

Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere (Kalkım, Yenice-ÇANAkkALE) Pb-Zn±Cu Distal Skarn Yataklarında Akışkanların Kökeni

Origin of the Fluids in the Handeresi, Bağırkaçdere, and Fırıncıkdere (Kalkım, Yenice-ÇANAkkALE) Pb-Zn±Cu Distal Skarn Deposits

SİNAN AKISKA^{1*}, GÖKHAN DEMİRELA²

¹Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100, Tandoğan, Ankara

²Aksaray Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 68100, Aksaray

Geliş (received) : 24 Temmuz (July) 2014

Kabul (accepted) : 11 Kasım (November) 2014

ÖZ

Biga Yarımadası'nın doğusunda yer alan Kalkım (Yenice) beldesinin güneyinde bulunan Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere yatakları Türkiye'deki önemli Pb-Zn±Cu yatakları arasında yer almaktadır. Bölgedeki distal Pb-Zn skarn oluşumları, Kalabak Formasyonuna ait epidot-serizit-grafit şist ve metakumtaşları ile kalk şist ve mermer dokanaklarında ve/veya bunların kırık-çatlaklarında meydana gelmiş olup, hem litolojik hem de yapısal kontrollü cevherleşmelerdir. Bölgede yapılan çalışmalar sırasında endoskarn zonuna rastlanılmamış olup, eksoskarn zonunda görülen mineraller, grossular-andradit türü granatlar, Mn-hedenberjit-johansenit (çok nadiren diyopsit) türü klinopiroksenler, aktinolit-tremolit türü amfiboller (çok nadir), epidotlar, kuvars (kuvars-I) ve kalsitir (kalsit-II). Cevher mineralleri olarak ise galenit, sfalerit, pirit, kalkopirit, arsenopirit, manyetit ve hematit saptanmıştır. Gerek cevherli zonları gerekse de tüm yan kayaçları kesen ve damar dolgusu şeklinde gözlenen ayrı bir kuvars (kuvars-II) ve kalsit (kalsit-II) jenerasyonu da belirlenmiş olup bunlar cevher içermeyen geç evre oluşumlarıdır.

Klinopiroksen, sfalerit, kuvars-I ve kalsit-II örnekleri üzerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında klinopiroksen minerallerinin 300-340 °C (% 5,6 ile % 8 arası NaCl eşdeğeri tuzluluk), sfalerit minerallerinin 272-338 °C, kuvars-I minerallerinin 157-319 °C (% 1,4 ile % 9,1 arası NaCl eşdeğeri tuzluluk) ve kalsit-II minerallerinin 68-75 °C arasında oluştuğu saptanmıştır. Kapanımların çok küçük olmaları sebebiyle sfalerit ve kalsit-II minerallerinden tuzluluk ölçümleri yapılamamıştır. Cevherleşme ile ilişkili kalsit (kalsit-I) minerallerinde yapılan C-O izotop analizleri sonucunda $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ değerlerinin % -3,9 ile % 0,6 arasında, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerlerinin ise % 1,82 ile % 12,76 arasında yer aldıkları görülmüştür.

Tüm veriler bir arada değerlendirildiğinde, bölgedeki bu oluşumları meydana getiren akışkanın olasılıkla magmatik kökenli olduğu ve yaklaşık 340 °C veya üzerindeki bir sıcaklıkta (prograd-retrograd evre geçişi) meydana geldiği sonucuna varılabilir. Sıcaklığın düşmesi ile birlikte, ilk olarak oluşan klinopiroksenlere kuvars-I mineralleri de eşlik etmiştir. Sıcaklığın yaklaşık 300 °C altına düşmesi (retrograd evre) ile meteorik sular sisteme katılıp tuzluluk değerlerinin düşmesine sebep olmuşlardır. Cevherleşme ise yaklaşık prograd-retrograd evre geçişinden itibaren oluşmaya başlamış ancak esasen retrograd evrede meydana gelmiştir. Yapılan C-O izotop çalışması ile de cevherleşme ile ilişkili kalsitlerdeki karbonun kökeninin öncelikle magmatik olduğu ancak cevherleşmenin ilerleyen evrelerinde yan kayaçlardaki rekrystalize denizel kireçtaşlarının da karbona kaynaklık ettiği, oksijenin ise yine magmatik kaynaklı olduğu ancak ilerleyen evrelerde meteorik su etkisi ile oksijen izotop değerlerinin değiştiği saptanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Sıvı kapanımı, skarn, Handeresi, Biga, distal, duraylı izotop, karbon, oksijen

* S. Akiska

e-posta: akiska@eng.ankara.edu.tr

ABSTRACT

Handeresi, Bağırkaçdere and Fırıncıkdere deposits located in the south of Kalkım (Yenice) and at the east of Biga Peninsula are some of the important Pb-Zn±Cu deposits in Turkey. The distal Pb-Zn skarn formations in the area have occurred in the contact between the epidote-sericite-graphite schist-metasandstone and calc schist-marble and/or in fault zones of these units. These occurrences are controlled both structurally and lithologically. While the endoskarn zone are not seen in the area, the exoskarn zone consists of garnet (grossularite-andradite), clinopyroxene (Mn-hedenbergite-johannsenite and very rare diopside), amphibole (very rare actinolite-tremolite), epidote, quartz (quartz-I) and calcite (calcite-I). The ore minerals are galena, sphalerite, pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite, magnetite and hematite. Late-stage barren quartz (quartz-II) and barren calcite (calcite-II) veins and veinlets cut both all the mineralization zones and all the wall rocks.

Fluid inclusion studies shows that the homogenization temperatures (and salinities) of clinopyroxene, sphalerite, quartz-I, and calcite-II are between 300-340 °C (5.6 - 8.0 % NaCl equiv.), 272-338 °C, 157-319 °C (1.4 - 9.1 % NaCl equiv.), and 68-75 °C, respectively. Because the sphalerite and calcite-II contain very small inclusions, the salinity could not be measured. C-O isotope analyse results of calcite-I associated with the mineralization shows that $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ values range between -3.9 ‰ and 0.6 ‰, while $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values range between 1.82 ‰ and 12.76 ‰.

When all data are evaluated together, the fluid, responsible for skarn-associated mineralizations, is probably magmatic origin and develops at/above ~340 °C (prograde-retrograde stage transition). On cooling, quartz-I accompanies with early formed clinopyroxene. With the temperature decreases below 300 °C, meteoric water was incorporated into fluids of the retrograde stage and has led to decrease the salinity. The mineralization has begun to form from approximately prograde-retrograde stage transition, but has mainly occurred in the retrograde stage. C-O isotope studies indicate that the carbon in the calcite associated with the mineralization is magmatic origin at first, but in the later stages, the recrystallized marine limestone is the source of carbon while oxygen is also magmatic origin at first, but incorporating meteoric water into the system has changed the oxygen isotope values.

Keywords: fluid inclusion, skarn, Handeresi, Biga, distal, stable isotope, carbon, oxygen

GİRİŞ

Tetis metalojenik kuşağının önemli bir parçasını oluşturan Biga Yarımadası, antik çağlardan beri metal madenciliğinin ana merkezlerinden birisi olmuştur. Bölgede baz metallerinin yanı sıra, birçok Au-Ag-Mo-Cu ve W oluşumlarına da rastlanmaktadır. Ayrıca, Biga Yarımadası'nda MTA tarafından uzun yıllar boyunca çok sayıda baz metal arama çalışması yapılmıştır. Bu çalışmalar genel anlamda jeoloji çalışmalarına ve maden aramacılığına yöneliktir (MTA, 1993). Bunlara ilaveten, özellikle son yıllarda, bölgedeki Pb-Zn-Cu-Ag yataklarının oluşumlarına yönelik mineraloji, cevher mikroskopisi, sıvı kapanımı, izotop jeolojisi ve EPMA çalışmaları yapılmıştır. Bunlardan başlıcaları; Koru Pb-Zn±Ag±Au yatağı (Bozkaya ve Gökçe, 2009), Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au yatağı (Çağatay, 1980; Anıl, 1984; Orgün vd., 2005; Bozkaya vd., 2008; Bozkaya, 2011), Balya Pb-Zn-Cu±Ag±Au yatağı (Akyol, 1977; Çağatay, 1980; Ağdemir vd., 1994) ve bu çalışmanın da

konusu olan Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere Pb-Zn-Cu±Ag yataklarıdır (Anıl, 1984; Akıska, 2010; Akıska vd., 2013). Genel anlamda bakıldığında Biga Yarımadası'nda oluşan baz metal cevherleşmeler iki farklı tipte sınıflandırılmıştır (Demirela, 2011): (1) metamorfik kayaçlar içerisindeki kalk şistler ve mermer mercekleri ile ilişkili skarn-CRD (ornatma türü) yataklar ve (2) volkanik ve metamorfik kayaçlar içerisindeki kırık sistemlerine bağlı gelişen damar tipi cevherleşmeler. Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere yatakları, epidot serizit grafit şist, kalk şist ve metakumtaşları içerisindeki kırık-çatlak sistemlerinde ve bu birimler içerisindeki mermer merceklerinin dokanaklarında gözlenen Pb-Zn distal skarn yatakları olarak tanımlanmış olup, yapılan saha gözlemleri, mineralojik-petrografik çalışmalar, EPMA ve izotop çalışmaları sonucunda bu üç bölgedeki cevherleşmelerin aynı tip cevherleşmeler olduğu ve üç yatağın da tek bir oluşum olarak değerlendirilmesi gerektiğini belirtmişlerdir (Akıska, 2010; Akıska vd., 2013). Bu

çalışmalarda özellikle mineraloji, cevher mikroskopisi, EPMA, Pb ve S izotop verileri kullanılmış olup, yatak sınıflaması da bu verilere dayanılarak yapılmıştır. Bu makalede ise bölgedeki bazı alterasyon ve cevher mineralleri (klinopiroksen, sfalerit, kuvars ve kalsit) üzerinde sıvı kapanım çalışmaları ve cevherleşme ile ilişkili kalsitlerde de karbon ve oksijen izotop analizleri yapılmış olup elde edilen değerler önceki çalışmalardaki veriler ile karşılaştırılmış ve tartışılmıştır.

BÖLGESEL JEOLJİ

Çalışma sahası jeotektonik olarak Ketin (1966)'e göre Pontidler içinde ve bu tektonik birliğin kuzeybatı ucunda yer alır. Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından Sakarya Kıtası adı verilen bu bölgenin sınırları, kuzeyde Pontid İçi Kenedi, güneyde ise İzmir-Ankara Kenedi olarak tespit edilmiştir. Hem Brinkmann (1966, 1971) hem de Şengör ve Yılmaz (1981) bu tektonik birimi Ankara'nın hemen doğusunda sona erdirmiştir. Okay (1984, 1989) ise Sakarya Zonu'nun doğu sınırını, kuzeybatı Anadolu'ya çok benzeyen bir stratigrafi ve tektonik gelişme gösteren Doğu Pontidler'i de içine alacak şekilde doğruya doğru genişletmiştir (Okay vd., 1990).

Sakarya Zonu boyunca karmaşık bir şekilde deforme olmuş ve genellikle metamorfizma geçirmiş Jura öncesi bir temel ile çok daha az bir deformasyon kapsayan ve hiç metamorfizma göstermeyen bir Jura-Tersiyeer örtü ayrımı yapmak mümkündür. Sakarya Zonu'na ait kristalen temel genel anlamda üç gruba ayrılabilir (Okay vd., 2008): (a) Gnays, amfibolit, mermer ve nadir olarak gözlenen metaperidotitlerin yüksek dereceli Variskan metamorfik serisi, (b) Devoniyen, Karbonifer veya Permiyen kristalizasyon yaşlarına sahip Paleozoyik granitoidleri (Delaloye ve Bingöl, 2000; Okay vd., 2002, 2006; Topuz vd., 2007) ve (c) Permo-Triyas yaşlı metabazit ve daha az oranda görülen mermer ve fillitçe baskın düşük dereceli metamorfik kompleks.

