

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KOYUNOBA PLUTONU (SİMAV-KÜTAHYA)
KARAKOCA YÖRESİ
POLİMETALİK DAMAR TİPİ
CEVHERLEŞMESİNİN JENETİK İNCELENMESİ

Birol AYDIN

Şubat, 2007
İZMİR

**KOYUNOBA PLUTONU (SİMAV-KÜTAHYA)
KARAKOCA YÖRESİ
POLİMETALİK DAMAR TİPİ
CEVHERLEŞMESİNİN JENETİK İNCELENMESİ**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ekonomik Jeoloji Anabilim Dalı

Birol AYDIN

Şubat, 2007

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

BİROL AYDIN, tarafından **PROF. DR. İSMET ÖZGENÇ** yönetiminde hazırlanan **“KOYUNOBA PLUTONU (SİMAV-KÜTAHYA) KARAKOCA YÖRESİ POLİMETALİK DAMAR TİPİ CEVHERLEŞMESİNİN JENETİK İNCELENMESİ”** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

.....
Prof. Dr. İsmet ÖZGENÇ

Yönetici

.....
Jüri Üyesi

.....
Jüri Üyesi

.....
Prof. Dr. Cahit HELVACI

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Öncelikle tez çalışmalarım sırasında bilgi ve tecrübeleriyle beni yönlendiren ve bu tezi öneren danışman hocam Prof. Dr. İsmet ÖZGENÇ'e, tezin her aşamasında değerli yorumlarıyla, yapıcı eleştiri ve görüşleriyle katkı sağlayan, aynı zamanda ince ve parlak kesitlerin incelenmesinde ve yorumlanmasında yardımlarını esirgemeyen Yard. Doç. Dr. Tolga OYMAN'a, parlak kesitlerin hazırlanmasında yardımlarını esirgemeyen Araş. Gör. Mehmet AKBULUT'a, rapor yazımındaki katkılarından dolayı ve Yüksek Lisans süreci boyunca her zaman yanımda olan, her şeyimi paylaştığım, Burcu SILAYDIN'a, benden dualarını esirgemeyen Gülgün BOZ'a, her konuda ve her konumda bana yardımcı olan teyzem Melek ŞENER'e, bugüne kadar maddi ve manevi desteğini benden esirgemeyen aileme, bilhassa annem Nuran AYDIN'a, çok teşekkür ederim.

Birol AYDIN

**KOYUNOBA PLUTONU (SİMAV-KÜTAHYA) KARAKOCA YÖRESİ
POLİMETALİK DAMAR TİPİ
CEVHERLEŞMESİNİN JENETİK İNCELENMESİ**

ÖZ

Çalışma alanı, Türkiye Anatolitler tektonik kuşağının batısında, İzmir-Ankara zonunun güneyinde, Menderes Masifi'nin kuzeyinde ve Ege Bölgesi İç Batı Anadolu Bölümü'nün kuzeyinde yer alan Kütahya ilinin Simav ilçesine bağlı Karakoca ve Koyunoba köyleri çevresinde yer alır. Stratigrafik istif alttan üste Paleozoik yaşlı Metamorfikler, Mesozoyik yaşlı rekristalize Kireçtaşı (Kalkerler), Tersiyer Koyunoba Plutonu, Neojen yaşlı volkano-sedimenter seriler ve Kuvaterner yaşlı Alüvyon şeklindedir.

Karakoca Pb-Zn yatağı, hidrotermal polimetalik damar tipi cevherleşmesi, Koyunoba granodiyoriti içinde introplutonik olarak gerçekleşmiştir. Granodiyorit gri, yeşilimsi gri, bej, açık kahverengimsi, sarı renktedir. Granodiyoritte gelişmiş kırık-çatlak sistemleri ve makaslamayı gösteren ezilmiş zonlar mevcuttur.

Karakoca Pb-Zn yatağındaki hidrotermal polimetalik cevherleşmeler kendi içinde zonlanma gösteren ve simetrisi olmayan bakışsız damar şeklindedir. Cevherleşmeler Karakoca köyünün yaklaşık 3 km. B/KB'sında genellikle K-G doğrultulu fay hatlarını, D-B doğrultulu fayların kestiği noktalarda tektonik hatlar boyunca yerleşmişlerdir.

Bakışsız polimetalik ana damarın uzunluğu 1,5 km.'dir ve ana damara paralel uzunluğu 50-100 m. arasında değişen tali damarlar mevcuttur. Ana cevher damarı, K 35⁰ B doğrultulu ve yaklaşık olarak 65⁰ GB eğimli fayla denetlenmektedir.

Cevher mineralleri, kuşaklı-zonlu bir yapı sunan bakışsız damarın taban bloğunda masif cevher, kolloform-krastiform cevher ve damarın tavan bloğunda (yan kayada) gelişen stokwork ve daha az oranda breşik cevherleşmeler şeklindedir. Kuşaklı-zonlu yapı sunan damarda işletilen başlıca cevher mineralleri galen ve sfalerittir. Kalkopirit ve Pirit parajenezde gözlenen diğer cevher mineralleridir. Gang

minerali kuvars olup, cevher minerali ile birlikte kolloform-krastiform yapı sunmaktadır. Stokwork tipi cevher, hematit egemen, kataklastik yapılı pirit, az oranda galen ve kuvarstan ibarettir.

Karakoca Pb-Zn yatağındaki kuşaklı-zonlu yapı gösteren damarda en bol bulunan cevher mineralleri, galen, sfalerit, pirit ve kalkopirittir. Bunun yanı sıra daha az oranda bornit, fahlerz grubu (tetrahedrit-tenantit), küprit, kısmen martitleşmiş manyetit, ilmenit, rutil ve hematit izlenmektedir. Damarlarda yüzeysel ayrışma sonucu ikincil mineral olarak limonit, malakit, azurit, kalkozin, kovellin, anglezit, götit ve serüzit minerallerine rastlanmaktadır. Gang minerali kuvars olup, cevher minerali ile birlikte kolloform-krastiform yapı sunmaktadır. Stokwork tipi cevher, galen egemen kataklastik yapılı pirit ve kuvarstan ibarettir.

Anahtar sözcükler: Menderes Masifi, Koyunoba Plutonu, Hidrotermal., Polimetalik Damar Tipi Cevherleşme.

**GENESIS OF POLYMETALLIC VEIN-TYPE MINERALIZATION OF
KARAKOCA AREA,
KOYUNOBA PLUTON (SİMAV-KÜTAHYA)**

ABSTRACT

The study area is located in south of İzmir-Ankara suture and west of Anatolid tectonic belt, which is covered the northern side of Menderes Masif and around of Karakoca, Koyunoba towns which are district of Kütahya, western Anatolia. Stratigraphic units of study area are Paleozoic Metamorphics, Mesozoic Calc, Tertiary Koyunoba granitoid, Neogene Volcanics and Quaternary Allivium.

The Karakoca Pb-Zn deposit has polymetallic vein-type mineralization which is formed intraplutonic in Koyunoba pluton. The colour of pluton is changeable in its own. Its colour is gray, green-gray, light brown and yellow and it has features and shear zones.

The hydrothermal polymetallic vein-type mineralization is occurred in tectonic borders, where the E-W trending faults are intersected the N-S trending faults and it is almost 3 km. west/northwest of Karakoca town. The main polymetallic vein has 1.5 km. length and the other veins are parallel to main vein. Their length is between 50-100 m. The main vein is controlled by a fault which is N 35° W strike and approximately 65° SW dip. In vein structure ore is generally massive and colloform-crustform shape (Footwall of vein) but The hangingwall side of vein consist of breccia and stockwork type ore with galena, hematite and quartz content. The common ore minerals are galena, sphalerite, pyrite and chalcopyrite and the other ore minerals are magnetite, ilmenite, rutile, hematite, bornite, cuprite, fahlerz and gangue mineral is quartz. Secondary minerals which are formed by surface alteration, are limonite, goethite, malachite, azurite, chalcocite, covellite, anglesite and serizite.

Key words: Menderes Masif, Koyunoba Pluton, Hydrothermal, Polymetallic Vein-Type Mineralization.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR	iii
ÖZ.....	iv
ABSTRACT.....	vi
BÖLÜM BİR – GİRİŞ	1
1.1. Çalışma Alanının Yeri	1
1.2. Amaç	1
1.3. Yöntemler	3
1.4. Önceki Çalışmalar	4
1.5. Bölgesel Jeoloji ve Tektonik Ortam	8
BÖLÜM İKİ – LİTOSTRATİGRAFİ	12
2.1. Stratigrafi	12
2.2. Metamorfikler	12
2.2.1. Gnays.....	13
2.2.2. Mika Şist	13
2.2.3. Şist	13
2.2.4. Mermer	13
2.3. Rekristalize Kireçtaşı (Kalkerler).....	15

2.4. Koyunoba Plütönu (Biyotit-Granit)	15
2.5. Gösel-Flüvial Sedimentler ve Volkanikler.....	
2.6. Alüvyon	17
BÖLÜM ÜÇ - YAPISAL JEOLÖJİ	18
3.1. Menderes Masifinin Tektoniği	18
3.2. Çalışma Alanının Tektoniği	19
BÖLÜM DÖRT – CEVHERLEŞME	21
4.1. Cevherleşme	21
4.2. Polimetalik Cevherleşmeler	21
4.3. Bakışimsız Polimetalik Damarın Zonlanması.....	22
4.4. Yan Kayaç	26
4.5. Yan Kayaç Alterasyonu.....	26
4.6. Cevher Mikroskobisi	30
4.6.1. Pirit	30
4.6.2. Kalkopirit	31
4.6.3. Galen	36
4.6.4. Sfalerit	36
4.6.5. Kalkozin/Kovellin	39
4.6.6. Bornit	39
4.6.7. Tetrahedrit/Tenantit	39

4.6.8. Hematit	39
4.6.9. Küprit	41
4.6.10. Limonit/Götit	
4.6.11. Malakit/Azurit.....	41
4.6.12. Serüzit/Anlezit	41
4.6.13. Kuvars	41
4.7. Parajenez ve Süksesyon	44
BÖLÜM BEŞ –SONUÇLAR	46
KAYNAKLAR	47

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1. Çalışma Alanının Yeri

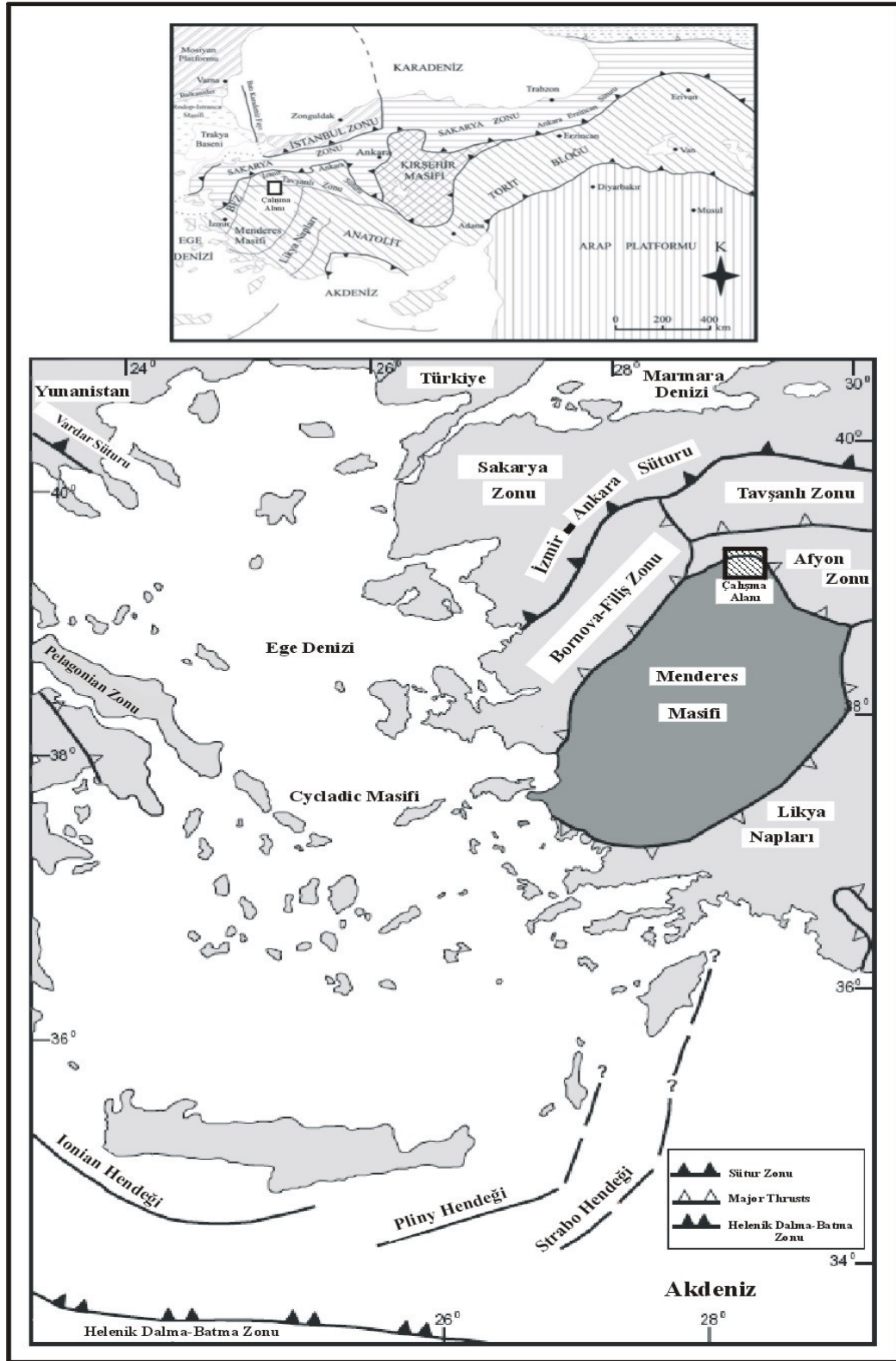
Çalışma alanı, Türkiye Anadolitler tektonik kuşağının batısında, İzmir-Ankara zonunun güneyinde, Menderes Masifi'nin kuzeyinde ve Ege Bölgesi İç Batı Anadolu Bölümü'nün kuzeyinde yer alan Kütahya ilinin Simav ilçesine bağlı Karakoca ve Koyunoba köyleri çevresinde yer alır (Şekil 1.1).

1/25 000 ölçekli Türkiye topografik haritalarından Kütahya J22-a1 ve a2 paftalarında yer alan çalışma alanı, Simav ilçesinin yaklaşık olarak 25 km. kuzeyindedir. Bölgeyi doğuda Katran Dağı ve Eğrigöz Dağı silsileleri batıda 2089 m.'lik en yüksek Namazlartaşı tepesiyle Akdağ silsilesi sınırlandırır. Çalışma alanındaki gnays ve şistlerle, granitler tatlı morfolojik engebeler meydana getirir. Mermer bantları ve Mesozoyik kalkerler ve genç volkaniklerin dayanıklı lavları ise sarp orografik yükseltilerle arazide göze çarparlar. Mustafa Kemalpaşa çayına dökülen Kocaçay deresi, bölgeyi derin bir vadiyle Kuzey-Güney doğrultusunda kesmektedir (Dora 1969). Simav'dan, Karakoca köyüne kadar olan yol asfalt olup, köyler arasındaki yollar stabilize edilmiştir. Çalışma alanına köylerden orman yoluyla ulaşılabilir.

Bölge oldukça sık orman örtüsüyle kaplıdır. İç Batı Anadolu'ya özgü tipik karasal iklim hüküm sürer. Arazi çalışmalarına en uygun aylar, Nisan-Ekim ayları arasındadır.

1.2. Amaç

Eğrigöz plütonunun batısında, Akdağ silsilesinin doğusunda kalan Koyunoba plütonunda gerçekleştirilen bu çalışmada, Karakoca bölgesindeki Pb-Zn yatağının jeolojik ve minerolojik karakterlerinin tanımlanması ve bölgedeki polimetallik damar tipi cevherleşmesinin parajenez ve süksesyonunun ortaya konulması için parajenetik sekans ve minerolojik incelemelerin yapılması amaçlanmıştır. Bu sayede çalışma,



Şekil 1.1 Türkiye Tektonik Haritasında çalışma alanının yeri (Okay ve diğ. 1996; Okay ve Tüysüz 1999'dan sadeleştirilerek)

Batı Anadolu'daki diğer Pb-Zn yatakları arasında karşılaştırma yapabilmeye olanağı sunacak ve bu yatakların oluşum mekanizması ve jenezi arasındaki ilişkinin ortaya konulmasına katkı sağlayacaktır (Tablo 4.2).

1.3. Yöntemler

Çalışmada ilk olarak konuyla ilgili kitap, rapor, makale ve bildirilerden oluşan literatür taraması yapılmıştır ve böylelikle bölgeyle ilgili temel bilgiler elde edilmiştir. Çalışma alanının genel jeolojisi konusunda Dora (1969) ve Işık ve diğer. (2004), yapısal jeoloji konusunda Işık ve diğer. (2004)'in jeoloji haritalarından yararlanılarak yeniden düzenlemeler yapılmıştır.

Laboratuvar çalışmalarında, araziden daha önce alınan el numuneleri makroskobik olarak incelenmiş; parlak kesit yapma amaçlı bu numunelerden 30 mm. çapında kesilen parça örneklerin döner disk ile kenar ve köşeleri aşındırılmıştır. Aşındırma ve kesme işlemi DEÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında yapılmıştır. Kalıplara yerleştirilen bu örnekler üzerine sertleştirici ile karıştırılmış polyester dökülmüştür; 250 ml polyester için 2 ml sertleştirici kullanılmıştır. İki gün beklemeye tabi tutulan örnekler kalıptan çıkarıldıktan sonra, mekanik olarak Struers marka TegraSistem kullanılarak Tegrapol-15 cihazı ile mekanik ortamda çeşitli aşamalardan geçirilerek 20 adet parlak kesit hazırlanarak DEÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Sıvı Kapanım Laboratuvarında parlatılmıştır (Tablo 1.1). Daha önceden hazırlanmış 10 adet parlak kesitin 5 tanesi ise DEÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Parlak Kesit Atölyesinde tekrardan parlatma işlemine tabi tutulmuştur; bu aşamada örneklerin parlatma işlemi, döner disk üzerinde 600'lük ve 1000'lik elmas mağcun kullanılarak 25'şer dakika süreyle gerçekleştirilmiştir. Parlak kesitler, Nikon Eclipse E 400 Pol marka üstten aydınlatmalı polarizan mikroskopta incelenmiştir. İnce kesitler ise DEÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü Optik Mineroloji Laboratuvarında, Olympus BX41 marka alttan aydınlatmalı polarizan mikroskobunda 4x büyütmeli Olympus marka mercekte incelenmiştir.

Tablo 1.1 Tegrapol-15 sisteminin aşındırma ve parlatma aşamaları

	Keçe	Katkı	Zaman (t)	Kuvvet (F)	Devir
*	MD-Piano 80	Su	1 dk	30-40 N	300 rpm
1	MD-Piano 220	Su	1 dk	30-40 N	300 rpm
2	MD-Piano 1200	Su	1:30 dk	30 N	300 rpm
3	MD-Largo	Largo Süspansiyon (Tegradoser)	5:00	35 N	150 rpm
4	MD-Dac	Dac Süspansiyon (Tegradoser)	5:30	40 N	150 rpm
†	MD-Dur	Gerekliyorsa Dac'tan sonra sıra ile kullanılırlar			
†	MD-Nap				
5	MD-Chem	OP-U Süspansiyon	1:10 dk	40 N	150 rpm

*: opsiyonel kademe. (Çok sert malzeme varsa).

†: opsiyonel kademe.

1.4. Önceki Çalışmalar

Çalışma alanı ve çevresindeki bölgelerde daha önceden birçok araştırmacı tarafından genel jeoloji ve maden prospeksiyon çalışmaları yapılmıştır. Bu bölümde araştırmacılar tarafından yapılan bu çalışmalar genel olarak özetlenmeye çalışılmıştır.

Kalafatçioğlu (1964) Tavşanlı-Dağardı arasındaki bölgenin genel jeolojisi çalışılmış, temel kayaların Devonyen yaşlı olduğunu ve Permiyen uyumsuz olarak üstlendiğini belirten araştırmacı, Eğrigöz Plütonu'da bu dönemde yerleştiğini savunur. Bölgede Mesozoyik Üst Kretase ile temsil edilir ve uyumsuzdur, üzerine filiş çökelleri gelir. Neojen; kırıntılı, tatlı su ve volkanik fasiyeslerdir.

