

## Çataltepe (Lapseki-Çanakkale) Pb-Zn±Cu±Ag Yatağı'nın Jeolojisi ve Alterasyon Özellikleri

### *Geology and the Alteration Features of the Çataltepe (Lapseki-Çanakkale) Pb-Zn±Cu±Ag Deposit*

GÖKHAN DEMİRELA<sup>1\*</sup>, SİNAN AKISKA<sup>2</sup>, İ. SÖNMEZ SAYILI<sup>3</sup>, İLKAY KUŞCU<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Aksaray Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, TR-68100, Aksaray

<sup>2</sup>Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, TR-06100, Tandoğan/Ankara

<sup>3</sup> Fe-Ni Madencilik, Ceyhun Atıf Kansu Caddesi, 1368 Sokak, No: 6/4 Balgat, Ankara

<sup>4</sup> Muğla Sıtkı Koçman Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, TR-48100, Muğla

Geliş (received) : 27 Mayıs (May) 2014

Kabul (accepted) : 18 Temmuz (July) 2014

#### ÖZ

Biga Yarımadası'nın KB ucunda ve Çanakkale ili Lapseki ilçesi doğusunda yer alan Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağı, Kretase yaşlı Çamlıca metamorfitlelerinin mermerleri içinde ve onların diğer kayalarla olan dokanakları boyunca genellikle litolojik kontrollü olarak gelişmiş bir cevherleşmedir. Şu an aktif olarak üretim yapılan işletme alanında cevherleşmelerin genel doğrultu/eğimi mermer ve diğer metamorfitlelerinin genel doğrultu/eğimine uyumlu olup yaklaşık K40°B/40°KD'dur. Mikroskobik çalışmalar prograd evreye özgün granat ve piroksen minerallerinin varlığını ve bu minerallerin retrograd evrede karbonatlaşıp epidotlaştığını göstermektedir. Cevher mineralleri olarak kahverengi sfalerit, bal renkli sfalerit, galenit, kalkopirit, pirit, pirotin, valeriit, manyetit, hematit, markazit, arsenopirit ve limonit mineralleri izlenmektedir. Retrograd evre sırasında gelişen cevherleşmeler dokusal olarak masif dokulu cevherleşmeler ve saçınımlı dokulu cevherleşmeler olmak üzere iki gruba ayrılmakta ve masif dokulu cevherleşmeler saçınımlı dokulu cevherleşmeler tarafından kesilmektedir. Bu cevher minerallerine karbonat, klorit ve kuvars mineralleri eşlik etmektedir. Geç evre alterasyonlar başlıca manganoksit-hidroksit, limonit, karbonat ve kalsit mineralleri ile temsil edilmekte olup prograd ve retrograd evre alterasyonlarını maskeleymektedir.

Çalışmalar sırasında elde edilen veriler, Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının mermer-metakumtaşı/kuvarsit dokanakları boyunca ve esas olarak mermerler içinde bir magmatik etki ile evrimleşen cevherli çözeltilerden itibaren oluştuğuna işaret etmektedir. Ayrıca veriler, sıcaklık bakımından mezo-epitermal koşullarda oluşan distal Pb-Zn skarn yataklarına göre biraz daha sığ kesimlerde ortaya çıkmış epijenetik bir yatağı önermektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Biga Yarımadası, Çataltepe, Pb-Zn, skarn, epijenetik, alterasyon

#### ABSTRACT

*The Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag deposit, to the east of Lapseki (Çanakkale), in the northwestern part of Biga Peninsula, is hosted by marbles, and at the contact between marbles and other rocks of the Çamlıca metamorphics (Cretaceous). In the area, still under operation, the strike and dip of the mineralization are N40W/40° NE which is nearly parallel to the schistosity of marbles and other metamorphic rocks. The microscopic investigations indicate that*

*garnet and pyroxene minerals have been formed during prograde stages which were carbonatized and epidotized during the retrograde stage. The ore minerals are brown and honeyblende sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, valleriite, magnetite, hematite, marcasite, arsenopyrite and limonite. The textural characteristics are suggestive of two subsequent mineralization at the retrograde; massive and disseminated ore, and the former is always cut by the latter. The ore mineral assemblage is accompanied by carbonate, chlorite and quartz. The late-stage alterations which are represented by manganese oxide-hydroxide, limonite, calcite and quartz, mask the prograde and retrograde stage alterations.*

*Our data indicate that the Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag deposit was formed by ore-bearing solutions circulating particularly within marbles and along the marble-metasandstone/quartzite contacts. The data also favors an epigenetic origin for formation of the deposit under meso-epithermal conditions in areas relatively shallower than distal Pb-Zn skarn deposits.*

**Keywords:** Biga Peninsula, Çataltepe, Pb-Zn, skarn, epigenetic, alteration

## GİRİŞ

Biga Yarımadası, Pb-Zn, Cu, Mo, Au ve Ag gibi polimetalik cevherleşmelerin bulunduğu önemli bir metalojenik alt provenstir. Bu alt provens, Bulgaristan, Yunanistan, Kosova, Bosna Hersek ve Sırbistan gibi Balkan ülkeleri ile Orta Avrupa ülkelerinin bir bölümünü içine alan Serbo-Makedoniyen ve Rodop metalojenik kuşaklarına (provensine) jeolojik, metalojenik ve jeolojik ortam olarak benzerlikler sunar.

Biga Yarımadası'nda özellikle metamorfik kayaların karbonatlı seviyeleri ile volkanik-plütonik kayaların dokanakları boyunca ve volkanik kayalar içinde gelişmiş alterasyon zonlarında veya bu kayalar içerisinde fay kontrollü olarak oluşan Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmeleri, maden yatakları ile ilgilenen yerbilimcilerin her zaman ilgisini çekmiş ve oluşum mekanizmaları üzerine tartışmalara konu olmuştur. Özellikle granitoid intrüzyonlarına yakın alanlarda ortaya çıkmış metamorfik kayaların karbonatlı seviyeleri ile ilişkili cevherleşmeler, içermiş oldukları kalk-silikat mineral toplulukları ile karakterize olan alterasyonlara dayanılarak genellikle skarn tipi yataklar (kontak, kontak pnömatolitik ve kontak metasomatik) sınıfına dahil edilirken (Yücelay, 1976; Özocak, 1977; Çağatay, 1980; Tufan, 1993), cevherleşmelerin oluşumunda Tersiyer magmatizmasının rolü üzerine çeşitli görüşler (Ovalıoğlu, 1973; Çağatay, 1980; Çetinkaya, 1983a, b; Wagner vd., 1983; Anıl, 1984; İlbars vd., 2010) ortaya atılmıştır. Bu çalışmada

metamorfik istifin karbonatlı seviyeleri ile ilişkili olan Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının jeolojik, cevher ve alterasyon karakteristikleri ortaya konulmuştur. Elde edilen bulguların bölgede yer alan benzer özelliklere sahip Pb-Zn cevherleşmeleri ile karşılaştırılması yapılarak, yatak tipi ve kökenine yönelik problemlerin mevcut veriler ışığında değerlendirilmesi amaçlanmıştır.

Cevherleşmeler Çanakkale ili, Lapseki ilçesi sınırları içerisinde bulunan Nusretiye köyünün güneydoğusunda, Çataltepe köyünün ise güneybatısında ve 1/25.000 ölçekli Çanakkale H17 b3 paftasının güney kesiminde yer almaktadır. Bölgede Truva ve Osmanlı dönemlerinden kalmış pek çok antik ve eski galerinin bulunması, Biga Yarımadası'nın o dönemlerde de madencilik açısından oldukça önemli bir merkez olduğunu göstermektedir (Demirela, 2011). Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağı antik dönemlerde de işletilmiş bir yatak olup o döneme ait galerilerden çıkarılmış bazı madencilik aletleri, bugün Çanakkale Arkeoloji Müzesi'nde sergilenmektedir. 1990'lı yılların sonu itibari ile yatak içerisinde açılmış galerilerde halen Çanakkale Madencilik Şirketi tarafından belirli dönemlerde üretim yapılmaktadır. Ayrıca şirket tarafından ilk dönemlerde açılmış yarmalar içinde antik dönemlerden kalma curuf atıkları da bulunmuştur (Yalçınkaya, 2008).

## BÖLGESEL JEOLJİ

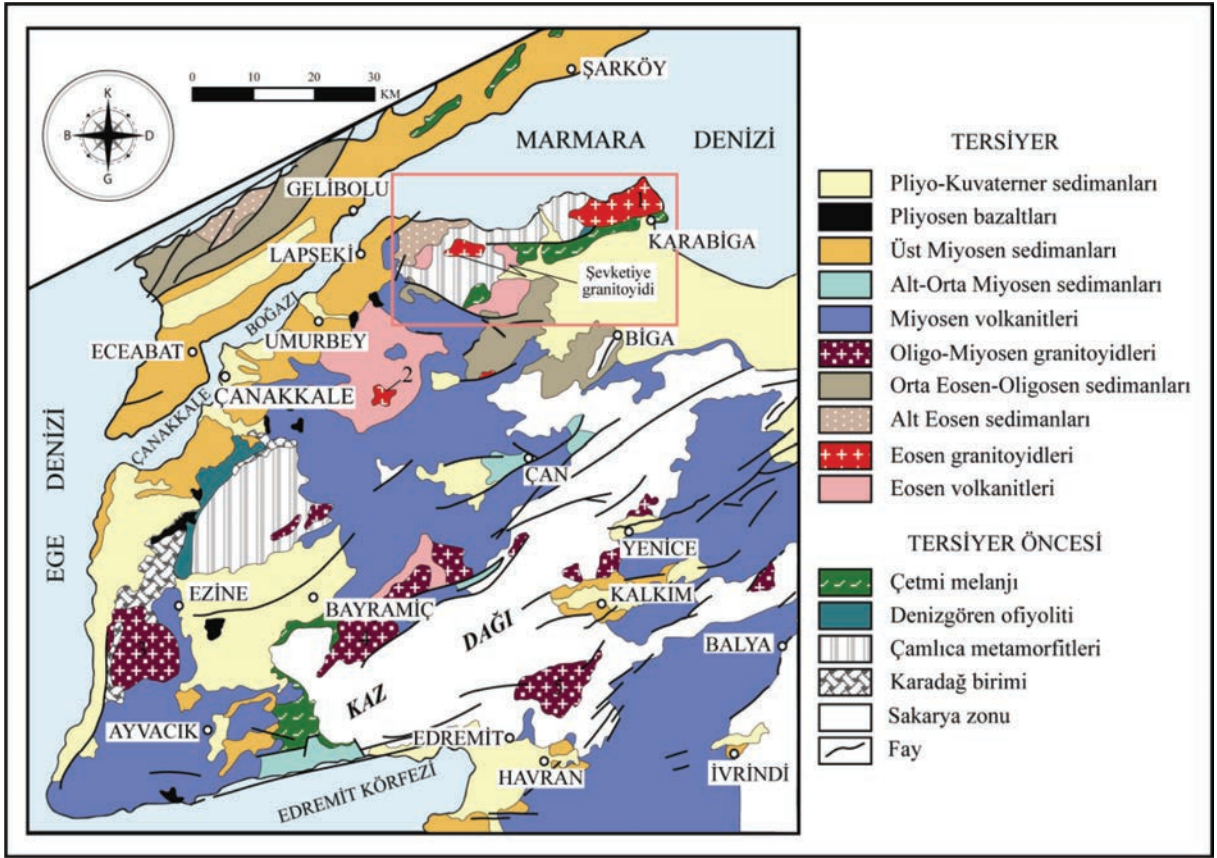
İnceleme alanı Kuzey Ege Bölgesi Alpin Orojenik Sistemi ile ilişkilendirilmektedir. Ketin (1966)'e göre Biga Yarımadası jeotektonik konum olarak Pontidler içinde yer almakta olup bu tektonik birliğin batı ucundadır.

Biga Yarımadası'nın temelini Tersiyer öncesi Permo-Triyas yaşlı metamorfitle ve ofiyolitler ile Üst Kretase yaşlı ofiyolitik melanjlar oluşturmaktadır. Bölge, Tersiyer sırasında Paleosen-Eosen'den başlayarak Miyosen sonuna kadar süregelen bir magmatizmanın etkisi altında kalmıştır. Bu sırada çoğunlukla granodiyorit bileşimli birçok granitoid kütleleri temel kayaçlarına sokulum yaparken, andezit-dasit-riyodasit-riyolit bileşimli volkanik kayaçlar ise benzer zaman aralıklarında temel kayaçlarını kesmiş veya bunları uyumsuz olarak örtmüştür. Yine bu dönemde Biga Yarımadası'nda volkanik aktiviteyle çoğu kez eş yaşlı olarak yoğun bir sedimantasyon meydana gelmiştir (Siyako vd., 1989; Okay vd., 1990, 1996, 2008; Dönmez vd., 2005, 2008; Altunkaynak ve Genç, 2008; Dilek vd., 2009). Bölgede ürünlerine rastlanan son volkanizma Pliyosen yaşlı bazaltlarla temsil olunmaktadır (Beşir, 2003). Bölgedeki tüm birimler en son olarak Pliyo-Kuvaterner yaşlı akarsu çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülmüştür (Şekil 1).

## ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

İnceleme alanında Okay (1990) tarafından tanımlanan Ezine zonu ve Ayvacık-Karabiga zonu ile Çetmi melanjına ait kayaç birimleri yüzeylenmektedir (Şekil 1). İnceleme alanının temelini Çamlıca metamorfitle ait Mesozoyik yaşlı yeşilşist fasiyesindeki metamorfik kayaçlar oluşturmaktadır. Çamlıca metamorfitle, altta beyaz, kahve ve gri renkli, çok iyi foliyasyonlu, iri-orta taneli, çoğunlukla mika minerallerince baskın mikaşistler, daha üstte ise kahve-yeşil renkli fillitlerle temsil edilir (Dönmez vd., 2008). Bunlardan başka, metamorfik kayaçlar içinde bazik kayaçlar, mermer ve ofiyolitik kayaçlara özgü mercekler gözlenmekte ve kuvars damarları izlenmektedir. Biga Yarımadası'nın temelini ait tüm birimlerinde gözlenen mermerler Çamlıca metamorfitlelerinin değişik seviyelerinde çeşitli kalınlık ve uzunluklarda

mercekler halinde gözlenmektedir (Şekil 2). Ara seviyeler halinde gözlenen bu türden merceklerin Biga Yarımadası içindeki bazı Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmelerine (Çataltepe, Handeresi, Bağırkaç, Karaaydın, Çulfaçukuru, Balya ve Altınoluk cevherleşmeleri gibi) yan kayaçlık yaptığı bilinmektedir. Ayrıca Çamlıca metamorfitleleri içerisinde haritalanabilir ölçekte bazik kayaç merceklerinin de varlığından bahsedilmektedir (Dönmez vd., 2008). Çok yaygın olmamakla birlikte şisti kayaçlar içerisinde çeşitli kalınlıklarda foliyasyona paralel veya onu kesen kuvars damarlarına da rastlanılmaktadır (Dönmez vd., 2008). İnceleme alanı içerisinde Çataltepe-Beyçayır yolu üzerinde ve Çataltepe yatağının güneyinde düşük dereceli metamorfik kayaçlar yüzeylenmekte ve bunlar Dönmez vd. (2008) tarafından tanımlanan Palamut fillit üyesine karşılık gelmektedir. Ayrıca Şengün ve Çalık (2007), Çamlıca metamorfitlelerini Andıktaş Formasyonu (metalav, metatüf ve metapellit), Dedetepe Formasyonu (muskovit kuvars şist, granat mika şist, albit epidot klorit şist, kalk şist, siyah mermer amfibolit ve eklojit) ve Salihler Formasyonu (fillit, şist ve kalkşist aradalanması) olmak üzere alttan üste doğru üç formasyona ayırmıştır. Cevherleşmelerin civarında yüzeyleyen Çamlıca metamorfitlelerine ait kayaç birimleri genellikle kuvarsit, fillit, mermer ve metakumtaşları ile temsil edilmektedir. Özellikle Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağına yakın yerlerde foliyasyon yüzeylerine paralel olarak hematit ve limonit sıvamaları gözlenmektedir. Çamlıca metamorfitlelerine ait şisti birimler içerisinde yatak civarında iki seviye halinde ve 1-3 metre kalınlığında mercekler halinde mermer seviyeleri yer almaktadır. Ayrıca bu iki mermer seviyesi çalışmaya konu olan Pb-Zn±Cu±Ag cevherleşmesinin yan kayacını oluşturmaktadır (Şekil 2). Çamlıca metamorfitlelerine ait birimlerin ilksel çökme yaşı bilinmemekle birlikte, Bingöl (1969)'e göre bu metamorfitleler güneydeki Kazdağ masifine ait Karakaya karmaşığı birimlerine karşılık gelmekte ve Üst Triyas yaşlı birimler olarak kabul edilmektedir. Okay ve Satır (2000) tarafından fengitlerden Rb/Sr izotop yöntemi ile 65-69 my arasında yaşlar elde edilmiştir. Geç Kretase döneminde metamorfizma geçirdiği düşünülen Çamlıca metamorfitleleri güneydeki Sakarya zonuna ait metamorfik kayaçlarla



Şekil 1. Biga Yarımadası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası (1: Karabiga, 2: Kuşçayır, 3: Kestanbol, 4: Bayramiç-Evciler ve 5: Eybek granitoidleri), (Siyako vd., 1989; Okay vd., 1990; Beşir, 2003 ve Altunkaynak, 2007'den yararlanılarak yeniden düzenlenmiştir).