Karakaya öncesi birimler, Biga Yarımadası'nda özellikle Havran ve Edremit'in kuzeyinde yüzeyleyen metasedimanter kayalardan (Kalabak Formasyonu) ve bir intrüzif kütlede oluşmaktadır (Çamlık Granitoidi). Çalışma sahasında Triyas öncesi düşük dereceli bir metamorfizma

geçirmiş Kalabak Formasyonu batıda Oligo-Miyosen yaşlı Eybek granodiyoriti tarafından kesilmiş (Okay vd., 1990) iken doğuda Devoniyen yaşlı Çamlık Granitoidi ile ilişkisi tartışmalıdır (Okay vd., 1996; Aysal vd., 2012).

Kuzeybatı Anadolu'da Geç Kretase sonları ile Tersiyer başı zaman aralığında Neo-Tetis Okyanusu kuzey kolunun kuzeye, Sakarya Kıtası altına doğru dalıp-batarak tüketilmesiyle, güneydeki Torid-Anatolid platformu ile kuzeydeki Sakarya Kıtası çarpışmış ve aralarında, tüm kuzey Türkiye'yi kat eden İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Kuzeybatı Anadolu'da kenet kuşağı gelişiminin ardından, hem kenet kuşağı birimleri; hem de Sakarya Kıtası'na ait temel kayalar, Orta Eosen yaşlı çökel kayalar ile uyumsuz olarak örtülmüşlerdir. Bu stratigrafik veri, en azından kıta-kıta çarpışmasının Orta Eosen döneminden önce tamamlanmış olduğunun göstergesidir (Genç ve Altunkaynak, 2007).

Biga Yarımadası'nın Sakarya Zonu kesiminde Geç Kretase-Erken Eosen yaşlı kayalar bilinmemektedir. Sakarya Zonu'nun daha doğu kesimlerinde, Orta Sakarya bölgesinde, Orta Kretase yaşlı Vezirhan Formasyonu üzerine 1000 metreyi aşkın kalınlıkta pelajik killi kireçtaşı arakatkıları ve serpantinitle Bilecik kireçtaşı olitlitlerini kapsayan Geç Kretase yaşlı volkanitli bir fliş istifi bulunur (Altınlı, 1975; Saner, 1978). Gölpaazarı Grubu ismi verilen bu türbiditik fliş istifi regresif bir gelişme gösterir ve üste doğru Paleosen yaşlı genellikle kalın tabakalı kumtaşlarından oluşmuş nehir çökellerine geçer. Biga Yarımadası'nda Gölpaazarı Grubu olasılıkla Paleosen sonunda aşınmıştır (Okay vd., 1990). Oligosen sonunda Biga Yarımadası'nda önemli bir yükselme ve karasallaşma yaşanmış ve Eosen-Oligosen istifi de büyük ölçüde aşınmıştır.

Bu evreyi takiben çok yaygın ve yoğun bir Oligo-Miyosen kalkalkalen magmatizması Biga Yarımadası'nı etkilemiştir. Yarımadanın güneyindeki granitlerin tümü Geç Oligosen-Erken Miyosen yaşları verir: Eybek Granodiyoriti 23-31 my (Krushensky, 1975; Ayan, 1979), Kestanbol siyeni 28 my (Fytikas vd., 1976), Ilıca-Şamlı granodiyoriti 20-23 my (Ataman, 1975; Bingöl vd., 1982), Nevruz-Çakıroba Granodiyoriti 24

my (Zimmermann vd., 1989). Bu intrüzifler dışında, Erken ve Orta Miyosen'de faaliyete geçen volkanizma Biga Yarımadası'nda geniş alanlar kaplamıştır. Bu volkanik ürünler andezit, breşik dasit ve bölgesel genişleme ile oluşan dasit-andezit-trakit-bazalt sekansını içerir (Ercan, 1979). Granodiyoritlerin kenar zonları ve yakınlarında Pb-Zn-Cu-Fe mineralizasyonları, andezitik birimler içerisinde ise Pb-Zn ve Au cevherleşmeleri görülmektedir (Pehlivan ve Çetin, 1997). Bölgede meydana gelen magmatik aktivite ile oluşan granitoidik kayalar ve bunların yarı derinlik ve yüzey eşdeğeri ürünleri birbirleriyle zaman, mekan ve kökende ortaklıklar sergilemekle birlikte bunların kökeni, tektonik anlamları ve magma kaynağı konusunda günümüzde de tartışmalar devam etmektedir (Fytikas vd., 1984; Yılmaz, 1989; Seyitoğlu vd., 1997; Okay ve Sattır, 2000; Delaloye ve Bingöl, 2000; Aldanmaz vd., 2000; Yılmaz vd., 2001; Beccaletto, 2004; Beccaletto ve Jenny, 2004).

Geç Miyosen'de volkanizma durmuş, sığ denizel ve fluvial klastikler bölgede çökeltmiştir. Pliyosen ve Kuvaterner'de yerel nehir ve göl sedimantasyonu ve az miktarda alkali bazaltik volkanizma gerçekleşmiştir (Okay vd., 1990) (Şekil 1 ve 2).

MİNERALOJİ-PETROGRAFI

Çalışma alanlarında izlenen başlıca kayalar, Kalabak Formasyonu'na ait kalk şistler, epidot-serizit-grafit şistler, bunların içerisindeki metakumtaşı, mermer ve kuvarsit mercikleri ile cevherli oluşumlardır. Her ne kadar yapılan arazi çalışmaları ve galeri haritalamaları sırasında karşılaşılmaş olsa da sondaj karotlarında yapılan incelemelerde daha derinlerde serpantinlerin de bulunduğu belirlenmiştir. Çalışma alanlarının yakınlarında ise Çamlık Granitoidi, Eybek Plütonu ve Kalkım Volkanitleri yüzlek vermektedir (Şekil 1).

Kalabak Formasyonu

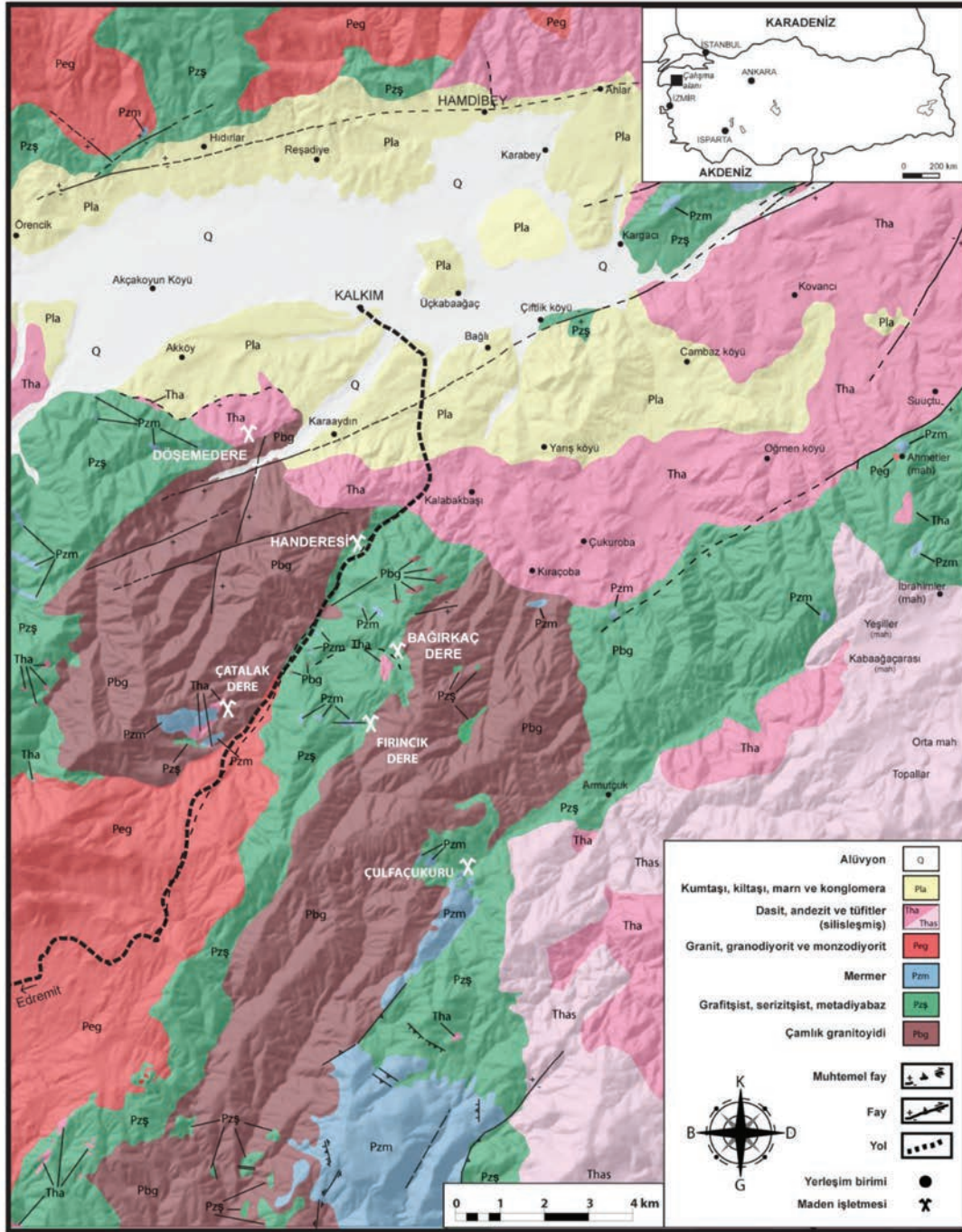
Bölgede görülen epidot-serizit-grafit şistler genellikle koyu yeşil-siyahımsı renklerde olup, bazılarında şistoziteye paralel veya onları keser biçimde 1-2 cm'lik kuvars ve karbonat damarları görülmüştür. Bazı örneklerde kıvrımlanmalar

izlenirken bazılarında ise şistozite düzlemlerinde açılmalar olmuş ve ağsal bir yapı gelişmiştir. Bunlar genellikle cevherli zonlara yaklaştıkça sıklaşmakta olup, damar ve damarcıklar bu kesitlerde daha yoğun görülmektedir. Mineral bileşimi kuvars, grafit, serizit ve epidotlardır. Şistlerde grafitler ve kuvarslar ardalanmalı şekilde dizilmişlerdir. Ayrıca kayalarda damar şeklinde ikincil kuvars ve karbonat oluşumlarına da rastlanır. Epidotlar hem kuvarslarla birlikte birincil olarak, hem de damarlar içerisinde ikincil olarak görülmektedir. Serizitler ise çoğunlukla grafitlerle birlikte yer alır. Ayrıca saçılım şeklinde ve bazen de şistoziteye paralel opak minerallere de rastlanmıştır (Şekil 3a).

Kalk şistler genellikle epidot-serizit-grafit şistlerle birlikte bulunurlar. Bölgeden alınan kalk şistlerin renklerinin çoğunlukla gri-beyazımsı gri renklerde oldukları ve belirgin şistozite düzlemlerine sahip oldukları gözlenmiştir. Yapılan mikroskobik incelemelerde tespit edilen ana mineraller yönlenmiş olarak görülen kalsit ve kuvars taneleridir. Tali mineral olarak ise yine şistozite düzlemlerine yaklaşık paralel olarak dizilmiş opak mineraller görülmektedir. Bazı kalk şist örneklerinde yaygın olan ikincil kırık ve çatlaklar da kuvars ve kalsit ile doldurulmuş durumdadır (Şekil 3b).

