

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 2001 Cilt 44 Sayı 1

ISSN 1016-9164

February 2001 Volume 44 Number 1



TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI

Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Aydın ÇELEBİ	Başkan (President)
İsmet CENGİZ	İkinci Başkan (Vice President)
Mutlu GÜRLER	Yazman (Secretary)
Ali KAYABAŞI	Sayman (Treasurer)
Diğer ÇAĞLAN	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Ercan BAYRAK	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Yüksel METİN	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

TÜRKİYE JEOLJİ 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

Murat DİRİCAN, JMO, 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., Avusturalya
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

Jean-Francois BABINOT, Provence Marseille Üniversitesi, FRANSA
Yavuz ERKAN, Hacettepe Üniversitesi, TÜRKİYE
Claude GUERNET, Paris Üniversitesi, FRANSA
Nurkan KARAHANOĞLU, O.D.T.Ü., TÜRKİYE
Şakir ŞİMŞEK, Hacettepe Üniversitesi, TÜRKİYE

Yazışma Adresi

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tlf: (0 312) 434 3601 Fax: (0 312) 434 23 88
www.jmo.org.tr
e-posta: jmo@jmo.org.tr

Correspondence Address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
P.O. Box 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tlf: (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

Şubat 2001 Cilt 44 Sayı 1
February 2001 Volume 44 Number 1

ISSN 1016-9164

İÇİNDEKİLER

CONTENTS

Sıcakçermik Jeotermal Alanındaki (Sivas KB, Türkiye) Güncel Traverten Çökellerinin Petrografik Özellikleri

Petrographic Properties Of The Recent Travertines In The Sıcakçermik Geothermal Field (NW Sivas, Turkey)

.....E. TEKİN, T. AYYILDIZ 1

Ostracoda Biostratigraphy and Chronostratigraphy of Pannonian-Pontian Sequence of Gelibolu Peninsula, NW Turkey

Gelibolu Yarımadası Pannoniyen-Ponsiyen İstifinin Ostracoda Biyostratigrafisi ve Kronostratigrafisi, KB Türkiye

.....C. TUNOĞLU, A. ÜNAL 15

İlçadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn Cevherleşmesinin Jeolojisi ve Jeostatistiksel Değerlendirilmesi

Geology and Geostatistical Evaluation of İlçadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn Mineralization

.....S. KOÇER, C. SARAÇ 27

Kocaeli Triyası Dolomitlerinin Kökenine Petrografik ve İzotopik Bir Yaklaşım

An approach to the origin of Kocaeli Triassic dolomites based on their isotopic and petrographic characteristics

.....B. ÇERİKÇİOĞLU 37

Akdağmadeni (Yozgat) Kurşun-Çinko Yatağının Makro-Mikro Dokusal Özellikleri ve Kökensel Yorumu

Macro-Micro Textures and Genetic Evolution of Lead-Zinc Deposits of Akdağmadeni (Yozgat) Region

.....A. R. ÇOLAKOĞLU, Y. GENÇ 45

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 is indexed and abstracted in:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation,
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS.

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



Sıcakçermik Jeotermal Alanındaki (Sivas KB, Türkiye) Güncel Traverten Çökellerinin Petrografik Özellikleri

Petrographic Properties of the Recent Travertines in the Sıcakçermik Geothermal Field (NW Sivas, Turkey)

Erdoğan TEKİN Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 06100 Ankara, Türkiye
(e-posta: tekin@science.ankara.edu.tr)

Turhan AYYILDIZ Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü 06100 Ankara, Türkiye

Öz

Sivas kuzeybatısındaki Sıcakçermik kaplıcası çevresinde tipik olarak güncel traverten çökelleri gözlenmektedir. Bu seviyeler organik (fissür-çatlak sırtı birikimi) ve inorganik süreçlerin denetiminde gelişen kabuksu (süngerimsi) ve/veya albatır yapılı tatlı su karbonat çökelleridir (mikro şelale-çağlayan çökelleri, mikro taraça-teras kümeleri ve minyatür göl yelpazeleri). Bu morfolojilerin arazi görünüşleri ise eğrelti otu benzeri manganlı-demirli bodur yapılar, silisli stromatolitler ve 3 - 12 mm çaplı demirli pizoidler şeklindedir.

Güncel traverten örneklerinin tamamının yarı özşekilli prizmatik-tabuler kalsit kristallerinden oluştuğu saptanmıştır. Taramalı Elektron Mikroskopu (SEM) çalışmaları sırasında ise pizoidleri oluşturan kalsit kristallerinin kademeli büyüme özelliği gösterdikleri belirlenmiştir. Stromatolitik oluşumlarda ise ani soğuma ürünü olan düzenli çatlaklar ve bakteriyel aktivite işaretçisi olan bazı özel yapılar (yumrular, kürecikler, elipsoidler, çubuklar, filamentler ve bal peteği / üzüm salkımı demetleri v.b.) da saptanmıştır. Bunlara ilaveten, ikincil erime boşlukları ve CO₂ gaz çıkışı delikleri de aynı örneklerde gözlenmiştir. Değişik tipteki traverten örneklerinde yapılan duraylı izotop çalışmaları sonucu ⁵13C 6.95 ile 8.09 ‰ arasında ve ⁵18O -15.73 ile -16.76 ‰ değerleri elde edilmiştir. Elde edilen bu veriler travertenlerin oluşumunda mikrobiyolojik aktivitenin yoğun olarak etkili olduğunu göstermektedir. Bu oluşumları yapan mikro canlıların ise literatürde belirtilen; Coccooid bakterileri, Pedomicrobium sp., türü delici-oygulayıcı tomurcuk bakterileri, Beggiatoa sp. ve Thiobacillus sp. gibi sülfür oksitleyici renkli bakteriler ve mavi-yeşil algler (Cyanobacteria) olduğu düşünülmektedir. Diğer yandan, ölçülen duraylı izotop sonuçları da sıcak su kaynağının meteorik kökenli olduğunu ve tortul çökelmesinin de birkaç on yıl içerisinde geliştiğine işaret etmektedir.

Anahtar Sözcükler: Sıcakçermik, güncel traverten, mikrobiyolojik aktivite, duraylı izotop

Abstract

Modern travertine deposits are observed in the Sıcakçermik hot springs area located northwest of Sivas, Central Anatolia. They are the carbonate deposits of crustal (spongy) and/or alabaster-textured formations controlled by both organic (the fissure and joint ridges) and inorganic (waterfall or cascade deposits; terrace-mound travertines; and shallow lake fans) processes. They are recognized in the field by special identifying trails such as manganous-ferrous travertine shrubs resembling ivy, siliceous stromatolites, and ferrous pisoids, 3 to 12 mm in diameter.

All the recent travertine samples examined dominantly consist of subidiomorphic prismatic-tabular calcite crystals. Scanning Electron Microscopy (SEM) revealed that calcite crystals forming the pisoids are characterized by zonal growth. Stromatolitic formations, on the other hand, bear regular joints developed as a consequence of sudden cooling and some special structures indicative of bacterial activity (in the form of nodule, spheroid, ellipsoid, column, filament and honeycomb or grape bunch structures). In addition, secondary dissolution vugs and pores giving way to the release of CO₂ are associated structures with the stromatolitic formations. From stable isotope analyses of the different type travertines ⁵13C values between 6.95 and 8.09 ‰, and ⁵18O values between -15.73 and -16.76 ‰ were obtained.

The data collected through all the utilized techniques suggest that the microbiological activities are dominantly effective in the formation travertines. It was concluded that travertines were produced by microorganisms referred to as in literature sulfate-reducing, boring-budding bacteria such as Coccooids, Pedomicrobium, Beggiatoa sp., Thiobacillus sp. as well as blue-green algae (Cyanobacteria). On the other hand, the stable isotope data indicate that water of the hot spring is of meteoric origin and carbonate sediments are accumulated in few 10 years.

Key Words: Sıcakçermik, modern travertine, microbiologic activity, stable isotope

GİRİŞ

Travertenlerin tanımlanması (Julia, 1983) ve sınıflamaları konusunda bu güne kadar farklı görüşler ortaya konulmuştur (Scholl, 1960; Irion ve Müller, 1968; Buccino et al, 1978; Meredith, 1980; Julia, 1983; Chafetz ve Folk, 1984; Heimann ve Sass, 1989; Pedley, 1990; Ford ve Pedley, 1992; Pentecost, 1993; Altunel ve Hancock, 1993, Guo ve Riding, 1994, 1998). Bu çalışmalar sonucunda, travertenleri sınıflandırmada en kullanışlı ölçütün çökeltme morfolojileri olduğu kabul edilmiştir. Çünkü ideal bir sınıflama; a) farklı bölgelerde oluşan travertenlere, b) eski (aktif olmayan) ve güncel / aktif travertenlere ve, c) değişik ölçeklerdeki travertenlere uygulanabilir olmalıdır. Chafetz ve Folk (1984)' de belirtildiği gibi çökeltme morfolojisi çevrenin denetimine bağlıdır. Böylece araştırmacılar, traverten havuzları veya eğimli yüzeylerdeki organik veya inorganik çökeltme mor-

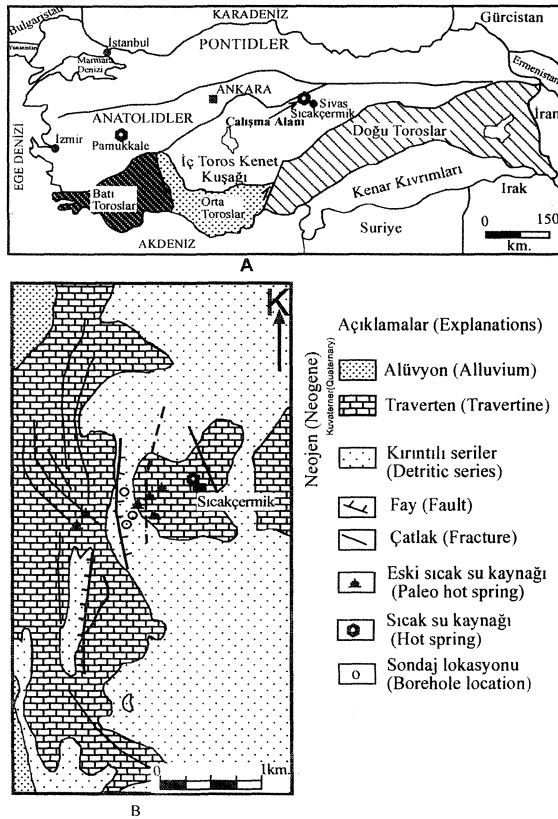
folojilerinin çevre denetiminde geliştiğini ortaya koymuşlardır. Bu nedenle dünyada çok iyi bilinen güncel travertenler (örneğin; Tivoli ve Rapolano Terme (Italy), Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park ve Bridgeport (USA), ve Pamukkale (Denizli) gibi morfolojik özelliklerine göre sınıflandırılmıştır (Walter, 1976; Altunel ve Hancock, 1993, Guo ve Riding, 1994).

Eski travertenler ekonomik değer taşımaları yanında, güncel travertenler doğal güzellikleri nedeniyle dünyada doğal anıtlar olarak da korunmaktadır. Örneğin Pamukkale yöresi travertenleri hem kaplıca amaçlı, hem de oluşturdukları morfolojileri nedeniyle güncel doğa müzesi olarak korunmaktadır. Bununla birlikte araştırma konusunu oluşturan Sıcakçermik (Sivas) jeotermal alanındaki (Şekil 1a) güncel traverten oluşumları bu güne kadar yeterince dikkat çekmemiştir. Bunun nedeni, muhtemelen bu alanın yaklaşık 40 yıldır kaplıca turizmüne açık olması sonucu kaplıca suyunun sağlık amaçlı kullanılması ve oluşan güncel oluşumların da sürekli tahrip edilmesidir. İnceleme alanında bu güne kadar yapılan çalışmalar; kaplıca suyunun hidrojeolojisine (Erişen vd. 1996; Kaçaroğlu vd. 1994); yaşlı travertenlerin endüstriyel olarak kullanımına (Ayaz, 1998 ve, Ayaz ve Karacan, 2000) ve çevre jeolojisine (Şimşek, 1991 ve Tekin vd. 2000) yöneliktir. Fakat güncel traverten oluşumlarının kökeni, oluşturdukları morfolojik yapılar ve bu oluşumların petrografik özelliklerini kapsayan bir çalışma ise bulunmamaktadır. Bu nedenle, bu çalışmada güncel traverten oluşum süreçleri, bunların oluşturdukları morfolojik yapıların kökensel özellikleri tartışılacaktır.

MATERYAL ve YÖNTEM

Güncel traverten oluşumlarına ait örnekler ve kaplıca su örnekleri araştırmanın materyalini oluşturmaktadır. Güncel travertenlerin yapısal sınıflamaları arazi gözlemleri ile değerlendirilmiştir. Traverten oluşumlarının yıllık çökeltmesi mevsimsel olarak ölçümler yapılarak değerlendirilmiştir.

Diğer yandan, oluşum süreçlerinin ortaya konulması amacıyla öncelikle petrografik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Mikrodokusal özelliklerin ortaya konulması için ise Jeol JSM-840 model (Taramalı Elektron Mikroskopu - SEM) ve buna



Şekil 1: a) çalışma alanının yer buldum haritası (Özgül, 1984' den alınmıştır) b) çalışma alanının sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Ayaz, 1998' den sadeleştirilerek).

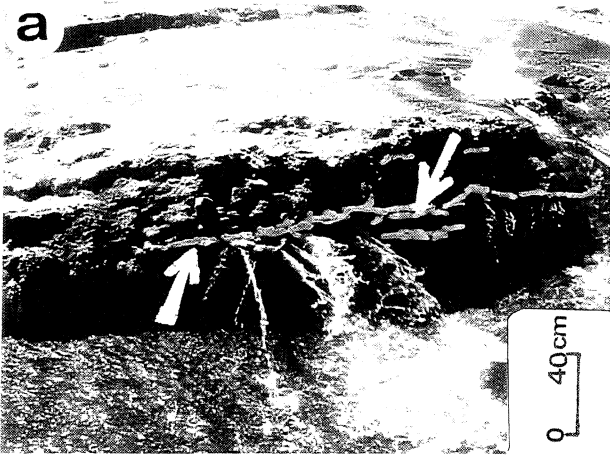
Figure 1: a) Location map of the study area (after Özgül, 1984) b) Simplified geological map of the study area (simplified from Ayaz, 1998)

SICAK ÇERMİK JEOTERMAL ALANI GÜNCEL TRAVERTEN ÇÖKELLERİ

bağlı Tracor TN-5502 marka (Enerji Dağılımlı Analiz - EDS) sistemiyle (TPAO Araştırma Merkezi ve ODTÜ Metalürji Mühendisliği Bölümünde) çalışılmıştır. İz element jeokimyası Hitachi Z-8200 Polarize Zeeman model AAS cihazı ile (Ankara Üniversitesi Araştırma Merkezi Laboratuvarında) yürütülmüştür. Travertenlerin kökenine yönelik 8^{13}C ve 8^{18}O duraylı izotop çalışmaları da Tubiengen Üniversitesi İzotop Jeokimyası Laboratuvarlarında (Almanya) gerçekleştirilmiştir.

SICAKÇERMİK JEOTERMAL ALANININ JEOLJİK TANIMI

Bölgede temeli; kuvarsit, kuvarslı şist, kalkışit, mikaşit ve karstik mermerlerden oluşan Paleozoyik yaşlı Akdağ metamorfileri oluşturur. Bunun üzerine uyumsuz olarak Tersiyer yaşlı Pazarcık volkanitleri ve İncesu Formasyonu gelir. Pazarcık volkanitleri bazalt ve andezitlerden oluşmaktadır. İncesu Formasyonu ise karasal fasiyes özelliği gösteren kiltaş, siltaş, çakiltaş, kumtaş ve gösel kireçtaşlardan ibarettir (Atalay, 1993). Bu birimleri açısız uyumsuzlukla bölgedeki en genç oluşuklar olan Kuvaterner yaşlı traverten ve alüvyonlar üzerler (Erişen vd.1996 ve Ayaz, 1998) (Şekil 1b). Jeotermal alanın tektonik etkinliği Bingöl (1989) çalışmasında; K-G, KD-GB uzanımlara sahip eğim atımlı normal faylar ile bunlara bağlı ikincil gerilme çatlakları tarafından temsil edildiği belirtilmiştir.



Şekil 2: a) SiO_2 bandlaşması ile kısmen tabakalı konumda gelişen fissür-çatlak sırtı birikimi tipindeki güncel traverten oluşumları

Figure 2: a) Fissure-ridge type modern travertine formations developed in a poorly stratified manner due to SiO_2 banding

TRAVERTENLERİN MORFOLOJİK SINIFLAMASI

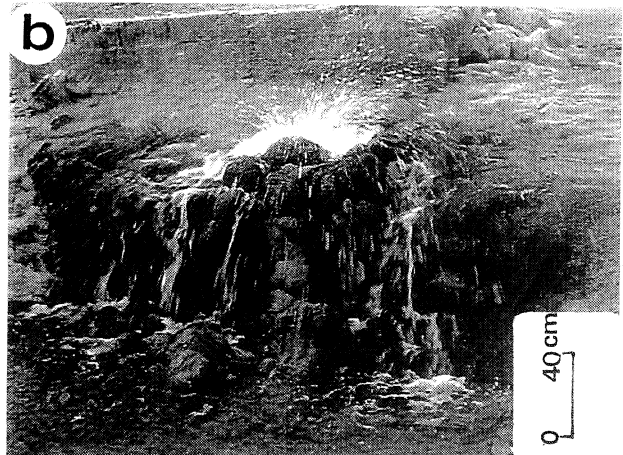
Sıcakçermik güncel traverten oluşumları, inorganik ve organik süreçler sonucunda oluşan başlıca dört tip morfolojik yapı sergilemektedir.

i- Fissür-Çatlak Sırtı Birikimleri:

Bu terim, Bargar (1978), Chafetz ve Folk (1984), Altunel ve Hancock (1993) tarafından dünyanın farklı yerlerinde oluşan travertenleri tanımlamak için kullanılmıştır. Sıcakçermik güncel traverten alanındaki bu tip oluşumlar, çatlak ve fissürler boyunca yüzeye çıkan suların çatlak kenarında oluşturdukları sırt tipi birikimlerdir. Bunlar bandlı ve tabakalı yapılar gösterirler. Bandlı yapıdaki oluşuma sıcak suyun kimyasal bileşimindeki SiO_2^f nin neden olduğu düşünülmektedir. Kirli beyaz, sarı, turuncu, bordo ve koyu kırmızı gibi renkler sunan bu tip birikimlerin güncel olanlarında 10-30 cm, eski olanlarında ise 40 - 60 cm arasında kalınlık belirlenmiştir (Şekil. 2a). Bunlar eski traverten alanlarında yer yer 1 - 2 km^2 lik alana yayılmış olduğu halde, güncel oluşumları her yıl kaplıca sezonun başında (yaz sezonunda) tahrip edilmesi nedeniyle oldukça sınırlıdır. Bu sırtların uzanımları ise yaklaşık KD - GB yönündedir.

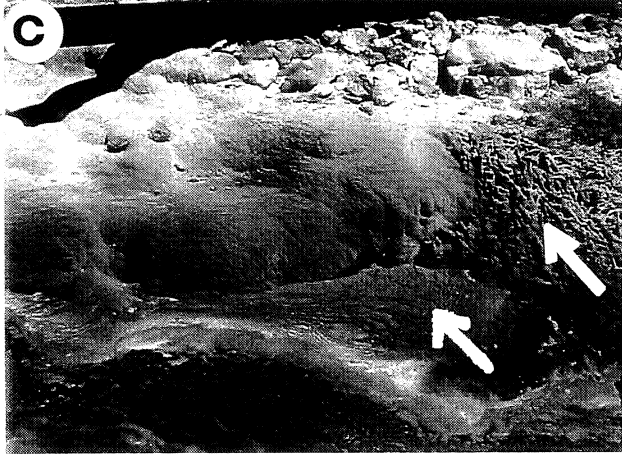
ii- Mikroşelale veya Çağlayan Çökelleri:

Sırt tipi traverten birikimleri ile yanal yönde geçişli olan oluşumlardır. İlk defa Herlinger (1981) tarafından tanımlanmıştır. Bu tip çökeller, çatlak ve



Şekil 2: b) Mikro şelale-çağlayan çökelleri ve stromatolitik yapılar

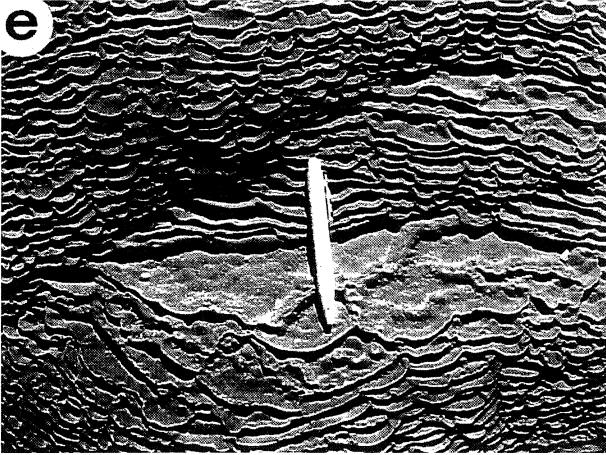
Figure 2: b) Micro-cascade/fall deposits and stromatolitic structures



Şekil 2: c) Mikro şelale-çağlayan¹ dan çıkan sıcak suyun aktığı hat boyunca temas ettiği bitki ve maki topluluklarında yaptığı ondüleli kalsifiye yapılar.

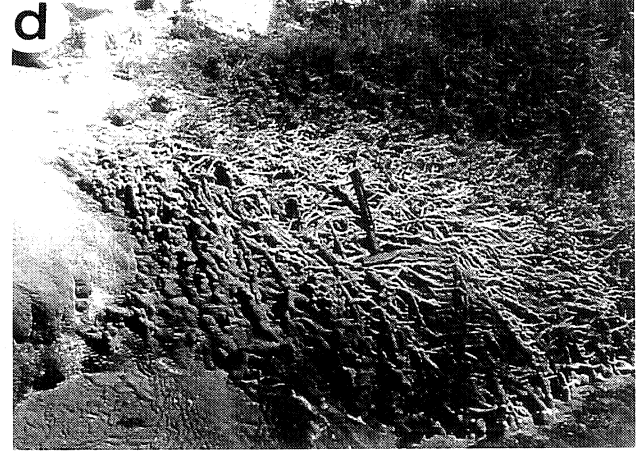
Figure 2: c) Undulated-calcified structures on shrubs and other plants developed by the hot water emerging from the micro-falls/cascades

fissürlerden çıkan CO₂'ce zengin sıcak suyun çıkış deliği çevresindeki eski traverten kabukları üzerindeki çökelleridir. Bu alanlarda tipik kısmen şiddetli akmalara bağlı olarak organik süreçlerin denetiminde gelişen stromatolitik yapılar oluşmaktadır (Şekil 2b). Burada suyun akış hızı, CO₂ gazının ani serbestlenmesi ve ışık yoğunluğu; organik süreçleri denetleyen mikrocanlı yoğunluğunun artmasına neden olmaktadır. Bu alanlardaki su akışının türbülanslı ve çıkış basıncında ani düşüş olması hızlı karbonat çökmesini oluşturmaktadır. Ayrıca, suyun çağlayan / şelaleden çıktığı hat boyunca temas ettiği



Şekil 2: e) Kısmen laminasyonlu / ondülasyonlu mikro havuzcuklar topluluğu tarzında gelişen güncel taraça - teras kümeleri.

Figure 2: e) Modern terrace groups developed in the form of relatively laminated/undulated micro - pools.



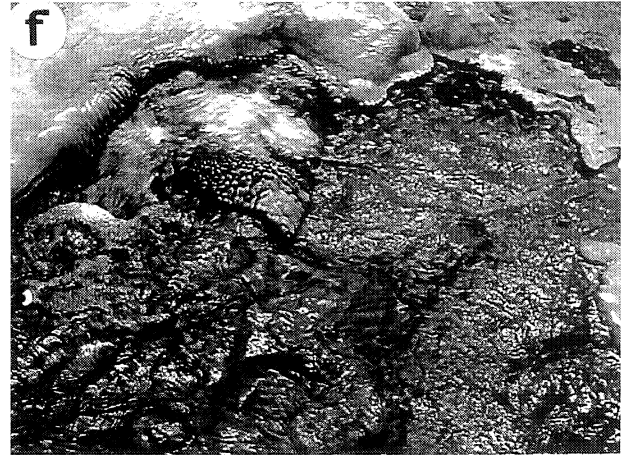
Şekil 2: d) Oldukça hızlı bir çökelişin ürünü olan kalsifiye yapıların yakın plan görünüşü.

Figure 2: d) A close-up view of calcified structures produced by a rapid deposition

bitki ve maki topluluklarını hızlı bir şekilde "kalsifiye" etmektedir (Şekil 2c, d). Mikro şelale-çağlayan çökelleri akıntı hızının düştüğü ve hidrostatik basıncın azaldığı bölümlerde taraça-teras kümelerine geçiş gösterir.

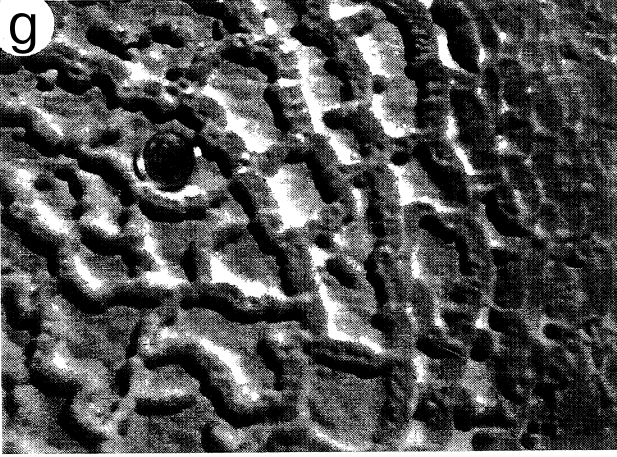
iii- Mikro Taraça - Teras Kümeleri:

İlk defa Bargar (1978) çalışmasında tanımlanmıştır. Bu yapılar, eğimli bir yamaç boyunca veya eğimin azaldığı alanlarda yer alan çökellerdir. Boyutları birkaç santimetreden bir kaç metreye kadar değişmektedir. Genel görünüşleri loblu yapıdaki ana teraslar üzerinde gelişen kısmen laminas-



Şekil 2: f) Minyatür göl yelpazesinin yakın plan görünüşü (mikro göl alanının etrafındaki olası algisi kökenli traverten kabuklaşması belirgindir).

Figure 2: f) A close-up view of a shallow lake-fan (notice the distinct travertine encrustment of algal origin encompassing the shallow lake)



Şekil 2: g) Minyatür göl yelpazesini oluşturan mikro havuzcuklar topluluğunun yakın plan görünüşü.

Figure 2: g) A close-up view of micro-pools forming the shallow lake-fan

yonlu - ondülasyonlu şekle sahip mikrohavuzcuklar topluluğu halindedir (Şekil 2e). Benzer yapılar ve tanımlamalar Schreiber vd. (1981)' de sunulmuştur. Ana terasın üst bölümlerinde daha hızlı çökeltme olduğu halde alt seviyelerde daha yavaştır. Bunun nedeni, alt bölümlere doğru suyun kısmen soğumasıyla açıklanabilir. Bunlara ilaveten, bu çökelmeler yoğun şekilde pizoyid oluşumları da içermektedirler. Pizoyidler, halen aktif haldeki ana terasların kenarındaki "traverten halka" çevresinde gözlenmektedir. Bu alanlar, dalga ve/veya çalkantının arttığı, alg ve cyanobacteria'larm kolayca bağlanabildiği ve karbonat çökeltmesinin pozitif yönde yoğunlaştığı yerlerdir.

iv- Minyatür Göl Yelpazeleri:

Bu tip oluşumlar ilk defa Chafetz ve Folks (1984)' de tanımlanmıştır. Çökeller, eğimin azaldığı ve topografyanın kısmen düzleştiği alanlardaki eski ana teraslar üzerinde sonradan oluşan minyatür gölcüklerden oluşur. Her bir gölcüğün tabanı düz ve su derinliği sığdır. Minyatür gölcükler suyu üstten alır veya ana teraslardan periyodik çalkalanma/taşkınlar sonucu aktarılan sıcak suyla beslenir. Her bir gölcüğün çevresinde kalsit çökeltmesi nedeniyle bir bariyer topluluğu gözlenir. Chafetz ve Folk (1984) çalışmasında bu bariyerleri uzun filamentli mavi-yeşil alg yığışmalarının oluşturduğu belirtilmiştir. Bariyerin yükselmesi, algisi kökenli traverten kabuklaşma işlemini hızlandıran su türbülansı da artırır (Şekil 2f). Ayrıca bu tip korunmalı minyatür göl yelpazesi içerisinde oldukça güncel demirli pizoyid ve yer yer de manganlı stromatolit oluşumları bulunmaktadır (Şekil 2g).



Şekil 2:h) Aktif olmayan travertenlerde izlenen (a) çatlak sırtı birikimleri, (b) mikro şelale - çağlayan çökelleri ve mikro taraça-teras kümeleri (c) türündeki traverten oluşumları.

Figure 2: h) In inactive travertines: r- Fissure-ridge accumulations, c- Micro-fall / cascade deposits, m- Micro-terrace formations.

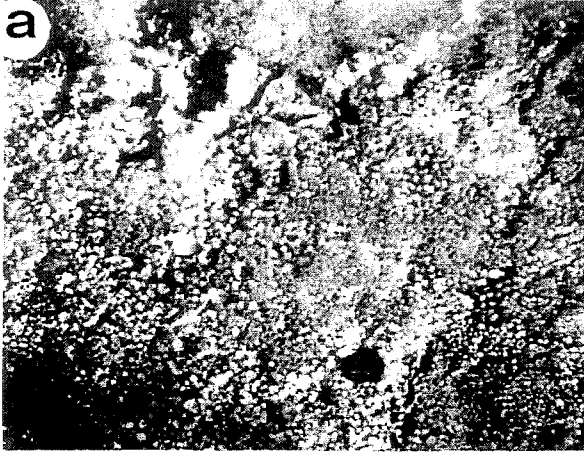
Diğer yandan, yukarıda tanımlanan bu dört temel tip traverten oluşumunun bölgedeki aktif olmayan travertenler üzerinde de görmek mümkündür (Şekil 2h). Yaklaşık 10m kalınlığa sahip bu aktif olmayan traverten kütlesi günümüzde kirletilmiş ve tahrip edilmiş haldedir.

TRAVERTENLERDE ÖZEL TİP KARBONAT ÇÖKELLERİ

Sıcakçermik jeotermal alanında; Guo ve Riding (1992, 1994, 1998), Chafetz ve Folk (1983 ve 1984), Meredith (1980), Risacher ve Eugster (1979), Schreiber vd. (1981), Chafetz ve Meredith (1983), Love ve Chafetz (1988), ve Renaut vd. (1998) çalışmalarında tanımlanan bazı organik kökenli karbonat çökelleri yer almaktadır. Bunlar, a) demirli pizoyidler, b) manganlı - demirli bodur yapılar ve, c) silisli - demirli-manganlı stromatolitlerdir (Şekil 3a - d). Bu oluşumların makro - mikrodokusal özellikleri aşağıda sunulmuştur.

i- Arazi Gözlemleri

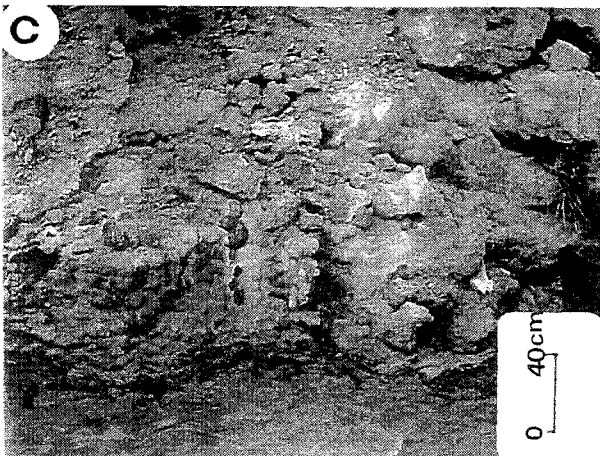
Demirce zengin pizoyid oluşumları, genellikle minyatür göl ve havuzlar içerisinde nadiren de bu havuzları sınırlandıran kısmen korunmalı ana terasların kenar zonlarında bulunur. Bunların çapları 3-12 mm arasında, renkleri ise kirli sarı ve turuncu renklerdedir. Pizoyidler arasında zayıf bir kalsit çimento gelişmesi vardır. Ele alındığında ise kolayca



Şekil 3: a) Minyatür göl yelpazesini oluşturan bir mikro havuzcuğun içerisindeki yumuşak dokulu demirli pizoidlerin yakın plan görünümü.

