

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

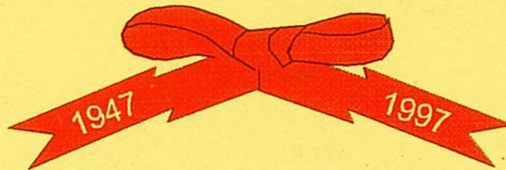
Şubat 1997 Cilt 40 Sayı 1

February 1997 Vol. 40 No 1

ISSN 1016-9164



50. YIL



TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

TMMOB
JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU / EXECUTIVE BOARD

Hikmet TÜMER	Başkan (President)
Tahir ÇEBİ	İkinci Başkan (Vice President)
Erçin TÜRKEL	Yazman (Secretary)
Aydın Bülent BAŞ	Sayman (Treasurer)
Bahadır ŞAHİN	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Member of Professional Activities)
Erdem ÇÖREKÇİOĞLU	Yayın Üyesi (Member of Publication)
Oğuz DEMİRKIRAN	Sosyal İlişkiler Üyesi (Member of Social Affairs)

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

Editörler / Editors

Sefer ÖRÇEN, MTA, Türkiye
Atilla ÇİNER, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Cem SARAÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye

Teknik Yönetmen / Technical Editor

Hilmi YAĞCI, MTA, Türkiye

Yazı İnceleme Kurulu / Editorial Board

Bahattin AYRANCI, Zurich Üniversitesi, İsviçre	Gilbert KELLING, Keele Üniversitesi, İngiltere
Hasan BAYHAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye	Alain LEJAY, ELF Aquitaine, Fransa
Erdin BOZKURT, O.D.T.Ü., Türkiye	Engin MERİÇ, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Durmuş BOZTUĞ, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye	Teoman NORMAN O.D.T.Ü., Türkiye
Jean CHOROWICZ, Paris VI Üniversitesi, Fransa	Doğan PAKTUNÇ, Canmet Min. B.Lab, Kanada
Max DEYNOUX, CNRS, Fransa	Asaf PEKDEĞER, Freie Üniversitesi, Almanya
Vedat DOYURAN, O.D.T.Ü., Türkiye	Muharrem SATIR, Tübingen Üniversitesi, Almanya
Peter A. DOWD, Leeds Üniversitesi, İngiltere	Barry SCOTT, Leicester Üniversitesi, İngiltere
Mehmet EKMEKÇİ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye	Gürol SEYİTOĞLU, Ankara Üniversitesi, Türkiye
Yavuz ERKAN, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye	Orhan TATAR, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Ayhan ERLER, O.D.T.Ü., Türkiye	Reşat ULUSAY, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye
Kemal İNAN, Min. ve Enerji B., Avustralya	Taner ÜNLÜ, Ankara Üniversitesi, Türkiye

Bu sayıda makaleleri inceleyerek katkıda bulunanlar

Osman CANDAN, Dokuz Eylül Üniversitesi, Türkiye	Asuman TÜRK MENOĞLU, O.D.T.Ü., Türkiye
Yurdal GENÇ, Hacettepe Üniversitesi, Türkiye	Hüseyin YALÇIN, Cumhuriyet Üniversitesi, Türkiye
Vedat OYGÜR, MTA, Türkiye	Melail YENİYOL, İstanbul Üniversitesi, Türkiye
Sönmez SAYILI, Ankara Üniversitesi, Türkiye	

Yazışma adresi

TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI
P.K. 464 - Yenışehir, 06444 ANKARA
Tlf: (312) 434 36 01 Faks: (312) 434 23 88
www. jmo. org. tr
e-mail: tmmobj-o@ tr-net. net.tr

Correspondence address

UCTEA Chamber of Geological Engineers of Turkey
P.O. Box 464 - Yenışehir, 06444 ANKARA
Tlf: (90-312) 434 36 01 Fax: (90-312) 434 23 88
www. jmo. org. tr
e-mail: tmmobj-o@ tr-net. net.tr

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

Şubat 1997 Cilt 40 Sayı 1
February 1997 Vol. 40 No 1

ISSN 1 016-9164

İÇİNDEKİLER CONTENTS

- Afyon metasedimanter grubunun Mesozoyik öncesi metamorfik evrimi**
The Pre - Mesozoic metamorphic evolution of the Afyon metasedimentary group
.....Ü. TOLLUOĞLU, Y. ERKAN,
E.Ö. SÜMER, M. N. BOYACI, F. YAVAŞ 1
- Keban (Elazığ) simli kurşun yatağı Batı Fırat Sahası gümüşlü mangan cevherlerinin jeokimyası**
Geochemistry of silverbearing manganese ores of West - Euphrates Sector of lead - silver deposit Keban (Elazığ)
.....B. YALÇINALP 19
- Avcıpınarı (Yıldızeli - Sivas) sülfid cevherleşmesinin jeolojisi ve kökeni**
Geology and genesis of the Avcıpınarı sulfide mineralization (Yıldızeli - Sivas)
.....O. KOPTAGEL, A. EFE 37
- Şile bölgesi (İstanbul) Üst Kretase volkaniklerinde mordenit türü zeolit oluşumu**
Mordenite type zeolite occurrence in the Upper Cretaceous volcanics of Şile region, Istanbul
.....F. ESENLİ, B. UZ, I. KUMBASAR 49
- Valles tip kaldera cehverleşmesi örneği: Gümüşki (Maçka - Trabzon) Zn - Pb yataklarının jeolojisi ve mineralojisi**
An example of Valles type caldera mineralization: Geology and mineralogy of Gümüşki (Maçka - Trabzon) Zn - Pb ore deposits
.....B. YALÇINALP 57

Türkiye Jeoloji Bülteni makale dizin ve özleri;
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation, Bibliography of Economic Geology,
Geo Archive, Geo Abstracts, GEOBASE de yer almaktadır.

Geological Bulletin of indexed and abstracted in:
GeoRef, Geotitles, Geoscience Documentation,
Bibliography of Economic Geology, Geo Archive, Geo Abstracts, GEOBASE

TMMOB JEOLojİ MÜHENDİSLERİ ODASI
Chamber of Geological Engineers of Turkey



Afyon metasedimanter grubunun Mesozoyik öncesi metamorfik evrimi

The Pre - Mesozoic metamorphic evolution of the Afyon metasedimentary group

A. Ümit TOLLUOĞLU	Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532	Beytepe, Ankara
Yavuz ERKAN	Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532	Beytepe, Ankara
Engin Ö.SÜMER	Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532	Beytepe, Ankara
Mehmet N. BOYACI	Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532	Beytepe, Ankara
Fatma (BEKTAŞ) YAVAŞ	Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532	Beytepe, Ankara

Öz

Afyon zonunda baskın olarak sedimanter kökenli litolojilerin oluşturduğu bölgesel metamorfizma Afyon metamorfizmaları olarak tanımlanır. Alt ve üst metamorfizmaları olarak iki alt gruba ayrılan Afyon metamorfizmaları, Orta / Üst Devoniyen - Üst Permian yaşlı Anadolu karbonat platformu tarafından diskordansla örtülür.

Doğanlar şistleri, Çakmak kuvarsiti ve Sandıklı porfiroyidi alt metamorfite ait litofasiyelerdir. Olasılıkla Kambriyen - Alt Ordovisiyen aralığında orojenik metamorfizma geçirmiş ve üç plastik deformasyon evresinden (F1, F2, F3) etkilenmiştir.

Deliktaş meta - konglomerası. Ballica fillü ve Iscehisar mermeri üst metamorfite ait litofasiyelerdir. Üst metamorfiti etkileyen ikinci metamorfizma olasılıkla Kaledoniyen orojenezinin geç evresine (Geç Silüriyen) ait çok evreli deformasyonların (F4, F5, F6, F7) sonucudur.

Afyon metamorfizmaları ve Anadolu karbonat platformunun oluşturduğu istif Afyon metasedimanter grubu olarak adlandırılmıştır. Metasedimanter istif Mesozoyik öncesi dönemde metamorfik evrimini tamamlamış ve Triyas yaşlı çökeller ile örtülmüştür.

Anahtar Sözcükler: Afyon metamorfizmaları, Dinamotermal metamorfizma, Anadolu platformu, Paleozoyik.

Abstract

Regional metamorphic rocks of sedimentary origin in Afyon zone are known as Afyon metamorphites which are subdivided into two groups: Lower and upper metamorphites. The metamorphites are unconformably overlain by Anatolian carbonate platform belonging to Middle Devonian to Late Permian.

The lower Metamorphite consist of Doğanlar schists, Çakmak quartzite and Sandıklı porphiroid (felsic volcanite). These metamorphism and by three plastic deformation phases (F, F2, F3) for the superposed folding probably during the Cambrian - Early Ordovician.

The occurrences of the upper metamorphite consisting of Deliktaş meta - conglomerates. Ballica phyllite and Iscehisar Marble are reason for the second metamorphism. The later polyphase deformation (F4, F5, F6, F7) correspond the late stages of the Caledonian orogeny (Late Silurian).

Afyon metamorphites and Anatolian carbonate platform are named as Afyon metasedimentary group. The metamorphic evolution of Afyon metasedimentary group are before Mesozoic and were unconformably covered by Triassic sediments.

Key Words: Afyon metamorphites, Dynamothermal metamorphism, Anatolian platform. Paleozoic.

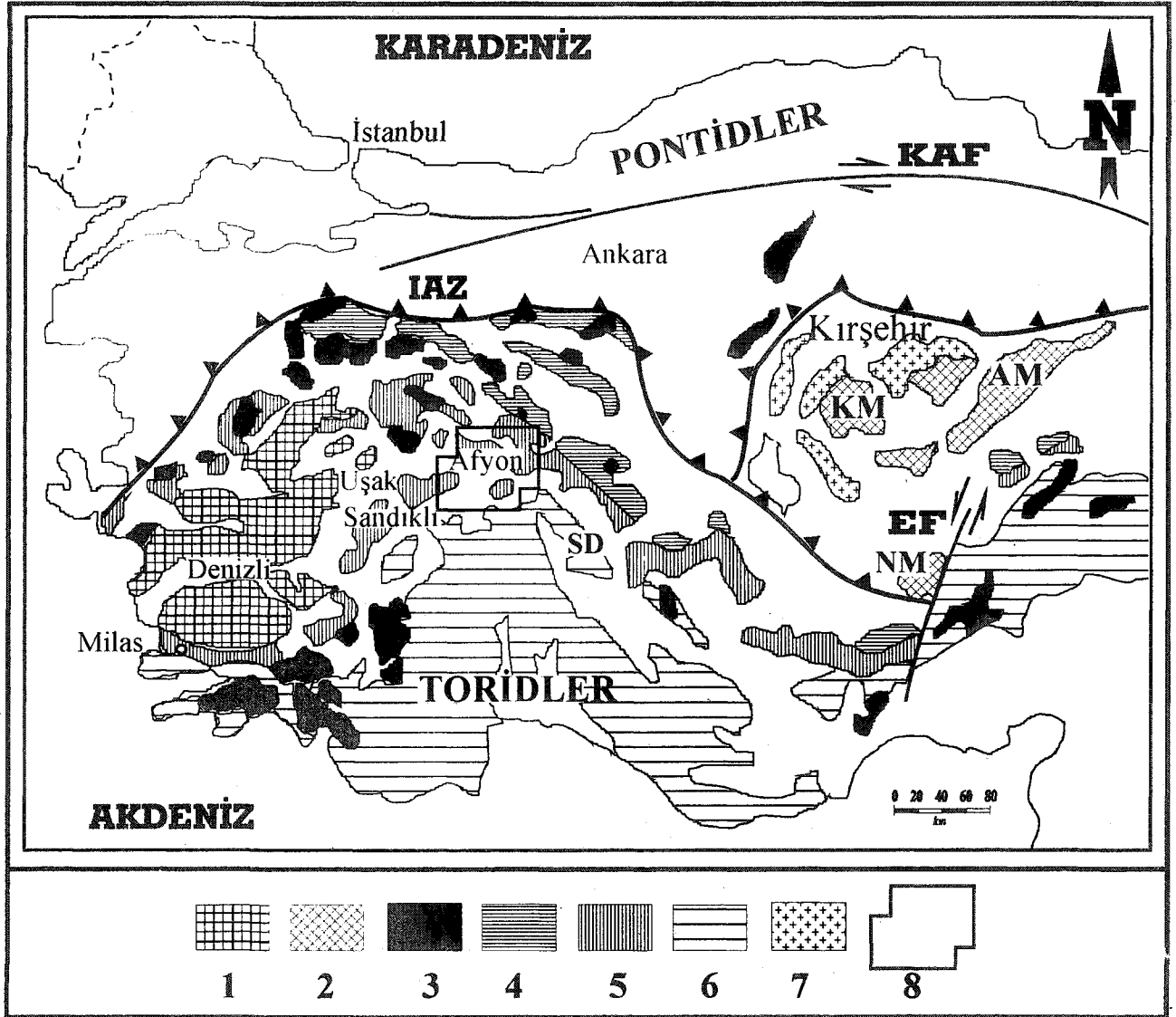
GİRİŞ

Afyon zonu batıda Menderes Masifi'nden başlayıp Denizli kuzeyini izleyerek Uşak ve Sandıklı üzerinden Afyon'a uzanan düşük metamorfik kuşaktır. Afyon doğusunda Sultandağları kuzeyini izleyerek Orta Anadolu masiflerine bağlanır (Şekil 1). İnceleme alanı çok evreli metamorfizmanın gözlendiği bir alan olması, Menderes ve Orta Anadolu masifleri arasındaki jeolojik konumu nedeniyle Türkiye jeolojisinde özel bir öneme sahiptir.

Afyon ili çevresindeki bölgesel metamorfik kayalar, metamorfizma evrimini Mesozoyik öncesi dönemde tamamlamış birimlerden oluşmaktadır. Baskın olarak sedimanter kökene sahip bu metamorfik birimler ilk kez bu çalışmada Afyon metasedimanter grubu (AMG) adı

altında tanımlanmıştır (Şekil 2). Afyon metasedimanter grubu'nu oluşturan litoloji toplulukları Mesozoyik öncesi dönemde birden fazla bölgesel metamorfizma ve deformasyon geçirmiştir. Çok evreli deformasyonlardan etkilenmiş metasedimanter istif üzerinde Üst Permian - Alt Triyas yaşlı polijenik çakıllı Elmacık konglomerası yer almaktadır. Bu konglomera Erken Mesozoyik (Triyas - Jura) karbonatları tarafından üzerlenmektedir. Neojen yaşlı genç volkanik ve piroklastik seriler ise tüm birimleri örtmektedir.

Makalenin konusu Afyon bölgesel metamorfizmalarına ait jeolojik bulguların sunulması ve metamorfik evrimin tartışılmasıdır. Afyon metasedimanter grubunun mesozoyik tektonik özellikleri bir başka makalede ele alınacaktır.



Şekil 1. Balı ve Orla Anadolu'nun leklonik birlikleri ve metamorfik masifler. (1. Menderes Masifi, 2. Orta Anadolu Masifleri, KM= Kırşehir Masifi, AM= Akdağınadeni Masifi, NM= Niğde Masifi, 3. Ofiyolit, 4. Tavşanlı zonu, 5. Afyon zonu, 6. Toros bloğu, 7. Orta Anadolu magmatik kuşağı, 8. Proje inceleme alanı, IAZ= izmir - Ankara Zonu, KAF= Kuzey Anadolu Fayı, EF= Ecemiş Fayı, SD= Sultandağı).

AFYON METASEDİMANTER GRUBU (AMG)

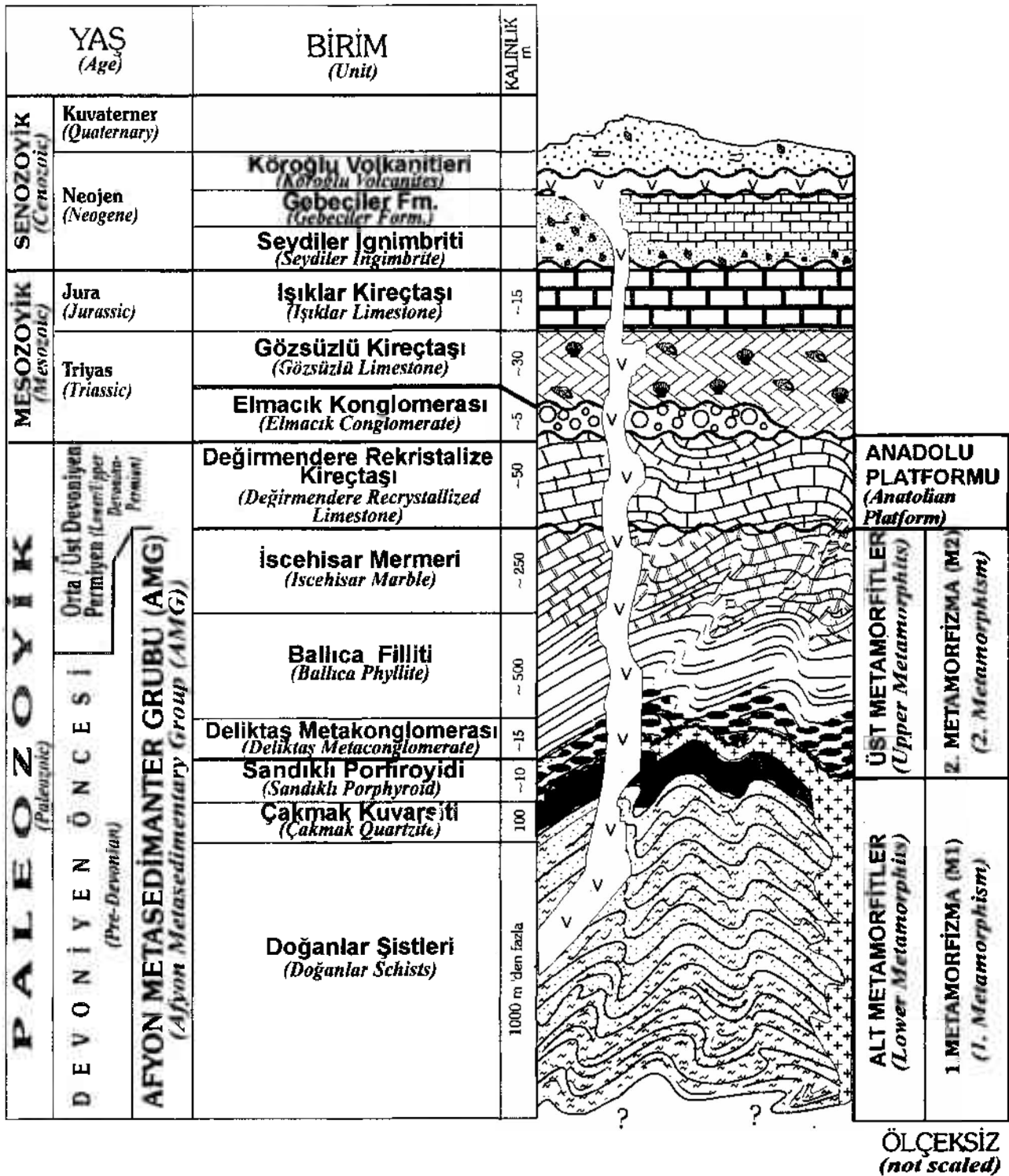
İnceleme alanında yüzeylenen metamorfik seriler petrografik - petrolojik, çökelme ortamı ve yapısal özellikleri esas alınarak alttan üste Doğanlar şistleri, Çakmak kuvarsiti, Sandıklı porfiroyidi, Deliktaş meta-konglomerası, Ballica filliti, Iscehisar mermeri ve Değirmendere rekristalize kireçtaşları olmak üzere yedi litofasiyese ayrılmıştır (Şekil 3).

Doğanlar şistleri. Çakmak kuvarsiti ve Sandıklı por-

Figure 1. Tectonic unites of Western and Central Anatolian and metamorphic massives (1. Menderes Massive, 2. Central Anatolian massives, KM= Kırşehir Massive, AM= Akdağınadeni Massive, NM= Niğde Massive, 3. Ophiolite, 4. Tavşanlı Zonu, 5. Afyon zonu, 6. Taurus block, 7. Central Anatolian magmatic belt, 8. Investigation Area, IAZ= İzmir - Ankara Zone, KAF= North. Anatolian Fault, EF= Ecemiş Fault, SD= Sultandağı).

froyidi metamorfik istif içinde alt metamorfitlelere ait birimlerdir. Genel olarak regresif istif karakteri sunmaktadır. Alt melamorfit üzerinde yer alan Deliktaş meta-konglomerası, Ballica filliti ve Iscehisar mermeri ise "üst metamorfitleleri" oluşturan litofasiyelerdir. Çalışma alanı güneyinde, Kızıldağ yöresinde Orta - Üst Devoniyen yaşlı serilerle başlayan karbonat transgresyonu Üst Permien'e kadar sürekli bir istif oluşturmaktadır. Yer yer killi, kumlu arabantlar içeren bu metakarbonat-

AFYON METASEDİMANTER GRUBU



Şekil 2. Afyon zonu genelleştirilmiş kayaç dizini.

Figure 2. Generalized rocks index of Afyon zone.

lar Değirmendere rekristalize kireçtaşı (Anadolu plat-formu) olarak tanımlanmıştır. Afyon metamorfitlerinin örtü serisi olarak haritalanan birim içinde. Üst Paleozo-yik (Devoniyen, Karbonifer ve Permien) yaşlı pek çok fosil korunmuştur (Şekil 4).

Doğanlar şistleri

Çalışma alanında geniş yayılıma sahip birim Do-ğanlar köyünden isim alır (Şekil 3). Afyon Metasedi-manter grubu içinde temeli oluşturan litoloji topluluğu-dur.

Killi, killi - kumlu, kumlu litolojilerin yanal ve dü-şey mineralojik geçişli olduğu metamorfik türevler alt kesiminde albit bakımından zengin muskovit / mika - şistlerle temsil edilir (Şekil 4). El örneğinde kaba şisto-ziteü, koyu gri - yeşilimsi renklerde gözlenir. Gri - si-yah mika pullarının parlaklığı ve 1 -5 mm arasında de-ğişen kirlili - beyaz albit porfiroblastları tipiktir. İnce kesitlerde lepidoporfiroblastik doku yaygındır. Albit - mika - şistlerde kuvars içeriği genellikle düşük (>%5) orandadır.

Kuvars oranının %30 - 45'e çıktığı kayaçlar albit - kuvars - muskovit / mika - şistler şeklinde adlandırıl-mıştır (Şekil 4). Bu kayaçlar gri - kahverengi renkleri, belirgin şistozitesi ve 1 - 10 mm arasında değişen be-yaz kuvars bantları ile tanınır. El örneğinde mercek şe-killi kuvars seviyeleri oldukça tipiktir. İnce kesitlerde lepido - granoblastik doku gözlenir. Albit mineralinin varlığı kayaç türleri için ayırtman bir özelliktir. Bol miktarda bulunan iri ve orta taneli albit porfiroblastları rotasyonel dokuyu karakterize eden tipik örnekler sunar. Bazen polisentetik ikizlidir.

İstifin üst kesimlerine doğru albit kaybolmakta ve killi - kumlu litolojilerin metamorfik türevleri olan ku-vars - muskovit / mika - şistlere geçilmektedir (Şekil 4). Kuvars içeriği bu kayaçlarda %60 - 75 oranındadır. Ye-şilimsi - kahverengi ve bej renklere sahip örnekler ku-vars miktarına bağlı olarak daha masif ve kaba şistozi-teye sahiptir. El örneğinde kuvars iri - orta taneli mercekler veya 1-3 cm kalınlığa varan bantlar şeklinde-dir. İncekesitlerde lepido - granoblastik doku yaygındır.

Doğanlar şistlerinde albit, kuvars, muskovit, klorit, epidot ve granat minerallerinin bolluğuna bağlı olarak değişik mineral parajenezleri ve kayaç türleri tanımla-nır (Şekil 4). Doğanlar şistlerinde saptanan tipik mine-ral toplulukları metamorfizma derecesinin artışına bağ-lı olarak aşağıda verilmiştir.

albit + kuvars + klorit + muskovit

albit + kuvars + klorit + epidot + muskovit + biyotit

albit + kuvars + muskovit + epidot + biyotit + granat

albit + kuvars + sillimanit (?) + biyotit + muskovit

Bu mineral toplulukları klorit, biyotit, granat ve silli-manit (?) minerallerinin ortaya çıkışı ile karakterize edilen ilerleyen bir metamorfizmanın varlığına işaret etmektedir (Şekil 4). İncekesitlerde biyotit ve granatla-rın kloritleştiği görülmekte ve bu durum kayaçların ge-rileyen metamorfizmadan etkilendiğini göstermektedir. Apatit, turmalin, titanit, zirkon ve opak mineraller ise tali bileşen olarak gözlenmektedir.

Birim içinde mezo ve mikro ölçekteki kıvrımlar ol-dukça yaygındır. Gelişen buruşma foliasyonları üstele-yen kıvrımlara işaret etmektedir (Levha Ia). Doğanlar şistlerinin oluşumunda etkili olan metamorfik evrede birden çok plastik deformasyonun (F1, F2, F3) geli-şmiş olduğu yapısal çalışmalarla belirlenmiştir (Erkan ve diğ., 1996) (Şekil 5). F1- yapısal evresi sahada şisto-zile gelişimine neden olan yatık / devrik izoklinal kıvrı-mlarla temsil edilmektedir. F2- yapısal evresi buruş-ma dilinimi şeklinde gelişen eksen düzlemi dilinimi ile karakterize edilir. F3- yapısal evresi ise alt metamorfite-lerin yüzeye çıkarken (karasallaşma evresi) gelişen de-formasyonların ürünü kırılma dilinimi ile tanımlanır.

Birimin tabanında yaklaşık %90 oranında bulunan killi köken kayaç, üst kesimlere doğru değişmekte ve kuvars miktarının arttığı (%60 - 75) litolojilere geçil-mektedir. Doğanlar şistlerinin en üst kesiminde homo-jen litolojisi, ince taneli ve bol kuvars içeriği ile masif Çakmak kuvarsiti yer almaktadır (Şekil 4). Alt meta-morfite ait istif bu özelliği ile genelde regresif bir karak-ter sunmaktadır.

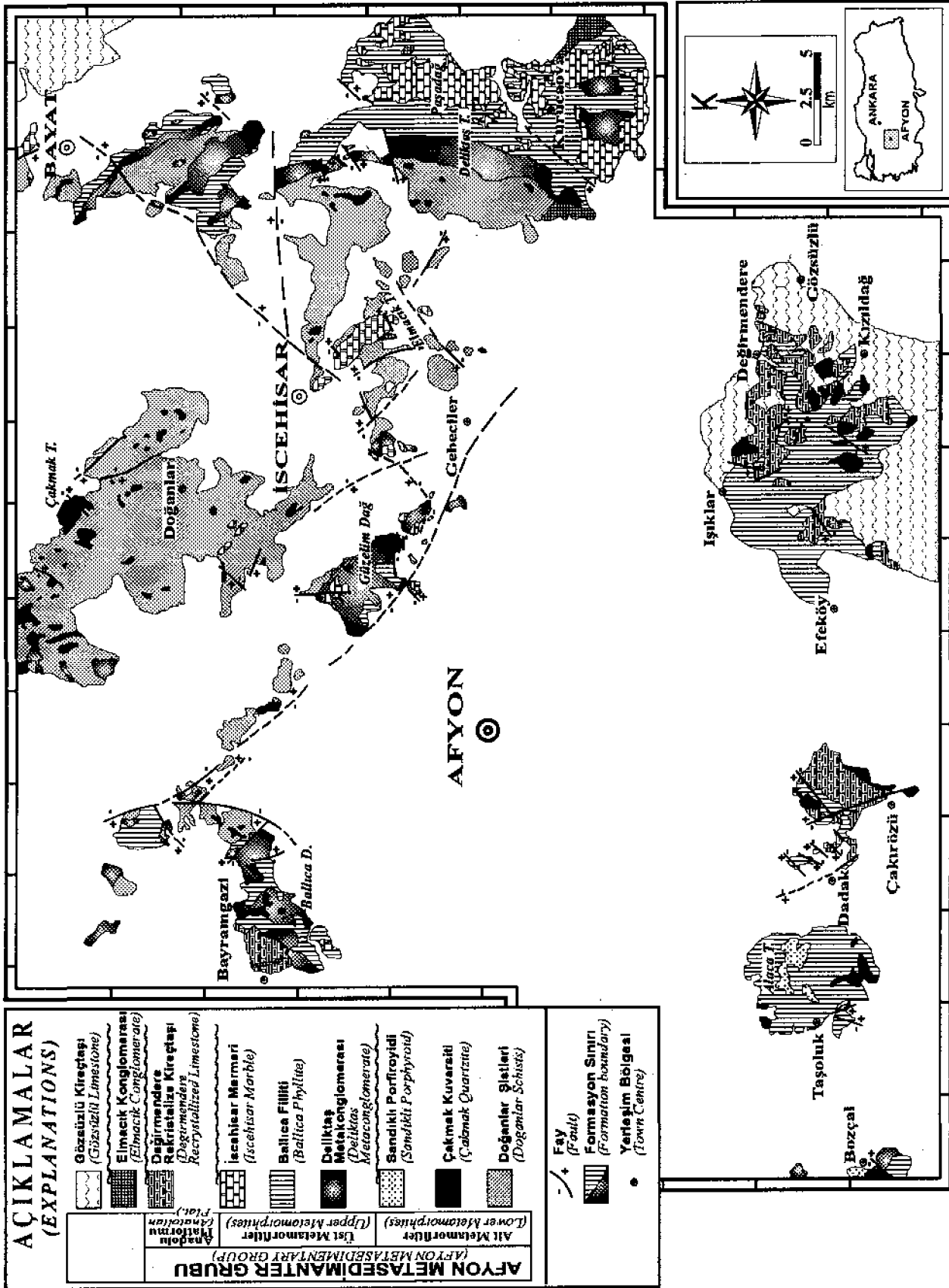
Çakmak kuvarsiti

Doğanlar şistleri üzerinde irili ufaklı mostralrlar şek-linde gözlenen birim Afyon kuzeyinde yaygın olarak yüzeylenir (Şekil 2). Âdını Çakmak Tepe'den alan ku-varsitler homojen litolojileri, masif görünüşleri ve me-tamorfizma sonucu kıvrımla gelişen bantlı yapıları ile tipiktir (Levha Ib). Kuvarsitlerde çok evreli de for-masyonlara ait izlere rastlanılmaktadır. Özellikle bantlı gö-rünüme sahip örneklerde kaba foliasyon düzlemlerinin oluşturduğu mezoskopik kıvrım yapıları oldukça ka-rakteristiktir.

El örneğinde kızıl - kahverengi, siyah, gri, bej ve ço-ğu kez beyaz renk tonlarına sahiptir. Sert, kırılması zor, masif örnekler çekiç vurulduğunda düzgün olmayan kırılma yüzeyleri oluşturur". Bol kırıklı, çatlaklı mostra görünüşleri tipiktir.

İncekesitlerde kayacını %80'den fazla kuvars içerdi-ği gözlenir. Ayrıca çok az miktarda mika, turmalin, apa-tit, kalsit, epidot, klorit ve opak minerallerin varlığı tes-

AFYON METASEDİMANTER GRUBU



Şekil 3. İnceleme alanında Afyon metasedimanter grubunun jeoloji haritası.

Figure 3. Geological map of Afyon metasedimentary Group in the investigated area.

AFYON METASEDİMANTER GRUBU (AMG) <i>(Afyon Metasedimentary Group (AMG))</i>	Değirmendere Rekrystalize Kireçtaşı <i>(Değirmendere Recrystallized Limestone)</i>	ANADOLU PLATFORMU <i>(Anatolian Platform)</i>	Nankinella sp., Cordiformis sp., } <i>Üst Permiye:</i> Pseudoschwagerina sp., Byrzoa } <i>Üst Karbonifer</i> Textularidae, Beresellae } <i>Alt Permiyen</i> Dvinella sp., Pseudostaffella } <i>Orta Karbonifer</i> Samarella sp., Fusilinella sp. } <i>Alt Karbonifer</i> Cunciphycus sp., Komia sp., } Neosphaera sp. } <i>Orta-Üst Devoniyen</i> Disphyllum sp. }	
	İscehisar Mermeri <i>(Iscehisar Marble)</i>	ÜST METAMORFİTLER <i>(Upper Metamorphites)</i>	Mermer Mk-Ku-mermer Ka-Şku Ka-FL Ku-FL FL Meta-kmt Meta-kong	2. METAMORFİZMA (M2) <i>(2. Metamorphism (M2))</i>
	Balıca Filliti <i>(Balıca Phyllite)</i>			
	Deliktaş Metakonglomerası <i>(Deliktaş Metaconglomerate)</i>			
			Mu-Kl Mu-Bi Kd And/Dis	
	Sandıklı Porfiroyidi <i>(Sandıklı Porphyroid)</i>	ALT METAMORFİTLER <i>(Lower Metamorphites)</i>	Meta-tüf / Meta-riyolit K Şku Ku-Şmu Ku-Şmk Ab-Ku-Şmu Ab-Ku-Şmk Ab-Ku-Şmk Ab-Şmk	1. METAMORFİZMA (M1) <i>(1. Metamorphism (M1))</i>
	Çakmak Kuvarsiti <i>(Çakmak Quartzite)</i>			
	Doğanlar Şistleri <i>(Doğanlar Schists)</i>			
			Mu-Kl Mu-Bi Bi-Gr Sil (?)	

Şekil 4. Afyon metasedimanter grubundaki alt ve üst metamorfizmalara ait kayaç türü ve karakteristik mineraller (Ş= şist, F= fillit, Kmt= kumtaşı, Kong= konglomera, K= kuvarsit, Mk= mika (muskovit + biyotit), Mu= muskovit, Bi= biyotit, Ku= kuvars, Ka= kalsit, Ab= albit, Kl= klorit, Kd= kloritoid, And= andaluzit, Dis= dişten, Gr= granat, Sil= sillimanit).

pit edilmiştir. Granoblastik dokuya sahiptir. İnce kesitte mika minerallerinin yönlenmiş oldukları izlenir.

Monomineralli Çakmak kuvarsitinin yanı sıra denizel ortamı temsil edene iyi yıkanmış ve boylanmış kuvars - kumtaşlarının metamorfik türevleri oldukları düşünülmektedir. Bölgesel yapı içinde mercek şeklindeki yapısal konumları, Doğanlar şistleri ile düşey mineralojik geçiş göstermeleri kuvarsitlerin sedimanter kökenli olduklarına işaret etmektedir. Böylece alt metamorfiz-

Figure 4. Rock types and characteristic minerals of the Afyon metasedimentary group lower and upper metamorphites (Ş= schist, F= phyllite, Kmt= sandstone, Kong= conglomerate, K= quartzite, Mk= mica (muscovite + biotite), Mu= muscovite, Bi= biotite, Ku= quartz, Ka= calcite, Ab= albite, Kl= chlorite, Kd= chloritoid, And= andalusite, Dis= kyanite, Gr= garnet, Sil= sillimanite).

led oluşturan litolojilerin benzer çökelme ortamında oluştukları, yanal ve düşey mineralojik geçişli oldukları sonucuna varılmıştır (Şekil 4).

Sandıklı porfiroyidi

Sandıklı batısında geniş yayılım gösteren Sandıklı porfiroyidi (Gutnic ve diğ., 1979; Öztürk, 1981) çalışma alanında Alaca Tepe ve Bozçal köyü civarında küçük mostralarda vermektedir (Şekil 3). Esas olarak Afyon

AFYON METASEDİMANTER GRUBU

ili, Sandıklı ilçesi güneybatısında yere alan litolojik birim, Afyon metasedimanler grubu litostratigrafi birimleri içinde benzer konuma sahip meta - riyolit / meta - tül-lerle temsil edilir (Şekil 4).

Sandıklı porfiroyidi kayuclarının alı meiamorfitlerin başkalaşımını takip eden bir evrede kıla içi magmalizma ürün oldukları düşünülmektedir. Daha sonraki evrede üst metamorfitlere ait litolojilerle birlikte melamorfize oldukları ve yapısal konum kazandıkları anlaşılmaktadır (Şekil 2). Üst meiamorfite ait Balıca filliti tabanındaki meta - kumtaşları ve fillitler içinde porfiroyide ait kayaç parçaları ve detritik plajiyoklaz kristallerine rastlanılmış olması üst meiamorfitlerin çökmesi öncesi dönemde jeolojik konum kazandıklarına kanıt oluşturmaktadır.

Belirgin olarak blastoporfirik dokulu kayacın ana bileşenlerini plajiyoklaz, kuvars, sanidin oluşturmaktadır. Plajiyoklazlar albit / oligoklaz birleşimindedir. Bazıları metamorfizma sonucunda scrişile dönüşüm göstermektedir. Plajiyoklazlardaki albit ikizlerinin deformasyon sonucu büküldüğü ve kıvrımlandığı tespit edilmiştir. Kuvarslar yuvarlaklaşmış iş veya kenarlarından itibaren yer yer kırılmış olarak gözlenir. Biotit kümeleşmeleri ve dizilimleri bazı kesitlerde tipiktir. Düşük mertebeli başkalaşım geçirmiş oldukları anlaşılmaktadır.

Geç evrede (Devoniyen Sonrası) gelişen kırıklı deformasyonlar rijil külle üzerinde oldukça etkili olmuştur. Kuvars ve feldspat porfiroblastlarının kenarları kırılmış ve mörter dokusu gelişmiştir. Riyolit bileşimini yansıtan matriks içinde mercerler şeklinde porfiroblastlar içeren gözlü doku tipiktir. Bu özellik nedeniyle Sandıklı porfiroyidi olarak tanımlanmıştır.

Sandıklı porfiroyidinin Afyon metasedimanler grubu içinde yüzeylenen türleri yüksek SiO₂ ve normatif korund içeren, peralümino karakteri ile kıla içi magmatizmaya (WPG) işaret eden meta - granitler olarak tanımlanır (Erkan ve diğ., 1996).

Deliktaş meta - konglomerası

Birim adını, Deliktaş Tepe'den (Paşadağ) alır (Şekil 3). 10 - 15 m arasında değişen stratigrafik kalınlığa sahiptir. Meta - konglomeraların çok değişik boyutlara sahip çakıllarının büyük bir kısmı (%80'den fazla) kuvarsit çakıllarıdır. İri blokludan, ince kum boyutuna değişen kuvarsit çakılları iyi yuvarlaklaşma göstermektedir (Levha 1c). Boyutları 0.5 - 10 cm arasında değişen kuvarsit çakılları metamorfizma sonucu foliasyon düzlemi içinde c eksenine yönünde uzamış elipsoidal bir geometri kazanmıştır.

Deliktaş meta - konglomerasının Üsl Ordovisiyen - Alt Silüriyen dönemde gelişen buzullanma ürünü malzmeden itibaren oluştuğu kabul edilmektedir (Tollu-oğlu ve Sümer, 1995; Sümer, 1995). Silüriyen başında yaklaşık güney kutbunda konumlanmış olan Gondvana karaşındaki (Condie, 1989) buzulların sığ denizel (-100 m) ortamda aniden erimesi, irili ufaklı çakılların ve killi - kumlu ince klasik malzemenin bu ortamda derecelenme göstermeyen karmakarışık bir şekilde yığılmasına yol açmıştır. Saha çalışmaları sonucu meta - konglomeraların düşey tane boylanması göstermedikleri saptanmıştır. Birim içinde bol miktarda ince kuvars minerallerine ve granoblastik dokulu Çakmak kuvarsitlerine ait çakıllara rastlanılmaktadır. El örneğinde kahverengi, gri - kahverengi, bordo, yeşil, gri - bej renklere sahip olan meta - konglomeraların bağlayıcı malzemesi çok ince kuvars, killi malzmeden türemiş serisil, az karbonat ve demiroksit minerallerinden oluşmaktadır. Malriks %80 - 85 oranında kuvars mineralinden oluşur. Metamorfizma sonucu bağlayıcı malzeme fillitimsi görünüm kazanmış serisit ve klorit mineralleri içerir. Kayaç incekesillerde lepidot - grano - porfiroblastik doku göstermektedir. Ana bileşen kuvars mineralidir. Kuvars tanelerinin çevresi opak mineraller tarafından kuşatılmıştır. Çoğu kez dalgalı sönme gösteren kuvarslara hem poligonal taneler halinde hem de kuvarsit çakıllarının ana bileşeni olarak rastlanır. Kayaç içinde ayrıca muskovit, biyotit, klorit, epidot, kloritoyid, andaluzit, dişlen, lürmalin ve apalil mineralleri de gözlenmektedir. Deliktaş meta - konglomerasında saplanan mineral parajenezleri metamorfizma derecesinin artışına bağlı olarak verilmiştir (Şekil 4).

