

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**YENİCE (ÇANAKKALE) ÇEVRESİNDEKİ
GRANİTOİD SOKULUMLARA BAĞLI
CEVHERLEŞMELERİN DAĞILIMI VE METAL
ZONLANMASI**

Mustafa ÇİÇEK

Ekim, 2021
İZMİR

**YENİCE (ÇANAKKALE) ÇEVRESİNDEKİ
GRANİTOİD SOKULUMLARA BAĞLI
CEVHERLEŞMELERİN DAĞILIMI VE METAL
ZONLANMASI**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ekonomik Jeoloji Programı

Mustafa ÇİÇEK

Ekim, 2021

İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

MUSTAFA ÇİÇEK, tarafından **PROF. DR. TOLGA OYMAN** yönetiminde hazırlanan **“YENİCE (ÇANAKKALE) ÇEVRESİNDEKİ GRANİTOİD SOKULUMLARA BAĞLI CEVHERLEŞMELERİN DAĞILIMI VE METAL ZONLANMASI”** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Tolga OYMAN

Yönetici

Prof. Dr. Mümtaz ÇOLAK

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. İlkay KUŞCU

Tez İzleme Komitesi Üyesi

Prof. Dr. İbrahim UYSAL

Jüri Üyesi

Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Okan FISTIKOĞLU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Doktora çalışmam süresince, tüm aşamalarında yardımlarını esirgemeyen, değerli görüş ve bilgileriyle beni yönlendiren saygıdeğer danışman hocam Prof. Dr. Tolga OYMAN'a teşekkürü borç bilirim.

Önerileri ve her aşamasında bu çalışmaya koydukları olumlu yönde katkılarından dolayı tez izleme komitesi üyeleri Prof. Dr. Mümtaz ÇOLAK ve Prof. Dr. İlkay KUŞCU'ya teşekkürlerimi sunarım.

Tez kapsamında çalışmalarımın çeşitli aşamalarında, iş ve normal hayatımda benden desteklerini esirgemeyen ve yardımcı olan hocalarım Prof. Dr. Talip GÜNGÖR'e, Prof. Dr. Yalçın ERSOY'a, Prof. Dr. Osman CANDAN'a, Prof. Dr. Hülya İNANER'e, Doç. Dr. Melis SOMAY ALTAŞ'a, Doç. Dr. Yeşim Yücel ÖZTÜRK'e, Doç. Dr. Cüneyt AKAL'a, Prof. Dr. Bilal SARI'ya, Doç. Dr. Mehmet AKBULUT'a, Doç. Dr. Mustafa AKYILDIZ'a ve arkadaşlarım Öğr. Gör. Dr. Hilal KILINÇ'a, Araş. Gör. Ayça YILDIRIM'a, Araş. Gör. Çiğdem TEPE'ye, Araş. Gör. Dr. Elif PAZVANTOĞLU'na, Araş. Gör. Seher SARI ALOĞLU'na, Araş. Gör. Dr. Tümay KOCA KADAKÇI'ya, Araş. Gör. Zeynep BÜÇKÜN'e ve Araş. Gör. Dr. Mustafa SOFTA...

Kayaçların yaşlandırılması konusunda bana sağladığı katkılardan dolayı Prof. Dr. Elizabeth J. CATLOS'a, İngiltere'de izotop laboratuvarlarını açan ve örneklerin hazırlanma aşamasından analizine kadar her aşamada desteklerini esirgemeyen Prof. Dr. Martin R. PALMER'a, Almanya'da mikroprob ve raman laboratuvarlarını açan ve maddi ve manevi desteğini benden esirgemeyen Dr. Melanie KALIWODA'ya ve Dr. Rupert HOCHLEITNER'a...

Öğrenciliğimden öğretim elemanı olmama kadar beni her konuda destekleyen, yardımcı olan, yönlendiren, yorumları ile büyük katkılar sağlayan Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki tüm hocalarıma...

Tez çalışmalarımın her aşamasında beni yalnız bırakmayan ve her türlü desteğini esirgemeyen arkadaşlarımla Cenk ÖZTİBET'e, Emine ÖZEN'e, Engin GÜNAYDIN'a, Nezahat BEDİR'e, Mehlika MIHOĞLU'na, Emine AYDIN'a, Hatice BARAÇ'a, Stefano PUGLIESE'ye, Emine ÖZEN'e, Özlem BOSKAN'a, Ezgi GÜLTEKİN'e, Özge GÜLTEKİN'e, Berrin Burcu ÇORUH'a, Andreas KOCH'a, Declan BROWNE'ye, Seda KUTSAL'a, Ece YILDIRIM'a, Stefan ANZENBERGER'e, Payam Gül SUSANNI'ye, Rana DURAK'a...

Son olarak çalışmalarım süresince maddi ve manevi desteklerini esirgemeyen aileme, teşekkürü bir borç bilirim.

Bu çalışma, 2015 yılından 2018 yılına kadar finansal açıdan destekleyen TÜBİTAK araştırma projesi 114Y055, 2015-2016 yılları arasında ERASMUS Plus öğrenim hareketliliği ve 2017 yılında TÜBİTAK 2214-A Doktora Sırası Yurtdışı Araştırma Bursu tarafından desteklenmiştir.

Mustafa ÇİÇEK

YENİCE (ÇANAKKALE) ÇEVRESİNDEKİ GRANİTOİD SOKULUMLARA BAĞLI CEVHERLEŞMELERİN DAĞILIMI VE METAL ZONLANMASI

ÖZ

Çarpışma ve çarpışma sonrası tektonizma ile ilişkili Senozoyik kalk-alkali magmatizma, Yenice'nin (Çanakkale-Türkiye) kuzeydoğusundaki sokulumlar içinde ve çevresindeki çeşitli cevherleşme türleri ile kökensel olarak ilişkilidir. Granitoidlerde gerçekleştirilen zirkon yaşlandırması $25,8 \pm 1,6$ My ile $27,4 \pm 1,8$ My arasında yaşlar vermektedir. Bu yaşlar, Soğucak ve Sofular sokulumları ile ilişkili molibdenit cevherleşmelerinden elde edilen sırasıyla $25,39 \pm 0,10$ My ve $25,76 \pm 0,11$ My renyum-osmiyum yaşları ile uyumludur. Sokulumlardan yapılan jeokimyasal ve mineral kimyası analizleri, sokulumların magnezyen, kalk-alkali, metalüminalı ve I-tip karakterde olduklarını göstermektedir.

Stronsiyum ve neodimyum izotop bileşimleri oldukça dar bir aralıkta olup, plütonların aynı kaynaktan türediğine işaret etmektedir. Ayrıca, stronsiyum-neodimyum izotop sonuçları sokulumların magmatik asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme olaylarının, geniş ölçekli litosferik incelmenin gözlemlendiği Geç Oligosen dönemine karşılık geldiğini ortaya koymaktadır.

Demir izotop değerleri redoks, Rayleigh ve kinetik etkiler arasındaki karmaşık etkileşimi yansıtmaktadır. Arapuçandere yatağına ait kalkopiritlerin bakır izotop değerleri, magmatik-hidrotermal sistemin proksimal zonundan distal zonuna doğru bir zonlanma halinde kademeli olarak artma eğilimindedir. Sülfidler, $-4,0$ ile $3,9$ ‰ arasında değişen ve çoğunlukla 0 ‰ civarında kümelenen nispeten dar bir kükürt izotop bileşimine sahiptir. Bu durum, kükürtün başlıca magmatik bir kaynaktan türediğini göstermektedir. Tüm kurşun izotop verileri, KB Anadolu'daki Oligosen-Miyosen yaşlı magmatik kayalara ait alanda yer almaktadır. Bu gözlemler, bölgede bulunan çeşitli türlerdeki cevherleşmelere ait metallerin ve kükürtün tamamen lokal granitoidlerden türediğini göstermektedir.

Sıvı kapanım çalışmaları ile entegre oksijen-hidrojen izotop değerleri, Arapandere cevherleşmesinin çok evreli kaynama olayları sonucu oluştuğu ve cevherleşmeye neden olan akışkanların magmatik su ile meteorik su kaynakları arasında bir karışımı olduğunu ortaya konmuştur.

Anahtar kelimeler: Biga Yarımadası, Arapandere, cevherleşme, granitoid, yaşlandırma, izotop çalışmaları, mineral kimyası, sıvı kapanım



MINERAL ZONATION AND DISTRIBUTION OF MINERALIZATION AROUND GRANITOID INTRUSIONS IN YENİCE AREA (ÇANAKKALE)

ABSTRACT

Cenozoic calc-alkaline magmatism associated with collisional and post-collisional tectonism is genetically related to various types of mineralization in and around the intrusions in the northeast of Yenice. Zircon dating of granites yields ages ranging between 25.8 ± 1.6 Ma and 27.4 ± 1.8 Ma. These ages are consistent with molybdenite ages of 25.39 ± 0.10 Ma and 25.76 ± 0.11 Ma, which constrain the timing of the Soğucak and Sofular porphyry mineralization, respectively. Geochemical and microprobe analyses of plutons show a magnesian, calc-alkalic, metaluminous and I-type character.

The strontium-neodymium isotopic compositions show a very narrow range and indicate that plutons were generated from the same source. Moreover, the strontium-neodymium isotope results indicate that intrusions were generated by magmatic assimilation and fractional crystallization and formed during large-scale lithospheric thinning during the Late Oligocene.

The iron isotope values reflect the complex interplay between redox, Rayleigh and kinetic effects. The copper isotope values of chalcopyrite from the Arapuçandere deposit tend to progressively increase through the surface, which creates a vector from the proximal to distal portions of magmatic-hydrothermal environment. The sulfides have a relatively narrow range of sulfur isotope values that range between -4.0 and 3.9 ‰ and mostly cluster around 0 ‰, indicating sulfur is mainly derived from a magmatic source. All the lead isotope data fall within the fields defined by Oligocene-Miocene magmatic rocks. This observation supports the hypothesis that the metals and sulfur contained within all the various styles of mineralization were derived entirely from these granitoids.

Fluid inclusion integrated oxygen-hydrogen isotope studies reveal that Arapuçandere mineralization was formed as a result of multi-stage boiling events, and suggest a mixed character of ore-forming fluids between magmatic and meteoric water.

Keywords: Biga Peninsula, Arapuçandere, mineralization, granitoid, dating, isotope studies, mineral chemistry, fluid inclusion



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZET.....	v
ABSTRACT.....	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ	xv
TABLolar LİSTESİ.....	xlii

BÖLÜM BİR - GİRİŞ..... 1

1.1 Çalışmanın Amacı	1
1.2 Literatür Özeti	2
1.3 Gereç ve Yöntem.....	5
1.3.1 Saha Çalışmaları	5
1.3.2 Mineraloji, Petrografi, Mineral Kimyası ve XRD Çalışmaları.....	7
1.3.3 Kayaç ve Cevher Jeokimyası Çalışmaları	8
1.3.4 Sıvı Kapanım ve Raman Çalışmaları.....	8
1.3.5 Yaş Tayinleri (U-Pb ve Re-Os)	9
1.3.6 Kökene Yönelik İzotopik Çalışmalar (Sr, Nd, Pb, O, H, S, Fe ve Cu)....	10

BÖLÜM İKİ - İNCELEME ALANININ JEOLojİSİ..... 13

2.1 Bölgesel Jeoloji	13
2.1.1 Metamorfik Temel Kayaçlar.....	13
2.1.2 Karakaya Kompleksi	15
2.1.1.1 Alt Karakaya Kompleksi.....	16
2.1.1.2 Üst Karakaya Kompleksi	17
2.1.3 Senozoyik Volkanizması	19
2.2 Lokal Jeoloji	21
2.2.1 Nilüfer ve Hodul Birimi.....	21

2.2.2 Granitoidler.....	25
2.2.2.1 Nevruz ve Çakıroba Stoğu	27
2.2.2.2 Sofular Stoğu	33
2.2.2.3 Soğucak Stoğu	37
2.2.2.4 Karaköy Stoğu	38
2.2.3 Hallaçlar Volkanitleri	38
2.2.4 Taraça Çökeli ve Alüvyon	40
2.3 Biga Yarımadası'nda Cevherleşme ve Tektonizma İlişkisi	40

BÖLÜM ÜÇ - GRANİTOİDLERİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE YAŞ TAYİNLERİ..... 43

3.1 Tüm Kayaç Jeokimyası	43
3.2 Kayaç Yapıcı Minerallerin Kimyası.....	58
3.2.1 Feldispat Bileşimi	58
3.2.2 Biyotit Bileşimi.....	61
3.2.2.1 Tektonik Ortam.....	64
3.2.2.2 Magmatik Ortam.....	66
3.2.2.3 Halojen Fugasitesi.....	69
3.2.3 Amfibol Bileşimi	70
3.2.3.1 Tektonomagmatik Ortam	74
3.2.3.2 Amfibol Termobarometresi	75
3.2.3.3 Oksijen Fugasitesi ve Higrometrik Yaklaşımlar.....	76
3.3 U-Pb Zirkon Kristalleşme Yaşları	78

BÖLÜM DÖRT - CEVHERLEŞMELERİN MİNERALojİK, PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ 84

4.1 Soğucak-Taztepe Bölgesi	84
4.1.1 Soğucak Mo-Cu Porfiri Sistemi	84
4.1.1.1 Soğucak Mo-Cu Porfiri Alterasyon Zonlanması	88
4.1.1.1.1 Propilitik Alterasyon	88

4.1.1.1.2 Fillik Alterasyon.....	95
4.1.1.1.3 Arjilik Alterasyon.....	98
4.1.2 Taztepe Bölgesi	102
4.1.2.1 Taztepe Alterasyon Zonu.....	105
4.1.3 Soğucak Fe ($\pm$ Cu) Skarn Cevherleşmesi	113
4.1.3.1 Skarn Mineralojisi.....	114
4.1.3.2 Skarn Cevher Petrografisi	119
4.1.3.3 Soğucak Skarnına ait Mineral Kimyası Çalışmaları.....	122
4.1.3.3.1 Granat Grubu.....	134
4.1.3.3.2 Piroksen Grubu.....	136
4.1.3.3.3 Amfibol Grubu	137
4.1.3.3.4 Epidot Grubu	139
4.1.4 Soğucak Bölgesi Cevher Jeokimyası.....	141
4.1.4.1 Soğucak Bölgesi ile Taztepe Bölgesinin Karşılatırılması.....	149
4.2 Arapuçandere Pb-Zn-Cu $\pm$ Ag $\pm$ Au Cevherleşmesi.....	154
4.2.1 Damarların Dokusal Özellikleri ve Cevher Petrografisi.....	155
4.2.1.1 360 m Kotu (Yüzey)	157
4.2.1.2 308 m Galeri Katı	159
4.2.1.2.1 IV. Damar	160
4.2.1.2.2 V. Damar	162
4.2.1.3 275 m Galeri Katı	165
4.2.1.4 240 m Galeri Katı	170
4.2.1.5 200 m Galeri Katı	173
4.2.1.5.1 IV. Damar	173
4.2.1.5.2 V. Damar	174
4.2.1.6 160 m Galeri Katı	179
4.2.1.6.1 IV. Damar	180
4.2.1.6.2 V. Damar	183
4.2.2 Arapuçandere Cevherleşmesine ait Mineral Kimyası Çalışmaları.....	188
4.3 Karaköy Bölgesi	200
4.3.1 Karaköy Sokulumu	201
4.3.2 Karaköy Alterasyon Zonlanması	202

4.3.2.1 Propilitik Alterasyon	206
4.3.2.2 Fillik Alterasyon	214
4.3.2.3 Arjilik Alterasyon	214
4.4 Sofular Bölgesi	217
4.4.1 Sofular Mo Cevherleşmesi	217
4.4.2 Tepetarla Pb-Zn cevherleşmesi.....	220
4.4.3 Kozcağız-I Pb-Zn-Cu Cevherleşmesi	220
4.4.3.1 Kozcağız-I Cevherleşmesine ait Mineral Kimyası Çalışmaları.....	224
4.4.4 Kozcağız-II Pb-Zn Cevherleşmesi.....	228
4.4.4.1 Skarn Mineralojisi.....	230
4.4.4.2 Skarn Cevher Petrografisi	235
4.4.4.3 Kozcağız-II Cevherleşmesine ait Mineral Kimyası Çalışmaları ...	238
4.4.4.3.1 Klinopiroksen Grubu.....	239
4.4.4.3.2 Granat Grubu.....	241
4.4.4.3.3 Aksinit Grubu.....	246
4.4.4.3.4 Klorit Grubu	247
4.5 Diğer Cevherleşmeler.....	249
4.5.1 Çakıroba Skarn Zonlanması	250
4.5.2 Alankaya Skarn Cevherleşmesi	256
4.5.2.1 Skarn Mineralojisi.....	257
4.5.2.2 Skarn Cevher Petrografisi	261
4.5.3 Alandere Pb-Zn±Cu Distal Skarn Cevherleşmesi	263
4.5.3.1 Skarn Mineralojisi.....	264
4.5.3.2 Skarn Cevher Petrografisi	268
4.5.3.3 Alandere Distal Skarn Cevherleşmesine ait Mineral Kimyası Çalışmaları.....	270
4.6 Arapuçandere, Sofular ve Skarnların Cevher Jeokimyası.....	275
4.7 Cevherleşmelerin Re-Os Yaşları	279

BÖLÜM BEŞ – SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI 281

5.1 Mikrotermometri Analizleri	282
--------------------------------------	-----

5.1.1 Arapuçandere Cevherleşmesi	282
5.1.1.1 Arapuçandere V. Damara ait Sıvı Kapanım Ölçümleri	283
5.1.1.1.1 308-V5-3 Nolu Örnek	283
5.1.1.1.2 200-V5-8 Nolu Örnek	284
5.1.1.1.3 160-V5-3 Nolu Örnek	285
5.1.1.2 Arapuçandere IV. Damara ait Sıvı Kapanım Ölçümleri	287
5.1.1.2.1 308-V4-2 Nolu Örnek	287
5.1.1.2.2 200-V4-4 Nolu Örnek	289
5.1.1.2.3 160-V4-9 Nolu Örnek	290
5.1.1.2.4 120-V4-1 Nolu Örnek	292
5.1.1.3 Arapuçandere I. ve II. Damarlara ait Sıvı Kapanım Ölçümleri	293
5.1.1.4 Bulguların Genel Değerlendirilmesi	296
5.1.2 Kozcağzı-I Cevherleşmesi	300
5.1.3 Tepetarla Pb-Zn ve Sofular Cu Cevherleşmeleri.....	306
5.1.4 Diğer Epitermal Kuvars Damarları.....	310
5.1.4.1 Soğucak, Taztepe ve Karaköy Alterasyonlarına ait Kuvars Damar/Damarcıkları	311
5.1.4.2 Soğucak ve Taztepe Arasında Yer Alan Kuvars Damarları	316
5.2 Raman Spektroskopisi Çalışmaları	319

BÖLÜM ALTI – İZOTOP ÇALIŞMALARI 326

6.1 Sr-Nd İzotop Jeokimyası	326
6.2 Pb izotop Jeokimyası.....	331
6.3 Oksijen ve Hidrojen Jeokimyası.....	335
6.4 Kükürt İzotop Jeokimyası	342
6.5 Demir İzotop Jeokimyası.....	345
6.6 Bakır İzotop Jeokimyası.....	347

BÖLÜM YEDİ – TARTIŞMA 351

7.1 Biga Yarımadası Magmatizması ile İlişkili Maden Yataklarının
--

Jeodinamik Ortamı	352
7.2 Yenice Kuzeyi Sokulum Kayaçlarının Kökeni ve Cevher Getirme Potansiyeli.....	356
7.3 Plütonların Yerleşimi ve İlişkili Magmatik Hidrotermal Sistemlerin Zamansal İlişkisi	360
7.3.1 Sr-Nd-Pb İzotopları	362
7.4 Cevherleşmelerdeki Metallerin Kökeni ve Zonlanması.....	364
7.4.1 Demir (Fe) İzotopik Zonlanma.....	364
7.4.2 Bakır (Cu) İzotopik Zonlanma.....	368
7.4.3 Kükürt (S) İzotop Bileşimi ve Kökeni.....	372
7.4.4 Kurşun (Pb) İzotop Bileşimleri ve Kökeni	376
7.5 Hidrotermal Akışkanların Kökeni ve Evrimi	379
7.5.1 Oksijen ve Hidrojen (O ve H) İzotopları	379
7.5.2 Cevherleşmeye Neden Olan Akışkanların Özellikleri.....	382
7.6 Cevherleşmelerin Genel Özellikleri	386
7.6.1 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au Cevherleşmesi	386
7.6.2 Kozcağız-I Pb-Zn-Cu Cevherleşmesi	389
7.6.3 Kozcağız-II Pb-Zn Cevherleşmesi.....	390
7.6.4 Alandere Pb-Zn±Cu Cevherleşmesi	391
7.6.5 Soğucak-Taztepe Porfiri ve Skarn Sistemi	392
7.6.6 Karaköy Bölgesi	394
BÖLÜM SEKİZ – SONUÇLAR.....	396
KAYNAKLAR	400

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1 A) Ana suture ve kıtasal blokları gösteren Türkiye tektonik zon haritası. B) Biga Yarımadası'nın basitleştirilmiş jeolojik haritası	14
Şekil 2.2 Sakarya Zonu içinde yer alan Karakaya Kompleksi'ne ait birimler.....	17
Şekil 2.3 Yenice kuzeyinin jeoloji haritası ve bölgede yer alan cevherleşmelerin lokasyonları. Sokulumlar: 1) Nevruz Plütonu, 2) Çakıroba Plütonu, 3) Çakıroba Porfiri, 4) Soğucak Porfiri, 5) Sofular Plütonu.	22
Şekil 2.4 Çalışma alanına ait stratigrafik kolon kesit.....	23
Şekil 2.5 Çalışma sahasında gözlenen Nilüfer birimine ait metabazitler.....	24
Şekil 2.6 Çalışma sahasındaki Hodul birimi içinde yer alan arkozik kumtaşları	25
Şekil 2.7 Yenice kuzeyindeki magmatik kayalar ile temel kayalar arasındaki ilişkiyi gösteren enine jeolojik kesit	26
Şekil 2.8 Çalışma alanındaki Çakıroba sokulumuna ait yüzlek görüntüsü. A) Orta derecede ayrışma sunan granitoid yüzleği. B ve C) Granitoidin yakından görünümü.....	28
Şekil 2.9 Nevruz plütonuna ait ince kesit mikrofotografı. A-B, + ve // nikel görünüm) Sokulumda gözlenen genel holokristalen doku. C-D, + ve // nikel görünüm) Plajiyoklaslarda gözlenen serizitleşmeler. E-F, + ve // nikel görünüm) Hornblend fenokristallerinde gözlenen klinopiroksenler. G-H, + ve // nikel görünüm) Biotitlerde gözlenen klorit ve epidot dönüşüm, turmalin oluşumları ve saçınımlar halinde gözlenen kübik manyetit taneleri (Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Ap-Apatit, Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Kfs-K-feldispat, Ser-Serizit, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars).....	29
Şekil 2.10 Çakıroba plütonuna ait ince kesit mikrofotografı. A-B, + ve // nikel görünüm) Sokulumda gözlenen genel holokristalen doku. C-D, + ve // nikel görünüm) Plajiyoklaslarda gözlenen polisentetik ikizlenme. E-F, + ve // nikel görünüm) Biotitlerde gözlenen klorit ve epidot dönüşüm. G-H, + ve // nikel görünüm) Turmalin oluşumları ve saçınımlar halinde gözlenen kübik manyetit taneleri. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Bt-Biyotit,	

Chl-Klorit, Ep-Epidot, Kfs-K-feldispat, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars	31
Şekil 2.11 Çakıroba porfirisine ait ince kesit mikrofotografaları. A-B, + ve // nikol görünüm) Sokulumda gözlenen porfiritik doku. C-D, + ve // nikol görünüm) Biyotitlerin yoğun epidot ve klorite dönüşmesinden dolayı özşekilli kristal kalıntıları. E-F, + ve // nikol görünüm) Biyotitlerde gözlenen klorit ve epidota dönüşüm ve turmalin oluşumları. G-H, + ve // nikol görünüm) Özşekilli titanit ve az oranda gözlenen klinopiroksen taneleri. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Kfs-K-feldispat, Ser-Serizit, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars	34
Şekil 2.12 Sofular plütouna ait ince kesit mikrofotografaları. A-B, + ve // nikol görünüm) Sokulumda gözlenen porfiritik doku. C-D, + ve // nikol görünüm) Feldispatlarda gözlenen mirmekitik doku. E-F, + ve // nikol görünüm) Turmalin oluşumları. G-H, + ve // nikol görünüm) Damarcıklar halinde gözlenen karbonatlaşma. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Bt-Biyotit, Cal-Kalsit, Chl-Klorit, Kfs-K-feldispat, Ser-Serizit, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin	36
Şekil 2.13 Çalışma sahasında gözlenen andezitik, riyolitik, tuf birimlerinden oluşan Hallaçlar volkanitlerinin görünümü	39
Şekil 3.1 A) Middlemost (1985) ve B) Cox. ve diğer. (1979)'a göre magmatik kayaların toplam alkaliler-SiO ₂ diyagramında adlandırılması.....	48
Şekil 3.2. Sokulumların SiO ₂ içeriği ile major oksitlerin değişimini gösteren Harker diyagramları.....	49
Şekil 3.3 Sokulumların K ₂ O-Na ₂ O-CaO üçgen diyagramında dağılımı	50
Şekil 3.4. A) Kayaçların AFM diyagramındaki yeri (A=Na ₂ O+K ₂ O, F=FeO _t , M=MgO), B) Sokulumların magma serilerini belirlemek için K ₂ O-SiO ₂ içeriklerine göre sınıflandırılması, C) Kayaçların Debon Le Fort (1983)'un "karakteristik mineraller" diyagramındaki dağılımları, (Alanlar: I) Muskovit>Biyotit, II) Biyotit>Muskovit, III) Biyotit, IV) Biyotit+Amfibol+Piroksen, V) Klinopiroksen), D) Granitoidlerin (A=Al ⁺³ , N=Na ⁺ , K=K ⁺ , C=Ca ⁺² mol cinsinden) alümina doyum indeksine göre	

sınıflandırılması, E) Granitoidlerin Fe-indeksine ve F) $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ indeksine göre sınıflandırılması.....	51
Şekil 3.5. An–Ab–Or Feldispat üçgeni (An=Anortit, Ab=Albit, Or=Ortoklas)	52
Şekil 3.6 Sokulumların SiO_2 içeriği ile iz element değişimini gösteren Harker diyagramları.....	54
Şekil 3.7 A-D) Granitoidlerin jeotektonik açıdan sınıflandırılması. Kısaltmalar: VAG-Volkanik yay granitleri, WPG-Levha içi granitleri, ORG-Okyanus sırtı granitleri, syn-COLG-çarpışma ile eş yaşlı granitler, Post-COLG-çarpışma sonrası granitler.....	55
Şekil 3.8 Granitoidlerin NMORB’a göre iz-element normalize spider diyagramı	56
Şekil 3.9 Granitoidlerin Kondrit’e göre nadir toprak element (NTE) normalize spider diyagramı	57
Şekil 3.10 Yenice yöresindeki feldispatların A) feldispat sınıflandırma (Or–Ab–An) üçgen diyagramında ve B) plajiyoklas alterasyon fazlarını gösteren $\text{SiO}_2-\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (wt. %) diyagramında dağılımı.....	58
Şekil 3.11 Biotitlerin kimyasal bileşimlerine göre sınıflandırılması. A) $(\text{Mg}-\text{Li})-(\text{Fe}_{\text{tot}}+\text{Mn}+\text{Ti}+\text{A}^{\text{VI}})$ diyagramında ve B) $(\text{Mg})-(\text{Fe}^{2+}+\text{Mn})-(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Ti})$ üçgen diyagramında sınıflandırılması, C) Biotit oluşum ortamlarını belirleyen $(10*\text{TiO}_2)-(\text{FeO}_{\text{tot}}-\text{MnO})-(\text{MgO})$ üçgen diyagramına göre sınıflandırması ve D) Biotitlerin bileşimlerine göre ilişkili oldukları mineralleri gösteren $\text{MgO}-\text{FeO}_{\text{tot}}-\text{Al}_2\text{O}_3$ üçgen diyagramı	65
Şekil 3.12 Biotitlerin tektonik ve magmatik ayırım diyagramları. A) $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}-\text{Fe}$ (apfu) ve B) $\text{Al}^{\text{T}}(\text{apfu})-\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ magmatik seri ayırım diyagramları. C) $\text{FeO}_{\text{tot}}-\text{Al}_2\text{O}_3$ ve D) $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ tektonomagmatik ayırım diyagramları	66
Şekil 3.13 Biotitlerin oksijen fugasite ortamlarını gösteren A) $\text{Fe}^{3+}(\text{X}_{\text{pdo}})-\text{Fe}^{2+}(\text{X}_{\text{an}})-\text{Mg}(\text{X}_{\text{ph}})$ üçgen diyagramı ve B) Sıcaklık- $\log f\text{O}_2$. C) Biotitlerin Ti içeriğine göre $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}-\text{Ti}$ (apfu) sıcaklık diyagramı	68
Şekil 3.14 Biotitlerin halojen içeriklerine göre A) F-Cl (wt. %) cevherleşme ortamı sınıflaması ve B) $\text{XOH}-\text{XF}$ (Molar) halojen diyagramı	70

- Şekil 3.15 Amfibollerin kimyasal bileşimlerine göre A) Na+Ca+K-Si (*apfu*) magmatik ve metamorfik amfiboller ayırım diyagramı, B) $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Si (*apfu*) ve C) Ca+Al^{IV} (*apfu*)-Si+Na+K (*apfu*) amfibol sınıflandırma diyagramları..... 74
- Şekil 3.16 Amfibol bileşimlerinden elde edilen A) SiO₂-Na₂O (wt. %) tektono-
magmatik ortam ve B) Al₂O₃-TiO₂ (wt. %) köken sınıflama diyagramları 75
- Şekil 3.17 Amfibol bileşimlerinden hesaplanan A) P-T, B) $\log f(O_2)$ -T, C) $Fe/(Fe+Mg)$ -Al^{IV} ve D) T-H₂O_{melt} diyagramları. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Cpx-Klinopiroksen, Ilm-İlmenit, Mag-Manyetit, Mg-Hbl-Magnezyum Hornblend, Ol-Olivin, Opx-Ortopiroksen, Pl-Plajiyoklas, Tsc-Prg-Çermakit Pargasit, NNO-Nikel-Nikel Oksit, HM-Hematit-Manyetit, FQM-Fayalit-Kuvars-Manyetit, WM-Vustit-Manyetit, IW-Demir-Vustit, QIF-Kuvars-Demir-Fayalit, MORB-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları..... 77
- Şekil 3.18 A-D) Nevruz plütonuna ait AC-9 nolu örnek gözlenen 2 adet zirkon tanesi üzerinde gerçekleştirilen ²³⁸U/²⁰⁶Pb yaşları ve taramalı elektron mikroskobu (backscattered elektron) mikrofotografı. Kısaltmalar: Zr-Zirkon, Ttn-Titanit, Plj-Plajiyoklas, Prx-Piroksen, Bt-Biyotit, Kfs-K-feldispat, Qz-Kuvars..... 80
- Şekil 3.19 A-D) Çakıroba plütonuna ait AC-10 nolu örnekte gözlenen 5 adet zirkon tanesi üzerinde gerçekleştirilen ²³⁸U/²⁰⁶Pb yaşları ve taramalı elektron mikroskobu (backscattered elektron) mikrofotografı. Kısaltmalar: Zr-Zirkon, Amp-Amfibol, Plj-Plajiyoklas, Prx-Piroksen, Bt-Biyotit, Kfs-K-feldispat, Qz-Kuvars..... 81
- Şekil 3.20 A-E) Çakıroba porfirisine ait AC-5 nolu örnekte gözlenen 6 adet zirkon tanesi üzerinde gerçekleştirilen ²³⁸U/²⁰⁶Pb yaşları ve taramalı elektron mikroskobu (backscattered elektron) mikrofotografı. Kısaltmalar: Zr-Zirkon, Ttn-Titanit, Plj-Plajiyoklas, Prx-Piroksen, Bt-Biyotit, Kfs-K-feldispat, Qz-Kuvars..... 82
- Şekil 3.21 A-C) Soğucak porfiri sokuluma ait AC-13 nolu örnekte gözlenen 6 adet zirkon tanesi üzerinde gerçekleştirilen ²³⁸U/²⁰⁶Pb yaşları ve taramalı

elektron mikroskobu (backscattered elektron) mikrofotoğrafları.	
Kısaltmalar: Zr-Zirkon, Plj-Plajiyoklas, Prx-Piroksen, Bt-Biyotit, Qz-Kuvars	83
Şekil 4.1 Yenice'nin kuzeydoğusunda yer alan Soğucak bölgesinin jeoloji ve porfiri alterasyon zonlanma haritası. Çalışma alanından alınan örneklerin lokasyonları harita üzerinde gösterilmiştir	85
Şekil 4.2 Soğucak Mo-Cu porfiri cevherleşmesine ait sondaj örnekleri.....	86
Şekil 4.3 Soğucak porfirisine ait sondaj karotlarından hazırlanan parlak kesit mikrofotoğrafları (// nikol görünüm). A) Kuvars damarı içinde breşleşmiş piritler. B) Yassılaştırmış kıvrımlanmış molibdenit oluşumları. C) Piritin kırık ve çatlaklara yerleşmiş bornitin kalkopiriti ornatması ve kalkozin-kovelline dönüşümleri. D) Kalkopiritin enarjit tarafından ornatılması. E) Az oranda gözlenen kalkopirit eksolüsyonlu sfalerit. F) özşekilli manyetit kristali. Kısaltmalar: Bn-Bornit, Eng-Enarjit, Ccp-Kalkopirit, Cc-Cv-Kalkozin-Kovellin, Mag-Manyetit, Mo-Molibdenit, Py-Pirit, Sp-Sfalerit, Qz-Kuvars	87
Şekil 4.4 Hidrotermal sistemlerde yaygın gözlenen alterasyon mineralojisi ve birliktelikleri. Kısaltmalar: Ab-Albit, Ad-Adularya, Al-Alünit, And-Andaluzit, Bio-Biyotit, Cb-Karbonat (Ca, Mg, Mn, Fe), Ch-Klorit, Chab-Şabazit, Chd-Kalsedon, Ch-Sm-Klorit-Smektit, Cor-Korendum, Cpx-Klinopiroksen, Cr-Kristobalit, Ct-Kalsit, Do-Dolomit, Dik-Dikit, Dp-Diyaspor, Ep-Epidot, Fsp-Feldispat, Ga-Granat, Hal-Halloysit, Heu-Hölandit, I-İllit, I-Sm-İllit-Smektit, K-Kaolinit, Ksp-Potasyum Feldispat, Lau-Laumontit, Mor-Mordenit, Nat-Natrolit, Op-Opalin Silika, Pyr-Pirofillit, Q-Kuvars, Ser-Serizit, Sid-Siderit, Sm-Smektit, Stb-Stilbit, Tr-Tremolit, Tri-Tridimit, Ves-Vezüvyenit, Wai-Vairakit, Wo-Vollastonit, Zeo-Zeolit.....	88
Şekil 4.5 SP-2 örneğine ait ince kesit mikrofotoğrafları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Alterasyon sonucu epidot, klorit, titanit ve turmalin oluşumları. C ve D, + ve // nikol görünüm) Kuvars ve plajiyoklas matriks içinde gözlenen turmalin oluşumları. E ve F, + ve // nikol görünüm) Yaygın gözlenen hornblendler, K-feldispatlar ve opak mineral oluşumları.	

- Kısaltmalar: Chl-Klorit, Ep-Epidot, Hbl-Hornblend, Kfs-K-feldispat, Pl-Plajiyoklas, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars 90
- Şekil 4.6 SP-2 örneğine ait parlak kesit mikrofotoğrafları. A , // nikol görünüm) Örnekte gözlenen manyetit ve daha az oranda bulunan pirit ve kalkopirit. Manyetit ve kalkopirit yer yer hematite (Hem) dönüşmektedir. B, // nikol görünüm) Biyotit ile ilişkili manyetitler. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Ccp-Kalkopirit, Hem-Hematit, Mag-Manyetit, Py-Pirit 91
- Şekil 4.7 SP-8 ve SP-14 nolu örneklerle ait ince kesit mikrofotoğrafları. A, + nikol görünüm) Kayaçta gözlenen plajiyoklas fenokristalleri. B, + ve // nikol görünüm) Plajiyoklaslarda gözlenen serizitleşmeler. C ve D, + nikol görünüm) Hidrotermal alterasyon ürünü biyotitler epidot ve klorit dönüşümleri. E ve F, + ve // nikol görünüm) Kayaçta gözlenen turmalin ve titanit oluşumları. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Pl-Plajiyoklas, Ser-Serizit, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars 92
- Şekil 4.8 SP-9 örneğine ait ince kesit mikrofotoğrafları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Feldispatlarda gözlenen serizit ve zoisit oluşumları. Kısaltmalar: Ser-Serizit, Zo-Zoisit, Qz-Kuvars 93
- Şekil 4.9 SP-10 nolu örneğe ait ince kesit mikrofotoğrafları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Kayaçta yaygın olarak gözlenen titanit ve biyotitlerin alterasyonu sonucu oluşan yeşil renkli pleokroizmaya sahip kloritler. C ve D, // ve + nikol görünüm) Manyetit oluşumları ve az oranda gözlenen hornblend ve klinopiroksen. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Hbl-Hornblend, Ttn-Titanit, Qz-Kuvars 94
- Şekil 4.10 AC-13 ve AC-14 örneklerine ait ince kesit mikrofotoğrafları. A, + nikol görünüm) Kuvarslarda gözlenen körfez dokusu. B, + nikol görünüm) Biyotitlerin klorit ve epidota dönüşümleri ve feldispatların serizitleşmesi. C ve D, + ve // nikol görünüm) Epidot-klorit-turmalin oluşumları. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Hbl-Hornblend, Pl-Plajiyoklas, Ser-Serizit, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars. 95
- Şekil 4.11 AC-13 örneğine ait ince kesit mikrofotoğrafları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Epidotların turmaline (Tur) dönüşümleri. Kısaltmalar: Chl-Klorit, Ep-Epidot, Pl-Plajiyoklas, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars..... 96

Şekil 4.12 SP-5 ve SP-6 nolu örneklerle ait ince kesit mikrofotografı. A,B ve C, + nikol görünüm ve D, // nikol görünüm) Kuvars-muskovit, killeşmeler ve daha az oranda gözlenen biyotit. C ve E, + nikol görünüm) Kırık çatlaklarda gözlenen opaklar ile birlikte epidot ve klorit oluşumları. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Ms-Muskovit, Ser-Serizit, Qz-Kuvars	97
Şekil 4.13 SP-6 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Kısaltmalar: Ill-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars.....	98
Şekil 4.14 Arjilik alterasyon zonuna ait ince kesit mikrofotografı. A ve B, + nikol görünüm) Yaygın olarak kuvars matriks içinde gözlenen serizit-muskovit oluşumları. C ve D, + ve // nikol görünüm) Yer yer matrikste gözlenen Fe-oksitler. E ve F, + nikol görünüm) SP-15 nolu örnekte gözlenen kuvars matriks içinde gözlenen alünit ve kaolinit oluşumları. Kısaltmalar: Alu-Alünit, Ms-Muskovit, Ser-Serizit	100
Şekil 4.15 SP-15 nolu örnekte gözlenen illit-alünit-kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Kısaltmalar: Alu-Alünit, Ill-İllit, Kln-Kaolinit, Qz-Kuvars.....	101
Şekil 4.16 Soğucak sokulumunda gözlenen alterasyon zonlanma haritasına ait enine kesit	102
Şekil 4.17 Taztepe GD'sında iri kuvars ve kalkopirit-malakit-Fe-oksit içeren damar	103
Şekil 4.18 Taztepe'nin güneyindeki aplitik damar içinde gözlenen tetradimit (Trm) ve okside zon (A ve C, // nikol; B ve D, + nikol görünüm).	104
Şekil 4.19 Bizmut içerikli minerallerin Bi(+Pb)-S(+Se)-Te sınıflama diyagramı...	105
Şekil 4.20 TT-2 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-dikit-kuvars kil fraksiyonu pikleri. Kısaltmalar: Dck-Dikit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars	106
Şekil 4.21 TT-4 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-dikit-kuvars-feldispat kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen pirofillit ve diyaspor oluşumları (A ve B, + ve // nikol görünüm). Kısaltmalar: Dck-Dikit, Dsp-Diyaspor, Ill-İllit, Prl-Pirofillit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars	107

Şekil 4.22 TT-5 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-dikit-kuvars-Ca-klorit kil fraksiyonu pikleri. Kısaltmalar: Ca-Chl-Ca-Klorit, Dck-Dikit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars.....	108
Şekil 4.23 TT-9 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-kaolinit-kuvars kil fraksiyonu pikleri. Kısaltmalar: Kln-Kaolinit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars....	109
Şekil 4.24 TT-10 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-dikit-klorit-kuvars kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen killeşmeler (A ve B, + ve // nikol görünüm). Kısaltmalar: Chl-Klorit, Dck-Dikit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars	110
Şekil 4.25 TT-12 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-kaolinit-kuvars kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen killeşmeler ve opak oluşumları (A ve B, + ve // nikol görünüm). Kısaltmalar: Kln-Kaolinit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars.....	111
Şekil 4.26 TT-16 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen killeşmeler, turmalin ve opak oluşumları (A ve B, + ve // nikol görünüm). Kısaltmalar: Kln-Kaolinit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars.....	112
Şekil 4.27 Granat ve piroksen kalksilikat parajenezi içinde yoğun manyetit içerikli skarn cevherleşmesi (Kişisel arşiv, 2016)	113
Şekil 4.28 Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesi ve ilişkili kalksilikat skarn zonlanmasına ait Y-Y ^I enine jeolojik kesit. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Fsp-Feldispat, Grt-Granat, Qz-Kuvars	115
Şekil 4.29 SS-1 ve SS-2 nolu örneklere ait ince kesit mikrofotoğrafları. A ve B, // ve + nikol görünüm) Hornfels bantlarına koşut oluşan kil seviyeleri. C ve D, // ve + nikol görünüm) Klinopiroksenlerle birliktelik gösteren titanit. E ve F, // ve + nikol görünüm) Retrograd evrede yaygın gözlenen amfibol ve epidot oluşumları. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Kfs-K-feldispat, Ttn-Titanit, Qz-Kuvars	116
Şekil 4.30 Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesindeki kalksilikat alterasyonuna ait ince kesit mikrofotoğrafları. A, // nikol görünüm) Retrograd evrede granat zonlarında gözlenen Fe-oksit oluşumları. B ve C, + nikol	

görünüm) Klinopiroksenlerin amfibol ve epidot tarafından ornatılması ve daha az oranda gözlenen playioklas. D, + nikol görünüm) Yaygın olarak gözlenen klinopiroksen ve daha az oranda gözlenen titanit, plajiyoklas oluşumları. E, // nikol görünüm) Granat zonlarında gözlenen kuvars oluşumları. F, + nikol görünüm) Granatların büyüme zonları boyunca klinopiroksen tarafından ornatımı. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Pl-Plajiyoklas Ttn-Titanit, Qz-Kuvars 118

Şekil 4.31 Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesine ait parlak kesit mikrofotografları (// nikol görünüm). A) Piritlerdeki hematit iğnecikleri ve kalkopirit kapanımları. B) Piritin içinde kalkopiritle birlikte pirotin. C) Dizimler sunan pirotin tanelerinin götite dönüşmesi. D) Erken evre piritlerin kırık-çatlaklarına geç evre manyetit yerleşimleri. E) Kalksilikatların üzerine gelişen zonlu manyetitler. F) Saçınımlar halinde kalkopirit. G) Manyetitlerde ilmenit lamelleri. H) Manyetitin lepidokrosit ve maghemit tarafından ornatılması. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Ccp-Kalkopirit, Cc-Cv-Kalkozin-Kovellin, Grt-Granat, Gt-Götit, Hem-Hematit, Ilm-İlmenit, Lpc-Lepidokrosit, Mag-Manyetit, Mgh-Maghemit, Po-Pirotin, Py-Pirit 120

Şekil 4.32 Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesine ait parajenez ve süksesyon tablosu 122

Şekil 4.33 Soğucak skarn zonundaki granat bileşimlerinden hazırlanan Grs-Adr-Prs üçgen diyagramları (solda) ve başlıca skarn tiplerine ait granat bileşimlerinin Grs-Adr-Prs üçgen diyagramlarında dağılımları (sağda). Kısaltmalar: Grs-Grosular, Adr-Andradit, Prs-Pyralspit..... 134

Şekil 4.34 Soğucak skarn zonundaki piroksen bileşimlerinden hazırlanan Di-Hd-Jo üçgen diyagramları (solda) ve başlıca skarn tiplerine ait granat bileşimlerinin Di-Hd-Jo üçgen diyagramlarında dağılımları (sağda). Kısaltmalar: Di-Diyopsit, Hd-Hedenberjit, Jo-Yohansenit..... 137

Şekil 4.35 Soğucak skarn zonundaki amfibol minerallerinin (A-E) bileşimlerine göre sınıflaması. 138

Şekil 4.36 Soğucak porfiri, skarn ve Taztepe bölgelerinde Cu, Mo, Fe, Pb ve Zn değerlerinin değişimleri.....	144
Şekil 4.37 Soğucak porfiri alterasyonu ve skarn cevherleşmesine ait (A) NTE değerlerinin ortalama kabuk, (B) ilksel manto ve (C) kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramları.....	147
Şekil 4.38 Soğucak porfiri, skarn ve Taztepe bölgelerindeki (A) Ag-Au, (B) Te-Ag, (C) Te-Se, (D) Bi-Te, (E) Bi-Ag ve (F) Se-Ag ikili değişim diyagramları	152
Şekil 4.39 Taztepe bölgesine ait (A) NTE değerlerinin ortalama, (B) ilksel manto ve (C) kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramları	153
Şekil 4.40 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesinin yer aldığı çalışma alanının jeoloji haritası.	155
Şekil 4.41 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au sahasına jeoloji haritasından elde edilen enine jeolojik kesitler	156
Şekil 4.42 Arapuçandere cevherleşmesinin IV nolu damarına ait yüzey mostrasında (360 m kotu) gözlenen damar zonlanması ve stokvörk cevherleşme....	158
Şekil 4.43 Cevherleşmenin yüzeyinden (360 m kotu) alınan yollu-bakışlı damar örneğinin makroskobik görüntüsü. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Qz-Kuvars.....	159
Şekil 4.44 Galerinin 308 m kotuna ait kat ve örnek lokasyon haritası	160
Şekil 4.45 Cevherleşmenin 308 m kotundaki IV. damara ait ince kesit mikrofotografları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Yapboz dokusu. C ve D, + ve // nikol görünüm) İri taneli kuvars kristallerindeki tüysü doku. E ve F, + ve // nikol görünüm) İri kristalli kuvars kristallerinin boşluklarında gelişen rombik kalsit oluşumları. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Qz-Kuvars.....	161
Şekil 4.46 Cevherleşmenin 308 m kotundaki IV. damara ait parlak kesit mikrofotografları (+ nikol görünüm). A) Cevherleşmede erken evre piritlerin galen ve kalkopirit tarafından çevrelenmesi ve küresel toplanımlar halinde gözlenen geç evre pirit (Py-II). B) Kalkopiritin galeni ornatması sonucu gelişen iskeletik doku. C) Cevherleşmenin geç evresinde oluşan sfaleritin, galen ve kalkopiriti ornatması. D) Galenin	

ayırışması sonucu gelişen serüzit. E) Kalkopirit ile ilişkili jalpait minerali ve süperjen alterasyon sonucu kalkozin-kovellin tarafından ornatılmaları. F) Süperjen alterasyon sonucu daha az oranda gözlenen dijenit. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cer-Serüzit, Cv-Kovellin, Dg-Dijenit, Gn-Galen, Sp-Sfalerit.....	163
Şekil 4.47 Cevherleşmenin 308 m kotundaki V. damara ait karbonatça baskın baz metal cevherleşmesi. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Sp-Sfalerit	164
Şekil 4.48 Cevherleşmenin 308 m kotundaki V. damara ait parlak kesit mikrofotografları (+ nikol görünüm). A) Cevherleşmede az oranda gözlenen erken evre piritlerin kalkopirit, sfalerit ve galen tarafından çevrelenmesi. B) Piritlerde kobalt içeriğinin artması sonucu gözlenen zonlanmalar. C ve D) Erken evreye ait ince taneli ve yarı özşekilli alloklastit oluşumları. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit	165
Şekil 4.49 Cevherleşmenin 275 m kotuna ait kat ve örnek lokasyon haritası	166
Şekil 4.50 Cevherleşmenin 275 m kotundaki IV. damara ait 275-V4-1 nolu el örneğinin makroskobik görüntüsü. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Sp-Sfalerit, Qz-Kuvars.....	167
Şekil 4.51 Cevherleşmenin 275 m kotundaki IV. damara ait ince kesit mikrofotografları. A ve B, + ve // nikol görünüm) İri taneli kuvars kristallerindeki tüysü doku. C ve D, + ve // nikol görünüm) Kuvars kristallerinin üzerine gelişen kalsit oluşumları. E ve D, + ve // nikol görünüm) kolloform-kristiform kuvars dokusunun ritmik aralanmalı sınırları boyunca gelişen killeşme ve oksitlenme. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Qz-Kuvars	168
Şekil 4.52 Cevherleşmenin 275 m kotundaki IV. damara ait parlak kesit mikrofotografları (+ nikol görünüm) A) Cevherleşmede az oranda gözlenen erken evre piritlerin galen tarafından çevrelenmesi. B) Sfaleritlerde gözlenen kalkopirit eksolüsyonları. C) Kalkopirit ile ilişkili stroyemerit ve mckinstyrit ve süperjen alterasyon sonucu kalkozin-kovellin tarafından ornatılmaları. D) Speküler hematit iğnecikleri.	

Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Hem-Hematit, Sp-Sfalerit	169
Şekil 4.53 Cevherleşmenin 240 m kotuna ait kat ve örnek lokasyon haritası	170
Şekil 4.54 Cevherleşmenin 240 m kotundaki IV. damara ait ince kesit mikrofotografları. A ve B, + ve // nikol görünüm) İri ve ince taneli geç evre kuvars kristallerden oluşan kolloform-krastiform doku. C ve D, + ve // nikol görünüm) Erken evre (çok ince taneli) ve geç evre (iri taneli) kuvars arasında gözlenen sınır	171
Şekil 4.55 Cevherleşmenin 200 m kotundaki IV. damara ait parlak kesit mikrofotografları (+ nikol görünüm) A) Erken evreyi temsil eden öz-yarı özşekilli pirit taneleri ve boşluklarına yerleşmiş jalpait. B)) Kalkopirit eksolüsyonları içeren geç evre sfaleritin galeni ornatımı ve çizgisel dizilimler sunan alloklasit taneleri. C) Sfalerit ile ilişkili geç evre jalpait oluşumları. D) Sfalerit ile ilişkili polibasit-piersit oluşumları. E) Galen etrafında süperjen alterasyon sonucu oluşan ikincil kalkozin-kovellin. F) Bol oranda gözlenen speküler hematit iğnecikleri. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Hem-Hematit, Py-Pirit, Sp-Sfalerit.....	172
Şekil 4.56 Cevherleşmenin 200 m kotuna ait kat ve örnek lokasyon haritası	173
Şekil 4.57 Cevherleşmenin 200 m kotundaki IV. damara ait parlak kesit mikrofotografları (+ nikol görünüm). A) Yer yer küresel toplanımlar sunan piritler. B) Geç evre sfaleritin galen ve kalkopirit ornatması. C) Sfaleritte gözlenen yönlenmeli kalkopirit eksolüsyonları. D) Galenin süperjen alterasyon sonucu kalkozin-kovelline (Cc-Cv) dönüşümü. E) İlk olarak bu kotta gözlenen ve kalkopirit (Ccp) boşluklarına yerleşmiş arjantit gümüş minerali. F) Galeni ornatın polibasit-piersit gümüş sülfotuzları. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit	175
Şekil 4.58 Cevherleşmenin 200 m kotundaki V. damara ait ince kesit mikrofotografları. A ve B , + ve // nikol görünüm) Sırasıyla iri taneli kuvars, cevherli ve ince taneli kuvars zonlarının oluşturduğu kolloform-krastiform doku. C ve D , + ve // nikol görünüm) İri taneli kuvars	

- kristallerinde gözlenen tüysü doku. E ve F, // ve + nikol görünüm) Yalancı iğnemsî dokuya sahip kuvars kristali. G ve H, // ve + nikol görünüm) Kuvarsların boşluklarında gözlenen muskovit ve kalsit. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Ms-Muskovit, Qz-Kuvars..... 176
- Şekil 4.59 Cevherleşmenin 200 m kotundaki V. damara ait parlak kesit mikrofotografları (+ nikol görünüm). A) Özşekli erken evre piritlerin kalkopirit tarafından sarılması ve çizgisel dizilim sunan sülfarsenidler. B) Piritlerin konsantrik yapıli küresel toplanımlar halinde gözlenmesi. C) Galen ve kalkopiritin geç evre sfalerit tarafından ornatılması. D) Manyetit tanelerinin hematite dönüşümleri ve erken evre pirit tanelerinin ornatılması. E) Kalkopirit ile ilişkili jalpait. F) Galenin polibasit-piersit tarafından ornatılması. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Hem-Hematit, Mag-Manyetit, Py-Pirit, Sp-Sfalerit..... 178
- Şekil 4.60 Cevherleşmenin 200 m kotundaki V. damara ait parlak kesit mikrofotografları (+ nikol görünüm). A) Galenin dilinimleri boyunca gözlenen tenanti oluşumları. B) Piritin kovuklarına yerleşen tenantit taneleri. C-D) Kalkopirit ve galen ile ilişkili ince taneli altın oluşumları. C ve D, // ve + nikol görünüm) Geç evre gümüş sülfotuzu polibasitin galeni ornatması. Kısaltmalar: Au-Altın, Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Py-Pirit 179
- Şekil 4.61 Cevherleşmenin 160 m kotuna ait kat ve örnek lokasyon haritası 180
- Şekil 4.62 160 kotunda yer alan galerinin IV. damarında gözlenen galen-sfalerit-kalkopirit ve kalsit içerikli cevherleşme..... 181
- Şekil 4.63 Cevherleşmenin 160 m kotundaki IV. damara ait ince kesit mikrofotografları. A ve B , + ve // nikol görünüm) Kalsit-Kuvars-Cevherli zonların oluşturduğu kolloform-krastiform doku. C-E ve D-F, + ve // nikol görünüm) Kaynamayı işaret eden kalsitlerdeki bıçak sırtı dokusu. G ve H, // ve + nikol görünüm) Kuvarslarda gözlenen tüysü doku. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Qz-Kuvars..... 182
- Şekil 4.64 Cevherleşmenin 160 m kotundaki IV. damara ait parlak kesit mikrofotografları (+ nikol görünüm). Sfaleritlerde kalkopirit eksolüsyonları ve sülfid minerallerinin hematit tarafından ornatımı. B)

Galenle ilişkili tenanti oluşumları. C) Mineral boşluklarına yerleşen arjantit. D) Mineral boşluklarında stefanitin kalkozin-koveline dönüşümü. E) Galenle ilişkili freiberjit oluşumları. F) Galenle ilişkili polibasit oluşumları. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit, Tnt-Tenantit.....	184
Şekil 4.65 Cevherleşmenin 160 m kotundaki V. damara ait el örneğinin (160-V5-2) makroskobik görüntüsü. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Sp-Sfalerit, Qz-Kuvars.....	185
Şekil 4.66 Cevherleşmenin 160 m kotundaki V. damara ait ince kesit mikrofotografları. A-C ve B-D, + ve // nikol görünüm) Kuvars klastlarının sülfid mineralleri tarafından çevrelenmesi. E ve F, + ve // nikol görünüm) Kuvars tanelerinin çevrelerinde geç evre kalsit ve muskovit oluşumları	186
Şekil 4.67 Cevherleşmenin 160 m kotundaki V. damara ait parlak kesit mikrofotografları (+ nikol görünüm). A) Sfalerit ve kalkopiritin fahlerz grubu olan tetraedrit tarafından ornatılması. B) Kuvars matriks içinde breşleşmiş pirit (Py) taneleri. C) Galenin kalkopirit ve sfalerit tarafından ornatılması. D) Manyetitin hematite dönüşümü. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Hem-Hematit, Mag-Manyetit, Py-Pirit, Sp-Sfalerit.....	187
Şekil 4.68 Cevherleşmenin 160 m kotundaki V. damara ait parlak kesit mikrofotografları (+ nikol görünüm). A) Sfaleritin kovuğuna yerleşen ve ornatılan arjantit. B) Kalkopiritin polibasit tarafından ornatılması. C) Galen ve kalkopirit ile ilişkili altın taneleri. D) Galen tanelerinin tane sınırında gözlenen altın oluşumları. Kısaltmalar: Au-Altın, Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit	188
Şekil 4.69 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesine ait parajenez ve süksesyon tablosu.....	189
Şekil 4.70 Sulfarsenid minerallerinin bileşimsel sınıflaması için kullanılan FeAsS-CoAsS-NiAsS üçgen diyagramı.....	194
Şekil 4.71 Gümüş içerikli minerallerin Ag-Cu-Sb-As içeriğine göre üçgen sınıflama diyagramı.....	199

Şekil 4.72 Fahlerz grubu minerallerinin bileşimsel özelliklerine göre sınıflama diyagramı	199
Şekil 4.73 Karaköy bölgesinin jeoloji ve alterasyon zonlanma haritası. Çalışma alanından alınan örneklerin lokasyonları harita üzerinde gösterilmiştir	201
Şekil 4.74 Karaköy sokulumuna ait ince kesit mikrofotografı. A ve B, // ve + nikel görünüm) Feldispat fenokristallerinde gözlenen serizitleşmeler. C ve D, // ve + nikel görünüm) Plajiyoklaslarda ve matriksin yoğun olarak killeşmesi. E ve F, // ve + nikel görünüm) Özşekli amfibollerin kloritleşmesi. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Chl-Klorit, Kfs-K-feldispat, Pl-Plajiyoklas, Ser-Serizit, Qz-Kuvars.....	203
Şekil 4.75 Karaköy sokulumuna ait ince kesit mikrofotografı. A ve B, // ve + nikel görünüm) Matrikste gözlenen silisleşme ve serizitleşme. C ve D, // ve + nikel görünüm) Matrikste gözlenen karbonatlaşma ve kloritleşme. E ve F, // ve + nikel görünüm) Kuvars ile birlikte az oranda gözlenen opak oluşumları. Kısaltmalar: Cb-Karbonat, Chl-Klorit, Ser-Serizit, Qz-Kuvars	204
Şekil 4.76 KKY-7 nolu örnekte gözlenen simetit, illit, klorit ve kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + ve // nikel görünüm) biyotit fenokristallerinde gözlenen kloritleşmeler. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Fsp-Feldispat, Ill-İllit, Ser-Serizit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars.	207
Şekil 4.77 KKY-9 nolu örnekte gözlenen klorit-vermikülit karışık tabaka, simetit, kaolinit ve illit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikel görünüm) plajiyoklaslarda epidotlaşma ve biyotitlerde kloritleşme ve epidotlaşmalar. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Ill-İllit, Kln-Kaolinit, Pl-Plajiyoklas, Ser-Serizit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars, Vrm-Vermikülit.....	208
Şekil 4.78 KKY-6 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-klorit-kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + ve // nikel görünüm) biyotitlerde epidotlaşma ve kloritleşme. Kısaltmalar: Chl-Klorit, Ep-Epidot, Ill-İllit, Kln-Kaolinit, Sm-Smektit.....	209

- Şekil 4.79 KKY-12 nolu örnekte gözlenen simektit-klorit karışık tabakaları ve illit-kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) kuvars plajiyoklas ve amfibol fenokristalleri. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Chl-Klorit, Ill-İllit, Kln-Kaolinit, Pl-Plajiyoklas, Sm-Smektit..... 211
- Şekil 4.80 KKY-10 nolu örnekte gözlenen simektit-klorit ve klorit-vermikülit karışık tabakaları, kaolinit-illit-vermikülit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + ve // nikol görünüm) feldispatlarda gözlenen karbonatlaşmalar. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Cb-Karbonat, Chl-Klorit, Kln-Kaolinit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Vrm-Vermikülit 212
- Şekil 4.81 KKY-13 nolu örnekte gözlenen simektit-illit karışık tabaka ve kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) plajiyoklaslarda gözlenen epidotlaşma ve kloritleşme. Kısaltmalar: Chl-Klorit, Ep-Epidot, Kln-Kaolinit, Ill-İllit, Pl-Plajiyoklas, Sm-Smektit, Qz-Kuvars 213
- Şekil 4.82 KKY-26 nolu örnekte gözlenen simektit-klorit karışık tabakalarına ve kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) biyotitlerde epidotlaşma ve plajiyoklaslarda serizitleşme. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Kln-Kaolinit, Ms-Muskovit, Ill-İllit, Ser-Serizit, Sm-Smektit 215
- Şekil 4.83 KKY-28 nolu örnekte gözlenen illit-kaolinit- klorit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) silisleşme, biyotit ve plajiyoklaslarda serizitleşme. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Kln-Kaolinit, Ms-Muskovit, Ill-İllit, Ser-Serizit, Qz-Kuvars 216
- Şekil 4.84 KKY-14 nolu örnekte gözlenen simektit-illit karışık tabakaları ve kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) biyotitlerde muskovitleşme, amfibollerin killeşerek yıkanması ve plajiyoklaslarda gözlenen serizitleşme ve demir oksit oluşumları. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Ill-İllit, Kln-Kaolinit, Kfs-K-feldispat, Ms-Muskovit, Pl-Plajiyoklas, Sm-Smektit..... 218

Şekil 4.85 KKY-11 nolu örnekte gözlenen illit-klorit-diyaspor-alünit-jarosite mineral fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) biyotitlerde muskovitleşme, plajiyoklaslarda serizitleşmeler. Kısaltmalar: Alu-Alünit, Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Dsp-Diyaspor, Ill-İllit, Jrs-Jarosit, Ms-Muskovit, Pl-Plajiyoklas, Ser-Serizit, Qz-Kuvars	219
Şekil 4.86 Sofular Mo cevherleşmesinde saçınımlar halinde gözlenen ince taneli molibdenitler. Kısaltmalar: Mo-Molibdenit.....	220
Şekil 4.87 Kozcağız-I Pb-Cu-Zn cevherleşmesinin kroki görüntüsü.....	221
Şekil 4.88 Kozcağız-I Pb-Cu-Zn cevherleşmesine ait damarda gözlenen A-B-C zonlanmaları	222
Şekil 4.89 Kozcağız-I cevherleşmesine ait parlak kesit mikrofotografı (+ nikol görünüm). A) Galenin kalkopirit tarafından ornatılması. B) Piritlerin boşluklarına yerleşen kalkopirit. C) Kalkopirit eksolüsyonları içeren geç evre sfaleritin piriti ornatması. D) Erken evre arsenopiritlerin galen tarafından çevrelenmesi. F) Sfalerit içinde sistematik kalkopirit oluşumları. E) Galenin ayrışması sonucu oluşan konsantrik serüzit-anglezit ve süperjen kalkozin-kovellin. Kısaltmalar: Ang-Anglezit, Apy-Arsenopirit, Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cer-Serüzit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit.....	223
Şekil 4.90 Kozcağız-I Pb-Zn-Cu cevherleşmesine ait parajenez ve süksesyon ilişkisi	225
Şekil 4.91 Kozcağız-I cevherleşmesindeki E ve D zonuna ait arsenopiritlerin atomik %As oranlarından elde edilen sıcaklık diyagramı. Kısaltmalar: Apy-Arsenopirit, L-Likit, Lö-Lölenjit, Po-Pirotin, Py-Pirit.....	229
Şekil 4.92 Kozcağız-II Pb-Zn cevherleşmesinde gözlenen A,B,C ve D zonlanması	230
Şekil 4.93 Kozcağız-II cevherleşmesinin A zonuna ait ince kesit mikrofotografı. A ve B, + ve // nikol görünüm) İzotrop ve anizotrop granatların karbonat tarafından çevrelenmesi ve klinopiroksen tarafından ornatılması. C ve D, + ve // nikol görünüm) Anizotrop granatların epidot tarafından ornatılması. E ve F, + ve // nikol görünüm) Retrograd evrede gözlenen	

- kloritleşmeler ve daha az oranda kuvars oluşumu. Kısaltmalar: Aks-Aksinit, Cb-Karbonat, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Qz-Kuvars 232
- Şekil 4.94 Kozcağız-II cevherleşmesinin B zonuna ait ince kesit mikrofotografı. A ve B, + ve // nikol görünüm) Granatların karbonat tarafından ornatılması. C ve D, + ve // nikol görünüm) Epidot ile birlikte turmalin oluşumları. E ve F, + ve // nikol görünüm) Yaygın gözlenen epidot ve zoisit oluşumları. Kısaltmalar: Cb-Karbonat, Ep-Epidot, Grt-Granat, Tur-Turmalin, Zo-Zoisit..... 233
- Şekil 4.95 Kozcağız-II cevherleşmesinin C zonuna ait ince kesit mikrofotografı. A ve B, + ve // nikol görünüm) Granatların karbonatlar tarafından ornatılması. C ve D, + ve // nikol görünüm) Geç evre kuvars damarcıkları. E ve F, + ve // nikol görünüm) Opaklar ile birlikte allanit oluşumları. Kısaltmalar: Aln-Allanit, Cb-Karbonat, Grt-Granat, Qz-Kuvars 234
- Şekil 4.96 Kozcağız-II cevherleşmesinin C zonuna ait ince kesit mikrofotografı. A ve B, + ve // nikol görünüm) İzotrop granatların karbonatlar tarafından ornatılması. C ve D, + ve // nikol görünüm) Erken evre izotrop granatların geç evre kuvars damarcıkları tarafından kesilmesi ve karbonatlaşmalar. E ve F, + ve // nikol görünüm) K-feldispatın ve epidotun turmalin tarafından ornatılması. Kısaltmalar: Cb-Karbonat, Ep-Epidot, Grt-Granat, Kfs-K-Feldispat, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars 236
- Şekil 4.97 Kozcağız-II cevherleşmesine ait parlak kesit mikrofotografı (+ nikol görünüm). A) Erken evre piritin boşluklarına yerleşen galen. B-D) Erken evre galenin daha geç evre sfalerit tarafından ornatılması. E ve F) Parajenezde minör oranda gözlenen kalkopirit. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit..... 237
- Şekil 4.98 Kozcağız-II Pb-Zn distal skarn cevherleşmesine ait parajenez ve süksesyon ilişkisi..... 238
- Şekil 4.99 Kozcağız-II distal skarn zonundaki piroksen bileşimlerinden hazırlanan Di-Hd-Jo üçgen diyagramları (solda) ve başlıca skarn tiplerine ait granat

bileşimlerinin Di-Hd-Jo üçgen diyagramlarında dağılımları (sağda). Kısaltmalar: Di-Diyopsit, Hd-Hedenberjit, Jo-Yohansenit.....	241
Şekil 4.100 Kozcağız-II distal skarn zonundaki granat bileşimlerinden hazırlanan Grs-Adr-Prs üçgen diyagramları (solda) ve başlıca skarn tiplerine ait granat bileşimlerinin Grs-Adr-Prs üçgen diyagramlarında dağılımları (sağda). Kısaltmalar: Grs-Grosular, Adr-Andradit, Prs-Pyralspit	245
Şekil 4.101 Kozcağız-II distal skarnın B zonundaki aksinit bileşimlerinden hazırlanan Mn-Mg-Fe üçgen diyagramı	247
Şekil 4.102 Kozcağız-II distal skarnın C zonuna ait SR-S-3 nolu örnekte bulunan kloritin, klorit grubu minerallerin sınıflama diyagramındaki dağılımı	249
Şekil 4.103 Nevruz sokulumunun doğusunda yer alan Çakıroba skarn zonlanmasına ve Alandere Pb-Zn distal skarnına ait jeoloji haritası ve alınan örneklerin lokasyonları	251
Şekil 4.104 Petrografi çalışmaları sonucu oluşturulmuş, Çakıroba skarn zonlanmasını gösteren enine kesit. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Ep-Epidot, Grt-Granat, Hbl-Hornblend, Kfs-K-feldispat, Pl-Plajiyoklas, Prx-Piroksen, Ttn- Titanit, Qz-Kuvars	252
Şekil 4.105 Çakıroba skarnının endoskarn zonuna ait ince kesit mikrofotografı. A ve B, + ve // nikol görünüm) Granatların kuvars tarafından ornatımı ve hornblendin klinopiroksene dönüşümü. C ve D, + ve // nikol görünüm) Granatların, epidot ve kuvars mineralleri tarafından ornatımı. E ve F, + ve // nikol görünüm) Granatların, piroksenlere dönüşümü ve geç evrede oluşan titanit. Kısaltmalar: Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Hbl-Hornblend, Pl-Plajiyoklas, Ttn-Titanit, Qz-Kuvars	254
Şekil 4.106 Hornfels zonuna ait ince kesit mikrofotografı. A ve B, + ve // nikol görünüm) Hornfelsik doku. Kısaltmalar: Ep-Epidot, Hbl-Hornblend, Cpx-Klinopiroksen, Qz-Kuvars.	255
Şekil 4.107 Kireçtaşına ait ince kesit mikrofotografı. A ve B, + ve // nikol görünüm) Spar mozayik doku ve kalsitlerdeki stilolitik eklemlerin mikroskop altında görünümü. Kısaltmalar: Cal-Kalsit.....	255

Şekil 4.108 Nevruz Köyü'nün kuzeyinde yer alan Alankaya Fe skarn cevherleşmesine ait jeoloji haritası ve alınan örneklerin lokasyonları	256
Şekil 4.109 Petrografi çalışmaları sonucu oluşturulmuş, Alankaya skarn zonlanmasını gösteren enine jeolojik kesit. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Bt-Biyotit, Cal-Kalsit, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Hbl-Hornblend, Kçt-Kireçtaşı, Kfs-K-feldispat, Plj-Plajiyoklas, Qz-Kuvars, Ttn-Titanit	258
Şekil 4.110 Alankaya skarnına ait ince kesit mikrofotografıları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Hornfelsik dokunun mikroskop altında görünümü. C ve D, + ve // nikol görünüm) Granat minerallerinin tane sınırları boyunca gelişen amfibol çubukları. E ve F, + ve // nikol görünüm) Granat minerallerinde bileşimsel zonlanma ve geç evre kuvars oluşumu. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Ep-Epidot, Grt-Granat, Hbl-Hornblend, Qz-Kuvars	259
Şekil 4.111 Alankaya skarnına ait ince kesit mikrofotografıları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Prizmatik ve zonlu kuvarsların görünümü. C ve D, + ve // nikol görünüm) Granat minerallerinin kuvars tarafından ornatımı. B ve D, // nikol görünümü) Geç evrede kalsit ve cevher gelişimi. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Grt-Granat, Qz-Kuvars.	260
Şekil 4.112 Alankaya skarnına ait parlak kesit mikrofotografıları. A ve B, // ve + nikol görünüm) Manyetitlerin kristal sınırları ve çatlakları boyunca martitleşmesi/hematite dönüşümü. C ve D, // ve + nikol görünüm), Manyetitlerde gözlenen martitleşme ve pirotin minerali. E ve F, // ve + nikol görünüm) Kalkopirit, manyetit ve hematit birlikteliği. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Hem-Hematit, Mag-Manyetit, Po-Pirotin	262
Şekil 4.113 Alankaya Fe skarnına ait parajenez ve süksesyon ilişkisi	263
Şekil 4.114 Petrografi çalışmaları sonucu oluşturulmuş Alandere Skarn zonlanmasına ait enine jeolojik kesit ve alınan örneklerin lokasyonları. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Cal-Kalsit, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Hbl-Hornblend, Kfs-K-feldispat, Pl-Plajiyoklas, Qz-Kuvars, Ttn-Titanit	265

- Şekil 4.115 Alandere distal zonda gelişmiş Pb-Zn±Cu damar cevherleşmesinin bulunduğu alanın krokisi ve ilişkili arazi fotoğrafları. Kısaltmalar: Act-Aktinolit, Cal-Kalsit, Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Grt-Granat, Hem-Hematit, Prx-Piroksen, Sp-Sfalerit 266
- Şekil 4.116 Alandere distal skarnına ait ince kesit mikrofotoğrafları. A ve B, + nikol görünüm) Tremolit-Aktinolitlerin kalsit-klorit tarafından ornatımı ve opak oluşumlar. C ve D, // ve + nikol görünüm) Granat kalsit tarafından ornatımı ve silisleşmeler. E ve F, // ve + nikol görünüm) Granat üzerine gelişen klinopiroksen, epidot ve kalsit ornatımları. Kısaltmalar: Act-Aktinolit, Cal-Kalsit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Qz-Kuvars, Tr-Tremolit. 267
- Şekil 4.117 Alandere Pb-Zn±Cu distal skarn cevherleşmesine ait parlak kesit mikrofotoğrafları (+ nikol görünüm). A) Kalkopirit eksolüsyonları içeren sfaleritin galen üzerine gelişimi ve galenlerin serüsite dönüşümü. B) Galen ile eş oluşumlu lilianit ve kristal sınırlarında gözlenen süperjen kalkozin-kovellin oluşumları. C) Pirit minerallerinin hematit tarafından ornatılması. D) Pirit ve galenin sfalerit tarafından ornatılması. E) Kalkopiritlerin kolloform yapıda götite dönüşümleri. Galenlerde gözlenen üçgen yırtıklar ve speküler hematit. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cer-Serüzit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Gt-Götite, Hem-Hematit, Py-Pirit, Sp-Sfalerit 269
- Şekil 4.118 Alandere Pb-Zn-Cu distal skarn cevherleşmesine ait parajenez ve süksesyon ilişkisi 270
- Şekil 4.119 Alandere cevherleşmesine ait sfaleritlerde gözlenen FeS-ZnS oranı değişim diyagramı..... 274
- Şekil 4.120 Alandere cevherleşmesine ait Lilianit mineralinin bileşimsel sınıflaması için kullanılan Bi-Sb-Ag-Cu-Pb üçgen diyagramı 274
- Şekil 4.121 Alandere cevherleşmesine ait sulfarsenid minerallerinin bileşimsel sınıflaması için kullanılan FeAsS-CoAsS-NiAsS üçgen diyagramı... 275
- Şekil 4.122 Arapuçandere, Sofular-Cu, Kozcağız-I, Kozcağız-II, Alandere ve Alankaya cevherleşmelerine ait jeokimyasal analizlerden hazırlanan

(A) Zn-Pb, (B) Cu-Au, (C) Ag-Pb ve (D) Ag-Au ikili değişim diyagramları	279
şekil 5.1 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesinin IV. damarından alınan örnekte gözlenen kuvars kristalinin büyüme zonlarındaki birincil sıvı kapanım topluluğu	282
şekil 5.2 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 308-V5-3 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen küçük boyutlarda, elipsoidik, açık renkli, baskın olarak sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S- Sıvı.....	283
şekil 5.3 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 200-V5-8 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen çubuksu, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı.....	285
şekil 5.4 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 160-V5-3 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen sıvı kapanımlar. A) Büyüme zonundaki çubuksu, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar. B-C) İri boyutlarda gözlenen sıvı kapanımlar. D) Değişken sıvı/gaz oranlarına sahip sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı.....	286
şekil 5.5 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 308-V4-2 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen çubuksu, elipsoidik, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar (A-B) ve daha az oranda gözlenen sadece gaz ve sıvı içeren monofaz kapanımlar (C-D). Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı	288
şekil 5.6 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 200-V4-4 nolu örneğe ait kuvars kristalinde (A) gözlenen çubuksu, elipsoidik, açık renkli sıvıca ve gazca zengin iki fazlı kapanımlar (B-C-D) ve sadece gaz içeren monofaz kapanımlar (B). Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı	289
şekil 5.7 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 160-V4-9 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen özşekilsiz ve elipsoidik şekilli, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı ve sadece gaz ve sıvı içeren monofaz sıvı kapanımlar (A-C). Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı	291
şekil 5.8 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 120-V4-1 nolu örneğe ait kuvars kristallerinin büyüme zonlarında gözlenen özşekilsiz ve elipsoidik	

şekli, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı ve sadece gaz ve sıvı içeren monofaz sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı.....	292
Şekil 5.9 Arapuçandere cevherleşmesindeki I. damara ait ARP-2 (A-B) ve II. damara ait ARP-3 (C-D) örneklerinde gözlenen kuvars kristal büyüme zonlarında bulunan çubuksu, elipsoidik ve yarı özşekli, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı.....	294
Şekil 5.10 Arapuçandere maden yatağında yer alan V. (A), IV. (B), II. ve I. (C) damarlara ait ötektik sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları.....	297
Şekil 5.11 Arapuçandere maden yatağında yer alan V. (A), IV. (B), II. ve I. (C) damarlara ait tuzluluk (wt. % NaCl) değerlerinin frekans diyagramları	298
Şekil 5.12 Arapuçandere maden yatağında yer alan V. (A), IV. (B), II. ve I. (C) damarlara ait homojenleşme sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları	299
Şekil 5.13 Arapuçandere maden yatağında yer alan V. (A), IV. (B), II. ve I. (C) damarlara ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramları	300
Şekil 5.14 Kozcağz-I cevherleşmesine ait SR-V1-A (A ve B), SR-V1-C (C ve D) ve SR-V1-D (E ve D) nolu örneklerdeki kuvars kristallerinde gözlenen negatif ve elipsoidik şekilli, açık renkli, sıvıca-zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı	302
Şekil 5.15 Kozcağz-I Pb-Zn-Cu damarından alınan SR-V1-A, SR-V1-C ve SR-V1-D örneklerine ait ötektik sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları....	304
Şekil 5.16 Kozcağz-I Pb-Zn-Cu damarından alınan SR-V1-A, SR-V1-C ve SR-V1-D örneklerine ait tuzluluk değerlerinin frekans diyagramları	305
Şekil 5.17 Kozcağz-I Pb-Zn-Cu damarından alınan SR-V1-A, SR-V1-C ve SR-V1-D örneklerine ait homojenleşme sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları	305
Şekil 5.18 Kozcağz-I Pb-Zn-Cu damarından alınan SR-V1-A, SR-V1-C ve SR-V1-D örneklerine ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı	306
Şekil 5.19 Tepetarla Pb-Zn (A-C) ve Sofular Cu (D) cevherleşmelerindeki kuvars kristallerinde gözlenen yarı özşekli ve özşekilsiz, açık renkli, sıvıca-zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı.....	308

Şekil 5.20 Tepetarla Pb-Zn cevherleşmesinden alınan KKY-19 nolu örneğe ait ötektik (A), tuzluluk (B) ve homojenleşme sıcaklık (C) değerlerinin frekans diyagramları.....	309
Şekil 5.21 Tepetarla Pb-Zn cevherleşmesinden alınan KKY-19 örneğine ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı	310
Şekil 5.22 A-B) SP-13 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen özşekilsiz, açık renkli, sıvıca-zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. C-D) TT-7 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen çubuksu-tüpsü ve öz-yarı özşekilli, açık renkli, sıvıca ve gazca zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. E-F) KKY-16 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen yarı özşekilli, açık renkli, sıvıca-zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı.....	312
Şekil 5.23 Taztepe ve Karaköy alterasyon zonlarında yer alan kuvars damar ve damarcıklarına ait ötektik sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları	314
Şekil 5.24 Soğucak, Taztepe ve Karaköy alterasyon zonlarında yer alan kuvars damar ve damarcıklarına ait tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklık (B) değerlerinin frekans diyagramları.....	315
Şekil 5.25 Soğucak, Taztepe ve Karaköy alterasyon zonlarında yer alan kuvars damar ve damarcıklarına ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı.....	316
Şekil 5.26 Soğucak ve Taztepe bölgeleri arasında yer alan TQ-1 (A-B), TQ-2 (C-D) ve TQ-3 (E-F) nolu kuvars damarlarında gözlenen çubuksu-tüpsü ve öz-yarı özşekilli, açık renkli, sıvıca zengin ve daha az oranda 1:1 sıvı/gaz oranına sahip (B) iki fazlı sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı	317
Şekil 5.27 Soğucak ve Taztepe ve bölgeleri arasında yer alan TQ-1, TQ-2 ve TQ-3 kuvars damarlarına ait ötektik (A), tuzluluk (B) ve homojenleşme sıcaklık (C) değerlerinin frekans diyagramları	320
Şekil 5.28 Soğucak ve Taztepe ve bölgeleri arasında yer alan TQ-1, TQ-2 ve TQ-3 kuvars damarlarına ait ölçümlerin gösterildiği homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı	321
Şekil 5.29 Su içeren sıvı kapanımlara ait Raman spektrumları. Bu üç farklı spektrum A) düşük tuzluluk (<1 wt. % NaCl) sıvı su, B) yüksek tuzluluk (20 wt. %	

NaCl) sıvı su ve C) CO ₂ açısından zengin sıvı kapanım içindeki optiksel olarak gözlenmeyen su piklerini göstermektedir.....	322
Şekil 5.30 Arapuçandere cevherleşmesinin 160 katına ait ve düşük tuzluluk değerleri (<1 wt. % NaCl) veren sıvı kapanım üzerinde gerçekleştirilen temsili raman spektroskopisi çalışması	323
Şekil 5.31 Arapuçandere cevherleşmesinin 160 katına ait ve yüksek tuzluluk değerleri (~12 wt. % NaCl) veren sıvı kapanım üzerinde gerçekleştirilen temsili raman spektroskopisi çalışması.....	314
Şekil 5.32 Raman spektroskopisi çalışmalarında yazılım kontrollü motorize XY kademesi ile temsili haritalama çalışması. Arapuçandere cevherleşmesinin 380 katında gerçekleştirilen haritalama çalışmasında; A) yöntemin uygulandığı sıvı kapanımın mikroskop görüntüsü, B) oluşan haritalama görüntüsü, C) tüm analiz değerleri ve D) haritalamada (B) belirlenen bir noktanın spektrumu.....	325
Şekil 6.1 Çalışma alanındaki magmatik ve volkanik kayalara ait ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (A) ve ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i) (B) izotopik varyasyon diyagramları ve ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i) - SiO ₂ (wt.%) diyagramı (C). Kısaltmalar: FC-Fraksiyonel kristalleşme, AFC-Asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşme	329
Şekil 6.2 Çalışma alanındaki magmatik ve volkanik kayalara ait ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (A) ve ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i) (B) izotopik varyasyon diyagramları ve ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i) - MgO (wt.%) diyagramı (C). Kısaltmalar: FC-Fraksiyonel kristalleşme, AFC-Asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşme	330
Şekil 6.3 Çalışma alanında yer alan magmatik ve volkanik kayalara ait ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(i) - ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(i) diyagramı	331
Şekil 6.4 Çalışma alanındaki magmatik ve volkanik kayalara ait tüm kaya Pb izotoplarından oluşturulan (A) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb- ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ve (B) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb- ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb diyagramları	334
Şekil 6.5 Çalışma alanındaki cevherleşmelere ait tüm kaya Pb izotoplarından oluşturulan (A-C) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb- ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ve (B-D) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb- ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb diyagramları.....	335

Şekil 6.6 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelerine ait δO_{H_2O-Kil} değerlerini gösteren diyagram. Kırmızı semboller killere ait δO_{kil} değerlerini, mavi semboller kuvarsa ait δO_{H_2O} değerlerini temsil etmektedir.....	339
Şekil 6.7 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelerine ait δD_{H_2O-Kil} değerlerini gösteren diyagram. Kırmızı semboller killere ait δD_{kil} değerlerini, mavi semboller kuvarsa ait δD_{H_2O} değerlerini temsil etmektedir.....	341
Şekil 6.8 Jeolojik sistemlerdeki temel $\delta^{34}S$ aralıkları (A), Biga Yarımadası'ndaki önemli epitermal yatakların $\delta^{34}S$ aralıkları (B) ve Yenice yöresindeki cevherleşmelerin $\delta^{34}S$ aralıkları (C). Cevher sistemlerindeki kırmızı dolgulu ve mavi çerçeveli çubuk barlar, sırasıyla sülfid ve sülfatın $\delta^{34}S$ aralıklarına karşılık gelmektedir. Biga Yarımadası'ndaki epitermal yataklarına ait $\delta^{34}S$ aralıkları Oyman (2019)'dan alınmıştır	344
Şekil 6.9 Çalışma alanındaki cevherleşmelere ait pirit ve kalkopirit minerallerindeki $\delta^{56}Fe$ izotop değişimleri.....	347
Şekil 6.10 Çalışma alanındaki cevherleşmelere ait pirit ve kalkopirit minerallerindeki $\delta^{65}Cu$ izotop değişimleri.....	349
Şekil 7.1 Geç Oligosen-Erken Miyosen'ndeki Batı Anadolu'nun jeodinamik modeli ve çalışma alanındaki granitoidlerin konumu (Altunkaynak ve diğer., 2012a, Black ve diğer., 2013, Ersoy ve Palmer, 2013, Aysal, 2015, Sánchez ve diğer., 2016'dan değiştirilerek)	357
Şekil 7.2 Çalışma kapsamında incelenen bölgelere ait pirit ve kalkopirit minerallerindeki $\delta^{56}Fe$ izotop değişimleri. Gri alan, I-tipi granitlerin Fe izotopik bileşimlerine karşılık gelmektedir. Çeşitli hidrotermal maden yataklarına ait Fe izotop verileri: Tibet'te Nadun Cu-Au yatağı ve Zhaxikang Sb-Pb-Zn-Ag yatağı, Almanya'da Schwarzwald maden bölgesi, Çin'de Han-Xing Fe yatağı, Xingiao Cu-S-Fe-Au yatağı, Dongguashan ve Fenghuanshan ve Cu-Fe yatakları.....	365
Şekil 7.3 Çalışma kapsamında incelenen bölgelere ait pirit ve kalkopirit minerallerindeki $\delta^{65}Cu$ izotop değişimleri. Kesikli çizgiler cevherleşme sistemlerindeki rezervuarlara ait ortalama Cu izotop bileşimlerini göstermektedir. Çeşitli hidrotermal maden yataklarına ait Cu izotop verileri: Almanya'da Schwarzwald maden bölgesi, Batı ABD ve Japon	

düşük sülfidasyon yataklar, Tibet'te Tiegelongnan yüksek sülfidasyon Cu yatağı, Çin'de Zijinshan yüksek sülfidasyon Cu-Au yatağı ve Dongguashan porfiri-skarn Cu-Au yatağı, Peru'da Coroccohuayco ve Tintaya hipojen skarn cevherleşmesi	369
Şekil 7.4 Yenice yöresindeki Soğucak ve Arapuçandere cevherleşmelerinin oluşum modelini gösteren şematik kesit (Ölçeksiz). Enine kesit (solda) boyunca ölçülmüş Fe-Cu izotop aralıkları, alterasyon zonları ve cevherleşmeye neden olan akışkanın ilerleme yolu gösterilmiştir. Sağ tarafta gösterilen kesitte ise Arapuçandere'deki IV. ve V. damarlardan sistematik olarak alınmış örnek lokasyonları ve Fe-Cu izotop eğilimleri gösterilmektedir	373
Şekil 7.5 Yenice yöresindeki cevherleşmelere ait $\delta^{34}\text{S}$ sülfat- $\delta^{34}\text{S}$ sülfid diyagramı. Hidrotermal maden yataklara ve pH modellere ait alanlar Hutchison ve diğer. (2020)'den alınmıştır. Gri çizgiler, Ohmoto ve Lasaga (1982)'nin denge fraksiyonlaşma faktörlerinden hesaplanan eşdeğer sıcaklıkları temsil etmektedir	376
Şekil 7.6 Yenice yöresindeki cevherleşmelerden alınan sülfidlere ait Pb izotop değerlerinden oluşturulan (A) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve (B) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramları. Biga Yarımadası'ndaki diğer cevherleşmelere ait alanlar: Arapuçandere, Kuru, Tesbihdere, Çataltepe ve Kalkım	378
Şekil 7.7 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait oksijen ve hidrojen izotopik bileşimlerini gösteren diyagram	380
Şekil 7.8 Çalışma alanında yer alan Arapuçandere cevherleşmesine ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı. Arapuçandere cevherleşmesinde Orgün ve diğer. (2005), Bozkaya ve diğer. (2008) ve Bozkaya ve Banks (2015) tarafından ölçülmüş sıvı kapanım değerlerinin alanları diyagram üzerinde çizilmiştir	385

TABLÖLAR LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 2.1 Yenice çevresindeki granitoidlerden derlenen yaş tayinleri	35
Tablo 3.1 Granitoidlerin ana element kimyasal analiz sonuçları	44
Tablo 3.2 Granitoidleri iz element kimyasal analiz sonuçları	45
Tablo 3.3 Granitoidlerin nadir toprak element (NTE) kimyasal analiz sonuçları	47
Tablo 3.4 Granitoidlerden alınan örneklerden hesaplanmış CIPW-Norm değerleri ..	53
Tablo 3.5 Yenice yöresinde yer alan plütonlara ait plajiyoklasların mineral kimyası sonuçları	59
Table 3.6 Yenice yöresinde yer alan plütonlara ait K-feldispatların mineral kimyası sonuçları	60
Tablo 3.7 Yenice yöresindeki plütonlara ait biyotitlerin mineral kimyası sonuçları	62
Tablo 3.8 Yenice yöresindeki plütonlara ait amfibollerin mineral kimyası sonuçları	72
Tablo 4.1 Taztepe'nin güneyindeki aplitik damar içinde gözlenen tetradimitin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)	104
Tablo 4.2 Soğucak skarnına ait granatların mineral kimyası sonuçları	124
Tablo 4.3 Soğucak skarnına ait klinopiroksenlerin mineral kimyası sonuçları	126
Tablo 4.4 Soğucak skarnına ait amfibollerin mineral kimyası sonuçları	128
Tablo 4.5 Soğucak skarnına ait epidotların mineral kimyası sonuçları	132
Tablo 4.6 Soğucak porfiri alterasyonu ve skarnına ait jeokimyasal analiz sonuçları	142
Tablo 4.7 Soğucak porfiri alterasyonu ve skarnına ait NTE değerleri	143
Tablo 4.8 Taztepe bölgesine ait jeokimyasal analiz sonuçları	150
Tablo 4.9 Taztepe bölgesine ait NTE değerleri	151
Tablo 4.10 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen piritlerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)	190

Tablo 4.11 Arapuçandere cevherleşmesinin 308 katında gözlenen pirit ve kobaltoan-piritin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında).....	190
Tablo 4.12 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen sfaleritlerin mineral kimyası sonuçları ve mol oranları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında).....	192
Tablo 4.13 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen galenlerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)	193
Tablo 4.14 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen sulfarsenidlerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)	193
Tablo 4.15 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen fahlerz ve gümüş minerallerinin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında).....	196
Tablo 4.16 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen altın tanelerinin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)	200
Tablo 4.17 Kozcağız-I cevherleşmesinde A, B ve C zonlarına ait minerallerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)	226
Tablo 4.18 Kozcağız-I cevherleşmesinde D ve E zonlarına ait minerallerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)	227
Tablo 4.19 Kozcağız-I cevherleşmesindeki sfaleritlere ait mol hesap tablosu (N: ölçüm sayısı).....	228
Tablo 4.20 Kozcağız-II distal skarnına ait klinopiroksenlerin mineral kimyası sonuçları.....	240
Tablo 4.21 Kozcağız-II distal skarnına ait granatların mineral kimyası sonuçları ..	242
Tablo 4.22 Kozcağız-II distal skarnına ait aksinit mineral kimyası sonucu	246
Tablo 4.23 Kozcağız-II distal skarnına ait klorit mineral kimyası sonucu	248

Tablo 4.24 Alandere cevherleşmesinde gözlenen minerallerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında). Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit.....	271
Tablo 4.25 Alandere cevherleşmesinde gözlenen sfaleritlerin hesaplanmış mol oranları	273
Tablo 4.26 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesine ait jeokimyasal analiz sonuçları	276
Tablo 4.27 Sofular bölgesi ve skarlara ait jeokimyasal analiz sonuçları	277
Tablo 4.28 Soğucak Mo-Cu ve Sofular Mo cevherleşmelerindeki molibdenitlerden elde edilen Re-Os yaşları.....	280
Tablo 5.1 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 308-V5-3 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları	284
Tablo 5.2 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 200-V5-8 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları	285
Tablo 5.3 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 160-V5-3 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları	287
Tablo 5.4 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 308-V4-2 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları	288
Tablo 5.5 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 200-V4-4 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları	290
Tablo 5.6 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 160-V4-9 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları	291
Tablo 5.7 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 120-V4-1 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları	293
Tablo 5.8 Arapuçandere cevherleşmesinin I. damarındaki ARP-2 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları.....	295
Tablo 5.9 Arapuçandere cevherleşmesinin I. damarındaki ARP-3 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları.....	295
Tablo 5.10 Kozcağz I cevherleşmesinden alınan damarındaki SR-V1-A nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları.....	303
Tablo 5.11 Kozcağz I cevherleşmesinden alınan damarındaki SR-V1-C nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları.....	303

Tablo 5.12 Kozcağız I cevherleşmesinden alınan damarındaki SR-V1-D nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları.....	304
Tablo 5.13 Tepetarla cevherleşmesinden alınan damarındaki KKY-19 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları.....	308
Tablo 5.14 Soğucak alterasyon zonundan alınan kuvars damarındaki SP-13 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları.....	313
Tablo 5.15 Karaköy alterasyon zonundan alınan kuvars damarındaki KKY-16 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları.....	313
Tablo 5.16 Taztepe alterasyon zonundan alınan kuvars damarındaki TT-17 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları	314
Tablo 5.17 Taztepe-Soğucak bölgesi arasında yer alan TQ-1 kuvars damarında gözlenen sıvı kapanımlara ait ölçüm sonuçları.....	318
Tablo 5.18 Taztepe-Soğucak bölgesi arasında yer alan TQ-2 kuvars damarında gözlenen sıvı kapanımlara ait ölçüm sonuçları.....	318
Tablo 5.19 Taztepe-Soğucak bölgesi arasında yer alan TQ-3 kuvars damarında gözlenen sıvı kapanımlara ait ölçüm sonuçları.....	318
Tablo 6.1 Çalışma alanındaki magmatik ve volkanik kayalara ait Sr-Nd izotopik bileşimleri ve ilişkili parametreler.....	328
Tablo 6.2 Çalışma alanındaki magmatik ve volkanik kayalara ait tüm kaya kurşun izotop sonuçları	332
Tablo 6.3 Cevherleşmelere ait galen, pirit, kalkopirit ve manyetit kurşun izotop sonuçları	333
Tablo 6.4 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait oksijen izotop değerleri	337
Tablo 6.5 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait hidrojen izotop değerleri	338
Tablo 6.6 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait $\delta^{34}\text{S}\%$ değerleri ve hesaplanmış sülfidlerle dengede $\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}-\delta^{34}\text{S}$ değerleri	343
Tablo 6.7 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait $\delta^{56}\text{Fe}$ ve $\delta^{57}\text{Fe}$ analiz sonuçları	346
Tablo 6.8 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait $\delta^{65}\text{Cu}$ analiz sonuçları	348

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Çalışmanın Amacı

Alpin orojeni, Orta-Güneydoğu Avrupa, Türkiye ve İran boyunca Himalaya bölgesinden Endonezya'ya kadar uzanan ve porfiri sistemlerle ilişkili önemli cevher zonları içeren dünyanın en büyük metalojenik kuşaklarından biridir (Richards, 2015). Biga Yarımadası, Balkanlar'daki Sırp-Makedon-Rodop orojenik kuşağın doğuya doğru devamı olup, birçok sayıda dünya çapında porfiri, epitermal ve skarn yataklarına ev sahipliği yapmaktadır (Yiğit, 2012; Richards, 2015; Sánchez, McClay, King ve Wijbrams, 2016; Menant ve diğer., 2018; Kuşcu, Tosdal ve Gençalioglu-Kuşcu, 2019; Oyman, 2019).