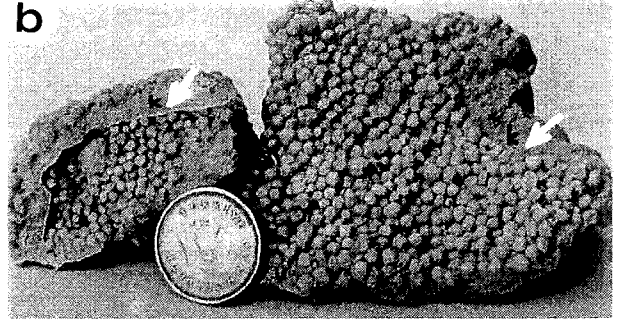
Figure 3: a) A close-up view of soft-textured ferrous pisoids in a micro-pool forming the shallow lake-fan

ayrılabilir. Kış ve yaz dönemlerini kapsayan periyotlar içerisinde oluşanlar oldukça yumuşak dokulu ve dağılgandır. Oluşum süreci bir yaz sezonu içerisinde rahatlıkla gözlenebilmektedir. Şekil 3a' da korunmalı minyatür göl alanı içerisinde oluşumu halen devam eden 3 - 4 mm çapında yumuşak dokulu demirli pizoidler görülmektedir. Şekil 3b' de ise 10 yıllık (gözleme dayalı) süre içerisinde oluşan 8 - 10 mm çapındaki demirli pizoid taneleri görülmektedir. Bunlar yaklaşık 3-4 mm kalınlığında, demir ve manganca zengin bir kalsitik lamina ile ayrılan üç esas zon halinde gözlenmektedir. Diğer yandan, bunlar benzetme yoluyla "bakteriyal onkolitler" olarak düşünülebilir.



Şekil 3: c) Mikro şelale-çağlayan yamacında oluşmuş ve üst seviyeleri kısmen tahrip edilmiş demir/manganca zengin loblu bodur yapılar.

Figure 3: c) Iron- and manganese-rich shrub structures developed on the slope of a micro-fall / cascade. The upper part is destroyed.

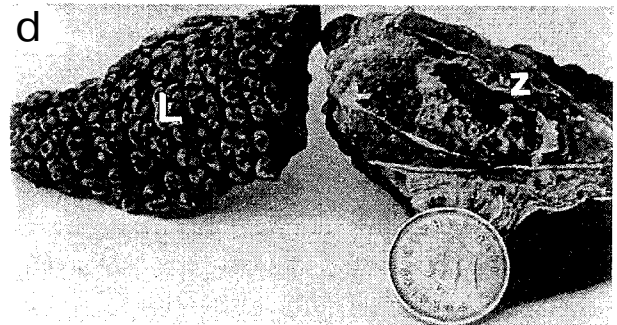


Şekil 3: b) Kompakt ve taşlaşmış yapıdaki demir ve manganca zengin kalsitik laminaların (k) görünüşü.

Figure 3: b) A view of the compact and petrified ferrous pisoid grains and iron- and manganese-rich calcitic lamination among them

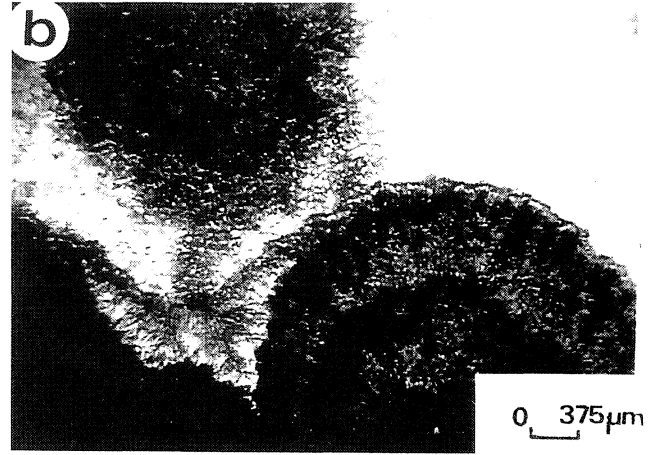
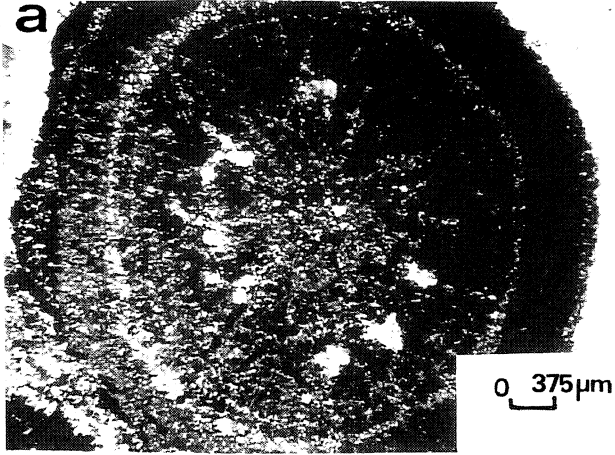
Ayrıca mikro şelale-çağlayanlardaki eğimin azaldığı yamaçlar ile mikro taraça-terasların kenar zonlarında, demir ve manganca zengin bodur yapılar (shrub fabrics) oluşmaktadır. Bodur yapı, Walter (1976)'nın tanımladığı "fosil bakteri stromatolitler" ile kısmen eşdeğer tutulabilir. Sıcakçermik jeotermal alanındaki bodur yapılar, gözle görülür büyüklükte yer yer loblu ve üzüm salkımını andırır tarzda ve temelde belirli bir istiflenme düzeninde gelişmişlerdir. Oluşumları süresince çalkantılı ve akış hızı fazla olan sıcak suyla sürekli temas halindedirler (Şekil 3c).

Yaygın olarak oluşan diğer bir organik çökel de Ghiorse, 1984; Neilson vd. 1989; Skinner ve Fitzpatrick, 1992; Ehrlich, 1996 ve Chafetz vd. 1998 tarafından tanımlanan silisli-manganlı-demirli stromatolitik alg yaygıdır. Şekil 3d' de görüldüğü gibi bunların merkezi kısımları kısmen gözenekli veya canlı bitki / ağaç parçasından ibarettir. Etrafında ise yüzlerce, hatta binlerce kez tekrarlanan karbonat



Şekil 3: d) Silisli-manganlı-demirli stromatolitik alg yaygıları (iç yapısı zebra tipte (z) ve üst yüzeyi lobludur (l)).

Figure 3:d) Siliceous-manganous-ferrous stromatolithic algal structures (the internal structure is of zebra type - Z -; the upper surface is lobous -L-).



Şekil 4: a) Demirli pizoyid tanesinin fotomikrografi (Tek nikol).

Figure 4: a) Photomicrograph of a ferrous pissoid grain (plane light).

laminasyonları mevcuttur. Karbonat laminasyonlarının silisli olanları beyaz, manganlı olanları kahverengi-siyah ve demirli olanları kırmızı-bordo renk sunarlar. Bu özelliklerinden dolayı yer yer "zebra yapılı" olarak da izlenirler. Dış yüzeylerinde ise tabular, kümülatif, sferülitik veya loblu demetler şeklindeki bodur yapılar oluşmuştur. Bu yapıların kalınlıkları yaklaşık 2 - 3 m ve yanal devamlılıkları 20 - 30 m'dir.

ii- Petrografik ve Mikrodokusal (SEM-EDS) Özellikleri

Pizoyid oluşumlarının çekirdeğinde çoğunlukla detritik bir mineral (kalsit veya kuvars) tanesi bulunduğu halde, bazılarında ise böyle bir çekirdeğin bulunmadığı gözlenmiştir (Şekil 4a). Pizoyid zarları muntazam, iç içe geçmiş konsantrik sarılımlar şeklindedir. Pizoyid taneleri arasında zayıf bir sparikalsit çimento da gözlenmektedir. (Şekil 4b).

Çizelge 1: İncelenen dolomit örneklerinin ana kimyasal bileşimi, duraylı izotop değerleri ve oluşum sıcakları.

Table 1: Major chemical composition, stable isotopic composition and formation temperatures of studied dolomite samples.

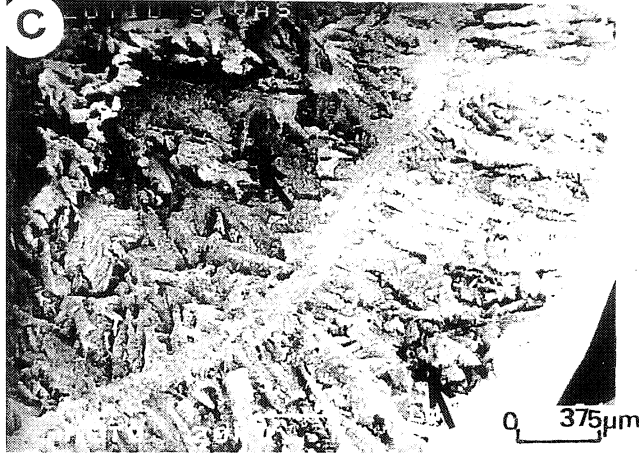
Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	C_aCO_3 (mol%)	M_gCO_3 (mol%)	T°C
Ç-9	1.67	-5.18	25.57	37.65	62.35	35.58
KT-24	1.84	-5.20	24.02	30.12	69.88	35.68
Ç-10	2.81	-5.62	25.12	28.92	71.08	37.90
KT-25	2.01	-5.40	26.04	32.21	66.79	36.73
Ç-11	1.49	-6.10	24.62	59.75	40.25	40.50
KT-26	1.96	-5.50	24.18	36.42	63.58	37.26

Şekil 4: b) Pizoyid taneleri arasmdagelişen zayıf karakterli spari kalsit çimentonun fotomikrografi (Tek nikol).

Figure 4: b) Photomicrograph of weak sparicalcite cement binding pissoid grains (plane light).

Ayrıca pizoyidler de zonlanmalar belirlenmiştir (Şekil 4a - c). Muhtemelen bu zonlanmaya EDS ve AAS çalışmalarında tespit edilen Si, Fe ve Mn gibi eser elementler neden olmaktadır (Tablo 1). Burada ki Fe değerleri amorf demir, Si değerleri otijenik kuvars ve Mn değerleri ise Mn - indirgeyici bakterilere bağımlı nodüllerin oluşumlarıyla açıklanabilir. Bu tür dokusal tanımlamalar Chafetz ve Butler (1980), Chafetz vd. (1998), Jones vd. (1997 ve 1998) ve Renaut vd. (1998) tarafından da sunulmuştur. Diğer yandan ışınsal karakterli zonları oluşturan düşük Mg'lu kalsit kristalleri arasında Cyanobacteria ve Pedomicrobium sp., türü delici-ogulayıcı tomurcuk bakterileri tespit edilmiştir (Şekil 4d, e). Bunlara ilaveten, bodur yapılar ve stramatolitlerde yürütülen SEM çalışmalarında da alg/bakteri etkisini gösterir patternler saptanmıştır. Bodur yapılı traverten kabuğunun merkezinde gözenekli yapı, etrafında ise "sütunsu" (column shape) tarzında gelişen kalsit dizilimleri gözlenmiştir (Şekil 4f).

Muhtemelen bodur yapıyı kapsayan her bir bakteri kümesi bir kalsit kristalinin merkezinde yer almaktadır. Tek bir bodur gövde üzerindeki dallar arası alan ise genellikle sparit ile doldurulmuş veya boş kalmıştır. Ayrıca bu oluşumların sığ su koşullarında da gelişebildiği düşünülmektedir. Folk ve Chafetz (1983) ve Chafetz ve Folk (1984), bodur yapıların büyümesini ve yukarıya doğru dallanmasını fototropik bir etki altındaki sülfür oksitleyici bakterilere bağlamaktadırlar. Diğer taraftan, Şekil



Şekil 4: c) Pizoyid tanesini oluşturan zarların ve bu zarlar üzerinde gelişen olası bakteri/algisi kökenli delgilerin SEM fotomikrografi

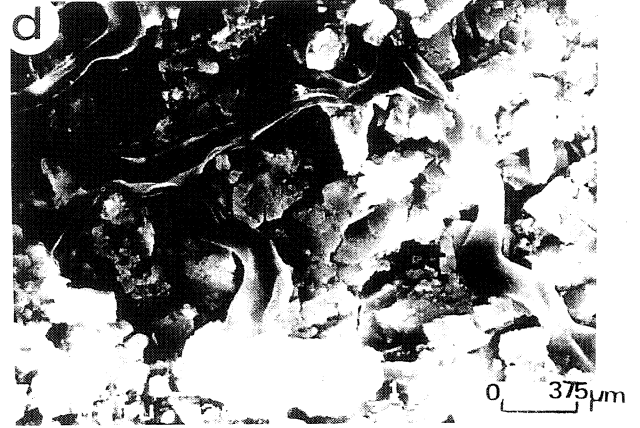
Figure 4: c) SEM photomicrograph of envelopes forming pissoids and borings of bacteria / algal origin on those envelopes

4g, h' de ise stromatolitlerdeki üzüm salkımını andıran ve yer yer de sferoidal karakterli loblu kürecikler görülmektedir. Loblu demetler arasındaki müsülaj bağlayıcı (Şekil 4g) ve loblu küreciğin dış yüzeyindeki "sivilceli yapı" (bumpy structure) yapısı (Şekil 4h) tipiktir. Bu yapılar bir çok çalışmacı tarafından alg veya bakteri faaliyetlerinin ürünü olarak yorumlanmıştır (Golubic, 1969; Walter, 1976; Chafetz ve Folk, 1984; Love ve Chafetz, 1986; Folk, 1993; Guo ve Riding, 1992, 1994 ve 1998; Jones vd. 1997, 1997b ve 1998; Chafetz vd. 1998 ve Renaut vd. 1998).



Şekil 4: e) Pizoyid /arlarını oluşturan mikrokristalen mikritler içerisindeki olası Cocco-spore türü delici-oygulayıcı tomurcuk bakterilerinin SEM fotomikrografi.

Figure 4: e) SEM photomicrograph of boring-budding bacteria of Cocco-spore type in micrites forming the pissoid envelopes.

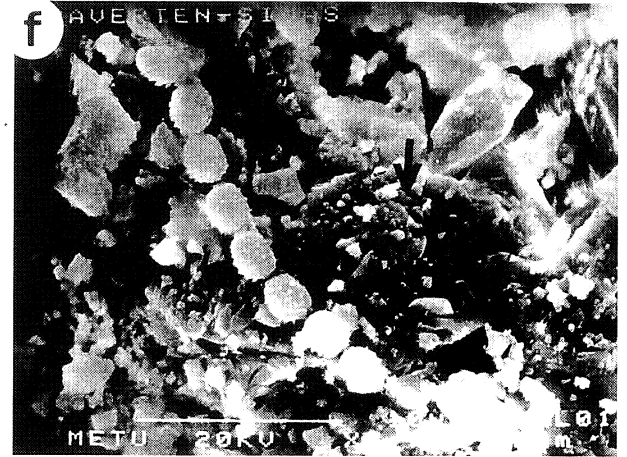


Şekil 4: d) Pizoyid zarlarını oluşturan mikrokristalen mikritler içerisindeki olası bakteri form yapıları ve alg filamentlerinin SEM fotomikrografi.

Figure 4: d) SEM photomicrograph of bacteriform bodies and algal filaments in micrites forming the pissoid envelopes.

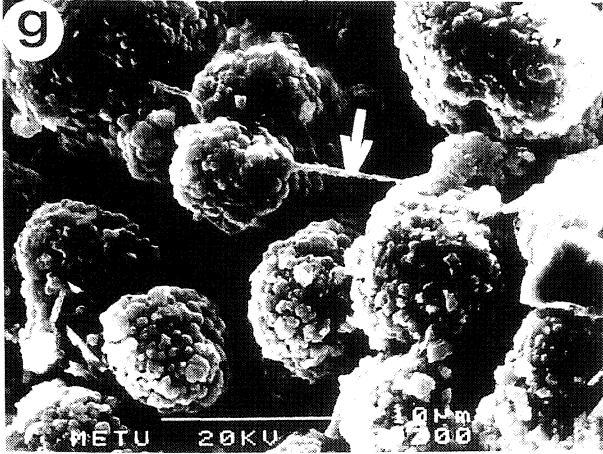
^{813}C ve ^{518}O DURAYLI İZOTOP ÇALIŞMALARI

Çalışmaya temel teşkil eden "özel tip karbonat oluşumlarında" yapılan duraylı izotop çalışmaları Tablo 1' de verilmiştir. Elde edilen ^{513}C ve ^{518}O sonuçları; jeotermal rezervuarı karbonatlı kayalarından oluşan karbonatça doymun sıcak suların meteorik kökenli ve mevsimsel değişimlere bağlı olarak zaman zaman yağış (kar / yağmur) sularının da bu sisteme karışarak sedimantasyonda (çökeltme hızı ve



Şekil 4: f) Bodur yapılı travertenlerin iç yapısını oluşturan "column shape" tarzındaki mikrokristalen mikrit kümelerinin (ok ile işaretli) ve zincir şeklinde dizilmiş Cocco-spore türü uygulayıcı-bağlayıcı tomurcuk bakterilerinin SEM fotomikrografi.

Figure 4: f) SEM photomicrograph of column-shaped microcrystalline micrite g) ming the inner structure of travertine shrubs (arrow) and binding-budding bacteria of Cocco-spore type in micrites forming the pissoid envelopes.



Şekil 4: g) Stromatolitlerdeki sferoidal karakterli loblu kürecik demetleri ve bunlar arasındaki müsülaj maddenin SEM fotomikrografi.

Figure 4:g) SEM photomicrograph of lobous spheroidal bundles of spheroidal character in stromatolithes and binding mucus matter.

miktarı gibi) etkili olduğunu göstermektedir. Bu sonuçlar Kaçaroglu vd (1994) tarafından bölgedeki sıcak su kaynaklarında yapılan izotop (^{18}O ve ^2D) çalışmalarıyla benzerlikler sunmaktadır. Özel tip karbonat oluşumlarındaki ^{18}O değerlerinin sıcak su değerlerine göre bir miktar yüksek olarak belirlenmesi olasılıkla sıcak-soğuk su (yağış suyu) karışımından kaynaklanmaktadır.

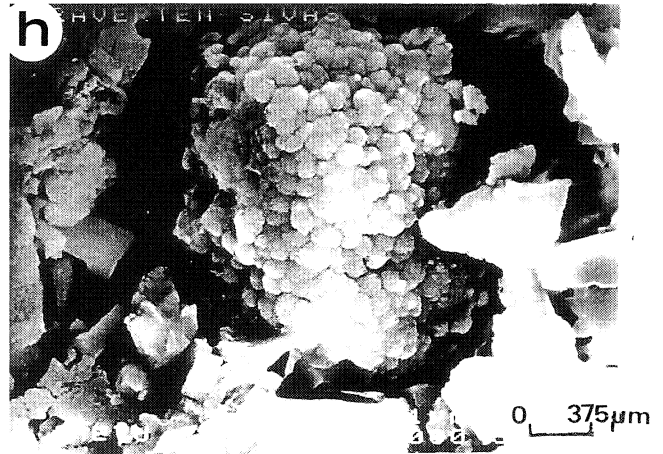
SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar aşağıda sunulmuştur:

1- İnceleme alanında organik ve inorganik süreçlerin denetiminde oluşan güncel karbonat çökelleri tanımlanmıştır. Bunlar; fissur-çatlak sırtı birikimleri, mikro şelale-çağlayan çökelleri, mikro taraça-teras kümeleri ve minyatür göl yelpazesi tortularıdır.

2- Belirlenen dört tip morfolojik yapılar içerisinde özel tip karbonat çökelleri (demirli pizoidler, manganlı - demirli bodur yapılar ve silisli - demirli-manganlı stromatolitler) tanımlanmıştır.

3- Bu özel tip karbonat çökellerinin petrografik - mikrodokusal çalışmaları sonucu kalsit kristallerinin kademeli büyüme şeklinde geliştikleri belirlenmiştir. Ayrıca bu çökeller içerisinde bakteriyal aktivitenin işaretçisi olan bazı özel yapılar (yumrular, kürecikler, elipsoidler, çubuklar, filamentler ve bal peteği /



Şekil 4: Bir loblu küreciğin dış yüzeyindeki "bumpy" yapısının SEM fotomikrografi.

Figure 4:h) SEM photomicrograph of a bumpy structure on the outer surface of a lobous spheroids.

üzüm salkımı demetleri gibi) saptanmıştır. Bunlara ilaveten, ikincil erime boşlukları ve CO_2 gaz çıkışı delikleri de aynı örneklerde gözlenmiştir.

4- Ana - iz element analizleri ve duraylı izotop çalışmaları güncel traverten çökellerine neden olan suyun jeotermal rezervuarı karstik karbonatlı kayalardan oluştuğunu ve meteorik kökenli olduğunu göstermektedir. Sıcak su ve güncel çökellerde tespit edilen oksijen izotop değerlerindeki farklılık ise soğuk suyun (yağış) çeşitli oranlarda sisteme karışımı olarak yorumlanmıştır.

5- Sivas - Sıcakçermik jeotermal alanında, travertenlerin oluşturduğu Dünya' da ender görülen yapıların ve çukurlukların bir çöp deposu olarak kullanımı engellenmelidir. Bu alan bir doğa parkı olarak korunmaya alınmalı ve tanıtılmalıdır.

EXTENDED SUMMARY

Recent travertine deposits are observed in the Sıcakçermik hot springs area located northwest of Sivas, Central Anatolia. Although Pamukkale is very popular for health and sight viewing, no special attention has been paid to the modern travertine deposits in the Sıcakçermik geothermal field (Figure la - b). Previous studies on the Sıcakçermik geothermal field have dealt mostly with the hydrogeology (Erişen et al., 1996) and the industrial use of old travertines (Ayaz, 1998). For a long time, the area has been exploited for the thermal tourism. The thermal water of the study area has been utilized in ther-

mal resorts. The modern deposits of travertines have been continuously destroyed. This paper deals with the origin, morphology, and the petrographic properties of the Sıcakçermik modern travertines.

Travertines display a wide variety of fascinating textures and structures that are obvious even to a casual observer. They are usually preservation areas strictly protected by governmental regulations in some parts of the world. Sıcakçermik geothermal field too manifests a marvelous landscape feature continuously interrupted by human activities. The modern travertine deposits in the Sıcakçermik area yield four distinct types of morphologies developed by both organic and inorganic processes. The details of these unique features are described in the following subsections (Figure 2a - g).

i- Fissure-ridge travertines: This type of travertine deposits develop in the Sıcakçermik geothermal field in the form of ridge accumulations along the fissures and joints brought by hot water emerging from discontinuities. They include banded and stratified structures. The banded levels are thought to have been produced by the existence of SiO_2 in hydro thermal solutions.

ii- Waterfall or Cascade Deposits: These are the deposits on the paleotravertine crusts adjacent to the vents giving way to the CO_2 -rich hot hydrothermal waters. These locations are typical places of stromatolitic structure developments (Figure 2b) as a consequence of organic processes dependent upon the rapid flow of hot water.

iii- Terrace-mound: Bargar (1978) first used this term to describe the deposits found on sloping ground or areas where the slope angle flattens out. As for their dimensions, they show a variety of sizes from a few cm to several meters. They are found in the form of the colonies of micro-pools with somewhat laminated and undulated morphology, developed on the lobous shaped main terrace (Figure 2e).

iv- Shallow lake-fans: The deposits of this type are found in small ponds on old main terraces where the slope angle is significantly reduced and flattens out.

The four distinct morphologies of travertine deposits are also found on the old (inactive) travertines (Figure 2h). Approximately 10 m in thickness, this old travertine series was contaminated and destroyed.

There are several types of organic deposits in the geothermal field of Sıcakçermik. These organic deposits are: a) ferrous pisoids, b) manganous-ferrous travertine shrubs, c) siliceous-ferrous-manganous stromatolites (Figure 3 a-d).

Although it is common to see a detritic mineral (calcite or quartz) at the core of the pisoid formations, some pisoids lack this nucleus. (Figure 4a). The pisoids are formed by regular envelopes in a concentric manner from the nucleus to outward. Regular zonation is also observed in pisoids (Figure 4a-c). Examinations of pisoids also revealed the existence of Cyanobacteria and Pedomicrobium sp. type of boring-budding bacteria forming the radial zones between the low-Mg calcite crystals (Figure 4 d-e). Travertine crust with the shrub fabrics has a porous structure at its center surrounded by rows of calcite developed in "column shape" manner (Figure 4f). It is very likely that a bacteria colony having a shrub fabric forms the nucleus of each calcite crystal. The area between the branches of a single shrub is usually filled with sparite. These features may develop in shallow water conditions as well. Chafetz and Folk (1984) attribute the growth and upward branching of shrubs to sulfate reducing bacteria under the influence of phototrophic conditions. Figure 4g shows the lobous spheroidal structures in stromatoliths resembling grape bundles. The mucus matrix between lobous bundles (Figure 4g) and the bumpy structure on the outer face of the lobous sphere (Figure 4h) are typical features of stromatoliths. These structures were interpreted to be the products of algal or bacterial activity by some researchers (e.g. Golubic, 1969; Love and Chafetz, 1988; Folk, 1993; Guo and Riding, 1994; Jones et al., 1997, 1997a, 1997b, and 1998; Chafetz et al., 1998; Renaut et al., 1998, Guo and Riding, 1998).

The data collected through all the utilized techniques suggest that the microbiological activities are dominantly effective in the formation the travertines of Sıcakçermik hot springs area, and travertines were produced by sulfate-reducing, boring-budding bacteria such as Coccoids, Pedomicrobium, Beggiatoa sp., Thiobacillus sp., as well as blue-green algae (Cyanobacteria).

In addition, it was obtained from stable isotope analyses data of the different type travertine that $\delta^{13}\text{C}$ values are between 6.95 and 8.09 ‰, and $\delta^{18}\text{O}$ between -15.73 and -16.76 ‰. These data indicated that carbonaceous spring water is of meteoric origin and seasonal precipitation.

TEŞEKKÜR

Yazarlar, bu çalışmayı 98-05-01-02 kod no'lu araştırma projesi olarak destekleyen Ankara Üniversitesi Araştırma Fon Müdürlüğüne ve izotop çalışmalarındaki katkılarından dolayı Prof. Dr. M. Satır (Tubiengen Univ. - Almanya)¹ a teşekkür ederler. Ayrıca bilimsel katkıları ve makalenin şekillenmesinde ki eleştirilerinden dolayı Prof. Dr. Şakir Şimşek (H.Ü) ve Prof. Dr. Hüseyin Yalçın (C.Ü)¹ a teşekkürü borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Altunel, E. ve Hancock, P.L., 1993, Morphology and structural setting of Quaternary travertines at Pamukkale; Türk. Jeol. Bült., 28, 335-346 (in Turkish).
- Atalay, Z., 1993, Sivas'ın batısı ve güneybatısında ki karasal Neojen çökellerinin stratigrafisi ve çökel ortamları. C.Ü. Fen Bilimleri Enst. Jeol. Müh. Anabilim Dalı, Doktora Tezi (yayınlanmamış).
- Ayaz, M.E., 1998, Sıcakçermik (Yıldızeli-Sivas) yöresindeki traverten sahalarının jeolojisi ve travertenlerin endüstriyel özellikleri, Cumhuriyet Univ. (Doktora tezi), 157 s., (yayınlanmamış).
- Ayaz, M.E. ve Karacan, E., 2000, Sivas batısındaki traverten oluşumlarının yapı ve yüzey kaplama taşı olarak kullanılabilirliklerinin incelenmesi. Jeol. Müh. Derg., 24/1,87-99.
- Bargar, K.E., 1978, Geology and thermal history of Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, Wyoming. Bull, US Geol. Surv., 1444.
- Bingöl, E., 1989. 1/200000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. M.T.A. Genel Müd. Yayını, 263 s.
- Buccino, S.G., D'argenio, V. ve Ferri, V., 1978, I travertini della Bassa Velle del Tanagro (Campania) studio geomorphologico, sedimentologico e geochimico (with English abstract): Boll. Coc. It., 97, 617-646.
- Chafetz, H.S. ve Butler, J.C., 1980, Petrology of recent caliche pisoliths, spherulites (after *Microcodium*), and speleothem deposits: Sedimentology, 27, 497-518.
- Chafetz, H.S. ve Meredith. J.C., 1983, Recent travertine Pisoliths (Pisoids) from Southeastern Idaho, U.S.A. In: Coated Grains (Ed. By T.M.Peryt), 450-455. Springer -Verlag, Berlin.
- Chafetz, H.S. ve Folk, R.L., 1984, Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. J. Sedim. Petrol., 54, 289-316.
- Chafetz, H.S., Akdim, B., Julia, R. ve Reid, A., 1998, Mn- and Fe- rich black travertine Shrubs: Bacterially (and Nannobacterially) induced precipitates. J. Sedim. Research, 68, 404-412.
- Ehrlich, H.L., 1996, Geomicrobiology of manganese, Chapter 15 in Ehrlich, H.L., Geomicrobiology, 3rd Edition: New York. Marcel Dekker, 389-489.
- Erişen, B., Akkuş, I., Uygur, N. ve Koçak, A., 1996. Türkiye Jeotermal Envanteri. M.T.A. Genel Müd. Yayını. 168 s.
- Folk, R.L. ve Chafetz, H.S., 1983, Pisoliths (pisoids) in Quaternary travertines of Tivoli, Italy, in Peryt, T.M., ed., Coated Grains: New York, Springer-Verlag, 474-487.
- Folk, R.L., 1993, SEM imaging of bacteria and nanobacteria in carbonate sediments and rocks. J. Sedim. Petrol., 63, 990-1000.
- Ford, T.D. ve Pedley, M.H., 1992, Tufa deposits of the world: J. Speleol. Soc. Japan, 17, 46-63.
- Ghiorse, W.C., 1984, Biology of iron-and manganese depositing bacteria: Annual Review of Microbiology, 38, 515-550.
- Golubic, S., 1969, Cyclic and noncyclic mechanisms in the formation of travertine: Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol, 7, 956-961.
- Guo, L. ve Riding, R., 1992, Aragonite laminae in hot water travertine crusts, Rapolano Terme, Italy. Sedimentology, 39, 1067-1079.
- Guo, L. ve Riding, R., 1994, Origin and diagenesis of Quaternary travertine shrub fabrics, Rapolano Terme, Central Italy. Sedimentology, 41,499-520.
- Guo, L. ve Riding, R., 1998, Hot-springs travertine facies and sequences, Late Pleistocene,

- Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 45, 163-180.
- Heimann, A. ve Sass, E., 1989, Travertines in the northern Hulla Valley, Israel. *Sedimentology*, 36, 95-108.
- Herlinger, D.L., 1981, Petrology of the Fall Creek travertine: Bonneville County, Idaho (unpub. Master's thesis): Univ. Houston, 172 p.
- Irion, G. ve Müller, G., 1968, Mineralogy, Petrology and Chemical composition of some calcareous tufa from the Schmabische Alb. Germany, in Müller, G., and Friedman, G.M., eds., *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*: New York, Springer Verlag, 157-171.
- Jones, B., Renaut, R.W. ve Rosen, M.R., 1997, Vertical zonation of biota in microstromatolites associated with Hot Springs, North Island, New Zealand. *Palaios*, 12, 220-236.
- Jones, B., Renaut, R.W. ve Rosen, M.R., 1997a, Biogenicity of silica precipitation around geysers and hot-spring vents, North Island, New Zealand. *J. Sedim. Research*, 67, 88-104.
- Jones, B., Renaut, R.W. ve Rosen, M.R., 1997b, Vertical zonation of biota in microstromatolites associated with hot springs. North Island, New Zealand. *Palaios*, 12, 220-236.
- Jones, B., Renault, R.W. ve Rosen, M.R., 1998, Microbial biofacies in hot-spring sinters: A model based on Ohaaki Pool, North Island, New Zealand. *J. Sedim. Research*, 68, 413-434.
- Julia, R., 1983, Travertines. In: *Carbonate depositional environments* (Ed. by P.A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore), Tulsa, Oklahoma, Am. Ass. Petrol. Geol., 33, 64-72.
- Kaçaroğlu, F., Nacitarhan, V., Değirmenci, M., Hizmetli, S., Elden, H. ve Göker, İ., 1994, Sivas-Sıcakçermik termal suyunun hidrojeolojisi ve Gonartrozlu olgularda Terapotik olarak fizik tedavi yöntemleri ile karşılaştırılması. *Jeotermal Uygulamalar Sempozyumu, Pamukkale Uni.-Denizli*, 281-295.
- Love, K.M. ve Chafetz, H.S., 1988, Diagenesis of laminated travertine crusts, Arbuckle Mountains, Oklahoma. *J. Sedim. Petrol.* 58, 441-445.
- Meredith, J.C., 1980, Diagenesis of Holocene-Pleistocene (?) travertine deposits: Fritz Creak, Clark County and Fall Creek, Bonneville County, Idaho (unpub. Master's thesis): Univ. Houston, 263 p.
- Nealson, K.H., Rosson, R.A. ve Myers, C.R., 1989, Mechanisms of oxidation and reduction of manganese, Chapter 13 in Beveridge, T.J., and Doyle, R.J., eds., *Metal Ions and Bacteria*: New York, Wiley, 383-411.
- Ozgul, N. (1984) Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. In: Tekeli, O. and Goncuoglu, C. eds., *Geology of the Taurus Belt.*, 77 - 90.
- Pedley, H.M., 1990, Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedim. Geol.*, 68, 143-154.
- Pentecost, A., 1993, British travertines: a review. *Proceedings of the Geologists Association*, 104, 23-39.
- Renaut, R.W., Jones, B. ve Tiercerelin, J.J., 1998, Rapid in situ silicification of microbes at Loburu hot springs, Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sedimentology*, 45, 1083-1103.
- Risacher, F. ve Eugster, H.P., 1979, Holocene Pisoliths and encrustations associated with spring-fed surface pools, Pastos Gradnes, Bolivia. *Sedimentology*, 26, 253-270.
- Scholl, D.W. , 1960, Pleistocene algal pinnacles at Searles Lake, California. *J. Sedim. Petrol.*, 30, 414-431.
- Schreiber , B.C., Smith, D. ve Schreiber, E., 1981, Spring peas from New York State: Nucleation and growth of fresh water hollow soliths and pisoliths. *J. Sedim. Petrol*, 51, 1341-1346.
- Skinner, H.C.W. ve Fitzpatrick, R.W., 1992, Iron and manganese biomineralization. In: Skinner, H.C.W., and Fitzpatrick, R.W., eds., *Biomineralization Processes, Iron, Manganese: Cremlingen, Germany*, Catena Verlag, Catena Supplement, 21, 1-6.