Kuvars + muskovit + klorit

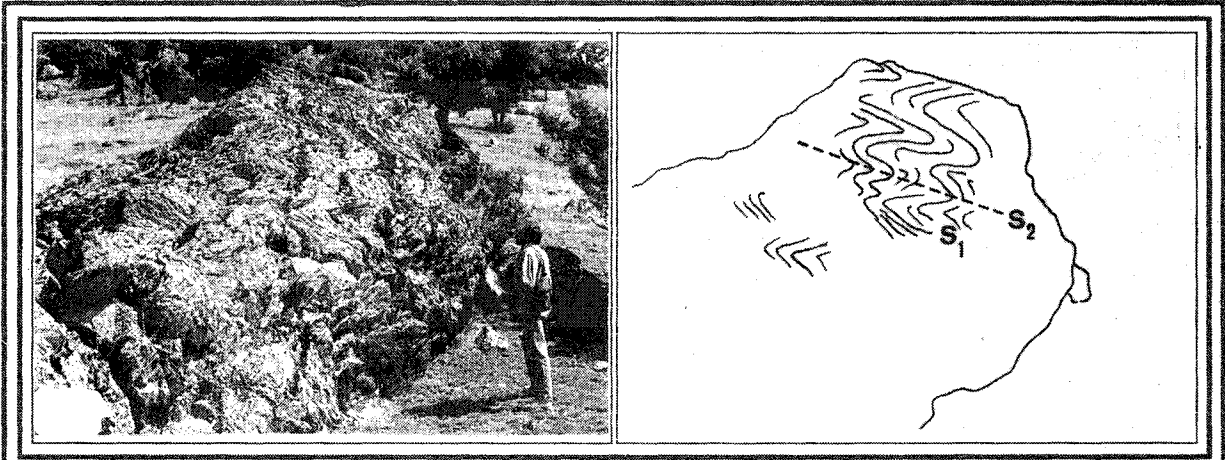
Kuvars + muskovit + biyotit

Kuvars + muskovit + klorit + kloritoyid

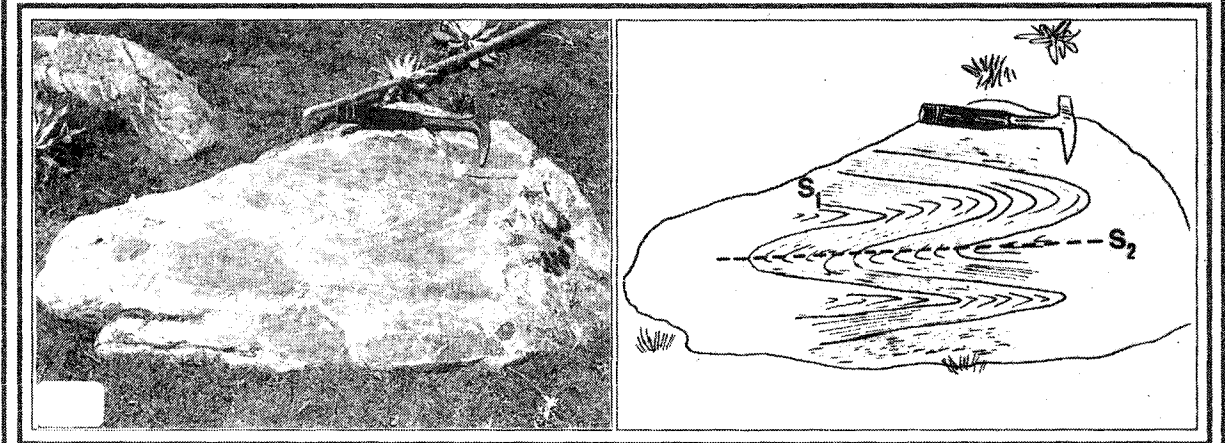
Kuvars + muskovit + kloritoyid + andaluzit

Kuvars + muskovit + kloritoyid + dişten

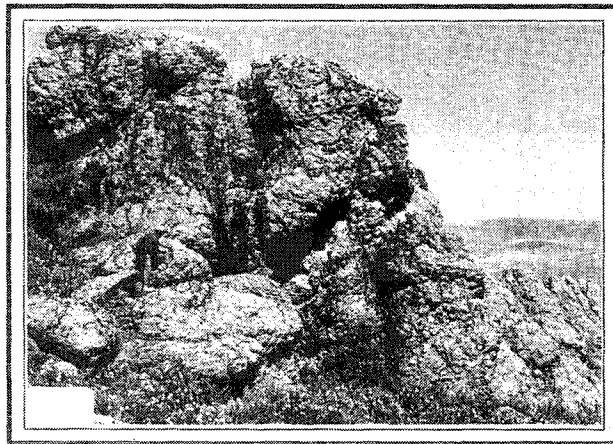
İnceleme alanında andaluzit ve dişlen minerallerinin varlığı ilk kez saptanmıştır (Erkan ve diğ., 1996). Kloritoyid + andaluzit ve kloritoyid + dişten beraberlikleri ender gözlenen ve belirli sıcaklık ve basınçlar altında oluşan parajenezlerdir. Kloritoyid + andaluzit birlikteliği 550°C sıcaklık koşullarına işaret etmektedir (Hoschek, 1969; Winkler, 1979; Powel ve Holland, 1990). Kloritoyid + dişten mineralinin ilk defa ortaya çıkışı epidot - amfibolit fasiyesi yüksek basınç koşullarına ulaşıldığını göstermektedir. Basınç koşullarının yaklaşık 6 kbar civarında olduğu anlaşılmaktadır (Powel ve Holland, 1990) (Şekil 4).



Levha Ia.
Plate Ia.



Levha Ib.
Plate Ib.



Levha Ic.
Plate Ic.

Balıca filliti

İnceleme alanında Balıca dere ve çevresinden isim alır (Şekil 3). Yörede buzul konglomeraların oluşumunu takip eden evrede tranşresif bir istif olarak çökelmiştir. Buzulların erimesini, takip eden transgresyona bağlı oluşan litofasiyes tabanda metakumtaşları ile başlamaktadır. İstif içinde üste doğru killi, killi - kumlu, killi - karbonatlı litolojilerin metamorfik türevleri arduvaz, fillit, kuvars - fillit, konglomeraların ardından iklimin ıhmanlaşması, deniz seviyesinin yükselmesi (Vail ve diğ., 1977) sonucu gelişen ve kısmen derin denizel, fauna - flora bakımından zengin kökene sahip litolojilerin metamorfik türevidir. Ana litoloji türü fillit olan birim inceleme alanında değişik kalınlıklarda gözlenmektedir. Balıca filliti üzerinde stratigrafik konuma sahip tranşresif aşmalı meta - karbonatlar, İsehisar mermeri olarak tanımlanmıştır (Şekil 2).

Balıca fillitinin tabanında yer alan meta - kumtaşları, meta - konglomeraların hemen üzerinde yüzeylenmektedir (Şekil 4). El örneğinde kahverengi - bej, kızıl kahverengi, bordo - mor renklere sahip kayada bozunma boşlukları çok yaygındır. Kayacın büyük çoğunluğu (~%80-90) kuvars mineralinden oluşmaktadır. Bağlayıcı malzemesi kil olan litoloji el örneğinde kaba şistozite ve masif görünüm sergilemektedir.

İnce kesitlerde blastopsammitik doku oldukça tipiktir. Kuvars - kumtaşlarının metamorfik eşdeğeri olarak kabul edilen birim içinde kuvars ana bileşendir. Ayrıca muskovit, klorit, biyotit, kloritoyid, mineralleri gözlenir. Turmanlin, zirkon, titanit mineralleri tali olarak bulunmaktadır. Meta - kumtaşlarında opak mineraller oldukça bol olup kuvars minerallerinin çevresini bir kuşak biçiminde sarmaktadır. Meta - kumtaşları içinde

LEVHA 1/ PLATE I

Levha Ia. Doğanlar şistlerinde üsteleyen kıvrımlanma ve buruşma foliasyonu (S1 / S2).

Plate Ia. Polyphase folding and er emil at ion dev age (S1/S2) in Doğanlar schists.

Levha Ib. Çakmak kuvarsitinde benzer kıvrımlanma.

Plate Ib. Similar folding in Çakmak quart zite.

Levha Ic. Deliktaş meta - konglomerasında farklı boyutlarda kuvarsit çakılları.

Plate Ic. Different size of quart zite pebble in Deliktaş meta - conglomerate.

Çakmak kuvarsiti ve Sandıklı porfiroyidine ait kayac parçalarına ve detritik plajiyoklaz minerallerine rastlanılmaktadır (Erkan ve diğ., 1996).

Arduvaz / fillitler el örneğinde koyu gri, bordo, parlak renkleri ile tipiktir. İnce arduvaz dilinimine sahiptir. Çekiçle vurulduğunda 1-2 mm kalınlığında yapraklanma gösteren kayalar organik malzeme (grafit) bakımından zenginlik gösterirler. İncekesitlerde lepidoblastik doku gözlenir. Serisit, klorit, biyotit, kuvars, kloritoyid, turmalin, grafit mineralleri kayacın esas bileşenleridir.

Metamorfizma Evreleri		Deformasyon Evreleri		Yapısal Evreler		
M_1	Erken Evre	D_1	Kıvrımlanma	Alt Meta.	F_1 F_2 F_3	
Karasallaşma, buzul konglomerası						
M_2	Kaledoniyen	D_2	Kıvrımlanma	Alt ve Üst Metamorfiter	F_4	
					F_5	
	Geç Evre				İlerleyen Metamorfizma	F_6
						F_7
Anadolu Karbonat Platformuna Geçiş						
M_3	Hersiniyen	D_3	Kıvrımlanma	Anadolu Platformu	F_{AMG} F_8	
Anadolu Platformunun Parçalanması						
		D_4	Kırıklanma		ζ	

Şekil S. Afyon metasedimanter grubunda metamorfizma ile yapısal evreler arasındaki ilişki.

Figure S. The relationship between metamorphism and structural stages in Afyon metasedimentary group.

Balıca fillitinin üst kesimlerinde kuvars ve karbonat minerallerinin bolluğuna bağlı olarak kuvars - fillit, karbonat - fillit yüzeylenmektedir (Şekil 4). Fillitik kayalar arasında yanal ve düşey mineralojik geçişleri oldukça yaygındır. El örneğinde pembe, kırmızı, gri renk tonları hakimdir. Kuvars - fillitlerde kuvars artışına paralel olarak dayanıklı ve belirgin arduvaz dilinimi gözlenmektedir. Yer yer kuvars mercceklerinin deformasyon sonucu elipsoidal geometri kazandıkları görülmektedir. İncekesitte kuvars, serisit, klorit, biyotit, kloritoyid, turmalin, epidot, zirkon, apatit mineralleri tanımlanır. Lepido - granoblastik doku egemendir. Karbonat - fillitlerde kalsit içeriği %40 oranına kadar çıkmaktadır. Karbonat miktarındaki artışa bağlı olarak kayaç türü pembe - kahverengi renk tonuna sahiptir. İncekesitlerde granoblastik doku gözlenir. Kuvars, serisit, klorit, biyotit diğer bileşenlerdir.

Karbonat minerallerinin opaklaştığı gözlenir. Epidot, turmalin, apatit tali bileşen olarak tanımlanır. Fillitlerde belirgin olarak tanımlanan arduvaz dilinimi gerek kuvars - fillit gerekse karbonat - fillitlerde kaba şistoziteye dönüşür. Geçiş zonuna ait örneklerde kuvars ve karbonat bakımından zengin bantlar gözlenir.

Balıca fillitinde alttan üste doğru karbonat minerallerinin göreceli olarak arttığı izlenir. İstif içinde mineralojik değişime bağlı olarak kayaç renklerinin değiştiği gözlenir. Fillitlerde koyu gri, yeşil, bordo renkleri kuvars veya karbonat - fillitlerde ise açık yeşil, krem - kahve, bej, pembe renkler egemendir.

Balıca fillitine ait litoloji türlerinde çok evreli deformasyona ait izler belirgindir (Şekil 5). Bunun tipik örneklerini buruşma foliasyonuna sahip kayalarda sık olarak görmek olasıdır. Mikro ve mezoskopik ölçekle üsteleyen kıvrımlanmaya (F4, F5, F6, F7) işaret eden tipik mostralara gözlenir (Levha Ha). Balıca filliti üst metamorfizmler içinde yapısal evrelerin en belirgin izlendiği litoloji topluluğudur. F4- yapısal evresi arduvaz diliniminin geliştiği az dalımlı / dalımsız devrik izoklinal kıvrımlarla belirgindir. F5- evresi buruşma dilinimini oluşturan eksen düzlemi dilinimi ile tanınır. Mezoskopik ölçekte devrik / izoklinal kıvrım yapıları izlenir. F6 ve F7- yapısal evreleri kırılma dilinimleri ile belirgin dom ve basen yapılarının geliştiği deformasyon evresidir (Erkan ve diğ., 1996).

Çalışma alanının güneyinde Balıca fillitine ait örneklerde gerçekleştirilen illit kristalinite ölçümleri anki-zondan epizona (çok düşük mertebe) ulaşan ilerleyen metamorfizmaya işaret etmektedir (Bektaş, 1996). Kuzeyde aynı litofasiyese ait örneklerde biyotit ve kloritoyid minerallerinin çıkışı karakteristikdir (Sümer, 1995; Boyacı, 1996). Düşük mertebenin yüksek sıcaklık koşullarına ulaştığına işaret etmektedir (Şekil 4).

İscehisar mermeri

İnceleme alanında İscehisar ilçesi güneyinde kuzey-batı - güneydoğu konumuna sahip oluşturan birim yörede ekonomik mermer yatakları olarak bilinir (Şekil 3). Yer yer şistler ve meta - konglomeralar, çoğunlukla fillitler üzerinde yüzeylendikleri gözlenir. İscehisar mermerini ait litolojilerin transgresif aşma sonucu Balıca filliti ile geçişli oldukları saptanmıştır. İnceleme alanı güneyinde Balıca filliti içinde metrelik bantlar oluşturdıkları izlenir. Fillitlerle birlikte deforme oldukları ve üsteleyen kıvrım yapılarının geliştiği gözlenmektedir.

El örneğinde beyaz, san, gri, menekşe vb. renk tonlarında gözlenen mermerler kaba - orta foliasyon düzlemlerine sahiptir. İncekesitlerde granoblastik doku yaygındır. Kalsit ana bileşen olarak %90'dan fazla bulunur. Tali olarak kuvars, mika, klorit ve opak minerallere rastlanılır.

İscehisar mermerinde alttan üstü üç farklı litolojik birim ayırtlanmıştır. Alt seviye koyu ve açık gri renk tonunda gözlenir. Orta seviye ince taneli beyaz, sarımsı beyaz renk tonu sergiler. Üst seviyelerde ise mor, menekşe renklere sahip mermer örnekleri yer alır (Sümer, 1995).

Değirmendere rekristalize kireçtaşı

Çalışma alanı güneyinde (Kızıldağ) yaygın olan ve Orta - Üst Devoniyen yaşlı serilerle başlayan karbonat transgresyonu Üst Permiyen'e kadar sürekli bir istif oluşturur. Yer yer killi, kumlu arabantlar içeren karbonatlı litolojiler Değirmendere rekristalize kireçtaşları olarak adlandırılmıştır (Bektaş, 1996). Afyon metasedimanter grubu'nun en üst litofasiyesini oluşturan bu birim Değirmendere köyünden isim almaktadır (Şekil 3). Birim içinde, Devoniyen, Karbonifer ve Permiyen'e ait pek

LEVHA n I PLATE II

Levha Ha. Balıca fillitinde çok evreli deformasyonlara ait eksen düzlemleri (S4, S5 ve S6).

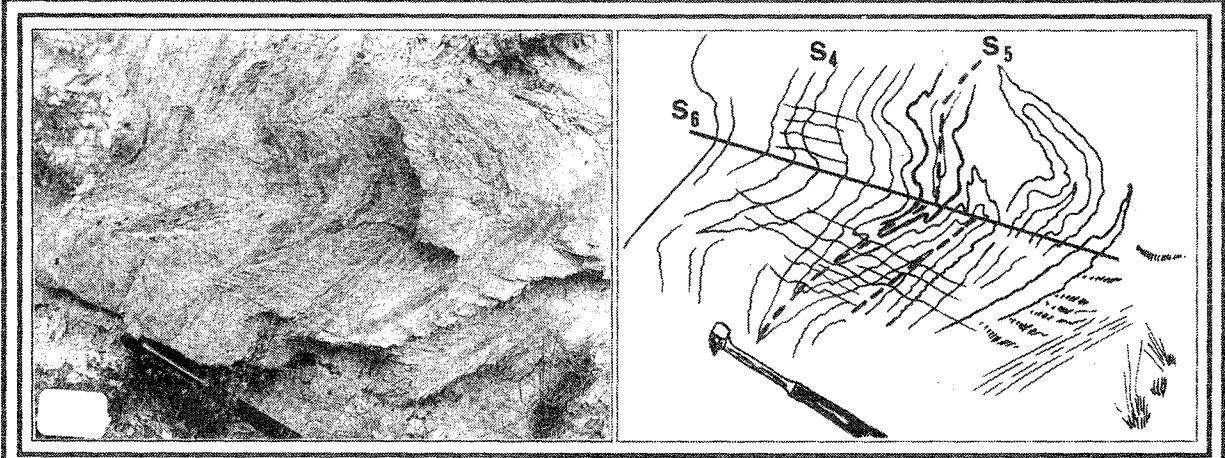
Plate ila. Axial planes (S4, S5 ve S6) of polyphase deformation in Balıca phyllite.

Levha lib. Balıca filliti ile Değirmendere rekristalize kireçtaşı arasındaki açıl uyumsuzluk.

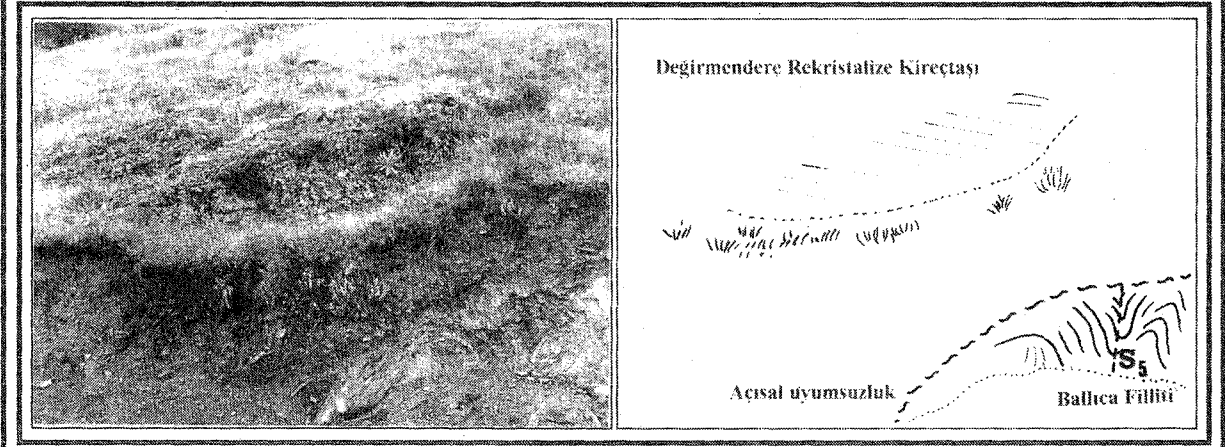
Plate lib. Angular unconformity between Balıca phyllite and Değirmendere recrystallized limestone.

Levha lie. Elmacık polijenik konglomerasında gözlenen köşeli polijenik çakıllar.

Plate He. Angular poly genie pebbles in Elmacık polygenic conglomerate.



Levha IIa.
Plate IIa.



Levha IIb.
Plate IIb.



Levha IIc.
Plate IIc.

çok fosil korunmuştur (Şekil 4). Türkiye'de Devoniyen'de başlayan ve Anadolu platformu (Güvenç ve diğ., 1994) olarak adlandırılan yaygın kireçtaşı çökelişi ile eş yaşlı oluşu dikkat çekicidir. Çakıröz köyü kuzeyinde (Şekil 3) kıvrımlanmış fillitler üzerinde açılı uyumsuz olarak Değirmendere rekristalize kireçtaşlarının bulunduğu tespit edilmiştir (Levha lib). Bu durum Devoniyen öncesi etkili olmuş bir tektonizmanın (F8) varlığına işaret etmektedir (Şekil 5).

El örneğinde koyu gri, krem kahverengi renklerde gözlenir. Ana mineral rekristalize kalsittir.

Kuvars, serisit, klorit, opak mineraller diğer önemli minerallerdir. Rekristalizasyonun ileri derecede olduğu yerlerde fosil tanımlaması oldukça güçtür. Birimin tabanında yer alan kayalarda Orta - Üst Devoniyen'i karakterize eden *Disphyllum* sp. mercanı tespit edilmiştir. Ayrıca *Cunciphycus* sp., *Neosphaera* sp., *Komia* sp. (Alt Karbonifer), *Fusulinella* sp., *Samarella* sp., *Dvinellasp.*, *Pseudostaffella* sp. (Orta Karbonifer), *Pseudochswagerina* sp., *Byrzoa*, *Textularidae*, *Beresellae* (Üst Karbonifer - Alt Permiyen), *Nankinella* sp., *Cordiformis* sp., (Üst Permiyen) fosilleri de tanımlanmıştır. Bu fosillerle Değirmendere rekristalize kireçtaşlarının Orta / Üst Devoniyen - Üst Permiyen zaman aralığında çökelindiği anlaşılmaktadır. Birim içinde alg ve mercan fosillerinin bulunması Orta - Üst Devoniyen'den itibaren bölgenin resital (platform) ortama geçişine işaret eder (Bektaş, 1996).

Litostatik basınca bağlı gelişen olasılıkla Hersiniyen yaşlı üçüncü bir metamorfizma, ankizon - epizon ayırımını olanaklı kılmaktadır (Bektaş, 1996). Ondülasıyonlu geniş kıvrım yapıları birimin tabanında yer alan metamorfik kayalarla arasında belirgin açılı diskordanın gelişmesine neden olmuştur (Şekil 5).

Elmacık polijenik konglomerası

Afyon metasedimanter grubu üzerinde, metamorfik kayaç çakıllarını (kuvarsit, fillit, mermer, kireçtaşı, meta - konglomera v.b.) içeren polijenik konglomeralar yer almaktadır (Levha IIc). Değişik alanlarda küçük mostralar halinde gözlenmektedir. Adını İsehisar güneyinde yer alan Elmacık Tepe'den almıştır (Şekil 3). Ani yükselme sonucu hızlı karasallaşmayla oluşan birim değişik metamorfik çakıl türlerini içermektedir. Birim herhangi bir metamorfizmadan etkilenmemiştir. Elmacık polijenik konglomerasının bağlayıcı malzemesini mikritik kireçtaşı oluşturur. Çakılların boyutu 0.2 mm ile 5 cm arasında değişmekte, sivri köşeli ani regresyonu yansıtan yığılımlar şeklinde gözlenmektedir.

Birim içerisinde yaş verebilecek fosil bulgusuna rastlanılmamasına rağmen, tabanda yer alan Devoniyen - Karbonifer - Permiyen Değirmendere rekristalize ki-

reçtaşı ve üzerindeki Triyas yaşlı Gözsüzlü kireçtaşlarına dayanılarak Üst Permiyen - Alt Triyas yaşlı olabileceği düşünülmüştür (Şekil 3).

Gözsüzlü kireçtaşı

Çalışma alanı güneyinde Gözsüzlü köyü civarında tipik mostralar verir (Şekil 3). Çalışma alanının kuzeyinde Bayat yakınlarında geniş yüzlekler oluşturur. Elmacık polijenik konglomerası üzerinde yer alır. Metamorfizmadan etkilenmemiş, açık kıvrım geometrisi sunmaktadır. Metamorfitlet üzerine yaklaşık 10 - 15 derecelik açı ile açılı uyumsuz olarak gelmektedir.

Beyaz, bej, krem rengi renkleri tipiktir. Mikritik hamur ve fosil kavkılarında veya spartik kalsit minerallerinden oluştuğu gözlenir. Makro ve mikro ölçekte fosillere rastlanılmaktadır. Gözsüzlü kireçtaşı içinde Ostracoda, Bryzoa, Lamellibranchiata, Gastropoda, Naticellidae, Pelecypoda fosilleri Triyas - Jura (Liyas) yaşını vermektedir (Tuncer Güvenç, sözlü görüşme, 1995).

Işıklar kireçtaşı

Işıklar köyü civarında küçük bir alanda yüzlek vermektedir (Şekil 3). Yaklaşık 10 derecelik eğimli orta kalınlıkta tabakalama göstermektedir. Gri, beyaz renklere sahiptir. Makro fosil içeriği fazladır. Tipik olarak *Valvulina* sp., *Kurnubia* sp. fosilleri Orta - Üst Jura yaşını vermektedir. Litolojik özellikleri ve faunaya göre, birimin şelf ortamında çökelindiği söylenebilir.

JEOLOJİK EVRİM

Afyon Zonu, batıda Menderes Masifi güneybatısı Milas (Selimiye) başlayan, Denizli kuzeyini izleyerek Uşak ve Sandıklı üzerinden Afyon'a uzanan genellikle düşük mertebeli metamorfik kayaların yüzeylendiği bir kuşaktır. Afyon doğusunda Sultandağları kuzeyini izleyerek Orta Anadolu masiflerine bağlanır. Afyon zonunda baskın olarak sedimanter kökenli litolojilerin oluşturduğu bölgesel metamorfitlet "Afyon metamorfitletleri" olarak tanımlanır (Şekil 1).

Afyon zonunda tabanda yer alan "Doğanlar şistleri" ve "Çakmak kuvarsiti" regresif istif özelliği sunmaktadır, istif içinde alttan üste killi, killi - kumlu ve kumlu kökeni kayaların gözlenmesi, çökelme ortamının derin denizden sığ denizel koşullara geçtiğine işaret etmektedir (Şekil 5). Kuvarsitler iyi yıkanmış kıyı ortamında (plaj) kuvars tanelerinin çökmesi ürünü litolojilerdir. Sığ denizelden kıyı ortamına geçişi temsil etmektedir. Afyon zonu güneyindeki Sultandağları ile Orta ve Doğa Toros istiflerinde Kambriyen'de killi, killi - kumlu ve kumlu serilerin varlığı dikkat çekicidir (Eren, 1990; Dean ve diğ., 1991).

Kambriyen - Ordovisiyen sınırında Türkiye kuzey-

AFYON METASEDİMANTER GRUBU

doğusunda konumlanan "Paleo - Tetis Okyanusu 'nun" güneye doğru dalması (Pan - Afrikan Temel altına) "Aktif Kıta Kenarı" oluşumuna ve beraberinde "Orojenik metamorfizmaya" neden olmuştur (Tolluoğlu ve Sümer, 1995). Gondvana karası kuzeyinde yer alan bölgeler jeolojik zaman içinde benzer süreçlerden etkilenmiştir. Menderes Masifi Çine as masifinde yüzeylenen çekirdek seriye ait meta - gabrolarda K - Ar yöntemiyle $595 - 502 \pm 10$ My. toplam kayaç yaşları elde edilmiştir (Candan, 1995). Orojenik metamorfizmanın Erken Kaledoniyen Orojenezi ile yaşıt ve Erken evresine ait jeolojik olayları geliştirdiği, özellikle Türkiye'de Erken Paleozoyik istiflerinde önemli işlevi olduğu kabul edilmektedir.

Doğanlar şistleri (killi - killi kumlu) ve Çakmak kuvarsiti (kuvars - kumtaşı) "alt metamorfizmaya ait litofasiyelerdir. Muhtemelen 550 - 500 My. arasında orojenik metamorfizma (M1) geçirmişler ve polifaz deformasyonlardan etkilenmişlerdir (Şekil 6). Düşük - orta sıcaklık / düşük basınç koşullarında gelişen klorit → biyotit → granat → sillimanit (?) mineral zonlanması, ilerleyen metamorfizmaya işaret etmektedir (Şekil 4). Afyon ili Sandıklı ilçesi batısındaki asit magmatik kökenli kayaçlar "Sandıklı porfiroyidi" olarak adlandırılmıştır (Gutnic ve diğ., 1979; Öztürk, 1981; Özgül, 1984; Metin ve diğ., 1987). Alt metamorfizmanın başkalaşımına neden olan orojenik evredeki kıta içi magmatizma Sandıklı volkanizması olarak gelişmiştir. Kroner ve Şengör (1990) tarafından Sandıklı porfiroyidinin yaşı single zirkon yöntemiyle 543 ± 7 My. olarak saptanmıştır (Şekil 6). Alt metamorfizmanın dinamo termal başkalaşımını takip eden kıta içi volkanizma ürün riyolit ve tüfler oluşmuştur. Daha sonraki evrede üst metamorfizma ile birlikte metamorfizma gelişmiştir. Alt Ordovisiyen'de Gondvana Karası güney kutbu doğru hareket etmiş ve Üst Ordovisiyen sonunda güney kutbundan Gondvana karasına yayılan global buzullar güney kutbundan kuzey 40° enlemine kadar ilerlemiştir (Berry ve Boucot, 1973; Zeigler ve diğ., 1979; Husseini, 1991). Bu süreç sonunda İapetus okyanusal alanı kapanmaya başlamıştır (Scotese ve diğ., 1979; Cocks ve Fortey, 1988; Conde, 1989).

Gondvana karası Alt Silüriyen başında güney kutbundan kopup gelen buzullar ile örtülmüştür (Şekil 7). Buzullar bünyelerine aldığı kayaçları paleokanallar vasıtasıyla Arap plakası, Mısır ve Türkiye'nin güney bölgelerine (Afyon zonu, Ovacık, Işıklar, Silifke, Tufanbeyli istifleri) taşımış ve çöktürmüştür (Özgül ve diğ., 1973; Özgül, 1976; Demirtaşlı, 1984; Dean ve diğ., 1991; Kozlu, 1994; Sümer, 1995; Boyacı, 1996; Bektaş, 1996).

Buzullar olasılıkla Aşgiliyen'de sığ denizel ortamda

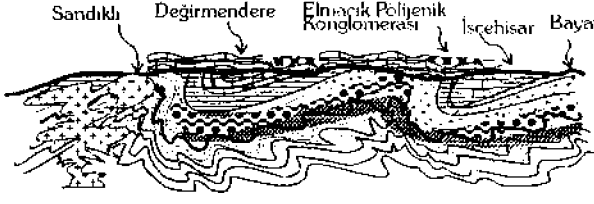
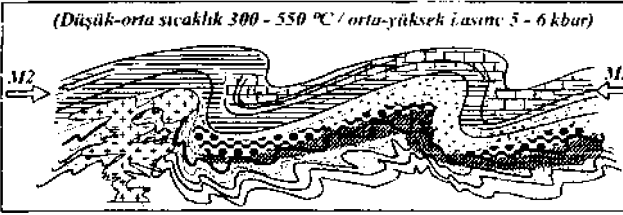
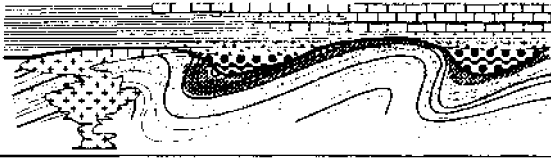



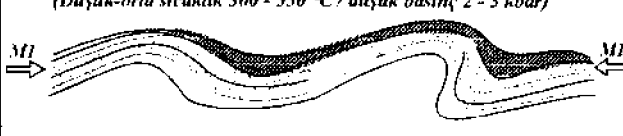

(-100 m) aniden erimeye başlamıştır (Vail ve diğ., 1977; Condie, 1989; Sayar, 1994). Buzulların taşıdığı irili ufaklı çakıl ve bloklar, killi - kumlu ince klastikler buzul eridikçe sığ deniz dibine aniden çökelmiş ve gömülmüştür. Bunun sonucu dikey tane boylanması (derecelenme) göstermeyen konglomeratik yığılımlar (buzul konglomerası) oluşmuştur (McClure, 1978; Husseini, 1990; Mahmoud ve diğ., 1992). buzul konglomeralara, Afyon zorunda tanımlanan kuvarsit çakıllı "Deliktaş meta - konglomerası" tipik bir örnek oluşturmaktadır (Şekil 6). Üst Ordovisiyen buzullanması ile ilgili tipik mostralara Gondvana karası kuzeyinde (Fas, Cezayir, Libya, Sierra Leone) ayrıca İspanya, Normandiya. Turingen'de de rastlanmaktadır (Havlicek, 1981).

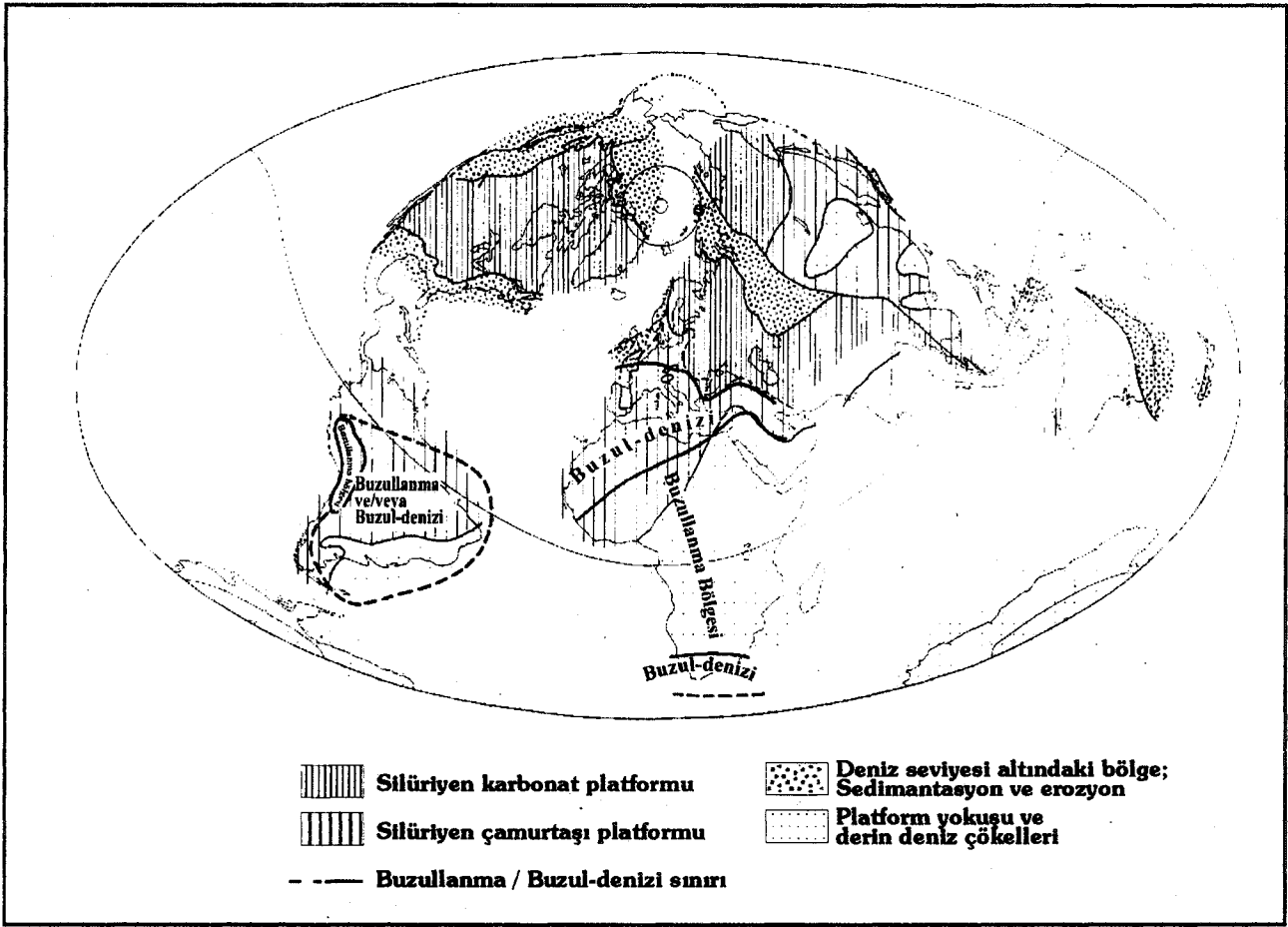
Alt Silüriyen deniz seviyesinin yükselmesi ile başlar. Bu yükselmenin nedeni Gondvana Karasındaki mevcut kıtasal buzul kütlelerinin erimesidir (Sheehan, 1973). Üst Ordovisiyen sonundaki buzulların yerini Alt Silüriyen sonlarında buzulların hızla erimesi sonucu kısmi deniz seviyesi yükselmesine (transgresyon) bırakmıştır. Bu kısmi transgresyon sonucu, buzul konglomeraları üzerinde, özellikle organik malzeme bakımından zengin koyu renkli şeyllere ve üste doğru ardalanmalı kumtaşı - karbonatlı litolojilere geçiş gözlenir. Bu birimler Afyon zonunda altta "Ballica filliti" ve üstünde transgresif aşma sonucu gelen "İscehisar mermeri" ile temsil edilmektedir (Şekil 6).

Ballica filliti tabanında yer alan meta - kumtaşı ve fillitik seviyelerde Çakmak kuvarsiti ve Sandıklı metavolkanitine ait kayaç parçaları ve detritik plajiyoklaz minerallerine rastlanılmaktadır. Bu durum, Ballica fillitinin alt metamorfizmadan malzeme aldığına tipik bir göstergesi olarak kabul edilmektedir.

Deliktaş meta - konglomerası (Glacio - flüvial), Ballica filliti (killi) ve İscehisar mermeri (kumlu - karbonat, karbonat) üst metamorfizmaya ait litofasiyelerdir. Çok evreli deformasyonların gözlemlendiği bu litolojilerde klorit (ankizon) → biyotit → kloritoid → andaluzit / dişten mineral zonlanması düşük - orta sıcaklık / orta - yüksek basınç koşullarının egemen olduğu ikinci bir metamorfizmaya (M2) işaret etmektedir (Şekil 4). Bu metamorfizma olasılıkla Kaledoniyen Orojenezi'nin geç evresinde gelişen deformasyonların bir sonucudur (Şekil 6).

Alt ve üst metamorfizma Anadolu karbonat platformu çökelleri (Orta / Üst Devoniyen - Üst Permiyen) tarafından açıl diskordansla örtülmektedir. Afyon zonunda Afyon ili güneydoğusunda üst metamorfizma üzerinde açıl uyumsuz olarak yer alan Orta / Üst Devoniyen - Üst Permiyen yaşlı Değirmendere rekristalize kireçtaşlarında Afyon metamorfizmasının dinamo - termal metamorfizma yaşı için önemli bir veri oluştur-

AFYON METASEDİMENTER GRUBU (AMG) AFYON METASEDIMENTARY GROUP (AMG)		AÇIKLAMALAR	
		İstisnai Orogenesi (M2 metamorfizması)	Erken Kaledoniyen (M1 metamorfizması) (550-470 My.)
Anadolu Platformu (Anatolian Platform)	Orta-Üst Devriyen / Üst Permiyen (Middle-Late Devonian / Late Permian)	<p>Değirmendere Rekristalize Kireçtaşı çökelişi ve Üst Permiyen - Alt Triyas ani regresyon ürünü Elmacık Polijenik Konglomerası</p> 	<p>Üst Permiyen 'de Anadolu Platformu 'nun parçalanması ve polijenik konglomeranın çöküntü alanına depolanması</p> <p>Orta-Üst Devriyen 'de Anadolu Karbonat Platformu çökelleri</p>
		<p>(Düşük-orta sıcaklık 300 - 550 °C / orta-yüksek basınç 5 - 6 kbar)</p> 	<p>Yüksek basınç metamorfizması</p> <p>Amalgamizasyon (5)</p>
Üst Metamorfizma (Upper Metamorphites)	Devriyen Öncesi (Pre-Devonian)	<p>Balıca Filitti ve İncehisar Mermeri köken kayaların sedimentasyonu</p> 	<p>Transgresif aşma sonucu karbonat çökelişi</p> <p>Organik malzemeye zengin siyah şeyl çökelişi</p> <p>Buzulların erimesi ve deniz seviyesindeki yükselme (transgresyon)</p>
		<p>Balıca Filitti 'ne ait kumtaşı çökelişi</p> <p>Karasal kumtaşı</p> 	<p>Kabuk kalınlaşması ve karasallaşma</p>
		<p>Deliktaş Metakonglomerası 'nın oluşumu</p> <p>Kuvarsit konglomerası</p> 	<p>Buzul konglomeralarının paleo-kanallarla taşınması ve çökelişi</p> <p>Deniz seviyesinde sıkışma (~100 m)⁽⁴⁾</p> <p>Gondvana Karası 'nda global buzullaşma⁽³⁾</p>
		<p>Sandıklı Porfiroyidi (meta-tuf / meta-riyolit)</p>  <p>Anateksi</p>	<p>Anadolu Mikrokıtası Yükselimi</p> <p>Kıta içi magmatizma⁽²⁾</p>
Alt Metamorfizma (Lower Metamorphites)	Devriyen Öncesi (Pre-Devonian)	<p>(Düşük-orta sıcaklık 300 - 550 °C / düşük basınç 2 - 3 kbar)</p> 	<p>Orogenik metamorfizma⁽¹⁾</p> <p>Paleo-Tetis okyanusunun Pan-Afrikan temel aluna dalmaya başlaması</p> <p>Aktif Kıta Kenarı</p>
		<p>Doğanlar Şistleri ve Çakmak Kuvarsiti protolitleri</p> <p>kumlu kumlu - killi killi</p> 	<p>Derin denizden sığ denizel ortama geçiş</p>



Seki! 7. Üst Ordovisiyen - Alı Silüriyen platformları, buzlanma ve buzul denizi bölgeleri (Berry ve Boucot, 1973'den basitleştirilmiştir).

figure 7. Map showing Laic Ordovician - Early Silurian platforms, glaciated region and glacio - marine region (Simplified after Berry and Boucot, 1973).

maktadır. Değirmendere rekristalize kireçtaşlarında li-tostatik basınca bağlı gelişen,olasılıkhHersiniyen yaşlı üçüncü bir metamorfizma (M3) ankizon - epizon ayrımını olanaklı kılmaktadır (Bektaş, 1996). Ondülasyonlu geniş kıvrım yapıları birimin tabanında yer alan metamorfik kayalarla arasında belirgin açılı diskordansın gelişmesine neden olmuştur (Şekil 6). Afyon zonunda yüzeylenen üst metamorfitle ve Anadolu karbonat plat-

formuna ait seriler Menderes Masifi'nin örtü serisine ait birimlerle eş değer olarak kabul edilmiştir. Alt metamorfitlelerin, Menderes Masifi'nde çekirdek serinin üst kesimini temsil eden granat - mika - şistlerin Afyon zonu-ndaki eşdeğerleri olduğu düşünülmektedir.

Şekil 6. Afyon metasedimanter grubunun Mesozoyik öncesi metamorfik evrim modeli [(1) Candan, 1995; (2) Kroner ve Şengör, 1990; (3) Berry ve Boucot, 1973; Zeigler ve diğ., 1979; Husseini, 1991; (4) Vail ve diğ., 1977; Condie, 1989; Sayar, 1994; (5) Dewey, 1988].