Dora (1969) Karakoca granit masifinde yapmış olduğu çalışmalarda, Karakoca ve Eğrigöz Plütonları çevresinde gözlenen gnaysların Menderes Masifi'ne ait olduklarını, Karakoca plütonunun anateksitik biyotit granit ve Eğrigöz plütonunun da anateksitik granit olduğunu ve her iki plütonun da Kretase'den genç olduğunu savunur.

Erler (1979) Karakoca Pb-Zn yatağının kükürt izotoplarını incelemiş, Karakoca yatağının $S^{34}S$ değerleri dar bir aralıkta dağılım gösterdiğinden ve yatağın ortalamasının binde sıfıra yakın olduğundan, yataktaki kükürt'ün magmatik hidrotermal kökenli olduğunun söylenebileceğini belirtmiştir.

Kaya (1972) Tavşanlı yöresindeki stratigrafi çalışmaları yapmış; dizilimin alttan üste: İkibaşlı Formasyonu; Değirmendere Formasyonu; Pırnallı Formasyonu; Gelbirtepe Formasyonu; Karaçalı Formasyonu ve Maestrihtiyen yaşlı Budağan kireçtaşı şeklinde olduğunu bildirir.

Bingöl (1975) Muratdağı (Gediz-Kütahya) civarında yaptığı çalışmada, bölgedeki en eski otokton birimin Orta-Üst Jura yaşlı Aşağı Belova Formasyonunun olduğunu, bu birim üzerine tektonik olarak Üst Kretase yaşlı melanjin geldiğini, Baklan granitinin (Paleosen-Eosen yaşlı) bu birimleri keserek yerleştiğini ve Tersiyer yaşlı birimlerin eski birimleri uyumsuz olarak üstlediğini, granitinin yaşının 52 ± 7 my olduğunu bildirir.

Akdeniz ve Konak (1979)'ın, Simav, Emet, Tavşanlı, Dursunbey, Demirci çevrelerini kapsayan inceleme alanlarının stratigrafik istifi alttan üste; temel kayaları Dolaylar ve Kalkan formasyonları, bu metamorfikler üzerine uyumsuzlukla gelen Sarıcasu formasyonu, üste doğru Permian yaşlı Arıkaya formasyonu derecelenir. Açısal uyumsuzlukla Arıkaya formasyonu'nu örten alüvyal Üst Triyas yaşlı Kırkbudak formasyonu, bu detritikleri üstleyen Üst Triyas - Maestrihtiyen yaşlı Budağan kireçtaşı, vahşi fliş görünümündeki İmranlı formasyonu; Budağan kireçtaşı ile Maestrihtiyen sonu - Eosen başı arasında yerleştiği varsayılan Dağardı melanji arasında tektonik konumludur. Melanjı kesen "Eğrigöz graniti"nin bağıl yaşı, Erken Eosen sonrasıdır. Taşbaşı formasyonu, Eğrigöz granitini uyumsuzlukla örter. Kızılıbük formasyonu, riyolit, riyodasit, dasit, andezit bileşim aralığındaki Civanadağ tüfleri ve Akdağ volkanikleri tarafından örtülür. Hisarcık formasyonu, Emet formasyonu'na derecelenir. Toklargölü formasyonu, Naşa bazaltı tarafından kesilir.

Ercan ve diğeri. (1981) Simav çevresindeki Senozoyik yaşlı volkaniklerle ilgili olarak, bölgedeki ilk volkanik evrenin Orta-Üst Miyosen'de başladığını ve kalk-alkali nitelikli olduğunu bildirirler. Bölgede bu ilk volkanik evreyi Orta-Üst Pliyosen'de ikinci, alkali kökenli bazaltik bir volkanik evre izler. Bölgedeki üçüncü volkanik evre Kuvaterner'de etkin olan, koyu siyah renkli bazaltik lav akıntıları şeklindedir.

Ercan ve Türker (1984) Batı Anadolu, Ege Adaları, Yunanistan ve Bulgaristan'daki plutonlarla ilgili yaptıkları araştırmalarda, Paleozoyik, Mesozoyik ve Senozoyik zamanlarında, farklı evrelerde sokulum gerçekleştirmiş plutonların geniş yer kapladığını, bu plutonların I ve S tipi pluton karakteristik özelliklerini taşıdıklarını ve genel olarak kuzeyden güneye doğru gençleştiklerini belirtirler.

Harris ve diğeri. (1994) Orhaneli ve Bursa çevresinde yaptıkları incelemelerde, Orhaneli ve Topuk biyotit-hornblend granodiyoritlerinin, mavi şist fasiyesindeki meta sedimentler içine yerleştiğini bildirirler. Araştırmacılara göre, bu granodiyoritler ya 8-10 kbar'lık derinliklerdeki kabuksal magma odalarındaki bazik magmanın diferansiyasyonu, ya da 10 kbar'dan daha düşük basınç altında ortaç bileşimli kabuksal litolojilerin anateksisiyle türemişlerdir ve Eosen yaşlıdır.

Yılmaz (1997) çalışma alanının temelini oluşturan Menderes metamorfiklerinin esas metamorfizma yaşının 35 my önce gerçekleştiğini, Eğrigöz plütünü ve çevresindeki plütönlörün Neotetis'in kapanımına ve Pontit ile Anatolit-Torit Bloğu'nun çarpışmasına bağılı olarak geliştiğini ve Eğrigöz plütönünün kalkalkali monzogranit bileşimli olduğunu ve yaşının 20-24.6 my arasında olduğunu belirtir.

Delaloye ve Bingöl (2000) Batı ve Kuzeybatı Anadolu'daki granitoidleri yaşlarına göre sınıflandırmışlardır. Batı Anadolu'daki granitoidlerin kuzeyden güneye gençleştiğini ve en yaşlı granitlerin Kuzey Anadolu'da Kambriyen-Orta Jurasik yaşlı olduklarını, daha güneydeki genç granitlerde ise Geç Kretase-Geç Miyosen yaşta olduklarını bildirirler. Araştırmacılar K-Ar analitik verilerine dayanarak Eğrigöz Plütönü'nün $20 \pm 0.7 - 24.6 \pm 1.4$ my yaşta olduğunu bildirirler.

Oygür ve Erler (2000) Simav grabeni ve çevresinde yaptıkları metalojeni çalışmalarında, Simav grabeni çevresinde yer alan porfiri Cu-Mo cevherleşmelerini, mezotermal baz metal damarları ve baz metalli masif pirit mercekleri ile çeşitli epitermal Au, Sb, Hg ve alünit cevherleşmelerinin metalojenik özelliklerini açıklamaya çalışmışlardır.

Okay ve diğer. (2001) Üst Kretase-Alt Eosen'de Batı Anadoludaki bindirme, yitim ve çarpışma olaylarını konu alan çalışmalarında, araştırmacılar Geç Kretase-Erken Eosen süresince Batı Anadoluyu dört ana tektonik olayın etkilediğini bildirirler. Bunlar yitim, ofiyolit bindirmesi, yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması ve kıta-kıta çarpışmasıdır.

Işık ve Tekeli (2001) Menderes Masifinin kuzeyindeki bu çalışmada, araştırmacılar geç orojenik Tersiyer genleşme deformasyonunun, Menderes Masif'inin kuzeyine uzadığını ve bu kompleksin yaklaşık 15.5 my'dan (Erken Miyosen; Seyitoğlu, 1997) daha yaşlı olan bir sedimenter diziyle uyumsuz olarak üstlendiğini, genleşme-ilişkili deformasyonun Erken Miyosenden önce geliştiğini saptamışlardır.

Işık ve diğer. (2004) Menderes Masifinin kuzeyindeki bu çalışmada, milonitik gnayslarda muskovit üzerinde ve Eğrigöz granitoidinde biyotit üzerinde yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ izotop jeokronolojisi verileri, milonitik deformasyonun 22.86 ± 0.47 my'da meydana geldiğini, granitoid soğuma yaşının 20.19 ± 0.28 my olduğunu, sokulum ve Eğrigöz granitoidinin soğuma yaşının ~23-20 my arasında meydana geldiğini saptamışlardır.

İlbeyli ve diğer. (2006) Batı Anadolu'daki çarpışma ilişkili sokulum kayalarının kökeni üzerindeki yaptıkları jeokimyasal incelemelerde araştırmacılar, yarı alkalin, Neojen çarpışma-ilişkili plütonik kayaların yüksek K, kalk-alkalin serilerine ait ve I tipi granitlerin tipik özelliklerini gösterdiklerini, Baklan ve Eğrigöz Plütonlarının 20 my'da yerleşmiş minör granitlerden oluştuğunu savunurlar.

1.5. Bölgesel Jeoloji ve Tektonik Ortam

Çalışma alanı, Türkiye Anatolitler tektonik kuşağının batısında, İzmir-Ankara zonunun güneyinde, Batı Anadolu'nun en eski masiflerinden biri olan Menderes Masifi'nin kuzeyinde yer alır (Şekil 1.1).

Ordovisiyen'e kadar tek bir kıta olarak düşünülen Pontit ve Anatolit-Torit kıtaları, Silüriyen'deki genişleme tektoniği etkisiyle incelenerek ikiye bölünmüştür. Hersiniyen okyanusunun oluşumuyla ikiye ayrılan kıtanın kuzey parçasını Pontitler, güney parçasını Anatolit-Toritler oluşturur. Devoniyen'e kadar genişleyen okyanus, Devoniyen sonunda ve Erken Karbonifer'de başlayan sıkışma tektoniğiyle kapanmaya başlamıştır (Bingöl, 1976; Şengör, 1984; Yılmaz, 1984). Geç Karbonifer'e kadar süren sıkışma tektoniği sonucu okyanus tabanı, olasılıkla hem kuzey yönlü olarak Pontitlerin güney kenarını oluşturan Sakarya kıtası altına, hem de güney yönlü olarak Anatolit-Torit kıtası altına dalmıştır. Birbirine yaklaşan kıtaların çarpışması Karbonifer sonuna kadar sürmüştür (Bingöl ve Delaloye, 2000). Özellikle Kuzeybatı Anadolu'da takip edilen eski granitik plütonlar bu yitim ve çarpışma olayları sonucu meydana gelmiştir (Yılmaz, 1984; Bingöl, 1976; Yılmaz, 1997). Permian'de yeniden başlayan genişleme tektonik rejimi kuzeyde Karakaya okyanusunun açılımına, güneyde İzmir-Ankara Zonunda riftleşmesine neden olmuştur. Erken Triyas'ta Karakaya okyanus tabanı kuzey yönlü olarak Batı Pontitlerin altına dalarken, güneyde İzmir-Ankara Neotetis okyanusu yayılmaya başlamıştır. Karakaya okyanusu Geç Triyas-Erken Jura'da tamamen kapanmış, İzmir-Ankara Neotetis okyanus tabanı kuzey yönlü olarak Sakarya kıtası altına dalmaya başlamıştır (Bingöl, 1976; Şengör, 1984; Yılmaz, 1984; Yılmaz, 1997; Bingöl ve Delaloye, 2000).

İzmir-Ankara Neotetis okyanusunun kapanımı Üst Kretase-Erken Eosen'e kadar devam etmiştir. Bu kapanmaya bağlı olarak yaklaşan kıtaların çarpışması Miyosen'e kadar sürmüştür (Bingöl, 1976; Yılmaz, 1984; Harris ve diğer., 1994; Yılmaz, 1997; Bingöl ve Delaloye, 2000; Okay ve diğer., 2001). Çalışma alanında yer alan Koyunoba plütonu ve komşu bölgede doğuda kalan Eğrigöz plütonu da dahil olmak

üzere, Batı Anadolu'da yer alan genç magmatik ürünlerin önemli bir kısmı, Neotetis'in bu dönemdeki kapanımı ve kıta-kıta çarpışması sonucu gelişmiştir. Çalışma alanının hemen kuzeyinde yer alan, ofiyolitlerden ve yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfiklerinden teşekkül Tavşanlı zonu, Neotetis'in bu kapanımı ve çarpışma sonu bindirmelerin sonucunda oluşmuştur (Okay, 1984; Sherlock ve diğer., 1999).

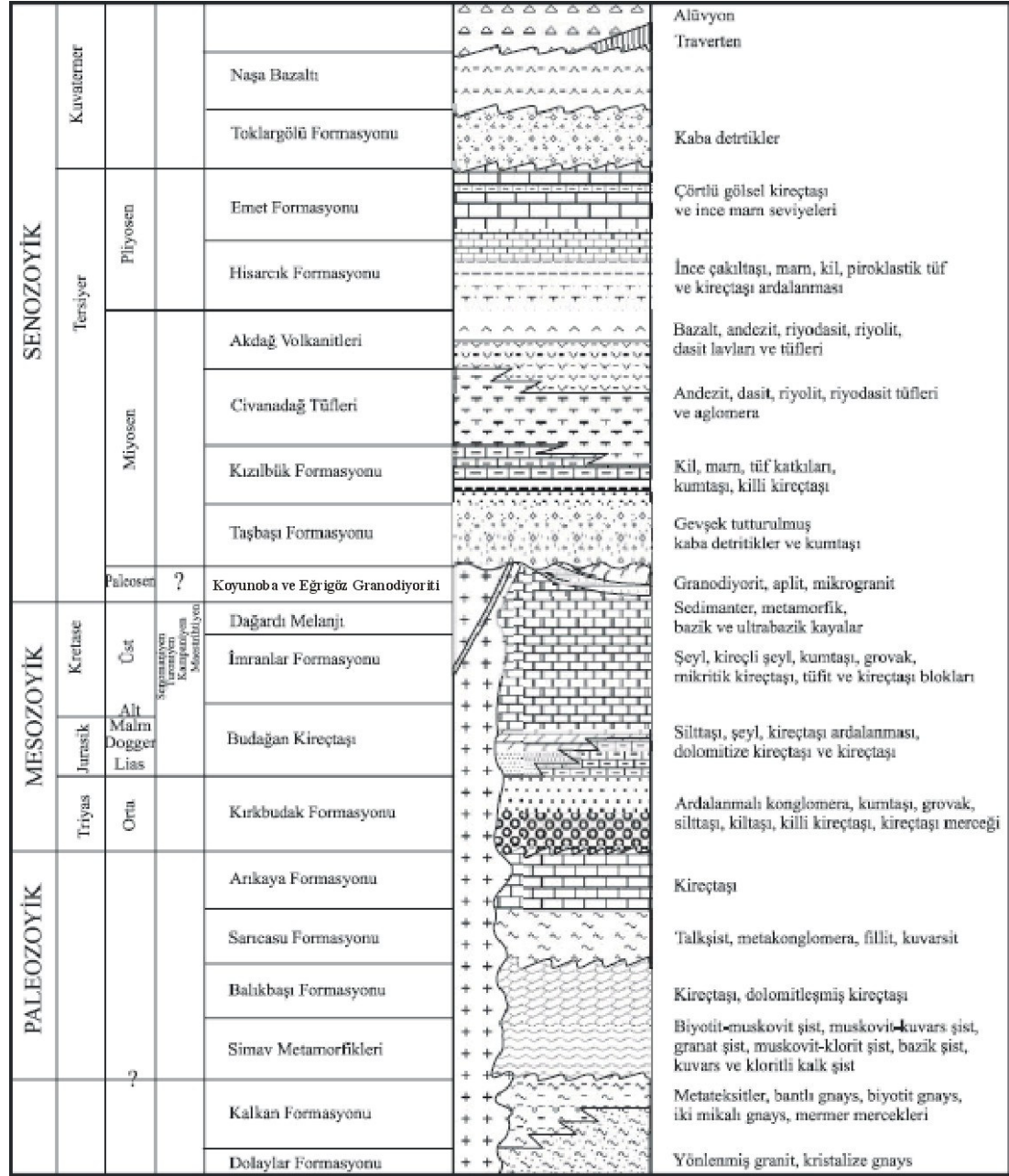
Anatolit-Torit Bloğu Mesozoyik evrenin büyük bir bölümünde geniş bir karbonat platformu niteliğindedir ve Geç Kretase-Erken Eosen'de yitme ve çarpışma olayları süresince alt levhayı şekillendirmiş ve dolayısıyla şiddetli deforme olmuş ve kısmen metamorfizma geçirmiştir. Buna karşın Pontitler bu olaylar süresince üst levhayı şekillendirmiş ve dolayısıyla nispeten daha az deforme olmuştur ve Geç Kretase-Tersiyeer metamorfizmasından büyük oranda etkilenmemiştir (Okay ve diğer., 2001).

Esas metamorfizmasını olasılıkla 35 my önce geçirmiş olan ve Neojen'de yeniden riftleşmeye başlamış olan Menderes Masifi'ne ait (Yılmaz, 1997; Bingöl & Delaloye, 2000) gnayslar çalışma alanının temelini oluşturur (Dora, 1969) (Şekil 1.2). Menderes Masifi'nin çekirdek kayalarının bir uzantısı olduğu düşünülen ve Kalkan formasyonu olarak adlandırılan orta yüksek dereceli metamorfikler gnayslarla yanal ve düşey geçişlidir (Akdeniz ve Konak, 1979).

Menderes Masifi'nin örtü şistleri olarak adlandırılan Simav metamorfikleri (Bingöl, 1977) Kalkan formasyonunu uyumsuz olarak üstler. Simav metamorfikleri üzerine geçişli olarak gelen ve yer yer dolomitleşmiş kireçtaşı birimi Balıkbaşı formasyonu olarak adlandırılır (Akdeniz ve Konak, 1979). Balıkbaşı formasyonunu uyumsuzlukla üstleyen yeşil şist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş birim Sarıcasu formasyonu olarak adlandırılır (Dora, 1969; Akdeniz ve Konak, 1979).

Kaya (1972) tarafından da İkibaşlı Formasyonu olarak isimlendirilen ve kırıntılı sedimenterlerden oluşan birim, Arıkaya formasyonu olarak adlandırılan birimle geçişli olarak üstlenir (Akdeniz ve Konak, 1979). Kaya (1972) tarafından Üyücek formasyonu, Akdeniz ve Konak (1979) tarafından Kırkbudak formasyonu olarak

adlandırılan kırıntılı sedimentler Arıkaya formasyonu üzerine uyumsuzluk düzlemi ile gelir.



Şekil 1.2 Çalışma alanı ve çevresinin geliştirilmiş stratigrafik kolon kesiti (Dora, 1969; Kaya, 1972; Bingöl, 1977; Akdeniz ve Konak, 1979; Ercan ve diğer., 1982; Yılmaz, 1997; Scherlock ve diğer. 1999; Okay ve Tüysüz, 1999; Delaloye ve Bingöl, 2000'den derlenerek)

Kireçtaşı ve dolomitize kireçtaşından oluşan Budağan Kireçtaşı alttaki formasyonu yanal ve düşey geçişle üstler (Kaya, 1972). Altta Budağan Kireçtaşı ile üstte Dağardı Melanjı arasında tektonik dokanakla sınırlandırılan İmranlar formasyonunu Kaya (1972) Karaçalı formasyonu adı altında incelemiştir. İmranlar formasyonu üzerine bindirme ile gelen ve yüksek basınç, düşük sıcaklık kayalarından oluşmuş Tavşanlı zonunun güney kenarında yer alan (Scherlock ve diğer., 1999) sedimentler, metamorfik, bazik ve ultrabazik kayalardan oluşan birim Dağardı Melanjı adı altında incelenir.

Bölgede Tersiyer başında başladığı düşünülen magmatik aktiviteler neticesinde Eğrigöz, Karakoca, Alaçam, Çıraklıdere, Karakuzdere, Ayıdere, Geyiktepe, Ayaçatı dere, Üğümce, Kavşakburun, Derecikviran ve Türkmendağı adı verilen 12 adet granit yerleşmiştir (Yılmaz, 1997).

Tabanı bir aşınma yüzeyi olan ve karasal malzemeden oluşmuş sedimentler Taşbaşı formasyonu olarak adlandırılır (Akdeniz ve Konak, 1979). Altta kumtaşı birimiyle geçişli olan ve Kızılbük formasyonu olarak isimlendirilen birimi Civanadağ tüfleri yanal ve düşey geçişli olarak üstler.

Civanadağ tüfleri ve Kızılbük formasyonu ile yanal geçişli olan ve başlıca bazalt, andezit, dasit, riyolit ve riyodasitlerden oluşan birim Akdağ volkanikleri olarak anılır (Akdeniz ve Konak, 1979). Kıta kökenli ve kalkalkali karakter sunan Civanadağ tüfleri ve Akdağ Volkanikleri Ercan ve diğer., (1978) tarafından Karaboldere volkanikleri olarak adlandırılmıştır. İnce bir çakıltası seviyesi ile başlayan ve marn, kil, tuf ve kireçtaşı ardalanmasıyla devam eden Hisarcık formasyonu, üstte Emet formasyonunu oluşturan gölsel kireçtaşı ile düşey geçişlidir.