Biga Yarımadası'nın doğusunda yer alan Yenice (Çanakkale), Senozoyik magmatizmasının tüm ürünlerinin geniş alanlarda gözlendiği ve bu magmatik kayalarla ilişkili çok sayıda cevherleşmenin gözlendiği bir bölgedir (Yiğit, 2012; Kuşcu ve diğer., 2019; Oyman, 2019). Bu potansiyeline karşın günümüze değin ekonomik jeoloji amaçlı az sayıda bilimsel çalışmaya konu olmuş bir bölgedir (Anıl, 1984; Anıl ve Yaman, 1985; Orgün, Gültekin ve Önal, 2005; Bozkaya, Gökçe ve Grassineau, 2008; Bozkaya, 2011; Bozkaya ve Banks, 2015; Akıska, 2020).

Çok disiplinli bir çalışma olan bu doktora tezi, Yenice (Çanakkale) ilçesi kuzeyinde yüzlek veren Nevruz-Çakıroba sokulumunun uzantıları ve Soğucak ve Sofular sokulumları çevresinde gelişen çok sayıda cevherleşmenin oluşum koşulları ve birbirleri ile olan bağlantılarını ortaya koymayı amaçlamaktadır. Çalışma sahasının ekonomik açıdan potansiyelinin değerlendirilmesinde bölgede yüzlek veren Senozoyik Magmatizması'nın ürünlerinin rolü büyük olmasına karşın, sokulumların cevher getirme potansiyelleri üzerinde yapılmış bir çalışma yoktur. Bu çalışma ile Yenice yöresinin güneyinde yer alan derin yerleşimli plütonlar ile kuzeyinde yer alan subvolkanik porfiri sokulumların yaşları, cevher getirme potansiyelleri ve bu sokulumların etrafında geniş yüzlekler veren skarn oluşumlarının proksimal ve distal

zonları arasındaki bağlantılar ortaya konmuştur. Özellikle, halen işletilmekte olan Arapuçandere cevherleşmesinin tartışmalı olan kökeni, birbirlerini destekleyen mineralojik, petrografik ve jeokimyasal yöntemlerle açıklığa kavuşturulmuştur. Bu kapsamda, sahada yer alan derinlik ve yarı derinlik sokulumlar ile Arapuçandere cevherleşmesi arasında kökensel bir ilişkinin bulunup bulunmadığı ortaya konularak, bölgedeki cevherleşmeleri oluşturan metallerin kökeninin belirlenmesi amaçlanmıştır.

1.2 Literatür Özeti

Bölgede yapılan ilk çalışmalar (Yenigün, 1978; 1980; Anıl, 1979; Öngen, 1982) saha ağırlıklı olup bölgedeki cevherleşmelerin yan kayaçlarla olan ilişkisine ışık tutacak niteliktedir. Daha güncel önceki çalışmalarda (Orgün ve diğer., 2005), cevher petrografisi ve jeokimyası, alterasyon ve sıvı kapanım çalışmaları ve kükürt izotopları ile cevherleşmenin temel özelliklerini ortaya koyarak kökensel bir yaklaşımda bulunmaya çalışılmıştır. Bozkaya, yaptığı sıvı kapanım ağırlıklı (2008) ve Pb ve S izotop jeokimyası (2011) çalışmalarında köken ve yaş ile ilgili yaklaşımlarda bulunmaktadır.

Genellikle mafik hornfels türü kayaçların izlendiği kontak metasomatizma zonunda, metamorfizma derecesi albit-epidot hornfels fasiyesinden hornblend hornfels fasiyesine kadar çıkmaktadır. Hornfels zonu içerisinde albit-epidot hornfels, pelitik hornfels, biyotit-kordiyerit hornfels, diopsit hornfels, kalksilikat hornfels ve bantlı hornfels türü kayaçlar belirlenmiştir (Aysal, 2005; Aysal, Öngen ve Hanilçı, 2006). Önceki çalışmalarda (Yenigün, 1978; 1980; Öngen, 1982) bölgedeki plütonların kontaklarında gelişen kontak metasomatizma ve skarn zonlarından söz edilmektedir. Çalışma alanında MTA'nın ağırlıklı olarak 1970 yıllarında yaptığı projelerde saptanmış granitoid stoklardan uzakta damar tipi cevher oluşumları vardır. Bu cevherleşmeler dönemin literatürü ve teknik olanakları çerçevesinde incelenip yorumlanmıştır. Bu cevherleşmelerden en önemlisi halen işletilmekte olan Arapuçandere cevherleşmesidir. Bölgede maden yataklarına yönelik çalışmalar, aktif olarak işletilen tek yatak olan Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au yatağı üzerinde yoğunlaşmıştır.

Arapuçandere cevherleşmesi üzerindeki ayrıntılı ilk çalışmalar MTA'nın bölgedeki projeleri kapsamında gerçekleştirilmiştir. Yücelay (1971), cevherleşmenin hidrotermal damar tipi bir cevherleşme olduğunu ve Senozoyik volkanizması ile ilişkili olduğunu belirtmektedir. Cevherli fay ve damarlardan çıkarılan kontur ve stereografik iz düşüm diyagramı K74D/48GD ve K82D/90 yönlerini vermiştir. Sahadaki toplam mümkün rezerv 84.000 ton cevher olarak bulunmuştur. Arapuçandere'de görülen cevherleşmelerin bir ön konsantrasyon geçirdiğini ilk kez Anıl (1979) ileri sürmüş ve gerek diyabazik kayalar gerekse detritik seri içinde kurşun ve çinko potansiyelinin bulunduğunu belirtmiştir. Maden çevresinde yüzeyleyen ve özellikle galen açısından zengin damarların yan kayacı durumundaki arkozik seri (Hodul birimi) içinde 163 ppm Pb, 41 ppm Zn ve 25 ppm Cu bulunması bu fikri güçlendirmiştir. Ayrıca 20 adet diyabaz örneğinde 288 ppm ortalama Zn tenörünün bulunması (4x Klark), diyabazların da Zn için bir ön kaynak olabileceğini düşündürmektedir. Araştırmacıya göre, Senozoyik volkanizması bu cevherleşmelerin oluşumunda bir rol oynamamıştır. Arkoz ve kumtaşı gibi detritik özellikteki kayalar içinde zaten az çok mevcut olan Pb-Zn-Cu gibi ağır metaller asidik sokulumların yerleşmesi sırasında hareketlenerek, granitik ve granodiyoritik magmaya bağlı sülfürlü çözeltilerle birleşerek kırık ve çatlaklarda yataklanmışlardır (Anıl, 1984).

Orgün ve diğer. (2005), cevherleşmelerin parajenezini ortaya koyarak, gümüşün tetraedrite bağlı olduğunu ve parajenezde bismutinitin yer aldığını belirtmişlerdir. Kökene yönelik olarak galen ve pirit minerallerinden yapılan kükürt izotop analizleri (13 adet) sonucu, magmatik kökeni gösteren dar bir kükürt izotop aralığı (-1,2 ile -5,2 ‰ $\delta^{34}\text{S}$) saptanmıştır. Araştırmacılar, 4 adet kuvars ve 8 adet sfalerit örneğinden hazırlanmış kesitler üzerinde yaptıkları çalışmalarda, sıvıların tuzluluğunun 20 wt. % NaCl tuzluluğa yakın değerlerde olduğunu ve homojenleşme sıcaklıklarının 223 ile 486 °C arasında değiştiğini belirtmişlerdir. Orgün ve diğer. (2005), cevherleşmenin epijenetik ve subvolkanik ortamda magmatik ve meteorik sıvıların karışımı sonucu oluştuğunu belirtmektedir. Magmatik sıvıların kökeni olarak ise Arapuçandere cevherleşmesinin GB'ında yüzlek veren Nevruz-Çakıroba sokulumunun porfiritik dokulu uzantıları gösterilmiştir.

Bozkaya ve diğ. (2008), sfalerit içinde ayırtladığı birincil kuvars ve kalsit kristalleri içinde gözlenen birincil ve ikincil kapanımlar üzerinde sıvı kapanım çalışmaları yapmıştır. Tuzluluk hesaplamaları sonucu, sfaleritlerdeki birincil kapanımlardan ortalama 18,3 wt. % NaCl tuzluluk değeri, kuvarslardaki birincil kapanımlardan ortalama 25,3 wt. % NaCl tuzluluk ve kalsitlerdeki birincil kapanımlardan da ortalama 27,1 wt. % NaCl tuzluluk değerleri elde etmiştir. Kuvarslardaki ikincil kapanımlardan ortalama 2,1 wt. % NaCl tuzluluk değeri ve kalsitlerdeki ikincil kapanımlardan ortalama 22,7 wt. % NaCl tuzluluk değerleri hesaplamıştır. Bu veriler ışığında, ilk evrede geliştiğini düşündüğü sülfid cevherleşmesi sırasında sıcaklığın yüksek ve tuzluluğun düşük olduğunu saptamıştır. Buna karşın, daha sonra geliştiği düşünülen kuvars kristallenme evresinde sıcaklığın düştüğü fakat tuzluluğun arttığını belirtmiştir. En son evrede geliştiğini belirttiği kalsit kristallenme aşamasına doğru ise hem tuzlulukta hem de sıcaklıkta düşme olduğu sonucuna varmıştır. Aynı çalışmada, granitik stokların sokulumunun cevherleşme sonrasında gerçekleştiğini ve dolayısı ile cevher getiren hidrotermal çözeltilerle bir ilişkisi olmadığını savunmaktadır.

Aynı araştırmacı, Arapuçandere’de yaptığı kükürt ve kurşun izotoplarını konu alan çalışmada (Bozkaya, 2011) galenlerde -5,9 ila -1,9 ‰, sfaleritlerde -5,5 ila -1,7 ‰, kalkopiritlerde -3,5 ila 1,0 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ değerlerini elde ederek kükürt için magmatik kökeni göstermiştir. Diğer yandan, cevher damarlarından derlenen galen örneklerinde yapılan kurşun izotop analizlerinde 18,749 ila 18,783 arasında $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15,677 ila 15,713 arasında $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve 38,895 ila 38,992 arasında $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri elde edilmiştir. Hesaplanan model Pb izotop yaşları 114 ila 63 My aralığını işaret etmektedir. Araştırmacıya göre, hesaplanan bu yaş aralığı kurşunun Erken Kretase-Paleosen yaşlı rezervuar kayalardan kaynaklandığını ortaya koymaktadır. Araştırmacı, cevherleşmenin maden sahasına kuş uçuşu yaklaşık 1 km mesafede olan Soğucak stoğu ile kökensel bir ilişkisi bulunmadığını savunmaktadır. Gerek işletmenin yeraltından stoğa doğru devam etmesi gerekse stoğun etrafında geniş bir skarn zonunun yer alması nedeniyle bu mesafe yüzeyde gözlemlendiğinden de kısadır. Ayrıca, araştırmacının sıvı kapanımlardan ölçtüğü 400 °C’yi aşan homojenleşme sıcaklıkları

(Bozkaya ve diğ er., 2008) için de yakınlarda bir ısı kaynağ ının bulunması gerekmektedir.

Daha sonraki yıllarda, Bozkaya ve Banks (2015), sıvı kapanımı üzerinde ezme-liç (crush-leach) ve LA-ICP-MS yöntemleri ile yatağ ın cevher oluş um özelliklerini belirlemeye çalışmış ve aynı H-O izotop (Bozkaya ve diğ er., 2008) ve S izotop (Bozkaya, 2011) değ erlerini yeniden değ erlendirmiştir. Bu çalış manın dikkat ç eken sonuçları ise kükürtün Triyas metakırıntılı ve metabazik kayalar yerine Senozoyik magmatizmasından türetilmiş olması, cevherleşmeye neden olan hidrotermal akışkanın meteorik su ile magmatik su karışımı bir karakter göstermesi ve cevher metallerinin çökmesi kaynama ve parlama (flashing) ile ilişkili olmasıdır. Yiğ it (2012), Biga Yarımadası metalojenezi üzerine yaptığı çalışmada Arapuçandere cevherleşmesinin epitermal yatak sınıflaması içinde ortaç sülfidasyon alt koluna dahil olabileceğini belirtmiştir. Araştırmacı, ayrıca Arapuçandere yatağ ının kökenini saptamaya yönelik jeokimyasal bir çalışmanın henüz yapılmadığını belirtir. Farklı konulardaki kapsamlı literatür ilerleyen bölümlerde verilmektedir.

Son olarak, Akıska (2020) Alandere cevherleşmesine ait minerallerden mineral kimyası çalışmaları gerçekleştirmiştir. Araştırmacıya göre, Alandere'yi plüton sokulumundan uzakta manto- ve baca-tipi bir cevherleşme olarak tanımlamış ve cevherleşmenin karbonat iç erikli kayalarla teması olmayan ve muhtemelen daha sığ derinliklerde dayk ve sil gibi sokulumlardan türeyen akışkanlar ile meydana geldiğini belirtmiştir. Ayrıca, yan kayacın özelliklerinden ve andradit-hedenberjit iç erikli alterasyon minerallerinden dolayı cevherleşmelerin indirgen koşullar altında oluştuğunu ortaya koymuştur.

1.3 Gereç ve Yöntem

1.3.1 Saha Çalışmaları

Saha çalış malarında, MTA tarafından saptanan cevherleşmelerin bir bölümü bulunmuş ve içlerinden bazıları bu tezin amacına yönelik olarak ö rneklenmiştir.

Seçilen cevherleşmelere ait, yataklanma, yapı-doku ve yerleşim şekli, mineral ve alterasyon zonlanmalarını yansıtan tip kesitler ve detay jeolojik plan ve krokiler yapılmıştır.

İşletilmekte olan Arapuçandere yatağına ait farklı katlarda IV. ve V. damarlarından detaylı örneklemeler yapılmış, bu damarları karşılaştırmak için aktif olarak işletilmeyen I. ve II. damarlar da yüzeyde örneklenmiştir.

Cevherleşme alanlarının cevher-yan kayaç ilişkisinin ortaya konulması, jeokimyası ve petrografik çalışmaları yapabilmek amacıyla da örneklemeler yapılmıştır. Ayrıca tüm birimlerden petrografik ve jeokimyasal çalışma amaçlı numuneler de alınmıştır.

Arazide yapılan gözlemler ve elde edilen veriler-bulgular ışığında çalışma alanında yüzeyleyen birimlerin yayılımlarını, birbirleriyle olan dokanak ilişkilerini gösteren ve bölgedeki tüm yapısal unsurları içeren daha önce yapılmış olan 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası revize edilmiştir.

Sofular Köyü'nün doğusunda yer alan Sofular sokulumu bu çalışma kapsamında ayrıntılı incelenmiş olup, sokulumun ve kontak zonun dokanak sınırları çizilmiştir. Özellikle, Karaköy sokulumu ve Taztepe'de yer alan alterasyon zonu ilk kez bu çalışma kapsamında incelenmiştir.

Çalışma alanında büyük öneme sahip Soğucak, Karaköy sokulumları ve Taztepe alterasyon zonu üzerinde yoğun arazi çalışmaları ve sık örnek alımları gerçekleştirilmiştir. Bölgelere ait örnekler üzerinde mineralojik-petrografik incelemeler XRD alışmaları ile desteklenerek detay alterasyon haritaları oluşturulmuştur.

Çalışma alanında bulunan diğer önemli bölgelerden Nevruz ve Çakıroba sokulumları ve kontak zonlarına ait dokanak ilişkileri kontrol edilip, örnek alımları da gerçekleştirilerek revize edilmiştir.

1.3.2 Mineraloji, Petrografi, Mineral Kimyası ve XRD Çalışmaları

Mineralojik-petrografik çalışmalar Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde bulunan laboratuvarlarda yürütülmüştür. Örneklere ait ince kesitler İnce Kesit ve Gemoloji Laboratuvarı'nda ve parlak kesitler Sıvı Kapanım ve Cevher Mikroskopisi/Petrografisi Laboratuvarı'nda hazırlanmıştır. Bu kapsamda, saha çalışmaları esnasında toplanan örneklerden ince ve parlak kesitler hazırlanarak yan kayaçların ve cevherleşmelerin mineralojik-petrografik özellikleri saptanmıştır.

İnce ve parlak kesitler üzerinde yapılan mineralojik-petrografik çalışmaları takiben başlıca yan kayaçtaki ve skarn alterasyon zonlarındaki silikat mineralleri üzerinde ve seçilen cevherli zonlarda saptanan sülfid, gümüş sülfotuzu, gümüşçe zengin fahlerz grubu mineraller, demir-kobalt sülfarsenidleri ve altın mineralleri üzerinde elektron mikroprob yöntemi (EPMA) ile mineral kimyası çalışmaları Münih Ludwig Maximilian Üniversitesi (LMU) EPMA laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda, dalga boyu dağılım spektrometresi (WDS) ile donatılmış Cameca SX100 elektron-prob mikroanalizörü kullanılarak mineraller üzerinde hatlar boyunca tarama ve nokta analizleri yapılmıştır. Minerallerin analizi 15 kV'luk bir hızlanma voltajı, 1 µm'lik ışın huzmesi çapında 20 nA'lık ışın akımı ile yapılmıştır. Her bir pik için sayım süresi, sülfidler ve sülfosaltlardaki farklı elementler için 10 ila 100 saniye olarak ayarlanmıştır. Analitik hata, ölçümlerin tekrarlanması ile doğrulanmış olup, ana ve eser elementler için nispeten % 1'den daha düşük ölçülmüştür.

Alterasyon zonlarına ait örneklerin kil içerikleri ve tanımlanması Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki X-ışınları laboratuvarında Rigaku marka MiniFlex 600 model X-Işını kırınımı (XRD) cihazı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Difraktometre çekimleri, CuK α radyasyon ($\lambda=1.54059$ Å) ve Ni filtre kullanılarak tarama hızı 2°/dk olacak şekilde, 33 kV voltaj ve 15 mA akım şartlarında yapılmıştır. Analiz öncesinde örneklerin kil tane boyu içeriği ayrılıp, 3 farklı fazda (normal oda koşullarında, 60°C'de etilen glikole doyurulmuş ve 550°C'de pişirilmiş) çekimi $2\theta=2-40^\circ$ aralığında yapılmıştır. Elde edilen desenlere (pattern) göre örneklerin mineralojik içeriği yarı-kantitatif olarak analiz edilmiştir.

1.3.3 Kayaç ve Cevher Jeokimyası Çalışmaları

Çalışma sahasında yer alan granitoidlerin, altere ve cevherli zonların jeokimyasal analizleri ALS Minerals Ltd. (Türkiye/Kanada) laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Granitoidlere ait major oksitler için X-ışını Floresans-XRF (Analiz kodu: ME-XRF26) analiz yöntemi kullanılmıştır. İz ve nadir toprak elementler için ICP-MS ve ICP-AES analiz yöntemleri kullanılmıştır. Bu iki yöntemi uygulamak için 3 farklı parçalama işlemi uygulanmıştır: (1) Dayanıklı elementler için lityum borat füzyonu (Analiz kodu: ME-MS81), (2) baz metaller için dört asitli parçalama (Analiz kodu: ME-4ACD81) ve (3) uçucu elementler için kral suyunda parçalama (Analiz Kodu: ME-MS42). Cevher tenörlerini tespit etmek için ME-OG46 (Cu, Pb, Zn, Fe, Al, Ca, Ag) kodlu ICP-AES yöntemi uygulanmıştır. Bu analize ait deteksiyon limitleri Cu, Pb ve Zn için %0,001, Fe, Al ve Ca için %0,01 ve Ag için 1 ppm'dir. İz ve nadir toprak elementleri için ME-MS41 (Mg, Na, S, K, Ti, As, Cd, Co, Mn, Mo, Bi, Be, B, Hg, Li, Ni, P, Sb, Ge, Sc, Se, Re, In, Te, Tl ve W) ve ME-MS81 (Zr, Sn, Sr, Ta, U, V, Ba, Rb, Cs, Cr, Ga, Hf, Nb, Y, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb ve Lu) kodlu ICP-MS yöntemleri kullanılmıştır. Bu analizlere ait deteksiyon limitleri Mg, Na, S, K için %0,01, Ti için %0,005, B, P, Cr için 10 ppm, V, Mn için 5 ppm, Zr için 2 ppm, Sn için 1 ppm, Ba, Y, La, Ce için 0,5 ppm, Ni, Se, Rb, Hf, Nb, Pr için 0,2 ppm, As, Co, Li, Sc, Sr, Ta, Cs, Ga, Nd, Ho için 0,1 ppm, Mo, Be, Sb, Ge, W, U, Gd, Dy için 0,05 ppm, Sm, Eu, Er, Yb için 0,03 ppm, Tl için 0,02 ppm, Cd, Bi, Hg, Te, Tb, Tm, Lu için 0,01 ppm, In için 0,005 ppm ve Re için 0,001 ppm'dir. Altere ve cevherli örneklerin altın içerikleri için 50 gr temsili örnek ağırlığına sahip numune üzerinde ve 0,005 ppm deteksiyon limitine sahip AAS analiz yöntemi (Analiz kodu: Au-AA24) ile belirlenmiştir.

1.3.4 Sıvı Kapanım ve Raman Çalışmaları

Mikrotermometrik ölçümler Leica DM LP mikroskop (50x büyötmeye kadar) üzerine monte edilmiş Linkam THMSG600 model ısıtma/soğutma tablası kullanılarak Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde gerçekleştirilmiştir. Sıvı kapanım çalışmaları için her iki yüzü parlatılmış ve yaklaşık olarak 100 µm

kalınlıklara sahip kesitler hazırlanmıştır. Isıtma ve soğutma sıcaklıkları 600 ile -196 °C arasında değişmektedir. Tablanın hassasiyeti, ısıtma için $\pm 0,2$ °C ve soğutma için $\pm 0,1$ °C olarak elektronik kalibrasyonlar ile tespit edilmiştir. Mikrotermometrik ölçümler esnasında yüksek yakın-kızılötesi (NIR) hassasiyetli Hamamatsu tipi C11440-22CU kamera ile donatılmış bir mikroskop kullanılmıştır.

Sıvı kapanım çalışmalarının ikinci bölümünü kapanlanmış sıvı faz veya fazların bileşiminin saptanması oluşturmaktadır. Kapanımlara ait sıvı ve gaz fazların analizleri XploRa Horiba scientific marka raman spektroskopisi kullanarak Münih Ludwig Maximilian Üniversitesi (LMU) Mineraloji Müzesi laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Ölçümler esnasında, cihazın x100LWD objektifi ile gözlem ve analiz yapılmıştır.

1.3.5 Yaş Tayinleri (U-Pb ve Re-Os)

Granitoid sokulumlarının yaşları, Türkiye'deki granitoid kayalarda son yıllarda uygulanmaya başlanan in-situ (ince kesit üzerinde) iyon mikroprob zirkon jeokronolojisi metoduyla yapılmıştır. Bu yöntem, Teksas Üniversitesi ve Kaliforniya Üniversitesi (Amerika) laboratuvarlarında Prof. Dr. Elizabeth J. Catlos tarafından gerçekleştirilmiştir. Granitoid sokulumlardan hazırlanan ince kesitlerde saptanan zirkon tanelerinin bulunduğu mineral toplulukları küçük bloklar halinde kesilip, bu bloklar özel camlara yapıştırılarak aşındırma ve parlatma aşamalarından geçirilmiştir. Yüksek duyarlılık/yüksek çözünürlüğe sahip CAMECA ims1270 iyon mikroprob yöntemi ile zirkon yaş ölçümleri gerçekleştirilmiştir.

Re-Os yaş tayini metodu, özellikle Mo içeren hidrotermal maden yataklarının yaş tayini için kullanılabilen bir yöntem olarak öne çıkmaktadır. Bu metod, çok düşük bir hata payı ile molibdenitten direkt olarak yaş tayini yapmamıza olanak sağlamaktadır (Stein, Markey, Morgan, Hannah ve Schersten, 2001). Molibdenitin metamorfizmanın granulit fasiyesindeki koşullara kadar duraylı kalabilmesinden dolayı, molibdenitten yapılan Re-Os yaş tayinleri oldukça güvenilir yaşlar vermektedir (Stein, Sundblad, Markey, Morgan ve Motuza, 1998; Raith ve Stein, 2000).

Molibdenitten Re-Os yaşlandırması Dr. David Selby tarafından Durham Üniversitesi (İngiltere) laboratuvarında gerçekleştirilmiştir. Çalışma alanında yer alan Soğucak ve Sofular sokulumu içindeki cevherleşmeye ait molibdenitten elde edilen yaşlar, bu mineralin sistem içinde olduğu kristallenme yaşını başarılı bir şekilde vermiştir.

Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesinden hazırlanan 6 adet pirit seti Re-Os yaş tayini için Dr. David Selby'e gönderilmiştir. Ancak, piritlerden elde edilen çok düşük Re ve Os değerlerinden dolayı yaş verisi elde edilememiştir.

1.3.6 Kökene Yönelik İzotopik Çalışmalar (Sr, Nd, Pb, O, H, S, Fe, Cu)

Yenice ilçesinin kuzeyindeki magmatik kayalardan toplam 16 adet ve porfiri, skarn ve epitermal cevherleşmelerden ise toplam 27 adet $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop karakterizasyon çalışmaları Southampton Üniversitesi, Okyanus ve Yer Bilimleri Bölümü'ne ait laboratuvarlarda gerçekleştirilmiştir. Örnekler analiz öncesinde, Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'ndeki Sıvı kapanım ve Örnek hazırlama laboratuvarlarında analize yönelik öğütme ve mineral ayıklama işlemlerine tabi tutulmuştur. Toplam 44 adet örnek üzerinde sırasıyla 6M HCl ve SB HF ile çözünme işlemleri ve ardından 3% HNO_3 ve 1M HBr kullanılarak iki aşamalı kolon yöntemleri uygulanarak, her bir örnek için Sr-Nd elementleri ayrıştırılmıştır. İzotopik bileşimleri belirlemek için VG Sector 54 termal iyonizasyon kütle spektrometresi ve MC-ICP-MS (Neptune) cihazı kullanılmıştır. Kayaların ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranlarını hesaplamak için temel radyoaktif bozuşma denklemi $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) (e^{\lambda(Rb)t} - 1)$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)} = ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) (e^{\lambda(Sm)t} - 1)$ şeklinde düzenlenerek hesaplanmıştır (Faure, 1986). Denklemdaki λ radyoaktif bozuşma sabiti olup, Rb için $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$ (Steiger ve Jäger, 1977) ve Sm için $\lambda_{\text{Sm}} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$ (Lugmair ve Marti, 1978) değerleri esas alınmıştır. Denklemden yer alan t değeri kayaların jeolojik yaşlarına karşılık gelmektedir.

Kurşun izotopları için analitik yöntem, tüplerde HF ve HNO₃ kullanılarak numunenin çözülmesini, ardından AG1x8 anyon değişim reçinesi kullanılarak Pb ayırma ve saflaştırma ve analizler, VG Sector 54 termal iyonizasyon kütle spektrometresi ve MC-ICP-MS (Neptune) kullanılarak yapılmıştır. TIMS ve MC-ICP-MS tekniklerinde, enstrümantal yanlılığı düzeltmek için çift başak (double spike) tekniğini kullanmıştır (Ishizuka, Taylor, Milton ve Nesbitt, 2003). Analitik sonuçları kalibre etmek için NBS-981 standardı kullanılmıştır.

Yenice yöresindeki cevherleşmelere ve alterasyon zonlarına ait 25 adet kil ve kuvars minerallerinin oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri belirlenmiştir. Örneklerin oksijen ve hidrojen izotopik bileşimleri Queen's Üniversitesi (Kanada) İzotop Araştırma laboratuvarlarında saptanmıştır. Hidrojen izotop analizleri için örnekler ilk olarak gümüş kapsüller içinde tartılmıştır. Ardından, kırılmış numune 100 °C'de 1 saat gazdan arındırılmış ve sıfır boşluklu bir otomatik numune alıcıya yüklenmiştir. Hidrojen izotopik bileşimler, Thermo-Finnigan DeltaPlus XP Sürekli-Akış İzotop Oranlı Kütle Spektrometresine (CF-IRMS) bağlı Thermo-Finnigan termo-yanma element analizörü (TC/EA) kullanılarak ölçülmüştür. $\delta^2\text{H}$ değerleri, Viyana Standart Ortalama Okyanus Suyuna (VSMOW) göre permil (‰) cinsinden delta (δ) gösterimi kullanılarak 3 ‰ hassasiyetle rapor edilmiştir. Oksijen, Clayton ve Mayeda (1963)'ün BrF₅ prosedürüne göre 550-600 °C'de 5 mg numune ölçülmüş ve ikili giriş yoluyla Thermo-Finnigan DeltaPlus XP İzotop Oranlı Kütle Spektrometresi (IRMS) ile analiz edilmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, Viyana Standart Ortalama Okyanus Suyuna (VSMOW) göre permil (‰) cinsinden delta (δ) gösterimi kullanılarak 0,5 ‰ hassasiyetle rapor edilmiştir.

Yenice yöresindeki cevherleşmelerden ayıklanan 25 adet mineral tanesinin kükürt izotop bileşimleri belirlenmiştir. Kükürt izotopik bileşimleri Queen's Üniversitesi (Kanada) İzotop Araştırma laboratuvarlarında bir Costech ECS 4010 element analiz cihazına bağlı Finnigan MAT 253 marka kararlı izotop oranı kütle spektrometre sistemi kullanılarak saptanmıştır. Kükürt izotop analizleri için örnekler ilk olarak kalay kapsüller içinde tartılmıştır. Ardından, devamlı bir akış cihazı kullanarak sülfürün Cu₂O ile reaksiyona girmesi sonucu sülfidler içindeki kükürtler SO₂'ye

dönüştürülmüştür. Son olarak, kütle spektrometresi kullanılarak S izotop oranları ölçülmüştür. $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, örnekteki $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ oranlarının Viyana Kanyonu Diablo Troilite (VCDT) uluslararası standardına göre normalize edilmesiyle hesaplanmıştır. Değerler mil başına (‰) birim cinsinden delta (δ) gösterimi kullanılarak rapor edilmiş ve mil başına $\pm 0,2$ ($\pm 2\sigma$) olarak tekrarlanmıştır.

Yenice yöresindeki cevherleşmelerden 13 adet pirit ve kalkopirit Fe ve Cu izotop oranları için analiz edilmiştir. Kalkopirit ve piritin Cu ve Fe izotopik bileşimlerinin saflaştırılması ve saptanması Queen's Üniversitesi (Kanada) İzotop Araştırma laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir. Ölçüm öncesi, Fe ve Cu ayrımı için Kidder ve diğer. (2020) tarafından geliştirilmiş örnek hazırlama, parçalama ve kimyasal ayırma protokolleri izlenenerek (saflaştırma işlemi yapılmadan) tüm örnekler numuneler üzerinde kromatografik bir yöntem uygulanmıştır. Enstrümental ve analitik prosedürle ilgili ayrıntılar Kidder ve diğer. (2020)'de verilmiştir. Demir ve bakır izotop ölçümleri, Thermo Finnigan NeptuneTM Serisi Çoklu toplayıcı endüktif eşleştirilmiş plazma kütle spektrometrisi (MC-ICP-MS) kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Ölçümlerin aletsel kütle sapma düzeltme faktörlerinde, Fe için IRMM-014 (Taylor, Maeck ve De Bièvre, 1992) ve Cu için ERM-AE633 (Moeller, Schoenberg, Pedersen, Weiss ve Dong, 2012) referans materyalleri kullanılmıştır. Standart varyasyonlarındaki 2σ hatası $\delta^{65}\text{Cu}$ için $\pm 0,17$ ‰, $\delta^{57}\text{Fe}$ için $\pm 0,12$ ‰ ve $\delta^{56}\text{Fe}$ için $\pm 0,06$ ‰ olarak ölçülmüştür.

BÖLÜM İKİ

İNCELEME ALANIN JEOLojİSİ

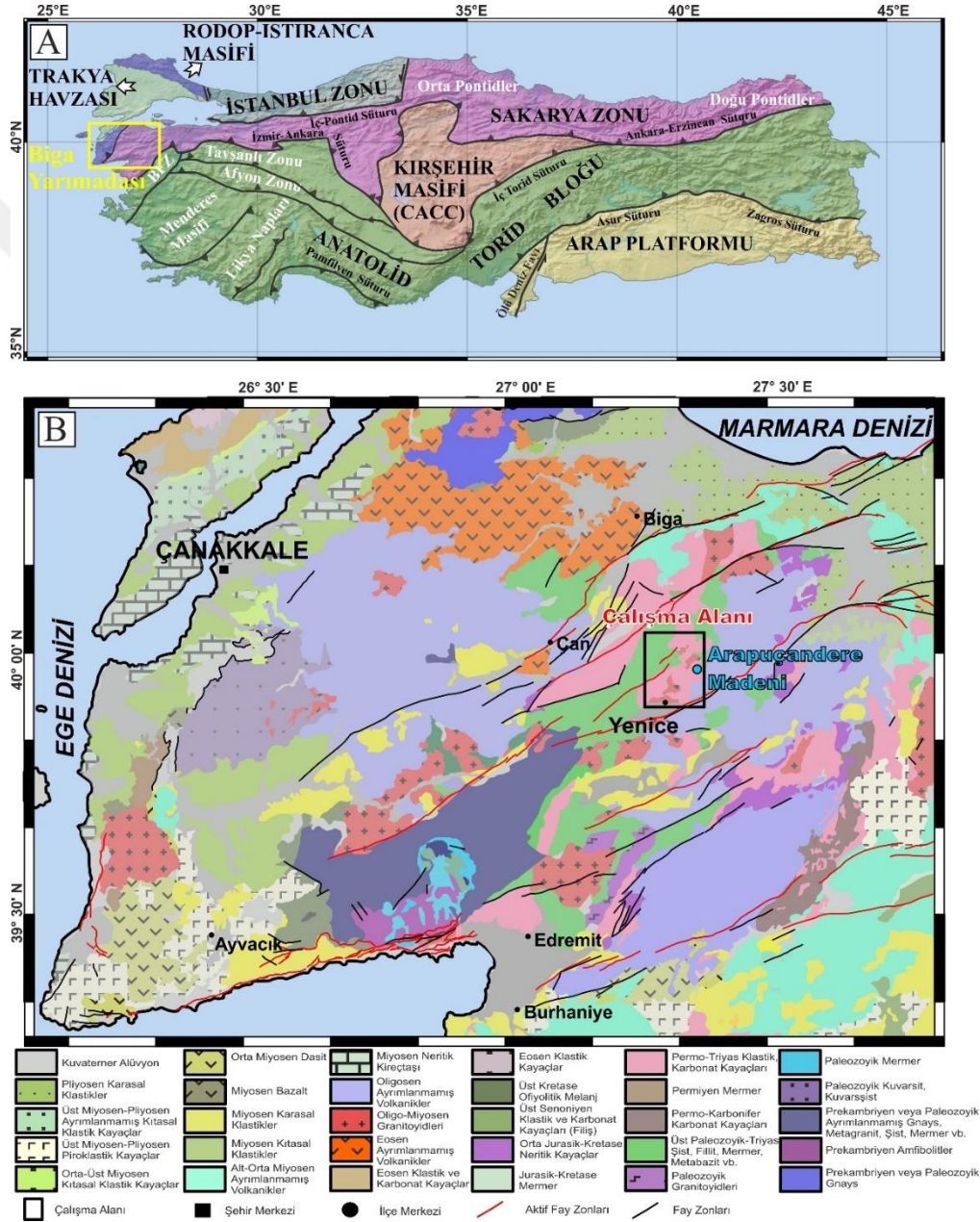
2.1 Bölgesel Jeoloji

Türkiye, Geç Paleozoyik'te Tetis okyanus havzasının kapanması sonucu birleşen Gondvana ve Lavrasya süper kıtalarına ait kıtasal parçalar içermektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör, Satır ve Akkök, 1984). Tetis okyanuslarının tüketimleri esnasında meydana gelen “Senozoyik öncesi birleşme” ve “Senozoyik kabuksal genişlemesi” Biga yarımadasını şekillendiren iki ana jeodinamik mekanizmadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve diğer., 1996; Bozkurt, 2001; Richards, 2015). Gondvana ve Lavrasya'ya ait birkaç kıta parçasının birleşmesi, Geç Triyas-Erken Jura'da Paleotetis'in kapanması ve Permiyen-Erken Triyas'ta Neotetis okyanusunun açılması sırasında başlamıştır (Stampfli ve Borel, 2004; Moix ve diğer., 2008). İzmir-Ankara-Erzincan suture zone (İAESZ, Brinkmann, 1966), Neotetis'in kuzey kolunun Geç Mezozoyik'te Lavrasya yığılma kenarının altına doğru dalması ve Geç Kretase-Eosen'de Gondvana'nın Anatolidleri ile Lavrasya'nın Pontidleri arasındaki kıtasal çarpışması sonucu gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Geç Kretase'de Vardar ve İzmir-Ankara-Erzincan okyanuslarının yitimi takiben (Georgiev, von Quadt, Heinrich, Peytcheva ve Marchev, 2012; Gülmez ve diğer., 2016), Orta Eosen'de bölgede eşzamanlı ve çarpışma sonrası magmatik kuşaklar gelişmiştir (Altunkaynak ve diğer., 2012a; Ersoy ve Palmer, 2013; Aysal, 2015; Ersoy ve diğer., 2017a, 2017b). İzmir-Ankara-Erzincan suture zone (Şekil 2.1A), güneyde Sakarya Zonu'nu Anatolid-Torid Platformundan, kuzeyde ise İç-Pontid suture zone Sakarya zonunu İstanbul zonundan tektonik olarak ayırmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve diğer., 1996). Bu çalışmaya konu olan Yenice yöresi, Biga Yarımadası'nın doğusunda Sakarya zonunda yer almaktadır (Şekil 2.1A-B).

2.1.1 Metamorfik Temel Kayaçlar

Biga Yarımadası'ndaki Sakarya zonunun Senozoyik öncesi temeli, Bingöl, Akyürek ve Korkmazer (1975) tarafından “Kazdağ Grubu” olarak adlandırılmış

Paleo-Triyas yaşıli metamorfik kayalardan oluşmaktadır. Orta basınc amfibolit ve yeşil şişt fasiyesinde metamorfizma geçiren Kazdağ Grubu Metamorfitleri, başlica mermer-amfibolit şişt ardalanması ile başlar ve bu alt birimin üzerine tektonik dokanaklı olarak metadnit, metapiroksenit, serpantinit ve bantlı gabro-amfibolitlerinden oluşan metaofiyolitik kayalar yerleşir (Bingöl, 1968; Bingöl ve diğeri., 1975; Okay, Siyako ve Bürkan, 1990; Okay ve Satır, 2000).



şekil 2.1 A) Ana suture ve kıtasal blokları gösteren Türkiye tektonik zon haritası (Okay ve Tüysüz, 1999'dan değıştirilerek). B) Biga Yarımadası'nın basitleştirilmiş jeolojik haritası (Emre ve diğeri., 2013 ve Akbaş ve diğeri., 2017'den değıştirilerek)

Temeli gözlenmeyen Kazdağ Grubu Metamorfikleri 50 km uzunlukta ve KD-GB doğrultuludur (Okay ve diğer., 1990). Duru, Pehlivan, Okay, Şentürk ve Kar (2012), Kazdağ Grubu Metamorfikleri'ni alttan üstte doğru Fındıklı ve Tozlu formasyonları, Sarıkız mermeri ve Sütüven Formasyonu olarak dört bölüme ayırmıştır. Kazdağ Grubu Metamorfikleri'nin en son metamorfizma yaşı Geç Oligosen-Erken Miyosen olarak tespit edilmiştir (Okay ve Satır, 2000). Kazdağ Metamorfikleri, Erken Eosen'den itibaren KD yönlü bölgesel genleşme sonucu yüzeylemeye başlamış ve metamorfik çekirdek kompleksi olarak Miyosen ve sonrasında gelişen sıyrılma ve yanal atımlı faylar ile dom şeklinde yükselerek günümüzdeki konumuna gelmiştir (Beccaletto ve Steiner, 2005; Cavazza, Okay ve Zattin, 2009; Duru ve diğer., 2012).

Biga Yarımadası'nın diğer temel kayaçlarından "Çamlıca Metamorfikleri" Ezine-Karabiga arasında geniş alanlar kaplamaktadır (Okay ve diğer., 1990; Ercan ve diğer., 1995; 1998; Okay ve Satır, 2000). Çamlıca Metamorfikleri Andıktaş Formasyonu, Dedetepe Formasyonu ve Salihler Formasyonu olmak üzere alttan üste doğru üç formasyona ayrılmaktadır (Şengün, Yiğitbaş ve Tunç, 2010). Bu metamorfikler büyük oranda kuvars-mika şistlerden ve daha az oranda şistler ile ardalanmalı olarak kalkışit, mermer, kuvarsit ve metabazitlerden oluşmaktadır. Kuvars-mika şistlerden yapılan fengit Rb\Sr izotop analizleri sonucunda 65 ile 69 My yaşlar elde edilmiştir (Okay ve Satır, 2000). Duru ve diğer. (2012) ise Çamlıca Metamorfikleri'nin ilksel yaşının Kretase ve/veya Kretase öncesi olduğunu öne sürmüştür.

Kazdağ Grubu Metamorfikleri'nden olan gnaysların üzerinde düşük açılı bir normal fay ile uyumsuz olarak Karakaya Kompleksi yer almaktadır. Bu birim güneydoğuda ise Çamlıca Metamorfikleri ile düşey bir tektonik hat boyunca dokanaklıdır (Okay ve diğer., 1990).

2.1.2 Karakaya Kompleksi

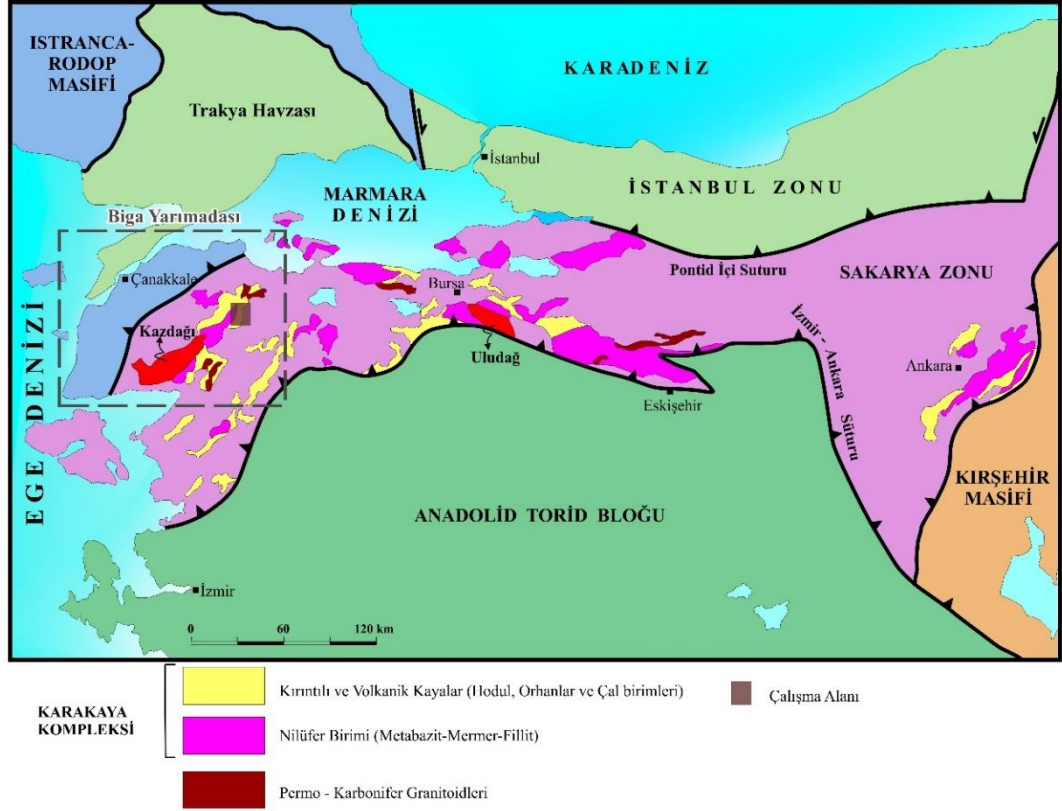
Karakaya Kompleksi kuvvetli deformasyon ve kısmen metamorfizma geçirmiş Permien-Triyas orojenik serilerinden ve Paleotetis dalma-batma ile yığılma birimlerinden meydana gelmektedir (Tekeli, 1981). Kompleks, Türkiye'nin kuzeyinde

Sakarya Zonu boyunca geniş yüzlekler vermekte ve az derecede deforme olmuş Jura-Kretase yaşlı kırıntılı ve karbonatlı kayaçlar tarafından uyumsuzlukla örtülür (Bingöl ve diğer., 1975). Karakaya Kompleksi'nin metamorfik birimleri, ileri derecede deforme olmuş, metamorfik olmayan kırıntılı ve volkanik seriler tarafından üzerlenir. Bu iki farklı seri arasında dokanak yer yer uyumsuz, yer yer tektonik dokanak niteliğindedir. Bu nedenle, Okay ve diğer. (1990) kompleksi tektonostratigrafik birimler olarak incelemiştir. Okay ve Göncüoğlu (2004) tarafından ise Karakaya Kompleksi "Alt ve Üst" olmak üzere iki bölüme ayrılmıştır.

2.1.1.1 Alt Karakaya Kompleksi

Sakarya Zonu boyunca yüzlekleri gözlenen Alt Karakaya Kompleksi, çeşitli bölgelerde farklı isimler verilerek haritalanmıştır. Nilüfer birimi olarak adlandırılan Alt Karakaya Kompleksi (Okay, Siyako ve Bürkan, 1991), yüksek derecede deforme fillit, mermer ve yer yer metabazit ara katkıları içeren bölüme karşılık gelmektedir (Şekil 2.2). Bu üç litoloji, Alt Karakaya Kompleksi'nin %90'ını oluşturmaktadır. Diğer kısımları ise az oranda metaçört, metagabro ve serpantinitten oluşur. Kompleks, Kretase-Eosen boyunca Alpin tektoniğinden kuvvetli bir şekilde etkilenmiş ve Üst Kretase'de Neotetis yığılma karmaşığında tektonik olarak yerini almıştır (Bozkurt, Holdsworth ve Koçyiğit, 1997; Göncüoğlu, Turhan, Şentürk, Özcan ve Uysal, 2000; Okay, Monod ve Moni, 2002). Kompleks, düşük yeşil şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış olup, bazı bölgelerde metamorfizmanın albit-epidot, amfibolit, mavişist ve eklojit fasiyeslerinde olduğu belirlenmiştir (Okay ve Monié, 1997; Göncüoğlu ve diğer., 2000). Alt Karakaya Kompleksi, Üst Karakaya Kompleksi'nin kırıntılı kayaçları tarafından üzerlenmektedir (Akyürek ve Soysal, 1983; Okay ve Siyako, 1993).

