

SUSURLUK (BALIKESİR) "OKSİDAN TİP" W-SKARNININ MİKROTERMOMETRİK ÖZELLİKLERİ

Ayşe ORHAN*, Halim MUTLU* ve Nurullah HANİLÇİ**

ÖZ.- Susurluk skarn yatağı, Çataldağ Granitoyidi ile Mesozoyik yaşlı karbonatlı kayaçların dokanağında gelişmiş olup, endo ve ekzoskarn (proksimal zon, distal zon ve damar skarnları) zonları ile temsil edilmektedir. Sınırlı alanda gelişen endoskarn zonunda klinopiroksen, plajiyoklaz, sfen, ortoklaz ve kuvars mineralleri gelişmiştir. Ekzoskarn zonunda ise başlıca granat, klinopiroksen, vezüvyanit, wollastonit ile birlikte kalsit, kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, skapolit, biyotit, muskovit, sfen ve klorit gibi aksesuar mineralleri ile şeelit, kalkopirit, bornit gibi cevher mineralleri oluşmuştur. Susurluk skarnında gözlenen granat ve klinopiroksen gibi susuz mineraller ilerleyen evrenin varlığına buna karşın epidot, amfibol, biyotit gibi sulu minerallerin bulunmaması ise gerileyen evrenin gelişmediğine işaret etmektedir. Ekzoskarn zonlarına ait mikrotermometrik veriler, skarnlaşmanın ilk evresinde 587°-592°C sıcaklıklarda sistemde kaynamanın gerçekleştiğini vurgulamaktadır. Şeelit mineralizasyonunun da geliştiği I. evrede etkin olan çözeltilerin homojenleşme sıcaklığı ≥ 600 ile 587°C arasında, tuzluluğu ise yaklaşık %11-16 NaCl eşdeğeri arasındadır. Skarnlaşmanın II. evresinde homojenleşme sıcaklığı ≥ 600 ile 371°C ve tuzluluk >70 ile 36 NaCl eşdeğeri aralığında olup, çözelti yüksek tuzluluğa sahiptir. Çözelti sisteminde tuzluluğun bu kadar artış göstermesi kaynamanın bir sonucu olarak yorumlanmıştır. Sıvı kapanımlara ait Te değerleri, $\text{CaCl}_2+\text{NaCl}+\text{KCl}+\text{H}_2\text{O}$ şeklindeki olası çözelti bileşimine, özellikle skarnlaşmanın ilerleyen evresinde önemli miktarda CO_2 (Te: -66 ile -58°C arasında) ve CH_4 (Te: -188 ile -178°C arasında) gibi karbonik bileşenlerin de sürece katıldığını göstermektedir. Tamamen sıg skarn sistemi özelliklerini sunan Susurluk skarnı, homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk verilerine göre yaklaşık 1 kbar'lık basınç koşullarında gelişmiş olmalıdır.

Anahtar kelimeler: Susurluk skarn yatağı, Sıvı kapanım, W-skarn, kaynama, Çataldağ Granitoyidi

ABSTRACT.- The Susurluk skarn deposit developed at the contacts the Çataldağ Granitoid and Mesozoic carbonate rocks is represented by endo and exoskarn (proximal zone, distal zone and vein skarn) zones. The endoskarn zone which occurs in a limited area is characterized by clinopyroxene, plagioclase, sphene, orthoclase and quartz minerals. The exoskarn zone is composed mainly of clinopyroxene, vesuvianite, wollastonite and some accessory minerals such as calcite, quartz, plagioclase, orthoclase, scapolite, biotite, muscovite, sphene and chlorite and ore minerals of scheelite, chalcopryrite and bornite. The presence of anhydrous minerals such as garnet and clinopyroxene is indicative of prograde stage, and the absence of hydrous minerals such as epidote, amphibole and biotite indicates that retrograde stage was not developed. Microthermometric data on exoskarn zone reveal that boiling at temperatures of 587°-592°C took place at the first stage of skarnization. Solutions of the first stage in which scheelite mineralization occurred are characterized by homogenization temperatures of 587 to ≥ 600 °C and salinity range of 11-16 wt% NaCl equivalent. At the second stage of skarnization, homogenization temperatures and salinities were recorded as 371 to ≥ 600 °C and 36 to >70 wt% NaCl equivalent, respectively. High salinity values are attributed to boiling phenomenon. The Te values of fluid inclusions may indicate a solution composition of $\text{CaCl}_2+\text{NaCl}+\text{KCl}+\text{H}_2\text{O}$ and significant amount of carbonic additions to the system, CO_2 (Te: -66 to -58°C) and CH_4 (Te: -188 to -178°C). The Susurluk skarn deposit which entirely shows shallow skarn system characterized might have been formed at a pressure of around 1 kbar.

Key words: Susurluk skarn deposit, fluid inclusion, W-skarn, boiling, Çataldağ Granitoid.

* Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Eskişehir
** İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Avcılar Kampüsü, 34320, Avcılar-İstanbul

GİRİŞ

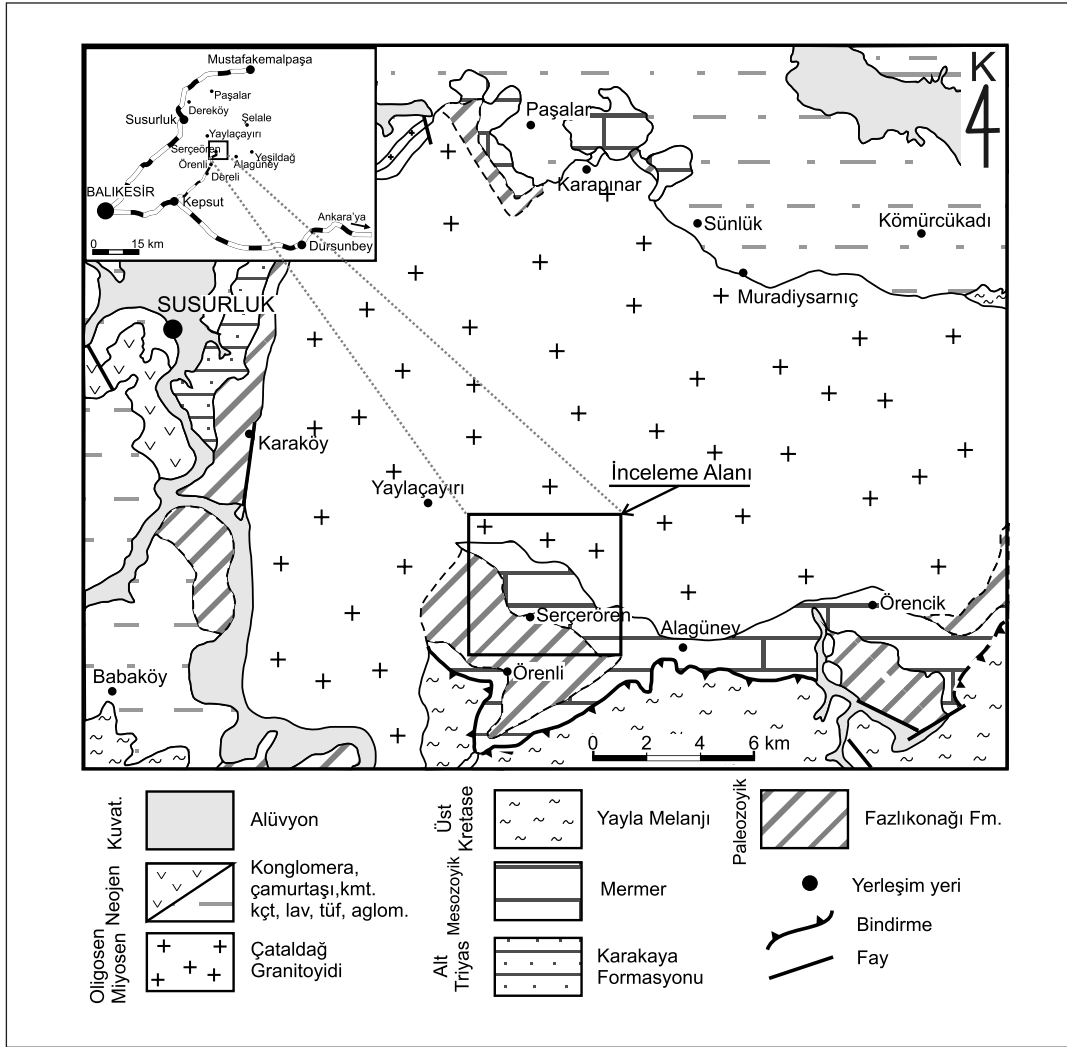
Birçok skarn yatağında plütonun evrimiyle (sokulumu, kristalizasyonu ve soğuması) ilişkili olarak iki farklı tür alterasyon gelişmektedir. Bunlardan birincisi; erken evre olarak bilinen ilerleyen evre olup, oldukça yüksek sıcaklık ve tuzluluktaki akışkanların etkinliğinde oluşan granat, piroksen gibi susuz mineraller ile karakteristiktir. İkincisi ise gerileyen evre olup, daha düşük sıcaklık ve tuzluluktaki akışkanların etkinliğinde oluşan epidot, amfibol, biyotit gibi sulu mineraller ile temsil edilir. Cevher içeren akışkanların kaynağıyla ilişkili bu iki evre baskın olarak magmatik ve meteorik akışkanları yansıtmaktadır (Einaudi ve diğerleri, 1981; Einaudi ve Burt, 1982; Meinert, 1992).