Kaba kırıntılı malzemelerden oluşan Toklargoülü formasyonu, Emet formasyonunu uyumsuzlukla üstler. Bölgede Kuvaterner'de başladığı düşünülen bazaltik volkanizmanın bir ürünü olan ve Naşa Bazaltı olarak adlandırılan birim, Toklargoülü formasyonunu uyumsuz olarak üstler. Karasal çökeller halindeki alüvyon, taraça, yamaç molozu ve travertenlerin oluşumu günümüzde halen devam etmektedir.

BÖLÜM İKİ

LİTOSTRATİGRAFİ

2.1. Stratigrafi

Türkiye Anatolitler tektonik kuşağının batısında, İzmir-Ankara zonunun güneyinde, Batı Anadolu'nun en eski masiflerinden biri olan Menderes Masifi'nin kuzeyinde yer alan çalışma alanının temelini Menderes Masifi'nin çekirdeği olan migmatitler oluşturur. Prekambriyen'de çökelmiş, killi, pelitik sedimentlerin Hersiniyen öncesi bir metamorfizma ile migmatitleşme ürünüdürler. Bu temel kayaları, Hersiniyen yaşlı yeşil şist fasiyesi örtü şistleri üstler. Bu metamorfik seriler üzerine açılal uyumsuzlukla gelen Mesozoyik, Triyas'tan Üst Kretase'ye kadar transgresif aşma gösteren kompresif bir seri olup, çeşitli detritik ve karbonat kayaları, içerir. Maestrihtiyen'den sonra, ofiyolit melanji kayaları bölgeye tektonik olarak yerleşmişlerdir. Tersiyer başlarında (olasılıkla Paleosen'de) Menderes Masifi'nin yükselmesi ile Simav grabeni'nin kırık sistemleri gelişmeye başlarken, granit intrüzyonları da yerleşimlerini sürdürmektedir. Bunu, çeşitli yersel küçük havzalarda karasal Neojen çökellerin depolanması izler. Bu aşamada Üst Miyosenden başlayarak gelişen volkanizma'nın etkinliği bölgede geniş alanlarda yayılım gösterir. Alt Kuvaterner'e dek süren volkanizma birkaç aşamalıdır. Bölgede Tersiyer, geniş bir alanı kapsayan granitik intrüzyonlar ile başlar. Bunlar, çoğunlukla granodiyoritik türde batolitler ve ilgili pegmatitik, aplitik vb. damar kayalar olup, yaş ilişkileri henüz kesinlik kazanmamıştır. Çalışma alanındaki granodiyoritik intrüzyonların en büyüklerini Eğrigöz ve Koyunoba masifleri oluşturur (Akdeniz ve Konak 1979).

2.2. Metamorfikler

Metamorfizma derecesine göre mikalı gnays, kuvars-albit-epidot-biyotit subfasiyesine ait mikaşistler, kuvars-albit-muskovit-klorit subfasiyesine ait şistler ve mermerler ayırt edilir (Dora, 1969) (Şekil 2.1). Metamorfikler Paleozoyik jeolojik zaman dilimine ait serilerdir (Akdeniz ve Konak, 1979).

2.2.1. Gnays

Gnays, granit masifinin her iki kanadında KD doğrultusunda uzayan şeritler halinde mostra verir. Granitle kontağı net olarak ayrılmaz ve arada granitgnays diye adlandırılan bir geçiş zonu saptanmıştır. Çalışma alanı'nın batısındaki gnays şeridinde kalınlıkları 10-25 metreyi bulan pegmatoit gangları gözlenmektedir (Dora, 1969).

2.2.2. Mika Şist

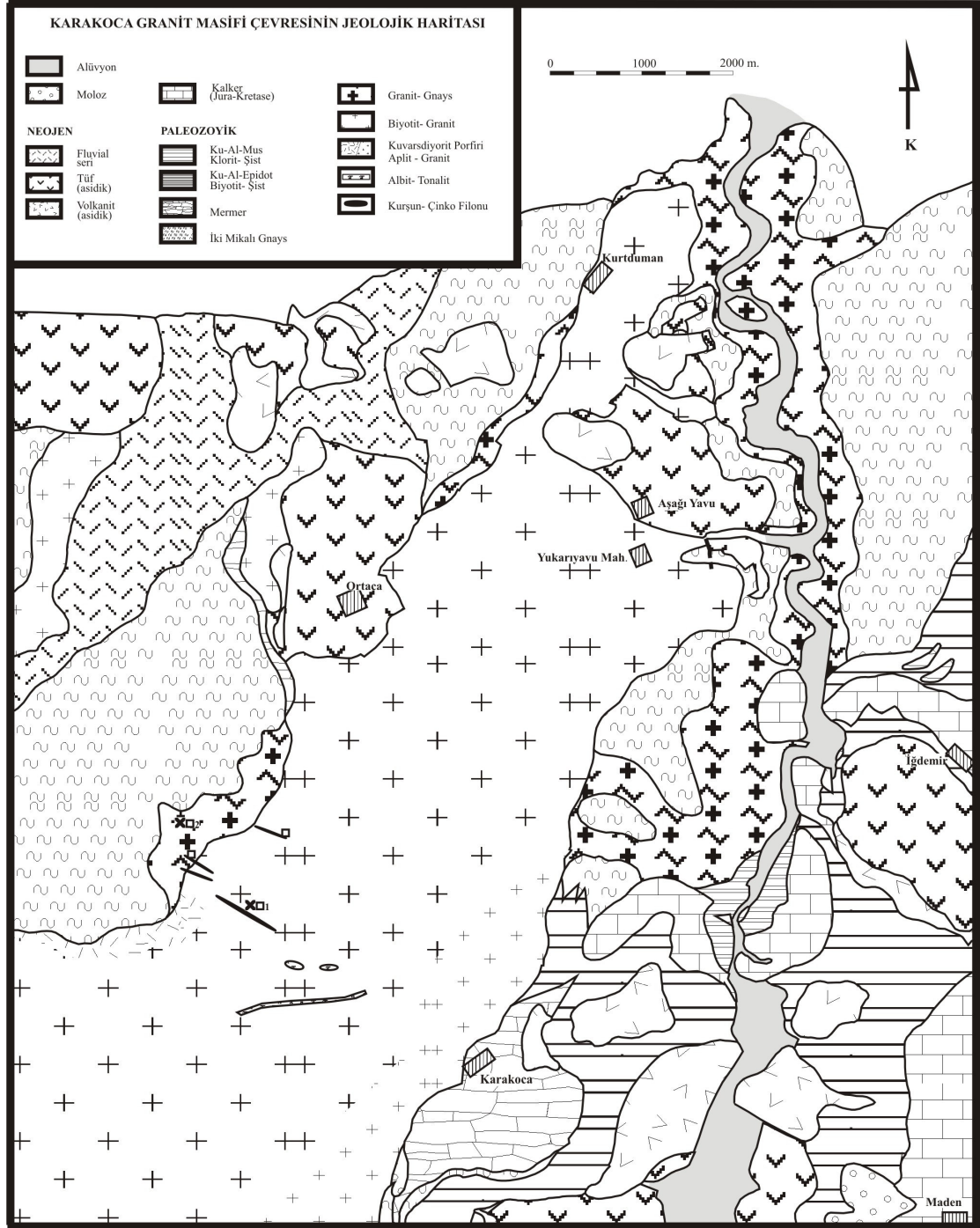
Karakoca bölgesinde 100 m kadar kalınlığa erişir. Kayaç, şistozite yüzeyine paralel büyümüş biyotit, muskovit ve albitle aktinolit, epidot ve kuvarstan meydana gelir. Biyotit kumaş eskisini andıran parçalar halinde gözlenmektedir. Bahis konusu iki mikalı şist, Winkler (1967) sınıflamasına göre, yeşilşist fasiyesinin *kuvars-albit-epidot-biyotit subfasiyesine* dahil edilmiştir (Dora, 1969).

2.2.3. Şist

Şistozite yüzeyi içinde sıralanmış predeformatif muskovit, klorit ve sintektonik albitten meydana gelir. Bu kayaçlar, Winkler (1967) sınıflamasına göre yeşilşist fasiyesinin *kuvars-albit-muskovit-klorit subfasiyesine* denk düşerler (Dora, 1969).

2.2.4. Mermer

Yeşilşist fasiyesi metamorfikleri arasında 5-10 m' lik mermerli horizonlara rastlanır. Ayrıca, Karakoca köyü güneyindeki geniş bölgede şist arakatıklarıyla birlikte esas mermer kompleksi mostra verir. Makroskobik koyu gri beyaz görünüşlüdürler. Şistler içinde, bilhassa Eğrigöz masifine doğru, metamorfizmanın tesirinde kalmış asit karakterli volkaniklere rastlanır. Kuvars fenokristalleri çıplak gözle ayrılabilir (Dora, 1969).



Şekil 2.1 Çalışma alanının genel jeoloji haritası (Dora, 1969'dan değiştirilerek)

Çalışma alanındaki, Yüksek-dereceli metamorfik çekirdek kayalar, migmatitik-bantlı gnaylardan, biotit gnaylardan, mika şist ve ikincil amfibolit'ten oluşur. Yapısal olarak en üstteki bölümü mermerden yapılmıştır. Bu kayalar, Mendere Masifi'nin merkezinde ve güney bölümünde yer alan Pan-Afrikan çekirdek kayalarla kıyaslanabilir (Işık ve Tekeli 2001).

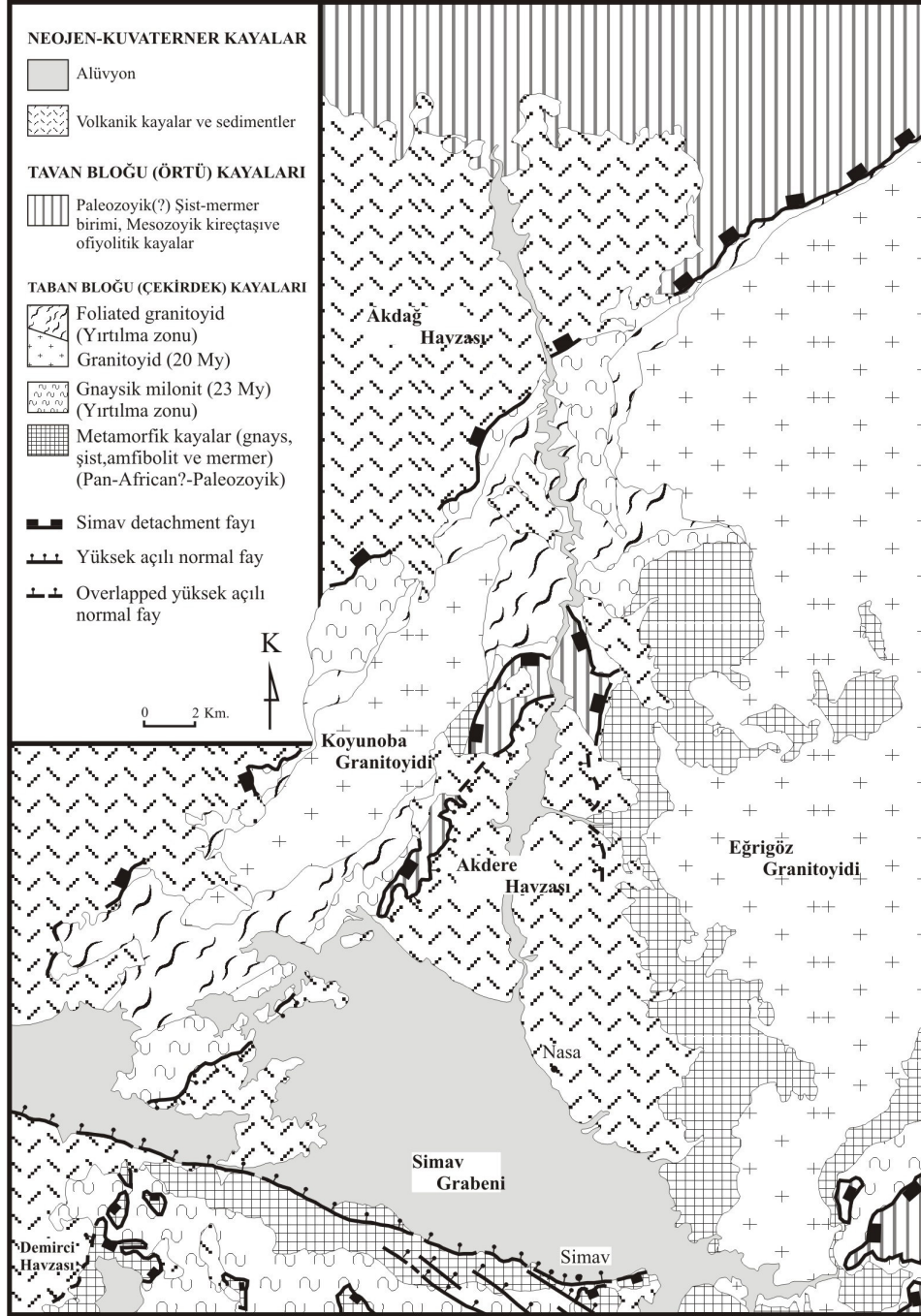
2.3. Rekristalize Kireçtaşı (Kalkerler)

Bu seri, jeolojik haritada genel geometrik durumlarıyla şistler üzerinde uyumsuzlukla durdukları tahmin edilen, yarı kristalin, gri-kirli, gri beyaz renkli kalkerlerden meydana gelmektedir. Kuzeydeki komşu bölgenin aynı kalkerleri içinde Holzer (1954) Kretase'ye ait Lamellibranch'lar bulmuştur. Gerek bu buluş, gerekse Batı Anadolu'nun diğer genç Mesozoyik kalkerleriyle olan litolojik benzerlik, bu kalkerlerin Jura- Kretase yaşını teyit etmektedir (Dora. 1969).

2.4. Koyunoba Plütonu (Biyotit-Granit)

Gnays ve granitgnayslar kesin bir kontak göstermeden granite geçerler. Tipik ayrışım şekilleri ve arenalaşmasıyla granitler arazide diğer serilerden çok bariz ayrılmaktadır. Granit bütün bölgede aynı kimyasal bileşim ve aynı yapıda bulunmaz. Bazı bölgelerde şisti doku gösterir. Bazı yerlerde de bünyesinde sindirilmemiş gnays kalıntıları gözlenmektedir (Dora, 1969).

Eliptik Koyunoba ve Eğrigöz granitoidleri sırasıyla KD-GB ve K-G doğrultusunda uzanırlar ve Simav sıyrılma fayının taban bloğu içinde uzanmaktadır (Şekil 2.2). Bu granitoidler sırasıyla yaklaşık olarak 170 ve 400 km² lik bir alanı örterler. Koyunoba granitoidi, foliasyona uğramış ve milonitleşmiş kayaların oluşturduğu bir zon tarafından neredeyse çevrelenirler (Işık ve Tekeli, 2001). Fakat Koyunoba granitoidi'nin güney kenarı boyunca granitoid, milonitik gnayslarla intrusif kontak oluşturur. Koyunoba granitoidi'nin diğer sınırları, Neojen volkano-



Şekil 2.2 Çalışma alanını ve çevresinin genel jeoloji haritası (Işık ve Tekeli, 2001'den değiştirilerek)

sedimenter kayalarla örtülüdür. Eğrigöz granitoidi, Prekambriyen gnaysların güney kenarı boyunca ve Paleozoyik birimlerin doğu ve batı kenarı boyunca sokulur. Granitoidin kuzey sınırı, yırtılma-makaslama zonuna karşılık gelir. Biyotit ve muskovitin $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşları: sokulumun ve granitoidin soğumasının 23–20 my arasında gerçekleştiğini göstermektedir (Işık ve diğer. 2004).

2.5. Gösel-Flüvial Sedimentler ve Volkanikler

Neojen, göl ve flüvial Sediment serileriyle asidik tüf, tüfit ve efüziflerden meydana gelmektedir. Efüzifler lav halinde aktıkları gibi, dayk ve stok şeklinde de oluşmuşlardır. Genellikle lavlar tüflü seviyelerin üstünde bulunur. Dayk ve stoklar ise daha gençtir. Neojen serisinin detaylı ayırımına gidilmemiştir. Biyotit-dasit, riyodasit ve riyolit gibi asitik kayalar tefrik edilmektedir. Simav'ın kuzeyindeki bazaltlar büyük ihtimalle Üst Pliosen yaşlıdır. Genç graben hatları boyunca yükselmişlerdir. Bölgede bulunan pek çok sayıdaki sıcak su kaynakları bu volkanizmanın ürünleridir (Dora, 1969).

Neojen volkano-sedimenter kayalar, metamorfik ve granitoid kayaların üzerine uyumsuz bir şekilde dayanmak için sınırlayıcı fayları kaplamaktadır (Seyitoğlu,, 1997; Isik ve Tekeli, 2001). Neojen volkano-sedimenter serisinin; güvenilir fosil yokluğundan ötürü kesin yaşı bilinmemektedir. Bu seri, kendi içinde en üst bölümleri, Nasa volkanikleri (bazaltik-trakeandezit) olarak adlandırılan bir volkanik kaya birimi içermektedir (Seyitoğlu, 1997). Bu volkanikler Ercan ve diğerleri (1997) tarafından 15.2 ± 0.3 ve 15.8 ± 0.3 my oldukları saptanmışlardır.

2.6. Alüvyon

Genellikle dere tabanlarında gözlenen alüvyon, çalışma alanında Mustafa Kemalpaşa çayına dökülen ve bölgeyi K-G doğrultuda derin bir vadiyle kesen Kocaçay deresi tabanında gözlenmektedir. Günümüzde de halen oluşumunu sürdürmektedir.

BÖLÜM ÜÇ

YAPISAL JEOLJİ

3.1. Menderes Masifinin Tektoniği

Ege ve Batı Anadolu'daki geniş alana yayılmış genleşmeler, son yirmi yıl boyunca çalışılmıştır. Lister ve diğer. (1984), Ege Denizinin merkezindeki bazı adaların, Kuzey Amerikan Cordillera'nın batısında yer alan tipik metamorfik çekirdek kompleksi özelliği gösterdiğini düşünmüştür ve daha sonraki bazı çalışmalar Senozoyik genleşmelerle oluşan Cycladic masif adalarının yapısal ve metamorfik evrimini açıklamaya çalışmıştır.

Batı Anadolu'da yer alan Menderes Masifi, metamorfik çekirdek kompleks oluşumunun bir örneğidir. Kuzey'e doğru, tektonik olarak Bornova Filiş zonu ve Afyon zonu tarafından üstlenmiştir (Okay ve diğer., 1996), güneyde ise Masifin, Likya napları ile üzeri örtülmektedir (De Graciansky 1968; Collins ve Robertson 1998) (Şekil 1.1). Masifin güneybatısı, Ege Bölgesindeki Cycladic (Kiklat) Masifiyle bağlantılıdır (Dürr ve diğer., 1978; Ring ve diğer.1999).

Doğu-Batı doğrultulu Alaşehir ve Büyük Menderes Grabenleri, Menderes Çekirdek Kompleks'ini 3 ana bölgeye böler (Şekil 3.1). Çekirdek kompleksinin güney kısmında, genleşme sınırlı yırtılma zonu (Kayabükü yırtılma zonu); taban granitik kayaları, yırtılma zonu boyunca tavan kayasındaki mermerden ve şistlerden ayrılır (Bozkurt ve Park 1994).