Alt ve üst metamorfitle (Afyon metamorfitleleri) ve Değirmendere rekristalize kireçtaşlarından (Anadolu Platformu) oluşan istif Afyon metasedimanter grubu olarak adlandırılmıştır. Metasedimanter istif üzerinde yer alan polijenik çakıllı Elmacık konglomerası (Üst Permiyen - Alt Triyas) Anadolu platformunun parçalanmasını karakterize eden çöküntü alanlarındaki depositleri oluşturmaktadır. Bunlar ani yükselme sonucu hızlı karasallaşma ürün polijenik konglomeralar olup değişik metamorfik çakıl türlerini içermektedir. Herhangi bir metamorfizma izine rastlanmamıştır. Bu birimler Alt Mesozoyik yaşlı Gözsüzlü (Triyas) ve Işıklar kireçtaşları tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 6).

Figure 6. Pre - Mesozoic metamorphic evolutionary models of Afyon metasedimentary group [(1) Candan, 1995; (2) Kroner and Şengör, 1990; (3) Berry and Boucot, 1973; Zeigler et al., 1979; Husseini, 1991; (4) Vail et al., 1977; Condie, 1989; Sayar, 1994; (5) Dewey, 1988].

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu tarafından desteklenen araştırma projesinin (YBAG-0044 / DPT) bir bölümüdür. Yazarlar araştırma projesini destekleyen Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu'na teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Berry, W.B.N. and Boucot, A.J., 1973, Glacio - Eustatic Control of Late Ordovician - Early Silurian Platform Sedimentation and Faunal Changes: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 275 - 584.
- Bektaş, F.Y., 1996, Afyon (Kızıldağı - Değirmendere - Işıklar) Yöresi Bölgesel metamorfiklerinin Petrografik ve Yapısal incelenmesi: H.Ü., Fen Bilimleri Enst., Yük., Müh. Tezi 104 s. (Yayınlanmamış).
- Boyacı, M.N., 1996, Bayat (Afyon KD) yöresi bölgesel metamorfiklerinin petrografik ve yapısal incelenmesi: H.Ü., Fen Bilimleri Enst., Yük., Müh. Tezi 110 s. (Yayınlanmamış).
- Candan, O., 1995, Menderes Masifindeki kalıntı granülit fasiyesi metamorfizması: Tr. J. Earth Sci., 4, 34 - 55.
- Cocks, L.R.M. and Fortey, R.A., 1988, Lower Paleozoic faunas and faunas around Gondwana: In Audley - Charles, M.G. ve Hallam, A. (eds), Gondwana and Tethys, Geol. Soc. Sp. Publ., 37, 183 - 200.
- Condie, K.C., 1989, Plate tectonics and Crustal evolution: Pergamon press, Oxford, 3th Edi., 476 s.
- Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Bozdoğan, N., Gül, M.A. ve Özgül, N., 1991, Early Palaeozoic evolution of the Gondwana Land Margin in the western and Central Taurids, Turkey: Ozan Sungurlu Bildirileri, 262 - 273.
- Demirtaşlı, E., 1984, Stratigraphy and tectonics of the area between Silifke and Anamur, Central Taurus Mountains: Geology of the Taurus Belt, I. International Symp., Ankara, 101 - 118.
- Dewey, J.F., 1988, Extensional Collapse of Orogens. Tectonics, 7/6, 1123-1139.
- Eren, Y., 1990, Engili (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağları Masifinin tektonik özellikleri: T.J. Bült., 33, 39 - 50.
- Erkan, Y., Bayhan, H., Tolluoğlu, A.Ü. ve Aydar, E., 1996, Afyon yöresi metamorfik ve volkanik kayaların jeolojik, petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: TÜBİTAK, YBAG / 0044 - DPT projesi raporu, 210 s. (Yayınlanmamış).
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. and Dumont, J.F., 1979, Geologie des Taurides occidentales (Turquie): Societe Geologique de France, Memorie 137, 112 p.
- Güvenç, T., Demirel, I.H. ve Tekinli, U.K., 1994, Lavrasya ve Gondvana arasında kalan Orta Doğunun Üst Paleozoyik paleocoğrafyası ve Paleozoyik stratigrafisi: Türkiye 10. Petrol. Kong. ve Sergisi, 94 - 111.
- Havlicek, V., 1981, Some problems of the Ordovician in the Mediterranean region: Peter Sonnenfeld (Ed), Tethys the ancestral Mediterranean Benchmark Papers in Geology, 71 - 76.
- Hoschek, G., 1969, The stability of stauralite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks: Contr. Mineral, and Petrol. 22, 208 - 232.
- Husseini, M.I., 1990, The Cambro - Ordovician Arabian and adjoining plates; A Glacio - Eustatic Model: J. Petrol. Geol., 13/3, 267 - 288.
- Husseini, M.I., 1991, Tectonic and depositional Model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian - Devonian: AAPG Bull., 75 / 1, 108 - 120.
- Kozlu, H., 1994, Feka - Masurlu dolayının jeolojisi ve Petrol olanakları: TPAO Rap. No: 3465, Ankara.
- Kroner, A. ve Şengör, A.M.C., 1990, Archean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of southern Turkey as revealed by single - zircon dating: Geology, v. 18, p. 1186 - 1190.
- Mahmoud, M.D., Vaslet, D. and Husseini, M.I., 1992, The Lower Silurian Qulibah Formation of Saudi Arabia: An Important Hydrocarbon Source Rock: AAPG, v. 76, no. 10, p. 1491 - 1506.
- McClure, H.A., 1978, Early Paleozoic Glaciation in Arabia: Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, v. 25, p. 315-326.
- Metin, S., Genç, Ş. ve Bulut, V., 1987, Afyon ve dolayının jeolojisi: M.T.A. Jeoloji Etüdüleri Dai., 2113, 74 s.
- Özgül, N., 1976, Torosların bazı temel jeoloji özellikleri: T.J.K. Bült., 19/1, 65-78.
- Özgül, N., Metin, S., Göger, E., Bingöl, I., Baydar, O. ve Erdoğan, B., 1973, Tufanbeyli dolayının Kambriyen - Tersiyer kayaları: T.J.K. Bült., 20 / 2, 82 - 100.
- Özgül, N., 1984, Stratigraphy and tectonic evolution of Central Taurids, in Geology of the Taurus Belt: MTA, Pub., pp. 77 - 90, Ankara.
- Öztürk, A., 1981, Homa - Akdağ (Denizli) yöresinin Stratigrafisi: T.J.K. Bült., C. 24, 75 - 84.
- Powell, R. and Holland, T., 1990, Calculated mineral equilibria in the pelitic system, KFMASH (K₂O - FeO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O): Amer. Miner. Vol. 75, 367 - 380.

AFYON METASEDİMANTER GRUBU

- Sayar, C., 1994, Ordovisiyen sonunda buzullaşma, fauna topluluğu ve lapetus Okyanusunda Türkiye'nin yeri: 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri özlery, 38.
- Scotese, C.R., Bambach, R.K., Barton, C, Van der Voo, R. and Zeigler, A.M., 1979, Paleozoic base maps: J. Geol., 87, 217-277.
- Sheehan, p., 1973, The relation of late Ordovician glaciation to the Ordovician - Silurian changeover in North American brachiopod faunas: Lethaia 6: 147 -154.
- Sümer, E.Ö., 1995, Iscehisar (Afyon KD) bölgesel metamorfizlerinin mineralojik - petrografik ve yapısal incelenmesi: H.Ü. Fen Bilimleri Enst.. Yük. Müh. Tezi, 86 s. (Yayınlanmamış).
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Sümer, E.Ö., 1995, Gondvana kuzeyi Anadolu Mikrokıtası Erken Paleozoyik evrim modeli: T.J. Bült., C. 38, Sayı 2, 1 - 22.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr. and Thompson, S.IIL, 1977, Global cycles of relative changes of sea - level. In: C.E.P. Payton (Ed), seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration: AAPG mem., 26, 83 - 98.
- Winkler, H.G.F., 1979, Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer - Verlag, 5th. Edi., New York, 348 p.
- Zeigler, A.M., Scotese, C.R., McKerrow, W.S., Johnson, M.E. and Bambach, R.K., 1979, Paleozoic paleogeography: Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 7, 473 - 502.

Makalenin geliş tarihi: 1.3.1996

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 25.9.1996

Received March 1J996

Accepted September 25, 1996



Keban (Elazığ) simli kurşun yatağı Batı Fırat Sahası gümüşlü mangan cevherlerinin jeokimyası

Geochemistry of silverbearing manganese ores of West - Euphrates Sector of lead - silver deposit Keban (Elazığ)

Hüseyin ÇELEBİ Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 23100 Elazığ

Öz

Makalede Keban (Elazığ) dolayından derlenen cevher örneklerinin Ba ve buna bağlı olarak Pb, Sr, Mn ve Fe içerikleri jeokimyasal açıdan incelenmektedir. Cevherleşmelerdeki çok değişken barit oranı %28'e ulaşmaktadır. BaO derişimi MnO ve FeO derişimlerine oranla düşük, PbO'ya oranla yüksektir. Arazi ve mikroskopik araştırma sonuçları, oluşuklardaki Ba'un sadece barite bağlı olduğunu göstermektedir. Log - normal bir dağılım sunan Ba değerleri, S, Pb ve Sr değerleri ile uyumlu, Ca ve Mg ile de uyumsuz bir bağıntı göstermektedir. FeO ile BaO + MnO arasında uyumlu bir bağıntı bulunmaktadır. Bu bağıntıdan yeni oluşukların aranmasında yararlanılabilir. Baritin iri kristalli oluşu, sülfütlü cevherlerde de gözlenmesi, Mn ve Fe oksit /hidroksitleri ile beraber bulunması, yüksek Pb ile düşük S, Cu ve Zn derişimleri, Mn ve As arasındaki uyumlu bağıntı ve elementlerin log - normal dağılımı eksalatif sedimanter oluşum savını kuvvetlendirmektedir. Mn - Ba ve Fe/Mn - Ba derişimleri bakımından Keban gümüşlü mangan oluşukları En Kafala (Etyopya) ve Stromboli (Yunanistan) eksalatif sedimanter yataklarına benzemektedir.

Anahtar Sözcükler: Keban, Jeokimya, Mangan ve Baryum.

Abstract

In this paper, Ba and related elements Pb, Sr, Mn and Fe contents of investigated ores samples are geochemically studied. The strongly variable barite values in ore reach up to 28%. MnO and FeO are dominant in comparison with BaO and PbO. Field and microscopic investigations indicate that barite is the only Ba - bearing phase. Ba values distribution is log - normal and correlates with S, Pb and Sr positive. The Ba correlation with Ca and Mg is negative. FeO correlate with BaO + MnO positively and can be used for prospection on new mineralizations. Coexistence of barite with Mn and Fe oxides I hydroxides, coarse crystalline barite, its occurrence in sulfide ores too, high Pb and low S, Cu and Zn values, the positive correlation between Mn and As and the log - normal distribution of elements support exhalative sedimentary origin thesis for the deposits. Mn - Ba and Fe/Mn - Ba variations show the similarity of Keban argentiferous MN ore deposit to the exhalative sedimentary deposits En Kafala (Ethiopia) and Stromboli (Greece).

Key Words: Keban, Geochemistry, Manganese and Barium.

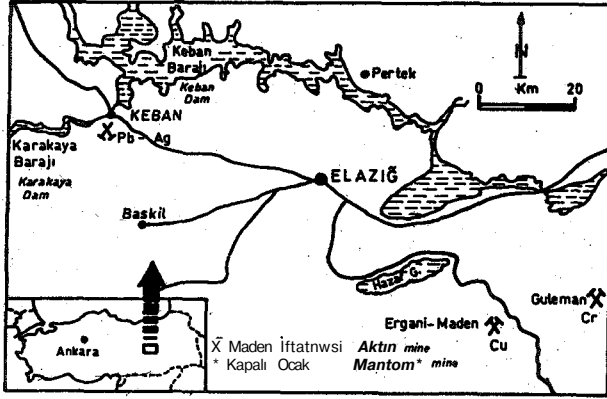
GİRİŞ

Bitişğinde bulunduğu Keban İlçesinin adını taşıyan Keban Maden Yatağı, Elazığ'ın yaklaşık 45 km batısında, Fırat Nehri'nin doğu yakasında, nehir üzerinde 140 m yüksekliğindeki Keban Barajı'nın hemen güneyinde bulunmaktadır (Şekil 1). Derin, sarp ve çıplak yamaçlarla belirlenen Keban Maden Yatağı sahası yaklaşık 10 km²lik bir alanı kaplamaktadır.

Tarihi bir geçmişe sahip olan polimetallik Keban Maden Yatağı'ndaki ilk madencilik çalışmalarının İ.Ö. 2. bin yıllarına kadar gittiği ve Hititlere ait olduğu belirtilmektedir (Seeliger ve diğ., 1985). Radyometrik yaş tayini, eski galeri, pasa ve cürufur bu görüşü doğrulamaktadır. Yatak, aralıklarla Bizans ve Osmanlı döneminde de işletilmiştir. Örneğin 1727 yılında 12.8 t gümüşün İstanbul'a gönderildiği ve 1734'te de Keban'da gümüş sikkelerin basıldığı bilinmektedir (Ulutan, 1987). Bu tarihlerden sonra işletme daha mekanize edilerek geliştirilmiştir (Tızlak, 1991).

1940'ta kurulan Keban Simli Kurşun İşletmeleri, faaliyetinde olduğu 1983 yılına kadar Türkiye'nin önemli bir işletmesi durumundaydı. Ekonomik rezervlerin tükenmesi ve sürdürülen arama çalışmalarının da olumsuz sonuç vermesi üzerine işletme 1989'da kapatılmıştır. Tesisler 1993/94 öğretim yılından beri Fırat Üniversitesi'ne bağlı meslek yüksekokulu olarak kullanılmaktadır.

Keban ve çevresinde şimdiye kadar gerçekleştirilen çalışmaların büyük çoğunluğu yatağın Doğu Fırat kısmında yoğunlaşmıştır. Bunlar, çoğunlukla genel jeoloji, mineraloji, petrografi kapsamlı veya rezerv aramalarına yönelik çalışmalardır (Kumbasar, 1964; Ziserman, 1969; Kineş, 1969 ve Kipman, 1976). Jeokimyasal çalışmalar daha yeni ve yerel araştırmaları oluşturmaktadır (Köksoy, 1972; Hanelçi, 1991; Yılmaz ve diğ., 1992; Çelebi ve diğ., 1955; Çelebi ve Hanelçi, 1996). Doğu Fırat'ta rezervlerin tükenmesi ve işletmenin kapatılması, dikkatleri çok eskiden de işletildiği bilinen Batı Fırat kısmına çekmiştir.



Şekil 1. Yer bulduru haritası.

Figure 1. Location of the study area.

Maden yataklarındaki eser elementlerin incelenmesi, jeolojik, metalürjik ve ekonomik bakımdan büyük önem taşımaktadır. Bir litofil element olan Ba, öncelikle K ile birlikte feldspat ve mika minerallerinde derişir (Engelhard, 1936). Yüzeysel ayrışma, diyajenez ve hidrotermal işlevlerle serbestleşen Ba, sülfid (Pb, Zn), mangan ve karbonat yataklarında zenginleşir. Bu nedenle değişik tipte yatak oluşturur ve hidrotermal yataklarda yaygın gang minerali olarak bulunur (Petrascheck ve Petrascheck, 1992). Bunun en iyi örneği Kuroko tipi yataklardır (Shikazono, 1994). Ba'un en ekonomik minerali olan barit, en çok sondajcılık, inşaat, cam, seramik, boya, plastik, kağıt, kauçuk ve tipta kullanılır.

Bu çalışma ile Keban polimetalik maden yatağının Batı Fırat sahasındaki gümüşlü mangan cevherinin Ba derişimleri, jeokimyasal yönden incelenerek benzer yataklarla karşılaştırılacaktır. Bu amaçla Ba'un incelenen cevherlerin ana elementleri olan Mn ve Fe ile yan elementleri oluşturan K, Sr ve Pb arasındaki ilişkileri irdelenecektir. Sonuçlardan yatağın kökeni ile ekonomik potansiyeli hakkında yeni verilerin elde edilmesine çalışılacaktır.

JEOLojİ

Jeolojik olarak Anadolu'nun Toros Tektonik Birliği'ne bağlı bulunan Keban Bölgesi'nin yakın çevresi Kipman (1976 ve 1982), Asutay (1988), Aktaş ve Robertson (1990), Yazgan ve Chessex (1991) ve Yılmaz (1993) tarafından ayrıntılı incelenmiştir. Yatağın geniş çevresi çeşitli kayaç birimlerinden meydana gelmektedir. Bunlar, metamorfite (Permo - Karbonifer; mermerler ve kalkışist), Yüksekova karmaşığı, (Üst Kretase; granitoid, bazalt, dasit, sedimanter kayaçlar), Seske formasyonu (Paleosen; kireçtaşları), Kırkeçit formasyonu (Eosen; konglomera, kumtaşı ve kireçtaşı), ile Alibonca formasyonu'dur. (Miyosen; konglomera, kumlu kireçtaşları, marn). Yatak sahasının önemli kayaç

birimleri, Permo - Karbonifer yaşlı Keban metamorfite (mermerler, kalkışist ve klorit şistler), Üst Kretase - Paleosen yaşlı magmatitler (trakit - trakiandezit soku-lumları) ile Kuvaterner'in taraça ve alüvyonlarıdır (Şekil 2).

Metamorfite

Kipman'a (1976) göre Permo - Karbonifer yaşlı metamorfik birim, alttan üste doğru, kalkışist, gri, fosilsiz rekristalize kireçtaşları ile serisit - klorit şistlerden meydana gelmektedir (Şekil 2). En yaşlı ve en yaygın kalkışistlerin kalınlıkları 1400 m'ye varmakta ve yatak bölgesinin her tarafında gözlenmektedir. Kuzeydoğu - güneybatı doğrultulu ve genelde güneydoğu dalımlı, üstüne uyumsuz gelen serisit - klorit şistlerle dokanağı kesin olmayan bu birim, esas cevherli zonları içermektedir. Kısmen belirgin tabakalanma ve buna paralel şistozite sunan kalkışistlerde, yer yer kalınlıkları 20 m'ye, tabaka kalınlıkları da en çok 1 m'ye varan tabakalı rekristalize kireçtaşlarına rastlanmaktadır. Bunun yanında dolomitik ve masif rekristalize kireçtaşları da yerel olarak önemli olabilmektedir (Hanelçi, 1991). Bant ve mercer şeklindeki bu alt birimler, birbiriyle yan ve düşey geçişlidir. Gelişmiş çatlak ve kırık sistemleri ile tabaka düzlemlerine magmatik kayaçların day ve sil şeklinde yerleştiği ve dokanıklarda skarnlaşmaya neden olduğu sık sık gözlenmektedir (Akgül, 1993).

Lepidoblastik dokunun etkin olduğu kalkışistlerin mineralojik bileşimi esas olarak belirgin basınç ikizlenmeleri gösteren bol miktardaki kalsitten, daha az rastlanan albit, epidot, klorit ve kuvarstan oluşmaktadır. Artan serisit ve klorit oranı ile tedricen açık renkli kalkışistlerden koyu renklilere geçilmektedir (Hanelçi, 1991).

Rekristalize kireçtaşları (Mermerler) Doğu Fırat'ın güneyinde yaygın olarak bulunmaktadır. Masif ve mikritik bu kayaçlar, yer yer stilolit yapılan göstermektedir. Fırat'ın doğu kıyısı boyunca gri renkli, kalın tabakalı, belirgin şistozite gösteren rekristalize dolomitik kireçtaşları gözlenmektedir (Şekil 2). Kipman'a (1976) göre ender olarak bulunan *Glomospira* sp. ve *Ammodiscus* fosilleri, bunların yaşının Permo - Karbonifer olduğuna işaret etmektedir. Bu kayaçların çatlak ve yanklarında nadiren bitüminlere de rastlanmaktadır.

Rekristalize kireçtaşları ve bunların doğusunda yaygın olan yeşilimsi serisit - klorit şistler, yer yer masif kireçtaşı olistolitleri ve metatübiditler içerirler. Bu birimin mineralojik bileşimini oluşturan serisit, klorit, kuvars ve demir mineralleri çoğunlukla yan öz veya şekilsizdir ve şistoziteye uyumlu dizilmişlerdir (Hanelçi, 1991).

KEBAN (ELAZIĞ) SİMLİ KURŞUN YATAĞI

Saha gözlemleri ve mikroskop incelemeleri Keban yöresinin bir bölgesel, bir de kontakt başkalaşım geçirdiğini ortaya koymaktadırlar. Yeşil şist fasiyesinin kuvars - albit - muskovit subfasiyesindeki bölgesel başkalaşımın cevherleşmeyi de etkiliyere kıvrımlanmaya neden olduğu gözlenmiştir. Buna karşın kontakt başkalaşım siyenitlerin rekristalize kireçtaşlarına sokulumu sırasında bunlarla olan dokanak zonlarında Hornfels fasiyesinde gelişmiştir (Hanelçi, 1991 ve 1996).

Magmatitler

Keban Maden Yatağı sahasının magmatik kayaçları çoğunlukla doğu Fuat kısmında yaygınlık göstermektedir (Şekil 2). Güney - kuzey doğrultulu bu kayaçlar, metamorfite kırık ve çatlak sistemlerine, tabaka ve şistozite düzlemlerine dayk ve sil şeklinde yerleşmişlerdir. Bu birim, Asutay (1988) tarafından trakit ve traki - andezit olarak tanımlanmakta ve Üst Kretase yaşlı kabul edilmektedir ($72 \pm s$ my.). Pembe renkli ve porfirik dokulu bu kayaçların kalınlıkları bazı yerlerde birkaç 100 m'ye varmaktadır. Gevşek yapılı bu birim, kuvvetli bir hidrotermal alterasyona uğramıştır. Mineralojik bileşimi yaygın özşekilli K - feldspat (Sanidin ve Ortoklas), yarı özşekilli plajiyoklas ve hornblendlerden oluşmaktadır. Bunların yanında sıkça biyotit ve kuvars bulunmaktadır. Eser halde zirkon, apatit, titanit, pirit ve manyetit gözlenmektedirler.

Keban Maden Yatağı sahasının Kuvarterner bilimlari teras, alüvyon ve döküntü birikintileridir (Şekil 2). Teraslar Keban, Zeryan ve Karamağara derelerinin eski su seviyelerini yansıtmaktadırlar. Moloz ve 5 - 10 cm çapındaki bloklardan meydana gelen bu konglomeraların çimento maddesi kumtaşı, kil ve karbonatlardır. Alüvyonlar Fırat Nehri ve buna dökülen derelerin yataklarında görülmekte ve çevrede bulunan tüm kayaç ve cevher çeşitlerini içermektedirler.

Keban Maden Yatağı'nın içinde bulunduğu bölge kıvrımlanmanın etkin olduğu karışık bir tektonik yapı sunmaktadır (Şekil 2). Sahasının kayaç bilimlari genel olarak kuzeydoğu - güneybatı doğrultulu ve güney doğu dağılımlıdır (Kineş, 1969; Hanelçi, 1991 ve 1996). Kineş (1969) ve Hanelçi (1991) sahanın tektonik yapısını karakterize eden bu kıvrımlar için Hersinyen orojenik fazını kabul etmektedirler, daha genç fay ve kırık sistemlerini de Alpin orojen fazına bağlamaktadırlar. Hanelçi'ye (1996) göre bölgedeki tektonik yapının oluşumunda kuzeybatı - güneydoğu yönündeki çekme - gerilme ve kuzey - güney doğrultulu sıkışma kuvvetleri etkili olmuştur. Bu kuvvetlere bağlı olarak yatak bölgesinde doğu - batı yönünde kırılmalar ve kuzeydoğu - güneybatı yönünde de kıvrımlar meydana gelmiştir. Aynı zamanda sıkışma kuvvetlerinin etkisinde kalan kuzeydeki Keban Metamorfite, güneydeki Yüksekova

Karmaşığı ile Guleman Ofiyolitleri üzerine bindirmiştir (güneyde, harita alanının dışında). Son olarak yatak sahası bu kuvvetlerin etkisi ile kuzeyden güneye bir horst - graben şeklini almıştır.

CEVHERLEŞMELER

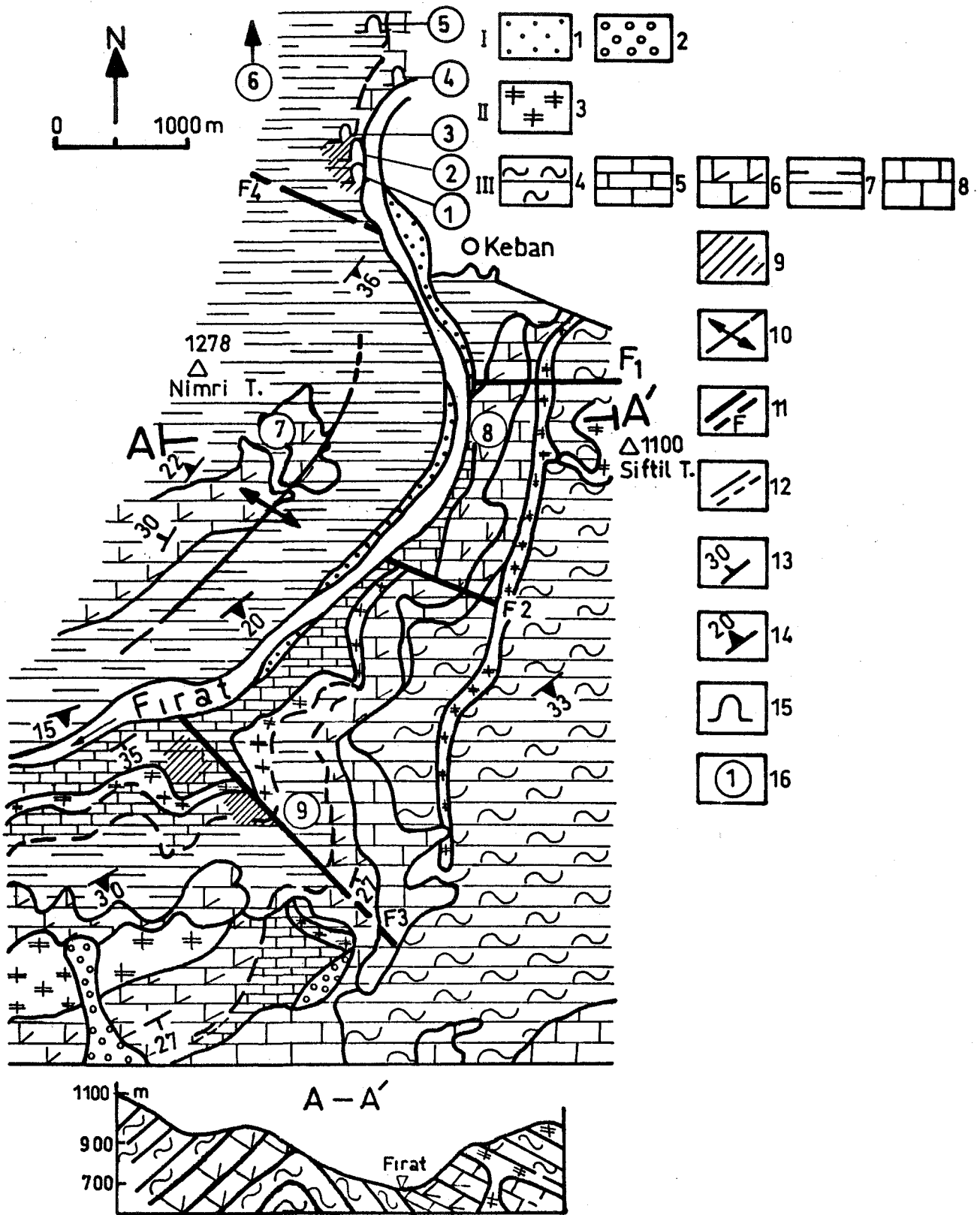
Keban Maden Yatağı'nda uzun süre ekonomik işlenen Ag içerikli Pb oluşukları yanında değişik miktar ve kalitede Cu, Zn, Mn, Fe, V, Mo ve F elementlerini içeren oluşuklar da bulunmaktadır (Şekil 2). Bu nedenle Keban sahası "polimetalik maden yatağı" olarak nitelendirilmektedir (Öztunalı, 1989). Bunların tümünün işletilmesi hem rezerv, hem de kalite bakımından şimdilik ekonomik görülmemektedir.

Keban Maden Yatağı sahasının birincil cevherleşmeleri kalkıştelerin ve rekristalize kireçtaşlarının tabakalarına uyumlu sülfat cevherleşmeleridir (Dirim ve diğ., 1985, Yiğit, 1989 ve Hanelçi, 1991 ve 1996). Bunun yanında Yiğit (1989) tarafından ikincil, Hanelçi (1991 ve 1996) tarafından da birincil cevherleşme olarak görülen Mn - Fe oksit ve hidroksit cevherleşmeleri geniş bir yayılım sunmaktadırlar. Sahada daha az oranda birincil sülfat (bait, jips) ve flüorit mineralizasyonları da gözlenmektedir.

Batı Fırat cevherleşmeleri, yüksek Mn ve Fe içerikleri ile Doğu Fırat cevherleşmelerinden ayrılmaktadır. Doğu Fırat'ın masif cevher mercekleri Batı Fırat'ta görülmemektedir. Buna karşın Batı Fırat'ın tabakaya uyumlu cevherleşmelerinin yanal uzanımları daha büyüktür. Keban Maden Yatağı sahasındaki tüm cevher tiplerinin burada ayrıntılı anlatılması konunun kapsamını aşacağından, aşağıda sadece Batı Fırat cevherleşmelerine değinilecektir.

Sondaj ve galeri çalışmalarından elde edilen verilere göre Batı Fırat'taki cevherli zonun kalınlığı yer yer 80 m'ye, yanal uzanımları da 400 m'ye varabilmektedir. Cevher zonu, altta kalınlığı yaklaşık 15 m olan birincil ve saçınımlı sülfat cevherleşmesi ile başlar (Yiğit, 1989). Bunun üstünde tabakaya uyumlu, kalkışt ve rekristalize kireçtaşları ile ardalanmış Mn - Fe oksit / hidroksit cevherleşmeleri yer alır (Dirim ve diğ., 1985). Bu iki cevherleşme zonuunun sınırı yaklaşık yeraltı su seviyesine tekabül etmektedir. Oksit / hidroksit cevherleşmelerinin alt kesimlerinde en çok 10 cm kalınlığında bait damarlarına ve üst kısımlarda da nadiren zayıf flüoritli seviyelere rastlanmaktadır (Yiğit, 1989).

Cevherli seviyeler, boyutları sık sık değişen, kalkışt ve rekristalize kireçtaşları ile ardalanmış tabaka ve mercek şeklinde bulunurlar. Batı Fırat'ta ardalanmış mangan sıvamlı (Yiğit, 1989) kalkışt ve rekristalize



KEBAN (ELAZIĞ) SİMLİ KURŞUN YATAĞI

kireçtaşları ile birbirinden ayrılan ortalama 3 m kalınlığında 3 önemli cevher seviyesi saptanmıştır. Bu seviyeler sürülen galerilerle (Şekil 2), Gümüş Galeri (+730 m), Batı Fırat-1 (+765 m) ve Batı Fırat - 2 (+780 m) olarak ayrıntılı incelenmiştir (Dirim ve diğ., 1985 ve Yiğit, 1989). Bu incelemelere göre ardalanan kalkıştı ve rekristalize kireçtaşlarının kalınlıkları 10 m'ye ulaşırken, bunlarla ardalanan cevher tabakalarının kalınlıktan en çok 2 m olabilmektedir. Ek olarak açılan Batı Fırat - 3 ve Gazi galerilerinde önemli cevher düzeylerine rastlanmamıştır.

Aynı yapısal özelliklere sahip olan sülfür ve oksit / hidroksit cevherleşmeleri, mineralojik olarak farklılıklar sunmaktadır. Sülfür cevherleşmelerinde oksit / hidroksit minerallerine rastlanmamaktadır. Ancak oksit / hidroksit cevherleşmelerinde sülfürlü minerallerin oranı yer yer önemli olabilmektedir.

Öztunalı (1989) buradaki oksit / hidroksit cevherleşmelerini bir zengin ve bir fakir sınıfa ayırmaktadır: Zengin cevher tipi ortalama kalınlığı 2 m'yi geçmeyen, az yönelmiş ve ince tabakalı cevherden oluşan merccekler görünümündedir. Esas mineralojik bileşimini çoğunlukla ışınal pirolüsit, kollomorf veya kriptomkrista-

Şekil 2. Keban Maden Yatağı'nın jeoloji haritası (Hanelçi'den, 1991, sadeleştirilmiştir).

1- Alüvyon, 2- Yamaç molozu, 3» Trakit - Trakilatit, 4- Serisit - kloritist, 5- Tabakalı rekristalize kireçtaşı, 6- Dolomitik rekristalize kireçtaşı, 7- Kalkıştı, 8- Masif rekristalize kireçtaşı olistolitleri, 9- Cevher mostrası, 10- Kıvrım eksen, 11- Fay (kesin, olası), 12- Jeolojik sınırlar (kesin, olası), 13- Tabaka doğrultu ve eğimi, 14- Folyasyon doğrultu ve eğimi, 15- Galeri grisi, 16- Önemli Oluşuklar: 1- Gümüş Galeri (GG), 2- Batı Fırat -1 (BF-1), 3- Batı Fırat - 2 (BF-2), 4- Batı Fırat - 3 (BF-3), 5- Batı Fırat - 4 (BF-4), 1-5: Mn-Fe-Pb-Ag, 6- Karamağara (kuzeyde, harita alanı dışında, F ve Mo), 7- Mistik Mağara (V), 8- Anaocak (Pb-Ag-Zn) ve 9- Zeryan Dere (Cu-Pb-Zn).

Figure 2. Geological map of the Keban Mining District (simplified after Hanelçi, 1991).

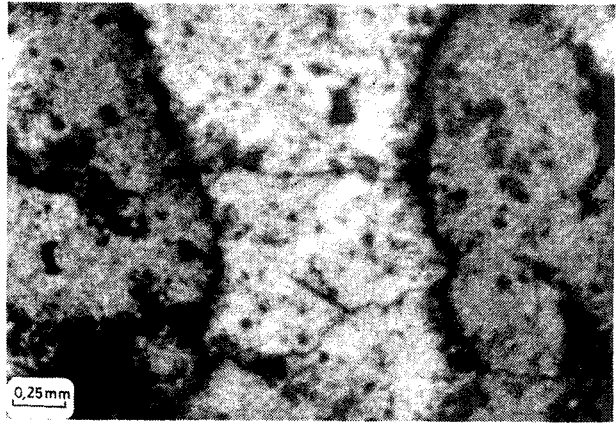
1- Alluvion, 2- Rubble, 3- Trachyte - Trachylatite, 4- Sericite - Chlorite - Schist, 5- Recrystallised staralimestone, 6- Dolomitic recrystallised limestone olistholite, 9- Ore outcrop, 10- Anticlinal axis, 11- Fault (observed, possible), 12- Geological border (observed, possible), 13- Strike and dip of Layer, 14- Strike and dip of Foliation, 15- Gallery and 16- Important ore mineralizations: 1- Gümüş Galeri (GG), 2- Batı Fırat -1 (BF-1), 3- Batı Fırat - 2 (BF-2), 4- Batı Fırat - 3 (BF-3), 5- Batı Fırat - 4 (BF-4), 1-5: Mn-Fe-Pb-Ag, 6- Karamağara (northern of the moping area, F und Mo), 7- Mistik Mağara (V), 8- Anaocak (Pb-Ag-Zn) and 9- Zeryan Dere (Cu-Pb-Zn).

lin psilomelan (Şekil 3), limonit ve siderit oluşturmaktadır. Fakir cevher tipi ise, rekristalize kireçtaşlarının kırık ve çatlak sistemlerini dolduran, az yayılım gösteren ağısı Mn ve Fe minerallerinin yerel zenginleşmelerinden oluşmaktadır. Başlıca gang mineralleri ankerit, barit, granat, markazit ve kalsittir.

Yiğit (1989) Batı Fırat cevherleşmelerini yapısal özelliklerine göre tabakaya uyumlu, ağısı, skarn, karstik ve sedimentasyon zonu tiplerine ayırmaktadır. Buna karşın Hanelçi (1996) bunları tabakaya uyumlu, kontakt metazomatik ve karstik cevherleşme gruplarına ayırmaktadır.

Tabakaya uyumlu cevherleşmeler yapısal olarak masif, bantlı, ağısı ve saçınıcı cevher tiplerine ayrılırlar. Masif ve tabakalı cevherleşmeler, kalınlıkları 15 m'yi geçmeyen bant ve küçük merccekler şeklinde, yoğun olarak cevherli zonların üst kısımlarında izlenirler. Saçınıcı cevhere, cevher zonunun her yerinde rastlanmasına karşın, düzensiz, ince çatlak ve kırık dolgusu halindeki ağısı cevher, sadece alt kısımlarda görülür.

Tabakaya uyumlu cevherleşmelerinin en yaygın cevher mineralleri pirolüsit, psilomelan, kriptomdan, manganit ve limonittir. Bu sulu mineraller kollomorf bir yapı sunarlar ve hep beraber bulunurlar (Hanelçi, 1991). Cevher içindeki oranları oldukça değişkendir ve yer yer Mn cevherlerini (%40 Mn) oluşturabilmektedir. Bu oksit / hidroksit mineralleri yanında çoğunlukla özşekilli ve kısmen galen bulunur. Daha az oranda kalkopirit, sfalerit, tetraedrit, pirañirit, arsenopirit, fahlerz ve enarjite rastlanmaktadır. İkincil mineral olarak smitsonit, anglezit, serüsit, rodokrozit, siderit, ankerit ve kalsit yaygınlık göstermektedir. En önemli gang mineralleri barit, kuvars, dolomit ve serisitir.



Şekil 3. Psilomelanı (koyu gri) kesen bir pirolüsit damarcığı (açık gri). Çapraz nikol.

Figure 3. A pyrolusite vein (light gray) through psilomelan (dark gray). Crossed nicols.

Metazornatik cevherleşmelere özellikle magmatitlerle rekristalize kireçtaşı dokanaklarında rastlanmaktadır (Hanelçi, 1996 ve Dirim ve diğ., 1985). Küçük boyutta (birkaç m) olan bu cevherleşmeler, doğrudan siyenit sokulumlarına bağlı bulunmaktadır. En yaygın mineralleri grasülar, andradit, biyotit ve fiogopittir. Hanelçi (1996)ye göre bu cevherleşmelerde Keban'ın başka yerinde bulunmayan manyetit de gözlenmektedir. Sülfür minerallerinden sadece pirit ve kalkopirit yaygındır. Nadiren siderit ve ankerit içeren bu cevherleşmelerde kuvars oldukça azdır.

Karstik cevherler, kalkıştlerdeki tabakalı rekristalize kireçtaşlarının karst boşluklarını dolduran cevherlerdir (Hanelçi, 1996). Bu cevherleşmeler çeşitli oran ve tane boyunda kil, kum ve blok içeren otokton klastik malzemeden meydana gelirler. Bunlar yankayacı etkilemeyen dolgu maddesi halinde bulunurlar. En önemli cevher mineralleri pirit, markazit, galen, psilomelan, götit, ankerit ve limonittir (Hanelçi, 1991).

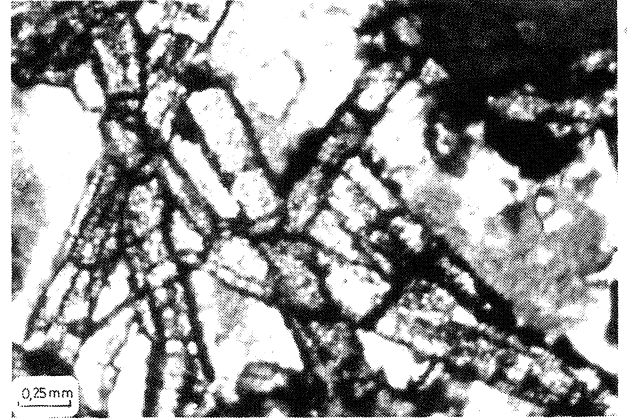
Burada araştırılan Batı Fırat sahasındaki baritler, gümüşlü mangan cevherleşmelerinin önemli bir gang minerali olarak değerlendirilmektedir (Yiğit, 1989 ve Hanelçi, 1991). Genellikle gümüşlü mangan cevherleşmelerinin altında, kalınlıkları 10 cm'yi geçmeyen tabakaya bağlı damarcık ve bantlar şeklinde izlenirler. Barit mineralizasyonu tabakaya uyumludur (stratabound) ve geniş yayılım sunarlar. Yer yer sülfür cevherleşmelerinde de gözlenirler.

Baritlerin arazideki görünüşleri süt beyazı renkte ve iri kristalidirler. Çoğunlukla mangan cevherleşmeleri ile iç içe, kuvars, siderit ve kalsit ile beraber bulunmaktadır. Mikroskop altında prizmatik, özşekilli veya yarı özşekilli barit kristalleri, bulanık gri rengi ve tabana paralel dilinimleriyle kolayca diğer minerallerden ayırdedilmektedir (Şekil 4). Bazen de kuvars arasında ince taneli yağışlımlar şeklinde görülmektedir. Shikazono (1984) ince taneli baritin oluşumunu çabuk soğumaya bağlamaktadırlar.

Hanelçi'ye (1991) göre Keban Maden Yatağı sahasında yaklaşık 10 mil. t %1 Cu, %2 Pb ve 50 ppm Ag içerikli rezerv (kesin + muhtemel) bulunmaktadır.

Köken hakkındaki görüşler

Keban yatağının kökeni hakkında çok farklı görüşler bulunmaktadır. 1986'dan önceki görüşler (Kumbasar, 1964, Kineş, 1969, Ziserman, 1969 ve Kipman, 1976) magmatik ayrışmanın son safhalarını öne çıkarırken, daha sonraki araştırmacılar (Öztunalı, 1989 ve Hanelçi, 1991) volkanosedimanter kökeni savunmaktadırlar. Kumbasar (1964) yatağın oluşumunu hidrotermal - metazornatik ve pnömatolitik oluşumlara dayandırmaktadır. Buna karşın Ziserman (1969) Keban



Şekil 4. Kalsit malriksi içinde prizmatik gri barit kristalleri, kuvars (açık gri) ve cevher (siyah). Paralel nikol.