Çeşitli skarn minerallerinden yapılan sıvı kapanım çalışmalarında homojenleşme sıcaklığı (Th), ilk ergime sıcaklığı (Te) ve son buz ergime sıcaklığı (Tm-ice) gibi veriler elde edilerek skarn zonlarında etkin olan çözeltilerin karakterleri ve tuzlulukları (%NaCl eşdeğeri olarak) belirlenerek skarnın oluşum koşulları sağlıklı bir şekilde yorumlanabilmektedir. Özellikle Sn ve W skarnlarda yapılmış çalışmalar, plütondan uzaklaştıkça (proksimal zondan distal zonlara doğru) ve ilerleyen evreden gerileyen evreye doğru tuzluluk ile birlikte sıcaklığın da sistematik bir şekilde düştüğünü göstermiştir (Higgins, 1980; Mathieson ve Clarck, 1984; Kwak, 1986; Layne ve Spooner, 1991; Larsen, 1991; Fu ve diğerleri, 1993; Singoyi ve Zaw, 2001; Timon ve diğerleri, 2007).

Bu çalışmada, Serçeören Köyü - (Susurluk-Balıkesir) skarn yatağında (Şekil 1) sıvı kapanım çalışmaları yapılmış ve elde edilen verilerle skarn gelişimi sürecindeki çözeltilerin karakterleri (sıcaklıkları, tuzlulukları, bileşimi) ve skarn gelişimi tartışılmıştır. Bölgede önceki yıllarda jeolojik (Ergül ve diğerleri, 1980; Ergül ve diğerleri, 1986; Akyüz 1995), endüstriyel hammadde (vollastonit) araştırmalarına (Erdoğan 1978; Çakır ve Genç 1983) ve skarn zonunun petrografik incelemele-

rine yönelik (Erdoğan 1976; Arık 1995; Orhan ve Mutlu 2009) çeşitli araştırmalar yapılmıştır. Bölgedeki skarn mineralleşmeleri ilk kez Erdoğan (1976) tarafından bahsedilmiş ve granitoid ile mermer kontağında gelişmiş olan diyopsit, granat, vezüvyanit ve vollastonit minerallerinin "tipik bir kontakt metasomatik" oluşum olduğu vurgulanmıştır. Ayrıca aynı araştırmacı skarn zonunda forsterit, kuvars, tremolit, skapolit, biyotit, kalsit, plajiyoklaz gibi mineraller ile az ve küçük oluşumlar şeklinde molibdenit, şeelit, bornit, spekülarit gibi çeşitli cevher minerallerinin de oluştuğunu tespit etmiştir. Arık (1995) ise skarn zonunda, epidot mineralinin de geliştiğini belirterek yan kayacın dolomitik karakter sunduğunu öngörmüştür. Yapılan bu çalışmalarda skarn zonu mineralojik ve petrografik yönden incelenmiş ancak skarnlaşma sürecindeki çözeltilerin karakterleri ve skarn oluşumunun süreçleri tartışılmamıştır. Orhan ve Mutlu (2009) ise granitoid kontağından itibaren skarn zonlarını, minerallerin bolluk dereceleri ve dokusal özelliklerine göre tanımlayarak; ekzoskarn zonunun kalsik karakterli olduğunu, Çataldağ Granitoidi'nin sokulumu ve kristalizasyonu ile ilişkili olarak sadece ilerleyen evre ürünlerinin (granat, piroksen) geliştiğini tespit etmişlerdir. Orhan ve Mutlu (2009) sokulumu derin olan Çataldağ Granitoidi'nin sığ derinliklere doğru yükselerek devam eden kristalizasyonunun gerileyen evre ürünlerinin (epidot, amfibol, biyotit vs.) gelişmesine engel olduğunu vurgulanmışlardır. Aynı çalışmada farklı mineral zonlarında gelişmiş granat ve piroksenlerin kimyasal kompozisyonlarını esas alarak bölgedeki skarnın oksidan tip W-skarn olduğunu ve cevher minerallerinin (W ve Cu) magma kristalizasyonunun farklı evrelerinde geliştiğini belirlemişlerdir.

Bu çalışmada ise, Susurluk skarn yatağında daha önce tanımlanmış olan (Orhan ve Mutlu 2009) mineral zonları esas alınarak farklı skarn zonlarındaki piroksen, vollastonit, vezüvyanit ve kuvars minerallerinde sıvı kapanım incelemeleri yapılmıştır. Elde edilen homojenleşme sıcaklığı (Th), kapanım tuzluluğu (%NaCl eş değeri olarak) ve olası çözeltiler bileşimleri dünyadaki benzer



Şekil 1- İnceleme alanının yer bulduru ve Genel jeoloji haritası (Ergül ve diğerleri, 1986'dan alınmıştır).

W-skarnlar ile karşılaştırılmış, bölgedeki cevher mineralleriyle (W ve Cu) ilişkili akışkanların olası bileşimi, skarnın oluşum süreçleri ve koşulları tartışılmaktadır.

ÇALIŞMA ALANININ JEOLJİSİ

İnceleme alanında Paleozoyik yaşlı Fazlıkonağı Formasyonu, Mesozoyik yaşlı kristalize kireçtaşı ve mermer ile bu birimleri kesen Oligo-Miyosen yaşlı Çataldağ Granitoyidi yüzeylen-

mektedir (Şekil 1). İnceleme alanının temelini oluşturan Fazlıkonağı Formasyonu, şistler ve bunlar içerisinde yer yer mercer ve bant şeklindeki mermerlerden oluşmaktadır (Ergül ve diğerleri, 1980, 1986; Akyüz, 1995). Petrografik çalışmalar, şistlerin genel olarak amfibolşist, mikaşist, kuvars-mikaşist ve talkşistten oluştuğunu göstermektedir. Akyüz (1995) bu şistlerin 4-6 kbar basınç ve 425-500°C sıcaklık koşullarında yeşilşist fasiyesinde geliştiğini belirtmiştir.

Mesozoyik yaşlı karbonatlar kristalize kireçtaşı ve mermerlerle temsil edilmekte olup, beyazgri renkli, şeker dokulu ve laminalı yapıları ile karakteristiktir. Susurluk skarn yatağı ise, Serçeören köyünün kuzeyindeki bu karbonatlı kayalar ile Çataldağ Granitoyidi'nin dokanağında gelişmiştir (Şekil 1).

Çataldağ Granitoyidi, genellikle hololökokrat ve lökokrat karakterli olup Sakarya Kıtası içinde Kuzeybatı Anadolu'da Alpin olayları sonucu gelişen post-tettonik magmatik intrüzyonlardan biridir (Erdağ, 1976; Ergül ve diğerleri, 1980, 1986; Akyüz, 1995; Ercan ve diğerleri, 1990). Susurluk doğusunda yaklaşık 450 km²'lik geniş bir alan kaplayan granitoyid ayrıca yan kayalara sokulum yapan bir dizi apofiz, dayk ve sillerden oluşmaktadır. Çataldağ Granitoyidi'nin şistlerle olan dokanağında gelişen muskovit + margarit + biyotit (siderofillit) + andaluzit mineral birlikteliği, granitoyidin 3.5 kbar'dan düşük basınç ve 550-650°C civarındaki sıcaklık koşullarında geliştiğine işaret emektedir (Akyüz, 1995). Peralüminyum-metalüminyum, kalk-alkalen karakterinde olan sokulumun soğuma yaşı K-Ar metodu ile 21.2-25.9 Ma (Boztuğ ve diğerleri, 2009) ve biyotit mineralinde Rb-Sr izokron yöntemi ile 20.9 Ma (Mutlu ve Orhan, 2009) olarak belirlenmiştir.

Çataldağ Granitoyidi, çekirdekte kaba taneli holokristalin doku gösterirken kenar fasiyeslere doğru porfirik doku özelliği kazanır. Yan kayaç dokanaklarına doğru granitoyitte belirgin bir yapraklanma ve yönlenme gözlenmektedir. Granitoyitteki feldspat ile biyotit minerallerinde skarn kantağına doğru irileşme ve kataklazma izleri gözlenir. Dokusal özelliklerdeki bu değişimle birlikte mineralojik değişimler de söz konusudur. Granitoyidin çekirdek kısmı kuvars, plajiyoklaz, K-feldspat, hornblend ve biyotit ± piroksen ± apatit ± sfen ± turmalin ± opak minerallerinden oluşmaktadır. Porfirik dokulu kenar fasiyeslerde ise hornblendle yer değiştiren biyotitin hakim mineral olduğu göze çarpar. Biyotit granit özelliğindeki kenar fasiyeslerde bazı örneklerin ikincil muskovit içerdiği de gözlenmiştir. Mineral bolluk

derecesi ve jeokimyasal sınıflamalara göre, granit-granodiyorit arasında bir bileşime sahip Çataldağ Granitoyidi'nin (Erdağ, 1976; Ergül ve diğerleri, 1986; Akyüz, 1995; Orhan, 2008; Boztuğ ve diğerleri, 2009) granit-siyenogranit türünde olduğu belirtilmiştir (Arık, 1995; Ergül ve diğerleri, 1980; Ercan ve diğerleri, 1990). Bazı lokasyonlarda granitoyidin, skarn kantağına doğru metasomatik etkileşimlere bağlı olarak mineral bileşimlerinde bir değişikliğin geliştiği fark edilir. Bu tür zonlarda kuvars bolluğunun düştüğü, feldspat miktarının arttığı ve epidot, piroksen, kalsit gibi diğer ikincil mineraller ile kloritleşme ve serisitlenmenin geliştiği gözlenmiştir. Skarn zonunda ise granitoyit ve skarn zonunu kesen damarların bir kısmında apatitler irileşmiş, bazılarında ise kalsit özümlemeleri yoğun bir şekilde gelişmiştir.