Menderes Çekirdek Kompleks'inin merkezindeki, Tersiyer genleşme sisteminde 2 detachment fayı tanımlanmıştır: birincisi güneye eğimli Büyük Menderes detachment fayı, (yine Buşçayırı veya Güney detachment olarak bilinen) Büyük Menderes Grabeninin kuzey kenarı boyunca (Emre ve Sözbilir, 1997; Bozkurt, 2000; Ring ve diğer., 1999; Lips ve diğer., 2001) ve ikincisi kuzeye eğimli Alaşehir detachment fayı, (yine Karadut, Çamköy veya Kuzey detachment olarak bilinen) Alaşehir Grabeninin güney kenarı boyunca yerleşmiştir (Emre ve Sözbilir, 1997; Hetzel ve diğer., 1995b; Ring ve diğer., 1999; Koçyiğit ve diğer., 1999; Lips ve diğer., 2001;

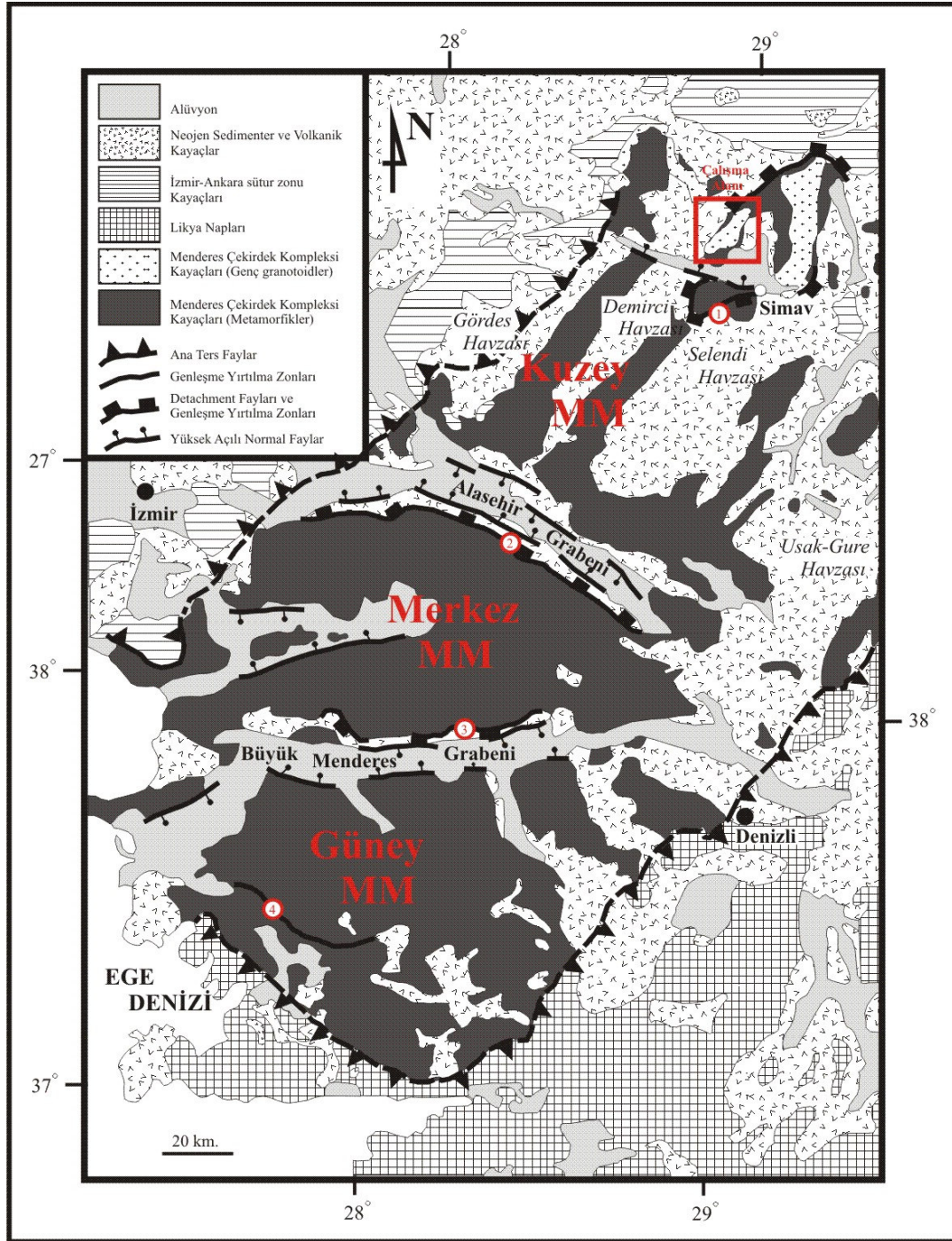
Işık ve diğer., 2004). Büyük Menderes detachment fayı, yarı-sünümlüden kırılğan genişleme sistemiyle karakterize olur (Lips ve diğer., 2001). Büyük Menderes detachment fayının önce kuzey'e doğru tektonik hareketinin, sonra güney'e doğru tektonik hareketini gösterir. Alaşehir detachment fayı, sünümlüden kırılğan genişleme sistemiyle karakterize olur (Işık ve diğer., 2004). Bu detachment fayı, K/KD'ya tektonik taşınarak bu yönde makaslama yönüne sahiptir (Işık ve diğer., 2004).

Menderes Çekirdek Kompleks'inin kuzeyindeki düşük-açılı fay (Simav detachment fayı), kırılğan deformasyon gösteren allokon tavan kayalarından, milonitik ve milonitik olmayan taban kayalarını birbirinden ayırır (Işık ve Tekeli 2001).

Menderes Çekirdek Kompleksinde 4 genişleme yırtılma-makaslama zonları haritalanmıştır. Bunlar kuzeyden güneye; 1- Simav yırtılma zonu, 2- Alaşehir yırtılma zonu, 3- Büyük Menderes yırtılma zonu, 4- Kayabükü yırtılma zonu'dur (Şekil 3.1).

3.2. Çalışma Alanının Tektoniği

Çalışma alanı, Doğu-Batı doğrultulu Simav grabeninin kuzey kesiminde, Simav'ın kuzeyinden Menderes Masif'inin kuzeydoğu sınırına kadar uzanmaktadır (Şekil 3.1). Çalışma alanındaki düşük-açılı normal fay (Simav detachment fayı), non-milonitik ve milonitik çekirdek kayaların, kırılğan deforme olmuş allokon örtü kayalardan ayrıldığını, tipik bir çekirdek kompleksi özelliği göstermektedir (Işık ve Tekeli 2001). Çalışma alanındaki yüksek açılı normal faylar basamak yapısı oluşturarak horst-graben yapılarını oluşturmaktadır.



Şekil 3.1 Menderes Masifinin tektonik haritası (Işık ve Tekeli, 2004'ten değiştirilerek)

BÖLÜM DÖRT

CEVHERLEŞME

4.1. Cevherleşme

Bu bölümde, Karakoca Pb-Zn yatağındaki hidrotermal polimetalik cevherleşmelerin mineral parajenezleri, kimyaları, oluşum koşulları ve kökenleri ile ilgili veriler sunulmaktadır. Çalışma alanında polimetalik cevherleşmeler, Koyunoba (Karakoca) granodiyoriti içinde intraplutonik olarak gelişmiştir.

Polimetalik cevherleşmelerin birbirleriyle olan benzerlik ve ayrıcalıklarını saptamak amacıyla cevher mikroskobisi ve petrografi çalışmaları yapılmıştır.

Çalışma alanındaki sokulum granodiyoritinin yaşı, biotit ve muskovit üzerinde yapılan $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ izotop verileri baz alındığında granodiyoritin sokulum ve soğuma yaşının 23-20 my arasında olduğu savunulmaktadır (Işık ve Tekeli, 2004). Karakoca Pb-Zn cevherleşmeleri sokulum granodiyoritiyle eş yaşlı olup, bu cevherleşmelere Koyunoba (Karakoca) sokulum granodiyoriti neden olmuştur.

4.2. Polimetalik Cevherleşmeler

Karakoca Pb-Zn yatağındaki hidrotermal polimetalik cevherleşmeler kendi içinde zonlanma gösteren ve simetrisi olmayan bakışsız damar şeklindedir (Şekil 4.2). Cevherleşmeler Karakoca köyünün yaklaşık 3 km. B/KB'sında genellikle K-G doğrultulu fay hatlarını, D-B doğrultulu fayların kestiği noktalarda tektonik hatlar boyunca yerleşmişlerdir.

Bakışsız polimetalik ana damarın uzunluğu 1,5 km.'dir ve ana damara paralel uzunluğu 50-100 m. arasında değişen tali damarlar mevcuttur (Şekil 4.2). Ana cevher damarı, K 35° B doğrultulu ve yaklaşık olarak 65° GB eğimli fayla denetlenmektedir.

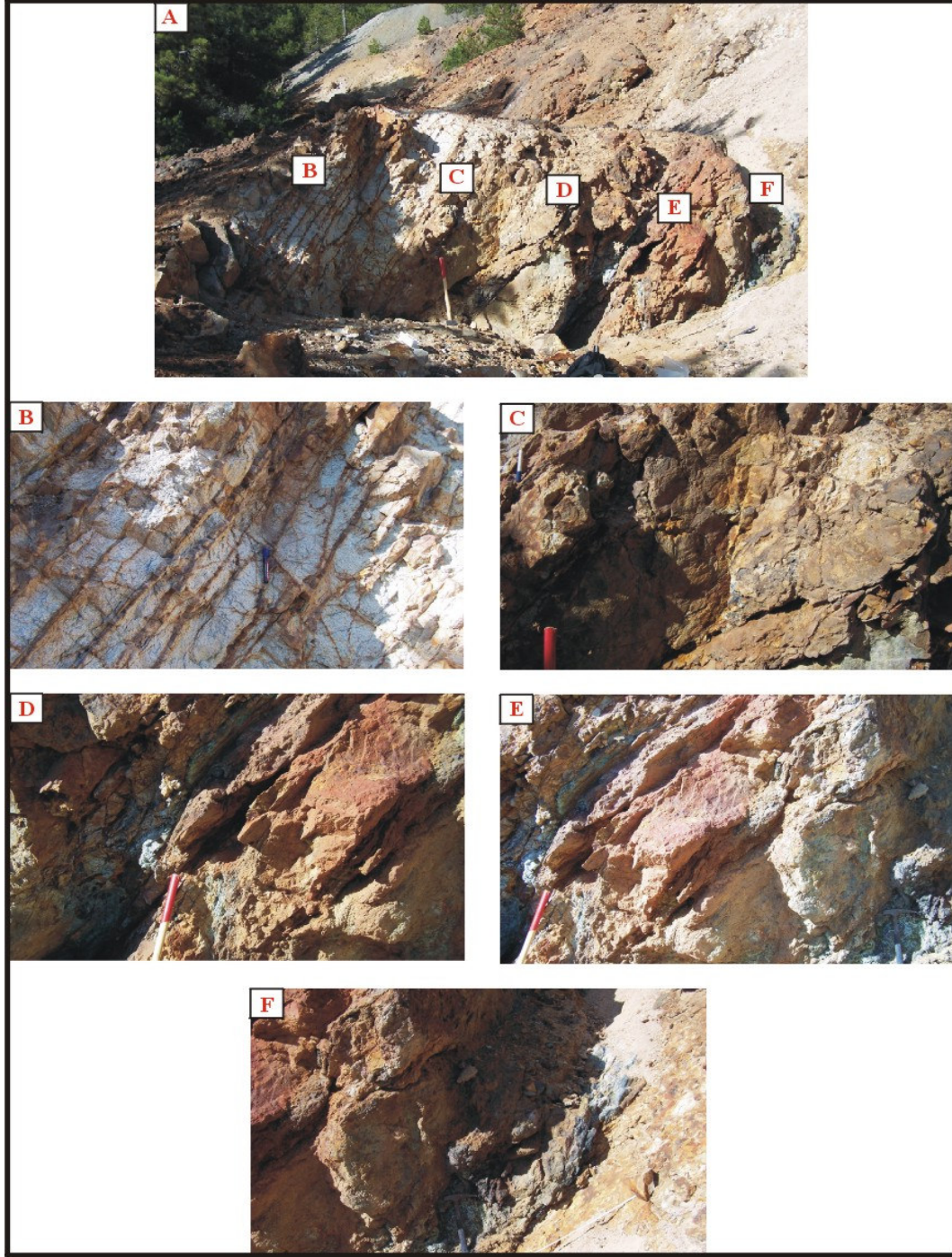
Cevher mineralleri, kuşaklı-zonlu bir yapı sunan bakışsımsız damarın taban bloğunda masif cevher, kolloform-krastiform cevher ve damarın tavan bloğunda (yan kayada) gelişen stokwork ve daha az oranda breşik cevherleşmeler şeklindedir (Şekil 4.1, Şekil 4.2). Kuşaklı-zonlu yapı sunan damarda işletilen başlıca cevher mineralleri galen ve sfalerittir. Kalkopirit ve Pirit parajenezde gözlenen diğer cevher mineralleridir. Gang minerali kuvars olup, cevher minerali ile birlikte kolloform-krastiform yapı sunmaktadır. Stokwork tipi cevher, hematit egemen, kataklastik yapılu pirit, az oranda galen ve kuvarstan ibarettir.

4.3. Bakışsımsız Polimetalik Damarın Zonlanması

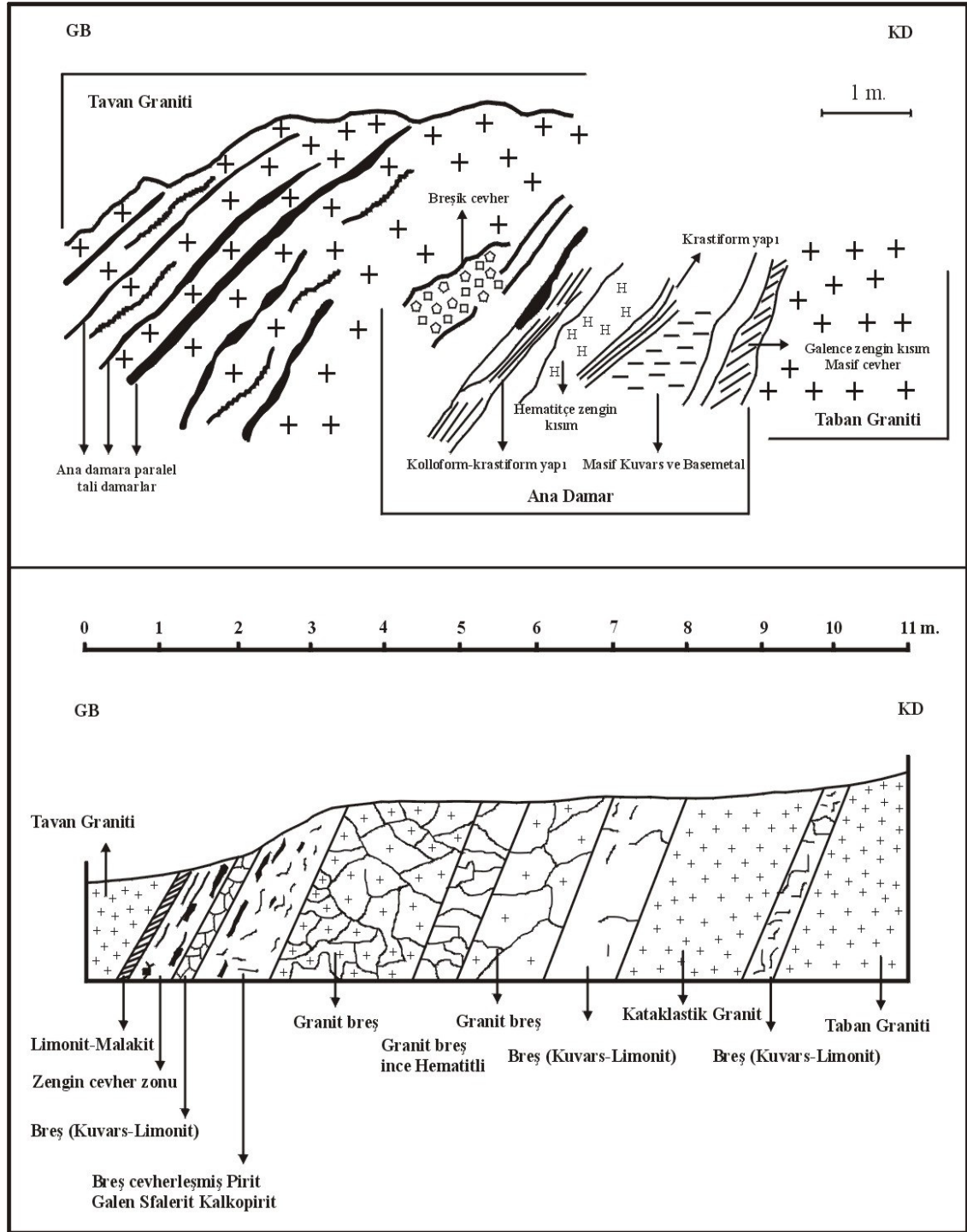
Koyunoba (Karakoca) graniti içinde gelişmiş olan Pb-Zn damarı kendi içinde kuşaklı-zonlu bir yapı sunmaktadır. Damar yan kayaktan (Koyunoba granodiyoriti) itibaren farklı minerolojik bileşim ve yapılardan oluşan bir zonlama göstermektedir.

Karakoca Pb-Zn yatağındaki polimetalik cevherleşmeler bakışsımsız damar tipindedir. Damarlardaki cevherleşmelerin bir kısmı masif (Şekil 4.3 B), bir kısmı yan kaya parçalarının cevherle çimentolandığı breşik tarzda (Şekil 4.3 A), bir kısmı ana damarın tavan bloğunda granodiyorit içinde stokwork tipi cevher ve bir kısmı da kolloform-krastiform yapı sunan birbiri ardına gelişmiş cevherleşmeler tarzındadır (Şekil 4.3 C, D, E). Masif cevherli zonlarda genelde galen başta olmak üzere sfalerit ve kalkopirit egemendir. Breşik zonda galen egemendir ve stokwork tipi zonlarda hematit egemen, kataklastik yapılu pirit, az oranda galen ve kuvars egemendir. Kolloform-krastiform zonlarında ise galen sfalerit ve kuvars egemendir.

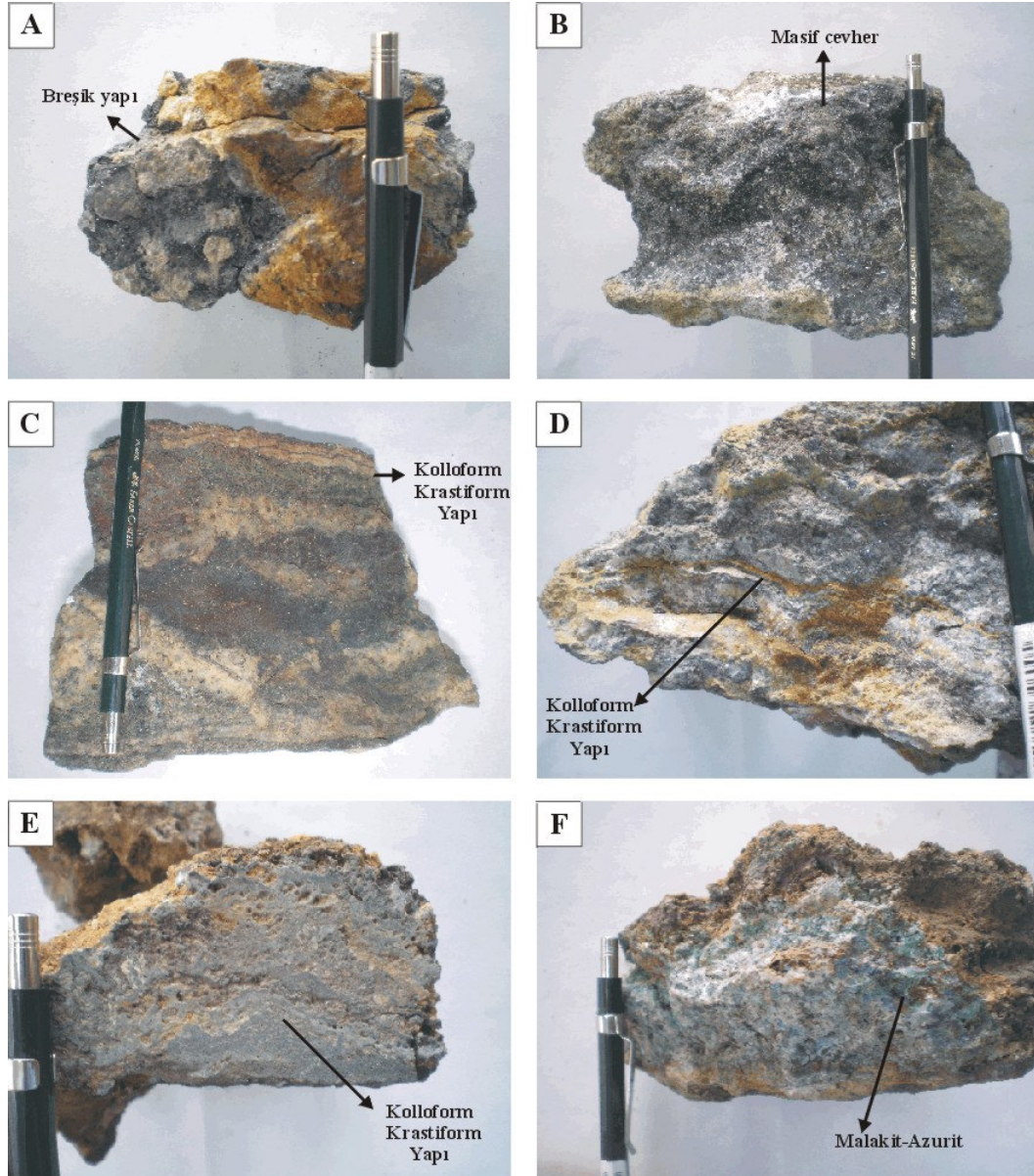
- I. Stokwork tipi cevherleşme: Damarın tavan bloğunda yan kaya granodiyorit içinde gelişen hematitin egemen olduğu cevherleşme
- II. Breşik cevherleşme: Granodiyoritten oluşan breş parçalarını çimentolayan galenin egemen olduğu cevherleşme
- III. Kolloform-Krustiform cevherleşme: galen-sfalerit ve kuvars egemen cevher
- IV. Kuvars ve Hematit egemen olduğu Kolloform-Krustiform oluşumu
- V. Galen, Sfalerit, Kalkopiritin egemen olduğu masif cevher (Şekil 4.1, Şekil 4.2).