Farklı seviyeler ve kalınlıklar halinde ve merceksi yapılar da gözlenen metakumtaşları ise masif görünümlü olup metamorfizmanın etkisiyle çok hafif yönlenme gösterirler. Mineral bileşimi kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz, epidot, serizit ve grafit kalıntılarıdır. Bu tür kayalarda da yine ikincil kuvars ve karbonat damarlarına rastlanmaktadır. Epidotlar yine hem birincil hem de ikincil oluşuklar şeklinde bulunmaktadır. Feldspatların birçoğunda serizitleşme ve killeşme yaygındır. Bazı plajiyoklaz porfiroblastlarında basınç etkisinden dolayı ikiz lamellerinde kaymalara rastlanmaktadır. Özellikle saçılım şeklindeki opak mineraller bu kesitlerde izlenmiştir (Şekil 3c).

Rekristalizasyon sebebiyle iri taneli kalsitlerin hakim olduğu mermerlerde kayacın çoğunluğu kalsit mineralinden oluşmaktadır (Şekil 3d). Ayrıca ikincil kuvars ve karbonat damarları ile saçılım şeklinde görülen opak minerallere de rastlanmaktadır.



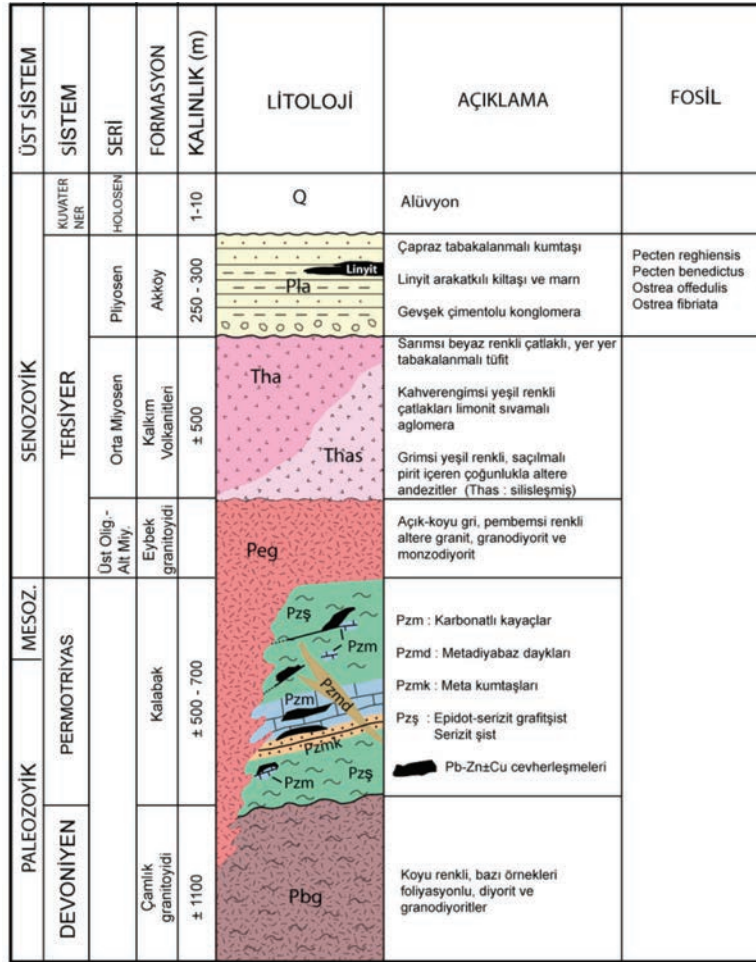
Şekil 1. Çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritası (Duru vd., 2007'den değiştirilerek alınmıştır).

Figure 1. The geological map of the study area and its surrounding (modified from Duru et al., 2007).

Eksoskarn Zonu

Yapılan arazi çalışmalarında bölgede endoskarn zonuna rastlanılmamış olup yalnızca eksoskarn zonuna ait oluşumlar görülmüştür. Bu zonda yer alan alterasyon mineralleri ile birlikte

çoğunlukla cevherli mineraller de izlenmektedir. Bu zondaki kayalar, granat, klinopiroksen (Mn-hedenberjit-johansenit ve az miktarda diyopsit), amfibol (çok nadir aktinolit ve tremolit), çubuksu epidotlar, kuvars, kalsit ve cevher minerallerinden oluşmaktadır.

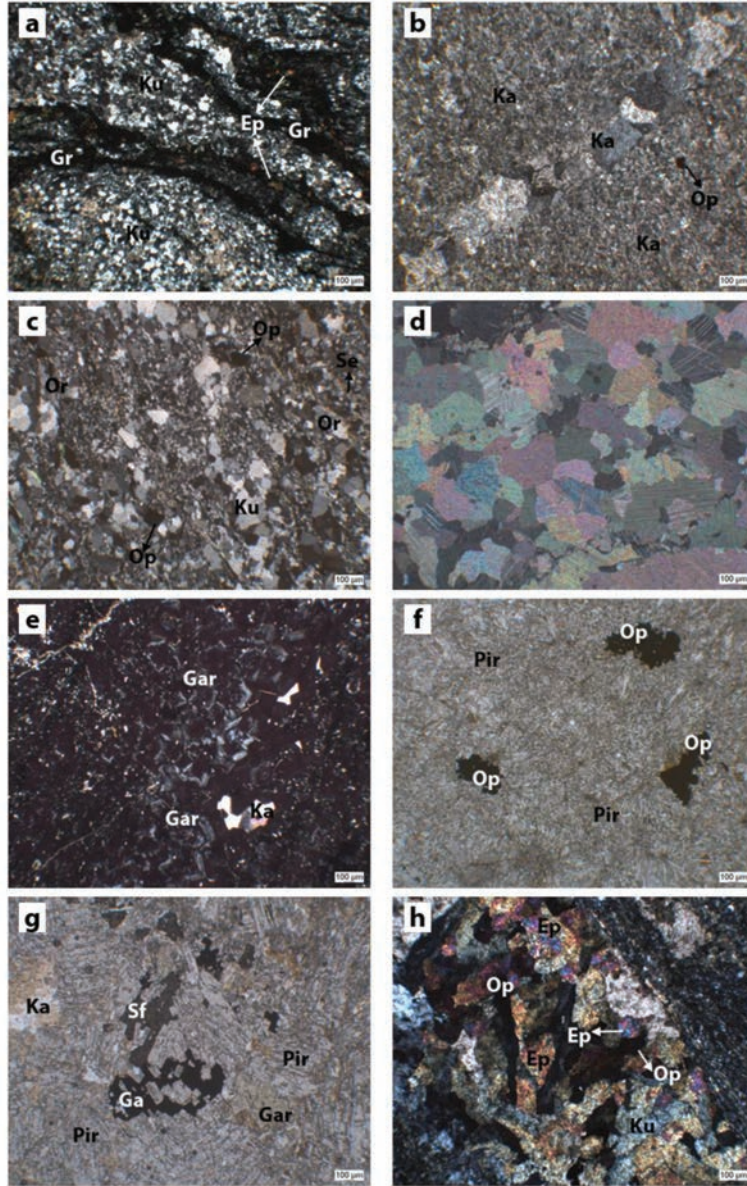


Şekil 2. Çalışma alanına ait stratigrafik kolon kesit (Tufan, 1993'den değiştirilerek alınmıştır).
Figure 2. Stratigraphic columnar section of the study area (modified from Tufan, 1993).

Granatlar renksiz-yeşil renklerde görülmekte olup kesitlerde özşekilli-yarı özşekilli, inceden-iri taneliye kadar değişen boyutlardadır ve hem izotrop hem de anizotrop özellikler sergilemektedirler. İzotrop granatlar genellikle orta-iri tane boyutlarında görülürken, anizotrop granatlar ince-orta tanelidir. Bazı izotrop granatlar kenar zonları boyunca anizotrop granatlara dönüşürken, bazı granatlarda ise merkezden dışa doğru birden fazla izotropi-anizotropi özelliği görülmüş ve bu da granata zonlu bir yapı özelliği kazandırmıştır. Akıska (2010) tarafından zonlu granatlar üzerinde yapılan SEM-EDS çalışmalarında bu zonlanmaların Al ve Fe element değişimlerinden kaynaklandığı saptanmış olup bunlar grossular-andradit türü granatlar olarak isimlendirilmiştir. Granatlar damarlar içerisinde hem dizili hem de

saçınımlı şekilde görülmektedir (Şekil 3e). Bazı granatlar ise epidota dönüşmüştür. Granatların hem kuvarsın hem de sfaleritin içinde kapanımları izlenmektedir.

Johansenit-hedenberjit türü piroksenler özellikle Handeresi bölgesindeki galerilerde makro ölçekte tespit edilmişlerdir. Genellikle çubuksu, ışınsal, yassı prizmatik, yelpaze ve yıldız şekilli (Şekil 3f) gruplar halinde görülen johansenit-hedenberjit birlikteliği çoğunlukla iri taneli, bazen de ince-orta tanelidir (Şekil 3g). Bazı ışınsal-yassı prizmatik türleri karbonatlaşarak kırmızımsı-turuncu renk kazanmışlardır. Bazı kesitlerde de ışınsal karbonatlar görülmektedir. Bunların içerisinde johansenit-hedenberjit pseudomorfoları ve bazen de reliklerinin izlenmesi, olasılıkla



Şekil 3. a) Hafif kıvrımlanma gösteren epidot-grafit şist içerisindeki kuvars, epidot ve grafit taneleri (çift nikol), b) Kalk şist içerisindeki kalsit taneleri ve bu kayacı kesen geç evre kalsit damarı (çift nikol), c) Kuvars, ortoklaz, serizit ve opak mineral içeren metakumtaşı (çift nikol), d) Orta-iri taneli, özşekilli-yarı özşekilli kalsit mineralleri içeren mermer (çift nikol), e) İçerisinde kalsit ve zonlu granatlar bulunan damar (çift nikol), f) İnce taneli yıldız şekilli klinopiroksenler (Mn-hedenberjit-johansenit) ve cevher mineralleri (tek nikol), g) Cevherli alterasyon zonu (tek nikol), h) Bol miktarda orta taneli epidot içeren cevherli kuvars damarı (çift nikol). (Kısaltmalar: Ku: kuvars, Or: ortoklas, Ep: epidot, Gr: grafit, Ka: kalsit, Op: opak mineral, Se: serizit, Gar: granat, Pir: klinopiroksen, Ga: galenit, Sf: sfalerit).

Figure 3. a) Quartz, epidote, and graphite in slightly folded epidote-sericite-graphite schist (crossed nicols), b) Calcite grains in calc schist and the late stage calcite vein cutting calc schist (crossed nicols), c) Quartz, orthoclase, sericite, and opaque minerals in metasandstone (crossed nicols), d) medium-coarse grained, idiomorph-hipidiomorph calcite minerals in marble (crossed nicols), e) The vein including calcite and zoned garnet (crossed nicols), f) Fine grained, star-shaped clinopyroxene (Mn-hedenbergite-johannsenite) and ore minerals (parallel nicols), g) Ore-alteration zone (parallel nicols), h) Ore bearing quartz vein containing a plenty of medium-grained epidote (crossed nicols). (Abbreviations: Ku: quartz, Or: orthoclase, Ep: epidote, Gr: graphite, Ka: calcite, Op: opaque mineral, Se: sericite, Gar: garnet, Pir: clinopyroxene, Ga: galena, Sf: sphalerite).

ilksel johansenit-hedenberjitlerin karbonatlaşmaları sonucu oluştuklarına işaret etmektedir. Diğer bir piroksen minerali olarak da genellikle renksiz ve yarı özşekilli görülen diyopsit bileşimli piroksenler belirlenmiştir. Bu minerallere kesitlerde oldukça az rastlanmaktadır.