Figure 4. Prismatic, gray barite crystals in calcite matrix, quartz (light gray) and ore (dark). Parallel nicols.

oluşuklarını, sedimanter cevherleşmelerin kireçtaşlarına remobilizasyonu ile açıklamaktadır. Kineş (1969), yatağın Paleosen yaşlı siyenit sokulundan ile metasedimanlara metazornatik olarak yerleşmesi sonucu oluştuğu, Kipman (1976) ise yatağın Alpin orojenezi sonucu sübvulkanik gelişimlere bağlı olarak oluştuğu üzerinde durmaktadır.

Dirim ve diğ. (1985) ve Yiğit (1989) Batı Fırat cevherleşmelerini hidrotermal birincil sülfür cevherleşmelerinin oksidasyon ürünü ikincil cevherleşme olarak görmektedirler. Buna karşın Hanelçi (1991) bu oluşukların birincil cevherleşme olduğunu vurgulamaktadır.

Öztunalı (1989) ve Hanelçi (1991 ve 1996)ye göre Keban polimetalik maden yatağı, birincil "Kızıl Deniz Tipi" sedimanter kökenlidir. Bu çalışmalar, mevcut oluşukların, birincil cevherleşmelerin sübvulkanik işlevler ve meteorik sularla kireçtaşlarına metasornatik olarak yerleştiklerini ve "Kuroko Tipi" yatak oluşturduklarını vurgulamaktadırlar.

Örnek malzemesi ve araştırma yöntemleri

Jeokimyasal arama çalışmalarının temelini, Keban Maden Yatağı'nın Batı Fırat sahasında açılan Gümüş Galeride (Şekil 2, GG, +730 m) değişik yönlerde yapılmış 4 yer altı sondajının karotlarından alınan 21 gümüşlü mangan cevher örneği oluşturmaktadır. Örnek aralığının saptanması için hesaplanan Mn ve Pb varyogramları, optimal örnek aralığını 6 m olarak vermiştir (gösterilmemiş). Örnekler, %70 karot verimi dikkate alınarak (Yiğit, 1989) ve örneklerin birbirine bağımlılığını sağlamak amacıyla, yaklaşık 3 m aralıkla alınmıştır.

Elementlerin derişimi röntgenflöresans (X-RAY) analiz yöntemi ile Berlin Teknik Üniversitesi Maden Yatakları Enstitüsü laboratuvarlarında saptanmıştır.

KEBAN (ELAZIĞ) SİMLİ KURŞUN YATAĞI

Burada 21 örneğin tümünde 31 ana ve eser elementin analizi yapılmıştır. Yöntem uygun olmadığından, Ag saptanamamıştır. Daha önceki çalışmalarda incelenen cevherlerin ortalama 150 ppm Ag içerdikleri belirtilmektedir (Hanelçi, 1991 ve Yiğit, 1989). Saptanabilen elementlerin analiz değerleri Çizelge 1'de verilmiştir. Analizi yapılan eser elementlerden Ga, Th ve Tl bulunamamıştır. Mo, Sn ve U sadece birkaç örnekte ve çok düşük oranda (<10 ppm) bulunmuştur. Bu nedenle bu elementler değerlendirmeye alınmamıştır.

Deneyimlere göre bu analiz yönteminin göreceli hata payı, elemente bağlı olarak, \pm %3 (Cr, Ni) ile \pm % 10 (Na, Mg) arasında değişmektedir. İncelenen verilerin bir küme (popülasyon) oluşturdukları ve istatistiksel incelenebilecekleri t-testi ile denetlenmiştir. Analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde derişim üçgenleri, sıklık dağılımı, bağıntı (korelasyon) ve bağıntı (regresyon) yöntemleri uygulanmıştır. Gerekteğinde, örneğin daha iyi görünüm elde etmek için, diyagramlarda uç değerler Dörfel'e (1962) göre, ortalama değer + 4x standart sapma olacak şekilde, düşürülmüştür. Hesaplama ve çizimler Fırat Üniversitesinde MS-Excel 5.0 programı ile yapılmıştır.

ARAŞTIRMA SONUÇLARININ İRDELENMESİ

Elektron mikroskop analizleri

Batı Fırat mangan cevherleşmelerindeki baritlerin ayrıntılı incelenmesi için yapılan kimyasal analizlerine paralel olarak elektron mikroskop (microprobe) element dağılımları ve mineral ilişkileri de incelenmiştir. Kimyasal analiz sonuçlarına göre seçilen K-7 örneği (Çizelge 1) en iyi sonuçları vermiştir. Bu örnekte taranan yaklaşık 4 mm²lik bir alanda (Şekil 5) yapılan taramada elde edilen 15 elementin yarı kantitatif analiz sonuçları Şekil 6'da görülmektedir. Pb ve Ag dağılımları matris etkeni nedeniyle alınamamıştır.

Saptanan elementler, çokluk sırasına göre karbonat, oksit / hidroksit, sülfat (barit) ve silikat fazlarının bir arada bulunduğunu göstermektedir (Şekil 5). Mn - Fe oksit / hidroksit mineralleri içindeki barit kapanımları baritin daha önce oluştuğuna işaret etmektedir. Mn - Fe oksit / hidroksitleri silikatları da ornattıklarından, en son oluşmuşlardır. Ba ile S dağılımlarının çakışması, Ba'un baritte toplandığını göstermektedir (Şekil 5 ve 7).

Taranan alanda düzensiz C ve düzenli Cl dağılımları saptanmıştır (Şekil 5). C ve Cl ile ilgili bu bulgu, denizel ortama işaret etmekte ve bununla ilgili oluşum tezini (Hanelçi, 1991) pekiştirmektedir. Ayrıntılı olarak incelenen barit alanında, baritin önemli oranda Sr içerdiği görülmüştür (Şekil 7).

Analiz sonuçlarının jeokimyasal yorumlanması

Polimetallik Keban Maden Yatağı'nın incelenen Batı Fırat sahasındaki mangan cevherini oluşturan mineral-

ler çok çeşitlidir. Bunların en önemlileri, sıklık sırasına göre, pirolüsit, psilomelan, rodokrozit, lepidokrozit ve siderit ile ankerittir. Mangan minerallerinin bu grubunda Mn/O oranı büyük rol oynar (Rosier, 1979). Bunlar, %63 civarındaki teorik Mn oranı yanında, her zaman için değişik oranlarda Fe, Si, Ca, Ba ve K da içerirler.

Analizi yapılan mangan cevherleri ortalama olarak %7.49 MnO, % 10.32 FeO (toplam) ve %1.73 BaO içermektedirler (Çizelge 1). Yüksek MnO, FeO, MgO, CaO, BaO ve PbO içeriklerine karşın SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, Cu ve Zn bileşenlerinin oranı düşüktür. Örneklerin düşük su içeriklerine karşın kızdırma kaybı oldukça yüksektir. Bu, ancak yüksek orandaki karbonatlı yankayaç (kalsit, dolomit, ankerit) mineral (rodokrozit, siderit, serüsit, smitsonit) ve kristal suyu ile açıklanabilir. Eser elementlerden özellikle As, Cl ve F değerleri yüksek ve değişkendir. Buna karşın daha az bulunan Co, Cr, Ni, V ve Zr gibi eser elementlerin değerleri düzenlidir.

Keban Maden Yatağı'nın Batı Fırat sahasının gümmüşlü mangan cevherleri kanşık bir jeokimyasal birliktelik sunmaktadır. Buranın ana elementleri siderofil Mn ve Fe ile kalkofil Pb, Zn ve Cu elementler olmakla beraber, yüksek oranda Ba ve Sr gibi litofil elementler de olabilmektedir.

Ba'un hemen hemen her hidrotermal yatakta Mn ile birlikte bulunduğu bir gerçektir (Maynard, 1983). Mikroskopik gözlemler ve BaO - SO₃ bağıntısı gibi jeokimyasal veriler Ba'un Batı Fırat'ta bağımsız bulunan barite bağlı olduğunu göstermektedir (Şekil 5 ve Çizelge 2). S, magmatik işlevlerin ilk aşamalarında kalkofil elementlerin kalkopirit, sfalerit ve galen gibi sülfat minerallerinde yoğunlaşmalarını sağlar ve bunu izleyen evrelerde yükseltgenerek bir sülfat olan baritin oluşumu bakımından da çok önemlidir.

BaO ile MnO ve FeO arasında geçerli bir ilişki gözlenmemektedir (Çizelge 2). Bu, Ba'un Mn ve Fe'yi takip etmediği ve iyi ayrışmadığı anlamına gelir. Buna karşın FeO ile MnO + BaO arasında çok belirgin bir uyum bulunmaktadır (Şekil 8a). Fasiyes değişikliğini gösteren bu bağıntıdan, Pb - Zn - Ba yataklarının aranmasında yararlanılmaktadır (Maynard, 1983). Burada Mn iz sürücü element olarak kullanılır. Bunun yanında BaO'in PbO ile uyumlu olduğu görülmektedir (Çizelge 2 ve Şekil 8b). İyon yarıçaplarının yakınlığından dolayı Pb²⁺ (0.133 nm, Shannon, 1976) Ba²⁺'nın (0.137 nm) yerine geçebilmekte ve uyumlu bağıntıyı sağlamaktadır.

İncelenen cevher örneklerinde MnO ile FeO arasında belirgin bir uyumluluk gözlenmektedir (Şekil 8c). Bu, jeolojik açıdan Mn ve Fe cevherlerinin beraber oluştuklarını ve iyi ayrıştıklarını göstermektedir.

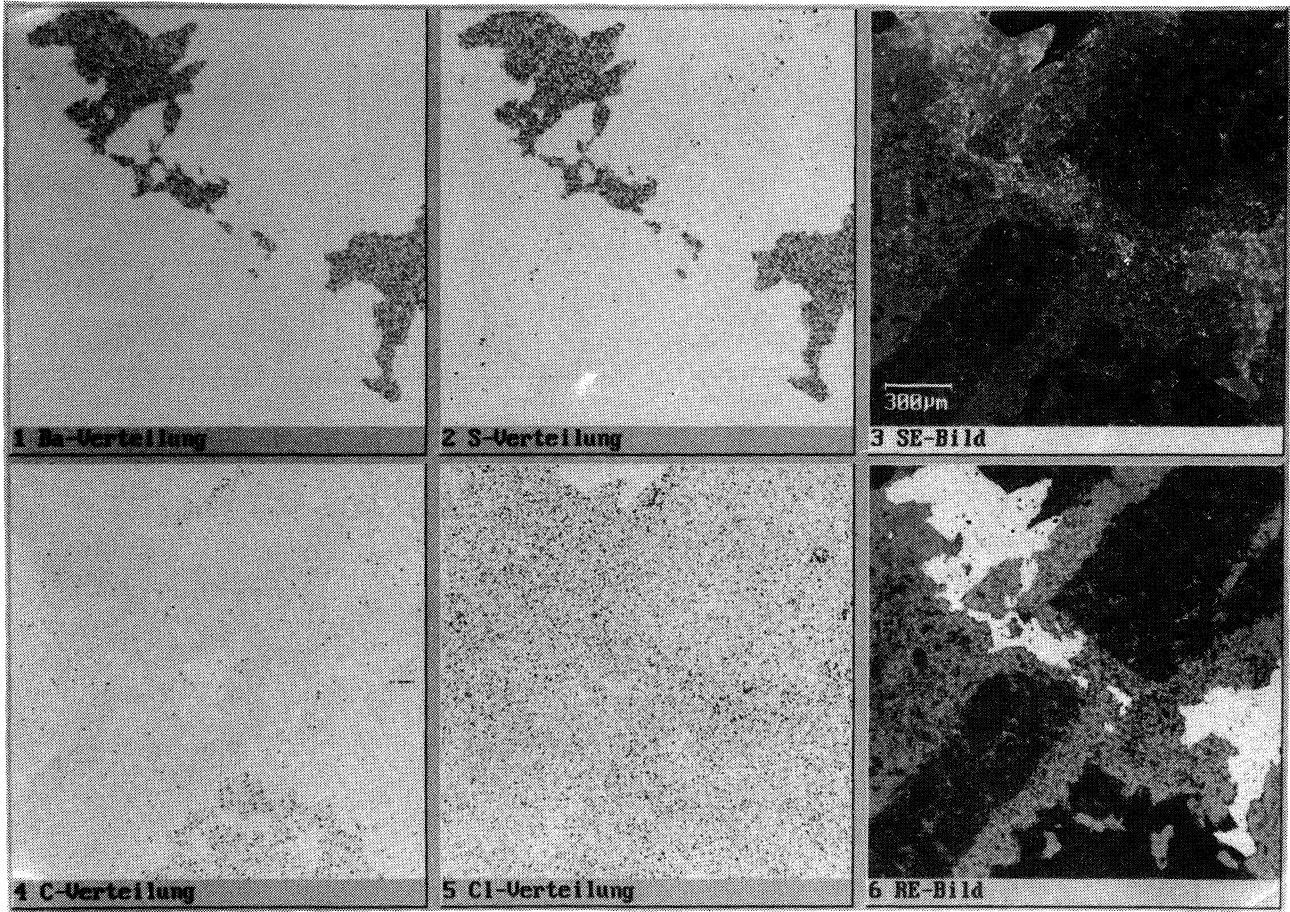
Çizelge 1. İncelenen cevher örneklerinin analiz değerleri

Table 1. Analysis values of investigated ore samples

Sondaj Örnek	GYS-8						Ortalama	GYS-10						Ortalama	GYS-18				Ortalama	GYS-13				Ortalama	Arltm. ort.	Standarts.	Geom. ort.		
	K-1/2	K-2/3	K-3/7	K-4/18	K-5/20	K-8/22	(K1-K8)	K-7/10	K-7a/13	K-8/14	K-9/15	K-11/16	K-12/22	K-13/24	(K7-K13)	K-14/7	K-15/8	K-16/8	K-17/12	(K14-K17)	K-18/13	K-19/14	K-20/17	K-21/20	(K18-K21)	(K1-K21)	(K1-K21)	(K1-K21)	
Oksitler (%)																													
SiO ₂	2,64	3,08	3,02	3,38	4,42	4,15	3,55	2,93	3,16	3,82	4,73	1,85	4,08	2,52	3,30	13,58	2,35	2,86	3,30	5,47	2,78	3,08	4,78	2,90	3,39	3,80	2,38	3,45	
TiO ₂	0,04	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,10	0,03	0,04	0,22	0,04	0,03	0,03	0,08	0,03	0,05	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	
Al ₂ O ₃	1,05	1,38	1,20	0,89	0,80	1,11	1,09	0,88	1,44	0,86	0,74	0,76	1,92	0,79	1,03	3,10	0,71	1,06	1,25	1,53	0,91	1,25	0,89	1,07	1,03	1,15	0,54	1,06	
FeO*	3,54	3,70	2,37	4,85	4,89	5,54	4,13	12,14	23,07	7,59	17,96	10,55	3,49	25,34	14,31	35,20	1,57	6,10	28,85	18,13	5,38	4,36	5,90	3,55	4,80	10,32	9,88	7,07	
MnO	2,39	2,39	1,66	2,42	2,09	4,35	2,55	11,82	17,71	5,31	14,13	8,40	2,85	18,30	10,87	17,86	1,88	4,05	27,25	12,71	4,18	3,14	5,20	2,43	3,74	7,49	7,14	5,10	
MgO	14,30	16,83	17,80	14,94	15,81	16,98	18,08	14,50	5,79	14,40	7,10	16,85	16,29	4,79	11,38	11,83	20,02	15,08	7,82	13,84	15,74	16,32	17,20	16,83	16,52	14,13	4,22	13,26	
CaO	27,46	31,40	30,49	23,31	28,14	26,55	27,56	15,78	8,55	24,31	10,00	28,75	28,55	4,81	17,28	16,43	29,11	28,85	10,20	21,10	25,95	26,45	25,83	28,92	26,79	22,75	8,16	20,83	
Na ₂ O	0,03	0,12	0,01	0,04	0,02	0,03	0,04	0,17	0,08	0,06	0,09	bm	0,02	0,12	0,09	bm	0,02	0,04	0,17	0,08	0,04	0,05	0,08	0,02	0,05	0,06	0,05	0,05	
K ₂ O	0,24	0,34	0,38	0,20	0,15	0,28	0,27	0,85	0,28	0,23	0,12	0,14	0,48	0,12	0,29	0,84	0,25	0,23	0,19	0,33	0,17	0,27	0,22	0,23	0,22	0,28	0,15	0,25	
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,09	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03
BaO	2,02	0,39	0,25	3,01	0,38	0,34	1,06	17,71	0,16	0,21	1,13	0,06	0,86	5,98	3,73	0,16	0,12	0,06	0,29	0,16	0,57	1,24	0,92	0,55	0,82	1,73	3,91	0,53	
SiO	0,08	0,03	0,04	0,11	0,04	0,03	0,06	0,15	0,01	0,03	0,03	0,03	0,07	0,06	0,05	0,01	0,04	0,03	0,05	0,03	0,08	0,09	0,08	0,07	0,08	0,05	0,03	0,04	
PbO	0,28	0,28	0,17	0,18	0,22	0,32	0,24	2,40	1,50	0,11	0,48	0,08	0,27	0,88	0,81	0,02	0,16	0,28	0,02	0,12	0,15	0,08	0,24	0,12	0,15	0,39	0,57	0,21	
SO ₃	1,27	0,62	0,45	1,51	1,25	1,35	1,08	5,50	2,01	0,88	2,11	2,04	1,53	2,00	2,31	0,88	0,10	1,40	0,56	0,89	0,57	1,33	1,42	1,42	1,19	1,43	1,09	1,12	
H ₂ O	öm	öm	0,04	öm	öm	0,03	0,04	0,36	öm	öm	öm	0,01	öm	öm	0,19	0,08	0,08	öm	2,27	0,81	öm	öm	0,08	öm	0,08	0,37	0,78	0,08	
Kızdırma Kaybı	öm	öm	42,03	öm	öm	38,95	39,49	14,6	öm	öm	öm	28,75	öm	öm	21,68	1,83	43,84	öm	15,14	20,27	öm	öm	35,72	öm	35,72	27,38	15,19	20,25	
Toplam	55,37	61,35	99,98	55,11	55,85	98,05		99,25	63,83	57,88	58,85	98,14	60,38	63,83		101,34	100,30	59,71	98,22		56,59	57,75	68,59	58,18					
Eser elementler (ppm)																													
As	133	127	31	218	192	330	172	771	730	164	200	158	111	314	349	55	97	571	578	325	388	374	340	368	368	296	214	224	
Cl	88	762	bm	232	105	400	317	677	572	917	646	354	310	434	559	410	53	375	bm	279	369	130	530	145	284	395	243	310	
Co	5	3	2	3	3	bm	3	5	13	8	5	4	2	11	7	19	3	4	13	10	2	3	5	4	4	6	5	5	
Cr	16	29	14	18	19	9	17	17	29	49	36	19	29	22	29	33	24	22	42	30	11	34	27	16	22	24	10	22	
Cu	bm	11	19	5	181	13	42	3	90	105	23	14	8	43	41	225	bm	32	101	119	3	10	7	bm	7	49	63	22	
F	710	540	850	805	510	415	605	310	bm	bm	bm	bm	550	bm	430	bm	1050	70	bm	560	350	780	bm	480	523	548	253	476	
Ni	11	11	7	9	15	10	11	1	32	24	42	13	10	28	21	83	6	19	30	30	17	12	12	7	12	18	14	13	
Rb	5	7	6	6	2	4	5	bm	bm	bm	5	bm	6	12	8	88	5	3	8	21	4	6	1	1	3	9	15	5	
V	bm	7	5	bm	3	5	5	bm	3	7	bm	12	bm	bm	7	41	6	8	9	16	bm	1	bm	4	3	9	10	6	
Zn	433	271	195	301	225	308	289	153	750	255	493	930	543	407	504	138	280	190	203	198	365	187	154	282	247	335	383	305	
Zr	37	26	26	42	22	19	29	103	33	17	21	15	45	38	39	53	21	23	19	29	32	36	28	31	31	33	19	28	

*Toplam FeO bm: Bulunamadı öm: Ölçülmedi
*Total FeO bm: Not dedected öm: Not mesured

KEBAN (ELAZIĞ) SİMLİ KURŞUN YATAĞI



Şekil 5. Elektron mikroskopla (micropobe) saptanan önemli elementlerin dağılımı (solda): 1- Ba dağılımı, 2- S dağılımı, 4- C dağılımı, 5- Cl dağılımı. Mineral fazlan (sağda): 3- İkincil ışın kaydı, 6- refleksiyon kaydı. Karbonat (koyu gri), Mn-Fe oksit / hidroksitleri (gri), sülfat (açık gri, barit) ve bitüminler (siyah).

MnO, eser elementlerden As ile de uyumlu ve geçerli bir bağıntıya sahip bulunmaktadır (Şekil 8d). Fe, Co, Ni ve As'in benzer jeokimyasal özellikleri gerektirdiğinden, As, Co ve Ni ile beraber Fe minerallerini tercih etmiştir (Şekil 8c ve Çizelge 2). Nicholson (1992) MnO - As uyumlu bağıntısını eksalatif sedimanter yatakların bir özelliği olarak görmektedir.

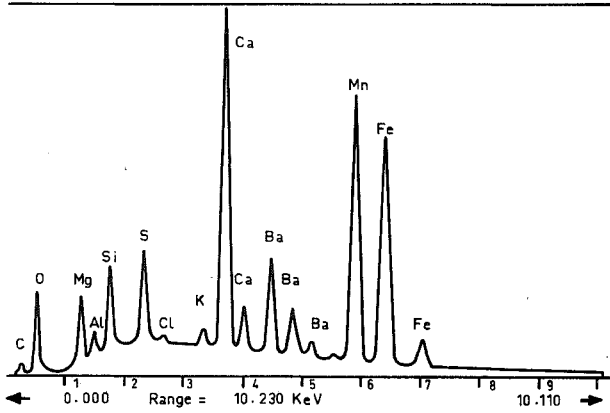
Yukarıda yapılan açıklamalar, saptanan jeokimyasal ilişkilerle Mn - Ba ve Fe/Mn - Ba bağıntılarına göre Keban Batı Fırat gümüşlü Mn oluşukları En Kafala (Etyopya) ve Thera (Yunanistan) eksalatif sedimanter yataklarına benzemektedir. Keban cevherleri, Ba ve Mn bakımından karşılaştırılan Thera ve Stramboli oluşuklarına göre daha zengindir. Ancak En Kafala yatağına göre Mn'ca daha fakirdir (Şekil 9a). Buna karşın Fe / Mn oranı Stromboli'ye oranla düşük, En Kafala'ya

Figure 5. Distribution of dedected important elements by electron microscope (microprobe, left): 1- Ba Distribution, 2- S Distribution, 4- C Distribution, 5- Cl Distribution. Mineral phases (right): 3- Secondary image, 6- reflection image, Carbonates (dark gray), Mn - Fe oxydes I hydroxides (gray), sulfat (light gray, barite) and bitumia (black).

oranla da yüksektir (Şekil 9b).

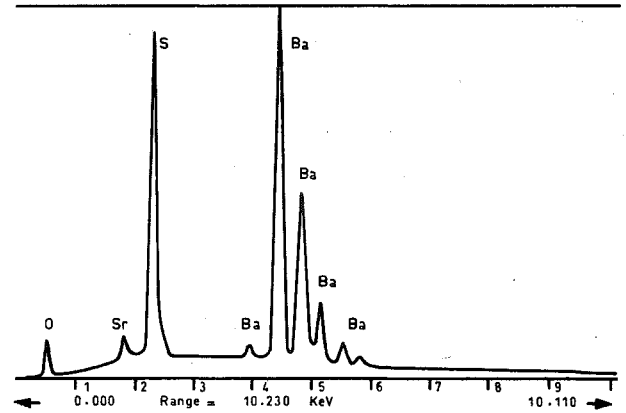
Engelhard'a (1936) göre Ba bakımından siyenitler en zengin, granitler ise, en fakir kayalardır. Buna göre Batı Fırat gümüşlü mangan oluşuklardaki Ba'un yatakları bölgesinde yaygın görülen siyenitik magmatitlerle ilişkili olması muhtemeldir. Bunun için siyenitlerin Ba içerikleri bu konuda ipucu verebilir. Ancak şimdiye kadar yapılmış kapsamlı bir araştırma bulunmamaktadır.

Ba, magmatik işlevler şuasında öncelikle Feldspat ve mikalarda K tarafından yakalanarak yoğunlaşır. Hidrotermal evrede daha çok yanal zonlanma gösterir. Keban'da Ba damarlarının sadece Mn cevherlerini takibetmemesi, örneğin sülfütlü cevherlerde de bulunması, deniz suyundan kaynaklanmadığını göstermektedir (Bonatti ve diğ., 1972). Maynard ve Okita (1991) Ba



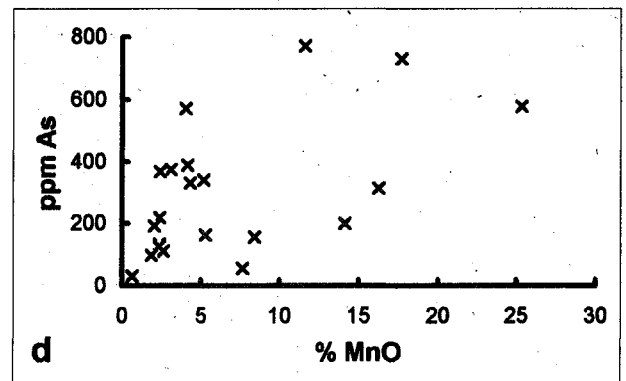
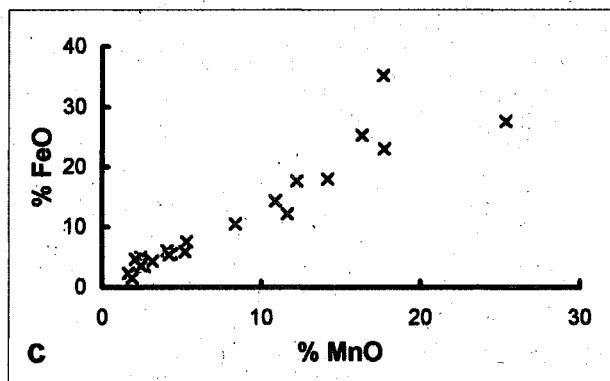
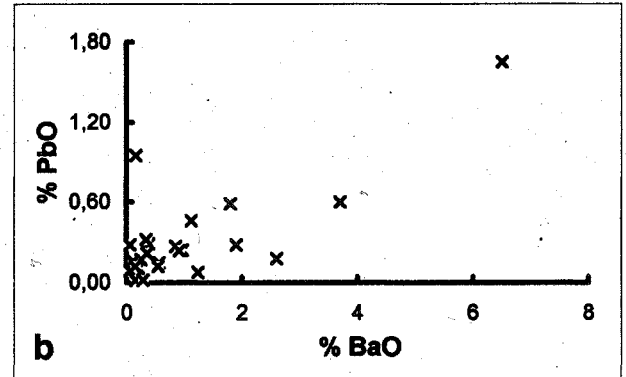
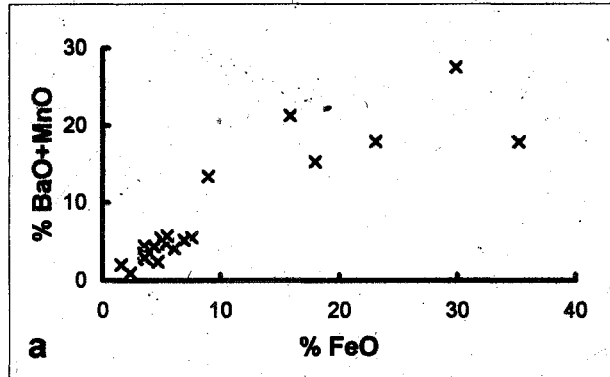
Şekil 6. Elektron mikroskopla (microprobe) saptanan elementlerin yarı kantitatif kimyasal analiz diyagramı.

Figure 6. Half quantitative analysis diagram of detected elements by electron microscope (microprobe).



Şekil 7. Baritte S ve Sr yarı kantitatif dağılımı diyagramı.

Figure 7. Diagram of half quantitative distribution of S and Sr in barite.



Şekil 8. BaO'in bazı önemli bileşenlerle ilişkisi. Ekstrem değerler Dörfel'e (1962) göre düşürülmüştür, d diyagramındaki saçınımların As'in sülfidlere bağlanmasından kaynaklanmaktadır.

Figure 8. Relation between BaO and some important components. Extrem values are reduced after Dörfel (1962). The scattering of values in plot d is influenced by the As fixing in sulphides.

KEBAN (ELAZIĞ) SİMLİ KURŞUN YATAĞI

Çizelge 2. Önemli element çiftleri arasındaki korelasyon katsayıları (n=21). %95 istatistiksel güvenilirlikle geçerli bağıntı katsayısı: $|r| > 0.54$.

Table 2. Correlation coefficients between important element pairs. Significant correlation coefficients for 95 % statistical reliability $:|r| > 0.54$.

SiO₂																			
0,82	Al₂O₃																		
0,54	0,46	FeO																	
0,02	-0,01	0,81	MnO																
-0,15	-0,11	-0,82	-0,85	MgO															
-0,19	-0,06	-0,85	-0,89	0,94	CaO														
0,53	0,63	0,18	-0,11	0,16	0,03	K₂O													
-0,17	-0,28	0,09	0,20	-0,21	-0,38	0,31	BaO												
-0,33	-0,32	-0,30	-0,12	0,19	0,04	0,20	0,78	SrO											
-0,18	-0,23	0,17	0,35	-0,32	-0,45	0,39	0,75	0,40	PbO										
-0,18	-0,28	0,16	0,32	-0,33	-0,41	0,15	0,71	0,42	0,78	SO₃									
-0,28	-0,22	0,26	0,55	-0,38	-0,45	0,05	0,37	0,31	0,63	0,52	As								
0,59	0,55	0,92	0,66	-0,70	-0,70	0,24	-0,01	-0,33	0,07	0,00	0,18	Co							
0,28	0,25	0,42	0,42	-0,38	-0,35	0,02	-0,23	-0,34	-0,17	-0,14	-0,01	0,52	Cr						
-0,15	-0,26	0,00	0,12	-0,02	-0,08	-0,27	-0,27	-0,33	-0,08	-0,34	-0,04	0,10	0,28	Cu					
0,67	0,52	0,85	0,55	-0,73	-0,66	0,01	-0,24	-0,55	-0,12	-0,07	-0,02	0,81	0,55	0,03	Ni				
0,45	0,47	0,37	0,09	0,07	0,10	0,20	-0,52	-0,63	-0,39	-0,38	-0,20	0,44	0,27	0,16	0,38	V			
-0,29	-0,12	0,09	0,22	-0,21	-0,10	-0,30	-0,16	-0,24	0,06	0,32	-0,05	-0,01	-0,09	-0,07	0,07	0,07	Zn		

yataklarındaki düşük P, yüksek Fe ve Mn oranlarını magmatik kökenle ilişkisinin bir belirtisi olduğunu vurgulamaktadırlar. Buna göre Batı Fırat oluşuklarındaki oldukça düşük P₂O₅ (%0.03) yüksek FeO (% 10.32) ve MnO (% 7.49) oranları hidrotermal kökenle ilişkilidir. Bu bulgu düşük S oranı (% 1.43) ile desteklenmektedir (Stamatakis ve Hein, 1993). Maynard ve Okita'ya (1991) göre kıtasal kökenli barit yataklarında Co + Cu + Ni toplamı, Na / K ve Sr / Ba oranları yüksektir. İncelenen Batı Fırat gümüşlü MN cevher örneklerindeki düşük Co + Cu + Ni toplamı (73 ppm), ile Na / K (0.19) ve Sr / Ba oranları (0.03) açık deniz ortamına işaret etmektedir. Co, Ni ve Cu derişimleri Mn yumrularının oluşumunda, Na / K oranı da akışkanların denetiminde önemli rol oynarlar. Bu sonuçlar Stamatakis ve Hein'in (1993) belirttikleri ve hidrotermal kökenini işaretli saydıkları yüksek Pb (0.36), düşük Zn (385 ppm), Cu (49 ppm) ve Co (6 ppm) derişimleri ile Mn / Fe oranı (0.78) tarafından doğrulanmaktadır. Bu, radyolarit, opal, kalsedon ve diatomeler gibi organizmaların oluşum ortamında bulunmadığını ifade etmektedir.

BaO, MgO, FeO, PbO DERİŞİM ÜÇGENLERİ

Keban'ın araştırılan Mn cevherlerinin ana bileşimini ortaya çıkarmak için kullanılan BaO - MnO - FeO - PbO derişim üçgeninde FeO ve MnO'in baskın oldukları görülmüştür. BaO - MnO - FeO üçgeninde ortalama BaO oranının %10 ile FeO ve MnO oranları yanında çok düşük olduğu görülmektedir (Şekil 10a). Burada

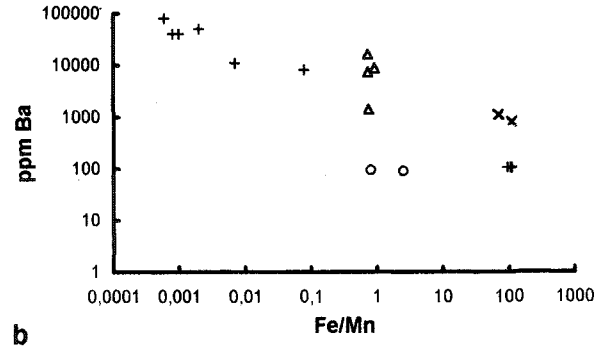
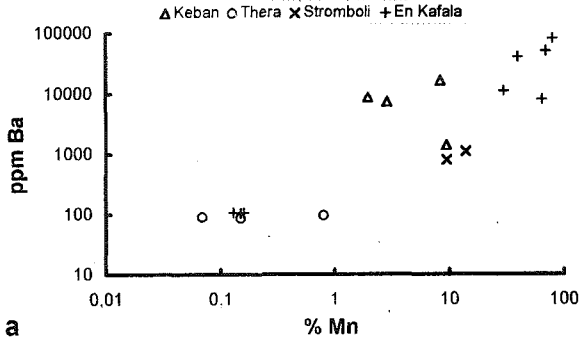
FeO oranı ortalama olarak %55 ile ağırlıktadır. Bunun yanında MnO oranının ortalama değeri %35'te kalmaktadır. Bu nedenle burada bir Ba cevherleşmesinden söz etmek mümkün değildir. Bu nedenle bu cevherleşmelerin "Ba'ca zengin manganlı demir cevherleşmeleri" olarak nitelendirilmeleri daha uygun olacaktır.

BaO - MnO - PbO derişim üçgeninde de BaO %20 ortalama oranı ile %75 MnO ortalama oranı yanında çok düşük kalmaktadır (Şekil 10b). Burada MnO mutlak üstünlüğünü göstermektedir. İki bileşen de %5 PbO ortalamasının çok üstündedir.

SIKLIK DAĞILIMI

Ahrens'a (1966) göre elementlerin sıklık dağılımları örnek sayısına ve alındıkları yere bağlıdır. Buna göre sıklık dağılımında 15-20 örnek önbilgiler için yeterlidir. Bunun yanında dağılımı oluşturmak da önemli olmaktadır (Lepeltier, 1969). Bu nedenle sıklık dağılımının sınıf sayısı k Sturges Kuralı'na göre ($k = 1 + 3.322 \cdot \log n$, n: Örnek sayısı) hesaplanmıştır. Önemli elemanların sıklık dağılımları Şekil 11'de görülmektedir.

İncelenen elementlerin mutlak değerleri normal bir dağılım göstermemektedir (Şekil 11a, c, e ve f). Düşük değerlerin etkin olduğu bu dağılım, bir zayıf mineralizasyonu yansıtmaktadır (çarpıklık E = +1,3 - (+2.7) > 0). Buna karşın CaO zengin bir mineralizasyon tipini göstermektedir (E < 0 = -1, 1). Yankayıcı oluşturan kireçtaşlarından kaynaklanan CaO, bu özelliği ile diğer elementlerden ayrılmakta ve uyumsuz bir dağılım



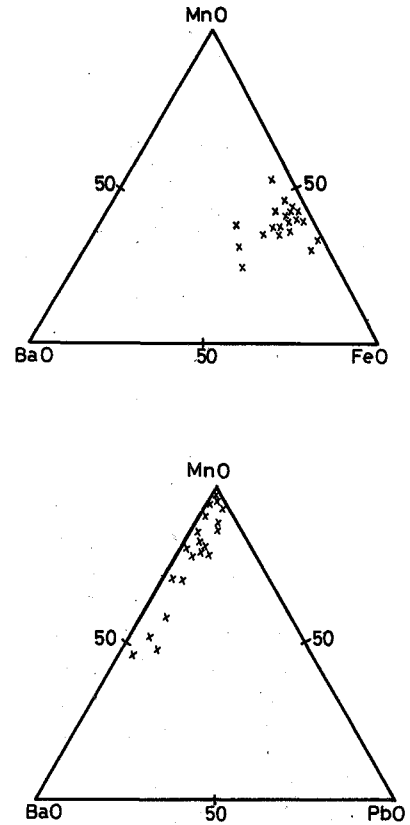
Şekil 9. İncelenen örneklerin 4 sondaj ortalamasının Ba-Mn ve Ba-Fe/Mn dağılımlarının benzer yataklardaki değerlerle (Bonatti ve diğ., 1972) karşılaştırılması.

Figure 9. Plot of Ba versus Mn and Fe / Mn. Average of investigated ore samples from 4 drill holes in comparison with similar deposits (Bonatti et al., 1972).

göstermektedir. Bu, CaO'in cevher minerallerinden farklı bir işlevin ürünü olduğunu göstermektedir. Dağılımların standart çan eğrisine göre yükseklikleri de aynı şekilde değişmektedir. BaO, MnO ve PbO standart çan eğrisinden daha yüksek bir dağılıma sahip olmalarına karşın (yükseklikler $K > 0 = 0.7$ ile 8.4 arasında), CaO daha alçak bir dağılım göstermektedir ($K < 0 = 0.5$). Element dağılımlarının asimetriği dinamik dengeye ve istatistiki olmayan bir dağılıma işaret etmektedir (Smirnov, 1963). Sıklık dağılımının standart çan eğrisinden yüksek olması, elementin bir mineralede yoğunlaşmasının belirtisi olarak açıklanmaktadır (Smirnov, 1963). Burada Ba'ın baritte, Mn'in pirolüzitte ve Pb'un da galende toplandığı sonucu çıkmaktadır. CaO dağılımının standart çan eğrisinden daha alçak (yassı) çıkması, kalsit yanında dolomitin de önemli olduğu anlamına gelmektedir.

Aynı değerlerin Şekil 1 lb, d, f ve h diyagramlarındaki logaritmaları, değerlerin ortalama değer etrafında yoğunlaşmaları ile, bir logaritmik (log - normal) dağılım sunmaktadır. Bileşenlerin normal dağıldıkları toplam değerlerin yaklaşık bir entegral işareti şeklindeki eğri ile de doğrulanmaktadır. Çok dar bir aralıkta yoğunlaşan CaO, burada da normal dağılmamaktadır. CaO'in BaO, MnO ve PbO'dan farklı bir sıklık dağılımına sahip olması kökensel nedenlere dayanır. Ahrens'e (1954) göre elementlerin log - normal dağılımları magmatik kayaç ve minerallere özgüdür. Bu sonuç ek-salatif sedimanter oluşum savını desteklemektedir (Dirim ve diğ., 1985; Yiğit, 1989 ve Hanelçi, 1991). CaO'in log - normal dağılım göstermemesi, diğer bileşenlerden farklı oluşması, örneğin kimyasal çökmesi, anlamına gelir.

Yüksek değerlerin düşük değerlerden farklı bir dağılım göstermeleri sonucu BaO ve MnO log - normal dağılımlarında 2 tepelikli durum ortaya çıkmaktadır



Şekil 10. Derişim üçgenlerinde BaO, MnO, FeO ve PbO oranlarının dağılımı ($n = 21$). Ekstrem değerler Dörfel'e (1962) göre düşürülmüştür.

Figure 10. Variations of the BaO, MnO, FeO and PbO contents in concentration triangles ($n = 21$). Extrem values are reduced after Dörfel (1962).

KEBAN (ELAZIĞ) SİMLİ KURŞUN YATAĞI

(şekil lib ve f)- Bu nedenle bu dağılımların eğim ve yükseklik bakımından incelenmesi doğru sonuç verecektir. Ancak PbO dağılımının negatif eğimli ($E = -1.6$) ve standart çan eğrisinden daha yüksek / dar ($K = +1.5$) olduğu hesaplanmıştır. CaO'nun log - normal dağılım parametreleri mutlak değer dağılım parametrelerine benzerdir ($E = -0.2$ ve $K = -0.5$)

KORELASYON ANALİZİ

Korelasyon analizi birçok element çifti arasında geçerli bağlantıların bulunduğunu göstermektedir (Çizelge 2 ve Şekil 12). SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O ve K_2O arasındaki uyumlu bağlantı silikatlara, örneğin feldspat ve kil minerallerine, bağlandıklarını ifade etmektedir. K_2O 'ün bunların dışında hiçbir bileşenle uyumlu ve geçerli bir bağlantıya sahip olmaması bu kanıtı kuvvetlendirmektedir. CaO ve MgO kendi aralarında uyumlu, diğer tüm bileşenlerle de uyumsuz bağlantı sunmaktadırlar. Bu, jeolojik olarak kireçtaşları ile dolomitlerin silikat ve cevherlerden farklı bir ortamda geliştiklerini göstermektedir. FeO, MnO, Ni ve Co gibi siderofil elementler de kendi aralarında bir uyumluluk içinde görülmektedir. Sonuç olarak geliştiklerini göstermektedir. FeO, MnO, Ni ve Co gibi siderofil elementler de kendi aralarında bir uyumluluk içinde görülmektedir, sonuç olarak incelenen cevherlerde 3 mineral grubunun etkin olduğu ortaya çıkmaktadır. Bunlar silikat, karbonat ve oksit / hidroksitlerdir. Bu sonuçlar elektron mikroskop bulgularına da uymaktadır.

