



Divriği A-B Kafa Cevherleşmeleri: Alterasyon zonlanması ve zonlanma süreçleri

A-B-Kafa Mineralizations in Divriği: Alteration zoning and zoning

Erkan YILMAZER
İlkay KUŞÇU

Niğde Üniversitesi, Aksaray Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, 68100, Aksaray
Niğde Üniversitesi, Aksaray Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, 68100, Aksaray
e-posta: gikuscu@ixir.com

Gökhan DEMİRELA

Niğde Üniversitesi, Aksaray Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, 68100, Aksaray

Öz

Divriği (Sivas) A-B kafa cevherleşmeleri Murmano plütünü, Akdağ kireçtaşları ve Güneş ofiyolitine ait serpantinleşmiş ultramafik kayalar ile stratigrafik-tektonik ilişkiler sunar. Cevherleşmeyi kontrol eden magmatik-hidrotermal sistem Geç Kretase yaşlı Murmano plütünü yerleşme-kristallenme ve soğuma süreçleriyle kontrol edilmektedir. Bölgedeki plütönik kayalar çok yaygın bir alkali metasomatizması (önce Na-Ca, sonra K) etkisiyle önce skapolitleşmiş daha sonra ikincil K-feldispat oluşumları ile belirginleşen potassik alterasyona maruz kalmıştır. Cevherleşme, bu tür metazomatik kayalar içinde gözlenmekte ve endoskarn özellikleri de göstermektedir. Yatakta, önemli ekzoskarn zonları ya hiç gelişmemiştir ya da sınırlı bir şekilde serpantinleşmiş ultramafik kayalar içinde çok ince damarcıklar şeklinde önemsiz olarak gözlenmektedir. Bölgede alterasyonlar ve cevherleşme birbirini takip eden üç ardışık süreçte oluşmuştur. İlk evre olan prograd evre çoğunlukla A-kafa olarak tanımlanan bölgede gözlenmektedir. Bu evre en içten (granitik kayaktan) serpantinize ultramafik kayalara doğru sırasıyla, skapolit, skapolit-granat zonlarının oluşmasıyla sonuçlanmıştır. Retrograd evre, filogopit-manyetit+K-feldispat (\pm skapolit \pm granat) zonlarından oluşur. Bu evrenin ürünleri hem A-kafa bölgesinde prograd evre toplulukları üzerinde onları silmiş veya ornatmış olarak, hem de B-kafa olarak bilinen bölgede gözlenmektedir. Son evre olan geç alterasyon evresi ise çoğunluğu serizitleşmiş, breşik zonlar ve karbonatlar içerisinde, hibrid hidrotermal sistemler tarafından oluşturulan hematit, limonit, götit oluşumları ve sülfid cevherleşmeleri ile temsil edilir.

A kafa mineralizasyonlarını oluşturan hidrotermal sistemin devamı olarak düşünülen B kafa oluşumları derinlere doğru incelenen huni şekline sahiptir. Bu nedenle Fe-okisit-Cu-Au sistemlerindeki breş bacaları veya diatremelere benzerlikler sunar. Rekristalize kireçtaşları ile dokanağı çoğu zaman keskin ve serpantinitle olan dokanakları ise ezik ve faylıdır. Derinlere doğru daha da artan silisleşme ve karbonatlaşmaya sülfid mineralleri de eşlik etmekte, buna karşın martitleşmiş zonlar masif manyetite geçiş göstermektedir. Sığ kesimlerde serizitleşmiş zonlar ile bu zonların dokanaklarındaki kireçtaşları içerisinde kolloform barit oluşumları hidrotermal sistemin son evrelerini temsil eden düşük sıcaklıklı oluşumlardır.

Anahtar Sözcükler: Divriği (Sivas), A-B-kafa cevherleşmeleri, Fe-skarn, alkali metasomatizması, metazomatik zonlanma, geç alterasyon zonları

Abstract

Divriği (Sivas) A-B kafa mineralizations show stratigraphic and tectonic relationships to Murmano pluton, Akdağ limestones and serpentinized ultramafic rocks in Güneş ophiolite. The magmatic-hydrothermal system that controls the mineralizations is related to emplacement, crystallization and cooling of the Late Cretaceous Murmano pluton. The plutonic rocks have been experienced a pervasive alkaline metasomatism resulting in scapolitization followed by a potassic alteration with a secondary K-feldspar formation. The mineralization is hosted by these metasomatic rocks, and as endoskarns. The exoskarn are not observed or are not of importance and limited to a few veinlets within the serpentinized ultramafic rocks. The alterations and mineralizations were formed in three successive stages in the region. The first prograde stage, dominates in region known as A-kafa, This phase is resulted in the formation of metasomatic zones starting from granitoids (central parts) to serpentinites as scapolite, scapolite-garnet zones. The retrograde stage consists of phlogopite-magnetite+K-feldspar (iscapolite \pm gamet) zones. The products of this stage is observed in the B-kafa region and also in the A-kafa region as superimposing and/or replacing the prograde assemblages. The late-alteration stage, which is the last stage, is represented by hematite,

limonite, goethite and sulfide mineralizations formed by hybrid hydrothermal systems in brecciated, sericitized and carbonated rocks. The B-kafa mineralizations that are regarded as the continuum of hydrothermal system forming the A-kafa mineralizations have a conical shape thinning downward. Therefore, it resembles to breccia pipes and diatremes in Fe-oxide-Cu-Au systems. The contacts of brecciated rocks with recrystallized limestones are mainly sharp, while it is sheared and faulted with serpentized rocks. The silicification and carbonization that increase downward is accompanied by sulfide mineralization. However, martitized zones grade downward into massive magnetite bearing zones. The sericities at shallower levels and barite-bearing limestones in contact with these granitoids represent the late and low temperature products of the hydrothermal system.

Key Words: Divriği (Sivas), A-B-kafa mineralizations, Fe-skarn, alkaline metasomatism, metasomaic zoning, late alteration zones.

GİRİŞ

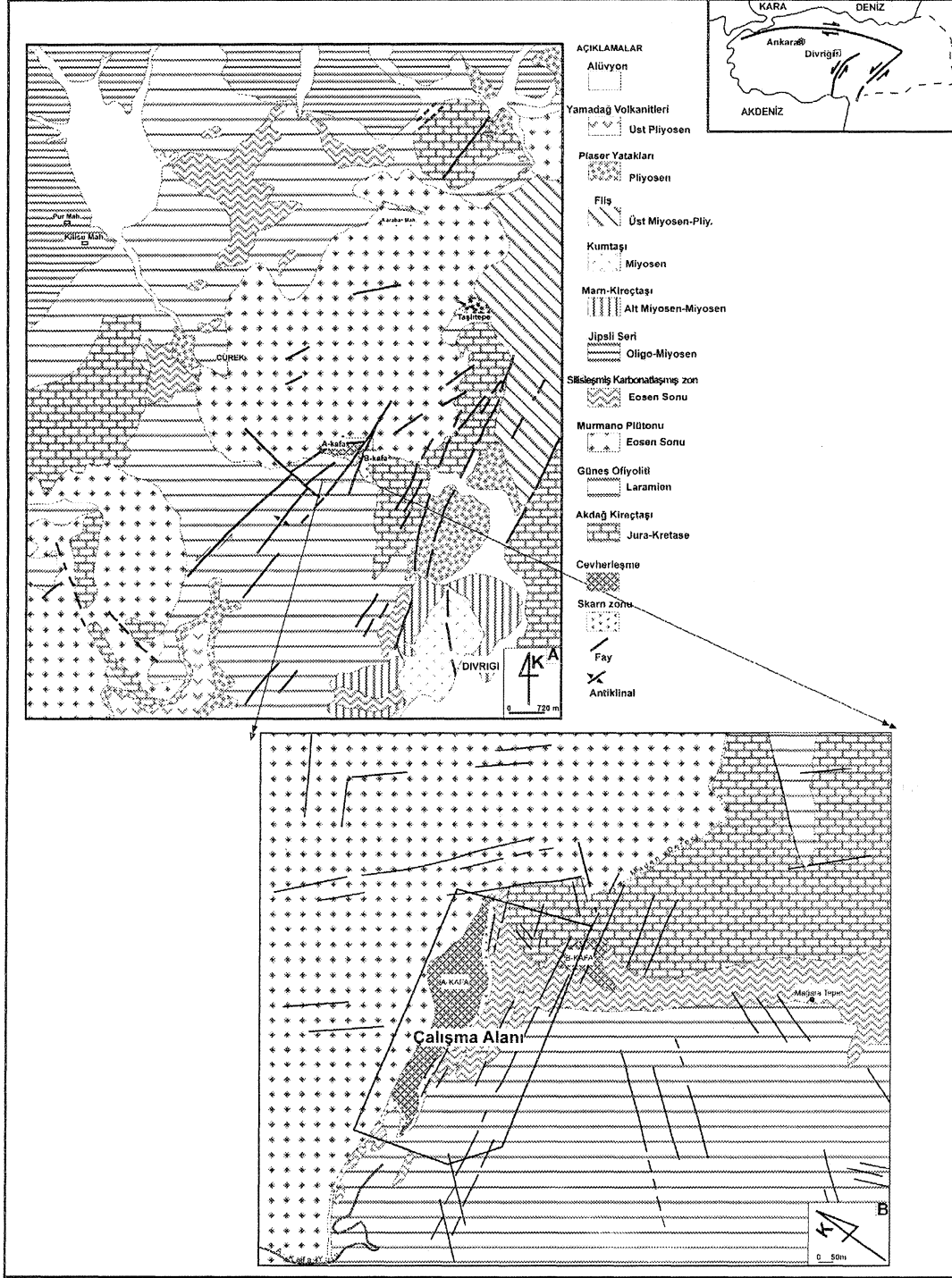
Demir cevherleşmeleri bakımından önemli bir potansiyele sahip olan Divriği bölgesi, Sivas ili Divriği ilçesinin yaklaşık 20 km kuzeybatısında (Şekil 1) yer alır. Yapılan çalışmalarda, bölgedeki cevherleşmelerin % 50 Fe içeren toplam 111.304.863 ton (görünür+muhtemel) rezerve sahiptir (Koşal, 1971). Bugüne kadar Divriği cevherleşmelerine yönelik çok fazla çalışma yapılmış olmasına rağmen, bunlardan Kovenko (1937; 1938; 1940), Pilz (1937), Gysin (1938), Wijkerslooth (1939; 1941), Klemm (1960), Koşal (1965; 1971; 1973), Ünlü (1983; Ünlü ve Stendall, 1989), Yıldızeli (1998) başlıcalandır. Ancak bu çalışmaların çoğu Divriği bölgesi demir yataklarının potansiyelinin araştırılmasına yöneliktir. Bunlardan (Ünlü, 1983; Ünlü ve Stendall, 1989)' nun ortaya koyduğu model, bölgedeki cevherleşmelere köken olabilecek kaynak kayacın serpantinler olabileceğini ve cevherin serpantinlerden yıkanarak remobilizasyon yoluyla bugünkü konumunda zenginleştiğini belirtmektedir.

