

T.C.

NİĞDE ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

KARAMADAZI (YAHYALI-KAYSERİ) MANYETİT YATAĞININ

MİNERALOJİK PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL

İNCELENMESİ

ALİ UZUMER

Ocak 2016

T.C.
NİĞDE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

KARAMADAZI (YAHYALI-KAYSERİ) MANYETİT YATAĞININ
MİNERALOJİK PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL
İNCELENMESİ

ALİ UZUMER

Yüksek Lisans Tezi

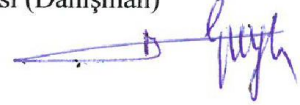
Danışman

Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU

Ocak, 2016

Ali UZUMER tarafından Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU danışmanlığında hazırlanan 'Karamadazı (Yahyalı-Kayseri) manyetit yatağının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi' adlı bu çalışma jürimiz tarafından Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan : Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU Niğde Üniversitesi (Danışman)



Üye : Yrd. Doç. Dr. Alican ÖZTÜRK Selçuk Üniversitesi



Üye : Yrd. Doç. Dr. F. Zafer ÖZGÜR Niğde Üniversitesi



ONAY:

Bu tez, Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulunca belirlenmiş olan yukarıdaki jüri üyeleri tarafından/...../20.... tarihinde uygun görülmüş ve Enstitü Yönetim Kurulu'nun/...../20.... tarih ve sayılı kararıyla kabul edilmiştir.

...../...../20...

Doç. Dr. Murat BARUT
MÜDÜR

TEZ BİLDİRİMİ

Tez içindeki bütün bilgilerin bilimsel ve akademik kurallar çerçevesinde elde edilerek sunulduğunu, ayrıca tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.



Ali UZUMER

ÖZET

KARAMADAZI (YAHYALI-KAYSERİ) MANYETİT YATAĞININ MİNERALOJİK PETROGRAFİK VE JEOKİMYASAL İNCELENMESİ

UZUMER, Ali

Niğde Üniversitesi

Fen Bilimleri Enstitüsü

Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı

Danışman : Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU

Şubat, 2016, 88 sayfa

Bu çalışma, Yahyalı ilçesinin (Kayseri) yaklaşık 10 km kuzeybatısında yer alan Karamadazı manyetit-skarn yatağının incelenmesini kapsamaktadır. Eosen-Oligosen sırasında sokulum yapan granodiyorit Permiyen kireçtaşlarının dokanaklarında manyetit-skarnlarını oluşturmuşlardır. Granodiyorit; kuvars, K-feldispat (ortoklas, mikroklin), plajiyoklas (oligoklas-andezin), biyotit, klorit, apatit, titanit minerallerinden oluşmaktadır. Skarn zonları, granodiyoritten itibaren diyopsit, andradit ve epidottun yoğun olduğu endoskarn, ekzoskarnlar ise, endoskarn zonundan itibaren kireçtaşına doğru, Piroksen-granat-epidot, aktinolit ve kuvars, kalsit, aktinolitlerden oluşur. Skarn zonlarının belirleyici ana mineralleri andradit ve diyopsit bileşimindedir. Skarn zonları, %39,98 - 43,96 SiO₂, %8.904 – 16.02 Fe₂O₃, %0,272 - 0,56 Co, 162,5 ppm Sr ve 31 ppm Zn içeriğine sahiptir. Manyetit yatağının tenörü % 54 Fe ve % 1,7 S; görünür rezervi 6,4 milyon tondur. Diğer cevher mineralleri ise, pirit, kalkopirit ve pirotindir. Cevher mikroskop incelemelerinde iki farklı cevherleşmenin olduğu, bunlardan ilkinin manyetit, pirotin, kalkopirit ve pirit (ilk oluşan) mineral parajenezine sahip olup, bu minerallerin biri biri içerisinde kapanım olarak bulunmaları, bunların aynı zamanda oluştuklarına işaret etmektedir. Son evrede ise, pirit, kalsit ve kuvarsdan oluşan, skarn ve manyetit içindeki çatlakları ve boşlukları dolduran sülfid cevherleşmesidir.

Anahtar kelimeler: Skarn, skarn mineralleri, manyetit, Yahyalı-Karamadazı demir yatağı

SUMMARY

MİNERALOGICAL-PETROGRAPHICAL AND GEOCHEMICAL STUDY OF THE MAGNETITE DEPOSIT AT KARAMADAZI (YAHYALI-KAYSERİ)

UZUMER, Ali

Nigde University

Graduate School of Natural and Applied Sciences

Department of Geological Engineering

Supervisor: Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU

February, 2016, 88 pages

This study contains the investigation of magnetite skarn deposit developed at the contact of Karamadazi iron deposit, located approximately 10 km northwest of Yahyalı-Kayseri. Granodiorite which intruded during the Eocene-Oligocene effected the Permian limestones and formed the Karamadazi magnetite-skarn deposits. Granodiorite in composition and consists mainly of quartz, K-feldspar (or, mic), plagioclase (oli-an), biotite, chlorite, apatite, titanite. Skarn zones are endoskarn zone consists of diopside andradite and epidote from granodiorite, while exoskarn zone consists of pyroxene-garnet-epidote, actinolite, quartz, calcite, actinolite from endoskarns zones to the limestone. The main determined of minerals skarn zones garnets are andradite and pyroxenes are diopside in composition. Skarn zones show %39.98 to 43.96, SiO₂,% 8.904 – 16.02 Fe₂O₃, while magnetite ore samples have 27.57% - 98.05% Fe and 0.272 - 0.56 Co, 162,5 ppm Sr and 31 ppm Zn anomalies. The tenor of magnetite deposit is 54% Fe and 1,7% S; proven reserve is 6,4 million tons. There are two different ores determined in ore microscope investigations. The first one has a paragenesis of garnet, clinopyroxene, magnetite, pyrotine, chalcopyrite and pyrite (first occurred). These minerals are occurred as inclusions one in another. This situation shows that they occurred at the same time. At the final stage, sulfides mineralization composed of quartz, calcite, pyrite and sulphide melt filled the cracks and gaps in the skarn and magnetite.

Keywords: Scarn, skarn minerals, magnetite, Yahyalı-Karamadazi skarn deposit

ÖNSÖZ

Bu yüksek lisans çalışmasında, ekonomik düzeyde olan ve günümüzde işletilerek Ülke ekonomisine katma değer katan Karamadazı manyetit yatağının mineralojik, petrografik ve jeokimyasal incelemeleri yapılmıştır. Arazi çalışmaları ile derlenen numunelerden ince ve parlakkesitler hazırlanarak bunların mineralojik petrografik incelemeleri, SEM analizleri yapılmıştır. Günümüz yeni teknolojilerinden faydalanarak “Raman Spektrometre” analizleri ile mineral tayinleri gerçekleştirilmiştir. Bunlara ilaveten, Jeokimyasal analizlerle yatağın element dağılımları ile bunların grafiksel yorumlanmaları yapılmıştır.

Yüksek lisans tez çalışmamın yürütülmesi esnasında, çalışmalarına yön veren, bilgi ve yardımlarını esirgemeyen ve bana her türlü desteği sağlayan danışman hocam, Sayın Prof. Dr. İbrahim ÇOPUROĞLU'na en içten teşekkürlerimi sunarım. Yüksek lisans tez çalışmam esnasında tecrübelerine başvurduğum, yaptığı jeokimyasal analiz ve yorumlarıyla bu çalışmaya büyük katkı sağlayan Prof. Dr. Yusuf Kaan KADIOĞLU'na,(Ankara Üniversitesi), SEM incelemelerini yapan Doç. Dr. Oğuzhan ÇOPUROĞLU'na (Hollanda) ile başta Bölüm Başkanımız Prof. Dr. Mehmet ŞENER ve Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyelerinden Yrd. Doç. Dr. F. Zafer ÖZGÜR, Yrd. Doç. Dr. Ali TÜRÜKLÜ'ye müteşekkir olduğumu ifade etmek isterim. Bu tezin hazırlanması esnasında sık sık yardımlarına başvurduğum kıymetli meslektaşlarım Jeo. Yük. Müh. Alperen ŞAHİNOĞLU'na da, çok teşekkür ederim.

Bu tezi, sadece bu çalışmam boyunca değil, tüm öğrenim hayatım boyunca maddi ve manevi koruyuculuğumu üstlenen babam Mikail UZUMER' e, annem Neriman UZUMER'e ve kardeşim Meryem BUDAK'a ithaf ediyorum.

Bu çalışmaya FEB2014/05-166 numaralı proje ile finansal destek sağlayan Niğde Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimine ve çalışanlarına katkılarından dolayı teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	iv
SUMMARY	v
ÖNSÖZ	vi
İÇİNDEKİLER	vii
ÇİZELGELER DİZİNİ	x
ŞEKİLLER DİZİNİ	xi
FOTOĞRAFLAR DİZİNİ	xii
SİMGE VE KISALTMALAR	xiv
BÖLÜM I GİRİŞ	1
1.1 Çalışma Alanının Tanıtılması	1
1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsam	2
1.3 Önceki çalışmalar	3
BÖLÜM II GENEL BİLGİLER	6
2.1 Bölgesel Jeoloji	6
2.1.1 Yahyalı metamortit karmaşığı (Prekambriyen)	7
2.1.2 Karacatepe formasyonu (Kambriyen)	8
2.1.3 Çamardı formasyonu (Devoniyen)	8
2.1.4 Ağcaşar formasyonu (Karbonifer)	9
2.1.5 Akbaş formasyonu (Permien)	10
2.1.6 Bektaşkeleri formasyonu (Kuvaterner)	11
2.2 Skarn Yatakları	11
2.2.1 Skarn yataklarına yönelik yapılan uluslararası çalışmalar	16
2.2.2 Türkiye'deki skarn yataklarına yönelik yapılan çalışmalar	19

BÖLÜM III MATERYAL VE YÖNTEM	20
3.1 Arazi Çalışmaları	20
3.2 Laboratuvar Çalışmaları	20
3.2.1 Mineralojik ve petrografik çalışmalar	20
3.2.2 Konfokal Raman Spektrometresi ile nokta analizi ve şiddet analizi	21
3.2.2.1. Raman spektroskopisinin jeolojide uygulanması	26
3.2.3 Kimyasal analiz çalışmaları	29
3.3 Büro Çalışmaları	29
BÖLÜM IV BULGULAR VE TARTIŞMA	30
4.1 Çalışma Alanının Jeolojisi	30
4.1.1 Yahyalı istifi	30
4.1.2 Karamadazı graniti	32
4.1.2.1 Karamadazı granitinin mineralojik-petrografik incelenmesi	34
4.2 Karamadazı yatağının yakın jeolojisi ve skarn zonları	37
4.2.1 Endoskarn zonu	41
4.2.1.1 Granat	41
4.2.1.1.1 Granatların raman spektroskopik incelemesi	42
4.2.1.2 Klinopiroksen (Diopsit)	45
4.2.1.2.1 Piroksenlerin raman spektroskopik incelemesi	45
4.2.2 Ekzoskarn zonu	47
4.2.2.1 Klinopiroksen-granat-epidot ekzoskarn	48
4.2.2.2 Epidot-aktinolit ekzoskarn	48
4.2.2.2.1 Epidot	48
4.2.2.2.2 Aktinolit	49
4.2.2.3 Epidot-pirit-kuvars-kalsit ekzoskarn	49
4.3 Karamadazı Manyetit Yatağı	51
4.3.1 Yatağın konumu	51

4.3.2 Cevher mikroskop incelemeleri	53
4.4 Kimyasal analiz çalışmaları	56
4.4.1 Mikro XRF (Spectro Midex-M) incelemeleri	60
4.4.2 SEM analiz çalışmaları	64
4.5 Yatağın oluşum modeli	67
BÖLÜM V SONUÇLAR.....	70
KAYNAKLAR	76
ÖZ GEÇMİŞ	88



ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. Skarn cevherleşmesi içeren yatakların genel özellikleri.....	13
Çizelge 4.2. Çalışma alanından alınan skarn zonuna ait örneklerin ana ve eser element kimyasal analiz sonuçları	59
Çizelge 4.3. Çalışma alanından alınan örneklerin noktasal ölçekte Mikro XRF analiz sonuçları	62
Çizelge 4.1. Karamadazı manyetitlerine ait SEM analiz değerleri.....	64



ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 2.1. Karamadazı yöresi jeoloji haritası.....	6
Şekil 2.2. Skarn zonlarının oluşumunu gösteren şematik kesit.....	15
Şekil 3.1. Rayleigh ve Raman saçılma ilkeleri.....	22
Şekil 3.2. Stokes ve anti-Stokes türü Raman saçılması olayının molekül enerji.....	23
Şekil 3.3. Raman spektrometresinin ana bileşenleri.....	24
Şekil 4.1. Bölgenin metalik maden yatakları yer bulduru ve genel jeoloji haritası.....	31
Şekil 4.2. Karamadazı bölgesinin stratigrafik kesiti.....	32
Şekil 4.3. Karamadazı granitine ait örneklerin mineralojik bileşimlerinden faydalanılarak hazırlanan Streckeisen (1976) sınıflaması.....	36
Şekil 4.4. Karamadazı manyetit-skarn yatağının jeolojik haritası.....	39
Şekil 4.5. Karamadazı skarnındaki andradit türü granat mineralinin Raman spektroskopik karakteristikleri.....	44
Şekil 4.6. Karamadazı skarnındaki andradit türü granat mineralinin raman spektromu	44
Şekil 4.7. Karamadazı skarn minerallerinden granatın Raman spektroskopik standartları ile karşılaştırılması.....	45
Şekil 4.8. Karamadazı skarnındaki diyopsit türü piroksen mineralinin Raman spektroskopik karakteristikleri.....	47
Şekil 4.9. Katıkarışım serisinde kullanılan üçgen diyagramlar yerine kullanılan spinel prizmaları.....	54
Şekil 4.10. Çalışma alanından alınan skarn kayaç örneklerine ait eser elementlerinin SiO ₂ ' ye göre Harker değişim diyagramları.....	60
Şekil 4.11. Karamadazı manyetitlerine ait A1, B1, C1 örneklerine ait element dağılımları.....	65
Şekil 4.12. Karamadazı manyetitlerine ait F1, MAN1, MAN2 örneklerine ait element dağılımları.....	66

FOTOĞRAFLAR DİZİNİ

Fotoğraf 3.1. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğüne ait (MTA) polarizan ve cevher mikroskop düzeneği.....	21
Fotoğraf 3.2. Ankara üniversitesine ait konfokal raman spektrometresi.....	24
Fotoğraf 3.3. Nokta analizi yapılmış bir örneğinin Raman görüntüsü (A) ve spektrumu (B)	25
Fotoğraf 3.4. Çizgi analizi yapılmış bir örneğinin (A) Raman görüntüsü (A) ve spektrumu (B).....	25
Fotoğraf 3.5. Raman spektrometresinde haritalama ve şiddet analizi ölçümleri.....	26
Fotoğraf 4.1. Granit blokunda feldspatlar (pembemsi), epidotlaşma (fıstık yeşili) ve manyetit damar ve damarcıkları (siyah) oluşumunun arazi görünümü...	34
Fotoğraf 4.2. İncekesit 18, graniti oluşturan esas mineraller.....	37
Fotoğraf 4.3. Karamadazı manyetit yatağının açık işletme nedeniyle açığa çıkan skarn zonlarının genel görünümü	39
Fotoğraf 4.4. Karamadazı manyetit yatağının açık işletme ile açığa çıkan skarn zonlarının genel görünümü	40
Fotoğraf 4.5. Karamadazı manyetit yatağında, skarn mineralleri içeren kütle içerisinde ince taneli manyetit (siyah ve köşeli), ince taneli pirit (yeşilimsi sarı), kalsit damar ve damarcıkları (beyaz) cevherleşmenin son evresi.....	40
Fotoğraf 4.6. İncekesit 8	43
Fotoğraf 4.7. İncekesit 10	46
Fotoğraf 4.8. İncekesit 22	50
Fotoğraf 4.9. Karamadazı manyetit-skarn yatağı, ekzoskarn mineralleri.....	51
Fotoğraf 4.10. İncekesit 10	51
Fotoğraf 4.11. Karamadazı manyetit yatağının açık işletme bölümünün genel görünümü.....	52
Fotoğraf 4.12. Karamadazı manyetit yatağında manyetiti kesen sulfid-kalsit damarı ve damar içerisinde köşeli manyetit-skarn anklavları.....	53
Fotoğraf 4.13. Parlakkesit.....	55
Fotoğraf 4.14. Parlakkesit.....	56

Fotoğraf 4.16. Çalışma alanından alınan örneklerin noktasal ölçekte Mikro XRF analizi 62

Fotoğraf 4.17. Çalışma alanından alınan P2, P5 ve P6 örneklerinin noktasal ölçekte Mikro XRF analiz görüntüleri..... 63

Fotoğraf 4.15. Karamadazı manyetitlerine ait SEM mikro görüntüleri..... 67



SİMGE VE KISALTMALAR

Simgeler	Açıklama
Ab	Albit
Ak	Aktinolit
amp	Amfibol
Bi	Biyotit
cpy	Kalkopirit
Ep	Epidot
Gr	Granat
Oli	Oligoklas
An	Andezin
Ka	Kalsit
Kao	Kaolinit
Kl	Klorit
mg	Manyetit
Or	Ortoklas
Pl	Plajioklas
Py	Pirit
Q	Kuars
Tre	Tremolit
Kısaltmalar	Açıklama
MTA	Maden Tetkik Arama
ORG	Okyanus ortası sırtı granitoyitleri
VAG	Volkanik yay granitoyitleri

BÖLÜM I

GİRİŞ

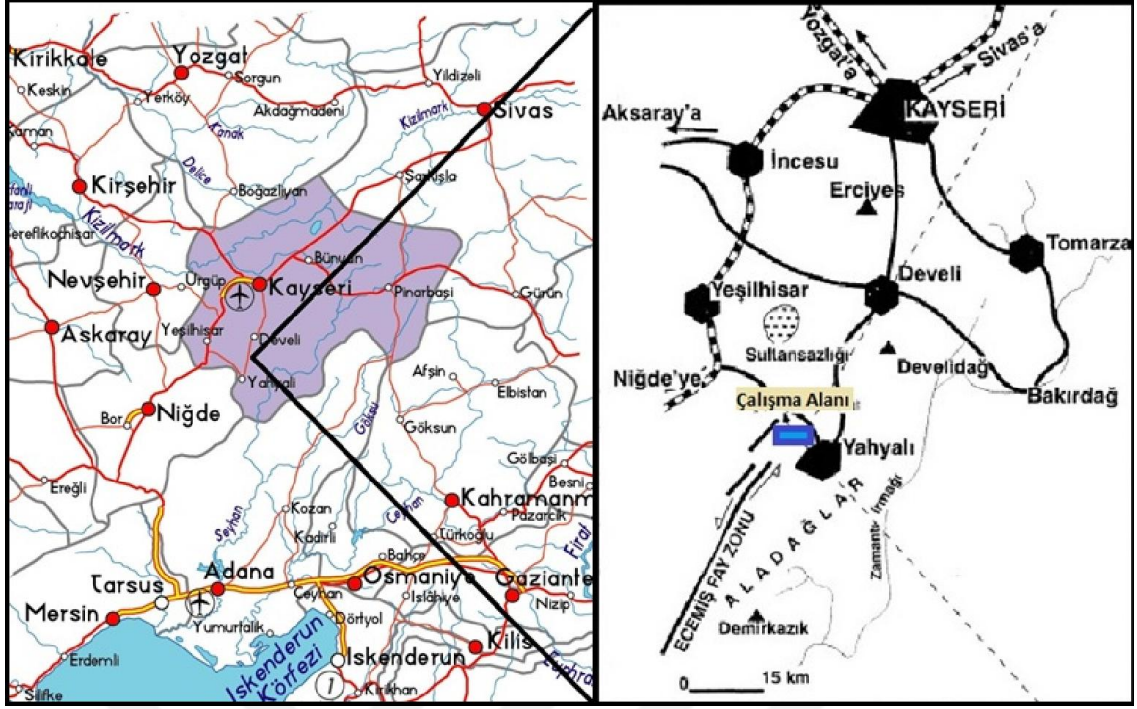
1.1 Çalışma Alanının Tanıtılması

İnceleme alanı Türkiye 1/25000 ölçekli topografik haritalardan Kayseri L34c1 paftasının bir kısmını içine alan 10 km²'lik bir alan içerisinde yer almaktadır. Yahyalı İlçesi, Erciyes Dağı'nın güney yönünde bulunan Sultan Sazlığı'nı kuşatan düzlüklerin ve Sakız Dağı'nın doğuya bakan yamaçlarında bir vadi içinde kurulmuştur. İlçe, Kayseri ilinin güneyinde kurulmuş olup, kuzeyinde Develi, güneydoğusunda Adana'nın Feke ilçesi, güneybatısında ve güneyinde Niğde'nin Çamardı ve Kayseri'nin Yeşilhisar ilçeleri bulunur. Kuzeyde Kayseri ovası düzlüğü dışında, güneye gidildikçe 1000 ile 2000 metre arasında değişen yükseklikler görülmektedir. Yüksek tepeler civarında yer yer derin vadiler, bunlar arasında ufak yaylalar yer almaktadır. İrili ufaklı tepeler arasında Kirazlı dere ve Yahyalı deresi dışında, diğer bütün dereler kuru dereler şeklindedir. Yüksekliği denizden 1210 metre olan, ilçe sınırlarında bulunan Zamantı ırmağı, Kapuzbaşı şelaleleri çayı, Derebağ şelalesi çayı ve ilçenin içerisinde akmakta olan Kocaçay başlıca akarsulardır (Şekil 1,1).

Karamadazı manyetit yatağı Kayseri ili Yahyalı ilçesinin yaklaşık 20 km kuzeybatısındadır. İşletme ocağına Yeşilhisar-Yahyalı karayolundan ayrılan 2 km 'lik stabilize yolla ulaşılır (Şekil 1.1).

İklim; kışları soğuk ve kar yağışlı, yazları ise, sıcak ve kurak karasal özellikte Orta Anadolu iklimi görülmektedir. Ancak il iklimi, yükseltiye göre değişiklik gösterir. Kayseri il toprak alanı genelinde, ovalarda olduğu gibi dağ ve tepelik alanlarda da çoğunlukla bozkır bitki örtüsü egemendir.

İlçede eskiden faaliyet gösteren tabii ağaç kökünden boyanarak çeşitli renklere yapılan Yahyalı'ya has el dokuması "Yahyalı Halısı" ve meyvecilik (elmacılık), hayvancılık, oldukça zengin madencilik (kurşun-çinko, demir, krom) sektörü faaliyet göstermektedir.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

1.2 Çalışmanın Amacı ve Kapsam

Niğde Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı bünyesinde, Karamadazi (Yahyalı-Kayseri) manyetit yatağının mineralojik petrografik ve jeokimyasal incelenmesi başlıklı bu yüksek lisans tezi, ekonomik öneme sahip demir yatağının günümüz gelişmiş yerbilimleri yöntemleriyle mineralojik-petrografik ve jeokimyasal olarak incelenmesi amaçlanmıştır.

Karamadazi demir yatağı, Kayseri ili, Yahyalı ilçesinin yaklaşık 10 km kuzeybatısında kalan bir bölgede (Şekil 1,1), Karamadazi köyünün doğusunda yer alır. Hem doğu Toros'larda yer alması hem de ekonomik açıdan önemli bir potansiyele sahip olması nedeniyle bölge daha önce birçok araştırmacı tarafından çalışılmış, Orta Anadolu'daki skarn yatakları ile onlarla doğrudan ilişkili plütonlar arasındaki jenetik ilişkiyi ortaya koymuşlardır. Bu çalışmaların geneli jeolojik arazi çalışmaları ve mineralojik-petrografik ve jeokimyasal analiz sonuçlarının yorumlanması ağırlıklıdır. Niğde Üniversitesi BAP destekli bir proje kapsamında yapılan bu çalışma ile arzi çalışmaları, mineraloji ve jeokimya ağırlıklı çalışmalar gerçekleştirilerek yeni sonuçlar elde edilmiştir.

1.3 Önceki çalışmalar

Karamadazı demir yatağı, özellikle içerdikleri demirin endüstride çok kullanılan ve aranılan bir hammadde olması nedeniyle bu türden değişik çalışmalara konu olmuştur. Bu yatak Kayseri ili, Yahyalı ilçesinin yaklaşık 10 km kuzeybatısında kalan bir bölgede, Karamadazı köyünün doğusunda yer alır (Şekil 1,1). Hem doğu Toros'larda yer alması hem de ekonomik açıdan önemli bir potansiyele sahip olması nedeniyle bölge daha önce birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Bölgedeki jeolojik çalışmalar Blumenthal (1941; 1944), Baykal (1944), Okay (1954), Metz (1956), Abdüsselamoğlu (1959; 1962) başlamış olup, Özgül (1976), Tekeli (1980), Tekeli vd. (1981), Ulakoğlu (1983), ve Ayhan vd. (1984) tarafından devam ettirilmiştir. Karamadazı demir yatağının işletilmesine 1950 yılında başlanmıştır. Açık işletme yöntemiyle yıllık ortalama 35-40 bin ton üretim yapılmaktadır (Oygür, 1986). Demir yatağı ile doğrudan ilgili çalışmalar ise, genellikle MTA tarafından yapılan çalışmalarla sınırlıdır. Onay (1952), Brennich (1959), Açar ve Kıtay (1962) Aytuğ (1964), Vache (1964), Jacobson vd. (1968), Şenöz (1985), Oygür vd. (1978) ve Oygür (1986) cevherleşmenin gözlemlendiği alanda yapılmış önemli çalışmalardandır. Bölgedeki cevherleşmelerin skarn türü cevherleşmeler olduğuna dair ilk veriler Oygür vd. (1978)'de bahsedilmektedir.

Kuşçu vd. (2002), Orta Anadolu'daki skarn yatakları ile onlarla doğrudan ilişkili plütonlar arasındaki jenetik ilişkiyi ortaya koymayı amaçlayan TÜBİTAK destekli bir proje kapsamında Karamadazı bölgesinde çalışılarak, yatağın bir skarn kuşağında yer aldığını, adı geçen kuşağın içyapısını, kuşağı oluşturan mineraller arasındaki ilişkiden ve bu kuşakta yer alan değişik skarn zonlarından bahsedilmektedir. Özellikle bu çalışmada cevherleşme ile skarn zonları arasındaki ilişki ele alınmamış olup cevherleşmenin skarnlaşmanın hangi evresine karşılık geldiği vurgulanmıştır. Bölge ile ilgili diğer çalışmada ise;

Brennich (1959), "Kayseri İli Karamadazı ile Yahyalı arasında kalan mıntikanın Jeolojisi"ni, bu alan içindeki manyetit cevherini etüd amacıyla yapmış ve cevherleşmeyi buradaki granit intrüzyonuna bağlamıştır.

Toros kuşağının orta kesimlerinde, Aladağlar birliğinin kuzeyinde bulunan, Yahyalı-Kayseri yöresinde yüzeylenen Bolkardağ birliğine (Özgül, 1976) ait metasedimentlere sıcak dokanakla sokulum yapan Karamadazı plütonu, tüm Toros kuşağı boyunca nadir

olarak rastlanan granitoid çökmelerinden birisini oluşturmaktadır (Çevikbaş vd., 1997). Aynı zamanda ekonomik olarak işletilen manyetit skarn yataklanmasıyla birlik oluşturulan Karamadazi plütunu, ilk kez Oygür vd. (1982) tarafından Kayseri-Yahyalı-Karamadazi ve

Bununla birlikte Kovalı yöresi demir madenlerinin jeolojik incelenmesi kapsamında haritalanarak tanımlanmıştır.

Oygür vd. (1982), Karamadazi plütununun dıştan içe doğru kuvars-diyorit, granodiyorit ve biyotit, granit bileşiminde kayalardan meydana geldiğini belirtmişlerdir. Diğer taraftan, değişik bileşimler gösteren bu kayalar arasındaki sınırlar, açık bir şekilde gözlenememekte ve bir tek magma kaynağından başlayarak katılma sırasında zonlanma meydana geldiği için tedrici olduğu savunulmuştur.

Ulakoğlu (1983), "Yahyalı ve civarının jeolojisi" M.T. A, raporunda bölgedeki Peleozoyik kayaların tanımlanması ve haritalanması yeni görüşler ışığında yapılmıştır.

Kuşçu vd. (2001), Karamadazi'nda yaptığı çalışmada yatağın oluşmasını sağlayan cevherleşmenin üç safhada oluştuğunu, birinci safhada granatlı endoskarnlar ile birlikte piroksen granatlı ekzoskarnlarla en yaşlı olan manyetit cevherleşmesi olarak gözlendiğini ikinci safhada ise, ekzoskarn zonunda yoğun olarak aktinolitleşme ile birlikte oluşan manyetit cevherleşmesi olarak tanımlamışlardır. Son safhada sülfid cevherleşmesi olarak tanımlayıp, hem manyetit-hematit cevherleşmesini hemde skarn zonlarını kesen kalsit veya kuvarsça yoğun D-B doğrultulu kalkopirit, pirit, kalkozin cevherleşmesi şeklinde tanımlamışlardır.

Kuşçu vd. (2002), ana bileşen analiz yöntemlerinden "faktör analiz yöntemi" ile Karamadazi ve Çelebi granitoidlerinden elde edilen jeokimyasal analiz sonuçlarını yorumlayarak Karamadazi granitinin jeokimyasal karakterlerini etkileyen faktörleri $TiO_2+MnO+Zr/SiO_2$ ve $CaO+Na_2O+Sr/Rb+Ba+K_2O$ olarak Çelebi Granitoidini jeokimyasal karakterlerini etkileyen faktörleri $(FeO(T)+CaO+MgO+Y)/(K_2O+Rb)$ ve $(Na_2O +Al_2O_3)/SiO_2$ olarak bulmuştur.

Boztuğ vd. (2002), Karamadazi plütununun mineralojik-petrografik ve jeokimyasal araştırmalarını yapmışlardır. Bu yaptıkları araştırmalara göre Karamadazi plütunu kuvars diyorit/tonalit ve lökogradit bileşimli kayalardan oluştuğunu ve kayacın mineral

parajenezinin ise, plajiyoklas (albit-oligoklaz)+kalsik klinoamfibol, kuvars, biyotit, klorit, epidot, apatit, titanit; l kograditlerin mineralojik bileşimleri ise kuvars, K-feldispat, plajiyoklas, biyotit, klorit, apatit, titanit minerallerinden oluştuğunu belirtmişlerdir. Mineralojik ve jeokimyasal verilere göre genelde iki farklı topluluk oluşturan kuvars/diyorit ve l kograditlerin, sırayla mafik ve felsik bileşimli iki ayrı magma kaynağından oluşabilecekleri; diğer yandan, hem kuvars diyorit/tonalitlerin ve hemde l kograditlerin, türemiş oldukları magmadan oldukça diferansiyasyon geçirmiş uç  yeleri olabilecekleri ortaya çıkarılmıştır. Ayrıca, bimodal karakter gösteren Karamadazı plütonu kuvars diyorit/tonalitlerinin K bakımından oldukça fakir, buna rağmen Na bakımından oldukça zengin olmaları önemli bir karakteristik olarak yorumlanmıştır. Karamadazı pl tonunu oluşturan mafik ve felsik magma kaynaklarının çarpışma sonrasındaki bir jeotektonik ortamda, manto ve kabuktan türeyen kalkalkali magmaların oldukça ileri diferansiyasyon geçirmiş  rneklelerini ortaya çıkarabileceğini göstermişlerdir.

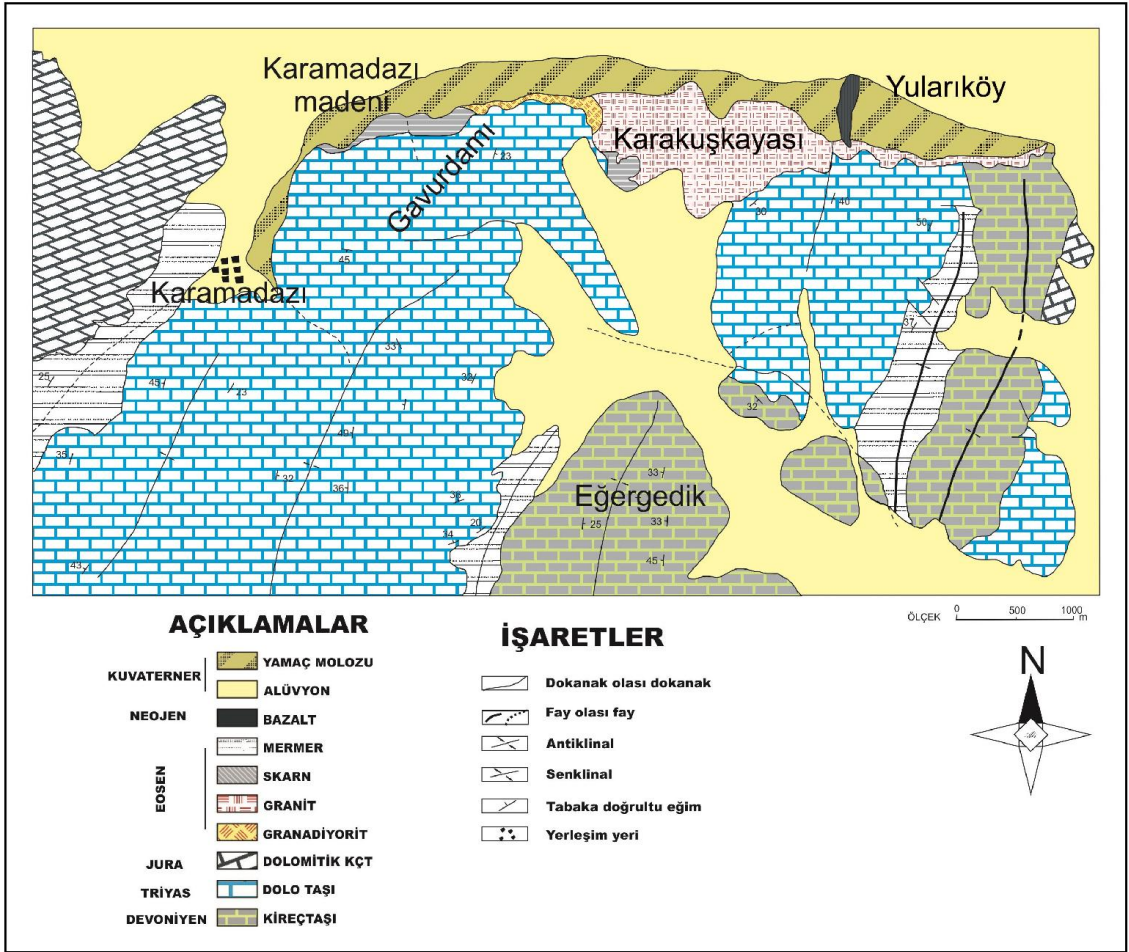
Oygür'e vd. (1986) göre kontak metazomatik oluşumlu Karamadazı manyetit yatağı bu skarn zonunda yer alır. Esas cevher minerali manyetittir, daha az miktarlarda pirit, kalkopirit, pirot n de izlenmektedir. Demirin kökeni olasılıkla sokulum yapan mağmatik gövdededir. Asit nitelikli sulu eriyikler içinde demir klorid bileşimleri biçiminde taşınmıştır. Manyetit cevherleşmesi metazomatizmanın oksitli evresinde demir Idorid eriyiğiyle kireçtaşı arasında gelişen tepkimeler sonucunda oluşmuştur. Sülfid mineralleri ise, metazomatizmanın son evresinde gelen sülfidli eriyiklerin skarn ve manyetit içindeki çatlakları ve boşlukları doldurmasıyla oluşmuştur. Cevher gövdesi güney doğuya eğimli bir mercek benzeri biçimdedir.