Şekil 4.1 A) Damar zonundan bir görünüm, B) Stokwork tipi cevherleşme: Damarnın tavan bloğunda yan kaya granodiyorit içinde gelişen hematitin egemen olduğu cevherleşme, C) Breşik cevherleşme: Granodiyoritten oluşan breşik parçalarını çimentolayan galenin egemen olduğu cevherleşme, D) Kolloform-Krastiform cevherleşme: galen-sfalerit ve kuvars egemen cevher, E) Kuvars ve Hematitin egemen olduğu Kolloform-Krastiform oluşumu, F) Galen, Sfalerit, Kalkopiritin egemen olduğu masif cevher.



Şekil 4.2 Bakışsız polimetallik damarın zonlanmasını gösteren şematik kesit.



Şekil 4.3 A) Damarın üst çeperinde granitle olan kontakta gelişen ve granit parçalarının galenle çimentolandığı breşik yapı , B) Damarın alt çeperinde granitle olan kontakta gelişen masif cevher, C) Damarın kenar zonundan alınan pirit, kalkopirit, galen, bornit içeren el örneği ve bu zonda gelişmiş olan kolloform-krastiform yapı,, D) Damarın kenar zonundan alınan galen, bornit içeren el örneği ve bu zonda gelişmiş olan kolloform-krastiform yapı, E) Damarın üst kotlarından alınan kolloform-krastiform yapısının gözlendiği el örneği, F) Damarın üst kotlarından alınan pirit, galen, sfalerit, kalkopirit, hematit içeren el örneği, yüzeyel ayrışma sonucu bakırlı minerallerin bozulmasıyla gelişen malakit-azurit

4.4. Yan Kayaç

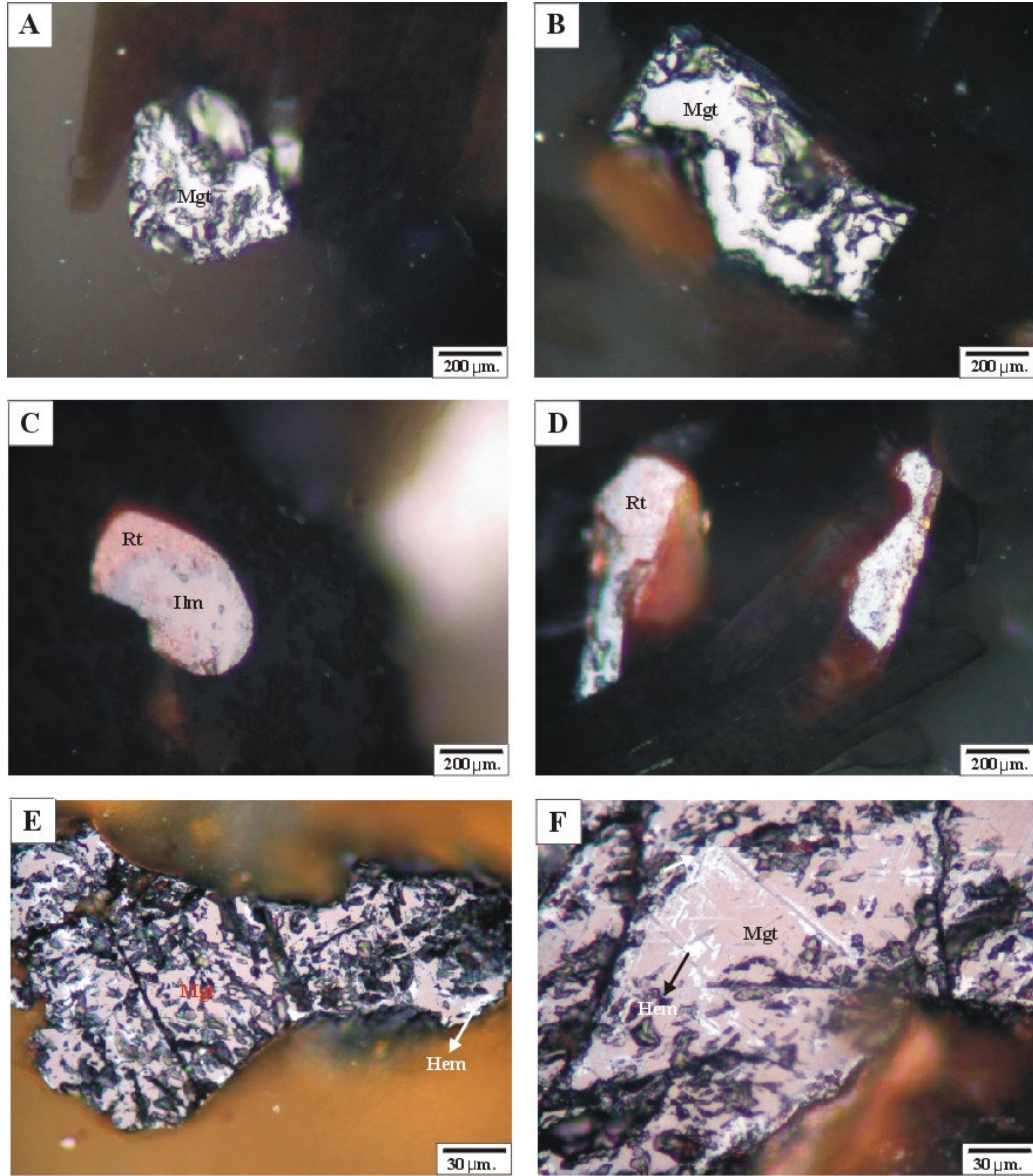
Karakoca Pb-Zn yatağı, hidrotermal bakışimsız polimetalik damar tipi cevherleşmesi, Koyunoba granodiyoriti içinde introplutonik olarak gerçekleşmiştir. Granodiyorit gri, yeşilimsi gri, bej, açık kahverengimsi, sarı renktedir. Granodiyoritte gelişmiş kırık-çatlak sistemleri ve makaslamayı gösteren ezilmiş zonlar mevcuttur. Plutonun içinde gelişen, aplit ve pegmatit daykları yaygındır. Granit holokristalin porfirik dokuda olup kuvars, K-feldspat, biyotit, muskovit, az oranda hornblend ve eser miktarda titanit, apetit, zirkon, manyetit, epidot, turmalin, ilmenit, rutil içerir.

Damarın tavan bloğundaki yan kayadan yoğun olarak ağsı bir yapıda stokwork şeklinde hematitin egemen olduğu, kataklastik pirit, az oranda galen ve kuvars cevherleşmesi ve yan kayaç parçalarını çimentolayan galenin egemen olduğu breşik tip cevherleşme meydana gelmiştir. Cevherleşmeyle ilişkili hipojen ve süperjen alterasyonlar sonucunda granit yer yer dayanımsız gevşek bir yapı sunmaktadır.

Manyetit, ilmenit ve rutil magmatitik döngüde, pegmatitlerde, pnömatolitik damarlarda gözlenen yüksek sıcaklıkta oluşa gelen minerallerdir (Şekil 4.4 A, B, C, D, E, F). Granitleşmeye bağlı olarak gelişen bu mineraller, cevherleşmenin pnömatolitik evresinde 400⁰ C'nin üzerinde yüksek sıcaklıkta meydana gelmiştir. Manyetitin kırık çatlak hatları boyunca (oktaedre yüzeyleri boyunca) düzenli veya düzensiz hematite dönüşümü yani martitleşmesi gözlenmektedir (Şekil 4.4 E, F). Rutilin, ilmeniti ornattığı gözlenir (Şekil 4.4 C).

4.5. Yan Kayaç Alterasyonu

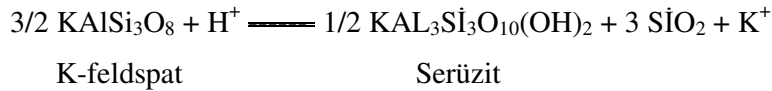
Cevherleşme öncesi hidrotermal alterasyon tipi ve yayılımı yatağın karakteristik özelliklerini, metalojenik ilişkisini ve hidrotermal akışkanların özelliklerini belirlemede çok önemli verilerdir. Damarların direkt kontağında yan kayaçta hidrotermal alterasyon meydana gelmektedir. Alterasyon yan kayacın silisleşmesi, kloritleşmesi, serüzitleşmesi ve killeşmesi şeklinde ortaya çıkmaktadır.



Şekil 4.4 A) Granodiyorit içinde gözlenen manyetit, B) Granodiyorit içinde gözlenen manyetit, C) Granodiyorit içinde gözlenen rutil ve ilmenit, rutilin ilmeniti ornatması, D) Granodiyorit içinde gözlenen rutil, E) Manyetitin kırık çatlak hatları boyunca (oktaedre yüzeyleri boyunca) düzenli veya düzensiz hematite dönüşümü yani martitleşmesi, F) Manyetitin kırık çatlak hatları boyunca (oktaedre yüzeyleri boyunca) düzenli veya düzensiz hematite dönüşümü yani martitleşmesi (Mgt: manyetit, Hem: hematit, Rt: rutil, Ilm: ilmenit).

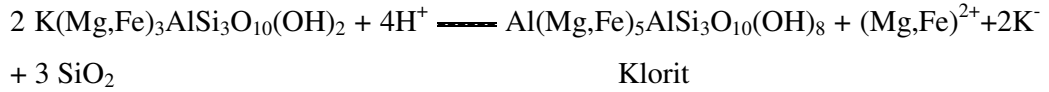
Serüzitleşme; Yan kayaç içinde bulunan K-feldspatların ve diğer bazı minerallerin serüzite dönüşmesi şeklinde gelişen bir alterasyon şeklidir. Bu dönüşüm sırasında; aşağıdaki reaksiyon ile serüzitin yanı sıra silis ve K^+ iyonları da açığa çıkmaktadır (Şekil 4.5 A).

K-feldspatın serüzitleşmesi;



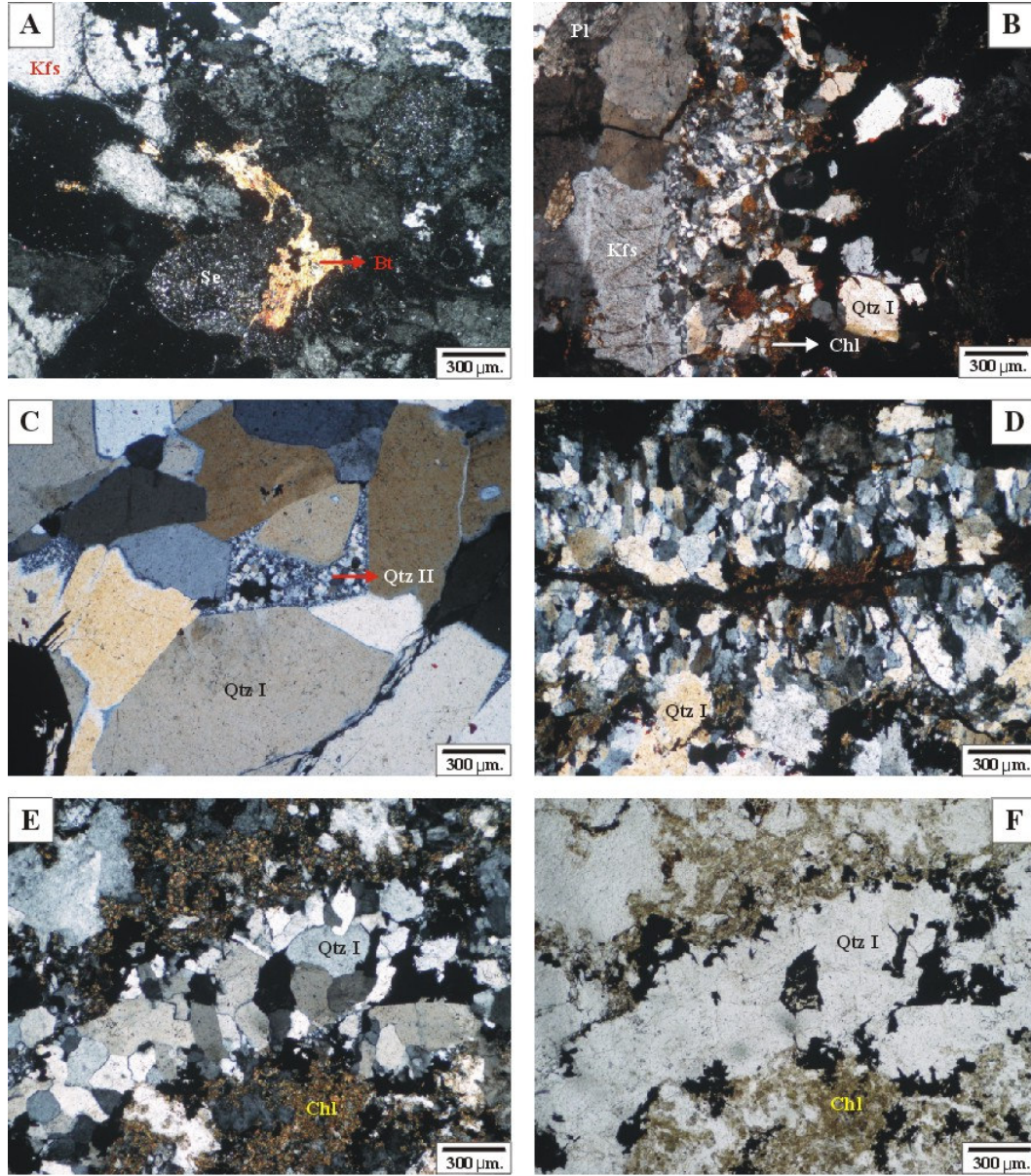
Kloritleşme; Yan kayaç içinde biyotit, amfibol, piroksen gibi mafik minerallerin klorite dönüşmesi şeklinde gelişen bir alterasyon şeklidir. Bu dönüşüm sırasında; aşağıdaki reaksiyon ile kloritin yanı sıra önemli miktarda silis ve K^+ iyonu açığa çıkabilmektedir (Şekil 4.5 B, E, F).

Biyotitin kloritleşmesi;



Killeşme; Yan kayaç içindeki feldspatların, muskovitlerin ve feldspatların dönüşüm yoluyla oluşmuş serüzitlerin kil minerallerine dönüşmesiyle oluşan alterasyon şeklidir.

Silisleşme; Yukarıdaki reaksiyonlar ve diğer bazı reaksiyonlar sırasında açığa çıkan ve/veya hidrotermal çözeltiler içinde iyonlar halinde taşınan silisin, diğer alterasyon mineralleriyle birlikte kırık ve çatlaklar boyunca uygun kimyasal koşullar altında ikincil kuvars veya opal şeklinde zenginleşmesiyle ortaya çıkan bir alterasyon şeklidir. Granit içinde silisleşmeye neden olan boşluk dolduran mikrokristalin kuvars ve mega kuvars (Şekil 4.5 C), tarak yapısında gelişmiş kuvars (Şekil 4.5 D) ve damar dolgusu şeklinde gelişmiş kuvarslar (Şekil 4.5 E, F) gözlenmektedir.



Şekil 4.5 A) Granit içinde gözlenen K-feldspatın serüitleşmesi ve biyotit (// N), B) Granit içinde gözlenen K-feldspat, kuvars, plajoklast ve klorit (// N), C) Silisleşmeye neden olan boşluk dolduran mikrokristalin kuvars ve mega kuvars (// N), D) Silisleşmeye neden olan tarak yapısında gelişmiş kuvars mineralleri (// N), E) Granit içinde gözlenen damar dolgusu şeklinde gelişmiş kuvarlar ve kloritleşme (// N), F) Granit içinde gözlenen damar dolgusu şeklinde gelişmiş kuvarlar ve kloritleşme (+ N), (Kfs: K-feldspat, Bt: Biyotit, Pl: Plajoklast, Chl: Klorit, Qtz: Kuvars, Se: Serüzit).

4.6. Cevher Mikroskobisi

Karakoca Pb-Zn yatağındaki kuşaklı-zonlu yapı gösteren bakışsız polimetalik damarda en bol bulunan cevher minerali, galen, sfalerit, pirit ve kalkopirittir. Bunun yanı sıra daha az oranda bornit, küpşit, fahlerz grubu (tetrahedrit-tenantit), kısmen martitleşmiş manyetit, ilmenit, rutil ve hematit izlenmektedir.

Damarlarda yüzeysel ayrışma sonucu ikincil mineral olarak limonit, malakit, azurit, kalkozin, kovellin, anglezit, götit ve serüzit minerallerine rastlanmaktadır.

Karakoca Pb-Zn yatağının mineral süksesyonu Tablo 4.1’de verilmiştir.

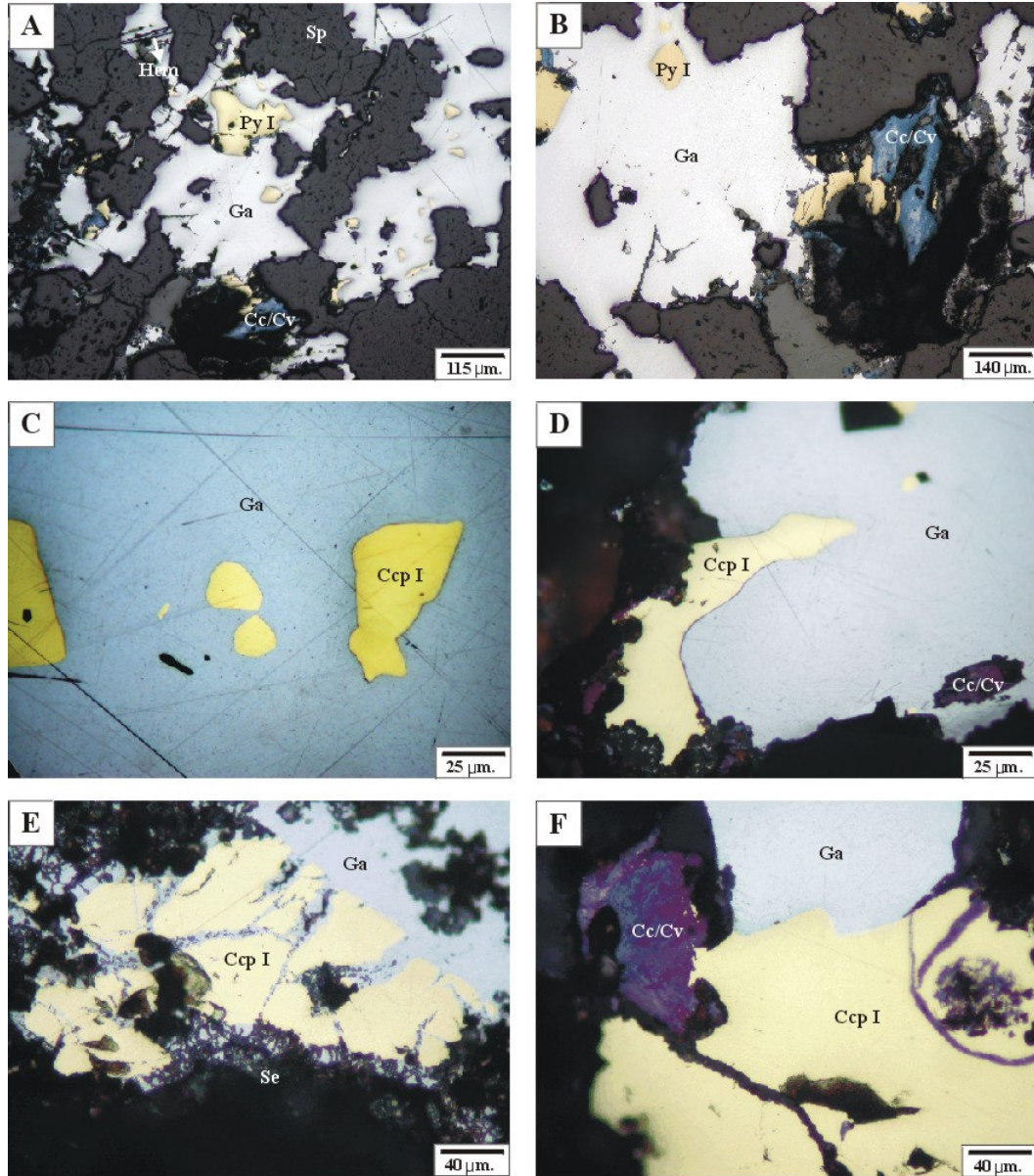
4.6.1. Pirit

Parajenezde iki kez tekrarlanmıştır. Pirit I genellikle öz, yarı öz şekilli yer yer 1 mm.yi bulan değişik tane boylarında gözlenmektedir (Şekil 4.6 A, B, Şekil 4.7 A, Şekil 4.8 A, B). En yaşlı sülfıt mineralidir. Diğer sülfıt mineralleri tarafından kalkopirit, sfalerit, galen tarafından ornatıldığı gözlenmektedir. Pirit I cevher minerali, galen içinde kapanımlar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.6 A, B). Bu gözlem pirit I’in galenden daha önce oluştuğunu kanıtlar. Pirit I, kenarları boyunca hematit minerali tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.7 A). Pirit I, hematit tarafından ornatıldığından parajenezde hematit’ten önce gelir. Tetrahedrit-tenantit mineralinin, pirit I’in gözeneklerini doldurduğu gözlenmektedir (Şekil 4.8 A). Bu yüzden pirit I, tetrahedrit-tenantit’ten daha önce gelişmiştir. Kalkopirit I içinde kapanımlar şeklinde gelişmiş olan pirit I cevher minerali gözlenmektedir (Şekil 4.8 B). Pirit I kapanımları içeren kalkopirit I parajenezde pirit I’den sonra gelişmiştir. Hematit’in, pirit I’in çatlak ve gözeneklerini doldurduğu gözlenmektedir (Şekil 4.8 F, Şekil 4.9 A). Pirit I’in çatlak ve gözeneklerini dolduran hematit, pirit I’den sonra gelişmiştir. Kalkopirit I ve kalkopirit II tarafından ornatılan pirit I, cevherleşmede kalkopirit I ve kalkopirit II’den önce gelişmiştir (Şekil 4.9 A, Şekil 4.13 B). Tektonizma sonucunda öz şekilli pirit I cevher mineralinde parçalanmalar ve kırılanmalar gözlenmektedir (Şekil 4.8 A). Cevherleşme aşamasında daha sonra gelişen Pirit II öz şekilsizdir (Şekil 4.7 B, C,