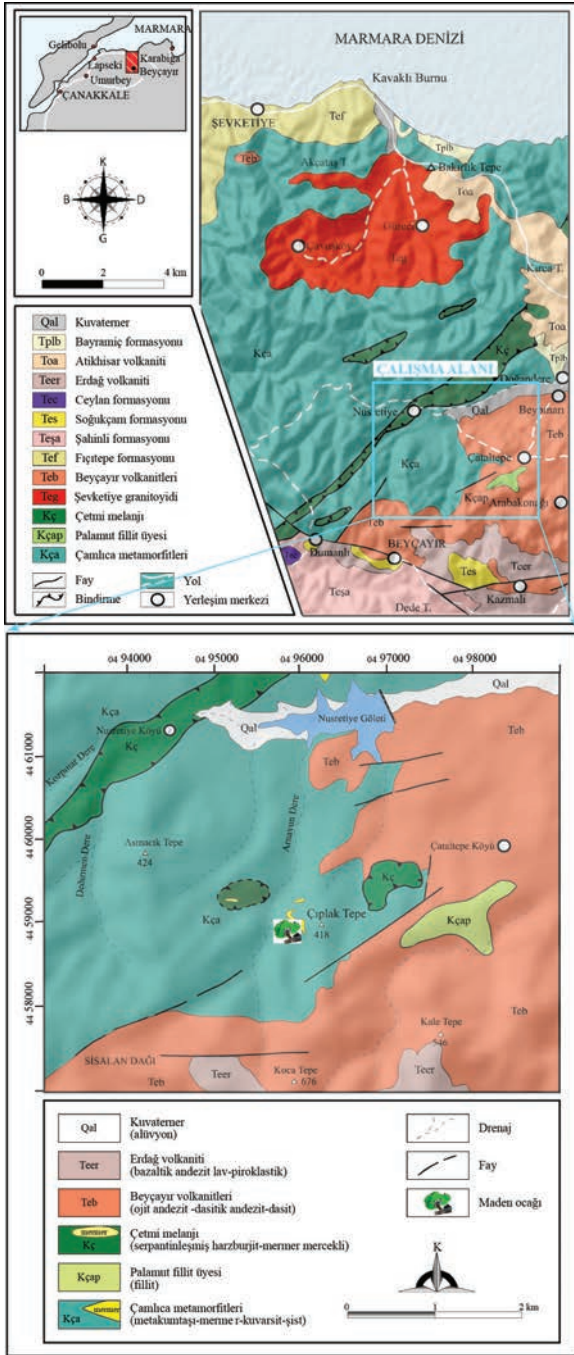
Figure 1. Generalized geological map of Biga Peninsula (1: Karabiga, 2: Kuşçayır, 3: Kestanbol, 4: Bayramiç-Evciler and 5: Eybek granitoids), (modified from Siyako et al., 1989; Okay et al., 1990; Beşir, 2003 and Altunkaynak, 2007).

deneştirilememektedir (Okay ve Satır, 2000).

Çetmi melanjı, Ezine zonu ile Sakarya zonu arasında ve her iki tektonik ünitenin üzerinde yer almaktadır. Birim ofiyolitli kayalardan daha çok, farklı köklerdeki kayaların tektonik dilim veya olistostromal bir karışık halinde bir araya gelmesi ile karakterize edilmektedir (Dönmez vd., 2008). Bölgede Çetmi melanjı içerisinde grovak, fillit, mikaşist, eklojit, serpantin, splitik bazalt, radyolarit, mermer ve kireçtaşları tektonik dilimler ve olistolitler halinde bulunmaktadır (Duru vd., 2007). Çalışma alanı içerisinde Çıplak Tepe ve Nusretiye Köyü batısında haritalanabilir ölçekte Çetmi melanjına ait serpantinleşmiş harzburjit mercerlerine de rastlanılmaktadır (Şekil 2). Bu tür kayalar kenar zonları boyunca metamorfizma etkisiyle foliyasyonlu bir yapı kazanmıştır. Litera-

türde melanjın yerleşim yaşı hakkında farklı görüşler bulunmaktadır (Dönmez vd., 2008). Okay vd. (1991) tarafından Çetmi melanjı içerisindeki blok konumlu kireçtaşlarında Erken Triyas-Geç Kretase (Turoniyen-Santoniyen) yaş aralığına karşılık gelen fosiller saptanmış ve melanjın yerleşme yaşı olarak da Geç Triyas-Paleosen yaşı önerilmiştir. Beccaletto vd. (2005), melanjı uyumsuz olarak örten geç Albiyen-Senomaniyen istifiye dayanarak melanj oluşumunun Erken-Orta Albiyen'de tamamlanması gerektiğini savunmuşlardır. Duru vd. (2007) ise melanj içinde yer alan Turoniyen-Santoniyen yaşlı kireçtaşı bloklarına dayanarak, melanjın yerleşme yaşını Santoniyen-Measrihtiyen olarak önermişlerdir.

Çavuşköy ve Güreci civarında yaklaşık 22 km<sup>2</sup>'lik bir alanda yüzeyleyen granitoidler



Şekil 2. Çalışma alanı ve yakın çevresine ait jeoloji haritası (Dönmez vd., 2008'den değiştirilerek alınmıştır) ile Çataltepe ve civarının detay jeoloji haritası (Çalapkulu, 1970 ve Çanak-kale Madencilik, 2003 değiştirilerek alınmıştır).

Figure 2. The geological map of the study area and its surrounding (modified from Dönmez et al., 2008) and detailed geological map of Çataltepe and its surrounding (modified from Çalapkulu, 1970 and Çanak-kale Madencilik, 2003).

Çalapkulu (1970) tarafından Susamalan kuvars monzoniti, Delaloye ve Bingöl (2000) tarafından ise Şevketiye granodiyoritleri olarak adlandırılmıştır (Şekil 2). Oldukça yoğun alterasyona uğramış olan granitoidin taze mostralarına ancak bazı dere içlerinde nadiren rastlanılabilmektedir. Kayaçlar içerisinde diyoritik mafik anklavlara rastlanmaktadır. Delaloye ve Bingöl (2000), granitoyitten derledikleri muskovitler üzerinde, K/Ar yöntemi ile 71 my'lık yaş elde etmişlerdir. Ancak aynı çalışmacılar, granitoidin kuzeyinde bulunan Kapıdağ granitoidine ait hornblend ve biyotitlerden yine K/Ar yöntemi ile 42-36 my'lık, Karabiga granitoidine ait biyotitlerden ise 45 my'lık yaşlar belirlemişlerdir. Beccalotto vd. (2007) Karabiga granitoidi üzerinde ksenotim minerali üzerinde U/Pb yöntemi ile 52 my'lık radyometrik yaş bulgusuna ulaşmıştır (Çizelge 1). Beccalotto vd. (2007), Delaloye ve Bingöl (2000)'ün Karabiga granitoidi için bulmuş oldukları 45 my'lık yaşı, granitoidin soğuma yaşı, kendi buldukları 52 my'lık yaşı ise granitoidin kristallenme, yani gerçek intrüzyon yaşı olarak yorumlamışlardır.

Çalışma alanında Beyçayır ve Beypınarı arasında Kaletepe civarında yüzeyleyen (Şekil 2) ve başlıca andezitik ve dasitik lav ve piroklastiklerden oluşan Beyçayır volkanitleri (Dönmez vd., 2005) Siyako vd. (1989) tarafından Akçaalan volkanitlerine, Ercan vd. (1995) tarafından ise Balıklıçeşme formasyonunun bir kısmına dahil edilmiştir. Çalışma alanı içerisinde Çataltepe köyünden Beyçayır'a doğru derlenen örneklerde porfirik dokulu ojit andezit, dasitik andezit ve dasit türü kayaçlar saptanmıştır. Ojit andezitler genellikle hipokristalin porfirik dokuda olup plajiyoklaz, piroksen, opaklaşmış amfibol ve biyotit minerallerinden oluşmaktadır. Dasitler porfirik dokulu olup başlıca plajiyoklaz, opaklaşmış amfibol, biyotit ve kuvars içermektedir. Tüm kayaç örneklerinde plajiyoklaz türü minerallerde az ya da çok killeşme gözlenmektedir. Yatak civarına yakın yerlerden derlenen Beyçayır volkanitlerine ait kayaç örneklerinde yoğun bir karbonatlaşma dikkati çekmektedir. Bazı dasit örneklerinde epidotlaşma ve opak mineral saçınımları gözlenmektedir. Beyçayır volkanitlerinin yaşı üzerine literatürde farklı görüşler bulunmaktadır.

Çizelge 1. Şevketiye, Kapıdağ ve Karabiga granitoidlerine ait radyometrik yaş verileri.  
Table 1. Radiometric age data belonging to Şevketiye, Kapıdağ, and Karabiga granitoids.

Granitoyid	Mineral	Metod	Yaş (My)	Referans
Şevketiye	Muskovit	K/Ar	71,9±1,8	Delaloye ve Bingöl (2000)
Kapıdağ (Kuzey kesim)	Biyotit	K/Ar	39,9±0,8	Delaloye ve Bingöl (2000)
	Hornblend		42,2±1,0	
	Biyotit		38,3±0,8	
Kapıdağ (Güney kesim)	Biyotit	K/Ar	38,2±0,8	Delaloye ve Bingöl (2000)
	Biyotit		36,1±0,8	
Karabiga	Biyotit	K/Ar	45,3±0,9	Delaloye ve Bingöl (2000)
	Ksenotim	U/Pb	52,7±1,9	Beccaletto vd. (2007)

Çalapkulu (1970) tarafından volkanitlerin yaşı Paleosen-Eosen'e dahil edilirken, Ercan vd. (1995) Balıkçeşme yakınlarında bu volkanitlerin karşılığı olabileceği düşünülen lavlardan K/Ar (tüm kayaç) yöntemi ile  $37,3 \pm 0,9$  my'lık yaş elde etmiştir. Dönmez vd. (2005) ise stratigrafik olarak hemen bu volkanitlerin altında yer alan Edincik volkanitleri üzerinde K/Ar (tüm kayaç) yöntemi ile  $42,3 \pm 1,7$  my'lık yaş elde etmiştir. Radyometrik yaş verileri ile birlikte stratigrafik ilişkiler göz önüne alındığında, Beyçayır volkanitleri için Eosen yaşı uygun görülmektedir.

Bu kayaçların üzerinde stratigrafik olarak sırasıyla: (1) Beyçayır volkanitleri üzerine uyumsuz olarak başlıca kumtaşı ve çamurtaşından meydana gelen Eosen yaşlı Fiçitepe formasyonu (Sfondrini, 1961; Saner, 1985; Dönmez vd., 2005; 2008), (2) bu birimleri uyumsuz olarak üzerleyen ve egemen olarak bazalt, bazaltik andezit lav ve piroklastik kayaçlardan oluşan Orta Eosen yaşlı Şahinli formasyonu (Siyako vd., 1989; Ercan vd., 1995; Dönmez vd., 2005, 2008), (3) Orta Eosen (Lütesiyen) yaşlı Soğucak formasyonuna ait resifal kireçtaşları (Toker ve Erkan, 1985; Sümengen ve Terlemez, 1991; Siyako vd., 1989; Dönmez vd., 2008), (4) onun üzerine uyumlu olarak yerleşen ve Üst Eosen'den itibaren kilitaşı, kumtaşı, kireçtaşı ve tüflerden meydana gelen Ceylan formasyonu (Siyako vd., 1989), (5) bu formasyonunun üzerine uyumsuz olarak gelen bazaltik-andezitik

lav ve piroklastik türü kayaçlardan oluşan Geç Eosen yaşlı Erdağ volkaniti (Siyako vd., 1989; Ercan vd., 1995; Dönmez vd., 2005), (6) adı geçen volkanitleri uyumsuz olarak örten asidik lav, kül-blok akıntıları, tuf ve ignimbritlerden oluşan Atikhisar volkanitleri (Siyako vd., 1989; Ercan vd., 1995; Dönmez vd., 2005), (7) konglomera, kumtaşı ve çamurtaşları ile temsil edilen akarsu çökellerinden oluşan ve kendinden önceki birimleri uyumsuz olarak örten Pliyosen yaşlı Bayramiç formasyonu (Siyako vd., 1989; Dönmez vd., 2008) ve (8) tüm birimleri uyumsuz olarak örten Kuvaterner yaşlı alüvyonlar yer almaktadır (Dönmez vd., 2005, 2008), (Şekil 2 ve 3).

## MADEN JEOLJİSİ

### Yan Kayaçlar

Çataltepe yatağı, Çamlıca metamorfiteğine ait kuvarsit ve/veya metakumtaşı ve mermerlerle mekansal olarak ilişkili olarak bulunmaktadır. Cevher kütleleri özellikle metakumtaşı-mermer dokanıkları boyunca ve esas olarak da mermerler içinde ve onlara paralel olmak üzere mercerler ve/veya cepler şeklinde izlenmektedir.