MATERYAL VE YÖNTEM

Susurluk skarn yatağından alınan farklı skarn zonlarına ait örneklerde, sıvı kapanım ölçümleri için iki tarafı parlatılmış 80-150 µm kalınlığında ince kesitler hazırlanmıştır. Bu kesitlerde tespit edilen sıvı kapanımlar İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sıvı Kapanım Laboratuvarındaki Linkam THMG-600 soğutma-ısıtma düzeneğinde (-196 ile +600°C arasındaki sıcaklıklarda) ölçülmüştür. Soğutma deneyinde sıvı azot kullanılmıştır. Soğutma sürecinde kapanımların ilk ergime (Te-ötektik sıcaklık) ve son buz ergime (Tm-ice) sıcaklık değerleri, ısıtma evresinde ise homojenleşme sıcaklıkları (Th) ölçülmüştür. Skarn örneklerinden önce saf CO₂ içeren sıvı kapanım ile ölçümler yapılarak ısıtma-soğutma sisteminin doğruluğu test edilmiştir. Tekrarlanan ölçümlere göre, doğruluk ısıtma evresi için ± 0.4°C, soğutma evresi için ve ± 0.2°C olarak belirlenmiştir.

SKARN ZONLARININ ÖZELLİKLERİ

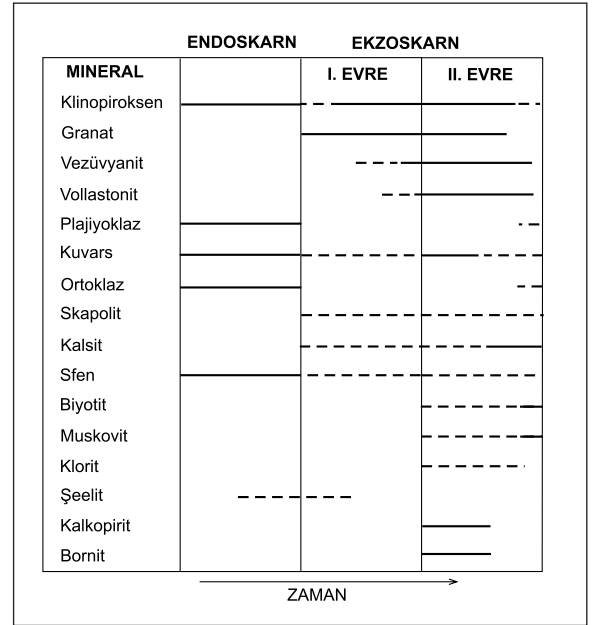
Susurluk skarn yatağında endoskarn ve ekzoskarn zonları gelişmiştir. Endoskarn zonu, Çataldağ Granitoyidi'nin dokanağında ve granitoyid içerisinde dar alanlarda gözlenmekte olup masif

ve ondüleli yapıdadır. Klinopiroksen (hedenberjit), plajiyoklaz (labrador-bitovnit), sfen, ortoklaz ve kuvars minerallerinin geliştiği zonda magmatik dokunun korunduğu gözlenir. Ekzoskarn zonu ise endoskarn zonunu takip eden oluşumlar veya mono mineralik zonlanmalar ve damarlar, mermerler içerisinde damar ve merccekler ve mermerlerin tabaka düzlemlerine paralel bantlar şeklinde gelişmiştir. Granat, klinopiroksen, vezüvyanit, vollastonit şeklinde genel bir zonlanmanın gözlendiği ekzoskarnında ayrıca kalsit, kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, skapolit, sfen, biyotit, muskovit, klorit gibi aksesuar mineralleri oluşmuştur. Bu zonda cevher mineralleri olarak da şeelit, kalkopirit ve bornit tespit edilmiştir. Proksimal zonda; zonlu granatların ornatım ürünü olarak piroksenlerin ortaya çıktığı, vezüvyanitin granat içerisinde kapanımlar halinde geliştiği, granat boşluk ve çatlaklarının kuvars tarafından doldurulduğu ve bunlarla ilişkili olarak kloritleşme, karbonatlaşma gibi alterasyon ürünlerinin geliştiği gözlenir. Distal zonlarda ve mermer içerisindeki damar oluşumlarında ise karbonatça zengin mineraller olan vollastonit ve vezüvyanit mineralleri gelişmiştir. Vollastonitler iri yapraklı şekillerde gözlenirken vezüvyanit mineralleri piroksenin ornatım ürünü olarak ve zonlu şekillerde karşımıza çıkar. Mermer dokanağında ise, mermerler ile bantlar oluşturan kısımlarda piroksen, vezüvyanit, vollastonit, biyotit ve muskovit gelişmiştir (Orhan ve Mutlu, 2009). Makro ve mikro dokusal özelliklerle tanımlanmış mineral parajenez çalışmalarına göre Susurluk skarn yatağı diğer W-skarnlara benzerlik göstermektedir (Einaudi ve diğerleri, 1981; Einaudi ve Burt, 1982; Meinert, 1992). Skarn yatağında tespit edilen granat ve piroksen gibi susuz mineraller Çataldağ Granitoidi'nin sokulumu ve kristalizasyonu ile ilişkili ilerleyen evrenin geliştiğini, granat ve/veya piroksenin ornatım ürünü olarak epidot, amfibol, biyotit gibi sulu minerallerin bulunmaması ise soğuma ile ilişkili gerileyen evrenin gelişmediğini göstermektedir (Orhan ve Mutlu; 2009). Susurluk skarn yatağının mineral parajenezleri diğer W-skarnlarla (Kara skarnı, Northwestern Tasmania; Singoyi ve Zaw; 2001) karşılaştırıldığında ekzo-

skarnda iki evrenin geliştiği gözlenir (Şekil 2). Bu evreler;

- I. Evre granat (grossular) + klinopiroksen (hedenberjit) ± vezüvyanit ± vollastonit ± kuvars ± skapolit ± kalsit ± sfen ± şeelit
- II. Evre granat (grossular-andradit) + klinopiroksen (diyopsit) + vezüvyanit + vollastonit + kalsit + kalkopirit + bornit ± kuvars ± plajiyoklaz ± ortoklaz ± skapolit ± sfen ± klorit ± biyotit ± muskovit

şeklinde.



Şekil 2- Susurluk skarn yatağındaki skarn ve cevher minerallerinin parajenetik ilişkisinin şematik diyagramda gösterilmesi (Orhan ve Mutlu, 2009'a göre oluşturulmuştur).

MİKROTERMOMETRİK ÖLÇÜMLER

Susurluk skarn yatağındaki mikrotermometrik ölçümler ekzoskarnın proksimal ve distal zonları ile damar skarnına ait fasiyeslerdeki klinopiroksen, kuvars, vezüvyanit ve vollastonit mineralle-

rinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 3). Ölçümlerden önce sıvı kapanım tipleri, petrografik olarak Roedder (1984) ve Van den Kerkhof ve Hein (2001) tarafından belirtilen kriterlere göre birincil ve ikincil kapanımlar şeklinde sınıflandırılmıştır. Ölçümlerin tamamı bahsedilen minerallerde tespit edilen birincil sıvı kapanımlarda yapılmıştır.

Sıvı kapanımlar, vezüvyanit ve kuvarsta genellikle düzensiz, klinopiroksende kare ve düzensiz, vollastonitte ise düzensiz ve tüpsü şekillerde gözlenmektedir (Şekil 4). Kapanım boyutları 10 ila 216 μm arasında değişmektedir. İncelenen örneklerde birincil kapanımlar oda sıcaklığında içerdiği fazlar dikkate alınarak; sıvı+gaz içerenler Tip-I, sıvı+gaz+kati içerenler ise Tip-II olarak tanımlanmıştır (Şekil 4). Tip-II kapanımlarda kati fazı halit ve/veya silvit mineralleri oluşturmaktadır. Buna göre, ekzoskarnın proksimal zonunda klinopiroksen ve vezüvyanit Tip-I ve Tip-II kapanımlarını içerirken, kuvars ve vollastonitte sadece Tip-II kapanımları belirlenmiştir. Distal zon ve damar skarnında ise ölçümler klinopirok-

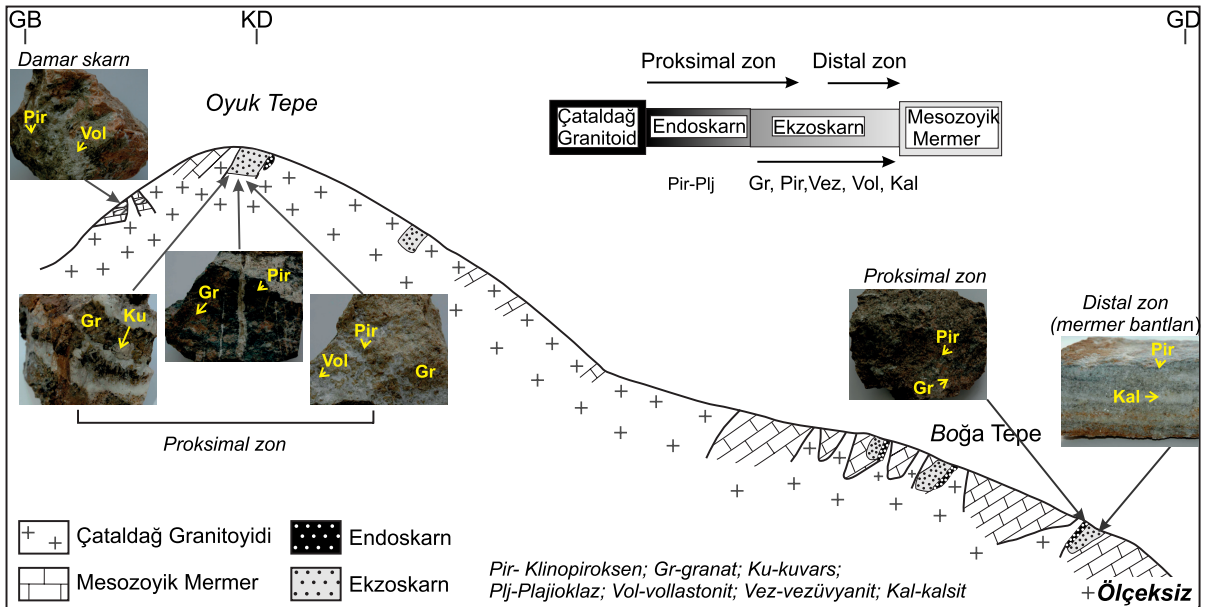
sen ve vollastonitlerde sadece Tip-II kapanımlarda yürütülmüştür.

Homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerleri

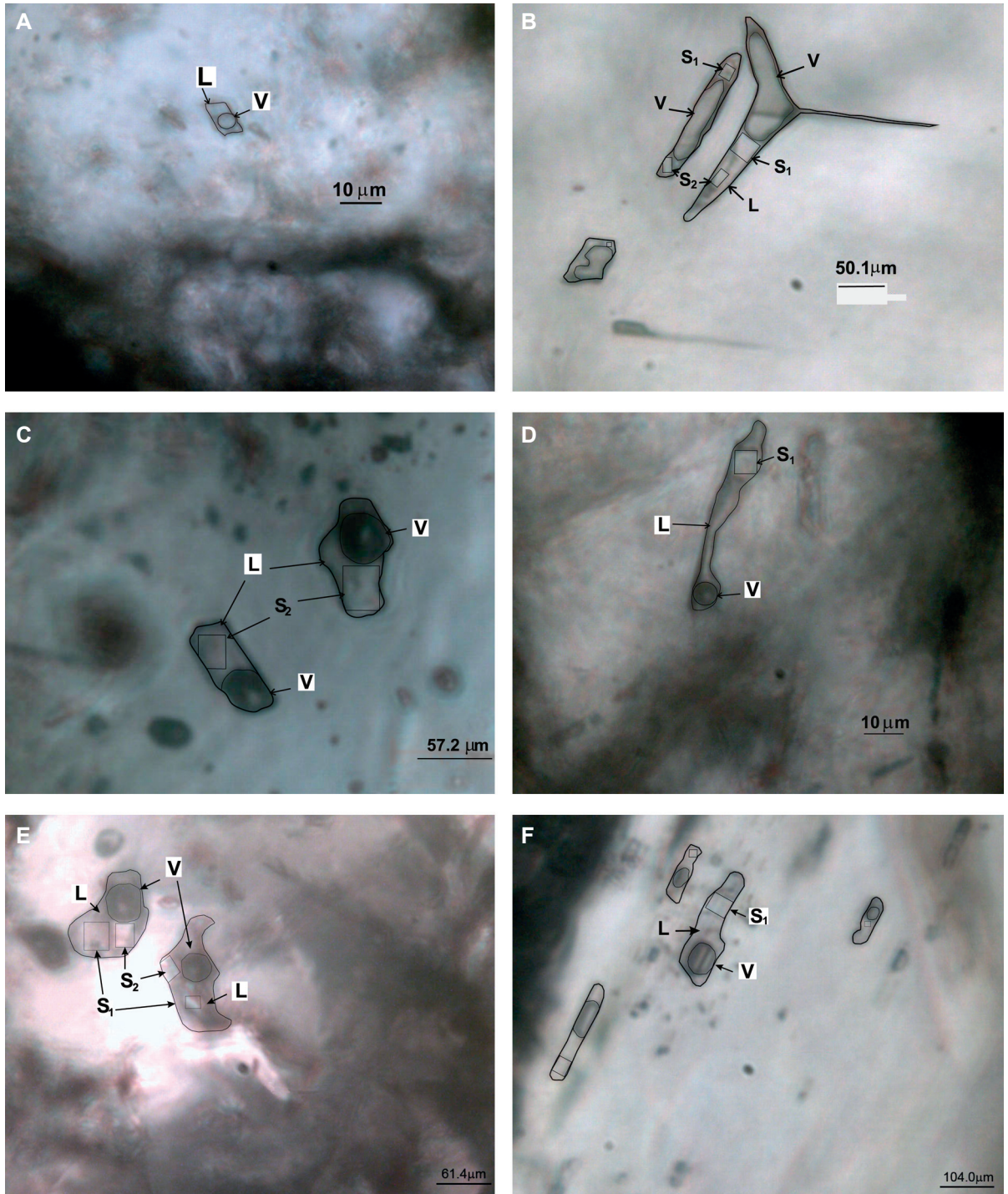
Mikrotermometrik ölçümler, ekzoskarnın "proksimal" zonunda klinopiroksen, vezüvyanit, kuvars ve vollastonitte, "distal" zonunda klinopiroksende, "damar skarnında" ise klinopiroksen ve vollastonitte yapılmıştır (Şekil 3; Çizelge 1).

Proksimal zona ait klinopiroksen ve vezüvyanitte tespit edilen Tip-I kapanımların homojenleşme sıcaklıkları sırasıyla 587°C ile $\geq 600^\circ\text{C}$ (n=4) ve 438°C ile $\geq 600^\circ\text{C}$ (n=2) arasında ölçülmüştür. Tip-I kapanımlarda homojenleşme genellikle sıvı fazda gerçekleşmiş olup, bir klinopiroksen örneğinde ise dar bir aralıkta kapanımın birisi sıvı fazda (592.2°C), diğeri ise gaz fazında (587°C) homojenleşmiştir (Çizelge 1).

Proksimal zona ait skarn minerallerinde tespit edilen Tip-II kapanımların homojenleşme sıcak-



Şekil 3- Susurluk skarn yatağında mikrotermometrik ölçümlerin yapıldığı zonlar.



Şekil 4- Susurluk skarn yatağında skarn minerallerine ait sıvı kapanımların görüntüsü. (A) Klinopirosende Tip I; (B) distal zonda klinopirosende Tip II; proksimal zonda (C) kuvarsda Tip II; (D) vezüvyanitte Tip II; (E) vollastonitte Tip II; (F) damar skarnda vollastonite ait Tip II sıvı kapanımlar (S1: Halit, S2:Silvit).

Çizelge 1- Susurluk skarn yatağına ait mikrotermometrik veriler.

Skarn Zonu	Mineral	Kapanım Tipi	Te (°C)	Tm-ice (°C)	Tm-clth (°C)	Tm-solid (°C)	Th (°C)	Th-fazı	%NaCl eş değeri Tuzluluk
P R O K S İ M A L Z O N	Kuars	II	n.d.	n.d.	-	432.6 (S)	454.6	V→L	67
		II	n.d.	n.d.	-	463 (S)	≥600	-	>70
		II	n.d.	n.d.	-	489.5 (S)	489.5	S→L	>70
		II	n.d.	n.d.	-	545 (S)	545	S→L	>70
	Klinopirosken	I	-58.2	-10.7	-	-	587	V	13.98
		I	-60.2	-10.7	-	-	≥600	-	13.98
		I	-58.8	-12.9	-	-	592.2	L	16
		I	n.d.	-10.9	-	-	≥600	-	14
		II	-180.4	n.d.	-	536.6 (H) 483.9 (S)	≥600	-	>70
		II	-69.5		9.0	522.2 (S)	≥600	-	>70
		II	-67.2		9.0	520.9 (S)	≥600	-	>70
		II	-65.4		10.7	n.d.	≥600	-	-
		II	-69.4		6.1	517.7 (S)	≥600	-	>70
		II	-69.9		10.0	504.5 (H) 488.2 (S)	≥600	-	>70
		II	-69.2		8.3	488.8 (S)	572.2	V→L	>70
		II	-48.8	-14.4	-	> 600 (H)	≥600	-	>70
		II	-188.1		19.8	n.o (H, S)	≥600	-	-
		II	-176.5	n.d.		n.o (H)	≥600	-	-
	II	-176.4	n.d.		n.o (H)	≥600	-	-	
	Vollastonit	II	-67.4		10.8	373.5 (H) 368.5 (S)	439	V→L	61
		II	-69		11	365.8 (H) 365.7 (S)	369.1	V→L	61.5
		II	-81.4		10.5	n.d (H, S)	439.6	L(?)	n.d
		II	-62		11.2	424.1 (H) 477.3 (S)	494	V→L	>70
		II	-61.6		11.6	381.8 (H) 409.1 (S)	434.6	V→L	>70
	Vezüv-yanit	I	-	-7.7	-	-	≥600	-	10.49
		I	-68.1	-8.2	-	-	437.6	L	11.71
		II	-136	-	-	285.4 (H)	403.1	V→L	36

Çizelge 1- devam

Skarn Zonu	Mineral	Kapanım Tipi	Te (°C)	Tm-ice (°C)	Tm-clth (°C)	Tm-solid (°C)	Th (°C)	Th-fazı	%NaCl eş değeri Tuzluluk
DİSTAL	Klinopiroksen	II	-126.1	n.d.	-	270.8 (S)	370.8	V→L	51.5
		II	-118.6	n.d.	-	379.2 (S) 375.9 (H)	532.3	V→L	61
		II	n.d.	n.d.	-	548.9 (S)	548.9	S→L	>70
		II	n.d.	n.d.	-	275 (S)	502.9	V→L	52
DAMAR	Klinopiroksen	II	-181.7	-	15.8	525.7 (H)	≥ 600	-	58
		II	-182.5	-	16.3	n.o (H)	≥ 600	-	-
		II	-189.2	-	-	n.o (H)	≥ 600	-	-
		II	-130	n.d.	-	n.o. (S)	≥ 600	-	-
		II	-56.1		12.8	567.9 (S)	≥ 600	-	>70
		II	-55.4	.	9.6	n.o. (S)	≥ 600	-	-
		II	-55.5	n.d.	19.4	n.o. (S)	≥ 600	-	-
	Vollastonit	II	-188	n.d.	-	509.8 (H)	≥ 600	-	57
		II	-188.9	n.d.	-	591.1 (H)	≥ 600	-	66
		II	-183	n.d.	-	592 (H)	≥ 600	-	66
<p>Kısaltmalar: Te: Ötektik sıcaklık; Tm-ice: Son buz ergime sıcaklığı; Tm-clth: Clathrate ergime sıcaklığı; Tm-solid: Katı fazın ergime sıcaklığı; Th: Homojenleşme sıcaklığı; n.d: Tespit edilemedi, n.o.: Gerçekleşmedi, S: Silvit; H: Halit; V: Gaz; L: Sıvı; V→L: Gaz fazın kaybolması ile sıvı fazda homojenleşme; S→L: Katı fazın ergimesiyle sıvı fazda homojenleşme</p>									