Nilüfer birimi içerisinde fosil bulunamamış olmasına rağmen, birimin tektonostratigrafik konumu göz önüne alındığında Triyas yaşlı olabileceği ileri sürülmüştür (Okay ve diğer., 1990). Birime ait karbonat düzeylerindeki nadir *Conodont* fosillerine bağlı olarak Erken-Orta Triyas birikim yaşı verilmiştir (Kaya ve Mostler, 1992; Kozur ve diğer., 2000).



Şekil 2.2 Sakarya Zonu içinde yer alan Karakaya Kompleksi'ne ait birimler (Okay ve diğer., 1990)

2.1.1.2 Üst Karakaya Kompleksi

Üst Karakaya Kompleksi, birkaç tektonostratigrafik birimden yapıldır. Yüksek deformasyon içeren bu birimlerin ayırtlanması ve eşleştirilmesi Sakarya Zonu'nun en büyük sorunudur. Buna rağmen, Üst Karakaya Kompleksi genel olarak alttan üste doğru 4 bölüme ayrılır (Okay ve Göncüoğlu, 2004):

1. Arkozik kumtaşı serileri (Hodul Birimi)
2. Egzotik kireçtaşı blokları içeren grovak (Orhanlar Grovağı)
3. Bazalt içeren olistostrom ve tane akması ile birlikte Üst Permian kireçtaşı kırıntıları içeren seri (Çal Birimi)
4. Şeyl, kıltaşı ve daha az oranda türbitidik kumtaşı serisi (Akgöl Formasyonu)

Bir tür klastik seri olan Hodul birimi (Okay ve diğer., 1990), temelde Jurasik öncesine ait şeyl ve silttaşı düzeyleri içeren arkozik kumtaşlarından oluşmakta ve serinin üst seviyelerine doğru olistostromal bir görünüm kazanarak bazalt bloklu

döküntü akması ve Karbonifer-Permien kireçtaşı bloklarına geçiş sunmaktadır (Okay ve diğer., 1991; Leven ve Okay, 1996). Biga Yarımadası'nda Havran'ın kuzeydoğusunda gözlenen Hodul birimi, Çamlık Granodiyoriti'ni uyumsuzlukla örter. Okay ve diğer. (1996) tarafından bu birime 399 My (Erken Devonien) yaşı verilmiştir. Akyürek ve Soysal (1983) tarafından, Hodul biriminin Kozak Dağı doğusunda yer alan Nilüfer birimi ile uyumlu olduğu belirtilmiştir. Birim, Kozak'ta Nilüfer birimini olası uyumsuzlukla örter.

Balya'da yapılan gözlemlerde kumtaşı-silttaşı seviyelerinde gözlenen makrofaunaya göre birimin kırıntılı matriksine Noriyen yaşı verilmiştir (Akyürek ve Soysal 1983). Birim, kumtaşı-silttaşı seviyelerindeki *Brakiyopot* ve *Sefalopot* fosilleri içeren makrofaunaya göre Orta-Geç Noriyen olarak yaşlandırılmıştır (Aygen, 1956; Okay ve diğer., 1991). Üst Karakaya Kompleksi'ne ait tüm verilere karşın, yaş benzerliği, az deforme karakteri ve litolojisi, bu serinin aynı havzada çökelmiş sedimanların bir kısmını oluşturduğu düşünülmektedir (Okay ve Göncüoğlu, 2004).

Türkiye'nin kuzeybatısındaki grovak serisi, Brinkmann (1971) ve Okay ve diğer. (1991) tarafından "Orhanlar Grovağı" olarak haritalanmıştır. Okay ve Göncüoğlu (2004)'e göre, arkozik kumtaşı serisinin yanal yöndeki fasiyesidir. Orhanlar Grovağı, Alt Karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları içerir ve Liyas (Jurasik) kumtaşları tarafından uyumsuz olarak üzerlenir. Koçyiğit (1987), Ankara bölgesinde gözlenen grovak serisinin vahşi filiş kompleksinin matriksini oluşturduğunu ve Orta-Geç Triyas yaşlı olduğunu belirtmiştir. Birim, Bursa'nın güneyinde, Alt Karakaya Kompleksi'ni uyumsuzlukla üzerlemektedir (Kaya, Özkoçak ve Lisenbee, 1989). Okay, Harris ve Kelley (1998) ise Alt Karakaya Kompleksi ile Orhanlar Grovağı arasındaki dokanağın tektonik (yapısal) olduğunu öne sürmüştür.

Çal birimi olarak adlandırılan seri (Okay ve diğer., 1991), tane ve döküntü akması, bazalt ve Üst Permien yaşlı kireçtaşı kırıntıları içeren olistostromlardan oluşmaktadır (Okay ve Göncüoğlu, 2004). Bu akma kümeleri, bazaltik lav akmaları, türbititik, pelajik kireçtaşı, şeyl, grovak ve nadir radyolaryalı çört içerir. Serinin birikim yaşı Alt Triyas olarak tespit edilmiştir (Okay ve Göncüoğlu, 2004).

Çoğu çalışmada, Karakaya Kompleksi'nden ayrı olarak söz edilen Akgöl Formasyonu, Okay ve Göncüoğlu (2004) tarafından Üst Karakaya Kompleksi'ne dahil edilmiştir. Bu formasyon, 1500 m'den fazla kalınlığa sahip şeyl, kilitaşı ve daha az oranda türbitidik kumtaşılarından oluşmakta ve radyolaryalı çamurtaşı katmalarına göre Orta Jurasik olarak yaşlandırılmıştır (Bragin, Tekin ve Özçelik, 2002).

Karakaya Kompleksi, bölgesel metamorfizma ve önemli bir deformasyon göstermeyen, Jurasik ve daha genç aktif-kıta kıyı sedimanlarından oluşan Bayırköy, Bilecik ve Vezirhan formasyonları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Şengör ve diğer., 1984; Okay ve diğer., 1990; Duru ve diğer., 2012). Biga Yarımadası'nın değişik kesimlerinde ise, tektonik ilişkili Paleozoyik ve daha yaşlı birimler benzer litolojik ve yapısal özelliklere sahip Çetmi, Kanlıoba ve Denizgören ofiyolitik melanjlari tarafından örtülmektedir (Okay ve diğer., 1990; 1996).

2.1.3 Senozoyik Volkanizması

Biga Yarımadası'nda ve çevresinde Senozoyik döneminde çok sayıda magmatik aktivite meydana gelmiştir (Şekil 2.1B). Neotetis okyanusunun dalma-batma ile kapanmasının son evreleri Geç Eosen-Erken Oligosen olarak kaydedilmiş ve genişlemeli tektonizma sonucu Geç Oligosen-Geç Miyosen'de plütonların yerleşimi ile sonuçlanmıştır (Black, Catlos, Oyman ve Demirbilek, 2013). Özellikle, Biga Yarımadası'nda (KB Anadolu), Sakarya Zonu'nda ve Rodop Masifi'nin bir kısmını kapsayan ve Balkanlar'da Sırp-Makedon-Rodop metalojenik kuşağının devamı niteliğinde önemli bir metalojenik provensin oluşumuna neden olmuştur (Yiğit, 2012; Richards, 2015).

Bu magmatik aktiviteler irili ufaklı granitoid sokulumlar ve bunlarla ilişkili olduğu belirtilen volkanik yüzeylemeler şeklindedir (Genç, 1998; Yılmaz ve Karacık, 2001; Yılmaz, Genç, Karacık ve Altunkaynak, 2001; Altunkaynak ve diğer., 2012a, 2012b). Çarpışma sonrası Senozoyik magmatizması epizodik olarak kuzeyden güneye doğru gençleşen (1) Orta Eosen'den Erken Miyosen'e kadar başlıca kalkalkali ve yüksek K içerikli dalma batma karakterli, (2) Erken-Orta Miyosen evresinde şoşonitik karakterli

ve kabuksal kirlenmiş magma, (3) Geç Miyosen’de bir seri sodik yay-ardı bazaltlar ile temsil olmaktadır (Agostini, Doglioni, Innocenti, Manetti ve Tonarini, 2010).

Eosen’de aşamalı olarak gelişen kısalma ve kabuksal kalınlaşma sonucu Kazdağ Masifi’nin doğu kanadının yükselmesiyle Eybek plütunu yerleşmiştir. Sakarya ve Anatolid-Torid zonları arasındaki çarpışmadan dolayı gerçekleşen magmatik aktivite, Eybek ve Evciler plütonlarının ergiyik kaynakları olarak bilinmektedir. Edremit Grabeni ise kuzeyde Kazdağ’ın önündeki çizgisellik ile sınırlanmıştır. Edremit Grabeni’nin güneyinde ise Erken Oligosen’de yerleşen Kozak plütunu bulunmaktadır (Yılmaz ve diğer., 2001).

Biga Yarımadası’ndaki Senozoyik volkanizması, ~43 ila 15 My arasında (Orta Eosen’den Üst Miyosen’e kadar) kesintili olarak gelişmiş çarpışma sonrası geniş volkanik birliktelikler ile karakterize edilir (Ersoy ve diğer, 2017a). Biga Yarımadası’ndaki volkanik kayaç birlikleri; (1) Orta-Üst Eosen yaşlı andezitik ve yer yer dasitik lavlar ve tüflerden oluşan Balıklıçeşme volkanitleri, (2) Alt-Üst Oligosen yaşlı dayklar ve yer yer lav akıntıları şeklinde trakiandezit ve bazaltik volkanik lavlardan oluşan Kirazlı volkanitleri, (3) Üst Oligosen yaşlı andezitik ve dasitik volkaniklerden oluşan Hallaçlar volkanitleri ve (4) Alt-Orta Miyosen yaşlı bazaltik bileşimli volkanik kayalardan oluşan Dedetepe ve Ezine-Ayvacak volkanitleri ve (5) Üst Miyosen yaşlı Na-alkali bazaltlardan oluşan Taştepe volkanitlerinden oluşmaktadır (Şekil 2.1B) (Ersoy ve diğer., 2017a).

Geç Miyosen’de kabuksal genişlemesinin ileri aşamalarının bir sonucu olarak, Na-alkali Taştepe bazaltları Senozoyik volkanik aktivitesinin son fazını temsil etmektedir (Aldanmaz, Pearce, Thirlwall ve Mitchel, 2000). Bu volkanik stratigrafi, Biga Yarımadası’nda Orta Eosen’den Orta Miyosen’e kadar kesintisiz bir orojenik volkanik aktivitenin devam ettiğini göstermektedir (Ersoy ve diğer., 2017a).

Pliyo-Kuvaterner yaşlı fluviyal (kumtaşı, konglomera ve şeyl) ve gölsel (karbonatlar) çökellerden oluşan Bayramiç Formasyonu, Biga Yarımadası’nda çok

geniş alanlarda yüzlekler vermekte ve kendinden önce oluşmuş tüm birimleri uyumsuzlukla üzerlemektedir (Siyako, Bürkan ve Okay, 1989).

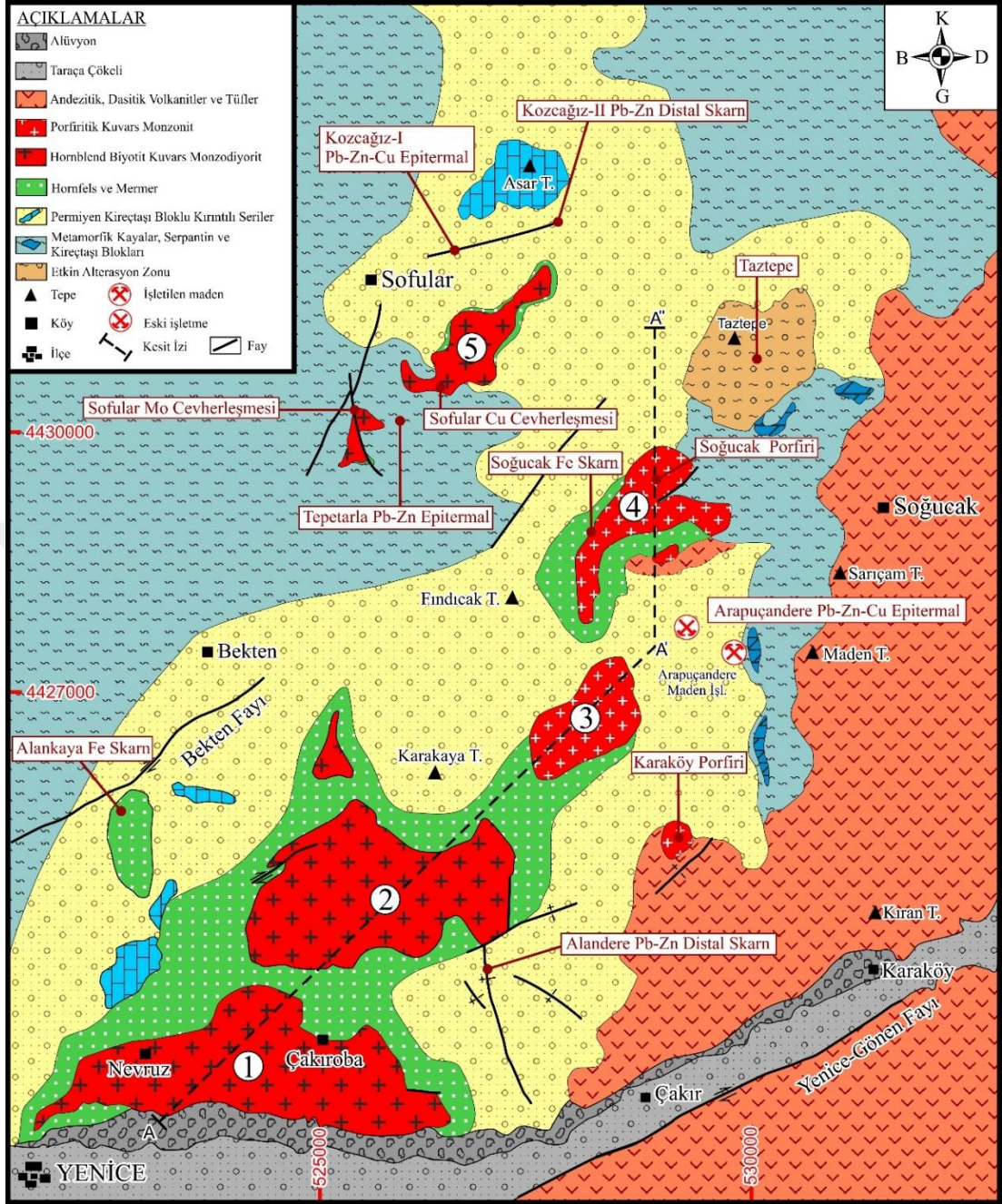
2.2 Lokal Jeoloji

Çalışma alanı, Biga Yarımadası'nın doğusunda Çanakkale iline bağlı Yenice ilçesinin kuzeyinde yer almaktadır (Şekil 2.1B). Yenice yöresi, bölgesel çarpışma ve çarpışma sonrası tektonik rejim ile ilişkili geniş kalkalkali Senozoyik magmatik kayalar içermektedir (Aysal, 2015; Çiçek ve diğer., 2017a). Yenice'nin kuzeyine doğru oldukça geniş alanlarda yüzlek veren ve şiddetli deformasyona uğramış Karakaya Kompleksi'ne ait Nilüfer ve Hodul birimleri çalışma alanının temel kayalarını oluşturmaktadır (Şekil 2.3). Temel kayalar, KD-GB doğrultusunda parçalı bir dağılım sunan Oligosen yaşlı granitoidler tarafından kesilmekte ve çalışma alanının doğusunda Oligosen yaşlı andezitik-dasitik volkanik ve tuf birimleri tarafından örtülmektedir (Şekil 2.3 ve Şekil 2.4).

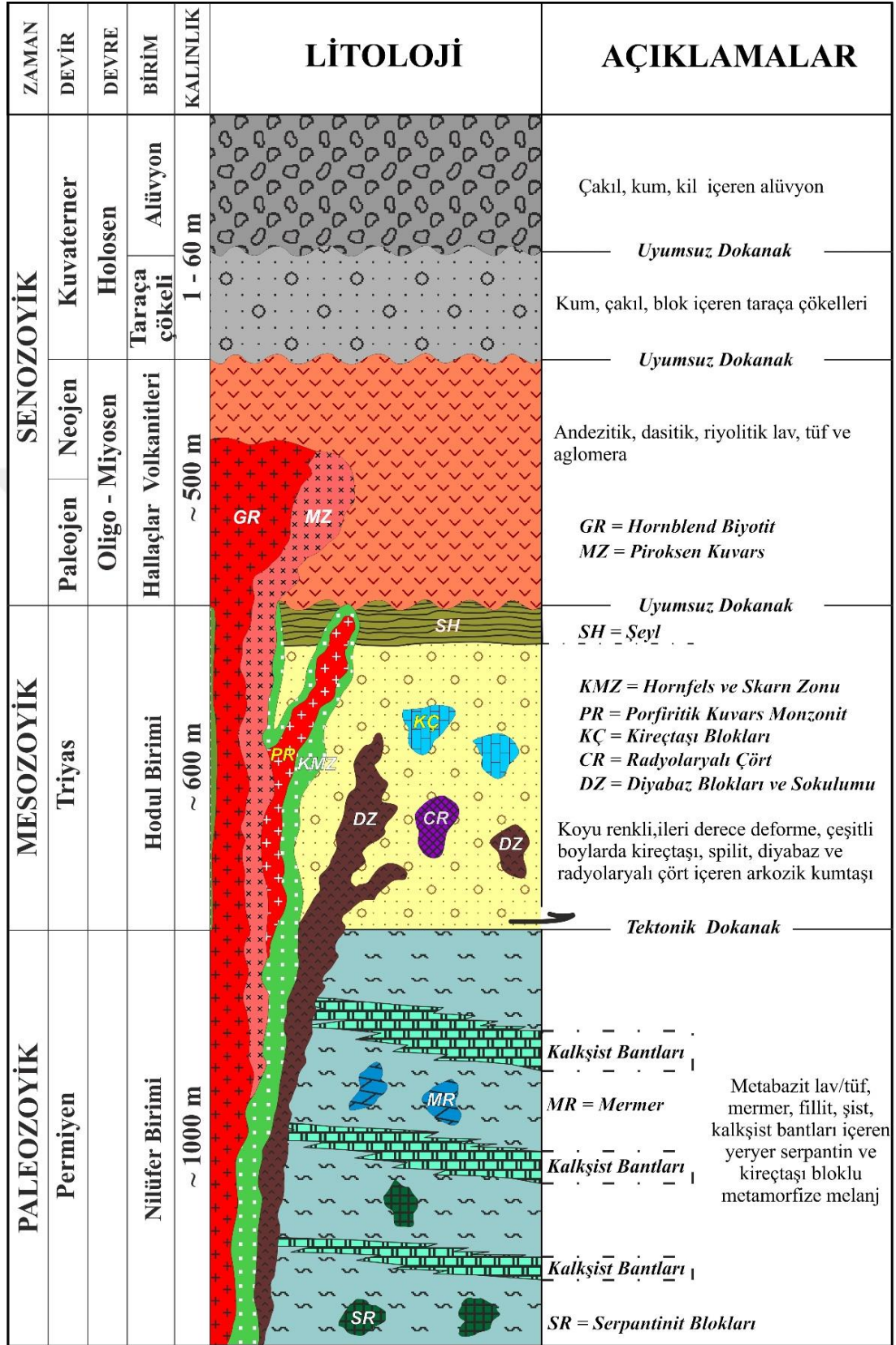
2.2.1 Nilüfer ve Hodul Birimi

Karakaya Kompleksi, Kretase-Eosen boyunca Alpin tektoniğinden kuvvetli şekilde etkilenmiş ve Üst Kretase'de Neotetis yığılma karmaşığında tektonik olarak yerini almıştır (Göncüoğlu ve diğer., 2000; Okay ve diğer., 2002). Karakaya Kompleksi'nin en alt tektonik birliğini oluşturan Nilüfer birimi, Yenice yöresinde ileri derecede deforme olmuş metabazit, metatuf, şist, fillit ve mermer serilerinden oluşmaktadır (Şekil 2.5). Metamorfizma derecesi yeşilşist fasiyesinin üst zonlarına, yani granat zonuna kadar çıkmaktadır (Aysal, 2005).

Nilüfer birimi içerisinde fosil bulunamamış olmasına rağmen, birimin tektonostratigrafik konumu göz önüne alındığında Triyas yaşlı olabileceği ileri sürülmüştür (Okay ve diğer., 1990). Birime ait karbonat düzeylerindeki nadir *Conodont* fosillerine bağlı olarak Erken-Orta Triyas birikim yaşı verilmiştir (Kaya ve Mostler, 1992; Kozur ve diğer., 2000).



Şekil 2.3 Yenice kuzeyinin jeoloji haritası (Anıl, 1979 ve Öngen, 1982'den değiştirilerek) ve bölgede yer alan cevherleşmelerin lokasyonları. Sokulumlar: 1) Nevruz Plütunu, 2) Çakıroba Plütunu, 3) Çakıroba Porfiri, 4) Soğucak Porfiri, 5) Sofular Plütunu



Şekil 2.4 Çalışma alanına ait stratigrafik kolon kesit (Anıl, 1979 ve Öngen, 1982'den değiştirilerek)



Şekil 2.5 Çalışma sahasında gözlenen Nilüfer birimine ait metabazitler (Kişisel arşiv, 2015)

Çalışma sahasında yapılan gözlemler sonucunda, Nilüfer Birimi (Alt Karakaya Kompleksi) uyumsuz bir dokanakla Hodul Birimi (Üst Karakaya Kompleksi) tarafından üzerlenmektedir. Ancak, Batı Anadolu’da Alt ve Üst Karakaya Kompleksi arasındaki dokanak hakkında farklı görüşler bulunmaktadır. Akyürek ve Soysal (1983)’e göre bu olasılıkla geçişli dokanak; Kaya ve Mostler (1992)’ye göre uyumsuz dokanak; Okay ve Siyako (1993)’e göre ise yapısal dokanak niteliğindedir.

Hodul birimi temelde arkozik kumtaşı ile başlayıp üste doğru grovak, kiltası ve şeyllere geçiş sunmaktadır (Şekil 2.6). Birim içerisinde spilitleşmiş bazalt ve diyabaz blokları yer almakta ve yer yer spilit ve rekristalize kireçtaşlarından oluşan tektonik bloklar da bulunmaktadır (Okay ve diğer., 1990). Hodul birimine ait siyah renkli şeyller içerisinde Üst Triyas için karakteristik olan *Halobia*, *Daonella* ve *Posidonomya* fosilleri gözlenmiştir (Kaaden, 1956). Birimin kumtaşı-silttaşı seviyeleri ise makrofauna ve *Brakiyopot* ve *Sefalopot* fosillerine göre Orta-Geç Noriyen olarak yaşlandırılmıştır (Aygen, 1956; Okay ve diğer., 1991).

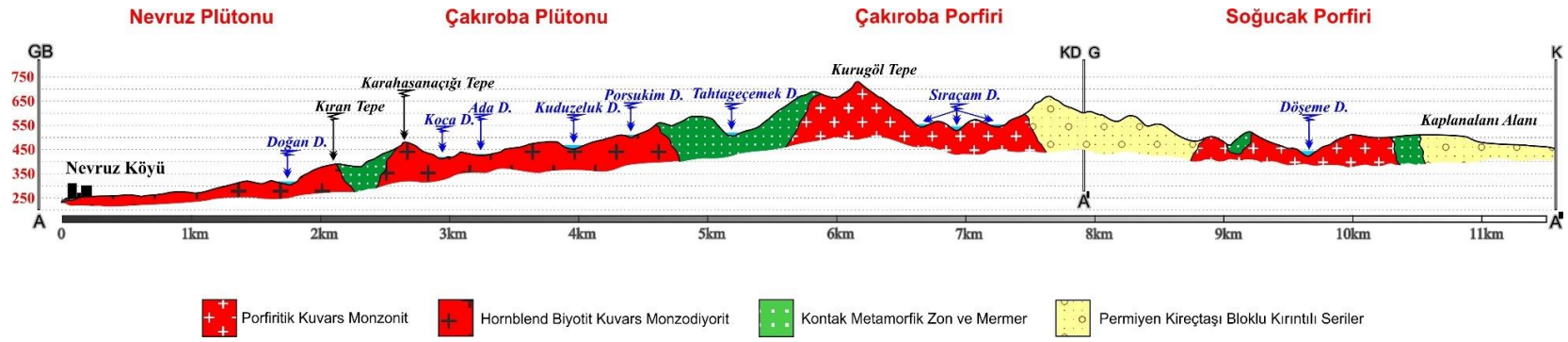
2.2.2 Granitoidler

Yenice'nin kuzeyinde Senozoyik döneminde meydana gelen ve yaklaşık 15 km²'lik alanda yüzlek veren granitoid sokulumları metalik maden yatakları açısından çalışma alanında büyük bir önem taşımaktadır (Şekil 2.3).



Şekil 2.6 Çalışma sahasındaki Hodul birimi içinde yer alan arkozik kumtaşları (Kişisel arşiv, 2015)

Bileşimleri granodiyoritten kuvarsmonzonite değişen stoklar, genelde KD-GB yönünde parçalı bir dağılım sunarlar. Granitoidlerin daha yaşlı metamorfik kayaçları (Nilüfer birimi) ve Mesozoyik çökelleri (Hodul birimi) kestikleri gözlenmektedir (Şekil 2.4 ve Şekil 2.7). Çalışma alanı içinde Nevruz-Çakıroba ve Sofular sokulumu gibi derin yerleşimli plütonik fasiyes, Soğucak, Çakıroba ve Karaköy porfiri sokulumları gibi subvolkanik fasiyeslerde gelişmiş magmatik kayaçlar geniş alanlarda yüzlek vermektedir. Hallaçlar volkanitlerine ait lavlar ve piroklastikler granitoidleri ve daha yaşlı birimleri örter (Şekil 2.4). Granitoidlerin yan kayaçlarla doğrudan ilişkileri birçok yerde gözlenmekte olup, yan kayaçların türüne göre çeşitli kontak metamorfizma fasiyesleri gelişmiştir (Şekil 2.7). Yerleşim derinliği ve dokusal özellikleri dikkate alındığında, Yenice kuzeyindeki granitoidler Nevruz-Çakıroba, Sofular, Soğucak ve Karaköy stoğu olarak dört grupta incelenebilir.



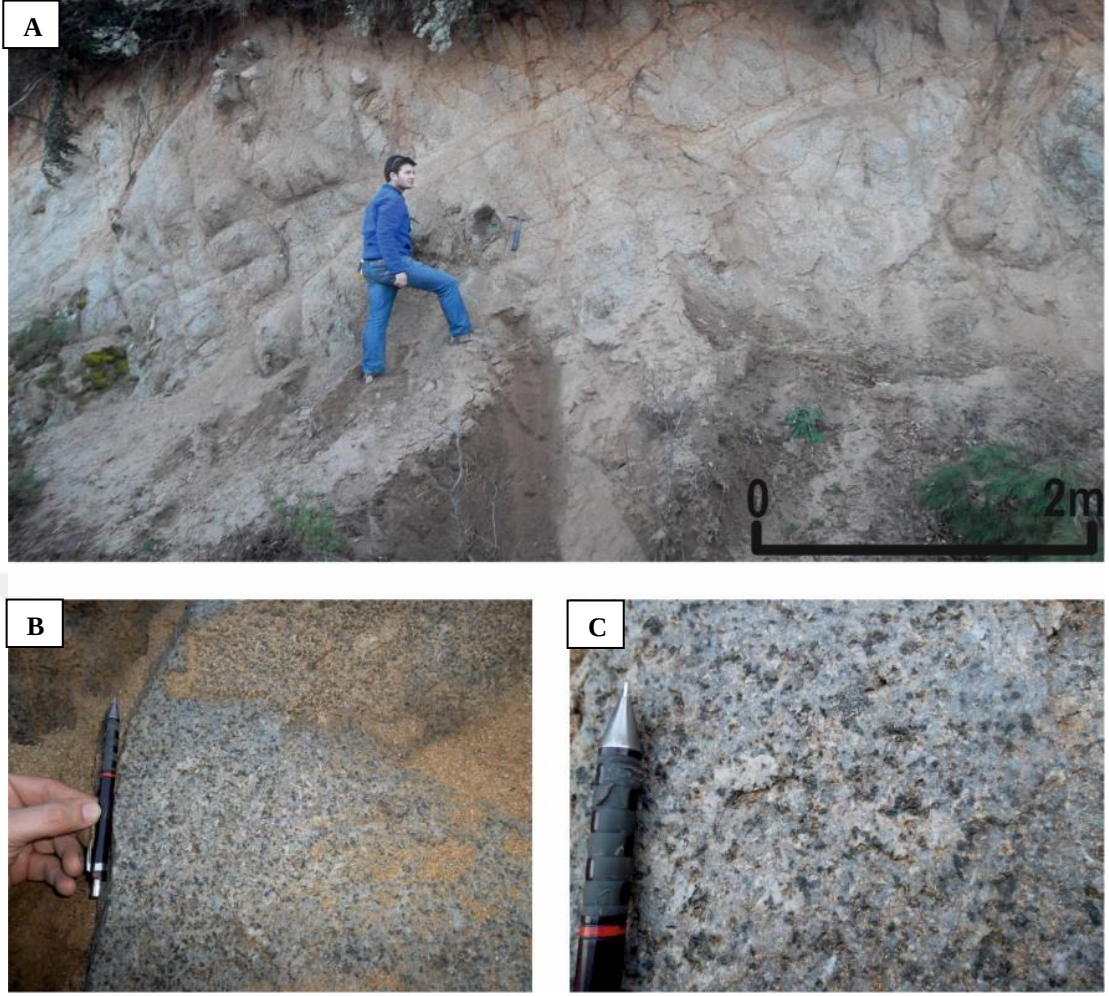
Şekil 2.7 Yenice kuzeyindeki magmatik kayalar ile temel kayalar arasındaki ilişkiyi gösteren enine jeolojik kesit

2.2.2.1 Nevruz- Çakıroba Stoğu

Nevruz ve Çakıroba köyleri çevresinde yer alan bu stok, yaklaşık 8 km²'lik alanda yüzlek vermektedir (Şekil 2.3). Hodul birimi ile olan dokanaklarında gelişen kontak metasomatizma, bu sokulumun skarn tipi cevherleşmeler için önemli bir kaynak olabileceğini göstermektedir. Nevruz ve Çakıroba plütonları holokristalen dokulu, hornblend-biyotit kuvarsmonzonit-granodiyorit bileşimindedir. Kayaç oluşturan mineraller maksimum 5-6 mm tane boyunda ve başlıca biyotit, kuvars, ortoklas ve amfibol fenokristallerinden oluşmaktadır (Şekil 2.8). Ancak, Çakıroba plütonunun KD'da yer alan Çakıroba porfiri sokulumu ince taneli, porfiritik dokulu ve yer yer boşluklu yapı sunmaktadır. Çakıroba porfiri sokulumu granodiyorit bileşimli ve en büyüğü 3 mm olan biyotit, feldispat ve kuvars fenokristallerinden oluşmaktadır.

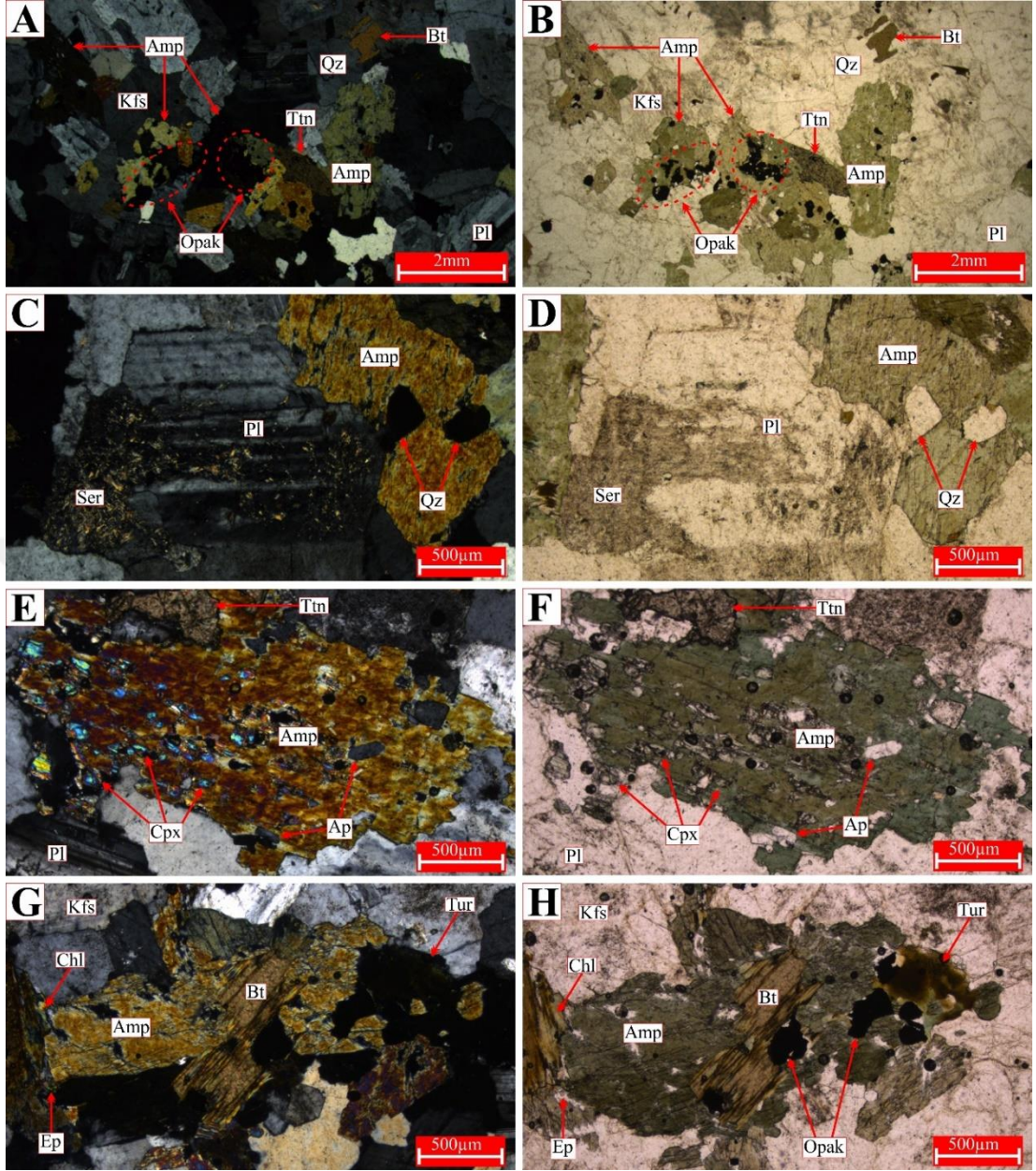
Çalışma alanının en güneyinde yer alan Nevruz plütonu holokristalen doku sunmaktadır. Kristaller genellikle öz ve yarı özşekilli olup, yer yer yamalar şeklinde özşekilsiz olarak da gözlenmektedir. Merkez ve kenar zonları kayaç oluşturan mineral parajenezi açısından aynı olup, kristal tane boylarında ve oranlarında farklılıklar sunmaktadır. Sokulumun merkez zonunda tane boyları ve 5-6 mm'ye varan iri fenokristaller gözlenirken, kenar zonlara doğru maksimum 3 mm'ye varan kristal tane boyları gözlenmektedir. Plüton genel olarak ferromagnezyen mineraller açısından zengin olup, başlıca bolluk sırasına göre K-feldispat, plajiyoklas, amfibol, kuvars, biyotit ve daha az oranda titanit, turmalin, manyetit, klorit, piroksen, apatit ve epidot içermektedir (Şekil 2.9).

Kenar zonda baskın olarak feldispat oranı yüksek olup (~%70), sokulumun merkez zonlarına doğru feldispat oranında (~%60) düşme gözlenmektedir. Sokulumun merkez zonunda K-feldispat:plajiyoklas oranı ~1:2 iken, kenar zonlarda K-feldispat miktarı artış göstermekte ve bu oran ~2:3 civarındadır. Feldispatlarda bozunma sonucu kısmen serizitleşmeler gözlenmektedir (Şekil 2.9A-D). Plajiyoklaslar yaygın olarak polisentetik ikizlenme ve bileşimsel zonlanmalar sunmaktadır.



Şekil 2.8 Çalışma alanındaki Çakıroba sokulumuna ait yüzlek görüntüsü. A) Orta derecede ayrışma sunan granitoid yüzleği. B ve C) Granitoidin yakından görünümü (Kişisel arşiv, 2015)

Diğer kayaç yapıcı minerallerden amfiboller, öz-yarı öz şekilli ve genellikle dikkörtgen prizmatik biyotitler ile birliktelik sunmaktadır. Çift nikolde klinopiroksenlere göre daha düşük girişim renklerinde (2. sıranın ortalarına denk gelen sarı, turuncu tonlar) olmaları, sönme açıları (12-30°) ve tipik pleokroizması, hornblend karakterinde olduklarını gösterir. Sokulumun merkez zonunda ~%10 modal bollukta amfibol bulunurken, kenar zonlarda amfiboller ~%15'e varan bolluklardadır. Sokulumun dış zonunda, yer yer amfiboller içinde klinopiroksen oluşumları da gözlenmektedir (Şekil 2.9D-E).



Şekil 2.9 Nevruz plütönüne ait ince kesit mikrofotografaları. A-B, + ve // nikol görünüm) Sokulumda gözlenen genel holokristalen doku. C-D, + ve // nikol görünüm) Plajiyoklaslarda gözlenen serizitleşmeler. E-F, + ve // nikol görünüm) Hornblend fenokristallerinde gözlenen klinopiroksenler. G-H, + ve // nikol görünüm) Biyotitlerde gözlenen klorit ve epidota dönüşüm, turmalin oluşumları ve saçınımlar halinde gözlenen kübik manyetit taneleri (Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Ap-Apatit, Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Kfs-K-feldispat, Ser-Serizit, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars)

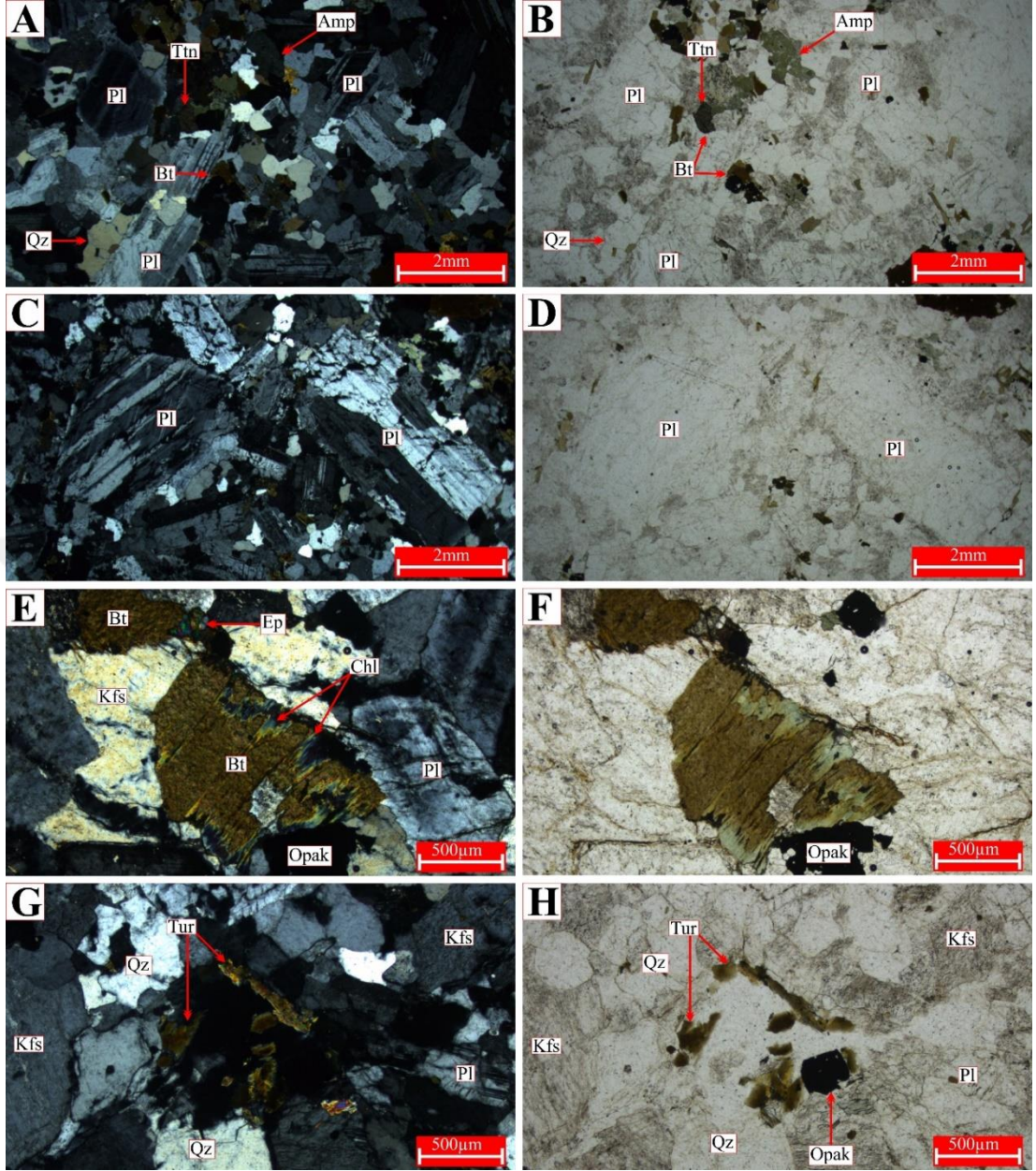
Biyotit, sokulumun merkez ve kenar zonlarında benzer bolluklarda (~%5) bulunmaktadır. Genellikle, kristalleri iri taneli, altıgen ve prizmatik formlarda gözlenmektedir. Tek nikolde, soluk kahverengiden koyu kahverengiye değişen

kuvvetli pleokroizmaya sahiptir. Çift nikolde, yüksek çift kırınım rengi ile kloritten kolaylıkla ayrılmaktadır. Biyotitlerin dilinimleri ve kristal sınırları boyunca yer yer klorit (Şekil 2.9G-H) ve daha az oranda epidot dönüşümleri gözlenmektedir. Kuvars değişken tane boylarında olup, özşekilsiz kristalleri yaygındır. Sokulumun merkezinden (~%20) kenar zonlarına doğru (~%15) göreceli olarak azalmaktadır. Tek nikolde düşük rölyefi nedeniyle ilk aşamada diğer minerallerden ayrılması zor olsa da, çift nikolde düşük girişim rengi ve dalgalı sönme özelliği ile kolaylıkla ayırt edilebilmektedir.

Titanit, tipik baklava şekilli kristalleri ile yaklaşık ~%2 modal bolluğa sahiptir (Şekil 2.9A-B). Turmalin ise belirgin kahverengi ve sarının tonları pleokroizması ile özşekilsiz kristaller halinde tali oranda gözlenmektedir (Şekil 2.9G-H). Özşekilli manyetit taneleri (~%1-2), kayaç içinde ferromagnezyen mineraller ile birlikte ve saçınımlar halinde bulunmaktadır (Şekil 2.9G-H).

Nevruz-Çakıroba stoğunun orta bölümünde yer alan Çakıroba plütunu, topoğrafik olarak daha üst kotlarda yüzlek vermektedir. Sokulum, holokristalen dokulu ve fenokristalleri ~7-8 mm tane boylarına varmaktadır. Başlıca, amfibol, K-feldispat, plajiyoklas, biyotit, kuvars, titanit ve opak mineralleri gözlenmektedir (Şekil 2.10). Nevruz plütunu ile kıyaslandığında, Çakıroba plütunu daha az amfibol ve daha fazla biyotit içermektedir.

Çakıroba plütununun merkez zonundan kenar zonuna doğru, fenokristal tane boylarında küçülme ve mafik minerallerin bolluğunda azalma gözlenmektedir. En yaygın gözlenen kayaç oluşturuçu minerallerden feldispatlar (~%65) iri boyutlarda olup, çoğunlukla özşekilli kristaller halinde gözlenmektedir (Şekil 2.10A-B). Plajiyoklaslar yaygın olarak polisentetik ikizlenme ve bileşimsel zonlanma göstermektedir (Şekil 2.10C-D).



Şekil 2.10 Çakıroba plütönuna ait ince kesit mikrofotografaları. A-B, + ve // nikol görünüm) Sokulumda gözlenen genel holokristalen doku. C-D, + ve // nikol görünüm) Plajiyoklaslarda gözlenen polisentetik ikizlenme. E-F, + ve // nikol görünüm) Biyotitlerde gözlenen klorit ve epidot dönüşümü. G-H, + ve // nikol görünüm) Turmalin oluşumları ve saçınımlar halinde gözlenen kübik manyetit taneleri. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Kfs-K-feldispat, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars

K-feldispat taneleri öz-yarı özşekilli ve karlspat ikizlenmeleri göstermektedir. Feldispatların bozunmasından dolayı, tek nikolde kahverengi killeşmeler ve daha az

oranda serizitleşmeler bulunmaktadır. Sokulumun merkez zonunda plajiyoklas bolluğu ~%45 iken, kenar zonlarda plajiyoklas bolluğu ~%40'a düşmektedir.

Amfiboller tek nikolde rölyefi ve açık sarımsı kahverengiden, zeytin yeşili rengine değişen pleokroizması ile rahatlıkla tanınmaktadır. Biotitler ise tek nikolde soluk kahverengiden, koyu kahverengiye değişen pleokroizmalı, orta-ince taneli, prizmatik kristaller halinde gözlenmektedir. Çift nikolde yüksek çift kırınım renklerine sahiptir. Amfibol ve biyotitler yer yer alterasyon sonucu klorite dönüşmüştür (Şekil 2.10E-F). Çok yüksek girişim rengine sahip epidot, mikro çatlaklarda ve amfibollerin alterasyon ürünleri olarak gözlenmektedir. Amfibol ve biyotit sokulumun merkezinde ~%10-15 bolluklarında iken, kenar zonlarda ~%5 bolluğa düşmektedir.

Kuvars kristalleri öz-yarı özşekilli olup, sokulumun merkezinden (~%15) kenar zonlarına doğru (~%20) artış sunmaktadır. Titanit kayaç içinde yaygın olarak bulunmakta ve kristalleşmenin son evrelerinde geliştiği açıkça görülmektedir. Taneleri çoğunlukla öz-yarı özşekilli olarak gözlenmektedir. Sokulumun merkez ve kenar zonlarında özşekilli manyetit oluşumları yaygın gözlenirken, sadece kenar zonlarında az oranda özşekilsiz turmalin oluşumları gözlenmektedir (Şekil 2.10G-H).