Cevherleşmelere yan kayaçlık eden metakumtaşları, blastopsammitik dokuda olup kuvars ve feldispat minerallerinden oluşmuştur. Kuvarslar ince-orta taneli ve özşekilsiz ve yarı özşekillidir. Feldispatlar genellikle plajiyoklaz bileşiminde ve



olduğu kesimlerde iki seviye halinde 1-3 metre arasında değişen kalınlıklarda ve mercekler halinde yer almaktadır. Mermerler, esas olarak basınç ikizlenmeleri gösteren kalsit minerallerinden meydana gelmektedir. Bu mermerlerden kuvarsitler altında yer alanlar daha kalın ve yanal devamlılığı daha fazla olup bunlar alt mermer, fillitlerin üstünde veya içinde yer alanlar ise üst mermer olarak tanımlanmıştır. Çataltepe cevherleşmelerini barındıran mermerler, kuvarsitlerle dokanak halinde olan ve yanal devamlılıkları göreceli olarak daha fazla olan alt mermer mercekleridir. Daha çok alt mermer merceklerini üzerleyen fillitler içinde bulunan mercekler ise yanal devamlılığı olmayan düzensiz bloklar halinde bulunur. Bunların cevherleşmelerle mekansal birlikteliği bulunmamaktadır.

### Alterasyon

Çataltepe cevherleşmesi, zaman-mekan olarak ardışık ve birbiri üzerinde gelişen iki evrede oluşmuş alterasyonlar ile ilişkilidir. Bu alterasyonlar; (1) kalk-silikat minerallerinden oluşan kalk-silikat alterasyonları ve (2) kalk-silikat minerallerini maskeleyen veya silen hidrolitik alterasyon olarak adlandırılmaktadır.

Genellikle epidot ve karbonat mineralleri tarafından maskelenen veya yer yer silinen kalk-silikat alterasyonları, alt mermer-metakumtaşı dokanakları boyunca veya mermerler içinde gözlenir. Bu alterasyonlar, içerdikleri kalk-silikat minerallerinin oluşum sıcaklıkları ve parajenetik oluşum sırasına göre erken-prograd ve geç-retrograd alterasyonlar olarak ikiye ayrılmıştır. Erken-prograd kalk-silikat alterasyon, granat ve yer yer de piroksen gibi susuz kalk-silikat minerallerinden oluşmaktadır ve Einaudi vd. (1981) tarafından da belirtildiği gibi erken metasomatizma evresini temsil ederler. Bunlar tüm cevherleşmeleri barındıran alterasyonlar olarak kabul edilmektedir (Demirela, 2011). Daha çok galeri girişlerindeki sırtlarda veya yarmalarda gözlenen bu alterasyonlar en fazla 1-3 m kalınlığa sahip olduğu için haritalanabilir ölçekte değildir ve yoğun bitki ve toprak örtüsü nedeniyle yüzeyde takip edilememektedir. Erken-prograd kalk-silikat alterasyonların en baskın minerali %50'den fazla bir oranla granatlardır.

Epidot tarafından ornatılmadığı zaman neredeyse masif granatlı kayalar oluşturacak şekilde gözlenirler. Granatlar, sıvı kapanım çalışmaları sırasında yapılan sıcaklık ölçümlerine göre orta-yüksek sıcaklık koşullarına (300 °C ile 353 °C arasında olmak üzere 334 °C ortalama homojenleşme sıcaklığı) işaret etmektedir (Akıska vd., 2010; Demirela, 2011). Cevherleşmelere zaman-mekan olarak eşlik eden alterasyon ise erken prograd kalk-silikat alterasyon topluluklarını maskeleyerek gelişen ve daha çok epidot bakımından baskın geç-retrograd kalk-silikat alterasyonudur. Bu alterasyon, mekansal olarak erken kalk-silikat alterasyonu ile sınırlı bir dağılım ve yapı sunar. Bu bakımdan yüzeyde takip edilmesi zor olmasına karşın yer altı galerileri boyunca kılavuz seviye olarak haritalanabilir niteliktedir.

Retrograd kalk-silikat alterasyonlar, başta epidotlaşma ve onlarla aynı zaman-mekan ilişkisi içinde bulunan galenit, sfalerit, pirit ve kalkopirit türü cevher minerallerini içermektedir. Bu cevherleşmelere gang mineralleri olarak karbonat mineralleri, klorit ve erken evre kuvarslar (kuvars-I) eşlik etmektedir. Cevherleşmeler dokularına göre masif dokulu ve saçınımlı dokulu cevherleşmeler olmak üzere iki ayrı tiptedir. Masif dokulu cevher, saçınımlı dokulu cevher damarları tarafından kesilmektedir (Şekil 4).

Retrograd kalk-silikat alterasyona ait mineral toplulukları limonit, manganoksit-manganhidroksit sıvımaları, kuvars ve karbonat damar ve/veya damarcıkları ile temsil edilen hidrolitik alterasyonlar tarafından yer yer silinir veya maskelenir. Bu alterasyonlar, yüzeye yakın oluşmaları, üzerlerinde örtü bulunmaması ve açık ocak olarak açılmış kesimlerde daha baskın gözlenmeleri nedeniyle haritalanabilir ölçekte ve en belirgin alterasyonlar olarak gözlenirler (Şekil 5). Bu alterasyonları oluşturan mineral topluluklarının çok düşük sıcaklık ve hatta yüzey koşullarına işaret ettiği düşünülmektedir.

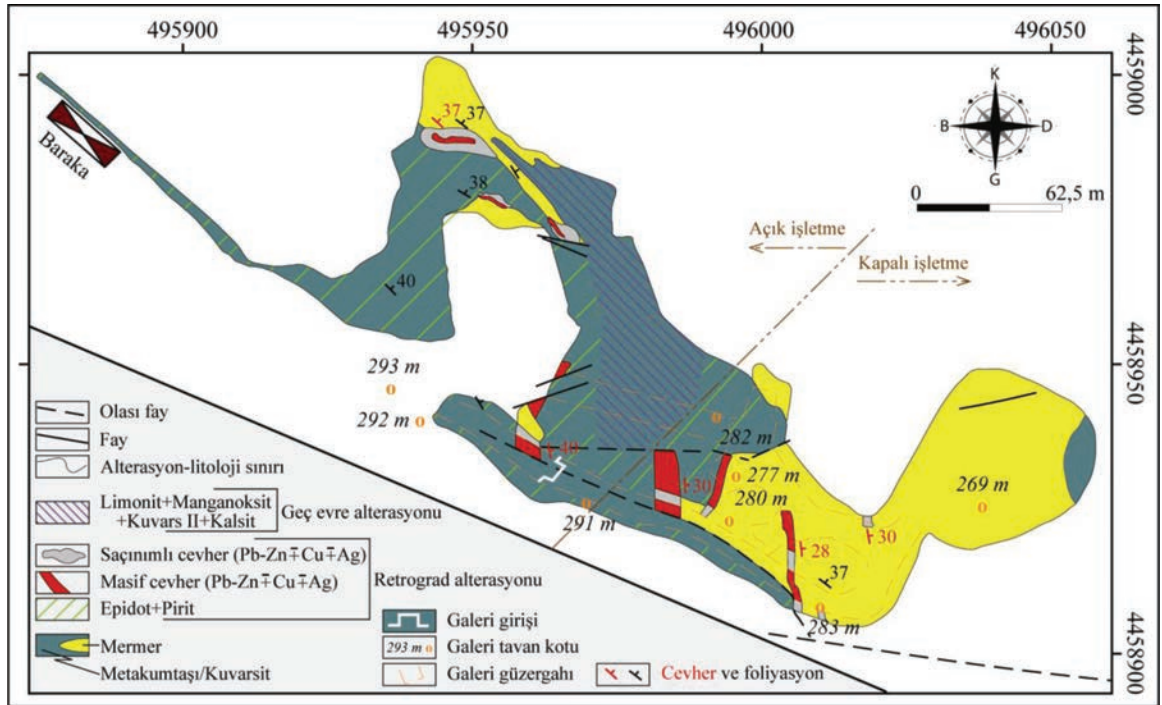
### Erken-prograd kalk-silikat alterasyonlar

Sahada cevherleşmelere yakın kesimlerde prograd kalk-silikat alterasyona ait mineraller, retrograd evrede oluşan alterasyon mineralleri tarafından hemen hemen silindiği için ancak çok





Şekil 4. Masif dokulu cevherleri (1) kesen saçınımlı dokuya sahip cevher damarları (2).  
Figure 4. Disseminated ore (2) cutting massive ore (1).



Şekil 5. Çataltepe Cu-Pb-Zn-Ag yatağının maden jeolojisi haritası (Soyer 2008'den revize edilmiştir).  
Figure 5. Mining geological map of the Çataltepe Cu-Pb-Zn-Ag deposit (modified from Soyer, 2008).

kısıtlı alanlarda kalıntılar halinde görülmektedir (Şekil 6a ve 6b). Prograd kalk-silikat alterasyon, mikroskop altında ince taneli kristaller halinde gözlenebilen granat ve piroksen minerallerden oluşmaktadır. Yapılan petrografik incelemelerde kalk-silikat alterasyon minerallerinin kendi içlerinde belli bir oluşum sırasını takip ettiği, granatların göreceli olarak piroksenlerden daha önce oluştuğu gözlenmiştir (Şekil 6a ve 6b). Granatlar sadece cevherleşmelere yakın kesimlerde ve retrograd toplulukları içinde çok ince tanecikler halinde kahverengimsi ve pembemsi renklerde kalıntılar halinde bulunmaktadır. Piroksenler de granatlar gibi cevherleşmelere yakın yerlerde sınırlı miktarlarda gözlenmektedir.

Granatlar; el örneklerinde sarımsı-kahve renklerde gözlenmekte olup oldukça ince tanelidir (20-150 µm). Petrografik incelemelerde, kayaç içinde saçılmış tarzda özşekilli veya yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Genel görünümü itibarıyla zonlu bir yapı sunarlar. Zonlar, merkezden dışa doğru izotrop ve anizotrop kısımların bir araya gelmesiyle oluşan açık-koyu renkli bantlar olarak görülürler (Şekil 6a ve 6b). Ayrıca granatlarda üçgen şekilli sektörler halinde göze çarpan lamelli yapılar da gözlenmektedir. Bazı granatların kırık ve çatlaklarında ikincil kuvars ve karbonat damar ve damarcık dolguları ile birlikte opak mineral saçınımları izlenirken, yer yer tamamen karbonatlaştıkları da görülmektedir.

Piroksenler; ince kesitlerde yüksek röliyefleri ve canlı girişim renkleriyle granatlara yakın bölümlerde izlenmektedir (Şekil 6a ve 6b). Piroksenler, kalk-silikat alterasyonlarda sadece kalıntı mineraller olarak ve çok nadir gözlenmektedir. Lokal olarak granatların kristal boşlukları arasında veya onlarla eş-zamanlı olarak ince taneli kristaller biçiminde bulunur. Retrograd aşamadaki epidotlaşma ve kloritleşme süreçleri sırasında tamamen silindikleri düşünülmektedir. Piroksenler, karbonatlar tarafından ileri derecede ornatılmış ve ancak kalıntılar halinde kalmıştır (Şekil 6a ve 6b).

### **Retrograd kalk-silikat alterasyonlar**

Retrograd kalk-silikat alterasyonlar, epidotlar ve cevher minerallerine (cevherleşmeye) eşlik

eden karbonat mineralleri, klorit, kuvars-I ve saçınımlar halinde pirit oluşumlarıyla ile temsil edilir. Yer altı galerilerinde kullanılan ölçekte haritalanabilir nitelikte bir alterasyon zonu oluşturmaktadır (Şekil 5). Daha çok açık işletme alanında gözlenen bu alterasyona, yer altı galerilerinde daha az rastlanılmıştır.

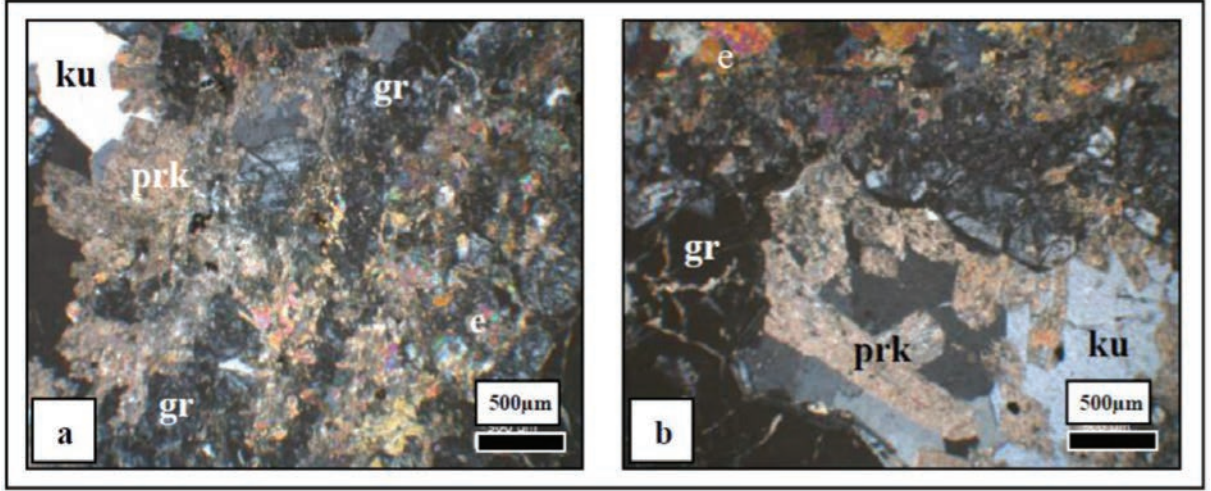
Retrograd kalk-silikat alterasyon mineral toplulukları, prograd kalk-silikat alterasyonların özellikle cevher kütlelerine yakın kesimlerde karbonatlaştığı ve epidot ile klorit gibi minerallere dönüştüğü bölümlerde gözlenmektedir. Prograd alterasyonda oluşmuş olan granat ve piroksenlerin retrograd alterasyonlar sırasında karbonatlaştığı görülmektedir.

Epidotlar; el örneklerinde tipik fıstık yeşili renkleriyle tanınmaktadır. İnce kesitlerde ise özşekilsiz, yarı özşekilli ve özşekilli kristaller olarak gözlenmektedir. Genellikle sarı-yeşil-pembe renkli canlı tonlarda yüksek diziye ait girişim renkleri gösterirlerken bazı epidotlar yer yer mürrekkep mavisi girişim renklerine de sahiptir. Bu da epidotların mineral bileşimlerinin farklı olabileceğini veya farklı epidot grubu minerallerin cevherleşmeye eşlik edebileceğini göstermektedir. Retrograd alterasyon, % 35 ile 70 arasında değişen oranlarda epidot minerallerinden meydana gelmektedir. Cevherleşmelere yakın kesimlerde epidotlar granatları ornatmaktadır (Şekil 6a ve 6b). Epidotlar genellikle erken evre kuvarsları (kuvars-I) ile birlikte bulunmakta (Şekil 6a, 6b ve 7a) ve geç evre kuvarslar (kuvars-II) ile kalsitler (kalsit-II) tarafından da kesilmektedir (Şekil 7a ve 7b).