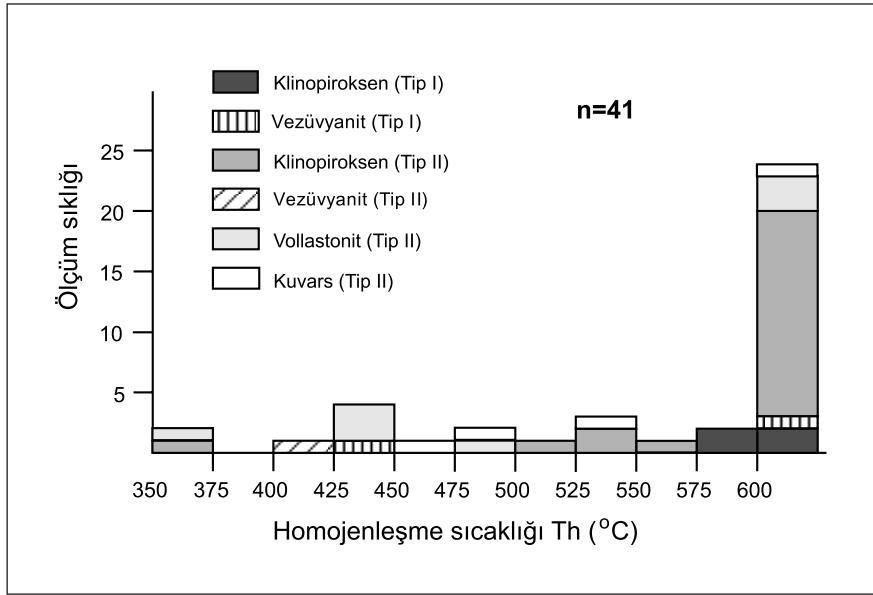
lıkları, klinopiroksende 572 ile $\geq 600^\circ\text{C}$ arasında (n=15), vezüvyanitte 403°C 'de (n=1), vollastonitte 369 ile 494°C arasında (n=5) ve kuvarsta 455 ile $\geq 600^\circ\text{C}$ arasında (n=4) ölçülmüştür (Şekil 5). Tip-II kapanımlarda homojenleşme bir örnek dışında (vollastonitte gaz fazında bir örnek) sıvı fazda gerçekleşmiştir.

Damar skarnına ait klinopiroksen ve vollastonitlerde tespit edilen Tip-II kapanımların 600°C 'nin üzerinde homojenleşme sıcaklığına sahip oldukları tespit edilmiştir ($Th \geq 600^\circ\text{C}$; n=15).

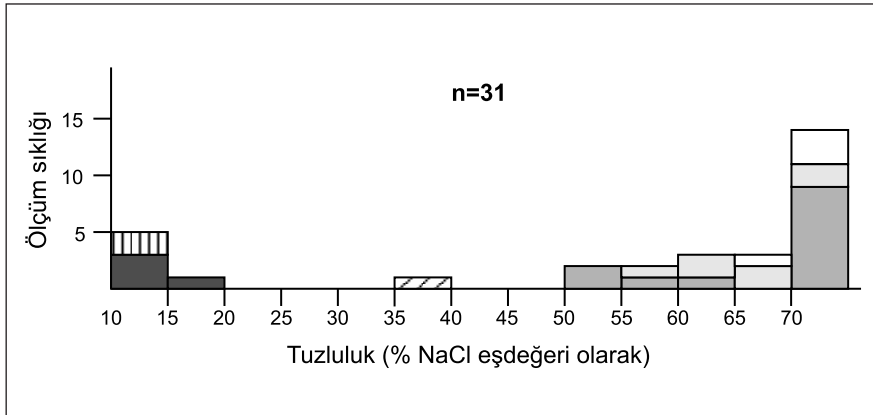
Ekzoskarnın distal zonuna ait klinopiroksenlerdeki Tip-II kapanımların homojenleşme sıcaklıkları 371 ile 549°C arasında (n=4) ölçülmüş olup (Şekil 5), homojenleşmelerin tamamı sıvı fazda gerçekleşmiştir.

Sıvı+gaz içeren (Tip-I) kapanımların tuzluluk değerleri son buz ergime sıcaklığına (Tm-ice) göre, sıvı+gaz+katı içeren (Tip-II) kapanımların tuzlulukları ise halit ve silvit kristallerinin ergime derecelerine göre hesaplanmıştır (Shepherd ve diğerleri; 1985; Bakker 2003). Buna göre, proksimal zonda Tip-I kapanım içeren klinopiroksenlerin ortalama %14.5, (n=4) vezüvyanitlerin ise ortalama %11.1 (n=2) NaCl eşdeğeri tuzluluk içerdikleri hesaplanmıştır (Çizelge 1; Şekil 6).

Proksimal zondaki minerallerde tespit edilen Tip-II kapanımların tuzluluklarının tamamı katı fazların bir kısmı 600°C 'ye kadar erginmediği için hesaplanamamıştır. Vezüvyanitte bir kapanımın tuzluluğu halitin ergimesine göre %36 NaCl eş değeri, vollastonitte iki kapanımda halit ve silvitin ergimesine göre %61-61.5 NaCl eş değeri ve kuvarsta iki kapanımda silvitin ergimesine göre



Şekil 5- Sıvı kapanımlara ait homojenleşme sıcaklıklarının histogramı.



Şekil 6- Sıvı kapanımlara ait % NaCl eş değeri tuzluluk değerlerinin histogramı (semboller için şekil 5'e bakınız).

%67 ve >%70 NaCl eş değeri tuzluluklar hesaplanmıştır (Çizelge 1). 600°C'ye kadar yapılan ısıtmada halit ve silvitin ergimelerinin gerçekleşmediği kapanımların tuzluluklarının en az %70 NaCl eş değeri oldukları Shepherd ve diğerleri (1985)'e göre hesaplanmıştır (Çizelge 1).

Distal zona ait klinopiroksenlerde %51.5 ile >%70 (n=4), damar skarnında klinopiroksenlerde

%58 (n=1) ve >%70 (n=6) ve vollaistonitte ise %57-66 NaCl eşdeğeri tuzluluk (n=3) değerleri hesaplanmıştır (Çizelge 1).

İlk Ergime (Te), Son Buz Ergime (Tm-ice) ve Clathrate (Tm-clth) Ergime Sıcaklıkları

Kapanımların düşük sıcaklıktaki (<0°C) faz geçişlerini (Te ve Tm-ice) tespit etmek kolay de-

ğildir. Bu nedenle, Susurluk skarn zonlarına ait örneklerden proksimal zona ait 21 kapanımda Te, 7 kapanımda Tm-ice, distal zona ait 2 kapanımda Te ve damar skarnına ait 10 kapanımda Te değerleri tespit edilebilmiştir (Çizelge 1).

Proksimal zona ait klinopiroksen ve vezüvanitteki Tip-I kapanımların Te değerleri -68 ile -58°C arasında (n=4) dar bir aralıkta yer alırken, aynı zondaki vollastonit, vezüvanit ve klinopiroksenlerdeki Tip-II kapanımların Te değerleri -188 ile -58°C arasında (n=17) geniş bir aralıkta dağılım göstermektedir (Çizelge 1; Şekil 7). Ancak, yine de proksimal zondaki Te değerlerinin genel olarak iki alanda yoğunlaştığı gözlenmektedir. Bunlardan ilk alanda 14 kapanım -66 ile -58°C arasında, ikinci alanda ise 4 kapanım -188 ile -178°C arasında yer almaktadır (Şekil 7).

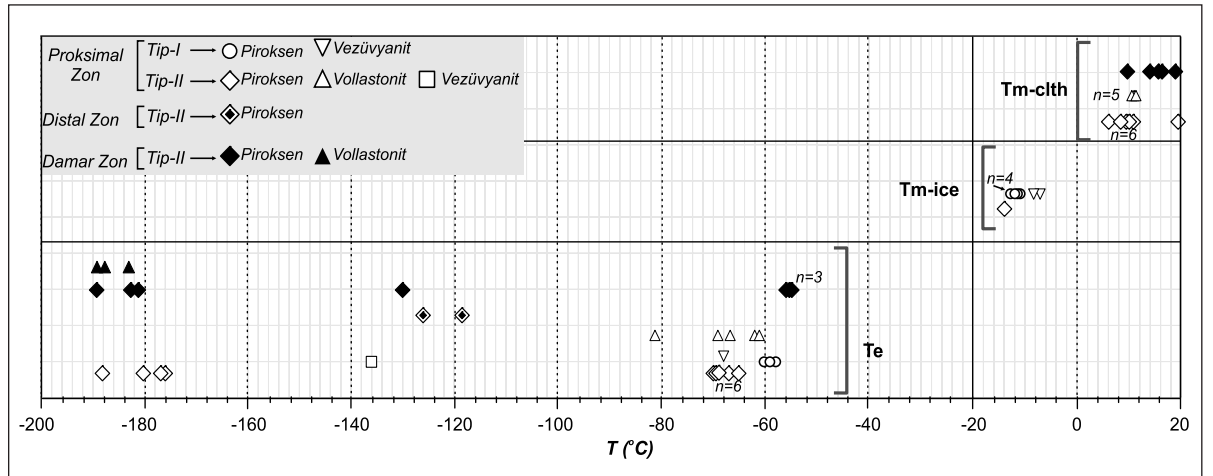
Distal zondaki klinopiroksenlerde tespit edilen Tip-II kapanımlardan sadece ikisinde -126.1°C ve -118.6°C Te değerleri elde edilmiştir. Buna karşın damar skarnlarında, incelenen örneklerin tamamında tespit edilen Te değerleri vollastonitte -188 ile -183°C aralığında (n=3), klinopiroksenlerde ise -189 ile -181°C (n=3) ve -55 ile -56°C (n=3) arasında iki alanda yoğunlaşmıştır (Şekil 7).