Nevruz-Çakıroba stoğunun KD'sunda yer alan Çakıroba porfiri, topoğrafik olarak çalışma alanının en üst kotlarında (maksimum 700 m) bulunan sokulumdur (Şekil 2.7). Kayaç yapıcı mineral parajenezinde başlıca feldispat, amfibol, kuvars, biyotit, titanit ve daha az oranda manyetit, turmalin ve klinopiroksen gözlenmektedir (Şekil 2.11). Minerallerin kayaç içindeki bollukları, üst kotlardan alt kotlara doğru değişkenlikler sunmaktadır.

Sokulumun üst kotlarında porfiritik doku ve yoğun bir alterasyon gözlenmektedir (Şekil 11A-B). Feldispat oranı sokulumun merkez ve kenar zonlarında benzer olup, ~%65 olarak gözlenmektedir. Biotit tanelerinin yoğun olarak epidot ve klorite dönüşmesinden dolayı, yer yer prizmatik dikdörtgen özşekilli kristal kalıntıları bulunmaktadır (Şekil 2.11C-D).

Amfibollerde (~%10) klinopiroksene dönüşümler ve feldispatlarda serizitleşme+ killeşme yaygın olarak gözlenmektedir. Opak mineraller saçınımlar halinde yaygın olup (~%5), makro incelemelerde malakit oluşumları gözlenmektedir.

Daha alt kotlardan alınan (585 m ve 515 m) örnekler iri fenokristallerce daha zengin olup, holokristalen dokuya geçiş gözlenmektedir. Feldispat (~%65) ve amfibol (~%10-15) bolluklarında da artış gözlenmektedir. Biyotit (~%5) taneleri daha taze olup, daha az oranda klorit ve epidot dönüşümleri görülmektedir (Şekil 2.11E-F).

Alt kotlarda, az oranda yarı özşekilli turmalinler de (~%2-3) gözlenmektedir (Şekil 2.11E-F). Titanit taneleri, tek nikolde çok yüksek rölyef ve öz-yarı özşekilli yamalar halinde diğer minerallerden bağımsız olarak gelişmiştir (Şekil 2.11G-H).

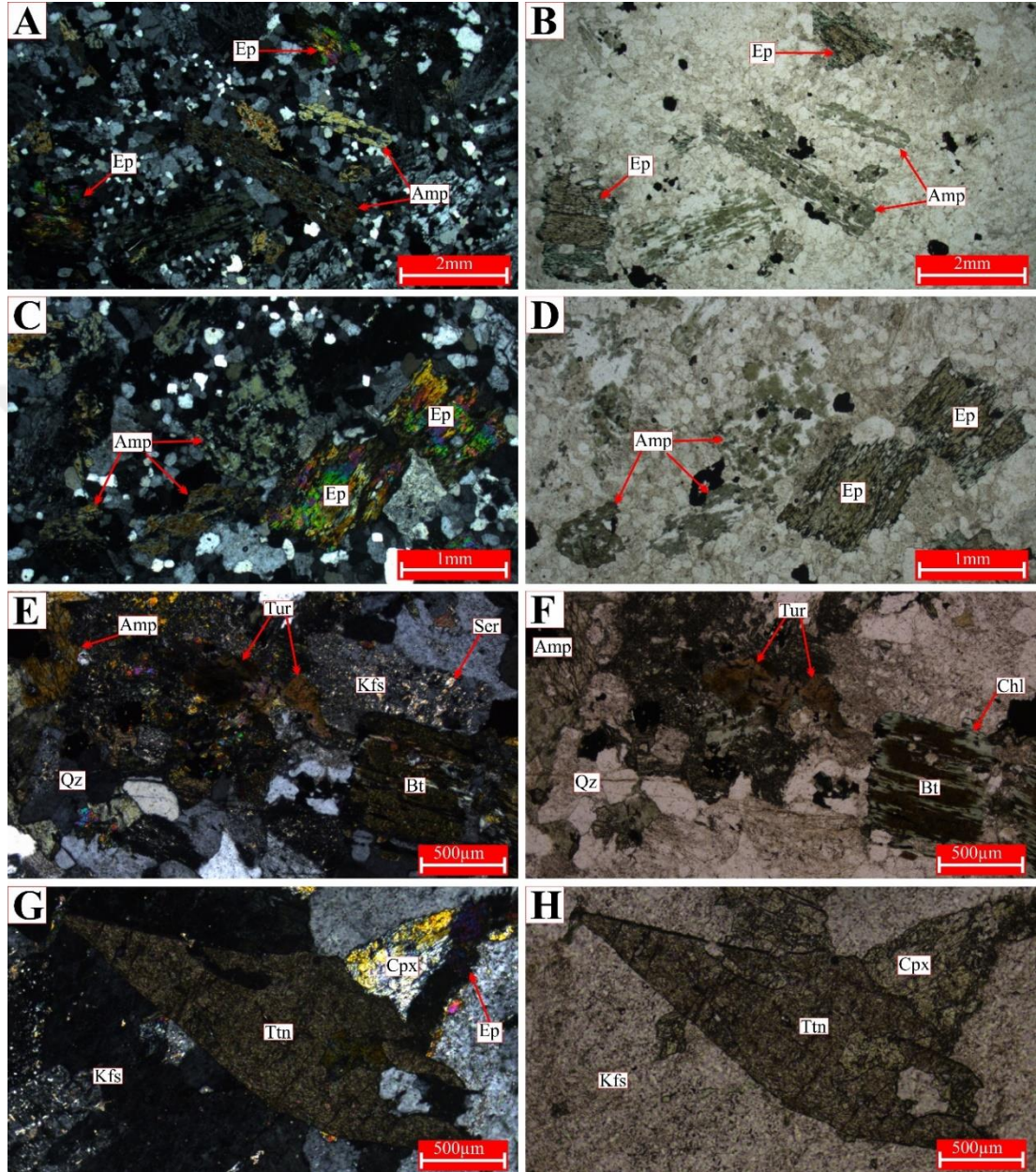
Literatürde $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ yöntemiyle yapılan yaş tayini analizlerinde tüm kayaç için $18,8\pm 1,3$ My (Karacık, Yılmaz, Pearce ve Ece, 2008), biyotit'ten ise $22,6\pm 0,5$ My (Delaloye ve Bingöl, 2000) yaşları elde edilmiştir (Tablo 2.1).

Aysal (2015), LA-ICP-MS yöntemiyle zirkonlardan Nevruz-Çakıroba stoğu için $23,85\pm 0,60$ My (Üst Oligosen) ve Çakıroba porfiri (Yapaztepe) için $25,03\pm 0,31$ My (Üst Oligosen) kristallenme yaşı elde etmiştir. Nevruz-Çakıroba stoğuna ait hornblend, biyotit ve tüm kayaçtan $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ yöntemi ile $25,6\pm 1,3$ ile $23,5\pm 1,0$ My (Üst Oligosen) aralığında değişen soğuma yaşları elde etmiştir (Tablo 2.1).

2.2.2.2 Sofular Stoğu

Sofular Köyü'nün güneyinde ve güneydoğusunda iki parça halinde gözlenen GB-KD uzanımlı sokulum, yaklaşık $1,5\text{ km}^2$ 'lik alanda yüzlek vermektedir (Şekil 2.3). Sokulumunun Hodul birimi ile olan dokanağı boyunca kontak metasomatik zonlar gelişmiş ve yer yer küçük boyutlarda Fe skarn tipi cevherleşmeler gözlenmektedir. Sokulumun içinde gelişen aplitik damarlarda saçınım halinde molibdenit ve sahada sınırlı bir alanda takip edilebilen kuvars damarı içinde kalkopirit-malakit içerikli

stokvörk cevher oluşumları bulunmaktadır. Sokulumun, kuzeyinde yer alan Kozcağız-II Pb-Zn distal skarn cevherleşmesinin ana kaynağı olduğu düşünülmektedir.



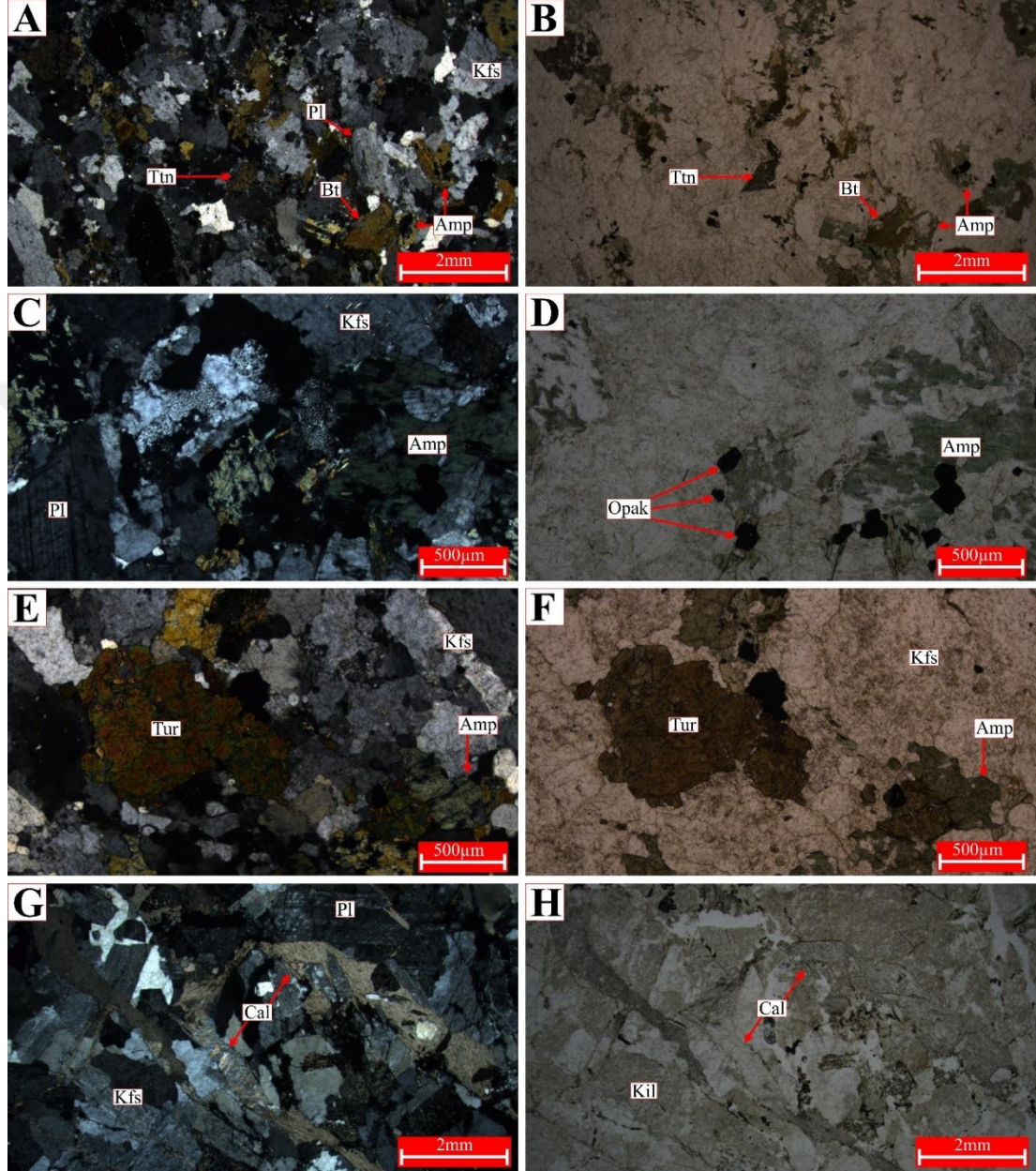
Şekil 2.11 Çakıroba porfirisine ait ince kesit mikrofotografı. A-B, + ve // nikol görünüm) Sokulumda gözlenen porfiritik doku. C-D, + ve // nikol görünüm) Biyotitlerin yoğun epidot ve klorite dönüşmesinden dolayı özşekilli kristal kalıntıları. E-F, + ve // nikol görünüm) Biyotitlerde gözlenen klorit ve epidota dönüşüm ve turmalin oluşumları. G-H, + ve // nikol görünüm) Özşekilli titanit ve az oranda gözlenen klinopiroksen taneleri. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Kfs-K-feldispat, Ser-Serizit, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuars

Tablo 2.1 Yenice çevresindeki granitoidlerden derlenen yaş tayinleri

PLÜTON	YÖNTEM	ÖRNEK	YAŞ (My)	REFERANSLAR
Yenice	K/Ar	Tüm Kayaç	22,03±0,8	Dayal (1984)
	K/Ar	Biyotit	23,6±4,4	Dayal (1984)
	K/Ar	Tüm Kayaç	18,8±1,3	Karacık ve diğer. (2008)
	K/Ar	Tüm Kayaç	20,2±1,2	Karacık ve diğer. (2008)
	K/Ar	Tüm Kayaç	21,9±1,1	Karacık ve diğer. (2008)
	K/Ar	Biyotit	21,4±0,6	Karacık ve diğer. (2008)
	K/Ar	Biyotit	22,6±0,5	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Biyotit	29,2±1,6	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Biyotit	23,5±0,6	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Biyotit	24,8±0,6	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Biyotit	22,0±0,5	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Biyotit	23,2±0,4	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Biyotit	24,5±0,5	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Ortoklas	26,8±0,6	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Klorit	20,9±0,5	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Hornblend	20,1±1,1	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Hornblend	47,6±1,4	Delaloye ve Bingöl (2000)
	K/Ar	Belirtilmemiş	24,0±1,2	Aysal (2015)
Namazgah	K/Ar	Tüm Kayaç	22,08±0,8	Dayal (1984)
	K/Ar	Biyotit	30,7±1,0	Dayal (1984)
	LA-ICP-MS	Zirkon	24,79±0,38	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	23,8±0,7	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	21,2±0,7	Aysal (2015)
Kurtlar	K/Ar	Tüm Kayaç	20,1±1,1	Dayal (1984)
	K/Ar	Biyotit	26,3±0,9	Dayal (1984)
	LA-ICP-MS	Zirkon	25,39±0,55	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	24,0±1,6	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	25,1±0,9	Aysal (2015)
Nevruz-Çakıroba	K/Ar	Tüm Kayaç	18,8±1,3	Karacık ve diğer. (2008)
	Ar/Ar	Biyotit	22,6±0,5	Delaloye ve Bingöl (2000)
	LA-ICP-MS	Zirkon	23,85±0,60	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	23,5±1,0	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	25,6±1,3	Aysal (2015)
Soğucak Stoğu	K/Ar	Belirtilmemiş	24,9±1,6	Aysal (2015)
	LA-ICP-MS	Zirkon (Yapaztepe)	25,03±0,31	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	23,6±1,2	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	22,8±0,4	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	23,7±1,5	Aysal (2015)
Hıdırlar	K/Ar	Belirtilmemiş	23,3±0,8	Aysal (2015)
	LA-ICP-MS	Zirkon	26,33±0,38	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	23,7±1,0	Aysal (2015)
Kızıldam	K/Ar	Belirtilmemiş	25,1±0,9	Aysal (2015)
	LA-ICP-MS	Zirkon	22,87±0,35	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	21,4±1,1	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	23,6±0,6	Aysal (2015)
Karadoru	K/Ar	Belirtilmemiş	24,5±0,8	Aysal (2015)
	K/Ar	Belirtilmemiş	23,3±1,3	Aysal (2015)

Saha çalışmalarında gerçekleştirilen makro gözlemler ve ince kesitlerden yapılan mikroskopi çalışmaları sonucunda, holokristalen doku gözlenmektedir (Şekil 2.12). Güneyden kuzeye doğru fenokristallerin boyutları büyümektedir. Kayaç yapıcı

mineraller maksimum 5 mm boyutunda ve başlıca biyotit, kuvars, plajiyoklas, K-feldispat ve amfibol fenokristallerinden oluşmaktadır (Şekil 2.12A-B).



Şekil 2.12 Sofular plütönüne ait ince kesit mikrofotografaları. A-B, + ve // nikol görünüm) Sokulumda gözlenen porfiritik doku. C-D, + ve // nikol görünüm) Feldispatlarda gözlenen mirmekitik doku. E-F, + ve // nikol görünüm) Turmalin oluşumları. G-H, + ve // nikol görünüm) Damarcıklar halinde gözlenen karbonatlaşma. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Bt-Biyotit, Cal-Kalsit, Chl-Klorit, Kfs-K-feldispat, Ser-Serizit, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin

Feldispatlar (~%65) en yaygın gözlenen mineraldir. Plajiyoklaslar polisentetik ve K-feldispatlar karlsplat ikizlenmesi ve zonlu yapıları ile kolaylıkla tanımlanabilmektedir. Güney yüzleğinde yer alan plajiyoklaslarda (~%40) yoğun mirmekitik doku gözlenmektedir (Şekil 2.12C-D).

Amfiboller daha az oranlarda gözlenmekte (~%15) ve genellikle iri taneli, yarı özşekilli, çift yönde mükemmel dilinimler sunmaktadır. Amfiboller çoğunlukla biyotitler ile birliktelik göstermektedir. Tane sınırları boyunca tek nikolde kahverengi, çift nikolde ise yeşilimsi kahverengi renklerine sahip ikincil turmaline dönüşümler gözlenmektedir (Şekil 12C-D). Daha az oranda ise opak (manyetit) ve titanit (~%3) bulunmaktadır (Şekil 2.12C-F).

Kuzeydeki yüzlekte, yer alan mafik mineraller tamamen klorit ve epidota dönüşmüştür. Feldispatlarda bozunma sonucu kısmen ve yer yer tamamen serizitleşme ve killeşme gözlenmektedir. Matriks yoğun olarak silisleşmiş ve neredeyse eş boyutlardaki özşekilsiz kuvars taneleri mozaik doku sunmaktadır. Karbonatlaşma yaygın olarak damarcıklar halinde gözlenmekte ve yer yer kayaç yapıcı minerallerin parçalarını sararak breşik dokular sunmaktadır (Şekil 2.12G-H). Benzer şekilde, sokulumun bazı bölümlerinde birbirlerini kat eden ikincil kuvars damarcıkları da bulunmaktadır.

2.2.2.3 Soğucak Stoğu

Çalışma alanında topografyanın yüksek olduğu kuzey bölümlerinde (Şekil 2.7), Kayrak Tepe ve Kocayapaz Tepe arasında yer alan yaklaşık 2 km²'lik alanda yüzlek veren Soğucak porfiri sokulumu, hidrotermal cevherleşmeler için önemli bir kaynak kaya olarak görülmektedir (Şekil 2.3). Sokulum yer yer subvolkanik fasiyese işaret eden porfiritik dokuda gözlenmekte ve yer yer holokristalin doku sunmaktadır. Stokvörk ve saçınım tipi cevherleşmelerin yoğun olduğu bölümler aşırı alterasyona uğramıştır.

Porfiritik dokulu bölümlerin bolluk sırasına göre mineral içeriği K-feldispat, kuvars, plajiyoklas ve biyotitten oluşmaktadır. Fenokristallerin maksimum tane boyları 3 mm olup, kuvars ve feldispattan oluşan ince taneli matriks ile çevrelenmektedirler. Holokristalen doku gösteren bölümler, kuvars, K-feldispat ve amfibolden oluşmaktadır. Alterasyon ise zayıf gelişmiştir.

Soğucak stoğu ile ilgili yapılan petrografi ve XRD çalışmaları “Alterasyon” başlığı altında ayrıntılı olarak verilmiştir.

Aysal (2015), LA-ICP-MS yöntemiyle Soğucak stoğuna ait hornblend, biyotit ve tüm kayaçtan $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ yöntemi ile $23,7\pm1,5$ ile $22,8\pm0,4$ My (Üst Oligosen-Alt Miyosen) arasında değişen soğuma yaşları elde etmiştir (Tablo 2.1).

2.2.2.4 Karaköy Stoğu

İlk kez bu çalışma kapsamında incelenen Karaköy sokulumu sınırlı bir alanda yüzlek vermekte olup (Şekil 2.3), yoğun bir alterasyon zonlanmasına sahiptir. Karaköy’ün batı bölümünde volkanik kayaçlar yüzlek verirken, sahanın doğusuna doğru volkanikler piroklastik kayaçlar tarafından örtülmektedir. Bölgede yüzlek veren volkanik kayaçlar farklı derecelerde altere olmuş ve başlıca andezitik daha az oranda dasitik bileşime sahip kayalardır.

Karaköy stoğu ile ilgili yapılan petrografi ve XRD çalışmaları “Alterasyon” başlığı altında ayrıntılı olarak verilmiştir.

2.2.3 Hallaçlar Volkanitleri

Biga Yarımadası’nda “Hallaçlar volkanitleri” olarak bilinen volkanik kayaçlar (Krushensky, 1976), Yenice yöresinin doğu kesiminde Arapuçandere yatağı çevresinde geniş alanlarda yüzlek vermektedir (Şekil 2.13). Bu volkanikler yoğun bir hidrotermal alterasyona uğramış andezit, bazaltik andezit lavları ve piroklastik volkanik kayaçlardan oluşmaktadır.

Çalışma alanının temelini oluşturan Karakaya Kompleksi'ne ait Nilüfer ve Hodul birimleri, Hallaçlar volkanikleri tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Bu volkanik seri ilk olarak Krushensky (1976) tarafından Hallaçlar formasyonu olarak adlandırılmış ve sonrasında Ercan ve diğer. (1995) tarafından Hallaçlar volkanitleri ile eşdeğer olan Çan ve Kirazlı volkanitleri olarak tanımlanmıştır. Andezitik türdeki kayalar porfiritik dokulu ve başlıca plajiyoklas, alkali feldispat hornblend ve daha az oranda biyotit, kuvars ve opak mineraller içermektedir. Hallaçlar volkaniklerinden alınan andezitik-dasitik kayalar 28 ila 23 My arasında değişen K / Ar ve U-Pb zirkon yaşları vermiştir (Krushensky, 1976; Dayal, 1984; Ağdemir, Kırıkoglu, Lehmann ve Tietze, 1994; Altunkaynak ve Genç, 2008; Genç ve diğer., 2012; Ersoy ve diğer., 2017a). Bu birimin volkanik aktivitesinin Geç Oligosen'de başladığı ve Erken Miyosen'e kadar devam ettiği düşünülmektedir (Genç ve diğer., 2012).

Hallaçlar volkanitleri ile ilgili yapılan petrografi ve XRD çalışmaları "Alterasyon" başlığı altında ayrıntılı olarak verilmiştir.



Şekil 2.13 Çalışma sahasında gözlenen andezitik, riyalitik, tuf birimlerinden oluşan Hallaçlar volkanitlerinin görünümü (Kişisel arşiv, 2016)

2.2.4 Taraça çökeli ve Alüvyon

Özellikle akır, Karaköy ve Seyvan köylerinin bulunduğu düzlükler güncel alüvyon çökellerinden oluşmaktadır. Akarsularca taşınan blok, çakıl, kum, silt ve kil gibi malzemeler KD-GB doğrultusunda uzanan bu vadi boyunca birikmektedir. Bazı kısımlarında kaba çakıl, kum ve kilden oluşan imento gözlenir.

Taraça ökelleri ise alüvyonla eş yaşıdır. Baskın olarak blok, çakıl ve kum boyutundaki tortullardan meydana gelmektedir. İçyapıları düzensiz olup, akma yapıları içermektedir.

2.3 Biga Yarımadası'nda Cevherleşme ve Tektonizma İlişkisi

Ege Bölgesi ve Batı Anadolu'da yay gerisi bölgesel genişleme alanının gelişimi başlıca kalınlaşan kabuğun gravitasyona bağlı çökmesi, dalan dilimin kırılarak ana gövdeden ayrılması ve dalan dilimin geriye dönerek hareketine devam etmesi gibi ana etkenlere bağlı olarak gelişir. Özellikle dalma-batma oranındaki azalmaya bağlı dalan dilimin geri çekilmesi, yay gerisi genişleme tektoniğinin ana mekanizması olarak kabul edilir (Jolivet ve Brun, 2010; Ring, Glodny, Will ve Thomson, 2010). Biga Yarımadası'nda K-G yönlü genişlemeye bağlı kabuk incelmesi, metamorfik çekirdek komplekslerin yüzeye çıkması ve yarı graben sistemlerin oluşumu ile karakterize edilir (Jolivet ve Brun, 2010; Ring ve diğer., 2010; Sánchez ve diğer., 2016; Kuşcu ve diğer., 2019).

Ege ve Batı Anadolu'da Geç Oligosen'den bu yana etkin olan KKD-GGB yönlü kıtasal genişleme ve ilişkili grabenlerin gelişimi, Anadolu'daki genişleme ve Helenik Yay'ının dalma-batma ile geriye dönmesi veya ayrımlaşmalı üst levha ilerlemesi mekanizmalarına bağlıdır (Agostini ve diğer., 2010). Graben sistemleri (Bergama, Edremit, Simav ve diğerleri) ve ilişkili oldukları genişleme yapıları özellikle Geç Miyosen-Pliyosen'de kalkalkali magmatik faaliyetler ve bunlardan kaynaklanan cevher getiren hidrotermal çözeltiler için önemli yerleşim ve dolaşım alanlarıdır. Bu farklı tektonik yerleşim, yapısal olarak yerleşmiş kalkalkali magmatizma ve önemli

porfiri Cu-Mo-Au ve yüksek sülfidasyon epitermal yatakların oluşumuna neden olmuştur (TV Tower epitermal Au yatağı, Halılağa Cu-Au ve Tepeoba porfiri Cu-Mo-Au yatağı). Bu cevherleşmelerin Balkanlar'daki Sırp-Makedon-Rodop metalojenik kuşağındakilerle karşılaştırılabileceği düşünülmektedir (Sánchez ve diğer., 2016).

Sánchez ve diğer. (2016), Biga Yarımadası'nın Senozoyik tektonik evriminde genişlemeye bağlı altı ayrı tektonik fazın rol oynadığını ortaya koymuştur. Bu fazlardan ilk dördü, cevher oluşturan magmatik hidrotermal sistemlerle ilişkili kalkalkali plütonların yüzeylemesine neden olmuştur.

Araştırmacılar, ilk tektonik fazın (E1 Fazı: ~65-49 My) orojenezle eş yaşlı bir genişleme olduğunu ve Karabiga ve Dikmen plütonlarının bu evrede yerleşerek Çakırlı ve Dikmen cevherleşmelerinin oluşumuna neden olduğunu belirtir.

İkinci tektonik faz (E2 Fazı: ~49-35 My) Biga Yarımadası'nın kuzeyindeki Orta Eosen ve Erken Oligosen plütonların (Kapıdağ, Kuşçayırı ve Yeniköy) yerleşimi ile ilişkilidir. Kartaldağ ve Kuşçayırı bu dönemde gelişen magmatik hidrotermal sistemin ürünleridir (Sánchez ve diğer., 2016).

Geç Eosen-Oligosen'i dönemini kapsayan üçüncü tektonik faz (E3 Fazı: ~35-23 My) DKD doğrultulu magmatik yay, yarım grabenler ve Kazdağ metamorfik çekirdek kompleksi ile ilişkilidir (Sánchez ve diğer., 2016). Bayramiç-Çan yarı grabeni içinde yer alan volkanik kayaçlar ve çalışma alanında yer alan Hallaçlar volkanitleri de bu faz ile ilişkilidir. Bu fazın ilk ürünü olan plütonik kayalar olarak Avcılar plütonu ($29,94 \pm 0,37$ My; Beccaletto ve Steiner 2005) ve Alanköy stoğu ($32,7 \pm 0,7$ My; Yiğit, 2012) verilebilir. Biga Yarımadası'nın orta ve güneyinde D-KD yönelimli, bileşimleri kalkalkaliden yüksek K-kalkalkaliye değişen Geç Oligosen yaşlı plütonlar (Evciler, Eybek, Kestanbol, Yenice, Ilıca vb.) üçüncü fazın tipik ürünleridir (Sánchez ve diğer., 2016).

Dördüncü faz (E4 Fazı: ~23-17 My) Biga Yarımadası'nın güneyinde Geç Oligosen sonu ile Erken Miyosen yaşlı D-KD yönlü magmatik yay ve yarım grabenlerin (Edremit grabeni, Havran-Balya ve Bayramiç-Çan yarım grabenleri) oluşumu ile ilişkilidir (Sánchez ve diğer., 2016). Kestanbol, Evciler, Kozak ve Eybek plütonları bu fazın etkin olduğu aralıkta sokulum yapmışlardır. Bu faz aynı zamanda özellikle düşük sülfidasyon epitermal sistemleri (Ovacık, Küçükdere vb.) oluşturan magmatik hidrotermal sistemlerin gelişiminde rol oynamıştır (Yılmaz, Oyman, Archart, Çolakoğlu ve Billor, 2007).

Halen aktif olan sağ yönlü Kuzey Anadolu Fayı, doğudan batıya doğru izlendiğinde daha küçük sağ yönlü doğrultu atımlı saçaklar halinde tüm Biga Yarımadası'nı kat ettiği görülmektedir. Olasılıkla daha önce gelişmiş olan genleşme fazlarında (özellikle E1, E2, E3 ve E4) grabenleri oluşturan normal fayları kullanarak bunlara oblik atım kazandırmışlardır (Sánchez ve diğer., 2016). Çalışma alanında yer alan bu tür faylardan biri de Yenice-Gönen Fayıdır.

Kuzey Anadolu Fayı boyunca çeşitli ölçeklerde çek-kopar kökenli havzaların varlığı bilinmektedir. Biga yarımadasında epitermal sistemler zamansal ve mekansal olarak KD-GB yönlü çek-kopar havzaları ve volkano-tekttonik çöküntülerle veya kalderalar ile ilişkilidir (Yiğit, 2012).

BÖLÜM ÜÇ

GRANİTOİDLERİN JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ VE YAŞ TAYİNLERİ

3.1 Tüm Kayaç Jeokimyası

Çalışma alanında yer alan granitoid sokulumlarının taze bölümlerinden, özellikle merkez ve kenar zonlarından örnekleme çalışmaları yapılmış ve toplam 15 adet örnek alınmıştır. Granitoid sokulumların ana-iz-nadir toprak element değerleri Tablo 3.1, Tablo 3.2 ve Tablo 3.3'te verilmiştir. Kayaçların LOI değerleri maksimum 2,58 %'ye ulaşmakta olup, magmatik kayaçların önemli derecede ayrışma veya ikincil alterasyon işlevlerinden etkilenmediklerini göstermektedir. Elde edilen bu jeokimyasal veriler ışığında çeşitli diyagramlar kullanılarak; granitoidlerin tipi, sınıflaması, magma serileri, jeotektonik ortam ve jeokimyasal özellikleri incelenmiştir.

Granitoidlerin major element değerleri SiO_2 için 62,42-68,61 wt. %, TiO_2 için 0,38-0,74 wt. %, Al_2O_3 için 14,47-16,50 wt. %, Fe_2O_3 için 2,11-5,56 wt. %, MnO için 0,03-0,1 wt. %, MgO için 1,22-2,47 wt. %, CaO için 2,03-5,63 wt. %, Na_2O için 2,96-4,61 wt. %, K_2O için 2,94-4,63 wt. %, P_2O_5 için 0,13-0,23 wt. % ve Cr_2O_3 için $\leq 0,01$ wt. % aralığında değiştiği görülmektedir (Tablo 3.1).

Çalışma alanında yer alan sokulumlar toplam alkali- SiO_2 diyagramına düşürüldüğünde (Middlemost, 1985), Soğucak'a ait sadece bir örnek (SP-1) granit alanında, Nevruz, Çakıroba, Soğucak ve Sofular'a ait diğer örnekler kuvarsmonzonit ile granodiyorit alanlarına düşmektedir (Şekil 3.1A). TAS diyagramına göre (Cox, Bell ve Pankhurst, 1979), tüm sokulumlar kuvarsdiyorit (Granodiyorit) alanında gözlenirken, Soğucak sokulumuna ait SP-1 nolu örnek granit alanına düşmektedir (Şekil 3.1B).

Tablo 3.1 Granitoidlerin ana element kimyasal analiz sonuçları

Lokasyon	Sofular Plütönu		Çakıroba Porfiri			Nevruz Plütönu			Çakıroba Plütönu			Soğucak Porfiri			
Örnek No	SG-1	SG-2	AC-5	AC-6	AC-7	AC-4	AC-8	AC-9	AC-10	AC-11	AC-12	AC-13	AC-14	SP-1	SP-2
wt. %															
SiO ₂	65,73	63,12	63,95	65,19	63,43	63,93	65,42	63,29	63,42	62,42	65,12	63,3	64,22	68,61	65,28
TiO ₂	0,51	0,6	0,53	0,5	0,5	0,54	0,55	0,74	0,61	0,63	0,54	0,5	0,5	0,38	0,49
Al ₂ O ₃	15,44	16,01	16,14	15,94	15,36	15,6	15,7	16,29	15,83	15,88	15,32	15,4	15,26	14,47	15,62
Fe ₂ O ₃	4,68	5,28	4,77	4,54	5,27	5,05	2,75	5,35	5,52	5,56	4,89	4,65	4,88	3,52	4,61
MnO	0,08	0,09	0,07	0,07	0,08	0,09	0,08	0,1	0,1	0,09	0,08	0,05	0,08	0,03	0,07
MgO	1,82	2,17	2,01	1,84	1,94	2,15	2,1	2,21	2,47	2,39	2,03	1,66	1,52	1,22	1,8
CaO	3,93	4,5	4,67	4,07	4,46	4,3	4,88	4,92	4,47	4,38	3,84	3,58	4,28	2,03	3,65
Na ₂ O	3,34	3,43	3,36	3,18	2,96	3,39	3,24	3,67	3,14	3,16	3,18	3,01	3,06	2,9	3,25
K ₂ O	4,01	3,71	3,54	3,82	3,97	3,72	4,63	2,94	4,14	3,86	4,05	4,25	4,52	4,17	4,06
P ₂ O ₅	0,19	0,23	0,19	0,18	0,18	0,19	0,18	0,2	0,21	0,22	0,18	0,19	0,18	0,13	0,19
Cr ₂ O ₃	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	0,26	0,31	1,17	0,91	1,58	0,43	0,28	0,37	0,5	0,48	0,45	2,58	2,15	2,16	0,92
Toplam	100,25	99,72	100,75	100,65	99,97	99,65	100,05	100,3	100,75	99,34	99,92	100,1	100,95	103,65	100,2

Tablo 3.2 Granitoidleri iz element kimyasal analiz sonuçları

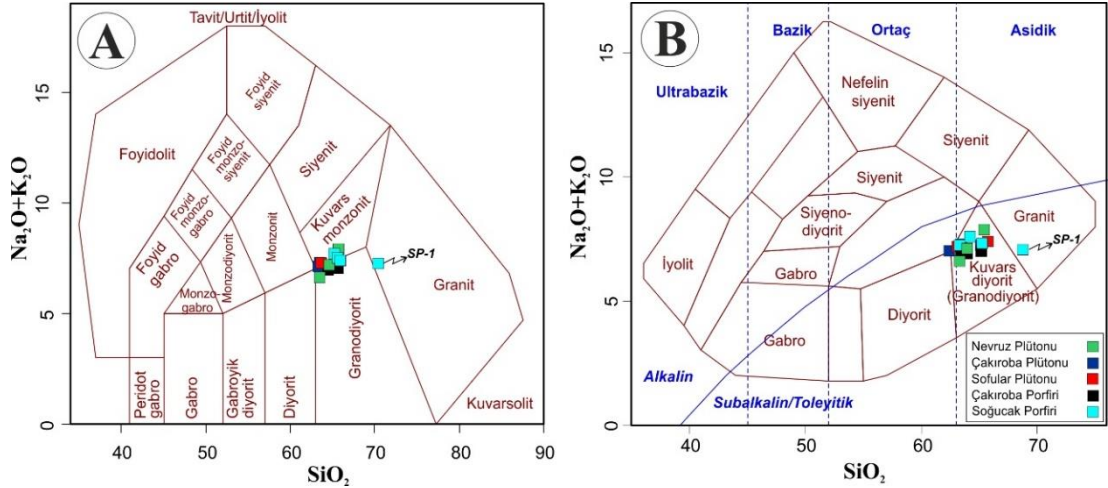
Lokasyon	Sofular Plütonu		Çakıroba Porfiri			Nevruz Plütonu			Çakıroba Plütonu			Soğucak Porfiri			
Örnek No	SG-1	SG-2	AC-5	AC-6	AC-7	AC-4	AC-8	AC-9	AC-10	AC-11	AC-12	AC-13	AC-14	SP-1	SP-2
ppm															
Nb	13,1	15,1	13,4	12,9	15,4	13,7	16,1	33,9	16,9	18,9	19,4	14,6	17	13,6	15,1
Zr	189	185	162	164	144	219	206	196	194	274	191	204	209	153	136
Y	18,6	22,7	28,3	20,1	21,3	25,1	25,1	47,6	20,4	24,6	23,2	20,6	21,5	14,5	18,3
Sr	532	621	596	556	574	591	614	649	659	637	541	471	546	323	563
Rb	143	128	122,5	133	170	158,5	172	122	169,5	158	166,5	170	164	123,5	126,5
Zn	47	53	66	38	37	47	38	56	77	54	48	66	55	32	74
Cu	8	14	101	1010	15	5	15	5	29	23	9	37	70	521	25
Ni	5	7	3	3	1	3	5	4	7	8	7	3	2	3	1
Cr	30	30	30	30	30	30	30	30	30	20	20	20	20	20	20
V	86	105	105	101	92	104	99	112	121	121	99	96	97	66	88
Ba	956	1120	1295	1145	1045	1115	1000	912	1120	1095	975	1220	1170	505	1050
Sc	8	10	10	9	8	11	10	10	11	11	10	8	8	5	7
Ga	16,7	17,8	17,4	16,3	18,6	18,3	18	19,4	17,5	18,7	17,6	17,3	17,6	16,1	16,8
Ge	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Cs	3,64	3,21	3,65	3,86	8,94	5,82	5,41	6,37	8,55	7,1	9,71	9,13	5,9	4,45	2,67
Hf	4,9	4,6	4,5	4,8	4,1	6,5	6,3	6,1	6	7,5	5,9	5,6	5,7	4,3	3,8
Sn	1	1	4	2	2	2	3	4	2	3	3	2	2	<1	1
Ta	1,2	1,3	0,9	1,1	1,2	1	1,2	4,1	1,1	1,7	2,1	1,2	1,3	1,3	1,3
Th	33,8	27,8	26,8	29,3	37,1	23,2	38,4	30,8	41,7	39	46,2	38,7	44,3	36,4	35,5
U	10,2	4,4	6,93	6,67	10,85	7,12	10,2	11,25	10,35	10,65	9,88	9,06	12,8	12,15	9,59
W	2	1	2	2	1	1	4	<1	1	<1	1	<1	2	4	1
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Co	10	11	8	9	11	10	7	14	15	14	11	8	7	9	9
Li	20	20	10	<10	10	20	10	20	20	20	20	10	<10	20	10
Mo	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	5	2	1

Tablo 3.2 devamı

Lokasyon	Sofular Plütonu		Çakıroba Porfiri			Nevruz Plütonu			Çakıroba Plütonu			Soğucak Porfiri			
Örnek No	SG-1	SG-2	AC-5	AC-6	AC-7	AC-4	AC-8	AC-9	AC-10	AC-11	AC-12	AC-13	AC-14	SP-1	SP-2
ppm															
Pb	36	26	43	24	36	27	35	25	47	29	29	26	51	24	33
As	1	1,4	11	4,2	11,8	1,9	2,7	2,4	7	3,7	3,6	3,7	3,6	3,5	3
Bi	1,4	1,3	0,26	0,1	0,68	0,14	0,29	0,11	0,38	0,16	0,17	0,55	0,23	0,51	0,5
Hg	<0,005	<0,005	0,007	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,011	<0,005	<0,005	0,014	<0,005	<0,005	<0,005
In	0,011	0,013	0,013	0,007	0,022	0,008	0,011	0,01	0,014	0,009	0,011	0,026	0,029	0,006	0,012
Re	<0,001	<0,001	0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	0,009	0,012	0,001	<0,001
Sb	0,1	0,1	1,43	0,5	1,98	0,25	0,41	0,15	1,46	0,21	0,27	0,56	0,8	1,45	0,2
Sc	2	3	2,8	1,6	2,5	2,5	1,8	2,8	2,6	2,7	2,4	4,9	4,2	1,8	1,6
Se	<0,2	<0,2	0,5	0,3	0,2	0,2	0,4	0,7	0,4	0,3	0,5	0,9	0,4	2,8	<0,2
Te	0,38	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,03	0,01
Tl	0,26	0,31	0,07	0,03	0,11	0,32	0,04	0,35	0,46	0,37	0,37	0,09	0,06	0,08	0,04
S (wt.%)	<0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,02	0,01	<0,01	0,23	0,02	1,5	<0,01
C (wt.%)	0,02	0,01	0,08	0,01	0,16	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,34	0,35	<0,01	0,01

Tablo 3.3 Granitoidlerin nadir toprak element (NTE) kimyasal analiz sonuçları

Lokasyon	Sofular Plütönu		Çakıroba Porfiri			Nevruz Plütönu			Çakıroba Plütönu			Soğucak Porfiri			
Örnek No	SG-1	SG-2	AC-5	AC-6	AC-7	AC-4	AC-8	AC-9	AC-10	AC-11	AC-12	AC-13	AC-14	SP-1	SP-2
ppm															
La	43,5	51,7	55,6	49,9	52,4	53,4	56,2	68,5	53,2	54,8	58,9	57,4	51,5	37,1	53,7
Ce	84,1	99,4	94,2	88	91,7	96,2	110	153	96,8	105,5	106,5	96	92,3	60,3	95
Pr	9,25	10,75	11	9,27	9,92	10,2	11,6	19,15	10,6	11,55	11,45	10,45	10,1	5,91	9,84
Nd	32,6	37,2	39,5	33,3	34,9	37,5	41,6	76,5	37,6	41,1	39,3	37,7	37	20,8	35
Sm	6,53	7,15	6,73	5,76	6,4	6,5	7,05	14,9	7,1	7,51	7,43	6,85	6,02	3,43	5,73
Eu	1,39	1,51	1,67	1,41	1,31	1,43	1,25	2,39	1,43	1,59	1,34	1,39	1,32	0,81	1,44
Gd	4,62	5,25	6,06	4,48	4,78	4,82	5,15	11,05	4,72	5,61	5,03	4,67	4,87	2,81	4,32
Tb	0,6	0,73	0,84	0,61	0,65	0,7	0,73	1,56	0,7	0,76	0,75	0,61	0,67	0,38	0,6
Dy	3,41	3,85	4,67	3,64	3,86	4,16	4,17	9,31	3,9	4,46	4,57	3,84	3,71	2,42	3,12
Ho	0,71	0,85	0,89	0,72	0,72	0,86	0,86	1,82	0,78	0,85	0,82	0,67	0,68	0,48	0,65
Er	2,08	2,16	2,69	2,04	2,19	2,47	2,31	5,0	2,12	2,5	2,44	2,05	2,07	1,47	1,95
Tm	0,3	0,29	0,4	0,32	0,29	0,39	0,4	0,79	0,31	0,37	0,37	0,29	0,3	0,19	0,22
Yb	1,93	2,38	2,56	2,13	1,9	2,68	2,61	4,77	2,02	2,64	2,44	1,95	2,13	1,38	1,84
Lu	0,28	0,33	0,42	0,34	0,32	0,41	0,42	0,67	0,36	0,38	0,38	0,31	0,37	0,25	0,32

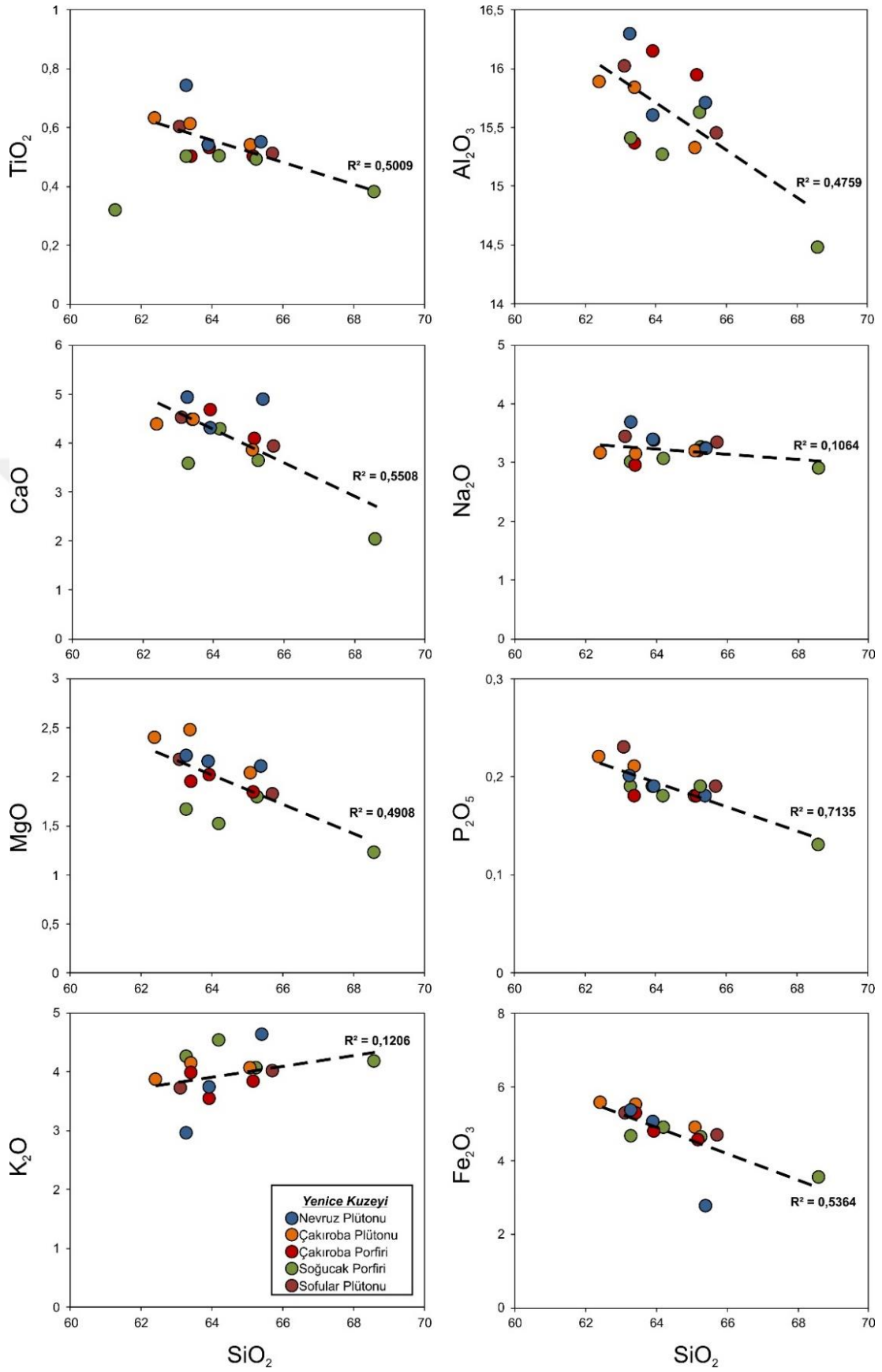


Şekil 3.1 A) Middlemost (1985) ve B) Cox ve diğer. (1979)'a göre magmatik kayaların toplam alkaliler-SiO₂ diyagramında adlandırılması

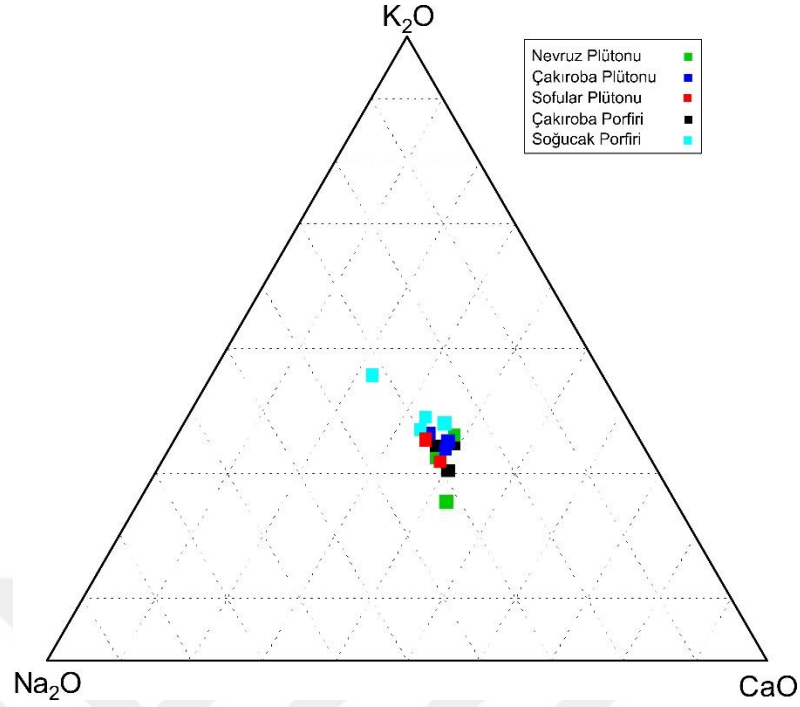
Majör oksitlerin SiO₂'ye göre değişimlerinin incelendiği Harker diyagramlarında (Şekil 3.2);

- Al₂O₃, MgO, TiO₂, CaO, Fe₂O₃, P₂O₅ değerleri ile SiO₂ değişimleri benzer eğilim sunmaktadır. Genel görünüm SiO₂ artışı ile belirtilen majör oksit değerleri azalmaktadır.
- SiO₂ artışı ile K₂O artış gösterirken, Na₂O belirgin bir eğilim sunmamaktadır.