SICAK ÇERMİK JEOTERMAL ALANI GÜNCEL TRAVERTEN ÇÖKELLERİ

Şimşek, Ş., 1991, Termal suların oluşturduğu doğal anıtlar ve çevre korunmasının hidrojeolojik ve balneolojik açıdan önemi. II. Ulusal Balneoloji ve Tıbbi Biyometeoroloji Kongresi. Bildiri Özetleri, 11.

Tekin, E., Kayabah, K., Ayyıldız, T. ve İleri, Ö., 2000, Evidence of microbiologic activity in modern travertines: Sıcakçermik geothermal field, central Turkey. Carbonates & Evaporites, 15/1, 19-27.

Walter, M.R., 1976, Geysrites of Yellowstone National Park: an example of abiogenic "stromatolites" In: Stromatolites (Ed. by M.R. Walter), 87-112. Elsevier, Amsterdam.

Makalenin geliş tarihi: 11.12.1999

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 24.11.2000

Received December 11, 1999

Accepted November 24, 2000



Ostracoda Biostratigraphy and Chronostratigraphy of Pannonian-Pontian Sequence of Gelibolu Peninsula, NW Turkey

Gelibolu Yarımadası Pannoniyen-Ponsiyen İstifinin Ostracoda Biyostratigrafisi ve Kronostratigrafisi, KB Türkiye

Cemal TUNOĞLU Hacettepe University, Engineering Faculty, Department of Geological Engineering, 06532 Beytepe, Ankara (e-posta: tunay@hacettepe.edu.tr)
Aziz ÜNAL Hacettepe University, Institute for Graduate Studies in Pure and Applied Sciences, 06532 Beytepe, Ankara

Abstract

In this study, a total of 300 samples either collected from 13 measured sections or as spot sample from 7 stratigraphic horizons have been investigated for their ostracoda assemblages. 22 species, 11 of which already known, eight yet unnamed, 2 new species and 1 new subspecies belonging to 8 brackish and freshwater genera have been identified.

Five different ostracoda biozones have been recognized considering the stratigraphic and geographic distribution of ostracoda fauna in the measured sections. These are from bottom to top: Zone AI- *Cyprideis pannonica*-*Cyprideis torosa* Zone, Zone All- *Limnocythere sp.1*-*Paralimnocythere sp. 2* Zone, Zone Alll-*Cyprideis sp.1* Zone, Zone AIV-*Cyprideis tuberculata*-*Cyprinotus salinus* Zone and Zone AV-*Xestoleberis sp.*-*Cyprideis sublittoralis* Zone. Zones AI, All, Alll and AIV are characterized in the Pannonian stage but Zone V in the Pontian stage.

The results are both correlated and supported with the other fauna and flora groups (benthic foraminifera, microvertebrate, microgastropoda, spores and pollens) which confirm the identification and separation of Pannonian (Early, Middle, Late) and Pontian stages in the studied material.

Key Words: Ostracoda, Pannonian-Pontian, biostratigraphy, chronostratigraphy, gelibolu peninsula, Turkey

Öz

Bu çalışma ile, 13 ölçülü stratigrafi kesiti ile 7 nokta lokaliteden alınan toplam 300 örnekte, 8 adet acı ve tatlısu ostrakod cinsine ait, 11'si bilinen, 8 adedi isimlendirilememiş, ikisi yeni tür ve biri de yeni alttür olmak üzere toplam 22 tür tanımlanmıştır.

*Ölçülü ve genelleştirilmiş stratigrafi kesitlerine bağlı olarak beş ayrı ostrakod biyozonunun varlığı ortaya konulmuştur. Bunlar alttan üste doğru: Zone AI- *Cyprideis pannonica*-*Cyprideis torosa* Zonu, Zon AU-*Limnocythere sp.1*-*Paralimnocythere sp. 2* Zonu, Zon Alll-*Cyprideis sp. 1* Zonu, Zon AIV-*Cyprideis tuberculata*-*Cyprinotus salinus* Zonu and Zon AV-*Xestoleberis sp.*-*Cyprideis sublittoralis* Zonu. AI, All, Alll ve AIV zonları Pannoniyen katı içerisinde, Zon V ise Ponsiyen katı içerisinde yer almaktadır.*

Pannoniyen katının alt kronostratigrafik bölünmesi başlıca ostrakod faunasına bağlı olarak gerçekleştirilmiştir. Sonuçlar, saptanmış diğer fauna ve flora grupları (bentik foraminifera, mikroomurgali, gastropoda, spor ve pollen) ile de denetlenmiştir ve Pannoniyen (Erken, Orta, Geç) ve Ponsiyen katları ayırtlanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Ostrakoda, Pannoniyen-Ponsiyen, biyostratigrafi, kronostratigrafî, gelibolu yarımadası, Türkiye

INTRODUCTION

Along the coasts of Black Sea and Sea of Marmara (Turkey), some isolated or connected basins lie from west to east. One of them is located in Gelibolu Peninsula which is oriented in NE-SW direction. These basins were related to Tethys or

Paratethys bioprovince from Middle Miocene to Recent (Figure 1). The investigation area is a part of region indicated as 50a-f, according to "Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys stratigraphic correlation tables, sediment distribution maps" (Steininger et al., 1985).

Previous investigations focusing on different geological aspects of the investigation area were carried out by İlhan (1964), Şentürk (1971), Saltık and Saka (1971 and 1972), Kellog (1973), Önem (1974), Ünal and Yılmaz (1984), Ünal (1984), Erol (1985), Sümengen et al. (1987), Şentürk and Karaköse (1987), Siyako et al. (1989), Okay et al. (1990) and Erol (1992). On the other hand, paleontologic studies were carried out by Hoernos (1876), Penck (1917 and 1919), Pfannenstiel (1944), Ternek (1949), Erguvan (1954 and 1957), Ülkümen (1960), Erol (1969), Erol and Nuttal (1973), Ozansoy (1973), Önem (1974), Saltık (1974), Taner (1977, 1981 and 1983), Tokar and Erkan (1983), Sümengen et al. (1987), Şentürk and Karaköse (1987), Taner (1994), Ünal (1996), Ünal and Tunoğlu (1996), Tunoğlu and Ünal (in press).

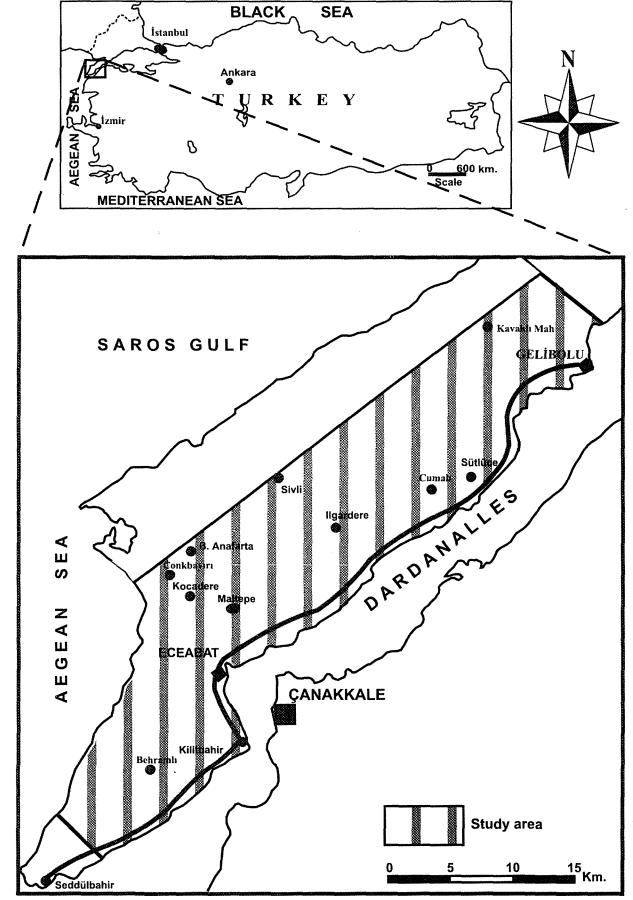
The aim of this paper is to determine the Neogene Ostracoda biostratigraphy and chronostratigraphy of Gelibolu Peninsula, correlate and compare the data with that of other Neogene basins of Turkey and other Paratethys basins developed during the same time interval.

GEOLOGIC SETTING

In the region, Neogene units rest on the Oligocene basement units by an angular unconformity (Figure 2). Middle-Upper Miocene units comprise two different units, namely the Çanakkale Formation (Pannonian) and the Conkbayın Formation (Pontian). The stratigraphic names of Sümengen (1987) and Şentürk and Karaköse (1987) are accepted and used in this investigation.

Çanakkale Formation consists of four members; from bottom to top, the Gazhanedere, Anafarta, Çamrakdere and Bayrakepe Member.

The Gazhanedere member deposited during the Early Pannonian, consists of claystone, sandstone, mudstone, marl, clayey limestone and limestone. This unit contains ostracoda and micro vertebrate fossils. Anafarta member, conformably lying on the Gazhanedere member, is represented by marl, sand-



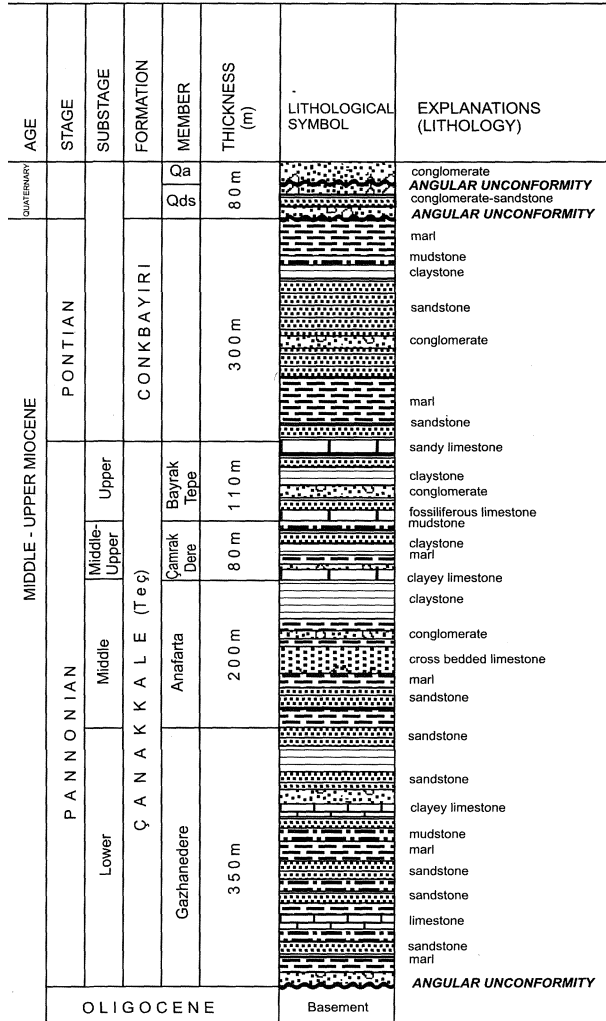
Şekil I: Çalışma bölgesinin yer bulduru haritası.
Figure I: Location map of the study area.

stone, claystone, conglomerate and tabular sandstone. This unit was deposited during the Middle Pannonian and contains ostracoda and microvertebrate fossils. The Çamrakdere member was deposited conformably on the Anafarta member during the Middle-Late Pannonian and consists of claystone, marl, conglomerate, thick bedded clayey limestone and mudstone. This member contains ostracoda and microvertebrate fossils too. The last member of Çanakkale Formation, the Bayrakepe member, consists of fossiliferous limestone, sandstone, conglomerate, claystone and sandy limestone. The Bayrakepe member was deposited during Late Pannonian. This unit contains a rich association of ostracoda, gastropoda and spore and pollen. The Conkbayın Formation was deposited conformably on the Bayrakepe member of Çanakkale Formation during Pontian. This formation contains thick marl, sandstone, mudstone, claystone, conglomerate and consists of abundant ostracoda and microvertebrate fossils.

BIOSTRATIGRAPHY AND CHRONOSTRATIGRAPHY

The biostratigraphic and chronostratigraphic subdivision of the Neogene sequence in the Gelibolu Peninsula is based primarily on quantitative analysis of ostracoda assemblages integrated with data derived from microvertebrates, gastropoda, spore and pollen fossils. Comparison of the Neogene lithostratigraphic units of the investigation area with the neighboring regions is given in Table 1.

Five different ostracoda biozones have been identified based on the distribution of ostracoda species in the measured sections (Table 2). Four of them (AI, All, AIII and AIV) are placed in the Çanakkale Formation and the other one is confined to the Conkbayın Formation.



Şekil 2: Çalışma bölgesinin genelleştirilmiş stratigrafik istifi.

Figure 2: Stratigraphic columnar section of the study area.

The following brackish water micro gastropoda association in the Çanakkale formation were determined by Yeşim İslamoğlu (MTA/General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey): *Odostomia pallida minima* L. Iljina, *Odostomia insculpta* (Mtg) *Odontostomia unidentata pseudoturrita* Sacco, *Turricaspia aberrans* (Aandrus), *Odostomia* sp., *Caspiohydrobia tamanensis* L. Iljina, *Pseudamnicola maetica* (Staja) L. Iljina, *Brocchinia* sp., *Acteocina lajonkaireana* Basterot. This faunal association indicates Late Miocene age for the unit. Palynologic investigation, performed by Dr. Zühtü Batı (TPAO/Petroleum Cooperation of Turkey) revealed the following assemblage: *Pityosporites* spp., *Inaperturopollenites emmaensis* Murriger & Pflug, *I. dubius* (R. Potonie & Venitz) Thomson & Pflug, *I. magnus* (R. Potonie) Thomson & Pflug, *Compasitae*, *Monoporopollenites gramineoides* Meyer, *Periporopollenites stigmus* (R. Potonie) Thomson & Pflug, *Subtriporopollenites simplex* (R. Potonie) Thomson & Pflug, *Tricolporopollenites kruschi* (R. Potonie) Thomson & Pflug, *Tricolporopollenites henrici* (R. Potonie) Thomson & Pflug, *T. microhenrici* (R. Potonie) Thomson & Pflug, *Pediastrum* spp. and green algae. This association indicates Late Miocene age and continental-lacustrine conditions for the depositional environment. In the same unit, the following benthic foraminifera were observed and identified by Mehmet Sakmç (Istanbul Technical University): *Ammonia beccarii* Clarck and *Ammonia beccarii tevida* Clarck which are reported from Middle-Late Miocene.

The following ostracoda biozones are assemblage or abundance zones and characterized either by predominance or presence of one or few species or by a short ranged index species. Systematic descriptions of new species, new subspecies and the other ostracoda associations are given in Tunoğlu and Ünal (in press).

Zone A I- *Cyprideis pannonica* and *Cyprideis torosa* **Zone:**

Category: Assemblage Zone

Age: Early Pannonian

Definition: This zone is characterized by the first occurrence of *Cyprideis pannonica* Mehes and *Cyprideis torosa*, meanwhile, *Paralimnocythere* sp. 1, *Candona neglecta* Sars and *Candona Candida* O.F. Müller are the other species of this ostracoda assemblage.

Other paleontologic and chronostratigraphic data: Sümengen et al. (1987) observed and identified following microvertebrate fossils in the claystone levels of this member: Schizogalerix sp., Chiroptera sp., Democricetodon sp., Miodyronys sp., lagomopha sp. and Dakkamys sp. and have attained Aragonian age to the unit (Upper Orleanian-Astarasian). This stage can be correlated with Sarmatian-Pannonian stage of Paratethys bioprovince.

Paleoecology: Transitional-littoral environment by ostracoda (Table 3) and the other paleontologic and sedimentologic data.

AH Zone: Limnocythere sp.1 and Paralimnocythere sp. 2 Zone:

Category: Assemblage Zone

Age: Middle Pannonian

Definition: This zone is characterized by the first occurrence and the last appearance of Limnocythere sp.1 and Paralimnocythere sp.2 species respectively. Other ostracoda species are Limnocythere sp.2, Çizelge I: Çalışma bölgesi ile çevresindeki Neojen yaşlı litostratigrafik birimlerin denştirilmesi.

Paralimnocythere sp. 2, Candona neglecta Sars, Candona Candida O. F. Muller, Candona parallela pannonica Zalanyi, Candona sp., Ilyocypris sp., Ilyocypris bradyi Sars, Ilyocypris pontica Tunoğlu and Ünal, Loxoconcha sp. 1., Cyprideis cf. seminulum Reuss, Cyprideis quadrituberculata Krstic, Cyprideis trituberculata Krstic.

Other paleontologic and chronostratigraphic data: Sümengen et al. (1978) determined the following microvertebrate fossils in the same zone: Byzantinia bayraktepenis Ünay, Gürbüz, Atalay, Byzantinia sp., Megacricetodon sp., Miodyromys sp., Dakkamys sp., Pliospalax sp., Keramidomys sp., Dinosorex sp. and have considered the unit in Late Aragonian (Astrogonian) -Vallasian age. This stage can be correlated and compared with Tortonian in the Tethys bioprovince and Pannonian in the Paratethys bioprovince.

Paleoecology: Transitional (shallow marine, Lagoonal and lacustrine) environment according to all of the sedimentologic and palaeontologic data (see Table 3).

Table 1: Comparison of Neogene lithostratigraphic units of the investigation area

STAGE		TANER (1977)	ÖNAL (1984)	EROL (1985)	SANER (1985)	SÜMENGEN et al. (1987)	ŞENTÜRK and KARAKÖSE (1987)	SİYAKO et al. (1989)	ÜNAL (1996)
PARATETHYS	TETHYS	Gelibolu Frm.	Akyar Frm.	D III erosion-accretion surface	Conkbayırı Frm.			Ergene Frm.	
Romanian	Piacenzian								
Dacian	Zanclean	Eceabat Frm.						Alçıtepe Frm.	
	Messinian								
Pontian		Kilitbahir Frm.			Alçıtepe Member	Conkbayırı Frm.	Conkbayırı Frm.(Tec)	Kirazlı Frm.	Conkbayırı Frm.(Tec)
Pannonian	Tortonian		Eceabat Frm.	D II erosion surface		Çanakkale Frm.	Çanakkale Frm.(Tec) -Teb -Teg -Teç -Teg	Gazhanedere Frm.	Çanakkale Frm.(Tec) -Teb -Teg -Teç -Teg
Sarmatian									
Badenian	Serravalian	Miocene units:							
	Langhian	conglomerate claystone siltstone sandstone							
Karpatian					Kilitbahir Member				
Otnangian	Burdigalian			D I erosion surface					
Eggenburgian									
Egerian	Aquitanian				Pınallı Member				

OSTRACODA BIOSTRATIGRAPHY AND CHRONO STRATIGRAPHY

AIII Zone: *Cyprideis* sp.1 Zone:

Category: Abundance Zone

Age: Middle-Late Pannonian

Definition: This zone is characterized mainly by the abundance of *Cyprideis* sp.1 and the other ostracoda species in this zone: *Cyprideis torosa tuberculata* Tunoğlu and Ünal, *Cyprideis pannonica* Mehes, *Cyprideis trituberculata* Krstic, *Cyprideis torosa* Jones, *Cyprideis* cf. *seminulum* Reuss, *Candona parallela pannonica* Zalanyi, *Limnocythere* sp. 2, *Ilyocypris bradyi* Sars, *Ilyocypris pontica* Tunoğlu and Ünal.

Other palaeontologic and chronostratigraphic data: Sümengen et al. (1978) observed and determined the following microvertebrate fossil associations: *Byzantinia* sp., *Cricetulodon* sp., *Dakkamys* sp., *Progonomys* sp., *Miodyromys* sp. and attained Late Vallasian (Early-Middle Miocene) age to the unit.

Paleoecology: Sediments of this zone were deposited in lagoonal environment with temporary fresh water and marine influence (see Table 3).

Çizelge 2: Gelibolu Yarımadası Neojen birimlerinde ostrakod faunasının ve biyozonların dağılımı.

AIV Zone/*Cyprideis tuberculata* and *Cyprinotus salinus* Zone:

Category: Assemblage Zone

Age: Late Pannonian

Definition: This zone is characterized mainly by the abundance and first occurrence and last appearance of *Cyprideis tuberculata* and *Cyprinotus salinus* respectively. Other ostracoda species of this zone are *Cyprinotus salinus* Brady, *Loxoconcha* sp.1 *Loxoconcha* sp. 2, *Xestoleberis* sp., *Cyprideis tuberculata* Mehes, *Cyprideis quadrituberculata* Krstic, *Cyprideis hegzatuberculata* Tunoğlu and Ünal, *Cyprideis pannonica tuberculata* Tunoğlu and Ünal, *Cyprideis pannonica* Mehes, *Cyprideis trituberculata* Krstic, *Cyprideis torosa* Jones, *Cyprideis* cf. *seminulum* Reuss, *Cyprideis sublittoralis* Pokorny, *Cyprideis* sp. 2, *Candona parallela pannonica* Zalanyi, *Candona neglecta* Sars, *Ilyocypris bradyi* Sars.

Other paleontologic and chronostratigraphic data: The following brackish gastropoda species were observed in this study and determined by Yeşim İslamoğlu (MTA-General Directorate of

Table 2: Distribution of ostracoda and biozones in the Neogene units of Gelibolu Peninsula.

QUAT.	AGE	STAGE	SUBSTAGE	FORMATION	MEMBER	SYMBOL	THICKNESS (m)	LITHOLOGICAL SYMBOL	EXPLANATIONS	OSTRACODA SPECIES																																														
										Qa	Qds																																													
MIDDLE - UPPER MIOCENE	PANTIAN	CONKBAYIRI	Tec	Tec	Tec	Tec	80 m.	[Symbol]	conglomerate ANGULAR UNCONFORMITY conglomerate-sandstone ANGULAR UNCONFORMITY	A V	BIOZONES <i>Cyprideis pannonica</i> <i>Cyprideis torosa</i> <i>Paralimnocythere</i> sp.1 <i>Candona neglecta</i> <i>Candona caritida</i> <i>Limnocythere</i> sp.1 <i>Paralimnocythere</i> sp.2 <i>Candona</i> sp. <i>Ilyocypris</i> sp. <i>Loxoconcha</i> sp.1 <i>Limnocythere</i> sp.2 <i>Ilyocypris bradyi</i> <i>Cyprideis</i> cf. <i>seminulum</i> <i>Cyprideis quadrituberculata</i> <i>Ilyocypris pontica</i> nsp. <i>Candona parallela pannonica</i> <i>Cyprideis trituberculata</i> <i>Cyprideis</i> sp.1 <i>C. torosa tuberculata</i> n.ssp. <i>Cyprideis tuberculata</i> <i>C. hegzatuberculata</i> nsp. <i>Cyprideis</i> sp.2 <i>Loxoconcha</i> sp.2 <i>Cyprinotus salinus</i> <i>Xestoleberis</i> sp. <i>C. pannonica tuberculata</i> n.ssp. <i>Cyprideis sublittoralis</i>																																													
												PANNONIAN	ÇANKALE (Tep)	Tep	Tep	Tep	110 m.	[Symbol]	marl mudstone claystone sandstone conglomerate marl sandstone sandy limestone claystone conglomerate fossiliferous limestone mudstone claystone marl clayey limestone claystone	A IV																																				
																					MIDDLE - UPPER	MIDDLE	Amafarta	Tep	Tep	200 m.	[Symbol]	conglomerate cross bedded limestone marl sandstone sandstone	A III																											
																														MIDDLE	Upper	Bayrak Tep.	Tep	Tep	80 m.	[Symbol]	claystone conglomerate fossiliferous limestone mudstone claystone marl clayey limestone claystone	A II																		
																																							LOWER	Gazhandere	Tep	Tep	Tep	350 m.	[Symbol]	sandstone clayey limestone mudstone marl sandstone sandstone limestone sandstone marl ANGULAR UNCONFORMITY	A I									
																																																OLIGOCENE	Basement	[Symbol]	[Symbol]	[Symbol]	[Symbol]	[Symbol]	[Symbol]	[Symbol]

Mineral Research and Exploration): *Odostomia pal-lida minima* L. *Ijina*, *Emmericia maeotica* L. *Ijina* and *Odontostomia unidentata pseudoturrita* Sacco. These horizons are considered Late Miocene (Meotian). The following palynomorph genera and species were determined by Kaya Ertuğ (TPAO): *Pediastrum* spp., *Botryococcus* spp. and *Pityosporites* spp. sporomorphs. A lacustrine paleo-environment is interpreted for these sediments, as indicated by palynomorph assemblages.

Palaeoecology: Sediments of this zone were deposited in brackish water (lagoonal) and occasional lacustrine environmental conditions (see Table 3).

AV Zone/*Xestoleberis* sp. and *Cyprideis sublittoralis* Zone:

Category: Assemblage Zone

Age: Pontian

Definition: This zone starts mainly by the last appearance of *Cyprideis tuberculata* and *Cyprinotus salinus* species. Other ostracoda species of this zone are: *Candona neglecta* Sars, *Candona Candida* O. F. Müller, *Candona paralella pannonica* Zalanyi, *Ilyocypris pontica* n.sp., *Xestoleberis* sp., *Cyprideis pannonica* Mehes, *Cyprideis torosa* Jones, *Cyprideis*

Çizelge 3: Çalışma bölgesinin ostrakod faunasına bağlı ortamsal özellikleri (Moore, 1961 ve Morkhoven, 1962, 1963).

Table 3: The environments designated by ostracoda fauna of the investigation area (Moore, 1961 and Morkhoven, 1962, 1963).

ENVIRONMENT OSTRACODA GENUS	CONTINENTAL	LITTORAL	EPINERITIC	INFRANERITIC	BATHYAL	ABYSSAL
			SHALLOW SEA		DEEP SEA	
CANDONA	—	—				
ILYOCYPRIS	—	—				
CYPRINOTUS	—	—				
LIMNOCYTHERE	—	—				
PARALIMNOCYTHERE	—	—				
CYPRIDEIS	—	—	—			
XESTOLEBERIS	—	—	—	—		
LOXOCONCHA	—	—	—	—		

quadrıtuberculata Krstic, *Cyprideis trıtuberculata* Krstic, *Cyprideis torosa tuberculata* Tunoğlu and Ünal, *Cyprideis pannonica tuberculata* Tunoğlu and Ünal, *Cyprideis sublittoralis* Pokorny.

Other palaeontologic and chronostratigraphic data: Sümengen et al. (1987) has observed and determined in the following microvertebrate fossils in the same zone: *Hipparion* sp., *Miyomimus* cf. *dehmi*, *Occitanomys* sp., *Chilotherium habereri* (Schlosser) and assigned Turolian age to the unit by this fossil assemblage.

Palaeoecology: Sediments of this zone were deposited in the very shallow transitional zone with little fresh water influence (see Table 3).

INTERPRETATION

The biostratigraphic and chronostratigraphic sub-division of the Pannonian (Early, Middle, Late) and Pontian transitional and non-marine sediments has been established mainly by ostracoda. Microvertebrate and gastropoda fauna were also integrated to the biostratigraphic zones.

The Late Miocene of Paratethys has been divided into several zones based on the first appearances of the ostracoda genera *Aurila* and *Cyprideis* (Carbonnel and Jiricek, 1977; Jiricek and Riha, 1990). The first appearance of the genera *Cyprideis* and *Hipporion* in the Upper Volhynian and Middle Tortonian stages are very important for correlation and comparison among the Tethys and Paratethys basins (Jiricek and Riha, 1990).

The Pannonian sequence of the Central Paratethys has been divided into five ostracoda zones by Jiricek (1983) and Jiricek and Riha (1990). The lowermost zone of Pannonian stage is *Hungarocypris auriculata-Hemicytheria loerentheyi* zone. This zone has been observed and determined in the Sitrimon Basin in Austria, Hungary, Yugoslavia, Bulgaria, Romania, Ukraine (Jiricek, 1983; Jiricek and Riha, 1990) and Turkey (Gökçen, 1979).

The biozone A-1 (*Cyprideis pannonica*-*Cyprideis torosa* Zone) is defined in the lower Pannonian levels of the Gelibolu Peninsula. This zone is identified in the Gazhanedere member of Çanakkale Formation. *Candona Candida*, *C. neglecta*, *Cyprideis*

OSTRACODA BIOSTRATIGRAPHY AND CHRONOSTRATIGRAPHY

pannonica, *C. torosa* and *Paralimnocythere* sp. 1 are the other members of the ostracoda assemblage of these levels. *Cyprideis pannonica* is observed in the zone NO-15 and zone NO-16 too (Jiricek and Riha, 1990). The A-I zone does not contain the ostracoda genera *Hemicytheria*, *Amplocypris*, *Loxoconcha*, *Xestoleberis*, *Hungarocypris*, *Leptocythere* and *Amnicythere* and related species. This can be explained by pleoecologic and paleogeographic influences; that is, our investigation area is located at the southern border of central Paratethys and between Tethys and Paratethys area.

The Middle Pannonian is represented by the *Hungarocypris hieroglyphica*-*Amplocypris recta* Zone in the Central Paratethys (Styrian Basin). This zone is represented by zone NO-17 in Jiricek (1983) and Jiricek and Riha (1990). The same zone is recognized in the Vienna Basin, in Hungary, Yugoslavia, but in the Eastern Paratethys. This level can be correlated with the *Xestoleberis guretskyi* - *X. vidua* zone of the Chersonian beds in Bulgaria (Stancheva, 1965, 1972), Austria (Vienne Basin), Hungary and Yugoslavia. The Middle Pannonian is characterized by the first appearance and last occurrence of *Paralimnocythere* sp.1 and *Paralimnocythere* sp. 2 in the Gelibolu Peninsula. This zone contains 14 ostracoda species, three of them are observed and known only in this zone.

The Late Pannonian (Upper Meotian) corresponds to zone NO-18 (*Cyprideis sublittoralis*-*Lineocypris reticulata* Zone, Jiricek, 1983; Jiricek and Riha, 1990). This zone is also described in the Strian Basin, Vienna Basin, Hungary, Yugoslavia (Sokac, 1967). This zone corresponds to *Xestoleberis lubria*- *X. kristafovichii* zone at the Upper Meotian in Romania, Bulgaria, Ukraine (Jiricek, 1983), and in Turkey (Gökçen, 1979; Tunoğlu, 1984; Tunoğlu and Gökçen, 1985, 1991, 1995, 1997; Ünal; 1996; Ünal and Tunoğlu, 1996). The uppermost level of Pannonian stage in the Central Paratethys is characterized by the first appearance of the subgenus *Candona* (*Caspiolla*) (Jiricek and Riha, 1990).

Zone AIII (Çomrakdere member) is transitional between zone AI (Anafarta member) and Zone AIV (Bayraktepe member). This zone is characterized mainly by *Cyprideis* sp. 1 and contain ten ostracoda species. Zone AIV contains nineteen ostracoda species and is characterized by (first appearance and

last occurrence) *Cyprideis tuberculata* and *Cyprinotus salinus*. This zone is more diverse and rich than the other zones.

The Pontian stage of Paratethys (especially Central and Eastern Paratethys) has been divided into three ostracoda zones. The first occurrence of *Candona* (*Bakunella*) *dorsoarcuata* was recorded in the *Candona* (*Candona*) *balcanica*-*Candona* (*Candona*) *lobata* Zone (Jiricek, 1983; Jiricek and Riha, 1990). This zone has been identified in Turkey, (Tunoğlu, 1984, Tunoğlu and Gökçen, 1985, 1991, 1997). This zone corresponds to Lower Pontian (Novorossian) in Hungary, Yugoslavia, Czechoslovakia, Romania, Bulgaria, Ukraine, Azerbaidzhan and Turkey (Tunoğlu, 1984; Tunoğlu and Gökçen, 1985, 1991, 1997). Similar faunas have been observed in the Strimon Basin (Greece) at the Late Tortonian. These levels correspond with fresh water Lower Pontian of the Vienna and Late Tortonian of Rhone Basin (France), Upper Messinian of Italy, Messinian of Crete in Greece (Jiricek and Riha, 1990).

