zonlarda kristallenirler (Cunningham vd., 1984).

İnceleme alanında alunit oluşumlarının yukarı doğru jarosite geçiş göstermesi, sülfatlı mineral yapısında Al dan Fe⁺³ e doğru değişimi, muhtemelen pH ve |O₂ nin artmasıyla Fe⁺³ e oranla Al un çözünürlüğünde azalmayı yansıtır (Rye vd., 1992). Asidik-ortaç bileşimli kayalar, kuvvetli asidik birincil çözeltilerin çevirimin yüksek olduğu zonlarda reaksiyonu ile hemen hemen tümüyle kuvars+opal±kristobalite altere olmuştur. Çoğunluk Al⁺³ yanında Si⁺⁴ ve diğer anyon ve katyonlar (K⁺, H⁺, OH⁻, SO₄⁻²) içeren kuvvetli asidik çözeltiler çevre kayalarda opal+alunite doğru yoğun alterasyonu oluşturmuştur. Alunitle doymuş alterasyon sonrası, alunite silis mineralleri ile çökelmiş, daha sonra alunit çökeli mi tamamlanınca ve çözeltilinin pH'ı yüksek olduğundan kaolinit, alunitle veya alunit olmadan çökelmiştir (reaksiyon 3 ve 4):



Alunit

Kaolinit



Ortoklas

Kaolinit Kuvars

Yapılan incelemelerde alunitlerin dış kesimlere doğru kaolinitik mineralleşmeye geçiş göstermesi kısmen daha düşük sıcaklık, daha yüksek pH ve düşük sülfat, yüksek silisik asit aktivitesinin varlığını gösterir (Cunningham vd., 1984). Ayrıca hidrojen aktivitesi azaldığında, aynı sülfat ve potasyum aktivitesinde alunitin kaolinitten daha duraylı olduğu ve benzer şartlarda bir arada gözlenebilen bu iki mineralin duraylılığı H⁺ hidro-

ŞAPLICA VOLKANİTLERİNİN HİDROTERMAL ALTERASYON TÜRLERİ

jen iyonunun aktivitesi ile denetlendiği belirtilmiştir (Henley ve Ellis, 1983).

İnceleme alanında çeşitli alterasyon türlerinin az altere ana kayaca oranla kimyasal bileşiminde oluşan değişiklikler dikkat çekicidir (Çizelge 1, Şekil 3). Çizelgede hareketsiz kabul edilen bazı iz elementlerin hidrotermal sistemlerde yıkandığı veya bazı iz elementlerin (Co, Ni, V, Zr ve Y) altere kayacda zenginleştiği tespit edilmiştir. Hidrotermal sistemlerde hareketsiz kabul edilen benzer iz elementlerde değişimlerin olduğu Amodovar vd. (1995) in çalışmasında da ortaya konmuştur. Araştırmacı elementlerin hareketsiz olarak kabul edilmesinin hatalı olduğunu ve elementlerin ortamdaki çözeltilerin özelliklerine bağlı olarak farklı hareket ettiğini belirtmiştir.

Şaplıca alunitleri, sülfüdlere oranla ³⁴S ce zenginleşmiş, magmatik-hidrotermal ortamdan üretilen H₂SO₄ bakımından zengin çözeltilerin K-feldispatça zengin yan kayalar üzerindeki kimyasal çözündürme etkisi ile çökelmiştir (Özgenç, 1993). Ancak inceleme alanında hidrotermal sistemin kaynağı belirgin değildir. Fakat inceleme alanında oluşmuş olan Asarcık granitoyidi veya alterasyonun derinlerinde var olabilecek gömülü ana magma veya gömülü plüton hidrotermal çözeltilerin kaynağı olabilir. İnceleme alanının uydu görüntülerinin incelenmesi sonucu bölgede 3 veya 4 gömülü batolit yapısı izlenmiştir (Karakaya, 1998). Hidrotermal alterasyon oluşumları genelde kırık sistemlerinin yakınında yoğunlaşmış olması, bu zonlar çevresinde hidrotermal akışkanların çevriminin yüksek olması ile ilişkilidir. İnceleme alanında kırık hatları ve alterasyon zonları çevresinde gözlenen minerallize suların kimyasal bileşiminden yapılan hesaplamalarla inceleme alanında yaygın olarak gözlenen alterasyon minerallerinin mineralize sularda doyunlaştığı tespit edilmiştir (Karakaya, 1998). İnceleme alanının bazı kesimlerinde gözlemlendiği gibi, Doğu Karadeniz Bölgesinde jips oluşumları ile birlikte tespit edilen alunitler ve yer yer nabit kükürt oluşumları, bazı yatakların yüzeysel alterasyonu ile açığa çıkan sülfürden oluştuğu ileri sürülmüştür (Schneider, 1988).

SONUÇLAR

Şebinkarahisar yöresinde Üst Kretase yaşlı dasitik kayaların asit-sülfat alterasyonu magmatik-hidrotermal ortamda, superjen veya buharla ısıtılmış koşullar yerine magmatik-buhar koşullarında oluşmuştur. Alterasyon, tipik bir magmatik-hidrotermal alterasyondur.

Serisitik, pirofillik ve ileri arjilik alterasyonun mineral toplulukları asidik ve sülfürik asidik çözeltilerin çevrimi sonucu gelişmiştir. Bu alterasyon mineral topluluğu, alterasyon zonlarında ana ve iz elementler içeriklerinde az altere ana kayaca oranla zenginleşme veya fakirleşmeleri bölgedeki farklı alterasyon türlerinin jeokimyasal koşulları etkisinde oluşmuştur. Az altere ana kayacın kimyasal ve mineralojik bileşimi ile alterasyon türlerinin mineralojik bileşimindeki farklılıklara benzer şekilde element bileşimlerinde de önemli farklılıklar gözlenmiştir.

Az altere ana kayaca oranla arjilik alterasyon (kaolinitik ve alunitik zon) ve piropilitik zonda önemli, serisitik zonda ise SiO₂ içeriğinde zayıf bir yıkanma olurken, hematitik-silis ve silis zonlarında SiO₂ içeriğinde belirgin bir yükselme olmuş, asidik-ortaç bileşimli kayalar, kuvvetli asidik birincil çözeltilerin çevrimin yüksek olduğu zonlarda (silis ve hematitik-silis) kuvars+opal±kristobalitin oluşumunu sağlamıştır.

Al₂O₃ içeriği ise, arjilik alterasyonun her iki zonunda önemli ölçüde yükselirken, serisitik zonda kısmen, diğer zonlarda önemli ölçüde zayıflamıştır. Alüminyum yanında silis ve diğer elementleri içeren kuvvetli asidik çözeltiler çevre kayalarda opal+alunite oluşturmuş, alunitle doyunlaşma sonrasında alunit ile silis mineralleri birlikte ile çökelmiş, daha sonra alunit çökeli mi tamamlanınca ve çözeltilerin pH'ı yüksek olduğunda, SiO₂ içeriği nispeten yüksek (%45-50) olduğunda kaolinit, alunitle veya alunit olmadan çökelmiştir.

Fe₂O₃ çoğunlukla hematitik ve piropilitik zonda kısmen de serisitik zonda zenginleşmişken, MgO piropilitik zonda zayıf bir zenginleşme dışında bütün zonlarda tüketilmiştir. Alterasyon sonucu epidotca zengin kayalar oksitlenmiş (FeO kaybı ve Fe₂O₃ zenginleşmesi olmuştur) ve Fe₂O₃ içeriği yükselmesi piropilitik zonda az oranda gözlenen kloritlerin oluşumuna olanak sağlamıştır. Na₂O

içeriği bütün alterasyon türlerinde ana kayaca oranla önemli derecede azalmış veya ölçülememiştir (%0.001<).

K₂O alunitik zonda, serisitik ve piropillitik alterasyonlarda artmış, diğer alterasyon türlerinde azalmıştır. Ortoklasların alterasyonu sonucu açığa çıkan K₂O kuvvetli asidik koşullarda alunit, nötr koşullarda serisitinin oluşumunda etkin olmuştur.

Hareketsiz kabul edilen iz element içeriklerinin de alterasyon türlerinde azaltı ana kayaca göre Önemli farklar gösterdiği gözlenmiştir. En önemli farklılık Sr'un kaolinitik ve alunitik zonda ana kayaca göre 3-4 kat zenginleşmesidir. Benzer şekilde Rb da da ana kayaca oranla gözlene yüksek düzeydeki zenginleşmeler hidrotermal çözeltilerin çevrimi ile ilişkilidir. Ba içeriği arjilitik alterasyonun dışındaki tüm alterasyon türlerinde 10-20 kat oranında azalmıştır. V içeriği ana kayacıta ölçülemezken (>10ppm) özellikle serisitik ve piropillitik zonda önemli ölçüde artmıştır. Rb arjilitik zonda önemli artış gösterirken hematit-silis zonunda 1/15 oranında azalmıştır. Benzer şekilde Pb, Cu ve Zr da da benzer şekilde azalma gözlenmiştir.

Hidrotermal alterasyon zonlarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri Doğu Karadeniz Bölgesinin çeşitli kesimlerinde gözlenen benzer özellikli ham madde potansiyelinin araştırılmasında kullanılabilir. Ayrıca alterasyon zonlarının özellikleri hidrotermal alterasyonun şiddeti, türleri ve sıcaklık değişikliklerinin de belirteci olduğundan bölgede ekonomik öneme sahip cevherleşmelerin aranmasında kullanılabilir.

EXTENDED SUMMARY

The study area is located in a metallogenic province of the Black Sea region known as the Pontides (Ketin, 1966). In the Pontides, the Upper Cretaceous undifferentiated volcanics, known as the Şaplıca volcanics (or Dacitic series), are composed of basalts, andesites, latites, dacites, trachytes, rhyodacites, and rhyolitic lavas and pyroclastics (Çağatay, 1993). In the study area, volcanism is dominated by dacitic, andesitic, and rhyodacitic lavas and pyroclastics. The volcanics were intruded by roughly coeval granitoids, consisting of granite, quartz monzonite, quartz syenite, and

syenite; this was followed by Eocene calc-alkaline magmatic activity (Çağatay, 1993) (Figure 1). Hydrothermal alteration (silicification, kaolinization, sericitization, and alunization) tourmalinization, and ore mineralization occur in both units. The distribution of alteration, field relations, and alteration mineralogy of rocks of the study area shown in (Figure 2).

Phyllic alteration zones of intense are characterized by pervasive sericitization, silicification and pyritization (5-10% pyrite) that have replaced much of the rock and destroyed primary textures. Sericitic alteration is characterized by an assemblage of silica polymorphs (quartz, cristobalite), fine-grained muscovite (sericite), pyrite, and lesser amounts of epidote, chlorite, kaolinite and, more rarely, calcite.

The intensity of alteration in the propylitic zone is quite weak. The Şaplıca volcanics surrounding the Asarcık granitoids have undergone contact metamorphism and propylitic alteration. The alteration assemblage is dominated by a fine-grained granular groundmass of anhedral quartz and feldspar; feldspar phenocrysts are typically altered to sericite, epidote and carbonate. Epidote, chlorite, and biotite occur in aggregates preferentially associated with opaque minerals and, in some cases, occur as pseudomorphs after primary pyroxene phenocrysts.