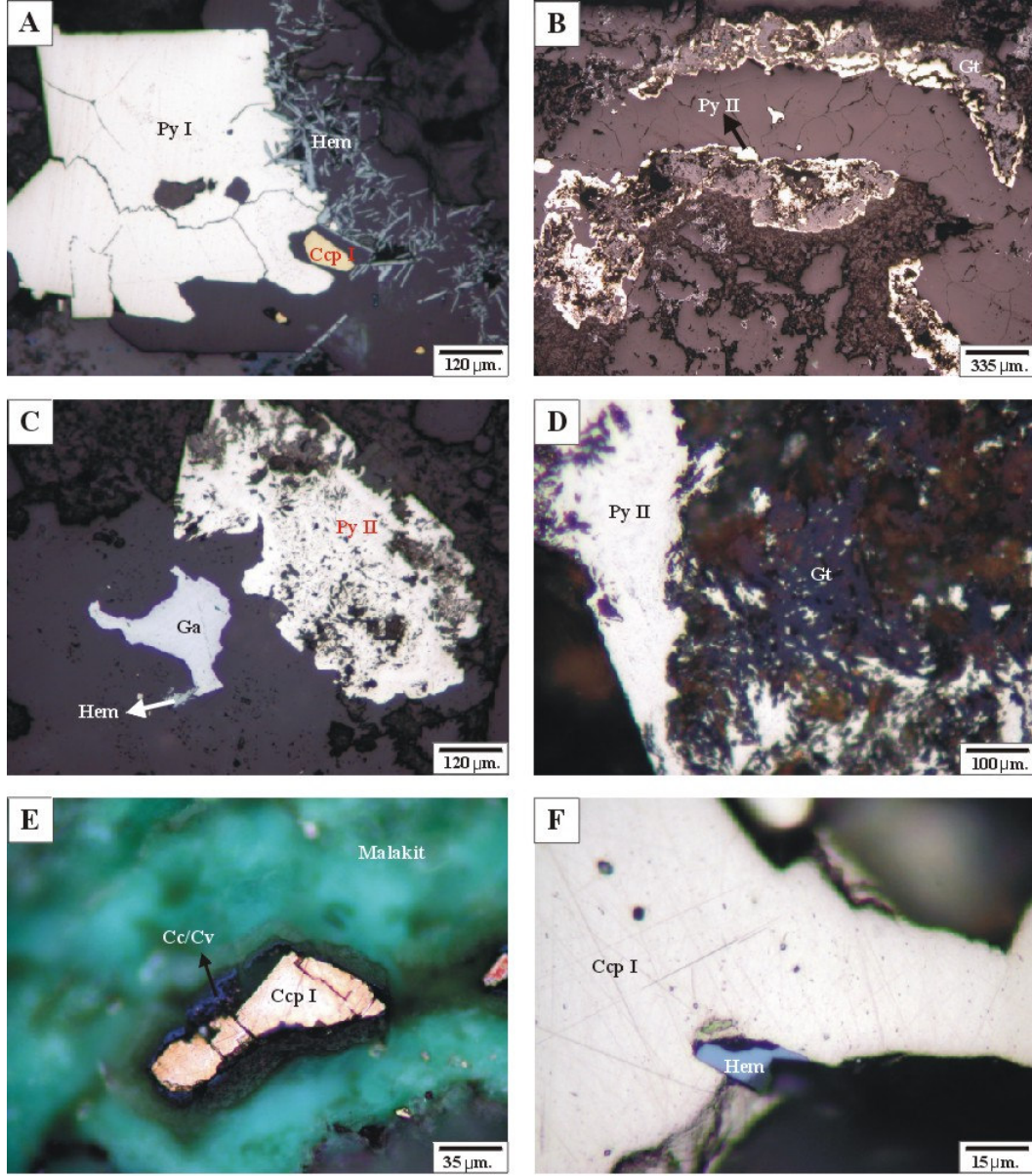
D). Parajenezde kuvars II'den sonra hematit'ten önce gelişmiştir. Daha düşük sıcaklıkta gelişmiş olan pirit II, hematit tarafından ornatılmış ve daha sonra hematitin ornatılmasıyla götite dönüşmüştür (Şekil 4.7 B, D). Götit içinde kalıntı Pirit II cevher minerallerine rastlanır. Parajenezin geç safhasında düşük sıcaklıkta meydana gelen öz şekilsiz Pirit II tanelerinin, götite dönüştüğü gözlenmektedir (Şekil 4.7 B, D). Piritler, kenar köşe ve kırık çatlak hatları boyunca kalkozin-kovallin tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.6 B).

4.6.2. Kalkopirit

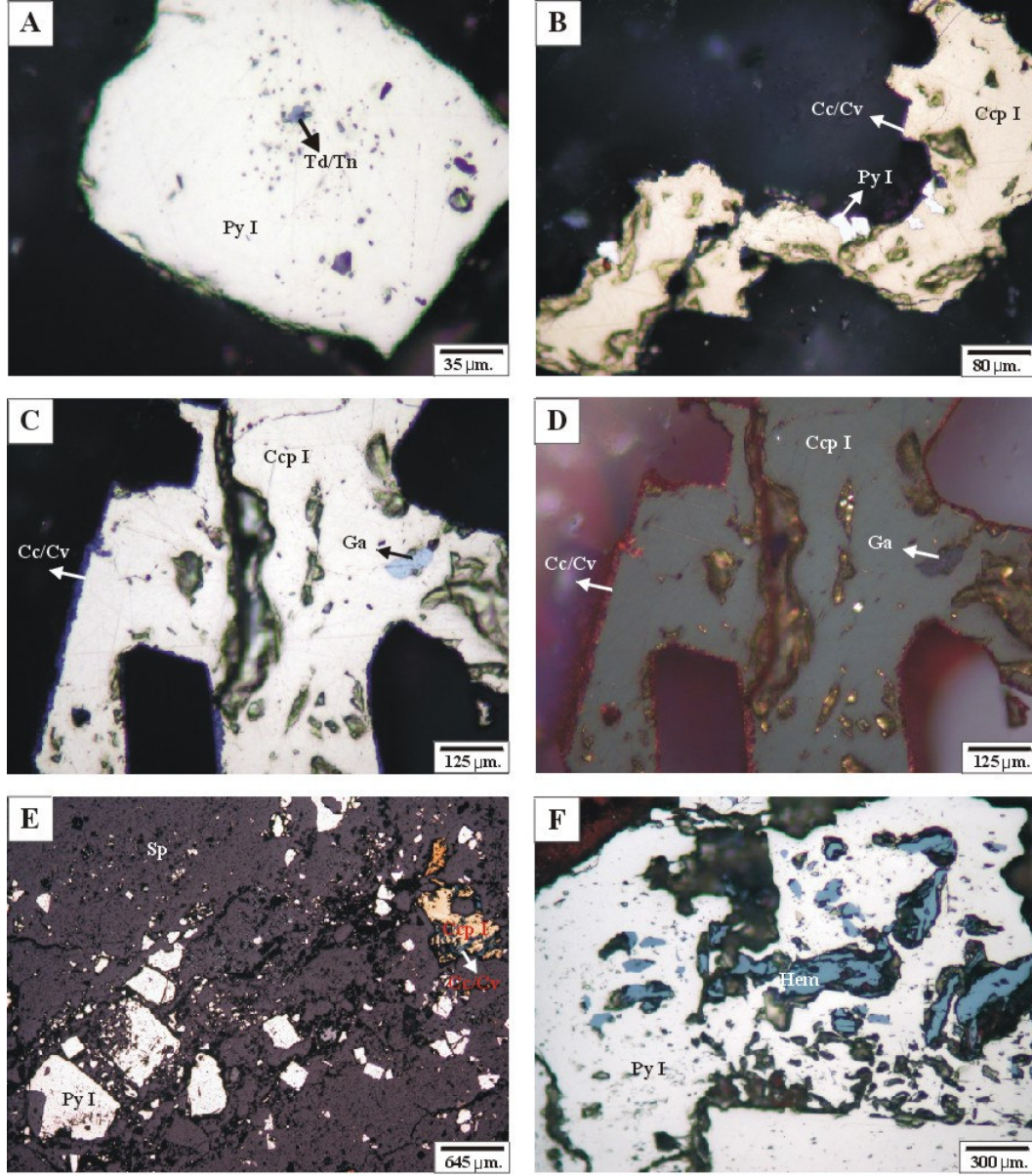
Parajenezde iki kez tekrarlanan kalkopirit cevher minerali, iri taneli, yarı öz şekilli, öz şekilsizdir. Kalkopirit I, parajenezde Pirit I'den sonra ve bornitten önce gelişen cevher mineralidir. Galen ve sfaleritten sonra en yaygın gözlenen sülfür mineralidir. Kalkopirit I, galen içinde kapanımlar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.6 A). Galen içinde kapanımlar şeklinde geliştiği için galenden daha önce oluşmuştur. Aynı zamanda yaygın olarak galen tarafından kenar köşe ve çatlakları boyunca ornatıldığı gözlenir (Şekil 4.6 E). Galen, kalkopirit I'in kristal kafesi boyunca üzerine geliştiği ve kalkopirit I'i ornattığı gözlenir (Şekil 4.6 D, F). Kalkozin- kovellinin, kalkopirit I'i kenar köşe ve çatlakları boyunca ornattığı gözlenmektedir (Şekil 4.6 F). Kalkopirit I'in kenarları boyunca hematit tarafından ornatıldığı gözlenmektedir (Şekil 4.7 F). Kenar köşe ve çatlakları boyunca kalkozin-kovellin tarafından ornatılan Kalkopirit I'in malakite dönüştüğü gözlenir (Şekil 4.7 E). Kalkopirit I'in gözeneklerini dolduran ve kenar köşe ve çatlakları boyunca ornatılan galen gözlenmektedir (Şekil 4.8 C, Şekil 4.9 E). Sfalerit içinde kalkopirit I kapanımları gözlenmektedir (Şekil 4.10 B, E, Şekil 4.11 C). Kalkopirit I'in kenar ve köşeleri boyunca tetrahedrit-tenantit ve bornit tarafından ornatıldığı ve küprite dönüştüğü gözlenir (Şekil 4.13 A, B, C, D). Bu gözlemler kalkopirit I'in galen, sfalerit, kalkozin-kovellin, hematit, bornit, tetrahedrit-tenantit cevher minerallerinden daha önce oluştuğunun kanıtıdır. Kalkopirit II özşekilsizdir, parajenezde sfaleritten sonra, kuvars II'den önce gelişmiştir. Kalkopirit II'nin pirit I'i ve galeni ornattığı gözlenmektedir (Şekil 4.9 A).



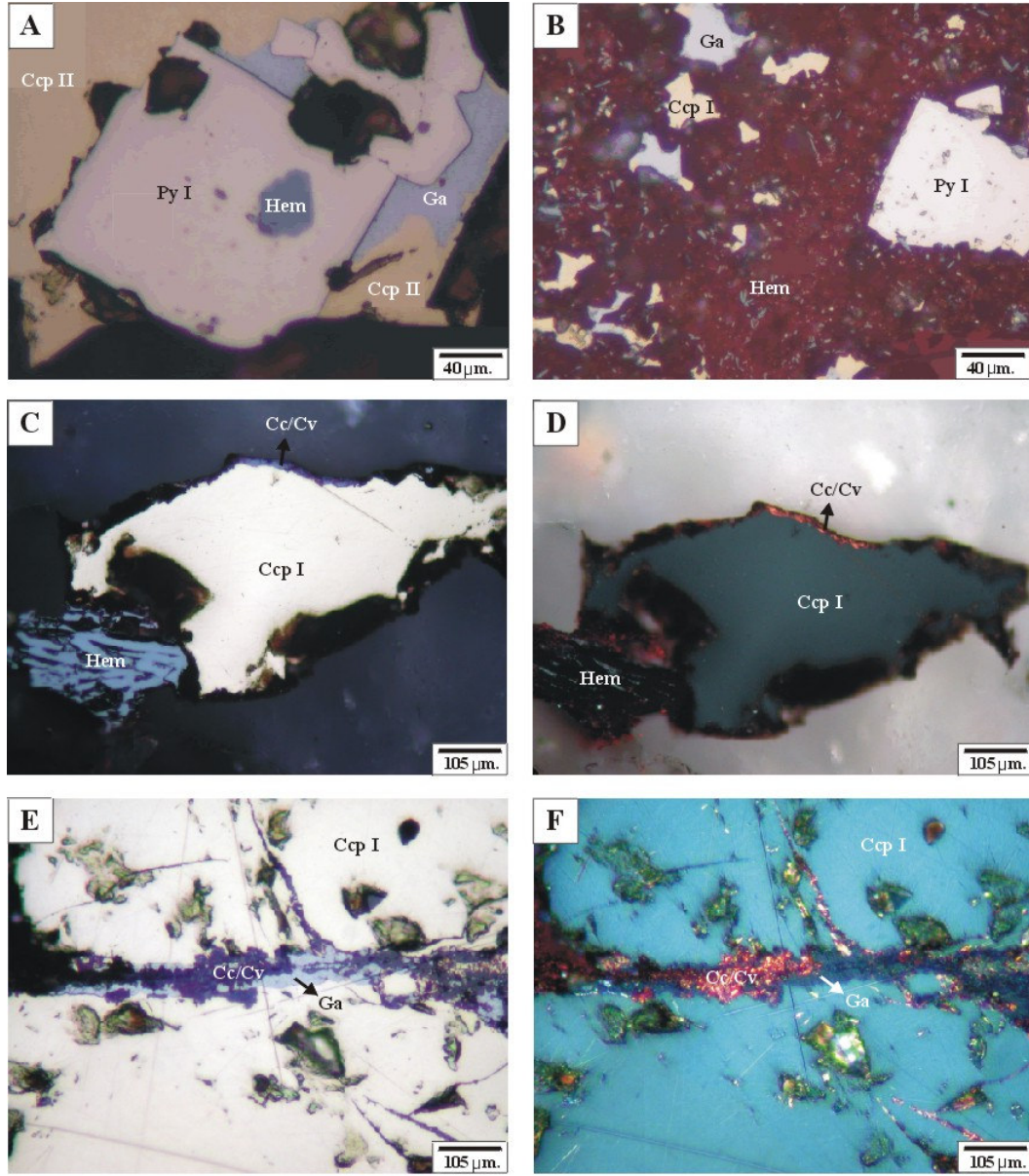
Şekil 4.6 A) Galen içindeki pirit I kapanımları ve galenin sfalerit tarafından ornatımı (yağda // N), B) Galen içindeki pirit I kapanımları ve pirit I'in kalkozin-kovellin tarafından ornatımı (yağda // N), C) Galen içindeki kalkopirit I kapanımları (yağda // N), D) Galenin kalkopirit I'i mineral sınırları boyunca ornatması ve kalkozin-kovellin tarafından ornatımı (yağda // N), E) Kalkopirit I'in kırık çatlakları boyunca galen tarafından ornatımı (yağda // N), F) Kalkopirit I'in kenarı boyunca galen tarafından ornatımı ve kenar köşe ve çatlakları boyunca kalkozin kovellin tarafından ornatımı (yağda // N) (Ga: galen, Ccp: kalkopirit, Cc/Cv: kalkozin-kovellin, Py: pirit).



Şekil 4.7 A) Öz şekilli pirit I'in kenarları boyunca çubuksu hematit tarafından ornatımı ve kalkopirit I minerali (yağda // N), B)Öz şekilsiz kolloform yapıdaki pirit II'nin götite dönüşümü (yağda // N), C) Öz şekilsiz pirit II ve galenin hematit tarafından ornatımı (yağda // N), D) Öz şekilsiz pirit II cevher mineralinin götite dönüşümü (yağda // N), E) Kalkopirit I'in kenarları boyunca kalkozin –kovellin tarafından ornatımı ve kalkopirit I'in malakite dönüşümü (yağda // N), F) Kalkopirit I'in kenarı boyunca kalkozin-kovellin tarafından ornatımı (yağda // N) (Ccp: kalkopirit, Cc/Cv: kalkozin-kovellin, Py: pirit, Gt: götit).



Şekil 4.8 A) Öz şekilli pirit I'in gözeneklerini dolduran tetrahedrit-tenantit minerali (yağda// N), B) Pirit I kapanımları içeren kalkopirite I ve kalkopirite I'in kenarları boyunca kalkozin-kovellin tarafından ornatımı (yağda // N), C) Kalkopirite I'in gözeneklerini dolduran galen ve kalkopirite I'in kenar ve köşeleri boyunca kalkozin-kovellin tarafından ornatımı (yağda // N), D) Kalkopirite I'in gözeneklerini dolduran galen ve kalkopirite I'in kenar ve köşeleri boyunca kalkozin-kovellin tarafından ornatımı (yağda + N), E) Tektonizma sonucu kırılan, parçalanmış öz şekilli pirit I minerali ve kalkopirite I (havada // N), F) Pirit I'in gözeneklerini, boşluk ve kovuklarını dolduran hematit (yağda // N) (Ga: galen, Ccp: kalkopirite, Cc/cv: kalkozin-kovellin, Py: pirit, Hem: hematit, Td/Tn: tetrahedrit-tenantit).