BÖLÜM II

GENEL BİLGİLER

2.1 Bölgesel Jeoloji

Çalışma alanını kapsayan bölge, hem doğu Toros'larda yer alması hem de ekonomik açıdan önemli bir potansiyele sahip metalik madenlerin (Pb, Zn, Cr, Fe vs.) yoğun olması nedeniyle bölge daha önce birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Bölgedeki jeolojik çalışmalar Blumenthal (1941; 1944), Baykal (1944), Okay (1954), Metz (1956), Abdüsselamoğlu (1959; 1962) başlamış olup, Özgül (1976), Tekeli (1980), Tekeli vd. (1981), Ulakoğlu (1983), ve Ayhan vd. (1984) tarafından devam ettirilmiştir. Ayrıca, Bölgede, Oygür vd. (1986), Çevikbaş vd. (1997), Kuşçu vd. (2001 ve 2002), Boztuğ vd. (2002) jeolojik çalışmalar yürütülmüştür (Şekil 2,1).



Şekil 2.1. Karamadazi yöresi jeoloji haritası (Oygür, 1986' dan sadeleştirilmiştir).

İnceleme alanındaki haritalama işlemi litostratigrafik adlandırma kuralları göz önünde tutularak Ulakoğlu (1983) tarafından aşağıdaki birimler belirlenmiştir (Şekil 2,1).

Yahyalı istifini gençten yaşlıya doğru;

-Bektaşkeleri Formasyonu-Kuvaterner

-Akbaş Formasyonu-Permian

-Ağcaşar Formasyonu-Karbonifer

-Çalmardı Formasyonu-Devoniyen

-Karacatepe Formasyonu-Kambriyen

-Yahyalı Metamorfik Karmaşığı-Prekambriyen

2.1.1 Yahyalı metamorfik karmaşığı (Prekambriyen)

Çalışılan sahanın temelini oluşturan metamorfikler, Kirazlı dere ile Yahyalı deresinin açtığı vadilerde, yaklaşık 20 km²'lik bir alanda yüzeylenmektedir. Temeli gözükmeyen formasyonun toplam kalınlığı 600-1000 m arasında olup, üzerine diskordans olarak yer yer Kambriyen, yer yer de Devoniyen gelmektedir.

Görünüşleri griden-siyaha, yeşilden bej renklerin tonlarına doğru değişen Metamorfikler; kuvars, muskovit, klorit, albit, granat, epidot, turmalin, manyetit gibi mineraller içeren metamorfikler, yine içlerinde kuvars, plajiyoklas, mika mineralleri ile demiroksitleri ve ilkel kayaç kırıntıları kapsayan metakumtaşları, kalkşist ve metakarbonatlarla bir topluluk olarak bulunmaktadır.

Bu formasyonun çok yönlü deformasyon sonuçları sık kıvrımlı ve kırıklı bir durum sunar. Tabakalanmalar çoğunda bozulmuştur, dolayısıyla alt üst olmuş bu tabakaların düzensiz tabaka konumlarını kestirmeyi oldukça zorlaştırmaktadır. Bunlara birde bu karmaşığın fosilsiz olması eklenince, metamorfiklerin yapısını tesbitinde, yakın gevşek birimlerle kıyaslamadan başka çıkar yol olmadığı ortaya çıkmaktadır. Litolojik bakımdan Niğde masifine pek çok benzerlikler ve uyumluluklar göstermektedir. Ayrıca Tufanbeyli ve Kozan yörelerindeki Kambriyen ve Silüriyen'in farklı fasiyeslerde ve fosilli oluşu, bize bu metamorfik karmaşığının yaşını, ister istemez Antekambriyen

olarak düşünmeye itmektedir.

2.1.2 Karacatepe formasyonu (Kambriyen)

Bu birim, çalışma alanı içerisinde bulunan, Ilagdölen, Karacatepe mevkiğinde en iyi yüzeylemesini vermektedir. Kambriyen olarak düşündüğümüz bu devir arazisi, kristalize kireçtaşları ile temsil olunmuştur. Dış görünüşü koyu gri-siyah, ayrışma rengi boz renklidir. Temeldeki Antekambriyen Yahyalı metamorfik karmaşığı üzerine diskordan olarak gelmektedir. Bu formasyon ile üstündeki Devoniyen (Çalmardı formasyonu) kireçtaşları arasında büyük bir stratigrafik boşluk vardır. Bu nedenle arada yine bir diskordansın varlığı söz konusu olmaktadır. Orta tip tabakalanma sunan formasyonun kalınlığı yaklaşık 400 m. civarındadır.

Çok dikkatle fosil aranmasına rağmen, fosil veya fosil olabilecek bir ize rastlanılmamıştır. Antitoroslarda ve yakın çevredeki Silüriyen ile karşılaştırıldığında, gerek paleontolojik gerekse litolojik benzerlikleri yoktur. Böylece temeldeki metamorfiklerle ve üstündeki Devoniyen kireçtaşlarıyla diskordan konumlu bu formasyonun Kambriyen yaşında olması kuvvetlendirmektedir.

2.1.3 Çamardı formasyonu (Devoniyen)

Yenice mahallesi, Çatköprü, Karacagüney, Yazı mevki, Ayraklı tepe, Kuşkayası arasında geniş bir alanda yüzeylemektedir. Alt sınırı yer yer, Antekambriyen metamorfikleri, yer yer de Kambriyen kireçtaşları üzerine diskordan olarak oturmaktadır. Formasyon, altta bir taban konglomerası ile bağlamakta üste doğru rekrystalize kireçtaşları ile devam etmektedir. Bu formasyonun üzerine Karboniferin Ağcaşar formasyonu konkordan olarak oturmaktadır.

Kalın tabakalanmalar halinde yaklaşık 625 km'lik toplam bir kalmılığa erişmektedir.

Taban Konglomerası Üyesi

Metamorfik temelden aşınmış parçalardan oluşan, polijenik bir konglomerayı oluşturur. Çakıllar; Metamorfik kayalardan türemiş köşeli veya az yuvarlak kötü boylanmıştır. Çimentosu limonitli kireçtaşı bileşimindedir. Rengi sarı ve bej renklerde görülmekte, kalınlığı 10 cm ile 1 m, arasında değişmektedir, Konglomeratik dokulu, tane ile matriksin çimentoya oranı eşittir. Bu seviyede fosil yoktur.

Kireçtaşı Üyesi

Kayanın tane yüzeyinin rengi açık gri ve gri, ayrıışmış, yüzeyi boz renklidir, Fylonitlk dokulu rekrystalize kireçtaşı birimi kalın tabakalı olup, toplam 825 m, bir kalınlığı vardır. Bu formasyonda bulunan Amphipom ramosa PHimPS, Atrypa reticularis LINNE, Gonehidlum sp., Cyrtlna sp., Gyrtospirifer sp, Rhyneonella cuboideş SOWERBY, Crinoidae, Vermesizleri, gibi fosiller, yağın Alt, Orta ve Üst Devoniyen olduğunu kanıtlamaktadır.

2.1.4 Ağcaşar formasyonu (Karbonifer)

Formasyon tipik olarak Karacagedik, Orduyurdu, Kömürcü tepe, Kayapınar, Eğergedik tepe ve Dedesultan civarında görülür. Tabanda Devoniyenin Çalmardı formasyonu ve üstündeki Permiyene ilişkin Akbaş formasyonu ile konkordan konumludur.

Orta tip tabakalanmalı, formasyonun toplam kalınlığı yaklaşık 500 m. olarak düşünülmektedir. Ağcaşar formasyonu üç üyeden oluşur.

Şeyi Üyesi; Formasyon içinde merccekler halinde, çok ince laminalı, bej, bordo, yeşil gibi değişik renklerde bulunmaktadır. Laminalı-plastik dokulu kayaç; kil, silt, kireçtaşı bileşimlerinden oluşmuştur. Bu üyenin bazı seviyelerinde Fosidonomya beoherl BRONN bulunmaktadır. Böylece seviyenin yaşı Alt Karbonifer olarak çıkmaktadır.

Kireçtaşı Üyesi; Formasyonun en yaygın litolojik birimini oluşturur. Alt ve üst sınırındaki birimlerle uyumludur. Siyah renklidirler. Bazı ince seviyeler demiroksitleriyle kırmızı renge boyanmıştır. Orta tip tabaka kalınlığında istiflenen üyenin kayaç dokusu, mikrosparitiktir. Üyenin toplam kalınlığı yaklaşık 500 metre kadar olup; Fusulüa sp., Fusulinella sp., EIndôthyra sp., Eöstaffella sp., Paleotextularia sp., Fenestella sp., Dlctyoclostus cf. Semiretiéularia MARTIN, Antlquatonla sp., Bchuchertella wexfor. densis SMYTH, Pllicatifera plicatiUs SOWERBY, gibi Karbonifer'e ilişkin fosilleri kapsar.

Triticitesli Kireçtaşı Üyesi; Formasyonun en üst seviyesini ayrıca, Permiyen-Karbonifer sınırında kılavuz bir tabakayı oluşturur. Gri-sarı-bej renklerin karışımı bir tonda görünen üye; 10-50 cm'lik ince tabakalanmalar sunar. Skeletal-Sparitik dokuda ki kayaç, fosil İskeletleri ile sparit çimentodan oluşmuştur. Bu kılavuz seviye pek bol olarak Tritieltes sp., bulundurmasıyla Üst Karboniferi karakterize eder (Ulakoğlu,

1983).

2.1.5 Akbaş formasyonu (Permiyen)

Çalışma alanı içerisinde en yaygın birim olarak göze çarpar, Çamovası, Ekinlik, Nohutlu, Ördüyurdu, Musak tepe, Karlıgın, Ugükkaya, Bedesultan ve Karamadazı köyü dolaylarında en geniş yüzeylemesini sunar.

Altında, Karboniferin Ağcaşar formasyonu ile konkordan konumlandırılır. Böylelikle; Çalmardı (Devoniyen), Ağcaşar (Karbonifer), Akbaş (Permiyen) formasyonları tipik bir kompresif seri oluşturmaktadırlar, Akbaş formasyonu üzerine ise; Kuvaterner oluşuklarından Bektaşkeleri formasyonu diskordan olarak gelmektedir.

Formasyon genelde gri renk tonlarında kireçtaşlarından meydana gelmiş, kalın tabakalı ve yaklaşık 700 m, kalınlıktadır. Bu formasyon 4 üyeden meydana gelmiştir.

Pizolitli Kireçtaşı Üyesi; Karbonifer-Permiyen sınırında kılavuz bir seviye olarak alınabilecek bir üyedir. Uzun mercerler halinde ve 10 cm - 1 m'ler arasında değişen bir kalınlığı vardır.

Kayaç bordo, bej, gri, yeşil, kahverengi ve pembe renklerinde nüanslar sunar, 2 mm ile 2 cm boyutlu pizolitler ve Sparit çimentodan oluşan taşın dokusu, pizolitik spartittir.

Pizolitler, Girvanella denen bir alg tarafından oluşturulmuş ve merkezlerinde çoğunlukla fusulinid, mollusk kavrısı veya kum tanesi bulunur. Toroslarda tipik bir seviye olarak kabul edilen bu mercer Alt Permiyen tabanı olarak yaşlandırılmalıdır.

Pseudoschwagerinalı Kireçtaşı Üyesi; Pizolitli kireçtaşı üyesinin, çoğunlukla üzerinde bulunan bu seviye de ince mercerler halindedir, 10 cm ile 50 cm arasında değişen ve yine kılavuz bir seviye olarak kabul edilebilecek bir birimdir. Koyu gri tonlarında görülen kaya skeletal-spartitik dokuludur, Pseudoschwagerina bolluk zonu olan seviyenin yaşı Alt Permiyendir.

Kireçtaşı Üyesi: Akbaş formasyonunda egemen olan birim, kireçtaşı üyesidir. Aynı zamanda çalışma alanında da en yaygın birim olarak göze çarpar. Kalın tabakalı (4,5 metrelik tabakalar) ve monoton bir litolojik devamlılık içindedir. Yer yer dolomitik kireçtaşı özelliği sunar. Üyenin toplam kalınlığı yaklaşık 700 metre kadardır. Spartitik

dokulu kaya gri ve açık gri renklerde görülür.

Üyenin içinde bulunup saptanan fosiller- Glomospira sp., Ammodiscus sp., Schwagerina sp.,

Staffella sp., Hemigord'opsis sp, Pseudofusulina sp., Eoverbe eckina intermedia LBE3, Mizzla velebitana SCHUBERT, Gymnocodium sp., Produetus sp., Bellerophon sp., olup, Permiyen yaşını kanıtlamaktadırlar.

Ortakuarsit Üyesi; Sahada, mercekler halinde farklı erozyonla belirginleşmiş yüzeylemeleri ile göze çarpar. Tabaka kalınlığı 10-500 cm arasında değişir. Bu mercekler bazen kilometrelerce uzunlukta devam ederler.

Taşın; kırmızı, pembe, koyu nefli ve açık bej renklerde oluşları, gri kireçtaşı birimi içinde belirginleşmesini sağlamaktadır.

Bu üye içerisinde fosil olmamakla beraber, yan taşlarda bulunan fosiller yaşın Permiyen olduğuna işaret ederler (Ulakoğlu, 1983).

2.1.6 Bektaşkeleri formasyonu (Kuvaterner)

Dereköy, Elmabafı, Kirazlıdere yatağı, Yahyalı deresi vadisi, Ayyazısı ile Kuzeyde Kayseri ovasının bir kısmını kapsayan; Mustafabeyli, İlyaslı ve Yerköy arasında yer alır.

Pleistosen ve Holosen'e ilişkin akarsuların getirdiği gereçlerle, Broiyes'in erüpsiyonlan Puml, Tüf ve Aglomerallann aralanmalarından oluşan Alüvyonlar diğer devir formasyonları üzerinde diskordan olarak geniş bir alan kapsar. Yine bu devire ait yamaç molozları ile toprak örtüsünü de burada bahsetmek yerinde olur. Bu genç oluşukların 25 cm den 125 metreye kadar değişen bir kalınlığı olduğu, yapılan sondajlar ile kanıtlanmaktadır.

2.2 Skarn Yatakları

Skarn yatakları dünyada en çok bulunan cevherleşme tipidir, son dönemde yapılan maden yatakları, mineralojik ve jeokimyasal çalışmaların en çok değinilen konusu olmuştur. Basit bir kayaç tipi olan skarn, genellikle kalk silika minerallerinden granat ve piroksen ile tanınır. Oluşumu ise, bölgesel veya kontakt metamorfizma esnasında magmatik, meteorik ve denizel kökenli akışkanların farklı metasomatik süreçleri ile

ilişkilidir. Çoğunlukla plüton kontağında ve faylanma boyunca, ana makaslanma zonlarında, sığ jeotermal sistemlerde ve bölgesel metamorfizmanın sığ bölgelerinde oluşabilir. Skarn yatakları yaygın olarak Pb-Zn, Cu, Au, Fe, W, Sn ve Mo cevherleşmelerine ev sahipliği yaparlar (Einaudi vd., 1981; Ray ve Webster, 1991; Meinert, 1992; 1997; Meinert vd., 2005).

Skarnlar çeşitli kriterlere göre kendi içerisinde zonlara ayrılır. Ekzo ve endoskarn terimleri skarn zonunun magmatik veya sedimanter kayalara göre konumunu tanımlamak için kullanılırlar. Endoskarn zonu sokulum kayacının kontağında yer alır ve skarn oluşturucu akışkanların sokulum kayalarından kaynaklandığı kabul edilir. Plüton derin olduğu bölgelerde daha az kırıklıdır ve bu nedenle akışkan dolaşımı daha sınırlıdır. Bu tür sistemlerde endoskarn doğrudan intrüzif kontağında oldukça dar bir zonda oluşur (Einaudi vd., 1981; Einaudi ve Burt, 1982; Meinert, 1992; Meinert vd., 2005). Tanısal olarak mineral topluluğu piroksen-plajiyoklazdır ve granat bol olarak gözlenir. Piroksen-plajiyoklaz mineral zonu birçok W skarn ve bazı Cu skarnlar için oldukça tipiktir (Einaudi ve Burt, 1982).

Çizelge 2.1. Skarn cevherleşmesi içeren yatakların genel özellikleri (Einaudi vd., 1981; Einaudi ve Burt, 1982; Burt, 1982 ve Newberry, 1998'den alınmıştır).

Cevher tipi	Kalsik Cu	Kalsik Fe	Magnezyen Fe	Kalsik Tungsten	Kalsik Pb, Zn	Kalsik Mo	Kalsik Sn	Magnezyen Sn
Cevher metalleri	Cu, Mo (W, Zn)	Fe (Cu, Co, Au)	Fe (Cu, Zn)	W, Mo, Cu (Zn, Bi)	Pb, Zn, Ag (Cu, W)	Mo, W (Sb, Bi, Zn)	Sn (Be, W)	Sn (Be)
Metal içeriği	Kalkopirit, Pirit, Bornit, Hematit, Manyetit	Manyetit (Kalkopirit, Kobalit, Piritin)	Manyetit (Pirit, Kalkopirit, Sflerit, Pirotin)	Şeelit, Molibdenit, Kalkopirit, Pirotin, Pirit	Sflerit, Galen, Kalkopirit, Arsenopirit	Molibdenit, Şeelit, Pirit, Kalkopirit	Kasiterit, Arsenopirit, Stannit, Pirotin	Kasiterit, Arsenopirit, Pirotin, Stannit, Sflerit
Ekzoskarnda görülen mineraller Erken evre mineralleri (Evre 1-2)	Andradit, Diyopsit, Vollastonit	Ferrosalit, Epidot, Manyetit, Granat	Forsterit, Kalsit, Spinel, Diyopsit, Manyetit	Granat, Hedenberjit, Vezüvyanit, Vollastonit	Mahedenberjit, Andradit, Bustanıt, Rodomit	Hedenberjit, Granat, Kuvars	Malakit, Danburit, Daktilit, Granat, Vezüvyanit	Spinel, Fassaıt, Forsterit, Flogopit, Manyetit, Hümit
Geç evre mineralleri (Evre 3)	Aktinolit, Diyopsit, Vollastonit	Ferrosalit, Granat, Epidot, Manyetit	Forsterit, Kalsit, Spinel, Diyopsit, Manyetit	Hornblend, Bivüit, Plajiyoklaz, Epidot, Granat	Mn-aktinolit, İlvait, Epidot, Klorit, Dannemorit, Rodokrozit	Amfibol, Klorit	Amfibol, Mika, Klorit, Turmalin, Florit	Kasiterit, Fluororit, Manyetit, Mikalar, Florit
Endoskarnda görülen mineraller	Epidot, Piroksen, Granat	Epidot, Piroksen	Epidot, Piroksen	Piroksen, Plajiyoklaz	Epidot, Piroksen, Granat	Çok nadir	Çok nadir	Çok nadir
Sokulum kayacının bileşimi	Granodiyorit - Monzogranit	Gabro-Siyenit, Diyorit çoğunlukla Diyorit	Granodiyorit -Granit	Granodiyorit -Granit	Plüton Genellikle görülmez. Eğer varsa, Diyorit, Siyenit, Granit	Monzogranit ve Siyenogranit	Granit	Granit
Sokulum morfolojisi	Stok dayk	Küçük büyük Stok dayklar	Küçük stok, dayk, sil	Büyük plütonlar, batolitler	Genellikle görülmez, küçük stok, dayk	Stok	Stok, batolit	Stok, batolit

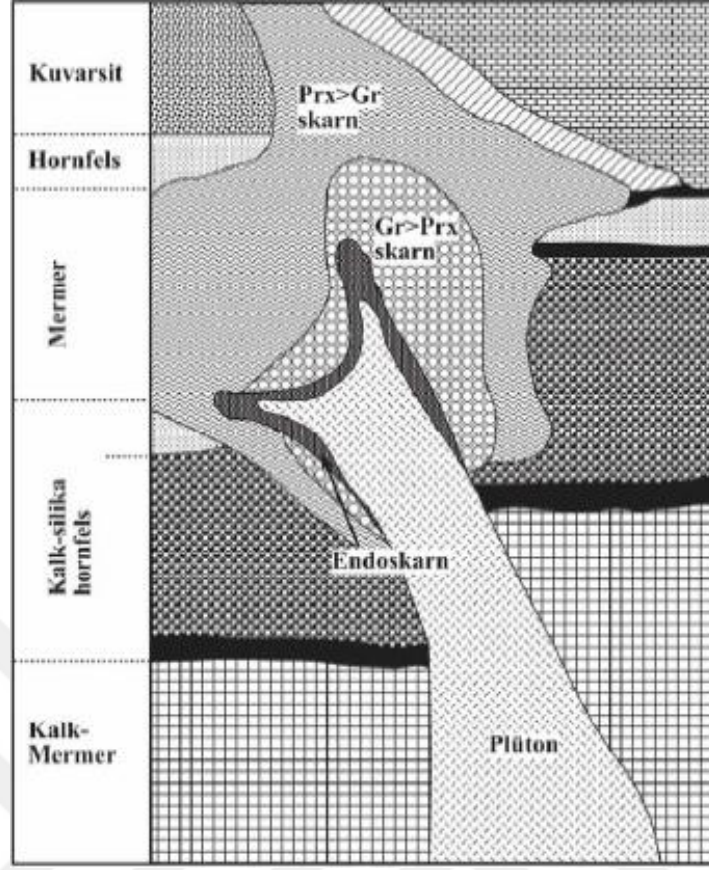
Ekzoskarn zonu karbonat kayacının kantağında yer alır. Ekzoskarn sınıflaması, karbonat kayacın baskın kompozisyonu ve bunun sonucunda oluşan skarn mineralleri esas alınarak magnezyumlu ve kalsik skarnlar şeklinde yapılır. Örneğin, magnezyumlu ekzoskarn dolomitik kayaç içerisinde oluşur ve forsterit – diyopsit – flogopit gibi skarn minerallerini içerir. Saf karbonat birimlerin metamorfizması sonucu oluşmuş kısmen iyi boylanmış kalk-silika kayaçlar için kalk-silika hornfels tanımlaması kullanılır. Kalsik skarnlar granat ve piroksen gibi Ca-Fe skarn minerallerini ve vollastoniti kapsarlar.

Çoğu kalay ve tungsten skarnlar, Al bakımından aşırı derecede zengin iseler, piroksen veya vollastonit ile birlikte vezüvyanit de oluşabilir. (Einaudi ve Burt, 1982).

Birçok skarn yatağında skarn ve mermer arasındaki kontakta proksimal granat, distal piroksen ve vezüvyanit veya da (vollastonit, bustamit veya rodonit gibi) genel anlamda bir zonlanma görülmüştür. Mineral birlikteliğinde bu tür farklı türde magmanın ve yan kayacın bulunması, oluşumun derinliğine ve oksidasyonun derecesine bağlıdır. Bu çeşitliliklerin nedeni oldukça karmaşık olabilir. Skarnları tanımlamak için genellikle skarn mineralojisi esas alınır. Skarn mineralojisi, skarn kökenini ve skarn minerallerinin ekonomik olup olmadığını anlamada yardımcı olur (Meinert, 1992; Meinert vd., 2005).

Skarn oluşum derinliği yan kayacın mekaniksel özelliklerini etkileyen önemli bir faktördür. Derin bir skarn oluşumunda, kayaçlar kırılmadan ziyade sünümlü davranırlar. Sedimanter birimler ile sokulum kayacının kontağında gelişen skarn yataklanması iki şekilde oluşur; sokulum kayacı sedimanter kayacın tabakalanmasına paralel olarak katmanlar arasına yerleşir; ya da sedimanter kayaçlar intrüzyon kontağında kıvrımlanır. Bu tür oluşumlarda, skarnlar genellikle dar bir alanda gelişmekle birlikte yanal yönde geniş olabilirler. Buna karşın, sığ skarn oluşumlarında yan kayaç kırılmaya nazaran kırılma ve faylanmaya daha eğilimlidir. Hidrolik basınç ile kırılmalar oluşur ve böylece yan kayacın permeabilitesi büyük ölçüde artar. Bu tür ortamlarda sadece magmatik kökenli metasomatik akışkanlar değil meteorik akışkanlar da sisteme dahil olurlar (Shelton, 1983; Clechenko ve Valley, 2003; Meinert vd., 2005).

Skarn oluşum koşullarını (derinlik, sıcaklık, akışkan kompozisyonu) belirlemeye yönelik çalışmalarda mineral birliktelikleri kılavuz olarak kullanılır. Prograd (ilerleyen) ve retrograd (gerileyen) evrede gelişmiş mineral birlikteleri esas alınarak skarn oluşumu açıklanır. Prograd evrede ise granat ve piroksen gibi susuz ve yüksek sıcaklık minerallerini temsil eder. Retrograd evrede ise, epidot, amfibol ve klorit gibi sulu mineraller gelişir (Einaudi ve Burt, 1982; Meinert, 1992; 1997; Meinert vd., 2005).



Şekil 2.2. Skarn zonlarının oluşumunu gösteren şematik kesit (Meinert vd., 2005'den alınmıştır).

Sulu mineraller çoğunlukla yapısal kontrollü bir şekilde prograd evre de bulunan granat ve piroksen mineralleri üzerine büyüyerek gelişirler (Einaudi, 1982; Murakami, 2005). Retrograd alterasyon ürünleri genelde sığ skarn oluşumları yoğun olarak gözlenirler. Murakami (2005) retrograd evreye ait mineralleşmelerin bazen damarlar şeklinde de geliştiğini belirtmiştir. Bu tür skarnlaşmalarda kuvars ve kalsit damarlarının prograd evreye ait masif granatları sık sık kestiği gözlenir. Skarn mineralleri ile cevher mineralleri arasındaki bu ilişki göz önüne alınarak skarn cevherinin hangi evrede oluştuğu saptanır (Murakami, 2005).

Karbonatlı birimlerde kırık hattı boyunca çeşitli akışkanların sirkülasyonu sonucu gelişen damar tipi skarnlaşmalar ile prograd evre ürünleri arasında kolayca yanılıya düşülür (Meinert et al., 2005). Damar tipi skarnlaşmalar seyreltik çözeltiler ile oluştuğundan çevre kayalara göre çok daha hızlı soğurlar. Çoğu skarn yataklarında göze çarpan önemli bir özellik de kalk-silika minerallerinin magmatik sokulum ile ilişki göstermesidir. Büyük metasomatik skarn yatakları, akışkanlar tarafından taşınmış kimyasal bir hareketliliğe işaret ederler. Kimyasal alterasyonlar, kimyasal tepkimeye

yatkın akışkan infiltrasyonu sonucu oluşurlar. Mineral kompozisyonu ve mineral dengelerini değiştiren bu tür karmaşık süreçler saha çalışmalarında birtakım yanılgılara neden olabilse de kalk-silika ürünlerinde yapılacak petrolojik gözlemler ve izotop çalışmaları ile kolayca irdelenebilir (Meinert et al., 2005)

2.2.1 Skarn yataklarına yönelik yapılan uluslararası çalışmalar

Kontakt metasomatik ya da günümüzde skarn olarak tanımlanan yataklar kendilerine has mineralojileriyle değişik cevherleşmelerin olduğu ekonomik yönden önemli yataklardır. Jeokimyasal ve mineralojik yönden farklı bileşim gösteren skarn yatakları, metal içeriklerine göre Burt (1982), Einaudi vd., (1981; 1982) ve Meinert (1983; 1992) tarafından sınıflandırılmıştır. Skarnın ana minerali olan granat ve piroksenlere göre yapılan bu sınıflamalarda, skarnlar metal içeriklerine göre sekiz tipe ayrılmıştır. Bu araştırmacılar, skarnların metal içerikleri ile granat ve piroksen bileşimleri arasında sistematik bir ilişki olduğu belirtmişler ve skarnları sırasıyla “Fe-W-Cu-Zn-Pb-Mo-Sn-Au” skarn olarak adlandırmışlardır. Einaudi vd., (1981) granatların Fe^{+2} ve Fe^{+3} içeriğine göre W skarnı indirgenmiş ve oksitlenmiş olarak iki gruba ayırmışlardır. Bu araştırmacılara göre, indirgenmiş W skarn düşük andradit (Fe^{+3}); oksitlenmiş W skarn ise, yüksek andradit içeriğine sahiptir. Nakano (1994; 1998) ise, her skarn tipi için piroksen kompozisyonlarını incelemiş ve istatistiksel bir değerlendirme yaparak farklı skarn tipleri için piroksenlerde Mn/Fe değerlerini tanımlamıştır. Skarn minerallerine göre yapılan bu sınıflamanın yanı sıra, skarn tipinin bağlı bulunduğu intrüzyonun bileşim, büyüklük ve tektonik ortam karakteristikleri bakımından farklılıklar sunduğunu belirtilmiştir Burt (1982), Einaudi vd., (1981; 1982) ve Meinert (1992; 1995). Dolayısıyla, her skarn tipinin kendine has jeokimyasal bileşim ve mineralojiye sahip olduğu vurgulanmıştır.

Bazı araştırmacılar ise, zonlu kristal yapısına sahip granatlar üzerinde skarn oluşumunda etkili akışkanların evrimine yönelik çalışmalar yapmışlardır (Jamtveit, 1991; Jamtveit and Anderson, 1993; Clechenko ve Valley 2003; Ciobanu ve Cook, 2004). Bu araştırmacılar, granatların çekirdek kısmının erken evreyi bantların ise sonraki evreleri temsil ettiğini ve bunların da etkin akışkan bileşimindeki değişiklikler ile Fe^{+3}/Al oranlarındaki dalgalanmaları yansıttığını belirtmişlerdir. Granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru And/Grs ve Grs/And oranlarındaki artış ve azalışlar ise oksitlenme derecesi $f(O_2)$ ile ilişkilendirilmiştir (Abu El-Enen vd., 2004). Oksitlenmiş W

skarnlarda, proksimal granat-piroksen seviyesindeki zonlanmış şekilde bulunan granatların iç kısımdan kenar kısımlarına doğru grossular bileşiminden andradit bileşimine geçmesi tipik bir özellik olarak tanımlanmıştır (Taylor, 1976; Collins, 1977; Newberry, 1983).

Büyük skarn yataklarının magmatik aktiviteye bağlı olarak oluştuğu ve plütonun kimyasal kompozisyonu ile skarn tipi arasında doğrudan bir ilişki olduğu birçok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Newberry, 1998; Meinert vd. 2005) Ray vd., (1995) ve Meinert vd., (2005).

“Fe-W-Cu-Au-Mo-Pb-Zn ve Sn” skarnları, ilişkili oldukları plütonlarla birlikte ele alarak jeokimyasal olarak incelemişler ve magma karakterinin yanısıra magmanın oksitlenme derecesi ile de skarn tipinin belirlenebileceğini ortaya koymuşlardır (Newberry ve Swanson, 1986; Ray vd., 1995; Meinert vd., 2005).

W skarnın ilişkili olduğu plütonun genel karakteri birçok araştırmacı tarafından araştırılmıştır (Kwak ve White, 1982; Newberry ve Swanson; 1986; Keith vd., 1989; Newberry, 1998). Newberry ve Swanson (1986) W skarnın oluştuğu granitoidlerin oldukça hacimli olduğunu, kaba taneli holokristalin ile porfirik dokuların birlikte geliştiğini ve K-feldspat megakristalleri içerdiğini belirlemişlerdir. Plütonların granit ile granodiyorit arası bileşimde olduğunu ve mirmekitik dokuların yaygın olarak gözlemlendiğini tespit etmişlerdir. W skarnı oluşturan plütonun karakteri ise tartışma konusu olmuştur. Kwak ve White (1982) oksitlenmiş, Keith vd. (1989) indirgenmiş karakterli plütonların etkili olduğunu belirtirken, Newberry and Swanson (1986) ise plütonun her iki karakterde de olabileceğini öne sürmüşlerdir. Einaudi vd. (1981) indirgenmiş W skarn plütonlarının oksitlenmiş W skarn plütonuna göre daha derinde soğuduğunu ve dolayısıyla basıncın daha yüksek olduğunu belirtmişlerdir. Ray vd. (1995) W skarnın bağlı bulunduğu granitlerin kıta-içinde geliştiğini savunurken, Newberry and Swanson (1986) ve Newberry (1998) ise bunların dalma-batma zonlarında geliştiğini ve bu oluşum sürecinde kıtasal kabuk kirlenmesinden fazla etkilenmediğini savunmuşlardır. Newberry and Swanson (1986) ve Newberry (1998) geniş ölçüde fraksiyonlanma gösteren granitoidlerin tektonik ortam olarak kıta içinde gelişen veya çarpışmayla eş zamanlı plütonlar olduğunu vurgulamışlardır.

Kontakt metasomatik yataklarda akışkanların kökeni ve evrimine yönelik duraylı izotop çalışmaları 1960'lı yıllarda başlamıştır. Skarn zonunda yapılan bu çalışmalarda plütonun kenar fasiyeslerine doğru minerallerin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin karbonat kayacı ile etkileşim sonucu arttığı fark edilmiştir (Shieh ve Taylor, 1969; Taylor ve O'Neil, 1977; Bowman vd., 1985). Skarn minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD izotop oranları prograd evrede (susuz fazlarda) magmatik kökene işaret ederken, retrograd evrelerde (sulu fazlarda) ise akışkanlar magmatik ve/veya meteorik kökenli olabilmektedir (Taylor ve O'Neil, 1977; Bowman vd., 1985; Cartwright vd., 1997; Xu ve Lin, 2000; Yücel Öztürk vd., 2008). Skarn kalsitlerde yapılan $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop çalışmalarında ise, mermerden skarn zonlarına doğru izotop oranlarının düştüğü belirlenmiştir (Shieh ve Taylor, 1969; Taylor ve O'Neil, 1977; Brown vd., 1985; Bowman vd., 1985; Gerdes ve Valley, 1994; Cartwright vd., 1997; Cartwright ve Buick, 2000; Buick ve Cartwright, 2000; Shin ve Lee, 2003; Timon vd., 2006). Kalsitlerdeki $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotoplarının tüketilmesi dekarbonatlaşma sonucu ortaya çıkan metamorfik buharlaşma (Shieh ve Taylor, 1969; Valley, 1986) ve dış kaynaklı akışkanların infiltrasyonu ile açıklanmıştır (Bowman vd., 1985; Valley, 1986; Cartwright vd., 1997; Buick ve Cartwright, 2000; Cartwright ve Buick, 2000; Shin ve Lee, 2003; Timon vd., 2006).

Skarn yataklarındaki cevher oluşumunda etkili akışkanların kaynağının ortaya konulmasında jeokimyasal ve izotopik çalışmalarla birlikte sıvı kapanım çalışmalarına da ağırlık verilmiştir. Skarn mineralleri içerisindeki sıvı kapanımlar sıcaklık, basınç ve skarn oluşturuvcu akışkanların bileşiminin belirlemesinde kesin veriler sağlamıştır (Mathieson ve Clark, 1984; Kwak, 1986; Layne ve Spooner, 1991; Singoyi ve Zaw, 2001; Gilg vd 2001; Choi vd., 2003; Baker ve Lang, 2003; Fan vd., 2004; Timon vd., 2006; Shin ve Lee, 2006). Araştırmacılar sıvı kapanım çalışmalarında belirledikleri sıcaklık ve tuzluluk değişimleri ile prograd ve retrograd skarn evrelerini tanımlamışlardır.