Dünya literatürüne kontakt metazomatik kalk-skarn (Bottke, 1981) ve Petraschek ve Pohl, (1982) tarafından kontakt metazomatik tip yataklar olarak tanımlanmıştır (Ünlü ve Stendal, 1986). Divriği skarn yatakları oluşumu üzerinde hala farklı görüşler mevcuttur. Yıldızeli (1977; 1998) bölgedeki demir cevherleşmelerini serpantinleşmiş ultramafik kayac-granitoid (Murmano plütönu) dokanağının "kontakt metamorfizma"sı veya "Fels"leşmesi ile oluştuğunu öne sürmektedir. Bugün bilinen ve kullanılan anlamıyla skarn terminolojisi ve onunla ilgili oluşum mekanizmalarına değişik araştırmacılar içerisinde yaklaşık 1 km² lik bir alanda yüzeylenen skarnlara ait zonlanma haritası hazırlanmıştır.

(Ünlü, 1983; Ünlü ve Stendall, 1989; Klemm, 1960; Koşal, 1971; 1973) tarafından değinilmiştir. Bunun yanında bazı çalışmacılar (örneğin Koşal, 1971; 1973) yatağın oluşumunu kontakt-metazomatik-pnömatolitik ve pnömatolitik-hidrotermal gibi modellerle ifade etmeye çalışmışlar ve cevherleşmelerin granit intrüzyonu ile ilişkili ve hidrotermal-pnömatolitik akışkanlar tarafından oluşturulmuş skarn tipi bir yatak olduğu konusunda birleşmişlerdir. Bunlar hem cevher getiren hem de cevherleşmeye sebep olan kaynağın Murmano plütönu olduğunu öne sürmüşlerdir. Doğrudan granit intrüzyonu ile ilişkili demir oluşumlarına karşı ilk görüş Ünlü (1983) ve Ünlü ve Stendal (1986, 1989) tarafından ortaya konmuştur. Bu çalışmada jeokimyasal ve jeostatistiksel yöntemlerin bölgedeki cevher-kayaç topluluklarına uygulanmasıyla, Fe elementinin yan kayalardan (serpantinleşme sırasında) remobilize olmaları gerektiği öne sürülmüştür. Ayrıca Ünlü (1983) tarafından bölgedeki cevherleşmeleri "okyanus kabuğuna özgü demir yataklanmaları" olarak sınıflamıştır.

Divriği bölgesi demir cevherleşmelerini etkileyen, ya da kontrol eden magmatik-hidrotermal sistem ile ilgili çalışmalar literatürde bulunmasına rağmen, zonlanma desenleri, zonların birbiriyle olan ilişkisi, cevherleşme-zonlanma ilişkileri ve yan kayac alterasyonu ile ilgili ayrıntılı bilgiye rastlanılmamaktadır. Bu çalışma, Türkiye'nin en büyük demir yataklarından biri olan Divriği A-B-kafa yatakları üzerindeki bu eksikliğin giderilmesini amaçlamaktadır. Bu amaçla, J40-al paftasında ve Divriği A-B-kafa işletme sahası

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ



Şekil 1.A) Divriği (Sivas) bölgesine ait basitleştirilmiş jeolojik harita (Oztürk ve Oztunalı, 1983), (B) A-B kafa cevherleşmelerini gösteren jeolojik harita (Koşaf, 1971 ve Oztürk ve Oztunalı, 1983'den basitleştirilerek)

Figure 1.A) The Simplified geological map of the Divriği (Sivas) region (Modified from Oztürk and Öztunalı, 1983), (B) The geological map showing the A -B kafa mineralizations (Simplified from Koşaf, 1971; Oztürk and Oztunalı, 1983)

Haritalama, açık işletme sırasında açılmış olan basamaklar boyunca 1/1000 ölçeğinde gerçekleştirilmiştir. Basamakların haritalanması sırasında granitik kayalardan (batıdan) serpantinleşmiş ultramafik kayalara (doğuya) doğru örnekler alınmış, ve örneklerin koordinatları GPS (Global Konumlandırma Sistemi) yardımıyla harita üzerine aktarılmıştır. Örneklerdeki baskın mineral veya mineral toplulukları her zon için indeks mineral(ler) kabul edilerek, bu mineral ya da minerallerin başlangıç ve bitiş noktaları skarn zonlarının sınırı olarak haritalanmıştır. Sonuçta bu çalışma ile bölgedeki cevherleşmelere model olabilecek bir alterasyon zonu tanımlanmakta, bu zonu iç yapısı ve granitoidlerle ilişkisi ortaya konulmaktadır. Bölgede ilk defa gerçekleştirilen bu model yardımıyla yeni maden sahalarının ve potansiyel alanların tespitinde ve/veya bu tür sahaların arama amaçlı test edilmesinde kullanılabilir nitelikte olduğu ortaya çıkmaktadır.

BÖLGESEL JEOLJİ

Divriği ve çevresinde gözlenen demir cevherleşmeleri Orta Anadolu Kristalen Karmaşığı'nın (OAKK) kuzeydoğu kenarında yer alır. Divriği bölgesi, Fe yatakları açısından önemli bir saha olma özelliğini her zaman korumuştur. Bu yataklar, Kuşçu ve Erler (1998)'de tanımlanan Fe-skarn zonu içerisindedir. Bölgenin genel jeolojik özellikleri, bölge kayalarının birbiriyle olan jeolojik ve tektonik ilişkileri ilk kez Koşal (1965, 1971, 1973)'te verilmektedir.

Divriği ve yakın civarında en eski birimler Mesozoyik yaşlı Akdağ kireçtaşları (Baykal, 1966; Koşal, 1971; 1973) ve bölgeye Geç Kretase öncesi yerleşen Güneş ofiyolitine ait serpantinleşmiş ultramafik kayalardır (Zeck ve Ünlü, 1987; 1988a; 1988b) (Şekil 1). Bu kayaç topluluğu, Murmano plütonu tarafından sıcak dokanaklarla kesilir (Koşal, 1971; 1973; Zeck ve Ünlü, 1987, 1988a, 1988b).

Sivas-Divriği bölgesinde geniş bir alanda gözlenen Güneş ofiyolitine ait birimler alttan üste doğru ultramafik, gabroyik kayalar ve spilit-diyabazlar ile onların piroklastik türevlerinden oluşmaktadır (Bayhan ve Baysal, 1982). Ana kayacı dunit-harzburgit-verlit olan (Koşal, 1971) ve

aşın derecede değişime uğramış bu kayalarda, bantlı bir doku hala belirgindir. Rekrystalize kireçtaşı olarak tanımlanan Akdağ kireçtaşları genel olarak fazla yaygın olmamasına rağmen cevherleşmelerle ilişkileri bakımından önemlidir. Düşük dereceli bir metamorfizma geçirmiş olmasından dolayı fosil içermeyen Akdağ rekrystalize kireçtaşlarının yaşı daha önceki çalışmacılar tarafından (Wijkerslooth, 1939; Baykal, 1966; Koşal, 1971; 1973) tarafından Mesozoyik olarak kabul edilmiştir. Kırık ve çatlaklı yapısıyla dikkat çeken birim, karstlaşma göstermektedir. Özellikle B-kafa civarında yoğun silisleşme ve karbonatlaşmaya maruz kalmıştır.

Murmano plütonu, güneyde A-B-kafa cevherleşmeleri ile kuzeyde Karabaş mahallesi arasında yaklaşık 25-30 km²'lik bir alanda yüzeyler (Şekil 1). Bu kayalar, Boztuğ (1998) tarafından silis bakımından aşırı doymun çarpışma sonrası alkali kayaç topluluğunun bir üyesi olarak oluştuğu ve aynı topluluk içinde silisçe fakir alkalin karakterli mafik kayaların da bulunduğu belirtilmektedir. Bileşimsel farklılıklar sunan plütonun yaşı radyometrik olarak Zeck ve Ünlü (1987; 1988a; 1988b) tarafından 110±5 my olarak verilmektedir. Genel olarak holokristalin taneli bir dokuda gözlenen kayalar orta taneli ve yer yer porfirik özelliktedir. Boztuğ (1998) tarafından Murmano plütonu felsik ve mafik kayalar olmak üzere iki ana kayaç grubundan oluştuğu; felsik kayaç grubunun K-feüdispat, plajiyoklaz, kuvars, hastingsit, biyotit içerdiği, normatif kuvarsın %10'a varan miktarlara ulaştığı ve bu grubun kuvars monzonit ve kuvars siyenit bileşiminde bulunduğu belirtilmektedir. Kuvars monzonit bileşimli kayalar içinde damar ve yığılımlar halinde skapolitin varlığı oldukça belirgin olup, lokal olarak (özellikle A-Kafa da) skapolit miktarı %20-50 arasında değişir. Mafik kayaç grubu plajiyoklaz±nefelin, hastingsitik amfibol, ojit, egirinojit, biyotit±olivin içermekte ve monzogabro, diyorit ve gabro bileşimleri arasında değişmektedir (Boztuğ, 1998). Plüton içinde çok sayıda değişik şekil ve boyutta mafik mikrogranüler anklav bulunur. Anklavlar genellikle diyorit, gabro, monzodiyoritbileşimindedir. Bu kayaç grubu, A-B-kafa oluşumlarıyla yakın ilişki içinde olup, cevherleşmelerin yan kayacını oluşturmaktadır.

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

Temel olarak nitelenen bu birimler üzerine, kireçtaşı ve serpantin çakılları içeren bir taban konglomerasıyla başlayan, iri taneli konglomera seviyesi gelir. Bu birimler Eosen yaşlı kil-marn, kireçtaşı ve killi kireçtaşı seviyeleri ile uyumsuz olarak örtülürler ve Pliyosen'e ait çapraz tabakalı manyetit çakılları içeren konglomeratik seviyelerden ayrılır (Koşal, 1971). Koşal (1971, 1973) bunların yaşının Oligo-Miyosen olduğunu belirtmektedir. Düzgün platolar şeklinde gözlenebilen Orta-Geç Pliyosen'e (Koşal, 1971; Bayhan ve Baysal, 1982) ait bazaltik volkanizma ürünleri bölgenin genç örtü birimlerindedir.

Divriği bölgesi kayaçlarını yoğun şekilde etkileyen genç tektonizma, ve genç tektoniğe ait faylanmalar, Murmano plütünü'nu da etkilemiş ve en azından cevherleşmelerin gözleendiği bölgelerde plütönik kayacın oldukça parçalanmasına ve deforme olmasına neden olmuştur. Deformasyon izleri çoğunlukla kırık ve faylanmalarla belirgin olup, eklem sistemleri ile desteklenmiştir. Kırıklar genelde küçük ölçekli olmasına rağmen ana kırık sistemlerine verev dik açılı normal faylar olarak gözlenir. Hakim kırık ve çatlaklar KB ve KD doğrultularında birbirini keser şekilde verev veya dik olabilmektedir.