Argillic alteration is characterized by the formation of clay minerals and alunite due to the intense acid leaching. It grades inward into phyllic zones, whereas outward it merges with propylitized rocks. This zone is characterized by fine-grained clay and alunite minerals and intense silicification of the parent rock.

Base leaching of aluminosilicates from the host rocks results in silica enrichment, so that the argillic alteration zones are also silica-enriched. In the siliceous zones, quartz is the dominant component, commonly showing light and dark concentric banding suggestive of replacement fronts. Petrographically, most of silica occurs as fine-grained, anhedral aggregates, many with spherulitic textures.

The major and trace elements are concentrated in, or were leached from, the volcanic rocks, depending upon the alteration types (Table 1).

ŞAPLICA VOLKANİTLERİNİN HİDROTHERMAL ALTERASYON TÜRLERİ

Fe₂O₃, Al₂O₃ and K₂O content of the sericitic alteration is higher than weakly altered parent rock whereas a weak leaching of SiO₂, and a strong leaching of MgO and CaO were determined. Sr, Pb, Cu, V and Co content were increased and Zr, Ba, Y and Zn decreased in the alteration. SiO₂, Al₂O₃ and Na₂O were leached whereas Fe₂O₃, MgO, CaO and partly K₂O enriched in the propylitic alteration. Pb, Zr, Cu and V were increased, and Sr, Zn, Ba, Rb, Y and Co were decreased in the alteration to the weakly altered parent rocks. SiO₂ and mainly MgO, CaO, Na₂O, K₂O and TiO₂ clearly leached whereas Al₂O₃ highly and Fe₂O₃ partly enriched in the kaolinitic zone of argillic alteration. In the alunitic zone, SiO₂ content is lower than kaolinitic zone, and decreasing of MgO and Na₂O are also low than the kaolinitic zone. Al₂O₃ and K₂O were highly enriched in the alunitic zone. SiO₂ and Fe₂O₃ were evidently increased in the hematite-silica zone whereas Al₂O₃, K₂O and TiO₂ were clearly decreased, and nearly all of MgO and Na₂O were thoroughly leached. Almost all of element content, except SiO₂ were leached in the silica zone. The highest Sr content were determined in the kaolinitic and alunitic zone. In the alunitic zone, Rb content in the is clearly higher than other alteration zones and parent rocks. Zr, Y, Ba, Cu and Zn were leached in the kaolinitic zone while Sr, Rb, Pb, V and Ni were enriched, and Zn, Ba and Y were decreased in the alunitic zone (Figure 4A, B and C).

In general, Al + K and Mg + Ca + Fe were enriched in the alunitic + sericitic and propylitic alteration types, respectively. On the other hand, Ca, Mg and Fe were leached in the argillic alteration, and Fe was concentrated in hematite formation. Strong leaching of Na was determined for all alteration types. Silica generally decreased in argillitic (kaolinitic and alunitic) alteration zones. Most trace elements were mobile during hydrothermal alteration. Y, Sc, Mo, Cr, Co, Ni and, Zn tend to be mobile in acid aqueous systems and, thus, are nearly absent in these alunitic alteration zones. In the surrounding kaolinitic envelope, these elements are present at background (average) or slightly higher concentrations. Mainly Sr and partly Rb contents are high in the alunitic and kaolinitic

zones than weakly altered parent rocks. Barium is highest near the alunite zone because of the relative insolubility of barite in acidic solutions. Pb and Cu contents increase in the propylitic zone.

The Şaplıca area is located in a dacitic terrain and calcic plagioclase is the dominant phenocryst in the host volcanic rocks. Petrographic studies reveal that the alunite-group minerals in the advanced argillic alteration zone replace plagioclase phenocrysts. Consequently, the resultant alunite assemblage is dominated by K and Na rather than Ca. The presence of veins and breccia cements consisting entirely of alunite group minerals indicates transport of alunite-forming elements. The significantly higher amounts of Ba and Sr in alunite-mineral-bearing veins suggest that these elements were derived from an external source and introduced with the hydrothermal fluids. When the hydrothermal fluid flushed through the host rock, it also scavenged Ca and Na from feldspar, explaining why the alunite minerals in the veins have similar to lower contents of Ca and Na as compared to those in the matrix. The source of the K is not clear, but it is likely that it was also scavenged from the dacitic wall rocks. The more uniform composition of vein alunite minerals reflects the chemistry of the hydrothermal fluid and availability of the cations in the solutions, whereas greater variation of cation composition in matrix alunite minerals is related to greater original compositional variation in the precursor feldspar.

SEM investigation revealed that the illite flakes and quartz minerals are coarsely crystalline, tightly packed, whereas alunite minerals are coarsely crystalline, loosely packed, and they are of euhedral to subhedral habit. The SEM investigation reveals that alunite minerals are of hypogene origin. Pseudohexagonal euhedral kaolinite booklets or stacks and illite flakes and idiomorphic quartz crystals are hydrothermal origin (Figure 3, and 6-7).

Magmatic hydrothermal acid-sulfate systems are driven by magmatic heat and have a significant magmatic fluid component. The sulfuric acid is produced by a disproportionate amount of magmatic SO₂ with decreasing temperature decreases (Holland, 1965). Acid-sulfate alteration in these systems is generally fracture-controlled and characterized by extreme base-leaching resulting in

vuggy silica zones, replacement of feldspar phenocrysts by alunite, and large amounts of pyrite in the assemblage (Rye et al., 1992). Sufficient H_2S could have been present in the thermal system to be oxidized to H_2SO_4 at the water table creating the low pH environment necessary to form alunite (Wirsching et al., 1990; Pirajno, 1992). An upward change from alunite to jarosite indicates a change from Al to Fe^{3+} in the sulfate-mineral structure, probably reflecting a decrease in the solubility of Al relative to Fe^{3+} and an increase in pH and $|O_2|$. By reaction with a strongly acidic primary solution (rich in SO_4^{2-}), the acidic to intermediate rocks were almost entirely altered to quartz + opal ± cristobalite along high-percolation zones. After saturation with respect to alunite, alunite was precipitated with silica minerals, then alunite was consumed and, when the pH of the solution became high, kaolinite precipitated with or without alunite.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmaya YDABÇAĞ-139 projesi çerçevesinde destek veren TÜBİTAK'a teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

Almadovar, G.R., Saez, R., Toscano, M. ve Pascual, E., 1995. Co, Ni and 'immobile' element behaviour in ancient hydrothermal systems, Aznalcollar, Iberian belt, Spain. In: Pasava, Kribek and Zak (eds.), Mineral Deposits, Balkema, Rotterdam, 217-220.

Alpers, C.N. and Brimhall, G.H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. Geological Society American Bulletin, 100, 1640-1656.

Ayan, Z., 1991. Şebinkarahisar (Giresun) kuzeybatısındaki Pb-Zn-Cu cevherleşmesinin mineralojik-jeokimyasal incelenmesi ve kökensel yorumu. Doktora Tezi, D.E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 186s. İzmir (yayınlanmamış).

Ayan, Z., Dora, Ö., 1993. Şebinkarahisar (Giresun) kuzeybatısında yer alan granitoid soku-lumu ve yöredeki Pb-Zn cevherleşmesi ile olan

ilgisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 8, 160-168s.

Bird, M.I., Andrew, S.A., Chivas, A.R. and Lock, D.E., 1989. An isotopic study of surficial alunite in Australia: I. Hydrogen and sulphur isotopes. Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, 3223-3237.

Boccaletti, M., Manetti, P. and Peccerillo, A., 1973. Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan arcs. Earth Planet. Science Letters, 23, 193-198.

Cunningham, C.G., Rye, R.O., Steven, T.A. and Mehnert, H.H., 1984. Origins and exploration significance of replacement and vein-type alunite deposits in the Marysvale volcanic field, west central Utah, Economic. Geology, 79, 38-50.

Çağatay, M.N., 1981. Volcanogenic massive sulfide deposits of Turkey under the light of recent developments; Science Technology Congress Chamber Turkish Geol. Engineers Ankara, 6, 35-56.

Çağatay, M.N., 1993. Hydrothermal alteration associated with volcanogenic massive sulfide deposits: Examples from Turkey. Economic Geology, 88, 606-621.

Çelik, M., Karakaya, N. ve Temel A., 1997. Giresun Yöresi Kaolin-Alunit ve Diğer Metal Dışı Mineralleşmelerin Özelliklerinin İncelenmesi ve Ekonomik Öneminin Araştırılması, TÜBİTAK, YDABÇAĞ-139, 172s (yayınlanmamış).

Dixon, C.J. and Pereira, J., 1974. Plate tectonic and mineralization in the Tethyan region. Mineralium Deposita, 9, 185-198.

Flanagan, F.J., 1976. Description and analyses of eight new USGS rock standards: in twenty eight papers present analytical data on standards, FJ. Flanagan, ed. USGS Professional Paper 840, 171-172.

Gedikoğlu, A., Pelin, S., Özsayar, T., 1979. The main lines of geotectonic development in the East Pontids in the Mesozoic areas: Geochimica, 555-580.

Govindaraju, K., 1989. Compilation of working values and sample description for 272 geostandards: Geostandards Newsletter, 13, 1-113.

ŞAPLICA VOLKANİTLERİNİN HİDROTERMAL ALTERASYON TÜRLERİ

Heald, P., Foley, N.K. and Hayba, D.O., 1987. Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand. Their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Economic Geology*, 80, 1640-68.

Henley, R.W. and Ellis, A.J., 1983. Geothermal systems ancient and modern: a geological review. *Earth Science Review*, 19, 1-50.

Henley, R.W., 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. *Rev. Economic Geology*, 2, 1-24.

Holand, H.D., 1965. Some applications of thermo-chemical data to problems of ore deposits. II Mineral assemblages and the compositions of ore fluids. *Economic Geology*, 60, 1101-1116.

Inoue, A., 1995. Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments: Origin and Mineralogy of Clays: Velde, B.,(ed), Springer, Berlin, 268-330.

JCPDS, 1993. Mineral Powder Diffraction Databook: Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Swarthmore, Pa., 781s.

Karakaya, N., 1998. Şebinkarahisar (Giresun) Yöresi Magmatik Kayaçların, Mineralleşmelerin Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Özelliklerinin İncelenmesi, S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, 169 s, Doktora tezi, (yayınlanmamış).

Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Dergisi*, 66, 20-34.

Özgenç, İ., 1993. Şaplıca (Şebinkarahisar-Giresun) alunit yatağının jeolojisi ve alunit oluşumuna kükürt izotop verileri ile bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 36, 25-36.

Pirajno, F., 1992. Hydrothermal mineral deposits: Principles and fundamental Concepts for Exploration geologist. Springer-Verlag, Berlin, 709p.

Rye, R.O., Bethke, P.M. and Wasserman, M.D., 1992. The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Economic Geology*, 87, 225-262.

Schneider, H.J., özgür, N. And Palacious, CM., 1988. Relationship between alteration rare earth element distribution and mineralization of the Murgul copper deposit, northeastern Turkey. *Economic Geology*, 83, 1238-1246.