Epidotlar, ince-orta taneli özşekilsiz ya da ince çubuksu taneler şeklinde görülmektedir. Bazı bölgelerde gruplar halinde görülen epidotlar tür olarak klinozoisit ve pistaşit türündedirler. Genellikle damarlar içerisinde kuvars ve cevher mineralleri ile birlikte bulunurlar (Şekil 3h). Pistaşit türünde olanlar sarımsı yeşil renklerde olup yüksek girişim renkleri gösterirken, klinozoisit mineralleri ise tipik olarak mürekkep mavisi renginde girişim renklerine sahiptir. Bazı epidotlar klorite dönüşmüş şekilde görülmektedir.

Cevherle birlikte görülen kuvarslar ve kalsitler kesitlerin büyük kısımlarını kaplarken, çoğunlukla iri taneli ve özşekilli-yarı özşekillidir. Bazı bölgelerde cevherli minerallerin etrafını saran ya da aralarını doldurur şekilde izlenen bu mineraller bazen de kırık-çatlak dolguları halinde izlenmektedir. Özellikle kırık-çatlak dolgusu şeklinde izlenen kuvarslar yalnızca cevher minerallerini değil, aynı zamanda bölgede izlenen tüm oluşumları keser şekilde gelişmişlerdir. İçerisinde herhangi bir cevher mineraline rastlanmayan bu dolgular, olasılıkla en son evre kuvars ve kalsitlerine karşılık gelmektedir.

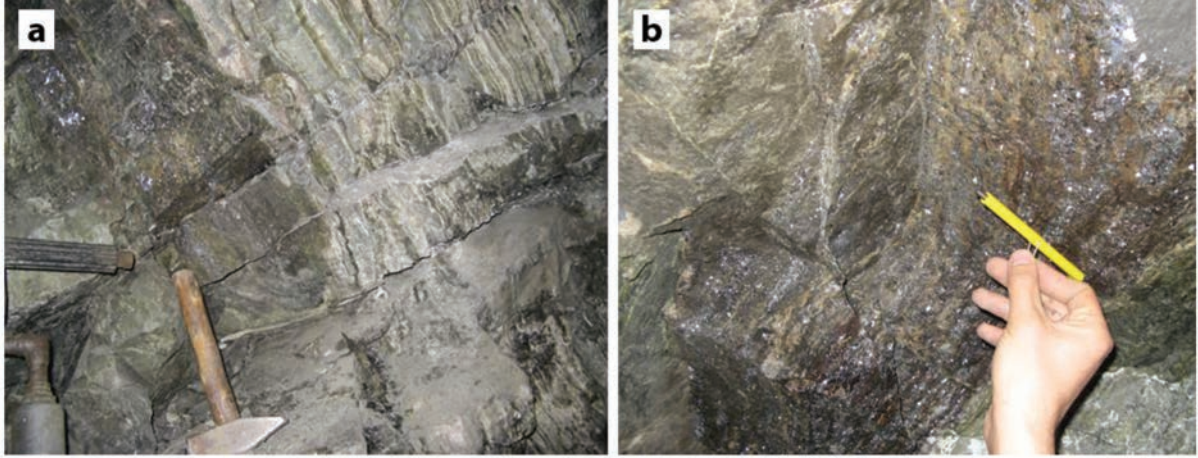
CEVHERLEŞME ve ALTERASYON

Çalışma alanlarındaki cevherleşmeler genellikle mermer-kalk şistlerin içerisinde ve bunların yan kayaçlarla (grafit şist, metakumtaşı) dokanakları boyunca, hem litolojik hem de yapısal kontrollü olarak izlenmektedir (Şekil 4). Handeresi bölgesinde fayların genel doğrultuları KD-GB yönelimlidir. Bölgedeki cevherleşmelerin konumları da bu doğrultulara uyum sağlamaktadır. Bölgede gözlenen bu faylanmalar, antiklinal ve senklinal oluşumları ile ilişkili kırılanmalar ve şistozite düzelemleri, cevherleşme için uygun alanları oluşturmuştur. Bu bölgede gözlenen şistozite düzelemleri genellikle $K30^{\circ}-70^{\circ}D/20^{\circ}-72^{\circ}$ KB'dir. Bağırkaçdere bölgesinde fayların genel doğrultuları KB-GD yönelimlidir. Cevherleşmeler de genel olarak bu doğrultulara paralel gelişmiştir.

Özellikle bölgedeki en büyük galeri olan Bağırkaçdere (BG) galerisinde görülen ana cevherleşmenin iki tarafı faylarla kontrol edilmektedir. Bölgedeki metamorfik kayaçların şistozite düzelemleri, faylara yaklaşık paralel olarak izlenmekte olup, cevherleşme için uygun bir ortam sağlamıştır. Şistozite düzelemlerinin genel yönelimleri $K50^{\circ}-65^{\circ}B/30^{\circ}-53^{\circ}$ KD'dir. Fırıncıkdere bölgesinde görülen cevherleşmeler de diğer iki bölgede izlenen cevherleşmeler gibi hem fay düzelemleri boyunca hem de kayaçlardaki şistozite düzelemleri boyunca gelişmiştir. Bu bölgedeki fayların genel doğrultuları KD-GB ve KB-GD iken şistlerin şistozite düzelemleri ise $K10^{\circ}-75^{\circ}D/28^{\circ}-40^{\circ}$ GD'dir.

Bölgedeki alterasyon mineralleri ve cevherleşmeler üzerinde yapılan ayrıntılı polarizan-cevher mikroskobisi çalışmaları Akıska (2010) ve Akıska vd. (2013)'de sunulmuştur. Burada cevher ve alterasyon minerallerinin kısaca parajenez ve süksesyollarından bahsedilerek (Şekil 5) özellikle sıvı kapanım çalışmalarında ve C-O izotop analizlerinde kullanılan minerallerin birbirleri ile ilişkileri üzerinde durulacaktır.

Yapılan petrografik ve cevher mikroskobisi çalışmalarında susuz silikat minerallerinin ilk oluşan silikat mineralleri oldukları bir başka ifade ile bunların cevherleşmeden önce oluştukları tespit edilmiştir. Akıska (2010) ve Akıska vd. (2013) tarafından yapılan çalışmalarda klinopiroksen minerallerinin Mn-hedenberjit ve johansenit bileşiminde oldukları saptanmıştır (çok nadiren diyopsit de görülebilmektedir). Granat mineralleri ile eş zamanlı veya daha geç oluşan klinopiroksenlere kuvars ve kalsit ile cevher mineralleri (galenit, sfalerit, kalkopirit) eşlik etmiştir. Cevher mineralleri çoğunlukla retrograd evreye özgü sulu kalk silikat mineralleri (aktinolit-tremolit ve epidot) ile birlikte bulunmakta olup ana cevher mineralleri olan sfalerit, galenit ve kalkopirit ile eş zamanlı oluşmuşlardır. Bölgede gözlenen kuvars ve kalsit mineralleri ise iki farklı safhada gelişmiştir. Bunlardan kuvars-I ve kalsit-I olarak isimlendirilen mineraller cevherleşme ile ilişkili olup genellikle cevher ve alterasyon mineralleri ile birlikte bulunmaktadırlar. Aynı zamanda yan kayaç içerisinde de damar dolguları şeklinde gözlenen bu minerallere cevher mineralleri eşlik eder. Kuvars-II ve kalsit-II



Şekil 4. a) Kalk şist içerisinde gözlenen litoloji kontrollü cevherleşme, b) Fay zonu içerisinde gözlenen yapısal kontrollü cevherleşme.

Figure 4. a) Lithologically controlled mineralization in calc schist, b) Structurally controlled mineralization in fault zone.

	Prograd Evre	Retrograd Evre	Geç Evre
Granat	██████████		
Piroksen	██████████		
Manyetit		██████████	
Epidot		██████████	
Amfibol		██████████	
Kuars-I		██████████	
Kalsit-I		██████████	
Pirit		██████████	
Arsenopirit		██████████	
Sfalerit		██████████	
Kalkopirit		██████████	
Galenit		██████████	
Hematit			██████████
Kuars-II			██████████
Kalsit-II			██████████

Şekil 5. Çalışma alanında izlenen minerallerin parajenez ve süksesyonları (Akıska vd., 2013).

Figure 5. The paragenesis and the successions of minerals in the study area (Akıska et al., 2013).

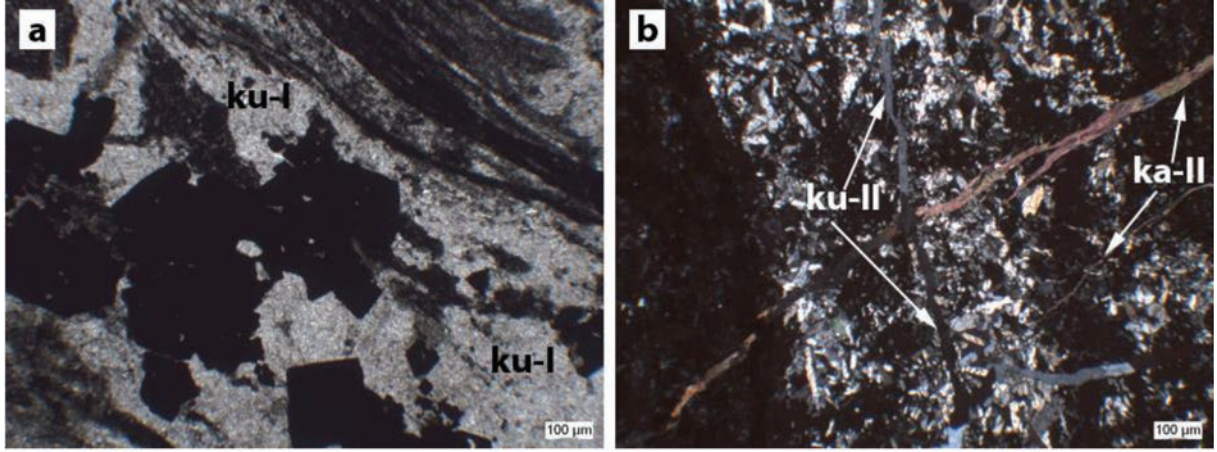
olarak tanımlanan diğer bir jenerasyon ise geç evreye ait minerallerden oluşmaktadır. Bunlar ise kırık ve çatlak dolguları şeklinde görülmekte olup tüm cevher ve alterasyon zonlarını ve hatta tüm yan kayaçları da kesmektedirler. Damar dolgusu şeklinde gözlenen bu mineraller hiçbir cevher minerali içermemektedir (Şekil 6).

MATERYAL ve YÖNTEM

Sıvı kapanım çalışmaları Ankara Üniversitesi Sıvı Kapanım Laboratuvarı, UNLV (University

of Nevada, Las Vegas) ve MTA Analiz Laboratuvarları'nda yapılmıştır. Sıvı kapanım için hazırlanan örnekler standart 28x48x1mm ebadındaki lam üzerine entellan ile yapıştırılarak incelenecek mineralin şeffaflığına göre yaklaşık 60-100 µm kalınlıkta hazırlanarak çift taraflı parlatılmıştır.