Candona (*Candona*) *acronasuta*-*Candona* (*Bakunella*) *dorsoarcuata* Zone corresponds to the Middle Pontian (Portaferrian) (Jiricek and Riha, 1990; Jiricek, 1983). Middle Pontian Zone is known as the "Upper Pannonian s.I" in Hungary, as Portaferrian in Yugoslavia, Romania, Bulgaria and Ukraine. This zone is known as the NO-21 code numbered and general ostracoda fauna assemblage have been given by Jiricek (1983) and Jiricek and Riha (1990). This faunal assemblage has also been observed in the Late Mesinian in Italy and Crete (Greece). This zone has been accepted choronostratigraphically in Upper Tortonian in Greece and Crete (Jiricek and Riha, 1990).

The Upper Pontian (Bosphorian) is represented by the *Candona* (*Candona*) *gracilis* and *Tyrrhenocythere filipes* species and this zone is given NO-22 code numbered by Jiricek (1983) and Jiricek and Riha (1990). Zone NO-22 was observed only in the Eastern Paratethys of Romania. Jiricek and Riha (1990) mentioned that Upper Pontian beds were defined on the basis of the first appearance of *Tyrrhenocythere filipes* and *Candona* (*Candona*) *gracilis* species in the Eastern Paratethys of Romania, Bulgaria, Ukraine, Greece and Italy .

Twelve ostracoda species are observed and deter-

mined in the Conkbaym formation of Gelibolu Peninsula at the Pontian stage. These are: *Cyprideis pannonica*, *C. torosa*, *C. quadrituberculata*, *C. trituberculata*, *C. torosa tuberculata* Tunoğlu and Ünal, *C. pannonica tuberculata* Tunoğlu and Ünal, *C. sublitorallis*, *Xestoleberis* sp., *Ilyocypris pontica* Tunoğlu and Ünal, *Candona neglecta*, *C. Candida*, *C. parallela pannonica*. Brackish *Cyprideis* genus and related species are dominant at the Pontian stage in the Conkbaym formation. Unfortunately, substages of Pontian of Çonkbaym formation could not be identified with above ostracoda fauna assemblages.

RESULTS

1. The chronostratigraphic subdivisions of Neogene sequence of Gelibolu Peninsula can be defined by ostracoda assemblage. Thus, Pannonian (Early, Middle, Late) and Pontian stage and substages are identified.

2. Five ostracoda biozones have been suggested by this investigation. These are: AI Zone-*Cyprideis pannonica* and *Cyprideis torosa* Zone, (Early Pannonian) AII Zone-*Limnocythere* sp.1 and *Paralimnocythere* sp.2 Zone, (Middle Pannonian), AIII Zone-*Cyprideis* sp. Zone, (Middle-Late Pannonian), AIV Zone-*Cyprideis tuberculata* and *Cyprinotus salinus* Zone, (Late Pannonian), AV Zone-*Xestoleberis* sp. and *Cyprideis sublittoralis* Zone (Pontian)

3. These results have been correlated with the other fauna and flora associations (especially microvertebrate fauna).

4. The study area was related to only Central Paratethys bioprovince during the Pannonian-Pontian stages, and especially Pannonic Basin (Serbia, Croatia, Macedonia, Bosnia).

5. Five ostracoda zones of this investigation can be correlated with NO-17, NO-18, NO-19 ostracoda zones of Pannonian substages and NO-20, NO-21, NO-22 ostracoda zones of Pontian substages of Jiricek (1982) and Jiricek & Riha (1990).

GENİŞLETİLMİŞ ÖZET

Gelibolu Yarımadasının güney yarısı boyunca geniş bir alanda yüzeylenen, Neojen yaşlı birimlerin ostrakod biyostratigrafisi ve kronostratigrafisi konulu bu çalışma, Tunoğlu ve Ünal (baskıda) ayrıntılı taksonomisi verilmiş olan ostrakod topluluğuna bağlı olarak gerçekleştirilmiştir.

Arazi çalışmaları ile toplam 300 örnek, 13 ayrı ölçülü kesit boyunca ve 7 nokta lokaliteden alınmıştır. Ostrakodlara yönelik mikropaleontolojik laboratuvar çalışmaları neticesinde, 8 ayrı acı ve tatlısu ostrakod cinsine ait, 12'si bilinen, ikisi yeni tür, ikisi yeni alttür ve 11 adedi isimlendirilememiş toplam 25 tür ayırtlanmış ve taksonomik olarak tanımlanmıştır (Ünal, 1996; Tunoğlu ve Ünal, baskıda).

Bu çalışma ile belirenen *Cyprideis pannonica* Mehes, *C. sublitorallis* (Pokorny), *C. tuberculata* (Meheş), *C. torosa tuberculata* Tunoğlu & Ünal, *C. cf. Seminulum* (Reuss), *C. trituberculata* Krstić, *C. quadrituberculata* Krstić, *C. hegzatuberculata* Tunoğlu & Ünal, *C. sp.1*, *Candona neglecta* (Sars), *C. Candida* (O. F. Muller), *C. parallela pannonica* (Zalanyi), *C. sp.*, *Ilyocypris bradyi* (Sars), *I. pontica* Tunoğlu & Ünal, *I. sp.*, *Limnocythere* sp.1, *Limnocythere* sp.2, *Paralimnocythere* sp.1, *Paralimnocythere* sp.2, *Loxoconcha* sp. 1 ve *Cyprinotus salinus* (Brady) ostrakod türleri ile buldukları kayalara kronostratigrafik olarak Pannoniyen (Erken, Orta, Geç) ve Ponsiyen yaşları verilmiştir. Ostrakod faunası ile elde edilen yaş verileri, örneklerde saptanmış diğer faunanın (gastropoda, mikroomurgalı, foraminifera, spor ve pollen) kronostratigrafik verileri ile karşılaştırılmış ve desteklenmiştir (Sümengen ve diğ., 1987).

Ostrakod faunasının ölçülü ve genelleştirilmiş stratigrafi kesitlerine bağlı olarak gösterdikleri dikey yayılım beş ayrı ostrakod biyozonunun varlığını ortaya koymuştur. Bunlar: Zone AI- *Cyprideis pannonica*-*Cyprideis torosa* Zonu, Zon AII-*Limnocythere* sp.1-*Paralimnocythere* sp. 2 Zonu, Zon AIII-*Cyprideis* sp.1 Zonu, Zon AIV-*Cyprideis tuberculata*-*Cyprinotus salinus* Zonu and Zon AV-*Xestoleberis* sp.-*Cyprideis sublittoralis* Zonu. AI, AII, AIII ve AIV zonları Pannoniyen katı kapsamında yer alırken, Zon V ise Ponsiyen katı içerisinde gözlenmektedir.

OSTRACODA BIOSTRATIGRAPHY AND CHRONOSTRATIGRAPHY

Tüm paleontolojik, biyostratigrafik ve kronostratigrafik veriler, ortamın oldukça sığ denizel koşullar çerçevesinde gelişmiş ve karadan tatlısu beslenmesinin de dönem dönem etkin olduğu bir lagüner, gösel ve deltaik unsurları barındıran bir geçiş ortamına ait olabileceğini göstermektedir.

REFERENCES

- Carbonnel, G. and Jiricek, R., 1977, Super-zones et datums à Ostracodes dans le Néogène de la Téthys (bassin du Rhône) et de la Paratéthys: Newsl. Stratigr., 6, 1,23-29.
- Erguvanlı, K., 1954, Eceabat - Çanakkale - Ayvacık arasının jeolojik etüdü hakkında rapor, MTA derleme No: 2374, Ankara (yayınlanmamış).
- Erguvanlı, K., 1957, Outline of geology of the Dardanelles. Geological Magazine, 94, p. 47-53.
- Erol, O., 1969, Çanakkale Boğazı çevresinin jeomorfolojisi hakkında ön not. Türkiye Coğrafya Araştırma Dergisi., 2, 53-71.
- Erol, O., 1985, Çanakkale Yöresi Güney Kesiminin Jeomorfolojisi, Jeomorfoloji Dergisi, 13, 1-7.
- Erol, O., 1992, Çanakkale Yöresinin Jeomorfolojik ve Neotektonik Evrimi. TPJD Bülteni 4/1, p.147-165.
- Erol, O., & Nuttal, C. P., 1973, Çanakkale yöresinin bazı denizel Kuvaterner depoları. (Some marine Quaternary deposits in the Dardanelles area. Coğr. Araş. Derg. 5-6, 27-91.
- Gramann, R., 1969, Das Neogen im Strimon-Becken (Griechisch- Ostmazedonien), Teil II. Geol Jb., 87,485-528.
- Gökçen, N., 1979, Stratigraphy and Paleontology of Neogene Sequence of Denizli-Muğla and surroundings, Hacettepe University, Assoc. Prof. Thesis, 178 p (unpublished).
- Hoernes, R., 1876, Susswasserschichten unter den Sarmatischen Ablagerungen am Marmarameer. Sitzung, Akad. Wiss., Math. Mat. KL, 74, Abt. 1,7-3.
- İlhan, E., 1964, Korudağ, Gelibolu Yarımadası ve Çanakkale Yakasında Yapılmış Olan Jeolojik Etüdüler Hakkında Rapor. TPAO Rapor No: 331. Ankara (yayınlanmamış).
- Jiricek, R., 1983, Redefinition of the Oligocene and Neogene ostracod zonation of the Paratethys. Knthovniaka Zemniho plynu a nafty. 4, 195-236.
- Jiricek, R., & Riha, J.,1990, Correlation of ostracod zones in the Paratethys and Tethys. Saito Ho - on kai spec, pub., 3.
- Kellog, H. E., 1973, Geology and Petroleum Prospects Gulf of Saros and Vicinity Southwestern Thrace, Turkey. Ashland Oil of Turkey, Inc.Turkish Petrol. Adm. Archives, Ankara.
- Moore, R. C., 1961, Treatise on Invertebrata Paleontology, Part: Q, Arthropoda 3, Crustacea, ostracoda, Geol. Soc. America and Univ. Kansas, New York, 442 p.
- Morkhoven, F. P. C. M. Van, 1962, Post - Paleozoic Ostracoda, Their morphology, taxonomy and economic use, General Elsevier Publ. Comp., Netherlands, V: I, 124 p.
- Morkhoven, F. P. C. M. Van, 1962, Post - Paleozoic Ostracoda, Their morphology, taxonomy and economic use, General Elsevier Publ. Comp., Netherlands, V: II, 478 p.
- Okay, İ. A., Siyako, M., Burkan, K. A., 1990, Biga yarımadası'nın Jeolojisi ve Tektonik Evrimi, TPJD Bülteni, 2, 1,83-121.
- Ozansoy, F.,1973, Les caracteristiques de Neogene der Dardanelles. Ank. Üniv. DTCF Antropoloji Dergisi, 6, 171-181.
- Önal, M., 1984, Gelibolu (Çanakkale) Kuzeybatısının Jeolojisi, Doktora Tezi, İÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, 188 p., İstanbul (yayınlanmamış).
- Önal, M., & Yılmaz, H., 1984, Gelibolu Yarımadasında iki farklı yaşta filiş fasiyasindeki kil mineralleri ve gömülme derinliğine ait bazı ipuçları, Jeoloji Müh. Derg., Eylül 1984, 23-30.
- Önem, Y., 1974, Gelibolu ve Çanakkale Dolaylarının Jeolojisi, TPAO Rapor No: 877, Ankara (yayınlanmamış).

- Penck, W., 1917, Bau und Oberflächinformen der Dardanellenlandschaft, Zeit. d. Gesell. für Erdkunde, 20 p., Berlin.
- Penck, W., 1919, Zur Landeskunde von Thrazien-Zeit, der. Gesell. für Erdkunde zu, nr: 7/8, Berlin.
- Pfannenstiel, M., 1944, Die diluvialen Entwicklungsstadien und die Urgeschichte von Dardanellen, Marmarameer und Bosphorus, Geol. Rundschau, v: 34, Heft: 7/8, 343-424.
- Saltık, O., 1974, Şarköy-Müreffë Sahaları Jeolojisi ve Petrol Olanakları, TPAO Rapor No: 879, Ankara (yayınlanmamış).
- Saltık, O., Saka, K., 1971, Bozcaada I (Continental Oil Company of Turkey), TPAO Rapor No: 848, Ankara (yayınlanmamış).
- Saltık, O., Saka, K., 1972, Saros Körfezi, Gelibolu Yarımadası, İmroz, Bozcaada ve Çanakkale Sahil Şeridi Jeoloji İncelemesi, TPAO Rapor No: 716, Ankara (yayınlanmamış).
- Siyako, M., Burkan, K. A., Okay, A. İ., 1989, Biga ve Gelibolu Yarımadaalarının Tersiyer Jeolojisi ve Hidrokarbon Olanakları, TPJD Bülteni, 1, 3, 183-199.
- Stancheva, M., 1965, Ostracoda from the Neogene in NW Bulgaria, V. Development and stratigraphical importance, Travaux sur la Geologic de Bulgaria-Serie Paleontologie, VII, 15-69.
- Stancheva, M., 1972, Sarmatian ostracodes from North-Eastern Bulgaria, Bull. of the Geol. Inst.-Series Paleontology, XXI, 103-128.
- Steininger, F.F., Senes, J., Kleemann, K. and Rög R., 1985, Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys Stratigraphic Correlation Tables and Sediment Distribution Maps, Vienna, V. 1-2, 189 p.
- Sokac, A., 1967, Pontische Ostracoden fauna an den südöstlichen Abangen der Zagrebacka Gora. Geologic Vesnik., 20, 63-86.
- Sümengen, M., Terlemez, İ., Şentürk, K., Karaköse, C., Erkan, E., Ünay, E., Gürbüz, M., Atalay, Z. 1987, Gelibolu Yarımadası ve Güneybatı Trakya Tersiyer Havzası'nın Stratigrafisi, Sedimentolojisi ve Tektoniği, MTA Rapor No: 8128 (yayınlanmamış).
- Şentürk, K., 1971, Halileli-Derbentbaşı (Çanakkale İli, İntepe Bucağı) dolayının jeolojisi MTA Rapor No: 6667 (yayınlanmamış).
- Şentürk, K. and Karaköse, C., 1987, Çanakkale Boğazı ve Dolayının Jeolojisi, MTA Rapor No: 9333 (yayınlanmamış).
- Taner, G., 1977, Gelibolu Yarımadası Neojen formasyonları ile Baküniyen molluska faunasının incelenmesi, Doçentlik Tezi, A.Ü. Fen Fak. , 66 p., Ankara.
- Taner, G., 1981, Gelibolu Yarımadası'nın denizel Kuvaterner molluskaları, Die meeresquatare mollusken der Halbinsel-Gelibolu, Jeomorfoloji Dergisi, 10,71-116.
- Taner, G., 1983, Hamzaköy Formasyonunun Çavda (Baküniyen) Bivalvleri, Gelibolu Yarımadası, TJK Bülteni, 26, 59-64.
- Taner, G., 1994, Mollusk kavkılarında 5 016/5018 izotopu araştırma metodu ile Çanakkale Boğazı'nı Romafiyen - Baküniyen çağına ait paleosıcaklık bulguları, 47. TJK Bildiri Özleri, 12-13, Ankara.
- Ternek, Z., 1949, Geological Study of Region Keşan-Korudağ, İÜFF Doktora Tezi., 79 p. İstanbul (unpublished).
- Toker, V. & Erkan E., 1983, Gelibolu Yarımadası Eosen Formasyonları Nannoplankton Biyostratigrafisi, MTA Dergisi, 101/102, 72-92, Ankara.
- Tunoğlu, C., 1984, İncipmarı-Kurtkuyusu (Sinop Batısı) Yöresi Neojen'inin Ostrakod Biyostratigrafisi, Yüksek Mühendislik Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enst., 177 s., Ankara (yayınlanmamış).
- Tunoğlu, C. & Gökçen N., 1985, İncipmarı-Kurtkuyusu (Sinop batısı) Yöresi Üst Miyosen İstifinin Ostrakod faunası, Yerbilimleri, 12, 19-38.
- Tunoğlu, C. & Gökçen, N., 1991, İncipmarı-Kurtkuyusu (Sinop Batısı) Yöresi Üst Miyosen İstifinin Ostrakod biyostratigrafisi, T. J. B., 34, 37- 43.
- Tunoğlu, C. & Gökçen, N., 1995, Tethys and Paratethys transition on the Black Sea Coast of Türkiye; EUG-8, European Union of Geosciences, Abstracts, Strasbourg, France.

OSTRACODA BIOSTRATIGRAPHY AND CHRONO STRATIGRAPHY

Tunoğlu, C, Gökçen, N., 1997, Pontian ostracoda of the Sinop area, Black Sea coast of Turkey, *Revue de Micropaléontologie*, 40, 4, 347-367.

Tunoğlu, C, Ünal, A., (in press), Pannonian-Pontian ostracoda associations of Gelibolu Peninsula, NW Turkey, *Yerbilimleri*.

Ülkümen, N. R.,1960, Trakya ve Çanakkale mın-tıklarında bulunan Neojen Balıklı Formasyonları hakkında, 1. Ü. Fen. Fak. Monografileri, sayı: 16, İstanbul.

Ünal, A., 1996, Gelibolu Yarımadası Neojen İstifinin Ostrakod Biyostratigrafisi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Yük. Müh. Tezi. 160 s (yayınlanmamış).

Ünal, A., Tunoğlu, C, 1996, The Upper Miocene Ostracoda Fauna of Gelibolu Peninsula (NW Turkey), 3rd European Ostracodologists Meeting, Abstracts, p. 23, Bierville, Paris.

Makalenin geliş tarihi: 03.12.1999

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 01.12.2000

Received December 03, 1999

Accepted December 01, 2000



İlıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn Cevherleşmesinin Jeolojisi ve Jeostatistiksel Değerlendirilmesi

Geology and Geostatistical Evaluation of İlıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn Mineralization

Sermin KOÇER

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, 06532, Ankara
(e-posta: skocer@hacettepe.edu.tr)

Cem SARAÇ

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe, 06532 Ankara
(e-posta: csarac@hacettepe.edu.tr)

Öz

Bu çalışma, İlıcadere (Bayındır - İzmir) Pb - Zn cevherleşmesinin rezerv - tenor değerlendirmesini kapsamaktadır. İnceleme alanında, MTA Genel Müdürlüğü tarafından değişik yıllarda hepsi dik olarak toplam 74 adet sondaj yapılmıştır. Cevher kesen sondaj verileri dijital ortama aktarılmış ve her bir değişken için (Pb, Zn, Cu) jeostatistiksel parametreler belirlenmiştir. Veriler, kompozit edilerek jeostatistiksel uygulamalara geçilmiş ve çeşitli bilgisayar yazılımları kullanılarak cevherleşmenin üç boyutlu değerlendirilmesi yapılmıştır. Cevherleşmenin yatay/düsey yönde variogramları hesaplanmış ve yatağın anizotropisi incelenmiştir. Cevherleşme, Pb için; $C_0 = 20$, $C = 200$, $a = 75$ m., Zn için ; $C_0 = 4$, $C = 14$, $a = 75$ m. ve Cu için ; $C_0 = 0.002$, $C = 0.005$, $a = 75$ m. parametreleriyle küresel olarak modellenmiştir. Model parametrelerinin cevherleşmeye uygunluğu çapraz doğrulama teknikleri ile test edilerek, $10 \times 10 \times 10$ m. blokların ortalama tenörleri jeostatistiksel blok kriging yöntemi ile kestirilmiştir. Cu için veri değerlerinin oldukça küçük ve güvenilir olmamasından dolayı, Cu sadece modellenmiş ve rezerv hesabı yapılmamıştır. Kestirim sonucunda Pb ve Zn için tenör-tonaj dağılımları hesaplanmıştır. Elde edilen tenör-tonaj dağılımları yardımıyla farklı eşik tenörlere karşılık gelen rezerv miktarları ve ortalama tenor değerleri belirlenmiştir. Bu değerlendirmelere göre, İlıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn cevherleşmesinde ekonomik işletilebilirlik çalışmalarının yapılması önerilmektedir.

Anahtar Kelimeler: İlıcadere, Bayındır, Pb, Zn, jeostatistik, maden yatakları değerlendirme

Abstract

This study includes grade - tonnage estimation of İlıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn mineralization. In the study area, by General Directorate of MTA, 74 vertical drillholes were made in different years. The data which were coming from drillholes transferred into computer system and statistical parameters were determined for each variable (Pb, Zn and Cu). By compositing data, three dimensional assessment of the mineralization were done using some special geostatistical softwares. The variograms of mineralization were computed for the vertical and horizontal directions, anisotropy of deposit was investigated and the mineralization was spherically modelled by the parameters for Pb; $C_0=20$, $C=200$, $a=75$ m., for Zn; $C_0=4$, $C=14$, $a=75$ m. for Cu; $C_0=0.002$, $C=0.005$, $a=75$ m. The validity of model parameters to mineralization was tested using the back-kriging technique and the parameters were used for estimation of the average grade of the $10 \times 10 \times 10$ m. blocks by geostatistical block kriging technique. Cu was only modelled and no further study was applied to Cu values because of the lack of data and unreliable Cu values. Grade-tonnage distributions were calculated for Pb and Zn resulting of estimation. Using the distributions, the reserve amount and average tonnage were determined for different cut-off values. According to the assessments, the results are suggesting to use for feasibility calculations of İlıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn mineralization.

Key Words; İlıcadere, Bayındır, Pb, Zn, geostatistics, ore deposit evaluation

GİRİŞ

Günümüzde maden yataklarının planlanmasında ve işletilmesinde dikkat edilmesi gereken en önemli özellik, maden yataklarının modelinin çıkarılmasıdır. Bu model, mevcut sondaj ve diğer jeolojik bilgilerin değerlendirilerek, cevher yatağının üç boyutlu olarak ifade edilmesiyle ortaya konulmak-

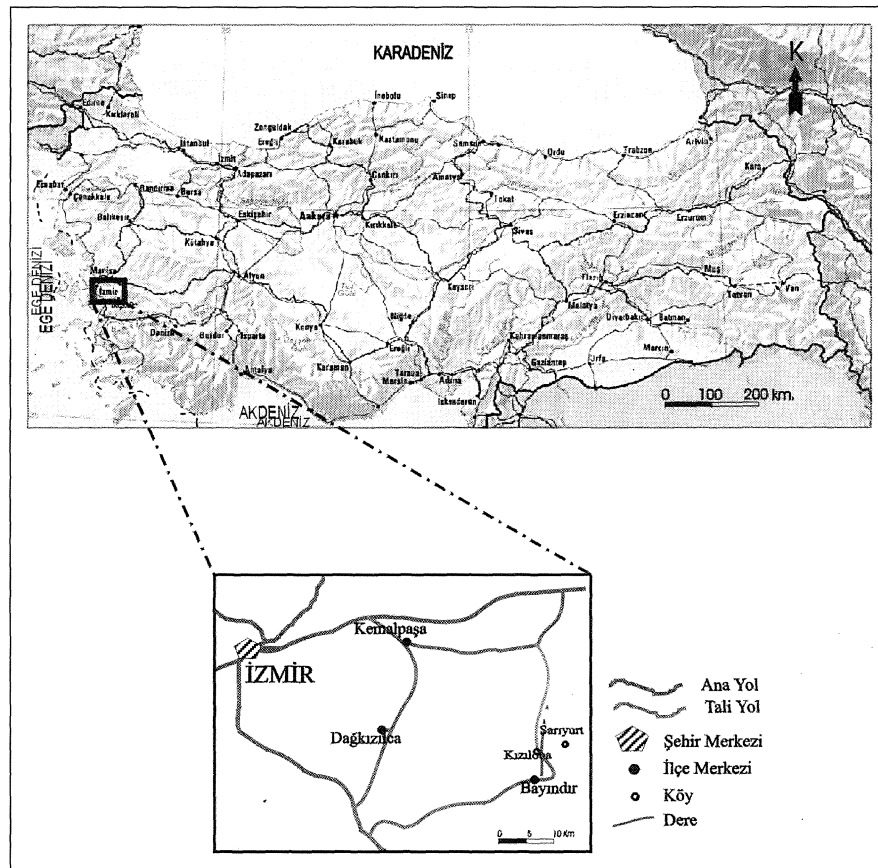
tadır. Cevherleşmenin geometrik şekli ve bu model yardımıyla cevherleşmeyle ilgili bir çok parametre belirlenmekte ve bu parametrelerden gidilerek cevherleşmenin rezervi ve tenörü hesaplanmaktadır (Dowd, 1966). Böylece cevherleşmenin ekonomikliğı; işletmeye açılıp açılmayacağı ve hangi oranda yatırım yapılabileceğı hakkında gidilmektedir.

Rezerv hesaplamalarında üçgen, poligon, kesit, izopak vb. teknikleri içeren geometrik/klasik yöntemlerin yanında; blok kriging, indikatör kriging, koşullu ve koşulsuz simulasyon vb. yöntemleri içeren jeostatistiksel yöntemler kullanılır (Wellmer, 1998). Klasik rezerv hesaplama yöntemlerinin dezavantajları genel olarak, hesaplamaların uzun sürmesi, hata yapma riskinin yüksek, elde edilen sonuçların hassasiyetinin düşük olması ve hata oranının belirlenememesi şeklinde verilebilir. Bu durum, madencilik sektöründe, yatırım riskini arttırmakta, yatırımların yüksek tenörlü yüzey mostrası olan ve derin olmayan maden yataklarına yönelmesine neden olmaktadır. Jeostatistiksel rezerv hesaplama yöntemleri, bir maden yatağının jeolojik özelliklerini dikkate alarak, rezerv hesabının güvenilirliğine ilişkin ayrıca bir ölçü vermektedirler. Bu yöntemlerin, ülkemiz madencilik endüstrisinde kabulü, kaynakların arama ve geliştirme yönündeki ilerlemeleri kadar hızlı olmamıştır. Buna neden olarak jeostatistiksel yöntemlerin, ileri düzeyde matematik, jeostatistik ve bilgisayar bilgisi gerektirmesi ve ayrıca, değerlendirme aşamasında olan bir çok maden yatağında uygulanabilmesi için yeterli sayıda

ve güvenilir veri bulunmaması verilebilir.

Çalışma alanı Şekil 1'de görüldüğü gibi Harita Genel Müdürlüğü'nün 1/25000 ölçekli İzmir L19 a3 paftasında yer almakta ve İzmir ilinin 75 km. doğusunda, Bayındır ilçesinin 25 km kuzeydoğusunda bulunmaktadır. İncelenen cevherleşme, herhangi bir kuruluş veya özel sektör tarafından işletilmemektedir.

Bu çalışma kapsamında cevherleşmenin jeolojisi hakkında özet bilgi sunulduktan sonra, cevher kesen sondajlardan elde edilen veriler ayrıntılı olarak analiz edilerek, her bir değişkenin jeostatistiksel parametreleri incelenmiştir. Pb, Zn ve Cu için detaylı variogram çalışmaları yapılmış ve hesaplanan variogram fonksiyonları küresel olarak modellenmiştir. Çalışmalarda elde edilen model parametrelerinin, cevherleşme sahasına uygunluğunu belirlemek amacıyla, çapraz doğrulama tekniği kullanılmıştır. Jeostatistiksel blok kriging yöntemi uygulanarak, Pb ve Zn için rezerv - tenor dağılımı saptanmış ve cevherleşmenin işletilebilir fizibilite çalışmalarına kaynak oluşturma bu çalışma kapsamında amaçlanmıştır.



Şekil 1: Çalışma alanının yer bulduru haritası

Figure 1: Location map of study area

CEVHERLEŞMESİNİN JEOLJİSİ VE KÖKENİ

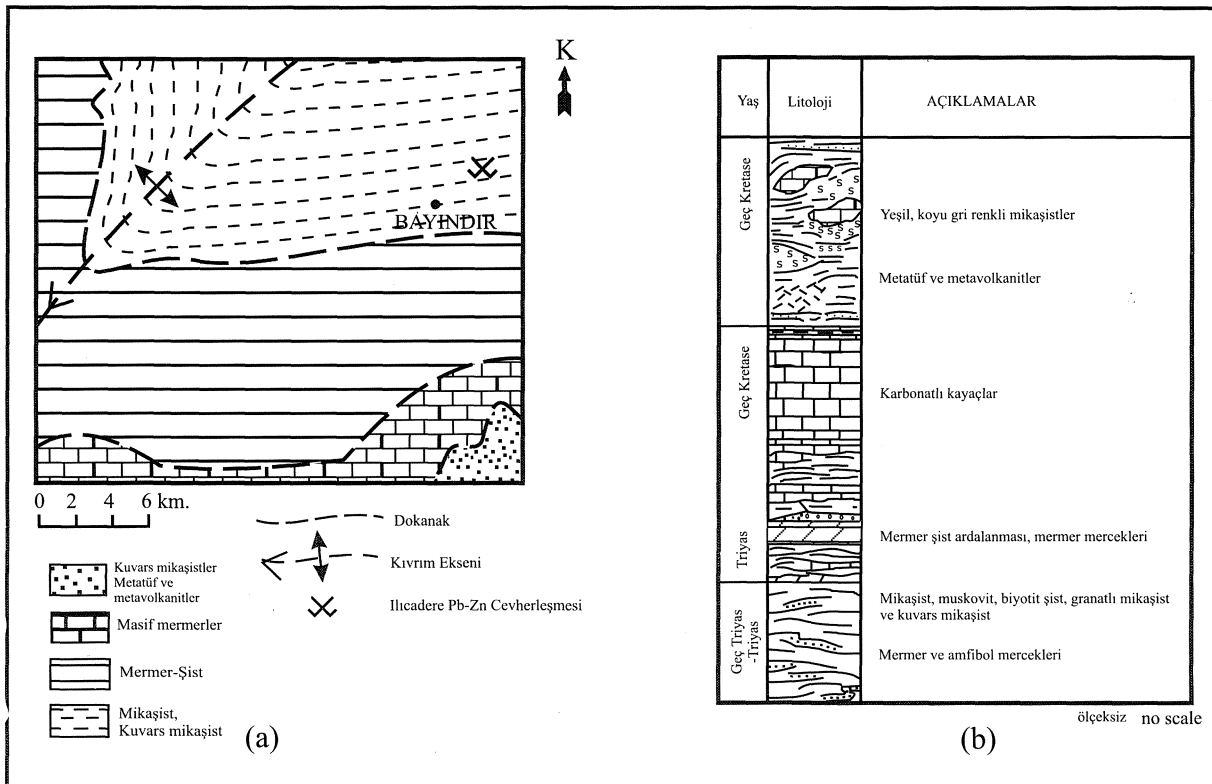
Ilıcadere Pb-Zn cevherleşmesi, Batı Anadolu'da oldukça geniş yüzlekleri olan (40 000 km²) ve kıtasal ölçekli bölgesel bir çekirdek kompleks oluşturan (Bozkurt and Park, 1994; 1997) Menderes Masifi içinde yer almaktadır.

İnceleme alanı ve yakın çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası ve stratigrafik kesiti Şekil 2'de sunulmaktadır. Şekil 2'de görüldüğü gibi inceleme alanında, en yaşlı birim olarak Menderes Masifi metamorfitlelerinden mikaşistler yer alır. Mikaşistler, muskovitler, biyotit şistler, granatlı mikaşistler ve kuvars mikaşistler bu birimi oluşturan kayaçların başlıcaları olarak verilebilir. Ayrıca ince mermer mercikleri ve amfibol mercikleri Özcan (1974) tarafından belirlenmiştir. Çalışma bölgesinde yer alan Bayındır ilçesi ile sahanın güneybatısında bulunan Mahmut Dağı arasında büyük bir antiklinalin çekirdeğini oluşturan bu birime, Erdoğan ve Güngör (1992) tarafından içerdiği fosillere dayanılarak, Triyas-Geç Triyas yaşı verilmiştir.

Bu birimin üzerine düşey ve yanal yönlerde geçişler halinde karbonat kayaçların hakim olduğu bir birim gelmektedir. Alt kısımları mermer şist araldanmasından, üst kısımları da zımparalı mermer mercikleri araldanmasından oluşmaktadır. Erdoğan ve Güngör (1992) tarafından Kayaaltı formasyonu olarak da adlandırılan bu birime, yine aynı yazarlar tarafından Triyas-Geç Kretase (?) yaşı verilmesi önerilmektedir.

Genellikle karbonatlı kayaçların hakim olduğu bu birimin üzerine bej, koyu gri renkli mikaşistler ve bunlarla araldanmalı metavolkanitlerden ve metaserpantinlerden oluşan bir birim gelmektedir. Özcan (1974), bu birimi rejyonal metamorfik kayaçlar olarak adlandırırken, Erdoğan ve Güngör (1992), Selçuk Formasyonu olarak isimlendirmektedir. Birim, kesin olmamakla birlikte değişik yazarlara göre Geç Kretase yaşındadır.

Bayındır ilçesi civarındaki en önemli cevherleşme Ilıcadere Pb - Zn sahası olup, Sarıyurt ve Kızıloba köyleri civarında yer almaktadır (Şekil 1). Sahada, cevherleşme üç ayrı seviye halinde bulunmaktadır ve bu cevherli seviyeler herhangi bir kılavuz seviyeyi izlememektedir (Özcan, 1974).



Şekil 2: Çalışma alanı ve yakın çevresinin a) basitleştirilmiş jeoloji haritası, b) stratigrafik kesiti (Erdoğan ve Güngör, 1992'den değiştirilerek alınmıştır).