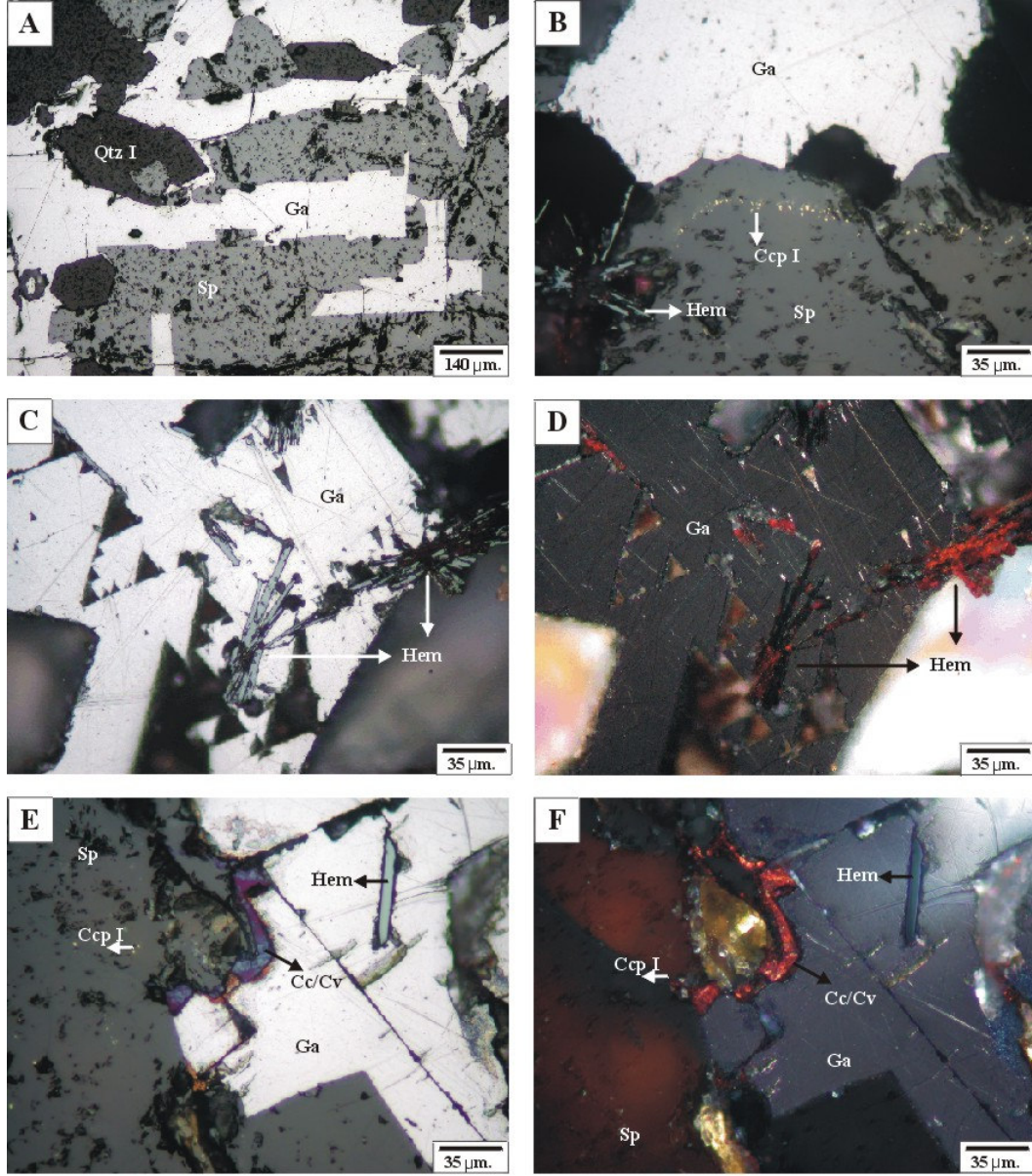
Şekil 4.9 A) Pirit I'nin gözeneklerini dolduran hematit, pirit I'yi mineral sınırları boyunca ornatın galen, pirit I ve galeni kenar ve köşeleri boyunca ornatın kalsopirit II (yağda // N), B) Öz şekilli pirit I, öz şekilsiz kalsopirit I, galen ve hematit (yağda // N), C) Kalsopirit I'nin kenar ve köşeleri boyunca kalsozin-kovellin ve hematit tarafından ornatımı (yağda // N), D) Kalsopirit I'nin kenar ve köşeleri boyunca kalsozin-kovellin ve hematit tarafından ornatımı (yağda + N), E) Kalsopirit I'nin kırık çatlaklarını doldurarak ornatın dolgu şekilli galen ve bu hatlar boyunca ornatın kalsozin-kovellin (yağda // N), F) Kalsopirit I'nin kırık çatlaklarını doldurarak ornatın dolgu şekilli galen ve bu hatlar boyunca ornatın kalsozin-kovellin (yağda + N), (Ga: galen, Ccp: kalsopirit, Cc/Cv: kalsozin-kovellin, Py: pirit Hem: hematit).

4.6.3. Galen

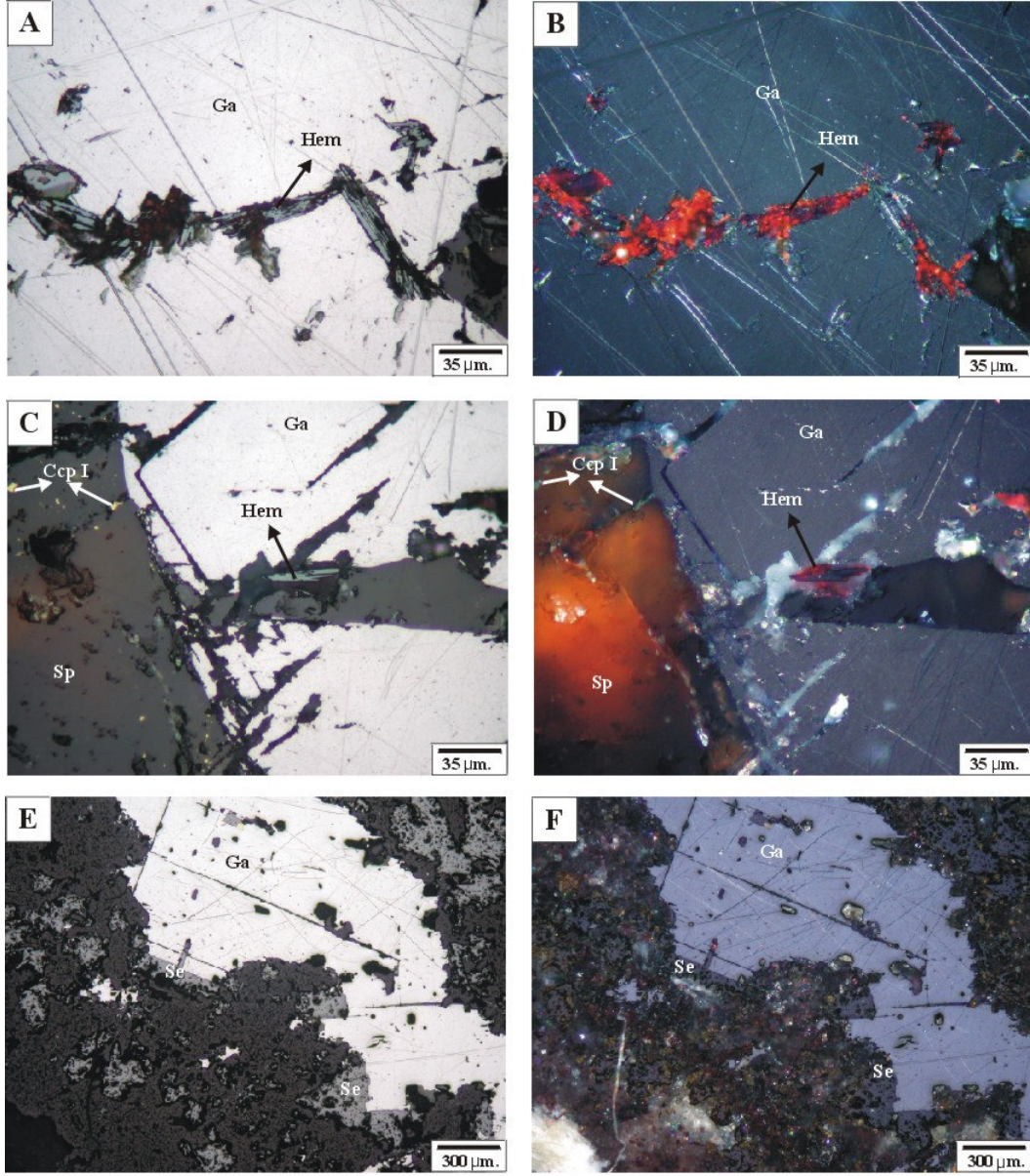
Yarı öz şekilli, öz şekilsiz olup, en yaygın gözlenen cevher mineralidir. Galen içinde pirit I ve kalkopirit I kapanımları gözlenmektedir (Şekil 4.6 A, B, C). Galen, kalkopirit I' i kenar köşe ve çatlakları boyunca ornatmaktadır (Şekil 4.6 E, F) ve kalkopirit I' in kristal kafesi boyunca üzerine gelişmektedir (Şekil 4.6 D). Galenin kalkopirit I' in gözeneklerini ve çatlaklarını doldurmaktadır (Şekil 4.8 C, Şekil 4.9 E). Pirit I' i ornatılan galen, kalkopirit II tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.9 A). İri kristalli olup, dilinimleri boyunca parlatmadan kaynaklanan kama şekilli üçgen yırtıklar galenin tipik özelliğini yansıtır (Şekil 4.10 C, D). Galenin sfalerit tarafından kenar köşe ve çatlakları boyunca ornatıldığı gözlenmektedir (Şekil 4.10 A, B, E, F, Şekil 4.11 C, D). Çubuksu hematit minerali galenin kenar köşe ve çatlakları boyunca boşluklarını ve kovuklarını doldurarak ornatır (Şekil 4.10 C, D, E, F, Şekil 4.11 A, B, C, D). Kenar kırıkları ve çevresi boyunca serüze dönüşür (Şekil 4.11 E, F). Kristal tane sınırları boyunca kalkozin-kovallin tarafından ornatıldığı gözlenir (Şekil 4.10 E, F). Cevherleşmenin geç evresinde kendisinden önce gelişen öz şekilli kuvars I' in kırık çatlaklarını doldurur (Şekil 4.10 A, Şekil 4.14 C). Geç evrede ise, kuvars II, yarı öz şekilli galenleri kuşatır (Şekil 4.14 E, F).

4.6.4. Sfalerit

Parajenezde galenden sonra kalkopirit II' den önce gelişen cevher mineralidir. Öz şekilsizdirler. Tane boyları aynı parlak kesitte bile değişim gösterir. Sarımsı-kahve ve beyazımsı-sarı iç yansımaları demir içeriğinin az olduğunu ve düşük sıcaklıkta oluştuğunu gösterir (Şekil 4.10 E, F, Şekil 4.11 C, D). Galeni çatlakları ve kenarları boyunca ornatıldığı, kenar köşe ve çatlakları boyunca kalkozin-kovellin tarafından ornatıldığı ve yer yer kalkopirit kapanımları içerdiği gözlenmektedir (Şekil 4.6 A, Şekil 4.10 A, B, E, F). Kuvars I' in boşluklarını yer yer doldurduğu gözlenmektedir. Kalkopirit kapanımı içeren sfaleritin, kristal kafesi boyunca galenin içine doğru büyüyerek galeni ornatıldığı gözlenir (Şekil 4.10 B). Çubuksu hematitlerin sfaleriti ornatıldığı gözlenmektedir (Şekil 4.10 B). Sfaleritin, galenin kırık ve çatlak hatları boyunca dolgu şekilli gelişerek galeni ornatıldığı gözlenir (Şekil 4.11 C).



Şekil 4.10 A) Galeni çatlakları boyunca ornatılan sfalerit, genel doku ve öz şekilli kuvars I gang minerali (havada // N), B) Kalkopirit I kapanımları içeren sfaleritin, galenin üzerine büyüyerek mineral sınırları boyunca ornatımı ve sfaleritin kenarları boyunca hematit tarafından ornatımı (yağda // N), C) Parlatmadan kaynaklanan kama şekilli üçgen yırtıklara sahip galeni kenar köşe ve çatlakları boyunca ornatılan çubuksu-levhamsı hematit (yağda // N), D) Parlatmadan kaynaklanan kama şekilli üçgen yırtıklara sahip galeni kenar köşe ve çatlakları boyunca ornatılan çubuksu-levhamsı hematit (yağda + N), E) Kalkopirit I kapanımları içeren sfaleritin galeni ornatması, galen ve sfaleritin mineral sınırları boyunca kalkozin-kovellinin ornatması, galenin levhamsı hematit tarafından ornatımı (yağda // N), F) Kalkopirit I kapanımları içeren sfaleritin galeni ornatması, galen ve sfaleritin mineral sınırları boyunca kalkozin-kovellinin ornatması, galenin levhamsı hematit tarafından ornatımı (yağda + N) (Ga: galen, Ccp: kalkopirit, Sp: sfalerit, Cc/cv: kalkozin-kovellin, Qtz: kuvars, Hem: hematit).



Şekil 4.11 A) Galenin kırık çatlak hattı boyunca levhamsı çubuksu hematit tarafından ornatılması (yağda // N), B) Galenin kırık çatlak hattı boyunca levhamsı çubuksu hematit tarafından ornatılması (yağda + N), C) Demir içeriği az olan sarımsı-kahve ve beyazımsı-sarı iç yansıtımları olan ve kalkopirit kapanımları içeren sfaleritin, galeni kırık çatlakları boyunca dolgu şekilli olarak ornatması, galen ve sfaleritin hematit tarafından ornatımı (yağda // N), D) Demir içeriği az olan sarımsı-kahve ve beyazımsı-sarı iç yansıtımları olan ve kalkopirit kapanımları içeren sfaleritin, galeni kırık çatlakları boyunca dolgu şekilli olarak ornatması, galen ve sfaleritin hematit tarafından ornatımı (yağda + N), E) Galenin mineral sınırları boyunca serüziite dönüşümü (havada // N), F) Galenin mineral sınırları boyunca serüziite dönüşümü (havada + N) (Ga: galen, Ccp: kalkopirit, Sp: sfalerit, Hem: hematit, Se: serüziit).

4.6.5. Kalkozin/Kovellin

Genelde kalkopirit ve bornitle beraber izlenir. Yer yer pirit I'in kenarlarını ornattığı gözlenmektedir (Şekil 4.6 B). Küçük tane boyuna sahiptir. Galeni kenar köşe ve çatlakları boyunca ornattığı gözlenmektedir (Şekil 4.6 D, Şekil 4.9 E, F). Kalkopirit I'i kenar köşe ve çatlakları boyunca ornattığı gözlenmektedir (Şekil 4.2 F, Şekil 4.7 E, Şekil 4.8 C, D, Şekil 4.9 C, D, E, F, Şekil 4.13 A,C).

4.6.6. Bornit

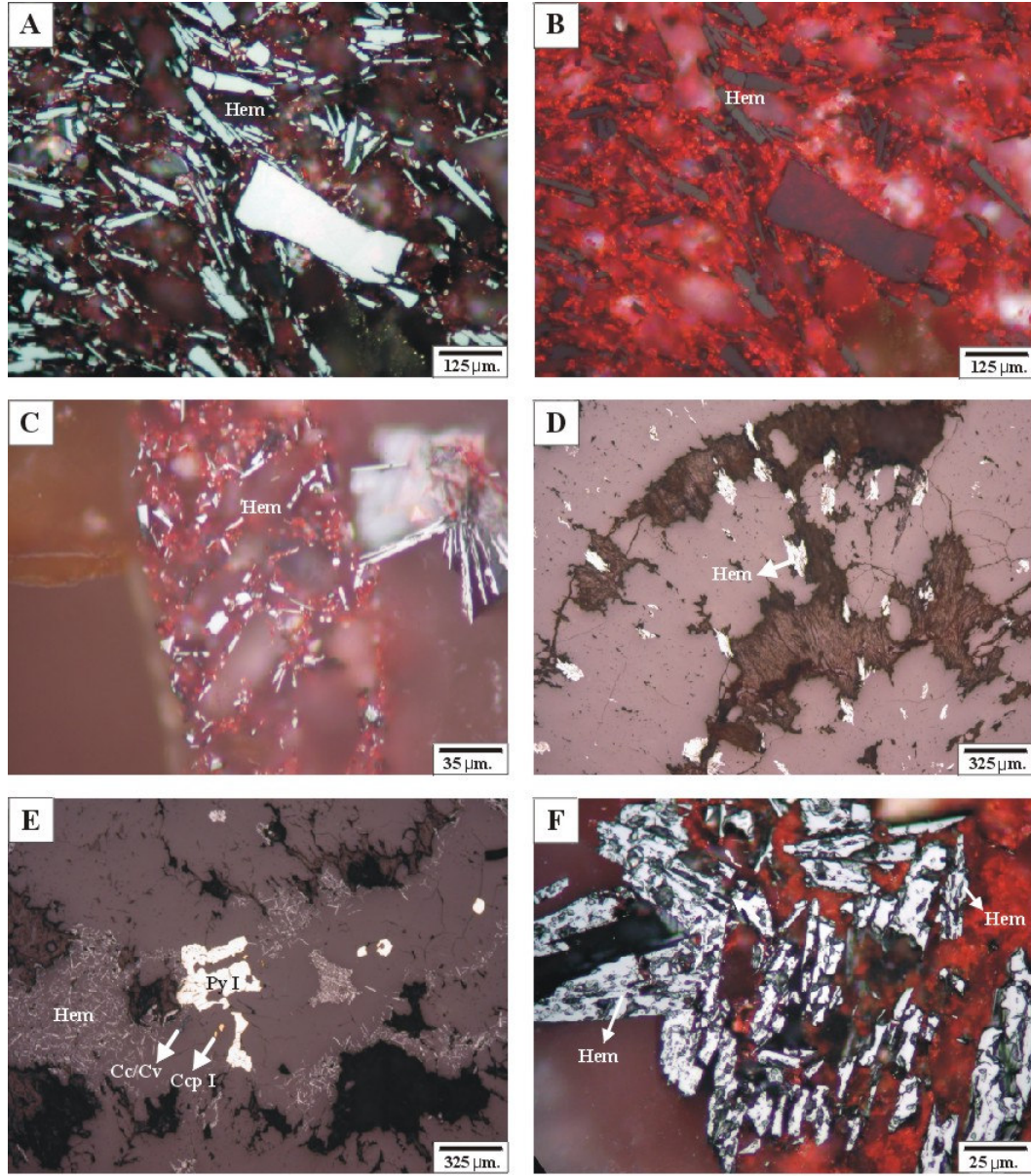
Çoğunlukla, kalkopirit I'le beraber gözlenmektedir. Tetrahedrit/tenantit mineralleriyle beraber kalkopirit I'in kenar köşe ve çatlakları boyunca ornattığı ve kapanım şeklinde olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.13 B, D).

4.6.7. Tetrahedrit/Tenantit

Genelde kalkopirit I ve bornitle beraber gözlenmektedir. Pirit I'in gözeneklerini doldurduğu gözlenmektedir (Şekil 4.8 A). Kalkopirit I'in kenarları boyunca kalkozin-kovallin ile dolgu şekilli geliştiği gözlenir (Şekil 4.13 A).

4.6.8. Hematit

Hematitlerin genellikle iğnemi çubuksu levhamsı şekilde olduğu gözlenmektedir (Şekil 4.12 A, B, C, E, F). Kolloform-krastiform yapılarının egemen olduğu bölgelerde ışınal hematit göze çarpar (Şekil 4.12 D). Hematitin, galenin kovuklarını ve boşluklarını doldurarak boşluk dolgusu şeklinde geliştiği ve galeni ornattığı gözlenmektedir (Şekil 4.10 C, E, Şekil 4.11 A, B, C, D). Pirit I ve kalkopirit I cevher minerallerinin hematit tarafından ornatıldığı gözlenmektedir (Şekil 4.7 A, F). Pirit I'in gözeneklerini doldurmaktadır (Şekil 4.8 F, Şekil 4.9 A). Damarsı şekilli oluşum gösterirler (Şekil 4.12 C). Sfalorit kenar ve köşeleri boyunca hematit tarafından ornatıldığı gözlenmektedir (Şekil 4.10 B, Şekil 4.11 C).



Şekil 4.12 A) Levhamsı çubuksu hematitler (yağda // N), B) Kırmızı turuncu iç yansımalarına sahip levhamsı çubuksu hematitler (yağda + N), C) Damar dolgusu şeklinde gelişmiş levhamsı çubuksu hematitler (yağda // N), D) Kolloform-krastiform yapılarda gelişmiş olan ışınal hematitler (havada // N), E) İğnemsiler olarak gelişmiş olan hematitler (havada // N), F) Levhamsı ve çubuksu hematitler (yağda // N) (Ccp: kalkopirit, Py: pirit, Hem: hematit, Cc/Cv: kalkozin-kovellin).

4.6.9. Küprit

Küprit, bakırlı minerallerin oksidasyon zonu ürünüdür ve kalkopirit I'le gözlenmektedir (Şekil 4.13 A, C).

4.6.10. Limonit/Götite

Pirit ve kalkopirit ayrışmasından meydana gelmiştir. Bunlara genellikle çatlak ve boşluklarda rastlanır (Şekil 4.13 E, F, Şekil 4.14 A, B, D). Pirit II'nin götite dönüşümü gözlenmektedir (Şekil 4.7 B, D).