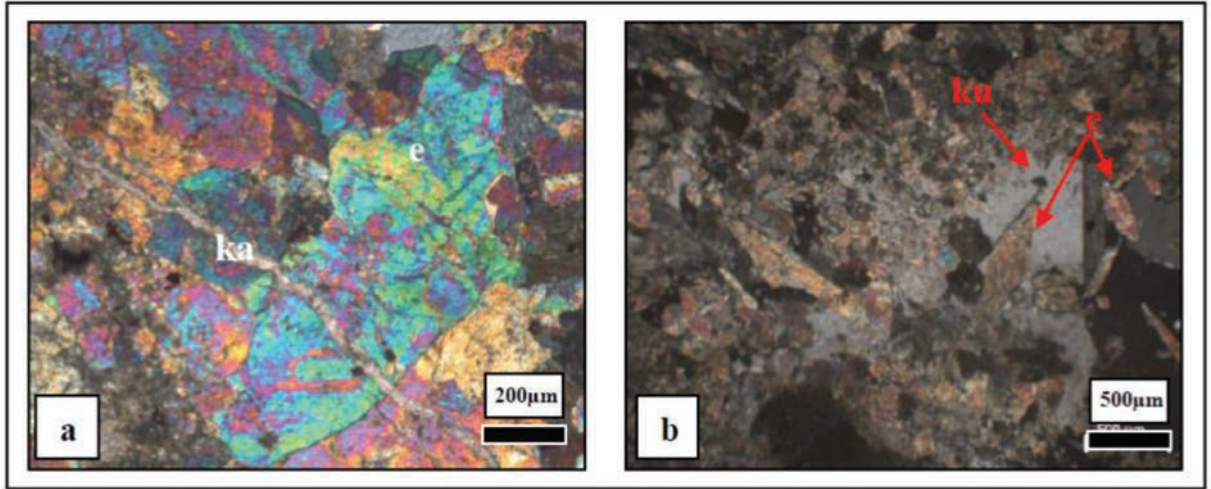
Klorit; az miktarda gözlenmekte olup yeşilimsi girişim renkleri sayesinde tanınabilmektedir. Yatak içerisinde çok az miktarlarda bulunmakta ve genellikle piroksenlerin alterasyonu sonucu ortaya çıkmaktadır (Şekil 8a ve 8b). Bazen de granatların boşluklarında gözlenmektedir.

Kalsit-I; retrograd evre alterasyon zonunu temsil eden örneklerde ya boşluklarda dolgular şeklinde ya da piroksen ve granatların karbonatlaşmaları şeklinde gözlenmektedir.

Kuvars-I; cevherleşme zonlarında iki farklı silisleşme evresinin ürünleri olarak görülmektedir. Erken evre kuvarsları (kuvars-I) genellikle



Şekil 6. a, b) Piroksenler (prk) ve anizotrop ve zonlu granat (gr) mineral birlikteliği, granatlardan dönüşmüş epidot (e) mineralleri ve bu minerallerin boşluklarına yerleşmiş erken evre kuvarsları (ku) (A ve B: çift nikol).  
 Figure 6. a, b) The association of pyroxene (prk) and zoned garnet (gr), epidote (e) replacing garnet and the early stage quartz (ku) filling the gaps of these minerals (a and b: crossed nicols).



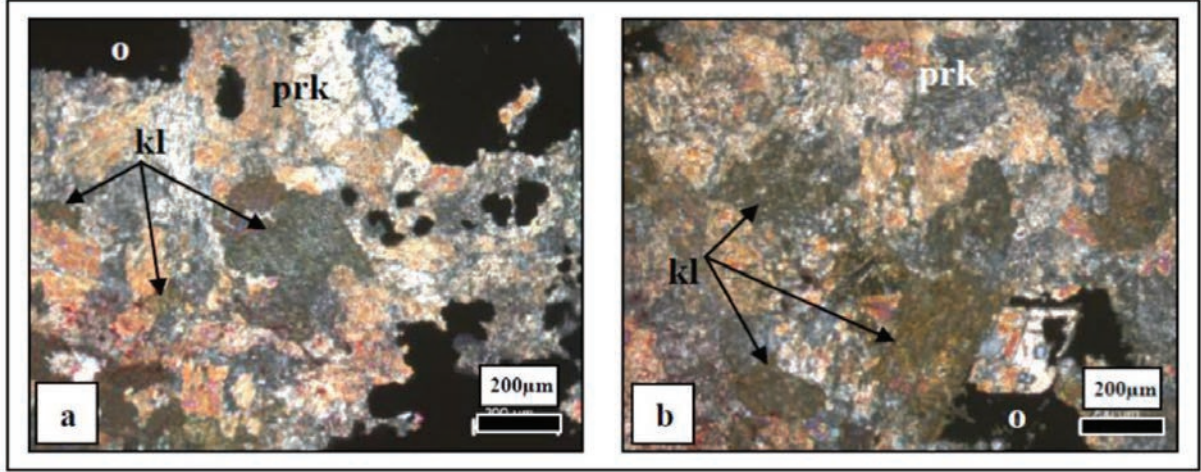
Şekil 7. a) Geç evre kalsitleri (ka) tarafından kesilen özşekilsiz epidot (e) mineralleri. b) Erken evre kuvarsları (ku) ile birlikte bulunan özşekli epidot (e) mineralleri (a ve b: çift nikol).  
 Figure 7. a) Xenomorph epidote (e) minerals cutted by late stage calcites (ka). b) idiomorph epidote (e) minerals with early stage quartz (ku) (a and b: crossed nicols).

retrograd alterasyonlar içinde masif ve saçınımlı dokulu cevherlerle bir arada bulunmaktadır.

#### Hidrolik-geç alterasyonlar

Çalışma alanında daha çok oksitli ve karbonatlı mineraller ve limonit sıvamaları ile kuvars-II ve kalsit-II'den oluşan alterasyonlar hidrolik-geç alterasyonlar olarak tanımlanmıştır. Bu

alterasyonlar sahada genel olarak K-G doğrultulu bir dağılım göstermektedir (Şekil 5). Bunlar, hem prograd hem de retrograd kalk-silikat alterasyon topluluklarını keser biçimde gelişmiştir. Bu alterasyon, cevher kütlelerinin üst kesimlerindeki kayaçlardaki silisleşme, yoğun limonitleşme ile manganoksit sıvamaları şeklinde belirginleşmektedir. Hidrolik alterasyona uğramış kayaçlar el örneklerinde



Şekil 8. a, b) Piroksen (prk) minerallerindeki kloritleşmeler (kl) (o: opak mineral) (a ve b: çift nikol).  
Figure 8. a, b) The chloritization (kl) of the pyroxenes (prk) (o: opaque mineral) (a and b: crossed nicols).

sarı (limonitli) ve kahverengi (manganoksitli) renklere sıvamalar halinde gözlenmektedir. Bunlardan derlenen sert, krem renkli mineral örneklerinde yapılan XRD toz analizi, bu minerallerin simitsonit ( $ZnCO_3$ ) ve biksibit ( $(Mn,Fe)_2O_3$ ) bileşiminde olduğunu göstermektedir.

Simitsonit ve biksibit türü cevherleşmeler alt mermerler ve metakumtaşları içerisinde görülmektedir. Yapılan kimyasal analiz sonuçlarına göre bunların bazen çinkoca zengin cevher cepleri şeklinde de bulunabildikleri belirlenmiştir. Bu tür cevherleşmeler boyutlarının küçük olması nedeni ile alterasyon haritasında (Şekil 5) gösterilememiştir.

Bu alterasyonlarda bulunan kuvars ve kalsitler, damar ve damarcıklar halinde gözlenmektedir. Bu kuvarlar, kuvars-II olarak tanımlanmakta ve 0,5-3 cm kalınlığında bulunmaktadır. Kuvars-II, çoğunlukla diğer minerallerin arasındaki boşlukları doldurmakta, önceki evreye ait kuvarları ve epidotları kesmektedir. Çoğu zaman kırık ve çatlak boşluklarında kuvars damarları olarak gözlenmekte ve yer yer tarak dokuları ile izlenmektedir. Bu damarlar, ana alterasyon dağılımına paralel bir şekilde yaklaşık K-G doğrultulu ikincil damarlar halinde epidotlaşmış kayalar keserken, kalsitler ise damarcıklar halinde epidotlu zonları ve kuvars-II damarlarını kat etmektedir (Şekil 7a).

Kalsitler (kalsit-II), geç evre kuvarları (kuvars-II) ile yaklaşık aynı zamanda oluşmuşlardır.

Kuvars-II gibi kendilerinden önce oluşmuş tüm mineralleri kesmektedir.

Limonitler ise cevherleşmelerin en üst kesimlerinde yer alan mermer ve metakumtaşları içinde yaklaşık 100 x 250 metrelik bir alanda yoğun olarak demir manganoksit-biksibit ve yer yer kuvars-II ile birlikte gözlenmektedir (Şekil 5).

### Cevherleşme ve Litolojik-Yapısal Kontrol

Cevherleşmeler, kalk-silikat alterasyona uğramış metakumtaşı/kuvarsit ile silisleşmiş mermer dokanakları boyunca ve esas olarak altere olmuş alt mermer mercikleri içerisinde tabakalanmaya paralel damar veya damarcıklar halinde gelişmiştir. Bunlar her zaman mermer-metakumtaşı dokanaklarını takip ettikleri veya bu dokanakla sınırlı bir şekilde gözlemlenmeleri için litolojik kontrollü damar tipi bir yatağa benzerlik göstermektedir. Cevherleşmeler masif dokulu ve saçınımlı olmak üzere iki tiptedir. Bu iki tip cevherleşmenin birbirleriyle olan dokusal, zaman ve mekan ilişkileri ise cevherleşmelerde iki ayrı alt evrenin var olduğunu düşündürmektedir. Saçınımlı cevherler ya kalk-silikat alterasyona uğramış alt mermer içinde ve metakumtaşı dokanağına yakın ya da masif cevherleri keser şekilde gözlenir (Şekil 4). Masif cevherler ise çoğunlukla mermer-metakumtaşı dokanağı boyunca veya dokanağın mermere yakın kesimlerinde bulunur. Mermer içindeki masif cevherleşmeler, daha derin kesimlerde yer alan

silisleşmiş zonlar içinde daha baskın hale gelmektedir. Bu cevherleşmeler, metakarbonatlar içinde, irili ufaklı mercekler halinde ve neredeyse masif görünümlüdür. Cevherleşmeler içerisinde sfalerit, galenit, kalkopirit ve pirit mineralleri izlenmektedir. Dokanaktan dikey olarak uzaklaştıkça mermerler içerisinde faylanmalar ve epidotlaşmalar yoğunlaşmaktadır. Saçınımlı dokular sunan bu cevherleşmelerde sfalerit, galenit, kalkopirit ve piritlerin yer aldığı görülmektedir (Şekil 9a, 9b ve 9c). Ayrıca dokanak boyunca epidotlaşmış kayalar içerisinde de yer yer saçınımlar halinde cevherleşmeler gözlenmektedir (Şekil 9d).

Masif ve saçınımlı cevherleşmelere ait zonlar için ayrı ayrı tenör bilgileri bulunmamakla birlikte tüm yatak için verilen ortalama tenörler % 3,17 Pb, % 12 Zn, % 2,51 Cu, 140 gr/ton Ag ve % 10,83 Fe'dir (Çanakkale Madencilik, 2013).

Her iki tür dokuyu gösteren cevherleşmelerin, içinde bulunduğu mermerlerin yaklaşık K40°B/40°KD konumlu doğrultu ve eğimine uyumlu olarak yer aldıkları gözlenmiştir (Şekil 10a, 10b ve 10c). Cevherleşmeler civarında KB-GD ve KD-GB doğrultulu faylar da bulunmaktadır. Bu faylanmalar nedeni ile cevherleşmelerin doğrultu ve eğimleri lokal olarak değişebilmektedir (Şekil 5).

## CEVHER MİKROSKOBİSİ

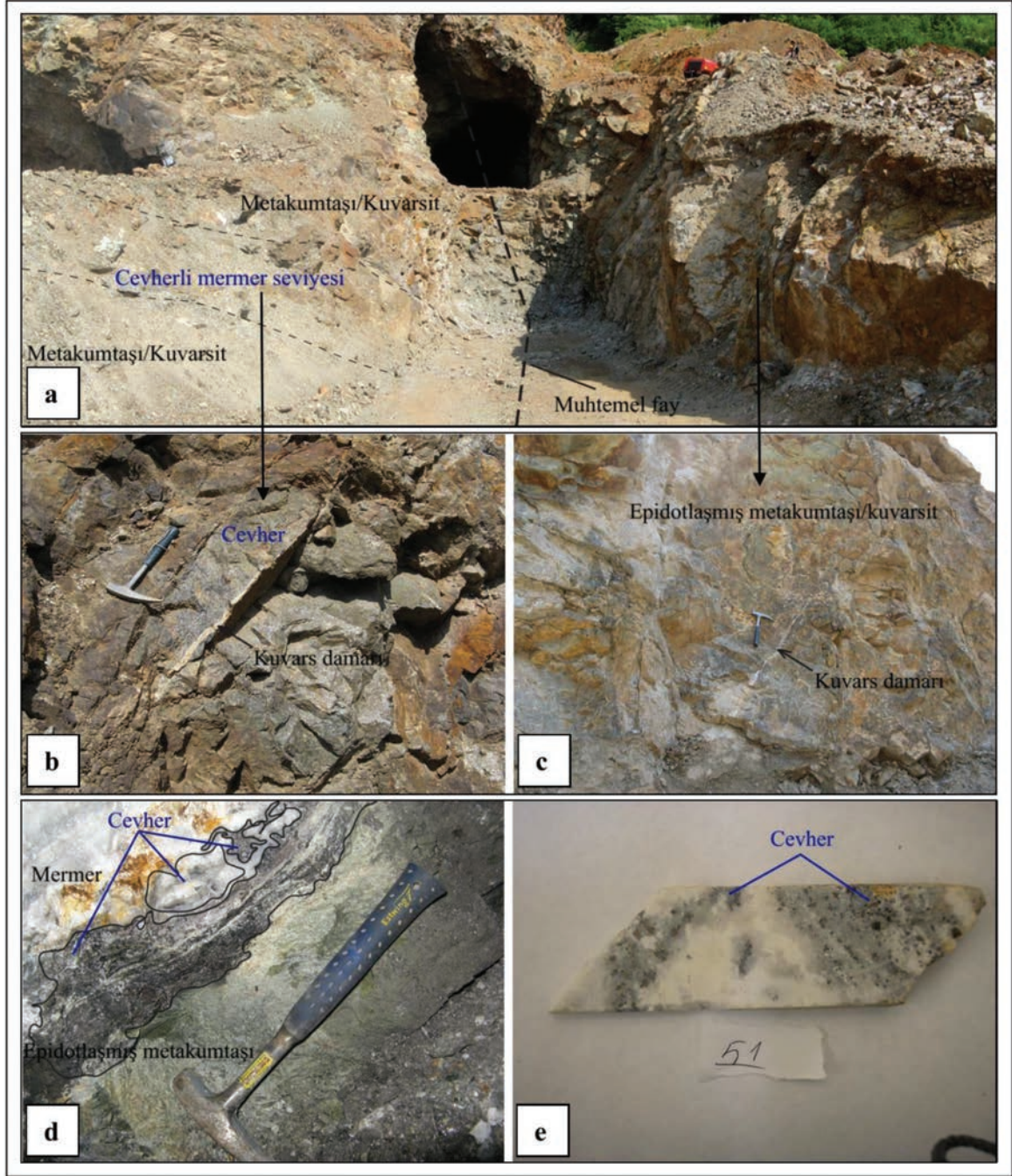
Cevherleşmelere yakın kesimlerdeki kayalar içerisinde; manyetit, pirit, pirotin, galenit, sfalerit, kalkopirit, valeriit, bornit, arsenopirit, hematit ve markazit mineralleri saptanmıştır. Ayrıca sfalerit, galenit, kalkopirit ve hematitlerde de iki farklı jenerasyon belirlenmiştir.