Skarn zonunda kontakt metasomatik etkilerin izlerini görebilmek ve akışkanların kaynağını belirleyebilmek için skarn zonunda majör oksitlerle birlikte nadir toprak element (NTE) içerileri de incelenmiştir (Giuliani vd., 1987; Bau, 1991; Whitney ve Olmsted, 1998; Ordonez-Calderon vd., 2008). Bu çalışmalarda, NTE'lerinin ana kayaçtan skarn zonlarına doğru geniş bir yayılım gösterdiği ve skarn evrelerinde hareketli ya da hareketsiz davrandıkları belirlenmiştir.

2.2.2 Türkiye'deki skarn yataklarına yönelik yapılan çalışmalar

Ülkemizde skarn kökenine yönelik yapılmış çalışmalarda mineral parajenezleri kılavuz olarak kullanılmış, skarn ile doğrudan ilişkili plüton ve karbonatlı kayalar birlikte ele alınarak kontakt metasomatik etkiler jeokimyasal olarak açıklanmıştır (Sağiroğlu, 1984; Kuşcu ve Erler, 1999; Demange vd., 1998; Şaşmaz, 1999; Öngen, 2000; Çalık ve Öngen, 2000; Kuşcu vd., 2001; Kuşcu vd., 2002; Altunbey ve Sağiroğlu, 2003). ile Yücel Öztürk vd. (2005) ise, Çelebi ve Evciler granitoidlerine bağlı olarak oluşmuş skarn yataklarını, mineral parajenezi ile birlikte skarnı oluşturan plütonun jeokimyasal kompozisyonunu petrojenez ve tektonik ortama göre incelemişler ve dünyadaki diğer skarn plütonları ile karşılaştırma yaparak sınıflandırmışlardır. Ülkemizde, skarn yataklarının kökenine ait petrografik ve jeokimyasal çalışmaların yanında kısıtlı olsa da sıvı kapanım (Sezerer Kuru vd., 2006; Aysal vd., 2006) ve duraylı izotop (Yücel Öztürk vd., 2008) çalışmaları mevcuttur.

Sıvı kapanım çalışmalarıyla metasomatik zonlardaki oluşum koşullarını belirlemek için mikrotermometrik ölçümler yapılmış, homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluklar hesaplanmıştır. Skarn zonlarının ilk evreleri yüksek sıcaklık ve tuzluluk ile karakteristik olmakla birlikte prograd evrelerde meteorik suyun katılımı ile sıcaklık ve tuzluluk değerleri azalmaktadır. Cevher oluşturan akışkanların sıcaklık ve kökenine yönelik duraylı izotop çalışmaları ise ilk olarak Yücel vd. (2008) tarafından yapılmıştır. Evciler granitoidinde gerçekleştirilen bu çalışmada, susuz minerallerin baskın olduğu birinci (prograd) evrede granat ve piroksenlerin $\delta^{18}O$ oranlarının %4.6 ila 8.2 ve %6.2 ila 10.3; sulu minerallerin baskın olduğu ikinci (retrograd) evrede ise amfibol ve epidotların $\delta^{18}O$ oranlarının %6.3 ila 8.2 ve -%3.3 ila 5.1 arasında olduğu belirlenmiş, üçüncü evrede ise, sülfür (pirotin+pirit+kalkopirit) klorit ve/veya kuvarsın geliştiği ortaya konmuştur (Yücel Öztürk vd., 2008). Prograd evre (susuz faz) mineral çiftlerinden 622-755°C sıcaklık aralığı elde edilmiş ve bu evrede magmatik akışkanların baskın olduğu vurgulanmıştır. Evciler Granitoidi ile ısıtılan meteorik suyun sistemdeki sirkülasyonu sonucu granitoid ve çevre kayalarda oksijen izotop oranlarının değiştiği ileri sürülmüştür. Dünyadaki diğer skarn tipleri ile karşılaştırıldığında, Evciler granitoidine bağlı gelişmiş skarnların Au-Cu tipi skarnlarla benzerlikler gösterdiğini belirtilmiştir.

BÖLÜM III

MATERYAL VE YÖNTEM

3.1 Arazi Çalışmaları

Tez çalışması arazi, laboratuvar ve büro çalışmaları olmak üzere üç aşamada yürütülmüştür. Arazi çalışmaları Kayseri'nin Yahyalı ilçesi ve İlyaslı mevkiini de kapsayan yaklaşık 10 km²'lik bir alanda gerçekleştirilmiştir. İnceleme alanı, Kayseri L34c1 paftasının baz alınmış olup, önceden yapılan Türkiye 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları derlenerek, litolojik seviyeler haritalanmıştır. Karamadazı manyetit-skarn yatağının açık işletme bölümünde açığa çıkan skarn zonları fotoğraflanarak bunların jeolojik özellikleri çalışılmıştır. Daha önceden çalışılan açık işletme ve halen işletilmekte olan kapalı işletme sahalarından Karamadazı graniti, manyetit-skarn zonu ve karbonatlı kayalar boyunca GPS yardımıyla skarn zonları belirlenmiştir. Bu zonlardan ve bölgedeki birimleri temsil eden kayalardan numuneler derlenmiştir.

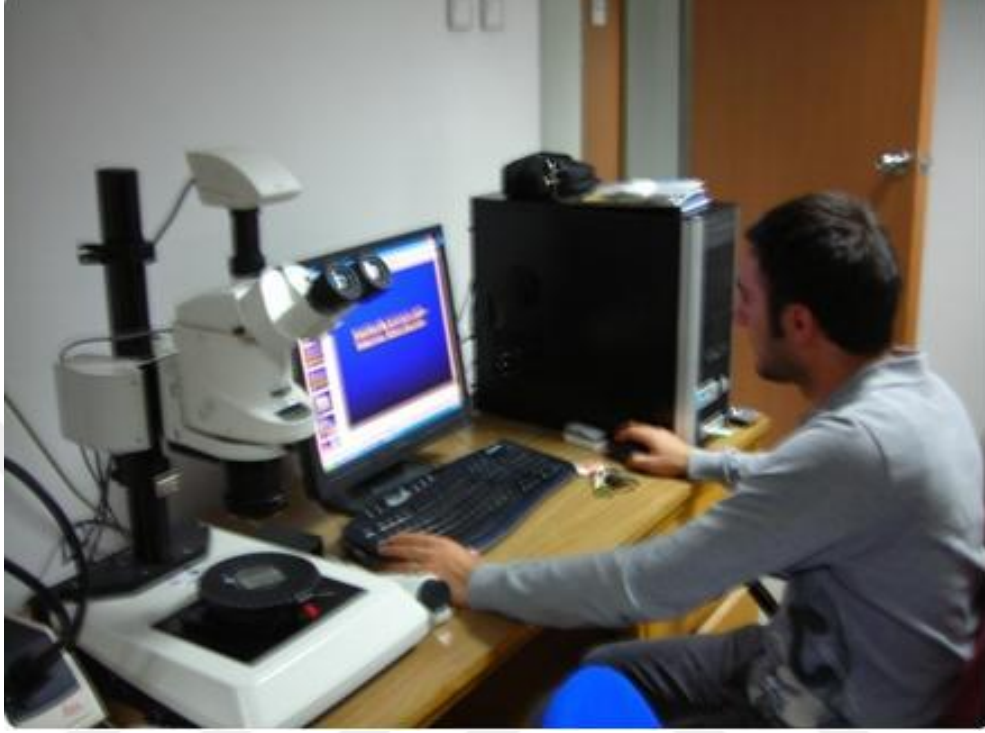
3.2 Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmaları, araziden alınan örneklerin mineralojik, petrografik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesine yönelik yürütülmüştür. Bunlar üç aşamada gerçekleştirilmiştir. Mineralojik-petrografik incelemeler, seçilen bazı ince kesitlerin Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Petrografi Uygulama ve Araştırma Laboratuvarındaki HORIBA Jobin Yvon LabRAM HR model Konfokal Raman spektrometresinde ayrıntılı incelemesi, yapılmıştır. Ayrıca, Ankara Üniversitesi'ndeki aynı laboratuvarında, Spectro X-Lab 2000 model PED-XRF (Polarized Energy Dispersive XRF) cihazında uygun görülen örneklerin ana element oksit ve iz element analizleri XRF analizleri Tq-7220 ve GEO-7220 yöntemleri yardımıyla yapılmıştır. Manyetit SEM analiz ve görüntüleri TU-Delft üniversitesinde (Hollanda) gerçekleştirilmiştir.

3.2.1 Mineralojik ve petrografik çalışmalar

Arazi çalışması sırasında toplanan 30 adet örneğin Maden Tektik Arama Genel Müdürlüğü (MTA) da ince kesit ve parlak kesitler yapılarak, bunların ayrıntılı petrografik incelemeleri MTA (Foto. 3.1) ve Niğde Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, optik laboratuvarında Nikon marka araştırma

mikroskobları ile yapılmıştır. İnceleme neticesinde çalışma alanındaki kayaçların mikroskobik dokusal özellikleri, minerallerin optik özellikleri ve alterasyon türleri belirlenmiş, ayrıca bunların mikrofotografaları çekilmiştir.



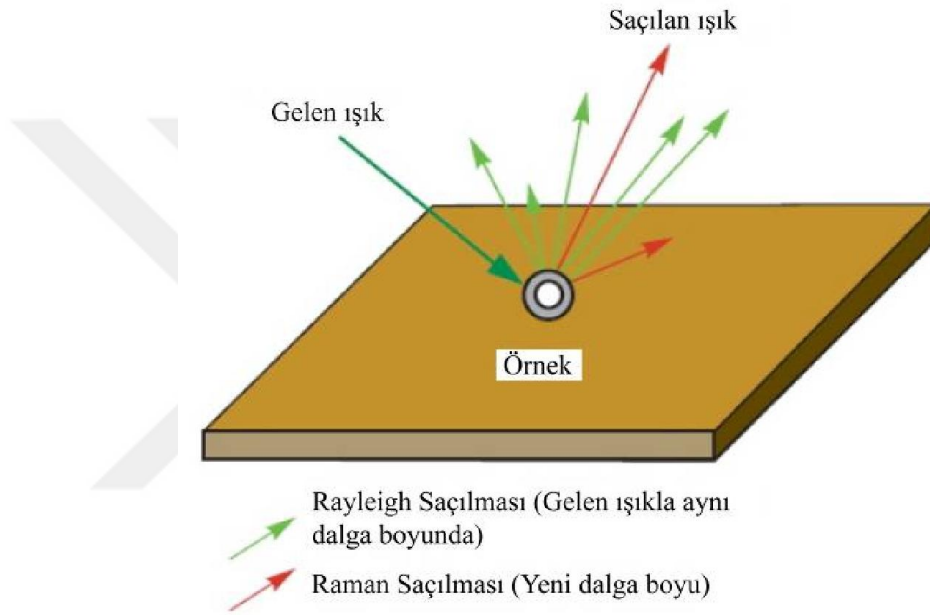
Fotoğraf 3.1. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğüne ait (MTA) polarizan ve cevher mikroskop düzeneği.

3.2.2 Konfokal Raman Spektrometresi ile nokta analizi ve şiddet analizi

Karamadazı manyetit-skarn yatağının mineral parajenezine ait klinopiroksen ve granat grubu minerallerin konfokal raman spektrometresi ile nokta ve şiddet analizleri Ankara Üniversitesi laboratuvarlarında yapılarak bunların diyopsit ve andratit oldukları belirlenmiştir.

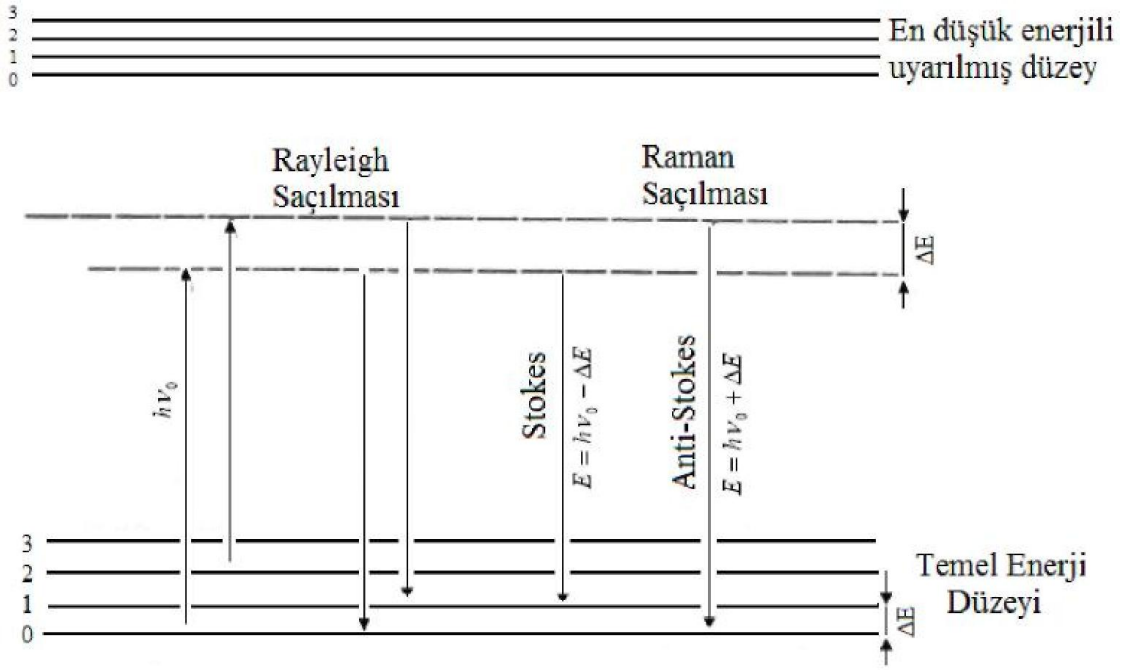
Raman Spektrası teknik olarak elastikiyetsiz ışık saçılımı kullanarak katı, sıvı ve gazların titreşimlerini belirlemek amacıyla kullanılır (Mc Millan, 1989). Sir Chandrasekhara Venkata Raman 1928 yılında güneş ışığını kaynak, teleskobu toplayıcı ve gözlerini de kaydedici olarak kullanarak Raman saçılımını keşfetmiştir (Ferraro vd., 2003). Raman'ın bu buluşu kendisine 1930 yılında Nobel Fizik Ödülü'nü kazandırmıştır.

Raman spektrası bir örneğin görünür bölge veya yakın-IR monokromatik ışıktan oluşan güçlü bir lazer kaynağı sayesinde ışınlanmasıyla ortaya çıkan ışının belli bir açıdan ölçülmesine dayanır. Raman deneylerinde monokromatik ışık huzmesi örneğin içine gönderilir. Moleküllerin şiddetli monokromatik ışın demetleri yardımıyla etkileşmesi halinde ışığın birçoğu molekülün içerisinden geçerken bir kısmı da saçılır. Işık saçılması sırasında saçılan ışığın büyük bir kısmı enerjisi madde ile etkileşim halindeki ışığın enerjisine eşit olur ve bu şekildeki elastik saçılma olayına Rayleigh saçılması denir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Rayleigh ve Raman saçılma ilkeleri

Elastik saçılmadan farklı bir şekilde saçılan ışığın az bir kısmı elastik olmayan saçılma olayına Raman saçılması denir. Rayleigh saçılmasına göre 104-105 kez daha şiddetli bir saçılma olur. Ama Rayleigh saçılması tek bir değer verir ve titreşim geçişlerini vermez. Raman saçılması esnasında saçılan ışığın enerjisinde molekül ile etkileşen ışığına göre ortaya çıkan değişiklik ışıkla etkileşen molekülün titreşim enerji düzeylerindeki enerji farkları kadardır. Bu yüzden Raman saçılmasının spektroskopik incelenmesi sayesinde de moleküllerin titreşim enerji seviyeleri hakkında bilgi sağlanabilir (Şekil 3.2).



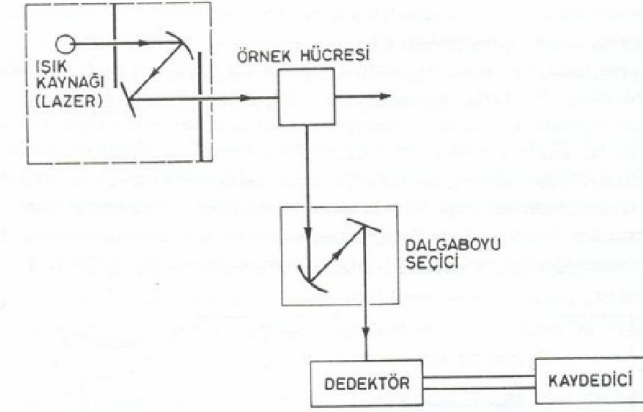
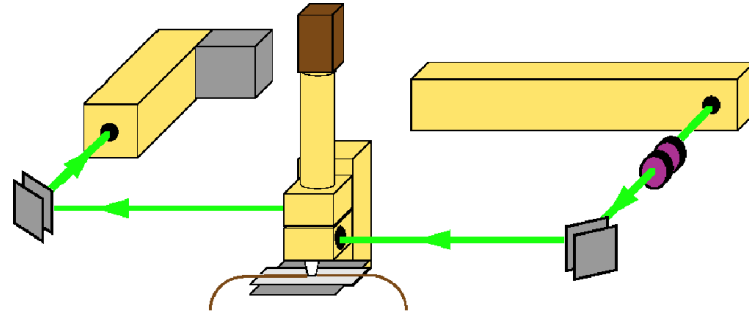
Şekil 3.2. Stokes ve anti-Stokes türü Raman saçılması olayının molekül enerji diyagramı ile açıklanması

Bir molekülün bir fotonla Raman türü saçılma etkileşmesinde bulunması molekülün titreşimi esnasında etkileştiği fotonun elektrik alanı sayesinde periyodik olarak veya fotonun frekansına eşit frekanslı polarlanabilmesi yani periyodik ve geçici bir dipol momentini sağlaması gerekir.

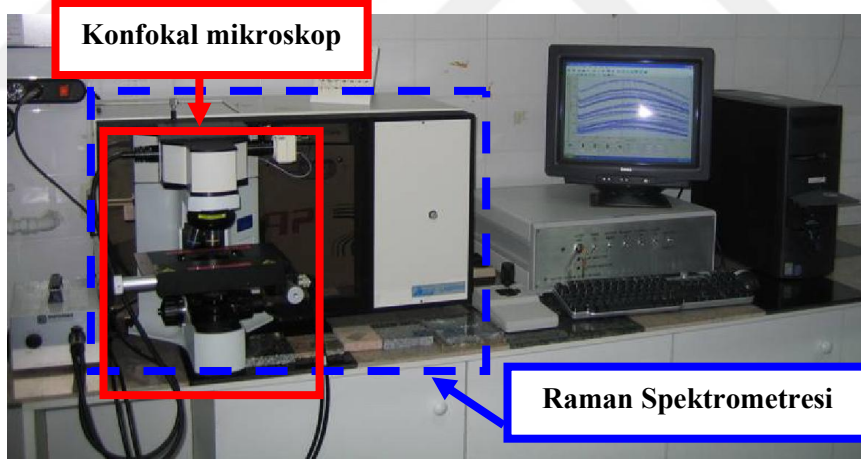
Raman spektroskopisi üç ana bileşenden oluşur. Bunlar; lazer (ışın) kaynağı, numune aydınlatma sistemi ve uygun bir spektrometredir (Şekil 3.3). Raman saçılma sinyali Rayleigh saçılma sinyalinden zayıf olduğundan spektrometrenin iyi olması gerekir.

Raman spektrometrelerinde monokromatör olarak optik ağı, dedektör olarak ise fotoçoğaltıcı tüp veya (CCD Yük-eşleşmiş dedektör) kullanılır (Şekil 3.3).

Konfokal Raman spektrometresi konfokal mikroskop ve hassas Raman spektrometresinin birleştirilmesiyle oluşan sistemdir. Bu sistemle yalnız Raman spektrumları değil ayrıca çok hızlı olarak Raman görüntüleri sağlanabilmektedir (Foto 3.2).

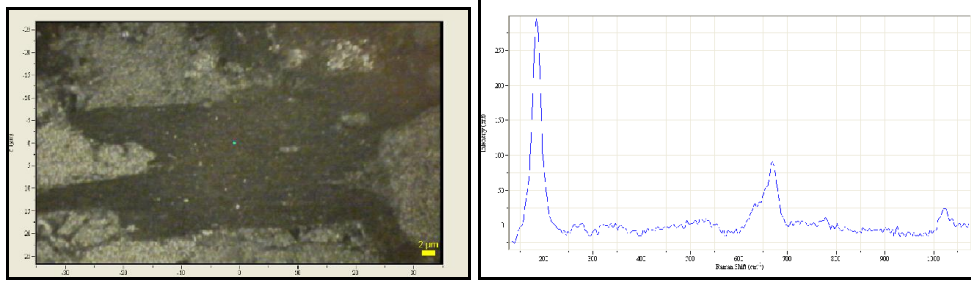


Şekil 3.3. Raman spektrometresinin ana bileşenleri



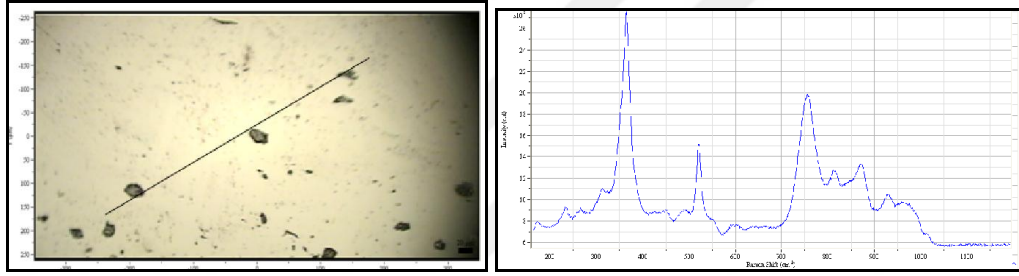
Fotoğraf 3.2. Ankara üniversitesine ait konfokal raman spektrometresi.

Konfokal Raman Spektrometresi ile nokta analizi, çizgi boyu analizi, haritalama ve şiddet analizi yapılabilmektedir. Nokta analizinde numunenin tek bir noktasının Raman spektrumu belirlenmekte, ölçüm numunenin çok küçük bir bölgesinden ve çok kısa bir süre (birkaç dakikada) içerisinde sonuç vermektedir (Foto. 3.3). Genellikle mineralojik tayinlerde nokta analizi uygulanmaktadır.



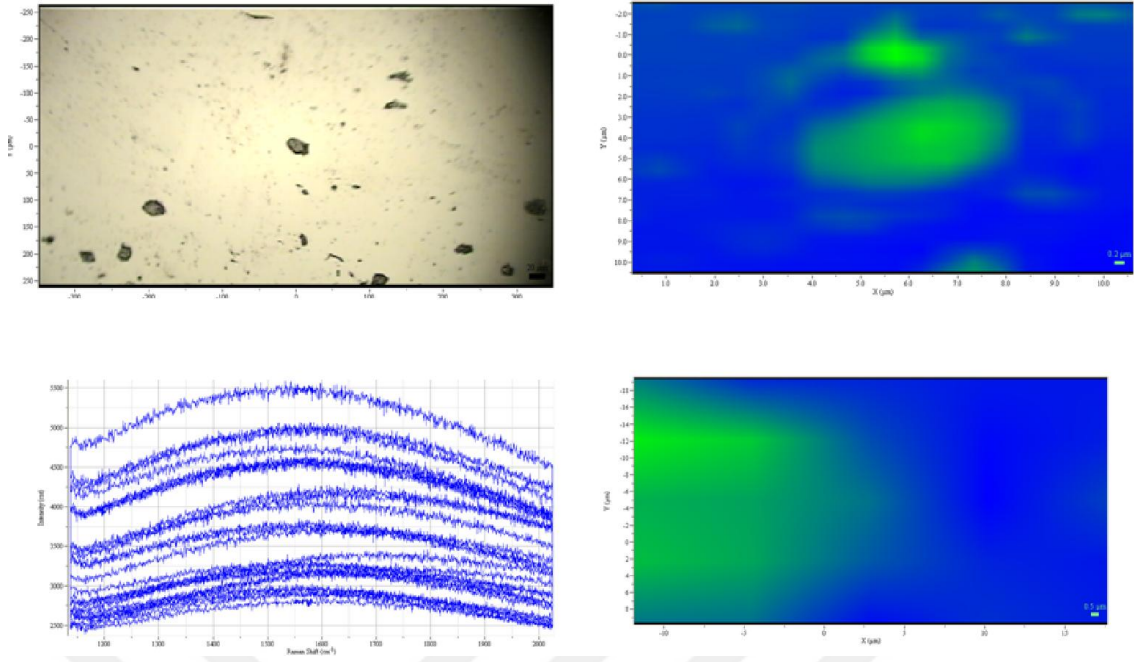
Fotoğraf 3.3. Nokta analizi yapılmış bir örneğinin Raman görüntüsü (A) ve Spektrumu (B).

Çizgi boyu analizde örnek üzerinde bir hat boyunca belirli aralıklarla peş peşe Raman çekimleri yapılarak Raman spektrumları elde edilmektedir (Şekil 3.4). Ölçüm yapılan hattın uzunluğuna göre ölçüm süresi değişmektedir. Çizgi boyu analizle örnek üzerindeki zonlanma ve bileşimsel farklılıklar incelenebilmektedir.



Fotoğraf 3.4. Çizgi analizi yapılmış bir örneğinin Raman görüntüsü (A) ve spektrumu (B).

Haritalama ve şiddet analizi ölçümlerinde ise örneğin bileşimsel değişimi ve geçiş aralıkları ortaya konabilmektedir (Foto 3.5). Bu ölçümler nokta ve çizgi boyu analizlerine göre çok daha uzun sürede (gün boyunca) yapılabilmekte ve daha fazla lazer tüketilmektedir.



Fotoğraf 3.5. Raman spektrometresinde haritalama ve şiddet analizi ölçümleri

3.2.2.1. Raman spektroskopisinin jeolojide uygulanması

Raman spektroskopisi jeolojide son yıllarda kullanılmaya başlanmıştır. Özellikle mineralojik incelemelerde mineral tayinine yönelik olarak kullanılmaktadır. Minerallerde yapılan ayrıntılı Raman spektroskopik incelemelerde plütonun içerisindeki minerallerin kristalleşme süreci hakkında yorum yapılabilmektedir. Raman Spektroskopisinde elde edilen bu sonuçlar çok doğru ve güvenilirdir. Raman incelemelerinde numune hazırlama işleminin oldukça kolay olması, küçük bir numunenin dar bir alanında bile ölçümün yapılabilmesi, ölçüm zamanının kısalığı ve kullanım basitliği gibi avantajları yöntemin mineralojik uygulamalarda giderek ön plana çıkmasına ve yaygınlaşmasına neden olmaktadır.

Raman spektroskopisinin jeolojide uygulanması ile ilgili bazı önceki çalışmaların özetleri aşağıda verilmiştir:

Akçe ve Kadioğlu (2009), Yozgat İnrüzif Kompleksi'ndeki granatlarda Konfokal Raman Spektroskopik incelemeler yapmışlar ve granatlı mika granitler içerisindeki granat minerallerinin spessartin ve almandin bileşiminde olduğu buna karşılık metamorfik temeldeki granatların ise, almandin, grossular ve andradit bileşiminde olduğunu tespit etmişlerdir.

Bao ve Xiaochun (1996), magmatik ve metamorfik zirkonların Raman Spektroskopik farklarını ortaya koymuşlardır.

Barun vd. (2001), eklojitte bulunan koezit minerallerinde çalışmalar yapmışlar, koezit minerallerinin granat minerallerinin içerisinde kapanım olarak bulunduğunu, 118 cm^{-1} , 272 cm^{-1} , 428 cm^{-1} ve 523 cm^{-1} 'de Raman kaymaları tespit etmişlerdir.

Bendel ve Schmidt (2008), alkali feldispatlardan sanidin ve anortoklazlarda çalışmalar yapmışlardır. Bu minerallerin $120-142 \text{ cm}^{-1}$, $454-461 \text{ cm}^{-1}$ ve $510-514 \text{ cm}^{-1}$ 'de Raman kayması görüldüğünü belirtmişlerdir.

Bersani vd. (2009), granat analizleri için mikro Raman spektroskopi çalışmaları yapmışlardır.

Çetin ve Kadioğlu (2007), Mursal Siyenitoidi'nden alınan örneklerdeki feldispatoid, feldispat ve piroksen grubu minerallerinin Konfokal Raman spektroskopik karakteristikleri ortaya konmaya çalışılmıştır.

Güllü ve Kadioğlu (2009), Orta Anadolu'da yüzeyleyen Behrekdağ, Yozgat ve Karakaya granitlerinin pegmatitlerinden aldıkları turmalinlerden Konfokal Raman spektroskopi çalışmaları yapmışlar ve bu turmalinlerin şörl ve elbait olduğunu ortaya koymuşlardır.

Freeman vd. (2008), feldispat grubu minerallerinde Raman Spektroskopik çalışmalar yapmışlar ve bu minerallerin Raman spektralarından bileşimsel ve yapısal bilgilerini elde etmeye çalışmışlardır. On çeşit feldispat grubu mineralini yalnızca temel Raman spektralarına kullanılarak yapıları, kristal şekilleri ve kimyasal bileşimlerine göre sınıflamışlardır.

Frogner vd. (1998), albit mineralindeki Al-tabakalanmalarını kullanarak mineraldeki günlenme etkilerini tespit etmeye çalışmışlardır.

Huang vd. (2000), Mg-Ca-Fe piroksenlerin Raman spektroskopik karakteristiklerini inceledikleri çalışmalarında bu piroksenlerin 800 cm^{-1} 'nin üzerinde Si-O gerilme modlarının, 500 ve 760 cm^{-1} arasında Si-O eğilme modlarının ve 500 cm^{-1} 'nin altında SiO_4 döngüsü ve oksijen-metal aktarım modlarının bulunduğunu belirtmişlerdir.

Loh (1973), “Optical vibrations in sheet silicates” adlı çalışmasında muskovit, flogopit, talk, margarit, lepidolit, klorit ve biyotit minerallerinde çalışmalar yapmıştır. Tabakalı silikatların titreşimlerini beş moleküler titreşim bölgesine ayırarak yorumlamıştır.

McKeown vd. (1999), trioktahedral mika flogopitlerin Raman karakterlerini belirlemiştir.

Mingsheng vd. (1994), granat grubu minerallerinin Raman spektralarını incelemiştir. Fe-Al granat serisinden pirop, almandin ve spessartin, Ca-Fe granat serisinden de grossular, andradit ve uvarovit minerallerinde Raman spektroskopik çalışmalar yapmışlardır. Granat grubu minerallerinin Raman kaymalarının dış titreşimi 380 cm^{-1} 'in altında ve iç titreşimi 380 cm^{-1} 'in üstünde olan iki alanda yer aldığını, dış titreşimin 372 cm^{-1} 'e kadar olan ilk kısmının SiO_4 tetrahedrası ve iki değerlikli katyonlarla bağlandığını ve bu granatların iç titreşimi SiO_4 'e ait olduğunu, spektrumlarının 380 cm^{-1} ve 680 cm^{-1} arasında olduğunu ve Si-O gerilme modlarının 680 cm^{-1} 'in üzerinde bulunduğunu belirtmişlerdir.

Kolesov ve Geiger (1997), dört farklı silikat granatın Raman yansımalarının titreşim şiddetleri üzerine araştırmalar yapmışlardır.

Kolesov ve Geiger (1998), yapmış oldukları çalışmada silikat granatların Raman Spektralarını incelemiştir. Almandin, grossular, andradit, uvarovit, pirop ve spessartin bileşimdeki granat minerallerinin Raman kaymalarını inceleyerek granat grubu minerallerin iç ve dış titreşimlerinin konumlarını belirlemiştir.

Shiraishi ve Ohtani (2007), garnetit ksenolitlerinde Raman çalışmaları yapmışlardır. Klinopiroksen, ortopiroksen, amfibol, spinel ve plajiolklaz minerallerinin Raman kaymalarını inceleyerek bu minerallerin birincil minerallerin ergiyik ile reaksiyonu sonucu oluşuklarını ifade etmişlerdir.

Stalder vd. (2009), Raman Spektrometresi'nde sentetik ortopiroksenleri incelemiştir.

Zoroğlu ve Kadioğlu (2007); Beypazarı Oymaağaç granitoidindeki magma zonlanmasının CRSM kullanılarak belirlenmesinde amfibollerin davranışlarını incelemiştir. Araştırmacılar; amfibollerin Raman spektrumlarının bölgedeki normal zonlanma ile uyumlu pikler verdiğini tespit etmişlerdir.

3.2.3 Kimyasal analiz çalışmaları

İnceleme alanından alınan kayaç örneklerinin ayrıntılı olarak mineralojik-petrografik incelemelerinden sonra kayaçlarının jeokimyasal karakterlerinin ortaya konması amacıyla kayaç gruplarını temsil eden mümkün olduğu kadar taze ve karakteristik örnekler seçilerek tüm kayaç jeokimyasal analizleri yapılmıştır. 20 adet örnekten 4 adet taze skarn zonuna ait kayaç örneği seçilmiş ve bu örneklerden tüm kayaç ve eser element analizleri yapılarak, bunların grafiksel olarak jeokimyasal yorum ve değerlendirmeleri yapılmıştır.

Örneklerin analizleri Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Petrografi Uygulama ve Araştırma Laboratuvarı'nda Prof. Dr. Y. Kaan KADIOĞLU danışmanlığında "SPECTRO X-LAB 2000" model PEDXRF cihazı kullanılarak yapılmıştır. XRF analizleri GEO-7220 yöntemiyle yapılmış olup USGS'in plütonik kayaçlar (granit, granodiyorit vb.) için oluşturduğu K02-GSR-09 ve G01-GS-N-Granite standartları kullanılmıştır.

Ayrıca, manyetit örneklerinde seçilen 5 adet parlakkesit örneği, TU-Delft Üniversitesi'nde (Hollanda) Doç. Dr. Oğuzhan ÇOPUROĞLU danışmanlığında SEM analizleri, görüntü çekimi, element oranlarını gösteren grafikler (histogramlar) çizilmiştir.

3.3 Büro Çalışmaları

Saha ve laboratuvar çalışmaları sonucunda elde edilen veriler büro çalışmaları ile değerlendirilmiştir. Büro çalışmalarında öncelikli olarak elde edilen veriler ışığında gerekli bilgisayar programları kullanılarak harita ve kesitlerin çizimleri gerçekleştirilmiştir. Analiz sonuçları değerlendirilerek tablo, grafik ve şekiller oluşturulmuş ve diğer veriler de göz önüne alınarak gerekli yorumlar yapılmış, çalışmanın amaç ve konusuna ulaşılmaya çalışılmıştır.