Ankara Üniversitesi Sıvı Kapanım Laboratuvarı'nda ve MTA Analiz Laboratuvarları'nda sıvı kapanım çalışmaları için benzer sistemler kullanılmaktadır. Linkam MDSG 600 (motorize) ısıtma ve soğutma



Şekil 6. a) Epidot-serizit-grafit şist içerisindeki şistozite düzlemine paralel şekilde yerleşmiş cevherli kuvars damarı (tek nikol), b) Tüm sistemi kesen son evre, cevhersiz kuvars ve kalsit damarcıkları (çift nikol) (Kısaltmalar: ku-I: kuvars-I, ku-II: kuvars-II, ka-II: kalsit-II).

Figure 6. a) Ore bearing quartz vein located parallel to the schistosity in the epidote-sericite-graphite schist (parallel nicols), b) Late stage barren quartz and calcite veinlets cutting all the rocks (crossed nicols) (Abbreviations: ku-I: quartz-I, ku-II: quartz-II, ka-II: calcite-II).

tablası, Leica DM 2500 M mikroskoba monte edilmiştir. İncelemeler için 20x ve 50x büyütme objektifler kullanılmıştır. Linkam MDSG 600, tam otomatik ve programlanabilen bir sistemdir. Programlanabilmesi için bilgisayar ortamında Linksys32 isimli yazılım kullanılmaktadır. Linkam tablasının sıcaklık aralıkları -196 °C ile 600 °C arasında değişmektedir. Isıtma ve soğutma hızı 0,1 °C/dk'dan 150 °C/dk'ya kadar çıkmaktadır. Soğutma işlemlerinde ise sıvı azot (N₂) kullanılmaktadır. Cihaz, sentetik saf H₂O ve H₂O-NaCl sıvı kapanım standartları ile kalibre edilmiştir. Bu standartlarla yapılan deneylerde sıvı kapanım jeotermometresi için doğruluk ölçümleri; H₂O homojenleşme sıcaklığı (T_{H₂O}) ± 4,0 °C, H₂O son buz ergime (T_{m_{H₂O}}) ± 0,1 °C ve H₂O-NaCl ötektik sıcaklık (T_e) ± 0,8 °C olarak bulunmuştur.

UNLV Sıvı Kapanım Laboratuvarı'nda sıvı kapanım petrografisi oda sıcaklığında uygulanmakta olup kapanım kökeni ve türü tespit edilmektedir. Sıvı kapanım birliktelikleri (FIAs) Goldstein ve Reynolds (1994) ölçütleri kullanılarak tanımlanmaktadır. Homojenleşme ve buz ergime sıcaklıkları, LinkSys yazılımı (version 1.83), LNP soğutma pompası ve Cl93 programlayıcısı ile kontrol edilen Olympus BX60 marka mikroskoba monte edilmiş Linkam THMSG 600 marka ısıtma ve soğutma tablası ile ölçülmektedir.

Sistem, -56,6 °C, -21,2 °C, -10,7 °C, 0,0 °C ve 374,1 °C sıcaklıkları için Syn Flinc'den sentetik sıvı kapanım standartları kullanılarak kalibre edilmektedir. Tabla kalibrasyonu analizden önce kontrol edilmektedir.

Karbonatlardaki karbon ve oksijen izotop analizleri ise University of Arizona, Environmental Isotope Laboratory'de yapılmıştır. Örneklerin hazırlanma biçimleri, ilgili laboratuvarla görüşülerek belirlenmiştir. Örnekler öncelikle çeneli kırıcıda 0,5 cm. kalınlığında kırılmıştır. Daha sonra ise binoküler mikroskop altında ince uçlu cımbız ile ayırtlanmış olup yaklaşık 1'er gramlık paketler halinde laboratuvara gönderilmiştir. Karbonatların δ¹⁸O ve δ¹³C değerleri, bir gaz-oran spektrometresi (Finnigan MAT 252) ile birleştirilmiş, otomatikleştirilmiş karbonat hazırlama aleti (KIEL-III) kullanılarak ölçülmüştür. Toz haline getirilmiş örnekler, 70°C'de bir vakum altında dehidrate fosforik asit ile tepkimeye sokulmuştur. İzotop oran ölçümü, NBS-19 ve NBS-18 standartları ile tekrarlanan ölçümler baz alınarak kalibre edilmiş olup hassasiyeti δ¹⁸O için ± ‰ 0.1 ve δ¹³C için ± ‰ 0.06'dır (1sigma).

SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

Yapılan sıvı kapanım analizlerinde klinopiroksen (Mn-hedenberjit ve johansenit), sfalerit, kuvars ve kalsit mineralleri incelenmiş olup tüm

minerallerde analizler birincil kapanımlarda gerçekleştirilmiş olup elde edilen veriler özet halinde Çizelge 1'de sunulmaktadır.

Klinopiroksen minerallerinde (Mn-hedenberjit ve johansenit) yaygın olarak birincil kökenli tek fazlı (sıvı) kapanımlar görülmekte olup daha az miktarlarda da iki fazlı (sıvı+gaz) kapanım izlenmiştir. Mikrotermometrik ölçüm yapılan birincil kökenli iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımların boyutları 15-35 µm arasında değişmektedir. Kapanımlarda sıvı fazın gaz faza oranı fazla olup kapanımlar sıvı faza homojenleşmişlerdir (Şekil 7). Klinopiroksenlerde birincil kökenli iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlarda yapılan ölçümler sonucunda tespit edilen homojenleşme sıcaklıkları 300 °C ile 340 °C arasında yer almaktadır. Ölçülen son buz ergime sıcaklıkları ise -5,1 ile -3,4 °C değerleri arasında olup bunlara karşılık gelen tuzluluk değerleri ise 5,6 ile 8 arasında değişen % NaCl eşdeğeridir (Bodnar, 1993).

İncelenen bal renkli sfalerit minerallerinin demir içeriği düşük olup kapanımlar genellikle düzensiz şekilde dağılım göstermekte iken nadiren de olsa sfaleritlerin büyüme zonlarına paralel gelişenleri de gözlenebilmektedir. Oda sıcaklığında tüm kapanımların sıvı (L) veya sıvı (L) + gaz (G) olmak üzere iki fazlı kapanımlar oldukları tespit edilmiştir. Demir içeriği düşük sfaleritler çoğunlukla ince kristalli olduklarından kapanımlar nispeten küçük boyutludur. Sfaleritlerde genellikle birincil ve ikincil kökenli kapanımlar görülmektedir. Bu sfaleritlerde de tek fazlı (gaz) kapanımlar yüksek bollukta izlenirken, iki fazlı kapanımlar (sıvı+gaz) ise daha azdır (Şekil 8a). Tek fazlı (sıvı) kapanımlar oldukça eser oranlarda olup bazı kapanımlarda boyunlanmalar (necking down) gözlenmiştir. Özellikle tek fazlı

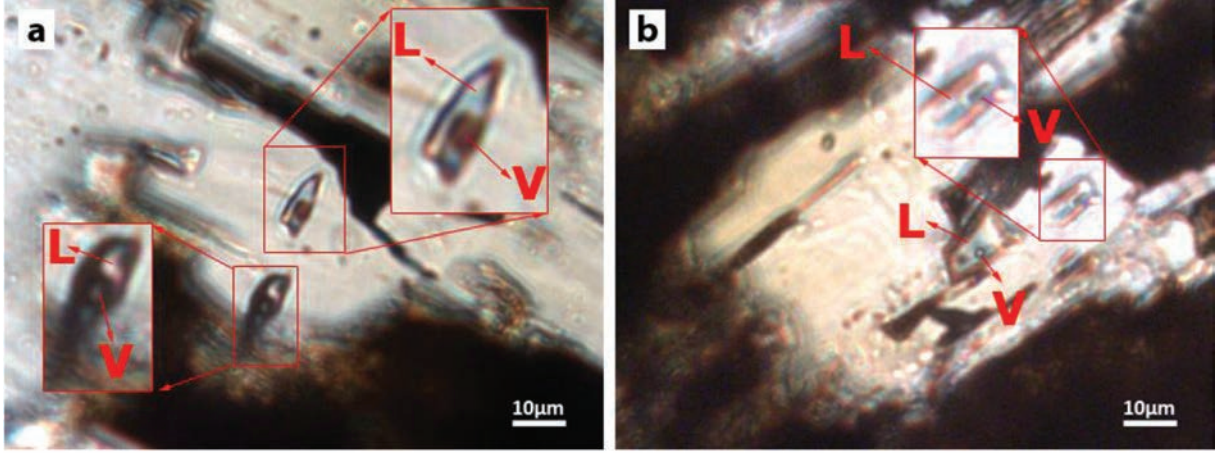
(sıvı) kapanımlar boyunlanmalar sonucu iki fazlı bir hal almıştır (Şekil 8b). Ölçüm yapılan birincil kökenli iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlarda sıvı fazın gaz faza oranı fazla olup kapanımlar sıvı faza homojenleşmiştir. Yer yer gaz fazın fazla olduğu kapanımlar da saptanmıştır. Genellikle kapanımların boyutları 4-30 µm arasında değişmektedir. Sfaleritlerdeki iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlarda yapılan mikrotermometrik ölçümler sonucunda elde edilen homojenleşme sıcaklıkları (Th°C) 272-338 °C arasında değişmekte olup kapanımların çok ufak boyutlu olmaları sebebiyle soğutma çalışmaları yapılamamıştır.

Kuvars minerallerinde yapılan sıvı kapanım çalışmalarında iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımların nispeten az olduğu tespit edilmiş olup, tek fazlı (gaz) kapanımlar ise daha az orandadır. Ölçüm yapılan birincil kökenli iki fazlı kapanımların boyutları 8-40 µm arasındadır (Şekil 9). Kapanımlarda sıvı fazın gaz faza oranı oldukça fazladır ve kapanımlar sıvı faza homojenleşmiştir. Kuvarslarda iki fazlı kapanımlarda yapılan mikrotermometrik ölçümler sonucunda elde edilen homojenleşme sıcaklıkları 157 °C ile 319 °C arasında değişmektedir. Ölçülen son buz ergime sıcaklığı değerleri ise -0,8 °C ile -5,9 °C arasında değişmekte olup bunlara karşılık gelen tuzluluk değerleri ise 1,4 ile 9,1 arasında değişen % NaCl eşdeğeridir (Bodnar, 1993).

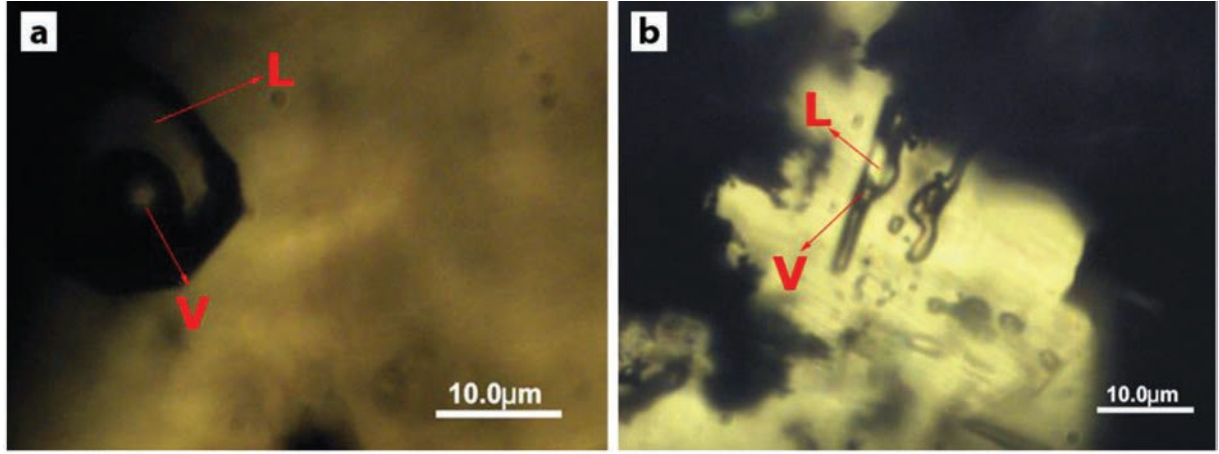
İncelenen kalsit mineralleri de tıpkı sfaleritlerde olduğu gibi oldukça ince kristallidir. Bu nedenle kapanımların boyutları oldukça küçüktür. Kalsitlerde yaygın olarak birincil ve ikincil kökenli tek fazlı (sıvı) kapanımlar görülmekte olup oldukça eser miktarda iki fazlı kapanım izlenmiştir (Şekil 10). Kapanımların boyutları genellikle 2-8 µm arasında değişmektedir. Ölçüm

Çizelge 1. Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere yataklarına ait sıvı kapanım verileri.
Table 1. Fluid inclusion data for Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere deposit.