Sfalerit; yatak içerisinde en bol gözlenen sülfür mineralidir. Polarizan mikroskopik incelemelerde masif dokulu cevher zonları içinden alınan örneklerde sfaleritlerin kahverengi (koyu) renkli; saçınımlı dokulu cevher zonları içinden alınan örneklerde ise sarımsı bal renklerde oldukları gözlenmektedir. Her iki tip sfalerit de erken evre kuvarsları ile birlikte gözlenirken, kahverenkli olanlar bu damarlar içinde daha masif halde bulunmaktadır. Kahverengi sfaleritlerin bazı kesimleri olasılıkla yıkanma (leaching) nedeniyle

beyaz renkli kalıntılar halinde veya daha açık renklerde gözlenebilmektedir.

Cevher mikroskobu incelemelerinde, masif dokulu cevher içindeki kahverengi sfaleritlerde (sfalerit-I), genellikle özşekilsiz kristaller halinde kalkopirit ayrışmaları ve kapanımları (kalkopirit-I) gözlenmektedir (Şekil 11a). Bu tür kalkopiritlerin sfaleritle eş yaşlı olduğu düşünülmekte ve bunların sfaleritlerin kristalografik yönlerine uyumlu olarak yer aldıkları da gözlenmektedir (Şekil 11b). Sfaleritler içinde gözlenen kalkopirit ayrışmaları içinde jeotermometre olarak kullanılabilir ve yüksek anizotropi gösteren valeriit taneleri yer yer görülmektedir. Bu tür oluşumlar, valeriit ile birlikte bulunan kahverengi sfaleritler ve kalkopiritlerin yaklaşık 250-300°C'lık sıcaklık aralıklarında kristallendiğini göstermektedir (Borchert, 1934). Kahverengi sfaleritin galenitler içinde kapanımlar şeklinde gözlendiği durumlar da mevcuttur. Kahverengi sfaleritlerin bir kısmı kalkopiritler ile birlikte pirotinlerin etrafını sarmakta, bir kısmı ise granatların kırık ve çatlaklarını doldurmaktadır (Şekil 11c ve 11d). Bal renkli sfaleritler (sfalerit-II) ise, hemen hemen hiç kalkopirit ayrışım ve kapanımı içermemekte ve kırık-çatlakları boyunca kuvarslar (kuvars-II) tarafından doldurulmaktadır (Şekil 11e). Ayrıca kalkopirit kapanımı içeren kahverengi sfaleritlerin kenar zonlarında hiç kalkopirit kapanımı olmaması, bunların üzerinde bal renkli sfaleritlerin büyümüş olabileceğini de düşündürmektedir (Şekil 11f). Bal renkli sfaleritler içinde zaman zaman özşekilli kuvars kapanımlarına da rastlanmaktadır.

Galenitler; yatak içerisinde en sık izlenen ikinci grup sülfür mineralidir. Masif ve saçınımlı dokulu cevher örneklerinde gözlenen galenitler genellikle özşekilsiz kristaller halinde olup yer yer üçgen kopma yüzeyleri ile belirginleşirler (Şekil 12a). Galenitler, masif veya saçınımlı olmak üzere iki farklı türdedir. Masif dokulu galenitler galenit-I, saçınımlı dokulu galenitler ise galenit-II olarak tanımlanmıştır. Galenit-II, sfaleritlerin (sfalerit-I) etrafını sarmakta veya kırık veya çatlaklarını doldurmaktadır (Şekil 12b). Özşekilli pirit-kalkopiritler arasında gelişmiş boşluklarda ise piritlerin etrafını sarar şekilde gözlenmektedir. Masif cevherleşmelerin gözlendiği birçok kesitte galenitler (galenit-I), damarlar boyunca gözlenen



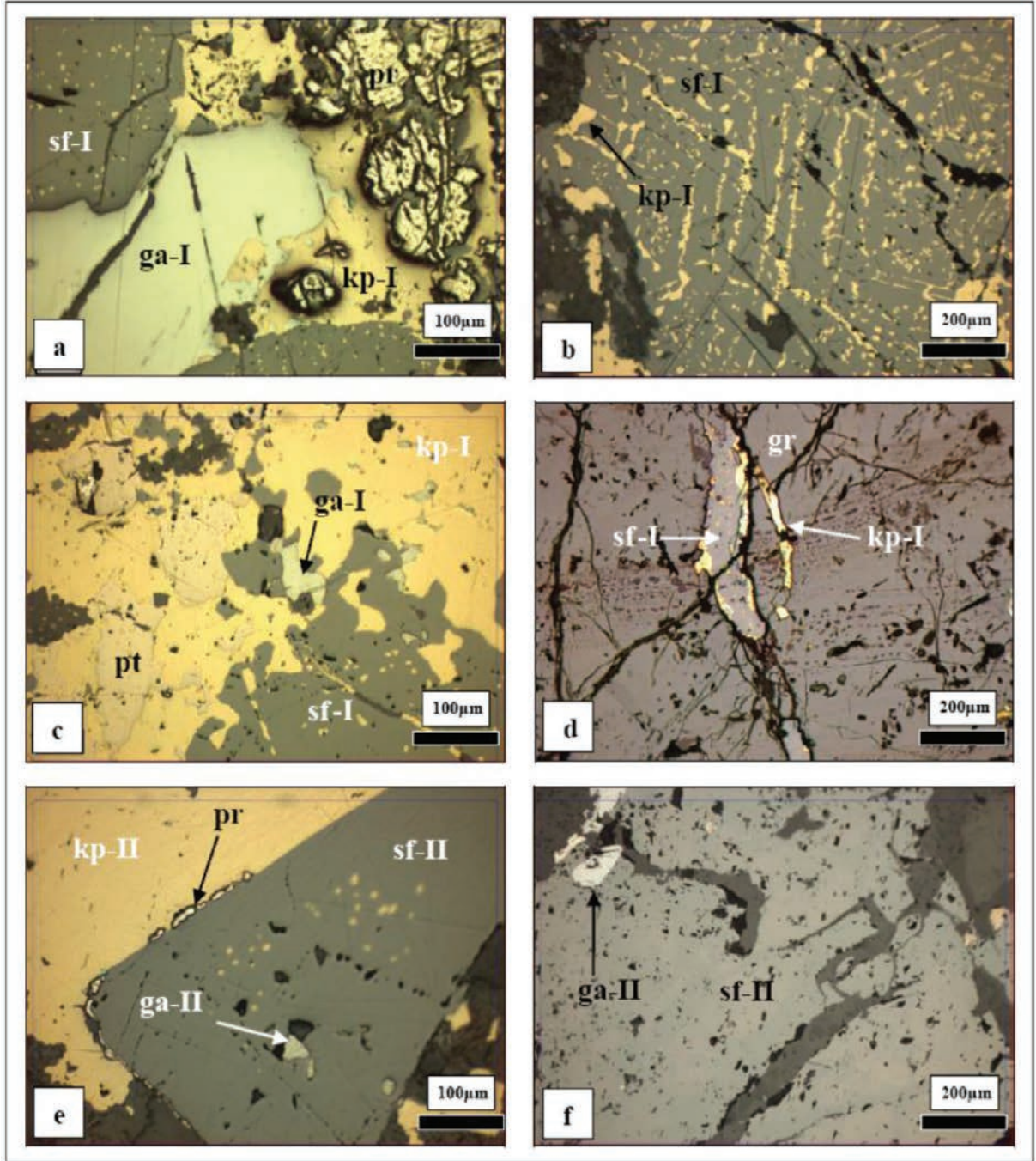
Şekil 9. a) Çataltepe yatağının galeri girişi kesiminde metakumtaşı/kuvarsit-mermer ardalanması içerisinde cevherli mermer seviyesi. b) Cevherli mermer seviyesinin yakın görünümü ve onu kesen geç evre kuvars damarı. c) Sağ duvarda faylanmaya bağlı olarak yükselen ve yoğun şekilde epidotlaşmış metakumtaşları içerisindeki yaklaşık K-G doğrultulu geç evre kuvars damarları. d) Galeri içerisinde epidotlaşmış metakumtaşı-mermer dokanağı boyunca ve mermerler içinde gelişmiş masif ve saçınımlı cevherleşmeler. e) Sondaj karotunda erken evre kuvars ve karbonat mineralleri içinde saçınımlar halinde cevherleşmeler.

Figure 9. a) An ore bearing marble in the metasandstone/quartzite-marble alternations at the entrance of the Çataltepe adit. b) A close view of the ore bearing marble and late stage quartz veins cutting marble. c) Approximately N-S trending late stage quartz veins in the epidotized metasandstone which was rised by the fault on the right wall. d) Massive and disseminated ore in marbles and along the contact between epidotized metasandstone and marble in the adit. e) Disseminated ore in early stage quartz and carbonate minerals in the drilling core.



Şekil 10. a) Çataltepe cevherleşmelerinin yan kayacını oluşturan metakumtaşı/kuvarsit-mermer ardalanmalarının görünümü. b) Aynı görüntünün daha yakından görünümü, metakumtaşı/kuvarsit-mermer dokanıkları boyunca gelişen cevherleşmeler (1,2 ve 3). c) Bu yüzlekte yukarıdan aşağıya doğru karbonatlı kayalar içerisinde ornatmalar şeklinde gelişmiş cevherleşmeler (1, 2 ve 3).

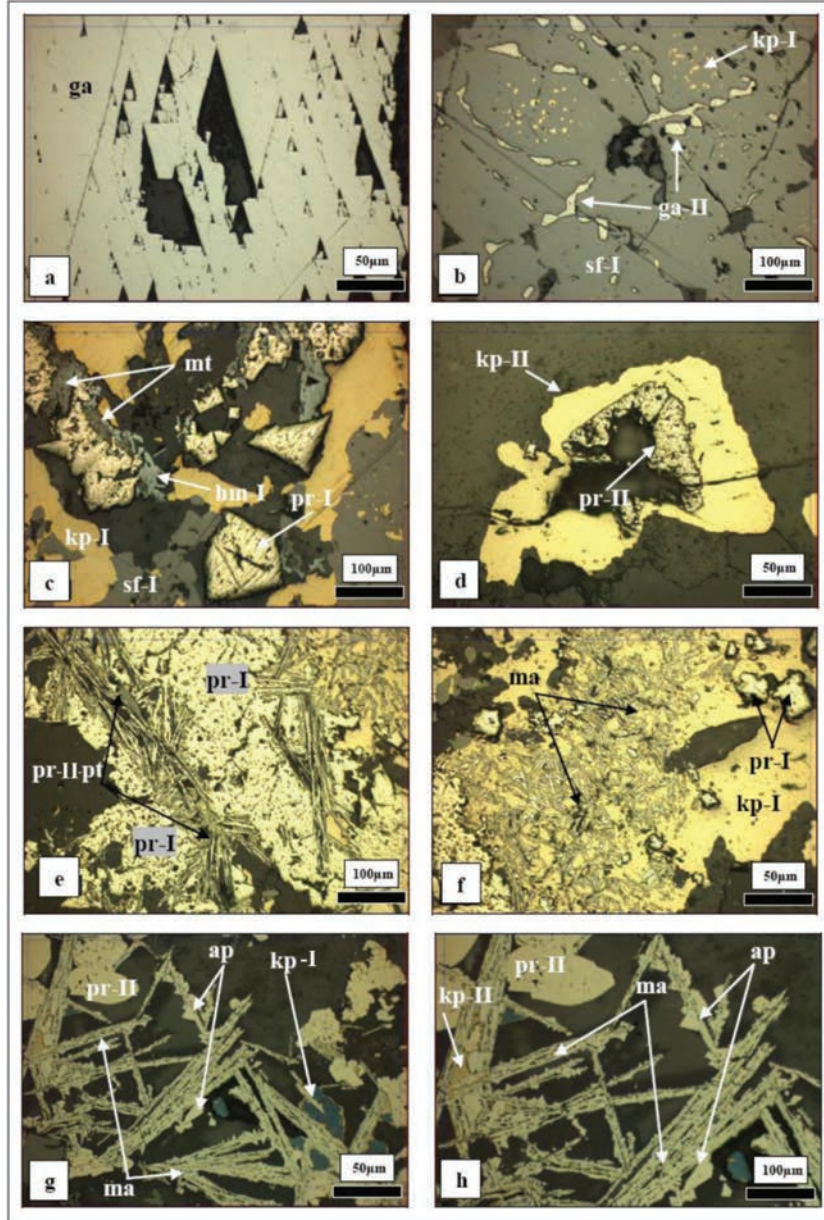
Figure 10. a) A view of the metasandstone/quartzite-marble alternations which are the wall rocks of Çataltepe mineralizations. b) A close view of A, the mineralizations (1, 2 and 3) along the contact between metasandstone/quartzite-marble. c) The ore mineralizations (1, 2 and 3) in carbonate replacement zones from top to bottom on the outcrop.



Şekil 11. a) Masif dokulu cevherde sfalerit (sf-I) içerisinde kalkopirit (kp-I) ayrışım ve kapanımları. b) Masif sfaleritin (sf-I) kristalografik oryantasyon yönleri ile uyumlu kalkopirit (kp-I) oluşumları. c) Masif sfalerit (sf-I) ve masif kalkopirit (kp-I) tarafından çevrelenmiş pirotin (pt). d) Granatın (gr) kırık ve çatlaklarını doldurmuş sfalerit (sf-I) ve kalkopirit (kp-I). e) Pirite (pr-l) ait kalıntı kenarın, saçınımlı sfalerit (sf-II) ve saçınımlı kalkopirit (kp-II) tarafından çevrelenmesi. f) Kuvars gangü içerisinde saçınımlı sfalerit (sf-II) ve galenit (ga-II).

Figure 11. a) Chalcopyrite (kp-I) exsolutions and inclusions in sphalerite (sf-I) in massive ore. b) Chalcopyrites (kp-I) compatible with the crystallographic directions of massive sphalerite (sf-I). c) Massive sphalerite (sf-I) and massive chalcopyrite (kp-I) surrounding pyrrhotite (pt). d) Sphalerite (sf-I) and chalcopyrite (kp-I) filling the cracks and the fractures of garnet (gr). e) The surrounding of remnant pyrite (pr-l) by disseminated sphalerite (sf-II) and disseminated chalcopyrite (kp-II). f) Disseminated sphalerite (sf-II) and galena (ga-II) in the quartz gangue.





Şekil 12. a) Galenite (ga-I) ait tipik üçgen kopma yüzeyleri. b) Masif sfaleritin (sf-I) kırık ve çatlaklarına yerleşmiş saçınımlı galenit (ga-II) ile kalkopirit (kp-I) ayrışmaları içeren sfalerit (sf-I). c) Sfalerit (sf-I) ve kalkopirit (kp-I) tarafından çevrelenmiş kataklastik pirit (pr-I) ve manyetit (mt) martitleşmesi ile oluşmuş hematit (hm-I). d) Kuvars gangi içinde kalkopirit (kp-II) tarafından çevrelenmiş yarı özşekilli pirit (pr-II). e) Masif cevher içinde pirit (pr-I) ve pirotinden dönüşmüş pirit (pr-II-pt). f) Masif cevher içindeki kalkopiritin (kp-I) kırık ve çatlaklarında yer alan markazit (ma). g, h) Masif dokulu cevher içinde markazitler (ma) ve kalkopiritlerden (kp-II) dönüşmüş markazitler ile onların kenarında büyümüş üçgen şekilli arsenopiritler (ap). (kalkopiritlerdeki mavilik karbon kaplama kalıntılarından kaynaklanmaktadır).