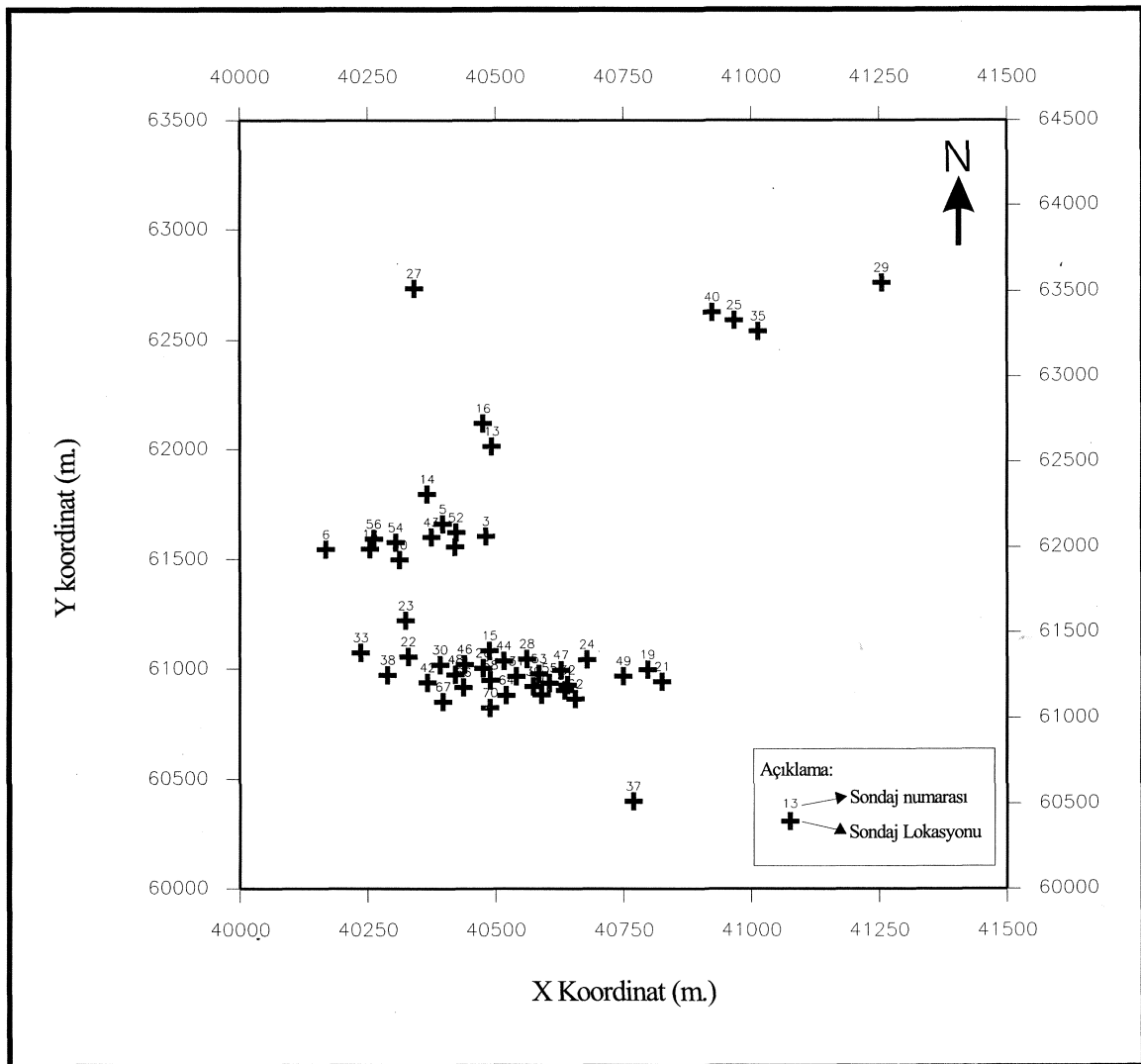
Figure 2: a) Simplified geology map, b) stratigraphic section of study area and vicinity (modified from Erdoğan and Güngör, 1992).

Cevherleşme alanında görülen en önemli cevher mineralleri, çinkoblend ve galenittir. Galenit, çinkoblende göre daha az bulunmaktadır. Saha gözlemleri ve Özcan (1974) tarafından yapılan laboratuvar incelemeleri, Sarıyurt yatağının sinjenetik (eşoluşumlu) bir yatak olabileceğine işaret etmektedir. İçinde bulunduğu şistlerin olduğu sedimanlarla aynı zaman ve koşullar altında tabakalanmaya bağlı seviyeler şeklinde yataklanan cevherleşme daha sonra, en az iki kez metamorfizmaya uğramıştır. Metamorfizmadan içinde buldukları sedimanlar gibi aynı şiddette etkilenen cevher mineralleri, rekristalizasyon geçirmişler ve metamorfizma sonucu oluşan gang mineralleriyle birlikte büyümüşlerdir. Bayındır Sarıyurt Pb-Zn yatağı ilk olarak deniz dibi volkanizmasma bağlı olarak oluş-

muş ve günümüzde tabakalanmaya bağlı metamorfik bir yatak olarak düşünülmektedir.

VERİ ANALİZİ

Cevherleşme sahasında, MTA Genel Müdürlüğü tarafından toplam 74 adet sondaj yapılmış ve bu sondajlardan rezerv - tenor belirlemek amacı ile değişik uzunluklarda karot örnekleri alınmıştır. Hepsisi dik olarak yapılan sondajların, çalışma bölgesindeki lokasyonları Şekil 3'de gösterilmiştir. Sahada yapılan 74 adet sondajdan 49 tanesi cevher kesmiştir ve hesaplamalar bu sondajlardan elde edilen veriler kullanılarak yapılmıştır.



Şekil 3: Ilıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn cevherleşme alanındaki sondaj lokasyonları

Figure 3: Drillhole locations of Ilıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn mineralization

ILICADERE PB-ZN CEVHERLEŞMESİNİN JEOLJİSİ VE JEOİSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRİLMESİ

Jeoistatistik, aynı uzunluktaki örnekler üzerinde çalıştığından (Matheron, 1963) değişken uzunlukta-ki karot örnekleri, eşit uzunluktaki karot örneklerine dönüştürülmüş ve her biri 0.35 m. olan karot örnekleri elde edilmiştir. Eşitleme işlemi, Pb ve Zn için 10290; Cu için 8273 adet karot örneği vermiştir. Ortalaması % 5.81 Pb (11.22 standart sapma) ve ortalaması % 3.88 Zn (11.06 standart sapma) olan dağılımlar elde edilmiştir (Koçer, 2000).

VARIÖGRAM ANALİZİ VE CEVHERLEŞMENİN MODELLENMESİ

Pb, Zn ve Cu elementleri için yatay ve düşey yönde her 30° de variogram fonksiyonları Isaaks and Srivastava (1989)'a göre aşağıdaki eşitlik kullanılarak hesaplanmış deneysel ve model variogramlar belirlenmiştir.

$$2\gamma(h) = \text{Var}[Z(a) - Z(a+h)]$$

$\gamma(h)$: semi-variogram fonksiyonu
 h : uzaklık (metre)
 $Z(a)$: a lokasyonundaki rastlantı değeri

Bu variogramlar küresel olarak modellenerek, model parametreleri Journel and Huijbregts (1978)'e göre belirlenmiştir. Elde edilen modeller Şekil 4'de sunulmaktadır, model parametreleri ise Pb, Zn ve Cu dağılımları için aşağıdaki gibi verilebilir:

Pb için:

$$C_0 = 20 \quad \gamma(h) = 20 + 200 \left(\frac{1}{2} \frac{h}{a(75)} - \frac{1}{4} \left(\frac{h}{a(75)} \right)^3 \right) \quad h \leq a(75)$$

$$C = 200 \quad \gamma(h) = 220 \quad h > a(75)$$

$$a = 75 \text{ m} \quad \gamma(h) = 0 \quad h = a(75)$$

Zn için:

$$C_0 = 4 \quad \gamma(h) = 4 + 14 \left(\frac{1}{2} \frac{h}{a(75)} - \frac{1}{4} \left(\frac{h}{a(75)} \right)^3 \right) \quad h \leq a(75)$$

$$C = 14 \quad \gamma(h) = 18 \quad h > a(75)$$

$$a = 75 \text{ m} \quad \gamma(h) = 0 \quad h = a(75)$$

Cu için:

$$C_0 = 0.002 \quad \gamma(h) = 0.002 + 0.005 \left(\frac{1}{2} \frac{h}{a(75)} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{a(75)} \right)^3 \right) \quad h \leq a(75)$$

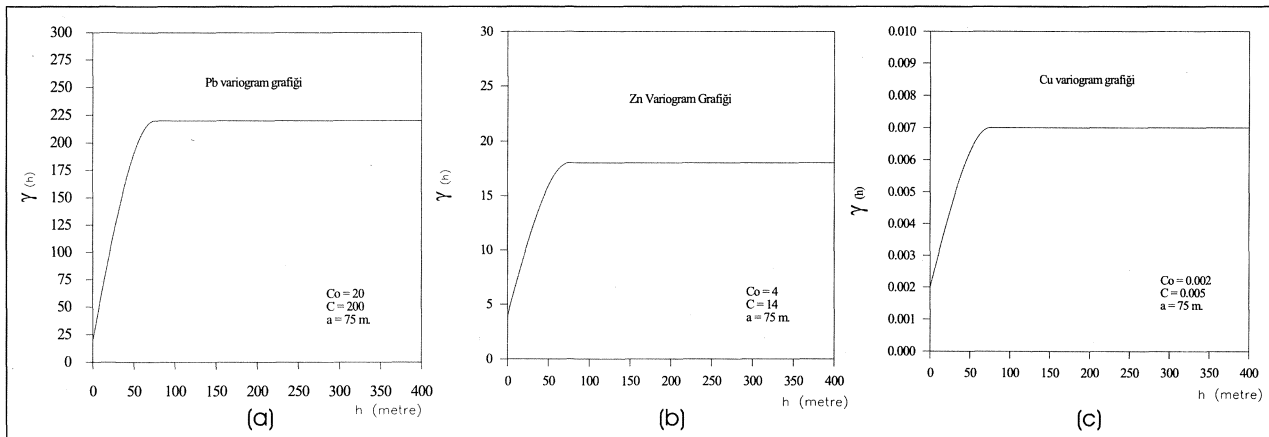
$$C = 0.005 \quad \gamma(h) = 0.007 \quad h > a(75)$$

$$a = 75 \text{ m} \quad \gamma(h) = 0 \quad h = a(75)$$

Elde edilen modellerin Ilıcadere cevherleşmesine uygunluğunun belirlenmesi amacı ile "modellerin doğrulanması" çalışması yapılmış ve bu kapsamda Tercan ve Saraç (1998)'de önerilen variogram modellerine çapraz doğrulama tekniği uygulanmıştır. Uygulanan teknikle hesaplanan modellerin, cevherleşme sahasına uyumlu olduğu belirlenmiştir. Yöntemin cevherleşme bölgesindeki uygulaması ve sonuçları hakkında ayrıntılı bilgi Koçer (2000)'de sunulmaktadır.

BLOK KRİGİNG VE TENOR - TONAJ DAĞILIMLARI

Model parametreleri belirlenen cevherleşmeye, Saraç and Tercan (1996) ve Saraç (1998)'de önerilen blok kriging yöntemi uygulanmıştır. Blok boyutları 10 x 10 x 10 m. olarak belirlenmiş ve x yönünde 110, y yönünde 240 ve z yönünde 35 blok kestirim için kullanılmıştır. Kriging ile kestirimde örnek sayısı en az 4 en fazla 16 alınarak, her bir bloğun ortalama tenörü kestirilmiştir. Kullanılan kriging eşitliği aşağıdaki şekilde verilebilir (Soares, 1990):



Şekil 4: Cevherleşme için uyarlanan modeller a) Pb, b) Zn ve c) Cu

Figure 4: Models for mineralization a) Pb, b) Zn and c) Cu

Yukarıdaki eşitlikte;

$$z^*(a_0) = \sum_{i=1}^n X_i z_i^a J$$

z^* : a_0 lokasyonunda kestirilen değer

X : kestirim ağırlıkları

$z(a)$: a_0 lokasyonu için kullanılan verileri göstermektedir.

Pb ve Zn için ayrı ayrı yapılan kestirimlerde Deutsch and Journel, (1996 ve 1998)'de önerilen bilgisayar yazılımları revize edilerek kullanılmış olup, Pb için toplam 35 kat (350 m. - 690 m.) için 213 blok ve aynı şekilde Zn için de 581 blok kestirilmiştir. Kestirim işleminde elde edilen sonuçlar ve David (1977)'e göre kestirim hatası varyansı Çizelge 1' de özet olarak sunulmaktadır. Rezerv dağılımının belirlenmesi amacı ile tenör-tonaj eğrileri hazırlanmıştır. İncelemede tenör-tonaj grafikleri her kat için ayrı ayrı hesaplanmayıp, tüm katlar için toplam olarak hazırlanmıştır. Pb^f ye ilişkin tenör-tonaj dağılımı Şekil 5(a)'da ve farklı eşik değerler için rezerv dağılımı da Çizelge 2'de gösterilmektedir. Zn elementi için de Şekil 5(b)'de tenör-tonaj dağılımı ve Çizelge 3'de rezerv miktarı farklı eşik değerler için verilmektedir. Rezerv hesaplamalarında Pb için yoğunluk 2.97 ton/m³ ve Zn için yoğunluk 3.03 ton/m³ alınmıştır (Özcan, 1974).

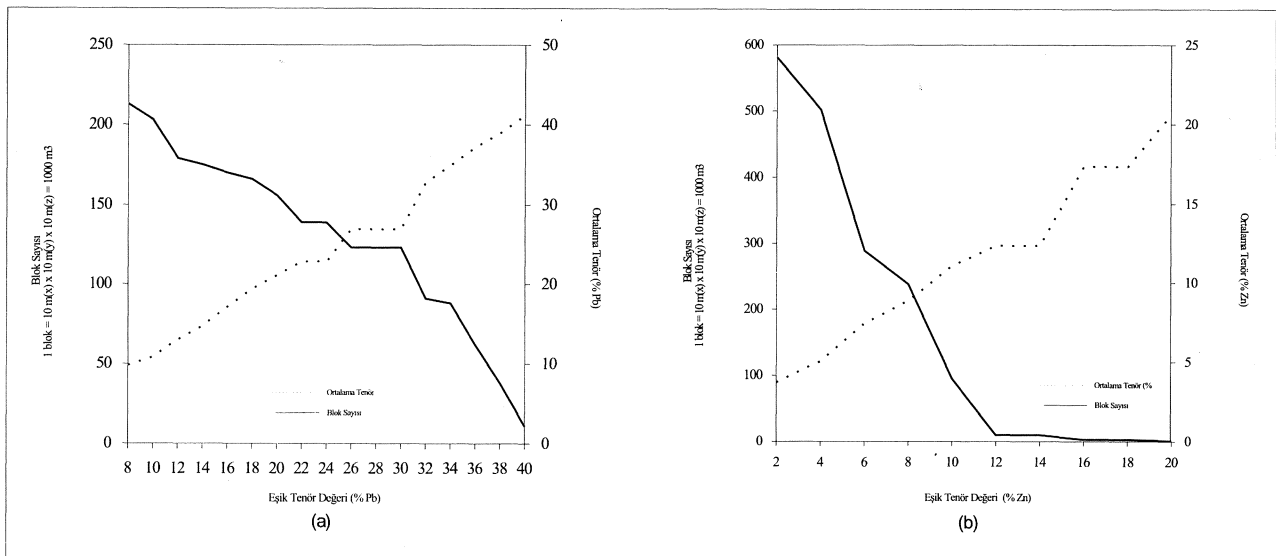
Cevherleşmede blok tenör değerleri ve tenör blok diyagramları hazırlanarak Pb elementi için Şekil 6' da, Zn elementi için Şekil 7'de verilmektedir.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

İlçedere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn cevherleşmesi, deniz dibi volkanizmasma bağlı olarak oluşmuş ve bugün için tabakalanmaya bağlı metamorfik bir yatak olarak kabul edilmektedir (Özcan, 1974). Çalışma kapsamında, Pb - Zn cevherleşmesinin rezerv - tenör değerlendirilmesi, jeostatistiksel blok kriging yöntemi kullanılarak yapılmıştır. Toplam 10454 m. sondaj yapılan sahada, cevher kesen sondajlardan elde edilen veriler bilgisayar ortamına aktarılmış ve değişken uzunluktaki karot örnekleri, kompozit işlemi sonucunda eşit uzunluktaki (0.35 m.) karot örneklerine dönüştürülmüştür.

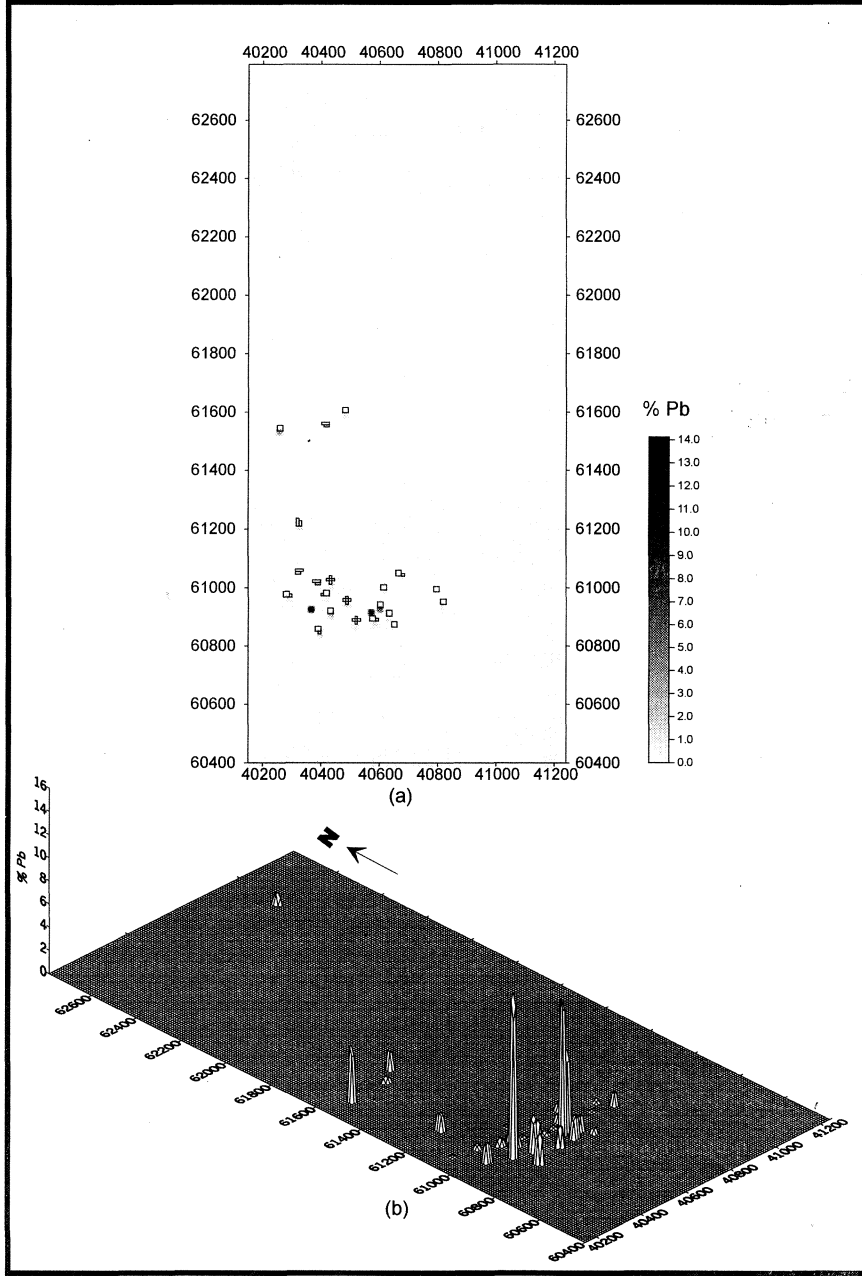
Cevherleşmedeki Pb - Zn değerlerinin alansal dağılımının matematiksel olarak incelenmesi için variogram fonksiyonu kullanılmış ve cevherleşmedeki anizotropinin araştırılması için yatay ve düşey yöndeki variogramlar hesaplanarak, grafikleri çizilmiştir. Cevherleşme, Pb için $C_0 = 20$, $C = 200$, $a = 75$ m., Zn için $C_0 = 4$, $C = 14$, $a = 75$ m. ve Cu için $C_0 = 0.002$, $C = 0.005$, $a = 75$ m. parametreleriyle küresel olarak modellenmiştir. Cu verilerinin oldukça küçük değerli ve güvenilir olmamasından dolayı, Cu değerleri için yalnız modelleme çalışması yapılmıştır. Hesaplanan modellerin parametreleri geri kestirim tekniği uygulanarak test edilmiş ve cevherleşmeye uygunluğu belirlenmiştir.

Cevherleşmenin boyutları ve sondaj lokasyonları göz önüne alınarak, 10 (x) x 10 (y) x 10 (z) m. inceleme alan bloklara bölünerek, jeostatistiksel



Şekil 5: Tenör-Tonaj dağılım grafikleri a) Pb ve b) Zn

Figure 5: Grade-Tonnage distribution graphics a) Pb and b) Zn



Şekil 6: Cevherleşmede 350-690m. katları için a) % Pb blok tenör değerleri ve b) % Pb tenör blok diyagramı

Figure 6: a) Pb % block grade values and b) Pb % grade block diagram between 350-690 m. levels in the mineralization

blok kriging yöntemi uygulanmıştır. Pb için 213, Zn için 581 adet blok değeri kriging yöntemi ile kestirilmiştir. Çizelge 1'de görüldüğü gibi cevherleşme bölgesinde ortalama % 26.95 Pb ve ortalama % 7.07 Zn bulunmaktadır. Kestirilen bu değerlerden Pb ve Zn için tenör-tonaj dağılımı belirlenerek, çizilen tenör-tonaj grafikleri yardımıyla farklı eşik tenör değerlerine karşılık gelen rezerv miktarı ve ortalama tenör değerleri hesaplanmıştır. Çizelge 2'de Pb değerleri için ve Çizelge 3'de Zn değerleri için farklı eşik tenörleri için rezerv dağılımı gösterilmektedir.

Bu çizelgelerden de görüldüğü gibi örneğin, Pb için eşik değeri % 24' den büyük blokların işletilmesi planlandığında, toplam 139 blok rezerv hesabına dahil edilecektir. Bu blokların ortalama tenörü % 22.84, hacmi 139000 m³, rezerv miktarı 412830 ton olarak Çizelge 2'den hesaplanabilir. Aynı şekilde Zn için eşik değeri % 10'dan büyük blokların işletilmesi planlandığında, toplam 10 blok rezerv hesabına dahil edilecektir. Bu blokların ortalama tenörü % 12.37, hacmi 10000 m³, rezervi ise 30300 ton olarak Çizelge 3'den elde edilebilir.

Ülkemiz madencilik ekonomisinin Pb ve Zn için öngördüğü eşik tenor değerler dikkate alınarak, işletilebilir rezervin Pb ve Zn için ayrı ayrı hesaplanması, ayrıca Pb ve Zn değerlerinin işletilebilir limitlerde olan "ortak blokların" belirlenmesi ve daha ayrıntılı fizibilite planlamalarının yapılması ekonomik jeoloji çalışmaları açısından oldukça yararlı sonuçlar verecektir. İşletme planlarının hazırlanma evresinde ise Tercan (1996)'da ayrıntılı olarak verilen indikatör kriging yönteminin kullanılması, cevherleşme sınırlarının hassasiyetle saptanılması açısından oldukça önem taşımaktadır.

EXTENDED SUMMARY

Geometrical reserve estimation methods, such as polygons of influence, triangular and cross-section, do not take into account spatial correlation and therefore result in biased estimates. These methods use a weighted average of samples. The weighting coefficients are a function of the mining blocks in the deposit, but they shed no light on the variability of the orebody. Furthermore, these methods do not allow a determination of the reliability of the estimates, but geostatistical estimation techniques allow a calculation of the measure of the error associated with the estimates. It is possible to find weighting coefficients for a given mining block and also data configuration that minimizes this error. In geostatistics, the spatial variability of a regionalized variable is characterized by the variogram function.

This study describes a geostatistical evaluation of the Ilicadere Pb-Zn mineralization which is situated in Bayındır, İzmir (Turkey). A detailed location map is given in Figure 1. In the study area, by General Directorate of MTA, 74 vertical holes were drilled in different years. A simplified geology map and stratigraphic section of the study area are shown in Figure 2. Drillhole data were transferred into computer system and for each variable (Pb, Zn, Cu) statistical

Çizelge 1: Pb ve Zn için blok kriging sonuçları

Table 1: Block kriging results for Pb and Zn

	Pb	Zn
Kestirilen blok sayısı	231	581
Kestirilen blokların ortalama tenörü	26.95%	7.07%
Kestirilen blok değerlerinin varyansı	12.27	1.05
Ortalama kestirim hatası varyansı	33.64	2.58

Çizelge 2: Farklı eşik tenor değerleri için rezerv dağılımı (Pn)

Table 2: Reserve distribution for different cut-off grades (Pn)

Eşik Tenör (%Pn)	Blok Sayısı	Ortalama Tenör (%Pn)	Hacim (m ³)	Rezerv (ton)
>8	213	9.82	213000	632610
>10	203	10.86	203000	602910
>12	179	13.01	179000	531630
>14	175	17.73	175000	519750
>16	170	17.15	170000	504900
>18	166	19.38	166000	493020
>20	156	21.11	156000	463320
>22	139	22.84	139000	412830
>24	139	22.84	139000	412830
>26	123	29.95	123000	365310
>28	123	26.95	123000	365310
>30	123	26.95	123000	365310
>32	91	32.80	91000	270270
>34	88	34.94	88000	261360
>36	62	37.20	62000	184140
>38	38	38.95	38000	112860
>40	11	41.18	11000	32670

parameters were determined. Drillhole locations of the mineralization are given in Figure 3.

In order to calculate the improved reserve amount of the mineralization, the variogram functions were determined for the vertical and horizontal directions, anisotropy of deposit was investigated and the mineralization was spherically modelled by the parameters for Pb; $C_0=20$, $C=200$, $a=75$ m., for Zn; $C_0=4$, $C=14$, $a=75$ m., for Cu; $C_0=0.002$, $C=0.005$, $a=75$ m. (Figure 4 a,b and c shows the models for mineralization). The validity of model parameters to mineralization was tested using the back-kriging technique and the parameters were used for estimation of the average grade of the 10x10x10 m. blocks by geostatistical block kriging technique. Table 1 shows the summarized results of the block kriging technique for Pb and Zn.

Çizelge 3: Farklı eşik tenor değerleri için rezerv dağılımı (Zn)

Table 3: Reserve distribution for different cut-off grades (Zn)

Eşik Tenör (%Zn)	Blok Sayısı	Ortalama Tenör (%Zn)	Hacim (m ³)	Rezerv (ton)
>2	581	3.73	581000	1760430
>4	502	5.07	502000	1521060
>6	289	7.44	289000	875670
>8	238	8.88	238000	721140
>10	95	11.08	95000	287850
>12	10	12.37	10000	30300
>14	10	12.37	10000	303000
>16	3	17.35	3000	9090
>18	3	17.35	3000	9090
>20	1	20.65	1000	3030

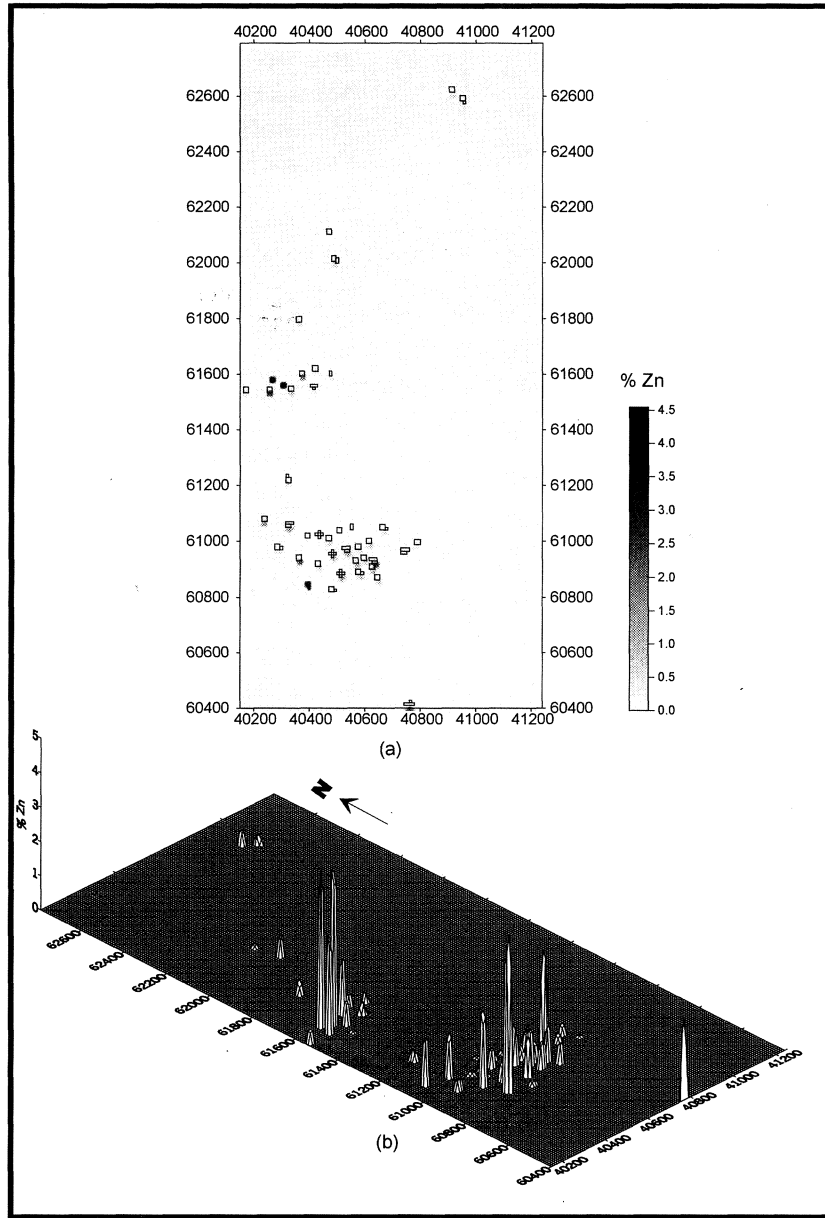


Figure 7: a) Zn % block grade values and b) Zn % grade block diagram between 350-690 m. levels in the mineralization

Figure 7: a) Zn % block grade values and b) Zn % grade block diagram between 350-690 m. levels in the mineralization

Cu was only modelled and no further study was applied to Cu values because of the lack of data and unreliable Cu values. Grade-tonnage distributions were calculated for Pb and Zn resulting of estimation. Using the distributions, the reserve amount and average tonnage were determined for different cut-off values. Grade-tonnage distribution graphics are given in Figure 5 and reserve distribution for different cut-off values is summarized in Table 2 for Pb and Table 3 for Zn. The grade block diagrams can be seen in Figures 6 and 7. According to the assessments, the results are suggesting to use

for feasibility calculations of Ilıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn mineralization. The kriged estimates can be used in mine planning. For example, in this study, they were used in producing grade-tonnage curves. In mining industry, the grade distribution of each block is very important as well as the average block value. Fluctuations in the grades within the Ilıcadere mineralization for different time periods may be studied using conditional simulation. Using the variogram and actual data, the model of the deposit can be made that simulates the grade of each selective mining unit.

DEĞİNİLEN BELGELER

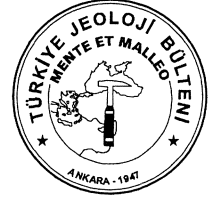
- Bozkurt, E. and Park, R.G., 1994, Southern Menderes Massif-an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey: *Journal of Geological Society*, London, 151:213-216.
- Bozkurt, E. and Park, R.G., 1997, Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of southern Menderes Massif (Western Turkey) and their tectonic significance: *Geol. Rundsch*, 86:(1), 103-119.
- David, M., 1977, Geostatistical ore reserve estimation: Elsevier, New York, 364 p.
- Deutsch, C.V. and Journel, A.G., 1996, * Geostatistical software library and user's guide: * Oxford University Press, New York, 340 p.
- Deutsch, C.V. and Journel, A.G., 1998, GSLIB Geostatistical software library and user's guide: 2nd Edition, Applied Geostatistics Series, Oxford University Press, New York, 369 p.
- Dowd, P.A., 1986, Geometrical and geological controls in geostatistical estimation and orebody modeling, 19th Apcom, 81-94.
- Erdoğan, B. ve Güngör, T., 1992, Menderes Masifi'nin kuzey kanadının stratigrafisi ve tektonik evrimi: *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, Cilt 4, Sayı 1, Ankara, 9 - 34.
- Isaaks, E.H. and Srivastava, R.M., 1989, An introduction to applied geostatistics: Oxford University Press, New York, 561 p.
- Journel, A.G. and Huijbregts, C.J., 1978, Mining geostatistics: Academic Press, London, 600 p.
- Koçer, S., 2000, Ilıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn cevherleşmesinin rezerv-tenör değerlendirilmesi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Mühendislik Tezi, Ankara, 90s.
- Matheron, G., 1963, Principles of geostatistics: *Economic Geology*, V: 58, 1246-1266.
- Özcan, H., 1974, İzmir - Bayındır Ilıcadere Pb - Zn madeni raporu: MTA Rapor no: 289, Ankara, 91 s.
- Saraç, C., 1998, Geology and ore reserve estimation at Sivrihisar mine (Eskişehir, Turkey): *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy, Section A-Mining Industry*, England, Vol: 107, A6-A12.
- Saraç, C. And Tercan, A.E., 1996, Grade and reserve estimation of Tulovasi borate deposit by block kriging: *International Geology Review*, No: 9, 832-837.
- Soares, A., 1990, Geostatistical estimation of ore-body geometry, morphological kriging: *International Association for Mathematical Geology*, Vol: 22, 787-802.
- Tercan, A.E., 1996, Maden yatakları sınır belirsizliğinin indikatör kriging ile değerlendirilmesi ve Sivas-Kangal-Kalburçayırı kömür yatağında bir uygulama: *Madencilik Dergisi*, TMMOB Maden Mühendisleri Odası, Ankara, No: 35-4, 3-11.
- Tercan, A.E. ve Saraç, C., 1998, Maden yataklarının değerlendirilmesinde jeostatistiksel yöntemler: *TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları*, No 48, Ankara, 137 s.
- Wellmer, F.W., 1998, Statistical evaluations in exploration for mineral deposit: Springer-Verlag, New York (Translated by D. Large), 379 p.