MADEN JEOLJİSİ

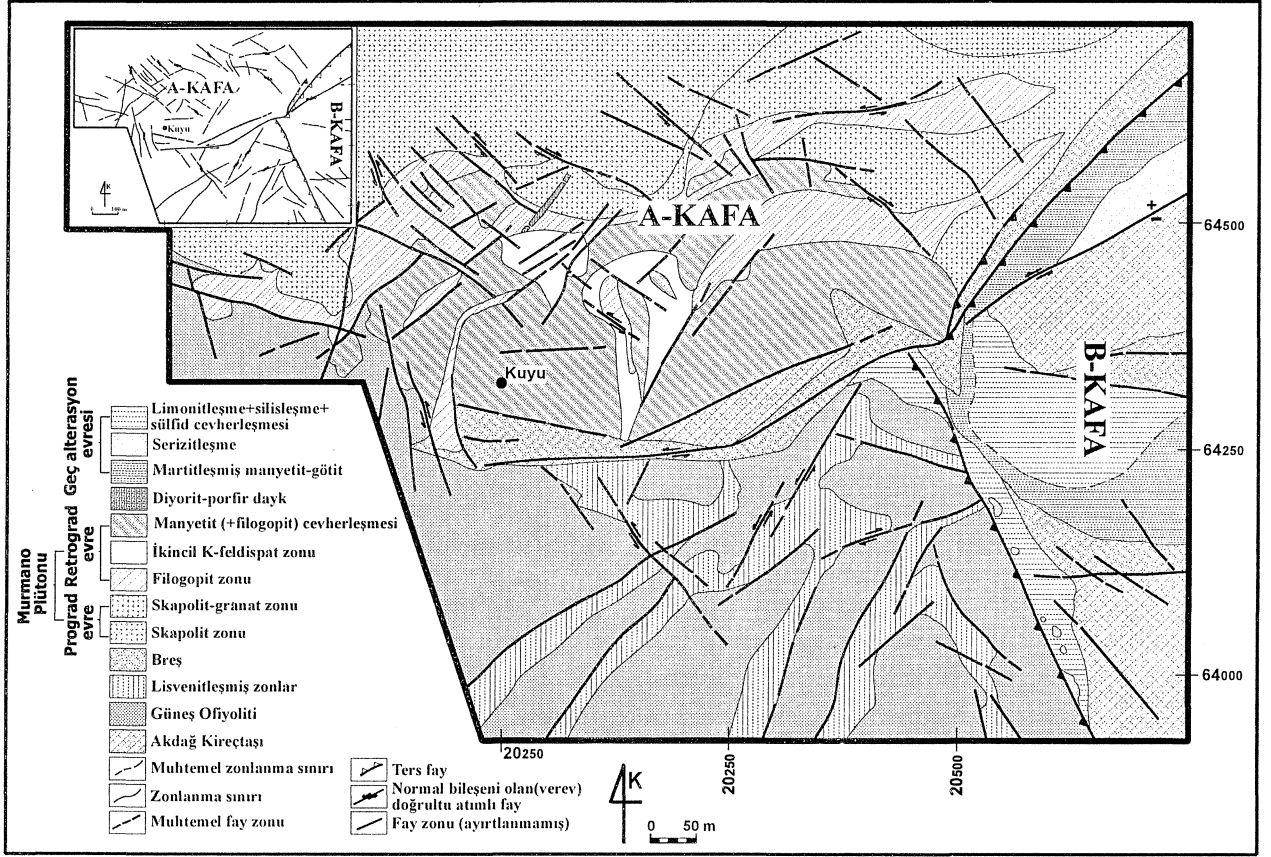
Yankayaçlar

Divriği A-B-kafa cevherleşmeleri ile doğrudan ilişkili olan kayaçlar rekristalize kireçtaşlarından oluşan Akdağ kireçtaşları, Güneş ofiyolit serisine ait serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar ve Murmano plütünü'na ait kayaçlardır. Cevherleşme öncesi ve sonrası tektonik aktivitelerden etkilenen yatakta dokanakların ilksel ilişkileri tam korunamamıştır. Faylarla birbirinden ayrılan A ve B-kafa oluşumları, bölgedeki iki ana cevherleşmeyi oluşturur. A-kafa cevherleşmeleri çoğunlukla serpantinleşmiş ultramafik-plütönik kayaç dokanaklarında gözlenir (Şekil 2). B-kafa cevherleşmeleri serpantinleşmiş ultramafik kayaç-kireçtaşı veya plütönik kayaç-kireçtaşı dokanaklarında gözlenmektedir. A-kafa cevherleşmeleri genellikle yapısal unsurlar boyunca artma eğiliminde olan damar ve cepler halinde gözlenir. B-kafa cevherleşmelerinin gözleendiği birimlerin dokanakları çoğunlukla faylı ve ezik

olup, cevher bu faylar boyunca zenginleşmiştir. A-kafa cevherleşmeleri ise daha çok monzonitik kayaçlar içinde veya serpantinleşmiş ultramafik kayaç-monzonitik kayaç dokanaklarında gelişen endoskarnlar ve metazomatik-alterasyon zonları ile temsil edilir. Skarnlaşma ve metazomatizma-alterasyon etkisi serpantinleşmiş kayaçlara doğru artar. B-kafa ise, A-kafa cevherleşmelerini oluşturan magmatik-hidrotermal sistemin ilerleyen (Geç) evrelerinde etkili olan ve magmatik akışkanların yer yer meteorik kökenli(?) akışkanlarla karışarak oluşan göreceli olarak düşük sıcaklıktaki hibrid sistemler ile temsil edilir. A-kafa bölgedeki esas manyetit cevherleşmelerini oluştururken, B-kafa daha çok A-kafa cevherleşmelerinin süperjen etkilerle üst kesimlerde (sığ-kenar) sulu-oksidize fazlar olarak bulunan götit-limonit ve hematit cevherleşmelerini temsil eder. Manyetiti oluşturan sistem, cevherleşme öncesi veya sonrasında yan kayaçlar içerisinde bir takım değişimlere neden olmuştur. Cevherden uzaklaştıkça azalan bu değişim A-kafa da birbirinden kesin sınırlarla ayrılabilen mineralojik ve jeokimyasal bir zonlanma oluşturmuştur. B-kafada yoğun bir süperjen zenginleşme (alterasyon) nedeniyle, A-kafadaki gibi bir zonlanma muhtemelen silinmiştir.

Serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar

Yatakta gözlenen ultramafik kayaçlar çoğunlukla serpantinleşmelerine rağmen çoğunlukla dunit ve harzburjit bileşimindedir (Koşal, 1971). Bunlar yer yer tabakalı (katmanlı) yapılar sunarlar. Yer yer diyabaz daykılan tarafından kesilen bu kayaçlarda skapolit-filogopit gibi mineral toplulukları da gözlenmektedir. Bu kayaçlarda birbirini kesen (conjugate) eklem ve faylanmalar boyunca dolomitleşme ve silisleşme oldukça belirgindir. Serpantinleşmiş kayaçlarda da yer yer 30 cm'ye kadar kalınlıklarda filogopit-manyetit damar ve damarcıkları mevcut olup, bu kayaçların kırıklı-çatlaklı ve ezik zonlarında daha geniş olmak üzere cep ve/veya odacıklar veya damar şeklinde silisleşmiş ve karbonatlaşmış zonlar bulunmaktadır. Özellikle yatak içerisinde B-kafa dokanaklarına yakın kesimlerdeki kırık ve çatlaklar boyunca silisleşmiş-karbonatlaşmış zonlar ile bu zonlar içerisinde damarcık ve saçınımlar olarak bulunan sülfid minerallerini görmek mümkündür.



Şekli 2, Divriği A-B kafa cevherleşmelerinde alterasyon zonlanması ve birbirleriyle ilişkisi.
Figure 2. The alteration zones within the A -B kafa mineralizations in Divriği and their interrelation

Hatta bu zonlarda açık yeşil pulsu fuksit mineral oluşumları da bulunmaktadır. Silisleşmiş zonlar aynı zamanda ince taneli ve saçınımlı piritler veya ince pirit damarcıkları içerir.

Rekristalize kireçtaşları

Çalışma alanında çoğunlukla beyaz-gri renklere ve kısmen bantlı yapıda gözlenen kireçtaşları özellikle B-kafa cevherleşmelerinin gözlemlendiği doğu kenarda daha yaygındır (Şekil 2). Yatak ile doğrudan ilişkili birimlerden olan

kireçtaşları, A-B-kafa cevherleşmelerinin gözlemlendiği bölgede, serpantinleşmiş ultramafik kayalar içinde mercek ya da blok görümlü kayalar olarak gözlenir. Serpantinleşmiş ultramafik kayalar ile olan dokanakları çoğunlukla faylı olup, Koşal (1971; 1973) ultramafiklerin kireçtaşları üzerine itildiklerini öne sürmektedir. Çalışmalar sırasında kısmen tespit edilen bu gözlem sahanının geneli için doğru değildir. Ancak, kireçtaşlarından serpantinleşmiş ultramafik kayalara doğru ezik bir serpantin ile geçiliyor olması (Şekil 2), makro olarak haritalanamayan bu fayın varlığını destekleyici veriler olarak kabul

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

edilmektedir. Bol kırıklı ve çatlaklı olan kireçtaşları, özellikle monzonitik kayaca yakın kesimlerde rekristalize olmuş, ve yer yer silisleşmiştir. A-B-kafa sınırını da belirleyen yüksek açılı fay zonu ile belirginleşen breşleşme ve parçalanma, breşik zonların ve kısmen de kireçtaşların süperjen minerallerle doldurulmasına, granit dokanakları boyunca (özellikle sığ-üst kesimlerde) granitin serizitleşmesiyle birlikte kireçtaşları içinde kolloform barit oluşumları gözlenmektedir. Bunlar A-kafa doğu sınırına yakın, veya granitik kütlelerin üst kesimlerindeki dokanaklarda bulunan kesimlerinde en tipik mostralarını verir (Şekil 2).