Stoffregen, R., 1987. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, 82, 1575-91.

Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tetyhan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.

White, N.C. and Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36, 445-474.

Wilhelm, E., Battino, R, Wilcock, R.J., 1977. Low pressure solubility of gases in liquid water. *Chemical Review*, 77, 219-262

Makalenin geliş tarihi: 03/03/2001

Yayma kabul edildiği tarih:07/07/2001

Received March 03, 2000

Accepted July 07, 2001



Keban (Elazığ) Civarı Eski İmalat Paşalarında Au, Ag, Pb, Zn Cevherleşmelerinin Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri

Mineralogical and Geochemical Features of Au, Ag, Pb, Zn Mineralizations in Keban (Elazığ) Wastes

Leyla KALENDER Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 23119, Elazığ
(e-posta: leylakalender@hotmail.com)

Şahin HANELÇT Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 23119, Elazığ
Öz

İnceleme alanı Elazığ ili Keban ilçesi sınırları içerisinde yer almaktadır. Yaşlıdan gence doğru Keban Metamorfizmaları (Permo-karbonifer), Keban magmatitleri (Üst Kretase) olmak üzere iki jeolojik birim yüzeylenmektedir.

Keban Metamorfizmaları, kalkışit, serizit klorit şist, gözenekli kireçtaşı, laminalı kireçtaşı, tabakalı kristalize kireçtaşı ve masif kristalize kireçtaşı olistolitlerinden oluşmaktadır. Keban magmatitleri, alkali siyenit, siyenit, kuvars siyenit, monzonit ve kuvars monzonit bileşiminde Keban Metamorfizmasını dayak ve siller halinde kesmektedir.

İnceleme alanında paşalar 4 gruba (Batı Fırat, Siftil Tepe, Zeytin Dağı, Derebaca) ayrılarak mineralojik ve jeokimyasal olarak değerlendirilmiştir.

Farklı gruba ait paşalarda, küçük değişiklikler olmakla birlikte esas cevher mineralleri, pirolusit, rodokrosit, barit, pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, arsenopirit, Ag-As-Sb sülföz tuzlan ve az miktarda götüt, siderit, jips, kalsit, kuvars bulunmaktadır.

Sonuç olarak, Batı Fırat paşalarında Au-Ag ve Au-Zn arasındaki uyumlu bağıntının varlığı ile oksit minerallerinin yoğunluğu Batı Fırat yakasındaki oksitli cevherleşmelere, Zeytin Dağı, Siftil Tepe ve Derebaca paşalarında Pb-Zn, Ag-Zn arasındaki pozitif korelasyonun varlığı Doğu Fırat'taki sülfürlü cevherleşmelere dikkat çekmektedir.

Anahtar Kelimeler; Keban, pasa

Abstract

The studied area is located in Keban township of Elazığ and two geological units are present in the area. These are from oldest to youngest; Keban Metamorphites (Permo-Carboniferous) and Keban magmatic rocks (Upper-Carboniferous).

The Keban Metamorphics consist of calcshist, sericite chlorite schist, porous limestone, laminated limestone, bedded crystallized limestone, massive crystallized limestone olistolites.

Keban magmatic rocks are occurred alkaline siyenite, quartz siyenite, monzonite and quartz monzonite and intruded in to the Keban Metamorphics as dikes and sills.

Although some minor variations major ore minerals are pirolusite, rodokrosite, barite, pyrite, galena, sphalerite, chalcopryrite, arsenopyrite, Ag-As-Sb sulphosalt and minor minerals; siderite, geothite, calcite, quartz, gypsum in different waste.

Keban wastes are subdivided in to four main group (West Euphrates, Siftil Tepe, Zeytin Dağı, Derebaca) in Keban area.

The samples are evaluated as mineralogically and geochemically. West Euphrate wastes are composed of oxidic ore and therefore show strong Au-Ag and Au-Zn. Otherwise correlations among Au, Ag, Pb, Zn metals show significant connections between Ag, Pb and Zn of Siftil Tepe and these results match with those of Ag-rich Pb-Zn sulphide mineralizations. The same elements display similar correlations in Zeytin Dağı wastes. Correlation values for the same metals in Derebaca wastes are close to the above two wastes but very low Zn-Ag correlation value.

Key Words; Keban, waste

MADENCİLİK TARİHİ

M.Ö. 6000 yıllarına kadar dayanan Anadolu madencililiği, Hititler ve daha sonra Etiler tarafından yürütülmüştür. Neolitik yerleşme merkezi olan Çatalhöyük'ün (Çumra-Konya) IX. katmanında tespit edilen kurşun buluntuları bunu kanıtlamaktadır (Melleart, 1967).

Polimetallik cevher provansı olan Keban (Elazığ) bölgesi, Ag, Au, Cu, Pb, Zn ve Mn'ca zengin cevherleşmelerinin bulunması nedeniyle binlerce yıl öncesinden günümüze kadar madencilik

faaliyetlerine sahne olmuştur. Keban bölgesinde 40 km² lik bir bölgede mevcut olan yüzlerce eski imalat galerileri ve paşaları Keban ilçesinde son zamanlarda yıkılan kalhane ve 40-50 m. kalınlıkta cürufklar, eski imalat galerileri ve paşaları içerisinde gözlenen seramik parçaları, tahkimat direkleri, tahta kürekler, taştan yapılmış çekiçler, dibekler ile diğer buluntular ilk madencilik çalışmalarının İ.Ö. 2. bin yıllarında Hititlere ait olduğu ileri sürülmüştür (Seeliger ve diğ., 1985). Radyometrik yaş tayini, eski imalat galerileri, pasa ve cürufklar bu görüşü doğrulamaktadır. Elazığ-Altınova-

Korucu Tepe'de kalkeritik dönemlere ait mezarlar da, gümüşten yapılmış çok sayıda malzeme bulunmuştur. Önemli bir gümüş kaynağı olan Keban madeninin buraya yakınlığı Keban'daki madencilğin M.Ö. 4000 yıllarına kadar gideceğini göstermektedir (Özbal ve Yener, 1983). Bölgede madencilik Roma, Bizans, Selçuklu, Osmanlı döneminde de devam etmiştir. 1727 yılında Keban'dan İstanbul'a 12 ton gümüşün gönderildiği ve J734'te ise Keban'da gümüş sikkelerin basıldığı belirtilmektedir (Ulutan, 1987).

1940 yılında kurulan Keban Simli Kurşun İşletmesi, 1983 yılına kadar Türkiye'nin önemli simli kurşun üreten kuruluşu olarak hizmet vermiş ve maden ekonomikliliğini yitirince Madencilik Yüksek Okulu kurulması amacıyla tesislerini Fırat Üniversitesine devretmiştir.

GİRİŞ

İnceleme alanı, 1/25 000 ölçekli Malatya K41a3 paftasına içinde ve Elazığ ilinin 45 km. KB sında bulunan Keban ilçesi sınırları içerisinde yer almaktadır.

İncelenen eski imalat paşaları, batı Fırat bölgesinde ve doğu Fırat bölgesinde ise Siftil Tepe, Zeytin Dağı (Haznemagara) ve Derebaca civarında yer almaktadır (Şekil 1).

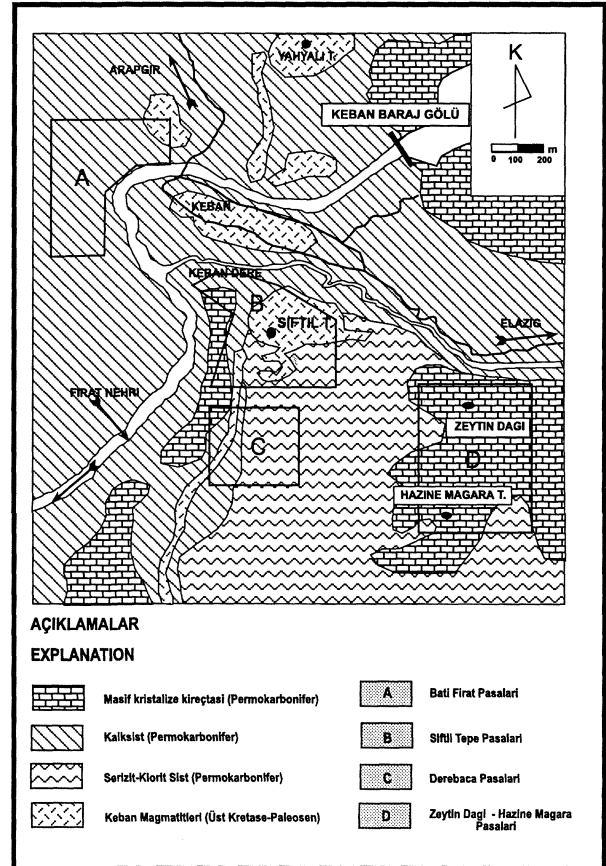
Keban ve çevresinde günümüze kadar, Kumbasar 1964; Kineş 1969; Zisserman 1969; Çalık 1986; Hanelçi 1986, 1991, 2001; Hanelçi ve diğ. 1989 jeolojik mineralojik ve maden yatakları açısından çalışmıştır. Jeokimyasal incelemeler ise Köksoy, 1972 ve 1975; Yılmaz ve diğ., 1992; Çelebi ve Hanelçi, 1996; ve Kalender, 2000 tarafından yapılmıştır. Keban bölgesinde bulunan yüzlerce paşadan alınmış örneklerin analizleri Au ve Ag değerleri vermesi, gerek paşaların ekonomik olarak değerlendirilebilirliğinin araştırılması açısından önem kazanmış ve gerekse de pasa, eski imalat galerileri ve yeni galerilerden alınmış örnek sonuçlarının korelasyonu ile bölgede yapılacak cevher aramalarına yeni bir bakış kazandırmaktadır.

Paşaların rezervinin hesaplanması sırasında çalışma sahası içerisinde değerlendirmeye alman toplam 353 paşanın boyutlarının ölçüm işlemleri şeritmetre ve plançete ile yürütülmüş, yoğunlukları ve paşalardan oluk tipinde alman sistematik örnek-

lerin Au, Ag, Pb ve Zn, element analizleri Etibank Maden Arama Müessesesi laboratuvarında yapılmıştır. Element analizlerinde Atomik Absorbsiyon Spektrofotometri (AAS) yöntemi kullanılmıştır.

İNCELEME ALANININ JEOLJİSİ

İnceleme alanı Torid Tektonik Kuşağı'nın Doğu Torosları üzerinde yer almaktadır. İnceleme alanı ve yakın çevresinde Permokarbonifer ve öncesi yaşlı, masif kristalize kireçtaşı olistolitleri, kalkşist, serizit klorit şistlerden oluşan metamorfik birim; Üst Kretase-Paleosen yaşlı Keban magmatitleri ve Üst Kretase yaşlı Elazığ Magmatitlerine ait gabro, diyorit, bazalt, dasit, serpantin ve sedimanter filiş; Paleosen yaşlı Seske formasyonuna ait kireçtaşları; Kırkgeçit formasyonuna ait Eosen yaşlı konglomera, kumtaşı ve kireçtaşı ile Alibonca formasyonuna ait Miyosen yaşlı konglomera, kumlu kireç taşları ve marnlar değişik derecelerde metamorfizma ve deformasy-



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure 1. Geological map of studied area.

on geçirmiş farklı yaşlarda birimler mostra vermektedir (Aktaş ve Robertson, 1990; Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz ve diğ.1992).