Son buz ergime sıcaklıkları (Tm-ice), genellikle proksimal zona ait örneklerdeki Tip-I kapanımlarda tespit edilmiş olup, bu zona ait klinopiroksenlerde -13 ile -10°C (n= 4) arasında dar bir alanda ve vezüvanitte -8.2 ile -7.7°C değerleri ölçülmüştür (Şekil 7). Aynı zonda Tip-II kapanım içeren bir klinopiroksende -14.4°C Tm-ice değeri bulunmuştur.

Proksimal zon ve damar skarnında tespit edilen Tip-II kapanımların çoğunda son buz ergimesi +6.1 ile +19.8°C (n=17) arasında dağılım sunmuştur (Şekil 7). İncelenen kapanımların hiçbirinde oda sıcaklığında karışmaz sıvı faz olarak CO₂ veya CH₄ gözlenmemiştir. Ancak 0°C'nin üzerindeki bu ergime değerleri (+6.1 ile +19.8°C arasında), düşük sıcaklıkta Clathrate (CO₂.5.¾H₂O) oluşumunu göstermekte, bu da her ne kadar oda sıcaklığında gözlenmese de çözelti sisteminde CO₂ ve CH₄ gibi karbonik bileşenlerin varlığına işaret etmektedir (Roedder 1984; Shepherd ve diğerleri 1985; Van den Kerkhof and Hein 2001).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çataldağ Granitoyidi ile güneyindeki Mezozoyik yaşlı karbonatlı kayaçların dokanağında



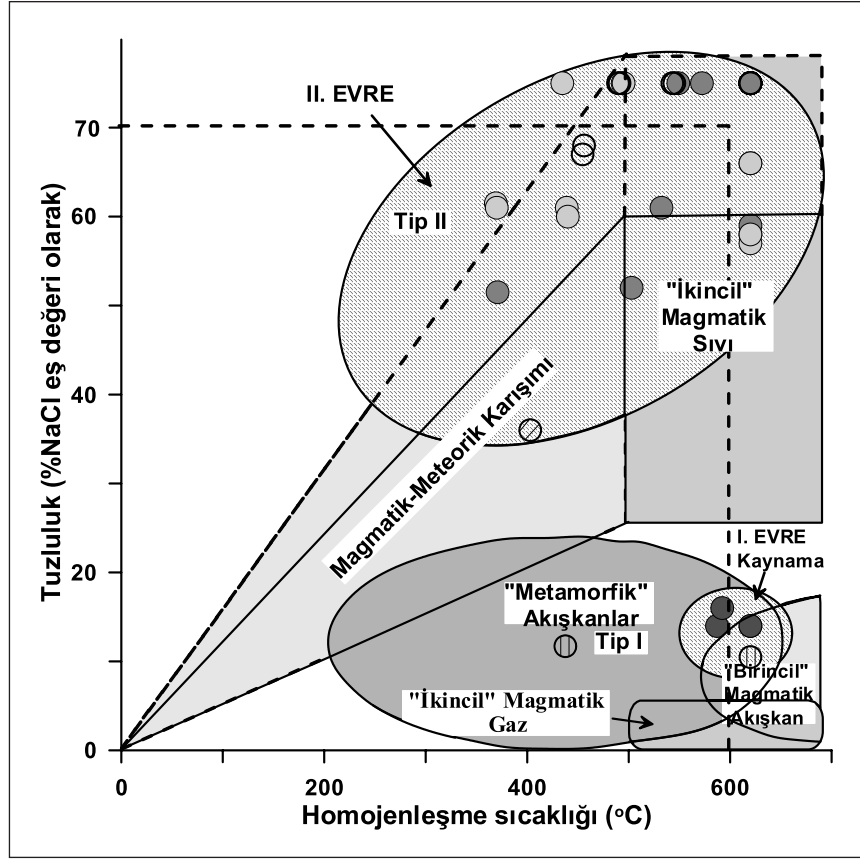
Şekil 7- Sıvı kapanımların ilk ergime sıcaklıklarının (Te) histogramı (semboller için şekil 5'e bakınız).

(Şekil 1) görülen skarnlaşma başlıca piroksimal zon, distal zon ve damar skarnları şeklinde gelişmiştir. Bu skarn zonlarındaki klinopiroksen, volastonit ve vezüvyanitlere ait Tip-I ve Tip-II kapanımların ilk buz ergime değerleri (Şekil 7) genel olarak iki alanda kümelenmektedir. Birinci alandaki Te (-66 ile -58°C arasında) değerleri çözelti sistemde CO₂'in varlığına (T_m-CO₂: -56.6°C), ikinci alandaki Te değerleri (-188 ile -178°C arasında) ise CH₄'ün varlığına (T_m-CH₄: -182.5°C) işaret etmektedir (Roedder, 1984; Sheppard ve diğerleri, 1985). Bu kapanımlarda son buz ergimesinin 0°C'nin üzerinde (+9 ile +19.8°C arasında) gerçekleşmesi (clathrate ergimesi) de sistemde önemli oranda karbonik fazların varlığını göstermektedir. W-skarnlarda yapılan sıvı kapanım çalışmalarında CO₂'in W cevherleşmesi ile ilişkili geliştiği belirtilmiştir (Higgins, 1980). Ayrıca, "indirgen" tip W-skarnlarda CH₄>CO₂ olduğu vurgulanmıştır (Fontelles ve diğerleri, 1989). Susurluk skarnında gerek proksimal zonda gerekse distal ve damar skarnındaki Tip-II kapanımlarda tespit edilen metan varlığı, sistemin indirgen koşullarından ziyade skarnlaşma sürecinde saf mermerin metamorfizması ve dekompozisyonuyla CH₄ ve CH₄+CO₂'in geliştiği (Larsen, 1991) şeklinde yorumlanmıştır. Proksimal zona ait klinopiroksende (Tip-II) ölçülmüş -48.8°C Te değeri, çözelti sisteminin CaCl₂+NaCl+KCl+H₂O içerdiğine işaret etmekte (Linke, 1965) ve bu da skarn oluşumunda karbonat çözünmesinin etkin olduğunu göstermektedir (Kwak, 1986).

Susurluk skarnına ait homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk değerleri birlikte değerlendirildiğinde çözeltilerin iki farklı alanda yer aldığı gözlenir (Şekil 8). Proksimal zondaki klinopiroksenlere ait Tip-I kapanımların homojenleşme sıcaklığı $\geq 587^\circ\text{C}$ ve tuzlulukları ortalama %14.5 NaCl eş değeridir. Tip-I kapanım içeren klinopiroksenlerde sıvı ve gaz fazınca zengin olan iki farklı kapanımın yaklaşık aynı sıcaklıkta, birinin gaz fazında (587°C) diğerinin sıvı fazda (592.2°C), homojenleşmesi (Çizelge 1) sistemin kaynadığını göstermektedir. Kaynama işlevinin

belirlendiği klinopiroksen ile Kara Magnetite-Scheelite skarnındaki (Northwestern Tasmania; Singoyi ve Zaw, 2001) I. evreye ait klinopiroksenlerin homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerleri (616 ile 510.5°C Th; %11.9-12.5 NaCl eşdeğeri tuzluluk) birbiriyle uyuşmaktadır. Proksimal zona ait klinopiroksenlerdeki Tip-I kapanımlar Bodnar (1999) tarafından yapılan diyaframda "Birincil Magmatik Akışkan" ve "Metamorfik Akışkanlar" alanına düşmekte ve skarnlaşma sürecinin ilk evresini temsil etmektedir. Proksimal zonda vezüvyanite ait Tip-I kapanımın homojenleşme sıcaklığı $>437^\circ\text{C}$ ve tuzluluğu ortalama %11.1 NaCl eşdeğeri olup "Metamorfik Akışkanlar" alanına düşmekte (Şekil 8) ve Kara Magnetite-Scheelite skarnındaki II. Evre'ye ait vezüvyanitlerle benzer değerlere (Th: 362 ile 571°C arasında, tuzluluk: 17.8-16.3 %NaCl eş değeri; Singoyi ve Zaw, 2001) sahiptir. Susurluk skarnında proksimal zon, distal zon ve damar skarnlarda yaygın olarak gözlenen Tip-II kapanımlar (sıvı+gaz+(halit±silvit)) oldukça yüksek tuzluluk değerleriyle (%36 ila %70< NaCl eş değeri) "İkincil Magmatik Sıvı" ve/veya "Magmatik-Meteorik Karışımı" alanında yer almaktadır (Şekil 8). Susurluk skarn sisteminde tuzluluğun kaynama olayından sonra arttığı göze çarpmaktadır. Yüksek tuzluluktaki magmatik akışkanın bu davranışı granitik intrüzyonların kristalizasyonu ile ilişkili olarak gelişmekte (Kwak, 1986; Bodnar, 1999) ve özellikle derin olmayan hidrotermal sistemlerde (porfiri bakır yataklarında) gözlenmektedir (Bodnar, 1999; Wilkinson, 2001). Susurluk skarnında proksimal zondan distal zona doğru gidildikçe yaygın olarak gözlenen Tip-II kapanımların homojenleşme sıcaklığı ve tuzluluk değerlerinin düştüğü belirlenmiştir (Şekil 8). Bu durum, skarn oluşumu sürecinde magmatik kökenli çözeltilerin soğutucu ve seyreltici etkisi olan meteorik suyla kısmen de olsa karıştığını göstermektedir (Beane, 1983).