Murmano plütönu

Divriği bölgesi ve A-kafa civarında yüzeyeyen magmatik kayalar, Murmano plütönu'na ait monzonit ve monzodiyorit bileşimli monzonitik kayalardır. Koşal (1973) yatak içerisinde ve yakın kesimlerinde hakim kayacın "siyenitik karakterde" (yaygın K-feldspar oluşumları ile belirginleşen) olduğunu belirtse de yerel olarak ve sık sık monzonitik bileşimlere geçişler gözlenir. Bu tür geçişler plütönu skapolitler bakımından zengin olup olmadığı ile ilgilidir. Murmano plütönu'nun A-kafa civarında belirgin bir şekilde skapolit mineralleri içerdiği, hatta bazı durumlarda kayacın hemen hemen tamamının skapolitten oluştuğu gözlenmektedir (Yılmaz ve diğ., 2002). Bu yaygın skapolitleşmeye daha sığ derinliklerde veya plütönu kenar kesimlerinde ikincil K-feldispat oluşumları da eklenmekte kayaç tamamen alkali karakter kazanmaktadır. Bu tür kesimlerde kayaç aynı zamanda aplit damarları tarafından da kesilmektedir. Bu bakımdan jeokimyasal olarak "siyenit" olarak sınıflandırılan bu kayaların aslında yaygın alkali metazomatizmasına uğramış monzonit veya monzodiyorit (veya kısmen kuvars monzonit) metazomatik bileşimli kayaçlar oldukları düşünülmektedir. Özellikle skapolit oluşumunun yoğun olduğu yerlerde kayacın daha alkali özellikler göstermesi bu olasılığı desteklemektedir. Cevherleşmelere yakın (skapolitleşme ve flogopitleşmenin yoğun olduğu) granitik kayalara has bir özellik olan bu durum, plütönik kayacın cevhere doğru sık sık ve yerel olarak kırmızımsı bir renk alması ve silisleşmesi ile kendini belli eder. Kayaçtaki doku farklılıkları, sadece renk değişimi ile ilgili değildir. Skapolitleşme ile kayacın tane

boyu incelmekte, ancak K-feldispat mineralleri görece daha iri kalabildikleri için kayaç yer yer porfiritik bir doku kazanmaktadır. Bu renk ve doku değişimi kayaçtaki skapolit ve plajiyoklazların yerini K-feldispat minerallerinin alması ile ortaya çıkar. Hatta bazı kesimlerde kayaç % 90'a yakın oranlarda K-feldispattan oluşmaktadır. Dolayısıyla plütönik kayacın önce sodik-kalsik bir alterasyona uğradığı daha sonra özellikle sığ kesimler ya da plütönuun çeperlerine doğru tamamen potassik bir alterasyona uğradığı söylenebilir. Murmano plütönünde gözlenen alterasyonlar sadece alkali metazomatizması (Na-Ca ya da potassik alterasyon) ile sınırlı değildir. A-B-kafa cevherleşmelerini ayıran yaklaşık D-B uzanımlı bir fay boyunca plütönuun özellikle kenar veya sığ kesimlerinde (üst basmaklar) yaygın serizitik alterasyona uğradığı yer yer arjilik alterasyon etkisiyle killeştiği gözlenmektedir. Monzonitik kayaların içinde cevherleşmelerden uzak kesimlerde yoğun bir epidotlaşma ile kısmen de kloritleşmeler gözlenirken cevhere doğru yerel lokasyonlarda ikincil biyotit oluşumları da mevcuttur.

Dünyada bilinen skarn yatakları çoğunlukla, intrüfiz kayaların karbonatlı yan kayalara sokulum yaptığı sahalarda gözlenirse de tersi durumlar da bulunmaktadır (Einaudi ve diğ., 1981; Meinert, 1983; 1993). Divriği A-B-kafa metazomatik oluşumlarının serpantin-Murmano plütönu dokanağında olması, kireçtaşlarının bu metazomatik süreçlerden etkilenmemesi veya sadece rekristalize zonlar oluşturması, Divriği bölgesi cevherleşmelerindeki skarnların karbonat içermeyen bir yan kayaç ile ilişki içinde olduğunu göstermektedir. Bu bakımdan eski çalışmacılar tarafından vurgulanan üçlü dokanak (serpantin-kireçtaşı-Murmano plütönu) tezinin geçerliliği tartışmalıdır. Ancak, cevherleşmelerin kısmen de olsa breşleşmiş-ezik kireçtaşları içinde bulunması, en azından bu tür cevherleşmelerin karbonatlar ile magmatik-hidrotermal çözeltilerin reaksiyonları sonucu oluşmaları gerektiği sonucunu da açıklamaktadır.

Alterasyon zonları-skarnlar

Çalışma alanında skarn parajenezleri olarak tanımlanabilen granat, epidot ve amfiboller gibi minerallerle birlikte, bugün dünya literatüründe Fe-oksit-Cu-Au yataklarına yankayaçlık eden sodik-

kalsik (en tipik) metazomatizmasıyla oluşan skapolit, filogopit, barit, nadir toprak elementleri (REE), hematit ve ikincil K-feldspat, amfibol ve biyotit gibi mineraller de gözlenmektedir. Bu nedenle, bölgedeki farklı mineral topluluklarının adlandırılmasında hem "alterasyon" hem de "skarn" terimlerinin de birlikte kullanılması uygun bulunmuştur,

A-kafa alterasyon zonları Murmano plütonundan serpantinleşmiş ultramafik kayaca doğru sırasıyla, skapolit, skapolit-granat, filogopit-manyetit±skapolit±granat zonları gibi belli mineral parajenezleri ile temsil edilen ve birbiriyle ardışık gelişim süreçleri içinde olan ve birbirini üzerleyen (silen veya kesen) zonlardan oluşmaktadır (Şekil 2). Bu zonlar, monzonit, monzo-diyorit bileşimli kayalar içinde birbirine paralel damarlar boyunca veya plüton içinde cepler halinde oluşan kalk-silikat kayaları ve metazomatik alterasyon ürünleri olarak gözlenir. B-kafa olarak tanımlanan bölgede ise skarn zonlarından çok breşik kayalar içinde bulunan geç alterasyon zonları tanımlanmıştır. Bunlar fay kontrollü, hematitleşmiş-limonitleşmiş, silisleşmiş ve serizitleşmiş zonlar ve bu zonlarla ilişkili sülfid cevherleşmeleridir (Şekil 2). Skapolit ve skapolit-granat zonu metazomatizma ve alterasyonun ilerleyen evrelerinde, filogopit-manyetit±skapolit±granat ve B-kafa alterasyon lan ise gerileyen evrelerde oluşmuştun

Prograd evre ürünleri

Skapolit zonu: A-kafa, Cürek-Divriği yolu civarında yüzeyleyen plütonun içinde her yerde gözlenen ışınal, iri-orta taneli skapolitlerin monomineralik zenginleşmelerini tanımlamak için kullanılmaktadır. Murmano plütonunun hemen hemen tamamında gözlenen skapolitleşme, bölgede etkili olan yaygın bir sodik-kalsik alterasyonun varlığını gösterir. Bayhan ve Baysal (1982)'da Güneş ofiyol itine ait kayalar içinde, plajiyoklazların skapolitleşmesinden ve piroksenlerin biyotitleşmesinden de bahsetmekte ve buna Dumluca plütonu'nun neden olduğunu belirtmektedir. Dolayısıyla bu alterasyonun sadece plütonu değil, çok sınırlı da olsa içine sokulum yaptığı kayaları da etkilediği ortaya çıkmaktadır. Skapolit zonu, plütonun merkezi ve derin kesimlerinde yüksek sıcaklıklarda oluşan en iç zonu temsil eder. Barton ve diğerleri (1991) ve

Barton ve Johnson (1996; 2000a; 2000b) bu tür metazomatik alterasyonların 600°C'ye varan sıcaklıklarda oluşabildiklerini belirtir. Skapolitleşme plüton içinde hiç bir zaman kayacın tamamını metazomatize eden masif karakterde değildir, ancak metazomatizma şiddeti plütonun merkezinden orta kesimlerine doğru gözle görülür şekilde artar. Plüton, önce skapolitleşmiş daha sonra sıg kesimlere veya kenar zonlara doğru skapolit damarları boyunca skapoliti ornatan başka minerallere (önce granat daha sonra filogopit ve K-feldispat) dönüşmüştür. Plüton içinde (A-kafa) damarlar boyunca gözlenen (Şekil 3) ve yatağa yaklaştıkça hem yoğunluk hem de kalınlık olarak artan skapolit genellikle özşekilli uzamış-prizmatik şekillere sahipken yerel olarak ışınal ve bir merkezden büyümüş yelpaze şekillerde de gözlenir. Ayrıca bazı damarlarda, granitik kayacı ornatacak şekilde cepler veya saçınımlı mineraller halinde büyüebilmektedir. Sadece skapolit mineralini içeren bu damarlar, birkaç mm'den 30-40 cm'ye kadar değişen kalınlıklardadır (Şekil 4). Bölgede yapılan 1/1000 ölçekli haritalama çalışmaları sırasında skapolit damarlarının belirli yönlerdeki kırık sistemlerinde oluştuğu, birbirleriyle sistematik ilişkilerinin olduğu gözlenmiştir (Şekil 3.5). Skapolit damarlarını kontrol eden kırık-çatlak sistemlerinin büyük bir çoğunluğu KKB-GGD doğrultulu ve kuzeye doğru eğilimlidir. Farklı yönlerde gözlenen skapolit damarlarının birbirini kesme kesilme ilişkisi gözlenmez. Bu durum, magmatik-hidrotermal çözeltilerin tek merkezli bir kaynaktan geldiği ve granitik kayacın içerisinde mevcut olan farklı yönlerdeki kırık-çatlaklar boyunca metazomatik süreçlerle skapolit oluşturmuş olmalarıyla açıklanabilmektedir. Nitekim farklı yönler veren bu damarların tek bir noktada birleştiği ve tek bir damar olarak devam ettiği gözlenmektedir. Cevher getiren ve metazomatik alterasyonları oluşturan hidrotermal sistemin ilk aşamasını temsil eden skapolit oluşumlarına daha sonra bunları ornatan ve damarlar halinde kesen K-feldispat oluşumları eşlik etmektedir. Çoğu zaman bağımsız damarlar halinde gözlenen K-feldispat oluşumları damarlarda bazen skapolitle ve kalsitle birlikte de görülmektedir. Bu tür damarların yoğunlaştığı kesimlerde, plütonun renginin kırmızı-pembeye dönüşmesi ile birlikte K-feldispat ve skapolitçe zenginleşmesi, kayacın orijinal kimyasal bileşimini değişmesine neden olmakta ve kayacın "alkali" karakter kazanması ile

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

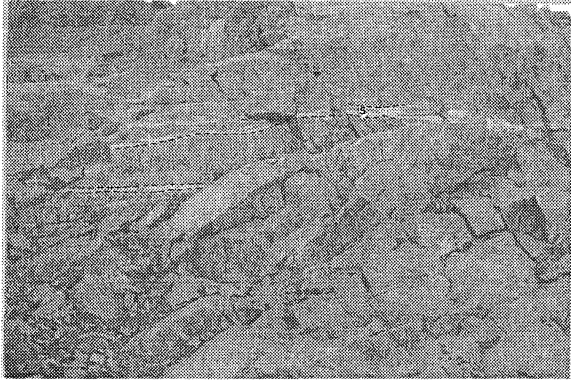
sonuçlanmaktadır. Bu durum, Barton ve diğerleri (1998) ve Hitzman (2000)'da vurgulanmakta ve bu tür sistemlerde bulunan plütonik kayaların "siyenit" olarak tanımlanmalarının gerçeği yansıtmadığı, bu olayın tamamen alkali metazomatizmasının bir ürünü olduğu belirtilmektedir. Bu nedenle en azından skapolitlerin gözleendiği kesimlerde kayaların bileşimlerinden bahsedilirken daha dikkatli olunması gerekmektedir. Böyle kayalardan derlenen örneklerde yapılan jeokimyasal analizlerde kayacın kimyasal bileşiminin orijinal bileşimine göre fazla alkali özellikler göstermesi oldukça normaldir, ancak bu durum yanıltıcıdır. Dolayısıyla daha önceki çalışmacıların belirttiği gibi cevherleşmede etkili olan plütonik kayacın normatif bileşiminin "siyenit" olmadığı, monzonit bileşimli bir kayacın alkali metazomatizmasından dolayı oluştuğu öne sürülmektedir. Bölgedeki skapolitli zonlardan toplanan örneklere ait petrografik analizler bunu destekler niteliktedir. Tüm bu gözlemler, A-kafa bölgesinde oluşan cevherleşmelerin ve aberasyonların alkali metazomatizmasına uğramış bir kayaç üzerinde oluştuğunu gösterir.