Figure 12. a) Typical triangular pits of galena (ga-I). b) Disseminated galena (ga-II) in the cracks and the fractures of the massive sphalerite (sf-I) and sphalerite (sf-I) includes the chalcopyrite (kp-I) exsolution. c) Sphalerite (sf-I) and chalcopyrite (kp-I) surrounding the cataclastic pyrite (pr-I) and hematite (hm-I) occurred from the martitization of magnetite (mt). d) Hipidiomorph pyrite (pr-II) is surrounded by chalcopyrite (kp-II) in quartz gangue. e) Pyrite (pr-I) and pyrite (pr-II-pt) replacing pyrrhotite in massive ore. f) Marcasite (ma) in the crack and the fracture of chalcopyrite (kp-I) in massive ore. g, h) Marcasite (ma) and marcasite replacing chalcopyrite (kp-II) in massive ore and triangular arsenopyrite (ap) growing up on the edge of marcasite. (blueness of chalcopyrite originates from the remnants of carbon coating).

kalkopiritler (kalkopirit-I) tarafından kesilmektedir. Galenit-II, kalkopiritler (kalkopirit-II) tarafından sarılmış biçimde gözlenmekte iken (Şekil 11e), cevherleşmelerin saçınımlı olarak bulunduğu kesimlerde, galenit-II ve diğer mineraller arasında herhangi bir ornatma dokusu izlenmemiştir. Bu tür dokulu cevherleşmeler içindeki galenitler (galenit-II), sfaleritlerin (sfalerit-II) ve piritlerin etrafını sarmaktadır (Şekil 11e ve 11f).

Kalkopiritler; hem masif hem de saçınımlı cevherleşmeler içinde özşekilsiz kristaller halinde izlenmektedir. Yatak içerisinde cevherli zonlarda, çoğunlukla kahverengi sfaleritlerle birlikte olmak üzere oldukça bol miktarda bulunmaktadır. Kalkopirit-I, sfalerit-I içinde ayrışım ve kapanımlar halinde gözlenirken (Şekil 11b), kalkopirit-II ise saçınımlı olarak ve çoğunlukla galenitlerin ve piritlerin etrafını sarmış biçimde izlenmektedir (Şekil 11e). Bazı örneklerde kalkopiritler (kalkopirit-I) içinde yer yer kahverengi sfalerit (sfalerit-I) kapanımları izlenmektedir (Şekil 12c). Ayrıca kalkopiritler (kalkopirit-I) yer yer granatların çatlaklarını da doldurmaktadır (Şekil 11d). Masif cevherleşmelerde kalkopiritlerin (kalkopirit-II) piritleri kestikleri ve/veya etrafını sardıkları gözlenmektedir (Şekil 12d). Kalkopirit-II ayrıca bal renkli sfaleritleri (sfalerit-II) saran tarzda da izlenmektedir (Şekil 11e).

Piritler; Çataltepe yatağında hem masif hem de saçınımlı cevher zonu içinde görülmektedir. Masif cevherleşme örneklerinde yer alan piritler (pirit-I) özşekilsiz ve yarı özşekilli kristal formuna sahip olup yer yer kataklastik deformasyon izleri taşırlar (Şekil 12e). İkinci tür piritler ise ilk tür piritlere yapışık olarak bulunmakta ve çubukumsu kristaller halinde izlenmektedirler (pirit-II) (Şekil 12e). Saçınımlı dokulu cevher örneklerinde gözlenen piritler (pirit-II) özşekilli ve yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır. Bunlar da pirit-II jenerasyonu olarak kabul edilmiştir. Bu tür piritler genellikle kalkopiritler (kalkopirit-II) tarafından etrafı çevrelenerek ornatılmıştır (Şekil 12d).

Pirotinler; yatak içerisinde sadece masif cevherleşmeler içinde olmak üzere çok az oranlarda izlenmektedir. Yatak içerisindeki varlıkları ancak cevher mikroskopisi çalışmaları ile saptanmıştır. Maksimum 250 µm büyüklüklerinde olup pembemsi renkleri ile tanınabilmekte

ve genellikle özşekilsiz kristaller halinde kalkopiritler ile birlikte görülmektedir (Şekil 11c). Kahverengi sfalerit ve onunla birlikte bulunan kalkopiritler tarafından etrafı çevrilen pirotinler, yatak içerisinde olasılıkla ilk oluşan sülfid minerallerindedir.

Manyetitler; masif dokulu cevher örneklerinde nadiren piritlerin (pirit-I) ve kalkopiritlerin (kalkopirit-I) kenar zonlarında gözlenmektedir (Şekil 12c). Dokusal ilişkiler açısından değerlendirildiğinde ilk oluşan cevher minerallerinden birisidir.

Hematitler; masif dokulu cevher içinde gözlenmekte olup manyetitlerin martitleşmesi sonucu oluşan özşekilsiz hematitler ve prizmatik-çubuksu kristal şekillere sahip hematitler olmak üzere iki şekilde izlenmektedir. Hematitlerin pirit (pirit-I), kalkopirit (kalkopirit-I) ve sfaleritlerin (sfalerit-I) boşluklarını doldurduğu görülmektedir (Şekil 12c).

Markazitler; masif cevherleşmelerdeki kalkopirit-II içinde, onların kırıklarında (Şekil 12f) ve geç evre kuvars (kuvars-II) damarcıkları içinde monoklinik çubuksu anizotrop kristaller halinde gözlenmekte ve burada markazitlerin kalkopiritleri ornattıkları da izlenmektedir (Şekil 12g ve 12h). Markazitlerin bu şekilde çubuksu iskeletler halinde gözlenmesi bunların düşük sıcaklıklarda (150°C altında) ve asidik ortamlarda oluştuğunu göstermektedir (Ramdohr, 1975).

Arsenopirit; oldukça küçük boyutlara sahip olduğundan, cevher mikroskopisi çalışmaları sırasında güçlükle tanınabilmiştir. Masif cevherleşmeler içinde genellikle sıra dışı çubuksu markazitlerin kenarları üzerinde büyümüş halde, üçgen veya dörtgen kristaller şeklinde gözlenmektedir (Şekil 12g ve 12h). Bu dokusal ilişki arsenopiritlerin markazitlerden sonra oluştuğunu göstermektedir.

Bornit; masif dokulu cevher örnekleri içinde eser miktarda ve çok küçük tanecikler halinde kalkopiritlerin kenar zonlarında görülmektedir.

Limonit; süperjen koşullarda, cevherleşmelerin oksidasyona uğradığı kesimlerinde ve cevherleşmelere yakın kayaçların yüzeylerinde, foliyasyon düzlemleri ve kırık-çatlak yüzeylerinde sıvamalar halinde gözlenmektedir.

Alterasyon petrografisi ve cevher mikroskopisi verilerine göre ortaya konulan cevherleşme ile ilişkili olduğu düşünülen cevher-gang mineral parajenezleri ve evreleri şu şekilde özetlenebilir; prograd kalk-silikat alterasyonlar yaklaşık 350-300°C sıcaklık aralığında ortaya çıkan granat ve piroksen türü kalk-silikatik minerallerle birlikte manyetit, pirotin ve pirit-I mineralleri ile temsil edilmektedir. Prograd-retrograd evre geçişinden itibaren retrograd kalk-silikat alterasyonlar, yaklaşık 300-150 °C sıcaklık aralığında oluşan epidot, kuvars-I ve kalsit-I'e eşlik eden sfalerit-I, kalkopirit-I, valeriit, galenit-I, sfalerit-II, kalkopirit-II, galenit-II ve pirit-II ile karakterize olmaktadır. Hidrolitik-geç alterasyonlar ise 150 °C ile yüzey sıcaklık koşulları aralığında ortaya çıkmış markazit, arsenopirit, hematit, limonit, biksbiyit ile birlikte kuvars-II ve kalsit-II mineralleri ile belirginleşmektedir (Akıska vd., 2010; Demirela, 2011; Çizelge 2).

## TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Günümüzde bilinen ve işletilen Zn skarnlar, yaklaşan levha sınırlarındaki ana yay magmatizmasına bağlı yitim zonlarında ve riftleşme ile ilişkili kıtasal ortamlarda oluşmaktadır (Sawkins, 1990; Meinert, 1992; Meinert, 1995). Bu tür yataklarla ilişkili magmatik kayaçların bileşimleri, diyoritten yüksek silika içeriğine sahip (en fazla %77 SiO<sub>2</sub>) granite kadar oldukça geniş bir aralıkta dağılım gösterir (Meinert, 1992). Derin yerleşimli batolitlerin kenarlarında veya sığ dayk-sil karmaşıklarıyla koşut veya nadir de olsa subvolkanik volkanik kayaçlar ile ilişkilendirilen Zn skarnlar arasındaki en belirleyici ortak bağ, ilişkili oldukları magmatik kayaçların merkezlerinden dış/uzak (distal) zonlarda oluşmasıdır (Meinert, 1992). Genellikle ilişkili oldukları plütondan görece daha uzak (dış) kesimlerinde meydana gelmeleri nedeniyle diğer skarn türlerine göre ve kendi içlerinde petrolojik ve jeolojik olarak oldukça farklı özellikler sunarlar. Görece olarak daha küçük boyutlu olmaları ise belirgin bir petrolojik birliktelik ile ilişkilendirilmelerini güçleştirir (Sawkins, 1990; Meinert, 1992, 1995; Baker vd., 2004; Williams-Jones vd., 2010).

KB Anadolu'daki Pb-Zn ve onlarla yer yer birlikte bulunan Cu ve Ag metalleri içeren

cevherleşmeler genellikle Tersiyer yaşlı granitoid intrüzyonları civarında yüzeyleyen metamorfik ve/veya volkanik kayaçlar içinde yer almaktadır. Metamorfik kayaçlar ile ilişkili cevherleşmeler ya metamorfitle, özellikle de metakarbonatlar içinde veya sınırında ya da kıvrım ve kırık düzlemleri boyunca izlenmektedir. Öte yandan, volkanitler içinde yer alan cevherleşmeler ise yaygın olarak kil ve karbonat alterasyonuna uğramış andezitik ve dasitik kayaçlar veya volkanik breşler içinde damar, merccek veya saçınımlar olarak bulunmaktadır.

Çamlıca metamorfitleti içinde izlenen Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag Yatağı, metakumtaşı/kuvarsit-mermer seviyeleri içerisinde olmak üzere özellikle metakumtaşları ile alt mermer dokanıkları boyunca ve esas olarak da alt mermerler içinde gelişmiştir. Cevherleşmelerin, özellikle belli stratigrafik seviyeyi temsil eden metakumtaşı-mermer dokanıkları boyunca sınırlı kalması ve bu sınırda daha çok mermerler içine nüfuz ediyor olması, cevherleşmelerin stratabound ve/veya litolojik kontrollü olarak da sınıflanabileceklerinin en önemli kanıtıdır. Ayrıca, metakumtaşı ve mermer dokanıklarında sadece alt kesimlerin daha fazla alterasyon ve cevherleşmeye uğramış olması, bu dokanak yüzeylerinin cevherli akışkanların hareket edebilmesine olanak sağlayan uygun yerler olmasındadır. Öte yandan, açık ocak ve galerilerde yapılan saha gözlemlerinde, metakumtaşı/kuvarsit litolojilerinde çok önemli cevherleşmelerin görülmemesi, buna karşın cevherli zonların esas olarak silisleşmiş ve kalk-silikat alterasyonlara uğramış mermerler içinde gelişmesi, cevherleşmelerin metamorfizma sonrası olduklarının başka bir kanıtı olarak değerlendirilebilir. Ayrıca bu durum, karbonatlı litolojilerin hidrotermal çözeltilerle daha kolay reaksiyona girebilmesi ile ilgili bir durum olarak irdelendiğinde, üst mermer kesimlerine akışkanların nüfuz edemediğini de gösterebilir.

Magmatizmanın, cevher elementlerinin ilksel kaynağından ziyade cevherleşen bölgelerde meteorik akışkanların dolaşımında ısı motoru olarak bir görevi olduğu da bilinmektedir (Norton ve Cathles, 1979; Ünlü ve Stendal, 1989; Meinert, 1995). Dünyada ve ülkemizde bazı araştırmacılar, skarnların (± hidrotermal yatakların)

Çizelge 2. Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağının parajenetik dizilimi. Sıcaklık verileri Akıska vd. (2010) ve Demirela (2011)'den alınmıştır.

Table 2. Paragenetic sequence of Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag deposit. Temperature data is given from Akıska et al. (2010) and Demirela (2011).

Mineral	Erken-prograd kalk-silikat alterasyonlar		Retrograd kalk-silikat alterasyonlar			Hidrolik-geç alterasyonlar		
	~350	300	250	200	150	100	50 °C	0 °C
SICAKLIK								
Granat	██████████							
Piroksen	██████████							
Manyetit	██████████							
Pirotin		██████████						
Pirit-I		██████████						
Sfalerit-I		██████████						
Kalkopirit-I		██████████						
Valerit		██████████						
Galenit-I			██████████					
Epidot (Epidotlaşma)			██████████					
Kuvars-I			██████████					
Kalsit-I			██████████					
Pirit-II		?	██████████	?				
Sfalerit-II		██████████						
Galenit-II			██████████					
Kalkopirit-II				██████████				
Markazit					██████████			
Arsenopirit						██████████		
Hematit							██████████	
Limonit								██████████
Biksbiyit								██████████
Kalsit-II							██████████	
Kuvars-II								██████████

bünyelerindeki bazı ve/veya tüm cevher elementlerini zamansal ve mekansal olarak ilişkili oldukları plütonlardan ziyade çevrelerindeki yan kayaçlarından aldıklarını önerirler (Morrison, 1980, 1981; Stanton, 1987; Ünlü, 1983; Ünlü ve Stendal, 1989; Doğan vd., 1998; İlbars vd., 2010). Dolayısıyla bu tip yatakların oluşumunda ornatılan yan kayacın kimyasal bileşimi ve metal içerikleri de oldukça önemli olmalıdır (Meinert, 1995).