Genel olarak, Al, Ti ve Mg değişimleri biyotit, piroksen, hornblend gibi mafik minerallerin yoğunluğu ile doğru orantılıdır. Çalışma alanındaki Al₂O₃, TiO₂ ve MgO değerleri göz önünde bulundurulduğunda güneyden kuzeye doğru, yani Nevruz'dan Soğucak sokulumuna doğru azalma sunmakta ve bunun nedeninin kuzeydeki sokulumların mafik minerallerce daha fakir olduğu düşünülmektedir (Şekil 3.2). Benzer şekilde, CaO değerlerinde de gözlenen aynı azalma trendi Ca-plajiyoklasların ve hornblend ile piroksenlerin oranlarındaki azalmadan dolayı gerçekleşmiş olabilir. K₂O değerlerinde gözlenen SiO₂ artışı ile pozitif eğilim ise granitoidlerde tipik olarak beklenen bir durumdur (Şekil 3.2). K₂O-Na₂O-CaO üçgen diyagramında da, Soğucak sokulumuna doğru CaO değerinin azalması ile birlikte K₂O miktarında artış gözlenmektedir (Şekil 3.3).



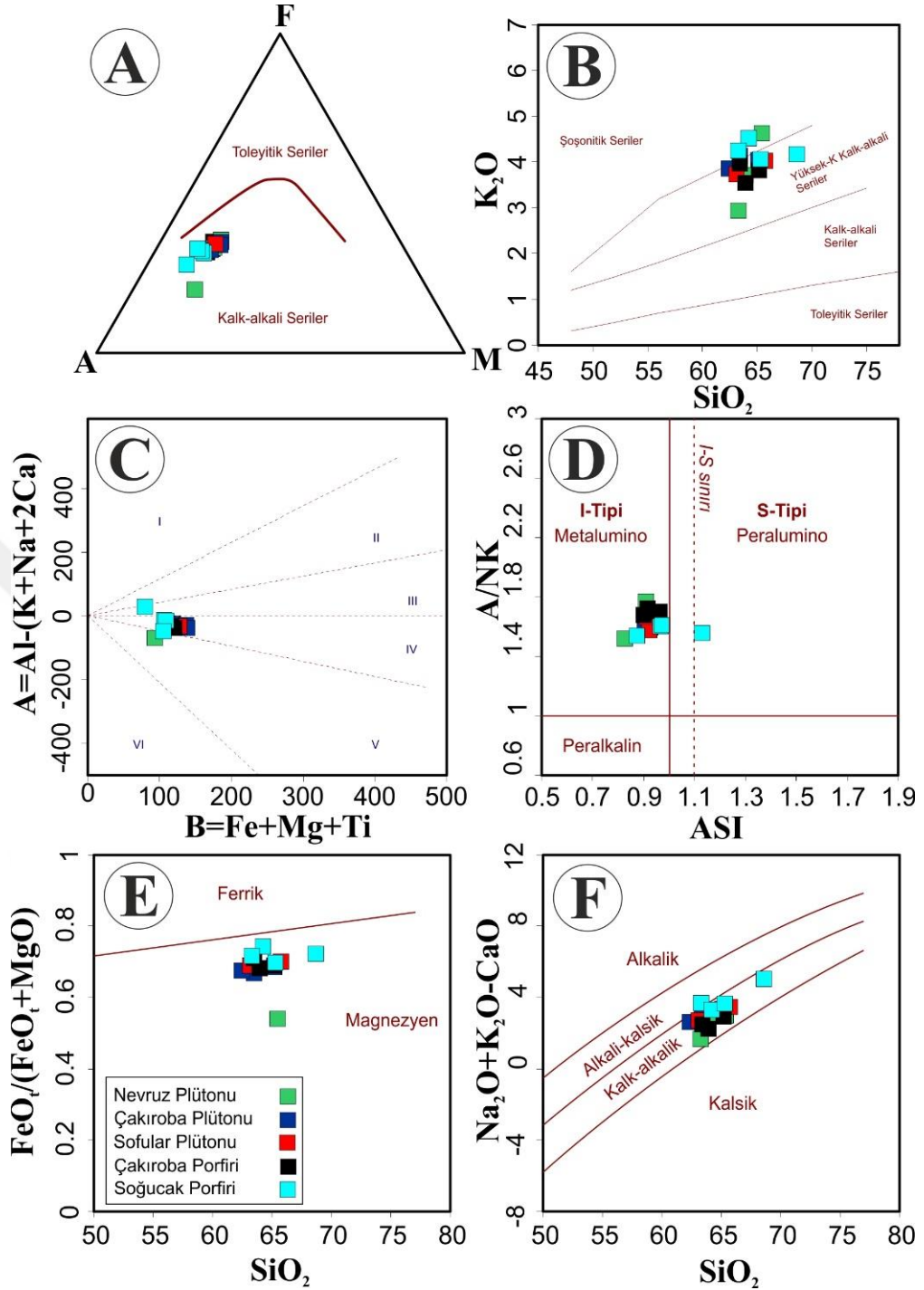
Şekil 3.2. Sokulumların SiO_2 içeriği ile major oksitlerin değişimini gösteren Harker diyagramları



Şekil 3.3 Sokulumların K₂O–Na₂O–CaO üçgen diyagramında dağılımı

Kayaçlar, Irvine ve Baragar (1971) AFM (A=Na₂O+K₂O, F=FeO, M=MgO) diyagramına göre kalkalkalin karakteri yansıtmaktadır (Şekil 3.4A). Peccerillo ve Taylor (1976)'ın K₂O–SiO₂ değişim diyagramına göre ise yüksek K-lu kalk-alkali alanında yoğunlaştıkları görülmektedir (Şekil 3.4B). Ancak, Nevruz-Çakıroba ve Soğucak sokulumlarının bazı değerlerinin şösonitik seri üzerinde çıkmasının nedeni, kristalizasyon sırasında ayrımlanmadan dolayı ortoklas gibi kalıntı K'lu minerallerce zenginleşmesinden dolayıdır.

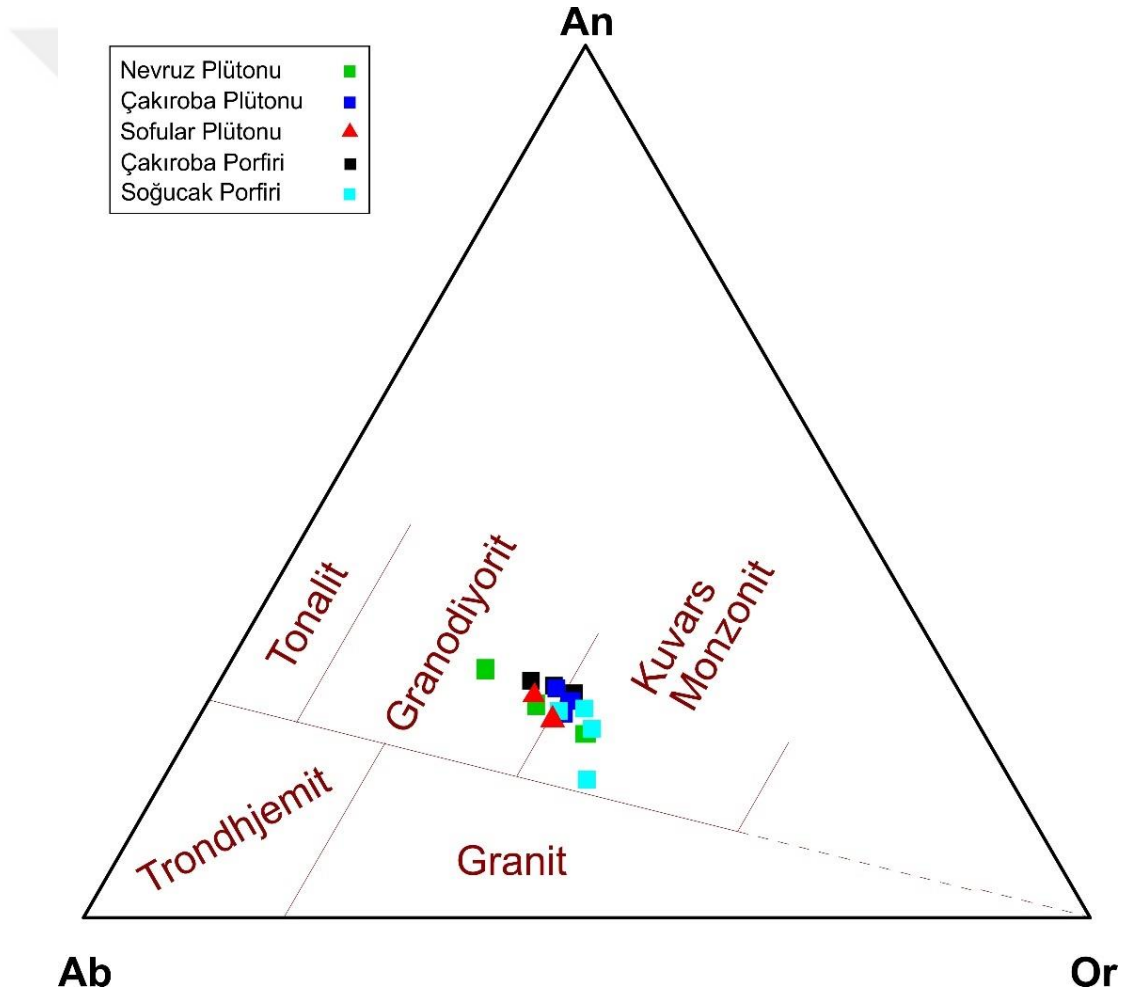
Magma tipini belirlemek amacıyla, ana element verileri ele alınarak hesaplanan Debon ve Le Fort (1983) karakteristik mineraller diyagramında, kayaç örnekleri baskın olarak IV (Biyotit+Amfibol±Piroksen) alanında yer almaktadır (Şekil 3.4C). Örneklerin çok küçük bir kısmı ise V (Klinopiroksen) alanına düşmektedir. Shand (1943)'ın başlıca alüminyum doygunluğuna dayanan sınıflandırmada, granitoidler I-tipi ve metalümino bileşimi sergilemektedir (Şekil 3.4D). Frost ve diğer. (2001) sınıflamalarına göre, FeO/(FeO+MgO)–SiO₂ diyagramında, tüm granitoidler magnezyen alanına düşmekte (Şekil 3.4E) ve Na₂O–K₂O–CaO indeks diyagramına göre başlıca kalk-alkali karakterlidirler (Şekil 3.4F).



Şekil 3.4. A) Kayaçların, AFM (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramındaki yeri ($A=Na_2O+K_2O$, $F=FeO$, $M=MgO$), B) Sokulumların magma serilerini belirlemek için K_2O-SiO_2 (Peccerillo ve Taylor, 1976) içeriklerine göre sınıflandırılması, C) Kayaçların Debon ve Le Fort (1983)'ün "karakteristik mineraller" diyagramındaki dağılımları, (Alanlar: I) Muskovit>Biyotit, II) Biyotit>Muskovit, III) Biyotit, IV) Biyotit+Amfibol+Piroksen, V) Klinopiroksen), D) Granitoidlerin ($A=Al^{+3}$, $N=Na^+$, $K=K^+$, $C=Ca^{+2}$ mol cinsinden) alümina doyum indeksine göre sınıflandırılması (Shand, 1943; Maniar ve Piccoli, 1989), E) Granitoidlerin Fe-indeksine ve F) Na_2O-K_2O-CaO indeksine göre sınıflandırılması (Frost ve diğer., 2001)

Granitoidlerin CIPW norm değerleri GCDkit 3.00 programı yardımıyla hesaplanmıştır. Or+Ab+An toplamında farklılaşma (diferansiyasyon) indisi (DI) 65,407 ila 70,858 aralığında değişmektedir.

Tüm granitoidler silisçe doygun (Q>1) ve güneyden kuzeye (Nevruz'dan Soğucak'a) doğru beklenildiği üzere bir artış gözlenmektedir (Tablo 3.4). An–Ab–Or feldispat üçgen diyagramına göre, granitoidler genel olarak bir hat üzerinde, Ab+An köşesinden Or kenarına doğru dağılım gösterirler (Şekil 3.5). Kayaçlar, granodiyoritten kuvarsmonzonit bileşimine doğru değişim sunmaktadır.

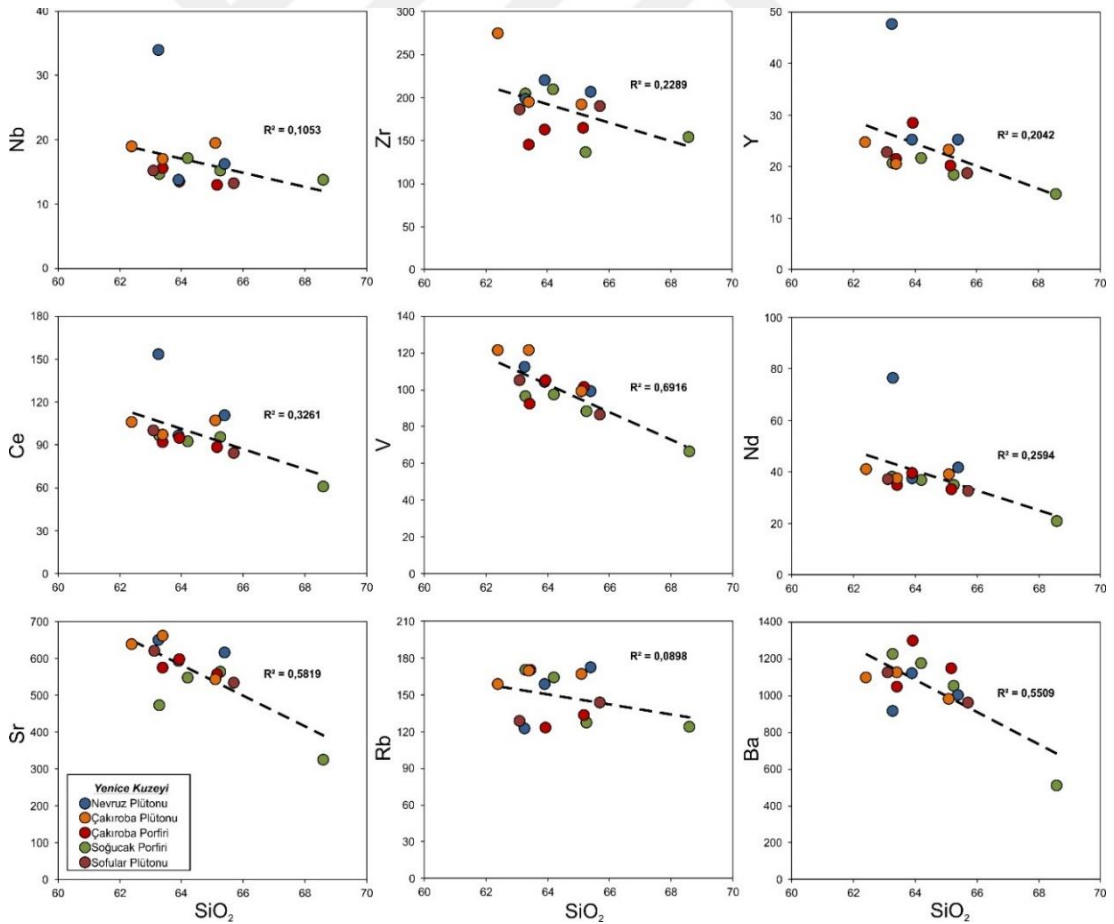


Şekil 3.5. An–Ab–Or Feldispat üçgeni (An=Anortit, Ab=Albit, Or=Ortoklas) (O'Connor, 1965)

Tablo 3.4 Granitoidlerden alınan örneklerden hesaplanmış CIPW-Norm değerleri

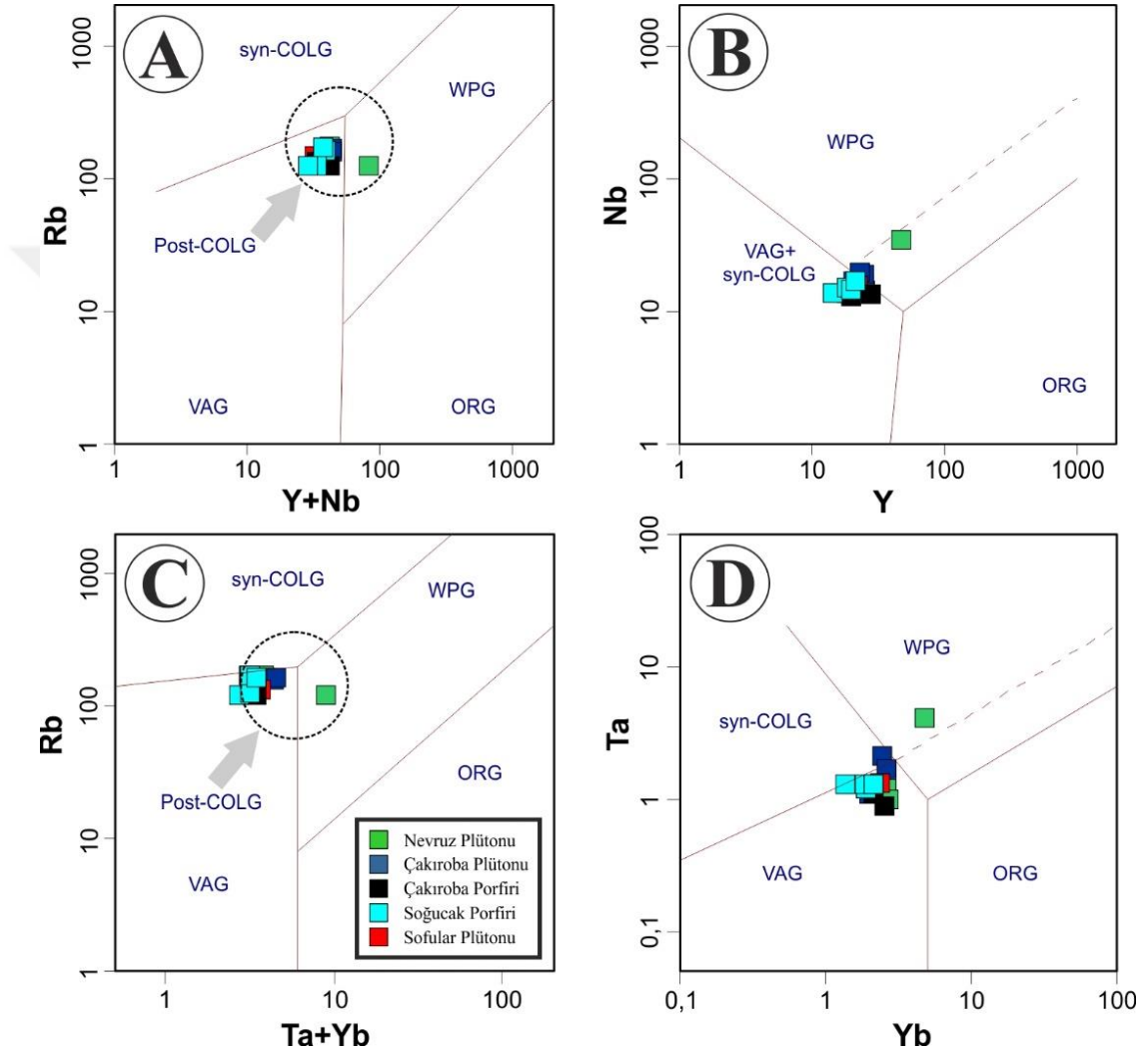
Örnek No	Sofular Plütonu		Çakıroba Porfiri			Nevruz Plütonu			Çakıroba Plütonu			Soğucak Porfiri			
	SG-1	SG-2	AC-5	AC-6	AC-7	AC-4	AC-8	AC-9	AC-10	AC-11	AC-12	AC-13	AC-14	SP-1	SP-2
Q	20,996	17,495	19,13	21,349	19,952	18,896	17,591	18,24	17,492	17,488	20,874	20,038	19,381	29,980	21,047
Or	23,698	21,925	20,92	22,575	23,461	21,984	27,362	17,374	24,466	22,811	23,934	25,116	26,712	24,643	23,993
Ab	28,262	29,024	28,431	26,908	25,047	28,685	27,416	31,055	26,57	26,739	26,908	25,47	25,893	24,539	27,501
An	15,293	17,330	18,502	17,937	16,899	16,362	14,62	19,291	16,871	17,745	15,566	15,956	14,553	9,222	16,041
Di	1,168	1,366	1,342	0	2,043	1,68	5,302	1,231	1,645	0,516	0,577	0	3,106	0	0
Hy	3,992	4,772	4,384	4,583	3,885	4,576	2,773	4,934	5,389	5,714	4,789	4,135	2,346	3,039	4,483
Il	0,171	0,193	0,079	0,15	0,171	0,169	0,171	0,19	0,167	0,169	0,171	0	0,124	0	0,15
Hm	4,680	5,280	4,77	4,54	5,27	5,05	2,75	5,35	5,52	5,56	4,89	4,65	4,88	3,520	4,610
Tn	1,031	1,224	1,199	0,761	1,006	1,107	1,129	1,571	1,282	1,328	1,105	0,397	1,067	0	0,582
Ru	0	0	0	0,111	0	0	0	0	0	0	0	0,338	0	0,38	0,174
Ap	0,45	0,545	0,45	0,426	0,426	0,45	0,426	0,474	0,497	0,521	0,426	0,45	0,426	0,308	0,45
Pr	0	0	0,056	0	0	0,019	0	0,019	0,037	0,019	0	0,085	0,037	0,051	0
P	43,555	46,354	46,933	44,845	41,946	45,047	42,036	50,346	43,441	44,484	42,474	41,426	40,446	33,761	43,542
Toplam	99,741	99,153	99,264	99,341	98,161	98,979	99,541	99,73	99,938	98,61	99,241	96,635	98,526	97,488	99,031
DI	67,253	68,279	67,853	67,42	65,407	67,031	69,398	67,72	67,907	67,295	66,408	66,542	67,158	58,404	67,535

Granitoidlerin iz elementlerden oluşturulan Harker diyagramları incelendiğinde, artan SiO₂ içeriği ile Nb, Zr, Y, Ce, V, Nd, Sr ve Ba azalan (negatif) eğilim sunarken, Rb ise belirgin bir eğilim sunmamaktadır (Şekil 3.6). Ba, Sr ve Zr elementlerinde gözlenen bu negatif eğilimler, fraksiyonel kristallenmede feldispat ve aksesuar minerallerinin oluşumu ile açıklanabilir. Ba dağılımına dikkat edildiğinde, Soğucak ve Çakıroba porfiri sokulumlarında daha yüksektir (1295 ila 1045 ppm arasında), Nevruz-Çakıroba plütonlarında ise en düşük değerlere (minimum 912 ppm) sahiptir. Ba azalması, bu kayalardaki kristalizasyon sırasını ve en fazla ayrımlaşmaya uğramış magma ürünlerinden oluştuklarına işaret etmektedir. Ayrıca, Soğucak ve Çakıroba porfirilerine doğru gözlenen Sr değerlerinde düşme ve Rb’da gözlenen hafif pozitif eğilim ise magmanın daha yüksek bir asidik bileşime sahip olduklarını belirtmektedir. Öngen (1982), çalışma alanında gözlenen bu sokulumların aynı kökene ait olduklarını, ancak farklı derinlikleri temsil ettiğini ifade etmiştir.



Şekil 3.6 Sokulumların SiO₂ içeriği ile iz element değişimini gösteren Harker diyagramları

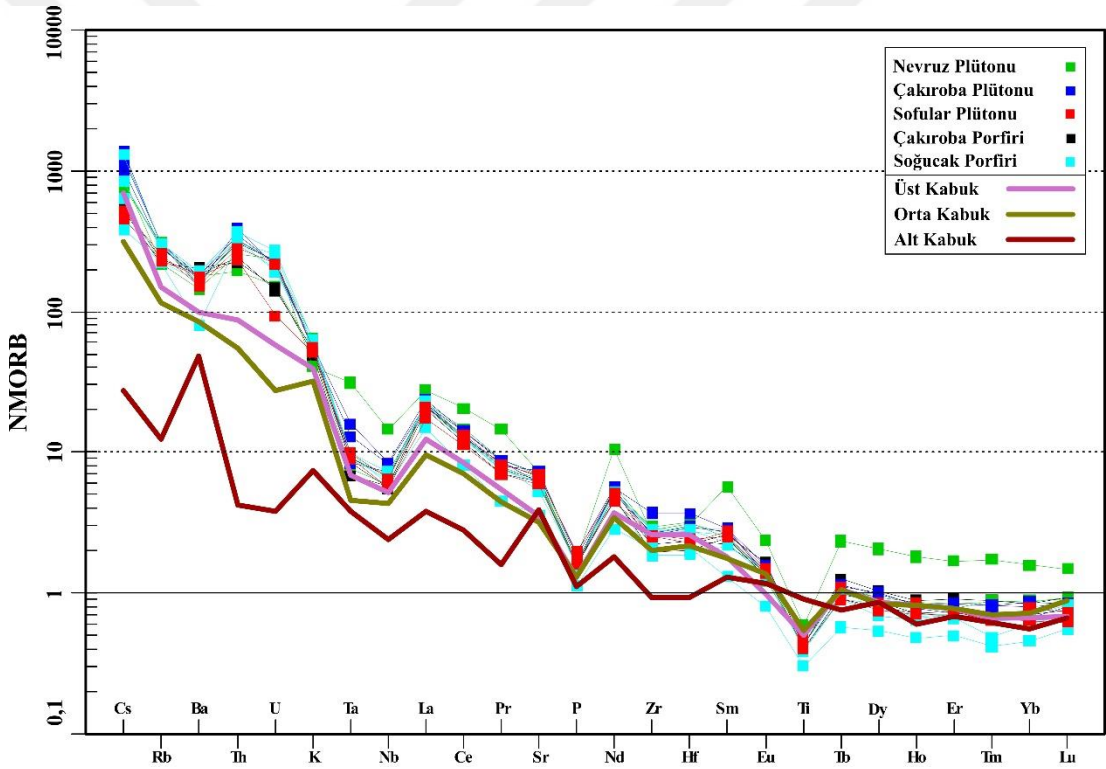
Sokulumların oluşum ortamlarını belirlemek için hazırlanan diyagramlarda, granitoidlerin yoğun olarak çarpışma sonrası granitoidler (Post-COLG) alanlarına düştükleri gözlenmektedir (Şekil 3.7). Ancak, Nevruz-Çakıroba plütonlarına ait birkaç değer in ilerleyen ayrımlaşmalı kristalizasyondan dolayı levha içi granitoidler (WPG) bölgesinde gözlenmektedir (Şekil 3.7).



Şekil 3.7 A-D) Granitoidlerin jeotektonik açıdan sınıflandırılması (Pearce, Harris ve Tindle, 1984). Kısaltmalar: VAG-Volkanik yay granitleri, WPG-Levha içi granitleri, ORG-Okyanus sırtı granitleri, syn-COLG-çarpışma ile eş yaşlı granitler, Post-COLG-çarpışma sonrası granitler

Granitoidlerin NMORB'a göre normalize örümcek diyagramı, genel anlamda metaluminyumlu, orta ve yüksek potasyumlu kalkalkalen özellikte olup, I-tip granitlere benzer nitelikte dağılım desenleri sunmaktadır (Şekil 3.8). Ana element içerikleri ve SiO₂ ile değişimleri, magma kristallenme evriminde ayrımlaşmalı

kristallenmenin önemli rol oynamış olduğunu göstermektedir. KB Anadolu'nun çoğu plütonlarında olduğu gibi, büyük iyon yarıçaplı elementlerde belirgin bir zenginleşme ve Nb, Ta, P ve Ti elementleri bakımından da tüketildiği gözlenmektedir. Granitoidlerin tamamı, ortalama alt kabuğa kıyasla büyük iyon yarıçaplı elementler açısından kuvvetli bir şekilde zenginleşmiş ve ortalama-üst kabuk değerlerine benzer iz element bileşimleri sergilemektedir (Şekil 3.8). Granitoidlerin tamamında gözlenen negatif Ta ve Nb anomalileri, yitim ile ilişkili kıta kenarlarında yaygın olan bir özelliktir (Kuşcu ve diğer., 2019). Aynı zamanda Şekil 3.7'de görüldüğü üzere, granitlerin jeotektonik açıdan sınıflandırılma diyagramlarında kayaçların Post-COLG bölgesinde çıkması bu kanıyı desteklemektedir.

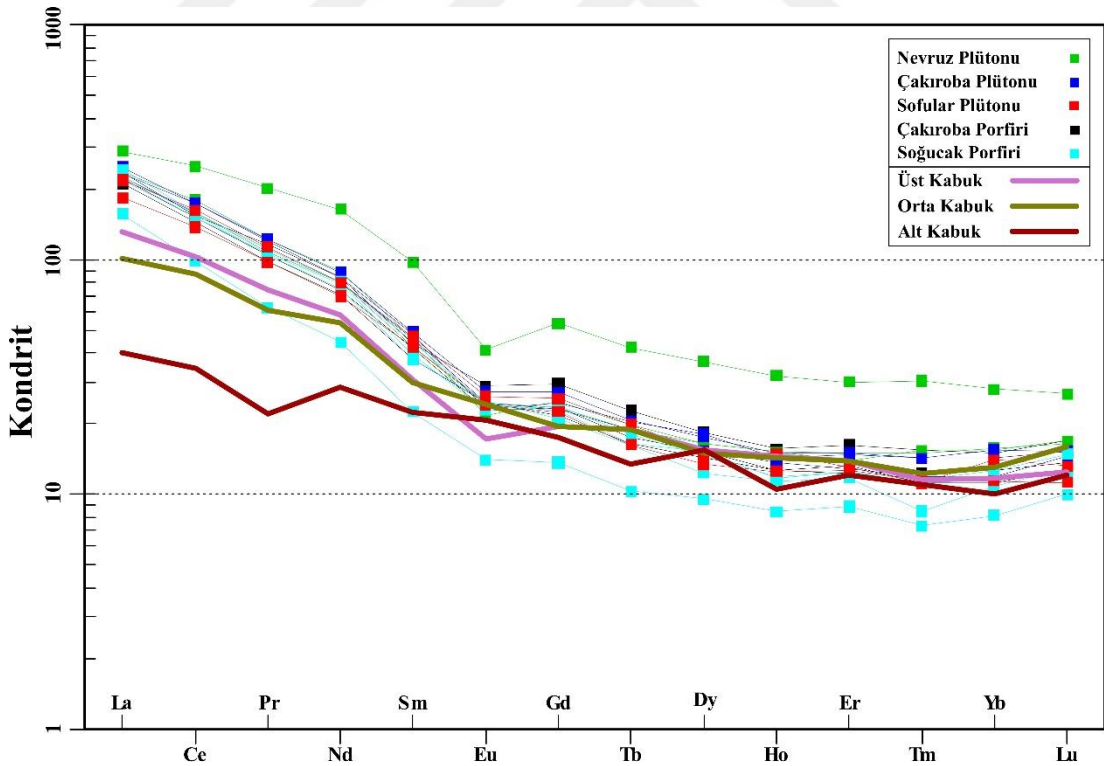


Şekil 3.8 Granitoidlerin NMORB'a göre iz-element normalize spider diyagramı (Sun ve McDonough, 1989)

Granitoidlerdeki nadir toprak elementlerin (NTE) La-Lu dizisi genellikle kayaç yapan minerallerde ölçülebilecek değerlerde ve yüksek oranda dağılmışlardır. Şekil 3.9 incelendiğinde, hafif nadir toprak elementlerinde (HNTE) zenginleşme, ağır nadir toprak elementlerinde (ANTE) ise kaşık şeklinde düze yakın bir azalma gözlenmektedir. Toplam NTE oranı daha çok kristalizasyon ayrımlaşmasına uğramış

kayaçlara benzemektedir. Kayaçlar az veya ihmal edilebilir bir Eu negatif anomalisine sahiptir. Bu durum, sulu bir magma varlığını ve okside ortamda plajiyoklas kristalleşmesinin baskılandığını işaret etmektedir (Kuşcu ve diğer., 2019). Granitoidlerin genel NTE konsantrasyonları, ortalama orta-üst kıtasal kabuk arasında yer almaktadır (Şekil 3.9).

Öngen (1982), Yenice çevresindeki granitoidlerde geç metasomatik olayların etkili olduğunu belirtmiştir. Aynı zamanda eğriler kristal–ergiyik dengesi altında ilerleyen bir kristalizasyon ayrımlaşmasını belirlemektedir. Jeokimyasal veriler de daha eski bir kıta kabuğu (Sakarya kıtası) ergimesinden dolayı oluştuklarına işaret etmektedir. Her ne kadar yitim kaynaklı manto metasomatizması, granitoidlerin zenginleştirilmiş bir kaynaktan türediklerine işaret etse de, Oligo-Miyosen granitoidlerin çok-elementli desenleri ve izotopik bileşimleri de kabuk kontaminasyonundan kaynaklanmış olabilir (Altunkaynak ve diğer., 2012b).

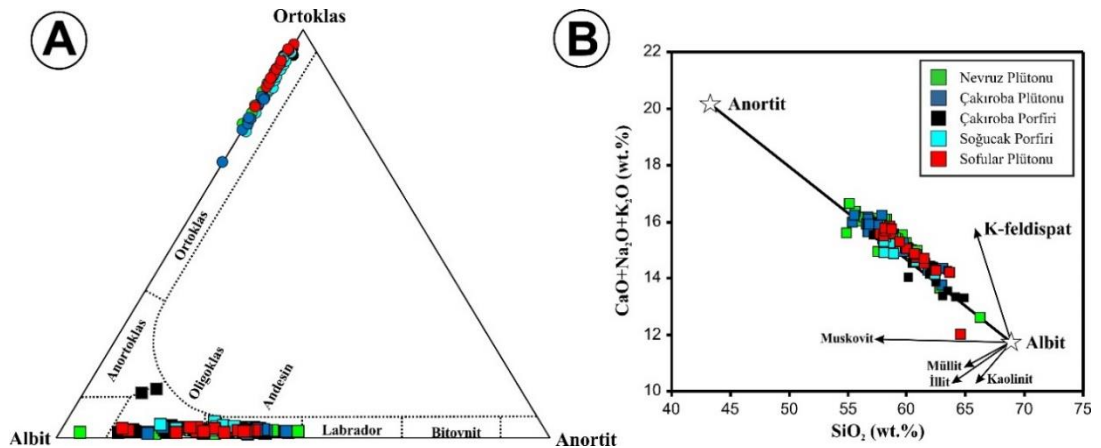


Şekil 3.9 Granitoidlerin Kondrit'e göre nadir toprak element (NTE) normalize spider diyagramı (Sun ve McDonough, 1989)

3.2 Kayaç Yapıcı Minerallerin Kimyası

3.2.1 Feldispat Bileşimi

Yenice yöresinde yer alan plütonlara ait K-feldispat (155 nokta) ve plajiyoklas (152 nokta) minerallerinden toplam 307 nokta mineral kimyası analizi gerçekleştirilmiştir. Feldispatların mineral formülleri 32 oksijen atomu esas alınarak hesaplanmıştır (Tablo 3.5 ve Tablo 3.6). Feldispat sınıflandırma üçgen diyagramında (Or-Ab-An), tüm plütonlar andezin ile oligoklas arasında değişen ($An_{4,2-48,7}Ab_{50,2-94,8}Or_{0,5-11,5}$) plajiyoklas bileşimlerine sahiptir (Şekil 3.10A). Benzer şekilde, major oksit değerleri göreceli olarak geniş bir bileşimsel aralık sunmakta olup, SiO_2 için 54,6 ile 66,3 wt. %, Al_2O_3 için 20,8 ila 28,1 wt. %, CaO için 0,9 ile 10,5 wt. %, K_2O için 0,1 ile 2,1 wt. %, Na_2O_3 için 6,0 ile 11,5 wt. % değerleri aralığında değişmektedir. Özşekli plajiyoklas taneleri boyunca yapılan EPMA hat (line) analizleri sonucunda, sokulumlara ait plajiyoklasların merkez bölümleri andezince zenginken, kenar zonlarına doğru oligoklasca zenginleştikleri görülmektedir. Plajiyoklasların bileşimsel özellikleri ayrıntılı olarak incelendiğinde, Sofular ve Çakıroba porfiri sokulumlarının daha yüksek oranda oligoklas bileşimli plajiyoklaslara sahip oldukları gözlenmektedir. K-feldispatlar, tüm plütonlarda benzer mineral kimyasına ($An_{0-1,2}Ab_{3,5-32,5}Or_{67,3-96,3}$) sahiptir. Feldispatlarda herhangi bir ayrışma veya alterasyon gözlenmektedir (Şekil 3.10B).



Şekil 3.10 Yenice yöresindeki feldispatların A) feldispat sınıflandırma (Or-Ab-An) üçgen diyagramında (Deer, Howie ve Zussman, 1992) ve B) plajiyoklas alterasyon fazlarını gösteren SiO_2 -CaO+Na₂O+K₂O (wt. %) diyagramında (Williamson, Herrington ve Morris, 2016) dağılımı

Tablo 3.5 Yenice yöresinde yer alan plütonlara ait plajiyoklasların mineral kimyası sonuçları

Lokasyon	Nevruz Plütonu (N=74)			Çakıroba Porfiri (N=16)			Çakıroba Plütonu (N=29)			Soğucak Porfiri (N=14)			Sofular Plütonu (N=19)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	54,91	66,28	58,48	57,25	65,05	61,80	55,43	63,10	58,06	58,02	62,45	59,08	57,73	64,63	60,00
TiO ₂	0,00	0,06	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00	0,05	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	20,82	28,08	25,67	21,62	26,30	23,40	22,91	27,65	25,68	22,52	26,32	24,78	22,01	26,64	25,17
FeO	0,03	0,28	0,20	0,04	0,48	0,23	0,06	0,62	0,27	0,20	0,47	0,28	0,02	0,46	0,16
MnO	0,00	0,07	0,01	0,00	0,06	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,06	0,01	0,00	0,07	0,01
MgO	0,00	0,19	0,01	0,00	0,20	0,05	0,00	0,35	0,03	0,00	0,07	0,02	0,00	0,05	0,01
CaO	0,93	10,46	7,62	2,60	8,36	4,80	3,95	9,68	7,83	4,29	7,47	6,67	2,44	8,40	6,75
Na ₂ O	5,95	11,50	7,56	6,90	10,46	8,90	6,07	9,67	7,46	7,39	9,29	7,90	6,90	10,75	7,98
K ₂ O	0,09	0,39	0,26	0,14	2,11	0,45	0,12	0,41	0,26	0,25	0,66	0,44	0,16	0,41	0,27
BaO	0,00	0,07	0,01	0,00	0,07	0,02	0,00	0,09	0,03	0,00	0,10	0,05	0,00	0,05	0,02
Cl	0,00	0,06	0,01	0,00	0,75	0,05	0,00	0,08	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,04	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,01	0,00	0,06	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,06	0,02
NiO	0,00	0,08	0,01	0,00	0,06	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,05	0,02
Toplam	98,01	101,27	99,87	98,80	101,61	99,80	98,25	100,89	99,66	97,60	102,31	99,29	99,22	101,04	100,44
32 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar															
Si	9,95	11,67	10,50	10,34	11,47	11,00	10,02	11,18	10,46	10,50	11,15	10,66	10,34	11,46	10,67
Al	4,32	5,97	5,43	4,49	5,60	4,90	4,79	5,89	5,45	4,74	5,43	5,27	4,60	5,62	5,28
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,04	0,03	0,01	0,07	0,03	0,01	0,10	0,04	0,03	0,07	0,04	0,00	0,07	0,02
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,00	0,05	0,00	0,00	0,10	0,01	0,00	0,09	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	0,18	2,02	1,47	0,49	1,62	0,90	0,75	1,87	1,51	0,82	1,45	1,29	0,46	1,61	1,29
Na	2,08	3,93	2,63	2,40	3,58	3,10	2,13	3,33	2,60	2,50	3,22	2,76	2,40	3,69	2,75
K	0,02	0,09	0,06	0,03	0,48	0,10	0,03	0,09	0,06	0,06	0,15	0,10	0,04	0,09	0,06
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,02	0,00	0,00	0,23	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	20,01	20,35	20,13	20,00	20,25	20,07	20,09	20,42	20,14	19,96	20,19	20,14	19,87	20,28	20,09
An	4,24	48,73	35,28	11,94	39,58	22,48	18,29	46,31	36,25	19,72	34,97	31,06	12,46	39,65	31,37
Ab	50,16	94,84	63,28	59,29	86,96	74,99	52,55	81,04	62,33	62,69	77,27	66,51	58,94	85,66	67,12
Or	0,49	2,17	1,43	0,79	11,49	2,53	0,66	2,30	1,43	1,38	3,70	2,43	0,88	2,29	1,52

Table 3.6 Yenice yöresinde yer alan plütonlara ait K-feldispatların mineral kimyası sonuçları

Lokasyon	Nevruz Plütonu (N=42)			Çakıroba Porfiri (N=16)			Çakıroba Plütonu (N=35)			Soğucak Porfiri (N=21)			Sofular Plütonu (N=21)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	63,05	66,41	64,12	62,21	64,81	64,09	62,44	66,06	64,04	61,56	65,21	62,75	63,39	65,30	64,43
TiO ₂	0,00	0,07	0,01	0,00	0,08	0,02	0,00	0,07	0,02	0,00	0,08	0,03	0,00	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	17,88	19,27	18,47	17,89	18,82	18,39	17,96	19,23	18,54	17,56	19,61	18,78	18,26	19,00	18,50
FeO	0,00	0,32	0,08	0,07	0,37	0,18	0,00	0,24	0,11	0,02	0,17	0,11	0,02	0,17	0,07
MnO	0,00	0,06	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,03	0,01
MgO	0,00	0,07	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,01
CaO	0,00	0,10	0,04	0,00	0,25	0,06	0,00	0,16	0,06	0,01	0,23	0,13	0,00	0,06	0,03
Na ₂ O	0,45	2,67	1,30	0,48	1,54	0,95	0,56	3,74	1,76	0,56	2,57	1,14	0,39	2,12	1,24
K ₂ O	12,43	15,97	14,86	14,90	15,99	15,45	11,77	15,64	14,23	12,31	15,40	14,36	13,78	16,36	15,03
BaO	0,27	0,86	0,39	0,00	1,96	0,26	0,13	1,57	0,65	0,21	2,61	1,84	0,10	0,57	0,36
Cl	0,00	0,29	0,03	0,00	0,37	0,04	0,00	0,05	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,00	0,07	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,06	0,01
NiO	0,00	0,06	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,05	0,01
Toplam	98,06	102,50	99,35	98,53	100,41	99,42	97,91	102,55	99,45	98,07	102,76	99,17	98,46	101,25	99,74
32 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar															
Si	11,87	12,02	11,93	11,80	12,00	11,93	11,80	11,97	11,90	11,72	12,12	11,81	11,91	11,99	11,94
Al	3,94	4,13	4,05	3,95	4,15	4,03	3,99	4,18	4,06	3,85	4,26	4,17	4,00	4,09	4,04
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,05	0,01	0,01	0,06	0,03	0,00	0,04	0,02	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,01
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01	0,01
Na	0,16	0,96	0,47	0,18	0,55	0,34	0,20	1,34	0,63	0,20	0,94	0,41	0,14	0,76	0,45
K	2,96	3,80	3,53	3,52	3,81	3,67	2,76	3,71	3,38	2,95	3,71	3,45	3,24	3,81	3,55
Ba	0,02	0,06	0,03	0,00	0,15	0,02	0,01	0,12	0,05	0,02	0,19	0,14	0,01	0,04	0,03
Cl	0,00	0,09	0,01	0,00	0,12	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Toplam	19,87	20,10	20,04	20,00	20,18	20,06	19,91	20,15	20,07	19,88	20,10	20,03	19,97	20,11	20,04
An	0,00	0,49	0,21	0,00	1,25	0,31	0,00	0,78	0,31	0,05	1,17	0,65	0,00	0,30	0,17
Ab	4,15	23,61	11,69	4,51	13,46	8,48	5,17	32,51	15,73	5,23	23,82	10,65	3,49	18,92	11,13
Or	76,39	95,85	88,10	85,67	95,07	91,21	67,30	94,73	83,96	75,05	94,47	88,70	80,89	96,31	88,71

3.2.2 Biyotit Bileşimi

Biyotit kimyası, magmatik ve hidrotermal sistemlerin fizikokimyasal özelliklerini yorumlamak için sıklıkla kullanılmaktadır (Munoz; 1984; Candela, 1989; Cline ve Bodnar, 1991; Müller ve Groves, 2019). Yenice yöresinde yer alan plütonlara ait öz ve yarı özşekilli biyotitlerden toplam 134 nokta analizi gerçekleştirilmiştir. Biyotit örneklerinin EPMA sonuçları Tablo 3.7’de verilmiştir. Halojen kimyası ve fugasite değerleri Mika⁺ programı kullanılarak hesaplanmıştır (Yavuz, 2003). Mineral formülleri 22 oksijen atomu esas alınarak tekrar hesaplanmıştır (Tischendorf, Gotesmann, Förster ve Trumbull, 1997).