Sülfür ve sülfatlar, SO_3 'ün korelasyon katsayılarından görüldüğü gibi (Çizelge 2), sadece BaO ve PbO ile ilişkili görülmektedir. Bunlarla büyük iyon yarıçaplı K arasındaki bağlantılar zayıftır ($r = 0.31$ ve $r = 0.39$). Ba ve Pb, K'ü takip ederler (Engelhard, 1936). Ba, K ile beraber hollandit, psilomelan ve todorokit gibi önemli birçok Mn mineralinin yapısına da girebilmektedir (Rosier, 1979 ve Maynard, 1983). Bu zayıf korelasyona silikatların azlığı, örneğin mika ve feldspatlar, neden olabilir. MnO'ün, incelenen ana bileşenlerden sadece FeO ($r = 0.81$), Na_2O ($r = 0.69$) ile, eser elementlerden de sadece Co ($r = 0.66$), As ve Ni (ikisi için de $r = 0.55$) ile yakın ilişkisi bulunmamaktadır (Çizelge 2 ve Şekil 8d). Bu sayılan eser elementlerin psilomelan ve todorokit gibi Mn minerallerinde barındıklarını göstermektedir (Maynard, 1983). Eser elementlerden Ca, Ni ve Co arasında belirgin bir yakınlık gözlenmektedir.

BaO'ün SrO ile uyumlu bağlantısı, Sr'un baritte yoğunlaştığını göstermektedir (Şekil 12a). Litofil karakteri ve benzer iyon yarıçapı Sr^{2+} (0.132 nm) nedeniyle

Ba^{2+} 'nın (0.137 nm) yerine geçebilmektedir. Bu bağlantı elektron mikroskop sonuçları ile uyum içindedir (Şekil 7). CaO'ün MnO ile uyumsuz bağlantısı (Şekil 12c), cevherlerin kireçtaşlarına sokulumunu doğrulamaktadır. Bu, cevherleşmelerin yankayaçla zıt geliştiklerini ve kireçtaşlarının metazomatizmasına neden olduklarını veya asimile ettiklerini ifade etmektedir. Buna karşın kireçtaşlarının dolomitik bileşimleri nedeniyle CaO ve MgO derişimleri uyumludur (Şekil 12e).

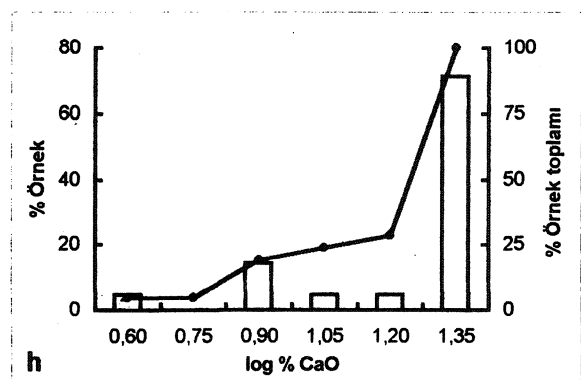
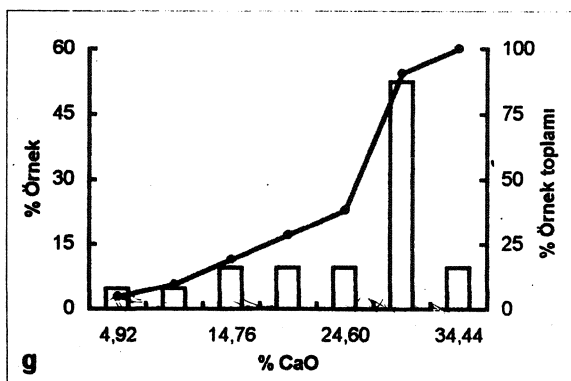
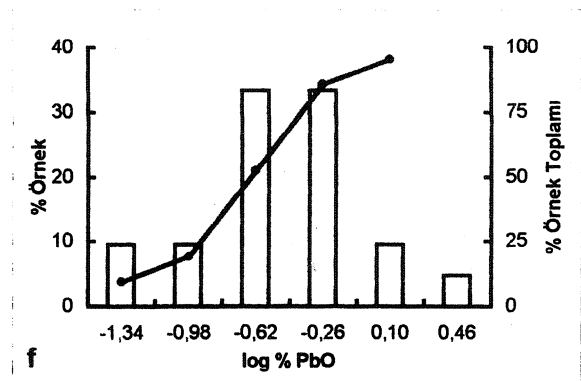
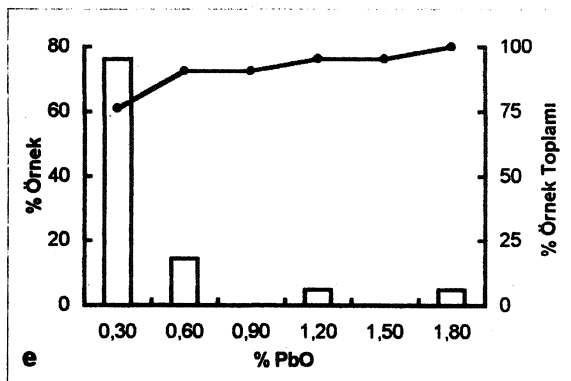
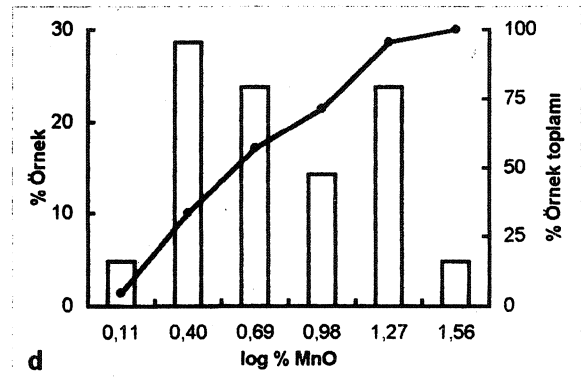
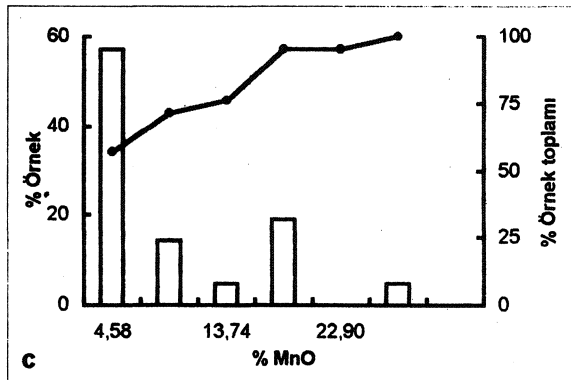
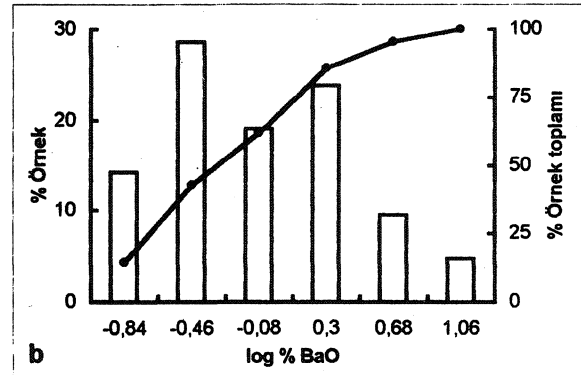
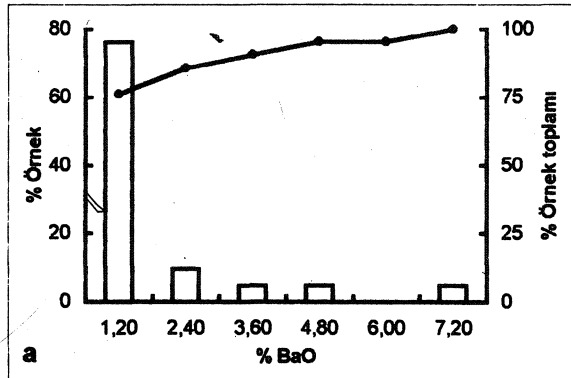
Elementler arasındaki bağlantılar yanında elementlerle bunların oranları da köken hakkında önemli ipuçları verebilir. BaO ile BaO / SrO arasındaki bağlantı katsayısı BaO ile SrO arasındaki bağlantı katsayısından daha iyidir (Şekil 12b). Bu bağlantı BaO'ün hidrotermal ayrışma sırasında katı fazı tercih ederek ayrışmanın sonuna doğru SrO'ye oranla daha hızlı azalması ile BaO / SrO oranının düşmesinden ileri gelmektedir (Rinwood, 1955 ve Howard, 1987). Benzer bir durum BaO ile K_2O arasında görülmektedir (Şekil 12d). İki bileşen arasındaki geçersiz bağlantıya karşın ($r = 0.31$), BaO derişimi ile BaO / K_2O oranları arasında uyumlu ve geçerli bir bağlantı bulunmaktadır. Bu sonuç da hidrotermal sıvı pekiştirmektedir. Aynı saptama FeO - FeO / Zn için de geçerlidir (Şekil 12f).

SONUÇ VE ÖNERİLER

Araştırma sonuçları Keban Batı Fırat sahasında ortalama %1.73 BaO içeren ve en çok %30'e ulaşan $BaSO_4$ değerlerine göre ekonomik bir barit cevherleşmesi mevcut olmadığını göstermektedir. Elde edilen sonuçlar, BaO'ün MnO ve FeO'ye oranla çok düşük olduğunu, PbO'ye oranla da yüksek olduğunu ortaya koymaktadır. Mn / Fe oranı 0.78 olan bu oluşukların "Demirli mangan cevherleşmeleri" yerine "manganlı demir cevherleşmeleri" olarak nitelendirilmesi daha uygun olacaktır. Cevherleşmeler yüksek oranda Pb, Sr ve As içermektedirler. Buna karşın K ve Na ana elementleri ile Zn, Cu, er, Ni ve Co eser element değerleri düşüktür. Ancak olası bir işletme sırasında masrafların bir kısmını karşılayabilecek barit de elde edilebilir.

Keban Batı Fırat gümüşlü mangan cevherlerindeki Ba ile esas elementler Mn ve Fe arasında belirgin bir ilişki gözlenmemektedir. Bu, Ba'un Mn ve Fe'den iyi ayrılmadığına işaret etmektedir. Buna karşın Fe ile Ba + Mn arasında çok belirgin ve uyumlu bir bağlantı mevcuttur. Bu bağlantıdan yeni sülfür yataklarının aranmasında yararlanılabilir.

Şimdiye kadar Keban'da gerçekleştirilen jeolojik,



KEBAN (ELAZIĞ) SİMLİ KURŞUN YATAĞI

maden yatakları ve jeokimyasal araştırma sonuçlarının sentezi eksalatif sedimanter oluşum tezini kuvvetlendirmektedir. İncelenen cevherlerin yüksek oranda PbO ve düşük oranda S, Zn ile Cu içermeleri bu tezin önemli kanıtlardır (Maynard ve Okita, 1991). BaO, FeO, MnO ve PbO analiz değerlerinin log - normal dağılımları (Ahrens, 1966), BaO - PbO, BaO - SrO, BaO = MnO + FeO, BaO - BaO / K₂O, FeO - FeO / Zn (Ringwood, 1955) ve MnO - As arasındaki uyumlu ve geçerli bağınlarla düşük Mn/Fe (0.78) oranı (Nicholson, 1992) bu savı desteklenmektedir. Cevherlerde C'un saptanması ve Cl'un homojen dağılımı ile anatas bulunması (Hanelçi, 1991) sıg deniz ortamına işaret etmektedir. Bu laboratuvar bulguları, eksalatif sedimanter yatakların özellikleri olan aşağıdaki jeolojik ve mikroskopik gözlemlerle doğrulanmaktadır:

- Oluşukların çok yakınında sülfid cevherleşmelerinin yer alması (Maynard, 1983),
- Tabanda ağsı cevherin bulunması (Petrascheck ve Petrascheck, 1992),
- Mn - Fe cevherleşmelerinin üst seviyelerde meydana gelmesi (Petrascheck ve Petrascheck, 1992),
- Baritin mangan ve demir oksit / hidroksit cevherlerine eşlik etmesi (Berger, 1969),
- Kolloidal doku ve fromboidal piritin yaygın olması (Hanelçi, 1991) ve
- Ba'un sülfid cevherlerinde de gözlenmesi (Hanelçi, 1991) ve iri kristalli olması (Shikazono, 1994).

Metallerin taşınması ve çökmesine ilişkin değişik görüşler bulunmaktadır. Petrascheck ve Petrascheck (1992) Ba'un BaCl₂ olarak taşındığını ve bunun asidik ortamda BaSO₄'a indirgenerek çökeldiğini belirtmektedirler. Barnes (1975) bisülfid ve klorid komplekslerinin taşınmada önemli rol oynadığını savunmaktadır. Smirnov'a (1970) göre kükürt ve oksijen rejimleri hidrotermal işlevleri denetliyen en önemli etkenlerdir. Buna göre hidrotermal gelişim sırasında O₂'nin artan kısmi basıncı S²⁻ yi SO²⁻ ye yükselterek sülfatların (barit ve jips) oluşmasını sağlamaktadır. Buna bağlı olarak değişen S/O₂ oranı nedeniyle Cu gibi S'e karşı büyük afinitelere sahip olan elementler, düşük O₂ derişimi sırasında sülfitleri oluşturarak çökeliyorlar. Keban Batı Fırat'ın oksit / -hidroksit cevherleşmelerinin alt kısımlardaki sülfidli cevherler büyük olasılıkla bu işlevin ürünüdür. Buna karşın O₂'ye karşı büyük afiniteye sahip olan Fe ve Mn gibi elementler, yüksek O₂ derişimi sırasında oksitleri teşkil ederler. Ag ve Hg gibi iyon halinde hareket eden elementler ise, yüksek redoks potansiyelleri nedeniyle, en son çökeliyorlar ve eriyik kaynağına en uzakta derişiyorlar. Bu nedenle özellikle hidrotermal yataklarda birincil derinlik derişiyorlar. Bu nedenle özellikle hidrotermal yataklarda birincil derinlik farkı meydana gelir. Keban Batı Fırat Fe - Mn cevherleşmelerinde altta Fe, Mn ve Zn'nin, üstte Pb ve Ag'nin yoğun olduğu belirgin bir birincil derinlik farkı Çelebi ve Hanelçi (1996) tarafından saptanmıştır. Bu saptama yukarıda vurgulanan eksalatif sedimanter savını pekiştirmektedir. Bunları takip eden tektonik gelişme, magmatik aktivite ve aşınma, cevherleşmelerin bugünkü yerlerini almalarına ve birincil özelliklerini önemli ölçüde kaybetmelerine neden olmuştur.

Şekil 11. önemli elementlerin sıklık dağılımları. Mutlak dağılım (solda) ve logaritmik dağılım (sağda, n= 21). Ekstrem değerler Dörfel'e (1962) göre düşürülmüştür.

Figure 11, Distribution of the important elements. Absolute distribution (left) and log - distribution (right, n = 21). Extrem values are reduced after Dörfel (1962).

teye sahip olan elementler, düşük O₂ derişimi sırasında sülfitleri oluşturarak çökeliyorlar. Keban Batı Fırat'ın oksit / -hidroksit cevherleşmelerinin alt kısımlardaki sülfidli cevherler büyük olasılıkla bu işlevin ürünüdür. Buna karşın O₂'ye karşı büyük afiniteye sahip olan Fe ve Mn gibi elementler, yüksek O₂ derişimi sırasında oksitleri teşkil ederler. Ag ve Hg gibi iyon halinde hareket eden elementler ise, yüksek redoks potansiyelleri nedeniyle, en son çökeliyorlar ve eriyik kaynağına en uzakta derişiyorlar. Bu nedenle özellikle hidrotermal yataklarda birincil derinlik derişiyorlar. Bu nedenle özellikle hidrotermal yataklarda birincil derinlik farkı meydana gelir. Keban Batı Fırat Fe - Mn cevherleşmelerinde altta Fe, Mn ve Zn'nin, üstte Pb ve Ag'nin yoğun olduğu belirgin bir birincil derinlik farkı Çelebi ve Hanelçi (1996) tarafından saptanmıştır. Bu saptama yukarıda vurgulanan eksalatif sedimanter savını pekiştirmektedir. Bunları takip eden tektonik gelişme, magmatik aktivite ve aşınma, cevherleşmelerin bugünkü yerlerini almalarına ve birincil özelliklerini önemli ölçüde kaybetmelerine neden olmuştur.

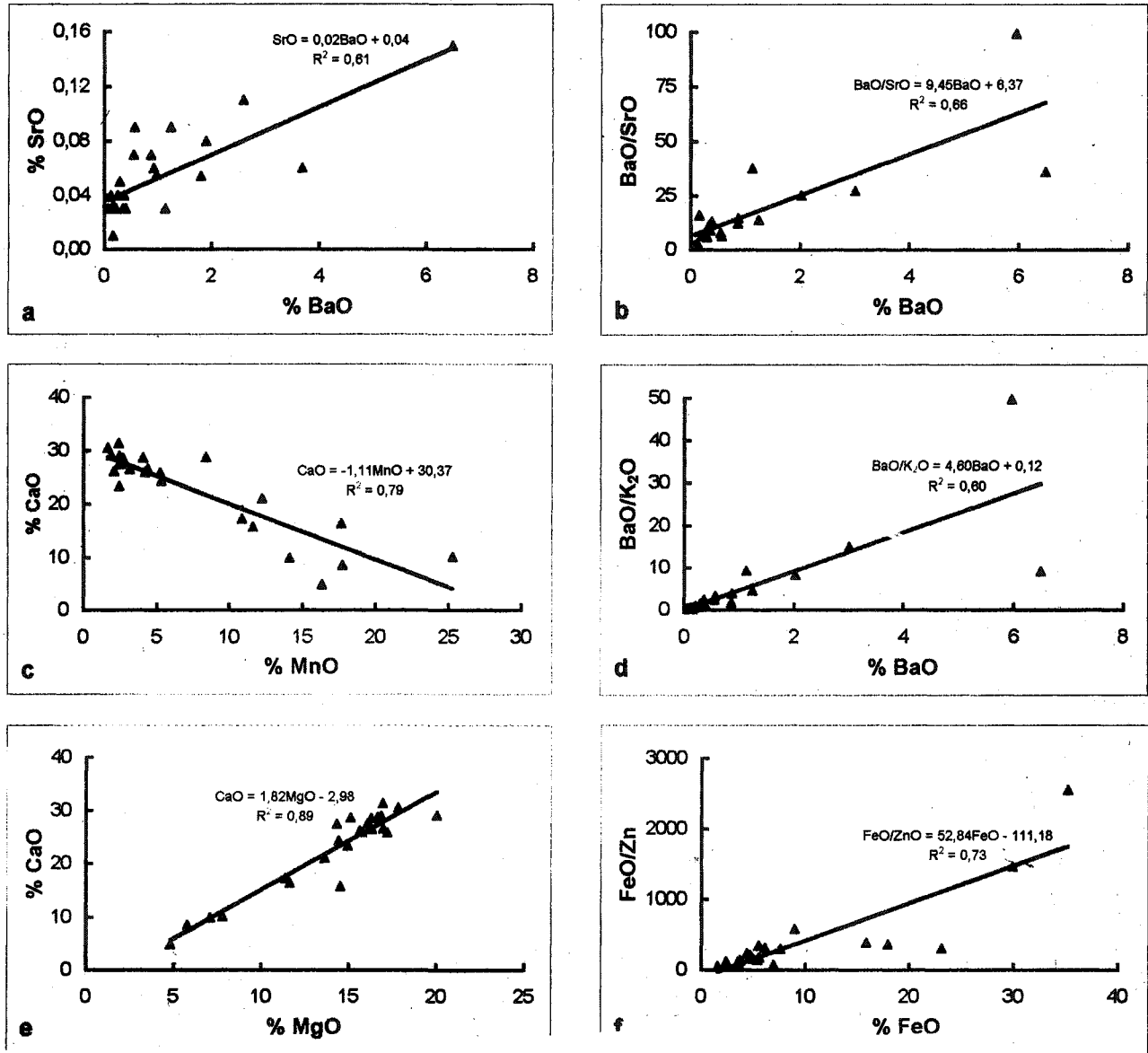
Sonuç olarak yukarıda belirtilen bulgular Keban Batı Fırat gümüşlü mangan oluşuklarının eşoluşumlu, eksalatif sedimanter oluşuklar olduğunu göstermektedir. Benzer yataklar, En Kafala (Etyopya), Thera ve Stramboli (Yunanistan) eksalatif sedimanter yataklardır. Oluşum ortamının ve çeşitli cevher tiplerinin ilişkilerinin saptanması için kapsamlı mikroskop, sıvı kapanımı ve izotop çalışmalarına gereksinim vardır.

KATKI BELİRTME

Arazi çalışmaları sırasında büyük yardımını gördüğüm Sayın Yrd. Doç. Dr. Ş. Hanelçi'ye (Keban MYO) ve analizlerin yapılması için bana olanak tanıyan Sayın Prof. Dr. -Ing. K. -H. Jacob'a (TU - Berlin) içten teşekkürlerimi sunarım. Yayın taslağını gözden geçiren Sayın Prof. Dr. A. Sağroğlu'na (FÜ) yararlı görüş ve önerileri için teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ahrens, L.H., 1954, The lognormal distribution of the elements(1). Geochim. etCosmochim. Acta5,49-73.
- Ahrens, L.H., 1966, Elements distribution in specific igneous rocks-VIII. Geochim. etCosmochim. Acta30,109 - 122.
- Akgül, B., 1993, Piran köyü (Keban) çevresindeki magmatik kayaların petrografik ve petrolojik özellikleri. Doktora tezi (yayınlanmamış), FÜ, Elazığ, 128 s.



Şekil 12. Önemli bileşen çiftleri ve bileşen oranları ile bileşenler arasındaki bağıntılar. Ekstrem değerler Dörfel'e (1962) göre düşürülmüştür.

Figure 12. Correlation between important component pairs and component ratios with a component. Extrem values are reduced after Dörfel (1962)

Aktaş, G. ve Robertson, A.H.F., 1990, Tectonic evolution of the tethys suture zone in SE Turkey: Evidence from the petrology and geochemistry of late Cretaceous and Middle Eocene extrusives. MALPAS, E.M. (ed.), 1990: Ophiolites oceanic crustal analogues, proceeding of the symp. Troodos 1987, Lefkoşe, 311-328.

Asutay, H.J., 1988, Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojisi ve Baskil Magmatitlerinin petrolojisi. MTA Der. 107, 25 - 34.

Barnes, H.L., 1975, Zoning of ore deposits: Type and causes. Trans. R. Soc. Edinburgh 69, 295-311.

Berger, A., 1969, Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Mangans. Erzmetall 20/3,131 -137.

Bonatti, E., Fisher, D.E., Joensuu, O., Rydell, H.S. and Beyth, M., 1972, Iron - manganese - barium deposit from the northern Afar Rift (Ethiopia). Econ. Geol. 67, 717-731.

Çelebi, H., Peker, I. ve Utlu, F., 1995, Die Spurenelemente Cd

KEBAN (ELAZIĞ) SİMLİ KURŞUN YATAĞI

- und Sb der Mn - Fe - Erze aus der West - Euphrat - Haefte des Lagerstättendistriktes Keban, Provinz Elazığ / Osttürkei. *Chemie der Erde* 55, 119 -132.
- Çelebi, H. ve Hanelçi, Ş., 1996, Geochemische und geostatistische Untersuchungen an Mn - Erzen des Lagerstättendistriktes Keban, Provinz Elazığ / Türkei. *Geolog. Jahrb. (baskıda)*.
- Dirim, M.S., Koçak, N., Yiğit, L., Kançın, N. ve Esen, K., 1985, Keban Fıratı Batı Yakası Mn - Ag - Pb - Zn - Au cevherleşmesi ve 1984 yılı arama çalışmaları. Etibank raporu, 1985 / 3 (yayınlanmamış), Ankara, 52 s.
- Dörfel, K., 1962, Beurteilung von Analysenverfahren und -ergebnissen. Welimer, F. -W. (ed.), 1989: Rechnen für Lagerstättenkundler 2. Clausthaler Hefte 26, Clausthaler - Zellerfeld, 460 s.
- Engelhard, W.V., 1936, Die Geochemie des Bariums. *Chemie der Erde* 10, 187 -245.
- Hanelçi, Ş., 1991, Zeryan Dere - Sirfil Tepe (Keban - Elazığ) Metallojenisinin incelenmesi. Doktora tezi (yayınlanmamış), İÜ, 200 s.
- Hanelçi, Ş., 1996, Mineralogie und die Genese der Cu - Vorkommen von Zeryan Dere des Lagerstättendistriktes Keban, Elazığ/ Osttürkei. *Geol. Jahrb. (baskıda)*.
- Howard, K.W. and Hanor, J.S., 1987, Compositional zoning in the Fancy Hill stratiform barite deposit, Ouachita Mountains, Arkansas, and evidence for the lack of associated massive sulfides. *Econ. Geol.* 82, 1377 - 1385.
- Kineş, T., 1969, The geology and ore mineralization of the Keban area, eastern Turkey. Doktora tezi (yayınlanmamış), Durham / İngiltere, 213 s.
- Kipman, E., 1976, Keban'ın jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi. Doktora tezi (yayınlanmamış), İÜ, 91 s.
- Kipman, E., 1982, Keban volkanitlerinin petrolojisi. İÜ Yerb. Derg. 3 - 4, 205 - 230.
- Köksoy, M., 1972, Keban madeni civarında cevherleşme ile ilgili elementlerin dağılımları. Etibank raporu 983 (yayınlanmamış), Ankara, 88 s.
- Kumbasar, L., 1964, Keban bölgesindeki cevherleşmelerin petrografik ve metalojenik etüdü. Doktora tezi (yayınlanmamış), İTÜ, 113 s.
- Lepeltier, C., 1969, A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Econ. Geol.* 64, 538 -550.
- Maynard, J.B., 1983, Geochemistry of sedimentary ore deposits. Springer Veri., New York - Heidelberg - Berlin, 305 s.
- Maynard, J.B. and Okita, P.M., 1991, Bedded barite deposits in the United States, Canada, Germany and China: Two major types based on tectonic setting. *Econ. Geol.* 86, 364 - 376.
- Nicholson, K., 1992, Contrasting Mineralogical - Geochemical Signiture of Manganese Oxide: Guides to Metallogenesis. *Econ. Geol.* 87, 1253 -1264.
- Öztunalı, Ö., 1989, Keban maden sahaları durum tespit raporları 1985 - 89 (yayınlanmamış). Etibank Maden Arama Müd., Ankara, 30 s.
- Petrasccheck, W. and Petrascheck, W.E., 1992, Lagerstättentechnologie. Schweizerbart'sche, Stuttgart, 245 - 249.
- Ringwood, A.E., 1955, The principles governing trace element distribution during crystallization. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 7, 189 - 202.
- Rosier, H.J., 1979, Lehrbuch der Mineralogie. VEB deutscher Veri. für Grundstoffindustrie, Leipzig, 832 s.
- Seeliger, T.C., Pernicka, E., Wagner, G.A., Begeman, F., Schmitt - Strecker, S., Eibner, C., Öztunalı, Ö., Baranyi, I., 1985, Archaio - metallurgische Untersuchungen in Nord- und Ostanatolien. 32. Jahrbuch des Römisch - Germanischen Zentralmuseums, Mainz, 597 - 659.
- Shannon, R.D., 1976, Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallogr. A* 32, 751 - 767.
- Sikazono, N., 1994, Precipitation mechanisms of barite in sulfate - sulfide deposits in back - arc basins. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 58, 2203 - 2213.
- Smirkov, V.I., 1970, Geologie der Lagerstätten Mineralischer Rohstoffe. VEB Verl., Leipzig, 563 s.
- Smirkov, S.I., 1963, Statistical distribution of the concentrations of the elements in natural waters. Schroll, E., (ed.), 1975: Analytische Geochemie. Enke Verl., Bd. I, Stuttgart, 292 s.
- Stamatakis, M.G. and Hein, J.R., 1993, Origin of barite in Tertiary marine sedimentary rocks from Lefkas Island, Greece. *Econ. Geol.* 88, 91 -103.

Tızlak, E., 1991, Keban - Ergani yöresinde Madencilik (1780 - 1850). Doktora tezi (yayınlanmamış), FÜ, Elazığ, 402 s.

Ulutan, B., 1987, Etibank. Etibank Matbaası, Ankara, 96 - 98.

Yazgan, E. ve Chessex, R., 1991, Geology and tectonic evolution of the Southeastern Taurides in the Region of Malatya. TPJD - Bull. 3/1,1 - 42.

Yılmaz, A., Ünlü, T. ve Sayılı, S., 1992, Keban (Elazığ) kurşun - çinko cevherleşmelerinin kökenine bir yakla-

şım: Ön çalışma. MTADerg. 114,47 - 70.

Yılmaz, Y., 1993, New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolia orogen. Geol. Soc. Am. Bull. 105,251-171.

Yiğit, L., 1989, Keban Gümüşlü mangan cevherleşmesi. Etibank raporu (yayınlanmamış), Ankara, 68 s.

Ziserman, A., 1969, Geological and mining study of Keban Madeni, Elazığ / Turkey. Doktora tezi (yayınlanmamış), BRGM, Fransa, 123 s.

Makalenin geliş tarihi: 12.11.1994

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 17.11.1996

Received November 12, 1994

Accepted November 17, 1996



Avcıpınarı (Yıldızeli - Sivas) sülfid cevherleşmesinin jeolojisi ve kökeni

Geology and genesis of the Avcıpınarı sulfide mineralization (Yıldızeli - Sivas)

Osman KOPTAGEL Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas
Ahmet EFE Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas

Öz

Avcıpınarı sülfid cevherleşmesi Eosen yaşlı bazaltik andezitlerden ve tüflerden oluşan volkanitler içerisinde yer almaktadır. Breş dolgusu şeklinde yapısal özellik gösteren cevherleşmenin yankayacım yoğun killeşmenin geliştiği tüfler oluşturmaktadır. Cevherleşmenin parajenezinde pirit (pirit I, II ve III), markazit, bravoit, kalkopirit, sfalerit, galenit, fahlerz (tennantit ve goldfeldit)-kovellin - bornit, malahit - azurit, barit, jips ve jel silis oluşumları yer almakta olup egemen mineralleri bravoitlerle kimyasal zonlanma oluşturan özşekilli piritler (pirit I) ile kolloform ve konsantrik dokunun çok tipik örneklerinin izlendiği melnikovit - piritler (pirit III) oluşturmaktadır.

Avcıpınarı sülfid cevherleşmesinin çevre ve yankayaçları, mineral parajenezi, yapı doku özellikleri ve kimyasal analiz sonuçları, cevherleşmenin hidrotermal süreçlerin en düşük sıcaklık değerlerinde oluştuğunu, bravoitlerdeki Co - Ni elementlerinin olasılıkla derinlerdeki ultramafik kayalardan kaynaklandığını göstermektedir.

Anahtar Sözcükler: Avcıpınarı (Yıldızeli - Sivas), Sülfid cevherleşmesi, Pirit, Hidrotermal süreç.

Abstract

Avcıpınarı sulfide mineralization occurs in the Eocene volcanics which include the basaltic andesites and tuffs. The mineralization shows breccia-filling structure and the wall rock is altered tuffs. Mineral paragenesis of this mineralization is pyrite (Pyrite I, II and III), marcasite, bravoite, chalcopyrite, sphalerite, galena, fahlore (tennantite and goldfeldite), covellite - bornite, malachite - azurite, barite, gypsum and gel-silica. The predominant minerals are idiomorphic pyrite (Pyrite I) forming chemical zoning with bravoite and melnikovite - pyrite (Pyrite III) which shows typical colloform and concentric textures.

The wall-rocks, mineral paragenesis, structure-texture features and chemical analysis of the mineralization imply that the mineralization occurred at the lowest temperature conditions of the hydrothermal process and Ni-Co content in bravoites is derived from the ultramafic rocks.

Key Words: Avcıpınarı (Yıldızeli - Sivas). Sulfide mineralization, Pyrite, Hydrothermal process.

GİRİŞ

Avcıpınarı sülfid cevherleşmesi Sivas iline bağlı Yıldızeli ilçesinin yaklaşık 9 km batısında (Şekil 1). Avcıpınarı Köyü'nün 2 km kadar güneyinde yer almaktadır. Gerek cevherleşme önü pasa yığınlarının büyüklüğünden gerekse de cevherleşme yakınlarında gözlenen cürüflardan eski madencilik faaliyetlerinin bir dönem sürdürüldüğü anlaşılan bu cevherleşmeye ilişkin yazılı literatürde bir çalışmaya rastlanılmamıştır.

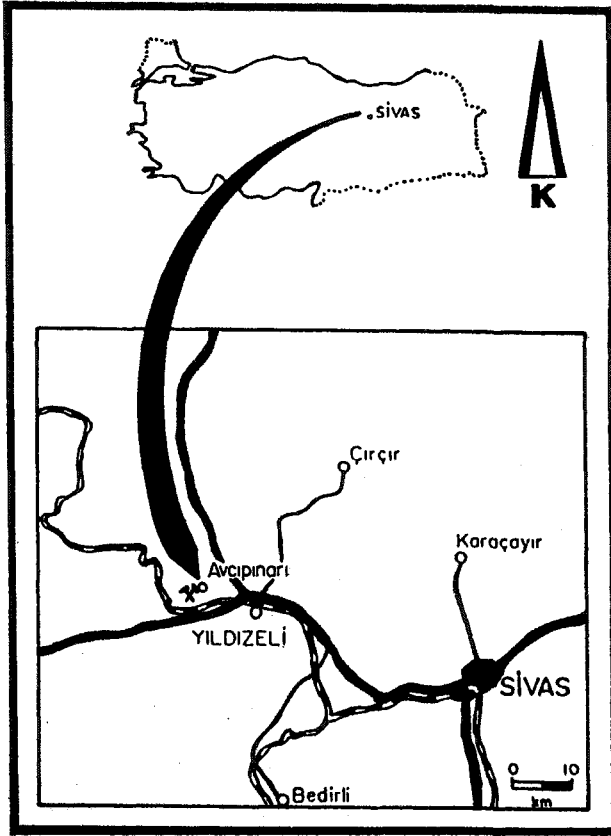
Bu çalışmada, cevher - yankayaç ilişkisinden, yankayaçların kimyasal özelliklerinden, cevher mikroskopisi gözlemlerinden ve piritlerin eser element içeriklerinden yararlanılarak bulgular tartışılmaya çalışmıştır.

LİTOLOJİ

Avcıpınarı sülfid cevherleşmesinin yakın çevresinde gözlenen litolojik birimler metamorfitten, sedimanter kayalardan ve volkanitlerden oluşmaktadır (Şekil 2).

Esas olarak mermer ve mikaşitlerle temsil edilen metamorfitten, Avcıpınarı Köyü yakınlarında yüzlek vermektedirler. Bu birimin, bölgesel bazda temeli oluşturan ve Paleozoyik yaşlı olduğu kabul edilen Akdağ masifine ait metamorfitten doğu uzantısı olduğu düşünülmektedir (Tatar, 1983). Sedimanter bilimler cevherleşmenin kuzey kesiminde Avcıpınarı Köyü'nün çevresinde metamorfitten üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadırlar. Yörenin kuzey ve doğu kesimlerinde daha geniş yayılımlar ve tipik özellikler sunan bu birim Tatar (1983) tarafından Paleojen yaşlı çökeller olarak ele alınmış olup iliş, fosilsiz kumtaşı ve fosilli kireçtaşı olarak alt bölümlere ayrılmıştır.

Avcıpınarı Köyü'nün güneyinde oldukça geniş yayılıma sahip olan ve Eosen veya daha genç yaşta olduğu düşünülen (Tatar, 1983) volkanitler, cevherleşmenin çevre ve yan kayacı konumundadırlar. Arazi genelinde çoğunlukla gaz boşluksuz ve bol kırıklı - çatlaklı olan volkanitler siyahımsı - gri renk tonlarına sahip olup lav

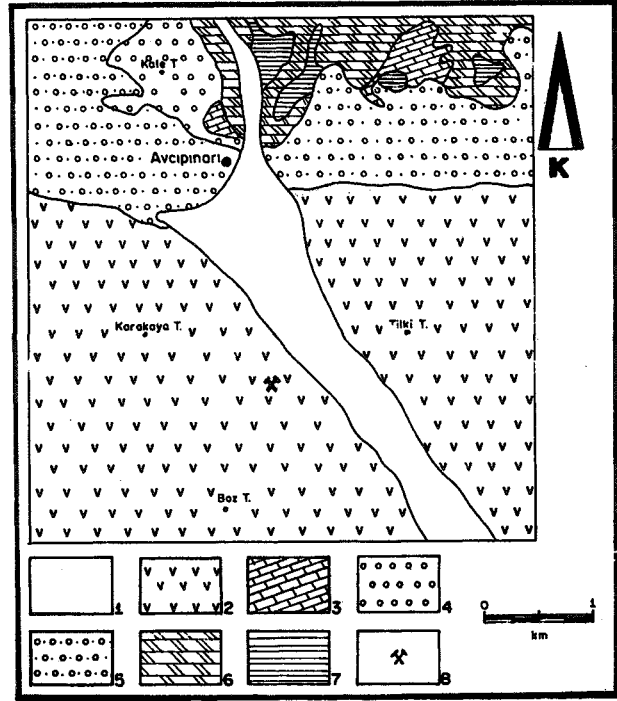


Şekil 1. Avcıpınarı sülfid cevherleşmesinin yer buldum haritası.

Figure 1. Location map of the Avcıpınarı sulfide mineralization.

akıntıları ve aglomeralar ile kirli sarı - beyazı renkli tüflerle temsil edilmektedirler. Tüfler, inceleme alanında, cevherleşme etrafında ve yakın dolaylarında dere içlerinde birkaç yerde yüzlek vermektedirler. Saha incelemeleri sırasında tüflerin volkanitler içerisinde bir ara seviye olarak konumlandıkları gözlenmiştir. Volkanitlerin mikroskopik incelemeleri sonucunda, kayalarda çoğunlukla camsı bir hamur içinde plajiyoklaz + olivin (yer yer serpantinleşmiş) + piroksen (ojit), plajiyoklaz + piroksen ± olivin ve plajiyoklaz + piroksen parajenezinin yaygın olduğu gözlenmiştir. Modal mineralojik özelliklere göre bazalt olarak adlandırılabilen volkanitler mineral parajenezleri ele alındığında bir aynınlanma sunuyor gibi gözlenmelerine karşın arazi ölçeğinde bu aynınlanmayı biçimlendirmek olanaklı olamamıştır. İleri derecede alterasyona uğramış olan tüflerde killeşme son derece yaygın olup yer yer silisleşmeler de gözlenebilmektedir.

Araziden derlenen ve modal mineralojik özelliklerine göre bazalt olarak adlandırılan örneklerde daha ayrıntılı isimlendirme yapabilmek amacıyla, alterasyon



Şekil 2. Cevherleşme yakın çevresinin jeoloji haritası (Tatar, 1983'den yararlanılarak).

(1. Alüvyon, 2. Volkanit, 3. Fosilli kireçtaşı, 4. Fosilsiz kumtaşı, 5. Fliş, 6. Mermer, 7. Mikaşist, 8. Cevherleşme).

Figure 2. Geological map of the mineralization area and surroundings (slightly modified from Tatar, 1983).

(1. Alluvium, 2. Volcanics, 3. Fossiliferous limestone, 4. Unfossiliferous sandstone, 5. Flysch, 6. Marble, 7. Micaschist, 8. Mineralization).

göstermeyen 10 örnekte XRF yöntemi ile tüm kayaç ana ve bazı eser element analizleri yapılmış olup (Çizelge 1), analiz sonuçları çeşitli diyagramlarda kullanılmışlardır. Le Maitre ve diğ. (1989) tarafından geliştirilen diyagrama göre örnekler bazalt (1 örnek), bazaltik andezit, andezit ve trakiandezit olarak adlandırılacak özelliktedirler (Şekil 3). Winchester ve Floyd (1977) tarafından geliştirilen ve eser elementlerin esas alındığı diyagramda ise örnekler subalkalibazalt, andezitik bazalt ve andezit alanında yer almaktadırlar (Şekil 4). Bu diyagramlar ve analizi yapılan örneklerin SiO₂ içerikleri göz önüne alındığında bunların doğrudan bazalt olarak adlandırılmalarının yerine bazaltik - andezit tanımlamasının daha uygun olacağı görülmektedir. Bu durum, elde ileri petrolojik verilerin olmamasına karşın, volkanitleri oluşturan magmanın yeryüzüne çıkış süreci boyunca, olası olarak, kabuksal bir kirlenmeye uğradığı şeklinde yorumlanabilir.

AVCIPINARI SÜLFİD CEVHERLEŞMESİ

Çizelge 1. Mafik volkanit örneklerinin tüm kayaç major oksit (%) ve eser element (ppm) içerikleri. (*: toplam demir, ak: ateşte kayıp, nd: ölçüm yapılamadı).

Örnek	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ak	Toplam
A-1a	51.84	18.95	1.15	7.22	0.27	3.30	9.49	3.97	1.33	0.27	0.97	98.76
A-1b	56.15	20.11	0.87	5.37	0.08	2.02	10.31	3.64	0.98	0.25	0.34	100.12
A-4	55.63	17.77	0.65	4.92	0.07	1.66	8.37	3.63	3.51	0.31	2.33	98.85
A-5	52.68	17.33	1.00	7.00	0.14	3.63	10.68	3.61	0.96	0.21	0.79	98.03
A-6	60.55	20.50	0.85	4.18	0.07	1.46	8.33	4.42	1.74	0.28	0.30	102.68
A-7	57.35	19.20	0.72	5.89	0.06	2.47	6.91	4.35	2.19	0.35	0.96	100.45
A-8	62.26	19.40	0.70	3.30	0.09	0.98	8.20	4.31	1.87	0.31	1.36	102.78
A-9	50.87	19.78	0.91	6.57	0.11	2.79	12.13	3.14	0.58	0.20	1.54	98.62
A-10	53.69	20.53	0.88	5.28	0.10	1.88	10.00	3.92	1.24	0.22	1.02	98.76
A-11	59.91	17.24	0.85	4.90	0.11	1.63	5.54	3.67	2.35	0.21	2.17	98.58

Table 1. Whole - rock major (%) and trace elements (ppm) contents of the mafic volcanic rocks. (*: total iron, ak: loss on ignition, nd: not determined).