BÖLÜM IV

BULGULAR VE TARTIŞMA

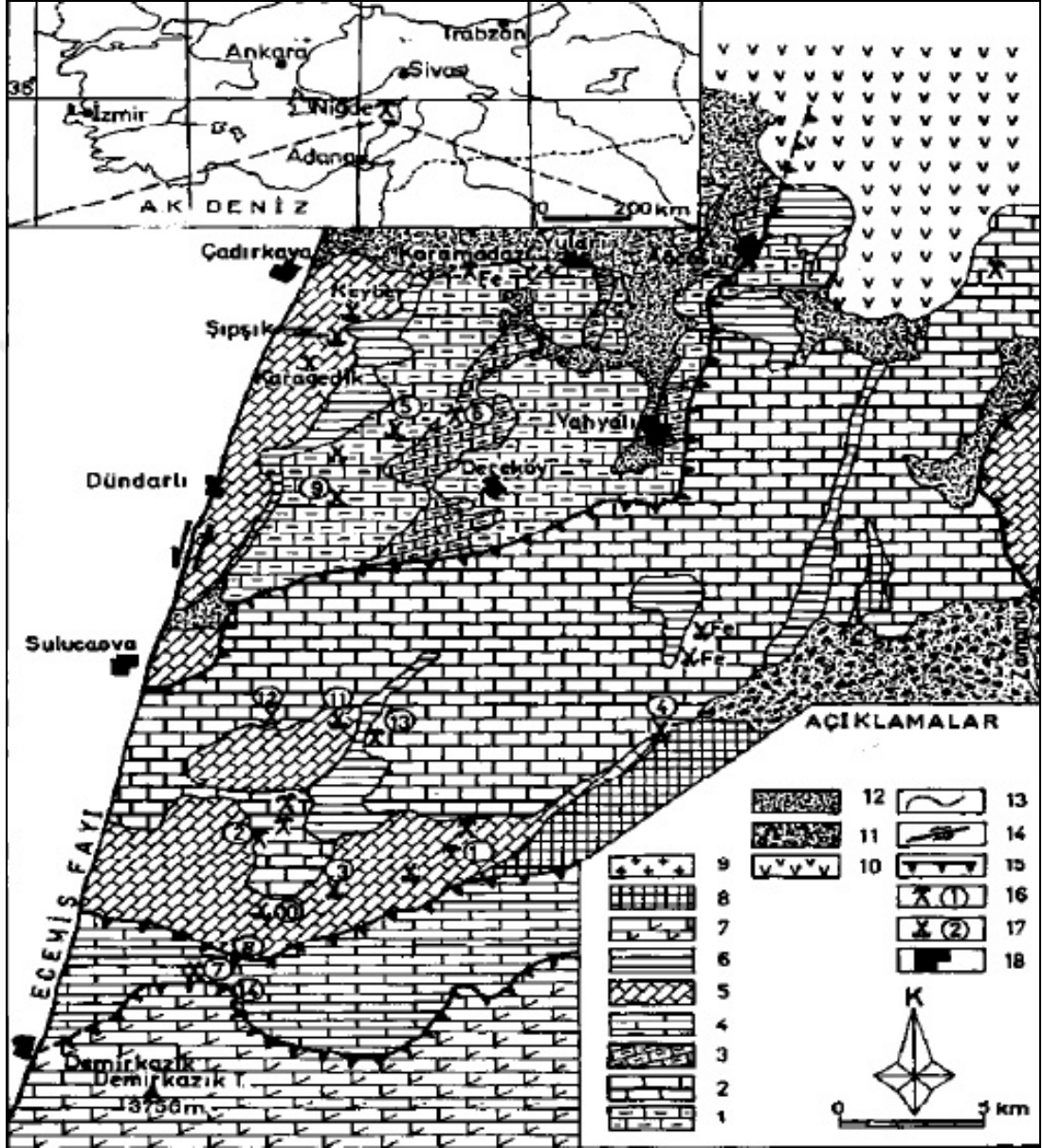
4.1 Çalışma Alanının Jeolojisi

4.1.1 Yahyalı istif

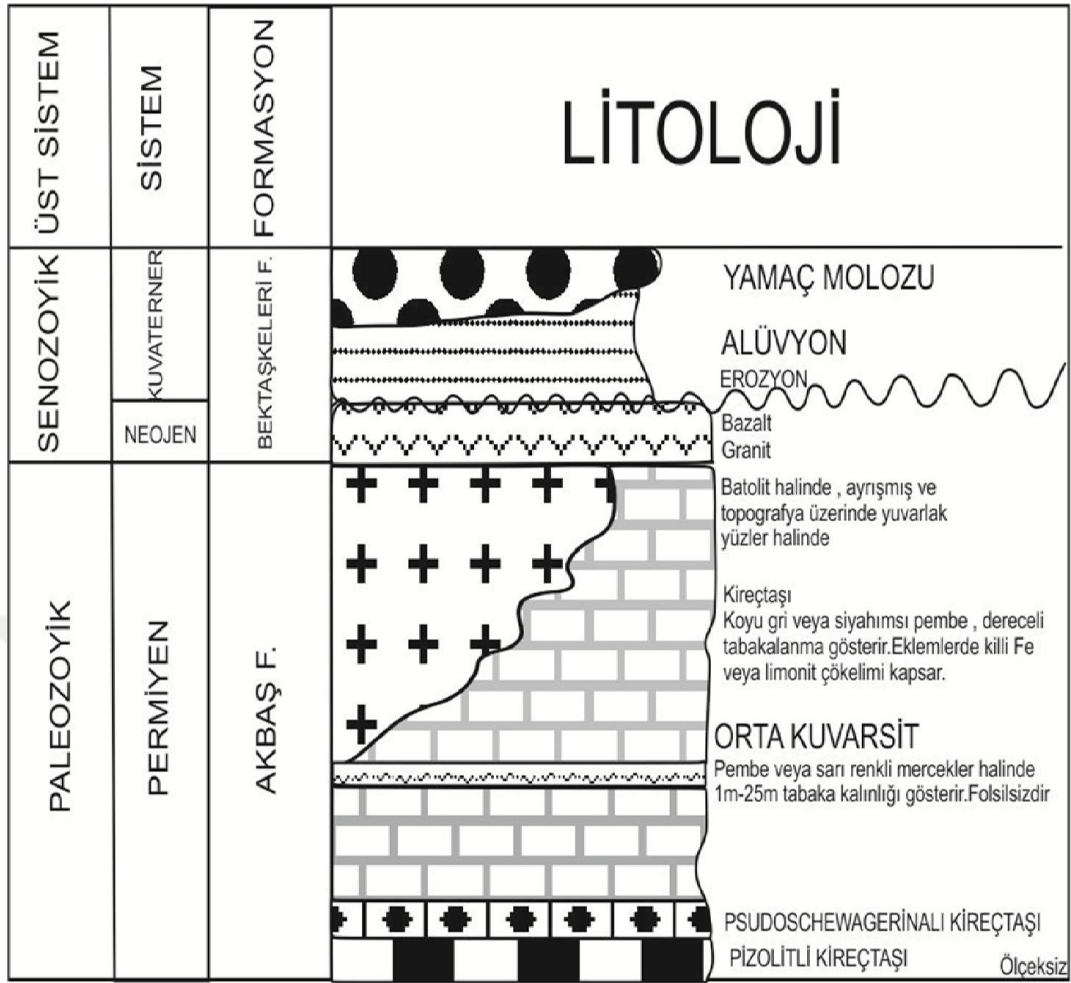
Karamadazı demir yatağı, Paleozoik yaşlı farklı kayaç gruplarının bulunduğu bir alanda yer almaktadır (Şekil 4.1 ve 4.2). Bu bölge Blumental'e (1941 ve 1944) göre "Siyah Aladağ Permokarbonifer kireçtaşı" alanı olarak, Tekeli'e vd. (1981) göre ise, "Yahyalı İstifi" şeklinde adlandırılmıştır. Aynı alanı araştıran Ulakoğlu (1983), bölgeyi "Kilikya Torosları Kesimi" içinde bulunan "Paleozoik Devir kayaçları" şeklinde isimlendirmiştir. Skarn yatakları Yahyalı istifinde bulunan Akbaş formasyonu ve onları kesen Karamadazı graniti dokanakları boyunca izlenir. Bölge D-B Ecemiş fay zonuna ait normal bileşenli doğrultu atımlı faylarla ve kuzeyde ise, Kayseri ovası ile sınırlıdır.

Yahyalı istif, fosil içeriğine göre Üst Paleozoik-Alt Mesozoik yaşlı, allokton bir peridodit (para-otokton) napı altındadır (Tekeli, 1980). Fakat aynı istif Ulakoğlu'e (1983) göre Prekambriyen'den, Permiyen'e kadar süren, arada uyumsuzlukların izlendiğini belirtmiştir. Bu istifte gençten yaşlıya doğru Akbaş Formasyonu (Permiyen), Ağcaşar formasyonu (Karbonifer), Ağcaşar formasyonu (Karbonifer), Yahyalı metamorfik karmaşığı (Prekambriyen) şeklinde yüzeylemektedir. Bu birimler daha sonra Karamadazı graniti tarafından sıcak dokanaklar ile kesilmiştir. Özgül'e (1976) göre istifte bulunan kayaçlar yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramıştır. Göncüoğlu'na vd. (1991; 1992) göre ise, bölgede bulunan kayaçları, OAKK'nın güneyini oluşturan Niğde masifi kayaçlarının daha az metamorfizma geçirmiş örnekleridir. Bölge kayaçlarının kökenini temsil eden Yahyalı metamorfik karmaşığı metapelitler, şist, metakumtaşları ve metakarbonatların izlendiği farklı metamorfik kayaçlar ile zengin bir topluluktur. Bu birim aşıl uyumsuzlukla Karacatepe formasyonu ile üzerlenir. Formasyon kristalize ve şist dokulu kireçtaşlarını içerir. Çamardı formasyonu, uyumsuz olarak Karacatepe formasyonunun üzerinde bulunur. Altta taban konglomerasıyla, üste doğru ise, rekristalize kireçtaşları ile temsil edilir. Birim, farklı türde kireçtaşı-şeyl ardalanmasıyla ortaya çıkan Ağcaşar formasyonu ile uyumludur. İstifte bulunan son birim farklı kireçtaşları ve ortokuvarsit mercikleri ile adlandırılan Akbaş formasyonudur. Akbaş formasyonu altta bulunan Ağcaşar

formasyonu ile uyumludur skarn zonlarının gözlemlendiği kireçtaşları bu formasyonda bulunmakta ve Karamadazı granitiyle sıcak dokanakla kesilen kireçtaşlarında skarnlaşma izlerini ve bununla birlikte izokimyasal metamorfizma ürünleri olan rekristalizasyon izlerini görmek mümkündür (Şekil 4.1 ve 4.2).



Şekil 4.1. Bölgenin metalik maden yatakları yer bulduru ve genel jeoloji haritası. 1- Yahyalı istifi (Devoniyen-Triyas) 2- Siyah Aladağ istifi (Devoniyen-Jura) 3- Yahyalı istifi içerisindeki kalkıştiller (Devoniyen ?) 4- Minaretepe istifi (Üst Triyas) 5-Üstkişak istifi (Jura) 6- Küçüksu istifi (Üst Triyas) 7- Beyaz Aladağ istifi (Üst Triyas-Jura) 8- Aladağ ofiyolit melanjı (Senoniyen) 9- Plütonik kayalar (Alt Eosen) 10- Erciyes volkanitleri (Üst Miyosen-Pliyosen) 11- Konglomeralar (Miyosen) 12- Alüvyon 13- Dokanak 14- Ecemiş fayı (Üst Miyosen- Pliyosen) 15- Bindirme hatları 16- İşletilen maden 17- Terk edilmiş maden 18- Yerleşim birimleri (Çopuroğlu, 1996 ve Ayhan, 1983'ten faydalanılmıştır).



Şekil 4.2. Karamadazı bölgesinin stratigrafik kesiti (Ulakoğlu,1983 yararlanılmıştır).

Plütonik kayaç dokanıkları boyunca rekristalizasyon beyaz iri taneli mermer-rekristalize kireçtaşlarının oluşumu gözlenmiştir. Fay zonları ve metamorfik kayaç dokanıklarında ankeritik kireçtaşları bulunur. Hem pizolitli hem de pseudoschwagerinalı kireçtaşlarını içermektedir. Ancak cevherleşmenin görüldüğü zonlarda fosiller ve orijinal sedimanter dokular silinmiştir. Akbaş formasyonu ile Karamadazı graniti dokanıklarında güneyden kuzeye artış gösteren bir deformasyon gözlenmektedir. (Ulakoğlu,1983; Şekil 4.2).

4.1.2 Karamadazı graniti

Karamadazı köyü ile doğuda Yularıköy arasında kalan alanda yüzeyleyen (Şekil 4.1) felsik ve ortaç bileşimli kayaçlar Karamadazı graniti, (Ulakoğlu,1983) 'göre, Yahyalı plütunu olarak isimleştirilmiştir. Arazide gözlenen granitik kayaçlar genelde içine sokuldukları kireçtaşlarıyla bazı yerlerde uyumlu dokanıklar oluşturmuşlardır. Bu

kayaçların Yularıköy'den, Karamadazı köyüne (doğudan-batıya) doğru granit, granodiyorit ve kuvars diyorit şeklinde bir zonlanma gösterdiğini belirtmişlerdir. Karamadazı granitinin kuzey sınırı faylı olup, D-B yönlü dik açılı normal bir fayla kuzey tarafı düşmüş ve Kayseri ovasını oluşturan genç çökellerle uyumsuz bir şekilde örtülmüştür. Cevherleşmenin olduğu ana zondaki plütonik kayaçlar hem kataklastik deformasyon izlerini taşımakta hemde skarnlaşma süresince etkili olan hidrotermal-magmatik akışkanlar tarafından oldukça bozunmuşlardır. Karamadazı graniti hem aplit hem de pegmatit daykları tarafından kesilmektedir. Aplitler pegmatitlere göre daha baskın olup D-B ve K-G olmak üzere iki ana doğrultu boyunca gözlenmektedir. Bunlardan D-B doğrultulu olanlar K-G doğrultulu aplitler tarafından yer yer kesilmekte olup, endoskarnların başladığı lokasyonlarda gözlenen epidot damarları da D-B doğrultulu aplit damarlarına uyumluluk göstermektedir. Granodiyorit-kuvarsdiyoritler içinde 30-40 cm'ye varan mafik plütonik kayaç anklavları gözlenmekte iken, biyotit granitlerdeki anklavların hem sayıca az oldukları hemde boyut olarak daha küçük oldukları dikkat çekmektedir. Hem skarn zonları çevresinden hem de skarnlara uzak noktalardan alınan örneklerin petrografik analizlerinde, plütonik kayacın, K-feldispat, plajiyoklas, hornblend, biyotit, kuvarsça zengin olduğu, tali bileşenler olarak da titanit içerdiği tespit edilmiştir. Skarn zonları boyunca skarnlaşma etkisi plütonik kayaç içinde hem mineralojik pek çok değişmeye neden olmuş, bu yüzden hem plajiyoklaslarda hem de mafik minerallerde yaygın epidotlaşma ve silis getirişi gözlenmiştir. Kayacın mineralojik bileşimine göre granodiyorit, kuvars diyorit veya granit arasında değişim göstermektedir. Granodiyorit ve kuvars diyorit daha çok skarnlara yakın kesimlerde gözlenirken, granit skarn zonlarına daha uzak kesimlerde gözlenmektedir (Kuşcu vd., 2001; Oygür vd., 1978 ve Oygür, 1986).

Skarn zonlarında skarnlaşma etkisi plütonik kayaç içinde de mineralojik pek çok değişmeye sebep olmuş, bu nedenle hem plajiyoklaslarda hem de mafik minerallerde yaygın epidotlaşma ve manyetit getirişi gözlenmiştir (Foto 4.1).



Fotoğraf 4.1. Granit blokunda feldspatlar (pembemsi), epidotlaşma (fıstık yeşili) ve manyetit damar ve damarcıkları (siyah) oluşumunun arazi görünümü.

Boztuğ vd.'ne (2002) göre ise, Orta Toros kuşağında ender görülen granitik kayaç örneklerinden birisini temsil eden Karamadazı (Yahyalı-Kayseri) plütunu, Bolkardağ birliğine ait Permo-Triyas yaşlı mermerleri sıcak dokanakla kesmekte ve hatta yer yer manyetitli skarn cevher yataklarını oluşturmaktadır. Kuvaterner yaşlı yamaç molozu ve alüvyonlarla örtülen Karamadazı plütununun jeolojik-stratigrafik yaşı hakkında yeterli veri bulunmamasıyla birlikte, bölgesel jeolojik denestirmelerle Üst Kretase-Alt Tersiyer yaşlı olabileceği ileri sürülmektedir.

Ray vd. (1995) W skarnın bağılı bulunduğu granitlerin kıta-içinde geliştiğini savunurken, Newberry ve Swanson (1986) ve Newberry (1998) ise, bunların dalma-batma zonlarında geliştiğini ve bu oluşum sürecinde kıtasal kabuk kirlenmesinden fazla etkilenmediğini savunmuşlardır. Newberry ve Swanson (1986) ve Newberry (1998) geniş ölçüde fraksiyonlanma gösteren granitoidlerin tektonik ortam olarak kıta içinde gelişen veya çarpışmayla eş zamanlı plütunlar olduğunu vurgulamışlardır.

4.1.2.1 Karamadazı granitinin mineralojik-petrografik incelenmesi

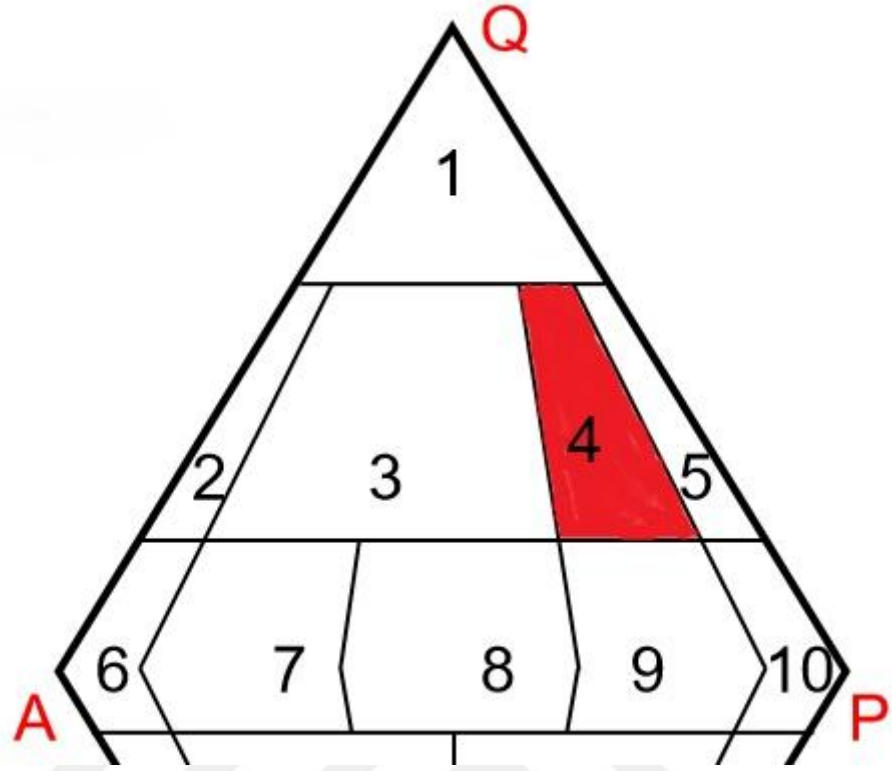
Granit, pembemsi renkte, masif, iri tane boylu, iri kuvars ve pembe et renginde feldspat kristalleri kayaca pembemsi ve açık renk vermektedir (Foto 4.1). Kayacı oluşturan esas

mineraller: özşekilsiz, dalgalı sönmeli kuvars (Foto. 4.2, eşit oranlarda alkali feldspat (ortoklas, kafes dokulu mikroklin) ve polisentetik ikizlenmeli plajioklas (Foto. 4.2C ve F; oligoklas, albit) ve iri taneli çubuksu görünümlü kahverenginde biyotit minerallerinden oluşmaktadır (Foto. 4.2E). Biyotitler kahverengi olup, Tek yönde gelişmiş dilinimlere (001) sahiptir. Yüksek anizotropi ve pleokroizma özellikleri ile kolayca tanınmaktadır. Bazı yerlerde uç kısımlarından itibaren kloritleşmeye başlamış olarak, bazı yerlerde ise, tamamen klorite dönüşmüş olarak bulunmaktadır. Özşekilsiz alkali feldspatlar bazen iri taneli, kuvarsla girift bir şekil de kristallenmiş, yer yer de killeşme, serizitleşme, biyotitlerde ise, kloritleşme izlenmektedir. Amfiboller genelde kahverengi, yeşil renklerde olup, pleokroizması belirgindir. Tek ve iki yönde gelişmiş dilinimleri ve tipik baklava dilinim özellikleri ile bunların hornblende oldukları belirlenmiştir. Batolit kütesinin kenar zonlarında yerleşim sırasında yan kayalardan ve daha önceki fazda oluşmuş kayalardan içine almış olduğu anklavlar bulunmaktadır. Tali mineralleri; magnetit, apatit ve titanitdir. Kayaç, daha çok holokristalin hipidiyomorf, nadir olarak da mirmekitik ve allotriyomorf doku gözlenmektedir (Foto 4.2).

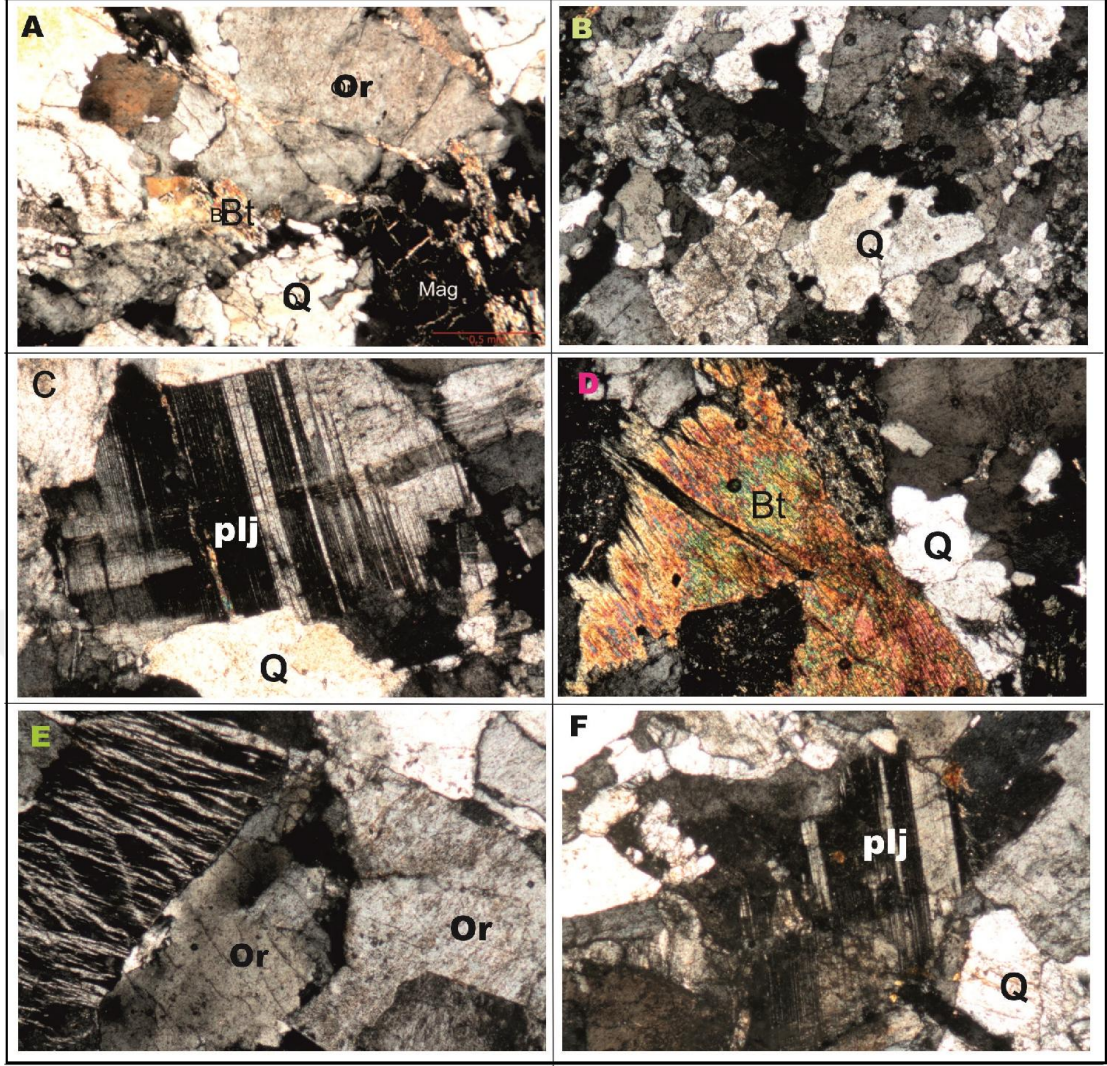
Skarnın ilişkili olduğu plütonun genel karakteri birçok araştırmacı tarafından araştırılmıştır (Kwak ve White, 1982; Newberry ve Swanson; 1986; Keith vd., 1989; Newberry, 1998). Newberry ve Swanson (1986). Karamadazı skarnı oluşturan granitoidler oldukça hacimli olup, kaba taneli holokristalin ile porfirik dokuların birlikte geliştiğini ve K-feldspat megakristalleri içermektedir (Foto.4.2). Burdaki granitoyitler granit ile granodiyorit arası bileşimde olduğunu önceki çalışmacıların da ortak tesbitidir. Kayaçta mirmekitik dokuların yaygın olarak gözlenmektedir (Foto. 4.2E).

Bütün bu sonuçlar ışığı altında örneklerin mineralojik bileşimlerinden faydalanılarak Streckeisen (1976) sınıflaması yapılmıştır. Elde edilen QAP üçgen diyagramında Karamadazı plutoninin granodiyorit bir bileşime sahip olduğu görülmektedir.

Modal mineral içeriği; Kuvars (%20-60); Plajioklas (% 65-90 tüm feldspat grubu, çoğunlukla oligoklas, andesin az miktarda albit); alkali feldspat (%10-35, çoğunlukla ortoklas); Mafik mineraller: hornblende, ojit, biyotit, aksesör mineraller: manyetit, apatit, titanit, zirkon (Şekil 4.3).



Şekil 4.3. Karamadazı granitine ait örneklerin mineralojik bileşimlerinden faydalanılarak hazırlanan Streckeisen (1976) sınıflaması (taralı 4 nolu alan: granodiyorit). Kuvars (Q), Alkalifeldspat (A); Plajiyoklas (P).

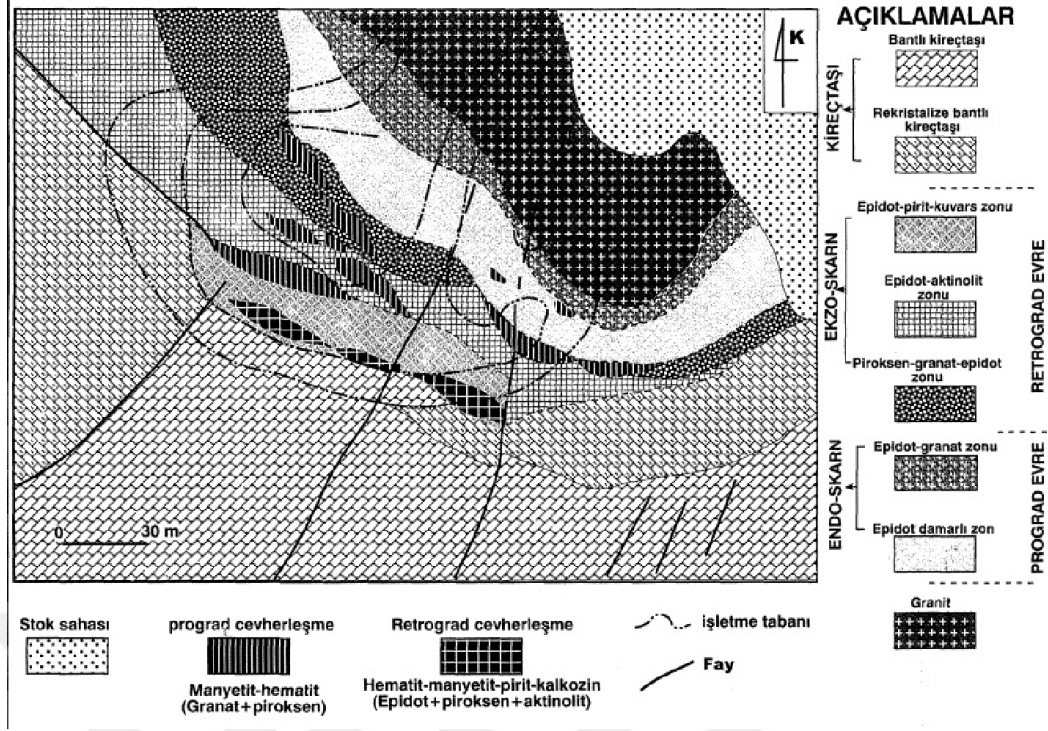


Fotoğraf 4.2. İncekesit 18, graniti oluşturan esas mineraller, (ÇN), plajioklaslar (oligoklas, albit, Plj.), mirmekitik dokulu ortoklas (Or), biyotit (Bt), kuvars (Q) ve opak mineral (Opk). Ölçek: resim genişliği 1.7 mm.

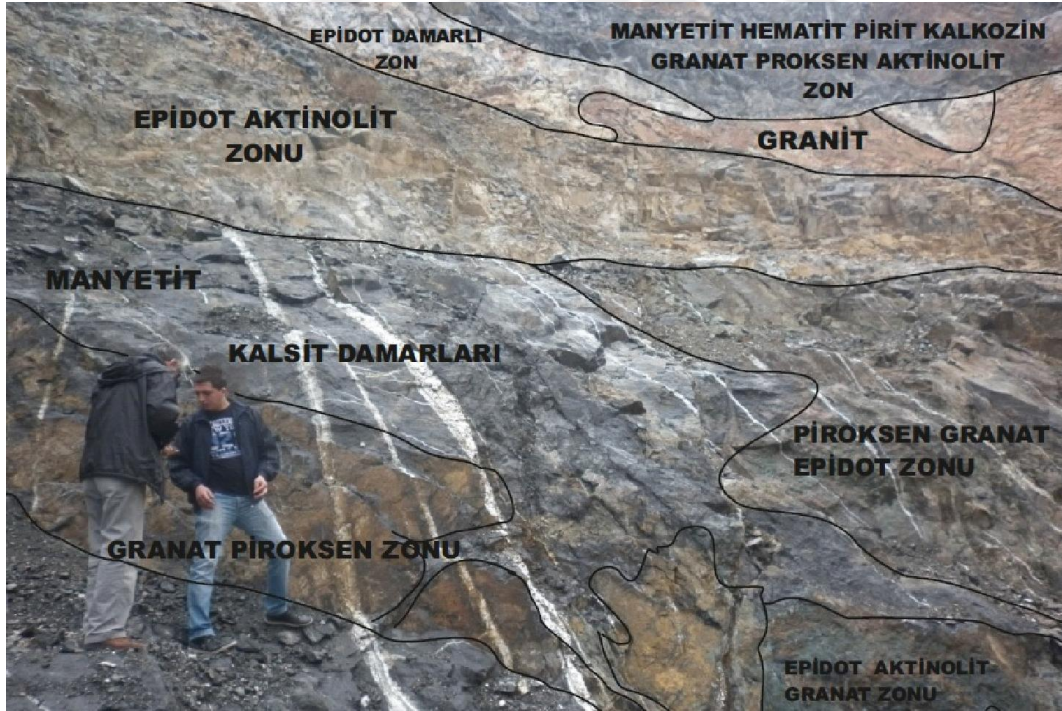
4.2 Karamadazı yatağının yakın jeolojisi ve skarn zonları

Bölgede, Ulakoğlu (1983), Oygür vd. (1986), Çevikbaş vd. (1997), Kuşçu vd. (2001 ve 2002), Boztuğ vd. (2002) jeolojik çalışmalar yürütülmüştür. Bu çalışmalarda belirtilen özelliklerle, bu çalışma sonucu elde edilen gözlemler büyük oranda uyum göstermektedir. Karamadazı manyetit yatağı ve skarn oluşumu ile ilgili olarak skarnın ornattığı yan kayacın bileşimine göre kalsik (kalsiyumlu) skarn olarak, skarn zonlarının geliştiği ortama göre ise, hem endoskarn hemde ekzoskarn olarak sınıflandırılmaktadır. Endoskarnlar, granitten ekzoskarna doğru (kuzeyden güneye) epidot-skarn ve granat-epidot skarn şeklinde bir zonlanma gösterir. Ekzoskarnlar, endoskarn zonundan itibaren kireçtaşına doğru (kuzeyden güneye), Piroksen-granat-epidot ve epidot-aktinolit skarn

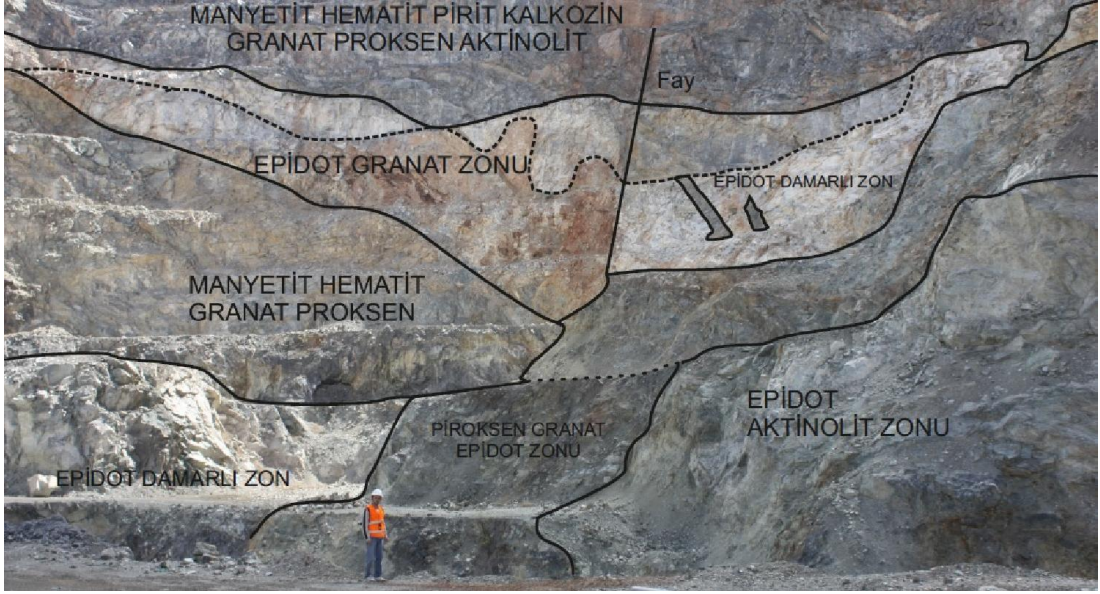
zonlarından oluşur. Genel olarak granatlar granite yakın, piroksenler ise, kireçtaşına yakın bir zonlanma içindedir. Endoskarn zonu granit içinde D-B doğrultulu güneye eğimli kırık sistemleri boyunca epidotça zengin piroksen damarları olarak başlar. Bu damarların yoğunluğu ve kalınlığı granitten itibaren ekzoskarnlara doğru artar. Endoskarn ve ekzoskarn zonlarındaki granatlar arasında hem kristal boyutu hem de renk olarak farklılıklar bulunur. Endoskarn zonu ile ekzoskarn arasındaki geçişte ince taneli granatların rengi kahveden yeşile döner ve kahve granatlar damarlar halinde gözlenir. Geçiş zonu masif bir görünümde ve çatlak sistemleri boyunca manyetit sıvımaları içerir. Granat-epidot endoskarn zonu piroksenlerin baskın olduğu piroksen-granat-epidot zonuna geçer, bu zon aynı zamanda ekzoskarnların başlangıcına işaret eder ve granite yakın lokasyonlarda daha belirgindir. Piroksenler genellikle ince taneli yarı-özşekilli ve özşekilsiz diyopsit ve hedenberjit kristalleri olarak ve çoğunlukla aktinolitlere dönüşmüş olarak bulunur. Ekzoskarnların distal kısımlarında ise, daha çok epidot-aktinolitçe zengin epidot skarnları gözlenir. Karamadazı skarn zonunun tek bir zondan oluşmadığı, granitten kireçtaşı dokanağma doğru, granit- endoskarn-ekzoskarn-kireçtaşı şeklinde bir zonlanma gözlemlendiği, bu zonlanmada granitlerin çok fazla skarnlaştığı, granit içinde yaklaşık 50-100 m'ye varan skarn zonlarının bulunduğu gözlenmektedir. Skarn zonları yaklaşık D-B doğrultulu olup, dike yakın kuzeye eğimlidir. Endoskarnlar skarnlaşmamış granitten, ekzoskarnlara doğru (kuzeyden güneye) epidot-skarn ve epidotgranat skarn şeklinde bir zonlanma gösterir. Ekzoskarnlar, endoskarn zonundan itibaren kireçtaşlarına doğru piroksen-granat-epidot, epidot-aktinolit skarn ve epidot-pirit-kuvars-kalsit zonlarından oluşmuştur. Genel olarak granatlar granite yakın, piroksenler ise, kireçtaşına yakın bir zonlanma içindedir (Şekil 4.4; Foto. 4.3 ve 4.4).