Skapolit-Granat Zonu: Skapolit damarları içeren plütonun özellikle orta kesimlerinde granatların da gözleendiği zonlar, skapolit-granat zonu olarak tanımlanmaktadır. Granatlar, skapolit damarları içinde skapolitleri ornatır şekilde ve genellikle damar merkezinde, ya da skapolit damarlarına paralel ince-orta kalınlıkta (1-2.5 cm) monomineralik granat damar ve damarcıkları olarak gözlenir (Şekil 5). Skapolit-granat zonu içinde yer alan skapolitler, skapolit zonu içinde gözlenenlerin aksine daha ince taneli ve prizmatik kristaller halindedir. Granatlar bazı damarlarda (özellikle kenar kesimlerde ve filogopit zonlarından önce) özşekilli ve iri kristalli olarak gözlenir. Skapolit damarlarının kalınlığı arttıkça, damar içindeki granat miktarı ve tane boyu da artar. Granatların miktar olarak arttığı skapolit-granat zonları plütonik kayacın içinde K-feldispat miktarının da biraz arttığı kesimlere karşılık gelir. Granat içeren skapolit damarlarının genel eğim ve doğrultulan skapolit skarn zonundaki damarlara uyumlu olarak KKB-GGD doğrultulu ve kuzeye eğimlidir. Bunların skapolit damarları ile birlikte bulunması metazomatik sistemin sürekliliğini göstermektedir. Bu nedenle granatlı zonların, ilk

kristallenine süreçleri sırasında sodyum-kalsiyum metazomatizmasına uğramış plütonik kayacın daha sonra Fe-metazomatizmasına da uğraması sonucu oluştuğu öne sürülmektedir. Granatların skapolit damarları içindeki oransal miktarı cevher içeren zonlara yaklaştıkça belirgin bir şekilde artmakta ve daha iri kristaller halinde gözlenmektedir.

Reiograd Evre ilriinleri

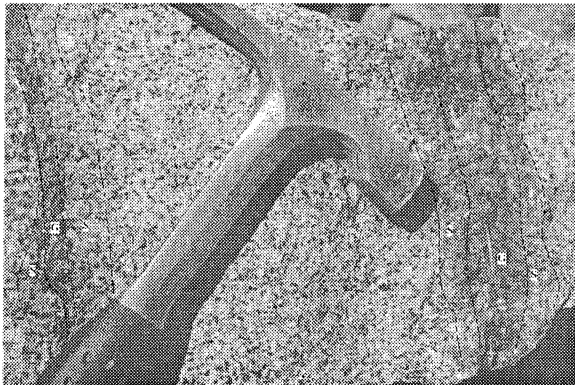
Filogopit-Manyetit±Skapolit ±Granat zonu: Skapolit-granat zonu içinde genellikle skapolit ve skapolit-granat zonlarındaki damarları kesen (Şekil 6) filogopit-manyetit±skapolit±granat damar veya odacıkları filogopit-manyetit±skapolit±granat zonu olarak adlandırılmaktadır. Bunlar çoğunlukla filogopit-manyetit damarları olarak veya bazı damarlarda skapolit-granat damarlarıyla uyumlu skapolit-filogopit-manyetit damarları olarak da gözlenebilir. Bu tür damarlarda belirgin bir zonlanma vardır ve bu zonlanma taze kayaca doğru manyetit-filogopit-skapolit-taze kayaç şeklinde gözlenebilir. Hatta bazı durumlarda granitik kayaçlar birbirini kesen bu tür damarlar arasında ornatılmamış "kalıntı"lar halinde de bulunur (Şekil 7). Kalıntıların boyutu filogopit miktarıyla ters orantılıdır. Filogopitin artmasıyla boyutları azalmaktadır. Filogopit-manyetit±skapolit±granat zonu skapolit-granat zonu içinde ve ana cevher kütesine doğru (doğuya doğru) önce skapolit-granat damarlarını kesen KB-GD doğrultulu ve dike yakın yapısal kontrollü filogopit damarları olarak başlar. Filogopit damarlarının merkezine yerleşmiş olarak bulunan ilk manyetit (2-3 mm) oluşumları da bu damarların yoğunluğunun arttığı kesimlerde oluşmaktadır. Skapolit-granat skarn zonlarının kırık-fay sistemleri ile yoğun biçimde kesildiği kesimler filogopitlerin baskın hatta manyetitle birlikte monomineralik zonlar oluşturduğu kesimlerdir (Şekil 2). Bunlar, ortamın mskropermeabilitesi ile doğru orantılı olarak küçük ve büyük boyutlarda olabilmektedir. Koşal, (1973) tarafından da belirtildiği gibi, cevherle birlikte skapolit, tremolit, diyopsit, aktinolit, granat ve vollastonit bulunmakla birlikte makro düzeyde cevhere eşlik eden tek karakteristik mineral filogopittir. Bu durum, filogopit oluşumunu kontrol eden fiziko-kimyasal koşulların filogopit oluşumu sırasında, beraberinde veya hemen sonrasında manyetiti de oluşturduğunu göstermektedir.



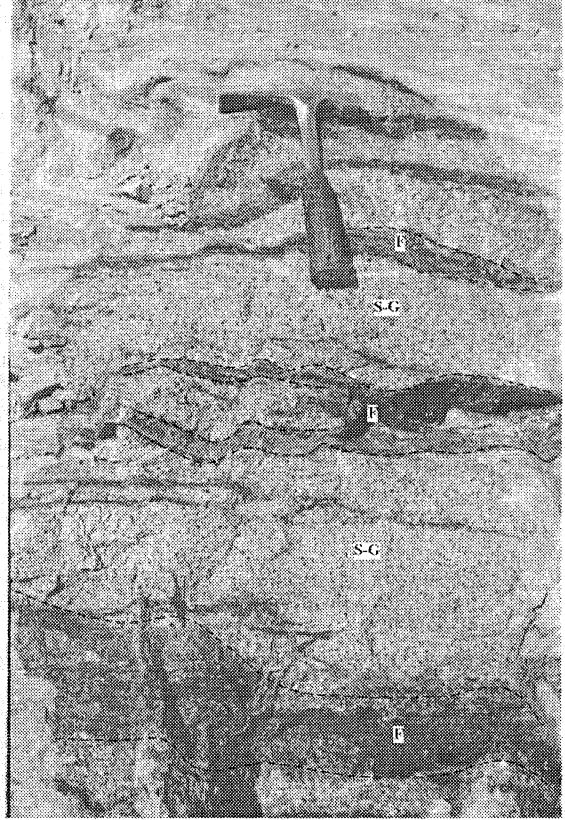
Şekil 3. Murmano plütönu içinde gelişen skapolit damarları (S: skapolit damarı)
 Figure 3. The scapolite veinins system developed within the Murmano pluton (S: scapolite vein)



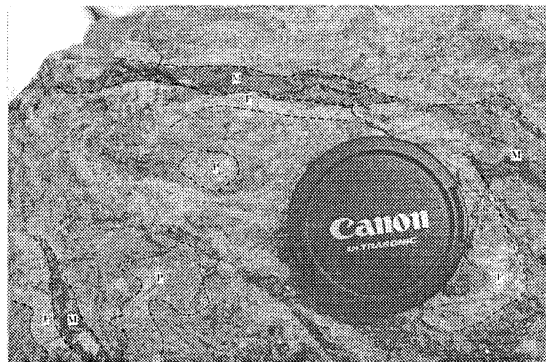
Şekil 4. Granitik kayalar içinde gelişen kaim skapolit damarları (açık renkli damarlar; S: skapolit)
 Figure 4. Scapolite veins formed within the granitic rocks (light colored veins; S:scapolite)



Şekil 5. Skapolit damarlarına paralel granat damarları (S: skapolit damarı, G: granat damarı)
 Figure 5. The garnet veins parallel to the scapolite veins formed along the fracture systems (P: relict granitic rock, F: phlogopite, M: magnetite)



Şekil 6. Skapolit-granat damarlarını kesen filogopit damarları (S-G: skapolit-granat zonu, F: filogopit-manyetit damarları)
 Figure 6, The phlogopite veining system cutting across the scapolite-garnet veins (S-G: scapolite-garnet zone, F: phlogopite-magnetite veins)



Şekil 7. Kırık sistemlerinin yoğunlaştığı kesimlerde artan filogopit damarları arasında kalan kalıntı granitik kayalar (P: Kalıntı plütönik kayalar, F: filogopit, M: manyetit,.)
 Figure 7. Relict granitic rocks among phlogopite veins (P: relict granitic rock, F: phlogopite, M: magnetite)

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

Filogopitli zonların yan kayaçlık ettiği masif manyetit cevheri, damarlarda cm kalınlıklarında, cep ve odacıklarda ise onlarca metre kalınlıklara ulaşabilmektedir. Yapılan sondajlara ait logların incelenmesiyle en büyük cevher kütesinin, B-kafa dokanağına yakın veya intrüzif kütle dokanağını izleyerek ve ona yapışık olarak yaklaşık D-B doğrultusunda ve güneye eğimli olarak geliştiği tespit edilmiştir. Bununla birlikte bu cevher kütesine verev, Na-Ca veya Fe metazomatizmasma uğramış monzonitik kay aç lar içinde yaklaşık K-G doğrultusunda oldukça kalın ve ekonomik olabilecek tali cevher damarları veya cepleri de bulunmaktadır.

Geç Alterasyon Evre Ürünleri

A-kafa oluşumlarından ayrı düşünilemeyen ve martitleşmiş manyetit, limonit, baritleşme, silisleşme ve sülfid cevherleşmeleri ile temsil edilen oluşumlar geç alterasyon zonları olarak adlandırılmıştır. Bu zonlar daha önceki çalışmalarda B-kafa olarak tanımlanan bölgede yer alır (Koşal, 1971; 1973). Bunlar çok genel bir şekilde serpantinleşmiş ultramafik kayaç-kireçtaşı dokanağına yakın breşik bir zon içerisinde konumlanmıştır (Şekil 2). Morfolojik olarak huni şekilli bir görünüme sahip olan bu oluşumlar, üst seviyelerde daha geniş, derinlere doğru incelenerek devam etmektedir (Şekil 2). Bunlar hem morfolojik hem de alterasyon ve mineralojik içerik olarak, bakır ve altın cevherleşmelerinin bulunduğu Fe-oksit-Cu-Au sistemlerindeki "breş bacaları" veya "**diatrem**"lere benzer özellikler sunmaktadır. Hematitik ve limonitik zonlarda Fe-oksit-Cu-Au sistemlerinde olduğu gibi, yerel olarak korunmuş breş çakılları mikrotaneli bir hamur içindedir ve silika jeli ile çimentolanmıştır. Bu bakımdan morfolojileri de göz önünde tutularak B-kafa mineralizasyonlar hidrotermal breş bacaları veya diatrem olarak tanımlanmaktadır.