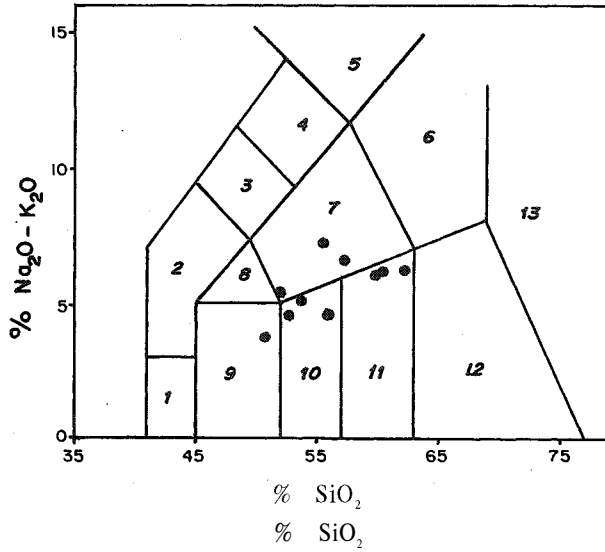
Örnek	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Rb	Sr	Ga	Th	Nb	Zr
A-1a	16	nd	19	27	6	65	38	374	17	1	7	116
A-1b	24	nd	20	17	3	54	26	382	17	5	6	96
A-4	15	nd	16	24	7	63	81	403	17	8	9	135
A-5	85	42	23	50	19	67	34	352	16	nd	6	98
A-6	14	nd	32	59	17	102	56	474	18	8	11	141
A-7	13	nd	18	24	4	52	48	444	19	10	10	143
A-8	12	nd	31	35	4	74	52	482	19	6	10	156
A-9	20	6	23	44	20	70	32	387	17	5	6	93
A-10	16	2	23	56	28	71	10	405	19	7	7	123
A-11	20	nd	26	29	12	75	92	308	19	21	14	217

MADENJEOLJİSİ

İncelemenin konusunun oluşturan cevherleşme Avcipınarı Köyü'nün yaklaşık 2 km güneyinde yer almaktadır (Şekil 2). Cevherleşmenin yan kayacı konumundaki tüflerde alterasyon (killeşme) yoğun olarak izlenmektedir. Yaklaşık olarak 35 x 20 m lik kesimi doğrudan gözlenebilen cevherleşme megaskopik boyutta kütle tipi oluşum izlenimi vermektedir (Şekil 5). Ancak, cevherleşmede el örneği düzeyinde breş dolgusu yapısı sözkonusudur.

Cevherleşmedeki en yaygın mineral pirittir. Piritlerin yanısıra cevherleşmede ve yankayaç konumundaki tüfler içerisinde makroskopik olarak doğrudan gözlenebilen ve parajenezde piritte eşlik eden diğer mineraller ise bolluk oranlarına göre barit, jips, malahit, azurit, kovelin, sfalerit ve galenit şeklinde sıralanabilir. Cevherleşmenin egemen minerali olan piritler kolloform ve özşekilli kristaller halinde izlenmektedirler. Kolloform pirit oluşumunun son derece yaygın olmasına karşın özşekilli pirit kristalleri el örneği düzeyinde daha az iz-

lenebilmektedir. Siyaha yakın gri renkli jel silis birikimleri ile iç içe gelişmiş olan kolloform piritlerde piritli seviyelerin kalınlığı 2 mm'ye kadar çıkabilmektedir. Cevherleşmenin kazı sınırının kuzey yamacında yer alan tüflerin içerisinde malahit ve azurit oluşumları ile dış kısımları mavimsi renkleri ile belirginleşen kovelinler tarafından satılmış özşekilli sfaleritler yer almaktadır. Bu minerallerden malahitler yaygın olarak, azurit ve sfaleritler ise daha nadiren izlenmektedirler. Tüflerin içerisinde çubuğumsu jips (stain - spar) oluşumları da son derece yaygındır. Bu jipslerin küçük kristallilerinde malahit ve azurit kapamaları son derece yaygın iken iri kristallilerde böylesi kapanımlar gözlenmemiştir. Barit oluşumları cevherleşmenin özellikle doğu kesiminde, tüflerin ocak bazındaki taban seviyelerine karşılık gelen bölgede, özşekilli olarak gözlenmektedirler. Bunun yanısıra kazı alanının GD sınırında yer alan deredeki cevher yığımları içerisinde ise büyüklüğü değişken parçalar şeklinde ve masif görümlü baritler yer almaktadır.



Şekil 3. Bazik volkanitlerin Le Maitre ve diğ. (1989) diyagramındaki konumları.

(1. Pikrobazalt, 2. Bazanit, 3. Fonotefrit, 4. Tefrofonolit, 5. Fonolit, 6. Trakit, 7. Traki - Andezit, 8. Trakitik Bazalt, 9. Bazalt, 10. Bazaltik Andezit, 11. Andezit, 12. Dasit, 13. Riyolit).

Figure 3. Plot of the basic volcanics according to Le Maitre et al (1989) diagram.

(1. Picro - Basalt, 2. Basanite, 3. Phono - Tephrite, 4. Tephro - Phonolite, 5. Phonolite, 6. Trachyte, 7. Trachyandesite, 8. Trachy - Basalt, 9. Basalt, 10. Basaltic Andesite, 11. Andesite, 12. Dacite, 13. Rhyolite).

CEVHER MİKROSKOPİSİ

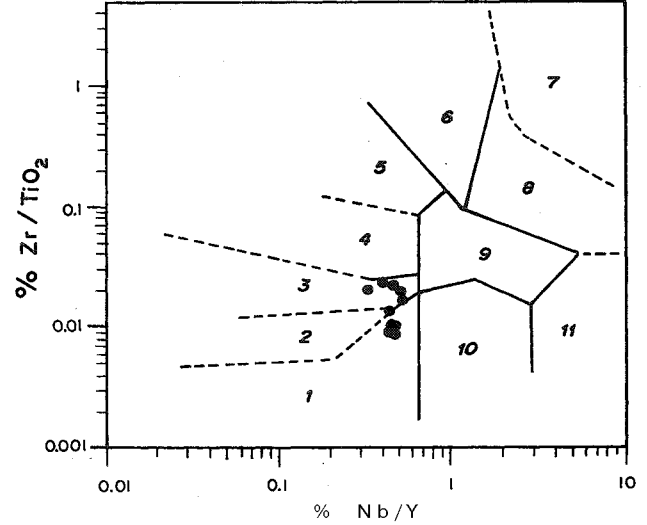
Cevherleşmenin mineralojik bileşimini, mikro yapı - doku özelliklerini ve mineraller arası ilişkileri saptamak ve kökene ilişkin yaklaşımlarda bulunabilmek amacıyla cevher - yankayaç örneklerinden hazırlanan partalma örneklerinde (35 adet) cevher mikroskopisi incelemeleri yapılmıştır.

Yapılan incelemeler sonucu cevherleşmenin parajenezinde pirit, markazit, bravoyit, kalkopirit, sfalerit, galenit, fahlerz (tennantit ve goldfieldit), kovellin - bornit, malahit - azurit, barit, jips ve jel silis oluşumlarının yer aldığı gözlenmiştir.

Bu minerallere ati bireysel ve karşılaştırmalı özellikler aşağıdaki gibi sıralanabilir

Pirit (FeS_2): Gerek makroskopik gerekse de mikroskopik incelemelerdeki gözlemlere göre cevherleşme yer alan piritlerin çeşitli özellikleri gözönüne alındığında, üç ayrı başlık altında incelenmelerinin uygun olacağı düşünülmüştür.

Pirit I: Genellikle özşekli olup, klasik teknikle zor parlatılabilen, izotrop bir mineraldir. Karakteristik ışık



Şekil 4. Bazik volkanitlerin Winchester ve Floyd (1977) diyagramındaki konumları.

(1. Subalkali bazalt, 2. Andezitikbazalt, 3. Andezit, 4. Riyodasit /dasit, 5. Riyolit, 6. Komendit/Pantellerit, 7. Fonolit, 8. Trakit, 9. Trakiandezit, 10. Alkali - Bazalt, 11. Basanit/Nefelinite).

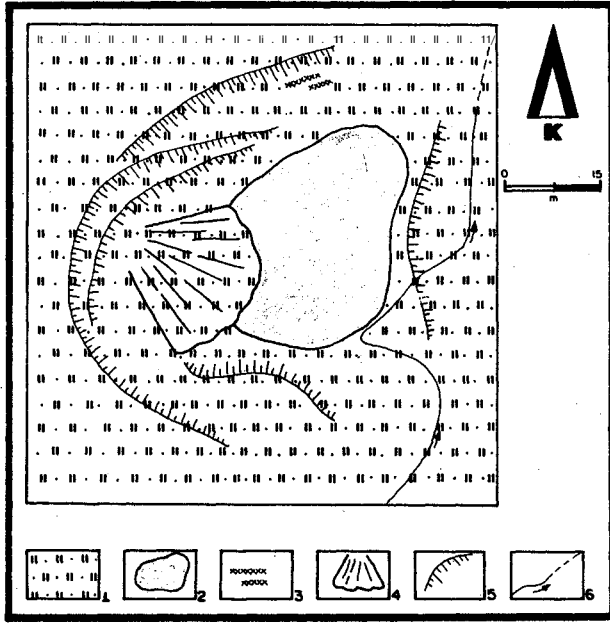
Figure 4. Plot of the basic volcanics according to Winchester and Floyd (1977) diagram.

(1. Subalkaline Basalt, 2. Andesite i Basalt, 3. Andesite, 4. Rhyodacite I Dacite, 5. Rhyolite, 6. Commendite I Pantellerit e, 7. Phonolite, 8. Trachyte, 9. Trachy i Andesite, 10. Alk - Basalt, 11. Basanite I Nephelinite).

şansı rengi ve yüksek sertliği nedeniyle oluşan rölyefi sayesinde diğer süit ürlü minerallerden kolaylıkla ayrılabilir. İncelenen parlatma bloklarında, bu piritlerin, yaygın olarak zonlu dokuya sahip oldukları gözlenmiştir. Zonlanmalar hem kimyasal hem de mineralojik olarak gelişmiştir. Kimyasal zonlanma, piritlerin kristal yapısına uyumlu çok ince seviyeler şeklinde tekrarlanmalar sunan bravoit oluşumlarından kaynaklanmaktadır (Levha I, Foto 1-2). Mineralojik zonlanmalar ise, çok küçük taneler halinde oldukları için kesim tanımlaması yapılamayan kapanımların piritlerin kristal yapısına uygun dizilmeleri ile oluşmuştur (Levha I, Foto 3).

Pirit II: Büyüklükleri 5-70 mikron arasında değişen, dairemsi kesitli, kimi çalışmalarda sözü edilen bakteriyal pirit oluşumları ile karıştırılabilecek piritlerdir (Levha I, Foto 4). Işık şansı bir renge ve orta derecede yansıtıma sahiptirler. Bu piritler, cevherleşmenin breş dolgusu yapısında yer alan silisleşmiş kayaç parçacıklarında izlenmekte ve olasılıkla ultramafit kökenli demirce zengin opak minerallerden itibaren (?) bir dönüşüm ürünü olarak değerlendirilebilecek oluşumlardır (A. Çağatay, 1996, sözlü görüşme).

AVCIPINARI SÜLFİD CEVHERLEŞMESİ



Şekil 5. Avcıpınarı cevherleşmesinin detay maden jeolojisi haritası.

(1. Tüf, 2. Cevherleşme, 3. Malahit - azurit oluşumları, 4. Heyelan, 5. İşletme sınırı, 6. Dere).

Figure 5. Detailed ore geology map of the Avcıpınarı minaralization.

(1. Tuff, 2. Mineralization, 3. Malachite - azurite occurrences, 4. Landslide, Mining area, 6. Stream).

Pirit III: Pirit I ve illere göre daha düşük yansıtma sahip, kolay parlayabilen, ışık sarısının kahvemsi renk tonuna sahip ritmik kolloform ve konsantrik dokulu piritlerdir (Levha I, Foto 5-6). Kolloform ve konsantrik dokulu bu piritler melnikovit - pirit olarak tanımlanmaktadır (Ramdohr, 1980). Melnikovit - piritler, ritmik kolloform dokuyu j el silis ve markazitler ile birlikte oluşturmaktadırlar. Ancak, kolloform dokuyu oluşturan seviyelerin bazı kesimlerinde yer yer kalkopirit oluşumları da gözlenmektedir (Levha I, Foto 7). Kolloform dokunun kimi kesimlerinde, merkezi kısımda yer alan konsantrik büyümeli melnikovit piritlerle birlikte gelişmiş, sfaleritler de izlenmektedir. Ramdohr (1980), konsantrik doku içinde yeralan bu tür sfalerit oluşumlarını botroidal sfalerit (sehalenblende) olarak adlandırmaktadır. Melnikovit - pirit, markazit ve jel silisin oluşturduğu bu ritmik kolloform doku yer yer merkezdeki özşekilli Pirit ilerin çevresinde, yer yer ise konsantrik büyümeli melnikovit - pirit çevresinde gelişmiştir.

Bravoyit ((Fe, Ni, Co)S₂): Sarımsı - kahve ve kahvemsi - pembe renk tonlarında izlenen, pirit Herde kimyasal zonlanmayı meydana getiren oluşumlardır (Levha

I, Foto 1-2 ve 8). Bravoyit oluşumları pirit II ve III lerde izlenmemiştir.

Markazit (FeS₂): İncelenen parlatma örneklerinde, piritlere göre daha kolay parlamış olması, güçlü yansıtması, yeşilimsi - mavimsi sarı renk tonu, şiddetli yansıma pleokroyizması ve anizotropisi ile piritlerden kolayca ayrılabilir (Levha II, Foto 1). Markazitler, melnikovit piritler ile birlikte ritmik biçimli kolloform dokuyu oluşturan bir mineral olarak gözlenmelerinin yanı sıra pirit iler arasında özşekilli ve kaba ikiz lamellerine sahip kristaller halinde de izlenmektedirler.

Kalkopirit (CuFeS₂): Özşekilsiz kristaller halinde, yeşilimsi - sarı renk tonlarında ve hava ortamında zayıf anizotropiye, piritten daha düşük yansıtma sahip bir mineraldir. Kalkopiritler özşekilli pirit ileri (Levha II, Foto 2) ve özşekilli sfalerit kristallerini sınırları boyunca kuşatmaktadır. Sfaleritleri kuşatan kalkopiritlerin bornit ve kovelline dönüştükleri gözlenmiştir. Ayrıca, daha yaygın olarak melnikovit - pirit ve markazitler ile ritmik oluşumlu kolloform doku içinde değişik seviyelerde ve melnikovit piritlerin oluşturduğu konsantrik dokunun merkezi kesimlerinde melnikovit piritler ile iç içe ışımsal büyümeler halinde de gözlenmektedirler (Levha II, Foto 3). Kalkopiritler, parajenezde yer alan fahlerzler tarafından yer yer anlatılmışlardır.

Sfalerit (ZnS): Gri renk tonlarında, kırmızımsı iç yansımaları sahip mineraller olan sfaleritler çoğunlukla özşekilli - yarı özşekilli (Levha II, Foto 4), konsantrik dokulu melnikovit - piritler (pirit III) içerisinde ise özşekilsiz oluşumlar halindedirler. Yarı özşekilli ve özşekilli sfaleritler yankayacı oluşturan altere tüller içerisinde ve barit yığışmalarında gözlenmektedirler. Tüfler içerisinde gözlenen sfalerit kristalleri pirit ileri kapamalar halinde içerirken, galenit ve kalkopiritler tarafından kapanlanmışlardır.

Galenit (PbS): Özşekilli sfaleritler ile birlikte ve sfaleritlerin çevresini kuşatır durumda gözlenen galenitler, beyaz renkleri, yüksek yansıtmaları ve karakteristik üçgen şekilli dilinim kırıkları ile belirgindirler (Levha II, Foto 5). Galenitler, fahlerzler ve kovellinler tarafından ornatılmaktadırlar.

Fahlerz (Cu₁₂(As,Sb)₄S₁₃) (tennantit - goldfieldit): Özşekilsiz kristaller halinde ve değişik renklerde izlenmektedirler. Bunlardan yeşilimsi - gri renk tonlarında ve izotrop olanları tennantit, tennantitler ile iç içe ve yanyana büyümüş koyu kahve, pembemsi - kahve, kahvemsi - eflatun renk tonlarına sahip olan ve belirgin yansıma pleokroyizmaya ve güçlü anizotropiye sahip olanlar ise goldfieldit olarak tanımlanmıştır. Fahlerzler kalkopiritleri, sfaleritleri ve yer yer de galenitleri ornatır durumda izlenmektedirler (Levha II, Foto 6).

LEVHA I /PLATE I

Foto 1-2. Pirit ilerdeki (Py) bravoyit (B) oluşumları ve kimyasal zonlanma (parlatma, yağ ortamı, tek nikol).

Photo 1-2. Braoite (B) occurrences in pyrite I (Py) and chemical zoning (polished surface, oil, single nicol).

Foto 3. Pirit ilerdeki mineralojik zonlanma (parlatma, hava ortamı, tek nikol).

Photo 3. Mineralogical zoning in pyrite I (polished surface, air, single nicol).

Foto 4. Pirit illerden bir görünüm (parlatma, hava ortamı, tek nikol).

Photo 4. A view of the pyrite II (polished surface, air, single nicol).

Foto 5-6. Kolloform ve konsantrik dokulu pirit IIIer (parlatma, hava ortamı, tek nikol).

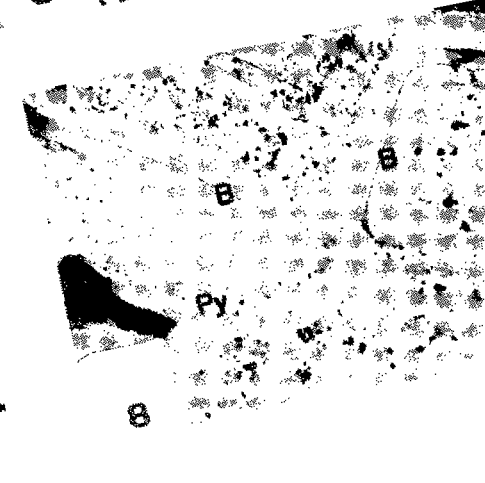
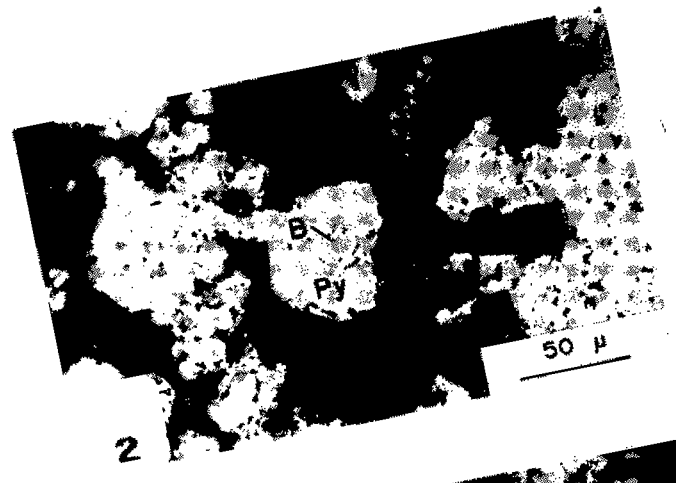
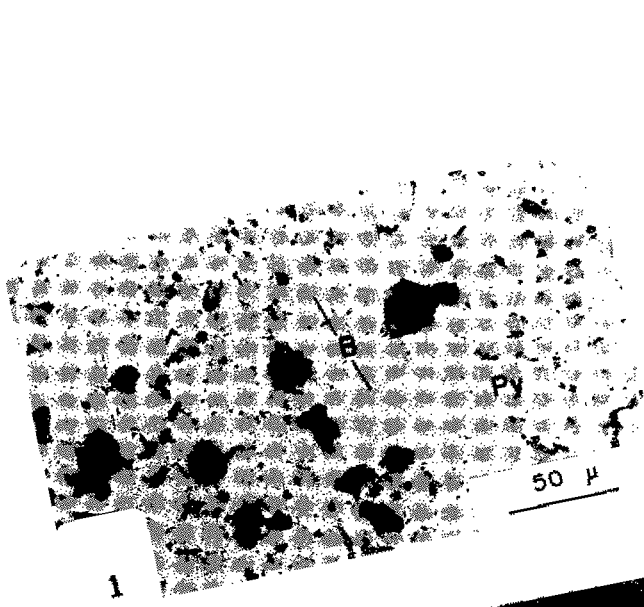
Photo 5-6. Colloform and concentric textures of the pyrites III (polished surface, air, single nicol).

Foto 7. Pirit inlerle (Py) eşzamanlı olarak gelişmiş kalkopirit (Cpy) oluşumları (parlatma, hava ortamı, tek nikol).

Photo 7. Coprecipitation pyrite III (Py) and chalcopyrite (Cpy) (polished surface, air, single nicol).

Foto 8. Pirit I(Py llerdeki bravoyit (B) oluşumları (parlatma, yağ ortamı, tek nikol).

Photo 8. Bravoite (B) occurrences in pyrite I (Py) (polished surface, air, single nicol).



LEVHA IIIPLA TEII

Foto 1. Pirit IH'ler (Py) içindeki markazit (M) oluşumları (parlatma, hava ortamı, tek nikel).

Photo 1. Marcasite (M) occurrences in pyrite III (Py) (polished surface, air, single nicol).

Foto 3. Pirit III'lerle (Py) ışınsal büyümeler halinde gözlenen kalkopirit (Cpy) oluşumları (parlatma, hava ortamı, tek nikel).

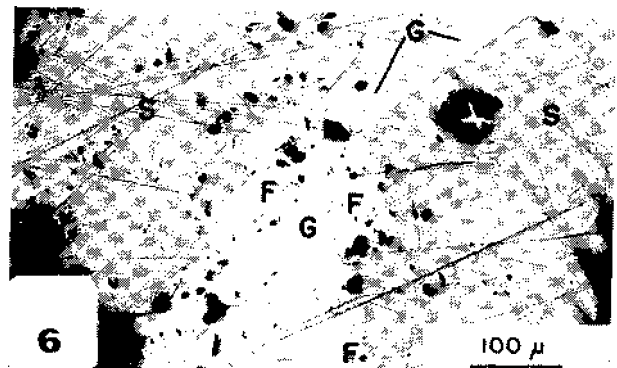
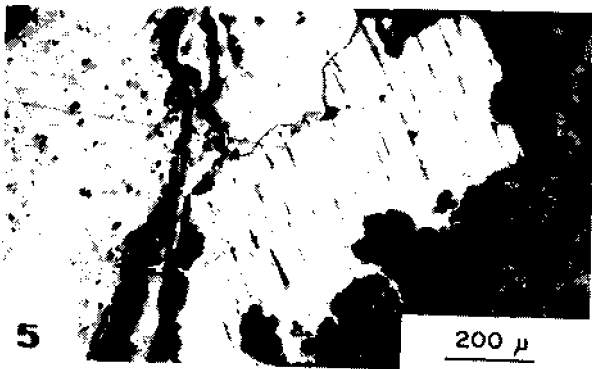
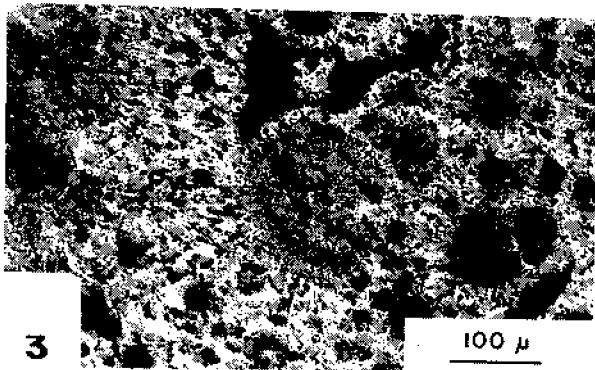
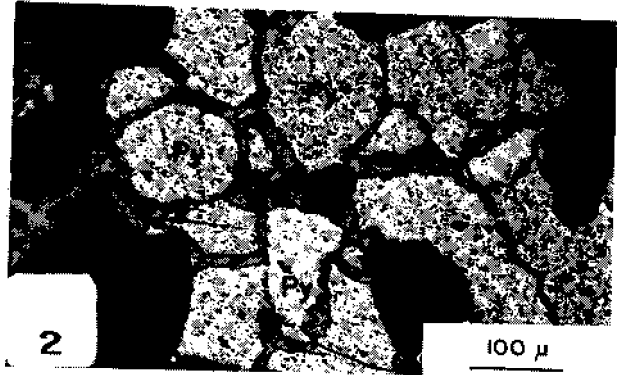
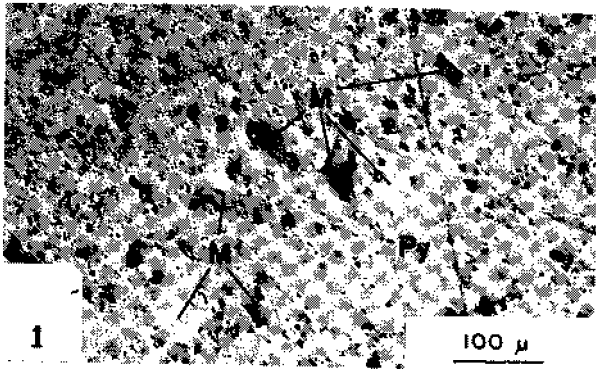
Photo 3. Radial growth of pyrite III (Py) with chalcopyrite (Cpy) (polished surface, air, single nicol).

Foto 4. Yarı özşekilli sfalerit kristali (parlatma, hava ortamı, tek nikel).

Photo 4. Subhedral sphalerite crystal (polished surface, air, single nicol).

Foto 5. Üçgen şekilli dilinim kırıkları içeren galenit kristalli (parlatma, hava ortamı, tek nikel).

Photo 5. Triangular shaped cleavage cracks in galena (polished surface, air, single nicol).



Çizelge 2. Avcıpınarı cevherleşmesinin olası parajenezi.

Table 2. Possible paragenesis of the Avcıpınarı mineralization.

Mineral Adı	Birincil Mineraller			İkincil Mineraller
	1. evre	2. evre	3. evre	
Pirit I	_____			
Pirit II		-----		
Pirit III			-----	
Bravoit	_____			
Markazit		-----		
Kalkopirit			-----	
Fahlers			-----	
Sfalerit		-----		
Galenit		-----		
Bornit				_____
Kovellin				_____
Malahit				_____
Azurit				_____
Barit		-----		
Jel silis		_____		
Jips			-----	

Bornit (Cu_5FeS_4) - Kovellin (CuS): Özşekilli sfalerit kristallerini kuşatan kalkopiritlerden itibaren ikincil süreçlerle oluşmuş dönüşüm ürünü minerallerdir. Bornitler kahve rengi ve izotrop oluşları ile, kovellinler ise mavi renk tonları ve kuvvetli anizotropi özellikleri ile belirgindirler.

Malahit ($Cu(OH)_2 \cdot CuCO_3$) - Azurit ($Cu(OH)_2 \cdot 2CuCO_3$): Cevherleşmenin yankayacını oluşturan tüller içerisindeki çatlak zonlarında malahitler tipik yeşil, azuritler ise mavi renkleri ile oldukça belirgin olarak izlenirler. Parajenezdeki diğer minerallerden barit ve jel silis oluşumları cevherleşmede yaygın iken, jips oluşumları tüller içerisinde gelişmişlerdir. Cevher mikroskopisi incelemeleri sonucunda cevherleşmenin parajenezinde yer alan minerallerin oluşum sırası Çizelge 2'de olduğu gibi belirlenmiştir.

PİRİTLERDE KİMYASAL İNCELEMELER

Avcıpınarı cevherleşmesinde pirit I ve pirit III olarak tanımlanan ve dokusal özelliklerinin yanısıra mikroskopik farklılıklar da sunan oluşumların olası kimyasal farklılıklarını incelemek amacıyla, olabildiğince zenginleştirilen piritlerden, bazı eser elementler AAS yöntemiyle analiz edilmiş olup, sonuçlar Çizelge 3'te verilmiştir.

Çizelge 3'de pirit I olarak tanımlanan özşekilli piritlerin Co ve Ni içeriklerinin pirit III olarak tanımlanan melnikovit - piritlerin Co ve Ni içeriklerine göre farklılaştığı izlenmektedir. Ancak, 3 ve 4 numaralı örneklerin Ni içeriklerinin genel gruplanmayı bozar görünmesine karşın aynı örneklerin Co içeriklerinin gruplarıyla

Çizelge 3. Avcıpınarı sülfid cevherleşmesindeki piritlerin (pirit I (1, 2, 3) ve pirit III (4, 5, 6) bazı eser element içerikleri (ppm).

Table 3. Some trace element contents of pyrites (pyrite I (1, 2, 3) and pyrite III (4, 5, 6) of the Avcıpınarı sulfide mineralization.

Örnek	Zn	Pb	Cu	Co	Ni
1	110	255	1083	952	70
2	153	371	1959	445	70
3	642	255	140	717	47
4	896	348	8248	321	93
5	790	185	16937	396	46
6	1844	324	6628	371	47

uyumlu olduğu gözlenmektedir. Bu durum, cevher mikroskopisi incelemelerinde de gözlenen ve bravoit oluşumları olarak tanımlanan pirit Herdeki renk farklılaşması ile karakteristik kimyasal zonlanmanın Co (\pm Ni) yoğunlaşmasından kaynaklandığının bir göstergesi olarak değerlendirilebilir. Bunun yanısıra, Avcıpınarı cevherleşmesindeki piritler Ni'e göre çok daha yüksek oranlarda Co içermektedirler. Loftus - Hills ve Solomon (1967) ile Güleç ve Erler (1983)'e göre piritlerin Ni'e göre daha yüksek oranlarda Co içermesi, bu piritlerin hidrotermal koşullar ile oluştuğunun işareti olarak kabul edilmektedir. Ayrıca, yer kabuğunda Ni'in Co'a göre daha yüksek oranlarda bulunmasına karşın, hidrotermal piritlerde Co: Ni oranlarının birin üzerinde olması, Co'nun Ni'e göre daha kolaylıkla yankayaçlardan yıkanıp çözültüye alınmasına ve daha sonra yataklarda derişmesine bağlıdır (Güleç ve Erler, 1983). Bu durum, Avcıpınarı cevherleşmenin hidrotermal süreçler ile oluştuğunun (cevher - yankayaç özelliklerine ek olarak) önemli bir diğer göstergesi olarak değerlendirilmiştir.

Ayrıca, Çizelge 3'deki değerlere bakıldığında pirit I ve inler arasında Pb bakımından belirgin bir farklılaşma gözlenememiş olmasına karşın örneklerde Cu ve Zn bakımından belirgin bir farklılaşma söz konusudur. Bu durum, cevher mikroskopisi incelemelerinde kolloform doku içinde tanımlanan ve pirit III'ler ile birlikte gelişen kalkopirit ve botroidal sfalerit oluşumlarından kaynaklandığı şeklinde yorumlanabilir.

BULGULAR

-Avcıpınarı sülfid cevherleşmesinin yakın çevresinde bazaltik - andezit karakterli volkanitler yüzeylemekte

AVCIPINARI SÜLFİD CEVHERLEŞMESİ

ve cevherleşmenin yankayacını yoğun killeşmenin gerçekleştiği tüller oluşturmaktadır.

- Cevherleşmenin megaskopik boyutta kütle tipi bir oluşum gibi görünmesine karşın, el örneği düzeyinde breş dolgusu yapısına sahip olduğu görülmüştür.

- Cevherleşmede parajenezin oldukça zengin olması ve parajenezde pirit (I, II ve III tipi), markazit, bravoyit, kalkopirit, sfalerit, galenit, fahlerz (tennatit ve goldfeldit), bornit - kovellin, malahit - azurit, barit, jips ve jel silis gibi oluşumların yer almasına karşın cevherleşmedeki egemen mineralleri, kimyasal zonlanma gösteren özşekilli piritler (pirit I) ile kolloform ve konsantrik dokulu melnikovit piritler (pirit III) oluşturmaktadır.

- Ritmik oluşumlu kolloform ve konsantrik doku melnikovit pirit, markazit ve jel silis ile melnikovit pirit, kalkopirit, botroidal sfalerit (schalenblende) ve jel silis tarafından oluşturulmaktadır.

- Kimyasal zonlanma gösteren özşekilli piritlerde, pirit ve bravoyit şeklinde bir zonlanma izlenmektedir. Bu piritlerdeki kimyasal analiz sonuçları Co'nin Ni'e göre daha yüksek değerlerde olduğunu, dolayısıyla da bu zonlanmadaki bravoyitlerin Ni'e göre Co açısından daha zengin olduğunu göstermektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Aral (1990) tarafından İç Anadolu Bölgesindeki Red - Bed tipi sedimanter bakır yatakları kapsamında isim olarak değinilen Avcıpınarı cevherleşmesinin çevre ve yankayaç özellikleri, breş dolgusu şeklindeki yapısal özelliği, mineral parajenezi ve piritlerin Co - Ni içerikleri cevherleşmenin hidrotermal süreçler altında oluşmasının en önemli verileridir.

Bilindiği gibi hidrotermal süreçlerde cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin kökeni, sıcaklıkları ve çözeltilerdeki bileşenlerin kaynağı yanıtlanması gereken problemlerin en önemlilerindedirler. Bu çalışmada, ilgili cevherleşmede etkin olan çözeltilerin kökenini belirlemek teknik olanaksızlıklar nedeni ile (oksijen ve hidrojen izotop analizleri yapılamadığından) mümkün olmamıştır. Ancak bulgular değerlendirilerek cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin sıcaklıklarına ve pirit I lerde kimyasal zonlu dokuyu oluşturan bravoyitlerde Co ve Ni'in kökenine yaklaşımlarda bulunulmaya çalışılacaktır.

Gerek magmatik gerekse de yüzeysel ortam koşullarının hemen hemen her evresinde gözlenebilen bir mineral olan piritler maden yataklarının oluşum koşulları ve köken çalışmalarında çoğunlukla ihmal edilmektedirler. Ancak, Avcıpınarı cevherleşmesindeki pirit lirlerin kolloform ve konsantrik dokuları, cevherleşme-

nin breş dolgusu yapısında yer alan silisleşmiş kayaç parçacıklarında izlenen ve demirce zengin opak minerallerden itibaren bir dönüşüm ürünü olarak değerlendirilen pirit lirlerin yanısıra, pirit I ve pirit lirlerin Co ve Ni içerikleri, cevherleşmenin oluşum sürecine ve malzemelerin köken problemlerine ışık tutabilecek önemli bulgulardandır. Önceki bölümlerde de değinildiği gibi, Avcıpınarı sülfid cevherleşmesinde kolloform ve konsantrik dokular son derece yaygın olarak izlenmektedirler. Kolloidal dokular altında ele alınan kolloform ve konsantrik dokular sedimanter oluşumlar ile sınırlı olarak öngörülmesine karşın, Ramdohr (1980)'a göre, düşük dereceli sıcak su çıkış alanlarında gerçekleşen çökelimlere benzeyen, bu tür dokusal özellikli hidrotermal evrenin en düşük sıcaklık değerlerinde de gelişmektedir. Araştırmacı, en düşük sıcaklık değerinin oda sıcaklığı değerine kadar inebileceğini belirtmektedir (Ramdohr, 1980). Bravoyit zonlanmaları içeren pirit I lerin parajenezde kolloidal dokuya sahip pirit III lerden daha önce yer aldığı ya da cevherleşmede pirit III lerin soft evre oluşumları oldukları düşünüldüğünde, cevherleşmede özellikle melnikovit - piritlerin oluşum aşamasında yörede çok düşük sıcaklığa sahip hidrotermal çözeltilerin etkinliğinden söz etmek olasıdır.

Pirit lirlerdeki Co (\pm Ni) yoğunlaşmasının bir ürünü olan bravoyit oluşumları cevherleşmenin ilk evrelerinde sözkonusu olan sıcak sulu çözeltilerde yoğun sayılabilecek bir Co (\pm Ni) konsantrasyonunu gündeme getirmektedir. Yörede bu elementler için köken oluşturabilecek malzemelerden volkanüerde yapılan kimyasal analiz sonuçlarına göre (Çizelge 1) Co 16 - 32 ppm arasında, Ni ise, bir örnek hariç (A - 5), deteksiyon limitinin (2 ppm) altındadır.

Bazaltik volkanüerin ortalama 48 ppm (Siegel, 1974; Krauskopf, 1979; Rose ve diğ., 1979), andezitik kayaçların 24 - 28 ppm (Baker, 1982), ultramafik kayaçların 110 ppm (Rose ve diğ., 1979) ve 200 ppm (Smirnov, 1983) Co içerdikleri, bunun yanısıra bazaltik kayaçların ortalama 130 ppm (Siegel, 1974) ile 150 ppm (Krauskopf, 1979) arasında, andezitik volkanitlerin genel anlamda 20 - 27 ppm arasında (Baker, 1982) ve ultramafik kayaçların ise 2000 ppm (Krauskopf, 1979) Ni içerdikleri gözönüne alındığında yöredeki volkanitlerin Co ve Ni için kaynak kayaç olma olasılıkları son derece düşüktür. Bu durumda cevherleşmenin yakın çevresinde yüzlek vermemesine karşın yörede yaygın olarak yer alan ve Avcıpınarı cevherleşmesinin 6 - 7 km kuzeyinde çok geniş alanlarda yüzlek veren ve olasılıkla derinlerde hidrotermal çözeltilerin temasta buldukları ultramafik kayaçlar pirit lilerdeki bravoyit zonlarının oluşumunda kullanılan Co ve Ni için en uygun kaynak malzeme konumundadırlar.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, kimyasal analizleri titizlikle yapan MİPJAL (C.Ü.Min. - Pet ve Jeok. Laboratuvarı) uzmanlarına, volkanitlerle ilgili yorumlanılardaki katkı için Yrd. Doç. Dr. Musa Alpaslan'a ve Dr.

Ahmet Çağatay'a teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aral, H., 1990, Orta Anadolu'da Delice - Yerköy arasında yer alan sedimanter bakır (gümüş - uranyum) yalıkları nın statigrafisi, sedimantolojik özellikleri ve oluşu mu. M.T.A. Dergisi, Sayı: 110. s. 55 - 76.
- Baker. RE., 1982, Evolution and Classification of Orogenic Volcanic Rocks; Andestites, Ed. by R.S. Thorpe; John Wiley and Sons Inc., p. 11 - 23.
- Güleç, N. ve Erler, A., 1983, Masif Sülfid yalıklarındaki pirit lerin karakteristik iz elemani içerikleri. T.J.K. Bül., C. 26, S. 2, 145 - 156.
- Kraufskopf, K.B., 1979, Introduction to Geochemistry (2nd ed.) McGraw - Hill Comp., 617 p.
- Le Maitre. R.W., Bateinan, P., Dudek. A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.j., Sabine, P.A., Scimid, R., Sorensen,

H., Sreckeisen, A., Wooley, A.R. and Zanettin, B., 1989. A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recom. of The Int. Union of Geol. Sci. Subcom. of The Sys. of Igneous Rocks. Blackwell Sci. Publ.. 193 p.

- Romdohr. P., 1980, The Ore Minerals and Their Intergrowths. 2nd ed.. In two volumes, Pergamon Press, 1207 p.
- Rose, A.W., Hawkes, H.E. and Webb, J.J., 1979, Geochemistry in mineral exploration. Academic Press Inc., London, 635 p.
- Siegel. F.R., 1974, Applied Geochemistry. John Wiley and Sons Inc., New York, 353 p.
- Smirnov, V.I., 1983, Studies of Mineral Deposits. Mir Publishers, Moscow, 288 p.
- Tatar, Y., 1983, Yıldızeli Subaşı Köyü yöresinde tektonik incelemeler. T.J.K. Bül., Sayı: 4, s. 3 - 15.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977, Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. Chem. Geol., Vol: 20, p. 325 - 343.

Makalenin geliş tarihi: 23.5.1996
 Makalenin yayına kabul tarihi: 30.9.1996
Received May 23, 1996
Accepted September 30, 1996



Şile bölgesi (İstanbul) Üst Kretase volkaniklerinde mordenit türü zeolit oluşumu

Mordenite type zeolite occurrence in the Upper Cretaceous volcanics of Şile region, İstanbul

Fahri ESENLİ
Bektaş UZ
Işık KUMBASAR

İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 80626 Maslak, İstanbul
İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 80626 Maslak, İstanbul
İstanbul Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 80626 Maslak, İstanbul

Öz

Şile Bölgesinde geniş alanlarda yüzeylenen Üst Kretase yaşlı, andezit, dasit karakterli volkaniklerde mordenit tipte zeolitik ayrışım ürünü saptanmıştır. Mordenitçe zengin örneklerde belirgin bir silisleşme (kuvars ve opal - CT) ve çok düşük oranlarda killeşme (smektit ve illit) görülürken mordenit saptanmayan örneklerde önemli oranda killeşme mevcuttur. Bu ayrışmalar çahısal kesimlerde ve boşluklarda gelişmişlerdir. Ayrıca, yine boşluklarda ve daha çok fenokristallerde kloritleşme, karbonatlaşma, kaolinleşme ve serisitleşme tipte ayrışmalar belirlenmiştir. Mordenit kristalleri prizin atik görünümünde, yaklaşık 40x80 µm boyutlarda, altıgen enine kesitlerinde ise 10 ile 40 µm (im aralığında değişen kalınlıklardadır. Birim hücre kimyasal bileşimleri ortalama olarak $Ca_{45} (Al_{13}Si_{36}O_{96}) \cdot 11 H_2O$ formülü ile ifade edilir. Mordenitler üzerinde yapılan diferansiyel termal ve termogravimetrik analizler sonucunda 110°C ve 560°C'lerde endotermik tepkimeler saptanmış ve 950°C sınırına dek toplam %11 ağırlık kaybına uğradıkları anlaşılmıştır.