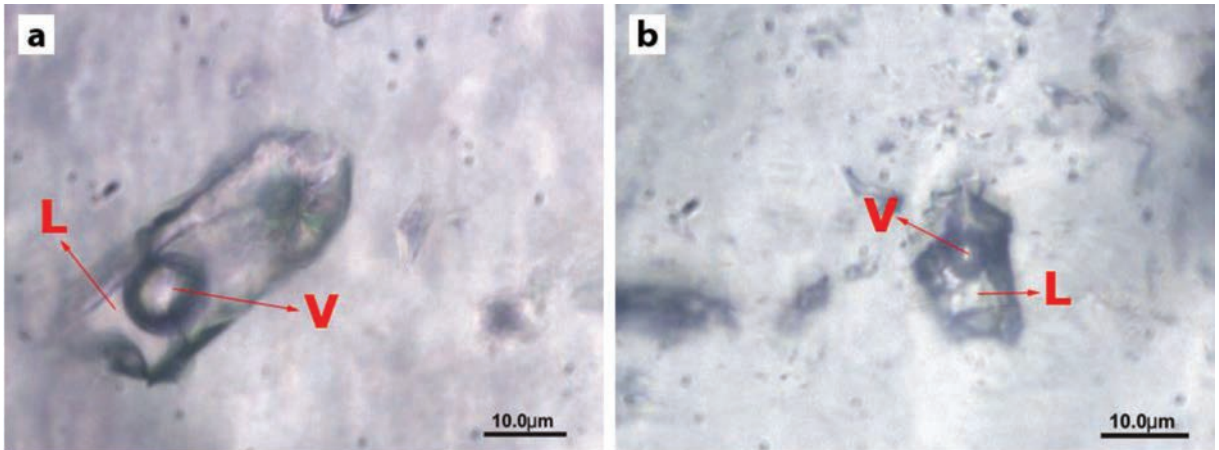
Mineral	Kapanım Sayısı	Tuzluluk (% NaCl eşdeğ.)	Th (°C)
Piroksen	20	5,6-8	300-340
Sfalerit	6	-	272-338
Kuvars-I	26	1,4-9,1	157-319
Kalsit-II	3	-	68-75



Şekil 7. a, b) Klinopiroksenlerde görülen iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar.
 Figure 7. a, b) Clinopyroxene consists of two-phase (l+v) fluid inclusions.



Şekil 8. a) Sfaloritler içerisindeki iki fazlı birincil sıvı kapanımı, b) Boyunlanma (necking down) nedeniyle iki fazlı bir durumda gözlenen sıvı kapanımları.
 Figure 8. a) Sphalerite consists of two-phase primary fluid inclusion, b) The occurring of two-phase fluid inclusions because of the necking down.



Şekil 9. a, b) Kuvarlarda görülen iki fazlı (sıvı+gaz) kapanımlar.
 Figure 9. a, b) Quartz consists of two-phase (l+v) fluid inclusions.

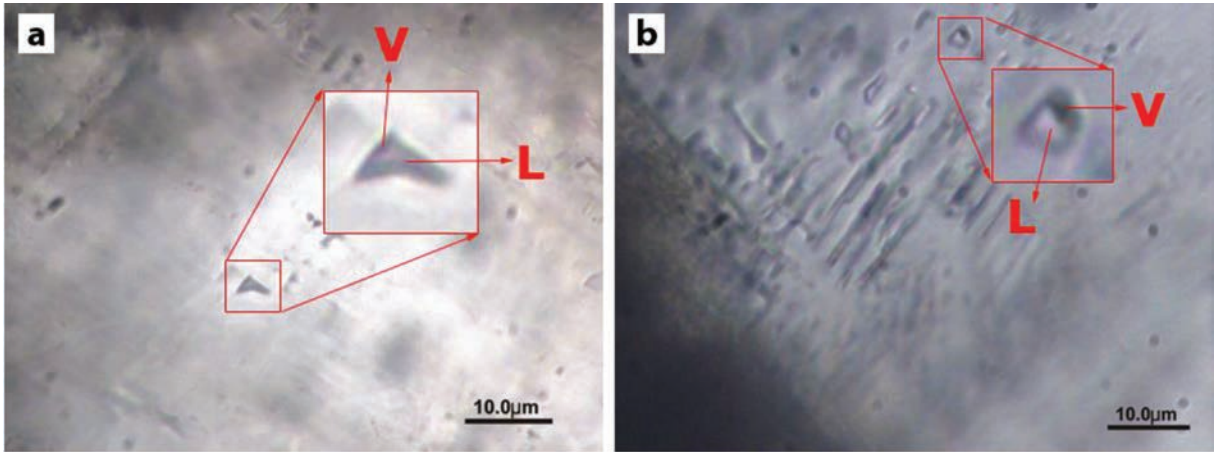
yapılan eser orandaki iki fazlı kapanımlarda sıvı fazın gaz faza oranı oldukça yüksektir ve kapanımlar sıvı faza homojenleşmiştir. Kalsit kristallerinde incelenen sıvı kapanımlarında yaygın olarak hem birincil hem de ikincil kökenli tek fazlı (sıvı) kapanımların izlenmesi ve iki fazlı kapanımların tek fazlı kapanımlara göre oldukça eser oranda bulunması, ortamın sıcaklığının 100°C'nin altında olduğunu düşündürmektedir (Roedder, 1984). Kalsitlerde yapılan mikrotrometrik ölçümler de bu savı desteklemekte olup elde edilen homojenleşme sıcaklık değerleri 68°C ile 75°C arasında yer almaktadır. Kapanımların oldukça küçük olması nedeniyle soğutma çalışmaları yapılamamıştır.

DURAYLI İZOTOP ÇALIŞMALARI

Çalışma alanında cevherleşme ile ilişkili karbonatlardan alınan 6 adet örnek üzerinde karbon ve oksijen izotop analizleri yapılmış ve sonuçlar Çizelge 2 ve Şekil 11'de verilmiştir. $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ değerleri üç farklı alanda dağılım göstermekte (‰ -3,9 ile ‰ -3,7 arası, ‰ -1,6 ile ‰ -1 arası ve ‰ +0,6) iken, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerleri ise iki farklı alanda izlenmektedir (‰ 1,82 ile ‰ 2,97 ve ‰ 5,09 ile ‰ 12,76 arasında).

TARTIŞMA

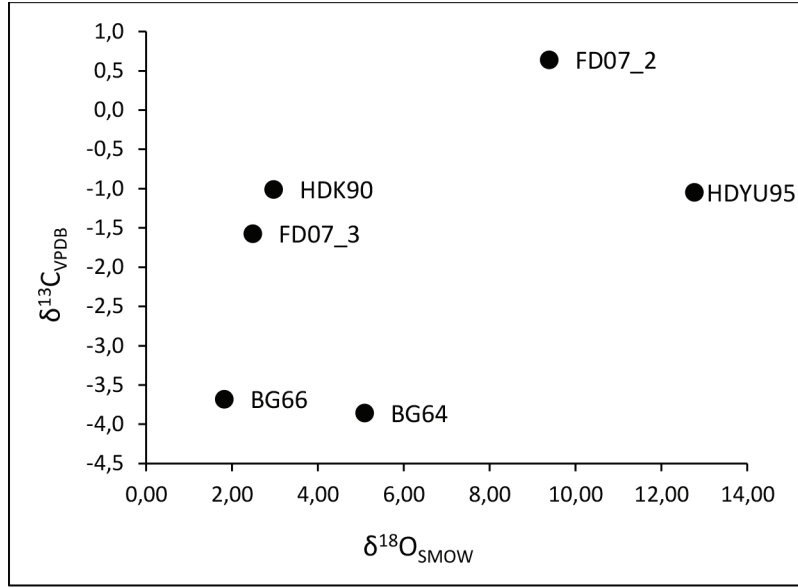
Yapılan arazi gözlemleri ve petrografi çalışmaları ile birlikte Akıska (2010) ve Akıska vd., (2013) tarafından yapılan diğer çalışmalar, bölgede yer



Şekil 10. a, b) Kalsit mineralinde gözlenen çok küçük boyutlardaki tek fazlı ve iki fazlı birincil kapanımlar.
Figure 10. a, b) Very tiny monophasic and two-phase primary inclusions in calcite.

Çizelge 2. Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere yataklarındaki cevherle ilişkili kalsitlerin (kalsit-I) $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri.
Table 2. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of calcite minerals (calcite-I) associated with the mineralizations in Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere deposits.

	$\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
FD07_2	0,6	9,38
FD07_3	-1,6	2,48
BG66	-3,7	1,82
BG64	-3,9	5,09
HDK90	-1,0	2,97
HDYU95	-1,0	12,76

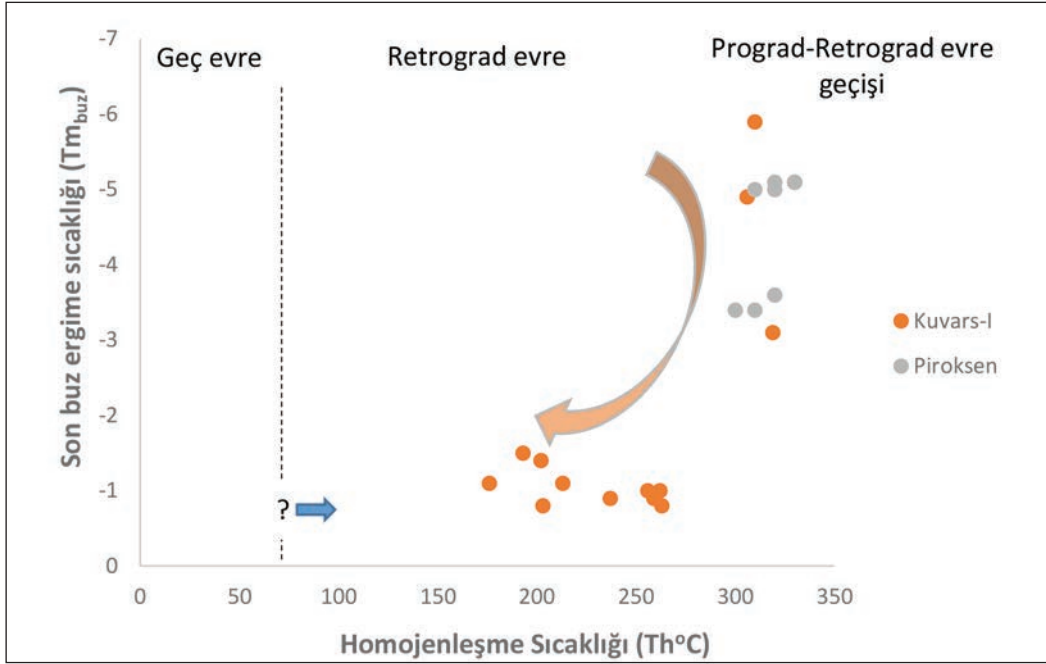


Şekil 11. Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere yataklarındaki cevherle ilişkili kalsitlerin (kalsit-I) $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ diyagramı.