Rekristalize kireçtaşları ile kısmen geçişli, çoğu zaman keskin dokanakh olan B-kafa oluşumlarının serpantinlerle olan dokanağı genellikle ezik ve faylıdır. Rekristalize kireçtaşlarının A-kafa ile dokanakları breşik zonlar içermektedir ve silisleşmiş, dolomitleşmiş kesimleri az miktarda pirit bulundurur. Bu zonlarda sülfidli bileşenler ile silisleşme ve kalsit damarları derinlere doğru daha yoğundur. Bu durum, hidrotermal sistemin daha sığ

kesimlere doğru yan kayaç ile, nispi olarak dengeye ulaştığını göstermektedir. Plütonik kayaca daha yakın ve daha sığ kesimlerde serizitik alterasyon daha baskındır. Martitleşmiş zonlar yüzey şatlarının ve süperjen alterasyonların azaldığı kesimlerde yani daha derinlerde manyetite geçiş göstermektedir. Martitleşmiş manyetit zonları ile yanal-düşey geçişler gösteren limonitik zonlar tamamıyla ve çoğu zaman breşik zon içinde gelişmiştir.

Bu evre ürünleri muhtemelen meteorik kökenli suların daha baskın olduğu bir hidrotermal sistemin tarafından oluşturulmuş süperjen zenginleşmeler olarak değerlendirilmektedir. Alkali metazomatizmasma uğramış plütonik kayaç ile kireçtaşları dokanağında gözlenebilen ve daha sığ kesimlerde gözlenen serizitleşmeler, hem itonik kütle hem de breşik zon içinde derinlere doğru incelenerek kaybolmaktadır. Yoğun bir silisleşmenin yanında cevherleşmeye eşlik eden ve cevherleşmeyi de kesebilen kalsit damarları ile pirit-kalkopirit-markazit-malahit gibi sülfidli parajenezler, ayrıca serizitik alterasyonların dokanağında yer alan rekristalize kireçtaşları içerisinde kolloform barit oluşumları hidrotermal sistemin son evrelerini temsil eden düşük sıcaklıklı oluşumlardır. Cevher oluşumu öncesinde, beraberinde veya sonrasında meydana gelebilen yan kayaç alterasyonu, hidrotermal akışkanın yan kayaç içerisindeki gözenekli ve geçirgen zonlarda dolaşırken, yan kayaçlar ile fiziksel ve kimyasal denge sağlanıncaya kadar reaksiyona girme eğiliminde olmasının bir ürünüdür. Genellikle cevher oluşturan magmatik-hidrotermal sistemin devamı olarak düşünülen geç evre alterasyon zonları bu akışkanların sığ kesimlerde meteorik(?) kökenli akışkanlarla karışmasıyla oluşmuştur. Ancak bu konudaki kesin veriler skapolit, kuvars ve kalsit minerallerinde tespit edilecek sıvı kapanımların incelenmesiyle ortaya konulabilir. Alterasyonların şiddeti ve/veya alterasyon derecesi derinlere doğru azalmaktadır. Dolayısıyla, bu evre muhtemel meteorik kökenli suların bölgedeki metazomatik oluşumları ve alterasyon lan oluşturan magmatik-hidrotermal sistemle karışması sonucu oluşan hibrid (Barton ve Johnson, 1996; Barton ve diğ., 1998; Barton ve Johnson, 2000a; 2000b; Hitzman, 2000) sistemin ürünü olarak kabul edilmektedir.

Cevherleşme

Divriği A-kafa bölgesi cevherleşmeleri oldukça yaygın metazomatik alterasyon zonları içinde bulunur. Metazomatik zonlar kendi içlerinde birbirlerinden ayrılabilen farklı zonlardan oluşur. Benzer zonların varlığından şimdiye kadar hiçbir çalışmada bahsedilmemekte, ancak cevherin "fels" olarak tanımlanan (Yıldızeli, 1977; 1998) zonlar içinde ve plüton-serpantinleşmiş ultramafik kayaç dokanaktan boyunca geliştiği (Koşal, 1971; 1973; Yıldızeli, 1977; 1998) belirtilmektedir.

A-kafada gözlenen en büyük cevher kütlesi Murmano plütonu'nun morfolojisine uyumlu (Koşal, 1971; 1973) D-B ve KD-GB uzanım 11 ve yaklaşık GB'ya eğimlidir. A-kafada ana cevher zonu her ne kadar plüton-serpantinleşmiş ultramafik kayaç dokanağın yakın görünüşü de, yaygın filogopit-skapolit-K-feldispat zonları ile ilişkili K-G uzanımli, ana cevher kütlesine verev, tali manyetit cep ve damarcıkları da mevcuttur. Cevher içeren zonlar yer yer uyumsuz veya birbirini keser şekilde bulunur. Skapolit ve skapolit-granat zonlarındaki damarları çoğu zaman keserek yerleşen yapısal kontrollü cevherli zonlar (damar, cep ve odacıklar), önceden Na-Ca ve Fe metazomatizmasına uğramış magmatik kayaçlar içinde (skapolit, skapolit-granat zonları) ve onları kırık-çatlak sistemlerini kullanarak ornatır bir şekilde gözlenmektedir. Özellikle granat-skapolit damarlarını kesen dike yakın düşey atımlı faylar veya eklem sistemleri yaygın filogopit ve ikincil K-feldispat oluşumlarına yataklık eder. Cevherleşme filogopitleşmenin artmasına paralel gelişmeler göstererek, masif manyetit cevherleşmelerinin gözlemlendiği kesimler, kayacın neredeyse tamamının filogopitleştiği kesimlere karşılık gelir. Buna göre cevherli skarn zonlarını oluşturan sisteme skapolit-granat skarn zonu yan kayaçlık ettiği ve skarn sisteminin ilerleyen evrelerinde etkili olan kimyasal süreçlerle filogopiti oluşturarak beraberinde manyetit oluşumunu da getirdiği öne sürülmektedir (Yılmaz ve diğ., 2002). Fakat granat ile filogopit-manyetit minerallerinin oluşum sıcaklıkları arasında yüksek sayılabilecek farkların olması, cevher oluşumunu sağlayan hidrotermal sistemin daha düşük sıcaklıklarda veya en azından daha kenar (sığ) kesimlerde etkili olması gerektiği şeklinde yorumlanmaktadır. Şekil 3'te de

görülebileceği gibi, eski çalışmalarda belirtilenin aksine cevher, serpantinleşmiş ultramafik kayaçlar içerisinde değildir. Cevher plütonik kayaç dokanağında ve bu dokanağa paralel olarak granitik kayaç içerisinde yer almaktadır. Özellikle filogopit-manyetit damarlarının yoğunlaştığı alanlarda ramplase olmamış, adacıklar şeklindeki relik plütonik kayaç parçaları "kalıntı" veya adacıkları bunun kanıtıdır. Öte yandan, serpantinleşmiş kayaçlar içerisinde de gözlenebilen filogopit-manyetit damar ve cepleri nispi olarak ince ve yereldir. Buna göre cevher esas olarak daha aktif olan intrüzif kayaç içerisinde kırık ve çatlaklar boyunca skapolit-granat zonunu ornatarak yerleşmiştir. Bir başka deyişle, cevherleşme bu zonu kesen kırık-fay düzlemleri boyunca oluşan filogopitle eş yaşlı veya hemen sonradır. Dolayısıyla cevherleşme ile filogopit zonlarının oluşması arasında kuvvetli ilişkiler olmalıdır.

Yapısal Kontrol

Divriği A ve B-kafa yataklarında yapılan incelemeler sonucunda, alterasyon ve skarn damarları ile cevher kütlelerinin belirgin yapısal elemanlar boyunca yoğunlaştığı saptanmıştır (Şekil 2). Bu durum, alterasyon zonları ve skarn damarlarının yapısal kontrollü olduğuna işaret etmektedir. Damarlar ve alterasyon zonlarında gözlenen sistematik-paralel oluşumlar, yapısal unsurların hidrotermal çözümlerin etkin olduğu dönemlerden hemen önce veya sırasında oluşmuş süreksizlik düzlemleri olduğunu göstermektedir. Oluşumlar ya granit tektoniğine ya da bölgesel tektonizmaya bağlı olmalıdır. Öte yandan, zonların ve damarların hemen hemen aynı doğrultularda ve sadece plütonik kayaçlar içinde bulunmaları, oluşumlarında granitin yerleşmesi ve soğumasıyla ilgili bir dizi olaylardan başka granit tektoniğinin daha etkili olması gerektiğini önermektedir. Cevherleşme ise yapısal unsurlar tarafından kontrol edilmektedir. Genellikle kırık-fay düzlemleri boyunca oluşan ve skapolit-granat skarn damarlarını kesen, onlara verev veya dik konumlarındaki filogopit-manyetit±skapolit±granat damarları ile kökensel ilişkileri bulunur. Muhtemelen skapolit ve granat damar oluşumunun hemen sonrasında veya bu damarları oluşturan sistemin göreceli olarak daha geç ve daha düşük sıcaklıktaki evrelerinde oluşmuş ve magmatik-hidrotermal sistemin daha sığ veya kenar

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

kesimlerinde etkili olan tektonik süreksizliklerden etkilenmiştir. Çünkü çoğu cep ve odacıkları hem damarları hem de skapolit-granat zonunu kesen kırık ve çatlaklar boyunca ve özellikle bu süreksizlik düzlemlerinin kesiştiği yerlerde yoğunlaşmaktadır. B-kafa oluşumlarını kontrol eden yapısal unsur ise büyük bir ihtimalle A ve B-kafa cevherleşmelerini birbirinden ayıran yaklaşık D-B doğrultulu fay zonedir (Şekil 2). A-kafa cevherleşmesi bu zona yakın ancak plütonik kayalar içinde yoğunlaşmıştır. Aynı şekilde B-kafa cevherleşmelerini de kontrol eden bu fay zonedir. Martitlenmiş manyetit kafalar şeklinde daha sık kesimlerde olması ve derinlere doğru manyetite geçiş göstermesi ve bunların yaklaşık 70-80° açılı fay zonu boyunca oluşması yapısal kontrolün varlığını işaret etmektedir. İşletme sahasının taban kesimlerinde breşik zon içerisinde manyetit çakıl ve kütleleri bulunmaktadır. Bu durum, B-kafa oluşumlarını kontrol ettiği düşünülen kırık zonunun daha sonraki dönemlerde de hareketlendiğini göstermektedir.

TARTIŞMA

Murmano plütonunun yerleşme ve kristalleşme süreçleri ile ilişkili olarak oluşan skapolit ve granat zengin topluluklar, alterasyon ve metazomatizma zonlarının nispi olarak en içte oluşan ve yüksek sıcaklıklı topluluklarını temsil ederler. Murmano plütonu içinde ana cevher damarlarına yaklaştıkça sayı ve kalınlık olarak artan skapolit damarları yataktan uzak kesimlerde bile gözlenebilmektedir. Bu durum sodik-kalsik metazomatizmanın yoğunluğunu göstermektedir. Skapolit damarlarının merkezinde ve onları ornatarak gelişen granat, yatak içerisinde cevherli zonlara doğru, sıg ve kenar zonlarda artan bir şekilde yoğunluk kazanmaktadır. Granatların skapolit damarları boyunca ve onları ornatarak şekilde, cevherli zonlara (sıg-kenar) doğru ise 3-5cm kalınlığında granat damarları olarak bulunmaları sodik-kalsik alterasyon metazomatizmaya uğramış kayaların daha sonra granat oluşumlarına yan kayaçlık ettiğini göstermektedir.