Nevruz, Çakıroba, Sofular plütonu ve Çakıroba porfirisine ait biyotitler başlıca benzer Si, Al_{tot}, Fe_{tot}, Mg ve Ti değerlerine sahiptir. Bu sokulumlara ait biyotitlerin Si değerleri 5,42 ile 5,70 *apfu*, Al_{tot} değerleri 2,30 ile 2,54 *apfu*, Fe_{tot} değerleri 1,97 ile 2,32 *apfu*, Mg değerleri 2,80 ile 3,34 *apfu* ve Ti değerleri 0,32 ile 0,54 *apfu* arasında değişmektedir. Soğucak porfirisine ait biyotitler ise daha düşük Si (4,40-4,70 *apfu*) ve Ti (0-0,10 *apfu*) değerlerine sahipken, Al_{tot} (3,27-3,60 *apfu*), Mg (4,45-5,09 *apfu*) ve Fe_{tot} (2,59-3,08 *apfu*) değerleri çalışma alanındaki diğer sokulumların biyotitlerine oranla daha yüksektir. Çakıroba porfirisine, 0,16 ile 0,59 *apfu* arasında değişen ve ortalama 0,37 *apfu* ile en yüksek F içerikli biyotitlere sahip sokulumdur. Soğucak porfirisine ait biyotitlerde F içeriği görülmemektedir. Nevruz, Çakıroba ve Sofular plütonu ortalama 0 ile 0,26 *apfu* arasında değişen daha düşük F içerikli biyotitlere sahiptir. Tüm biyotitler benzer düşük CI içeriğine sahip olup, ortalama 0 ile 0,5 *apfu* arasında değişmektedir.

Mika ayrımında kullanılan (Mg-Li)-(Fe_{tot}+Mn+Ti+A^{VI}) diyagramı ve (Mg)-(Fe²⁺+Mn)-(Fe³⁺+Al^{VI}+Ti) üçgen diyagramı, sokulumlara ait tüm biyotitleri magnezyo-biyotit olarak sınıflandırmaktadır (Şekil 3.11A-B). Soğucak porfirisine ait biyotitler her iki diyagramda da sınıflama alanlarının dışına düşmektedir. Biyotit oluşum ortamlarını belirleyen (10*TiO₂)-(FeO_{tot}-MnO)-(MgO) üçgen diyagramına göre (Şekil 3.11C), Nevruz, Sofular, Çakıroba plütonu ve Çakıroba porfirisine ait tüm biyotitler birincil ve yeniden dengelenmiş birincil biyotit alanlarına düşmektedir.

Tablo 3.7 Yenice yöresindeki plütonlara ait biyotitlerin mineral kimyası sonuçları

Lokasyon	Nevruz Plütonu (N=49)			Çakıroba Porfiri (N=11)			Çakıroba Plütonu (N=39)			Sofular Plütonu (N=8)			Soğucak Porfiri (N=17)		
	Min	Maks	Ort	Min	Maks	Ort	Min	Maks	Ort	Min	Maks	Ort	Min	Maks	Ort
SiO ₂	35,28	37,54	36,67	35,80	37,35	36,63	35,79	37,71	36,60	36,70	37,66	37,05	26,05	29,20	27,51
TiO ₂	2,79	4,61	3,98	4,27	4,55	4,39	3,53	4,70	4,21	3,40	3,72	3,58	0,02	0,76	0,15
Al ₂ O ₃	12,98	14,05	13,48	13,38	13,81	13,52	12,84	14,20	13,26	13,65	14,05	13,86	16,42	18,62	17,57
FeO	16,69	18,30	17,66	15,99	16,52	16,21	15,99	18,10	17,65	17,11	17,87	17,59	19,25	21,89	20,87
MnO	0,32	0,59	0,42	0,16	0,25	0,20	0,33	0,43	0,38	0,35	0,50	0,43	0,40	0,80	0,60
MgO	12,46	14,60	13,06	13,82	14,38	14,11	12,35	13,55	12,89	12,60	14,78	13,07	17,92	20,71	19,33
CaO	0,00	0,31	0,02	0,00	0,08	0,02	0,00	0,17	0,02	0,00	0,15	0,06	0,05	0,22	0,10
Na ₂ O	0,06	0,18	0,11	0,08	0,13	0,11	0,04	0,15	0,11	0,09	0,14	0,12	0,00	0,04	0,01
K ₂ O	7,76	9,65	9,32	9,24	9,67	9,44	8,00	9,65	9,27	9,02	9,72	9,49	0,00	0,10	0,02
BaO	0,05	0,84	0,30	0,47	0,81	0,66	0,00	1,05	0,47	0,08	0,17	0,11	0,00	0,02	0,00
F	0,00	0,54	0,33	0,34	1,24	0,79	0,00	0,48	0,34	0,35	0,48	0,41	0,00	0,00	0,00
Cl	0,11	0,18	0,15	0,15	0,22	0,18	0,09	0,18	0,13	0,09	0,12	0,11	0,00	0,06	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,06	0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	0,07	0,02
NiO	0,00	0,07	0,01	0,00	0,06	0,02	0,00	0,07	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,06	0,02
Li ₂ O*	0,57	1,22	0,97	0,72	1,17	0,96	0,72	1,27	0,95	0,98	1,26	1,08	0,00	0,00	0,00
H ₂ O*	3,60	3,90	3,79	3,36	3,78	3,59	3,67	3,96	3,77	3,75	3,84	3,79	3,43	3,72	3,63
O=F,Cl	0,03	0,26	0,17	0,19	0,56	0,37	0,02	0,23	0,17	0,17	0,23	0,19	0,00	0,01	0,00
Total	96,71	101,84	100,11	98,80	101,64	100,47	96,97	101,42	99,93	99,94	101,10	100,56	85,14	91,37	89,85
Si	5,42	5,63	5,53	5,45	5,51	5,49	5,46	5,70	5,54	5,46	5,61	5,54	4,40	4,70	4,54
Al ^I	2,34	2,54	2,39	2,34	2,43	2,39	2,30	2,52	2,36	2,41	2,47	2,44	3,27	3,60	3,42
Al ^{IV}	2,34	2,54	2,39	2,34	2,43	2,39	2,30	2,40	2,36	2,39	2,46	2,43	3,27	3,60	3,41
Al ^{VI}	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,01	0,00	0,08	0,01	0,00	0,05	0,01
Ti	0,32	0,53	0,45	0,48	0,51	0,49	0,40	0,54	0,48	0,39	0,42	0,40	0,00	0,10	0,02
Fe ^I	2,12	2,32	2,23	1,97	2,07	2,03	2,01	2,30	2,23	2,13	2,25	2,20	2,59	3,08	2,88
Mn	0,04	0,08	0,05	0,02	0,03	0,03	0,04	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,06	0,11	0,08

Tablo 3.7 devamı

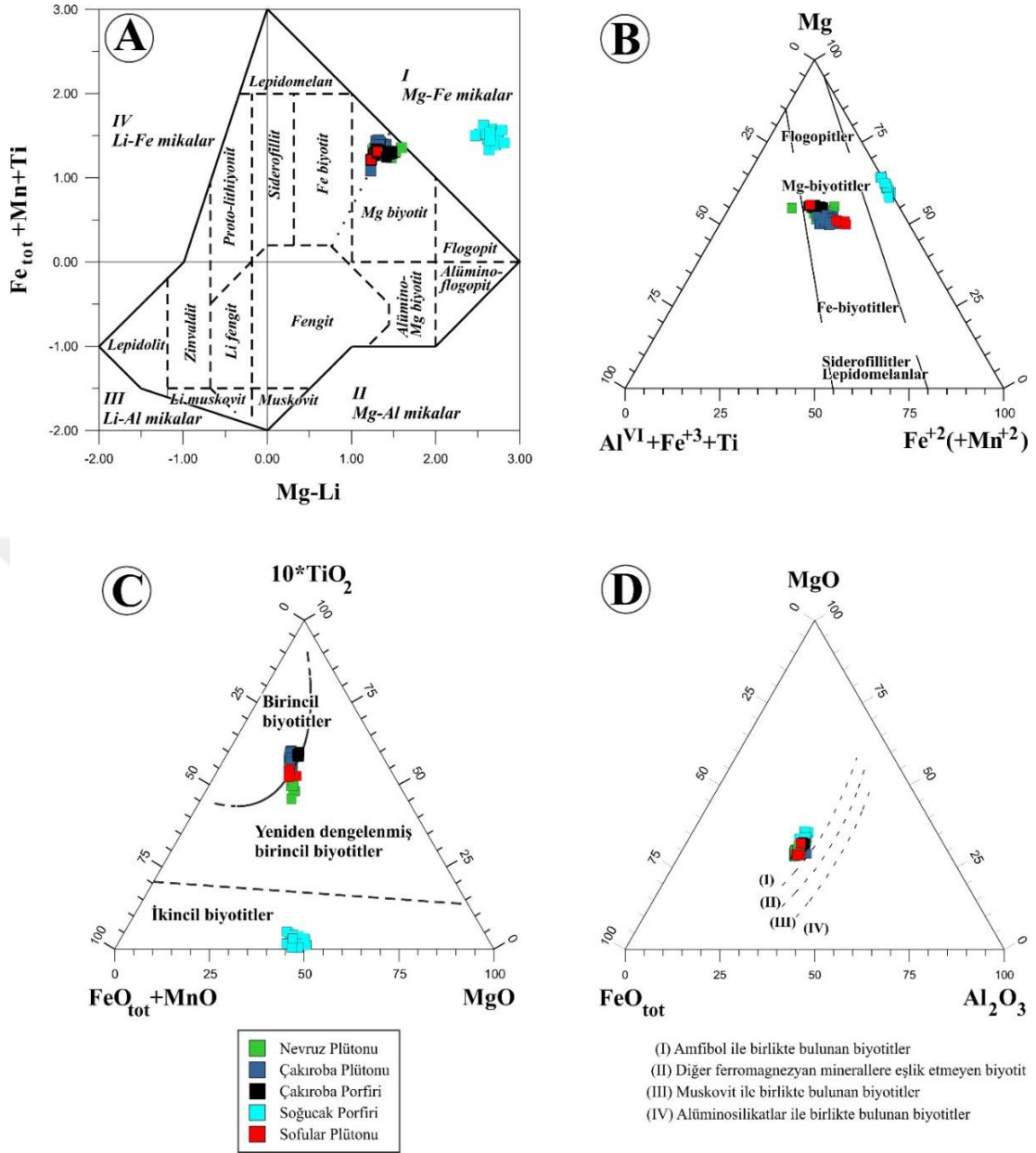
Mg	2,81	3,34	2,94	3,09	3,19	3,15	2,80	3,04	2,91	2,80	3,27	2,92	4,45	5,09	4,76
Ca	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02
Na	0,02	0,05	0,03	0,02	0,04	0,03	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00
K	1,52	1,86	1,79	1,77	1,84	1,80	1,54	1,86	1,79	1,71	1,87	1,81	0,00	0,02	0,00
Ba	0,00	0,05	0,02	0,03	0,05	0,04	0,00	0,06	0,03	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
OH*	3,70	3,96	3,81	3,36	3,79	3,58	3,74	3,97	3,80	3,74	3,81	3,78	3,98	4,00	3,99
F	0,00	0,26	0,16	0,16	0,59	0,37	0,00	0,23	0,16	0,16	0,23	0,19	0,00	0,00	0,00
Cl	0,03	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,02	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,00	0,02	0,01
XPdo	0,14	0,25	0,17	0,16	0,19	0,18	0,12	0,18	0,17	0,12	0,20	0,14	0,00	0,00	0,00
XMg	0,47	0,53	0,49	0,52	0,53	0,53	0,47	0,50	0,49	0,47	0,53	0,48	0,63	0,69	0,66
XFe	0,41	0,45	0,44	0,39	0,40	0,39	0,42	0,46	0,44	0,39	0,46	0,44	0,35	0,41	0,38
X(OH)	0,92	0,99	0,95	0,84	0,95	0,89	0,93	0,99	0,95	0,94	0,95	0,94	1,00	1,00	1,00
X(F)	0,00	0,07	0,04	0,04	0,15	0,09	0,00	0,06	0,04	0,04	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00
X(Cl)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
IV(F)	2,09	4,22	2,33	1,71	2,32	1,95	2,13	4,22	2,36	2,10	2,25	2,20	4,34	4,42	4,38
IV(Cl)	-4,07	-3,82	-3,95	-4,21	-4,07	-4,13	-4,03	-3,73	-3,89	-3,86	-3,71	-3,80	-3,95	-2,93	-3,34
IV(F/Cl)	5,97	8,14	6,28	5,80	6,49	6,08	6,01	8,10	6,25	5,92	6,06	5,99	7,27	8,35	7,71
logXCl/XOH	-2,12	-1,91	-2,01	-1,95	-1,81	-1,90	-2,22	-1,91	-2,06	-2,22	-2,08	-2,15	-3,30	-2,38	-2,95
logXF/XOH	-3,30	-1,14	-1,42	-1,36	-0,75	-1,00	-3,30	-1,21	-1,45	-1,36	-1,21	-1,29	-3,30	-3,30	-3,30
logXF/XCl	-1,26	0,86	0,59	0,50	1,19	0,90	-1,23	0,87	0,61	0,77	0,95	0,86	-0,92	0,00	-0,36
logf(H ₂ O)/f(HF) _{fluid}	5,94	8,05	6,17	5,57	6,18	5,81	5,96	8,05	6,19	5,93	6,09	6,03	8,28	8,38	8,33
logf(H ₂ O)/f(HCl) _{fluid}	4,70	4,91	4,80	4,63	4,77	4,71	4,69	5,01	4,84	4,85	5,04	4,93	5,32	6,24	5,87
logf(HF)/f(HCl) _{fluid}	-4,03	-1,87	-2,18	-2,35	-1,67	-1,95	-3,99	-1,90	-2,15	-1,96	-1,82	-1,89	-4,15	-3,11	-3,54
T °C (Beane, 1978)													238,12	284,84	261,75
T °C (Henry ve diğeri., 2015)	693,72	755,82	733,92	751,25	761,22	755,29	721,76	754,11	741,62	712,45	728,30	720,07			
fO ₂	-12,21	-11,47	-12,16	-12,22	-11,47	-11,56	-12,20	-12,15	-12,17	-12,18	-11,48	-12,08	-12,36	-10,65	-11,40

Soğucak porfirisine ait biyotitler ikincil biyotitler alanına düşmektedir. Bu bağlamda, Nevruz, Sofular, Çakıroba plütunu ve Çakıroba porfirisine ait biyotitler, magmatik-hidrotermal sistemlerin fizikokimyasal özelliklerini incelemeyi mümkün kılan magmatik özelliklerini korudukları anlamına gelmektedir. Biyotitlerin major oksit bileşimleri, magmatik kayaların içinde birlikte bulunduğu diğer minerallerin tanımlanmasına yardımcı olabilir (de Albuquerque, 1973). Sokulumlara ait tüm biyotitler, $MgO-FeO_{tot}-Al_2O_3$ diyagramında amfibol ile birlikte kayaç yapıcı mineral parajenezi alanına düşmektedir (Şekil 3.11D).

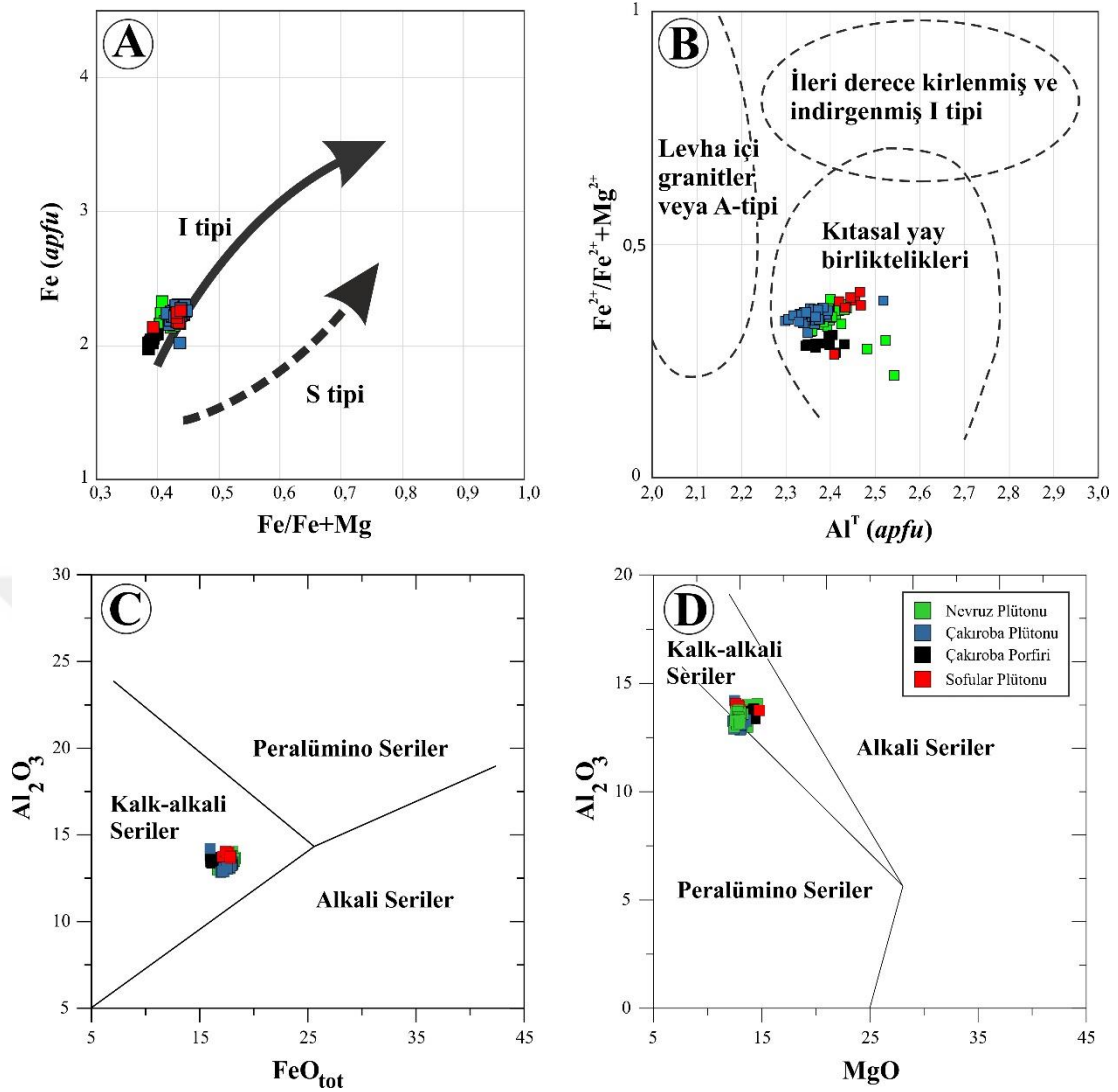
3.2.2.1 Tektonik Ortam

Biyotit bileşimi, magma tipini ve tektonik ortamı ayırt etmek için yaygın olarak kullanılmaktadır (Abdel-Rahman, 1994; Parsapoor, Khalili, Tepley ve Maghami, 2015). Bu ayırım için FeO , MgO ve Al_2O_3 gibi oksitlerin davranışını üzerindeki etkin rollerinden dolayı Fe ve Mg içerikleri büyük öneme sahiptir (Abdel-Rahman, 1994; Zarasvandi, Heidari, Raith, Rezaei ve Saki, 2019). Granitoidlere ait biyotitler $(Fe/Fe+Mg)-Fe$ (*apfu*) sınıflama diyagramında (VillaSeCa, Ruiz-Martinez ve PêRez-Soba, 2017) I tipi granit eğilimi göstermektedir (Şekil 3.12A). Genel olarak, I tipi biyotitler S tipi biyotitlerine göre daha yüksek Si , Fe ve daha düşük Al^{VI} içeriğine sahiptir (VillaSeCa ve diğer., 2017). Benzer şekilde, Al^T (*apfu*)- $(Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg^{2+})$ diyagramında (Şekil 3.12B), biyotitlerin kıtasal yay birlikteliklerinde yer aldıkları görülmektedir (Babazadeh, Furman, Cottle, Raeisi ve Lima, 2019).

Biyotitlerin magma serileri incelendiğinde (Şekil 3.12C-D), örneklerin büyük bir çoğunluğu kalk-alkalin alanına düşmektedir. Biyotit bileşimlerinde gözlenen düşük Ti , Cr , Al , F , Cl içerik ve baskın olarak yüksek $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ değerler metalüminalı kalk-alkali karakter ile uyumluluk göstermektedir (Lalonde ve Bernard, 1993). Güneyde yer alan Nevruz ve Çakıroba plütonlarına ait biyotitlerde gözlenen peralümino bileşimine doğru eğilim, dalma-batmanın son evresindeki eş magma (parental) oluşumundan kaynaklanabilir (Zarasvandi ve diğer., 2019). Bu durum, çalışma alanının güneyine doğru gençleşen $^{238}U/^{206}Pb$ yaşları ile de desteklenmektedir.



Şekil 3.11 Biyotitlerin kimyasal bileşimlerine göre sınıflandırılması. A) (Mg-Li)-(Fe_{tot}+Mn+Ti+A^{VI}) diyagramında (Tischendorf ve diğer., 1997) ve B) (Mg)-(Fe²⁺⁺Mn)-(Fe³⁺⁺Al^{VI}+Ti) üçgen diyagramında (Foster, 1960) sınıflandırılması, C) Biyotit oluşum ortamlarını belirleyen (10*TiO₂)-(FeO_{tot}-MnO)-(MgO) üçgen diyagramına göre sınıflandırması (Nachit, Ibhi, Sbis, El Hassan ve Ben Ohoud, 2005) ve D) Biyotitlerin bileşimlerine göre ilişkili oldukları mineralleri gösteren MgO-FeO_{tot}-Al₂O₃ üçgen diyagramı (de Albuquerque, 1973)



Şekil 3.12 Biyotitlerin tektonik ve magmatik ayırım diyagramları. A) $Fe/Fe+Mg$ - Fe (apfu) (VillaSeCa ve diğer., 2017) ve B) Al^T (apfu)- $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg^{2+}$ (Babazadeh ve diğer., 2019) magmatik seri ayırım diyagramları. C) FeO_{tot} - Al_2O_3 ve D) MgO - Al_2O_3 tektonomagmatik ayırım diyagramları (Abdel-Rahman, 1994)

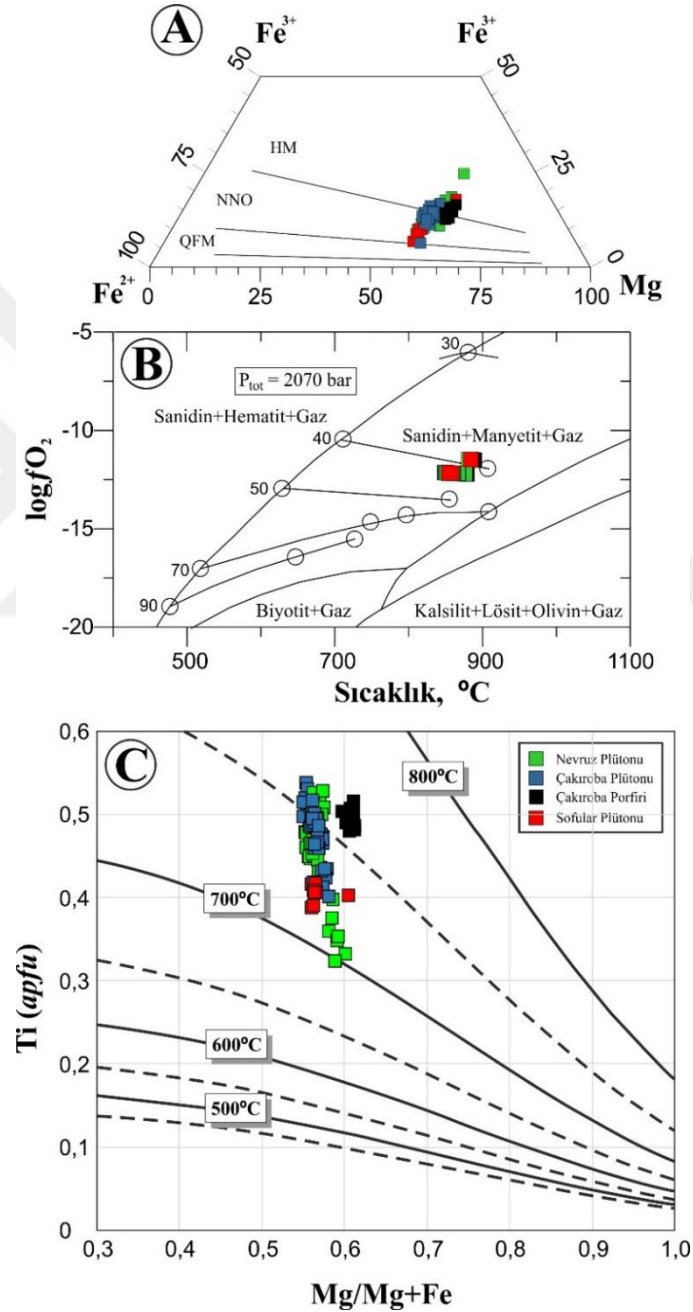
3.2.2.2 Magmatik Ortam

Porfiri sistemlerde, ana magma (parental) genellikle yüksek oksijen fugasitesine sahiptir. Bu nedenle kükürt içeriğinin transferi esas olarak sülfat türleri şeklinde gerçekleşir (Sun ve diğer., 2013). K-feldispat-manyetit ile eş kökenli biyotitler kristalizasyon esnasındaki oksijen fugasite koşullarını hesaplamak için kullanılabilir (Wones ve Eugeter, 1965; de Albuquerque, 1973; Yavuz, 2003). Sun ve diğer. (2013)'e göre, yüksek oksijen fugasite koşullarındaki biyotitler yüksek Mg

konsantrasyonuna sahiptir. Sokulumlarda yapılan petrografik incelemeler sonucunda, biyotitlerin kayaç yapıcı minerallerden hornblend-K-feldispat-kuvars-manyetit ile birlikte kayaç parajenezinde yer aldığı görülmektedir. Wones ve Eugster (1965), oksijen fugasitesini belirlemek için $Fe^{3+}(X_{pdo})-Fe^{2+}(X_{an})-Mg(X_{ph})$ üçgen diyagramını önermektedir. Hematit-Manyetit (HM), Nikel-Nikel Oksit (NNO) ve Kuvars-Fayalit-Manyetit (QFM) fugasite alanlarına sahip diyagramda QFM bölümünden HM bölümüne doğru oksijen fugasitesi artmaktadır (Sun ve diğer., 2013). Şekil 3.13A'da gösterilen $Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg$ diyagramında, bu çalışma kapsamında analiz edilen tüm biyotitlerin ortaç (NNO)-yüksek (HM) oksijen fugasitesi koşulları altında kristalleştikleri görülmektedir (Wones and Eugster, 1965). Ayrıca, $P_{tot}=2070$ bar basınç altındaki biyotitler için hazırlanan $\log fO_2$ -sıcaklık diyagramı (Şekil 3.13B), biyotitlerin -12,21 ile -11,47 arasında değişen yüksek oksijen fugasitesi altında kristalleştiklerini desteklemektedir.

Biyotitlerin Ti içeriği sıcaklık, su içeriği, basınç ve oksijen fugasitesi gibi birçok değişken ile ilişkilidir (Dymek, 1983; Henry ve Guidotti, 2002). Deneysel çalışmalar, biyotitlerdeki Ti konsantrasyonunun özellikle artan sıcaklık ile arttığını ve artan basınç ile azaldığını göstermektedir (Robert, 1976). Bu nedenle, biyotitlerin Ti içeriği değişen sıcaklık koşullarının bir işlevi olarak güvenilir bir jeotermometridir (Patiño Douce, 1993; Henry, Guidotti ve Thomson, 2005). Henry ve diğer. (2005) Ti-doygunluk yüzeyindeki uyumu jeotermometrik ifade olarak $T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b\}^{0,333}$ ile yeniden formüle etmiştir. Buarada, T santigrat derece (°C) cinsinden sıcaklık, Ti 22 oksijen atom esas alınarak normalize edilmiş formül birimi başına atomların sayısı ($apfu$), $X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe)$, $a=-2,3594$, $b=4,6482 \times 10^{-9}$ ve $c=-1,7283$ 'e karşılık gelmektedir. Bu yöntem ile biyotitlerden 693,7 ile 761,2 °C arasında değişen oluşum sıcaklıkları hesaplanmıştır (Tablo 3.7 ve Şekil 3.13C). Çalışma alanındaki en yüksek sıcaklık değeri Arapuçandere cevherleşmesinin batısında yer alan Çakıroba porfirisinden elde edilmiştir. Diğer yandan, Soğucak porfirisinde bulunan ikincil biyotitler için Beane (1978)'e ait biyotit jeotermometri yöntemi uygulanmıştır. Bu yöntem, potasik alterasyonda manyetit ve K-feldispat gibi minerallerin eşlik ettiği biyotitler için kullanılmakta ve biyotit yapısındaki $Mg^{2+}-Fe^{2+}-Fe^{3+}$ 'ın yer değiştirmesindeki etkin parametrelere dayanmaktadır. Bu yöntem ile ikincil

biyotitlerden 238,1 ile 284,8 °C arasında değişen alterasyon sıcaklıkları hesaplanmıştır (Tablo 3.7). Soğucak porfiritik sokulumun alterasyon zonundan alınan bu örnek, mineralojik ve petrografik incelemelerle de tanımlanan iç propilitik alterasyonun oluşum sıcaklıkları (250-350 °C) ile uyumlu biyotit sıcaklıkları vermektedir (Corbett, 2017).



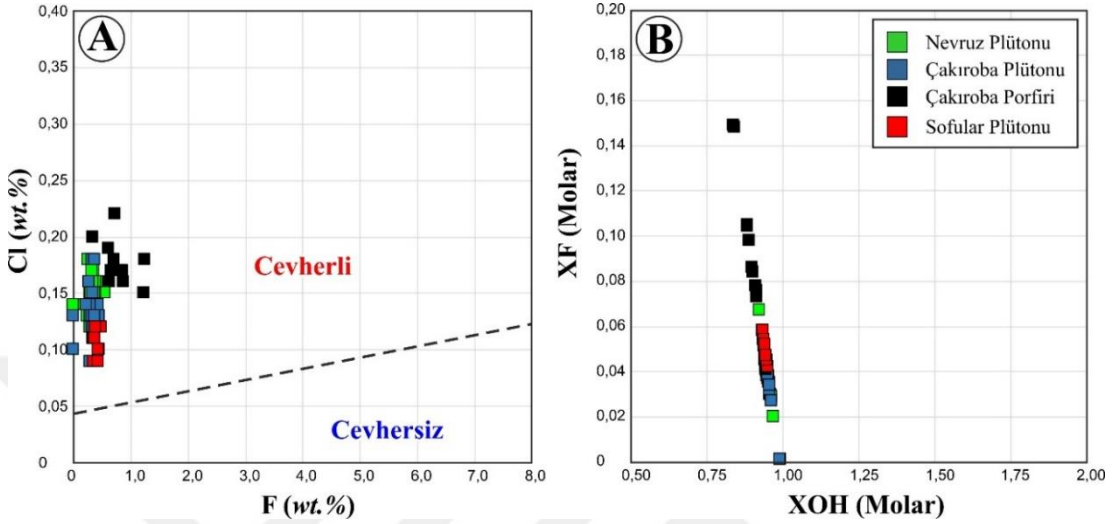
Şekil 3.13 Biyotitlerin oksijen fugasite ortamlarını gösteren A) $\text{Fe}^{3+}(\text{X}_{\text{pdo}})$ - $\text{Fe}^{2+}(\text{X}_{\text{an}})$ - $\text{Mg}(\text{X}_{\text{ph}})$ üçgen diyagramı ve B) Sıcaklık- $\log f\text{O}_2$ diyagramı (Wones ve Eugster, 1965). C) Biyotitlerin Ti içeriğine göre $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ -Ti (apfu) sıcaklık diyagramı (Henry ve diğer., 2005)

3.2.2.3 Halojen Fugasitesi

Halojenler (F ve Cl) magma evrimi, magmatik-hidrotermal sistemlerde metal kompleks türleri ve metal eriyiklerinin taşınması açısından büyük bir öneme sahiptir (Holland, 1972; Richards, McCulloch, Chappell ve Kerrich, 1991; Candela, 1997; Müller ve Groves, 2019; Zarasvandi ve diğer., 2020). Bu çalışma kapsamında incelenen biyotitler göreceli olarak yüksek F ve düşük Cl içeriğine sahiptir. Halojenlerin iyonik yarıçapları göz önüne alındığında, F^- (1,33 Å) ve OH^- (1,32–1,37 Å) yakın benzerlikler sunmaktadır (Shannon, 1976). Bu nedenle, F^- hidroksil içeren minerallerin yapısına daha geniş yarıçaplı Cl^- (1,81 Å) 'e göre çok daha kolay ve uyumlu bir şekilde dahil olur (Müller ve Groves, 2019). Magmatik-hidrotermal sistem geçişlerinde, F^- büyük oranda ergiyikte kalırken, Cl^- tercihen sıvı faz içinde ayrılır (Webster, Tappen ve Mandeville, 2009; Wang, Marks, Keller ve Markl, 2014; Pagé, Hattori, De Hoog ve Okay, 2016). Munoz (1984; 2008) tarafından yapılan deneysel çalışmalar, yüksek Mg içerikli biyotitlerin, düşük Mg içerikli biyotitlere kıyasla daha fazla F ve daha az Cl içermeye eğiliminde olduğunu ortaya koymaktadır. Bu kimyasal etkiye yaygın olarak “Fe–F ve Mg–Cl kaçınma kuralı” denir (Munoz 1984; 2008; Siahcheshm, Calagari, Abedini ve Lentz, 2012).

Biyotitlerin halojen içeriklerine göre değerlendirildiklerinde, tüm sokulumlar cevherli porfiri grubuna düşmüştür (Şekil 3.14A). Bölgedeki en yüksek halojen içeriği Çakıroba porfirisinde gözlenmektedir. Nevruz ve Çakıroba plütonları benzer F ve Cl içeriği ile karakterize olmaktadır. Sofular plütonu cevherli alan içinde yer almasına rağmen, bölgedeki diğer sokulumlar ile kıyaslandığında en düşük halojen içeriğine sahiptir. Biyotit kimyasından hesaplanan IV(F), IV(Cl) ve IV(F/Cl) halojen fugasiteleri, mikaların göreceli F ve Cl içeriğini tahmin etmek için kullanılmaktadır (Munoz, 1984;1992; Zarasvandi ve diğer., 2020). Özellikle, düşük IV(F/Cl) değerler daha yüksek F/Cl oranlarına karşılık gelmekte ve yüksek derecede cevherleşmiş porfiri sokulumları temsil etmektedir (Zarasvandi ve diğer., 2019). Bölgede en yüksek IV(F/Cl) değerler Nevruz (IV(F/Cl)=6,28) ve Çakıroba (IV(F/Cl)=6,25) plütonlarında gözlenirken, Çakıroba porfiri (IV(F/Cl)=6,08) ile Sofular plütonu (IV(F/Cl)=5,99) göreceli olarak daha düşük değerler sergilemektedir. Biyotitlerde ait F^- ile OH^- yer

değiştirmesine incelendiğinde, XF-XOH (Molar) diyagramında negatif bir trend gözlenmektedir (Şekil 3.14B). Yüksek negatif korelasyon, biyotit yapısına F'un daha kolay yerleştiğine işaret etmektedir (Wones ve Eugster, 1965).



Şekil 3.14 Biyotitlerin halojen içeriklerine göre A) F-Cl (wt. %) cevherleşme ortamı sınıflaması (Müller ve Groves, 2000) ve B) XOH-XF (Molar) halojen diyagramı

3.2.3 Amfibol Bileşimi

Yenice yöresinde yer alan plütönlara ait amfibollerden toplam 204 nokta mineral kimyası analizi gerçekleştirilmiştir. Amfibollerin mineral formülleri 23 oksijen atomu esas alınarak hesaplanmıştır (Tablo 3.8). Amfibollerin basınç, sıcaklık ve oksijen fugasite değerlerini hesaplamak için WinAmptb programı kullanılmıştır (Yavuz ve Döner, 2017).

Amfibollerin major oksit değerleri göreceli olarak dar bir bileşimsel aralık sunmaktadır (Tablo 3.8). Ancak, Nevruz, Çakıroba ve Sofular plütönları ile Soğucak ve Çakıroba porfirileri arasında bileşimsel olarak farklılıklar gözlenmektedir. Plütönlara ait amfibollerin ortalama SiO₂ ve MgO değerleri 48,38 ile 50,06 wt. % (7,08 ile 7,29 *apfu*) ve 13,70 ile 14,99 wt. % (2,99 ile 3,25 *apfu*) aralığında değişirken, porfirilere ait amfiboller 51,45 ile 51,85 wt. % (7,43 ile 7,49 *apfu*) ve 15,48 ile 17,26 wt. % (3,33 ile 3,72 *apfu*) göreceli olarak daha yüksek ortalama SiO₂ ve MgO değerlerine sahiptir (sırasıyla). Plütönlara ait amfiboller, TiO₂ için 0,66 ile 0,83 wt. %,

Al_2O_3 için 4,44 ile 5,96 wt. %, FeO_{tot} için 12,77 ile 14,11 wt. % ve K_2O için 0,39 ile 0,56 wt. % aralığında değişen benzer ortalama major oksit değerlere sahiptir. Soğucak ve Çakıroba porfirilerine ait amfibollerin TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_{tot} ve K_2O ortalama major oksit değerleri daha düşük olup, sırasıyla, 0,40 ile 0,46 wt. %, 3,00 ile 3,90 wt. %, 10,66 ile 11,99 wt. % ve 0,24 ile 0,27 wt. % aralığında değişmektedir. Her bir sokulunda amfibollerin ortalama CaO değerleri benzerlik sunmakta ve başlıca 11,84 ile 12,23 wt. % aralığında değişmektedir.

Amfibollerin bileşimlerinde gözlenen $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}(\text{M4})}>1$, $\text{Na}_{\text{B}(\text{M4})}<0,5$ ve $\text{Ti}<0,5$ değerler, çalışma alanındaki amfibollerin kalsik türde olduğunu göstermektedir (Leake ve diğer., 1997). Genel olarak, tüm amfiboller magmatik kökenli (Şekil 3.15A) ve aktinolit-Mg-hornblend olarak sınıflandırılmıştır (Şekil 3.15B). Soğucak ve Çakıroba porfirilerine ait amfiboller baskın olarak aktinolit bileşimi sergilerken, Nevruz, Çakıroba ve Sofular plütonlarına ait amfiboller baskın olarak Mg-hornblend bileşiminde oldukları gözlenmektedir.

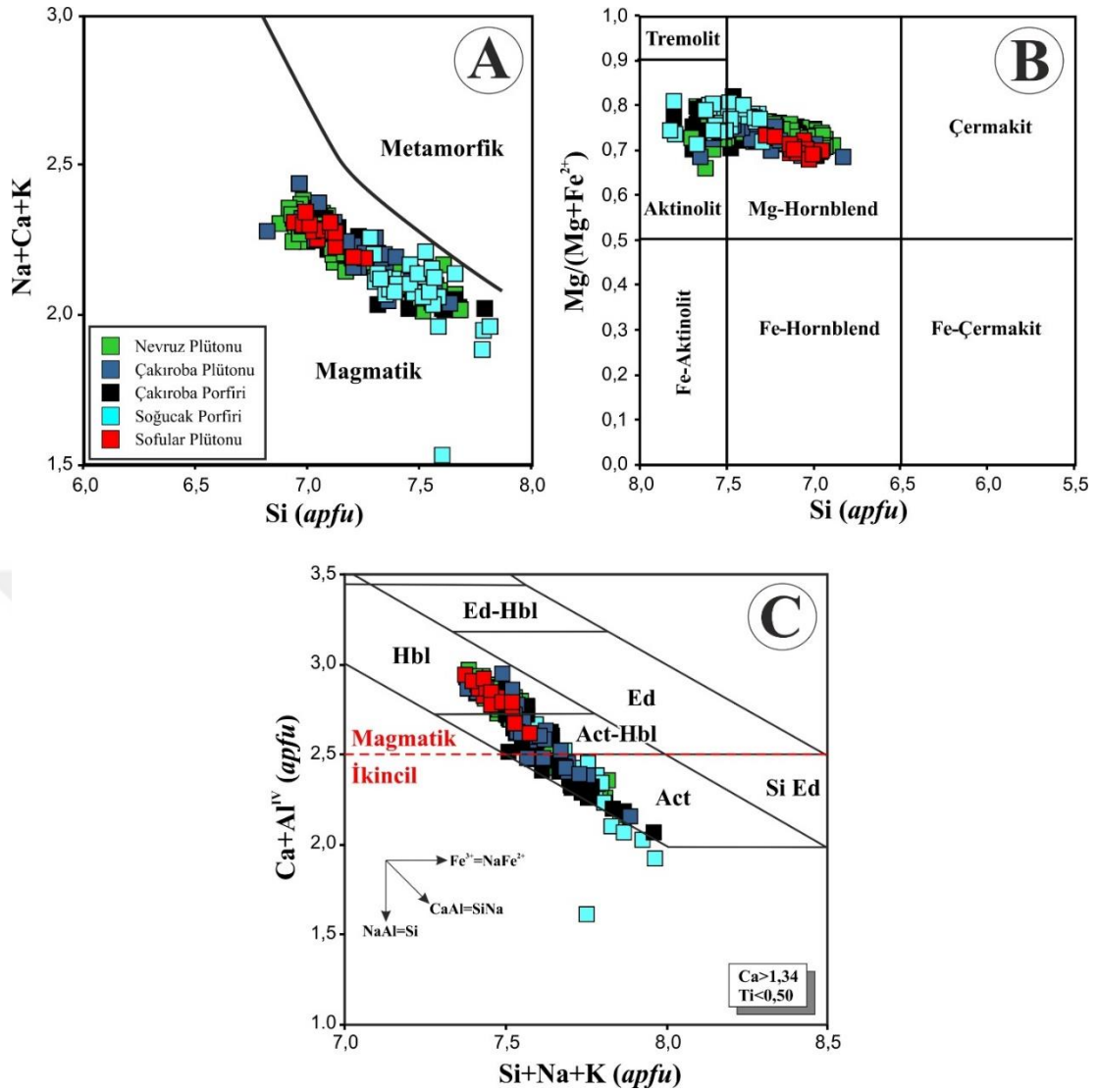
Amfibol oluşum ortamlarını belirleyen $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}}$ (*apfu*)- $\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$ (*apfu*) diyagramına göre (Şekil 3.15C), Nevruz, Çakıroba plütonu, Soğucak ve Çakıroba porfirisine ait amfibollerin bazıları ikincil amfibol alanına düşmektedir. Bu ikincil amfibollerin aktinolit bileşiminde oldukları görülmektedir. Bu tip Mg-hornblendden dönüşen aktinolitler, kalıntı ergiyik ile magmatik amfibolün (Mg-hornblend) arasında “geri reaksiyon (back-reaction)” sonucu gelişen ürünlerdir (Martin, 2007). Birincil amfibol kristalleri üzerinde düzensiz yamalar şeklinde oluşmakta ve nispeten sığ kalk-alkali plütonlarda kristalleşmenin geç evresinde gelişen döterik alterasyona işaret etmektedir (Kawakatsu ve Yamaguchi, 1987). Bu tip ikincil amfibol oluşumları, magmatik sistemlerin fizikokimyasal incelemelerinde doğru sonuçlar vermemektedir. Bu nedenle, jeotermometri ve jeobarometri incelemelerinde ikincil amfiboller diyagramlara düşürülmemiştir.