Makalenin geliş tarihi: 21.08.2000

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 12.01.2001

Received September 21, 2000

Accepted January 12, 2001



Kocaeli Triyası Dolomitlerinin Kökenine Petrografik ve İzotopik Bir Yaklaşım

An approach to the origin of Kocaeli Triassic dolomites based on their isotopic and petrographic characteristics

Büşra ÇERİKCİOĞLU Erciyes Üniversitesi, Yozgat Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 66100 Yozgat (e-posta: cerikci@science.ankara.edu.tr)

Öz

Kocaeli yarımadasında yüzeyleyen Triyas istifi içerisindeki dolomitler (Ballıkaya formasyonu) 15-25 m. gibi bir kalınlık oluştururlar. Platform-yamaç geçişinde, yeralan dolomitler içerisinde matris ve çimentolayıcı olmak üzere iki farklı petrografik tip görülmektedir. Bunlardan elde edilen duraylı izotop değerleri $^{18}\text{O} = -5.18 - -6.10 \text{ ‰}$; $^{13}\text{C} = 1.49 - 2.81 \text{ ‰}$ arasında olup, deniz-tatlı su karışımından şığ gömülme alanına kadar uzanan ortamda oluştuğunu destekler. Ayrıca, bu dolomit oluşumları sürecinde ısının da $36-41^\circ\text{C}$ arasında olması dolomitleşmenin derin gömülme diyajenezine kadar uzanmadığını göstermektedir.

Anahtar Sözcükler: Dolomit, duraylı izotoplar, Kocaeli Triyası.

Abstract

Dolomites (Ballıkaya a formation) exposed in the Triassic succession of Kocaeli Peninsula are 15-25 m. thick. The dolomites were formed on a transition area between slope and basin. They consist of two different types as matrix and cementation dolomites. Stable isotope values obtained from those are $^{18}\text{O} = -5.18 - -6.10 \text{ ‰}$; $^{13}\text{C} = 1.49 - 2.81 \text{ ‰}$. The isotopic data suggest that an environmental change took place during dolomitization, which ranged from fresh-seawater mixing zone to shallow burial realm. On the other hand, dolomitization temperature calculated as $36-41^\circ\text{C}$ indicates that the dolomites had not suffered from deep burial diagenesis.

Key Words: Dolomite, stable isotopes, Triassic succession of Kocaeli Peninsula.

GİRİŞ

Dolomitleşme, erken ve geç diyajenetik evreleri kapsayan karmaşık olayların bir ürünü olarak ortaya çıkmaktadır. Son on yıl içerisinde bu çalışmalarda kullanılan $^{12/13}\text{C}$ ve $^{16/18}\text{O}$ ve $^{87/86}\text{Sr}$ gibi duraylı izotoplar, özellikle evaporitik olmayan ortamlardaki dolomitleşme mekanizmalarının daha kesin olarak anlaşılmasına (Zenger ve Dunham, 1980) ve yeni modellerin kurulmasına büyük ölçüde yardımcı olmuştur. Örneğin, ıslak ve yarı ıslak iklim kuşaklarındaki dolomit oluşumları karışım suyu (deniz + tatlı su) modeli ile açıklanmıştır (Hardie, 1986). Benzer şekilde, Land (1985)'de ortaya konulan ve daha sonra birçok çalışmacı tarafından geliştirilerek kullanılan normal veya normale yakın kalitedeki

deniz suyu ile dolomitleşme de evaporitsiz kaim platform tipi dolomit oluşumlarının açıklanması için kullanılmıştır (Varol ve Magaritz, 1992). Daha karmaşık bir sisteme sahip olan çok evreli dolomitleşmeler, erken diyajenezden geç diyajenez kadar uzanan bir ortamda, çok geniş bir zaman periyodu içerisinde ve deniz suyundan başlayarak giderek değişen dolomitleştirici eriyikler tarafından oluşturulmaktadır (Gao ve diğ., 1995).

Kocaeli Triyası içerisinde yer alan dolomitler, yukarıda tanımlanan evaporitsiz dolomitler grubu içerisinde yer almaktadır. Bu makale saha, petrografik ve duraylı izotoplar çalışmalarından elde edilen sonuçlar ile bu dolomitlerin kökenine bir yaklaşım sağlamayı hedeflemektedir.

Çizelge 1: İncelenen dolomit örneklerinin ana kimyasal bileşimi, duraylı izotop değerleri ve oluşum sıcakları.

Table 1: Major chemical composition, stable isotopic composition and formation temperatures of studied dolomite samples.

Örnek No	5^{13}C (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	6^{18}O (SMOW)	C_aCO_3 (mol%)	M_gCO_3 (mol%)	VC
Ç-9	1.67	-5.18	25.57	37.65	62.35	35.58
KT-24	1.84	-5.20	24.02	30.12	69.88	35.68
Ç-10	2.81	-5.62	25.12	28.92	71.08	37.90
KT-25	2.01	-5.40	26.04	32.21	66.79	36.73
Ç-11	1.49	-6.10	24.62	59.75	40.25	40.50
KT-26	1.96	-5.50	24.18	36.42	63.58	37.26

MATERYAL METOD

İncelenen örnekler İstanbul F23-c4 ve d3 paftası, Hacılı-Göksu Dere mevkiinde yüzeylenen Kocaeli Triyası¹ ndan alınmıştır. Bu bölgede ölçülen kesitler boyunca oldukça dar alanlarda izlenen dolomit mostralardan derlenen toplam 7 örnek petrografik özelliklerine göre tanımlanmış ve bunlar arasından seçilen altı tanesinin $^{12/13}\text{C}$ ve $^{16/18}\text{O}$ duraylı izotop değerleri (Çizelge 1), Tübingen Üniversitesi İzotop Laboratuvarlarında ölçülmüştür. Bu değerlerin yorumlanmasında Hudson ve Anderson (1989)'da ortaya konulan jeolojik zamanlar boyunca dünya denizlerindeki tuzluluk ve sıcaklık değişimlerini ifade eden sabitler kullanılmıştır. Buna göre çalışma örneklerimiz için yapılan hesaplamada, temel alman $\text{T}^\circ\text{C} = 16.0 - 4.14(8\text{C} - 8\text{W}) + 0.13(5\text{C} - 8\text{W})^2$ formülünde Çizelge 2'de verilen Permian ve sonrası $\text{S}^{18}\text{O} = -1$ değeri kullanılmıştır.

BÖLGESEL JEOLJİ

Triyas serisinin eksiksiz bir istif sunduğu Kocaeli Yarımadası¹ nda yer alan inceleme alanını temsil eden birimler, Paleozoyik temel üzerine uyumsuzlukla gelir (Şekil 1 ve 2). İlk çökel istifini içeren Kapaklı formasyonu, Alt Skitiyen yaşlı kırmızı renkli karasal birimlerden meydana gelmiştir. Bu topluluğu üstleyen Hereke grubu, sığ denizel karakterli kireçtaşı, marnlı kireçtaşı ve marn litolojisinin egemen olduğu formasyon ve üyelerine ayrılır. Hereke grubunun tabanında yer alan ve karasaldan sığ denizel ortama geçiş gösteren Erikli formasyonu kumtaşlarıyla marnlı kireçtaşlarından oluşmakta olup Alt Skitiyen yaşındadır. Demirciler formasyonunda Vermesli seviyeler karakteristiktir ve Skitiyen olarak yaşlandırılmıştır (Özdemir ve diğ., 1982; Gedik ve diğ., 1999).

Çizelge 2: Duraylı izotoplara göre eski okyanuslar için hesaplanan ısı değerleri (Hudson ve Anderson, 1989).

Table 2: Temperature values based on isotopic signatures of the ancient oceans (Hudson and Anderson, 1989).

Zaman/Time m.y.	5C (+-%0)	5C (+-%0)	T°C (+-5)
600 geç Proterozoyik	-3	-2	20
460 orta Ordovisiyon	-6	-3	30
380 orta Devoniyen	-5	-2	30
340 erken Karbonifer	-4	-2	25
300 geç Karbonifer	3-	-1	25
250 Permian (ve sonrası)	-2	-1	20

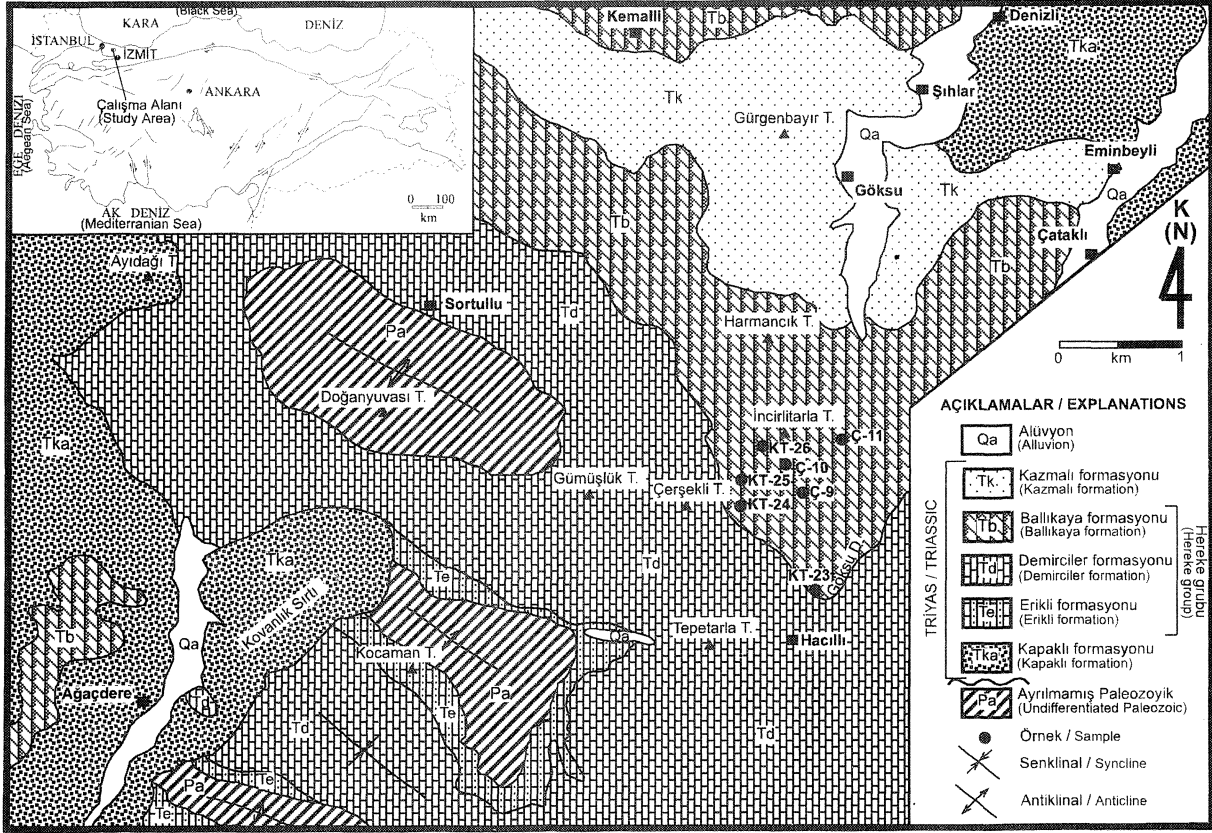
5C=PDB skalaa kalsitin 5^{18}O değeri,
8W=SMOW skalasında suyun 5^{18}O değeridir.

Çalışma konusunu oluşturan dolomitler, kaim katmanlı ve merceksi yayımlı olup, Ballıkaya formasyonu (Üst Skitiyen-Anisiyen) içerisinde yer almaktadır. Sahada çoğu yerde orman örtüsü altında kalmaları nedeniyle ölçülebilen kalınlıkları 15-25 metre arasındadır. Dolomitleri üstleyen yamaç-havza fasiyesindeki yumrulu kireçtaşları ve silisiklastikler ise Kazmalı formasyonu (Anisiyen) olarak ayrılmıştır (Özdemir ve diğ., 1982; Gedik ve diğ., 1999).

PETROGRAFI

Dolomitler içerisinde petrografik özelliklere dayalı olarak farklı kristallenme tipleri yer almaktadır. Bunlar, çoğu kez aynı örnekte farklı dokusal alanları oluşturacak bir düzende meydana gelmişlerdir. Örneğin ornacı dolomit kristalleri (dolomite replacement) dolomit hamuru oluştururken, çimentolayıcı olanlar (dolomite cement) ise, boşluk alanlarının çevresinde ve içerisinde gelişmişlerdir. Ornacı dolomitler ince-orta kristalli yarı öz şekilli ve bulanık görüntülüdürler. Kristal arası boşluklar kil + demir karışımı ile doldurulmuştur (Levha I-a). Çoğunlukla birincil kireçtaşı dokusu dolomit replasmanı ile silinmiş olmakla birlikte, yer yer bu dolomit hamur içerisinde olası pelesipod ve ekinid plakalarına ait kalıntılar izlenebilmektedir (Levha I-b). Bazı bölümlerde ise öz şekilli, ufak ve çok temiz kristaller, dolomikritik zeminde saçılmış olarak bulunurlar. Ayrıca, yine öz şekilli ve orta boylu dolomit kristalleri, demir kapanımları içeren zonlu bir büyüme özelliğinde olup, daha çok dolomitik çatlakların çevresinde bir yoğunlaşma gösterirler (Levha I-c). Mikro ölçekli çatlaklar, çoğu kez tabakalanma düzlemine paralel olarak uzanırlar ve iki farklı dolomit dokusunu ayırıcı ara yüzeyler oluştururlar (Levha I-d).

KOCAELİ TRIYASI DOLOMİTLERİNİN KÖKENİNE PETROGRAFİK VE İZOTOPIK BİR YAKLAŞIM



Şekil 1: Çalışma alanının yer bulum ve jeoloji haritası (Gedik ve diğ. (1999)' dan değiştirilerek).

Figure I: Location and geological map of the study area (Modified from Gedik and et al, 1999).

Çimentolayıcı dolomit, dolomit alanları içerisindeki mikro boşluk veya kovukları doldurmuşlardır. Boşluk çevresinde bulanık merkezli ve temiz çerçeveli (cloudy center clear rim: Sibley) olarak başlarlar ve merkeze doğru tamamen beyaz renkli temiz kristallere dönüşürler. Dolomit kristallerindeki bu renk farklılığı dolomit zemindeki beneklenmeler (mottled dolomite) ile kendini belli eder (Levha I-e).

kimyasal bileşimleri de bunu desteklemektedir. Son yıllarda yapılan birçok araştırmada duraylı izotoplar yardımıyla dolomit ortamlarının kesin yorumları daha kolay olarak yapılabilmektedir (Gao ve Land, 1991). Özellikle, karmaşık diyajenetik evrelerin çözülmesi, çoğu kez duraylı izotoplardaki belirgin değişimlerle ortaya çıkmaktadır (Frisia ve Venk, 1993). Şöyle ki, normal deniz suyu ile başlayabilen dolomitleşme, ilerleyen diyajenez safhalarında da devam ettiğinde ^{18}O izotopları da +3'den -17%'e kadar değişmektedir. Ayrıca bu ileri safhalarda sıcaklığın da 100°C nin üstüne çıktığı tesbit edilmiştir (Frisia ve Venk, 1993). İnceleme örneklerimizde ise bu değerlerin dar bir aralık içerisinde kalması, çok fazlı dolomitleşme ile uyum sağlamaktadır.

DURAYLI İZOTOPLAR

Kocaeli Triyası içerisinde yukarıda tanımlanan petrografik tipleri temsil eden 6 örnekte yapılan duraylı izotop çalışmasında bu petrografik farklılıkların izotop değerlerine yansımadağı görülmüştür. Çünkü, ölçülen değerler, $^{518}\text{O} = -6.10$ ile -5.18 ‰ arası, $^{513}\text{C} = 1.49$ ile 2.81 ‰ şeklinde dar bir aralık içerisinde kümelenmiştir (Çizelge 1). En düşük $^{518}\text{O} = -6.10$ ‰ değerini veren örnekteki sapmanın nedeni ise dolomitleşme sonrası gelişen kısmi kalsitleşme ile bağlantılı olabilir (Çizelge 1). Örneklerin

Örneklerimizi ifade eden duraylı izotop değerleri kritik bir aralığa düşmektedir. Çünkü, tuzlu-normal deniz suyu ile olan dolomitleşme ($^{818}\text{O} = +2$ ile -2 ‰ arasında) için bu değerler oldukça düşüktür. Deniz ve tatlı su karışımı ile olan dolomitleşme alanına düşen ^{818}O değeri ise -5 ‰ de biraz düşük-

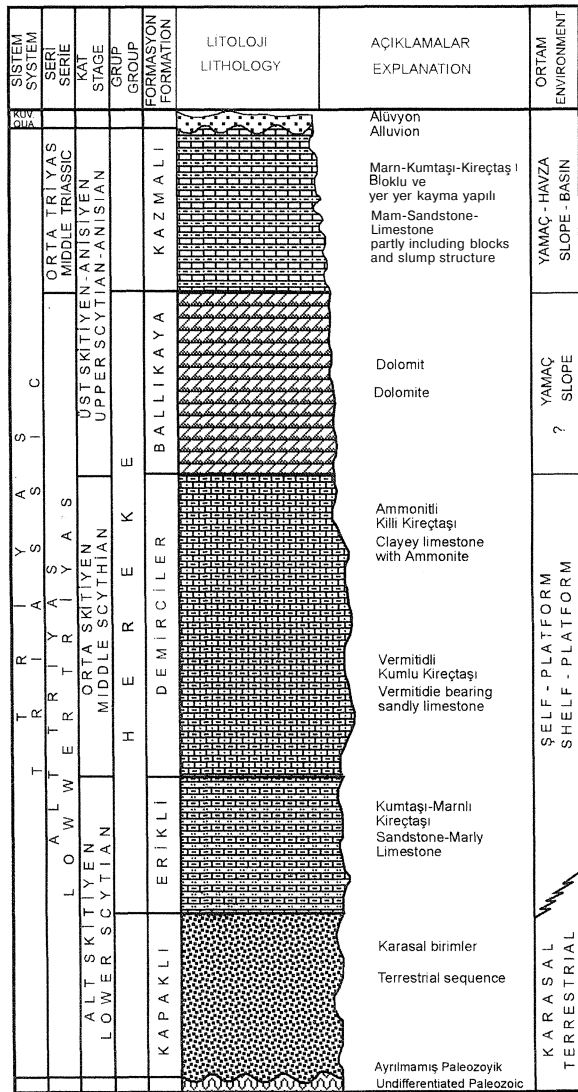
tür (Cander, 1994). Yani, örneklerimizden elde edilen değerler, bu karışım suyu ile dolomitleşme ortamının verebileceği izotop değerlerinin alt sınırına göre biraz daha azalma göstermektedir. $S^{13}C$ değeri ise, ortamdaki biyolojik aktivite (özellikle bakteriyal faaliyetler) organik madde oranı ile birlikte indirgeyici ve yükseltgeyici koşulların denetimindedir (Bellanca ve diğ., 1993).

Deniz-tatlı su karışımı ile başlayan dolomitleşme ortamında sedimantasyonla eşyaşlı tektonizma ile oluşabilecek çatlak sistemleri içerisinde hareketlenen eriyiklerin bu ortamlarda dolomitleşmeyi kontrol ettiği bilinmektedir (Dix, 1993). Petrografik çalışmalarda mikroçatlaklar

etrafında izlenen daha temiz ve ikincil jenerasyon dolomit kristallerinin gelişimi bu görüşü desteklemektedir. Ayrıca, yine aynı tip dolomit kristallerinin çatlakları ve mikro boşlukları çimentolaması da ikinci faz dolomitleşmeyi yansıtmaktadır. Büyük olasılıkla birinci faz dolomitleşme, deniz-tatlısu karışımı veya bu özellikteki bileşime sahip dolomitleştirici eriyikler tarafından başlatılmıştır. Dolomit matriks ile birlikte kireçtaşı bileşimindeki taneler bu evrede dolomitleşmişlerdir. İkinci faz dolomitleşme ise büyük olasılıkla sıg gömülme evresinde meydana gelmiştir. Yukarıda belirtildiği gibi bu süreçte oluşan çatlak sistemleri dolomitleşmenin daha ileri bir evrede oluşmasını sağlamışlardır. Bu iki evreli dolomitleşmenin dar bir aralıkta kalan duraylı izotop değerleri vermesi ise, ikinci faz dolomitleşme esnasında oluşan çözünmeler ile sisteme katılan çözeltilerin birinci faz dolomitlerin duraylı izotop değerlerini kullanmış olmasına bağlanabilir (Varol ve Magaritz, 1992). $S^{13}C$ izotoplarında görülen (1.49 - 2.81 ‰) değerlerde de sapma olmaması dolomitleşmenin büyük ölçüde bu tür bir ortamda geliştiğini desteklemektedir. Ayrıca hesaplanan ısı değerlerinin de 36-41°C gibi bir aralıkta olması (Çizelge 1), dolomitleşmenin yüzeye yakın ortamsal koşullarda gerçekleştiğini işaretlemektedir.

SONUÇLAR

Kocaeli yarımadasında yüzeyleyen Triyas istifinin, Ballıkaya formasyonu içerisinde yer alan dolomitlerinde yapılan çalışmalar, bunların genel olarak evaporitsiz dolomitler olduğunu göstermiştir. Dolomitler iki fazlı bir mekanizma sonucu gelişmişlerdir. Bu faz ayrımı onların duraylı izotop karakterlerine yansımazken petrografik özelliklerinde açık olarak izlenebilmektedir. Birinci fazda matriks özelliğinde olan dolomitler deniz-tatlı su karışımı veya buna yakın bileşimde olan eriyiklerin kireçtaşlarını ornatması sonucu meydana gelmiştir. İkinci fazı temsil eden ve daha çok mikro çatlaklarla boşluk alanlarının içerisinde çimentolayıcı özellikteki dolomitler temiz ve özşekilli kristal formlarıyla karakterize olmaktadır. İki faz dolomitlerin de duraylı izotop değerlerinin aynı aralıkta olması, ikinci faz dolomitlerin daha önceki dolomit matriksinin çözülüp yeniden kristallenmesi sonucu oluştuğunu göstermektedir. Bu nedenle ikinci faz dolomitler bu çözünme ile oluşan dolomit eriyiklerin izotop karakterlerini kullanmışlardır.



Şekil 2: Çalışma alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 2: Generalized columnar section of the study area.

Dolomitlerin oluşum ortamlarının kesin bir çözümünün elde edilmesi için yapılan çalışmalar oldukça zordur. Bununla birlikte, bunların platform-yamaç geçişindeki bir alanda bulunması dolomitleşme üzerinde tektonik kontrolün kısmen de olsa etkili olduğunu düşündürmektedir. Platformun olası çekim faylarıyla deformasyonu esnasında meydana gelebilecek alçalma ve yükselmeler deniz suyunun ve zaman zaman da tatlı suyun kireçtaşı bölgelerinde karışmasına imkan vermiş olmalıdır. Bu şekilde başlayan dolomitleşme süreci, sığ gömülme fazında tektonik etkilerin şekillendirdiği çatlaklar boyunca hareket eden eriyiklerin de sisteme katılmasıyla belirli bir süre daha devam etmiş olabilir. Özellikle bu süreçte birinci faz dolomitlerin çözünmesi ile açığa çıkan eriyiklerin yine aynı bölgede çatlak ve boşlukları doldurması ile çimentolayıcı dolomit şekillenmiştir. Her iki dolomitin de aynı kaynaktan beslenmiş olması izotop değerlerinde bir farklılaşma oluşturmamıştır.

KATKI BELİRTME

Çalışmanın her aşamasında yardımlarını gördüğüm Prof. Dr. Baki VAROL' a (A.Ü.), "Kocaeli Yarımadası'nın Jeolojik Etüdü" konulu proje kapsamında kamp imkanlarından yararlanmama olanak sağlayan MTA Genel Müdürlüğü ile saha çalışmaları sırasında yardımlarını esirgemeyen kamp şefi Jeoloji Yüksek Mühendisi İbrahim GEDİK' e katkılarından dolayı teşekkür ederim.

EXTENDED SUMMARY

The Triassic unit exposed in Kocaeli Peninsula contains dolomite layers which are totally 15-25 m. thick. There are not any evaporitic minerals associated with the dolomites. Therefore, they are interpreted as non-evaporitic dolomites which located on the slope-basin transition.

Petrographic examinations revealed presence of different kinds of dolomite crystals even in a single sample, suggesting several stages of dolomitization although isotopic data (^{18}O and ^{13}C) do not confirm this multistage dolomitization. All samples are composed of both matrix and cementing types of dolomit crystals. The first one is represented by anhedral and subhedral crystals with dirty appearance resulted from micritic inclusions or remnants within the dolosparit crystals. Also some ghosts of pelecypod

bivalves and echinoid plates can be observed within the dolomite matrix. This strongly suggests that platform type limestones underwent dolomitization. On the other hand, some euhedral-zoned crystals are present and they contain rims of iron and opaque minerals. The second type, cementing dolomite, which consist of white euhedral crystals, are preferentially developed around fractures and/or filled the some cavities in the dolomite matrix. These crystals generally start with clear rims and cloudy centers in the margin of the cavities, and then they grow as clear crystals towards the centre of the open spaces. Such an irregular dolomitization constructed a mottled structure by means of white spots on the dirty dolomite matrix. In some cases, the crystals with second generations have been separated by microfractures along the bedded plane (Plate I-a, b, c, d and e).

Isotope values ($^{12/13}\text{C}$ ve $^{16/18}\text{O}$) obtained from 6 samples spread in a very narrow field ($^{18}\text{O} = -5.18 - -6.10$ ‰ and $^{13}\text{C} = 1.49 - 2.81$ ‰) (Table 2). These data are consistent with single phase dolomitization on the contrary to petrographic characters of matrix and cementing dolomites. The controversial results might have resulted from the dissolution and reprecipitation of the host matrix dolomite, just before formation of the second stage white and cementing crystals which filled in the microfracture and cavities. Consequently, isotopic character of later dolomite was inherited from earlier dolomite. Beside, the isotopic values are close to those of mixing zone dolomites, although, the oxygen isotope values are slightly depleted for mixing zone dolomite. This depletion might be related to fresh water moving along fractures, affecting the dolomitizing fluid of mixing zone. Increasing amount of the fresh water contribution into matrix dolomite caused precipitation of the cementing dolomite.

The dolomitization took place in a temperature of 36 to 41°C according to formula of Hudson and Anderson (1989) ($T^{\circ}\text{C} = 16.0 - 4.14(5\text{C} - 5\text{W}) + 0.13(8\text{C} - \text{SW})^2$) possibly at the mixing zone and subsurface area (Table 1).

In summary, dolomites of Triassic at The Kocaeli Peninsula began initially to form when the carbonate platform had been fractured. This tectonic event probably caused changes of sea level for short periods, providing suitable hydraulic conditions for dolomitization.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bellanca, A., Karakaş, Z., Neri, R. ve Varol, B., 1993. Sedimentology and isotope geochemistry of lacustrine dolomite-evaporite deposits and associated clays (Neogene, Turkey): environmental implications. *Miner. Petrogr. Acta*, 36, 245-264.
- Cander, H., 1994. An example of mixed Devonian fringing-reef complex: Leduc Formation, Peace River Arch area, Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 4, 628-640.
- Frisia, S. ve Wenk, H.-R., 1993. TEAM and AEM study of pervasive, multi-step dolomitization of the Upper Triassic Dolomia Principale (northern Italy). *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 6, 1049-1058.
- Gao, G. ve Land, L.S., 1991. Geochemistry of Cambro-Ordovician Arbuckle limestone, Oklahoma: implication for diagenetic ^{518}O alteration and secular ^{813}C and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2920-2921.
- Gao, G., Land, L.S. ve Elmore, R.D., 1995. Multiple episodes of dolomitization in the Arbuckle Group, Arbuckle Mountains, South-Central Oklahoma: Field, petrographic, and geochemical evidence. *Journal of Sedimentary Research*, A65, 2, 321-331.
- Gedik, İ., Timur, E., Alan, İ., Altun, İ., Pehlivan, Ş., Akbaş, B. ve Duru, M., 1999. Kocaeli Yarımadası'nın jeolojik etüdü projesi. MTA (Yayınlanmamış).
- Hardie, L.A., 1986. Dolomitization. A critical view of some current views-perspectives. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 166-183.
- Hudson, J.D. ve Anderson, T.F., 1989. Ocean temperatures and isotopic compositions through time. *Earth Sciences*, 80, 183-192.
- Land, S.Y., 1985. The origin of Massive dolomite. *Journal of Geological Education*, 33, 112-125.
- Özdemir, Ü., Yurtsever, G., Dağ, Z. ve Yurtsever, A., 1982. Gebze - Hereke - Tepecik alanında Mesozoyik - Senozoyik kayaların jeolojisi. Kocaeli Triyası biyostratigrafisi projesi.
- Rapor no: 7195, MTA Raporu, 143s. (Yayınlanmamış).
- Varol, B. ve Magaritz, M., 1992. Dolomitization, time boundaries and unconformities: examples from the dolostone of the Taurus Mesozoic sequence, south-central Turkey. *Sedimentary Geology*, 76, 117-133.
- Zenger, D.H. ve Dunham, J.B., 1980. Concept of models of dolomitization-an introduction. *Geol. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 28, 1-19.

Makalenin geliş tarihi: 22.09.2000

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 20.01.2001

Received September 22, 2000

Accepted January 20, 2001

LEVHA I

a- Bulanık görünümlü matriks dolomitler içerisinde boşluk alanları demir + kil ile veya ikinci faz temiz dolomit kristalleri ile doldurulmuştur (dç: dolomit çimento, dm: dolomit matriks) (10 x 6.3).

b- Dolomitleşme alanları içerisinde kısmen tanı-
nabilir ekinid plakaları (ek: ekinid) (10x4).

c- Dolomit çatlakları etrafında zonlu büyüme
gösteren dolomit kristalleri (10 x 6.3).

d- Bulanık görünümlü matriks dolomitleri ayıran
temiz çimentolayıcı dolomit kristalleri mikro çatlak-
lar boyunca gelişme gösterirler (dç: dolomit çimen-
to, dm: dolomit matriks) (10x4).

e- Benekli dolomit yapısı, bulanık görünümlü
dolomit matriks üzerinde gelişen beyaz renkli
çimentolayıcı dolomit kristalleri tarafından oluşturu-
lmıştır (dç: dolomit çimento, dm: dolomit
matriks) (10x4).