İnceleme alanında yaygın birim Permokarbonifer ve öncesi yaşlı, masif kristalize kireçtaşı olistolitleri, kalkşist, serizit klorit şistlerden oluşan metamorfitle ile Keban magmatitleridir.

Keban bölgesinde Kuvaterner yaşlı polijenik taraça, alüvyon ve yamaç molozları bulunmaktadır.

İnceleme alanındaki birimler KD-GB doğrultulu ve GD'ya eğimlidirler. Hersiniyen ve Alpin orojenez evresinde KB-GD yönlü çekme ve gerilme kuvveti K ve G sıkışma kuvvetinin etkisinde kalarak D-B yönünde kırılarak graben-horst sistemleri gelişmiş ve KD-GB yönünde de kıvrılmışlardır. Hanelçi (1991), sıkışma kuvvetlerinin etkisinde kalan Keban Metamorfitlelerinin, güneydeki Elazığ Magmatitleri ile Guleman ofiyoliti üzerine bindirdiğini belirtmiştir.

Keban Metamorfitleleri

Batı Fırat, Zeytin Dağı, Siftil Tepe ve Derebaca civarında yüzeylemektedir. Yanal ve düşey yönde birbirleriyle geçişli, toplam kalınlığı yaklaşık 1450 m. olup en alt birimini kalkşistler oluşturmaktadır. Keban Metamorfitleleri, kalkşistler, serizit klorit şistler ve masif kristalize kireçtaşlarından oluşmaktadır. Fakat küçük ölçekte gözenekli kireçtaşları, dolomitik kireçtaşı, laminalı kireçtaşı, metatübiditler ve tabakalı kristalize kireçtaşları bu birimlerle ilişkili olarak gözlenmektedir.

Kalkşistler yer yer tabakalanmayla uyumlu belirgin şistozite yapıları sunarlar. Kalkşistlerde, lepidoblastik doku ve çok evreli rejyonal metamorfizmanın etkisiyle kink bantlar gelişmiştir (Hanelçi, 1991). Granoblastik kalsit mercekleri ve tanelerinin uzanımı ile gelişmiş foliasyonlar sunulmaktadır. Kalkşistler albit, epidot, klorit ve kuvars içermekte ve kayaçta serizit ve kloritin artımıyla tedrici olarak açık renkli kalkşistlerden koyu renkli kalkşistlere geçiş göstermektedir. Kalkşistlerde yaygın sitilolit yapısı izlenmektedir.

Kalkşistlerin içerisinde sık sık gözlenen tabakalı kristalize kireçtaşlarının tabaka kalınlığı, kuzeyde Yahyalı Tepe'den güneyde Zeryan Dere'ye doğru artmakta, yaklaşık 20 m. civarına varmaktadır (Hanelçi, 1991). Tabakalı kristalize

kireçtaşları mikritik karakterli ve güneye doğru git-tikçe yuvarlaklık derecesi artan karbonat hamuru içerisinde mikritik kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Kalkşistler içerisinde grimsi renkli, gözenekleri jipsler ile dolmuş masif görünümlü sert dokulu kireç taşları yer almaktadır. Gözenekli kireç taşları genelde steril görünmelerine rağmen, Keban magmatitleri ile metamorfitlelerin dokanaklarında sülfürlü cevherleşmelerin oksidasyonu ile oluşmuş oksitli cevherleşmeler gözlenmektedir. Gözenekli kireçtaşların içerisinde ve gözenekli kireçtaşlarını ikiye bölerek yükselmiş, beyazımsı yer yer sarımsı renk tonunda, yumuşak amorf jips domu bulunmaktadır.

Doğu Fırat yakası, Derebaca civarından başlayıp Doğu Fırat sahili boyunca güneye kadar uzanan laminalı kireçtaşları, kalkşistler içerisinde kaim bir düzey bulunmaktadır. Kalkşistler ve dolomitik kireçtaşları ile geçişli bulunan sert, kompakt kırık ve çatlaklarda kalsitlerin geliştiği laminalı kireçtaşları, grimsi renkli olup yer yer kirli beyaz renk tonu da vermektedir. Çok belirgin ve kalınlıkları 1-20 cm. arasında değişen tabaka yapısı sunulmaktadır.

Doğu Fırat yakasında yaygın olarak yer alan gri renkli bol kırık ve çatlaklı dolomitik kireç taşları 1-2 cm. den 10 m'ye varan tabaka kalınlıkları sunulmaktadır. Dolomitik kireçtaşı içerisinde 5-10 cm. kalınlık gösteren organik maddece zengin katmanlar bulunmaktadır. Bu katmanlarda Kipman (1976), çalışmasında ilk kez türleri saptanmamakla birlikte Glomospira ve Amediscus familyasına ait olduğu tanımlanan Permokarbonifer yaşı veren mikroorganizmalar bulunmuştur.

Laminalı kireç taşları sarımsı beyaz sert ve kırılğan yapıdadır. Tabaka kalınlığı 1-10 cm olup kuzeye doğru incelenerek kalkşistlere geçmektedir. Kalkşistler ve serizit klorit şistler içerisinde kötü boylanmalı, eliptik şekilli iri kireçtaşı parçalarından oluşan bir düzey ve bunun üzerine kırıntılı karbonattan oluşan metakumtaşı ve üstte ise metasilttaşı içeren metatübiditler bulunmaktadır.

Masif kristalize kireçtaşı olistolitleri (mermerler) Doğu Fırat'ın güneyinde yaygın olarak mostra vermektedir. Sert çok kırıklı ve bolca karstik sistemler içeren masif kristalize kireç taşları kırık sistemleri içerisinde dolaşan Fe ve Mn'lı çözeltiler aracılığıyla kayaç kırmızımsı kahveren-

gi bir renk kazanmıştır.

Keban Magmatitleri

İnceleme alanmmda Siftil Tepe, Zeytin Dağı ve Derebaca civarında yaygın olarak yüzeylemektedir. Kayaçta idiyomorf ve hipidiyomorf sanidin ve ortoklas kristalleri, hipidiyomorf ve ksenomorf plajiyoklas, ayrıca biyotit hornblend, kuvars, ikincil serizit, klorit, epidot, tali mineral olarak zirkon, sfen, apatit manyetit ve pirit eşlik etmektedir. Magmatik kayaç, alkali karakterli alkali siyenit, siyenit, kuvars siyenit, monzonit ve kuvars monzonitten oluşan derinlik ve bunların yüzey kayaçlarından oluşmaktadır (Kalender, 2000).

Sil, dayk ve dom şeklinde mostra veren porfirik dokulu subvolkanik Keban magmatitleri, K-Ar yöntemi ile sanidin ve diğer feldispatlardan alınan değerlere göre 76-78 My, Üst Kretase (Asutay,1988), Kipman (1976)'a göre ise, Kretase sonu Eosen başı olarak yaşlandırıldığından , bu çalışmalara bağlı kalınarak Alp in orojenezinin Laramiyen fazına bağlı olarak oluşabileceğini ve bu nedenle de yaş olarak Üst Kretase-Paleosen olarak kabul edilmiştir. Hidrotermal alterasyonun yüzlerce metre derine kadar indiği sondaj karotlarında gözlenmektedir (Kalender, 2000).

PAŞALAR

Batı Fırat Paşaları

Batı Fırat Bölgesinde, 140 adet pasanın 23'ünde Au, Ag, Pb ve Zn analizi yapılmıştır. Pasaların tümü, Batı Fırat bölgesindeki gümüşlü mangan cevherleşmesinin yaygın olarak gözlemlendiği bölgede açılmış eski imalat galerilerinden çıkartılmış malzemelerden oluşmaktadır. Paşalar genellikle siyahımsı, kahverengi bir renk tonu sunarlar. Pasa içerisinde bulunan cevherli düzeylerde yer alan kayaç parçaları, cevherleşmenin geliştiği litolojik ortamı ortaya koymasından önemli veriler sunmaktadır. Batı Fırat paşalarının cevherli katmanlarında, dolomitik ve mikritik karakterli kireçtaşı parçaları ile bol kalkşist içermesi, cevherleşmenin bu zonlarda geliştiğini göstermektedir. Pasa içerisinde cevherli katmanlarda magmatik kayaç parçaları nadiren izlenmekte ve bu kayaç parçalarının tane iriliği 1-2 cm. yi geçmemektedir.

Pasa içerisinde bulunan cevherli malzemenin

tane iriliği 1- 3.5 mm. ile 4-5 cm. arasında değişmektedir. Cevherli katmanlardan alınan örneklerden piroluzit, poliyanit, psilomelan, kronadit, limonit, götit, lepidokrozit, rodokrozit, siderit, ankerit, barit, jips, kalsit ve kuvars izlenmektedir. Magmatik kayaçların bulunduğu cevherli katmanlarda pirit ve galenin yoğunluğu dikkat çekicidir.

Batı Fırat bölgesinde paşalar 2.00-570.00 m³ civarında olup toplam 18400 ton cevherli pasa bulunmaktadır.

Siftil Tepe paşaları

Siftil Tepe civarında bulunan 58 adet cevherli paşanın 35 tanesinde Au, Ag, Pb ve Zn analizleri yapılmıştır. Cevherleşmeler Pamuk Dere civarında sülfürlü, Siftil Tepe bölgesi oksitli cevher paşaları olup, kırmızımsı kahverenkli, sülfürlü paşalar ise sarımsı renklidir. Oksitli paşalar, hematit, götit, simitsonit ve limonit cevher parçalarından oluşmaktadır. Pamuk Dere civarında bulunan paşalar bol miktarda pirit ve galenit, sfalerit, kalkopirit, arsenopirit, Ag-As-Sb sülfotuzları, bulenjerit, enarjit, stibyuluzunit, kalkozin, kovellin, serüzit, simitsonit, az miktarda jips, kalsit ve kuvars içermektedir.

Siftil Tepe civarında bulunan paşalar 2.5-212 m³ büyüklüğünde, toplam 3200 ton pasa bulunmaktadır.

Zeytin Dağı paşaları

Zeytin Dağı bölgesindeki 152 adet paşadan 35 adet pasa Au, Ag, Pb ve Zn değerleri tespit edilmiştir. Zeytin Dağında'ki paşalar oksitli demir cevheri paşalarıdır. Siyahımsı, kahverenkli, toprakımsı görünümlü yer yer blok büyüklüğündeki parçalar içeren cevherli paşaların manyetit, hematit, limonit, psilomelan, piroluzit mineralleri ve bakır sülfat parçaları içermektedir.