Şekil 4.4. Karamadazı manyetit-skarn yatağının jeolojik haritası (Kuşçu vd., 2001).



Fotoğraf 4.3. Karamadazı manyetit yatağının açık işletme nedeniyle açığa çıkan skarn zonlarının genel görünümü. Bakış yönü: doğudan batıya.



Fotoğraf 4.4. Karamadazı manyetit yatağının açık işletme ile açığa çıkan skarn zonlarının genel görünümü. Bakış yönü: doğudan batıya.



Fotoğraf 4.5. Karamadazı manyetit yatağında, skarn mineralleri içeren kütle içerisinde ince taneli manyetit (siyah ve köşeli), ince taneli pirit (yeşilimsi sarı), kalsit damar ve damarcıkları (beyaz) cevherleşmenin son evresi,

4.2.1 Endoskarn zonu

Granit içinde veya kenar zonlarında gelişmiş endoskarn zonu plajiyoklaz-piroksen zonundan oluşmaktadır. Bu zonda plajiyoklaz ve klinopiroksene ortoklaz, kuvars, granat ve epidot eşlik etmektedir. Optik inceleme ile klinopiroksenlerin eğik sönme gösterdiği, sönme açısının 38° ile diyopside karşılık geldiği, plajiyoklazların ise oligoklas-andezin bileşiminde olup, yer yer albit bileşimindedir. Diyopsit bileşimindeki klinopiroksenler yeşil renkte ve yüksek girişim renklerinde görülür. Endoskarnlar Kuşcu' e (2001) göre, plütonik kayaç içindeki mafik mineraller ve plajiyoklazlar üzerinde epidotlaşma ile başlar ve dokanaktan güneye doğru (ekzoskarna doğru) piroksen ve granatça zenginleşerek devam eder. Granat miktarı piroksen miktarına göre fazladır. Endoskarnlar kendi içlerinde granitten ekzoskarn zonuna doğru epidot skarn ve granatepidot skarn olarak alt zonlara bölünür. Skarn mineral parajenezi içerisinde epidotlara, polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaz (andezin-albit), ufak özşekilli tipik baklava dilinimli hornblende, iri taneli zonlu granatlar, öz şekilli iri taneli prizmatik klinopiroksen (diyopsit) ve az miktarlarda kloritler eşlik etmektedir (Foto. 4.6 ve 4.7).

4.2.1.1 Granat

Granatlar çoğunlukla mat kahve renkli özşekilsiz, ince taneli ve parçalı, ufalanmış bir haldedir. Bazen çok iri taneli zonlu yapılarında rastlanmaktadır (Foto.4.7C). Mikroskop altında çoğunlukla çok ince taneli plajiyoklaz ve kuvarsin birlikte bulunduğu damarlar ya da cepler halinde bulunur. İzotop ve dilinimi olmaması nedeniyle mikroskop altında kolayca tanınmaktadır (Foto. 4.7). Kristalografik özellikleri, kübik, $4/m\bar{3}2/m$ simetri elemanları, dodekaeder, trapezoeder yapılarına sıkça rastlanmaktadır. Bunların ve diğer formların kombinasyonları genellikle belirgin kristalli, yuvarlaklaşmış taneler, masif yapılı olup, sertliği $6\frac{1}{2} - 7\frac{1}{2}$, rengi kimyasal içeriklerine göre çok değişkendir. Genel formül: $A_3B_2(SiO_4)_3$ A: Ca, Mg, B: Fe^{2+}/Mn şeklindedir (Tröger, 1969; Ramdohr ve Strunz, 1978; Yenyol, 2002).

Karamadazı skarn zonunda bulunan zonlu granatlar üzerinde yapılan "Raman Spektrometresi" incelemeleri ile bunların andradit bileşiminde oldukları belirlenmiştir (Foto. 4.4;4.5 ve 4.6).

Bazı araştırmacılar ise, zonlu kristal yapısına sahip granatlar üzerinde skarn oluşumunda

etkili akışkanların evrimine yönelik çalışmalar yapmışlardır (Jamtveit, 1991; Jamtveit ve Anderson, 1993; Clechenko ve Valley 2003; Ciobanu ve Cook, 2004). Bu araştırmacılar, granatların çekirdek kısmının erken evreyi bantların ise, sonraki evreleri temsil ettiğini ve bunların da etkin akışkan bileşimindeki değişiklikler ile Fe⁺³/Al oranlarındaki dalgalanmaları yansıttığını belirtmişlerdir (Foto. 4.6C). Granatlarda çekirdekten kenar zonlara doğru And/Grs ve Grs/And oranlarındaki artış ve azalışlar ise, oksitlenme derecesi $f(O_2)$ ile ilişkilendirilmiştir (Abu El-Enen vd., 2004). Oksitlenmiş W skarnlarda, proksimal granat±piroksen seviyesindeki zonlanmış granatların çekirdekten kenar zonlara doğru grossular bileşiminden andradit bileşimine geçmesi tipik bir özellik olarak tanımlanmıştır (Taylor, 1976; Collins, 1977; Newberry, 1983).

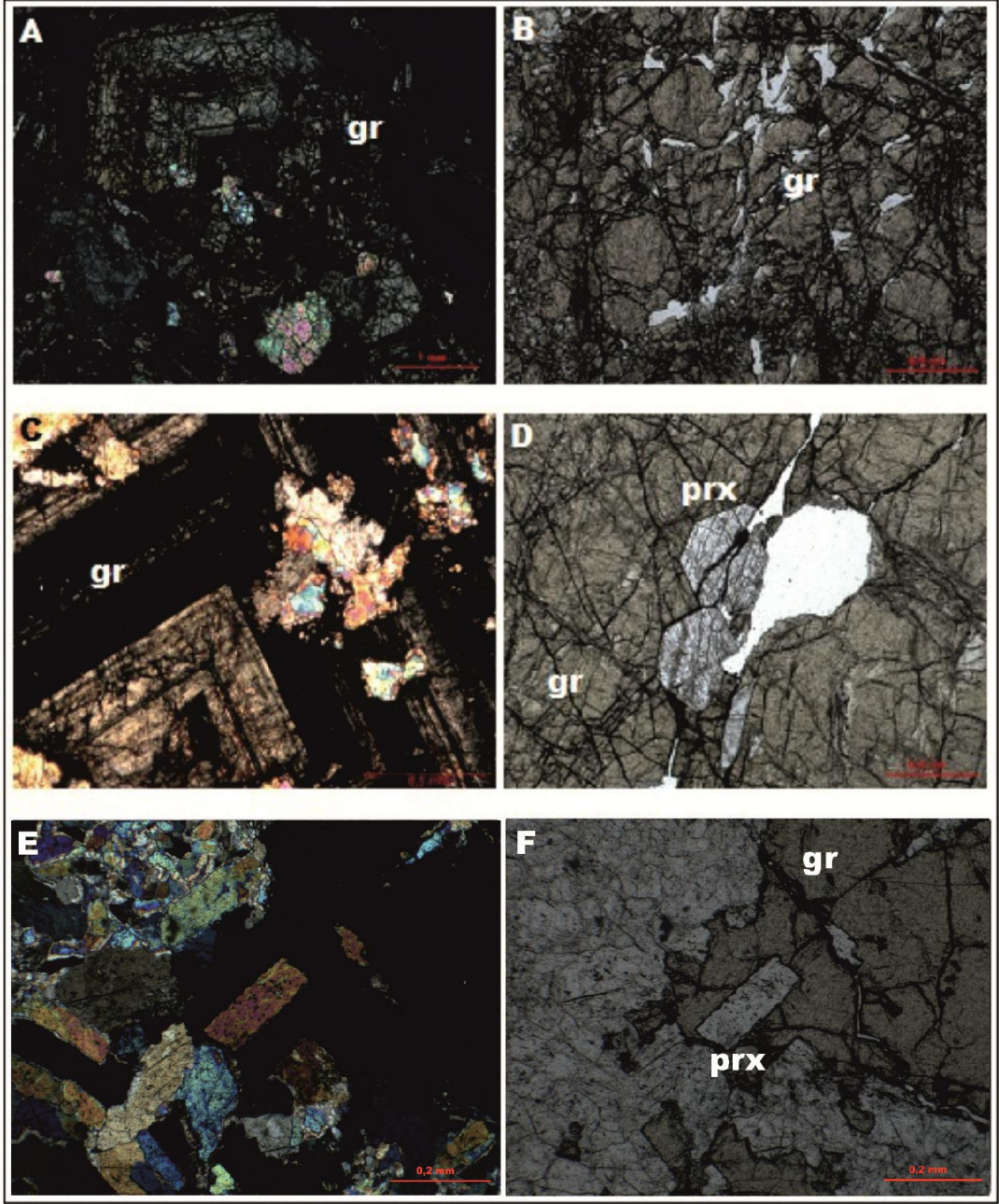
Endoskarn ve ekzoskarn zonlarındaki granatlar arasında hem kristal boyutu hem de renk olarak farklılıklar bulunur. Endoskarn zonu ile ekzoskarn arasındaki geçişte ince taneli granatların rengi kahveden yeşile döner ve kahve granatlar damarlar halinde gözlenir. Geçiş zonu masif bir görünümde ve çatlak sistemleri boyunca manyetit sıvılamaları içermektedir (Kuşçu. 2001).

4.2.1.1.1 Granatların raman spektroskopik incelemesi

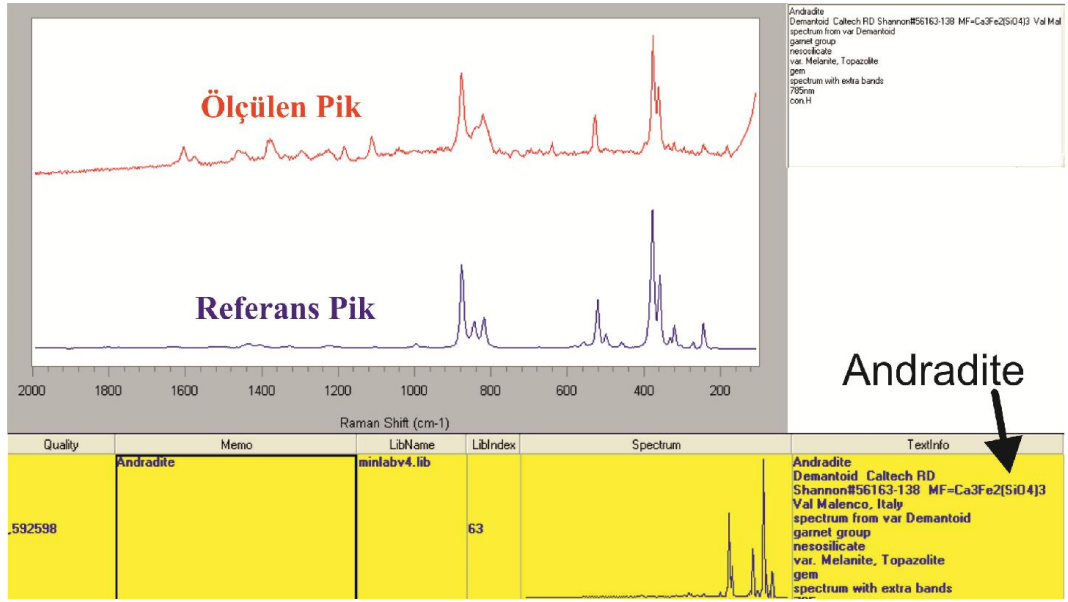
Konfokal Raman Spektrometresi granat grubu minerallerin silikat ve katyon yapısının belirlenmesinde kullanılabilir. Granat grubu mineraller, Raman spektroskopik incelemelerde silikat yapısı ve kristal sistemlerindeki yüksek simetriden dolayı belirgin ve yüksek spektrum sergilerler. Andradit türü granat minerali ise 820-890 cm⁻¹, 513-540 cm⁻¹,

360-390 cm⁻¹'de kuvvetli Raman kaymaları vermektedir. 370 cm⁻¹ altındaki titreşimler SiO₄ tetrahedrasına ait olup iki değerlikli katyonlarla bağlanmıştır. 370 cm⁻¹'nin üstündeki iç titreşimler ise üç değerlikli katyonlarla bağ yapan SiO₄'e aittir (Şekil 4.5.; 4.6; 4.7).

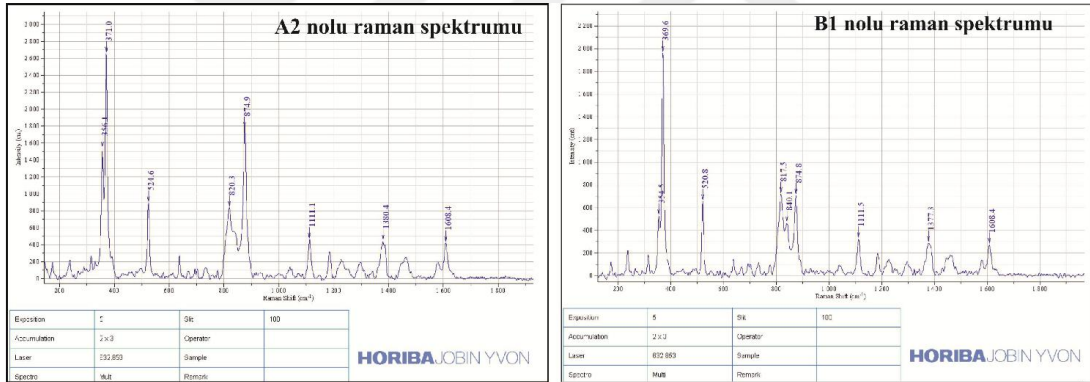
Andradit türü granat minerali ise 810-885 cm⁻¹, 510-535 cm⁻¹, 345-380 cm⁻¹'de kuvvetli Raman kaymaları vermektedir. 360 cm⁻¹ altındaki titreşimler SiO₄ tetrahedrasına ait olup iki değerlikli katyonlarla bağlanmıştır. 360 cm⁻¹'nin üstündeki iç titreşimler ise üç değerlikli katyonlarla bağ yapan SiO₄'e aittir.



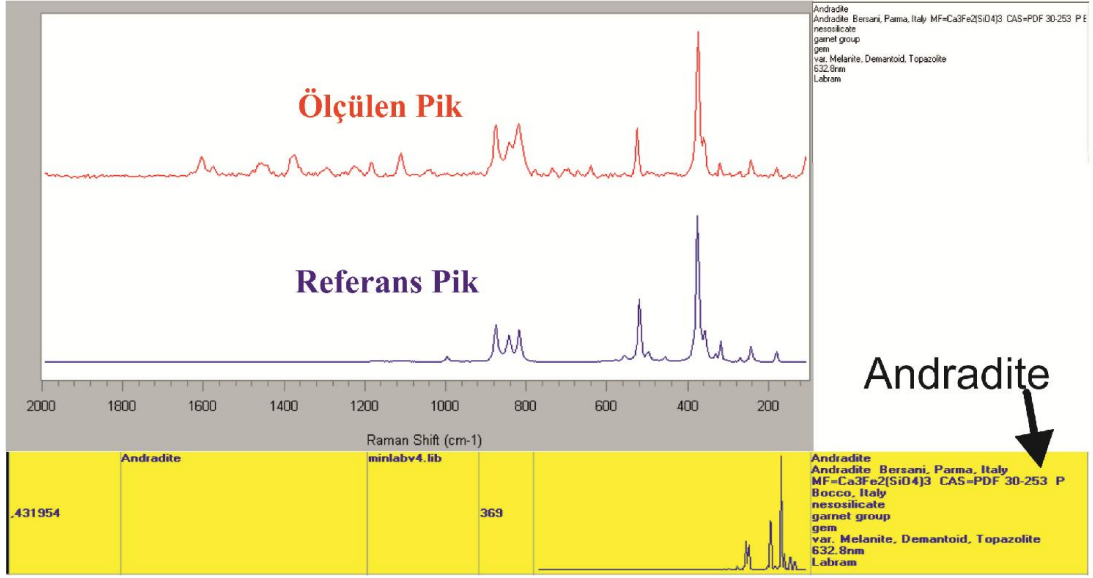
Fotoğraf 4.6. İncekesit 8, ÇN (sol resimler), TN (sağ resimler), A, B: kataklastik parçalanmış granat, C: zonlu granat (andradit), D: granat içerisinde öz şekilli diyopsit (prx), E, F: skarn mineralleri.



Şekil 4.5. Karamadazı skarnındaki andradit türü granat mineralinin Raman spektroskopik karakteristikleri (Örnek No: A2)



Şekil 4.6. Karamadazı skarnındaki andradit türü granat mineralinin raman spektromu (Örnek No: A2 , B1)



Şekil 4.7. Karamadazı skarn minerallerinden granatın Raman spektroskopik standartları ile karşılaştırılması (Örnek No: B1)

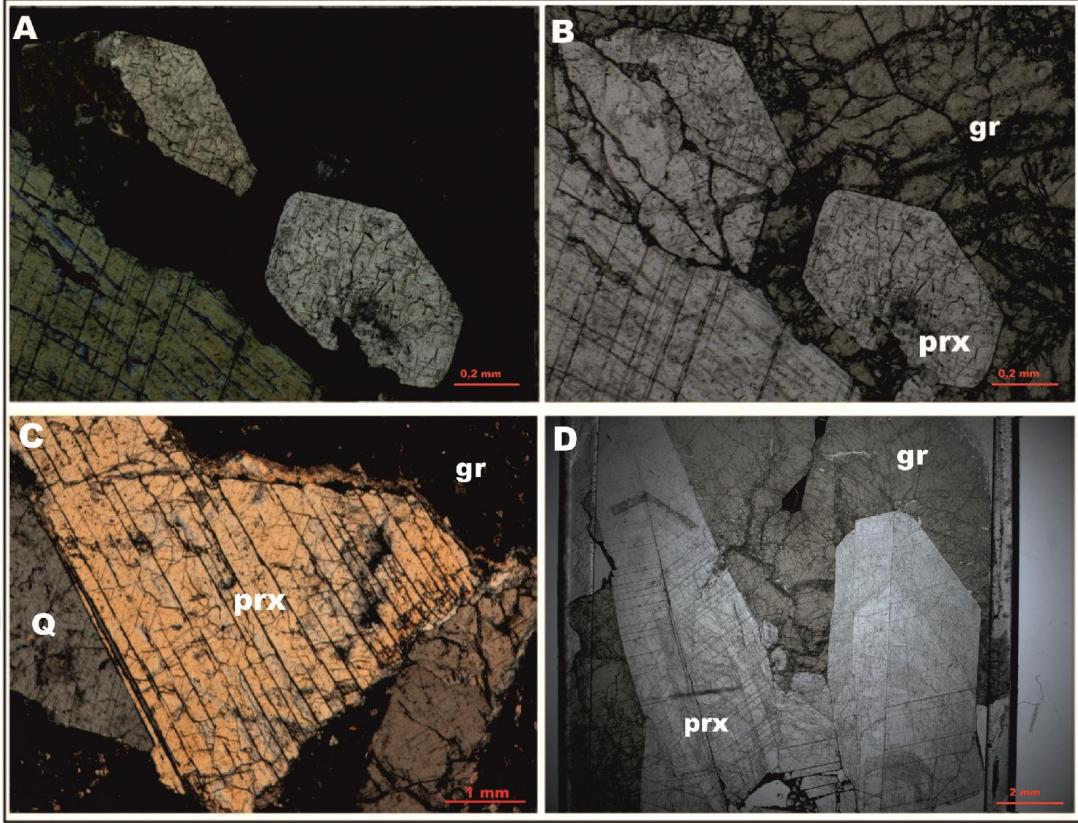
4.2.1.2 Klinopiroksen (Diopsit)

Diopsit ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) ve hedenberjit, ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$) fiziksel ve optik özellikleri çizgisel değişim gösteren bir tam katı eriyik serisi meydana getirirler. Kristalografisi: Monoklinal 2/m Sekizgen kesitli prizmatik kristalli, ayrıca, taneli, masif, sütunsal ve lamelli olarak da bulunur. Fiziksel özellikleri: S. 5–6, rengi beyaz ile açık yeşil arası, (110) dilinimi çok iyi gelişmemiştir (Tröger, 1969; Ramdohr ve Strunz, 1978; Yenyol, 2002).

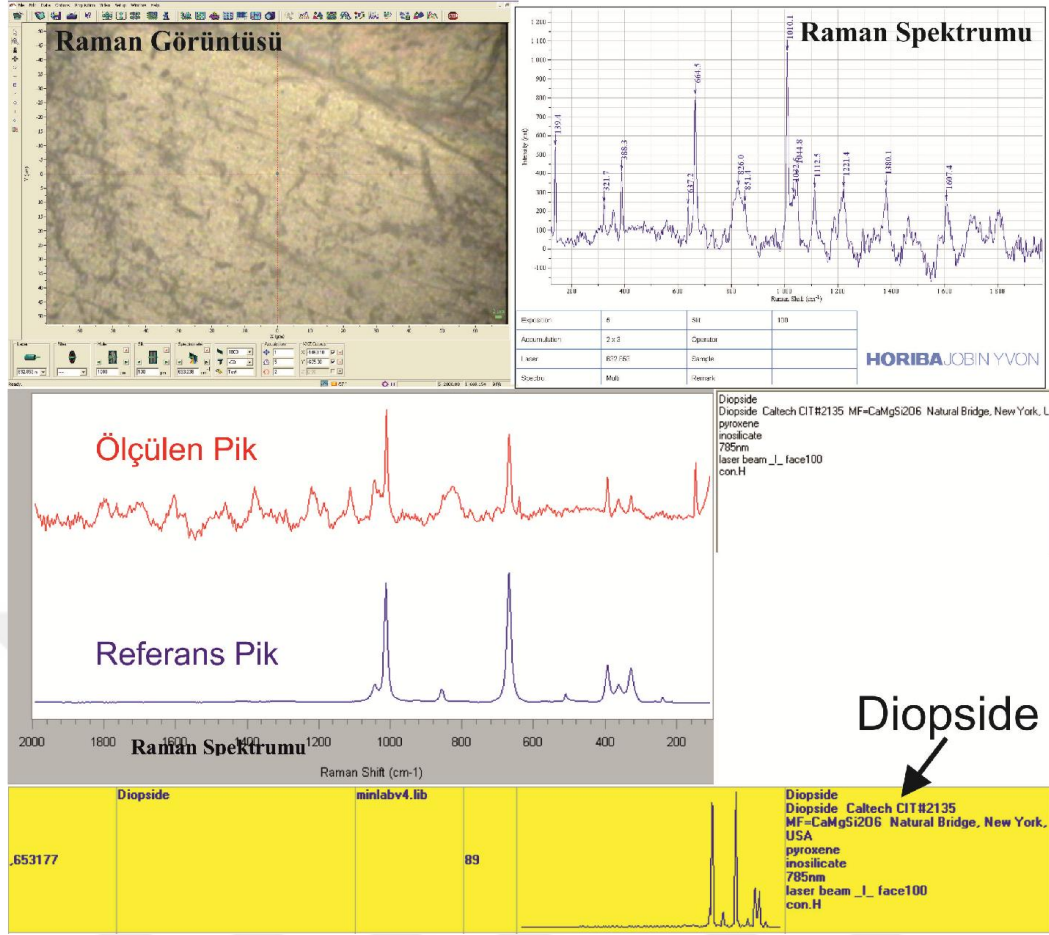
Karamadazı skarn zonunda bulunan iri kristalli klinopiroksenlerin optik özelliklerine göre (sönme açısı 38°C) ve “Raman Konfokal Spektrometresi Analizlerinde” yapılan incelemelerinde, bunların diyopsite karşılık geldiği belirlenmiştir (Foto. 4.7; Şekil 4.7).

4.2.1.2.1 Piroksenlerin raman spektroskopik incelemesi

Konfokal Raman Spektrometresi çalışmaları sonucunda Karamadazı skarn minerallerinden piroksenlerin diyopsit bileşimde olduğu görülmüştür. Diyopsit türü piroksen minerali $310\text{--}405\text{ cm}^{-1}$, $630\text{--}645\text{ cm}^{-1}$ ve $990\text{--}1015\text{ cm}^{-1}$ ‘de kuvvetli Raman kaymaları vermektedir (Şekil 4.8).



Fotoğraf 4.7. İncekesit 10, ÇN (sol resimler), TN (sağ resimler), öz ve yarıöz şekilli granat (gr) içerisinde klinopiroksenler (diyopsit, pyx).



Şekil 4.8. Karamadazı skarnındaki diyopsit türü piroksen mineralinin Raman spektroskopik karakteristikleri (Örnek No: B1)

4.2.2 Ekzoskarn zonu

Piroksen, aktinolit ve epidotun zenginleştiği kireçtaşıma yakın bölgelerde gelişen skarn zonları ekzoskarn zonu olarak tanımlanmıştır (Kuşcu, 2001 ve 2002). Bu skarnların ilksel kayacında magmatik minerallerin ve magmatik dokuların bulunmayışı, piroksenlerin yer yer diyopsit bileşimli olması, minerallerin çoğunlukla rekrystalize kalsit matriksi içinde gözlenmiş olması, bu skarnların karbonatlı bir kayacın metasomatizmasıyla oluştuğunun bir göstergesidir. Ekzoskarnlar granit sokulumu ve kristallenme sürecinde izokimyasal olarak rekrystalize olan kireçtaşlarının ornatılmasıyla oluşmuş hâkim rengi yeşil bir skarn zonedir ve yaklaşık 350 m civarında bir kalınlığa sahiptir. Endoskarnlarla olan dokanıkları renk değişiminden kaynaklanan kontrast nedeniyle kısmen keskin olmasının yanında bir mineralojik değişimlerin başladığı, endoskarn minerallerinin yerlerini yer yer ornatmalar şeklinde gözlenen ekzoskarn minerallerine bıraktığı geçiş zonlarıyla da karakterize edilir. Geçiş zonları

yaklaşık 2-3 m kalınlıklarda olup bu zondan itibaren tamamen ekzoskamlara geçilir. Ekzoskamlar hem mineralojik olarak daha değişik mineral topluluklarını bünyelerinde barındırırlar, hem de daha kaim ve masif görünümlüdürler. Çok kaba bir şekilde geçiş zonu ile rekristalize kireçtaşları arasında bulunurlar. Petrografik ve GPS bazlı arazi çalışmalarında bu skarnların geçiş zonundan güneye doğru (rekristalize kireçtaşı dokanağma doğru) piroksen-granat-epidot zonu, epidot-aktinolit zonu ve epidot-pirit-kuvars-kalsit zonu gibi birbirlerinden renk ve mineralojik olarak ayrılabilen farklı zonlardan (Foto. 4.3 ve 4.4) oluştuğu gözlenmiştir. Ekzoskarnların proksimal (endoskarna yakın) kesimlerinde piroksen baskın iken distal kesimlerinde ise, daha çok epidot-aktinolitçe zengin bir parajenez gözlenir (Kuşcu, 2001.)

4.2.2.1 Klinopiroksen-granat-epidot ekzoskarn

Bu skarnlar endoskarn-ekzoskarn geçişinden hemen sonra başlayan koyu yeşil renkli skarnları temsil ederler. Endoskarn zonundan ekzoskama doğru miktarları giderek artan piroksenler bu zonda hem hâkim mineral olarak hem de daha iri taneli ve özşekillidir.

4.2.2.2 Epidot-aktinolit ekzoskarn

Ekzoskarn zonu içindeki alt zonlardan en kalını ve en yaygın olanı bu zondur. Piroksen-granat-epidot skarnı ile epidot-pirit-kuvars-kalsit skarnı arasında sandviç görümlü bir zon oluşturur. Esas cevherleşme bu zon içine yerleşmiş olarak bulunur. Yaklaşık D-B doğrultulu ve 70° G eğimlidir. Normal ve ters faylarla yer yer düşey ekseninde ötelenir. Hâkim mineralini aktinolit, epidot ve amfibolleşmiş piroksenler oluştururken zonlu iri ve yeşil renkli granatlara da rastlanmaktadır. Bu tür skarnların özellikle rekristalize kireçtaşma doğru olan kesimlerinde hem aktinolitler hem de manyetit cevherleşmesinin orijinal sedimanter yapılara uyumluluk gösterdiği ve rekristalize kireçtaşların

4.2.2.2.1 Epidot

Granite yakın bölgelerde sıvamalar ve bloklar şeklinde yerleşmiş, tipik fıstık yeşili rengi ile kolayca tanınmaktadır (Foto. 4.6A). Monoklinal 2/m b ekseninde uzamış prizmatik kristalli, İri-ince taneli, lifli, sertliği 6-7, tek yönde mükemmel dilinimi olup, genel formülü: $Ca_2(Al,Fe)Al_2O(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)$, teorik olarak klinozoisit (Al / $Fe^{3+} = 3/0$) — epidot (Al / $Fe^{3+} = 2/1$) tam katı eriyik serisi oluşturlar. (Tröger, 1969; Yeniyol, 2002; Ramdohr ve Strunz, 1978).

Plajiyoklaz kristallerinin merkezinden itibaren noktacıklar halinde veya sadece zonlu plajiyoklazların zonları boyunca belirginleştiği gibi, hornblendler üzerinde ve çeperlerinde gelişmiştir (Foto. 4.6E). Plajiyoklaslar sönme açısına göre oligoklas-andezin, bazen albit blesiminde olup, poliysentetik ikizlenme göstermektedir. Epidot skarnı sadece epidot içermez, epidota eşlik eden klinopiroksen, granat ve kloritlere de rastlanır. Epidot skarnlarında nadir olarak granat cepleri, mercekleri veya damarları da görülür. Bu merceklerin kenarları kalsit dolgusu ile sıvanmış durumdadır. Geç evrelerde sistemde etkin hale gelen kalsitleşme süreçleri sonucu yer yer kalsite dönüşmüş olup, bazı durumlarda kalsitler içinde izole küçük adacıklar halinde bulunur (Foto. 4.8 ve 4.9A).

4.2.2.2 Aktinolit

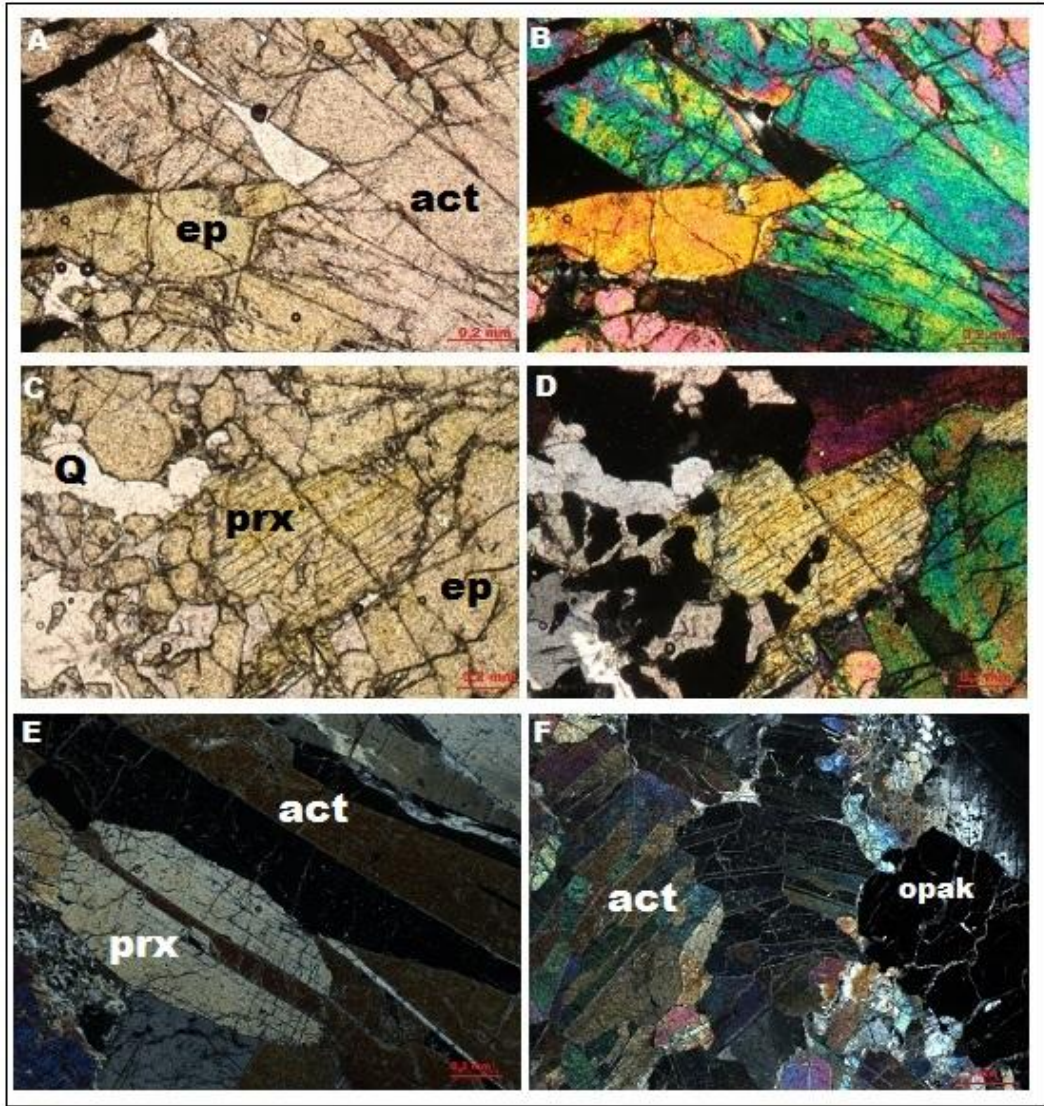
Aktinolit ($\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) kimyasal bileşime sahip, yeşil-mavi, mor renklerde ve iri taneli, çubuksu-ışınal yarı özşekilli kristaller olarak bulunur. Piroksenlerin amfibolleşmesiyle oluşmuştur. Çoğunlukla piroksenler üzerinde veya onları ornatır bir şekilde bulunur. İri taneli olanlar yer yer 5-7 cm boyutuna ulaşmaktadır. Piroksenlerden rekrystalize kireçtaşlarına doğru hem miktarlarında hem de tane boylarında artma olur. Cevherleşmeye yan kayaçlık eden zon aktinolitçe zengin piroksen zonlarına karşılık gelmektedir (Foto. 4.8).