Biga Yarımadası'ndaki metamorfik kayaçların ve protolitlerinin ilksel olarak Pb-Zn'ce zengin olduğu birçok araştırmacı tarafından uzunca bir süredir vurgulanmaktadır. Örneğin Çetinkaya vd. (1983a), Çanakkale-Yenice-Kalkım Bağırkaçdere bölgesinde yaptığı Pb-Zn-Cu araştırmalarında, cevherleşmenin sinsedimenter

olduğu, fakat metamorfizma ve plütonizma etkisiyle remobilize olarak oluştuğu; Kalabak şistlerinin başlangıçta oluşumu esnasında Pb-Zn-Cu'lu minerallerin sedimentasyon havzasına taşındığı; bu tortulların metamorfizması esnasında kısmen remobilizasyonla konsantre olduğu; sonrasında Tersiyer plütonizmasıyla şistler içindeki kalkerli seviyelerin skarnlaştığı ve plütonizma etkisiyle oluşan cevherli akışkanların skarn zonlarına yerleştiğini öne sürmektedirler. Çağatay (1980), Biga Yarımadası metamorfik kayaçlarının yataklara oldukça uzak yörelerinden aldığı örneklerde çok az ve eser miktarlarda galenit, sfalerit, kalkopirit, pirit ve pirotin gibi sülfid minerallerine rastlamıştır. Bu türden sülfidli mineraller içeren tabakalar içine daha sonradan granit-granodiyorit intrüzyonlarının yerleşmesi sonucunda, intrüzyonların çevresinde aynı

sülfütlü mineral parajenezlerini içeren kontakt ve hidrotermal yatakların oluştuğunu öne sürmüştür. Böylece daha yaşlı Pb-Zn cevherleşmeleri içeren metamorfik serilerin sıcaklık metamorfizması ve yıkanması sonucunda granitoid magmasının geçtiği yol boyunca yankayaçlardan bu elementleri alarak hareketlendiğini vurgulamıştır. Benzer şekilde Anıl (1984), Arapuçandere ve Kurttaş Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin bir ön konsantrasyon geçirdiğini ileri sürmüş ve detritik seri içinde Pb potansiyelinin bulunduğunu belirtmiştir. Yazara göre, felsik plütonların bölgeye yerleşmeleri sırasında, ön konsantrasyon halindeki ağır metaller yeniden hareketlenerek (remobilizasyon) zenginleşip, daha önceden oluşmuş kırıklar içinde damar tipinde yataklanmıştır ve bu hareketi sıcaklık metamorfizması başlatmıştır. Her iki yatağında kesinlikle kontakt türünde olmadığını vurgulamıştır. Orgün vd. (2005), Arapuçandere Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinde yaptıkları çalışmada, cevher mineral birlikteliklerini saptamışlar ve faylanma dönemi ile ayrılan en az iki döneme ait hipojen mineralleşmenin kanıtlarını sunmuşlardır. Bununla birlikte pirit ve galenlerdeki  $\delta^{34}\text{S}$  izotop değerlerine bakarak sülfür ve metalleri magmatik bir kaynakla ilişkilendirmişlerdir. Ancak yazarların jeokimyasal ve jeolojik yorumlamaları, buradaki metallerin bir kısmının da çevredeki metakumtaşı ve diyabazlardan liç edilerek zenginleştiği yönündedir. Sıvı kapanım çalışmalarıyla elde edilen veriler sayesinde akışkanların yüksek tuzluluklu (olasılıkla magmatik) sıvılar ve meteorik sıvıların etkileşimleri sonucu oluştuğu ortaya koyulmuştur. Bozkaya (2011),  $\delta^{34}\text{S}$  ve Pb izotop çalışmaları ile sıvı kapanım verileri yardımıyla Arapuçandere Pb-Zn-Cu damarlarındaki Pb ve S'ün Erken Kretase-Paleosen aralığında derin dolaşimli meteorik sular aracılığı ile Triyas yaşlı metaklastik ve metabaziklerden süzülerek zenginleştiğini ifade etmiştir. Ancak, tüm bu modellerde hala açıklanmayı bekleyen noktalar bulunmaktadır. Yan kayaçlardan derlenecek her türlü metal veya elementin yan kayacı altere etmeden veya değiş-tokuş reaksiyonlarına uğramadan saliverilmesinin (liç edilmesi) kimyasal olarak mümkün olmadığı bilinmelidir. Üstelik skarn gibi kütle transferinin sabit hacimli ürünler oluşturduğu oluşumlar göz önüne alındığında "metallerin yan kayaçtan saliverildiği veya

tüketildiğini" kabullenen modellerde yan kayaçlarda yaygın bir alterasyon beklenmeli ve alterasyon ürünleri ile cevher kütlelerinde oluşan yeni mineraller arasında kütle transferi hesaplamaları ve izokon yöntemiyle kazanç-kayıp oranları ortaya konulmalıdır. Bu oranlar hesaplanırken de mümkün olduğunca aynı türde taze ve cevherli-alterasyona uğramış kayaçlar kullanılmalıdır. Geline nokta Biga Yarımadası'nda bu kapsamda bir çalışma maalesef henüz yoktur. Yapılagelen çalışmalarda elde edilen duraylı izotop oranları, tuzluluk vb. gibi fiziko-kimyasal parametreler sadece akışkanın kaynağı hakkında bir sonucun elde edilmesine katkı sağlayabileceği kabul edilen bir gerçektir. Bu durumda, yataklardaki metallerin kaynağından çok akışkanın kaynağından söz edilmelidir. Halbuki yukarıda özet olarak verilen çalışmalar akışkan kaynağından çok metal kaynağına atıf yapmaktadır. Dolayısıyla, bu tür çalışmalar yokken sadece akışkanın kökenine yönelik izotop verileri ile metallerin veya elementlerin kökeni hakkında fikir yürütmek sakıncalıdır.

Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag Yatağı içinde cevherleşmeler, mermer ve diğer litolojilerin genel doğrultu ve eğimleri ile yaklaşık uyumlu olarak gözlenmektedir. Biga Yarımadası'ndaki bazı Pb-Zn cevherleşmelerinin (Handeresi, Bağırkaç, Karaaydın, Çulfaçukuru, Balya ve Altınoluk) içlerinde izlendikleri kayaçların doğrultu eğimlerine uyumluluk göstermesi, bazı araştırmacılara göre bu tür cevherleşmelerin sinjenetik kökenli olabilecekleri yani cevher minerallerinin sedimantasyonla (daha sonra metamorfizmaya uğradıkları kabul edilmektedir) eş yaşlı olarak yer alabileceği düşüncesinin oluşmasına sebep olmuştur (Çağatay, 1980; Bozkaya ve Gökçe, 2009; Bozkaya, 2011; İlbars vd., 2010). Ancak, (1) Çataltepe yatağındaki cevherleşmelerinin kıvrım ve foliyasyon düzlemleri yerine kalk-silikat alterasyonlarca baskın alt mermer-metakumtaşı dokanaklarında gözlenmesi (2) kalk-silikat alterasyonların foliyasyon ve kıvrım düzlemlerini keser şekilde gözlenmesi bu görüşü desteklemektedir. Çataltepe yatağının başlangıçta sinjenetik yollardan oluşabilme olasılığını azaltan diğer bir veri ise, cevherleşmelerin yan kayaçları ile (Çamlıca

metamorfizmaları) birlikte yeşilşist fasiyesinde veya daha düşük derecede metamorfizma geçirmemiş olmasıdır. Yapılan saha ve özellikle cevher mikroskopisi çalışmalarında galenit ve piritlerdeki genç faylanmalara bağlı olarak ortaya çıkan kataklastik deformasyon izleri haricinde düşük dereceli ve kataklastik deformasyon koşullarını temsil edecek herhangi bir cevher dokusuna rastlanmamıştır. Ayrıca Çanakkale-Yenice-Kalkım (Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere) civarındaki cevherleşmelerde yapılan galeri haritalamaları sırasında da bahsedilen dokulara rastlanmamıştır. Kalkım bölgesi cevherleşmelerinde, Çataltepe yatağından farklı olarak çok belirgin kıvrımlanmalar gözlenmektedir. Kalkım cevherleşmelerinin yan kayaçları ile birlikte kıvrımlandığı varsayıldığında, cevherleşmelerin de bu kıvrımlara uyumlu olması beklenmektedir. Halbuki Kalkım bölgesi cevherleşmelerinin, tabakaya bağlı (uyumlu) yataklar gibi süreklilik arz etmek yerine, daha çok kıvrımlanma sonucu eksen ve kanatlarda gelişmiş tansiyon çatlakları civarında yoğunlaştığı saptanmıştır. Bu durum, kırıklanmalara bağlı olarak ikincil geçirgenliğin artması ve akışkan-yan kayaç etkileşimlerinin maksimuma çıkması ile açıklanabilir. Ancak metamorfizma sonrası mobilize olacak çözeltilerin bu çatlaklara doğru göç edebileceği ve buralarda yeniden zenginleşebileceği olasılığı da vardır. Fakat bu alanlarda 2006-2010 yılları arasında yapılan ayrıntılı saha ve cevher mikroskopisi çalışmalarında metamorfizma aşamasında gerçekleşmiş bir remobilizasyonu işaret edebilecek herhangi bir dokuya da rastlanmamıştır (Akıska, 2010; Akıska vd., 2010; Akıska vd., 2013).

Pb-Zn skarnlar, (a) magmatik kaynaktan uzaklığa, (b) oluşum sıcaklığına, (c) cevher kütlesinin geometrik şekline ve (d) skarn ve sülfid mineral oranlarına göre alt gruplara ayrılabilir. Ancak bu kriterlerin hiçbiri tanımlama ve sınıflamalar için tam anlamıyla yeterli olamamaktadır. Bazı yataklar için zamansal ve mekansal olarak birlikteliği bulunan magmatik bir kaynak, yatağın skarn olarak sınıflaması için yeterli de olabilir. Çoğu skarn türü yatak, oldukça geniş bir sıcaklık aralığında oluşabilir ve birçok skarn, manto (yatay damar şekilli) veya chimney (boru-baca şekilli)

içeren çeşitli geometrik yapılara sahip olabilir ve hem kalsilikat minerallerince zengin hem de kalsilikat minerallerince fakir zonlar içerebilir (Meinert, 1992). Bütünüyle keşfedilmemiş bölgelerde cevherleşmelerin yüzeyde açığa çıkmış bazı kesimlerinde bu zonlardan sadece bir tanesi görülebilir (Akıska, 2010).

Çataltepe yatağının kalsilikatlarla gelişen alterasyon mineralojisi, bölgedeki yataklarla (Handeresi, Bağırkaç, Karaaydın, Çulfaçukuru, Balya ve Altınoluk) karşılaştırıldığında, karbonatlarla ilişkili bu yataklara benzer mineral birlikteliklerine sahip olduğu görülür. Bu tür yatakların tamamı çok az miktarlarda kalk-silikat (granat-piroksen-amfibol) parajenezleri içermektedir. Literatür verilerinden granat ve piroksenlerin tüm cevherleşmelerde benzer bileşim aralıklarına sahip olduğu anlaşılmaktadır. Granatların bileşimleri bu yataklarda grossular-andradit arasında değişirken, piroksenlerin bileşimi hedenberjit-johansenit-diyopsit-arasında değişmektedir (Akıska, 2010; Demirela vd., 2010; Akıska vd., 2013). Bu tür yataklarda tremolit gözlemlendiği de belirtilmektedir. Ancak Handeresi, Bağırkaç ve Fırıncıkdere cevherleşmelerinde oldukça sık rastlanan bu tür mineraller üzerine ayrıntılı mineral kimyası çalışmaları yapan Akıska (2010) ve Demirela vd. (2010) tremolit olarak tanımlanan bu minerallerin aslında hedenberjit, johansenit ve kısmen de diyopsit türünde piroksenler olduğunu ortaya koymuşlardır.

Bölgede daha önce çalışmalar yapan bazı araştırmacılar, Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag yatağını "Arnavundere cevherleşmesi" ve "Çataltepe cevherleşmesi" olmak üzere başlıca iki kısımda ele almışlardır (Şekil 2) (Yücelay, 1971; Serdar, 1975; Arvas ve Önder, 1976). Yazarlara göre Arnavundere cevherleşmesi "hidrotermal filon", Çataltepe cevherleşmesi ise "kontak-pnömatolitik" oluşumlardır. Ancak yapılan arazi çalışmaları KKD-GGB gidişli muhtemel fay zonu içindeki Arnavundere cevherleşmesi ile Çataltepe cevherleşmesinin aynı alan içinde yer aldığını ve aynı fay sisteminden beslendiklerini göstermiştir. Bu muhtemel fay kanalını kullanan cevherli çözeltilerle karbonatlı yan kayaçların etkileşimi sonucunda (sıcaklığın da elverişli olduğu kadarı ile) kısmi kalk silikat mineralleri oluşurken, karbonatlı olmayan yan kayaçlarda ise kalk silikat

minerallerinden yoksun tipik damar tipi cevherleşmeleri oluşmuş olmalıdır. Ancak günümüzde Arnavundere cevherleşmesi olarak bilenen cevherli zon tamamen pasa ile örtülü olduğundan detay gözlem yapılamamıştır.

Saha ve cevher mikroskobisi çalışmaları Çataltepe yatağı içerisinde cevherleşmelerin dokusal olarak iki tipe ayrılabilceğini ve saçınımlı dokulu cevher örneklerinin, masif dokulu cevher örneklerinden biraz daha sonra oluştuğunu göstermiştir. Masif dokulu cevher örneklerindeki sfaleritler (sfalerit-I), saçınımlı dokulu cevher örneklerine göre daha fazla kalkopirit (kalkopirit-I) ayrışmaları içermektedir. Bu da, masif dokulu cevherleşme evresinin saçınımlı dokulu cevher evresine göre biraz daha yüksek sıcaklarda oluşmuş olabileceğine işaret edebilir.

Arazi ve literatür incelemeleri sırasında cevherleşme ile ilişkisi olabileceği düşünülen Şevketiye granitoidinin yüzeyleyen herhangi bir kesiminde gelişmiş bir endoskarn zonuna veya granit çeperinde mineralojik ve kimyasal değişime ait bir veriye ulaşılamamıştır. Benzer şekilde Biga Yarımadası'ndaki cevherleşmelerin yakınında bulunan hiçbir granitoid kütlelerinde Pb-Zn cevherleşmesinin böyle bir değişime uğradığı ile ilgili bir bilgi de yoktur. Endoskarn olarak yorumlanan kesimler genellikle çok sınırlı biçimde gelişmiş ve çoğunlukla epidotlar ve yer yer granatların varlığı ile tanımlanmıştır. Bu minerallerin, skarnlaşma (metasomatizma) neticesinde oluşabileceği gibi, metamorfik süreçler sonucunda gelişen hornfelsler içinde de ortaya çıkabileceği göz önüne alınmalıdır. Bilindiği üzere skarn türü bir cevherleşmenin oluşmasında granitik bir intrüzyonun metamorfik kayaçları sıcak dokanakla kesmesi kesin bir şart değildir. Bu işlem intrüzyonun kestiği bir fay zonunu kullanan akışkanların metasomatik etkileri ile de gerçekleştirilebilir (Meinert, 1992). Literatürde bu türden skarn tipi cevherleşmeler distal Pb-Zn skarnlar olarak tanımlanmaktadır (Williams-Jones, 2010). Ancak Çataltepe ve benzer yataklarda kalsilikat minerallerce temsil edilen prograd evreye özgü kalsik alterasyonların çok sınırlı biçimde gözlenmesi ve bu alterasyonların haritalanamayacak kadar ince ve dar yayımlı olması dikkat çekici bir durumdur. Çataltepe yatağında prograd evreye ait mineral toplulukları her ne kadar

retrograd alterasyona ait mineral toplulukları tarafından maskelense de, retrograd alterasyonların da dünyada bilinen skarnlara göre çok daha sınırlı ölçüde gelişmiş olması dikkati çekici bir durumdur. Prograd evreye özgü ve mikrotermometrik ölçümlere uygun birincil kapanımlar içeren bir granat mineralinden elde edilebilen homojenleşme sıcaklıklarının (Th) 300-353°C arasında ve son buz ergime sıcaklıklarının (Tm) ise % 0,5 - 1,4 NaCl eşdeğeri tuzluluklar arasında değiştiği görülmüştür (Demirela, 2011). Elde edilen bu değerler Meinert (1987) ve Boni vd. (1990) tarafından Pb-Zn skarnlar için ortaya konulmuş homojenleşme sıcaklıkları ve % NaCl eşdeğeri tuzluluk değerleri ile karşılaştırıldığında, benzer homojenleşme sıcaklık aralıklarında kaldığı ancak % NaCl eşdeğeri tuzluluk değerlerine göre ise oldukça düşük değerler içerdiği ve magmatik kökenli sıvılardan da (%7,3-8,5 NaCl eşdeğeri tuzluluk) belirgin şekilde ayrıldığı görülür. Skarnlarda meteorik sularla karışım özellikle retrograd evrede beklenen bir sonuç olmasına karşın prograd minerallerinde (granat) tuzluluk değerlerinin bu derece düşük seyretmesi, çalışma alanındaki prograd evre olaylarına magmatik akışkanların doğrudan katılmadığı sonucunu ortaya çıkarmaktadır. Sonuç olarak, elde edilen veriler ışığında Çataltepe Pb-Zn±Cu±Ag Yatağı cevherleşmelerinin distal bir Pb-Zn skarn yatağına göre biraz daha sığ kesimlerde ve mezo-epitermal sıcaklık koşullarında gelişmiş epijenetik tip bir cevherleşme olduğu söylenebilir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma birinci yazarın, üçüncü ve dördüncü yazarların danışmanlığında yapmış olduğu doktora tezinin (Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü) bir bölümünü oluşturmaktadır. Yazarlar, parlatma kesit incelemelerindeki katkıları sebebi ile Şükrü Koç ve Ahmet Çağatay'a, maden sahasında çalışma yapılmasına izin veren ve her türlü kolaylığı gösteren Çanakkale Madencilik A.Ş.'ye ve bu makalenin son şeklini almasını sağlayan hakemler (Tolga Oyman ve diğer anonim hakem) ile baş editör Yurdal Genç'e teşekkür ederler.