Haznemağara civarında bulunan paşalar ise Zeytin Dağı'ndaki paşalardan oldukça farklıdır. Birkaç Haznemağara pasa örneğinde, pirit, çok az galen ve jips gözlenmekte, diğer bileşenler ise çoğunlukla serizit-klorit şistlerden oluşmakta, çok az miktarda da mikritik dokulu kireçtaşı eşlik etmektedir. Haznemağara civarında yüzeyde cevher mostrası izlenmemesine rağmen paşaların mineral parajenezlerine oksitli cevher minerallerinden manyetit, hematit, limonit, sülfürlü cevher minerallerinden pirit, galen bunların dışında

Keban Civarı Eski İmalat Paşalarında Au, Ag, Pb, Zn Cevherleşmelerinin Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri

malakit, bakır ve çinko sülfat, jips, kuvars ve kalsit mineralleri hakimdir. Zeytin Dağı civarında 11000 ton cevherli pasa bulunmaktadır.

Derebaca paşaları

Derebaca bölgesinde 56 adet oksitli ve sülfürlü cevher paşası bulunmaktadır. Bunlardan 16 tanesinde Au, Ag, Pb ve Zn değerleri saptanmıştır. Pasa içerisinde pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, Ag-As-Sb sülfotozları burnonit, bulenjerit, enarjit, stibyuluzunit, kalkozin, kovellin, serüzit, simitsonit, hematit, limonit, bazı paşalar içerisinde bol miktarda jips ve kalsit içermektedir.

Derebaca civarında yer alan paşaların en küçüğü 1.5 m² en büyüğü ise 468 m² civarındadır. Toplam pasa miktarı 8000 tondur.

CEVHERLEŞMELER

Öztunalı (1989), tarafından polimetalik bir cevher provensi olarak nitelendirilen Keban bölgesi Cu, Pb, Zn, Fe, Mn, F, W, Mo, Au, ve Ag elementlerinin değişik sülfür ve oksit minerallerinden oluşan birincil ve ikincil cevherleşmeler ile Doğu Anadolu'nun en önemli metalik maden yatakları bölgesi olarak bilinmektedir.

Batı Fırat yakasında Keban provensinin birincil cevherleşmeler, dolomitik kireçtaşlarına bağımlı, yaygın gümüşlü Mn oksitleri ve Keban magmatitleri ile Keban Metamorfitleri dokanaklarında kontak metazomatik olarak oluşmuş sülfürlü cevher yuvalanmaları ile bu iki tür cevherin oksitlenmesi ve vadoz su sirkülasyonları ile taşınarak fay ve kırık sistemlerinin çatlak dolgusu veya neokarstların dolguları olarak oluşan ikincil sistem cevherleşmeleri oluşturmaktadır (Hanelçi, 1991; Çelebi ve Hanelçi, 1998). Batı Fırat bölgesinde birincil olarak oluşmuş yaklaşık 80 m. kalınlık ve 400 m. uzanımına sahip mangan katmanlarıyla ardışıklı olarak 15-20 m. kalınlıkta jips ve 20 cm. kalınlıkta barit katmanları bulunmaktadır. Batı Fırat bölgesinin kuzeyinde birincil olarak Keban magmatitleri içerisinde florit ve kalkıştillerin şistozite yüzeyleri içerisine girmiş molibden cevherleşmeleri izlenmektedir.

Hanelçi (2001), Batı Fırat cevherleşmelerinin, tabakaya uyumlu kontakt metasomatik ve karstik kökenli olduğunu belirtmektedir.

Batı Fırat cevherleşmeleri, yüksek Fe-Mn içerikleri ile Doğu Fırat cevherleşmelerinden ayrılmaktadır. Doğu Fırat bölgesinde özellikle Siftil Tepe ve Derebaca bölgesinde tabakaları kesen meteorik hidrotermal Pb, Zn, Cu cevherleşmeleri (Hanelçi, 1991) ile kalkışt, masifkristalize kireçtaşları dokanaklarında yoğunlaşmış masif kütleler halinde Pb, Zn, Cu, cevherleşmeleri yer almaktadır (Yılmaz ve diğ., 1992). Keban Dere ile Asker Tepe ve Nallızıyaret Tepe arasında porfiri bakır ve skarn tipi cevherleşmeler gözlenmektedir (Kalender, 2000). Zeytin Dağı bölgesinde kireçtaşlarının yoğun eklem sistemlerine bağımlı olarak gelişmiş neokarstlara bağımlı Fe ve Fe-Mn cevherleşmeleri bulunmaktadır paleo karstlar ise genellikle çökelmişlerdir (Öztunalı, 1989).

Keban polimetalik cevher provensindeki primer cevherleşme kıyıya yakın sığ denizel ortamda gelişmiş olup, volkanosedimanter birim, Hutchison (1983) modellemesine göre Kruko tipi bir cevherleşme şeklinde oluşmuştur (Hanelçi, 2001).

JEOKİMYA

Batı Fırat bölgesinde bulunan eski imalat paşalarının yapılmış kimyasal analizleri sonucunda altın ve gümüş değeri veren toplam 23 adet pasa ortalama 1,80 ppm Au ve 59,78 ppm Ag, % 1.22 Pb, % 0.51 Zn, değeri elde edilmiştir (Çizelge 1). Keban bölgesindeki paşaların tümünde elementlerinin sıklık dağılımları Sturges Kuralına göre sıklık dağılımının sınıflarlığı ($k = 1 + 3.322 \times \log n$: Önrak sayısı) formülüyle hesaplanmıştır. Normal dağılım sunmayan elementlerin küçük değerlerde olduğu ve logaritması alındıktan sonra değerlerin birbirine yaklaşması ile log-normal dağılım görülmektedir. Ayrıca, (n-2) serbestlik derecesi ve $O_t = 0.05$ yanılma olasılığı göz önünde bulundurularak korelasyon analizlerinin önemli/önemsiz hataları hesaplanmıştır.

Batı Fırat paşalarında 23 örnekte Au, Ag, Pb ve Zn aritmetik ve logaritmik frekans dağılımları olasılık diyagramlarında değerlendirilerek, verilerin log-normal dağılım sunduğu görülmüştür (Şekil 2). İnceleme alanında Pb ve Zn'nun ana kaynağı galen ve sfalerittir. Au ve Ag nabit halde bulunmaktadır. Element korelasyonlarında Au-Ag arasında logaritmik bir korelasyonun varlığı izlenmektedir. Au-Ag ($r=0.47$), Au-Zn ($r=0.57$)

ve Au-Pb arasında ($r=0.54$) önemli pozitif ilişki gözlenmektedir. Bu nedenle Au-Zn, Ag-Au ve Au-Pb arasında birbirine bağlı zenginleşmelerden söz edilebilir. Bu durum pasa içerisindeki saçmınlığı yansıtmaktadır. Au, Ag, Pb, Zn elementlerinin tümü standart dağılım eğrisinden daha sivri bir dağılım göstermektedir. Bu nedenle elementlerin ağırlıklı olarak paşalarda zenginleştiğini göstermektedir. Au, Ag, Pb, Zn 'ye ait değişkenlik katsayısı (st.sapma x 100/ort değer) yüksektir. Bu ise dağılımın pasa içerisinde çok düzensiz olduğunu göstermektedir.

Au'nin siderofil elementlerden Fe'e bağımlı olduğu, Ag'nin ise mangan oksitlerin içerisinde olması ve demirin de manganla birlikte bulunması bu durumu açıklamaktadır. Au-Pb korelasyonunda ise Pb'nin sülfür fazına bağlı olarak değil, koronaditten kaynaklanmaktadır. Mangan oksitlerinde yapılan mikro sonda analizlerinde piroluzit ve psilomelan gibi alışılagelen minerallerden başka, koronadit (Pb_2MnO_3) mineralinin varlığı ya Ag-Pb ($r=0.37$) korelasyona göre sülfürlü fazlara gerek olmadan analizlerdeki % 1-3 civarındaki kurşun tenörlerinin açıklığa kavuşturulmasını mümkün kılmaktadır, ya da mevcut Pb'nun galenden kaynaklandığı oksidasyon kuşağında ikincil Pb minerallerini oluşturduğu şeklinde düşünülmektedir. Zn-Pb korelasyonu ise logaritmik olup bununda sülfürlü zonlardan gelen cevher örneklerinden kaynaklanmaktadır.

Siftil Tepe civarında mevcut değer veren 58 adet pasanın 35 adedinde Au ve Ag analizlerinin yanısıra, Pb ve Zn değerleri de elde edilmiştir. 35 adet pasa 2.28 ppm Au, 55.86 ppm Ag, % 2.11 Pb, % 0.85 Zn içermektedir. Yüksek Au değeri veren paşalarda 5.53 ppm Au, 310 ppm Ag, % 6.88 Pb, %3,5 Zn değerleri görülmektedir (Çizelge 2). Siftil Tepe'de korelasyon değerleri Ag-Pb ($r=0.43$), Zn-Pb ($r=0.62$) ve Ag-Zn ($r=0.49$) ile önemli pozitif dağılım sunarken, Au-Ag ($r=0.14$), Au-Pb ($r=0.16$), Au-Zn ($r=-0.18$) ile korelasyon ilişkisi saptanamamıştır.

Ag-Pb ve Zn-Pb arasındaki pozitif ilişki bu elementlerin aynı kökenli hidrotermal çözeltilerin etkili olduğu şeklinde yorumlanmaktadır. Au'nin düşük değerlerde olması ve diğer elementlerle ilişkisinin negatif olması yan kayacın Au'ca fakir olması şeklinde yorumlanmaktadır. Sıklık diya-

gramlarında Au, Ag, Pb, Zn nun log-normal dağılım sunduğu görülmektedir (Şekil 3).

Zeytin Dağı bölgesinde bulunan 35 adet pasa örneği analiz edilmiş (Çizelge 3) Au ve Ag değeri veren paşalar ortalama 1.90 ppm Au ve 96.43 ppm Ag içermektedir. En yüksek Au değeri veren paşalarda 5.8 ppm Au, 230 ppm Ag, % 7.13 Pb, % 0.94 Zn saptanmıştır. Zeytin Dağı paşalarının Au, Ag, Pb, ve Zn analizleri sonucunda elde edilen aritmetik ortalamalar oksidasyon zonunu net bir biçimde kanıtlamaktadır. Au ve Ag elementlerinin oksidasyon zonunda hareketlilik kabiliyetlerinin farklı olması Au'nin Ag'e göre hareketsiz olması oksidasyon zonlarında yerinde zenginleştiğini veya çok az taşındığını fakat Pb ve Zn'nun derine doğru taşınabileceği bilinmektedir.

Aynı durum Zeytin Dağı civarında bulunan cevher mostralarından alınan numunelerin kimyasal analiz sonuçları ile yine aynı galerilerin içerisindeki karstik boşluklardaki cevherden alınan numunelerin kimyasal analiz sonuçlarında da görülmektedir.

Zeytin Dağı galerisindeki karstik boşluklardan alınan numunelerin Ag değerlerinin bölgedeki diğer galerilerden alınan örneklerdeki Ag miktarından fazla olması, Ag'nin derine doğru zenginleştiğini göstermektedir. Şekil 4'de Zeytin Dağı paşalarında Au, Ag, Pb ve Zn'ya ait sıklık diyagramlarında görüldüğü gibi Au ve Ag'ün sağ asimetric oluşu cevherin farklı popülasyonlara ayrıldığını göstermektedir. Aynı zamanda, Zn ve Pb nun normal dağılım sunduğu görülmektedir.