Proksimal, distal ve damar skarnlarında tespit edilen Tip-I ve Tip-II kapanımların homojenleşme sıcaklığı ile %NaCl eş değeri tuzluluk değerleri farklı yatak tipleri ile karşılaştırıldığında, kayna-

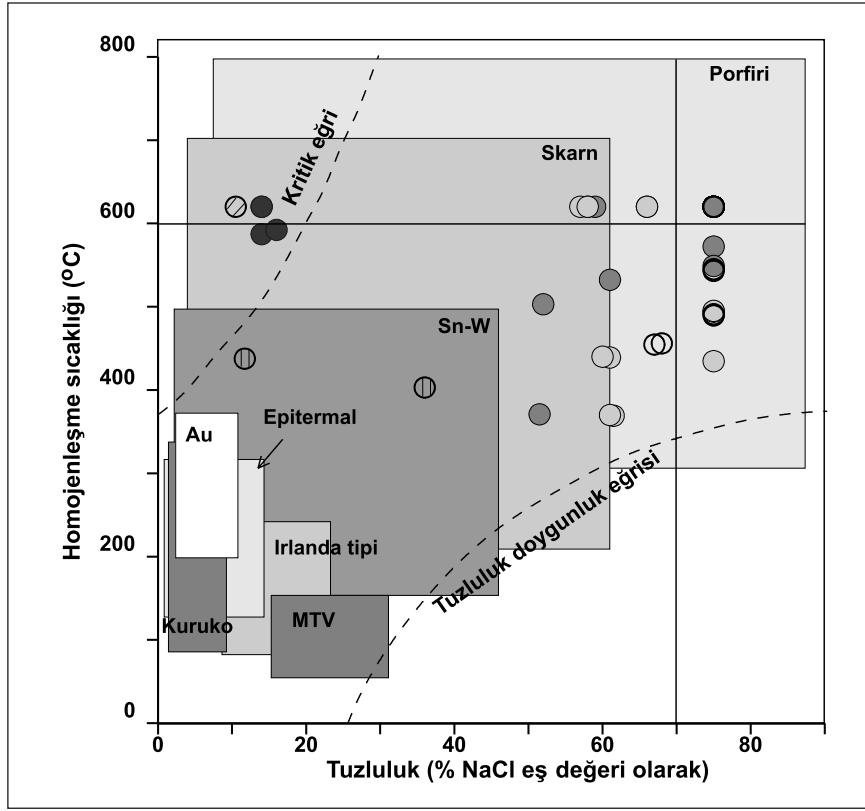


Şekil 8- Susurluk skarn yatağına ait sıvı kapanımların homojenleşme sıcaklığına karşılık tuzluluk değerlerinin dağılımı (semboller için şekil 5'e bakınız) (farklı kökene sahip hidrotermal akışkanlar için ortalama sıcaklık-tuzluluk dağılımları Bodnar, 1999'dan alınmıştır. "İkincil Magmatik Sıvı" ve "Magmatik-Meteorik Karışımı" kesikli çizgi bu çalışmaya aittir).

ma olayının gerçekleştiği skarnlaşmanın ilk evresi ($\geq 600-587^\circ\text{C}$ ve %14-16 NaCl eşdeğeri tuzluluk) kritik eğrinin üzerinde skarn ile porfir alanı düşmektedir (Şekil 9). Bölgede susuz minerallerle birlikte gözlenen vezüvyanite ait Th-%NaCl tuzluluk değerleri, Sn-W, skarn ve porfir alanlarında yer almaktadır (Şekil 9). Kaynamayı takiben gelişen skarnlaşmanın II. evresinde çözeltilerin homojenleşme sıcaklık ($\geq 600-371^\circ\text{C}$) ve tuzluluk ($>70-51.5$ %NaCl eş değeri olarak) değerleri yoğun olarak porfir alanında kısmen de skarn alanında yer almaktadır (Şekil 9). Kaynama çözeltilinin yüksek tuzluluk kazanmasına ve

skarn zonundaki kalkopirit ve bornit gibi sülfid minerallerin çökmesine neden olmuştur (Kwak ve Tan, 1981).

W skarnlarındaki şeelit bolluğu skarnlaşmanın erken evresinde az, sulu fazda amfibolle birlikte artmaktadır (Kwak ve Tan, 1981; Singoyi ve Zaw, 2001). Kara (Northwestern Tasmania) skarn yatağında şeelit gerileyen evrede 360° ile 230°C arasındaki sıcaklıklarda ve %0.2-19.8 arası NaCl eşdeğeri tuzlulukta gelişmiştir (Singoyi ve Zaw, 2001). Susurluk skarn yatağında ise, az miktarda gözlenen şeelit skarnlaş-



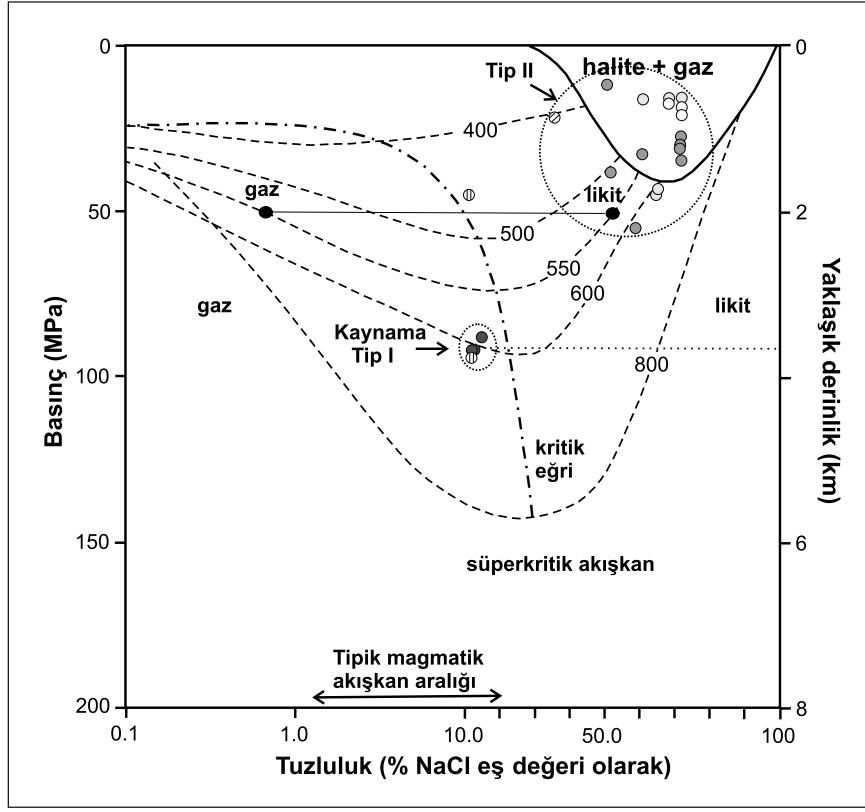
Şekil 9- Farklı yatak tipleri için sıvı kapanımların karakteristik sıcaklık ve tuzluluk değerleri (Wilkinson, 2001) (semboller için şekil 5'e bakınız).

manın ilk evrelerinde $\geq 587^{\circ}\text{C}$ sıcaklıkta ve %14-16 NaCl eş değeri tuzlulukta, bakır mineralleri ise (kalkopirit, bornit) 371°C üzerindeki sıcaklık ve yüksek tuzlulukta (70-51.5 %NaCl eş değeri) çözeltilerin etkin olduğu ilerleyen evrenin farklı safhalarında gelişmiştir.

Sığ skarn sistemlerinde kaynama skarnlaşmanın erken evresinde yüksek sıcaklıktaki çözeltilerin iç basıncın litostatik basıncı yenmesi sonucunda kayaçları kırmasıyla gelişmektedir (Kwak, 1986). Susurluk skarn oluşumunun ilk evresinde gözlenen kaynama skarnlaşmanın sığ derinliklerde yaklaşık 100 MPa (1kbar) basınçta (4 km'den düşük sığ derinlikte) oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 10). Oksidan tip W-skarnları düşük basınç koşullarında, büyük rezervli W ya-

taıkları ise daha çok indirgen ortamlarda gelişmektedir (Newberry, 1983). Newberry ve Einaudi (1981), büyük rezervli W skarnların, oldukça yüksek sıcaklık ve basınç (1.5-3 kbar ve $550-650^{\circ}\text{C}$) koşullarında, kaya kırılmalarının gelişmediği skarn sistemlerinde oluştuğunu belirtmişlerdir. Susurluk skarn yatağı ise oldukça yüksek sıcaklık ($\geq 600-371^{\circ}\text{C}$) koşullarına sahip olmasına karşın düşük basınç koşullarında (1 kbar) gelişmiştir.