Anahtar Sözcükler: Şile Bölgesi, Volkaniklerde zeolitleşme, Mordenit

Abstract

Mordenite type zeolitic alteration was identified in the Upper Cretaceous andesitic, dasitic rocks in Şile region, İstanbul. Silicification (quartz and opal-CT) and low degree clay alteration (smectite and illite) were recognized in mordenite - rich samples, while high degree clay alteration was determined in the samples which do not contain any mordenite mineralization. These alteration products have been developed in glassy components and also fill cavities and fissures of volcanic rocks. Besides, carbonate, chlorite and kaolinite type alterations were also identified in lioles and in pltenocryls. Mordenite crystals display thick tabular or prismatic morphology, 40x80 µm long. Hexagonal cross sections of the crystals have thicknesses changing in orders of 10 - 40 µm. The average chemical composition of the mordenite crystals can be expressed by the chemical formula of $Ca_j (Al_{13}Si_{36}O_{96}) \cdot 11 H_2O$. DTA curves of mordenites show endotherms at 110°C and 560°C. According to the TGA curves of mordenites the total amount of weight loss below 950°C is about 11%.

Key Words: Şile region, Zeolitization in volcanics, Mordenite.

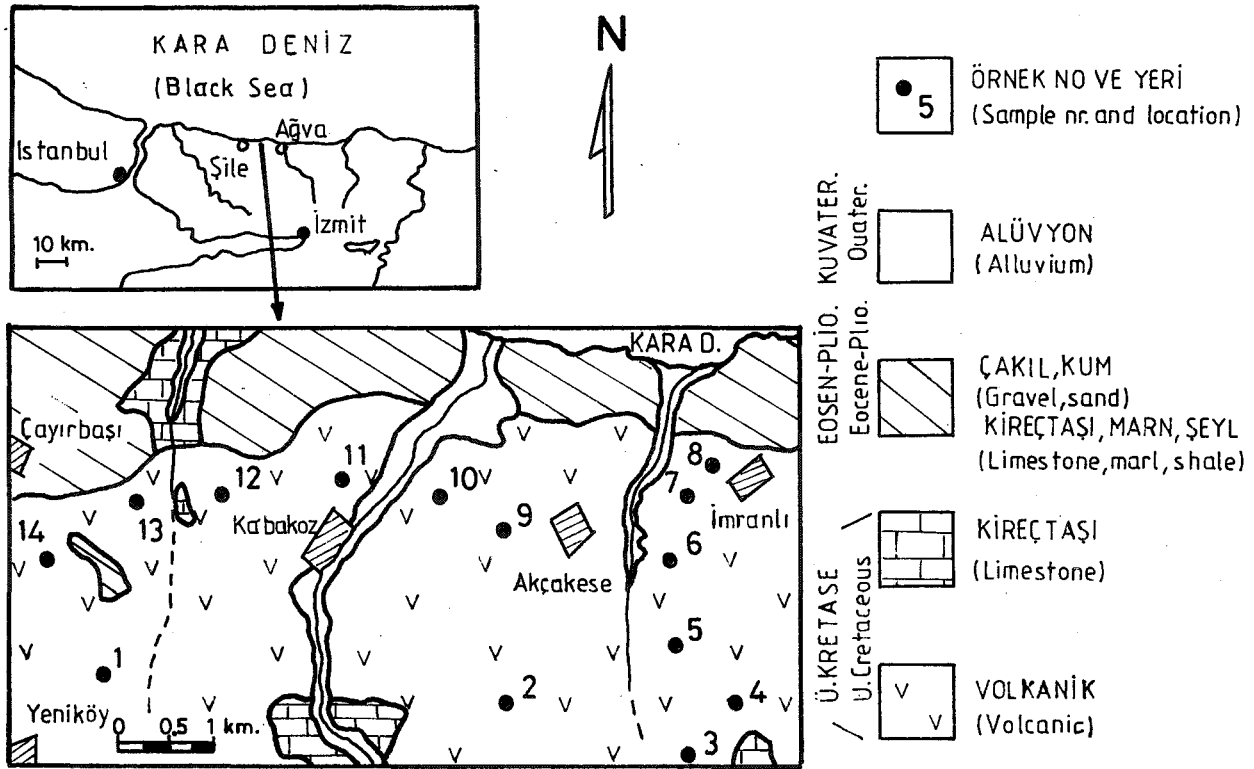
GİRİŞ

Şile Bölgesinde yapılmış jeolojik çalışmalarda (Baykal, 1943; Okay, 1948; Baykal ve Önalın, 1979) Paleozoyik'den günümüze dek çeşitli çökel grupları ve magmatikler ayırtlanmıştır. Bu araştırmacılar Baykal ve Önalın (1979), Paleozoyik yaşlı kireçtaşları ve düşük dereceli metaklastitleri, Mesozoyik yaşlı konglomera, kumtaşı, kireçtaşı ve marnları ve Senozoyik yaşlı marn, kumtaşı, şeyi ile kil - kum - çakıltaşı ve alüvyon ile kumul çökellerinden oluşan bir istif tanımlamışlar, volkanikler kapsamında ise Paleozoyik yaşlı trakiandezitleri ve Üst Kretase yaşlı andezitleri ayırtlamışlardır.

Bölgedeki volkaniklerde zeolitleşme ile ilgili ilk not Okay (1948) tarafından açıklanan, bazaltlar içerisindeki analsim oluşumu ile ilgilidir. Geniş bir alanda, killeşmeyi ayrıntılı olarak inceleyen Yenyol (1984)'da volkaniklerde killeşme, serisitleşme, kloritleşme ve karbonatlaşmanın yanısıra zeolitleşmeyi de bildirmiştir.

Çalışmacı, volkaniklerdeki kil oluşumunun Üst Kretase - Neojen zaman aralığında meydana gelmiş olacağını ve bunu ana kayanın dokusu ile mineral bileşiminin etkilediğini, kaolinleşme ile mika-kil karışık katman oluşumları arasındaki tercihin yıkanmanın çokluğu ve azlığı ile ilgili olup, yıkanmış zonlarda feldispatlardan itibaren kaolinleşmenin hakim olduğu, zayıf drenaj zonlarında ise K'ca zengin karışık katmanların hakim olduğunu belirtir.

Bu çalışmada Üst Kretase yaşlı volkanikler içerisinde saptanan mordenit bildirilmektedir. Örneklemeye yapılan alan (Şekil 1), Şile ve Ağva arasında Çayırbaşı, Kabakoz, Akçakese, İmranlı, Yeniköy ve Karabeyli - Manşer Mahallesi yerleşim birimlerini kapsar. Mordenitçe zengin örnekler Akçakese yakın çevresi, Akçakese - Kabakoz arası ve İmranlı'nın hemen güneyindeki mostralara aittirler. Kabakoz'un batısından derlenen örneklerde ise ana alterasyon ürünü olarak kil mineralleri saptanmıştır.



Şekil I. Çalışma alanının yer buldum ve jeoloji haritası (Baykal ve Önal, 1979'dan kısmen basitleştirilerek) ve örnekleme noktaları.

Çalışmalar sonucunda mordenitin morfolojik, ısı ve kimyasal tanımlaması yapılmış, birim hücre kimyası ve X-ışınları difraksiyon verilerinden hareketle grup tipleri karşılaştırılmıştır.

Esasen, mordenit olarak verilen zeolitler; mordenit, dakiardit, ferrierit, epistilbit ve bikitaıt minerallerinin meydana getirdiği önemli bir grup oluşturlar. Altı dörtyüzlülü ikincil yapı birimi Meier (1968) tarafından 5 - 1 birimi olarak verilmiştir. Yüksek ısı kararlılığına sahiptirler. Sedimanter veya hidrotermal kökenli olabilirler. Özgün zonları temsil eder nitelikte, hidrotermal olarak (Senderov, 1963; Kostov ve diğ., 1967; Honda ve Muffler, 1970; Wirshing, 1981) ve gömülme diyajenezini ürünü şeklinde (Utada, 1970; Seki ve diğ., 1972) yaygın olarak bulunurlar. Tuzlu - alkalın göl oluşumları içerisinde ve hem açık sistem hem kapalı sistemde, volkanik camın değişimi sonucu otijenik olarak veya birincil kayanın boşluk ve çatlaklarında kristallenmeler şeklinde (Minato ve Takano, 1964; Sudam ve Parker, 1972; Goodwin, 1973), diğ. bazı zeolitlere nazaran daha az sıklıkta da olsa yine yaygın olarak, ancak derin deniz sedimanlarında nadiren bulunurlar.

DENEYSEL ÇALIŞMALAR

Öndört örnek üzerinde optik mikroskopta mineralojik - petrografik tayinler yapılmış, on örnekte X-

Figure 1. Geological map (partially modified from Baykal and Önal, 1979) and sample locations of the Study area.

ışınları difraksiyon analizleri (Philips difraktometre, CuK_α radyasyon, Ni filtre, $2\theta = 1^\circ / 1$ dak. şartlarında) alınmıştır (İ.T.Ü. Maden Fakültesi Laboratuvarı). Üç örneğin X-ışınları floresan spektrometresi (XRF) ile tüm kaya ana elementler kimyasal bileşimleri alınmıştır (Söğüt Madencilik A.Ş. Laboratuvarı). Mordenitçe zengin iki örnekte, Türkiye Şişe Cam Fab. A.Ş. Araştırma Merkezi Laboratuvarında JEM - T330 tip taramalı elektron mikroskopu (SEM) kullanılarak morfolojik yapılar incelenmiş (altın kaplamalı örneklerde) ve bu mikroskoba eklenen Tracor - Northen 5400 EDX (energy dispersive x-ray) spektrometresi ile mordenit kristallerinden kimyasal analiz değerleri alınmıştır (karbon kaplamalı örneklerde). Ayrıca, mordenitlerin termal özelliklerini incelemek için iki adet örnekte, aynı kurum laboratuvarında 0.2 mV akım ve 125 mm/saat çekim hızı ile DTA ve TGA eğrileri elde edilmiştir. Sıcaklık aralıkları 0 - 1000°C'dir. Öte yandan 400°C ve 550°C'de bir gece bekletilen mordenitli örneklerde polimorfizmi araştırmak için yüksek sıcaklık X-ışınları çemkimleri yapılmıştır.

TÜM KAYA PETROGRAFİSİ, MİNERALOGİSİ VE KİMYASI

Makro olarak; yeşil, yeşilimsi bej, kirli sarı - bej, özellikle demir oksitli zonlarda kahverengi, morumsu

ŞİLE BÖLGESİ MORDENİT TÜRÜ ZEOLİT OLUŞUMU

kahverengi görümlü, genellikle alterasyon derecesi ile orantılı olarak gevrek ve daha az sıklıkta dayanımlı özellikteki andezit, dasit tipteki volkaniklerde killeşme ile renk koyuluğu arasında doğru bir ilişki bulunurken, mordenitli örnekler, dayanımlı ve gevrek olsalar da, her zaman daha açık tonlarda, genellikle açık yeşil (kısmen koyu yeşil) ve bej renkli görümlüdür. Çok daha açık tonlardaki altere feldispatlar ve alterasyon ürünü içeren boşluklar kaya görünümünde benekler şeklinde izlenebilirler.

Örneklerde genellikle vitrofirik porfirik, pilotaksitik ve hyalopilitik doku geçişleri izlenir. Bazı örnekler için %50'ye varan oranlardaki plajyoklazlar (An = %30 - 40) hakim fenokristallerdir. Bunlar her zaman albit ikizli, çoğu kesitlerde albit ve karlsbad - çift - ikizli ve nadiren zonlu dokuludurlar. Daha düşük oranlarda (birçok örnekte bulunmaz) hornblend, yine düşük oranlarda ve birkaç örnek için kuvars, bir örnek için ojit (ojit andezit) ve %5 gibi bir ortalama ile opak mineraller diğer fenokristalleri meydana getirirler. Hamur büyük ölçüde camsaldır ve az oranlarda, tamamı plajyoklaz olan mikrolitleri de içerir. Mikrolitler gelişigüzel dizilidirler. Camsal kesim önemli olarak ayrılmıştır. Ayrıca, boşluklarda ve fenokristallerden itibaren de ikincil oluşumlar bulunur. Kaya örnekleri genelindeki ayrışmalar silisleşme, zeolitleşme, killeşme, kloritleşme ve serisitleşmedir. Silisleşme bazı örneklerde oldukça yaygındır. Optik mikroskopta ve elektron mikroskopta hem kuvars hem de yumaklar halinde opal - kristobalit / tridimit oluşumları belirlenebilir. Kil oluşumları kaya görünümünü ve hatta birincil dokusunu bozacak etkidedir. Zeolitler ve kil mineralleri optik mikroskopta ayırtılamaz. Ancak, tabletler halinde ve yelpaze görümlü topluluklar oluşturan - mordenit olması muhtemel - kristaller izlenebilir. Bunlar demiroksit getirmesi neticesinde kenarlarından itibaren renklenmişlerdir ve ancak bu takdirde gözlenebilirler. Öte yandan, anizotropi veren ve kısmen düzenli dizilim gösteren iğnemsiz oluşumlar bulunur ki, bunların tablet şeklindeki mordenitlerin kenar zonları olmaları olasıdır. Elektron mikroskop çalışmalarında iğnemsiz mordenitlere rastlanmamıştır. Kloritleşme hem killeşme ile birlikte hem de birincil minerallerden (özellikle amfibollerden) itibaren gelişmiştir. Plajyoklazlarda izlenen alterasyon ise kaolinleşme, serisitleşme ve karbonatlaşmadır.

X-ışınları difraksiyonu incelemeleri sonucu saptanan mineraller Tablo 1'de verilmiştir. Mordenit beş örnekte bulunur ve çoğunda ana mineraldir. Mordenitçe zengin örnekler Kabakoz Dere'nin doğu kesimindeki yüzeylemelere aittirler ve derenin batısında, sadece 12 nolu örnekte çok düşük oranda mordenit saptanmıştır. Smektit altı örnekte, illit beş örnekte saptanmıştır. Smektit ve illitin yüksek oranlarda buldukları örnek-

Tablo 1. Çalışma alanından bazı örneklerde x-ışınları difraksiyonu ile saptanan mineral bileşimleri.

Table 1. Mineralogical compositions of volcanics rocks from Şile.

Örnek No. (Sample Nr.)	Mineral Bileşimi (Mineral composition)
1	Feldispat + Illit + Opal - CT + Smektit + Kaolinit
3	Kuvars + Smektit + Kaolinit
5	Feldispat + Smektit + Kuvars + Opal - CT
6	Mordenit + Kuvars + Illit
7	Mordenit + Kuvars + Feldispat + Opal CT
8	Feldispat + Smektit
9	Mordenit + Kuvars + Feldispat + Smektit + Illit
10	Mordenit + Feldispat + Kuvars
12	Smektit + Kuvars + Feldispat + Mordenit + Illit
14	Smektit + Kuvars + Feldispat

lerde (1, 3, 5 ve 8 no'lu örnekler) mordenit hiç bulunmaz. Mordenitin kuvars ile parajenezi ve kil minerallerinin kendi aralarında ve kuvars ile parajenezi yaygındır. Bir örnekte smektit, illit ve kaolinit birlikeliği bulunur. X-ışınları difraksiyonu ile saptanan feldispatlar plajyoklaz tiptedir ve ojitlenik K-feldispat bulunmaz.

ikisi mordenitçe zengin olan üç örneğin tüm kaya, ana elementler analiz değerleri Tablo 2'de verilmiştir. Mordenitli örneklerde Ca ve K yüksektir. Mordenit kristalleri üzerinden alınan kimyasal analizlerde yüksek Ca bulunması tüm kayadaki Ca miktarını açıklar. Ancak, mordenit tek kristal bileşimlerinde K düşüktür ve Na bulunmaz. Tüm kayadaki K fazlalığı, muhtemelen, X-ışınları difraksiyon analizlerinde saptanmamış olmasına karşın, düşük miktarlardaki kil - mika karışık katman oluşumlarından, bir miktar volkanik camdan yine Na fazlalığı da volkanik camdan ve plajyoklazlardan kaynaklanmaktadır. Kil ve silis alterasyonunun hakim olduğu 3 nolu örnekte ise mordenitli örneklere göre daha düşük Si, Ca, Na ve K bulunur ve K düşüklüğünü 10Å mineralinin (kil - mika) bu örnekte bulunmamasına bağlamak olasıdır. Özetle, kil ve zeolit alterasyonlu örnekler arasında katyon içerikleri açısından, Si / Al oranları açısından ve nihayet mordenit oranındaki artışa paralel yükselme gösteren H₂O içeriği açısından belirgin farklılıklar bulunmuştur.

MORDENİT

X-ışınları difraksiyonu

Mordenitçe zengin bir örneğin x-ışınları difraktogramı Şekil 2'de görülmektedir, $d = 9.1 \text{ \AA}$, $d = 4.02 \text{ \AA}$, $d = 3.47 \text{ \AA}$ ve $d = 3.20 \text{ \AA}$ mesafe değerli yansımalar ait çizgiler Şile mordenitinin en önemli çizgileridir ve ku-

Tablo 2. Tüm kaya örneklerinin kimyasal bileşimleri.**Table 2.** Chemical analyses of bulk - rock samples.

Örnek (Sample) %	3	6	7
SiO ₂	69.01	64.41	63.23
Al ₂ O ₃	15.85	16.96	17.56
TiO ₂	0.53	0.28	0.40
ΣFe ₂ O ₃	5.02	4.19	3.39
CaO	1.68	2.13	3.08
MgO	0.69	0.57	0.65
Na ₂ O	0.88	1.25	1.44
K ₂ O	1.81	3.56	3.44
LOI	4.45	7.06	6.82
Toplam(Total)	99.92	100.41	100.01
SO ₃	0.32	0.32	0.17

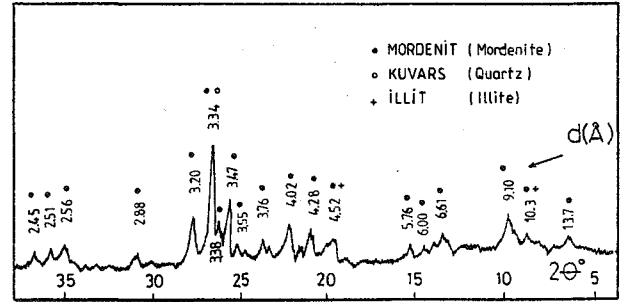
varsın $d = 3.34 \text{ \AA}$ değerli yansıma çizgisine oranlanarak hesaplanan rölatif şiddetleri sırasıyla (60), (70), (100) ve (85)'dir. Tüm çizgilerin $d(\text{Å})$ değerleri ve hesaplanmış şiddetleri mordenit, dakiardit, ferrierit, epistilbit ve bikitaıt arasında mordenit ile tamamen uyumlu (Galli, 1965; Sheppard ve Gude, 1969). ferrierit (Wise ve diğ., 1969) ile kısmen benzerdir.

Morfoloji

Bazı özgül oluşumların ve cansal materyal içerisinde ve boşluklardaki belli belirsiz anizotropi veren taneçik ve şekillerin gözlenmesine karşın optik mikroskopta mordenitin tayini ve tanımı mümkün olmamıştır. Taramalı elektron mikroskop (SEM) incelemelerinde ise mordenitler, volkanik camın mücade ettiği boşluk ve kırıklarda net olarak belirlenmiştir. Mineral, yaklaşık $40 \times 80 \text{ \mu m}$ boyutlu prizmatik biçimlidir. Dikdörtgen kesitlerinde. C eksenı boyunca olan uzun boyut (Goüardi ve Galli, 1985) bazı kristallerde 100 nm .a kadar çıkar. Mordenit prizmalarının enine kesitleri altı kenarlıdır ve çoğunlukla 10 \mu m . altındaki kalınlıklarda olup, bazı tanelerde 40 \mu m .a kadar çıkar. Kristal tanelerinde içice gelişmeler, ikizlenmeler ve birbirini bıçak gibi kesen görünümlemler sıkçadır (Şekil 3a ve b).

Isıl özellikler

Mordenitçe çok zengin iki örneğin (6 ve 7 no'lu örnekler), DTA eğrilerindeki önemli tepkimeler dikkate alınarak seçilen 400°C ve 550°C sıcaklıklarda ayrı ayrı



Şekil 2. Şile mordenitinin x-ışınları difraktogramı (6 no'lu örnek).

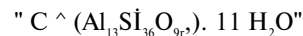
Figure 2 X-ray powder diffractogram of mordenite from Şile (sample: 6).

12 şer saat süreli ısıtılmaları sonucu X-ışınları difraksiyon çekimleri yapılmıştır. Yüksek sıcaklık X-ışınları çalışmaları, bu sıcaklıklarda herhangi bir polimorfizmanın meydana gelmediğini göstermiştir. Tüm çizgilerin şiddetlerinde, 6 no'lu örnek için, kayıp söz konusu olmamıştır. 7 no'lu örnekle ise $d(200)$ yansımasına ait çizgi (9.1 \AA) 400°C 'den itibaren önemli oranda şiddet kaybına uğramıştır.

Aynı örneklerin diferansiyel termik analiz (DTA) eğrilerinde 110°C ve 560°C 'lerde önemli iki tepkime bulunur (Şekil 4). 110°C 'deki kütle kaybı adsorbe suyun 560°C 'deki kayıp ise zeolitik suyun atılması ile ilişkilidir. Termogravimetri (TGA) eğrilerinden toplam %11 oranında ağırlık kaybı hesaplanmıştır (Şekil 4). Bu kaybın çok önemli bir bölümü (toplam ağırlık kaybının %80'inden fazlası) 560°C 'de tamamlanmış olur. $0 - 110^\circ\text{C}$ arasında %7 ve bu sıcaklıktan sonrada %2 ağırlık kaybı adımları saptanmıştır. Ancak örnek bütünüyle saf olmadığından bu değerler kısmen tartışmalıdır.

Birim hücre kimyası

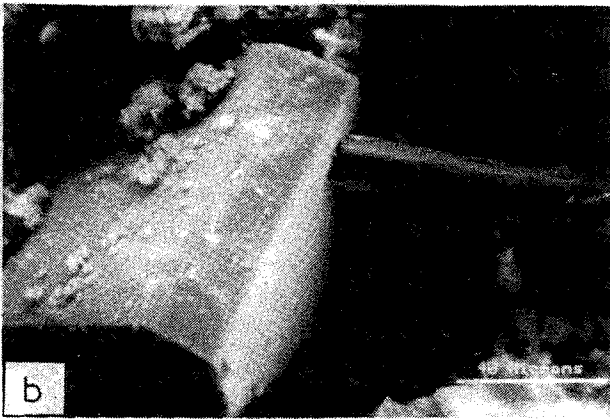
Mordenit kristalleri üzerinden alınan tek kristal analiz sonuçlarından (Tablo 3), 96 oksijen bazında hesaplanan katyonik değerler kullanılarak bulunan birim hücre kimyasal bileşim aralıkları; Ca (4.22-4.81), K (0.25-0.56) [Al (12.80 - 12.90), Si (35.82 - 36.01), O(96)] $n\text{H}_2\text{O}$ şeklinde ifade edilebilir. Üç analiz ortalaması olarak; $\text{Ca}_{.449} \text{K}_{.46} (\text{Al}_{1155} \text{Si}_{3589} \text{O}_{96}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$ bileşimi verilebilir. TGA analizlerinde %11'lik ağırlık kaybını yaklaşık su içeriği olarak kabul edersek ve yukarıdaki kimyasal değerleri çok yaklaşık olarak yuvarlatırsak, Şile mordenitin birim hücre kimyası



şeklinde formüle edilebilir.

Bu bileşim epistilbit olarak 48 oksijen bazında oluş-

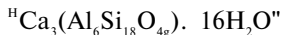
ŞİLE BÖLGESİ MORDENİT TÜRÜ ZEOLİT OLUŞUMU



Şekil 3. a ve b. Mordenit kristallerinin taramalı elektron mikroskoptaki (SEM) görünüşleri. Yumrular Opal - CT'dir.

Figure 3. a and b. SEM photomicrographs of mordenite crystals. Balls are Opal - CT.

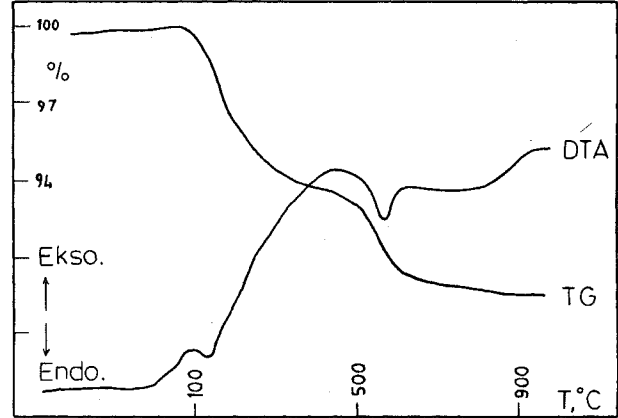
turulursa, literatürde (Galli ve Rinaldi, 1974; Betz, 1981; Gottardi ve Galli, 1985) epistilbit için verilen



şeklindeki birim hücre bileşimine benzer olduğu görülmektedir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Şile bölgesindeki Üst Kretasc yaşlı volkanikler önemli oranda ayrılmışlardır. Bozulmamış volkanik cam ve korunmuş ienokristal ve mikrolitlerden ibaret örnek yok gibidir. Alterasyon, volkanik camda boşluk cidarlarında, feldspatlar ve mafik minerallerdedir. Ancak, sadece zeolitlenme düşünüldüğünde, fenokristallerden itibaren bir dönüşüme ait veri yoktur. Bu alterasyonlar neticesinde, birincil kaya dokusu, birçok örnekte, korunamamış özelliktedir. Killeşme az veya çok, hemen hemen tüm örneklerde (birkaç zeolitli örnek hariç) mevcut iken mordenit tip zeolitlenme bir kısım örnekte saptanmıştır. Kil mineralleri başlıca dioktahedral smektit, nispeten illit ve çok az olarak kaolinitdir. İllit



Şekil 4. Şile mordeniünün DTA ve TGA eğrileri (6 no'lu örnek).

Figure 4. DTA and TGA curves of mordenite from Şile (sample: 6).

kapsamında mika - kil karışık katman oluşumlar düşünülmelidir. Özellikle Şile ilçesi yakın güneybatısından (çalışma alanı dışı) derlenen bazı örneklerde seladonit - glokonit tip 10Å grup mineralleri yüksek oranlarda saptanmıştır. Bu örneklerde zeolit bulunmaz.

İncelenen örneklerde zeolit kil minerallerinden itibaren olası bir* dönüşümüne ait açık bir veri bulunmaz. Her iki tip alterasyonun farklı örneklerde ve farklı zonlarda yoğunlaşıyor olması; dolaşım sınırlarının değişik zamanlarda ve/veya sınırlı mekanlarda aynı tip birincil kaya üzerinde etkili olduğunu, Ca'ca zengin sıvı dolaşımında yüksek Ca'lu - mordenit grup - bir zeolitlenmenin geliştiğini ve aynı zamanda silis asit aktivitesinde, Si / Al oranında, hidrasyonda, sıcaklık ve pH'da da zeolitlenmeye olanak tanıyacak şartların sağlandığını, dolayısıyla ortamın kil alterasyonu sürecindeki kimyasal bileşimden farklı olduğunu gösterir. Zeolit minerali için gereken yüksek Ca'un kireçtaşı birimlerinden ve volkaniklerdeki Ca- plajiyoklazlardan gelmiş olması olasıdır. Mordenit oluşum sıcaklığının ise çok düşük olmaması gerekir*. Barrer (1948), $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 10 \text{SiO}_2$ bileşimli jelden hidrotermal olarak mordeniti 2 gün sürede, $\sim 290^\circ\text{C}$ 'de sentezlemiştir. Barrer ve Denny (1961) ise bu kez $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n \text{SiO}_2$ sisteminde silis cam tozu kullanarak 250°C 'de epistilbiti sentezlemişlerdir. Hawkins ve diğ. (1978), sabit akışkanlar etkisinde mordenitin klinoptilolit türü zeolitlerden çok daha yüksek sıcaklıklarda oluşabileceğini belirtir. Ancak Seki ve diğ. (1969), andezit, dasit lav ve tüllerinde (Katayama Jeotermal Bölgesi, Japonya) mordenitli bölgedeki bugünkü gaz çıkışı $65 - 100^\circ\text{C}$ arasında verirler. Nihayet, diğer birçok çalışmacı, genel bir ifade ile $100 - 250^\circ\text{C}$ arası sıcaklıklardan bahsetmektedirler.

Mordenitin diğer zeolit tipleri ile ve K-feldspat ile

Tablo 3. Mordenit tek kristallerinin kimyasal bileşim değerleri.

Table 3. Chemical analyses of mordenit crystals.

Analiz (Analysis)	1	2	3
SiO ₂	69.35	69.32	69.79
Al ₂ O ₃	21.08	21.03	21.16
TiO ₂	—	0.17	0.34
Fe ₂ O ₃	—	0.29	0.13
CaO	8.71	8.06	7.64
MgO	—	—	—
K ₂ O	0.86	0.84	0.39
Na ₂ O	—	—	—
SO ₃	—	0.30	0.55
Si	35.82	35.84	36.01
Al	12.85	12.80	12.90
Ti	—	0.12	0.06
Fe	—	0.06	0.12
Ca	4.81	4.44	4.22
K	0.56	0.56	0.25

beraberliği saptanmamıştır. Tipik olarak kuvars ile (fönokristal değil) parajenezi sözkonusudur ve bölgede zeolitli örneklerin bulunduğu zonu bir "mordenit + kuvars" zonu olarak ayırtlamak mümkündür. Kostov ve diğ. (1967) ve Kostov, (1970), Bulgaristan - Srednogie'deki Üst Kretase volkaniklerinde bu* hidrotermal zeolit oluşumu ve bu oluşumda bir "mordenit + kuvars" zonu belirlemişlerdir. Şile bölgesine benzer biçimdeki bu zonu çalışmacılar, formasyonun en üst seviyesi olarak verirler. Mordenitin hidrotermal oluşum tipte, aktif jeotermal alanlarda sık rastlanan bir mineral olduğu ve yüksek jeotermal gradyan göstergesi olduğuna dair raporlar literatürde yaygındır (Honda ve Muffler, 1970; Kristmannsdottir ve Tomasson, 1978).

Şile bölgesindeki zeolitlenme belirli bir bölgede izlenir. Bunun stratigrafideki konumunun belirlenmesi, hidrotermal veya diyajenetik bir oluşum modeli için tariflenecek zonun sınırlarını ortaya koyacaktır. Özellikle, alt zonlarda saptanabilecek ve belirgin parajenezlerle ifade edilebilen zonların ayırt edilebilmesi daha geniş çapta örneklemeyi içeren bir çalışma ile mümkün olabilecektir. Bu çalışmadaki veriler ile çıkarılabilecek so-

nuç ise bir "mordenit + kuvars" zonunun (yanal veya dikey) özgün olarak bulunduğu ve zeolitlenme ile killeşmenin farklı başlangıç şartları sonucu tercihli olarak geliştiğidir. Bu iki tip alterasyonda, öncelikli olanın ortamın kalıntı bileşimini de değiştirdiği ve böylece sonraki ayrışım ürününün oluşumuna olanak sağlayacak bileşimsel değişimlerin gerçekleşmiş olması muhtemeldir ve bu açıdan, killeşme ve zeolitlenme birbirlerini dolaylı olarak denetlemiştir.

Mordenit tipi üzerinde de bazı tartışmalar yapılmıştır. Literatürde mordenit grup minerallerinin X-ışınları difraksiyon verileri arasında farklılıklar görülmektedir. Şile mordeniti tipik olarak dakiardit, epistilbit ve bikitaite benzemeyen çizgiler vermekle beraber tipik olarak mordenit ile bir kısım literatürdeki ferrierit ile uyumludur. Oysa ki birim hücre kimyasal bileşim değerleri epistilbit için verilen (Gottardi ve Galli, 1985) bileşim ile aynıdır. Şile mordenit kristallerinin morfolojik özellikleri dikkate alındığında da, bunların mordenit kristallerinin genelde rastlanan ince çubuklar şeklindeki görünümünü yansıtmadıkları anlaşılmaktadır. Mineralin ısı davranışları ise mordenitin davranışına kısmen benzetilebilir. Reeuwijk (1974), mordenit için ~300°C'de %15 oranında bir su kaybının tamamlanabildiğini, tüm reaksiyonun ise ~800°C'de tamamlandığını rapor etmektedir.

Galli ve Rinaldi (1974), epistilbit kimyasında Ca / (Na + K) oranının 2 ile 9 arasında değişebileceğini rapor etmiştir, ancak, bu çalışma X-ışınları verilerinde bir farklılıktan söz edilmemiştir. Halbuki, kimyasal ve ısı etkilerden dolayı mordenit grup minerallerinde yapısal değişimlerin meydana geldiği Stoica ve diğ., (1992) tarafından uygulamalı olarak verilmiştir. Yine, Passaglia (1975) Si / Al oranı ile b birim hücre sabiti arasında negatif bir ilişkiden, Rudolf ve Garces (1994) Si / Al oranındaki değişimlere karşın farklı X-ışınları çizgilerinden ve c eksenindeki değişimlerden ve Mishin ve Beyer (1993), farklı Al içeriği ile bazı pik konum ve şiddetlerindeki değişimlerden bahsederler. Şile mordenit grup mineralinin en önemli özelliğinin Ca'ca çok zengin olmasıdır. Bu açıdan, mineralin epistilbit morfolojisine ve ısı davranışına benzer özellikleri kazanmış olması muhtemeldir. Hawkins (1988), Alaska Bölgesi'ne ait mordenitlerde yaptığı elektron mikroskop (SEM) çalışmalardan, mordenitlerin Ca miktarındaki artışa paralel olarak tipik lifsel yapılarından uzaklaştıklarını ve Ca'ca zengin olanlarda tabular morfolojinin izlendiğini belirtmektedir. Her ne kadar mordenitlerdeki Ca'un, Şile örneğindeki gibi egemen eleman konumunda bulunması literatürde fazlaca rapor edilmemiş olsa da Nakajima (1973) saf Na₂Al₂Si₁₀O₂₄ bileşiminden saf CaAl₂Si₁₀O₂₄ bileşimine kadar değişik bir aralıkta mordenit sentezlemiştir.

ŞİLE BÖLGESİ MORDENİT TÜRÜ ZEOLİT OLUŞUMU

DEĞİNİLEN BELGELER

- Barrer, R.M., 1948, Synthesis and reactions of mordenite. J. Chem. Soc. (London), 2158 - 2163.
- Barrer, R.M., Denny, P.J., 1961, Hydrothermal chemistry of the silicates. Part x, A partial study of the field CaO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O. J. Chem. Soc. (Lond), 983 - 1000.
- Baykal, R., 1943, Geologie de la Region de Şile Kocaeli (Bithynie), Anatolie, Istanbul Univ. Fen Fak. Monog. No: 3, Istanbul.
- Baykal, F., Önalın, M., 1979, Şile Sedimanter karışığı (Şile olistostromu). Türkiye Jeoloji Kurumu - İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri, Altın Sempozyumu, 6 - 7 Mart, İstanbul, 15 - 24.
- Betz, V., 1981, Zeolites from Iceland and the Faeroes. Miner. Record, 12, 5-26.
- Galli, E., 1965, Lo spettro di polvera della dachiardite. Period. Miner., 34, 129-135.
- Galli, E., Rinaldi, R., 1974, The crystal chemistry of epistilbites. Am. Miner., 59,1055 -1061.
- Goodwin, J.H., 1973, Analcime and K - feldspar in tuffs of the Green River formation, Wyoming. Am. Miner., 58, 93-105.
- Gottardi, G., Galli, E., 1985, Natural zeolites. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 409 p.
- Hawkins, D.B., 1988, A potential economic mordenite deposit Talkeetna Mountains, Alaska, 2nd Int. Conf. on the Occurrence, Properties and Utilization of Natural Zeolites (Eds: D. Kollo, H.S. Sherry), August 12 - 16, Budapest, Hungary, 19-27.
- Hawkins, D.B., Sheppard, R.A., Gude, A.J., 1978, Hydrothermal synthesis of clinoptilolite and comments on the assemblage phillipsite - clinoptilolite - mordenite. In: San, L.B., Mumpton, F.A. (eds). Natural Zeolites. Pergamon, Elmsford, pp. 337 - 343.
- Honda, S., Muffler, L.J.P., 1970, Hydrothermal alteration in core from research drill hole Y - 1, Upper Geyser Basin, Ye National Park, Wyoming. Am. Miner., 55, 1714 -1737.
- Kostov, I., Mavrudchiev, B., Kunov, A., 1967, Distribution of zeolitic minerals in the western Srednogorie (in Bulgarian). Bull. Geol. Inst. Bulgar Acad. Sci. Ser. Geochim. Miner. Petr., 16, 61 - 93.
- Kostov, I., 1970, Tectonomagmatic significance of zeolites in the western Srednogorian zone and the Rhodopes. Bull. Geol. Inst. Bulgar Acad. Sci. Ser. Geochim. Miner. Petr., 19,235-241.
- Kristamnsdottir, H., Tomasson, J., 1978, Zeolite zones ingeothermal areas Iceland. In: Sand, L.B., Mumpton, F.A. (eds). Natural Zeolites. Pergamon, Elmsford, pp. 277 - 284.
- Meier, W.M., 1968, Zeolite structures. In: Molecular Sieves. Society of Chemical Industry, London, pp. 10-27.
- Minato, H., Takano, Y., 1964, An occurrence of potassium - clinoptilolite from Italia, Yamagata Pref. Japan (in Japanese). J. Clay Sci. Soc. Japan, 4,12 - 22.
- Mishin, I.V., Beyer, H.K., 1993, Simplified X-ray diffraction methods for determining the framework composition of mordenites. Kinetics and Catalysis, 34, 307 - 310.
- Nakajima, W., 1973, Mordenite solid solution in the system Na₂Al₂Si₁₀O₂₄ - CaAl₃Si₉O₂₇. H₂O. (in Japanese). Bull. Fac. Educ. Kobe Univ., 48, 91 - 98.
- Okay, A.C., 1948, Şile, Mudarh, Kartal ve Riva arasındaki bölgenin jeolojik etüdü. İst. Üni., Fen Fak. Mecmuası, SeriB, CiltXIII, 4, 311 - 335.
- Passaglia, E., 1975, The crystal chemistry of mordenite. Contrib. Miner. Petrol 50, 65 -77.
- Reeuwijk, L.P. Van, 1974, The thermal dehydration of natural zeolites. Meded Landbouwhogeschool Wageningen, 74,9,1-88.
- Rudolf, P.R., Garces, J.M., 1994, Rietveld refinement of several structural models for mordenite that account for differences in the X-ray powder pattern. Zeolites, 14,137-146.
- Seki, Y., Onuki, H., Okumura, K., Takashima, I., 1969, Zeolite distribution in the Katayama geothermal area, Onikobe, Japan, Jpn. J. Geol. Geogr., 40, 63 - 79.
- Seki, Y., Oki, Y., Okada, S., Ozawa, K., 1972, Stability of mordenite in zeolite facies metamorphism of the Oyama - Isehera district, east Tanzawa Mts., Central Japan. J. Geol. Soc. Jpn., 78, 145 -160.
- Sendorov, E.E., 1963, Crystalization of mordenite under hydrothermal conditions. Geochem., 9, 848 - 859.
- Sheppard, R.A., Gude, A.J., 1969, Diagenesis of tuffs in the Barstow County, California. US Geol. Surv. Prof. pp. 634.
- Surdam, R.C., Parker, R.D., 1972, Authigenic aluminosilicate minerals in the tuffaceous rocks of the Green River formation, Wyoming. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 689 -700.

- Stoica, A.D., Tarina, V., Russu, R., Gherghe, G., 1992, Structural changes in mordenites revealed by two dimensional fourier synthesis of X-ray powder diffraction patterns. *Zeolites*, 12,706 - 709.
- Utada, M., 1970, Occurrence and distribution of authigenic zeolites in the Neogene pyroclastic rocks in Japan. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, 20, 191 - 192;
- Wirsching, U., 1981, Experiments on the hydrothermal formation of calcium zeolites. *Clays clay minerals*, 29, 171 - 183.
- Wise, W.S., Nokleberg, W.J., Kokinos, M., 1969, Clinoptiloh-ferrierite from Aoura, California. *Am. Miner.*, 54, 88 - 8J5.
- Yeniyol, M., 1984, Istanbul killerinin oluşumu. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, 5, 143 -150.

Makalenin geliş tarihi: 2.8.1996

Makalenin yayına kabul tarihi: 14.12.1996

Received August 2, 1996

Accepted December 14, 1996



Valles tip kaldera cevherleşmesi örneği: Gümüşki (Maçka - Trabzon) Zn - Pb yataklarının jeolojisi ve mineralojisi

An example of Valles type caldera mineralization: Geology and mineralogy of Gümüşki (Maçka - Trabzon) Zn - Pb ore deposits

Bülent YALÇINALP Karadeniz Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 61080 Trabzon

Öz

Gümüşki yöresi kayaçları, yaşlan Jura'dan Tersiyer'e kadar değişen birimlerden oluşur. Tabandaki Jura yaşlı spilitleşmiş bazalt, andezit lav ve piroklastlarının oluşturduğu Pontid Alt Bazik Karmaşığı üzerine, Malm - Alt Kretase yaşlı Berdiga formasyonu gelir. Üst Kretase yaşlı cevherli dasitler yörenin cevherleşme içeren birimidir. Dikkaya dasiti ve Kıranoba birimi de Üst Kretase yaşlı olup cevherleşme içermezler. Tersiyer yaşlı Zigana granitoyidi bu birimleri keserek kontak metamorfizmaya uğratmıştır. Valles tipi kaldera oluşumuna bağlı olarak gelişen kırık sistemi, yöredeki damar ve masif sülfid cevherleşmelerinin yerleşimini kontrol eder. Damar tipi yataklar Zn, Pb ve Au yönünden önemlidir. Epi - mezotermal karakterli damarlardaki eş kökenli parajenez: sfalerit, galen, pirit, kalkopirit, fahlerz, fraybergit, gümüşlü tetradrit, nabit altın ve elektrumdur. Altının antimuana, gümüşün kurşuna, kadmiyumun çinkoya bağlı olarak arttığı saptanmıştır.