**KAYNAKLAR**

- Akiska, S., 2010. Yenice (Çanakkale) Bölgesi'ndeki Cu-Pb-Zn Oluşumları. AÜ Fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi, 234 s. (yayımlanmamış).
- Akiska, S., Demirela, G., Sayılı, İ.S. and Kuşcu, İ., 2010. Fluid inclusion and S isotope systematics of some carbonate-related Pb-Zn-Cu mineralizations in NW Anatolia, Turkey, In: Vasilios Melfos, Peter Marchev, Iskra Lakova & Alexandros Chatzipetros (eds), *Geologica Balcanica*, Abstract Volume, p. 21, ISSN 0324-0894.
- Akiska, S., Sayılı, İ.S. and Demirela, G., 2013. Geology, mineralogy and the Pb, S isotope study of the Kalkım Pb-Zn ± Cu deposits, Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Geosciences*, 58(4), 379-396.
- Altunkaynak, Ş., 2007. Collision-driven slab breakoff magmatism in northwestern Anatolia, Turkey, *Journal of Geology*, v. 115, 63-82.
- Altunkaynak, Ş. and Genç, Ş.C., 2008. Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, v. 102, p. 316-340.
- Anıl, M., 1984. Yenice (Arapuçandere-Kurttaş-Sofular ve Kalkım-Handere) Pb-Zn-Cu Cevherleşmelerinin Köken Sorunu ve Tersiyer Volkanizmasıyla İlişkileri. *Jeoloji Mühendisliği*, v. 20, p. 17-29.
- Arvas, H.ve Önder, İ., 1976. Biga Yarımadası Çataltepe Sahası Bakır-Kurşun Aramaları IP Etüd Raporu. MTA Derleme Rapor No: 5625, Ankara.
- Baker, T., Achterberg, E.V., Ryan, C.G. and Lang, J.R., 2004. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit. *Geology*, v.32, p. 117-120.
- Beccalotto, L., Bartolini A.C, Martini, R. Hochuli, P. and Kozur H., 2005. Biostratigraphic data from the Çetmi melange, northwest Turkey: palaeogeographic and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 221, p. 215-244.
- Beccalotto, L., Bonev, N., Bosch, D. and Bruguier, O., 2007. Record of a Paleogene syn-collisional extension in the north Aegean region: Evidence from the Kemir micaschists (NW Turkey). *Geological Magazine*, v. 144(2), p. 393-400.
- Beşir, D., 2003. Genesis of Pb-Zn-Ag deposit of Kuru Village (Lapseki-Çanakkale). Msc Thesis. University of Dokuz Eylül (unpublished).
- Bingöl, E., 1969. Contribution à l'étude géologique de la partie centrale et Sud-Est du massif de Kazdağ (Turquie). PhD Thesis, Nancy Univ. Fransa, 190 p.
- Boni, M., Rankin, A.H., and Salvadori, M., 1990. Fluid inclusion evidence for the development of Zn-Pb-Cu-F skarn mineralization in SW Sardinia, Italy. *Mineralogical Magazine*, v.54, p. 279-287.
- Borchert, H., 1934. Über Entmischungen im System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als geologisches Thermometer. *Chemie der Erde*, 9, 145-172.
- Bozkaya, G., 2011. Sulphur- and lead-isotope geochemistry of the Arapuçandere lead-zinc-copper deposit, Biga Peninsula, northwest Turkey, *International Geology Review*, v.53 (1), p. 116-129.
- Bozkaya, G. and Gökçe, A., 2009. Lead and sulfur isotope studies of the Kuru (Çanakkale, Turkey) lead-zinc deposits, *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 18, p. 127-137.
- Çağatay, A., 1980. Batı Anadolu kurşun-çinko yataklarının jeoloji-mineraloji etüdü ve kökenleri hakkında görüşler. *T.J.K. Bült.*, v. 28(2), p. 119-132.
- Çalapkulu, F., 1970. H17-b2,b3 Paftaların jeolojisi, MTA Derleme Rapor No: 6826, Ankara.
- Çanakkale Madencilik, 2003. Çanakkale-Lapseki Çataltepe yatağının jeoloji haritası (yayımlanmamış).
- Çanakkale Madencilik, 2013. <http://www.canakkalemadencilik.com>, 03.09.2013.



- Çetinkaya, N., Karul, B., Önal, R. ve Yenigün, K., 1983a. Çanakkale-Yenice-Kalkım Bağırkaç Dere jeoloji raporu. MTA Derleme Rapor No : 7814, Ankara (yayımlanmamış).
- Çetinkaya, N., Karul, B., Önal, R. ve Yenigün, K., 1983b. Çanakkale-Yenice-Kalkım Handeresi Pb-Zn-Cu yatağı jeoloji raporu. MTA Derleme Rapor No : 7822, Ankara (yayımlanmamış).
- Delaloye, M. and Bingöl, E., 2000. Granitoids from western and northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, v. 42, p. 241-268.
- Demirela, G., 2011. Çataltepe (Lapseki/Çanakkale) Pb-Zn-Cu-Ag Yatağının Jeolojisi ve Kökeni, AÜ Fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi, 220 s. (yayımlanmamış).
- Demirela, G., Akiska, S., Sayılı, İ.S. and Kuşcu, İ., 2010. Silicate and sulfide mineral chemistry of some carbonate related Pb-Zn-Cu mineralizations and their effects on ore genesis in NW Anatolia, TURKEY, In: Vasilios Melfos, Peter Marchev, Iskra Lakova & Alexandros Chatzipetros (eds), *Geologica Balcanica*, Abstract Volume, p. 91, ISSN 0324-0894.
- Dilek, Y., Altunkaynak, Ş. And Öner, Z., 2009. Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex, and the late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province. *Geological Society of London, Special Publications*, v. 321, p. 197-223.
- Doğan, B., Ünlü, T. ve Sayılı, İ. S. 1998. Kesikköprü (Bala - Ankara) demir yatağının kökenine bir yaklaşım. *MTA Dergisi*, 120, 1-33.
- Dönmez, M., Akçay, A.E., Genç, Ş.C., Acar, Ş., 2005. Biga Yarımadası'nda Orta-Üst Eosen volkanizması ve denizel ignimbritler. *MTA Dergisi*, v. 131, p. 49-61.
- Dönmez, M., Akçay, A. E., Duru, M., Ilgar, A., Pehlivan, Ş., 2008. Türkiye Jeoloji Haritaları Çanakkale-H17 Paftası. *MTA Jeoloji Etüdüleri Dairesi*, 101 s.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Ilgar, A., Dönmez, M. ve Akçay, A. E., 2007. 1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları-Ayvalık-İ17 paftası. *MTA Yayın No: 98*, 36 s.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits, *Economic Geology*, 75th Anniv., p. 317-391.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakioğlu, E., Adis, C., Walter, H.J. ve Yıldırım, T., 1995. Biga Yarımadası ile Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Tersiyer volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, v. 117, p. 55-86.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Bül. Sayı v. 66*, p. 23-34, Ankara.
- İlbar, Y., Ünlü, T. ve Sayılı, İ.S., 2010. Çanakkale-Altınoluk kurşun-çinko cevher oluşumlarının maden jeolojisi, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, v. 34(1), p. 1-40.
- Meinert, L.D., 1987. Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico. *Economic Geology*, v.82, p. 523-545.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits: *Geoscience Canada*, v. 19, p. 145-162.
- Meinert, L. D. 1995. Compositional variations of igneous rocks associated with skarn deposits chemical evidence for a genetic connections between petrogenesis and mineralization. In: J.F.H. Thompson, Editor, *Magmas, Fluids, and Ore Deposits* Mineralogical Association of Canada, Short Course Series vol. 23, J.L. Jambor, Victoria, British Columbia, 401-419.
- Morrison, G. W., 1980. Stratigraphic control of Cu-Fe skarn ore distribution and genesis at Craigmont, British Colombia. *CIM Bull.*, 73, 109-123.
- Morrison, G. W., 1981. Setting and origin of skarn deposits in the Whitehorse Copper Belt, Yukon. *Doktora Tezi*, Univ. Western Ontario, London.
- Norton, D. and Cathles, L. M., 1979. Thermal aspects of ore deposition. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*,

- 2nd ed. (H.L. Barnes, ed.). John Willey & Sons, 611-631.
- Okay, A., Siyako, M. ve Bürkan, K. A., 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. TPJD Bülteni 2(1), s. 83-121, Ankara.
- Okay, A.I. and Satır, M., 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, v. 137, p. 495-516.
- Okay, A.I., Siyako, M. and Bürkan, K.A., 1991. Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula, northwest Turkey. *Bulletin of the Technical University of Istanbul, Special Issue on Tectonics*, v. 44, p. 191-256.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. and Akyüz S., 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. in *Tectonics of Asia* (ed. A. Yin & M. Harrison), Cambridge University Press, pp. 420-441.
- Okay, A.İ., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q.G. and Cosmas, K.S., 2008. Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey. *Tectonophysics*, v. 461, p. 252-264.
- Orgün, Y., Gültekin, A.H. and Önal, A., 2005. Geology, mineralogy and fluid inclusion data from the Arapucan Pb-Zn-Cu-Ag deposit, Çanakkale, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 629-642.
- Ovaloğlu, R., 1973. Biga Yarımadası'nın jeolojisi - maden yatakları ve bakır-kurşun çinko mineralizasyonu için ümitli olan bölgeler, *Madencilik Dergisi*, v. 12(6), p. 1-22.
- Özocak, R., 1977. Batı Anadolu'da metamorfik serilerde rastlanan şiztoziteye uyumlu görülen bazı Pb-Zn-Cu maden yatakları, *MTA Dergisi*, p. 43-47.
- Ramdohr, P., (1975). *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen*. Akademie-Verlag, Berlin, 1277 p.
- Saner, S., 1978. The depositional associations of Upper Cretaceous-Paleocene-Eocene times in central Sakarya and petroleum exploration possibilities. *Türkiye 4. Petrol Kong. Tebliğleri*, p. 95-115.
- Sawkins, F. J., 1990. *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*, 2nd ed. Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, London, Paris, Hong Kong: Springer-Verlag. 461 p.
- Serdar, A., 1975. Çataltepe Sahasının Jeoloji Haritası, MTA Arşiv (yayımlanmamış)
- Sfondrini, G., 1961. Surface geological report on Ar/TPO/I/538 and 537. TPAO Arama Grubu Rap. No: 1429, 9 s.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay, İ.A., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. TPJD Bülteni, v. 1(3), p. 183-199.
- Soyer, Ş., 2008. Çataltepe Sahası 1/250 Ölçekli Maden Jeolojisi Haritası, Çanakkale Madencilik Şirketi Arama Grubu Birimi, Çanakkale (yayımlanmamış).
- Stanton, R. L., 1987. Constitutional features and some exploration implications of three zinc-bearing stratiform skarns of eastern Australia. *Trans. Inst. Mining Metall., Section B. Applied Earth Sci.*, 96, B37-B57.
- Sümengen, M. ve Terlemez, İ., 1991. Güneybatı Trakya yöresi Eosen çökellerinin stratigrafisi. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, v. 113, p. 17-30.
- Şengün, F. ve Çalık, A., 2007. Çamlıca Metamorfitlelerinin (Biga Yarımadası, KB Türkiye) metamorfizma özellikleri ve korelasyonu. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, v. 50, p. 1-16.
- Toker, V. ve Erkan, E., 1985. Gelibolu Yarımadası Eosen formasyonlarının nannoplankton biyostratigrafisi: *MTA Dergisi* v. 101, p. 72-91.
- Tufan, A. E., 1993. Karaydın Köyü (Yenice-Çanakkale) çevresinin jeolojik ve petrografik özellikleri ile kurşun-çinko zuhurlarının jenetik incelemesi. *Doktora Tezi*, Selçuk Üniversitesi, 158 s., Konya.
- Ünlü, T., 1983. Sivas, Divriği-Akdağ; Gürün-Otluklisse; Erzincan, Kemaliye, Bizmişen-

- Çaltı, Kurudere ve Adıyaman, Çelikhan-Bulam demir yatakları hakkında görüşler. MTA Maden Etüd Dairesi, Rap. No. 1901, Ankara (yayımlanmamış).
- Ünlü, T. ve Stendal, H., 1989. Divriği bölgesi demir cevheri yataklarının nadir toprak element (REE) jeokimyası; Orta Anadolu, Türkiye. Türkiye Jeoloji Bülteni, v.32, p.21-37.
- Wagner, G. A., Pernicka, E., Seeliger, T.C., Öztunalı, Ö., Baranyi, İ., Begemann, F. and Schmitt-Strecker, S., 1983. Geologische untersuchungen zur fruhen metallurgie in NW-Anatolien, Bulletin of the Mineral and Exploration Institute of Turkey, v. 100(101), p. 45–81.
- Yalçınkaya, N.K., 2008. Kişisel görüşme. Çanakkale Madencilik Şirketi, Çanakkale.
- Yücelay, M.A., 1971. Çanakkale ili Yenice ilçesi Karaköy Arapuçandere civarındaki kurşun çinko aramaları. MTA Derleme Rapor No: 4688, Ankara.
- Yücelay, M.A., 1976. Çanakkale-Kalkım-Handeresi Pb-Zn-Cu bölgesinin etüdü. MTA Derleme Rapor No: 5720, Ankara (yayımlanmamış).
- Williams-Jones, Samson, I.M., Ault, K.M., Gagnon, J.E. and Fryer, B.J., 2010. The genesis of distal zinc skarns: evidence from the Mochito Deposit, Honduras. Economic Geology, v. 105(8), p. 1411-1440.