PLATE I

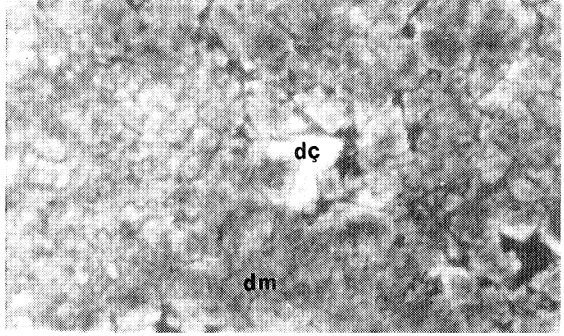
*a- Open spaces filled by iron and clay mixture or
second stage clear dolomite cement within the
cloudy matrix dolomite (dç: dolomite cement, dm:
dolomite matrix) (10 x 6.3).*

*b- Dolomitleşme alanları içerisinde kısmen tanı-
nabilir ekinid plakaları (ek: ekinid) (10 x 4).*

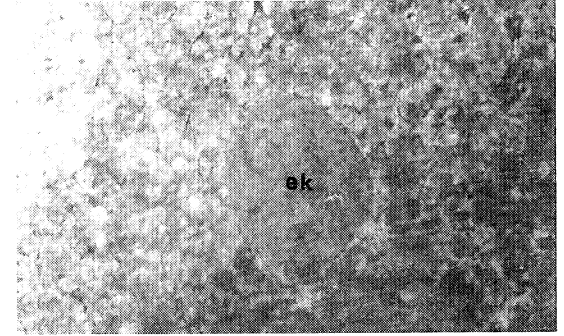
*c- Zoned dolomite crystals were developed around
the fractures (10 x 6.3).*

*d- Clear cementing dolomite, seperating the cloudy
matrix dolomites, shows development along the
micro fractures (dç: dolomite cement, dm: dolomite
matrix) (10 x 4).*

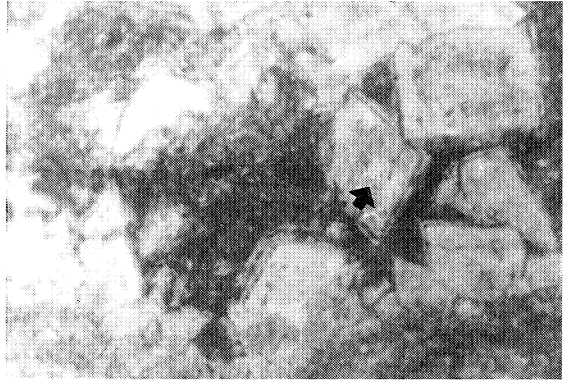
*e- Mottled dolomite structure was formed by cemen-
ting clear dolomite crystal on the cloudy dolomite
matrix (dç: dolomite cement, dm: dolomite matrix)
(10 x 4).*



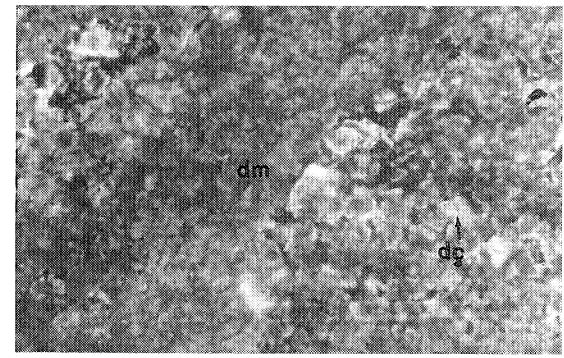
a



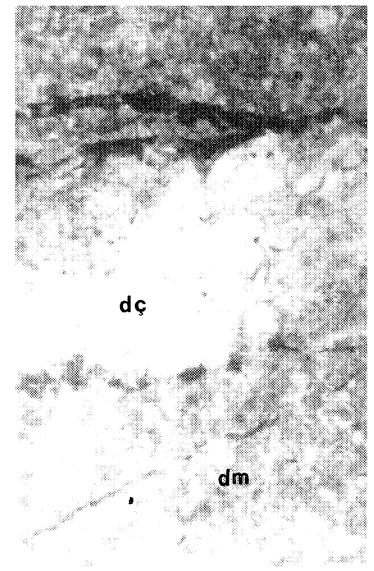
b



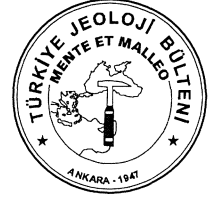
c



e



d



Akdağmadeni (Yozgat) Kurşun-Çinko Yatağının Makro-Mikro Dokusal Özellikleri ve Kökensele Yorumu *Macro-Micro Textures and Genetic Evolution of Lead-Zinc Deposits of Akdağmadeni (Yozgat) Region*

Ali Rıza ÇOLAKOĞLU,

Yurdal GENÇ

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532, Beytepe, ANKARA
(e-posta: alic@hacettepe.edu.tr)

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532, Beytepe, ANKARA
(e-posta: ygenç@hacettepe.edu.tr)

Öz

Bu çalışmada Akdağmadeni ilçesinin doğusunda yer alan (Yozgat I35-c2 paftasında) ve granit çevresindeki metamorfik kayalar içerisinde görülen cevherleşmelerin göstermiş olduğu makro-mikro özellikler sunulmaktadır. Önceki çalışmalarda bu kayalarda yer alan cevherleşmelerin bölgede yer alan granitlerle ilişkili olarak skarn tipinde oldukları belirtilmektedir. Bu çalışmada ise Akdağmadeni Pb-Zn yatağının jeolojik, petrografik, mineralojik, ve yapı-doku özellikleri açısından hem skarn hem de metamorfik yataklara özgü özellikler gösterdikleri belirlenmiş ve cevherleşmelerin literatürde bugüne kadar kabul edildiği gibi sadece granitlerin varlığıyla açıklanabilecek basit bir skarn yatağı olmadığı, hem bölgesel hem de kontakt metamorfik özelliklerin ve / veya etkilerinin birarada gözlemlendiği kompleks bir yatak olduğu sonucuna ulaşılmıştır.

Anahtar Sözcükler: Akdağmadeni, Kurşun-çinko cevherleşmesi, Makro-mikro doku, Metamorfizma

Abstract

In this study, macro and micro ore textures within the metamorphic rocks around the granites of Akdağmadeni Pb-Zn deposit to the east of Akdağmadeni district are presented. In the previous studies the ores were interpreted as a simple skarn type related to granites. However, in this study it is concluded that the Akdağmadeni lead-zinc deposit can be interpreted not only as skarn types but also as metamorphic types on the basis of geologic, petrographic, mineralogic and structural-textural properties. Therefore, it is postulated that the Akdağmadeni lead-zinc deposit is a complex deposit in which features and / or effects of both regional and contact metamorphism are observed, rather than being a simple skarn type deposit as revealed by previous studies on the basis of the presence of granite.

Key Words: Akdağmadeni, Lead-zinc mineralizations, Macro-micro textures, Metamorphism

GİRİŞ

Akdağmadeni Pb-Zn yatağı Orta Anadolu Kristalin Masifi (Ketin, 1954) olarak adlandırılan bölgenin kuzeydoğu kesimini oluşturan Akdağmadeni Masifi içinde yer alır (Şekil 1). Yozgat'ın 120 kilometre doğusunda bulunan inceleme ocakları (Yozgat I35-C₂ paftasında) Akdağmadeni ilçesinin 7-8 kilometre kuzeydoğusunda, yaklaşık 26 km²'lik bir alan içinde bulunur (Şekil 1). Bölgesel olarak Akdağmadeni Pb-Zn yatağı Türkiye Tektonik Birliklerinden Anatolit Kuşağı içinde yer almaktadır (Ketin 1966). Ankara-Erzincan Kenet Zonu inceleme alanının kuzeyinde yaklaşık D-B yönünde uzanmaktadır. Bu kenet zonu kuzeyden güneye doğru bir bindirmeyle yer alır

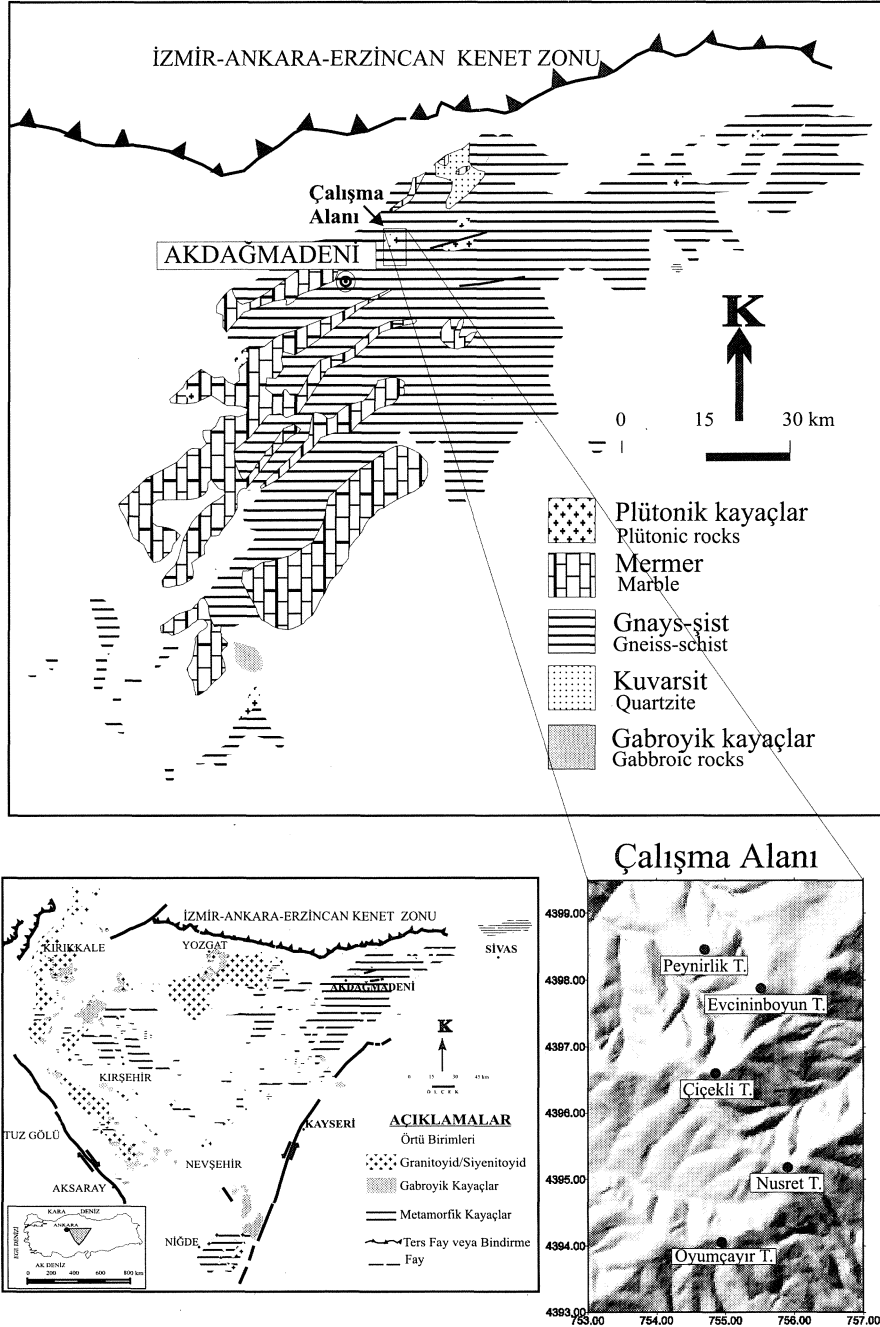
(Şekil 1). Akdağmadeni Pb-Zn yatağının içinde yer aldığı bölge gerek bulunduğu jeolojik çevre açısından gereksede cevherleşmenin metamorfikler içerisinde yer alması ve bu metamorfiklerin granitik kayalar tarafından kesilmesi bakımından ilgi çekicidir.

Akdağmadeni Masifinin de içinde yer aldığı Orta Anadolu Kristalin Masifi Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı metamorfikler (kuvarsit, kalkışit, mermer, amfibolit, kalksilikatik gnays, mikaşit ve gnays), Üst Kreatase yaşlı ofiyolitler (Karakaya Ultramafiti ve Ankara Melanji) ve bunları kesen Üst-Kreatase-Paleosen yaşlı felsik ve mafik bileşimde intrüzyon kayalarından (granitoid, siyenitoid ve gabroyik) oluşmaktadır. (Ketin, 1955, 1963; Tülümen, 1980;

Dökmeçi, 1980; Erkan ve Ataman, 1981; Göncüoğlu, 1977, 1981; Seymen, 1982; Tolluoğlu, 1986, Alpaslan, 1993, Yılmaz vd., 1995 ve Yıldız, 1998). Masifin magmatik ve metamorfik kayaları çok geniş alanlarda Tersiyer yaşlı örtü birimleriyle örtülmüştür (Ketin, 1955 ; Göncüoğlu, vd., 1991). Cevherleşme gnays-amfibolit-şist ve mermerlerden oluşan Paleozoyik (?) yaşlı metamorfik seriler içinde yer almaktadır. Bu metamorfikler Paleosen\ Eosen

yaşlı granitik kayaç tarafından kesilmiştir (Vache, 1963; Erkan 1980; Tülümen 1980; Sağiroğlu 1982).

Akdağmadeni bölgesinde ilk çalışmalar Paolo (1908) ile başlar. Raporda bölgenin 1820 den 1877 Osmanlı Rus savaşı kadar devamlı bir çalışmaya sahne olduğu belirtilmektedir. Kovenko (1944) ve Pollak (1958)' m prospeksiyonlarını takiben yapılan cevherleşme ile ilgili en son çalışmalar Vache



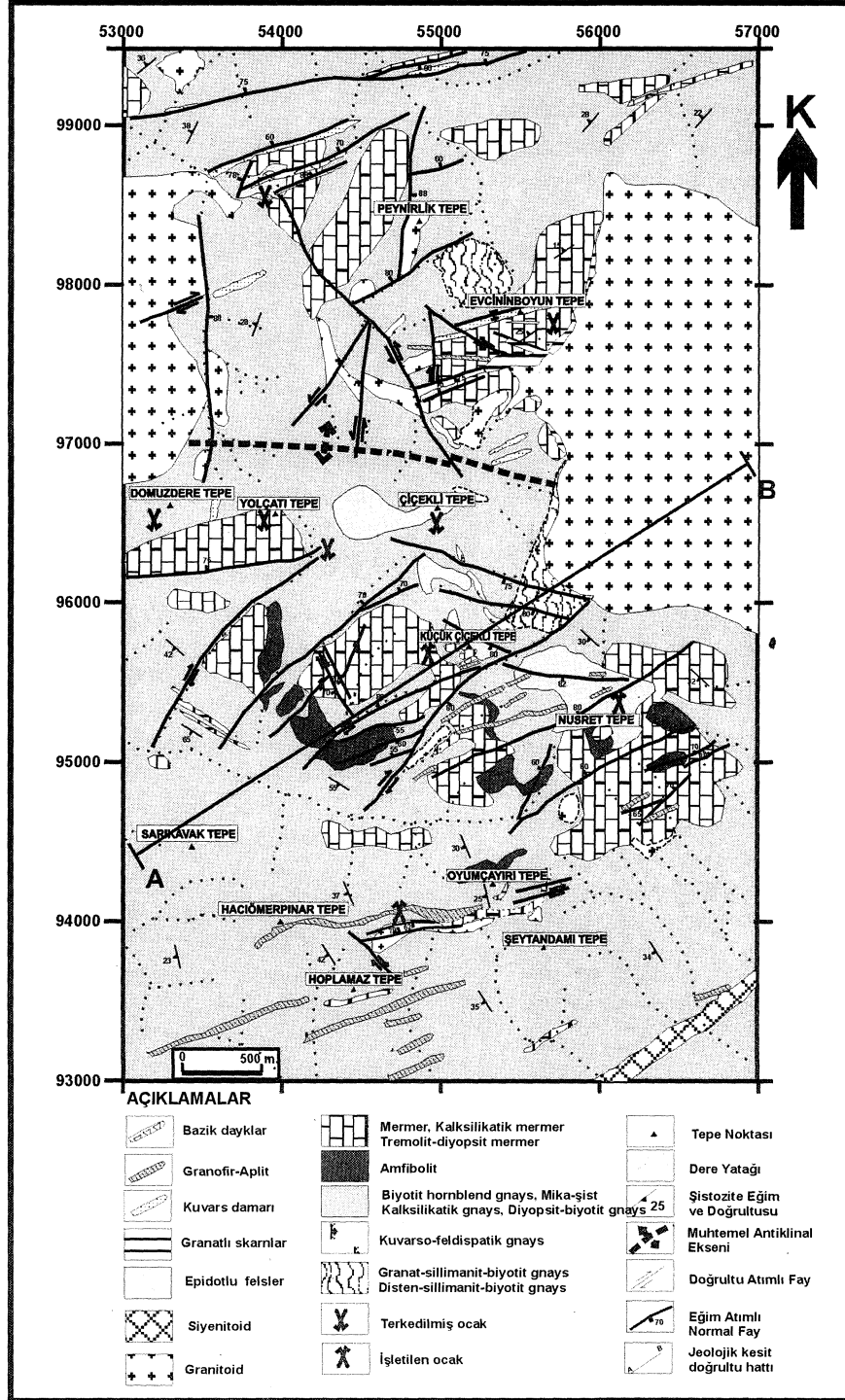
Şekil 1: İnceleme alanının bölgesel jeoloji haritası ve konumu.

Figure 1: Location and geological map of the study area (Modified from Gedik and et al, 1999).

AKDAĞMADENİ KURŞUN-ÇİNKO YATAĞININ MAKRO-MİKRO DOKUSAL ÖZELLİKLERİ

(1963); Tülümen (1980); Sağıroğlu (1982) ve Kuşçu (1997) tarafından yapılmıştır. Önceki araştırmacılar Akdağmadeni yatağının kontak metasomatik tipte gelişmiş bir skarn yatağı olduğunu belirtmişlerdir. Uzun süreden beri işletilmiş olan bu yataкта arama ve üretim çalışmalarına en son 1995 yılında tekrar başlanmıştır. Günümüzde de halen Küçükçiçekli

Tepe, Nusret Tepe ve Oyumçayırı Tepe' de kurşun ve çinko metalleri için işletilmektedir (Şekil 2). 1979-1980 yıllarında işletme yapan şirket (Rasih İhsan) ortalama tenörü %6-7 Zn + % 5-6 Pb olan cevherden flatasyonla 15000 ton/yıl zenginleştirme yaparken 1995 yıllarından sonra yapılan üretimlerde 6000-7000 ton/yıl cevher zenginleştirilmiştir.

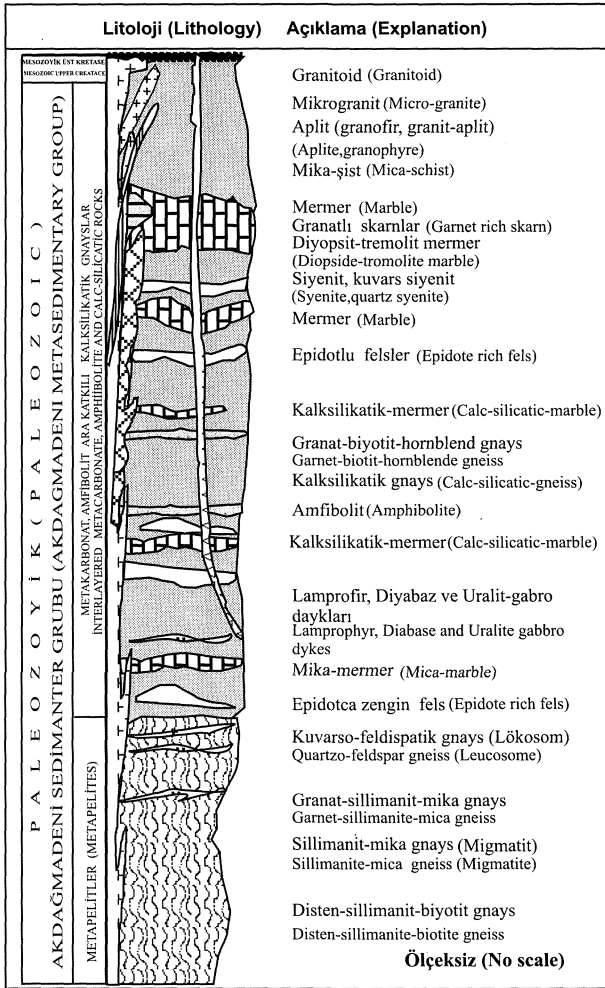


Şekil 2: İnceleme alanının jeoloji haritası (Çolakoğlu, Figure 2: Geological map of the study area. 2000)

YEREL JEOLJİ

İşletilen ocakların ve incelenen sondaj loğlarının da içinde bulunduğu litolojik birimler, metamorfik ve magmatik kayalardan oluşmaktadır (Şekil 2). Bu birimler harita üzerinde ve haritada Küçükçiçekli Tepe'den geçen bir jeolojik kesitte, Küçükçiçekli Tepe'de yer alan bazı sondaj loğlarında da görülmektedir (Şekil 3). Metamorfik kayalar, tabanda metapelitik kayaların saf türevleriyle temsil edilmekte ve üstlerinde, metakarbonat ve amfibolit ara katkılı kalksilikatik gnayslar yer almaktadır. Bu kayalar tabandan tavana uyumlu bir dizilim göstermektedir.

Granitlerin direk olarak mermerlerle olan bağlantı kesimleri skarn zonları olarak tanımlanırken sondajlarda farklı seviyelerde, kalksilikatik gnays ve



Şekil 3: İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti (Çolakoğlu, 2000)

Figure 3: Generalized columnar section of study area.

kalksilikatik mermerlerle geçişli ve yer yer ardalımalı epidot, klinopiroksen, tremolit, kuvars, kalsit ± granat içeren minerallerinin görüldüğü yönlenme göstermeyen kayalar ise fels olarak adlandırılmıştır (Şekil 4).

Metapelitler

İnceleme alanı içerisinde yer alan metapelitler stratigrafik olarak alt kesimlerde yer almaktadır. Sondaj kuyularında ve arazide diğer kayalardan kaba bir şekilde gösterdiği bölünmeleri (> 1cm) ve rengi ile bariz bir biçimde ayrılırlar. Sondaj loğlarında stratigrafik olarak en alt seviyelerde görülmüşlerdir. Arazide Evcininboynun Tepe'nin kuzeybatısında ve Küçükçiçekli Tepe'nin kuzeydoğusunda mostraları görülmektedir. Makroskobik olarak gri ve beyazımsı renk tonlarına sahiptirler. İnceleme alanında mikroskobik çalışmalara göre tanımlanan metapelitik kökenli kayalar türleri; granat-biyotit gnays, sillimanit-biyotit gnays, granat-sillimanit-biyotit gnays, sillimanit-mika gnays ve disten-sillimanit-biyotit gnays olarak tesbit edilmiştir (Şekil 4).

Kuvarso-feldispatik gnays (Migmatitler)

Sillimanit-biyotit gnays, disten-sillimanit biyotit gnays, granat-biyotit gnays gibi parajenezlere sahip pelitik kayaların yüksek sıcaklık koşulları altında açık renkli bileşenlerinin ergimeye başlaması ve bu eriyiklerin göçü şeklindeki oluşumları (neosom) kuvarso-feldispatik gnays olarak değerlendirilmiştir. Karot örneklerinde yer yer yönlenme gösteren kuvars ve feldispatca zengin lökosomların pelitik gnayslar arasına düzensiz şekillerde girmesi sonucu kolayca ayırt edilmektedir. Genellikle pelitik seviyelerin aralarında ve tabanda yer alan pelitik gnaysların yakın kesimlerinde görülürler (Şekil 5). Harita üzerinde Küçükçiçekli Tepe ile Çiçekli Tepe arasında mostraları görülmektedir (Şekil 2). Küçükçiçekli Tepe'de yer alan Kırışbey galerisinde de kuvarso-feldispatik gnays olarak adlandırılan bu kayaların cevherleşmeyle de uyumluluğu izlenmiştir.

Kalksilikatik gnayslar

Haritada gri renkli görülen ve haritanın ana, birimini oluşturan çoğunlukla yarı karbonatlı kayaların oluşturduğu birimlerden biri olan kalksilikatik gnayslar Peynirlik Tepe'nin batısında,

AKDAĞMADENİ KURŞUN-ÇİNKO YATAĞININ MAKRO-MİKRO DOKUSAL ÖZELLİKLERİ

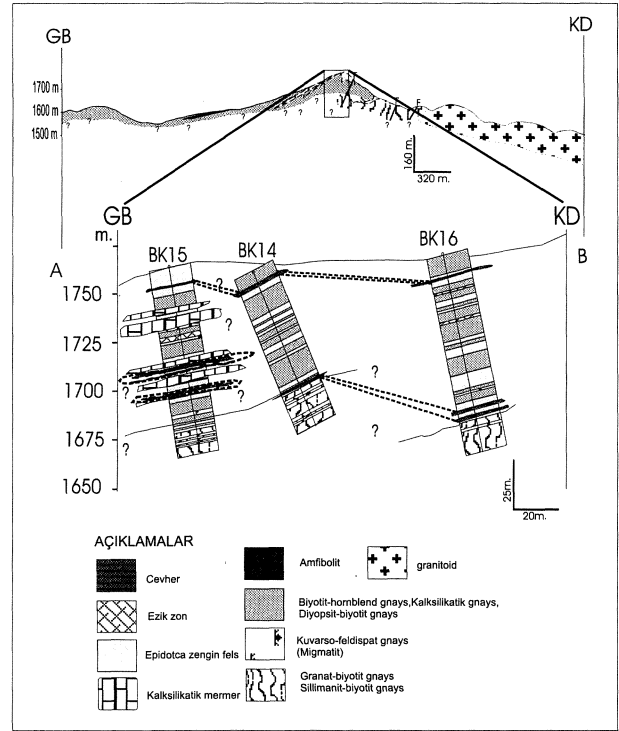
Değirmen Dere içinde oldukça güzel mostra sunmaktadır (Şekil 2). Ayrıca incelenen sondajlarda bu kayalar tanımlanmıştır. Bu kayaların mineralojik bileşimlerini kuvars, plajiyoklaz, skapolit, diyopsit, kalsit, tremolit, titanit \pm granat, grafit ve pirit, kalkopirit, pirotin gibi opak mineraller oluşturmaktadır. Değirmen Dere içinde yer alan kalsilikatik gnayslar sondajlarda tanımlanan kalsilikatik gnayslara göre daha yaygın granat ve grafit içermektedir. İncekesitte birbirlerine her türlü geçişin gözlenebildiği benzer fasiyes koşullarının ürünü yarı karbonatlı bu topluluk içinde makroskobik olarak da izlenen ince biyotit bantlarını da görmek mümkündür. Bu kayalar parajenezlere bağlı olarak diyopsit-biyotit gnays, granat-biyotit-hornblend gnays, hornblend-biyotit gnays, hornblend gnays, tremolit-biyotit gnays gibi petrografik olarak tanımlanmış kayalara geçiş gösterirler.

Amfibolit

Amfibolitlerin petrografik türevlerine inceleme alanında yüzeyde Nusretli Tepe'de, Oyumçayırı Tepe'de, Küçükçiçekli Tepe'nin yamaçlarında ve bu tepedeki incelenen sondajlarda birkaç metre kalınlıklarda rastlanmaktadır. Amfibolitlerde diğer kayalarla aralanmalı olarak görülmektedir. Yüzeyde görülen amfibolitlerin kalınlıkları 50 santimetreden 1 metreye kadar değişmektedir. Küçükçiçekli Tepe'nin güneybatısındaki yamaçlarda izlenen amfibolitlerin kalınlıkları yer yer 5-40 santimetre kalınlıklara kadar incelmektedir buna karşın yüzey yayılımları daha geniştir.

Metakarbonatlar

Ana bileşen olarak %90'ın üstünde karbonat içeren kayalar saf mermer, %50-90 arasında karbonat içeren, kayada ikinci derecede öneme sahip bileşenlerin yer aldığı kayalar saf olmayan metakarbonatlar olarak inceleme alanında yer alırlar. İnceleme alanmında gerek sondajlardan gerekse yüzeyde mostralardan belirlenen mermer türleri başlıca, kalsilikatik mermer, diyopsit-tremolit mermer, muskovit-tremolit mermer, mika mermer ve kalsilikatik-kuvars mermer olarak tanımlanmıştır. Bu mermer türleri diğer birimlerle uyumludur ve aralanmalı olarak bulunur (Şekil 5). Haritada görülen mostraları antiklinalin her iki kanadında da belirli bir düzen içinde olup bölgedeki tektonik yapıyı yansıtmaktadır. Bu mermerlerin galeri incelemelerinde yer yer mercək şekilli yapılarda oldukları görülmüştür.



Şekil 4: İnceleme alanında Küçükçiçekli sahasından geçen jeolojik kesit (Çolakoğlu, 2000)

Figure 4: Geological cross section of the study area through to Küçükçiçekli area.

Felsler ve Skarn Zonları

İnceleme alanında sondajlarda farklı seviyelerde, kalsilikatik gnays ve kalsilikatik mermerlerle geçişli ve yer yer aralanmalı, masif ve yönlenme göstermeyen kayalar fels olarak tanımlanmıştır. Felslerde görülen ana mineraller epidot, tremolit, kalsit, kuvars, kilinopiroksen, klorit \pm granattır. Bu ana minerallerin yanısıra daha az olarak vollastonit, vezüviyan, ilvait, titanit, rutil, klinozoisit, aktinolit, fluorit ve opak mineraller bulunur. Önceki çalışmalarda kontak zona yakın yerlerden alınan kayalar bu çalışmada da granitlerin mermerlerle olan direkt bağlantılarından dolayı kontakt metasomatik olarak oluşmuş granatça yaygın skarn zonları olarak tanımlanmıştır. Skarn zonlarındaki minerallerden granatların andradit ve grossular bileşimli, piroksenlerin ise diyopsit-hedenbergit katı çözelti serisine ait, daha çok diyopsit ve salit bileşimli oldukları belirlenmiştir (Tülümen, 1980; Sağiroğlu, 1982 ve Kuşçu 1997). Akdağmadeni Pb-Zn yatağını tüm araştırmacılar (Vache, 1963; Tülümen, 1980; Sağiroğlu, 1982 ve Kuşçu, 1997) bir skarn yatağı olarak değerlendirilmiş ve cevher oluşumunun granite bağlı olarak geliştiğini belirtmişlerdir.

Granitik Kayaçlar

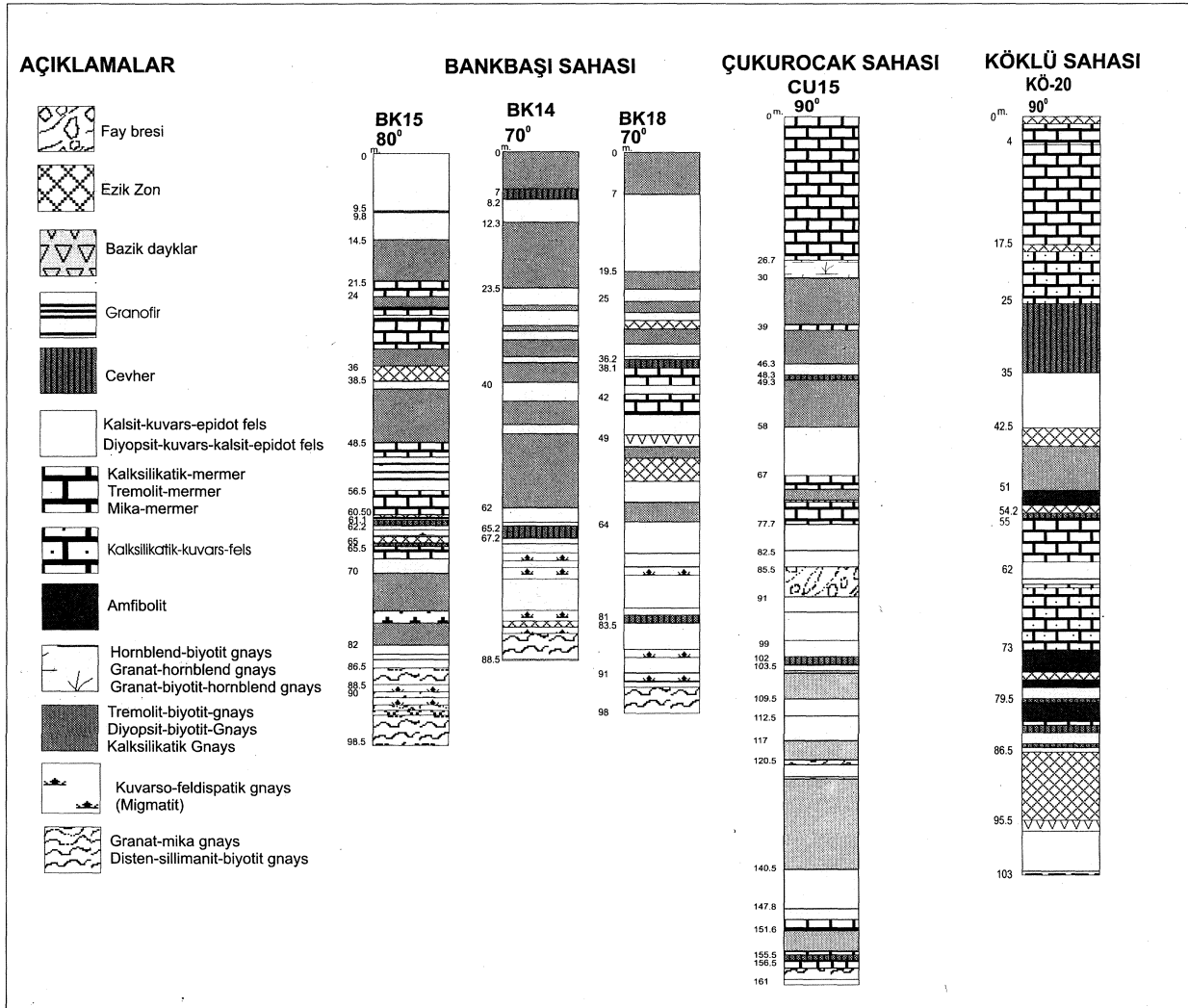
Magmatik kayaçlar granitik ve siyenitik karakterdedir. Granitik kayaçlar modal mineralojik analizlere göre monzogranit bileşimlidir. Ayrıca Tülümen (1980) ve Sağiroğlu (1982)' da bu granitoidlerin monzogranit bileşimli olduğunu ifade etmişlerdir. İnceleme alanında granitik kayaçlar, yaklaşık D-B uzanımlı olarak en geniş mostrasını vermektedir. Haritada en geniş olarak görülen plütonların kenar kesimleri plütonun merkezine göre daha porfirik dokulu olarak iri alkali feldispat içermektedir. Ayrıca çalışma sahasının değişik yerlerinde daha küçük mostralarını görmek mümkündür (Şekil 2). Üst-Kreatase-Paleosen yaşlı bu granitler metamorfite kesmektedir.