Kristalleri monoklinal 2/m, genellikle prizmatik yapılıdır. Tremolit daha açık renkli, sıkça keskin kenarlı ve ışınal sütunlu agregatlar halinde olup, ipeğimsi lifli, iri veya ince taneli, kompakt yapıdadır. Fiziksel özellikleri: bakımından tremolitle aktinollitin büyük benzerlikler göstermekte, aktinolit bünyesindeki Fe içeriği nedeniyle daha koyu renk ve pleokroizma göstermekte, beyaz – yeşil renlerde gözlenmektedir. Fe içeriğinin arttıkça Ö.A. da artar ve rengi değişir (Tröger, 1969; Ramdohr ve Strunz, 1978; Yenişol, 2002).

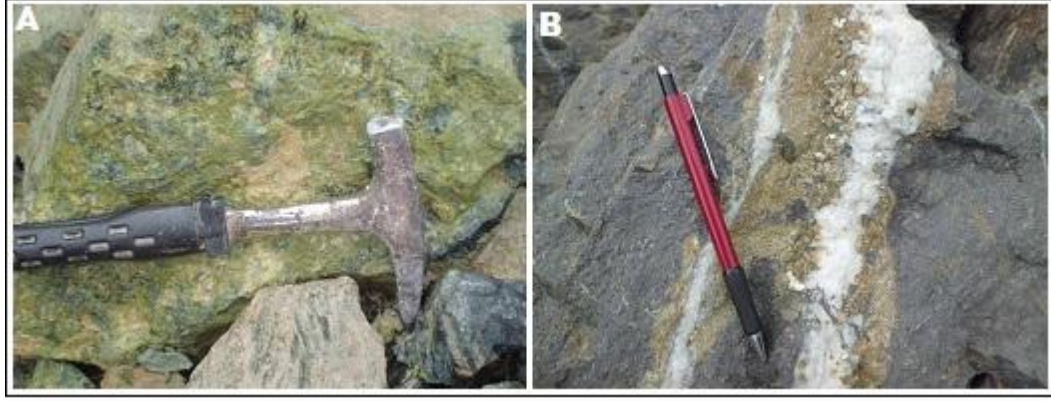
4.2.2.3 Epidot-pirit-kuvars-kalsit ekzoskarn

Ekzoskarnların en dış sınırını belirleyen sülfid mineralleri, epidot ve kalsit-kuvars damarları olarak gözlenir (Foto. 4.3 ve 4.9). Tüm ekzoskarn zonlarının ikincil (retrograd) evrede rekrystalize kireçtaşlarına yakın çözeltilerin sığ dolaşımı nedeniyle bozunmasıyla oluşan bir zondur. Bu zon içinde ekzoskarnlar yaklaşık D-B doğrultulu piritçe zengin kalsit ve kuvars damarları tarafından ornatılır (Foto. 4.9B). Varolan

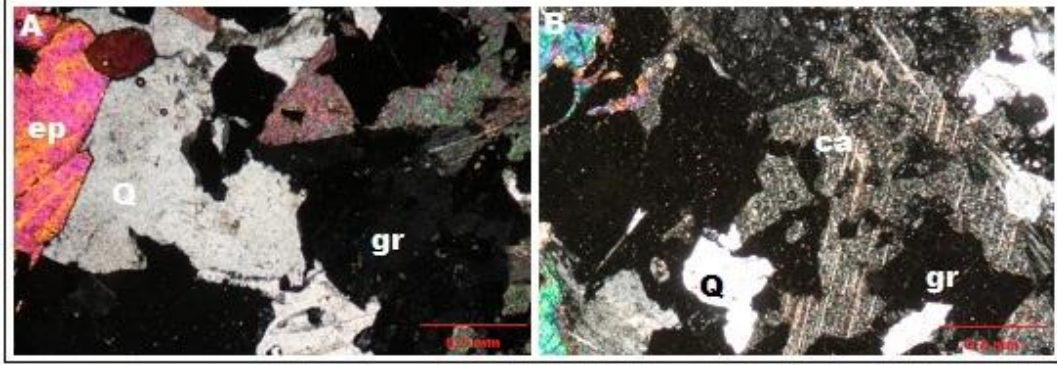
manyetit cepleri ve masif cevherleşme alanları piritli damarlarıyla yer yer kesilirken manyetit cevheri içinde pirit saçınımları ornatmalar şeklinde baskın hale gelir. Piritler genellikle kuvars ve kalsit damarlarının ekzoskamları kesme dokanakları boyunca zenginleşme gösterir. Kuvarslar öz yarıöz şekilli dalgalı sönme, kalsitler ise tipik baklava dilinimli basınç ikizlenmeleri ile kristalleşmişlerdir (Foto. 4.10). Geç evrelerde sistemde etkin hale gelen kalsitleşme süreçleri sonucu yer yer kalsite dönüşmüş olup, bazı durumlarda kalsitler içinde izole küçük adacıklar halinde bulunur (Foto. 4.9 ve 4.10).



Fotoğraf 4.8. İncekesit 22, eksoskarn mineralleri, aktinolit (act), epidot (ep), diyopsit (pyx), kuvars (Q) ve opak (manyetit) mineralileri. TN (A,C) ve ÇN (B,D,E,F) görüntüleri.



Fotograf 4.9. Karamadazı manyetit-skarn yatağı, ekzoskarn mineralleri A: epidot kütlesi (tipik fıstık yeşili) , B: manyetit (ince taneli, masif, siyah), pirit (ince taneli ve iri özşekilli, yeşilimsi sarı) ve kalsit (beyaz) damar ve damarcıkları



Fotograf 4.10. İncekesit 10, ÇN, Karamadazı manyetit- skarn yatağı, ekzoskarn mineralleri, A: kuvars (Q), granat (gr), epidot (ep). B: granat (gr), kalsit (ca), kuvars (Q),

4.3 Karamadazı Manyetit Yatağı

4.3.1 Yatağın konumu

Karamadazı ocağı, Karamadazı köyünün doğusunda ve Gavurdamı sırtının kuzeye bakan yamacındadır. Skarn zonu içindeki cevher gövdesi güneydoğuya eğimli ve yaklaşık elips biçimli bir mercek görünümündedir (Foto. 11). Merceğin uzun eksenini GB-KD yönünde 440 m, ve kısa eksenini KB-GD yönünde 350 m, dolayındadır. Mercek, bir masif cevher gövdesinden oluşmakta ve değişik düzeylerde ve yönlerde bu gövdeye bağlı parmaklanmalar ve uzantılar göstermektedir. Masif cevher gövdesinin en kalın olduğu yer K 1 -2 sondajında kesilmiş olup 3099 m. dir.

Ocağın girişinde manyetit saçılım ve damarcıkları içeren skarnlar görülür. Manyetitin yer yer yoğunlaştığı kesimlerde cevherin büyük kısmı işletmeyle alınmıştır. Masif manyetit gövdesi ocağın güney üç ana faydan büyük ölçüde etkilenmiştir. Kuzeyden güneye doğru birincisi ters, diğer doğu kesiminde görülür. Cevher, D-B yönlü ve birbirine paralel olarak gelişmiş üç ana faydan büyük ölçüde etkilenmiştir. Kuzeyden güneye doğru birincisi ters, diğer ikisiyse normal atımlı faylardır. Her üçüde güneye doğru dike yakın eğimlidir. Bu faylanmalara bağlı olarak cevher güneye doğru basamaklar biçiminde aşağıya düşmüştür.



Fotoğraf 4.11. Karamadazı manyetit yatağınının açık işletme bölümünün genel görünümü

Ana cevher gövdesini oluşturan blok yeraltı işletmesiyle kısmen işletilmiş ve güneye doğru iki galeriyle cevher alınmıştır. Karamadazı ocağının doğusunda da, skarn zonunda bazı küçük boyutlu manyetit cevherleşmeleri izlenmektedir.

Kontak metazomatik oluşumlu Karamadazı manyetit yatağı bu skarn zonunda yer alır. Esas cevher minerali manyetittir, Daha az miktarlarda pirit, kalkopirit, pirofın de izlenmektedir. Demirin kökeni olasılıkla sokulum yapan mağmatik gövdededir. Asit nitelikli sulu eriyikler içinde demir klorit bileşimleri biçiminde taşınmıştır. Manyetit cevherleşmesi metazomatizmanın oksitli evresinde demir klorid eriyiğiyle kireçtaşı

arasında gelişen tepkimeler sonucunda oluşmuştur. Sülfid mineralleriyse metazomatizmanın son evresinde gelen sülfidli eriyiklerin skarn ve manyetit içindeki çatlakları ve boşlukları doldurmasıyla oluşmuştur, Cevher gövdesi güney doğuya eğimli bir mercek benzeri biçimdedir (Oygür, 1986).



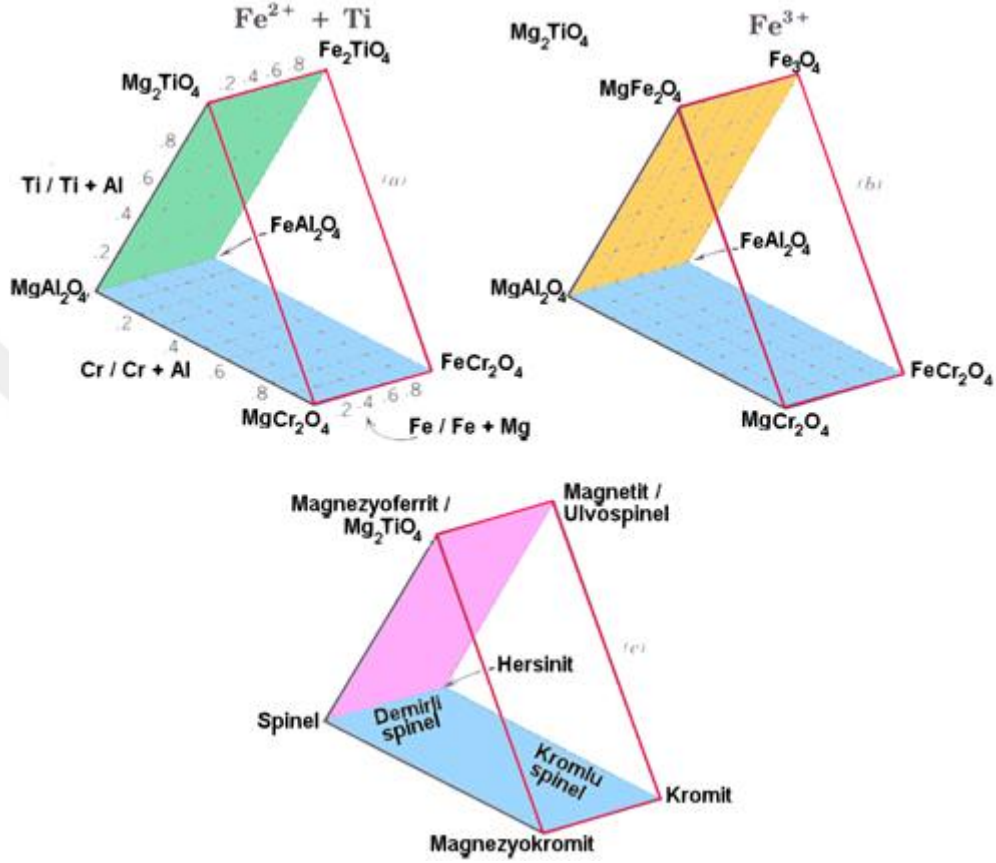
Fotoğraf 4.12. Karamadazı manyetit yatağında manyetiti kesen sülfid-kalsit damarı ve damar içerisinde köşeli manyetit-skarn anklavları.

4.3.2 Cevher mikroskop incelemeleri

Karamadazı yöresindeki demir yatağı, Karamadazı Graniti ile Yahyalı İstifinde yer alan Akbaş formasyonunun dokanağı boyunca gelişmiş tipik bir demir skarn yatağıdır. Karamadazı cevheri ekonomik düzeyde manyetit ve yer yer hematitten oluşmaktadır. Cevher damar, damarcıklar şeklinde yerleşmiş (Foto. 4.3, 4.4 ve 4.5), bolca kataklastik doku ve basınç ikizlenmeleri gösteren, yarı özşekilli ve özşekilsiz mikro oluşumlar biçiminde ve birbirleriyle kenetli, en fazla 100-150 mikron büyüklükte manyetitten ibarettir. Manyetit çatlak ve dilinimler boyunca oksidasyon sonucu (Ramdohr, 1975) kısmen martitleşerek manyetit ve hematite dönüşümler de gösterir

Manyetit, $Fe^{+2}.Fe_2^{+3}O_4$ genel formülü, Fe^{+2} : Mg, Mn, Zn, Ni, Ti; Fe^{+3} : Al, Ti, Cr elementleri Fe yerine geçebilir. Manyetitler kubik kristal yapılarında, (111), (110), (100) göre iyi gelişmiştir. Cevher mikroskop altında pembemsi tonda refleksiyon rengi,

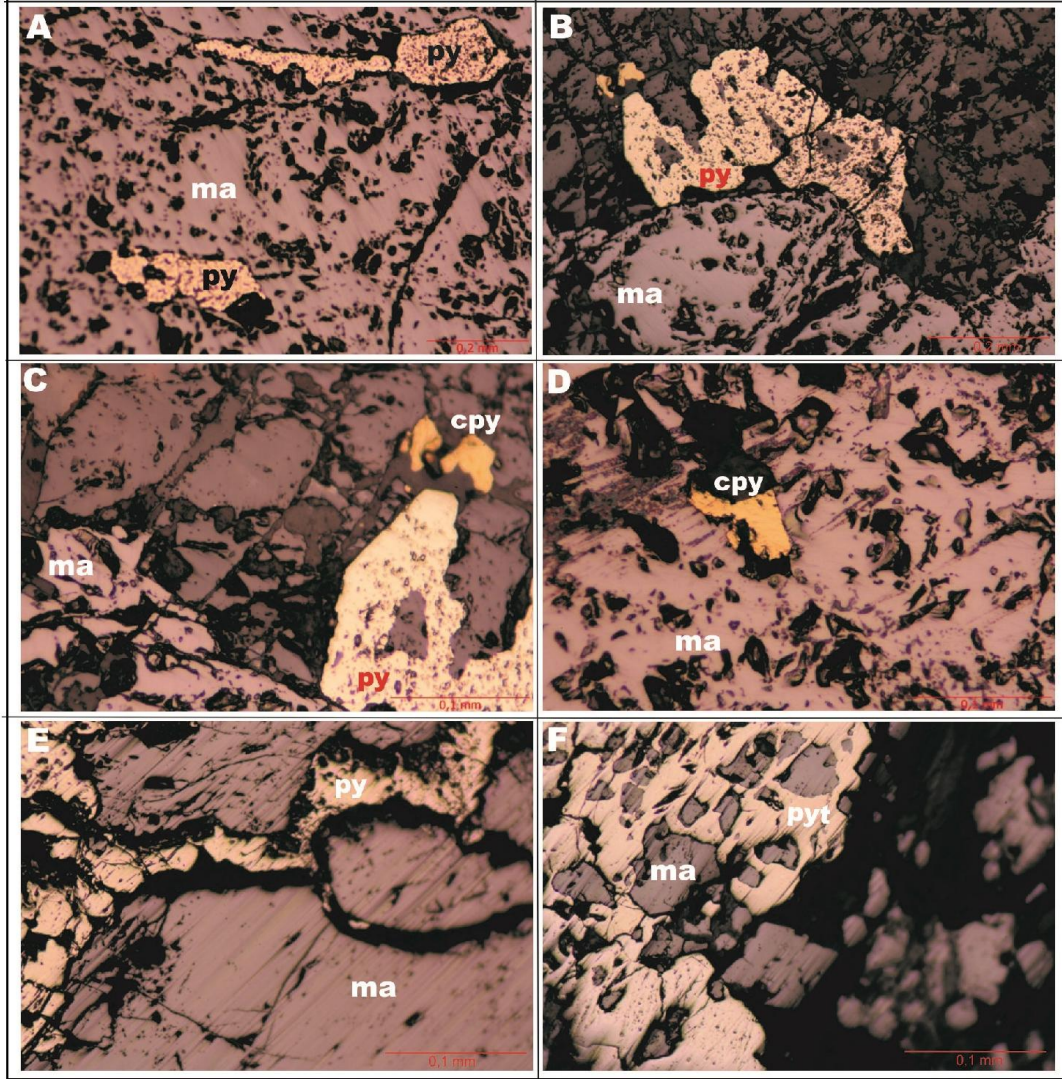
% 30 civarındaki refleksiyon şiddeti, izotrop özelliği ile kolayca tanınmaktadır (Ramdohr, 1975). Spinel grubu minerallerinin uç üyeleri arasında yaygın katı ergiyik görülür. Tabanda normal, tepede Fe + Ti 'lu ters spineller, tabanda normal, tepede Fe'li spineller (Ramdohr, 1975; Yeniyl, 2002; Şekil 4,9).



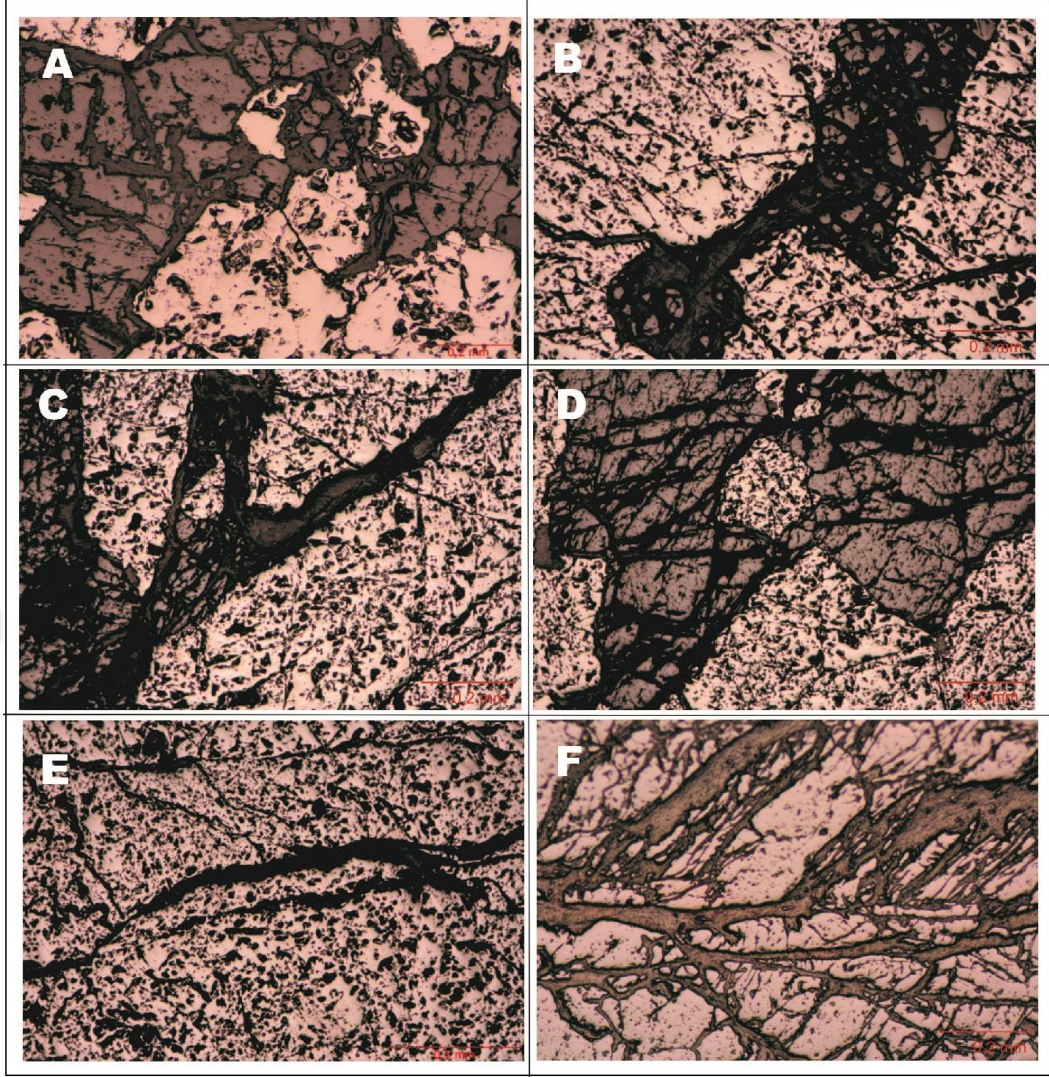
Şekil 4.9. Katı karışım serisinde kullanılan üçgen diyagramlar yerine kullanılan spinel prizmaları (Yeniyl, 2002).

Pirit, masif manyetit ve skarn içinde saçılımlı ((Foto.4.10A ve E) ve damar şeklinde bulunmaktadır. Manyetit içerisinde ve kısmen pirit içerisinde az miktarda kalkopirit (Foto.4.10C ve D) görülür, ayrıca pirit içerisinde eser miktarda kapanımlar biçiminde ve çok küçük taneli pirotin (Foto.4.10B), ara ürüne (pirit + markazit) dönüşmüş pirotin gözlenmektedir. Pirotin içerisinde (Foto. 4.13F) ve piritin içerisinde ((Foto. 4.13C) kapanım olarak manyetit bulunması bunların aynı zamanda oluştuklarına işaret etmektedir. Ayrıca, gang minerallerinin (skarn minerallerinin) manyetitlerle birbirlerinin içerisinde kapanım olarak bulunmaları da bunların aynı zamanda oluştuklarına işaret etmektedir (Foto. 4.14A,D). Bu tesbitlerden, manyetitin iki ayrı mineral parajenezine sahip olduğu, bunlardan ilkinin en yaşlı olan

manyetit+pirotin+pirit den oluşunu, diğeri ise, skarnın mineralleri ile birlikte yerleşen manyetitler. Ayrıca, gang minerallerinin (silikatlar ve karbonatlar) ikincil olarak cevher kütesini ve daha önce oluşan skarn kütesini damar, damarcıklar şeklinde ornatmışlardır (Foto.4.3, 4.5 ve 4.14C.E.F). Gang mineralleri, tremolit, aktinolit, diyopsid, granat, epidot, kuvars, kalsit, kloritten oluşmaktadır.



Fotograf 4.13. Parlatkesit, // N, A: manyetit içerisinde öz şekilsiz pirit (py), B: öz şekilsiz, sünger yapılı pirit, C: Pirit (py), manyetit ve kalkopirit (cpy), cevher minerallerin gang içerisinde görünüşleri ve piritin içerisinde manyetit, D: Manyetit (ma) içerisinde kalkopirit (cpy), E: Manyetiti kesen pirit damarı (genç pirit), F: pirotin (pyt) içerisinde manyetit kapanımları.



Fotograf 4.14. Parlakkesit, //, Gang (silikatlar, siyah-gri) ve manyetitlerin (pembe) biri birilerin içerisinde kapanım olarak görünüşleri (A ve D) ve silikatların ve karbonatların manyetitleri damar ve damarcıklar şeklinde ornatmaları (B, C, E ve F).

4.4 Kimyasal analiz çalışmaları

İnceleme alanından alınan kayaç örneklerinin ayrıntılı olarak mineralojik-petrografik incelemelerinden sonra kayaçlarının jeokimyasal karakterlerinin ortaya konması amacıyla kayaç gruplarını temsil eden mümkün olduğu kadar taze ve karakteristik örnekler seçilerek tüm kayaç jeokimyasal analizleri yapılmıştır. 20 adet örnekten 4 adet taze kayaç örneği seçilmiş ve bu örneklerden tüm kayaç ana oksit ve iz element analizleri yapılarak, bunların grafiksel olarak Jeokimyasal yorum ve değerlendirmeleri yapılmıştır. Ayrıca, manyetit parlakkesitlerinden seçilen 5 adet örneğin SEM analizleri, mikrofotografı ve element dağılımlarını gösteren grafikler çizilmiştir (Çizelge 4.1; Şekil 4.10; Foto 4.15).

Örneklerin analizleri Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Petrografi Uygulama ve Araştırma Laboratuvarı'nda "SPECTRO X-LAB 2000" model PEDXRF cihazı kullanılarak yapılmıştır. XRF analizleri GEO-7220 yöntemiyle yapılmış olup USGS'in plütonik kayalar (granit, granodiyorit vb.) için oluşturduğu K02-GSR-09 ve G01-GS-N-Granite standartları kullanılmıştır.

Kimyasal analiz sonuçlarına bakıldığında genel anlamda SiO₂, Fe₂O₃, MgO ve CaO içeriği açısından belirgin bir zenginleşme gözlenmiştir. SiO₂ % 39,98 - 43,96, Fe₂O₃ % 16,02 - 8,904, MgO % 9,342 - 12,86, CaO % 25,6 - 28,96 aralığında değerler göstermektedir (Çizelge 4.2).

Özellikle Ca ve Fe arasında zenginlik göstermesi örneklerin (Ca₃Fe₂Si₃O₁₂) andradit türü granatların ve (MgCaSi₂O₆) diyopsit türü piroksenlerin kimyasal bileşiminde olmalarından kaynaklanmaktadır.

Buna karşın Mg bileşimi yönünden zenginlik göstermesi Ca₂(Mg, Fe)₅Si₈O₂₂(OH)₂ kayacın içermiş olduğu diyopsit, tremolit-aktinolit minerallerinin varlığından olabileceğini göstermektedir.

Al-Na-K değerlerinin % 0.49-2.75 arasında düşük oranda olmasının nedeni kayacın feldispat veya kil minerallerince yoksun olduğundan kaynaklanmaktadır.

Eser elementlere bakıldığında ise özellikle Sr değerinin 162,5 ppm gibi yüksek bir değerde çıkmasının nedeni iyon yarıçapının Ca içerikli minerallerin bünyesine katılmış olduğundan kaynaklanmaktadır. Buna karşın Sn-Sb-Pb-Zn-Cu değerlerinin düşük olması oluşumun kontak metozomatizmaya bağlı oksidasyon zonunda oluşabilecek minerallerin zenginleşmesi ve bunun aksine sülfirik zonun oluşmamasından kaynaklanmıştır.

Au-Ag gibi elementlere bakıldığı zaman 0.01 < ppm olması (ICP-OES) ölçümlerinde tespit edilememiştir. Buda bize Au-Ag gibi elementlerin oluşması için standart Eh-Ph ve gerekli oluşum sıcaklıklarında olmadığını göstermektedir.

Analizler içerisinde W 38-183 ppm e kadar değer göstermesi öğütme işlemi sırasında kullanılan tungsten karbit havandan kaynaklanmıştır.

U beklenenin üstünde bir değer göstermemesine rağmen <17.4 ppm' e kadar ulaştığı

görülmektedir. Elementin mobil olmasında özellikle de oksidasyon zonuna yakın olmasından kaynaklanmış olabilir (Çizelge 4.2)..

Co-Ni değerlerinin düşük olması manto kaynaklı mantolarının etkin olmamalarından kaynaklanmış olabilir.

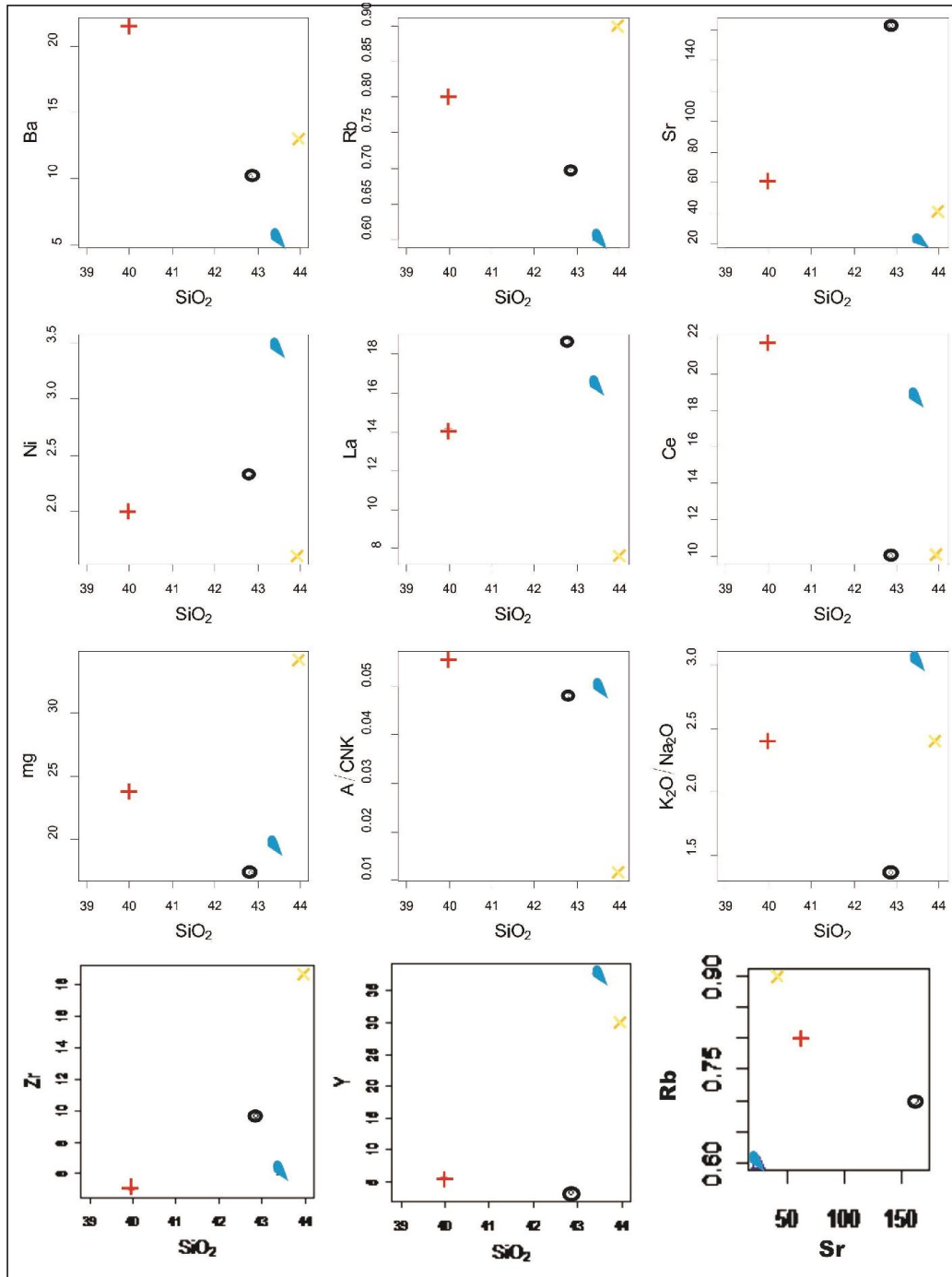
Skarn zonunda kontakt metasomatik etkilerin izlerini görebilmek ve akışkanların kaynağını belirleyebilmek için skarn zonunda majör oksitlerle birlikte nadir toprak element (NTE) içerileri de incelenmiştir. NTE'lerinin ana kayaçtan skarn zonlarına doğru geniş bir yayılım gösterdiği ve skarn evrelerinde hareketli ya da hareketsiz davrandıkları belirlenmiştir.

Diğer eser elementlere bakıldığı zaman belirgin bir anomali verecek şekilde bir değer sergilemediği görülmektedir (Çizelge 4.2; Şekil 4.10).

Buna karşın cevher mikroskopisinin incelenmesi sırasında örneklerin bir kısmında eser miktarda kalkopirit pirit minerallerine rastlanması sülfirik zonun etkisi azda olsa görülmüştür.

Çizelge 4.2. Çalışma alanından alınan skarn zonuna ait örneklerin ana ve eser element kimyasal analiz sonuçları (ana elementler % ağırlık; eser elementler ppm cinsinden verilmiştir).

Element	Oran	B3	D2	E2	A1
Na ₂ O	%	0,49	0,52	0,51	0,57
MgO	%	9,342	11,614	12,86	9,498
Al ₂ O ₃	%	2,237	2,75	0,61	2,46
SiO ₂	%	42,86	39,98	43,96	43,44
P ₂ O ₅	%	0,003	0,0068	0,0288	0,0109
SO ₃	%	0,0011	0,0012	0,0012	0,0012
Cl	%	0,06188	0,04147	0,04408	0,1501
K ₂ O	%	0,0668	0,1246	0,1232	0,1735
CaO	%	25,6	27,11	28,96	26,77
TiO ₂	%	0,0422	0,0354	0,0541	0,0879
V ₂ O ₅	%	0,016	0,0159	0,0069	0,0297
Cr ₂ O ₃	%	0,0345	0,01132	0,0061	0,0253
MnO	%	0,3637	0,2414	0,2823	0,1841
Fe ₂ O ₃	%	16,02	13,37	8,904	14,29
LOI	%	3,65	4,75	4,36	2,56
Co	ppm	50,6	25	50,5	26
Ni	ppm	2,3	2	1,6	3,5
Cu	ppm	1,1	2	1,2	0,4
Zn	ppm	31	12,8	30,2	13,6
Ga	ppm	6,6	6,7	3,7	7,5
Ge	ppm	1,9	3,7	0,7	4,5
As	ppm	1,8	1,3	1,5	5,3
Se	ppm	0,5	0,4	0,3	0,5
Br	ppm	0,3	0,3	1,1	0,3
Rb	ppm	0,7	0,8	0,9	0,6
Sr	ppm	162,5	61,4	40,5	23
Y	ppm	3,2	5,7	0,4	33,9
Zr	ppm	9,6	5	18,7	6,1
Nb	ppm	10,3	3,7	3,7	4,6
Mo	ppm	3,9	3,1	3,3	4,2
Ag	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	ppm	1	1	1	1,1
In	ppm	0,9	1,1	0,9	0,7
Sn	ppm	18,5	9,6	4,3	13,8
Sb	ppm	0,9	1	1,7	1
Te	ppm	1,2	1,2	1,2	1,3
I	ppm	2,1	2,1	2	1,9
Cs	ppm	3,4	3,5	4,1	5
Ba	ppm	10,1	21,5	13	5,4
La	ppm	18,6	14,2	7,6	16,6
Ce	ppm	10	21,7	10	18,8
Hf	ppm	3,1	3,1	2,6	3,2
Ta	ppm	2,9	2,8	2,2	3,1
W	ppm	183	46,6	38	167,1
Au	ppm	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Hg	ppm	2,2	1,7	1,3	2,2
Tl	ppm	1,4	1,2	0,9	0,9
Pb	ppm	1,1	0,9	1,2	1
Bi	ppm	0,7	0,8	0,6	0,8
Th	ppm	1	1	0,8	3,6
U	ppm	9,6	11,1	10	17,4



Şekil 4.10. Çalışma alanından alınan skarn kayaç örneklerine ait eser elementlerinin SiO_2 ' ye göre Harker değişim diyagramları. Sembol açıklamaları:

B3+ D2 o E2 A1 x

4.4.1 Mikro XRF (Spectro Midex-M) incelemeleri

Karamadazı manyetit yatağının arazi çalışmaları, ince kesit incelemeleri ve jeokimyasal çalışmalar sonucuna ek olarak örnekler içerisinde bulunan manyetit ve pirit minerallerinin metalik bileşimlerini ortaya koymak için noktasal ölçekte Mikro XRF

analizleri yapılmıştır. Karamadazı manyetit yatağının skarn zonundan ve yan kayaçlarından alınan kayaç numunelerinden parlak kesitler hazırlanmıştır. Bu kesitler noktasal element dağılım analizleri yapılmıştır.

Analizler Ankara Üniversitesi Mineraloji ve Petrografi Araştırma Laboratuvarında, “Mikro XRF Spectro Midex-M” cihazı kullanılarak yapılmıştır. Analizler USGS’in kayaç ve mineral standartlarına uygun olarak ölçülmüştür (Çizelge 4.3; Foto. 4.16).