4.6.11. Malakit/Azurit/

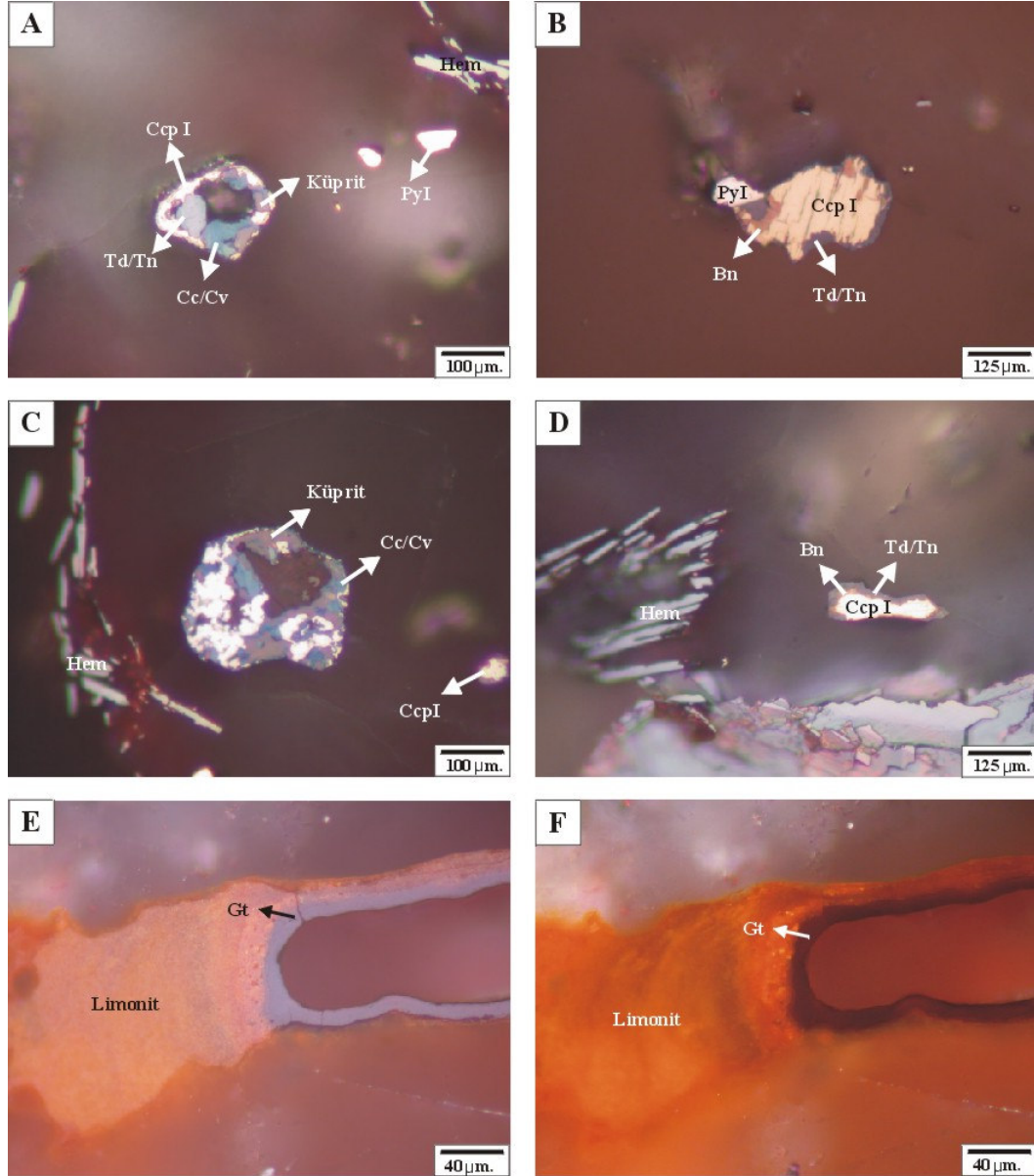
Cevher minerallerinin oluşumundan sonra yüzeysel ayrışma sonucu bakırlı minerallerin bozuşması sonucu oluşmuştur. Yeşil renkteki malakit kalkopirit I'in bozuşması sonucu oluşmuştur (Şekil 4.7 E).

4.6.12. Serüzit/Anglezit

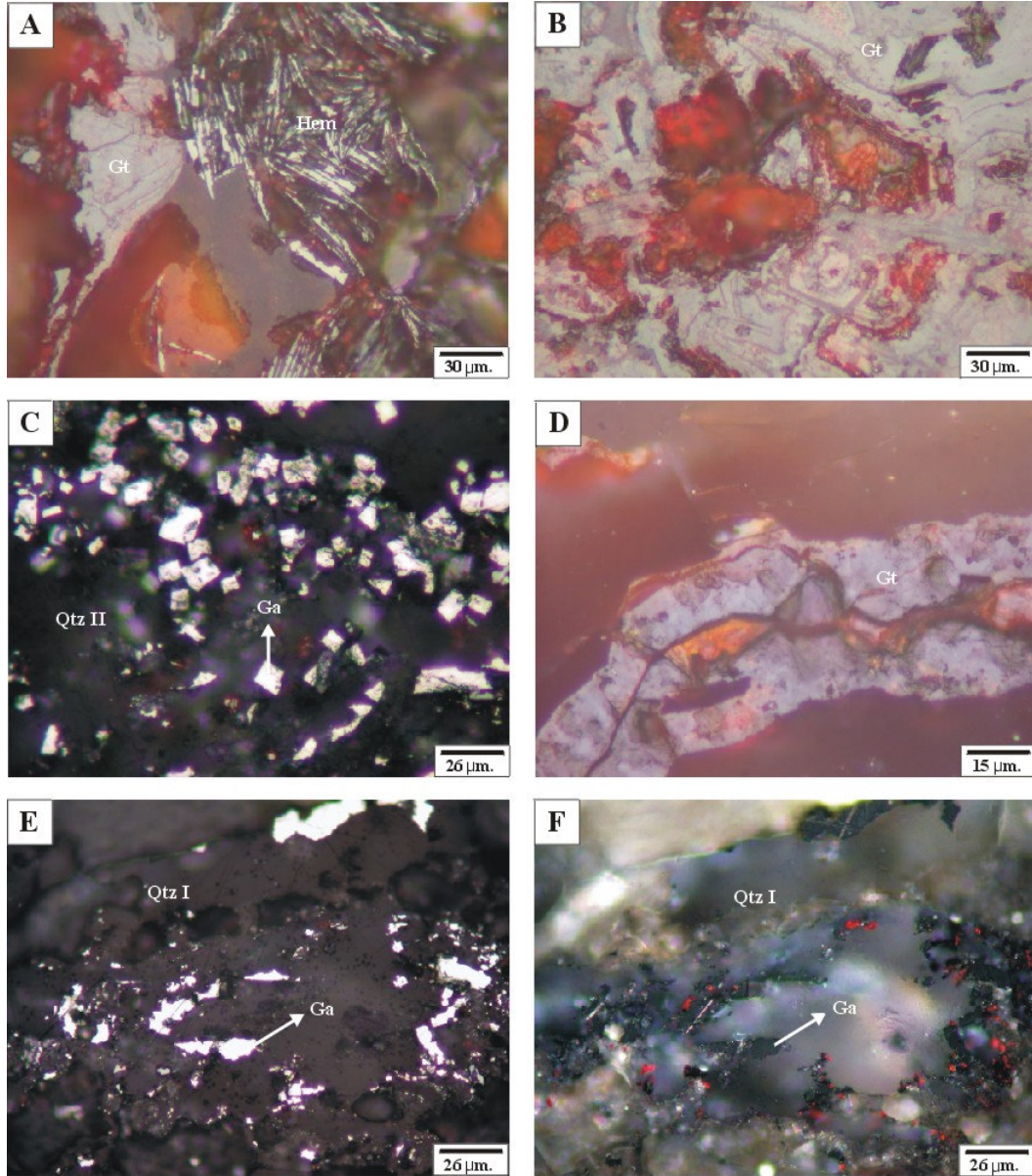
Galen cevher minerallerinin ayrışması sonucu oluşmuştur. Galenin kenar köşe ve çatlakları boyunca oluştuğu gözlenmektedir (Şekil 4.11 E, F).

4.6.13. Kuvars

Kuvars gang minerali parajenezde iki kez tekrarlanmaktadır. Öz, yarı öz şekilli, öz şekilsiz olarak gözlenmektedir. Galen, cevherleşmenin geç evresinde kendisinden önce gelişen kuvars kristallerinin kırık ve çatlaklarını doldurmaktadır (Şekil 4.14 E, F). Yer yer öz şekilli galenlerin kuvarsla çevrelendiği gözlenmektedir (Şekil 4.14 C). Sfalerit içinde gelişmiş altıgen öz şekilli kuvars taneleri gözlenmektedir (Şekil 4.10 A). Silisleşmeye neden olan boşluk dolduran kuvars (Şekil 4.5 C) ve taraksı yapıdaki kuvarslar (Şekil 4.5 D) cevherleşme öncesi ve sırasındaki hidrotermal süreç küresel ayrışma belirtmektedir.



Şekil 4.13 A) Kalkopirit I'in oksidasyonu sonucu gelişmiş olan küp rit ve kalkopirit I'i ornat an tetrahedrit-tenantit ve kalkozin-kovellin (yağda // N), B) Kalkopirit I ve pirit I'in mineral sınırları boyunca tetrahedrit-tenantit tarafından ornatımı ve kalkopirit I'in bornite dönüşümü (yağda // N), C) Kalkopirit I'in oksidasyonu sonucu gelişmiş olan küp rit ve kalkopirit I'i ornat an kalkozin-kovellin (yağda // N), D) Kalkopirit I'i mineral sınırları boyunca ornat an tetrahedrit-tenantit ve bornit (yağda // N), E) Götitin limonite doğru geçiş göstermesi, götit limonit ilişkisi (yağda // N), F) Götitin limonite doğru geçiş göstermesi, götit limonit ilişkisi (yağda + N) (Py: pirit Ccp: kalkopirit, Cc/cv: kalkozin-kovellin, Td/Tn: tetrahedrit-tenantit, Hem: hematit, Gt: götit, Bn: bornit).



Şekil 4.14 A) Piritlerden türeme götittin çubuksu hematitlerle iç içe büyümesi, götit-hematit ilişkisi (yağda // nikol), B) Kolloform yapıda gelişmiş olan götit (yağda // N), C) Öz-yarı öz şekilli galen cevher mineralinin kendisinden sonra gelişen kuvars II tarafından kuşatılması (yağda // N) , D) Piritlerden türeme götit (yağda // N), E) Öz şekilsiz galen cevher mineralinin kendisinden önce gelişen kuvars I gang mineralinin kırık ve çatlaklarını doldurması (yağda // N), F) Öz şekilsiz galen cevher mineralinin kendisinden önce gelişen kuvars I gang mineralinin kırık ve çatlaklarını doldurması (yağda + N) (Ga: galen, Ccp: kalkopirit, Sp: sfalerit, Cc/cv: kalkozin-kovellin, Td/tn: Tetrahedrit-tenantit, Hem: hematit).

4.6. Parajenez ve Süksesyon

Mikroskop incelemeleri sonucunda saptanan cevher ve gang mineralleri oluşum evreleri ve sıralarını aşağıdaki gibi yorumlamak mümkündür (Tablo 4.1). Batı Anadolu'daki diğer Pb-Zn yatakları arasındaki karşılaştırma ve bu yatakların oluşum mekanizması ve jenezi arasındaki ilişki Tablo 4.2'de verilmiştir.

Tablo 4.1 Karakoca Pb-Zn yatağının mineral süksesyon ilişkisi

EVRE	PNÖMATOLİTİK	HİDROTERMAL			OKSİDASYON SEMANTASYON
		I	II	III	
MİNERAL					
MANYETİT	-----				
İLMENİT				
RUTİL				
PİRİT I		-----			
KALKOPİRİT I		-----			
BORNİT		-----			
TETRAHEDRİT-TENANTİT				
KUVAR I		-----			
GALEN		-----	-----		
SFALERİT			-----	-----	
KALKOPİRİT II			-----	-----	
KUVAR II			-----	-----	
PİRİT II			-----	-----	
HEMATİT			-----	-----	
KÜPRİT					-----
KALKOZİN-KOVELLİN					-----
ANGLEZİT				
GÖTİT					-----
LİMONİT					-----
MALAKİT-AZURİT					-----
SERÜZİT					-----

Tablo 4.2 Batı Anadoludaki bazı önemli Pb-Zn-Cu-Ag yataklarının tipik özellikleri

Yatağın Adı	Yatağın Tipi	Yan Kayaç	Cevherleşme Tipi	Başlıca Elementler	Parajenez	
					Cevher	Gang
Balya	Damar	Dasit (Orta Eosen Miyosen)	Hidrotermal Prometasomatik	Pb-Zn	Magnetit Pirit Kalkopirit Bulanjerit Enarjit Bornit Bumonit Galen Sfalerit Tetrahedrit Orpiment Realgar Mn mineralleri Nabit Tellüryum	Kalsit Kuvars Flüorit Adularya
Arapuçurandere	Damar	Diabaz	Hidrotermal	Pb-Zn-Cu-Ag	Galen Sfalerit Kalkopirit Pirit Bismunt Tetrahedrit Prölosit Hematit Şeelit Malakit Magnetit Limonit Rutil	Kuvars Kalsit
Koru	Damar	Siferülitik Riyolit Alt-Orta Miyosen	Hidrotermal	Pb-Zn-Ag	Sfalerit Galen Pirit Kalkopirit Fahlerz Markazit Bornit Kalkozin	Barit Kuvars Karbonat
Kadıkalesi Girelbelen	Saçımlı veya masif doku Damar	Dolomitik Kçt Liyas Vulkanikler Miyosen	Hidrotermal Skarn	Pb-Zn-Cu	Pirit Sfalerit Kalkopirit Fahlerz Galen Bumonit	Kuvars
Karakoca ↓ Bu çalışma	Damar	Granodiyorit Tersiyer	Hidrotermal Pnömatolitik	Pb-Zn-Cu	Manyetit İlmenit Rutil Pirit Kalkopirit Bornit Fahlerz Galen Sfalerit Hematit Küprit Kalkozin Anglezite Göüt Limonit Malakit Sertizit	Kuvars Kovellin Azurite

BÖLÜM BEŞ

SONUÇLAR

Koyunoba (Karakoca) granodiyoriti içinde gelişmiş olan Pb-Zn damarı kendi içinde kuşaklı-zonlu bir yapı sunmaktadır. Damar yan kayaktan (Koyunoba granodiyoriti) itibaren farklı minerolojik bileşim ve yapılardan oluşan bir zonlama göstermektedir. Bakışsız polimetalik ana damarın uzunluğu 1,5 km.'dir ve ana damara paralel uzunluğu 50-100 m. arasında değişen tali damarlar mevcuttur. Ana cevher damarı, K 35⁰ B doğrultulu ve yaklaşık olarak 65⁰ GB eğimli fayla denetlenmektedir.

Karakoca Pb-Zn yatağındaki polimetalik cevherleşmeler bakışsız damar tipindedir. Damarlardaki cevherleşmelerin bir kısmı masif, bir kısmı yan kaya parçalarının cevherle çimentolandığı breşik tarzda, bir kısmı ana damarın tavan bloğunda granodiyorit içinde stokwork tipi cevher ve bir kısmı da kolloform-krastiform yapı sunan birbiri ardına gelişmiş cevherleşmeler tarzındadır. Masif cevherli zonlarda genelde galen başta olmak üzere sfalerit ve kalkopirit egemendir. Breşik zonda galen egemendir ve stokwork tipi zonlarda hematit egemen, kataklastik yapılu pirit, az oranda galen ve kuvars egemendir. Kolloform-krastiform zonlarında ise galen sfalerit ve kuvars egemendir.

Karakoca Pb-Zn-Cu yatağındaki cevherleşmelerde, manyetit, ilmenit, rutil, pirit, kalkopirit, galen, sfalerit, bornit, fahlerz grubu (Tetrahedrit-tenantit), hematit, küprit, kalkozin-kovellin, anglezit, götit, malakit-azurit, serüzit, limonit, gang minerali olarak kuvars belirlenmiştir.

Karakoca Pb-Zn-Cu yatağı, daha önceden kurşun-çinko madeni olarak işletilmiştir. Yatağın potansiyeli olan kurşun-çinko içeriğinin büyük çoğunluğu işletildiğinden, günümüzde kurşun-çinko madenciliği bu yatakta ekonomik olmayabilir. Fakat damarın taban bloğundaki bakır işletilmediğinden ve yataktaki bakır içeriği fazla olduğundan, bakır madenciliğinin potansiyeli olduğunu söylemek mümkündür.

KAYNAKLAR

- Akdeniz, N., ve Konak, N. (1979). *Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci yörelerinin jeolojisi*. yayınlanmamış MTA Raporu. No:6547.
- Bingöl, E. (1975). *Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi*. Ege Ülkeleri Jeolojisi V. Kolokyumu. 1-3.
- Bingöl, E. (1975). Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi. *MTA Dergisi*, (86), 14-35.
- Bingöl, E. (1977). Muratdağı jeolojisi ve anakayaç birimlerinin petrolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, (20), 13-66.
- Delaloye, M. ve Bingöl, E. (2000). Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and modelling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42, 241-268.
- Dora, Ö. (1969). Karakoca granit masifinde petrolojik ve metalojenik etüdler. *MTA Dergisi*, (58), 46-62.
- Ercan, T., Dinçel. A., Metin, S., Türkeran, A. ve Günay, E. (1978). Uşak yöresindeki Neojen havzalarının jeolojisi. *Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni*, (22), 185-198.
- Ercan, T., Günay, E. ve Savaşçın, M.Y. (1981). Simav ve çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanizmanın bölgesel yorumlanması. *MTA Dergisi*, (97), 86-101.
- Ercan, T., ve Türkeran, A. (1984). *Batı Anadolu-Ege Adaları-Yunanistan ve Bulgaristan'daki plütonların gözden geçirilişi*. Ketin Sempozyumu. 189-208.

- Ercan, T., Satır M., Sevin D. ve Türkecan A. (1997). Interpretation of radiometric ages data on Tertiary-Quaternary volcanic rocks in W Anotolia. *Min . Res. Explor. Bull.*,(19), 103-112.
- Erler, A. (1979). Karakoca (Simav-Kütahya) kurşun çinko yatağı kükürt izotoplarının incelenmesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, (22), 117-119.
- Harris, N. B. W., Kelley, S. ve Okay, A. I. (1994). Post-collision magmatism and tectonics in Nortwestern Anatolia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (117), 241-252.
- Hetzal, R. ve Reischman T. (1996). Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Masif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine*, (133), 565-572.
- Işık, V. ve Tekeli, O. (2001). Late orogenic crustal extension in the northern Menderes Masif (western Turkey): evidence for metamorphic core complex formation. *Journal of Earth Sciences*, (89), 757-765.
- Işık, V., Tekeli, O. ve Seyitoğlu G. (2004). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, (23), 555-566.
- İlbeyli, N., Aydoğan, S.M., Akıncı, O. ve Özgenç İ. (2006). Geochemical constraints on the genesis of collision-related intrusive rocks from western Anatolia, Turkey. *Int. J. Earth Sci.*
- Irvine, N. ve Baragar, W.R.A. (1971). A guide chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, (8), 523-548.
- Kalafatçioğlu, A. (1964). Tavşanlı-Dağardı bölgesinin jeolojisi ve serpantinlerle kalkerlerin yaşı hakkında not. *MTA Dergisi*, (58), 46-62.

- Kaya, O. (1972), Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri. *TJK Bülteni.*, (15), 26-108.
- Lips, A.L.W., Cassard, D., Sözzbilir, H. ve Yılmaz, H. (2001). Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *International Journal of Earth Sciences*,(89), 781– 92.
- Okay, A.İ. (1984). *KB Anadolu’da yer alan metamorfik kuşaklar*. Ketin Sempozyumu. 83-92.
- Okay, A.I., ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of Northern Turkey, In The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpin Orogen. *Geological Society of London*, Special Publication. 156, 475-515.
- Okay, A.I., Tansel, İ. ve Tüysüz, O. (2001). Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous-Lower Eocene sedimentary record of Western Turkey. *Geol. Mag.*, 138 (2), 117-142.
- Oygür, V. ve Erler, A. (2000). Simav grabeninin metalojenisi (İç-Batı Anadolu, Türkiye). *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 43(1), 7-19.
- Seyitoğlu, G. (1997). The Simav Graben: an example of young E-W trending structures in the late Cenozoic extensional system of western Turkey. *Tr Journal of Earth Sciences*, (6), 135-141.
- Sherlock, S., Kelley, S., Inger, S., Harris, N. ve Okay, A. (1999). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr geochronology of high pressure metamorphism and exhumation history of the Tavşanlı Zone, NW Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (137), 46-58.
- Şengör, A.M.C. (1984). *Menderes Masifi’nde tektonik olayların zamanlaması ve sonuçları*. Ketin Sempozyumu. 93-94.

Şengör, AMC., Satır M. ve Akkök, R. (1984). Timing of tectonic events İn the Menderes Masif western Turkey: implications for tectonic evulation and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, (3), 693-707.

Yılmaz, Y. (1997). *Türkiye'nin jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi*. Ketin Sempozyumu. 63-81.

Yılmaz, Y. (1997). *Geology of Western Anatolia. Active Tectonics of Northwestern Anatolia-The Marmara Poly-Project*. Zurich. 31-53.