Siyenitik Kayaçlar

Siyenitik kayaçlar inceleme alanının güney-doğu'sunda K50-60°D doğrultulu, 150-200 metre genişliğinde bir zon şeklinde uzanmakta ve çalışma alanının dışında da devam etmektedir. Bu kayaçlar, yapılan modal mineralojik analizlere göre siyenit ve kuvars-siyenit bileşiminde oldukları tesbit edilmiştir. Siyenitlerin makro rengi ana granit plütonundan farklı olup, morumsu gri ve yeşilimsi gri arasında değişmektedir.

Dayk ve Damar Kayaçları

İnceleme alanında dayk ve damar kayaçlar, mineralojik bileşimleri açısından iki türde rastlanmaktadır. Bunlar mineralojik bileşimleri plütonik



Şekil 5: Küçükçiçekli (BK14, BK15 ve BK18) Çukurocak (CU15) ve Köklü sahalarında (KÖ20) yapılmış sondaj logları (Çolakoğlu, 2000)

Figure 5: Some drill logs in Küçükçiçekli (BK14, BK15 and BK18) Çukurocak (CU15) and Köklü area (KÖ20) (Çolakoğlu, 2000)

kayaçlara benzer olan ve benzer olmayan dayk/damar kayaçlarıdır. Buna göre inceleme alanında aplit, pegmatit, mikrogranit, kuvars daykı, dole-rit/diyabaz ve uralit-gabro, ve lamprofir türü damar kayaçları belirlenmiştir. Bazik olanlar haritada birleştirilmiş ve bazik damar kayaçları olarak gösterilmiştir. Aplitler tane boyu, renk ve dokusal özellikleri açısından yer yer farklılıklar göstermektedir. Bu nedenle granit-aplit veya granofir türü kayaç isimlendirmeleri de bu başlık altında ele alınmıştır (Şekil 2). Bu dayk ve damar kayaçlarının kalınlıkları 0.5 metreden 3 metreye kadar değişmektedir. Bu daykaların doğrultularının mevcut fayların genel yönleriyle uyumlu oldukları görülmektedir. Buna göre bu kayaçların doğrultuları inceleme alanındaki genel fayların yönleri gibi genelde kuzeydoğu doğrultulu, daha az oranda ise kuzey-güney ve doğu-batı doğrultuludur.

Fay ve Kıvrımlar

İnceleme alanında kabaca iki ana şistozite eğim yönü egemendir. Bu eğim yönleri güneybatı ve kuzeybatıdır. Harita ölçeğinde bu iki eğim yönünün varlığına neden olan batı-kuzeybatı/doğu-güneydoğu yönlü bir antiklinal eksenini yer almaktadır (Şekil 2). Antiklinal ekseninin uzanımına paralel bir doğrultuda granit intrüzyonu görülür. Dolayısıyla granit intrüzyonunun uzanımı metamorfiklerdeki antiklinal kıvrım eksenlerine yaklaşık paraleldir. İnceleme alanında bu ana kıvrımlı yapıların yanısıra daha küçük ölçekli kıvrımlar da görülmektedir. Yöredeki etkin tektonik hareketler kayaç türlerinin kıvrımlı ve kırıklı bir yapı kazanmalarına neden olmuş ve bölgedeki bu kırıkların doğrultu atımlı, eğim atımlı (normal) ve yan atımlı (oblik) oldukları görülmüştür (Şekil 2). Yüzeyde bindirme faylarının saptanamamasına rağmen Küçükçiçekli sahasındaki Kırışbey galerisinde bindirme fayları görülmektedir.

Bölgede yaygın kırılanmaların K 60-70° D ve K 70-80° B yönlerinde geliştiği ve daha az olarak diğer kırık ve fayların bunlara yaklaşık diyagonal şekilde oldukları görülmektedir. İnceleme alanında gelişen fayların en yaygın türü eğim atımlı normal faylardır. Eğim atımlı normal fayların eğimleri 50-90° arasında değişmektedir. (Şekil 2). Doğrultu atımlı faylar kırıklı yapıları takip eden bir evrede gerçekleşmiştir. Bu tür fayların cevherleşmenin olduğu alanlarda daha çok sağ yönlü hareketlerle çalışmış olduğu, çalışma alanının kuzey bölümlerinde ise sağ ve sol

yönlü oldukları görülür. Bu faylar ise dik ve dike yakın eğimlidirler. Küçükçiçekli Tepe, Nusret Tepe ve Oyumçayır Tepe'de faylar cevherleşmeden gençtirler.

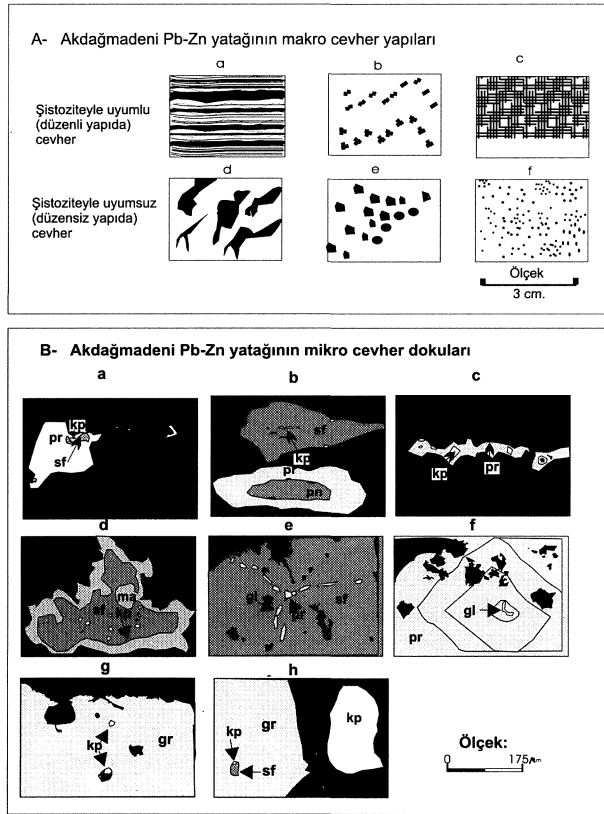
CEVHERLEŞME

Cevher-Yankayaç İlişkileri ve Cevher Tipleri

Cevher yankayaç ilişkileri yüzeyden, yapılan sondajların karot incelemelerinden ve ayrıca yeraltı galeri çalışmalarından belirlenmiştir. İnceleme alanında Peynirlik Tepe, Evcininboyun Tepe, Küçükçiçekli Tepe, Nusret Tepe ve Oyumçayır Tepe'lerinde 1995-1998 yılları arasında toplam 71 sondaj yapılmış (Şekil 2) ve bu sondajlardan cevherleşmelerin düşey yöndeki ilişkileri saptanmıştır. Bu makalede Küçükçiçekli T. (BK14, BK15 ve BK18) Nusret T. (CU15) ve Oyumçayır Tepe'lerinde (KÖ20) bulunan sondajlar gösterilmiştir (Şekil 5) bu sondajların derinlikleri 88.5-98.5 metre arasında değişmektedir.

İncelenen cevherli örnekler toplam modal mineralojik olarak en çok %60 sülfür ve metal oksit minerali içermektedir. Modal mineralojik olarak %30 dan fazla sülfür ve oksit minerali içeren cevherler "masif cevher", geometrik olarak en az 2-3 cm kalınlıktaki bandlı (% 10-20 Pb+Zn) cevherler "zengin cevher" ve saçınımlı olan cevherler ise "fakir cevher" olarak tanımlanmıştır. Evcininboyun Tepe'de cevherleşme granit mermer kontağına yakın skarn zonları içinde yer alırlar. Buradaki cevher mineralleri manyetit ve kalkopiritce zengin iken sfalerit ve galenit toplam %1 den az miktarda görülmüştür. Buradaki sondajlarda zengin cevher seviyelerine rastlanmamıştır. Buna karşın Küçükçiçekli T. (BK14, BK15 ve BK18) Nusret T. (CU15) ve Oyumçayır Tepelerindeki (KÖ20) sondajlarda farklı derinliklerde zengin cevher seviyeleri içermektedir (Şekil 5). "Zengin cevher" pelitik gnaysların üstünde yer alır ve genelde felslerle birlikte. Buradaki cevherler farklı kalınlık ve derinliklerde yaklaşık 90 metrelik bir zon içinde yer alır. Bu zon içindeki cevher seviyeleri birkaç santimetreden 8 metreye kadar değişen kalınlıklarda 2 ila 4 farklı seviyede bulunur (Şekil 5). Fakir cevher ise kalksilikatik gnays, kalksilikatik mermer, fels ve tabanda yer alan metapelitik gnayslarda görülmektedir.

Cevherler yapısal özellikleri açısından düzenli ve düzensiz olmak üzere iki grupta incelenmiştir.



Şekil 6: A) Akdağmadeni Pb-Zn yatağındaki makro cevher tiplerinin şematize görünümleri a. şistoziteye uyumlu / laminalı-bantlı. b. saçınımlı-mikro kıvrımlı, c. masif bantlı. d. mercekk-budin. e. karbonatlarda benekli, f. saçınımdı. B) Akdağmadeni Pb-Zn yatağındaki mikro cevher dokuları, a.sillimanit-biyotit gnaysda pirit (pr), kalkopirit (kp) ve sfaleritin (sf) şistoziteye paralel yönlü dokusu. Örnek No: BK18-14. b. granat-mika gnaysda kalkopirit (kp), sfalerit (sf) ve pirotinin (pn) pirit (pr) içinde şistoziteye uyumlu yönlü dokusu. Örnek No: CU15-13. c. kalkopirit (kp) kapanımlı piritin (pr) sillimanit gnaysdaki mikrobudinaj dokusu. Örnek No: BK18-14. d. kalkopirit (kp) kapanımlı sfaleritin (sf) manyetit (ma) tarafından kuşatılması. Örnek No: CU15-10. e. sfaleritin (sf) merkezde pirit (pr) ve galenitle (gl) olan rekristalizasyon dokusu. Örnek No: KÖ20-6. f. merkezdeki kalıntı galenit (gl) tanesinden itibaren gelişen piritteki (pr) zonlu doku. Örnek No: BK15-26. g. granat-sillimanit-biyotit gnaysda almandin bileşimli granattaki kalkopirit (kp) kapanımı. Örnek No: BK15-32. h. granat-mika-gnaysda almandin bileşimli granatta sfalerit (sf) ve kalkopirit (kp) kapanımı. Örnek No: CU15-13 (Çolakoğlu, 2000'den derlenmiştir)

Figure 6: A) Schematised pictures of observed macro ore types in Akdağmadeni Pb-Zn deposits, a. conformable to foliated plane/laminated-banded, b. laminated-micro folded, c. massive banded, d. lensoid-boudine. e. mottled formes in carbonates, f. disseminated. B) Micro observed ore textures in Akdağmadeni Pb-Zn deposits, a. foliated-lineated textures of chalcopyrite (kp) sphalerite (sf) and pyrite (pr) in sillimanite biotite gneiss. Sample No: BK18-14. b. foliated-lineated chalcopyrite (kp) in sphalerite (sf) and phytotite (pn) in pyrite (pr) in garnet-biotite gneiss. Sample No: CU15-13. c. photomicrograph of micro boudine of pyrite (pr) with chalcopyrite (kp) inclusions from sillimanite gneiss. Sample No: BK18-14. d. sphalerite (sf) with chalcopyrite (kp) inclusions surrounded by magnetite (ma). Sample No: CU15-10. e. recrystallization of sphalerite (sf) with galena (gl) and pyrite (pr) crystal, f. photomicrograph of zoned pyrite (pr) with relict galena (gl) crystal at center. Sample No: KÖ20-6. g. chalcopyrite (kp) inclusions sphalerite (sf) in almandine type garnet from garnet-sillimanite-biotite gneiss. Sample No: BK15-32. h. chalcopyrite (kp) inclusions in almandine type garnet from garnet-mica gneiss. Sample No: CU 15-13

Düzenli yapıdaki cevher mikro kıvrımlı ve bantlı özelliklerde iken, düzensiz yapıdaki cevher mercekk-budin, benekli ve saçınımlı olarak bulunur (Şekil 6A). Düzenli cevherler şistoziteye uyumlu bantlı özellikler sunarlar. Bantlı cevher seviyeleri birbirine yakın (25-30 metre) sondaj loğlarında bile birbirleriyle tam olarak korele edilememektedir. Bu durum galeri incelemelerinde de gözlemlendiği gibi cevherlerin yer yer mercekkendiğini göstermektedir. Ayrıca felslerle birlikte görülen cevher minerallerinin yanı sıra hiç skarn minerallerinin görülmediği metakarbonatlarda iri kristalli cevher mineralleri de görülmektedir. Bunun yanı sıra skarn yataklarına özgü olmayan mikro dokular belirlenmiştir (rekristalizasyon, mikro kıvrımlı cevher bantları, deformasyon ve yönlü dokular gibi). Özellikle Küçükçiçekli ve Çukurocak sahalarında tabanda yer alan metapelitik gnayslarda deformasyon ve yönlü dokular yaygın olarak görülmüştür (Şekil 6B: a, b, c). Bu dokular incelenen diğer sondaj loğlarındaki metapelitik kayalarda da görülmektedir. Küçükçiçekli sahasının bankbaşı sondajlarından BK15-26 nolu kuvars-kalsit fels olarak tanımlanan örneğinde merkezde galenit kapanımlı detritik pirit tanesinden itibaren gelişen zonlu pirit görülmektedir (Şekil 6B: f) Ayrıca pirit ve kalkopiritce zengin opak minerallerin görüldüğü mikro kıvrımlı bantlı doku yine Küçükçiçekli sahasındaki sondajlarda gnayslarda gözlenmiştir (Şekil 6A: b). Yine bu sahaların tabanda yer alan metapelitik gnayslarında pirsipit grubu granatlarda ve biyotitlerde pirit ve kalkopirit kapanımları gözlenmektedir (Şekil 6B: g, h). Çukurocak sahası CU15 nolu sondajda 150-160 metreleri arasında skarn yataklarına özgü olmayan sfalerit ve galenitleri kuşatan manyetitler gözlenmiştir (Şekil 6B: d). Köklü sakası KÖ20-6 nolu örnekte gözlenen rekristalizasyon dokusu (Şekil 6B: e) ve bu sondajlarda gözlenen makro budin dokuları (Şekil 6A: d) bu çalışmada ortaya konulan yeni gözlemlerdir.

Akdağmadeni Pb-Zn yatağında birincil sülfür ve oksit mineralleri sfalerit, galenit, pirit, kalkopirit, pirotin, markazit, bornit, molibdenit, sülfotuzlar, manyetit, hematit, ilmenit, rutil, ikincil mineraller limonit, seruzit, martit, muşketofit, kalkozin ve kovelindir. Ayrıca yankayaç ve cevherler içinde yaygın olarak "grafit" gözlenmektedir. Gang mineralleri granat, klinopiroksen, epidot, tremolit, kalsit, kuvars, klorit ve daha az vezüviyan, vollastonit, aktinolit, klinozoisit, titanit, fluorit ve ilvaittir. Ayrıca mermer ve siyenit içinde fluorit ve barit damarcıkları görülür.

SONUÇ VE YORUM

Harita ölçeğinde Evcininboynun sahasında granit-mermer dokanaklarında başlıca granat, piroksen ve epidot minerallerinden oluşan skarn zonları ayırtlanabilmektedir. Ancak granit-mermer dokanağında gelişen ve yer yer cevher içeren bu skarn zonlarının dışında yatakta gözlenen kökensel açıdan önemli diğer dokusal özellikler ve anlamları aşağıdaki gibi sıralanabilir.

Sondaj loğlarında cevherlerin farklı seviyelerde yer yer şistoziteyle uyumlu bantlı olması (Şekil 6A: a, c) ve yatağın stratiform yataklardaki gibi uzun mesafelerde takip edilebilmesi (Domuzdere Tepe, Küçükçiçekli Tepe, Nusret Tepe, Oyumçayır Tepe ve buradan inceleme sahası dışında batıya doğru devam etmektedir) cevher oluşumunun granitle sınırlı olmadığını ifade etmektedir.

Mikrokıvrımlı cevher dokusunun (Şekil 6A: b) varlığı, cevherlerin içinde bulunduğu kayaçla aynı deformasyona uğradığını gösterir.

Küçükçiçekli sahasında bulunan Kıraçbey galerisinde, cevherlerin yer yer mercek-band şeklinde görülmüş olması ve karot örneklerinde de mercek-budin şekilli dokuların varlığı. Bu cevher şekilleri skarn yataklarında gözlenen cevher geometrilerine uymamaktadır (Şekil 6A: d). Budin yapıları cevherin deformasyonun etkisinde kaldığını gösterir.

Akdağmadeni yatağında skarn minerallerinin görülmediği karbonatlı seviyelerde rekristalize, iri kristalli sfalerit ve galenitlerin varlığı (Şekil 6A: e) rekristalizasyon etkisinde kaldığını gösterir.

Tabanda yer alan pelitik gnayslardaki kalkopirit, pirit, sfalerit, ve pirotin gibi minerallerde mikrobudinaj ve yönlü dokuların (deformasyon) görülmesi (Şekil 6B: a, b, c) metamorfik ve deformasyon etkilerini ifade eder.

Bazı sfalerit ve galenitlerin manyetitler tarafından kuşatılması (Şekil 6B: d) skarnlar için öngörülen metal zonlanmasma uymamaktadır.

Sfaleritlerde bazı rekristalizasyon dokularının varlığı (Şekil 6B: e) metamorfik bir etkiyi göstermektedir.

Merkezde galenit kapammlı detritik pirit tanesinden itibaren gelişen zonlu piritin varlığı (Şekil 6B: f) daha sonraki metamorfizma veya granit etkisini

göstermektedir. Ayrıca detritik pirit metamorfizma öncesi bir oluşumu ifade eder.

Pelitik gnayslardaki granatlarda ve biyotitlerde sfalerit, kalkopirit ve pirit kapanımlarının saptanması (Şekil 6B: g, h) pirit, sfalerit ve kalkopirit gibi cevher minerallerinin bölgesel metamorfizmadan önce var olduğunu göstermektedir.

Cevher içermeyen kalkilikatik mermer ve kalkilikatik gnayslarda da yaygın olarak grafitin görülmüş olması köken kayacın organik maddece zengin olduğunu göstermektedir. Sedimanter Pb-Zn-Cu yataklarında organik maddece zengin köken kayacın cevherlerin çökeliminde indirgen ortam sağladığı bilinmektedir (Evans, 1993).

Yukarıda verilen gözlem ve bulgular Akdağmadeni'nde metamorfizma içinde granit intrüzyonundan önce Zn, Pb ve Cu metal zenginleşmelerinin varlığına işaret etmektedir. Diğer taraftan ilk defa Genç'in (1998) tanımladığı Başçatak Zn-Pb-Cu sülfid yatağı Akdağmadeni Pb-Zn yatağının 15 kilometre güneybatısında yer almaktadır. Başçatak yatağı cevherlerinde Genç (1998) makro-mikro ölçekte, rekristalizasyon, deformasyon ve remobilizasyon gibi metamorfik etkiler saptanmıştır. Araştırmacıya göre Başçatak yatağı, içinde bulunduğu kayaçlarla aynı metamorfizma ve deformasyon özellikleri göstermektedir. Araştırmacı yatakta ve yatağın yakın çevresinde herhangi bir intrüzyonun varlığını ve etkisini saptamamıştır. Ayrıca Genç (1998) tarafından Başçatak'ta saptanan cevher minerali parajenezleriyle Akdağmadeni'nde bu çalışmada saptanan parajenezler hemen hemen aynıdır.

Aynı masifte metamorfizma içinde granitik intrüzyonların etkilerinin gözlenmediği kesimlerde Akdağmadeni yatağında gözlenen cevher minerali parajenezlerine sahip bir yatağın (Başçatak) varlığı, granitlerin sokulum yapmasından önce metamorfizma içinde metal zenginleşmelerinin bulunduğunu kanıtlamaktadır. Bu nedenle jeolojik, makro-mikro yapı-doku ve parajenez özelliklerine göre granit sokulumlarıyla Akdağmadeni Pb-Zn yatağının ilişkisi kökensel olmaktan ziyade, ikincil olmalıdır. Granitlerin cevher oluşumundaki rolü metamorfizma içindeki birincil metal konsantrasyonlarının yeniden şekillendirilmesi ve rekristalizasyon gibi ikincil etkilerle sınırlı olmalıdır. Sonuç olarak jeolojik veriler, makro-mikro dokusal özellikler ve cevher parajenezleri dikkate alındığında Akdağmadeni Pb-Zn

yatağının kökensel açıdan sadece granitlerle ilişkili skarn tipi bir yatak olmayıp hem bölgesel, hem de kontakt metamorfik özelliklerin birlikte gözlemlendiği kompleks bir yatak olduğu ifade edilebilir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar arazi çalışmalarının yapılmasına ve sondaj karotlarının incelenmesine olanak sağlayıp katkı gösteren şirket yetkililerine ve emeği geçen şirket çalışanlarına ve ayrıca çalışmaların çeşitli aşamalarındaki bilimsel görüşlerinden ve eleştirilerinden dolayı Prof. Dr. Berkin SALANCTya teşekkür ederler.

EXTENDED SUMMARY

Akdağmadeni Pb-Zn deposit is situated in Central Anatolian Crystalline Complex, 110 km east of Yozgat. In this study macro-micro ore textures within the metamorphic rocks around the granites of Akdağmadeni Pb-Zn deposit are presented. In the study area metamorphic rocks are represented by metapelites at the bottom with quartzo-feldspathic gneisses. These rocks are overlain by calc-silicatic gneisses intercalated by metacarbonate and amphibolite. Fels type rocks are incorporated within this sequence at different levels. They are intruded by Upper Cretaceous - Paleocene granite.

In terms of modal mineralogy, ores containing more than 30% sulphide and oxide minerals were defined as "massive ore", whereas those with more than 2-3 cm thick bands containing 10-20 % Pb +Zn were defined as "rich ore". Those in disseminated type were named as "poor ore". Rich ore is generally associated with fels type rocks which are located over the metapelitic gneiss. The ore is located in a 90m. thick zone extending at different depths and thicknesses. Ore levels comprise several cm up to 8m thick bands located at two to four different levels. "Poor ore" is located within the calc-silicatic gneiss, calc-silicatic marble, fels and metapelitic gneiss at the bottom. In terms of structural properties, ore has been studied in two distinct groups named as "regular" and "irregular". Regular type ore is characterized by micro-folded and banded forms, whereas irregular type is represented by lensoid-boudine, disseminated, nodule-pocket-lens and mot-tled forms.

Primary sulphide and oxide minerals of Akdağmadeni lead-zinc deposit are sphalerite, galena, chalcopryrite, pyrrhotite, marcasite, bornite, molybdenite, sulfosalt, magnetite, hematite, ilmenite, rutile. Secondary minerals are limonite, cerussite, martite, mushketovite, chalcocite and covellite. Furthermore, graphite is commonly observed in ore and wall rocks. Garnet, clinopyroxene, epidote, tremolite, calcite, quartz, chlorite and to a lesser extent vesuvianite, wollastonite, actinolite, clinozoinite, titanite, fluorite and ilvaite are gang minerals. Fluorite and barite veinlets are also observed in marble and syenite rocks.

On the Evcininboyun area skarn zones composed of garnet, pyroxene and epidote minerals can be observed along granite-marble contact. Apart from these features, genetically important textural properties and their meanings are as follows:

Ore is mostly banded and parallel to the schistosity in the different levels (Fig. 6A: a, c) Besides the ore body can be followed for several of kilometers towards west.

-Microfolded ore texture (Fig. 6A: b) is the proof that the ore body was deformed together with the rocks which is involved.

In Kıraçbey gallery (Küçükçiçekli area), the ore is lenticular to banded in places. Besides the core samples including lenticular to boudinage textures. These ore geometries do not resemble to the ore geometries encountered in skarn deposits (Fig. 6A: d). boudinage structures indicate that the ore body was effected by deformation.

In Akdağmadeni deposits carbonate levels where skarn minerals are absent the existence of large recrystallized sphalerite and galenite minerals indicate recrystallization. (Fig. 6A: e).

The existence of microboudinage and lined textures (deformed) in chalcopryrite, phyrrite, sphalerite and pyrrhotite minerals within the pelitic gneisses indicate metamorphism and deformation effects. (Fig. 6B: a, b, c).

The existence of sphalerite and galena surrounded by magnetite (Fig. 6B: d) do not coincide with the metal zonation proposed for skarns.

The presence of zoned phyrrite growing from detritic phyrrite containing galena inclusion indicate

AKDAĞMADENİ KURŞUN-ÇİNKO YATAĞININ MAKRO-MİKRO DOKUSAL ÖZELLİKLERİ

metamorphism or the influence of granite (Fig. 6B: f). Besides detritic pyrite shows a pre-metamorphic metal source.

Chalcopyrite, sphalerite and pyrite inclusions within the garnet and biotite in pelitic gneisses (Fig. 6B: g, h) indicate the existence of pyrite, chalcopyrite and sphalerite minerals prior to regional metamorphism.

These observation and data indicate the Pb, Zn and Cu enrichment within the Akdağmadeni metamorphics prior to granite emplacement. The Başçatak Pb-Zn-Cu sulfid deposit situated 15 km. southwest of the Akdağmadeni, first described by Genç (1998) also indicates metamorphics features.

In view of geologic, petrographic, mineralogic and structural-textural properties, the Akdağmadeni lead-zinc deposit exhibits similarities to those of both skarn and metamorphic types. Therefore, it is postulated that the Akdağmadeni lead-zinc deposit is a complex deposit in which features and / or effects of both regional and contact metamorphism are observed, rather than being a simple skarn type deposit as revealed by previous studies on the basis of the presence of granite.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alpaslan, M., 1993, Yıldızeli yöresinin petrografik incelenmesi. Doktora Tezi. (yayınlanmamış), C.Ü.359s.
- Çolakoğlu, AR., 2000, Akdağmadeni (Yozgat) yöresi kurşun-çinko, fluorit ve barit yatak ve zuhurlarının jeolojik ve kökensel incelenmesi. H.Ü. Doktora tezi. 162s, (yayınlanmamış).
- Dökmeci, L., 1980, Akdağmadeni yöresinin jeolojisi. M.T.A. Rapor No: 6953. 37s.
- Erkan, Y., 1980, Orta Anadolu Masifi¹ nin kuzey-doğusunda (Akdağmadeni - Yozgat) etkili olan bölgesel metamorfizmanın incelenmesi. T.J.K. Bül, c.23, 213-218.
- Erkan, Y. ve Ataman G., 1981, Orta Anadolu Masifi (Kırşehir yöresi) metamorfizma yaşı üzerine K/Ar yöntemi ile bir inceleme. H.Ü. Yerbilimleri, 8, 27-30.
- Evans, M.A., 1993, Ore geology and industrial min-

erals an introduction. Blackwell scientific publications, Oxford, third edition. 390 p.

- Genç, Y., 1998, Başçatak-Akdağmadeni (Yozgat) Zn-Pb-Cu sulfide deposit: an example of metamorphosed sulfide deposit in the Akdağmadeni massif. Third International Turkish Geology Symposium Abstracts book. p. 69. ANKARA
- Göncüoğlu, M.C., 1977, Geologie des westlichen Niğde Massive, Ph.D Thesis, Bonn University, 167 p.
- Göncüoğlu, M.C., 1981, Niğde masifinin jeolojisi. T.J.K. 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı "İç Anadolunun Jeolojisi Sempozyumu", 16-19, ANKARA
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erler, A. ve Olgun, E., 1991, Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim. TPAO Rep., No. 2909,140p.
- Ketin, İ., 1954, Yozgat bölgesinin jeolojik löveri hakkında rapor: M.T.A. Enst. Derleme Rap. No:2141, 50s., Ankara (Yayınlanmamış).
- Ketin, İ., 1955, Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin tektonik durumu. Türkiye Jeol. Kur. Bult., v. 6, 1-40.
- Ketin, L., 1963, 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Kayseri Paftası. M.T.A. Yay., 83s.
- Ketin, L., 1966, Tectonic units of Anatolia (Asia Minor). M.T.A. Bull, v. 66, 23-34. Kovenko, V., 1944, Akdağ bölgesindeki eski madenler hakkında rapor. M.T.A. Ens., Arşiv No: 1604, Ankara.
- Kuşçu, İ., 1997, Mineralogical and geochemical composition of skarns in the Akdağmadeni, Akçakışla and Keskin districts, Central Anatolia, TURKEY, Ph.D. studies in the Middle East Technical University p., 192.
- Paolo, S., 1908, Akdağ gümüş madeni raporu. M.T.A. Arşiv No: 392 (yayınlanmamış).
- Pollak, A., 1958, 1957 yılında Akdağmadeni - Yıldızeli sahasında yapılan prospeksiyon. M.T.A. Arşiv No:2679. (yayınlanmamış).
- Sağiroğlu, A., 1982, Contact metasomatism and ore deposition of Lead- Zinc deposits of

- Akdağmadeni, Yozgat, Turkey: Londra Üniversitesi (Yayınlanmamış) Doktora tezi, 324s.
- Seymen, İ., 1982, Kaman dolayında Kırşehir masifinin Jeolojisi: İ.T.Ü., Doçentlik Tezi, 164 s., (Yayınlanmamış).
- Tolluoğlu, A.Ü., 1986, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler. H.Ü. Fen Bil. Ens. Doktora tezi (yayımlanmamış), 237s., Ankara.
- Tülümen, E., 1980, Akdağmadeni yöresinde petrografik ve metaloj enik incelemeler: Doktora tezi, K.T.Ü. Fen Fakültesi Yayını, 157s. (yayınlanmamış).
- Vache, R., 1963, Akdağmadeni kontak yatakları ve bunların Orta Anadolu Kristalinine karşı olan jeolojik çerçevesi. M.T.A. Enst. Bult., v. 60 s. 22-36.
- Yıldız, M., 1998, Akdağmadeni (Yozgat) doğusunda yer alan metamorfik birimlerin jeolojik petrografik incelenmesi. Doktora tezi: Ankara Üniv. 185 s.
- Yılmaz A., Uysal, T., Bedi, Y., Yusufoglu, H., Havzoğlu, T., Ağan, A., Göç, D ve Aydın, N., 1995, Akdağ Masifi ve dolayının jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Dergisi No. 117, 125-138.

Makalenin geliş tarihi: 29.05.2000

Makalenin yayma kabul edildiği tarih: 24.01.2001

Received May 29, 2000

Accepted January 24, 2001

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 2001 Cilt 44 Sayı 1
February 2001 Volume 44 Number 1

İÇİNDEKİLER CONTENTS

TEKİN E, AYYILDIZ T., Sıcakçermik Jeotermal Alanındaki (Sivas KB, Türkiye) Güncel Traverten Çökellerinin Petrografik Özellikleri
Petrographic Properties Of The Recent Travertines In The Sıcakçermik Geothermal Field (NW Sivas, Turkey).....1

TUNOĞLU C., ÜNAL A. Ostracoda Biostratigraphy and Chronostratigraphy of Pannonian-Pontian Sequence of Gelibolu Peninsula, NW Turkey
Gelibolu Yarımadası Pannoniyen-Ponsiyen İstifinin Ostracoda Biyostratigrafisi ve Kronostratigrafisi, KB Türkiye15

KOÇER S., SARAÇ C., Ilıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn Cevherleşmesinin Jeolojisi ve Jeostatistiksel Değerlendirilmesi
Geology and Geostatistical Evaluation of Ilıcadere (Bayındır, İzmir) Pb-Zn Mineralization27

ÇERİKCİOĞLU B., Kocaeli Triyası Dolomitlerinin Kökenine Petrografik ve İzotopik Bir Yaklaşım
An approach to the origin of Kocaeli Triassic dolomites based on their isotopic and petrographic characteristics37

ÇOLAKOĞLU A. R., GENÇ Y., Akdağmadeni (Yozgat) Kurşun-Çinko Yatağının Makro-Mikro Dokusal Özellikleri ve Kökenel Yorumu
Macro-Micro Textures and Genetic Evolution of Lead-Zinc Deposits of Akdağmadeni (Yozgat) Region45

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 is indexed and abstracted in:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation,
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts Mineralogical Abstracts, GEOBASE, BIOSIS.

Yazışma Adresi

TMMOB JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tlf: (0 312) 434 31 01 Fax: (0 312) 434 23 88
www.jmo.org.tr
e-posta: jmo.@jmo.org.tr

Correspondence Adress

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
P.O. Box 464-Yenişehir, 06444 ANKARA
Tlf: (0 312) 434 36 01 Fax: (0 312) 434 23 88
www.jmo.org.tr
e-mail: jmo@jmo.org.tr

teknik hazırlık - mizanpaı
etki tanıtım 424 11 05 - 06
ereklam@bir.net.tr