Figure 11. $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ diagram of calcite minerals (calcite-I) associated with the mineralization in Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere deposits.

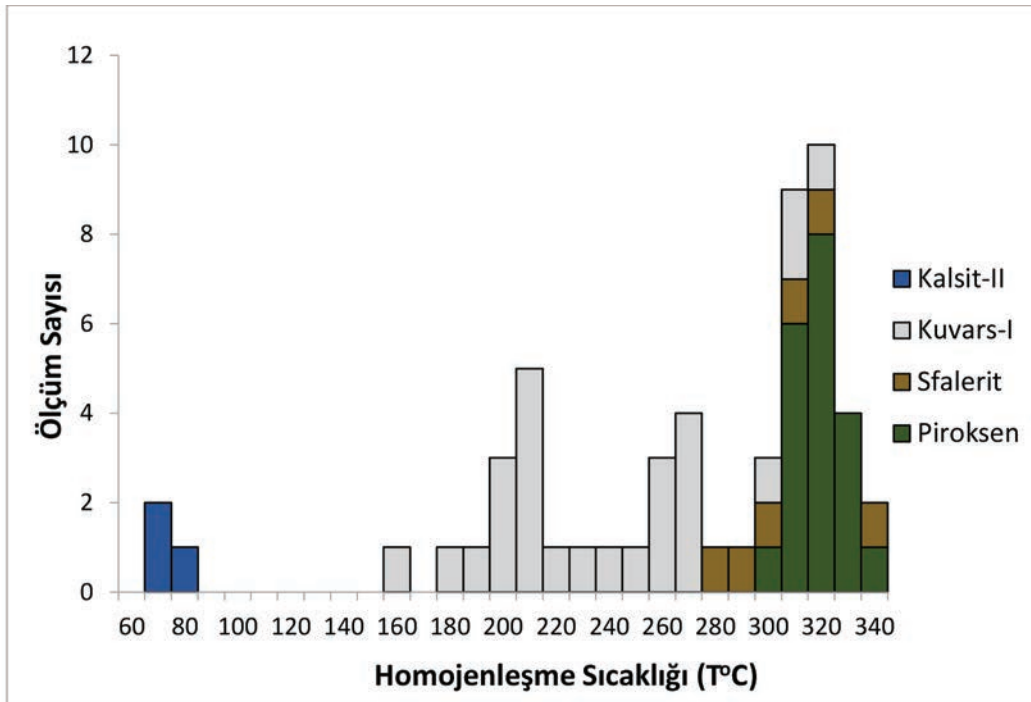
alan skarn oluşumları ve cevherleşmesinden sorumlu olan akışkanın magmatik kaynaklı olabileceğini göstermektedir. Sıvı kapanım sonuçlarından alınan bilgiler de yine benzer bir sonucu ortaya koymak ile birlikte (Şekil 12 ve 13) ilerleyen aşamalarda akışkana belli bir miktar da meteorik su eklendiğini ve akışkanı evrimleştirdiğini göstermektedir. Sonuçlar, bölgedeki bu oluşumları meydana getiren akışkanın yaklaşık 340 °C veya üzerindeki bir sıcaklığa ve yaklaşık % 9 NaCl eşdeğeri bir tuzluluğa sahip olduğunu ve sıcaklığın düşmesi ile ilk olarak piroksen ile birlikte kuvars minerallerinin çökeldiğini işaret etmektedir. Bu akışkanın kökeni olasılıkla magmatik kaynaklıdır. Daha önceki yapılan çalışmalarda bölgedeki galenit, sfalerit ve kalkopirit minerallerinin S izotop değerlerinin 0'a çok yakın ve dar bir aralıkta (‰ -1,2 ile ‰ +1,7 arasında) yer aldığı, Pb izotop verilerinin de olası köken olarak bölgedeki magmatizmaya işaret ettiği (ayrıca çevre kayalardan da belli bir miktar katkı olabileceği) belirtilmiştir (Akıska, 2010; Akıska vd., 2013). Gerek Pb ve S izotop çalışmalarındaki verilerin gerekse cevherleşme ile ilişkili kalsitlerde yapılan C-O izotop oranları ilksel kaynak olarak magmatik kökene işaret etmektedir. Burada akışkanın %9 NaCl eşdeğeri bir tuzluluğa

varan değerler göstermesi (düşük-orta tuzluluk) magmatik köken için biraz tartışmalı olabilir. Ancak yapılan birçok çalışma (örn. Prokofiev vd., 1999; Heinrich, 2005; Audétat vd., 2008) skarn ve hatta porfiri sistemlerinde bile düşük tuzlulukta magmatik kökenli akışkanların varlığını ortaya koymuştur. Sıcaklığın yaklaşık 300 °C'nın altına düşmesi ile de daha seyreltik olan meteorik sular sisteme katılarak akışkanın tuzluluk değerlerinin azalmasına sebep olmuşlardır. Bu bulgular cevher mikroskobisi verileri ile karşılaştırıldığında kuvars ve piroksen minerallerinin bir arada oluşabilecekleri ortamın yaklaşık olarak prograd evrenin sonu ile retrograd evrenin başı arasında yer aldığı görülmektedir. Cevher mikroskobisi verileri ve sfaleritlerde yapılan mikrotermometrik ölçümlerle elde edilen 272-338 °C arası homojenleşme sıcaklıkları, cevherleşmenin olasılıkla prograd-retrograd geçişi ile başlayıp, retrograd evreye doğru devam etmesi gerektiğini ortaya çıkarmaktadır. Burada dikkat edilmesi gereken husus, bahsi geçen kuvars minerallerinin cevherleşme ile ilişkili olan kuvars-I minerallerinden seçilmiş olmasıdır. Benzer şekilde mikrotermometrik ölçümleri yapılan kalsitler de cevherleşmeden sonraki geç evreyi temsil eden kalsit-II minerallerinden seçilmiştir. Bu



Şekil 12. Piroksen ve cevherleşme ile ilişkili kuvarslara ait birincil kapanımlardaki sıvıların homojenleşme sıcaklıklarına (T_h) karşı son buz ergime sıcaklıkları ($T_{m_{buz}}$).

Figure 12. Diagram of homogenization temperature (T_h) versus last melting temperature ($T_{m_{buz}}$) for primary inclusions in pyroxene and quartz associated with the mineralization.



Şekil 13. Skarn, cevher ve damar minerallerinin homojenleşme sıcaklıklarını gösteren histogram.

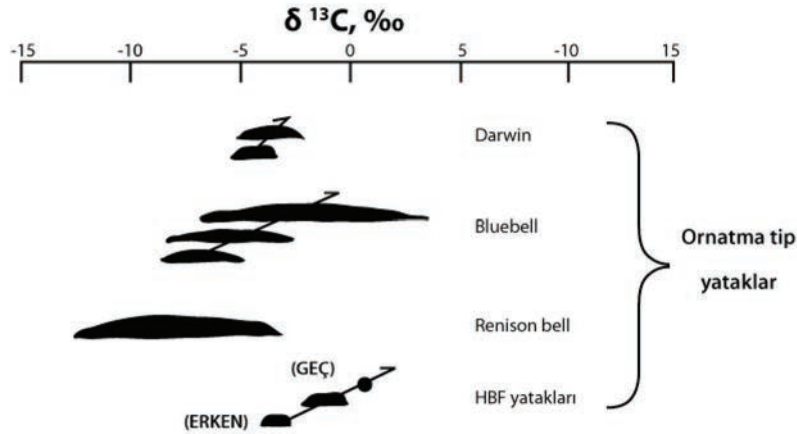
Figure 13. Histogram of the homogenization temperatures of skarn, ore, and vein minerals.

minerallerden yapılan ölçümlerden elde edilen en yüksek değer olan 75 °C ve bunun altındaki değerlerin de “Geç Hidrotermal Evre”yi temsil ettikleri düşünülmektedir. Ancak geç evreye ait verilerin sınırlı olması sebebiyle bu evrenin üst sınırı tam olarak tespit edilememiş olup ısının daha da yüksek sıcaklıklara kadar çıkabileceği göz önüne alınmalıdır (Şekil 12).

$\delta^{13}\text{C}$ değerlerinden ‰ $-5 \pm 2,5$ 'e değerine yakın olanlar magmatik kökenli karbona karşılık gelirken (Deines ve Gold, 1973) 0 ‰ değerine yakın olan $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise denizel karbonatlardan katkıya işaret etmektedir (Ohmoto ve Rye, 1979). Ornatma ile ilişkili yataklardaki geç evre karbonat minerallerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki artışlar, $\delta^{13}\text{C}_{\text{akışkan}}$ değerinin cevherleşmenin son aşamasında yükseldiğini göstermektedir (Şekil 14). Bu yükselişin de muhtemel sebebi kireçtaşlarının erimesi veya dekarbonizasyondur. Çünkü çalışılan yataklar ya kireçtaşları içerisinde ya da kireçtaşlarına yakın alanlarda oluşmuştur. Bağırkaçdere örneklerinin (BG64 ve BG66) karbon izotop bileşimleri -5 ‰ değerine yakın oldukları için magmatik kökenli karbonu, Handeresi ve Fırıncıkdere örneklerinin karbon değerleri ise (HDK90, HDYU95, FD07_2 ve FD07_3) ‰ 0 civarında olduğundan denizel karbonatlardan karbon getirimini akla getirmektedir. Handeresi ve Fırıncıkdere örneklerindeki karbonun bir kısmı cevherleşmenin yan kayacı olan rekristalize

kireçtaşlarından kaynaklanmış olabilir. Şekil 11 ve 14'de görüldüğü gibi bölgedeki karbon izotoplarının dağılımı, BG64 ve BG66 örneklerindeki magmatik kökenli $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin erken safhayı temsil ettiğini, daha sonraki safhada HDK90, HDYU95 ve FD07_3 örneklerindeki magmatik karbona, rekristalize kireçtaşlarındaki karbonun katılması ile $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde bir miktar artışın olduğunu ve en geç safhayı temsil eden FD07-2 örneğine ise rekristalize kireçtaşlarından eklenen karbonun baskın hale gelmesi ile $\delta^{13}\text{C}$ değerinin daha da yükseldiğine işaret etmektedir.

Taylor (1979)'a göre, ilksel magmatik sıvıların $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ değerleri ‰ $+5,5$ ile ‰ $+10$ arasındadır. Çalışma alanında iki farklı grup halinde izlenen oksijen izotop değerlerinden ≥ 5 olanlar magmatik kökenli oksijeni ifade etmektedir. $\delta^{18}\text{O}$ değeri < 5 olan örnekler ise muhtemelen meteorik suların sisteme katıldığını göstermektedir. Özellikle Pb-Zn skarn yataklarının plütonun en distal zonunda yer alması ve diğer skarn zonlarına göre daha sığ kesimlerde gelişmesi meteorik su etkisini gündeme taşımaktadır (Shimazaki vd., 1986). Ayrıca burada yapılan sıvı kapanım çalışmalarında belirlendiği gibi, retrograd evreden itibaren sisteme meteorik su infiltrasyonunun gerçekleşmesi de bu savı destekler niteliktedir.



Şekil 14. Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere yatakları ve bazı ornatma tip yatakların karbon izotop verilerinin şematik gösterimi (ornatma tip yatakların verileri Ohmoto ve Rye (1979)'dan alınmıştır).

Figure 14. Schematic representation of carbon isotope data of Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere deposits and some replacement deposits (the data of the replacement deposits is given from Ohmoto and Rye, 1979).