Bu elementler arasındaki korelasyonlar incelendiğinde, değişkenlik katsayısının oldukça yüksek olduğu ve dağılımın düzensiz olduğu görülmektedir.

Au-Ag ($r=0.046$), Au-Pb ($r=0.1$), Au-Zn ($r=-0.34$) ile en düşük korelasyon değerlerini vermektedirler. Ag-Zn ($r=0.42$), Pb-Zn ($r=0.43$), Ag-Pb ($r=0.32$) ile pozitif dağılım göstermektedirler. Ag-Zn ile Pb-Zn arasındaki ilişki önemlidir.

Derebaca civarında Au ve Ag değeri veren 16 adet pasa analiz edilmiştir. Ortalama 0.71 ppm Au, 66.88 ppm Ag %5,02 Pb ve %1,23 Zn içermektedir (Çizelge 4). Yüksek Ag değeri veren paşalarda ise 1,4 ppm Au bulunmaktadır. % 10,55 Pb ve % 6,74 Zn gibi en yüksek değerleri vermek-

Keban Cıvarı Eski İmalat Paşalarında Au, Ag, Pb, Zn Cevherleşmelerinin Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri

tedir. Şekil 5'de Au, Ag, Pb ve Zn'nun sıklık diyagramlarında normal dağılım sunduğu görülmektedir. Au diğer paşalara göre en yüksek değere ulaşmaktadır. Derebaca'da Au-Ag ($r=0.50$) ve Zn-Pb arasında ($r=0.64$) önemli pozitif ilişki gözlenirken, Au-Zn ($r=0.04$) ve Au-Pb arasında ($r=0.01$) herhangi bir ilişki görülmemektedir.

Element çiftleri arasındaki korelasyonun varlığı Siftil Tepe'deki gibi bir hidrotermal faza ya da ikincil olarak oluşmuş Mn-Fe getirimine bağlı olarak geliştiğini göstermektedir. Derebaca galerisi içerisinde damar tipi Fe-Mn cevherleşmesinden alınmış örneklerde yüksek Au değerlerinin varlığı da bunu kanıtlamaktadır.

Genel olarak Batı Fırat cevherleşmelerinin oksitli cevherleşmelere, Siftil Tepe, Zeytin Dağı, Derebaca (Doğu Fırat) cevherleşmelerinin ise düşük sülfidasyon kuşaklarında geliştiğini, Au ve

Ag'ün galen dışında başka minerallere de bağlı olarak geliştiğini düşündürmektedir.

SONUÇLAR

Keban (Elazığ) yöresinde Permo Karbonifer yaşlı Keban Metamorfitleri ile Üst Kretase yaşlı Keban magmatitleri ile ilişkili olarak oluşan polimetalik cevher provensi binlerce yıl öncesinden günümüze kadar madencilik faaliyetlerine sahne olmuştur.

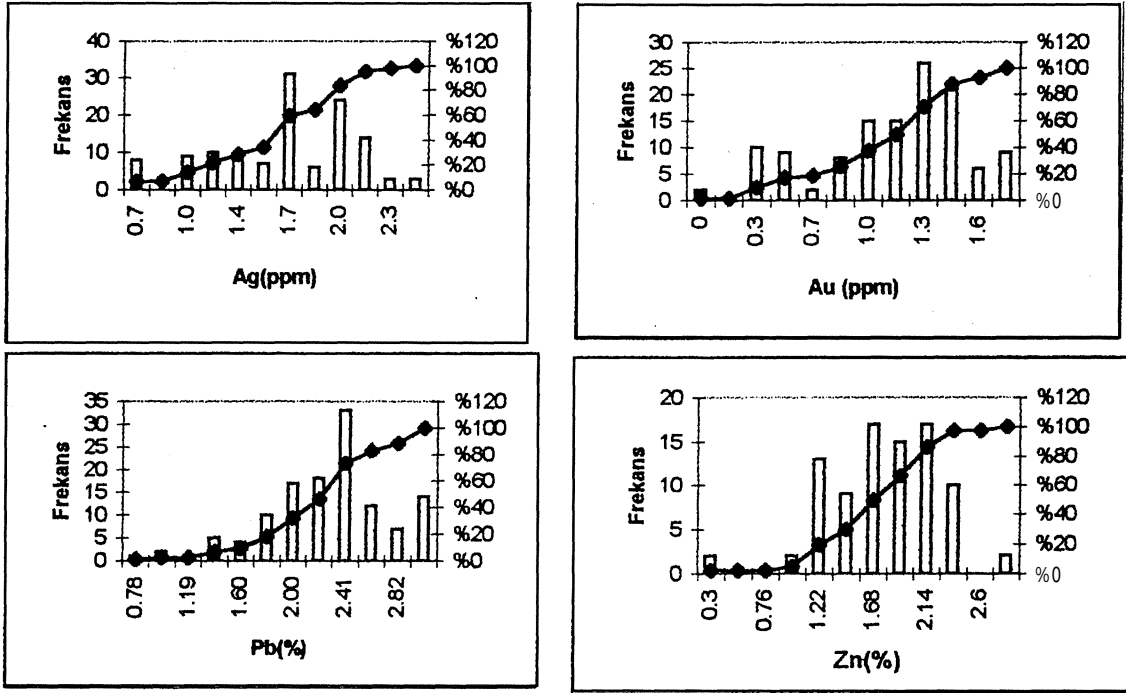
Batı Fırat bölgesinde 140 adet paşanın 23'ü, Siftil Tepe'de 58 adet paşanın 35'i, Derebaca'da 56 adet paşanın 16 sında ve Zeytin Dağı'nda 152 adet paşanın 35'inde Au, Ag, Pb ve Zn içeriği incelenmiştir. Batı Fırat bölgesinde gümüşlü mangan oksitleri ve sülfürlü cevher yuvalanmalarını görmek mümkündür. Ortalama 1.80ppm Au, 59.8

Çizelge 1. Batı Fırat paşaları analiz değerleri ve korelasyon sonuçları.

Table1: Analysis and correlation result of West Euphrates wastes.

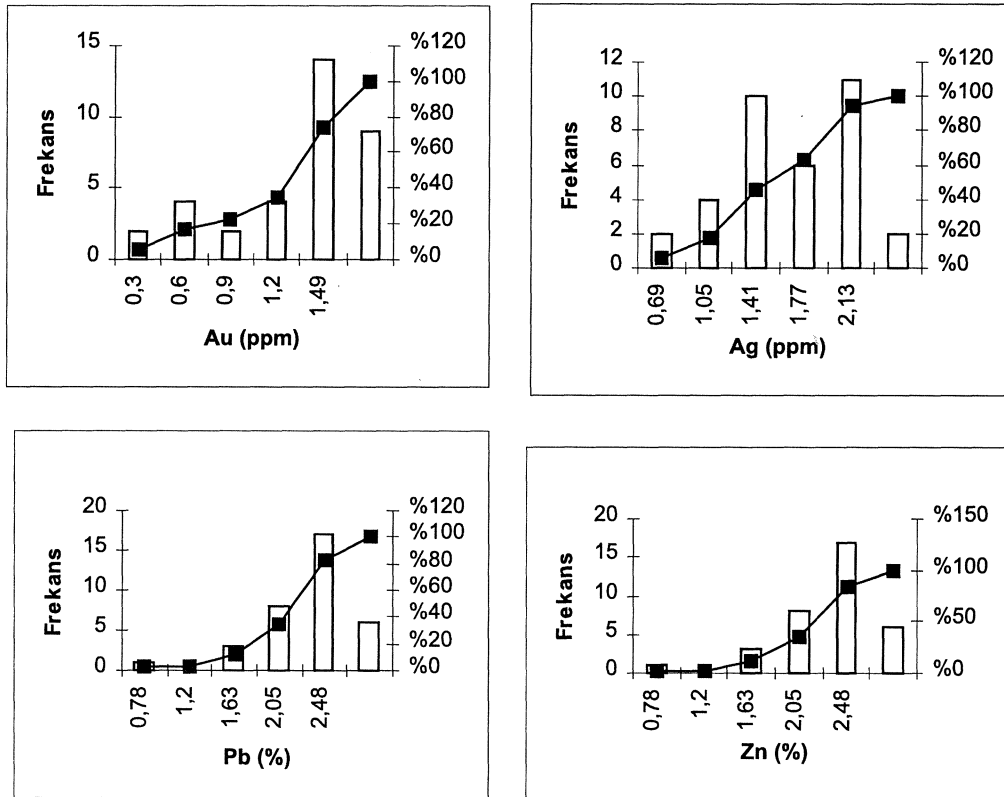
Örnek No	Au (ppm)	Ag (ppm)	Pb(%)	Zn(%)
1	0,6	90	1,03	0,66
2	5,7	135	2,25	0,76
3	2,4	120	2,11	0,37
4	1,4	100	2,00	0,40
5	2,2	75	1,71	0,86
6	4,5	45	1,68	1,87
7	2,6	75	1,85	0,98
8	2,6	80	1,28	0,20
9	1,5	35	0,68	0,51
10	2,0	65	2,51	0,57
11	1,2	40	0,58	0,81
12	0,4	20	0,29	0,11
13	1,5	65	2,10	0,45
14	1,6	35	1,46	0,50
15	2,1	70	0,71	1,04
16	9,0	15	0,65	0,08
17	1,2	145	1,64	0,28
18	2,7	45	0,41	0,13
19	1,5	25	0,49	0,10
20	0,6	25	0,78	0,45
21	1,5	40	1,13	0,37
22	0,1	20	0,23	0,10
23	0,7	10	0,58	0,22
ortalama	2.70	59.78	1,22	0,51
σ	1.42	38.51	0,71	0,41

Au	1			
Ag	0.47	1		
Pb	0.34	0.37	1	
Zn	0.57	0.19	0.25	1
	Au	Ag	Pb	Zn



Şekil 2. Batı Fırat pasalarında Au, Ag, Pb, Zn logaritmik dağılımları.

Figure 2. Histogram of logarithmic Au, Ag, Pb, Zn values of West Euphrates wastes.



Şekil 3. Siftil Tepe pasalarına ait Au, Ag, Pb, Zn logaritmik sıklık diyagramları.

Figure 3. Histogram of logarithmic Au, Ag, Pb, Zn values in Siftil Tepe waste.

Çizelge 2. Siftil Tepe paşalarına ait analiz değerleri ve korelasyon ilişkileri..

Table 2. Analysis and correlation result of Siftil Tepe wastes.