Skapolit damarlarının plütonik kütle içerisinde gelişmesi iki şekilde açıklanabilir, (a) skapolitlerin yerleştiği damarlar plütonun bölgeye sokulumundan daha önce de var olan (pre-existing) kırık-çatlak sistemleridir ve daha sonra bu kırık-

çatlak sistemleri plütondan salgılanan alkalilerce zengin çözeltiler tarafından doldurulmuştur. Bu varsayımın göre skapolit damarlarının sadece plüton içinde değil serpantin ve kireçtaşı içerisinde de gelişmesi gerekir. Serpantinleşmiş ultramafik kayalar içinde çok ince skapolit oluşumlarının varlığından Bayhan ve Baysal (1982) bahsetmiş olsa da bu oluşumlar göreceli çok az ve sınırlıdır ve skapolit sadece granitoidler içinde gözlenmektedir. Dolayısıyla bölgesel (tüm kayaları etkileyen) bir skapolitleşmeden söz etmek doğru değildir. Bu durumda skapolitlerin Murmano plütonunu da kesen derinlerdeki bir başka plüton tarafından salgılanan alkali çözeltilerle oluşturulması gerektiği düşünülebilir. Ancak, bölgede bu özelliklere sahip bir plütonun varlığına dair veri yoktur, (b) skapolitleşme; plütonun bölgeye yerleşmesi ile eş yaşlı veya en azından hemen sonra otometazomatik süreçler ile ilişkili olmalıdır (Pollard, 2000; 2001; Barton ve Johnson, 2000a; 2000b). Buna göre, magmatik kristalleşme süreçleri geçiren alkali-CC^ce zengin bir magmanın bölgeye yerleşmesinden hemen sonra veya yerleşmesi ve kristalleşmesi sırasında plüton çeperinin otobreşleşmesi (sinplütonik-sintektonik faylanma-kırılma) çeper boyunca kırık-çatlak sistemlerinin oluşumunu hızlandırmış olmalıdır. Bu sistemler boyunca hızla hareket eden magmatik akışkanların, oluşan minerallerin bileşimini (magma çeperlerinde) metazomatik süreçler ile değiştirmesi (Burnham, 1979) skapolitleşmeyi de beraberinde getirmiştir.

Alkali metazomatizmanın Murmano plütonundaki etkileri sadece skapolitlerin oluşumundan ibaret değildir. A-kafa cevherleşmelerinin gözlemlendiği bölgede cevherleşme yaygın bir K-potassik alterasyon zonu içinde bulunur. Potassik alterasyon, önceleri ikincil K-feldispat oluşumları daha sonraki evrelerde ise tüm damar sistemlerini kesen filogopit oluşumları ile temsil edilir. Hatta bazı kesimlerde cevher, ikincil K-feldispatların monzonitik kayaları tamamen ornatarak oluşturduğu neredeyse % 60-80 K-feldispattan oluşmuş pembe-kırmızı renkli metazomatik bir kayalar içinde bulunur. Bu durum bölgeye sokulum yapan magmanın CO₂ miktarı ile doğrudan ilgilidir. Bu tür magmalarda H₂O-CO₂-NaCl±CaCl₂-KCl içeren magmatik akışkanların birbirleriyle karışmalarını yukarıdaki alterasyonların oluşumunda kritik rol oynar

(Pollard, 2000). Deneysel çalışmalar CO_2 içeren birincil akışkanlarla ilişkili iki-alkali feldispat ile dengede bulunan akışkanların $Na/(Na+K)$ oranının klorid içerikli karışmamış sulu akışkanların oranından çok daha yüksek olduğunu göstermektedir. Sıcaklığın ve basıncın düşmesiyle birbirinden hızla ayrılan akışkanlar, Divriği A-B-kafa oluşumları ile benzer özellikler sunan Fe oksit-Cu-Au sistemlerinin derin kesimlerinde olduğu gibi plütonik kayacın skapolit veya albitleşmesi ile sonuçlanır. Klorid içeren akışkanlarda $Na/(Na+K)$ dengesinin artmasından dolayı magmatik kayalarda alkali feldispatlar tarafından hızlandırılan K-feldispatlaşma oluşur (Pollard, 2000; 2001). Bu olay CO_2 'ce zengin bir magmada sıcaklığın artmasından dolayı CO_2 çözünürlüğünün hızla düşmesi ve magma içinde ayrı bir faz olarak ayrılmasına, geride kalan magmada $Na/(Na+K)$ oranının artmasına ve dolayısıyla oluşan plütonik kayacın önce Na-metazomatizmasına uğramasına, daha sonra ise K-metazomatizmasına uğramasına neden olmaktadır (Pollard, 2000; 2001). Benzer oluşumlar Perring ve diğerleri (1999)'de de belirtilmektedir.

Nispi olarak prograd evreye göre daha düşük sıcaklıklarda oluşan minerallerle temsil edilen filogopit-manyetit damarları, manyetit cep ve odacıkları her zaman için skapolit-granat zonu (metazomatik kayalar) içerisinde kırık ve çatlak sistemleri boyunca ve çoğu zaman damar ve damarcıklar keser şekilde gözlenir. Manyetit oluşumu her zaman filogopit oluşumu ile ilişkilidir. Cevherli damarlarda manyetit her iki taraftan filogopitli bir zon tarafından sınırlandırılmakta ve filogopiti ornatarak yerleşmektedir. Skapolit-granat damarlarını yaklaşık dik açılarla veya verev olarak kesen kırık sistemleri boyunca plütonun daha derin kesimlerinde önce damarcıklar (1-2 cm) halinde gözlenen filogopitler, daha sonra sıg kesimlere doğru 2-3 m kalınlıklara ulaşmaktadır. Kırık sistemlerinin yoğunluğu ile filogopitleşmenin şiddeti birbiriyle doğru orantılıdır. Sadece filogopit-manyetit (\pm skapolit \pm granat) veya K-feldispatça zengin damarların bulunduğu kırık sistemleri boyunca inceli kaybolan (3-5 mm'lik) damarcıklar olarak gözlenen manyetit cevherleşmesi, birkaç kırık sisteminin birbirini kesmesiyle plütonik kayacın neredeyse tamamının koyu yeşil-siyah filogopit haline dönüştüğü kesimlerde metrelerce kalınlıkta masif manyetit cevherleşmeleri haline gelmektedir.

Martitleşmiş manyetit ve limonitik zonlarla temsil olunan B-kafa cevherleşmeleri derinlere doğru masif manyetite geçiş göstermekte ve muhtemelen geç hidrotermal evrede meteorik kökenli suların daha baskın olduğu hibrid (Barton ve Johnson, 2000a; 2000b) sistemler tarafından oluşturulmaktadır. Morfolojik olarak huni şekilli bir görünüme sahip olan B-kafa oluşumları breşik bir yapı gösterir. Sıg kesimlerde yoğun bir serizitleşme ile bunun yanında killeşme ile kireçtaşı dokanalarında ve kireçtaşı içerisinde kolloform barit oluşumları derinlere doğru azalmakta, buna karşın yoğun bir silisleşme karbonatlaşma ve sülfid cevherleşmelerinin arttığı gözlenmektedir. Hidrotermal sistemin geç evrelerinin (düşük sıcaklıklı) ürünlerini temsil eden bu oluşumlar aynı zamanda sıg ve derinlerdeki hidrotermal sistemin durumundaki farkları yansıtabilir.

SONUÇLAR

Divriği (Sivas) A-B-kafa demir cevherleşmeleri, genel olarak Murmano plütonunun alkali metazomatizma süreçleri ile kimyasal içeriğinin değiştirildiği, zonlanma ve alterasyon deseni bakımından hem skarn hem de Fe-oksit-Cu-Au yataklarının özelliklerini gösterir. İşletme amaçlı açılan basamaklar boyunca yapılan haritalarına, yatağın oluşumunda etkili olan hidrotermal sistemin evrimini yansıtmakta olup, cevherleşmenin bu sistem içerisindeki yerini göstermektedir. Skamlaşma ve alterasyon zonu tamamen veya genellikle granitik kayalarda gözlenir ve cevherleşme bu zonlar içinde gelişmiştir. Divriği A-B-kafa oluşumları, bölgedeki magmatik kayaların yerleşme, kristallenme ve soğuma süreçleri ile doğrudan ilişkili prograd (ilerleyen), retrograd (gerileyen) ve geç alterasyon evresi olmak üzere ardışık üç ana evrenin ürünüdür. Prograd evre mineral toplulukları Murmano plütonu'nun önce damarlar halinde daha sonra saçınımlar halinde tamamen skapolitleşmesiyle başlar. Skapolitler çoğunluğu plajiyoklazlarla birlikte veya onlardan dönüşmüş olarak bulunur. Skapolitlerin önce damarlar halinde (merkezi kesimler) daha sonra kayacın bütününde saçınımlar veya cepler halinde gözlenmesi, bölgedeki plütonik kayaların önce yaygın sodik-kalsik alterasyonlara uğradığını ve bu nedenle sodik-kalsik bir metazomatizmanın, kayacın

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

kimyasal bileşimini etkilediğini göstermektedir. Dolayısıyla, hem prograd evre, hem de retrograd evre mineral topluluklarının skapolitleşmiş kayaç toplulukları üzerinde geliştiği söylenebilir. A-kafa cevherleşmesinde skapolit ve skapolit-granat skarn zonları prograd evre ürünleri olarak gözlenirken, filogopit-manyetit±skapolit±granat oluşumları retrograd evre ürünleri olarak gözlenir. B-kafa oluşumları breşik kayaçlar içinde oluşmuştur ve geç alterasyon evre ürünleri olarak tanımlanmaktadır. Bu evrede hematit-limonit zonları ve sülfüdlü alterasyon zonları tespit edilmiştir. Her evre birbirinin peşi sıra gelişen aşamalar olmakla beraber, birbirini üzerleyen-maskeleyen ya da silen mineralleşmeleri de temsil eder. Yatak içerisinde hakim plütonik kayaç, yaygın alkali metazomatizması, plütonun soğuması veya kristal lenmesi sonrasında alkali metazomatizması (granitoyid metazomatizması) ile ilişkilidir.

DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

- Barton, M. D., Hassanzadeh, J., Battles, D. A., and Marikos, M. A., 1991, Magnetite-apatite-REE mineralization in the Great Basin. Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 23, no. 5, p. 292.
- Barton, M.D., ve Johnson, D.A., 1996, An evaporitic-source model for igneous-related Fe-oxide (-REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, 24. 259-262.
- Barton, M.D., Johnson, D.A., ve Hanson, B.R., 1998, Evaluation of possible roles of non-magmatic brines in igneous-related Fe oxide-(Cu-Au-REE) deposits. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 30, s. 127.
- Barton, M.D., ve Johnson, D.A., 2000a, Alternative brine sources for Fe-oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. T.M: Porter (eds), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, vol. 1, 43-60.
- Barton, M.D., ve Johnson, D.A., 2000b, Phanerozoic iron-oxide(-REE-Cu-Au-U) systems in southwestern North America and their origins. Fe-oxide-Cu-Au deposits: A discussion of critical issues and current developments, M.D. Roberts and M.C. Fairclough (eds). EGRU Contribution 58, James Cook University, s. 5-11.
- Bayhan, H., ve Baysal, O., 1982, Güneş-Soğucak (Divriği/Sivas) yöresinin petrografik-petrolojik incelenmesi. *TJK Bült.*, 25, 1-13.
- Baykal, F., 1966, 1:500 000 ölçekli Sivas paftası jeolojisi. MTA yayınları, Ankara.
- Bottke, H., 1981, Lagerstättenkunde des Eisens. Verlag Glückauf GmbH, 202s., Essen.
- Boztuğ, D., 1998, Post-collisional Central Anatolien Alkaline Plutonism, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 7, 145-165.
- Burnham, C.W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed H.L. Barnes (ed.), John Wiley&Sons, NewYork.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D., ve Newberry, R. J., 1981, Skarn Deposits: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, 317-391.
- Gysin, M., 1938, L ere impression sur la geologie de la region de Divrik, sur la structure et sur Y origine du gisement de fer. MTA Rapor no. 700, Ankara (Yayınlanmamış).
- Hitzman, M.W., 2000. Iron-oxide-Cu-Au deposits: What, Where, When and Why. T.M: Porter (eds), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, vol. 1.9,26.
- Klemm, D.D., 1960, Die Eisenerz vorkommen von Divrik (Anatolien), als Beispiel tektonisch angelegter pneumatolytisch-metasomatischer Lagerstätten bildung: N. Jahrbuch f. Mineralogie, Abh. 94 (Festband Ramdohr), s. 591-607, Stuttgart.

- Koşal, C, 1965, Divriği civarı jeolojisi ve magmatojen cevher yatakları. MTA rapor no. 3743, Ankara (Yayınlanmamış).
- Koşal, C, 1971, Divriği A-B-kafa demir yataklarının sondajlı aramalar jeolojik raporu. MTA rapor no. 4304, Ankara (Yayınlanmamış).
- Koşal, C, 1973, Divriği A-B-C kafa demir yataklarının jeolojisi ve oluşum üzerine çalışmalar. MTA dergisi, s. 81, 1-22.
- Kovenko, V., 1937, Divriği imtiyaz manyetit yatağı hakkında rapor. MTA rapor no.485, Ankara (Yayınlanmamış).
- Kovenko, V., 1938, Divrik mıntikasındaki bazı az ehemmiyetli madenlere (demir, bakır, altın) yapılan ziyaret hakkında rapor, MTA rapor no: 496, Ankara (Yayınlanmamış).
- Kovenko, V., 1940, Divrik'teki büyük mineralizasyona yapılan ziyaret hakkında muhtıra, MTA rapor no: 1035, Ankara (Yayınlanmamış).
- Kuşçu, İ. ve Erler, A., 1998, Mineralizations in collision related setting: Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. International Geology Reviews, 40, 552-565.
- Meinert, L.D., 1983, Variability of skarn deposits - Guides to exploration: in Boardman, S.J., ed", Revolution in the Earth Sciences, Kendall-Hunt Publishing Co., p. 301-316
- Meinert, L. D., 1993, Igneous petrogenesis and skarn deposits. R.V.Kirkham, W.D. Sinclair, R.I. Thorpe, and J.M. Duke,(eds)'de, Geol. Assoc. Can Special Paper, v.40, 569-583.
- Öztürk, H. ve Öztunalı, Ö., 1993, Divriği demir yatakları üzerinde genç tektonizma etkileri ve sonuçları, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bült., 8, 97-106s.
- Petrascheck, W. ve Pohl, W., 1982, Lagerstättenlehre, B.8.V.H., 341s, Stuttgart.
- Pilz, R., 1937, Divrik ve Hasançelebi demir yatakları hakkında bazı jeolojik ve iktisadi mülahazalar, MTA rapor no. 477, 481, Ankara (Yayınlanmamış).
- Perring, C.S., Pollard, P.J., Blake, K.L., Dong, G., ve Nunn, A.J., 1999. Metallogeny of the Lightning Creek Cu-Au prospect. Mount Isa Inlier, Australia. CJ. Stanley, A.H. Rankin ve R.J., Bodnar (eds.) Mineral deposits: process to processing, vol. 1, Balkema, Rotterdam, 413-416.
- Pollard, P.J., 2000. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide-Cu-Au mineralization. T.M: Porter (eds), Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: Aglobal perspective vol. 1,27-42.
- Pollard, P.J., 2001. Sodic(-calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H₂O-CO₂-NaCl±CaCl₂-KCl fluids. Mineralium Deposita, 36, 93-100.
- Ünlü, T., 1983, Sivas, Divriği-Akdağ; Gürün-Otluklise; Erzincan, Kemaliye, Bizmişen-Çaltı, Kurudere ve Adıyaman, Çelikhan-Bulam demir yatakları hakkında görüşler: MTA Maden Etüd Dairesi, Rap. No. 1901, Ankara (Yayınlanmamış).
- Ünlü, T., ve Stendall, H., 1986, Divriği bölgesi demir yataklarının element korelasyonu ve jeokimyası: Orta Anadolu, Türkiye, Jeo. Müh., 28, 127-140.
- Ünlü, T., ve Stendall, H., 1989, Divriği bölgesi demir cevheri yataklarının nadir toprak element (REE) jeokimyası; Orta Anadolu, Türkiye, Türkiye Jeoloji Bülteni, 432, 21-37.
- Wijkerslooth, P. DE, 1939, Demirdağ (Divrik) demir yatakları hakkında jeolojik rapor, MTA rapor no. 803, Ankara (Yayınlanmamış).

DİVRİĞİ A-B KAFA CEVHERLEŞMELERİ

- Wijkerslooth, P. DE, 1941, Divrik (Sivas Vilayeti) demir cevheri zuhuratının tevvün ve yaşı hakkında bazı malumat. MTA Mecmuası, sayı, 3, 24, Ankara.
- Yıldızeli, N., 1977, Divriği-Dumluca Sondajlı Etüd Raporu, MTA rapor no. 5986, Ankara (Yayınlanmamış).
- Yıldızeli, N., 1998, Divriği (GD Sivas) yöresinde ofiyolit-granitoyid ilişkisiyle gelişen fels tipi demir yatakları. Ofiyolit-Granitoyid İlişkisiyle Gelişen Demir Yatakları Semp. Bildiriler Kitabı, 130-138s., Sivas.
- Zeck, H. P. ve Ünlü, T., 1987, Parallel whole rock isochrons from a composite, monzonitic pluton, Alpine belt, Central Anatolia, Turkey. N.J. Miner. Mh., H.5, s.193-204, Stuttgart.
- Zeck, H. P. ve Ünlü, T., 1988a, Alpine ophiolite obduction before 110±5 Ma ago Taurus Belt, eastern central Turkey: Tectonophysics, V.145, No. 1-2, 55-62.
- Zeck, H. P. ve Ünlü, T., 1988b, Murmano plütönu'nun yaşı ve ofiyolitle olan ilişkisi (Divriği-Sivas): MTA Dergisi, 108, 82-97.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, bu çalışmanın yapılmasında her türlü desteği sağlayan Maden Tetkik Arama Genel Müdürlüğü'ne sonsuz teşekkürlerini sunarlar.

EXTENDED SUMMARY

Divriği (Sivas) A-B kafa mineralizations show stratigraphical and tectonical relationships to Murmano pluton, Akdağ limestones and serpentized iltramafic rocks in Güneş ophiolite\ although, the primary geological contact relationships are not well-preserved. The magmatic-hydrothermal system that controls the mineralizations is related to emplacement, crystallization and cooling of the Late Cretaceous Murmano pluton. The plutonic rocks have been experienced a pervasive alkaline metasomatism

resulting in scapolitization followed by a potassic alteration resulting in secondary K-feldspar formation. The mineralization is hosted by these metasomatic rocks, and by rocks that could be regarded as endoskarns. The exoskarns are not observed or are not of importance and limited to a few veinlets within the serpentized iltramafic rocks. The alterations and mineralizations were formed in three successive stages in the region. The examples of the prograde stage dominate in region known as A-kafa. This phase is resulted in the formation of metasomatic zones starting from granitoids (central parts) to serpentinites as scapolite, scapolite-garnet zones. The alterations are observed mainly in monomineralic zones in a successive manner. The first stage is represented by scapolite zone. This zone that forms the central and/or the deeper part of the alteration zones, contains scapolite veining system within the Murmano pluton. This zone indicates the presence of a sodic-calcic alteration in the region. The garnet containing scapolite veins and veinlets are defined as the scapolite-garnet zone. The garnets occur at the central parts of the scapolite vein, or as individual veins parallel to the scapolite veins. The scapolites in this zone are smaller and more prismatic compared to equivalents in the scapolite zone. The abundance of garnets tends to increase with abundance and thickness of scapolite veins. This is also consistent with the increase in the abundance of secondary K-feldspars in the granitoids.

The retrograde stage consists of phlogopite-magnetite-fK-feldspar (\pm scapolite \pm garnet) zones and the late alteration products. The products of this stage is observed both B-kafa region, and in A-kafa region as superimposing and/or replacing the prograde assemblages. The phlogopite-magnetite+K-feldspar (\pm scapolite \pm garnet) zones occur as replacing and cutting the scapolite and scapolite-garnet zones. These are either phlogopite-magnetite veins or as scapolite-phlogopite-magnetite veins mainly parallel to the scapolite-garnet veins. An occasional zonal arrangement is also present towards the margins of these veins as magnetite-phlogopite-scapolite-fresh rock (metasomatized monzonite). Even, monzonite is left behind as "relict" and/or unreplaced islands within an extensive phlogopite veining (that cross-cuts each other) system. The main magnetite

mineralization is hosted by the phlogopite veining system, and is genetically related to phlogopite formation. The increase in thickness and areal distribution of phlogopite formation enhance the amount and intensity of the magnetite mineralization.

The late-alteration stage, that last stage, is represented by formation of hematite, limonite, goethite and sulfide mineralizations in a brecciated, sericitized and carbonated rocks. The B-kafa mineralizations that are regarded as the continuum of hydrothermal system forming the A-kafa mineralizations have a conical shape that thins downward. Therefore, it resembles to breccia pipes and diatexemes in Fe-oxide-Cu-Au systems. The contacts of brecciated rocks with recrystallized limestones are mainly sharp, while it is sheared and faulted with serpentized rocks. The silicification and carbonization that increase downward is accompanied by sulfide mineralization. However,, martitized zones grade downward into massive magnetite bearing zones,, The sericitized granitoids at shallower levels and barite-bearing limestones in contact with these granitoids represent the late and low temperature products of hydrothermal system..

Makale Geliş Tarihi 10 Mayıs 2002
Kabul Tarihi 22Ara.lsk.2002

Received : May 10, 2002
Accepted : December 22, 2002