SONUÇLAR

Bu çalışmada Biga Yarımadası'nda yer alan Handeresi, Bağırkaçdere ve Fırıncıkdere yataklarından toplanan örneklerden elde edilen sıvı kapanım bulguları ve C-O izotop verileri yardımı ile söz konusu yataklarda skarn ve cevher oluşumlarına sebep olan akışkanların kökeni tartışılmıştır. Sonuçlar bu oluşumları meydana getiren akışkanların olasılıkla magmatik kökenli olduğunu ancak prograd-retrograd evre geçişi (~300 °C) ile birlikte meteorik suların sisteme eklenerek tuzluluğu düşürdüğünü göstermiştir. Cevherleşmenin ise, cevher mikroskobisi verileri ile de uyumlu olarak, prograd-retrograd evre geçişinden itibaren oluştuğu tespit edilmiştir. Cevherleşme evresinden sonra geç evrede ayrı bir kalsit ve kuvars jenerasyonu oluşmuş (≥ 75 °C) ve bunlar da tüm kırık-çatlak sistemlerini kullanarak kayaçları kesmişlerdir. Bu çalışmada kullanılan veriler sınırlı olduğu için, geç evrede meydana gelen bu mineralleri oluşturan akışkanın, skarn ve cevher oluşumlarına sebep olan akışkanın farklılaşması sonucu mu oluştuğu yoksa ayrı bir dönemde ortaya çıkan bir diğer akışkan mı olduğu saptanamamıştır. Karbon izotop verilerine göre cevherleşme ile ilişkili kalsitlerdeki karbon, cevherleşmenin ilk evrelerinde magmatik kökenlidir. İlerleyen evrelerde ise magmatik kökenli bu karbona yan kayaçlardaki denizel rekristalize kireçtaşlarından da karbon eklenmesi ile izotop değerlerinde farklılaşmalar meydana gelmiştir. Yine cevherleşme ile ilişkili kalsitlerdeki oksijen izotop verileri de oksijenin başta magmatik kökenli olduğunu ancak cevherleşmenin ileri aşamalarında meteorik suyun da sisteme eklenerek oksijen izotop oranlarında bir miktar azalmaya (homojenleşme) neden olduğunu göstermiştir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, değerli zamanını ayırarak bu makalenin ilk versiyonunu okuyan ve değerli görüşleri ile makaleye katkı koyan Halim Mutlu'ya, gerek arazi çalışmaları gerekse de verilerin ortaya çıkarılmasında katkıları büyük olan İ.Sönmez Sayılı'ya ve çalışmanın yapım aşamasında sıvı kapanım analizlerine yardımcı olan Jean S. Cline, Haroldo Lledo ve Ebru Coşkun'a teşekkür

etmeyi bir borç bilirler. Yazarlar, makalenin son şeklini almasında önemli katkıları olan hakemlere (Ali Haydar Gültekin ve diğer anonim hakem) de ayrıca teşekkür etmektedirler.

KAYNAKLAR

- Ağdemir N., Kırıkoğlu S., Lehmann B. and Tietze, J., 1994. Petrology and alteration geochemistry of the epithermal Balya Pb-Zn-Ag deposits, NW Turkey. *Mineralium Deposita*, 29, 366-371.
- Akıska, S., 2010. Yenice (Çanakkale) Bölgesi'ndeki Cu-Pb-Zn oluşumları. Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, Ankara. (yayımlanmamış).
- Akıska, 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.
- Akyol, Z., 1977. Balya madeni civarının jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 3, 19-27.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia. Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Altınlı, İ.E., 1975. Orta Sakarya Jeolojisi, Cumhuriyet'in 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliği, 159-191.
- Anıl, M., 1984. Yenice (Arapuçandere-Kurttaş-Sofular ve Kalkım-Handere) Pb-Zn-Cu cevherleşmelerinin köken sorunu ve Tersiyer volkanizmasıyla ilişkileri. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 20, 17-29.
- Ataman, G., 1975. Plutonisme calc-alkalin d'age Alpin en Anatolie du nordquest. C.R. Acad. Sc. Paris, D 280, 2065-2068.
- Audétat, A., Pettke, T., Heinrich, C.A. and Bodnar, R.J., 2008. Special Paper: The Composition of Magmatic-Hydrothermal Fluids in Barren and Mineralized Intrusions. *Economic Geology*, 103 (5), 877-908.
- Ayan, M., 1979. Geochronological and petrological studies of the Eybek granodiorite

- pluton (Edremit). *Communications*, 22, 19-31.
- Aysal, N., Ustaömer, T., Öngen, S., Keskin, M., Köksal, S., Peytcheva, I. And Fanning, M., 2012. Origin of the Early-Middle Devonian magmatism in the Sakarya Zone, NW Turkey: geochronology, geochemistry and isotope systematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45, 201-222.
- Beccaletto, L., 2004. *Geology, correlations, and geodynamic evolution of the Biga Peninsula (NW Turkey)*. *Faculté des Sciences de l'Université de Lausanne, Thèse de doctorat, Lausanne*. (unpublished).
- Beccaletto, L. and Jenny, C., 2004. *Geology and correlation of the Ezine Zone: a Rhodope fragment in NW Turkey?* *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 145-176.
- Bingöl, E., Delaloye, M. and Ataman, G., 1982. Granitic intrusions in western Anatolia: contribution to the geodynamic study of this area. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 75, 437-446.
- Bodnar, R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Bozkaya, G., Gökçe, A. and Grassineau, N.V., 2008. Fluid inclusion and stable isotope characteristics of the Arapuçandere Pb-Zn-Cu deposits, northwest Turkey. *International Geology Review*, 50 (9), 848-862.
- Bozkaya, G. and Gökçe, A., 2009. Lead and sulfur isotope studies of the Koru (Çanakkale, Turkey) lead-zinc deposits. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18, 127-137.
- Bozkaya, G., 2011. Sulphur- and lead-isotope geochemistry of the Arapuçandere lead-zinc-copper deposit, Biga Peninsula, northwest Turkey. *International Geology Review*, 53(1), 116-129.
- Brinkmann, R. 1966. *Geotektonische Gliederung von Westanatolien*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 603-618.
- Brinkmann, R., 1971. The geology of western Anatolia. *Geology and History of Turkey*, ed. A.S. Campbell, Petroleum Expl. Soc. Libya, Tripoli., 171-190.
- Çağatay, A., 1980. Batı Anadolu kurşun-çinko yataklarının jeoloji-mineraloji etüdü ve kökenleri hakkında görüşler. *T.J.K. Bülteni*, 28 (2), 119-132.
- Deines, P. and Gold, D.P., 1973. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 1709-1733.
- Delaloye, M. and Bingöl, E., 2000. Granitoids from western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review* 42, 241-268.
- Demirela, G., 2011. *Çataltepe (Lapseki/Çanakkale) Pb-Zn-Cu-Ag yatağının jeolojisi ve kökeni*, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, Ankara. (yayımlanmamış).
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Dönmez, M., Ilgar, A. ve Akçay, A.E., 2007. 1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları-Balıkesir-İ18 paftası. MTA Rapor No: 97, Ankara (yayımlanmamış).
- Ercan, T., 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması, *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 10, 117-137.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. and Mazzuoli, R., 1976. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, 31, 29-34.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzouli, R., Peccerillo, A., and Villari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.). *Geological Society Special Publication*, 17, 687-699.
- Genç, Ş.C., ve Altunkaynak, Ş., 2007. Eybek graniti (Biga yarımadası, KB Anadolu)

- üzerine: Yeni jeokimya verileri ışığında yeni bir değerlendirme. *Yerbilimleri*, 28(2), 75-98.
- Goldstein, R. H. and Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Society for Sedimentary Geology Short Course*, 31, 199 pp.
- Heinrich, C.A., 2005. The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, 39, 864-889.
- Ketin, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. *MTA Bülteni*, 66, 23-34.
- Krushensky, R. D., 1975. Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the karalar-yesiller area. *Bulletin Volcanologique*, 39, 336-360.
- MTA, 1993. Türkiye'nin kurşun-çinko envanteri, MTA Yayını, No: 199, 94 s.
- Ohmoto, H. and Rye, R. O., 1979. Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes HL (ed). J Wiley and Sons, 509-567.
- Okay, A.İ., 1984. Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. *Geological Society, London, Special Publications*, 17 (1), 455-466.
- Okay, A.İ., 1989. Tectonic units and sutures in the Pontides, northern Turkey. In: *Tectonic evolution of the Tethyan region*. Şengör A.M.C. (ed). NATO ASI Series (259), 109-116.
- Okay, A.İ., Siyako, M. ve Bürkan, K. A., 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. *TPJD Bülteni*, 2(1), 83-121.
- Okay, A.İ., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monié, P., Metzger, R. and Akyüz S. 1996. Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. *Tectonics of Asia*. A. Yin, M. Harrison (Eds.). Cambridge University Press, 420-441.
- Okay, A.İ., and Satır, M., 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.
- Okay, A.İ., Monod, O. and Monié, P. 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, 64, 155-178.
- Okay, A.İ., Satır, M. and Siebel, W., 2006. Pre-Alpide orogenic events in the Eastern Mediterranean region. *European Lithosphere Dynamics*. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.). *Geological Society London, Memoirs*, 32, 389-405.
- 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*, 461, 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.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Volume 12 in *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America. Washington.
- Pehlivan, A. N. ve Çetin, A., 1997. Edremit (Balıkesir) Ezine-Bayramiç-Yenice (Çanakkale) çevresinin altın ağırlıklı polimetal ve ağır mineral çalışmaları raporu. MTA Derleme Raporu, No : 10061, Ankara (yayımlanmamış).
- Prokofiev, V., Kamenetsky, V.S., Kovalenker, V., Bodon, S.B. and Jelen, S., 1999. Evolution of magmatic fluids at the Banska Stiavnica precious and base metal deposit, Slovakia; evidence from melt and fluid inclusions. *Economic Geology*, 94(6), 949-955.
- Saner, S., 1978. The depositional associations of Upper Cretaceous-Paleocene-Eocene times in central Sakarya and petroleum exploration possibilities. *Türkiye 4. Petrol Kong. Tebliğleri*, 95-115.
- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G., and Scott, B., 1997. The evolution from Miocene magmatism in western Turkey: Implications for enrichment processes

- in the lithospheric mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 97, 127-147.
- Shimazaki, H., Shimizu, M. and Nakano, T., 1986. Carbon and oxygen isotopes of calcites from Japanese skarn deposits. *Geochemical Journal*, 20, 297-310.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Taylor, H.P.Jr., 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Barnes HL (ed). J Wiley and Sons, 236-272.
- Topuz, G., Altherr, R., Schwartz, W.H., Dokuz, A. and Meyer, H.P., 2007. Variscan amphibolites-facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümüşhane area, Eastern Pontides, Turkey). *International Journal of Earth Sciences*, 96, 861-873.
- Tufan, A.E., 1993. Karaydın Köyü (Yenice-Çanakkale) çevresinin jeolojik ve petrografik özellikleri ile kurşun-çinko zuhurlarının jenetik incelemesi. Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, Konya. (yayımlanmamış).
- Yılmaz, Y., 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. *Tectonic Evolution of the Tethyan region*. A.M.C. Şengör (ed.). Kluwer, 159-189.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z. and Altunkaynak, Ş., 2001. Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31 (3), 243-271.
- Zimmermann, J.L., Saupe, F., Öngen, S. and Anıl, M., 1989. Oligocene-Miocene K-Ar ages of the quartz-monzonite stocks from Nevruz-Çakıroba (Yenice, Çanakkale, Northwest Turkey). *Fifth Meeting of the European Union of Geosciences (EUG V)*, Terra Cognito, 354-355.