İnce kesit örnekleri üzerinde noktasal analiz yapılmıştır ve bu analiz sırasında kullanılan standartlar metalik bileşimi ölçümüne yöneliktir. Bu yüzden Ca, Mg, K, Al gibi elementler bu standartlara dâhil değildir.

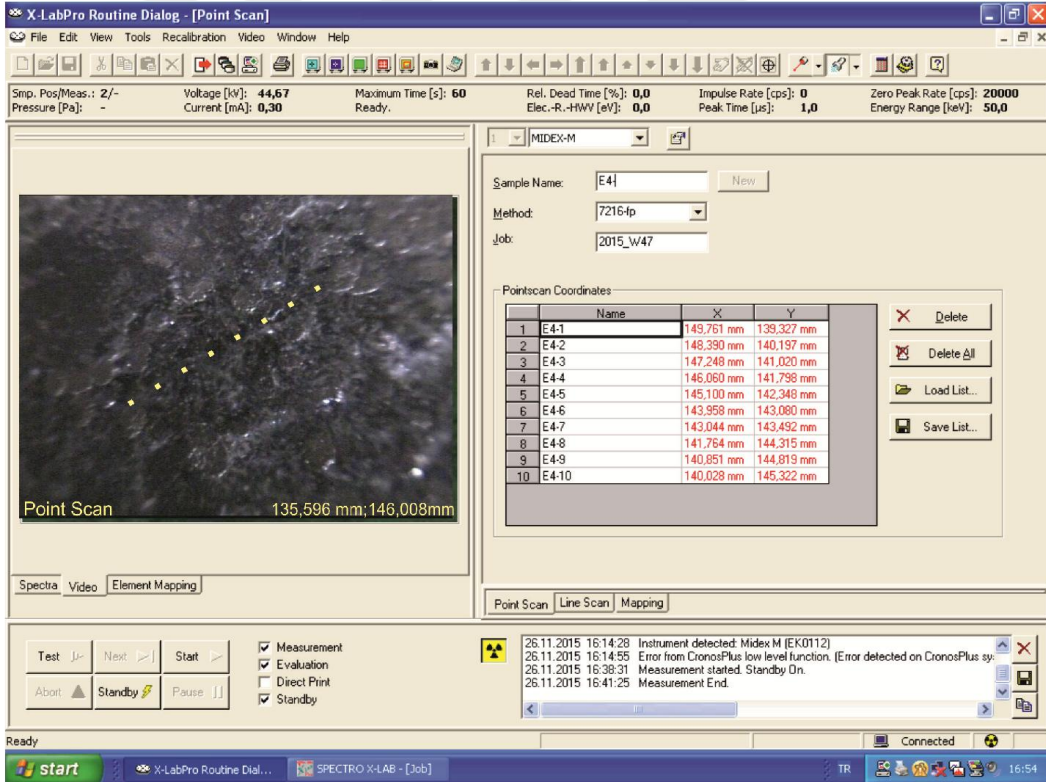
Örnekler içerisinde M1-M2-H2 daha çok doğrudan manyetit mineralinin sonuçlarını vermektedir ve bu yüzden % 90’ ın üzerinde değerler vermektedir.

Buna karşılık H1-H3-P1-P3 örnekleri pirit mineraline karşılık gelmektedir. H2 örneğinde ise pirit ile manyetit arasında kalan demirli silika minerallerine karşılık gelmektedir.

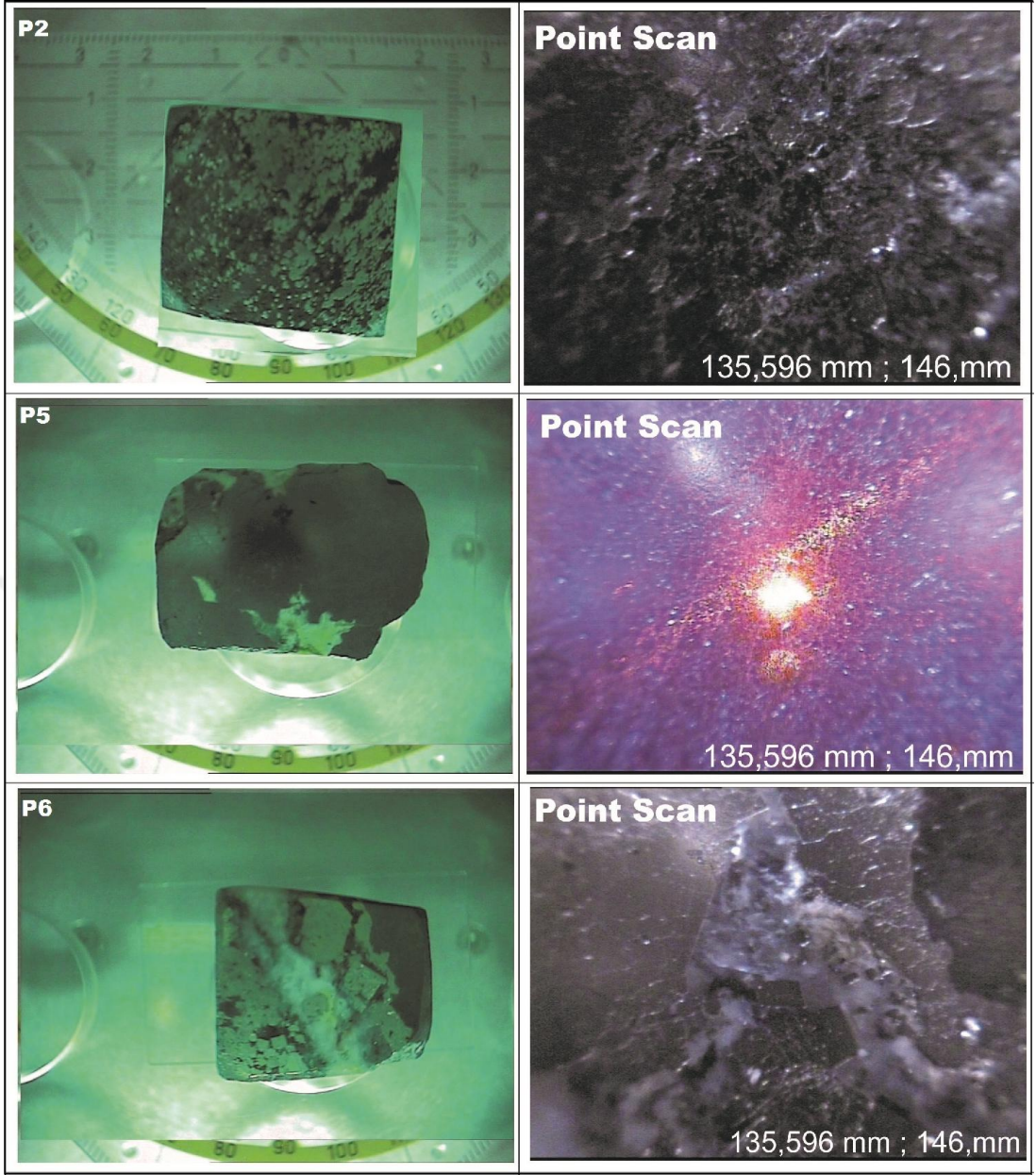
Bu elementlerin genel anlamda dağılımına bakıldığında başka bir metalik bileşime rastlanmamıştır.

Çizelge 4.3. Çalışma alanından alınan örneklerin noktasal ölçekte Mikro XRF analiz sonuçları.

Element	Dimension	H1	H2	H3	M1	M2	P1	P2	P3
Ti	%	0,019	0,016	0,056	< 0,017	< 0,017	0,064	0,0147	0,022
V	%	0,0299	0,025	0,0143	0,0377	0,0603	0,0206	0,0126	0,0248
Cr	%	0,0169	0,0229	0,0157	0,0219	0,0216	0,0132	0,0134	0,0137
Mn	%	0,5055	0,508	0,5689	0,23	0,256	0,0306	0,4863	0,0163
Fe	%	17,72	98,04	16,48	98,05	97,98	27,11	3,389	27,57
Co	%	0,0205	0,272	0,0129	0,56	0,541	0,0637	0,0077	0,0638
Ni	%	< 0,015	0,0048	< 0,015	< 0,0040	< 0,0038	< 0,015	< 0,015	< 0,015
Cu	%	< 0,0100	< 0,0019	< 0,0100	< 0,0019	< 0,0019	< 0,0100	< 0,0100	< 0,0100
Zn	%	0,02021	0,0112	0,01737	0,0385	0,023	< 0,0100	< 0,0100	< 0,0100
Nb	%	0,05475	< 0,020	0,06662	< 0,0021	< 0,020	< 0,020	0,02281	< 0,020
Mo	%	0,2475	< 0,050	0,2285	< 0,021	< 0,0100	0,1906	0,1645	< 0,050
Ag	%	0,0042	< 0,0085	0,0089	< 0,0085	< 0,0079	0,0055	< 0,020	< 0,0030
Cd	%	< 0,050	< 0,0100	< 0,050	< 0,0096	0,0142	< 0,050	< 0,050	< 0,050
In	%	0,0132	< 0,013	0,006	< 0,012	0,0194	0,0076	< 0,030	0,0041
Sn	%	0,0048	< 0,014	< 0,050	< 0,012	< 0,011	< 0,050	< 0,050	< 0,050
Sb	%	< 0,0074	< 0,018	< 0,0070	< 0,016	< 0,017	< 0,0068	< 0,050	< 0,0069
W	%	< 0,025	0,0124	< 0,025	0,0054	< 0,0042	< 0,025	< 0,025	< 0,025
Pb	%	< 0,020	< 0,0029	< 0,020	< 0,0035	< 0,0031	0,1033	< 0,020	0,02373



Fotoğraf 4.16. Çalışma alanından alınan örneklerin noktasal ölçekte Mikro XRF analizi



Fotoğraf 4.17. Çalışma alanından alınan P2, P5 ve P6 örneklerinin noktasal ölçekte Mikro XRF analiz görüntüleri

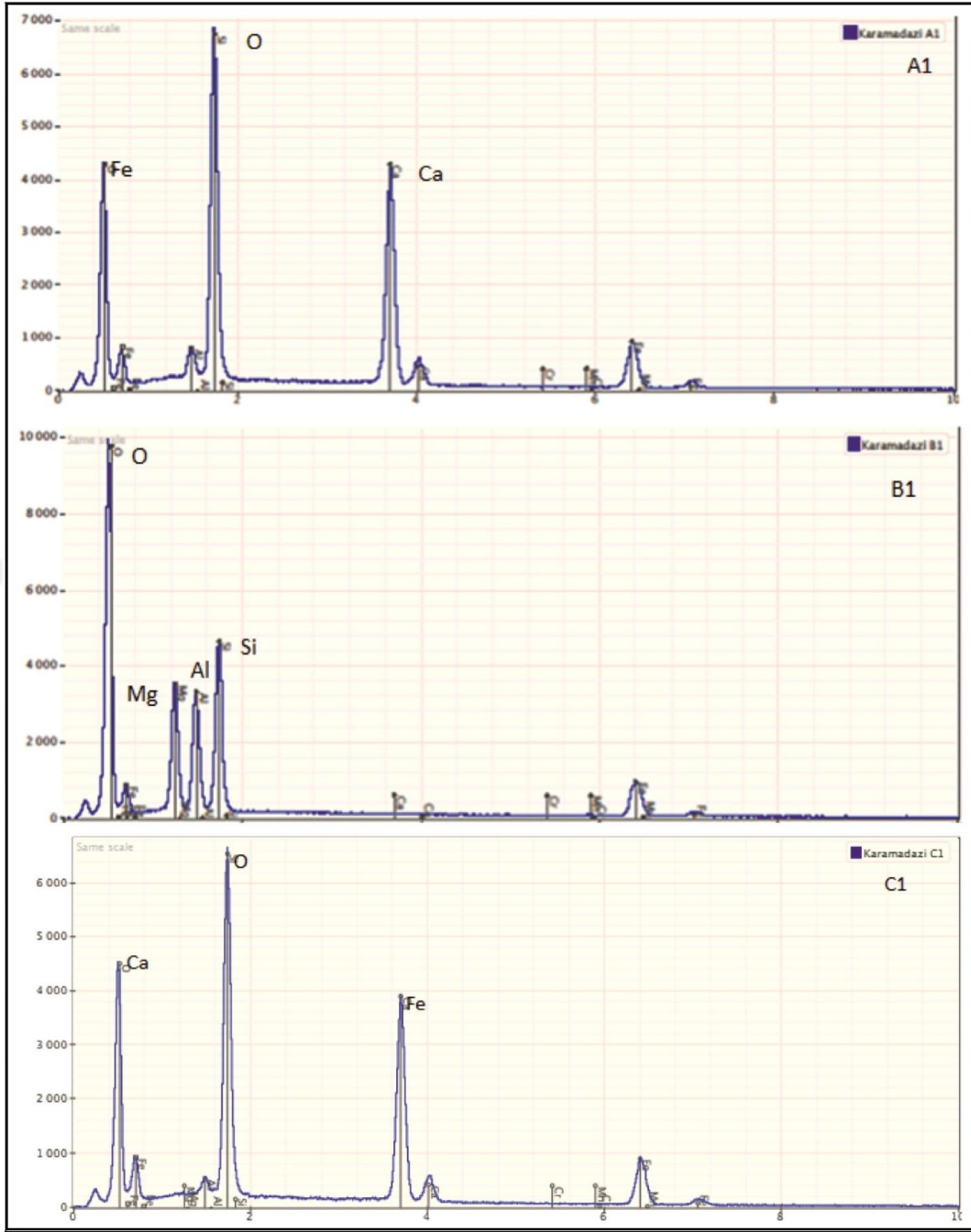
4.4.2 SEM analiz çalışmaları

Karamadazi manyetitlerine ait 6 adet parlatma kesitlerinin SEM incelemeleri TU Delft Üniversitesi (Hollanda) yapılarak bunların element dağılımları (Çizelge 4.1) ile bunlara ait mikro fotoğrafları (Foto. 4.15) ve dağılım diyagramları (şekil 10 ve 11) hazırlanmıştır. Ölçümler, her üç noktadan alınan değerlerin ortalamaları alınarak hazırlanan normalize değerler Çizelge 4.1’ de verilmiştir. MAN 01 nolu parlakkesite taranan manyetit içerisinde ölçülen bir mineralin Mg silikat olduğu, diğer ölçümlerde ise manyetite ait Fe oksit dağılımları olduğu, başka element ve cevher minerallerine rastlanmadığı belirlenmiştir.

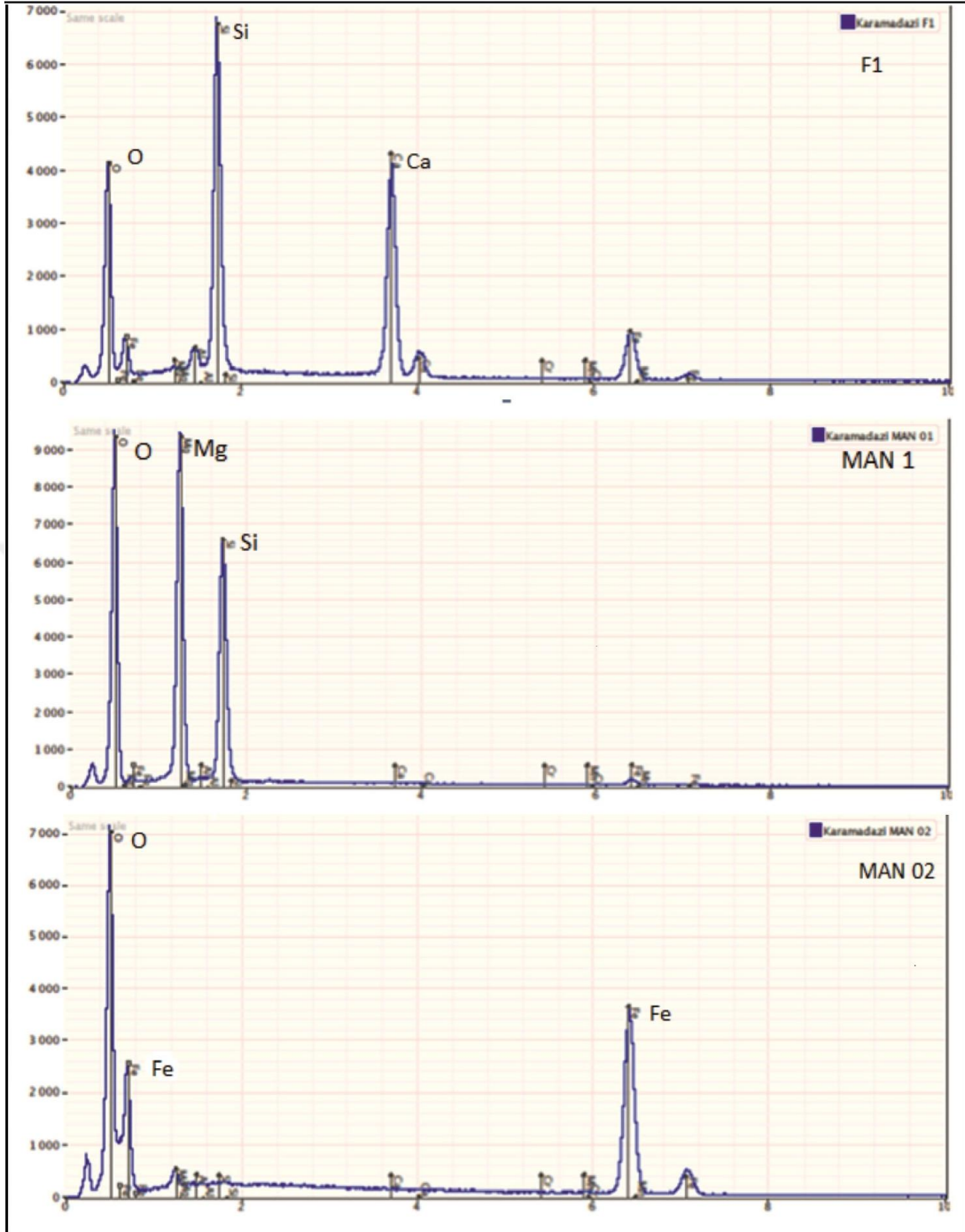
Çizelge 4.1. Karamadazi manyetitlerine ait SEM analiz değerleri

normalize degerler (wt%)							
	Toplam	O	Mg	Al	Si	Ca	Fe
Karamadazi A1	1	0,3681	0,001	0,0146	0,1767	0,2417	0,1979
Karamadazi B1	1	0,3992	0,1027	0,0978	0,1522	0,0009	0,2472
Karamadazi C1	1	0,3664	0,0001	0,0074	0,1796	0,2409	0,2056
Karamadazi F1	1	0,3657	0,0014	0,0104	0,1759	0,241	0,2055
KarmdMAN 01*	1	0,4546	0,2606	0,0011	0,2355	0,0002	0,048
KarmdMAN 02	1	0,2276	0,0132	0,001	0,0009	0	0,7574

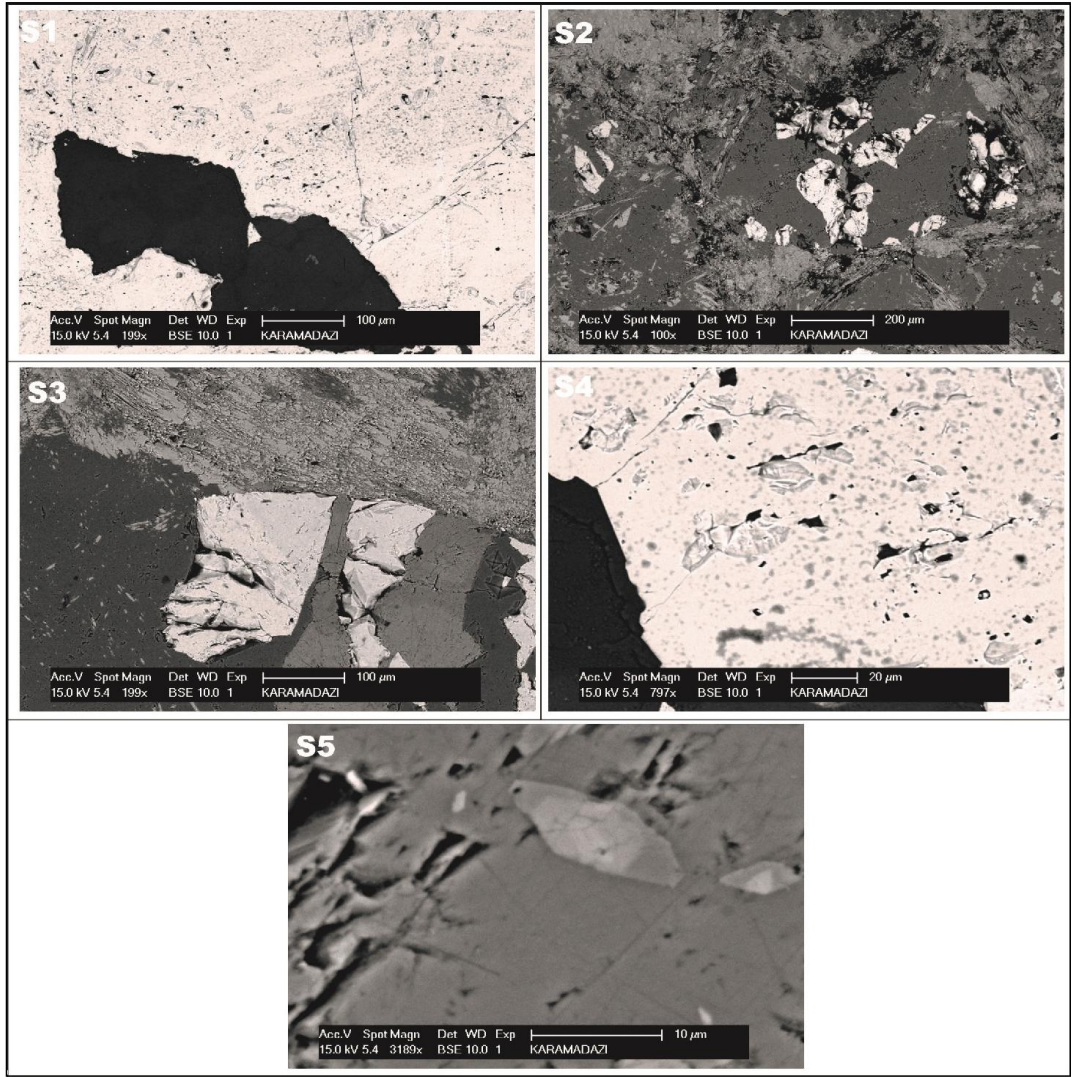
01*: manyetit içerisindeki kapanım



Şekil 4.11. Karamadazi manyetitlerine ait A1, B1, C1 örneklerine ait element dağılımları



Şekil 4.12. Karamadazi manyetitlerine ait F1, MAN1, MAN2 örneklerine ait element dağılımları



Fotoğraf 4.15. Karamadazi manyetitlerine ait SEM mikro görüntüleri.

4.5 Yatağın oluşum modeli

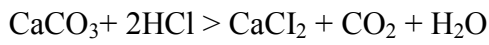
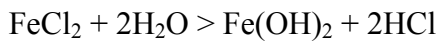
Karamadazi manyetit yatağı kontak metazomatizmanın oksitli evresinde oluşmuştur. Bu evre, skarnların oluşumuyla eş zamanlı veya hemen sonradır. Söz konusu metazomatizma sokulum yapan magmatik kayacın skarn dokanağında epidotlaşması ve epidot mineralleri arasında saçılmış yada çok ince damarcıklar biçimindeki manyetitin varlığıyla kanıtlanır (Bartholome, 1970). Skarnlarda görülen değişik yönlerde gelişmiş manyetit damarcıkları ve skarn mineralleri arasındaki açık boşluk dolgusu da manyetitin geç oluşumunu gösterir (Oygür, 1986).

Karamadazi çevresindeki kireçtaşları, magmatik sokulum öncesinde olağan dışı hiçbir demir niceliği içermezler. Skarn içinde vollastonitin bulunmaması da oluşum sırasında

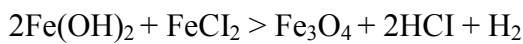
ortamın demir bakımından yoksul olmasıyla açıklanabilir (Dimanche, 1971). Demirin kökeni olasılıkla sokulum yapan gövdededir.

Granitik magmanın kireçtaşları içine sokulması ve kristallenmesini, sıcak ve uçucu bileşenlerin yaygın olarak serbestleşmesi izler. Magmadan ayrılan uçucu bileşenlerin taşıdığı cevher yapıcı elementler sokulumun kontak eriyiğinden ayrılmış ve daha soğuk bir ortama taşınarak değişmiştir. Silikatlar ile demiroksidin birbirleriyle karışmasını önleyen ana etken metamorfizma sırasında oluşan karbondioksitin varlığıdır. Demir, zayıf asit nitelikli ve sulu eriyikler içinde iki değerlikli olarak kloritin bileşimleri biçiminde taşınır. Whitney vd. (1985) yaptığı deneysel çalışmalarda düşük ısılarda iki değerlikli demirkloridin baskın olduğu görülmüştür. Metazomatizma cephesine kireçtaşlarından gelen CaCO_3 ile gelişen tepkimeler sonu oksitler biçiminde çöker. Cevher yataklanmasına yol açan tepkimelerin başlıca nedeni kalsiyum karbondioksitle karşılaştığında eriyikte oluşan Ph artışıdır.

Manyetit oluşumu için eriyiğin demir hidroksit olması gerekir, aksi halde hiçbir zaman doğrudan çökelmemektedir. Demir hidroksitin oksijenle de demir kloridin tepkimeye girdiği suyun varlığıdır (Sangster, 1969). Bu tepkime ortamda CaCO_3 in varlığına bağlı olarak Ph daki artışın şiddetlendirdiği bir hidroliz olayıdır. Eriyikte açığa çıkan HCl çevre kayadan gelen CaCO_3 tarafından etkisizleştirilerek manyetit çökmesi sağlanır. Bu sırada serbestleşen CO_2 ise eriyiği seyrelterek daha sonraki depolanmalara neden olur (Whitney vd., 1985),



Böylece manyetit demir klorid eriyiği ile $\text{Fe}(\text{OH})_2$ arasında gelişen tepkimeyle kolayca doğrudan oluşabilir. Manyetitteki oksijenin kaynağı da demirkloridi taşıyan eriyiğin suyu olmalıdır (Kalinin, 1962).



Metazomatizmanın son evresinde gelen sülfidli eriyikler, daha önce oluşan skarn ve manyetit içindeki çatlak ve boşlukları doldurmuştur. Böylece sülfidli evrede oluşan pirit, kalkopirit ve pirotin manyetit içinde saçınımlar, damarcıklar ve yer yer küçük boyutlu mercerler biçiminde görülür, Sülfidli evreden sonra gelişen ve spekülait ile

temsil edilen oksitli evrenin bir yinelemesi de gözlenmektedir. Sülfidleşme sonrasındaki alterasyona bağı olarak kalsit ve kuvars, manyetit oksitlenmesiyle de hematit oluşmuştur.



BÖLÜM V

SONUÇLAR

Karamadazı demir yatağı, Kayseri ili, Yahyalı ilçesinin yaklaşık 10 km kuzeybatısında kalan bir bölgede, Karamadazı köyünün doğusunda yer alır. Hem doğu Toros'larda yer alması hem de ekonomik açıdan önemli bir potansiyele sahip olması nedeniyle bölge daha önce bir çok araştırmacı tarafından çalışılmış, Orta Anadolu'daki skarn yatakları ile onlarla doğrudan ilişkili plütonlar arasındaki jenetik ilişkiyi ortaya koymuşlardır. Niğde Üniversitesi BAP destekli bir proje kapsamında yapılan bu çalışma ile mineraloji ağırlıklı çalışmalar gerçekleştirilerek yeni sonuçlar elde edilmiştir.

Karamadazı köyü ile Yularıköy arasında kalan alanda yüzeyleyen felsik ve ortaç bileşimli kayalar Karamadazı graniti veya Yahyalı plütonu olarak isimlendirilmiştir. Granitik kayaların içine sokulum yaptıkları kireçtaşları ile uyumlu dokanaklar oluşturmuşlardır.

Granit, pembemsi renkte, masif, iri kuvars ve pembe et renginde olup, feldspat kristalleri ve kuvars kayaca pembemsi ve açık renk görüntüsü vermektedir. Kayacı oluşturan esas mineraller; özşekilsiz, dalgalı sönmeli kuvars, yer yer mirmekitik dokulu alkalifeldspat (ortoklas, kafes dokulu mikroklin) ve polisentetik ikizlenmeli plajiyoklas (oligoklas, albit) ve iri taneli çubuksu görümlü kahverenginde biyotit, daha az miktarlarda hornblende, ojit eser miktarda apatit ve zirkon minerallerinden oluşmaktadır. Skarn zonlarındaki granit bloklarının içerisinde damar ve köşeli anklavlar şeklinde manyetitler, blokların yüzeylerinde ise epidot sıvıamaları gözlenmektedir. Özşekilsiz alkali feldspatlar bazen iri taneli, kuvarsla girift bir şekil de kristallenmiş, yer yer de killeşme, serizitleşme, biyotitlerde ise, kloritleşme izlenmektedir. Biyotitler kahverengi olup, tek yönde gelişmiş dilinimlere (001) sahiptir. Yüksek anizotropi ve pleokroizma özellikleri ile kolayca tanınmaktadır. Bazı yerlerde uç kısımlarından itibaren kloritleşmeye başlamış, bazı yerlerde ise, tamamen klorite dönüşmüş olarak bulunmaktadır. Tali mineralleri; magnetit, apatit ve titanitdir. Kayaç, çoğunlukla holokristalin hipidiyomorf, nadir olarak da mirmekitik ve allotriyomorf doku gözlenmektedir. Bütün bu sonuçlar ışığı altında örneklerin mineralojik bileşimlerinden faydalanılarak Streckeisen (1976) sınıflaması yapılmıştır. Elde edilen QAP üçgen

diyagramında Karamadazı plutoninin granodiyorit bir bileşime sahip olduğu görülmektedir.

Karamadazı skarnı genellikle kalk silika minerallerinden granat ve piroksen ile tanımlanmaktadır. Skarnlar çeşitli kriterlere göre kendi içerisinde zonlara ayrılır. Ekzo ve endoskarn terimleri skarn zonunun magmatik veya sedimanter kayalara göre konumunu tanımlamak için kullanılırlar. Endoskarn granitik kayaya yakın, ekzoskarn zonu ise, karbonat kayacının kantağında yer alır. Skarnların temel karakterleri granat ve piroksen gibi Ca-Fe skarn mineralleri ile karakterize edilir. Skarn oluşum koşullarını (derinlik, sıcaklık, akışkan kompozisyonu) belirlemeye yönelik çalışmalarda mineral birliktelikleri kılavuz olarak kullanılır. Prograd (ilerleyen) ve retrograd (gerileyen) evrede gelişmiş mineral birliktelikleri esas alınarak skarn oluşumu açıklanır. Prograd evreyi susuz ve yüksek sıcaklık (granat, piroksen gibi) mineralleri temsil eder. Retrograd evrede ise epidot, amfibol (aktinolit) ve klorit gibi sulu mineraller gelişmiştir.

Sulu mineraller çoğunlukla yapısal kontrollü olarak (kırıklar boyunca) prograd evreye ait granat ve piroksenler üzerine büyüyerek gelişmişlerdir. Bu tür skarnlaşmalarda kuvars ve kalsit damarlarının prograd evreye ait masif granatları sık sık kestiği gözlenmektedir. Skarn mineralleri ile cevher mineralleri arasındaki bu ilişki göz önüne alınarak, skarn cevherinin hangi evrede oluştuğu saptanır. Bu kapsamda, zonlu granatların çekirdek kısmının erken evreyi bantların ise, sonraki evreleri temsil etmekte ve bunların da etkin akışkan bileşimindeki değişiklikler ile Fe^{+3}/Al oranlarındaki dalgalanmaları yansıtmaktadır.

Karamadazı manyetit-skarn yatağının mineral parajenezine ait klinopiroksen ve granat grubu mineraller önce optik özelliklerine göre, sonra konfokal raman spektrometresi ile nokta ve şiddet analizleri Ankara Üniversitesi laboratuvarlarında yapılarak bunların diyopsit ve andradit oldukları belirlenmiştir.

Karamadazı skarn zonunun tek bir zondan oluşmadığı, granitten kireçtaşı dokanağma doğru, granit-endoskarn-ekzoskarn-kireçtaşı şeklinde bir zonlanma gözlendiği bu zonlanmada granitlerin çok fazla skarnlaştığı, granit içinde yaklaşık 50-100 m'ye varan skarn zonlarının bulunduğu gözlenmektedir. Skarn zonları yaklaşık D-B doğrultulu olup dike yakın kuzeye eğilimlidir. Endoskarnlar skarnlaşmamış granitten, ekzoskarna doğru (kuzeyden güneye) epidot-skarn ve epidotgranat skarn şeklinde bir zonlanma gösterir.

Ekzoskarnlar, endoskarn zonundan itibaren kireçtaşlarına doğru piroksen-granat-epidot, epidot-aktinolit skarn ve epidot-pirit-kuvars-kalsit zonlarından oluşmuştur. Genel olarak granatlar granite yakın, piroksenler ise kireçtaşına yakın bir zonlanma içindedir

Granatlar çoğunlukla mat kahve renkli özşekilsiz, ince taneli ve parçalı, ufalanmış bir haldedir. Bazen çok iri taneli zonlu yapılarında rastlanmaktadır. İzotop ve dilinimi olmaması nedeniyle mikroskop altında kolayca tanınmaktadır Kristalografik özellikleri bakımından kübik, $4/m\bar{3}2/m$ simetri elemanları, dodekaeder, trapezoeder yapılarına sıkça rastlanmaktadır. Bunların ve diğer formların kombinasyonları genellikle belirgin kristalli, yuvarlaklaşmış taneler, masif yapılı olup, sertliği $6\frac{1}{2} - 7\frac{1}{2}$, rengi kimyasal içeriklerine göre çok değişkendir. Genel formül: $A_3B_2(SiO_4)_3$ A: Ca, Mg, B: Fe^{2+}/Mn şeklindedir. Karamadazı skarnlarında da sıkça rastlanan zonlu kristal yapısına sahip granatlar üzerinde, skarn oluşumunda etkili akışkanların evrimine yönelik çalışmalar yapan araştırmacılar, granatların çekirdek kısmının erken evreyi bantların ise, sonraki evreleri temsil ettiğini ve bunların da etkin akışkan bileşimindeki değişiklikler ile Fe^{+3}/Al oranlarındaki dalgalanmaları yansıttığını belirtmişlerdir.