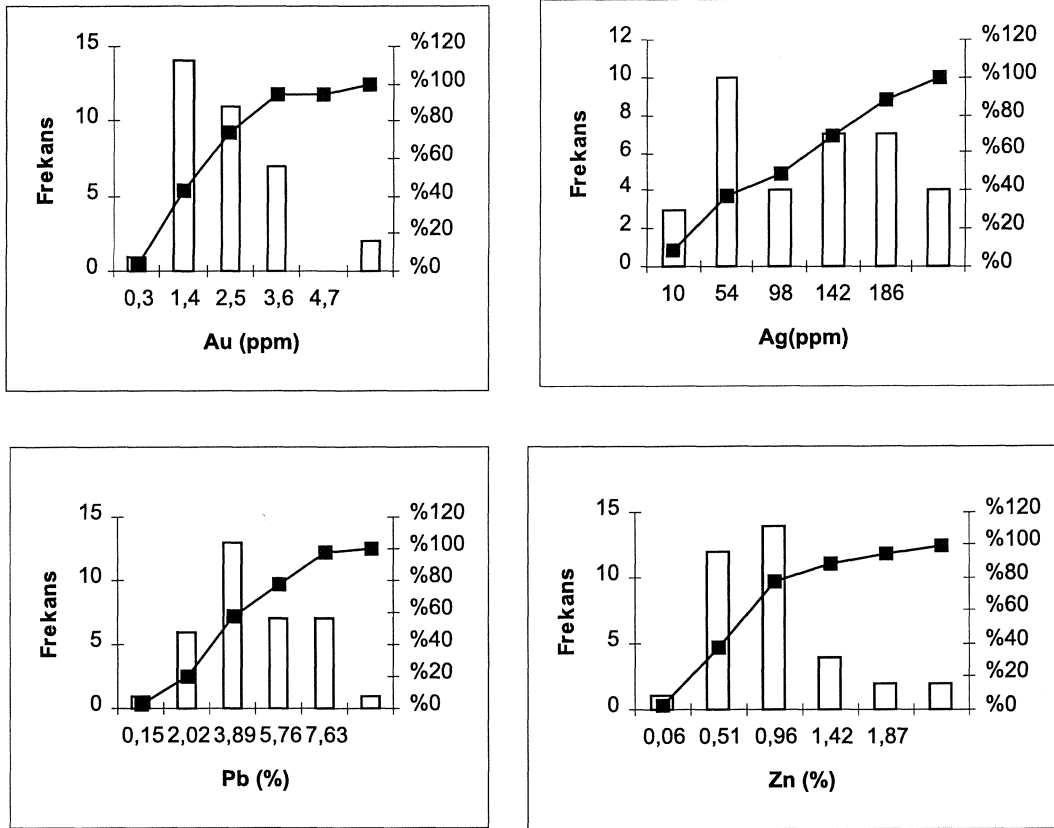
Örnek No	Au (ppm)	Ag (ppm)	Pb(%)	Zn(%)
1	3,4	60	1,19	1,16
2	2,1	105	1,63	0,65
3	3,4	70	1,75	1,06
4	1,9	50	1,35	1,14
5	2,3	20	0,73	0,31
6	1,6	15	0,68	0,10
7	1,4	10	0,29	0,14
8	6,0	85	1,93	0,17
9	4,1	15	0,71	0,39
10	5,5	45	1,25	0,17
11	1,7	15	0,81	0,10
12	1,5	5	0,50	0,18
13	1,1	5	0,26	0,25
14	3,0	75	1,20	0,07
15	3,2	115	1,31	0,09
16	6,3	45	2,94	0,32
17	0,5	15	0,18	0,17
18	2,8	10	0,89	0,32
19	2,6	10	0,78	0,25
20	2,5	15	1,48	0,75
21	2,7	35	0,56	0,12
22	0,3	85	2,39	0,61
23	2,7	25	6,88	1,63
24	0,2	75	1,70	1,14
25	2,0	175	3,38	1,74
26	0,3	10	3,00	0,63
27	4,9	80	6,88	1,74
28	3,5	310	7,13	2,81
29	2,1	45	8,13	1,74
30	0,2	40	2,19	1,47
31	0,6	20	3,13	0,94
32	0,3	130	2,25	3,19
33	0,9	20	2,38	3,50
34	0,3	100	2,06	0,96
35	2,0	20	0,06	0,06
ortalama	2,28	65,86	2,17	0,81
σ	1,65	60,51	2,14	0,80

Au	1			
Ag	0.143	1		
Pb	0.145	0.43	1	
Zn	-0.18	0.49	0.62	1
	Au	Ag	Pb	Zn

Çizelge 3. Zeytin Dağı pasaları analiz değerleri ve korelasyon sonuçları.
 Table 3. Analysis and correlation result of Zeytin Dağı wastes

Örnek No	Au (ppm)	Ag (ppm)	Pb (%)	Zn (%)
1	2,0	10	1,50	0,06
2	0,3	170	3,35	0,81
3	2,6	25	6,63	0,59
4	2,8	190	5,30	0,39
5	1,7	120	6,25	0,81
6	1,3	160	6,37	2,33
7	0,6	230	7,13	1,96
8	0,4	145	6,25	1,25
9	1,0	55	3,50	1,06
10	3,2	140	9,50	0,88
11	2,1	160	5,00	1,52
12	3,2	145	5,38	0,43
13	3,4	45	1,10	0,73
14	1,4	45	3,75	1,35
15	1,3	220	7,00	1,31
16	1,2	15	0,20	1,55
17	1,5	15	4,25	0,47
18	1,9	10	2,00	0,63
19	5,1	110	6,25	0,34
20	2,0	195	3,75	0,88
21	2,6	105	3,63	0,42
22	1,8	100	2,50	0,28
23	2,7	160	3,00	0,44
24	0,6	130	2,50	0,84
25	2,0	145	4,37	0,66
26	2,1	20	5,00	0,53
27	2,1	15	3,63	0,61
28	1,2	10	2,17	0,27
29	1,3	95	2,13	0,70
30	1,2	70	2,13	0,94
31	0,7	35	1,30	0,14
32	5,8	115	1,23	0,37
33	0,7	45	0,83	0,39
34	1,1	40	3,25	0,41
35	1,6	85	4,63	0,68
ortalama	1,92	96,43	4,16	0,77
σ	1,27	66,66	1,86	0,51

Au	1			
Ag	0.05	1		
Pb	-0.22	0.32	1	
Zn	-0.34	0.42	0.43	1
	Au	Ag	Pb	Zn



Şekil 4. Zeytin Dağı pasalarında Au, Ag, Pb, Zn aritmetik sıklık dağılımları.

Figure 4. Histogram of arithmetic Au, Ag, Pb, Zn values Zeytin Dağı Wastes.

Çizelge 4. Derebaca pasaları analiz değerleri ve korelasyon sonuçları.

Table 4. Analysis and correlation result of Derebaca wastes.

Örnek No	Au (ppm)	Ag (ppm)	Pb(%)	Zn(%)
1	1.1	15	8.83	1.89
2	0.9	5	9.87	6.74
3	1.2	125	10.55	0,10
4	0.2	40	6.62	1.13
5	0.3	45	10.6	1.19
6	0.2	35	7.75	1,50
7	1.4	290	5,50	1.11
8	0.2	110	3.18	1.75
9	0.2	40	5.75	0.85
10	0.8	5	0.23	0.12
11	0.3	10	1.13	0.31
12	0.7	5	0.08	0.02
13	1.4	195	3.72	1,40
14	0.5	45	3.88	0.91
15	0.8	80	0.76	0.27
16	1.2	25	1.86	0.32
ortalama	0.71	66.88	4.99	1.28
σ	0.45	79.24	3.85	1.75

Au	1			
Ag	0.509	1		
Pb	-0.03	-0	1	
Zn	0.106	-0.08	0.64	1
	Au	Ag	Pb	Zn

ppm Ag, %1.22 Pb ve %0.51 Zn içermektedir. Au-Ag arasında logaritmik korelasyonun varlığı izlenmektedir. Siftil Tepe civarında ortalama 2.28 ppm Au, 55.86ppm Ag, %2.11 Pb, %0.85 Zn içermektedir. Siftil Tepe paşalarında Ag-Pb ve Zn-Pb arasındaki önemli ilişki gözlenirken Au-Ag arasında Batı Fırat'taki kadar iyi ilişkinin olmadığı görülmektedir. Siftil Tepe'de Au'nun düşük değerlerde olması yan kayacın Au'ca fakir olmasından kaynaklandığını düşündürmektedir.

Zeytin Dağı paşalarında, ortalama 1.9 ppm Au, 96.43 ppm Ag, %7.13 Pb, %0.96 Zn değerleri saptanmıştır. Pb-Zn ($r=0.43$) ve Zn-Ag ($r=0.42$) korelasyonlarının önemli olduğu görülmektedir.

Derebaca paşalarında ortalama 0,71 ppm Au, 66,88 ppm Ag, % 10,55 Pb ve % 6,74 Zn miktarı tespit edilmiştir. Au-Ag arasındaki pozitif ilişki Derebaca galerisi içinde damar tipi Fe-Mn cevherleşmelerinden alınan örneklerde, oksidasyon zonunda yüksek Au -Ag değerleriyle dikkat çekicidir.

Tüm bu veriler incelendiğinde, oksidasyon kuşağında gang minerallerinin bir kısmı ve birçok elementin çözünür bileşikler halinde ayrılarak kaybolduğu, silisin genellikle yerinde zenginleştiği,

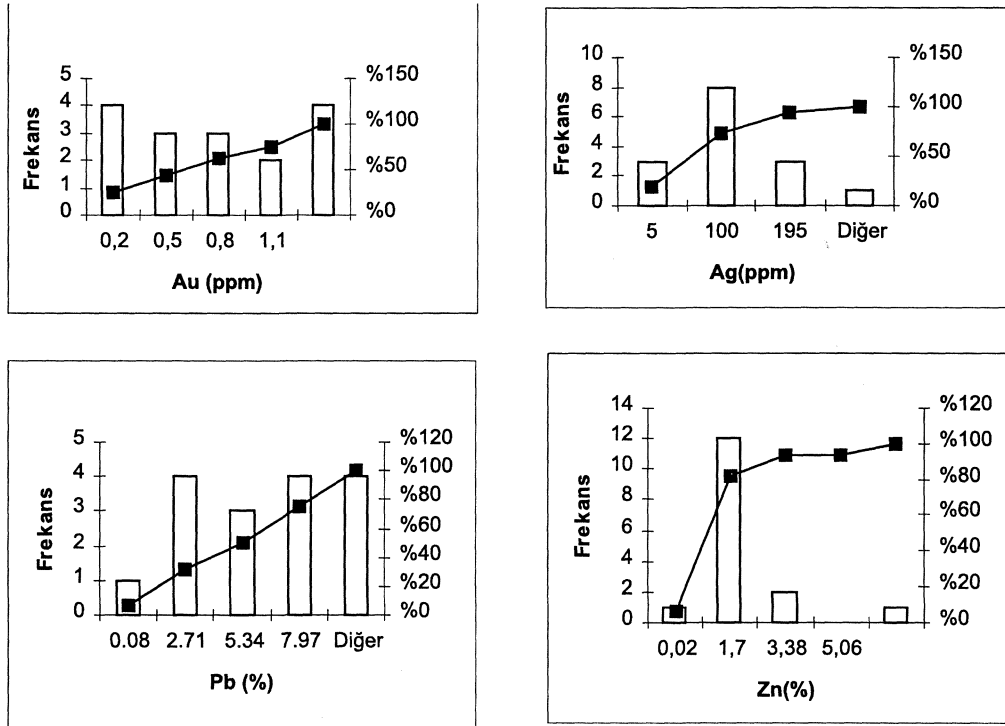
barit ve fluotitin buna eşlik ettiği görülmektedir. Au oksidasyon kuşağında ayrılmamış ve nabit haldedir. Ag, Pb ve Zn'ye göre çok az hareketli olmasına rağmen Au'dan daha kolay taşınmaktadır. Batı Fırat paşalarında Ag'ün sülfat halde çökelindiği, Au ve Ag'ün oksidasyon zonunda yerinde zenginleştiği ve Pb ve Zn ise serüsit ve vanadinitin yaygınlığı ile dikkat çekmektedir. Siftil Tepe, Zeytin Dağı ve Derebaca paşalarında ise Pb-Zn-Ag önemli ilişkileri sülfidli cevherleşmelerin doğu Fırat'ta yoğunlaştığını göstermektedir.