Cevherleşmelerin geliştiği skarn sistemlerinin ortak karakteristik özellikleri olmasına rağmen ana cevherli skarn sistemleri (W, Cu, Fe, Pb-Zn, Mo ve Sn) arasında bazı sistematik farklılıklar bulunmaktadır (Einaudi ve diğerleri, 1981). Bu farklılıklar, başlıca skarnın geliştiği ana kayacın bileşimi, sıvının bileşimi ve evrimleşme derecesi,



Şekil 10- Oda sıcaklığında tipik porfiri yataklar için belirlenmiş PT koşulları altında sıvı kapanımların faz dağılımları (Wilkinson, 2001) (semboller için şekil 5'e bakınız).

skarnın oluşum derinliği, metamorfizma ve metasomatizmanın bir sonucu olarak ortaya çıkmaktadır (Meinert ve diğerleri, 1980). Einuadi ve diğerleri (1981) W skarnları "indirgen" ve "oksidan" tip şeklinde iki alt oluşum tipine ayırırken, Kwak ve White (1982) ise sırasıyla bunlara karşılık gelen "W-Sn-F" ile "W-Mo-Cu" tipleri şeklinde sınıflandırmıştır. Newberry (1998) ise W-F skarnlarını yüksek uyumsuz element içeriklerini dikkate alarak Mo'ce fakir ve Mo'ce zengin alt gruplara ayırmıştır. İşletilen büyük W yatakları (Kanada'daki Mactung ve Cantung yatakları; Kore'deki Sandong yatağı ve Japonya'daki Fujigatani yatağı gibi) "indirgen" tipte olup, özellikle %50'den az andradit içeren granat, piroksen türü olarak hedenberjit (Hd_{60-90}) ve piritten çok

pirotin içerikleri ile belirgindir (Einaudi ve diğerleri, 1981). Buna karşın "oksidan" tip W skarnları ise daha çok andraditik granat (Ad_{80-100}), salik piroksen (Hd_{20-70}) ve pirotin yerine pirit içerirler (Einaudi ve diğerleri, 1981). Susurluk skarn yatağında, skarn zonlarındaki granatlar baskın olarak grossular-andradit bileşiminde olup, ekzoskarn zonundaki zonlu granatların da çekirdekten dışa doğru andradit/grossular oranı artmaktadır (Orhan, 2008; Orhan ve Mutlu, 2009). Skarn zonlarındaki granatların gerek yüksek oranda andraditik bileşimde olması (Einaudi ve diğerleri, 1981) gerekse de zonlu granatlarda bileşimin çekirdekten dışa doğru andradit bakımından zenginleşmesi "oksidan" tip W skarnlarının göstergesi olarak kabul edilmektedir (Newberry,

1983). Bu özellikler dikkate alındığında şeelit içeren Susurluk skarnının da "oksidan" tip W-skarn olduğu açıkça görülmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Bilimsel Araştırmalar Komisyonu (Proje no: 2006-15010) ve TÜBİTAK Hızlı Destek Programı (Proje no: 106Y187) tarafından desteklenmiştir.

Yayına verildiği tarih, 11 Aralık 2009

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akyüz, S., 1995. Manyas-Susurluk-Kepsut (Balıkesir) Civarının Jeolojisi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 239 s. (yayımlanmamış).
- Arık, F., 1995. Serçeören-Örenli-Kansız (Kepsut-Balıkesir) Yöresi Vollaştonit ve Talk Yatakları, Yüksek lisans tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 107 s. (yayımlanmamış).
- Bakker, R.J., 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties, Chemical Geology, v. 194, pp. 3-23.
- Beane, R.E., 1983. The magmatic-meteoritic transition, Geothermal Resource Council, Special Report no. 13, 245-253.
- Bodnar, R.J., 1999. Hydrothermal solutions, in Marshall, C.P., and Fairbridge, eds., Encyclopedia of geochemistry: Lancaster, Kluwer Academic Publishers, p. 333-337.
- Boztuğ, D., Harlavan, Y., Jonckheere, Can, İ. ve Sarı, R., 2009. Geochemistry and K-Ar cooling ages of the İlica, Çataldağ (Balıkesir) and Kozak (İzmir) granitoids, west Anatolia, Turkey, Geological Journal, 44, 1, 79-103.
- Çakır, A. ve Genç, H., 1983. Balıkesir-Susurluk-Yaylaçayır Köyü, Bursa-Mustafakemalpaşa İlçesi Paşalar Köyü-Bıçkıdere-Farafat Alanındaki Vollaştonit Maden Etüt Raporu, MTA Rapor no: 7299, 11 s. (yayımlanmamış) Ankara.
- Einaudi, M.T, Meinert, L.D ve Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits, Economic Geology, 75, 317-391.
- _____ ve Burt, D.M, A, 1982. Special Issue Devoted to Skarn Deposits, Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits, Economic Geology, 77, 4, 745-754,.
- Ercan, T., Ergül, E., Akçaören, F., Çetin, A., Granit, S. ve Asutay, J., 1990. Balıkesir-Bandırma arasının jeolojisi, Tersiyer volkanizmasının petrolojisi ve bölgesel yayılımı, MTA Dergisi 110, 113-130.
- Erdağ, A., 1976. Balıkesir-Çataldağ Granodiyoritinin (Güney Alanı) Jeoloji ve Petrolojisi, Doktora Tezi, İÜ, 94 s. (yayımlanmamış).
- Ergül, E., Öztürk, Z., Akçaören, F. ve Gözler, M.Z., 1980. Balıkesir İli Marmara Denizi Arasının Jeolojisi: MTA Rapor no: 6760, 57 s. (yayımlanmamış) Ankara.
- _____, Gözler, Z. ve Akçaören, F., 1986. 1:100 000 Ölçekli Açınsama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Balıkesir-F6 Paftası, MTA Genel Müdürlüğü, 11 s.
- Erdinç, H., 1978. Kepsut-Serçeören Köyü (Balıkesir) Çevresinde Yer Alan Vollaştonit Zuhurlarının Ön Etüdü, MTA Rapor no: 6458, 11 s. (yayımlanmamış) Ankara.
- Fonteilles, M., Soler, P., Demange, M., Dere, C., Krier-Schellen, A.D., Verkaeren, J., Guy, B. ve Zham, A., 1989. The scheelite skarn deposits of Salau (Ariege, French Pyrenees), Economic Geology, 84, 1172-1209.
- Fu, M., Kwak, T. A. P. ve Mernagh, T. P., 1993. Fluid inclusion studies of zoning in the Dachang tin-polymetallic ore field, People's Republic of China, Economic Geology 88; 283-300.
- Higgins, N.C., 1980. Fluid inclusion evidence for the transport of tungsten by carbonate complexes in hydrothermal solutions. Can. J. Earth Sci. 17, 823-830.
- Kwak, T.A.P., 1986. Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits), J. metamorphic Geol., 4, 363-384.

- Kwak, T. A. P. ve Tan, T. H., 1981. The Geochemistry of zoning in skarn minerals at the King Island (Dolphin) Mine, *Economic Geology* 76, 468 - 497.
- _____ ve White, A.J.R., 1982. Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn types and related granitoids, *Mining Geology*, v. 32, p. 339-351.
- Larsen, R. B., 1991. Tungsten skarn mineralizations in a regional metamorphic terrain in northern Norway: a possible metamorphic ore deposit, *Mineralium Deposita* 26, 281-289.
- Layne, G.D. ve Spooner, E.T.C., 1991. The JC tin skarn deposit, southern Yukon Territory; Geology, paragenesis and fluid inclusion microthermometry, *Economic Geology*, 86, 29-47.
- Linke, W.F., 1965. Solubilities of Inorganic and Metal Organic Compounds. American Chemical Society 2, Van Nostrand, 1914 pp.
- Mathieson, G.A. ve Clark, A.H., 1984. The Cantung E-zone scheelite skarn ore body, N.W.T.: a revised genetic model, *Economic Geology*, 79, 883-901.
- Meinert, L.D., 1992, Skarn and skarn deposits, *Geoscience Canada*, 19, 145-162.
- _____, Newberry, R.J., ve Einaudi, M.T., 1980. An overview of tungsten, copper, and zinc-bearing skarns in western North America U.S., *Geological Survey Open-File Report* 81-355, p. 304-327.
- Mutlu, H. ve Orhan, A., 2009. Susurluk (Balıkesir) Skarn Yataklarının Duraylı İzotop Sistematiikleri, Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Araştırma Fonu Projesi Raporu, 197 s.
- Newberry, R.J., 1983, The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns, *Canadian Mineralogist*, V. 21, pp. 529-544.
- Newberry, R.J., 1998. W- and Sn-skarn deposits: A 1998 status report, *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, v. 26, p. 289-335.
- _____ ve Einaudi, M.T., 1981. Tectonic and geochemical setting of tungsten skarn mineralization in the Cordillera: Symposium on tectonics and ore deposits, Tucson, 1981, *Proc.*, 99-111.
- Orhan, A., 2008. Susurluk Skarn Yataklarının Mineralojik ve Jeokimyasal Özellikleri (Balıkesir-Batı Anadolu), *ESOGU Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi*, (yayımlanmamış), 258 s., 2008.
- _____ ve Mutlu, H., 2009. Susurluk (Balıkesir) skarn yatağının mineralojik ve petrografik özellikleri, *Eskişehir OGU Müh. Mim. Fak. Dergisi*, 22(II), 65-91.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions, *Reviews in Mineralogy* 12, 12- 45.
- Sheppard, T., Rankin, A.H. ve Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies, *Blackie-Glasgow-London*, 239 pp.
- Singoyi, B. ve Zaw, K., 2001. A petrological and fluid inclusion study of magnetite-scheelite skarn mineralization at Kara, Northwestern Tasmania, Implications for ore genesis, *Chemical Geology*, 173, 239-253.
- Timon, S.M., Moro, M.C., Cembranos, M.L., Fernandez, A. ve Crespo, J.L., 2007. Contact metamorphism in the Los Santos W skarn (NW Spain), *Mineral and Petrology, Mineralogy and Petrology*, 90, 109-140.
- Van den Kerkhof A.M. ve Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography, *Lithos* (55), p.27-47.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55, 229-272.
-