Piroksenler genellikle ince taneli yarı-özşekilli ve özşekilsiz bazen çok iri taneli öz şekilli diyopsit kristalleri olarak ve çoğunlukla aktinolitlere dönüşmüş olarak bulunmaktadır. Ekzoskarnların distal kısımlarında ise, daha çok epidot-aktinolitçe zengin epidot skarnları gözlenir. Plajioklaslar sönme açısına göre oligoklas-andezin, bazen albit bileşiminde olup, poliysentetik ikizlenme göstermektedir. Epidot skarnı sadece epidot içermez, epidota eşlik eden piroksen granat ve kloritlere de rastlanır. Epidot skarnlarında nadir olarak granat cepleri, mercekleri veya damarları da görülür. Bu merceklerin kenarları kalsit dolgusu ile sıvanmış durumdadır. Klinopiroksen, aktinolit ve epidotun zenginleştiği kireçtaşına yakın bölgelerde gelişen skarn zonları ekzoskarn zonu olarak tanımlanmıştır. Bu skarnların ilksel kayacında magmatik minerallerin ve magmatik dokuların bulunmayışı, piroksenlerin yer yer diyopsit bileşimli olması, minerallerin çoğunlukla rekristalize kalsit matriksi içinde gözlenmiş olması, bu skarnların karbonatlı bir kayacın metasomatizmasıyla oluştuğunun bir göstergesidir. Geçiş zonları yaklaşık 2-3 m kalınlıklarda olup, bu zondan itibaren tamamen ekzoskarnlara geçilir. Ekzoskarnlar hem mineralojik olarak daha değişik mineral topluluklarını bünyelerinde barındırırlar, hem de daha kaim ve masif görünümlüdürler. Çok kaba bir şekilde geçiş zonu ile rekristalize kireçtaşları arasında

bulunurlar. Bu skarnların geçiş zonundan güneye doğru (rekristalize kireçtaşı dokanağma doğru) piroksen-granat-epidot zonu, epidot-aktinolit zonu ve epidot-pirit-kuvars-kalsit zonu gibi birbirlerinden renk ve mineralojik olarak ayrılabilen farklı zonlardan oluştuğu gözlenmiştir.

Aktinolit ($\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) kimyasal bileşime sahip, yeşil-mavi, mor renklerde ve iri taneli, çubuksu-ışınsal yarı özşekilli kristaller olarak bulunur. Piroksenlerin amfibolleşmesiyle oluşmuştur. Çoğunlukla piroksenler üzerinde veya onları ornatır bir şekilde bulunmaktadır. İri taneli olanlar yer yer 5-7 cm boyutuna ulaşmaktadır. Piroksenlerden rekristalize kireçtaşlarına doğru hem miktarlarında hem de tane boylarında artma olur. Kristalleri monoklinal 2/m, genellikle prizmatik yapılıdır. Aktinolit bünyesindeki Fe içeriği nedeniyle daha koyu renk ve pleokroizma göstermekte, beyaz – yeşil renlerde gözlenmektedir. Fe içeriğinin arttıkça Ö.A. da artar ve rengi değişir. Epidot-pirit-kuvars-kalsit ekzoskarn, en dış sınırını belirleyen sülfür mineralleri, epidot ve kalsit-kuvars damarları olarak gözlenir. Tüm ekzoskarn zonlarının ikincil (retrograd) evrede rekristalize kireçtaşlarına yakın çözeltilerin sık dolaşımı nedeniyle bozunmasıyla oluşan bir zondur. Bu zon içinde ekzoskarnlar yaklaşık D-B doğrultulu piritçe zengin kalsit ve kuvars damarları tarafından ornatılır.

Karamadazı ocağı, Karamadazı köyünün doğusunda ve Gavurdamı sırtının kuzeye bakan yamacındadır. Skarn zonu içindeki cevher gövdesi güneydoğuya eğimli ve yaklaşık elips biçimli bir mercek görünümündedir. Merceğin uzun eksenini GB-KD yönünde 440 m, ve kısa eksenini KB-GD yönünde 350 m, dolayındadır. Mercek, bir masif cevher gövdesinden oluşmakta ve değişik düzeylerde ve yönlerde bu gövdeye bağlı parmaklanmalar ve uzantılar göstermektedir. Masif cevher gövdesinin en kalın olduğu yer K 1 -2 sondajında kesilmiş olup 3099 m. dir.

Ocağın girişinde manyetit saçılım ve damarcıkları içeren skarnlar görülür. Manyetit yer yer yoğunlaştığı kesimlerde cevherin büyük kısmı işletmeyle alınmıştır. Masif manyetit gövdesi ocağın güneydoğu kesiminde görülür. Cevher, D-B yönlü ve birbirine paralel olarak gelişmiş üç ana faydan büyük ölçüde etkilenmiştir. Kuzeyden güneye doğru birincisi ters, diğer ikisiyse normal atımlı faylardır. Her üçüde güneye doğru dike yakın eğimlidir. Bu faylanmalara bağlı olarak cevher güneye doğru basamaklar biçiminde aşağıya düşmüştür.

Kontak metazomatik oluşumlu Karamadazı manyetit yatağı bu skarn zonunda yer alır. Esas cevher minerali manyetittir, Daha az miktarlarda pirit, kalkopirit, pirotin de izlenmektedir. Demirin kökeni olasılıkla sokulum yapan mağmatik gövdededir. Asit nitelikli sulu eriyikler içinde demir klorid bileşimleri biçiminde taşınmıştır. Manyetit cevherleşmesi metazomatizmanın oksitli evresinde demir klorid eriyiğiyle kireçtaşı arasında gelişen tepkimeler sonucunda oluşmuştur. Sülfid mineralleriyse metazomatizmanın son evresinde gelen sülfidli eriyiklerin skarn ve manyetit içindeki çatlakları ve boşlukları doldurmasıyla oluşmuştur,

Pirit, masif manyetit ve skarn içinde saçılımlı ve damar şeklinde bulunmaktadır. Manyetit içerisinde ve kısmen pirit içerisinde az miktarda kalkopirit görülür, ayrıca pirit içerisinde eser miktarda kapanımlar biçiminde ve çok küçük taneli pirotin ara ürüne (pirit + markazit) dönüşmüş pirotin gözlenmektedir. Manyetitlerin gang mineralleri içerisinde biri birinin içerisinde kapanım olarak bulunmaları, bunları aynı zamanda birlikte oluştuklarına işaret etmektedir Ayrıca, gang minerallerinin (silikatlar ve karbonatlar) ikincil olarak cevher kütesini ve daha önce oluşan skarn kütesini damar, damarcıklar şeklinde ornatmışlardır. Gang mineralleri, tremolit, aktinolit, diyopsid, granat, epidot, kuvars, kalsit, kloritten oluşmaktadır.

Metazomatizmanın son evresinde gelen sülfidli eriyikler ve kalsit, daha önce oluşan skarn ve manyetit içindeki çatlak ve boşlukları doldurmuştur. Böylece sülfidli evrede oluşan pirit, kalkopirit manyetit içinde saçınımlar, damarcıklar ve yer yer küçük boyutlu merccekler biçiminde görülmektedir.

20 adet skarn kütesine ait örnekten 4 adet taze kayaç örneği seçilmiş ve bu örneklerden tüm kayaç ana oksit ve iz element analizleri yapılarak, bunların grafiksel olarak Jeokimyasal yorum ve değerlendirmeleri yapılmıştır. Ayrıca, manyetit parlakkesitlerinden seçilen 5 adet örneğin SEM ve XRF analizleri, mikrofotografı ve element dağılımlarını gösteren grafikler çizilmiştir. Buna göre Karamadazı manyetitleri içerisinde başka bir metal dağılımına rastlanmamıştır. Ölçülen değerler normal Fe oksit dağılımlarını göstermektedir.

Kimyasal analiz sonuçlarına göre SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO ve CaO içeriği açısından belirgin bir zenginleşme gözlenmiştir. Skarn içeriği SiO_2 % 39,98 - 43,96, Fe_2O_3 % 16,02 - 8,904, MgO % 9,342 - 12,86, CaO % 25,6 - 28,96 aralığında değerler göstermektedir

Özellikle Ca ve Fe arasında zenginlik göstermesi örneklerin ($\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) andradit türü granatların ve ($\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$) diyopsit türü piroksenlerin kimyasal bileşiminde olmalarından kaynaklanmaktadır. Buna karşın Mg bileşimi yönünden zenginlik göstermesi $\text{Ca}_2(\text{Mg, Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ kayacın içermiş olduğu diyopsit, tremolit-aktinolit minerallerinin varlığından olabileceğini göstermektedir. Al-Na-K değerlerinin % 0.49-2.75 arasında düşük oranda olmasının nedeni kayacın feldispat veya kil minerallerince yoksun olduğundan kaynaklanmaktadır.

Eser elementlere bakıldığında ise, özellikle Sr değerinin 162,5 ppm gibi yüksek bir değerde çıkmasının nedeni iyon yarıçapının Ca içerikli minerallerin bünyesine katılmış olduğundan kaynaklanmaktadır. Buna karşın Sn-Sb-Pb-Zn-Cu değerlerinin düşük olması oluşumun kontak metozomatizmaya bağlı oksidasyon zonunda oluşabilecek minerallerin zenginleşmesi ve bunun aksine sülfirik zonun oluşmamasından kaynaklanmıştır. Au-Ag gibi elementler $0.01 < \text{ppm}$ olması (ICP-OES) ölçümlerinde tespit edilememiştir. Buda bize Au-Ag gibi elementlerin oluşması için standart Eh-Ph ve gerekli oluşum sıcaklıklarında olmadığını göstermektedir. U beklenenin üstünde bir değer göstermemesine rağmen $<17.4 \text{ ppm}$ e kadar ulaştığı görülmektedir. Elementin mobil olmasında özellikle de oksidasyon zonuna yakın olmasından kaynaklanmış olabilir. Co-Ni değerlerinin düşük olması manto kaynaklı mantolarının etkin olmamalarından kaynaklanmış olabilir.

Diğer eser elementlere bakıldığı zaman belirgin bir anomali verecek şekilde bir değer sergilemediği görülmektedir.

KAYNAKLAR

Abdüsselamoğlu, Ş., “Yukarı Seyhan bölgesinde Doğu Toroslarm jeolojik etüdü”, *MTA Rapor No. 2668*, 1959.

Abdüsselamoğlu, Ş., “Kayseri-Adana arasındaki Doğu Toroslar bölgesinin jeolojisi hakkında rapor”, *MTA Rapor No. 3264*, 1962.

Abu El-Enen M. M., Okrusch, M. and Will, T. M., “Contact metamorphism and metasomatism at a dolerite-limestone contact in the Gebel Yelleq area, Northern Sinai, Egypt”, *Mineralogy and Petrology*, 81, 135–164, 2004.

Ağar, Ü. ve Kıtay, R., “Kayseri İli Yahyalı İlçesi Karamadazı Köyü Özkoyuncu manyetit zuhuru civarının jeolojisi ve rezervi”, *MTA Rapor No. 2886*, 1962.

Akce, M, A., and Kadioglu Y, K., “Petrology of leucogranites from the northern part of Yozgat Batholith”, *Geological Bulletin of Turkey*, (in Turkish) MTA Ankara 13-17 April 2009.

Altunbey, M. and Sağıroğlu, A., “Skarn-Type Ilmenite Mineralization of the Tuzbai Tunceli region, eastern Turkey”, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 5, 481-488, 2003.

Ayhan, A., Lengeranlı, Y, Çelttek, N. ve Aksoy, E., “Aladağlar (Batı-Zamantı) yöresi (Yahyalı-Çamardı) jeolojisi ve kurşun-çinko etüdü”, *MTA Rapor No. 7501*, 1984.

Ayhan, A., “Aladağ yöresi Zn-Pb yatakları”, *TJK. Bulten*, 28, 107-117, 1983

Aytuğ, G., “Kayseri-Yahyalı demir etüdü”, *MTA Rapor No. 3734*, 1964.

Aysal, N., Öngen, S. ve Hanılçı, N., “Karadoru Granitoid Plütönu Yan Kayaçlarının Petrografisi ve Skarn Zonunun Özellikleri, Yenice – Çanakkale”, *İÜ. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 19, 2, 183-194, 2006.

Baker, T., and Lang, J.R., “Reconciling fluid inclusion types, fluid processes and fluid sources in skarns: an example from the Bismark deposit, Mexico”, *Mineralium Deposita*, 38, 474-495, 2003.

- Blumenthal, F., “Geological Characteristics of the Taurides between Niğde and Adana, **General Directorate of Mineral Research and Exploration (MTA) Publications Bultein**.No 6, Pages 48 (in Turkish), 1941.
- Blumenthal, F., “Permocarboniferous of the Taurides between Kayseri and Malatya” **MTA bultein** 1/31, 105-118, 1944.
- Bartholome, Paul., “Minerails et skarns dans les euoreoles de metamorphisme”: **Mineralium Deposita**, Volume. 5, No. 4, Pages. 345-353, 1970.
- Bau, M., “Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium”, **Chemical Geology** 93 (3-4): 219 – 230, 1991.
- Bao, X. and Xiaochun, G, “The Minerageny of Two Groups of Zircons from Plagioclase Amphibolite of Mayuan Group in Northern Fujian”, **Acta Petrologica et Mineralgica**, 15 (1), 73-79, 1996.
- Barun, K., Sachan, M. and Sachan, H.K, “Discovery of coesite from Indian Himalaya: A record of ultra-high pressure metamorphism in Indian Continental Crust”, **Current Science**, Vol. 81, No. 10, 1358-1360, 2001.
- Baykal, R, “Malatya-Kayseri arasındaki Toroslarm jeolojik yapısı”, **MTA Rapor No., 1703**, 1944.
- Bendel, V. and Schmidt, B.C. “Raman spectroscopic characterisation of disordered alkali feldspars along the join $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$: application to natural sanidine and anorthoclase”, **Eur. J. Mineral**, 1055-1065, 2008.
- Bersani, D., Andò, S., Vignola, P., Moltifiori, G., Marino, I-G., Lottici, P.P. and Diella, V. “Micro-Raman spectroscopy as a routine tool for garnet analysis”, **Spectrochimica Acta Part A** 73, 484-491, 2009.
- Bowman, J.R., O’Neil, J.R. and Essene, J.R., “Contact skarn formation et Elkhorn, Montana, II: Origin and evolution of C-O-H skarn fluids”, **Am. Jour. Sci.**, 285, 621-660, 1985.

Boztuğ, D., Çevikbaş, A., Demirkol, C., Tatar, S., Akyıldız, M., ve Otlı, N., “Karamada Plütonunun (Yahyalı-Kayseri) Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal İncelemesi, Vol:45, number:1, pp:41-58”, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, Ankara, 2002.

Brennich, G., “Kayseri vilayeti Karamada ile Yahyalı arasında kalan mntıkanın jeolojisi” *M.T.A Rapor*, Ankara, 1959.

Burt, D.M., “Mineralogy and Geochemistry of Ca-Fe-Si Skarn Deposits, Ph.D. thesis”, *Harvard University*, 256 p. (unpublished), 1972.

Burt, D.M., “Skarn deposits-historical bibliography through 1970”, *Econ. Geol.*, 77, 755-763, 1982.

Cartwright, I., Buick, I.S. and Maas, R.,” Fluid flow in marbles at Jervois, Central Australia: oxygen isotope disequilibrium and zoning produced by decoupling of mineralogical and isotopic resetting”, *Contrib Mineral Petrol.*, 128, 335-351, 1997.

Cartwright, I. and Buick, I.S., “Milimetre-scale variation in metamorphic permeability of marbles during transient fluid flow: an example from the Reynolds Range, central Australia”, *Contrib Mineral Petrol*, 140: 163-179, 2000.

Choi, S.G., Kim, S.T. and Lee, J.G., “Stable isotope systematics of Ulsan Fe-W skarn deposit”, Korea, *Journal of Geochemical Exploratin*, 78-79, 601-606 2003.

Ciobanu, C.L. and Cook, N.J., “Skarn texture and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania”, *Ore Geology Reviews*, 24, 315-370, 2004.

Clechenko, C.C. ve Valley, J.W., “Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro Wollastonite Skarn, Adirondacks Mts, New York: a record of shallow hydrothermal processes preserved in granulite facies terane”, *J. metamorphic Geol.* 21, 771-784, 2003.

Collins, B.I., “Formation of scheelite-bearing and scheelite-barren skarns of Lost Creek, Pioneer Mountains, Montana”, *Econ. Geol.*, 72, 1505-1523, 1977.

Çalık A. ve Öngen S., “Keban Skarn Oluşumu, KD Elazığ Bölgesi”, *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 13, 12, 1-14, 2000.

Çetin, N.İ. ve Kadioğlu, Y.K., “Mursal (Sivas-Divriği) Siyenitoidi’nin Konfokal Raman Spektrometresinde İncelenmesi”, **60. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri**, s. 194-195, 16-22 Nisan 2007, Ankara, 2007.

Çevikbaş, A., Boztuğ, D., Demirkol, C., Yılmaz, S. ve Akyıldız, M., “Bolkardağlar, Aladağlar ve Niğde masifinde kabuk kalınlaşması ve Ulukışla-Çamardı baseninde riftleşme ile ilgili plütonların karşılaştırmalı incelenmesi, Orta Toroslar”, **Türkiye. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu**, Adana, 30 Nisan - 3 Mayıs 1997, Bildiri Özleri, s. 37- 38, 1997.

Çopuroğlu, İ., “Yahyalı (Kayseri) Demirkazık (Niğde-Çamardı) Yöresi ÇinkKurşun Yataklarının Mineralojisi ve Jenezi”, **MTA. Dergisi No. 118**,35-46, Ankara, 1996.

Demange, M., Berson, F., Fontelles, M., Pascal, M., Öngen, S. and Forette, M.C, “Wollastonite-garnet skarns of Demirtepe, Tahtaköprü (province of Bursa, Turkey)”, **Academie des Sciences/Elsevier**, Paris, 326, 771-778, 1998.

Dimanche, F., “Les minerais de magnetite et les skarns du Ginevro (Ile d'Elbe, Italie)”: **Miner. Deposita** 6,356-379, 1971.

Einaudi, M.T., “Descriptions of skarn associated with porphyry copper plütons, southwestern North America, in S.R., Titley, (ed.), Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America”, **Tucson, University of Arizona**, 185-210, 1982.

Einaudi, M.T. and Burt, D.M, A “Special Issue Devoted to Skarn Deposits, Introduction Terminology, Classification and Composition of Skarn Deposits”, **Economic Geology**, 77, 4, 745-754, 1982.

Einaudi, M.T, Meinert, L.D and Newberry, R.J., “Skarn Deposits”, **Economic Geology**, 75, 317-391, 1981.

Fan, H.R., Xie, Y.H., Wan, K.Y. and Wilde, S.A., “Methane-rich fluid inclusions in skarn near the giant REE–Nb–Fe deposit at Bayan Obo, Northern China”, **Ore Geology Reviews**, 25, 301–309, 2004.

Ferraro, J.R., Nakamoto, K., and Brown, C.W., “Chapter 1”, *Basic Theory Academic Press*, San Diego, 2003.

Freeman, J.J., Wang, A., Kuebler, K.E., Jolliff, B.L. and Haksin, L.A., “Characterization of Natural Feldspars by Raman Spectroscopy for Future Planetary Exploration”, *The Canadian Mineralogist*, Vol. 46, 1795-1818. 2008.

Frogner, P., Broman, C. and Lindblom, S. “Weathering detected by Raman spectroscopy using Al-ordering in albite”, *Chemical Geology* 151, 161-168, 1998.

Gerdes, M.L. and Valley, J.W., “Fluid flow and mass transport at the Valentine wollastonite deposit, Adirondact Mountains, New York State”, *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 589-608, 1994.

Gilg, H.A., Lima, A., Soma, R., Belkin, H.E., De Vivo, B. and Ayuso, R.A., “Isotope geochemistry and fluid inclusion study of skarns from Vesuvius, Special issue on Mt. Soma-Vesuvius and volcanism of the Campanian Plain”, *Mineralogy and Petrology*, 73, 145-176, 2001.

Giuliani, G., Cheilletz, A., and Mechiche, M., “Behaviour of REE during thermal metamorphism and hydrothermal infiltration associated with skarn and vein-type tungsten ore bodies in Central Morocco”, *Chemical Geology*, 64, 279-294, 1987.

Güllü, B. ve Kadioğlu, Y.K., “Orta Anadolu’daki Farklı Turmalinlerin Konfokal Raman Spektrometrisi İle Tanımlanması”, *62. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri II s.630*, 2009.

Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erler, A., ve Olgun, E., “Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim”, *TPAO Rapor, No. 2909*, 140s, 1991.

Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E., ve Rojay, B., “Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta Kesim”, *TPAO Rapor.No. 3155*, 76 s, 1992.

Huang, E., Chen, C.H., Huang, T., Lin, E.H. and Xu, Ji-An., “Raman spectroscopic characteristics of Mg-fe-Ca pyroxenes”, *American Mineralogists*, Volume 85, pages 473-479, 2000.

Jacobson, H.S., Yazgan, D., Arda, T. ve Filibeli, H., “Karamadazı demir madeninin jeolojisi, Kayseri- Türkiye”: *MTA Gen, Md., Rapor No 4542* (yayınlanmamış), 1968.

Jamtveit, B., and Anderson, T.B., “Morphological instabilities during rapid growth of metamorphic garnets”, *Phys Chem Mineral* 19:176-184, 1992.

Jamtveit, B., “Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet: Nonlinear dynamics in regions of immiscibility”, *American Mineralogist*, 76, 1319-1327, 1991.

Keith, J.D., Van Middelaar, W.T., Clark, A.H. and Hodgson, C.J., “Granitoid textures, compositions and volatile fugacities associated with the formation of tungsten-dominated skarn deposits”, *Reviews in Economic Geology*, 4, 235-250, 1989.

Kuşçu, İ., Erler, A., “Pyrite deformation textures in the deposits of the Küre mining district (Kastamonu-Turkey), vol:11, pp. 205-215, Ankara”, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 2002.

Kuşçu İ. ve Erler, A., “Orta Anadoludaki Bazı Skarnların Sınıflamasında Piroksen Bileşimlerinin Kullanılması: Alakışla ve Akdağmadeni Yöresi Skarnları”, *52. TJK Bildiriler Kitabı*, 183-189, 1999.

Kuşçu, İ.,”Geochemistry and mineralogy of the skarns in the Çelebi District, Kırıkkale. Turkey”, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10, 121-132, 2001.

Kuşçu, İ., Gençlioğlu Kuşçu, G. ve Göncüoğlu, M.C., “Karamadazı Demir Yatağının Skarn Zonlanması ve Mineralojisi”, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 44, 3, 1-14, 2001.

Kuşçu, İ., Gençlioğlu Kuşçu, G., Meinert, L.D. and Floyd, P.A., “Tectonic setting and petrogenesis of the Çelebi granitoid, (Kırıkkale-Turkey) and comparison with world skarn granitoids”, *Journal of Geochemical Exploration*, 76, 175-194, 2002.

Kuşcu, İ., “Magmatik ve Hidrotermal Akışkanlar: Geç Evre Magmatik Hidrotermal Süreçler, D. Boztuğ, N. Otlı (Ed.), Magmatik Petrojenez“, *Tübitak Lisans Üstü Yaz Okulu*, 495-510, 2001.

Kolesov, B.A. and Geiger, C.A, “Raman scattering in silicate garnets: an investigation of their resonance intensities”, *Journal of Raman Spectroscopy*, 28, 659-662, 1997.

Kolesov, B.A. and Geiger, C.A, “Raman spectra of silicate garnets”, *Physics and Chemistry of Minerals*, 25(2), 142-151, 1998.

Kwak, T.A.P. and White, A.J.R., “Contrasting W-Mo-Cu and W-Sn-F skarn types and related granitoids”, *Mining Geology*, 32, 339-351, 1982.

Kwak, T.A.P., “Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits)”, *J. metamorphic Geology.*, 4, 363-384, 1986.

Layne, G.D., and Spooner, E.T.C., “The JC tin skarn deposit, southern Yukon Territory; Geology, paragenesis and fluid inclusion microthermometry”, *Economic Geology*, 86, 29-47, 1991.

Loh, E. “Optical vibrations in sheet silicates”, *J. Phys. C: Solid State Phys.*, Vol. 6, 1091-1104, 1973.

Mathieson, G.A. and Clark, A.H., “The Cantung E-zone scheelite skarn ore body, N.W.T.: a revised genetic mode l”, *Economic Geology.*, 79, 883-901, 1984.

McKeown, D.A, Michael, I.B. ve Edgar S.E, “Raman spectra and vibrational analysis of the trioctahedral mica phlogopite”, *American Mineralogists*, Volume 84, pages 970-976, 2000.

Meinert, L.D., “Variability of skarn deposits-guides to exploration, S.J. Boardman (Ed.), Revolution in the earth sciences”: *Kendal-Hunt Publishing*, 301-316, 1983.

Meinert, L.D., “Skarn and skarn deposits”, *Geoscience Canada*, 19, 145-162, 1992.

Meinert, L.D., “Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization”: *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23, 401-418, 1995.

Meinert, L.D., “Application of Skarn Deposit Zonation Models to Mineral Exploration”, *Explor. Mining Geol.*, 6, 2, 185-208, 1997.

Meinert, L.D., Brooks, J.W., and Myers, G.L., “Whole rock geochemistry and contrast among skarn types, in Bufa, R.H. and Coyner, A.R. (ed), Geology and ore deposits of the Great Basin: Reno, Nevada, Geological Society of Nevada”, *Fieldtrip Guidebook Compendium*, 1, 72-80, 1991.

Meinert, L.D., Diple, G.M. ve Nicolescu, S., “World Skarn Deposits, Society of Economic Geologist”, *Inc. Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 299- 336, 2005.

Metz, K., “Aladağ ve Karanfil dağıının yapısı ve bunların Kilikya Torosu tesviye edilen batı kenarı hakkında malumat hususu için yapılan jeolojik etüd, *MTA Dergisi*, 48, 63-73, 1956.

Mingsheng , P., Mao, H.K., Dien, L. ve Chao, E.C.T, “Raman spectroscopy of garnet-group minerals”, *Chinese Journal of Geochemistry*, 13(2), 176-183, 1994.

Murakami, H., “How to Study skarn type Deposits, A short term expert seminar, submitted to: Remote Sensing Center”, MTA (<http://staff.aist.go.jp/hmurakami/skarn.pdf>), 11 p, 2005.

Mc Millan, P.F., “Raman spektroskopu in mineralogy and geochemistry”, *Ann. Rew. Earth Planet Sci.*, 17, 1989.

Nakona, T, Yoshino, T, Shimazaki, H. ve Shimizu, M., “Pyroxene Composition as an Indicator in the Classification of Skarn Deposits”, *Economic Geology*, 89, 1567-1580, 1994.

Nakano, T., “Pyroxene Geochemistry as an Indicator for Skarn Metallogenesis in Japan, Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems, D.R Lentz. (Ed.)”, *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 26, 147-167, 1998.

Newberry, R.J., “The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns”, *Canadian Mineralogist*, 21, 529-544, 1983.

Newberry, R.J. and Swanson, S.E., "Scheelite Skarn granitoids: An Evaluation of the Roles of Magmatic Source and Process", *Ore Geology Reviews*, 1, 57-81, 1986.

Newberry, R.J., "W and Sn-Skarn deposits: A 1998 status report, Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems, D.R. Lentz (Ed.)", *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 26, 289-335, 1998.

Okay, A.C, "Kayseri, Niğde ve Tuzgölü arasındaki bölgenin jeolojisi": **MTA Gen, Md., Rapor No 2252** (yayınlanmamış), 1954.

Onay, T.Ş., "Kayseri ili Develi ilçesi Yahyalı bucağında Mustafa Koyuncu'ya ait manyetit madeni hakkında maden jeolojisi raporu", *MTA Rapor No. 1984*, 1952.

Ordonez-Calderon, J.C., Polat, A., Fryer, B.J., Gagnon, J.E, Raith, J.G. and Apel, P.W.U., "Evidence for HFSE and REE mobility during calc-silica metasomatism, Mesoarchean (≈ 3075 Ma) Ivisartoq greenstone belt, southern West Greenland", *Precambrian Research*, 161, 317-340, 2008.

Oygür, V., "Karamadazi (Yahyalı Kayseri) Kontak Metazomatik Manyetit Yatağının Jeolojisi ve Oluşumu, VITA Genel Müdürlüğü", *Maden Etüd ve Arama Dairesi*, Ankara, 1986.

Oygür, V., Yurt, M. Z., Yurt, F. ve Sarı, L, "Kayseri-Yahyalı-Karamadazi ve Kovalı yöresi demir madenleri jeoloji raporu", *M.T.A. Arşiv No: 6609/1,2,3,4*, 1982.

Oygür, V., Yurt, M.Z., Yurt, F. ve Sarı, L, "Kayseri-Yahyalı-Karamadazi ve Kovalı yöresi demir madenleri jeoloji raporu", *MTA Rapor No. 6609*, 1978.

Öngen, S., "Metasomatik gelişmede yeni bir problem: endoskarn çeşitliliği", *İstanbul Üniv. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi*, 13, 1-2, 63-75, 2000.

Özgül, N., "Toroslarm bazı temel özellikleri", *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19/1, 65-78, 1976.

Özgül, N., "Tufanbeyli dolayının Kambriyen-Tersiyer kayaları", *T.J.K. bülteni, c. XVI, s, 1*, ss, 82-100, Ankara, 1973.

Özgül, N., “Torosların bazı temel jeoloji özellikleri”, *T.J.K. bülteni*, s, 19, ss. 65-78, Ankara, 1976.

Ramdohr P., “Die Erzminerale Und Ihre Verwachsungen, s127”, *Akademie-Verlag-Berlin*, 1975.

Ramdohr P. and Strunz, H, “Lehrbuch der Mineralogie”. *Ferdinand Enken Verlag, Stuttgart*, 371p, 1968.

Ray, G.E., “Webster, I.C.L. and Ettliger, A.D., The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks”, *Economic Geology*, 90, 920-937, 1995.

Sağiroğlu, A., “Akdağmadeni (Yozgat) cevherleşmelerinde görülen değişik skarn oluşuklarının özellikleri ve irdelenmesi”, *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 27 (1), 69-81, 1984.

Sangster, D.F., “Contact«metasomatic magnetite deposits uf SW British Columbia”:
Geol. Surv, Canada Buil, No172, 85s, 1969.

Sezerer Kuru, G., Kuşcu, İ., Şalış, B., Yılmaz, E. ve Demirela, G., “Hasançelebi (Malatya) Demir Oksit Yataklarının Oluşum Koşulları; Mikrotermometrik Bir Yaklaşım”, *MTA Dergisi*, 132, 101-111, 2006.

Shelton, K.L., “Composition and origin of ore-forming fluids in a carbonate-hosted porphyry copper and skarn deposit: A fluid inclusion and stable isotope study of Mines Gaspé, Quebec”, *Economic Geology*, 78, 387-421, 1983.

Shimazaki, H., “The ratios of Cu/Zn-Pb of pyrometasomatic deposits in Japan and their genetical implication”: *Economic Geology*, 70, 717-724, 1975.

Shieh, Y.N. and Taylor, H.P., “Oxygen and Carbon Isotope Studies of Contact Metamorphism of Carbonate Rocks”, *Journal of Petrology*, 10, 307-331, 1969.

Shin, D. and Lee, I, “Evaluation of the volatilization and infiltration effect on the stable isotopic and mineralogical variations in the carbonate rocks adjacent to the Cretaceous Muamsa Granite, South Korea”, *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 227-243, 2003.

Shiraishi, R. and Ohtani, E. "Raman spectroscopic study of a garnetite xenolith from Malaita, Southwest, Pacific", *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, Volume 102, 337-345, 2007.

Singoyi, B. and Zaw, K., "A petrological and fluid inclusion study of magnetitescheelite skarn mineralization at Kara, Northwestern Tasmania, Implications for ore genesis", *Chemical Geology*, 173, 239-253, 2001.

Stalder, R., Kronz, A. and Schmidt, B.C. "Raman spectroscopy of synthetic (Mg, Fe)SiO₃ single crystals. An analytical tool for natural orthopyroxenes", *Eur. J. Mineral.*, 21, 27-32. 2009.

Şaşmaz, A., "Başçatak (Akdağmadeni-Yozgat) Zn-Pb skarnlarının mineralojik ve jeokimyasal özellikleri", *Yerbilimleri dergisi*, 34, 107-117, 1999.

Şenoz, E., "Yahyalı (Kayseri) yöresi demir yataklarının jeolojisi, oluşumu ve kökeni: Cumhuriyet Üniv. Müh. Fak. Derg", *Serha Yerbilimleri*, c. 2, s. 1, 85-104, 1985.

Taylor, B.E., "Origin and Significance of C-O-H Fluids in the Formation of Ca-Fe- Si Skarn, Osgood Mountains, Humboldt Country, Nevada", *Ph.D. thesis, Stanford University*, Stanford, California, 149 p. (unpublished), 1976.

Taylor, B.E. and O'Neil, J.R., "Stable Isotope of Metasomatic Ca-Fe-Al-Si Skarns and Associated Metamorphic and Igneous Rocks, Osgood Mountains, Nevada", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 1-49, 1977.

Tekeli, O., "Toroslarda Aladağların yapısal evrimi", *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 23/1, 11- 14, 1980.

Tekeli, O., Aksaya, A., Evren, İ., Işık, A., ve Ürgün, B.M., "Toros ofiyolit projeleri Aladağ Projesi raporu", *MTA Rapor No. 6976*, 1981.

Timon, S.M., Moro, M.C., Cembranos, M.L., Fernandez, A. and Crespo, J.L., "Contact metamorphism in the Los Santos W skarn (NW Spain), Mineral and Petrology", *Mineralogy and Petrology*, 90, 109-140, 2006.

Tröger, W. E., "Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. E. Schweizerbartsche", *Stuttgart Verlag*, 871p, v. 1969

Ulakoğlu, S., “Geology of the Karamadazı Granitoid and Itssurrounding”, *Jeoloji Mühendisliği* 17, 69-78, 1983.

Vache, R., “Antitoroslardaki Bakırdağ kurşun çinko yatakları (Kayseri ili)” *MTA Dergisi*,62, 87-98, 1964.

Whitney, P.R. and Olmsted, J.F., “Rare earth element metasomatism in hydrothermal system: The Willsboro-Lewis wollastonite ores, New York, USA”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 17, 2965-2977, 1998.

Xu, G. ve Lin, X., “Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit, Anhui Province, China”, *Ore Geology Reviews*, 16, 91-106, 2000.

Yeniyol, M., “Mineraloji, Dilek Ofset Matbaası”, *İstanbul*, 2004.

Yücel Öztürk, Y., Helvacı, C. ve Satır, M., “Genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the Evciler Granitoid, Kazdağ, Çanakkale, Turkey and comparision with world skarn granitoids”, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 255-280, 2005.

Yücel Öztürk, Y., Helvacı, C. ve Satır, M., “The influence of meteoric water on skarn formation and late-stage hydrothermal alteration at the Evciler skarn occurrences, Kazdağ, NW Turkey”, *Ore Geology Reviews*, (in press), 2008.

Zharikov, V.A., “Skarns”, *International Geology Rewiews*, 12, 541-559, 619-647, 760-775, 1970.

Zoroğlu, O. ve Kadioğlu, Y.K. “Behavior of Amphiboles in the Determination of Magma Zoning Using Confocal Raman Spectrometry: Beypazarı Oymaağaç Granitoid–Ankara Turkey, 2.the International Conference on Geo-Resorurces in The Middle East and North Africa (GRMENA-II)”, *Proceedings, s110-111, Cairo*, Egypt, 2007.

ÖZ GEÇMİŞ

11.11.1988'de Ankara'da doğdum. İlk, orta ve lise eğitimimi Ankara'da tamamladım. 2008 yılında girdiğim Jeoloji Mühendisliği Bölümünden 2012 yılında mezun oldum. 2013-2014 yılları arasında Niğde Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Bilgi İşlem Biriminde kısmi zamanlı olarak görev yaptım. 2015-2016 yılları arasında ÖZKAN ZEMİN PROJE MÜHENDİSLİK İNŞAAT SAN. VE TİC. LTD. ŞTİ. 'de Şantiye Şefi olarak görev yaptım.

2012 Haziran ayında başvurduğum Niğde Üniversitesi Jeoloji Mineraloji ve Petroğrafi Anabilim dalındaki yüksek lisans/master eğitimine devam etmektedir.