EXTENDED SUMMARY

The studied area is situated next Keban township (Elazığ) in Eastern Anatolia.

The basement rocks of Keban region are made of lower grade metamorphic series consisting of chalcshist-sericite chlorite schist what vertically and horizontally grade in to each other. Recrystallized Keban limestone occurs both in the chalcshist unit and the sericite-chlorite schist as olistolite which is the oldest unit in the studied area.

Keban magmatic rocks occur alkaline siyenite,



Şekil 5. Derebaca pasaları Au, Ag, Pb, Zn aritmetik sıklık diyagramları.

Figure 5. Histogram of arithmetic Au, Ag, Pb, Zn values in Derebaca wastes.

Keban Civan Eski İmalat Paşalarında Au, Ag, Pb, Zn Cevherleşmelerinin Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri

quartz siyenite, monzonite and quartz monzonite and intrude in to the Keban Metamorphics as dikes and silis.

Major ore minerals of the wastes are pirolusite, rodokrosite, burusite, pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, arsenopyrite, Ag-As-Sb suphosalt and minor minerals; siderite, geothite, calcide, quartz, gypsum in different waste.

Keban wastes are subdivided in to four main groups (*West Euphrates, Siftil Tepe, Zeytin Dağı, Derebaca*). The samples are evaluated as mineralogically and geochemically.

West Euphrate wastes are composed of oxidic ore and therefore show strong Au-Ag and Au-Zn. Otherwise correlations among Au, Ag, Pb, Zn metals show significant connections between Ag, Pb and Zn of Siftil Tepe and these results match with those of Ag-rich Pb-Zn sulphide mineralizations. The same elements display similar correlations in Zeytin Dağı wastes. Correlation values for the same metals in Derebaca wastes are close to the above two wastes but very low Zn-Ag correlation value.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aktaş, G. ve Robertson, A.H.F., 1990. Tectonic evolution of the tethys suture zone in SE Turkey: Evidence from the petrology and geochemistry of late Cretaceous and middle. Eocene extrosives MALPAS, E. M., (ed)., 1990: Ophiolithes of the symp. Troodos 1987,

Asutay, H. J., 1988. Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve petrografik incelenmesi. MTA Dergisi, 107, 38-60.

Çalık, A., 1986. Keban Plutonitleri; mineraloji, petrojenez, ve yan kayaç ilişkileri. İstanbul Üniversitesi. Fen Bilimleri Enstitüsü. Doktora Tezi 180s (Yayınlanmamış).

Çelebi, H. ve Hanelçi, Ş., 1998. Geochemische und geostatistische Untersuchungen an Mn-erzen des Lagerstaettendiztriktes Keban, Elazığ / Osttürkei, Geologisches Jahrbuch Hannover, D 108:3-33

Hanelçi, Ş., 1986. Yahyalı Köyü (Keban-Elazığ) civarının jeolojisi ve Mn, Ag, Au, Pb, Zn cevherleşmelerinin incelenmesi. Yük. Lis. Tez.

İstanbul Üniversitesi 186 s, (Yayınlanmamış).

Hanelçi, Ş., 1989. Keban-Elazığ civarı eski imalat paşaları ve Au-Ag açısından önemi. Etibank Maden Arama Dairesi Başkanlığı., Ankara, 30 s.

Hanelçi, Ş., 1997. Karamağara Dere (Keban) molibdenit-florit cevherleşmelerinin jeokimyası. Çukurova Üniv. 20. Yıl Sempozyumu. Bildiriler kitabı, (Yayınlanmamış)

Hanelçi, Ş., 1991. Zeryan Dere-Siftil Tepe (Keban-Elazığ Metalojenisinin incelenmesi, Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi.Ü. 200 s. (Yayınlanmamış).

Hanelçi, Ş., 2001. Mineralogie und die genese der Cu - forkommen ven Zeryan dere des Lagerstaet tendiztriktes Keban/Elazığ/Osttürkei. Chemie der Erde (Baskıda).

Hanelçi, Ş., Taşçı, İ ve Söylemez, M., 1989. Keban Dere Güneyi (Keban-Elazığ) skarn zonu cevherleşmelerinin ön Etüt Raporu. Etibank Maden Arama Dairesi Başkanlığı, Ankara, 30 s. (Yayınlanmamış)

Hutchison, C.S., 1983. Economic deposits and their tectonic setting. Mac Millan Education, Houndmills and London, pp.31-43.

Kalender, L., 2000. Keban Dere (Keban-Elazığ) Doğu Fırat bölgesi Cu cevherleşmelerinin jeolojisi, kökeni ve ekonomik önemi. Fırat Üniversitesi. Fen Bilimleri Enstitüsü., Doktora Tezi, 110s. (Yayınlanmamış)

Kipman, E., 1976. Keban Jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi. Doçentlik Tezi. İstanbul Üniversitesi (yayınlanmamış).

Köksoy, M., 1972. Keban madeni civarında cevherleşme ile ilgili elementlerin dağılımları. Etibank Raporu. 983. Ankara. 88s, (yayınlanmamış).

Köksoy, M., 1975. Keban madeni dolayındaki jeokimyasal sızıntı anomalileri. TJK Bült. 18, 5-2.

Kumbasar, L., 1964, Keban bölgesindeki cevherleşmelerin petrografik ve metalojenik etüdü. Doktora tezi, İTÜ, 113s, (Yayınlanmamış).

Kineş, T., 1969. The geology and ore mineralization of the Keban area, eastern Turkey. Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, 213s, (yayınlanmamış).

Melleart, J., 1967. Çatal Höyük, A Neolithic Town in Anatolia., Me Graw Hill.. 12, pp 133 .

Özbal, H. ve Yener, K.A.,1983. Tarih öncesi çağlarda Anadolu'da gümüş üretimi, kullanımı ve ticari değişimi. Arkeometri Ünitesi Bilimsel Toplantı Bildirileri, TÜBİTAK, s.73 - 83 Ankara

Öztunah, Ö., 1989. Keban Maden Sahaları durum tespit raporları 1985- 1989

Etibank Maden Arama Dairesi Başkanlığı., Ankara, 30 s. (Yayınlanmamış).

Seeliger, T.C., Pernicka, E. Wagner, G.A., Begeman, E, Schmitt-Strecker, S. ve Eibner, C, Öztunah, Ö., Baranyı, L, 1985. Archo-metalurgische untersue-hungen ni Nord-und Ostanatolien. 32. Jahbuch des Römisch. Germanischen Zentralmuseums, Mainz,597-659.0

Ulutan, B., 1987. Etibank Raporu. Etibank Matbaası Ankara. 96-98.

Yazgan, E., ve Chessex, R., 1991. Geology and tectonic evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya. TPJD. Bült., 3,1,1-41.

Yılmaz, Y, Yiğitbaş, E., Yıldırım, M. ve Genç, Ş. C, 1992. Güneydoğu Anadolu metamorfik masiflerinin kökeni: Türkiye 9. Petrol. Kong. , Tebliğler, 296-306.

Yılmaz, A., Ünlü, T. ve Sayılı, S., 1992. Keban (Elazığ) kurşun-çinko cevherleşmelerine bir yaklaşım; ön çalışma; MTA Dergisi. 114,47-70.

Zisserman, A., 1969. Geological and mining study of Keban Madeni, Elazığ/Turkey. Doktora Tezi, BRGM, Fransa, 123s, (yayınlanmamış).

Makalenin geliş tarihi: 13/01/2001

Yayma kabul edildiği tarih: 18/07/2001

Received January 13, 2001

Accepted July 18, 2001

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Ağustos 2001 Cilt 44 Sayı 2
August 2001 Volume 44 Number 2

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Amasya Yöresi'ndeki Linyitli Çeltek Formasyonu'nun Stratigrafisi, Fasiyes ve Çökme Ortamı Özellikleri**
Stratigraphy, Facies and Depositional Environments of the Lignite-Bearing Çeltek Formation in the Amasya Region
..... Z. ATALAY 1
- Çakmakaya ve Damarköy (Murgul - Artvin) Bakur Yataklarında Sıvı Kapanımı, Oksijen ve Hidrojen İzotopları Jeokimyası İncelemeleri ve Yatakların Oluşumu Açısından Düşündükleri**
Fluid Inclusion, Oxygen and Hydrogen Isotope Studies of the Çakmakaya and Damarköy (Murgul - Artvin) Copper Deposits and their Significances on the Genesis of these Deposits.
..... A. GÖKÇE 23
- Gökçeada (Kuzey Ege Denizi) Bentik Foraminifer Faunası ve Bu Toplulukta Gözlenen Yerel Değişimler**
Benthic Foraminiferal Fauna of the Gökçeada (Northern Aegean Sea) And Local Variations Observed in these Assemblages
.....E.MERİÇ, N.AVŞAR, Y.KILINÇASLAN 39
- Batı Anadolu'dan Örneklerle Epitermal Kuvars Damarlarında Görülen Dokuların Maden Aramacılığındaki Önemi**
The Explorative Significance of the Textures in Epithermal Quartz Veins by the Examples from Western Anatolia
..... V. OYGÜR 65
- Şaplıca (Şebinkarahisar, Giresun) Volkanitlerinin Hidrotermal Alterasyon Türlerinin Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri**
Mineralogic and Geochemical Properties of Hydrothermal Alteration Types of Şaplıca (Şebinkarahisar, Giresun) Volcanites
.....N.KARAKAYA, M.Ç.KARAKAYA 75
- Keban (Elazığ) Civarı Eski İmalat Pasalarında Au, Ag, Pb, Zn Cevherleşmelerinin Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri**
Mineralogical and Geochemical Features of Au, Ag, Pb, Zn Mineralizations in Keban (Elazığ) Wastes
..... L.KALENDER, Ş.HANELÇİ 91

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS'de yer almaktadır.

Geological Bulletin of Turkey in indexed and abstracted in:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts,
GEOBASE, BIOSIS

Yazisma Adresi

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464 - Yenışehir, 06444 ANKARA
Tel : (0.312) 434 36 01 Fax: (0.312) 434 23 88
www.jmo.org.tr
e-posta: jmo@jmo.org.tr

Correspondence Adress

UCTEA Chamber Geological Engineers of Turkey
P.O. Box 464 - Yenışehir, 06444 ANKARA
Tel : (0.312) 434 36 01 Fax : (0.312) 434 23 88
www.imo.org.tr
e-mail: jmo@imo.org.tr

teknik hazırlık ve baskı

başak matbaacılık ve tıptım hizmetleri ltd. Őti.
tel : 0.312. 384 27 61 • fax : 0.312. 341 39 79
e-mail • basak1@veczy.com