Anahtar Sözcükler: Kuzeydoğu Pontidler, Jeoloji, Cevher mineralojisi, Valles tip, Caldera, Pb - Zn damarları

Abstract

The rocks of Gümüşki area consist of units ranging in age from Jurassic to Tertiary. Jurassic aged Pontid Lower Basic Complex, which is composed of spilitic basalt, andesitic lavas and pyroclastics, is overlain by Malm - Lower Cretaceous aged Berdiga formation. Upper Cretaceous Ore - bearing dacites are the units with ore mineralization. In the region Dikkaya dacite and Kıranoba unit are also Upper Cretaceous in age and do not contain mineralization. Tertiary aged Zigana granitoid caused a contact metamorphism by cutting these units.

In the area vein and massive sulphide type mineralizations are controlled by fracture system related to Valles - type caldera development. In the region the vein type ore deposits are important for Zn, Pb and Au mineralizations. Syngenetic paragenesis in the veins of epimesothermal character is given as sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite, fahlerz, freibergite, native gold and electrum. It is observed that gold, silver and cadmium increase with increasing antimony, lead and zinc, respectively.

Key Words: NE Pontides, Geology, Ore Mineralogy, Valles Type, Caldera, Pb - Zn Veins.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Trabzon'un 45 km güneyinde Maçka ilçesine bağlı Gümüşki mevkiinde yer alır (Şekil 1). Yörenin çok sayıda cevherleşmeyi içermesi yerli ve yabancı araştırmacıların ilgisini çekmiştir (Gülibrahimoğlu, 1986; Calap, 1987; Anglo - Tur, 1992). Gümüşki civarında ekonomik olabilecek bir çok damar tip mineralleşmenin yanı sıra masif sülfid ve kontak metamorfik tipte de cevherleşmeler mevcuttur. Bu özelliği nedeniyle yöre metallojenik havza niteliğindedir. Halen özel bir şirket tarafından işletilen Kan Yayla damarından yılda 3000 ton Zn - Pb sülfür konsantresi elde edilip yurtdışına satılmaktadır.

Bu incelemede, yöredeki mineralleşme ve cevherleşmelerin jeolojik ve tektonik konumunu belirlemek amacıyla 1/25.000 ölçekli bir jeolojik harita yapılmış, hava ve uydu fotoğrafları incelenmiştir. Sahadan derlenen kayaç ve cevher örnekleri üzerinde ince kesit, maden mikroskopisi ve kimyasal analiz çalışmaları yapılarak cevherleşmelerin yan kayaç ilişkisi, parajenezi.

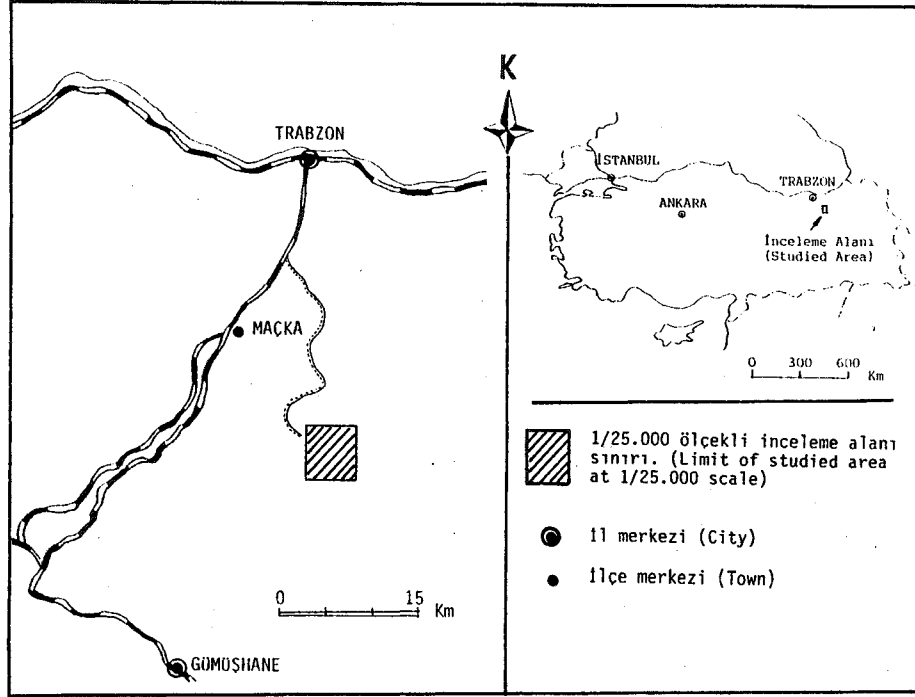
süksasyonu ve jeokimyasal özellikleri saptanmıştır. Bu araştırmalar sonucunda ortaya konulan verilerden yararlanarak cevherleşmelerin kökeni hakkında yoruma gidilmiştir.

GENELJEOLOJİ

İnceleme alanında yaşlan Jura'dan Tersiyer'e kadar değişen, büyük çoğunluğu magmatik olan kayaç birimleri gözlenir. Bunlar alttan üste doğru; Pontid alt bazik karmaşığı, Berdiga formasyonu, cevherli dasit, Dikkaya dasiti, Kıranoba bilimi ve Zigana granitoyidi'dir (Şekil 2). Bu kayaçların özellikleri aşağıda özetlenmiştir.

Pontid alt bazik karmaşığı

Yörenin en eski kayaçlarını araştırmacılar tarafından "Alt bazik seri" veya "Pontid alt bazik karmaşığı" olarak isimlendirilen (Schultze - Westrum, 1961; Gedikoğlu, 1978; Yalçınalp, 1992) Jura yaşlı kayaçlar olmaktadır. Yedirmaklar Dere vadisinden kuzeybatıya doğru yayılım gösteren kayaçlar, spilitleşmiş ve keratofirleşmiş bazaltik - andezitik lav ve bunların piroklas-



Şekil 1. inceleme alanının yer buldum haritası.

Figure 1. Location map of the investigation area.

tiklerinden oluşmuştur (Şekil 2). Bu seriye alt kayalar diğer yaşta kayalara oranla çok fazla ayrılmış, bol gözenekli ve bu gözeneklerin kalsit, epidot ve pirit mineralleriyle doludur. Bazaltların mikroskobik incelemelerinde plajiyoklas ve ojitin yanı sıra çoğunlukla idding-site dönüşmüş olan olivin görülür. Andezitlerde ise amfiboller tamamen ayrışarak kalsit ve klorite dönüşmüştür. Pontid alt bazik karmaşığının spilitleşme ve keratofirleşme gösteren kesimlerinde plajiyoklaslar tamamen albitleşmişlerdir.

Berdiga formasyonu

Aralık Tepe güneyinde sınırlı bir alanda yüzeylenen kireçtaşları (Şekil 2), Pelin (1977) tarafından tanımlanan Berdiga formasyonu ile benzer özellikler gösterirler. Genellikle açık gri - beyaz renkli ve rekristalize olup, iyi tabakalanma göstermeyen masif kütleler şeklindedir.

Yapılan paleontolojik incelemelerde tesbit edilen *Neotrocholina valdensis* (Colom) ve *Lenticulina* sp. mikrofosillerine göre (belirleyen Doç. Dr. Aşkın Burşuk) muhtemelen Malm - Alt Kretase yaşlıdır.

Cevherli dasit

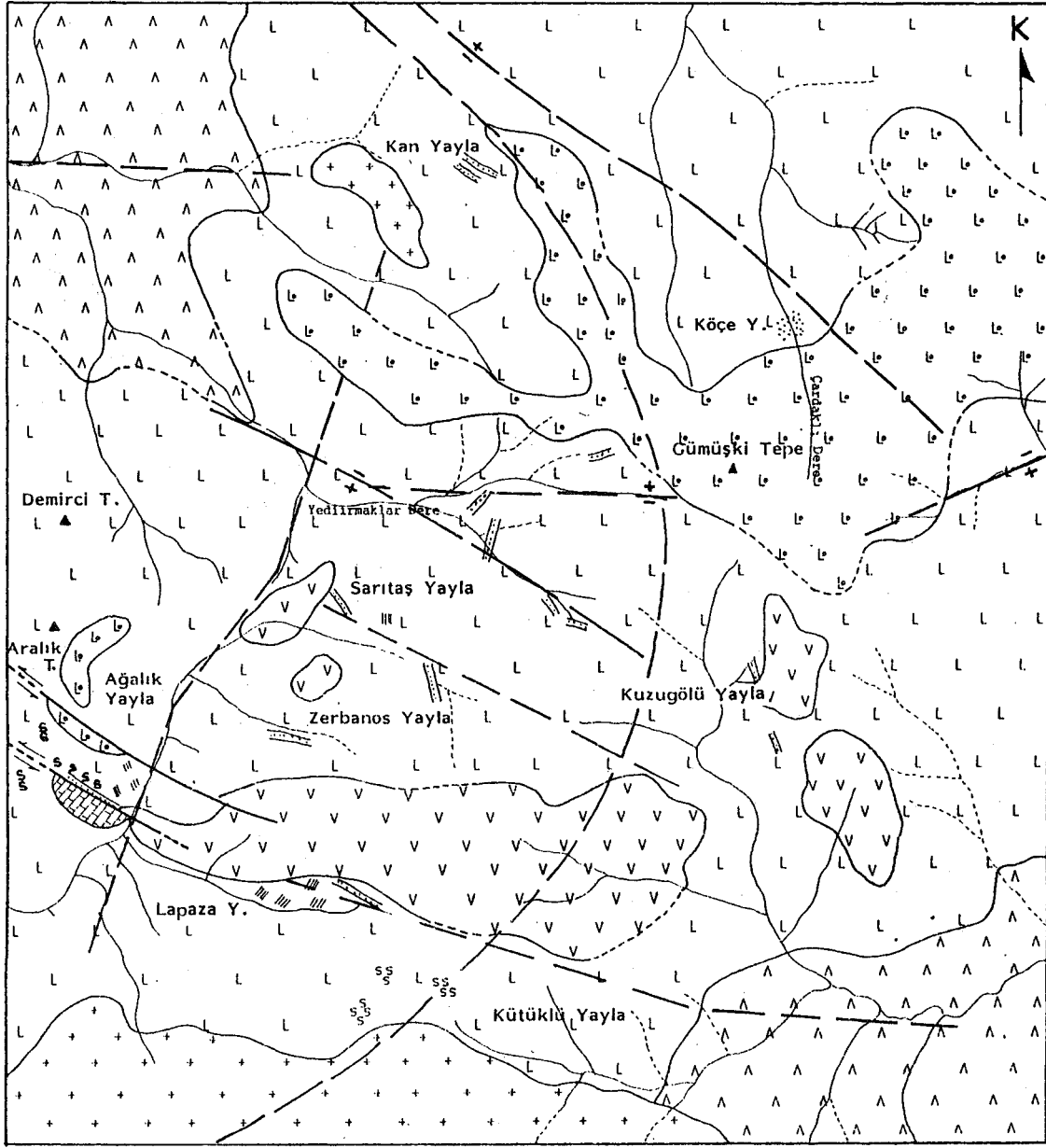
Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Jura - Alt Kretase yaşlı birimlerin hemen üzerine gelen ve önemli sülfürlü mineralizasyonları içeren dasitik - riyodasitik lav ve tüfler, araştırmacılar tarafından "Cevherli dasit" olarak adlandırılırlar (Alpan, 1971; Aslaner, 1977; Özsayar ve diğ.,

1981). Gümüşki Tepe civarında, üst kesimleri kısmen breşli yapıda da gözlenen bu birim içinde, Köçe Yayla masif sülfid cevherleşmesiyle, Zerbanos Yayla, Sarıtaş Yayla, Kan Yayla ve Kuzugölü Yayla ve Yediirmaklar Dere yörelerinde damar tip cevherleşmeler gelişmiştir (Şekil 2). İnceleme alanında, etkisinde kaldığı hidrotermal ve yüzeysel ayrışma sonucu oluşan minerallerin cinsine bağlı olarak grimsi, sarımsı ve açık yeşilimsi renkler ve toprağimsi özellikler gösteren bu kayalar, bol miktarda özşekilli pirit kristalleri içerir. Kil, limonit, serisit, klorit ve kalsit gibi ayrışma minerallerince oldukça zenginlerdir. Pontidlerin hemen her yerinde olduğu gibi, Gümüşki yöresinde de cevherli dasitlerin en önemli ayırtman özellikleri, çoğunlukla serisit ayrışması ve pirit mineralleşmesi içermesidir (Aslaner, 1977; Gedikoğlu, 1978; Yalçınalp, 1983; Van, 1990).

Dikkaya dasiti

Renginin ayırtman özelliğinden dolayı önceki çalışmalarda Mor dasit adı verilen; Yalçınalp (1992) tarafından uluslararası adlandırma kurallarına göre Dikkaya dasiti olarak tanımlanan dasitik ve riyodasitik kayalar Gümüşki Tepe civarında yüzeylenirler. Ayrıca kendinden daha yaşlı olan birimleri kesen irili ufaklı daykaları da mevcuttur (Şekil 2). Cevherli dasitlerin hemen üzerine gelen bu birim, cevherli dasitlere oranla koyu renkli ve daha sert topografyalar oluşturur. Riyodasit karakterdeki kesimleri akma yapısı gösterir. Cevher minerali içermez ve hidrotermal ayrışma göstermez. Cevherli

VALLES TİPİ KALDERA CEVHERLEŞMESİ



AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)

0 200 500 m.

Tersiyer (Tertiary)		Zigana Granitoyidi Zigana Granitoid		Damar tip cevherleşmeler Vein type mineralizations
Üst Kretase (Upper Cretaceous)		Kiranoba Birimi Kiranoba Unit		Masif sülfid tip cevherleşme Massive sulphide type mineralization
		Dikkaya Dasiti Dikkaya Dacite		Skarn tip cevherleşmeler Skarn type mineralizations
		Cevherli Dasit Ore-bearing Dacite		Cevher cürufu Ore slag
Malm-Alt Kret. (Malm-Lower Cre.)		Berdiga Formasyonu Berdiga Formation		Fay ve olası fay Fault and probable fault
Liyas (Lias)		Pontid Alt Bazik Karmaşığı Pontide Lower Basic Complex		

Şekil 2. Gümüşki (Maçka - Trabzon) yöresinin jeoloji ve mineralleşme haritası.

Figure 2. Geological and mineralization map of Gümüşki (Maçka - Trabzon) area.

dasitlerde çok nadir görülen prizmatik yapı, Dikkaya dasitine ait lavlarda çok yaygın izlenmektedir. Dikkaya dasitine ait türler yörede genellikle riyodasitik karakterli olup, oldukça iyi tabakalanma gösterirler. Tabaka doğrultusu KD - GB olup, eğimleri 25 - 50° KB ya doğrudur.

Kıranoba birimi

Yalçınalp (1992) tarafından tanımlanan birim Üst Kretase yaşlı bazalt, andezit lav ve piroklastiklerinden oluşmuştur. İnceleme alanında Labaza yayla kuzeydoğusu ve Kuzugözü yayla civarında yüzeylenen Kıranoba birimine ait kayalar, mineralojik olarak Pontid alt bazik karmaşığınaya ait kayalarla benzer özellikler göstermesine rağmen, daha az ayrılmış ve spilitleşmeye uğramamış olmaları nedeniyle gerek makroskobik gerekse mikroskobik olarak kolayca ayırt edilebilirler. Piroklastik ürünleri oluşturan tüf ve aglomeralar çok iyi çimentolanmış ve yer yer tabakalanma gösteren sert görünüşlü kayalardır. Tüfler volkanik kayaç parçaları ile bunların arasını dolduran kristal ve cam parçalarından oluşmuştur. Bazik tüflerdeki tabaka doğrultusu ise KD - GB ve eğimleri de 15 - 35°KB' yağıdır.

Zigana granitoyidi

İnceleme alanının güneyinden itibaren geniş yayılım gösteren bu kayaların adı, zirvelerini oluşturduğu Zigana Dağları'ndan türetilmiştir (Yalçınalp, 1992). Granitoyidin ayrıca Kan yaylanın batısında da küçük bir yüzleği vardır (Şekil 2). Zigana granitoyidi, Üst Kretase yaşlı kayaları keserek kontak metamorfizmaya uğratmış ve çok küçük ölçekli skam mineralleşmelerini oluşturmuştur. Genellikle orta ve ince taneli olup, açık pembeden griye kadar değişen renkler gösterirler. Çatlak sistemlerinin yoğun olduğu yörelerde arenalaşma hakimdir. Mikroskobik incelemelerde Zigana granitoyidini oluşturan kayaların kuvarslı mikrodiorit, mikrogranit ve granodiorit büşimli oldukları tesbit edilmiştir. Kan yayla batısındaki granitoid yüzleği ise kuvarslı mikrodiorit karakterindedir.

GÜMÜŞKİ YÖRESİ CEVHERLEŞMELERİ

İnceleme alanında, genellikle egemen kırık sistemi-ne bağlı olarak gelişmiş çok sayıda sülfürlü cevherleşmeler bulunmaktadır (Şekil 2). Bu cevherleşmelerden Kan yayla, Kuzugözü yayla, Yedi İrmaklar, Sarıtaş yayla, Zerbanos yayla ve Lapaza yayla yörelerindeki hidrotermal damar tip; Köçe yayla yöresindeki masif sülfid tip; Ağalık yayla ve Kütüklü yayla civandakiler ise kontak metamorfik tip yataklardır.

Hidrotermal damar ve masif tip cevherleşmeler cevherli dasitler içerisinde gelişmiştir. Cevher damarlarının kenar kısımları ve yakın kesimleri, hidrotermal eriyiklerin etkisi ile çok fazla silisleşmiş, killeşmiş ve

serisitleşmiştir. Masif cevher etrafında genellikle killeşme, kloritleşme, silisleşme ve az oranda da piritleşme hakimdir. Kontak metamorfik cevherleşmelerde ise yaygın olarak hematitleşme, epidotlaşma ve silisleşme görülür.

Kuzugözü yayla damarı (KG)

Yaylanın doğusunda, dere vadilerinde yüzleklenen damar 80 cm kalınlığındaki bir kırık zonunda saçınımlı yapıda gelişmiş olup, uzanımı 650 m takip edilmektedir. Cevher K20D doğrultulu ve 70°GB ya eğimlidir (Şekil 2). Yoğun silisleşmenin hakim olduğu damarda makroskobik olarak pirit, palen, sfalerit ve nadir olarak ta kalkopirit görülmektedir. Mikroskobik incelemelerde eş kökenli mineraller olarak pirit, markasit, kalkopirit, galen, sfalerit, tetraedrit, kuvars, kovellin ve dijenit tanelerinin kuvars içinde saçınımlı bir şekilde yerleştikleri belirlenmiştir.

Yedirmak damarları (YD)

K30D doğrultulu ve 50°GD ya eğimli bir fay zonuna yerleşmiş damarın kalınlığı maksimum 25 cm kadardır. 30 m izlenebilen cevherleşmede mineraller pirit, kalkopirit, malakit ve azuritten ibarettir (Şekil 2).

Bir diğer K20D doğrultulu, ortalama 15 cm kalınlığındaki galen, sfalerit ve piritten oluşan damar 10 m izlenmekte olup, 40°KB ya eğimli olduğundan birinci damarla kesiştiği düşünülmektedir.

Sarıtaş yayla damarı (SY)

Yörede eskiden işletilmiş olan çökmüş bir galeri ve izabe curuflan yer almaktadır. K35B doğrultulu bir zonda yerleşmiş kalkopirit, galen, sfalerit, malakit ve azuritten oluşan bir cevherleşme izlenmektedir. Damann ortalama kalınlığı 25 cm dir (Şekil 2). Cevherleşme civarında izlenen yoğun silisleşme, killeşme, serisitleşme, piritleşme ve hematitleşme; damarın daha derin kesimlerde önemli boyutlara ulaşabileceği izlenimi vermektedir.

Zerbanos yayla damarı (ZD)

K10B doğrultulu olan damarın eğim yönü 75°KD yadır. Ortalama cevher kalınlığı 50 cm olup, arazide 30 m izlenmektedir (Şekil 2). Başlıca cevher mineralleri galen ve gümüşlü tetraedrittir. Yöredeki Zn içermeyen tek damardır. Damar, fosil bir heyelan zonu içinde yer alır. Kalınlığı 30 m ye varan molozu açılarak ortaya çıkartılmıştır. Cevherleşmenin büyük bir kesimi, heyelan nedeniyle kopmuş ve yamaç molozu içinde büyüklükleri 10 cm den 2 m ye varan parçalar halinde dağılmıştır. Damann derine doğru konumunu ortaya çıkarmak için yapılan sondajlar da cevherleşmenin yüzeyden itibaren hemen incelenerek bittiğini, kırık zonunun derin kesimlerinin ise cevhersiz olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca

VALUES TİPİ KALDERA CEVHERLEŞMESİ

mikroskobik incelemelerde, cevherleşmenin oldukça şiddetli bir kırılma fazı geçildiği ve bunun sonucunda galen minerallerinin yapraklanma özelliği kazandığı saptanmıştır.

Lapaza yayla damarları (LY)

Yaylanın doğusunda yüzeyleyen K40B doğrultulu bir damar olup mineralleşmenin uzanımını ortaya çıkarmak için, doğrultu boyunca 85 m uzunluğunda 10 m genişliğinde bir yarma açılmıştır. Ancak damarın en az 200 m devam ettiği yamaç yüzeyinde görülen yaygın demir şapkadan anlaşılmaktadır. Cevherli damar, yüzeyde izlenebilen kesimde tümüyle okside olmuş ve yıkanmıştır. Bu zondaki yaygın mineraller hematit, götit, bornit, malakit, azurit, pirit ve az miktarda da galendir. Özellikle damar zonundaki killeşmiş ve silisleşmiş kesimlerde zinober oluşumları dikkati çekmektedir. Ayrışmanın yaygın olduğu zonun genişliği 45 m dolayındadır. Bu damarın kuzeydoğusunda bu damara paralel 1 - 5 cm kalınlığında 4 damarlık daha vardır. Yöredeki, eskiden işletilmiş iki damar tip cevherleşmeden biri olan bu yataktan çıkan pasa ve izabe artıklarına rastlanmaktadır. Yapılan mikroskobik incelemelerde, aynı kökenli mineraller olarak sfalerit, galen, nabit altın, elekturum, tetradrit, kovellin ve pirit tesbit edilmiştir. Gang mineralleri ise kuvars, kalsit, jips ve barittir.

Köçe yayla cevherleşmesi (KC)

Yaylanın doğusunda Çardaklı Dere içinde, cevherli dasit ile Dikkaya dasiti dokanağında, derenin aşındırmasına bağlı olarak ortaya çıkmış genellikle masif, alt kesime doğru saçmımlı ve ağsal yapı gözlenen sülfid cevherleşmesi yüzleği yer almaktadır (Şekil 2). 10 x 8 m boyutlarındaki masif yapıdaki pirit ve çok az kalkopirit, galen ve sfalerit mineralleşmelerinden oluşan kütlelerin uzanımı her iki dasitin dokanağıyla uyumlu bir şekildedir. Masif kütlelerden alınan cevher örneğinin mikroskobik incelemesinde mineralleşmenin büyük miktarını düşük ısıda oluşmuş bakteri piritlerinin oluşturduğu izlenmektedir. Kalkopirit, galen ve sfalerit tanecikleri ise saçmımlı yapıda daha seyrek olarak bulunur. Mineralleşme civarında görülen yoğun hidrotermal ayrışmanın ürünlerini, kaolenleşme, silisleşme, baritleşme ve limonitleşme oluşturmaktadır. Cevher mostrası çevresinin oldukça kalın bir yamaç molozuyla örtülü olması daha detaylı bilgi edinilmesini kısıtlamaktadır. Cevherleşmenin jeolojik yerleşimi ve mineralojik gözlemler, Köçe yayla zuhurunun masif sülfid tipte cevherleşme olduğunu kanıtlamaktadır.

Ağalık ve Kütüklü yayla cevherleşmeleri (AC)

Ağalık yaylanın 700 m güneyinde Malm - Alt Kre-tase yaşlı Berdiga formasyonu'na ait kireçtaşlarıyla, Üst Kretase yaşlı dasitik kayaçların dokanağında piro-

metasomatik bakır - pirit cevherleşmesi gelişmiştir (Şekil 2). K30B yönünde açılmış dört eski galeri bulunmaktadır. Galerilerden çıkartılan cevhere ait pasa ve izabe artığı cüruflarda yoğun malakitleşme görülmektedir. Cevher, silisli bir fay zonunda 10 - 50 cm lik cepler şeklinde gelişmiştir. Parlak kesitlerde eş kökenli kalkopirit, pirit, spekülait ve nadiren sfalerit; ikincil mineral olarak da kuprit, götit, azurit, malakit ve dijenit tesbit edilmiştir. Gang mineralleri kuvars, kalsit, epidot ve aktinottur.

İnceleme alanının güneyinde Kütüklü yayla yöresinde, Cevherli dasitler içinde büyüklükleri 2 - 8 m arasında değişen spekülait kafaları görülmektedir. Yapılan incelemelerde cevher yüzleklerinin devamlılık göstermediği tesbit edilmiştir.

Kan yayla damarları (KY)

Çalışma alanının en önemli cevherleşmesi olan Kan yayla damarları, Kan yayla KB sında birbirine paralel konumda olan K40B doğrultulu ve 35°KD ya eğimli, ortalama 70 cm kalınlığındaki iki Zn - Pb damarı olarak izlenmektedir. Cevher sfalerit ve galenle, az oranda kalkopirit ve piritten oluşur. Gang minerali olarak az miktarda kuvars, ametist, barit ve kalsit izlenir. Her iki damarın üst seviyelerinde hakim mineral galendir. Eğim yönünde aşağı kesimlere doğru inildikçe galen azalır çinkoblend artmaktadır. Pirit ve kalkopirit miktarı da alt kesimlere doğru artış göstermektedir.

Cevherleşmelerin mineralojik ve kimyasal özellikleri

Gümüski yöresi damar tip cevherleşmelerinde mikroskobik olarak benzer özellikler gözlenir. İşletilmekte olan Kan yayla damarlarının çeşitli kesimlerinden alınan örneklerden yapılan mikroskobik incelemeler sonucu mineral parajenezi ve oluşum sırası Çizelge 1'deki gibi belirlenmiştir.

İnceleme alanında Kan, Kuzugölü, Zerbanos, Lapaza, Sautaş yaylaları ve Yediirmaklar civarındaki damar tipi cevherleşmelerden, yatağı karakterize edecek şekilde alınan örneklerden yapılan kimyasal analiz sonuçları Çizelge 2'de gösterilmiştir.

Bu sonuçlara göre Kan yayla ve Lapaza yayla yörelerindeki cevherleşmelerin önemli miktarda (ort. 10 gr/ton) altın içerdiği görülmektedir. Yüksek kurşun oranıyla dikkati çeken Zerbanos cevherleşmesinde, galenle birlikte bulunan gümüşlü tetradritler bağlı olarak gümüş miktarı da oldukça yüksek rakamlara ulaşmaktadır. Altının göstergesi olarak bilinen arsenik ve antimonun altına göre dağılımı incelendiğinde, altının antimon miktarının artmasına bağlı olarak arttığı, arseniğin ise doğrusal bir orantı göstermediği tesbit edil-

Çizelge 1. Kan yayla cevherleşmesi parajenezinde bulunan minerallerin olası oluşum sırası.

Table 1. Mineral assemblage and probable paragenetic sequence of the Kan yayla deposit.

Pirit
Kaikopirit I
Calen 1
Sfalerit
Kaikopirit II
Fahlerz
Nabit Altın
Elektrum
—————Kırılma
Kaikopirit III
Galen II
Frayberjit
Ag-Au-Sb sülfotuzları
Kuvars-Ametist
Barit
Kovellin-Dijenit

mistir .Kadmiyum belirgin olarak çinkoya bağlıdır Çizelge 2 den de görüldüğü gibi çinko oranı arttıkça kadmiyum miktarı da artmaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Trabzon'un güneyinde yer alan Gümüski ve yakın yöresinin kayaçlarını Jura yaşlı Pontid alt bazik karmaşığı, Malm - Alt Kretase Yaşlı Berdiga formasyonu, Üst Kretase yaşlı cevherli dasit - Dikkaya dasiti - Kiranoba birimleriyle, Tersiyer yaşlı Zigana granitoyidi oluşturur. Tüm cevherleşme ve mineralleşmeler cevherli dasit birimi içinde yer almaktadır. İnceleme alanında yapılan jeolojik çalışmaların yanı sıra yöreye ait uzay ve hava fotoğrafları da incelenmiştir. Bu çalışmalar sonucunda yöreyi de içine alan 10 km çaplı bir alanda dairesel çökme yapısının (kaldera) hakim olduğu ve buna bağlı olarak dairesel ve ışımsal kırık yapılarının gelişmiş olduğu ortaya konmuştur (Şekil 2). Cevherleşmelerin tümü, kalderanın doğu kesimindeki fay ve kırık sistemlerine bağlı olarak gelişmiştir. İnceleme alanında yoğun bir şekilde gözlenen fayların hiçbirisi bölgesel ölçekte değildir. Bunlar uzunlukları bir kaç kilometreyi geçmeyen düşey veya eğim atımlı normal faylardır. Fayların bir kısmının doğrultusu çember şeklinde olup, kaldera kenar sınırını belirler. Bir kısmı da kaldera merkezine doğru uzanan doğrultulardadır.

Bilindiği gibi kalderalar küçük (10 km den az) çaplı, volkanik faaliyetlerin etkin olduğu yuvarlağımsı çöküntü yapılarıdır. Kalderalar, küçük hacimli magma odalarının üst kısımlarının boşalmasıyla çökmesi, buna bağlı olarak piroklastik kayaç ve lav akıntılarının yüzeylenmesi şeklinde oluşurlar. Valles tipi kaldera deyimi ilk defa Smith ve Bailey (1968) tarafından oldukça büyük

Çizelge 2. Gümüski yöresine ait damar tip yataklardan derlenen cevher örneklerinin kimyasal analiz sonuçları (KY: Kan yayla, KG: Kuzgölü yayla, ZD: Zerbanos yayla, LY: Lapaza yayla, SY: Sarıtaş yayla, YD: Yediirmaklar cevherleşmeleri).

Table 2. Chemical analyses of ore samples collected from the veins of the Gümüski area (KY: Kan yayla, KG: Kuzgölü yayla, ZD: Zerbanos yayla, LY: Lapaza yayla, SY: Sarıtaş yayla, YD: Yediirmaklar cevherleşmeleri).

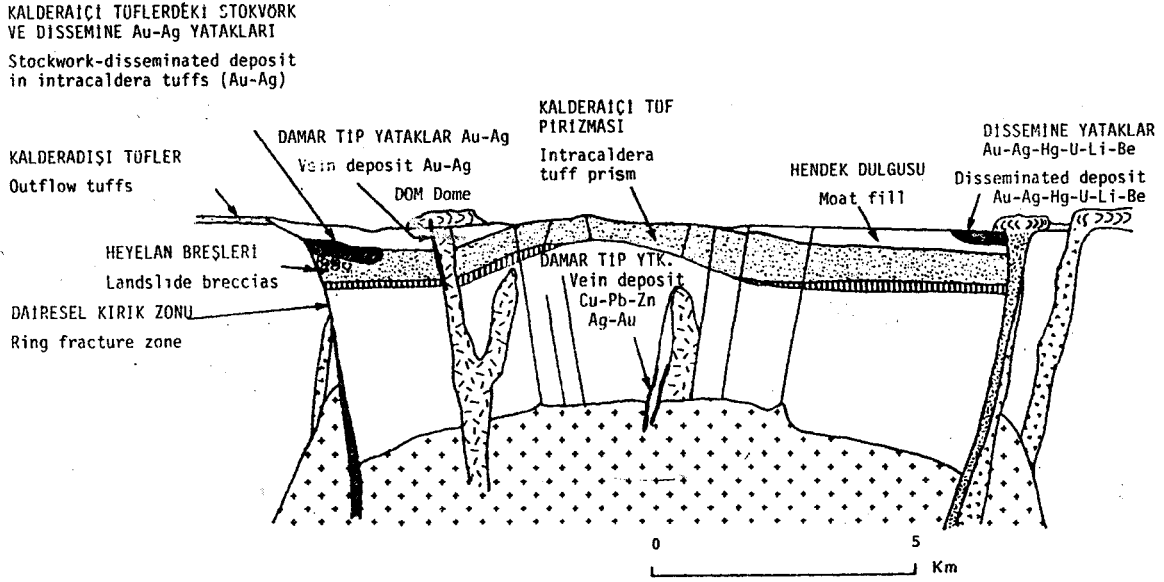
	KY-1	KY-2	KY-3	KG-1	KG-2	KG-3	ZD-1	ZD-2
% Pb	3.92	4.27	5.03	2.82	3.16	7.17	74.80	70.86
% Zn	19.69	21.19	10.46	6.46	9.87	16.18	0.06	0.04
% Cu	0.57	0.71	0.47	0.30	0.28	0.56	0.25	0.36
ppm Au	18.70	7.91	7.61	0.02	0.03	0.50	0.10	0.02
ppm Ag	31	47	30	36	40	58	1432	1266
ppm As	129	111	126	46	30	44	580	402
ppm Sb	65	66	60	<20	<20	<20	<20	48
ppm Cd	847	1146	622	288	106	810	<2	<2

	ZD-3	LY-1	LY-2	SY-1	SY-2	YD-1	YD-2
% Pb	50.66	1.18	2.16	1.20	2.50	0.53	4.90
% Zn	0.11	8.48	3.55	3.00	6.60	2.27	20.15
% Cu	0.47	0.18	0.51	0.10	0.10	0.22	1.17
ppm Au	0.05	10.50	9.45	0.02	0.02	0.05	0.02
ppm Ag	875	17	85	10	20	8	37
ppm As	216	44	65	241	168	91	181
ppm Sb	<20	45	52	27	45	28	52
ppm Cd	<2	158	76	132	271	80	657

(20 - 30 km) çaplı, riyodasilik veya dasitik ürünlerin hakim olduğu dairesel çöküntü yapıları için kullanılmıştır. Bunların normal kalderalardan farkı, daha büyük ölçekte olmaları ve belli bir dönemden sonra yeniden yükselerek yoğun bir şekilde dairesel ve ışımsal kırık sayısını arttırmış olmasıdır. Bu sistemde bir çok farklı kimyasal ve mineralojik özellikteki birimlerin varlığı, day ve huni - dayklann bulunmayışı Valles tipi kalderayı işaret eder (Smith ve Bailey, 1968). Sillitoe ve Bonham (1984)'a göre yeniden yükselmemeyen kalderaların çoğunluğu cevherleşme içermez. Amerika Birleşik Devletleri'nde Colorado ve Nevada'daki bir çok maden yatağı Valles tipi kalderaların kırık sistemlerine bağlı olarak gelişmiştir. Şekil 3'de Valles tipi kalderalara bağlı olarak gelişmiş ideal bir maden yatağı modeli görülmektedir (Sillitoe ve Bonham, 1984)

Yıldız (1983), Doğu Karadeniz Bölgesini kapsayan uzay görüntüleri üzerinde yaptığı incelemelerde saptadığı dairesel ve eliptik yapıların masif, ağısal ve damar tip Cu - Pb - Zn cevherleşmeleriyle yakın ilişkili olduğunu, Artvin, Rize, Trabzon ve Ordu yörelerindeki cevherleşmelerin de dom veya kaldera yapılarına bağlı olarak gelişmelerini belirtmiştir. Ayrıca, Aslaner (1977), Gedikoğlu (1970) ve Gedikoğlu ve diğ. (1982) yaptıkları jeolojik çalışmalarda, Trabzon ve Giresun yörelerindeki masif ve damar tip cevherleşmelerin dairesel çöküntü yapılarınca kontrol edildiğini ortaya koymuşlardır. Gümüski yöresinde, yüzleklerini gördüğümüz granitik faaliyetlerin sonucunda, belli başlı kırıklara bağlı olarak gelen hidrotermal eriyikler, gözenekliliği yüksek litik riyodasitik tüfler içindeki uygun

VALLES TİPİ KALDERA CEVHERLEŞMESİ



Şekil 3. Valles tipi kalderayla ilişkili maden yatağı tiplerinin idealleştirilmiş modeli (Sillitoe ve Bonham, 1984).

Figure 3. Idealized model of possible ore deposit types related to a valles - type caldera (Sillitoe and Bonham, 1984).

kırıklarda, bilhassa damar tipi mineralleşmelerin depolanması ve yoğun hidrotermal ayrışma meydana getirmiştir. Köçe yayla masif sülfid mineralleşmesi de tüm Pontid'lerde olduğu gibi, Üst Kretase yaşlı dasitik denizaltı volkanizmasının bir ürünüdür. Metasomatik cevherleşmelerde saptanan cevher ve gang mineralleri parajenezile yüksek oluşum ısıları değerler, bunların Zigana granitoidi'nin sokulumu esnasında oluştuğunu ortaya koymaktadır. Damar tipi cevherleşmelerin doğrultularının yöredeki eş merkezli ve ışınal kırık sistemleriyle varlığı, Gümüşki yöresi damarlarının bir kaldera ortamında oluştuğunu göstermektedir. Kan yayla ve Labaza yayla damarları gerek kurşun - çinko, gerekse altın yönünden önemli cevherleşmeler niteliğindedirler. Labaza Yayladaki cevherleşmenin yikanmış üst kesiminde saptanan yüksek altın ve çinko, gerekse altın yönünden önemli cevherleşmeler niteliğindedirler. Labaza yayladaki cevherleşmenin yikanmış üst kesiminde saptanan yüksek altın ve çinko değerleri (Çizelge 2) ve mineralojik veriler derin kesimlerde zengin bir cevherleşmeyi işaret etmektedir. Zerbanoş Yayla yöresindeki damarın gümüş ve kurşun içeriği (Çizelge 2) oldukça yüksek olmasına rağmen, yapılan sondaj ve yarma çalışmaları rezerv yönünden ekonomik bir potansiyel olmadığı tesbit edilmiştir. Köçe yayla cevherleşmesi masif sülfid tipte bir zuhurdur. Yöredeki diğer damarlar ve kontak meiomorfik tip cevherleşmeler ekonomik yönden önemli değildir. Damar

tipi mineralleşmelerde yapılan kimyasal analizlerde, altının antimuan, gümüşün kurşun ve kadmiyumun da çinko oranına bağlı olarak arttığı ortaya konmuştur.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alpan, T., 1971, Of - Trabzon arasının jeolojik etüdü MTA Rap. No: 1177, Ankara (Yayımlanmamış).
- Anglo - Tur, 1992, Report on work carried out on the Gümüşki Tepe option, south of Trabzon (Yayımlanmamış).
- Aslaner, M., 1977, Türkiye bakır - kurşun - çinko yataklarının jeolojik ve bölgesel sınırlamasıyla plaka tektoniği yönünden incelenmesi. KTÜ Yer Bil. Fak. yayını No: 12 70 s. Trabzon.
- Calap, K., 1987, Gümüşki (Maçka - Trabzon) yöresi madenlerinin incelenmesi. KTÜ Fen Bil. Ens. Yüksek Lisans Tezi, Trabzon (Yayımlanmamış).
- Gedikoğlu, A., 1970, Etude géologique de la région de Gököy (province d'Ordu - Turquie): These de Doctorat Grenoble (Yayımlanmamış).
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit granit karmaşığı ve çevre kayaları (Giresun - Doğankent). Doçentlik Tezi, KTÜ Yer Bil. Fak. Jeoloji Böl. (Yayımlanmamış).
- Gedikoğlu, A., Pelin, S. ve Özsayar, T., 1982, Gököy (Ordu) yöresinde bir paleo - kaldera ile cevherleşmelerinin konumu arasındaki ilişkiler. KTÜ Yer Bil. Dergisi, 2/1-2,119-129, Trabzon.

- Gülibrahimoğlu, I., 1986, Trabzon ili Arsin - Araklı - Sürmene ve Çaykara ilçelerinin güney yörelerinde jeolojik incelemeler. MTA Raporu No: 980 Ankara (Yayımlanmamış).
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A., 1981, Doğu Pontid-ler'de Kretase. KTÜ Yer. Bil. Derg. /2, 65 - 115, Trabzon.
- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) Güneydoğu Yöresinin Petrol Olanakları Bakımından Jeolojik incelemesi. KTÜ Yayın No: 87, 103 s. Trabzon.
- Schultze - Westrum, H.H., 1961, Giresun civarındaki Aksu Deresinin jeolojik profili; Kuzeydoğu Anadolu'da Doğu Pontus cevher ve mineral bölgesinin jeolojisi ve maden yatakları ile ilgili mütaalalar. MTA Derg. 57, 65 - 74, Ankara.
- Sillitoe, R.H. ve Bonham, H.F., 1984, Volcanic landforms and ore deposits Econ. Geol. 79, 1286 - 1298.
- Smith, R.L., and Bailey, R.A., 1968, Resurgent Cauldrons; Coats, Robert R. et. al. ed Studies in Volcanology de: Geol. Soc. Amer. Meni. 116, 613 - 662.
- Van, A., 1990, Pontid kuşağında Artvin bölgesinin jeokimyası, petrojenezi ve masif sülfid mineralizasyonları. Doktora Tezi, KTÜ Fen. Bil. Ens., 175 s., Trabzon (Yayımlanmamış).
- Yalçınalp, B., 1983, Sürmene - Aksu (Trabzon) yöresinin jeolojisi ve metallojenezi. Yüksek Lisans Tezi KTÜ Jeoloji Müh. Böl., 55 s., Trabzon (Yayımlanmamış).
- Yalçınalp, B., 1992, Güzelyayla (Maçka - Trabzon) porfiri Cu - Mo cevherleşmesinin jeolojik yerleşimi ve jeokimyası. Doktora Tezi KTÜ Fen Bil. Ens., 170 s., Trabzon (Yayımlanmamış).
- Yıldız, B., 1982 - 1983, Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Cu - Pb - Zn cevherleşmelerinin uzay görüntülerinden saptanan çeşitli yapılar ile ilişkisi. MTA Derg. 99 - 100.

Makalenin geliş tarihi: 27.10.1995

Makalenin yayına kabul tarihi: 14.12.1996

Received October 27, 1995

Accepted December 14, 1996