Tablo 3.8 Yenice yöresindeki plütonlara ait amfibollerin mineral kimyası sonuçları

[illegible]

Tablo 3.8 devamı

Fe ²⁺	0,00	0,19	0,03	0,00	0,16	0,02	0,00	0,31	0,05	0,00	0,62	0,17	0,00	0,01	0,00
Ca	1,74	1,99	1,86	1,81	1,98	1,89	1,69	1,97	1,88	1,38	2,00	1,81	1,86	1,95	1,89
Na	0,00	0,20	0,11	0,00	0,17	0,08	0,00	0,21	0,07	0,00	0,11	0,02	0,05	0,13	0,10
Toplam (<i>apfu</i>) - M4 yeri	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,00	0,38	0,16	0,00	0,31	0,10	0,00	0,45	0,17	0,04	0,33	0,20	0,12	0,22	0,17
K	0,01	0,14	0,09	0,01	0,12	0,05	0,02	0,14	0,07	0,01	0,07	0,04	0,08	0,13	0,10
Toplam (<i>apfu</i>) - A yeri	0,01	0,50	0,25	0,01	0,43	0,15	0,04	0,59	0,24	0,05	0,38	0,24	0,19	0,34	0,28
Cl	0,00	0,04	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,04	0,02	0,01	0,02	0,01
OH	1,96	2,00	1,98	1,97	2,00	1,99	1,97	2,00	1,99	1,96	2,00	1,98	1,98	1,99	1,99
Toplam (<i>apfu</i>) - OH yeri	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Toplam katyonlar	15,01	15,49	15,25	15,01	15,43	15,15	15,04	15,57	15,24	14,98	15,38	15,23	15,19	15,34	15,28
Fe ₂ O ₃ (hesaplanmış)	0,69	5,07	3,76	1,96	5,17	3,22	1,74	5,31	3,19	0,00	4,16	1,50	3,52	4,95	4,17
FeO (hesaplanmış)	7,87	12,51	9,41	6,72	10,83	9,20	8,40	12,45	10,29	7,73	11,21	9,34	9,59	11,15	10,42
H ₂ O (hesaplanmış)	1,95	2,08	2,02	1,98	2,10	2,05	1,99	2,07	2,03	1,99	2,10	2,05	1,99	2,04	2,01
Yeni Toplam	97,36	102,17	99,46	98,42	101,58	99,52	98,40	100,53	99,60	97,81	100,25	99,08	98,84	100,38	99,71
Katyon yükü	45,94	46,16	46,01	45,94	46,16	46,03	45,83	46,13	46,00	45,31	46,07	45,96	46,00	46,06	46,01
Birincil amfibollere ait hesaplanmış T, P, log <i>f</i> O ₂ , ΔNNO, H ₂ O _{melt} ve kıtasal derinlik değerleri															
T (°C) (Ridolfi ve diğer., 2010)	704,79	848,03	771,54	711,49	801,51	763,60	723,30	876,52	764,79	737,47	775,29	756,38	744,07	795,00	775,13
ΔNNO (Ridolfi ve diğer., 2010)	1,18	2,48	1,76	1,44	2,28	1,82	1,27	2,14	1,77	1,86	2,58	2,22	1,19	1,77	1,41
H ₂ O _{melt} (Ridolfi ve diğer., 2010)	3,46	5,51	4,21	3,60	5,72	4,26	3,68	5,22	4,17	3,56	4,47	4,01	4,61	5,32	4,89
P (MPa) (Ridolfi ve diğer., 2010)	43,10	103,60	75,54	49,56	94,00	68,53	47,83	97,07	67,26	52,85	56,42	54,64	63,57	102,22	84,91
log <i>f</i> O ₂ (Ridolfi ve diğer., 2010)	-13,82	-10,79	-12,75	-14,08	-11,96	-12,86	-13,70	-10,26	-12,91	-13,43	-11,84	-12,63	-13,35	-12,70	-13,00
Kıtasal derinlik (km) (Ridolfi ve diğer., 2010)	1,16	2,80	2,04	1,34	2,54	1,85	1,29	2,62	1,82	1,43	1,52	1,48	1,72	2,76	2,29
P (MPa) (Ridolfi ve Renzulli, 2012)	53,44	118,89	88,36	57,71	113,38	83,20	55,33	120,51	77,42	57,55	79,37	68,46	74,09	111,68	92,22
T (°C) (Ridolfi ve Renzulli, 2012)	667,48	819,82	754,34	669,35	810,71	754,18	674,79	864,86	735,67	658,61	820,83	739,72	702,10	766,34	736,44
ΔNNO (Ridolfi ve Renzulli, 2012)	0,53	2,03	1,34	-0,09	2,24	1,32	0,34	2,46	0,94	0,53	2,68	1,61	0,51	1,48	0,87
H ₂ O _{melt} (Ridolfi ve Renzulli, 2012)	4,18	5,52	4,84	4,32	5,04	4,68	4,07	5,28	4,68	4,00	5,21	4,60	4,72	5,54	5,26
log <i>f</i> O ₂ (Ridolfi ve Renzulli, 2012)	-16,53	-11,58	-13,57	-17,13	-11,39	-13,61	-16,49	-10,09	-14,43	-16,81	-10,75	-13,78	-15,64	-13,39	-14,43
Kıtasal derinlik (km) (Ridolfi ve Renzulli, 2012)	1,44	3,21	2,39	1,56	3,06	2,25	1,49	3,25	2,09	1,55	2,14	1,85	2,00	3,02	2,49

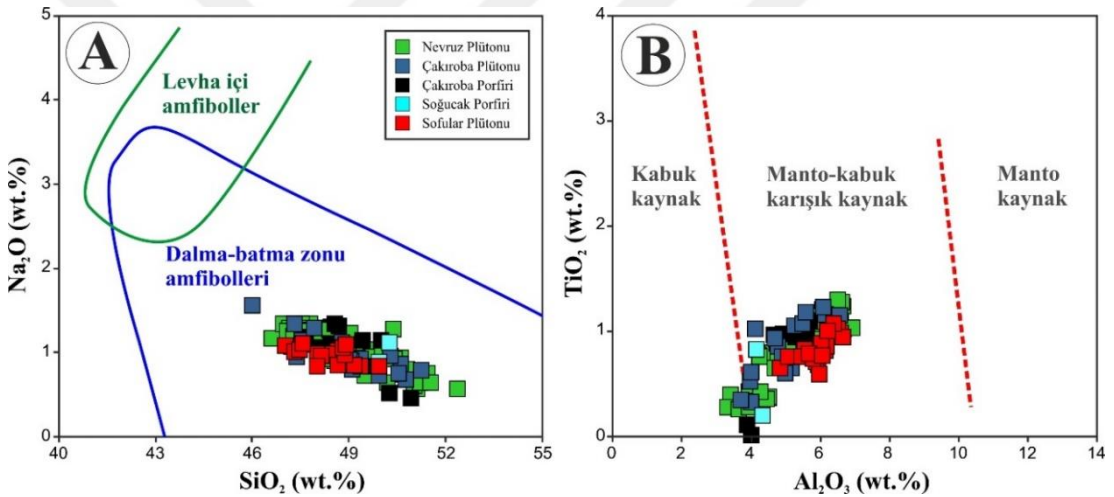


Şekil 3.15 Amfibollerin kimyasal bileşimlerine göre A) $\text{Na}+\text{Ca}+\text{K}-\text{Si}$ (apfu) magmatik ve metamorfik amfiboller ayırım diyagramı (Sial, Ferreira, Fallick ve Cruz, 1998), B) $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})-\text{Si}$ (apfu) (Leake ve diğer., 1997) ve C) $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}}(\text{apfu})-\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$ (apfu) amfibol sınıflandırma diyagramları (Giret, Bonin ve Leger, 1980)

3.2.3.1 Tektonomagmatik Ortam

Hornblend kalk-alkali granitoid kayaçlarda yaygın olarak gözlenen amfibol türüdür. Basınç, sıcaklık ve oksijen fugasitesi gibi "parametreler amfibol bileşimini önemli derecede etkilemektedir (Hammarstrom ve Zen, 1986). Granitoidlerde kalsik amfibollerin varlığı, sokulumların I-tipi granitoidlerle ilişkili olduklarını göstermektedir (Stein ve Dietl, 2001). Coltorti ve diğer. (2007), amfibol kimyasını kullanarak tektono-magmatik ortamı karşılaştırmak için $\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}_3$ diyagramını

önermektedir. Dalma-batma ile ilişkili amfiboller, levha içi amfibollerine kıyasla daha düşük Na_2O ve TiO_2 konsantrasyonuna sahiptir. Bu diyagrama göre, bölgedeki sokulumlara ait amfiboller dalma batma ile ilişkili alanda yer almaktadır (Şekil 3.16A). Amfibollerin TiO_2 ve Al_2O_3 içeriklerine göre (Şekil 3.16B), ana magma kökeninin manto ve kabuk karışımı bir kaynaktan türediği görülmektedir (Jiang ve An, 1984). Özellikle, çalışma alanının güneyinde yer alan Nevruz ve Çakıroba plütönlerinde yüksek oranda kabuksal kaynak girdisi görülmektedir. Ayrıca, amfibollerin Al^{IV} içeriği tektono-magmatik ortamın ayırımında kullanılmakta ve $\text{Al}^{\text{IV}} > 1,5$ içeriğine sahip amfiboller ada yaylarında, $\text{Al}^{\text{IV}} < 1,5$ içeriğine amfiboller ise aktif kıta kenarı magmalarında bulunmaktadır (Li ve diğer., 2014). Sokulumlara ait tüm amfiboller $\text{Al}^{\text{IV}} < 1,5$ içeriğine sahip ve dalma-batma ortamını temsil etmektedir (Tablo 3.8).



Şekil 3.16 Amfibol bileşimlerinden elde edilen A) SiO_2 - Na_2O (wt. %) tektono-magmatik ortam (Coltorti ve diğer., 2007) ve B) Al_2O_3 - TiO_2 (wt. %) köken (Jiang ve An, 1984) sınıflama diyagramları

3.2.3.2 Amfibol Termobarometresi

Amfibol grubu mineralleri çok geniş basınç ve sıcaklık koşullarında (1-23 kbar, 400-1150 °C) stabil olmalarından dolayı, kalk-alkali magmatik kayaçların jeotermometre ve jeobarometre çalışmalarında önemli bir petrojenetik göstergedir (Blundy ve Holland, 1990). Felsik plütönik kayaçların basınçlarını tahmin etmek için birkaç farklı jeobarometre kullanılmıştır (Anderson ve Smith, 1995; Sherafat, Yavuz, Noorbehesht ve Yıldırım, 2012; Ayati, Tavuz, Asadi, Richards ve Jourdan, 2013). Granitik sokulumlarda sıcaklığın artması, hornblend bileşimindeki Al içeriğinin

artmasına neden olur (Anderson ve Smith, 1995). Barometrenin uygulanabilirliği kuvars+K-feldispat+plajiyoklas+ hornblend+ biyotit+Fe-Ti oksit+sfen mineral birlikteliği, sıcaklığı ve oksijen fugasitesi gibi detayların dikkate alınmasını gerektirir (Ayati ve diğer., 2013). Bir bütün olarak ele alındığında, hornblend jeotermobarometrisi amfibolün kristalleştiği P-T koşullara odaklanmakta ve magma odasının derinliğini belirlemek için kullanılabilir (Ayati ve diğer., 2013). Ridolfi, Renzulli ve Puerini (2010) ve Ridolfi ve Renzulli (2012), dalma-batma ortamlarında kalk-alkali magma ile ilişkili amfibol termobarometresi için yeni formüller önermiştir. Bu method, patlama öncesi koşullardaki kalk-alkali magmalar ile ilişkili amfibollerin oluşum sıcaklığı, basıncı ve oksijen fugasitesi hakkında bilgiler vermektedir.

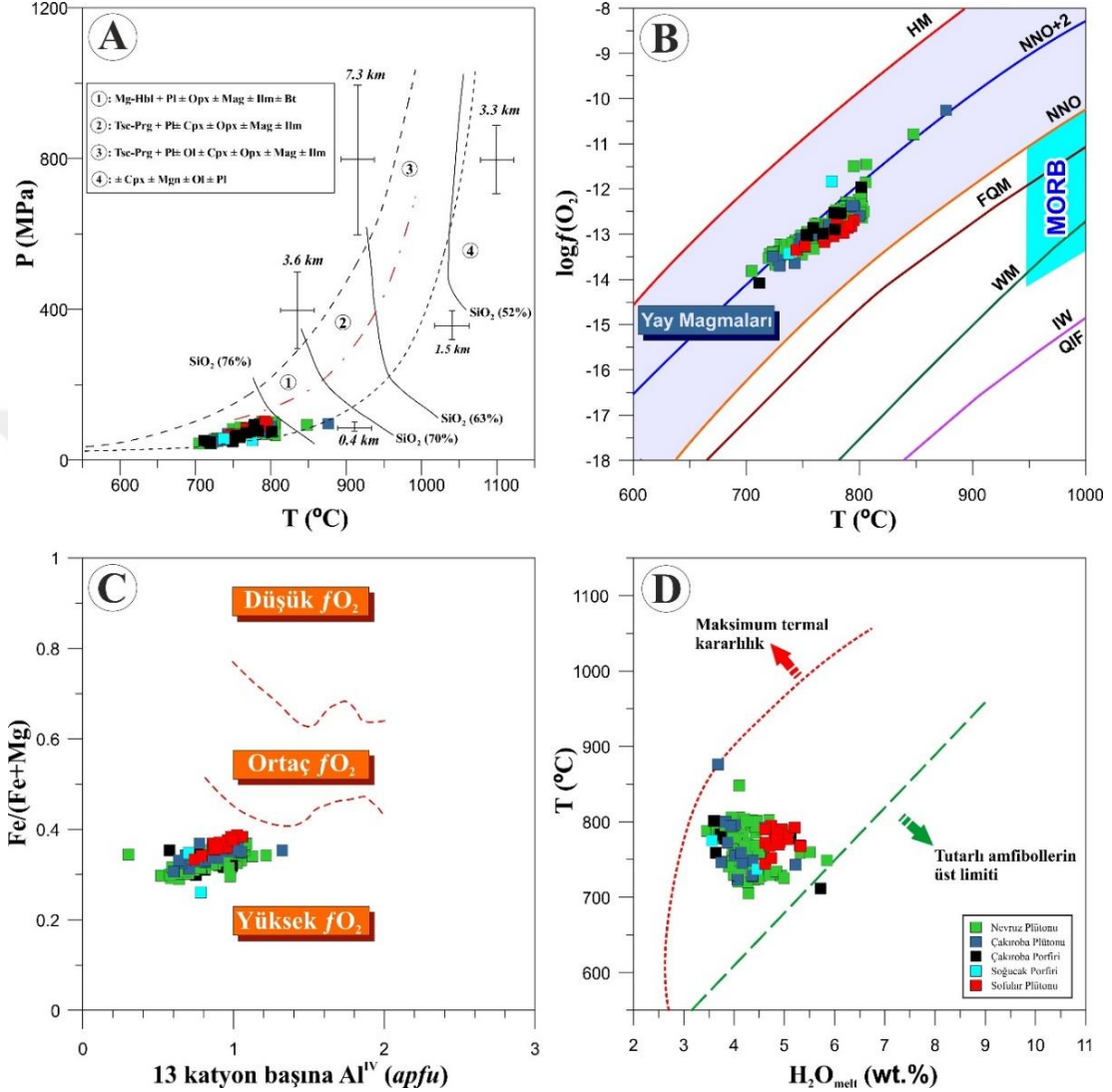
Sokulumlara ait amfibol bileşimlerinden hesaplanan sıcaklıklar (Ridolfi ve diğer., 2010; Ridolfi ve Renzulli, 2012) 667,48 ile 876,52 °C arasında değişmektedir (Tablo 3.8 ve Şekil 3.17A). Çalışma alanındaki en yüksek amfibol sıcaklıkları Nevruz (667,48-848,03 °C) ve Çakıroba (674,79-876,52 °C) plütonlarından elde edilmiştir. Sofular plütonu (702,10-795,00 °C), Soğucak (658,61-820,83 °C) ve Çakıroba (669,35-810,71 °C) porfirilerinde göreceli olarak daha düşük amfibol sıcaklıkları gözlenmektedir.

Sokulumlara ait amfibol bileşimlerinden hesaplanan basınç değerleri (Ridolfi ve diğer., 2010; Ridolfi ve Renzulli, 2012) 43,10 ile 120,51 MPa arasında değişmektedir (Tablo 3.8 ve Şekil 3.17A). Nevruz (43,10-118,89 MPa), Çakıroba (49,56-113,38 MPa), Sofular (63,57-11,68 MPa) plütonları ve Çakıroba porfirisi (49,58-113,38 MPa) benzer basınç değerlerine sahiptir. Soğucak porfirisi, çalışma alanındaki diğer sokulumlara göre 52,85 ile 79,37 MPa arasında değişen daha düşük basınç değerlerine sahiptir.

3.2.3.3 Oksijen Fugasitesi ve Higrometrik Yaklaşımlar

Yüksek oranda cevherleşmiş porfiri sistemler çoğunlukla okside magmatik birliktelikler ile ilişkilidir (Sun ve diğer., 2013, 2015). Kökensel olarak, çoğu okside

porfiri Cu sokulumlara I tipi granitoidler (manyetit serisi) eşlik etmektedir (Sillitoe, 2010).



Şekil 3.17 Amfibol bileşimlerinden hesaplanan A) P-T (Ridolfi ve diğer., 2010), B) log f(O₂)-T (Ridolfi ve diğer., 2010), C) Fe/(Fe+Mg)-Al^{IV} (Anderson ve Smith, 1995) ve D) T-H₂O_{melt} (Ridolfi ve diğer., 2010) diyagramları. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Cpx-Klinopiroksen, Ilm-İlmenit, Mag-Manyetit, Mg-Hbl-Magnezyum Hornblend, Ol-Olivin, Opx-Ortopiroksen, Pl-Plajiyoklas, Tsc-Prg-Çermakit Pargasit, NNO-Nikel-Nikel Oksit, HM-Hematit-Manyetit, FQM-Fayalit-Kuvars-Manyetit, WM-Vüstit-Manyetit, IW-Demir-Vüstit, QIF-Kuvars-Demir-Fayalit, MORB-Okyanus Ortası Sırtı Bazaltları

Yüksek oksidasyon durumu, magmatik sülfür çökmesini engelleyerek metallerin sulu faz ile ayrılmasına neden olur (Sillitoe, 2010). Bu nedenle, yüksek oksijen fugasitesine sahip magmalarda, sülfat formunda yüksek miktarda sülfür ergiyiği

taşınarak yüksek oranda metal aktarımı gerçekleşir (Sillitoe, 2010). Amfibollerin Mg içeriği kalk-alkali magmaların göreceli oksijen fugasitesini (ΔNNO) tahmin etmek için kullanılmaktadır (Ridolfi ve diğer., 2010; Ridolfi ve Renzulli, 2012).

Amfibollerin T-log $f\text{O}_2$ diyagramına göre (Şekil 3.17B), plütonların yay magmaları alanında ve NNO+2 doğrusu üzerinde dağıldıkları gözlenmektedir. Çalışma alanındaki sokulumların ΔNNO değerleri -0,09 ile 2,68 arasında değişmekte olup, -1 ile 3 ΔNNO aralığına sahip kalk-alkali magmalar ile uyumluluk göstermektedir (Ridolfi ve diğer., 2010; Ridolfi ve Renzulli, 2012).

Ridolfi ve diğer. (2010) ve Ridolfi ve Renzulli (2012)'ye ait formüller kullanılarak hesaplanan oksijen fugasiteleri (log $f\text{O}_2$) -17,13 ile -10,09 bar arasında değişmektedir. Anderson ve Smith (1995), amfibol kimyası kullanarak oksijen fugasitesini tahmin etmek için $\text{Al}^{\text{IV}}\text{-Fe/Fe+Mg}$ diyagramını önermiştir. Bu diyagrama göre (Şekil 3.17C), çalışma alanındaki sokulumlara ait amfiboller yüksek oksijen fugasitesinde kristalleşmiştir.

Amfibollerin Al^{VI} değerleri ergiyik içindeki su içeriğine duyarlı olmasından dolayı, kristalleşmesinin duraylılık alanlarını tahmin etmek için kullanılmaktadır (Whitney ve Stormer, 1985; Cloos, 2001). Ridolfi ve diğer. (2010) ve Ridolfi ve Renzulli (2012)'ye ait higrometrik formüller kullanılarak amfibollerden hesaplanan $\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}}$ içeriği yüksek olup, 3,46 ile 5,72 wt. % arasında değişmektedir (Şekil 3.17D). Cevherleşmeye neden olan fazın metal içeriğini en üst düzeye çıkarmak için ana magmaların su bakımından zengin ($>\sim 4$ wt. %) ve oksitlenmiş olması gerekir (Burnham ve Ohmoto, 1980; Candela ve Holland, 1986; Dilles, 1987; Cline ve Bodnar, 1991; Candela, 1992; Candela ve Piccoli, 2005; Richards, 2005). Ana magmanın yüksek su içeriği, yay ile ilişkili magmaların sıkı yerleşimini ve cevherleşme potansiyeli yüksek olan hidrotermal sistemlere işaret etmektedir (Zarasvandi ve diğer., 2019).

3.3 U-Pb Zirkon Kristalleşme Yaşları

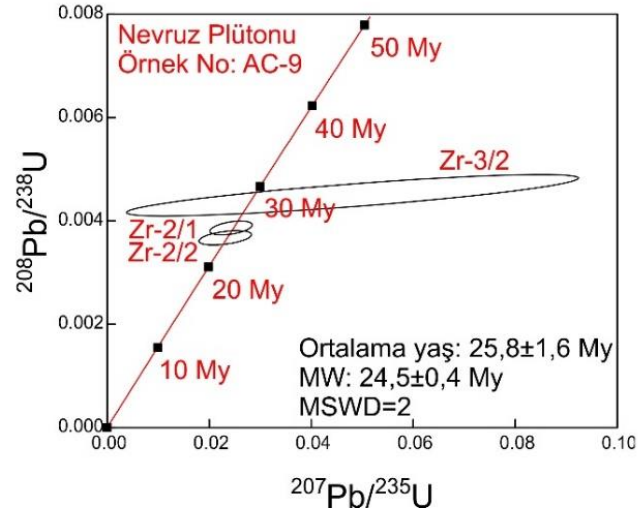
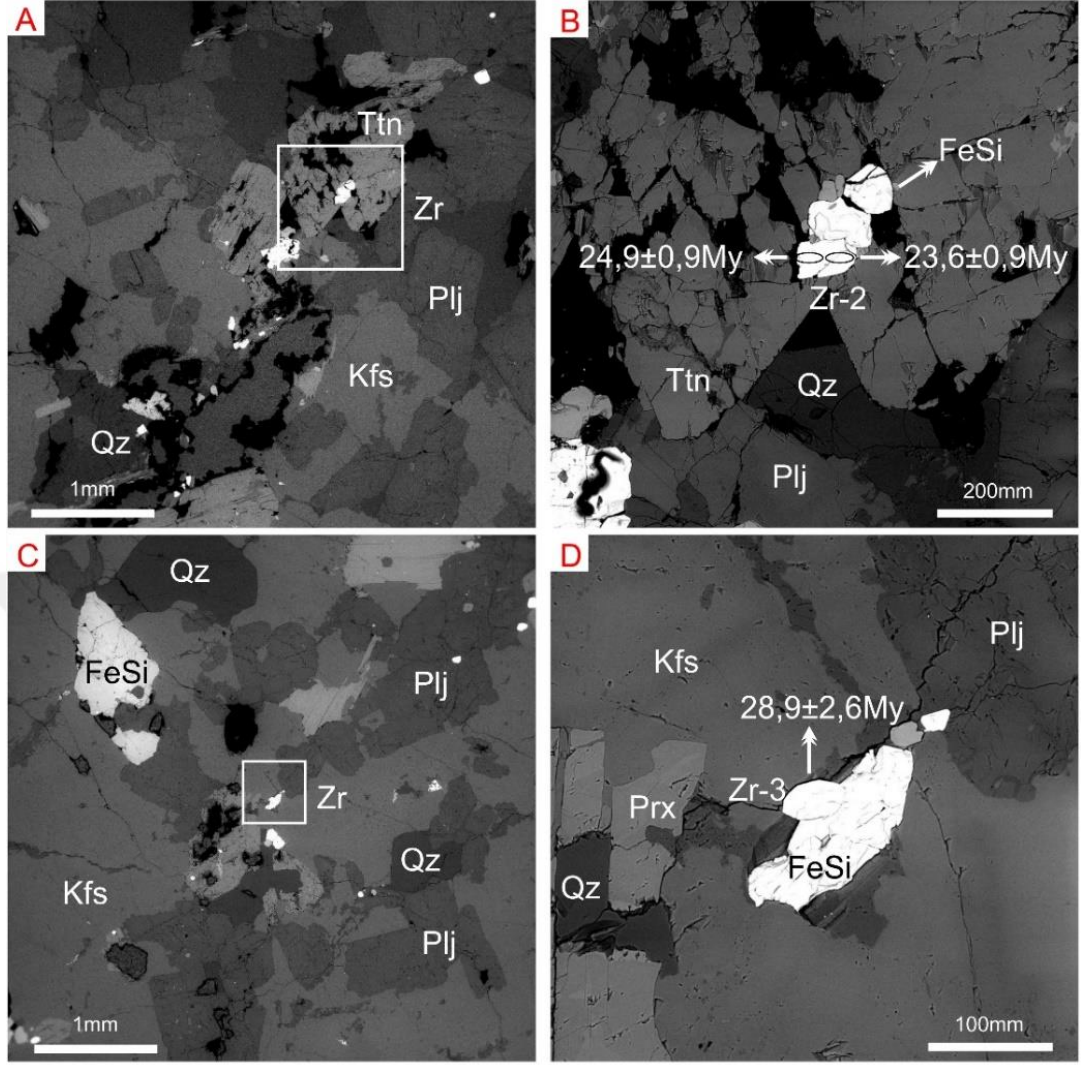
Doktora sahasında bulunan granitoid sokulumlarının yaşları, Türkiye'deki granitoid kayaçalarda son yıllarda uygulamaya başlanan in situ (ince kesit üzerinde) iyon mikroprob zirkon jeokronolojisi metoduyla yapılmıştır. Toplam 19 adet zirkon tanesi üzerinde 25 adet yaş ölçümü gerçekleştirilmiştir.

Nevruz plütonuna ait AC-9 nolu örnek sokulumun doğusunda bulunan taze yüzeyden alınmıştır. Bu örnekte gözlenen 2 adet zirkon tanesinden toplam 3 adet yaş ölçümü yapılmıştır (Şekil 3.18). Nevruz plütonuna ait zirkonlar $28,9 \pm 2,6$ ile $23,6 \pm 0,9$ My aralığında olup, ortalama $25,8 \pm 1,6$ My (Üst Oligosen), ağırlıklı ortalama $24,5 \pm 0,4$ My ve ortalama kare ağırlıklı sapma değeri (MSWD) 2 olarak elde edilmiştir.

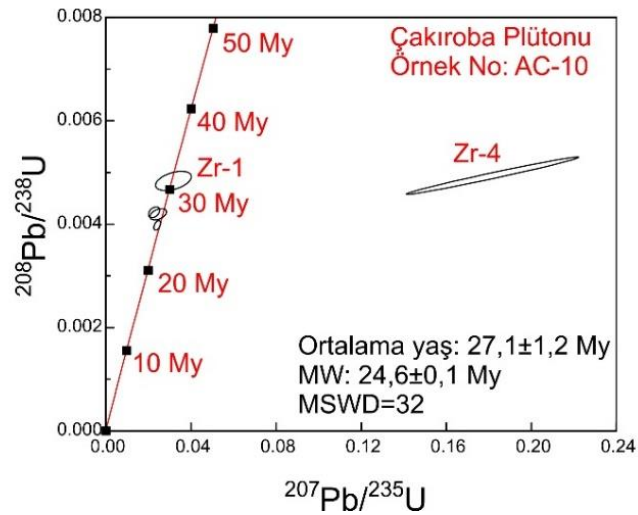
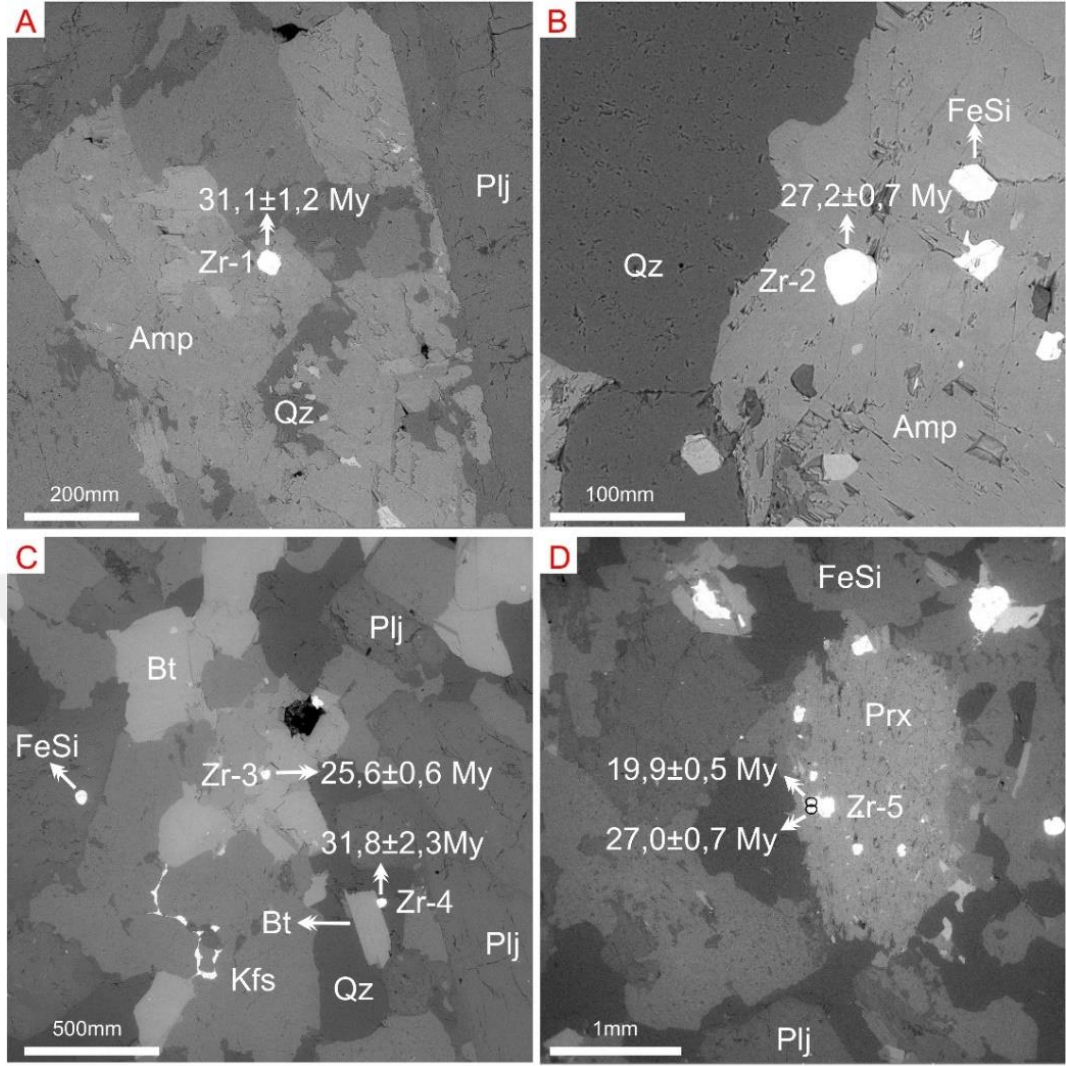
Çakıroba plütonuna ait AC-10 nolu örnek sokulumun doğu bölümünde bulunan taze yüzeyden alınmıştır. Örnekte gözlenen 5 adet zirkon tanesinden toplam 6 adet yaş ölçümü yapılmıştır (Şekil 3.19). Çakıroba plütonuna ait zirkonlar $31,8 \pm 2,3$ ile $19,9 \pm 0,5$ My aralığında olup, ortalama $27,1 \pm 1,2$ My (Üst Oligosen), ağırlıklı ortalama $24,6 \pm 0,1$ My ve ortalama kare ağırlıklı sapma değeri 32 olarak elde edilmiştir.

Çakıroba porfirisine ait AC-5 nolu örnek sokulumun merkezinde bulunan taze yüzeyden alınmıştır. Bu örnekte gözlenen 6 adet zirkon tanesinden toplam 10 adet yaş ölçümü yapılmıştır (Şekil 3.20). Çakıroba porfirisine ait zirkonlar $29,7 \pm 0,8$ ile $23,5 \pm 1,1$ My aralığında olup, ortalama $27,0 \pm 1,0$ My (Üst Oligosen), ağırlıklı ortalama $27,2 \pm 0,1$ My ve ortalama kare ağırlıklı sapma değeri 2,3 olarak elde edilmiştir.

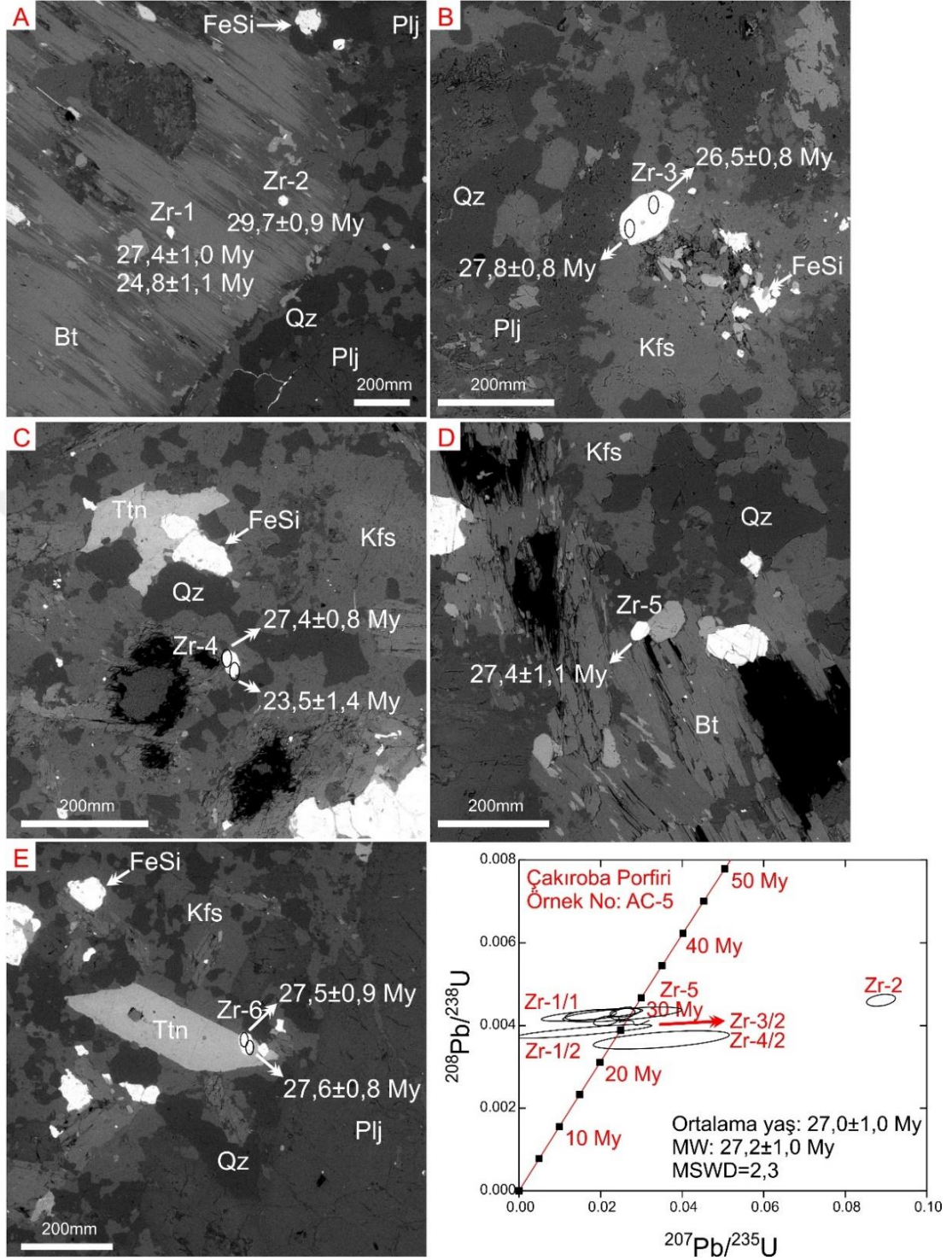
Son olarak, Soğucak porfirisine ait AC-13 nolu örnek sokulumun merkezinden alınmıştır. Bu örnekte gözlenen 6 adet zirkon tanesinden toplam 6 adet yaş ölçümü yapılmıştır (Şekil 3.21). Porfiriye ait zirkonlar $30,4 \pm 1,2$ ile $24,5 \pm 2,6$ My aralığında olup (Üst Oligosen), ortalama $27,4 \pm 1,8$ My, ağırlıklı ortalama $27,4 \pm 0,3$ My ve ortalama kare ağırlıklı sapma değeri 3 olarak elde edilmiştir.



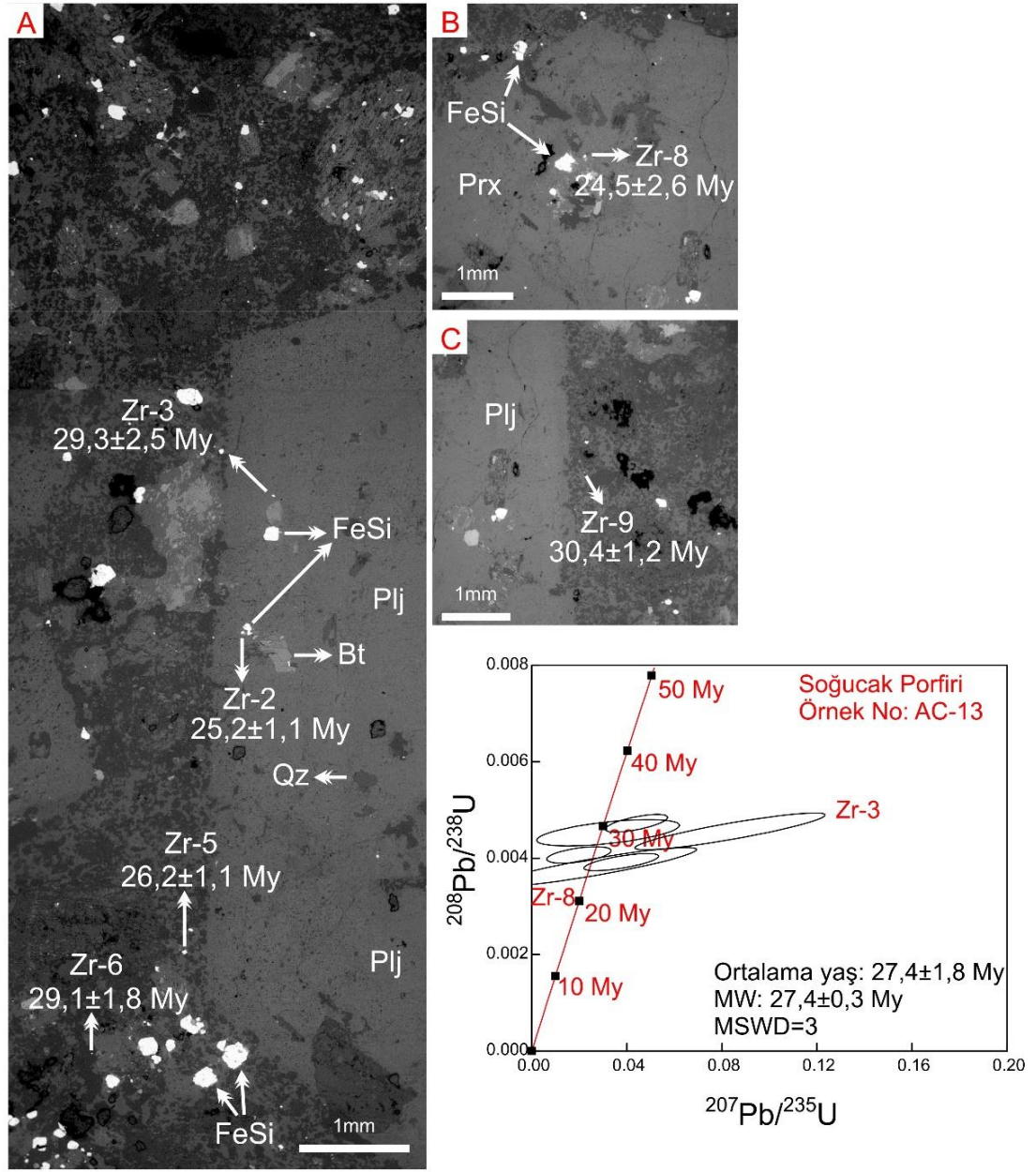
Şekil 3.18 A-D) Nevruz plütonuna ait AC-9 nolu örnek gözlenen 2 adet zirkon tanesi üzerinde gerçekleştirilen $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ yaşları ve taramalı elektron mikroskobu (backscattered elektron) mikrofotografı. Kısaltmalar: Zr-Zirkon, Ttn-Titanit, Plj-Plajiyoklas, Prx-Piroksen, Bt-Biyotit, Kfs-K-feldispat, Qz-Kuvars



Şekil 3.19 A-D) Çakıroba plütonuna ait AC-10 nolu örnekte gözlenen 5 adet zirkon tanesi üzerinde gerçekleştirilen $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ yaşları ve taramalı elektron mikroskobu (backscattered elektron) mikrofotografı. Kısaltmalar: Zr-Zirkon, Amp-Amfibol, Plj-Plajiyoklas, Prx-Piroksen, Bt-Biyotit, Kfs-K-feldspat, Qz-Kuvars



Şekil 3.20 A-E) Çakıroba porfirisine ait AC-5 nolu örnekte gözlenen 6 adet zirkon tanesi üzerinde gerçekleştirilen $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ yaşları ve taramalı elektron mikroskobu (backscattered elektron) mikrofotografıları. Kısaltmalar: Zr-Zirkon, Ttn-Titanit, Plj-Plajiyoklas, Prx-Piroksen, Bt-Biyotit, Kfs-K-feldispat, Qz-Kuvars



Şekil 3.21 A-C) Soğucak porfiri sokuluma ait AC-13 nolu örnekte gözlenen 6 adet zirkon tanesi üzerinde gerçekleştirilen $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ yaşları ve taramalı elektron mikroskobu (backscattered elektron) mikrofotografı. Kısaltmalar: Zr-Zirkon, Plj-Plajiyoklas, Prx-Piroksen, Bt-Biyotit, Qz-Kuvars

BÖLÜM DÖRT

CEVHERLEŞMELERİN MİNERALojİK, PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Bu çalışma kapsamında Yenice ilinin kuzeyinde yer alan cevherleşmeler 5 ayrı bölgeye ayrılarak, bu bölgelere ait her bir cevherleşmenin mineralojik-petrografik incelemeleri ve uygulanan analizlerin sonuçları (XRD, mineral kimyası ve cevher jeokimyası) alt başlıklar altında anlatılmıştır.

4.1 Soğucak-Taztepe Bölgesi

4.1.1 Soğucak Mo-Cu Porfiri Sistemi

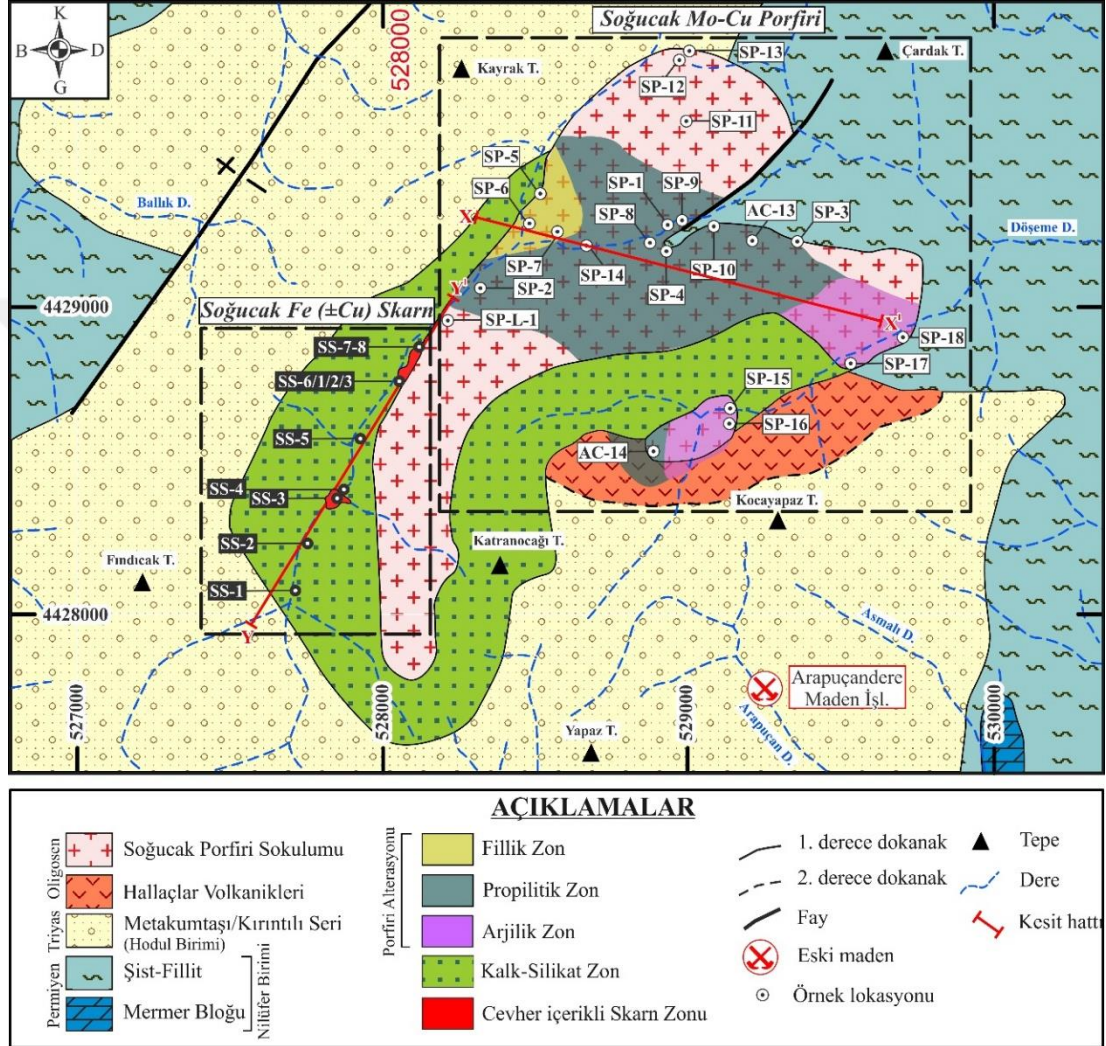
Bu çalışma kapsamında incelenen cevherleşmelerin bir bölümü için en önemli kaynaklardan biri olarak Soğucak sokulumu görülmektedir (Şekil 4.1). Esan A.Ş tarafından koordinatları 528950/4429420 (deniz seviyesinden 505 m yükseklikte) olan alanda sondaj çalışmaları gerçekleştirilmiş olup, molibdenit içerikli kuvars damarlarının kesildiği karot örnekleri bu çalışma kapsamında incelenmiştir.

Altere porfiritik kaya içinde yer alan stokvörk (ağsal) cevherleşmelerde, yaklaşık kalınlıkları 1 cm olan kuvars damarcıkları içinde ince taneli molibdenit, pirit ve kalkopirit içerikli cevher parajenezi makro olarak gözlenmektedir (Şekil 4.2).

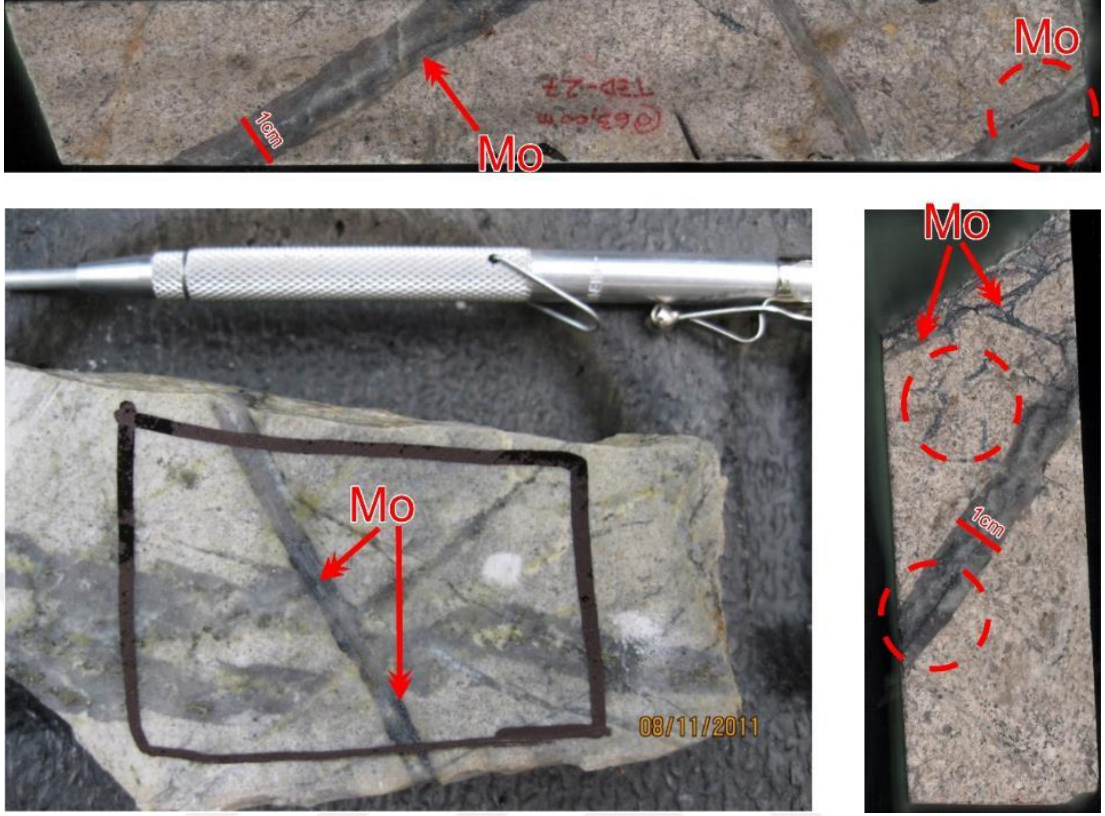
Karotlardan hazırlanan parlak kesitler üzerinde gerçekleştirilen mikroskopi çalışmaları sonucunda, bolluk sırasına göre pirit, molibdenit, bornit, kalkopirit, enarjit, kalkozin-kovellin, sfalerit ve manyetitten oluşan cevher parajenezi gözlenmiştir.

Kuvars damarlarında en yaygın gözlenen mineral olan pirit, maksimum 500 mikron tane boyutuna varan öz ve yarı özşekilli taneler halinde gözlenmektedir. Yer yer kuvars damarları boyunca breşleşmiş pirit taneleri de gözlenmekte olup, cevherleşmenin erken evresini temsil etmektedir (Şekil 4.3A).

Molibdenit genellikle yassılaşılmış/kıvrımlanmış kristaller halinde piritleri çevrelemekte ve yer yer piritin boşluklarına yerleşmiş olarak kuvars damarlarında görülmektedir (Şekil 4.3B). Maksimum tane boyları yaklaşık 1 mm'ye kadar ulaşmaktadır.



Şekil 4.1 Yenice'nin kuzeydoğusunda yer alan Soğucak bölgesinin jeoloji ve porfiri alterasyon zonlanma haritası. Çalışma alanından alınan örneklerin lokasyonları harita üzerinde gösterilmiştir



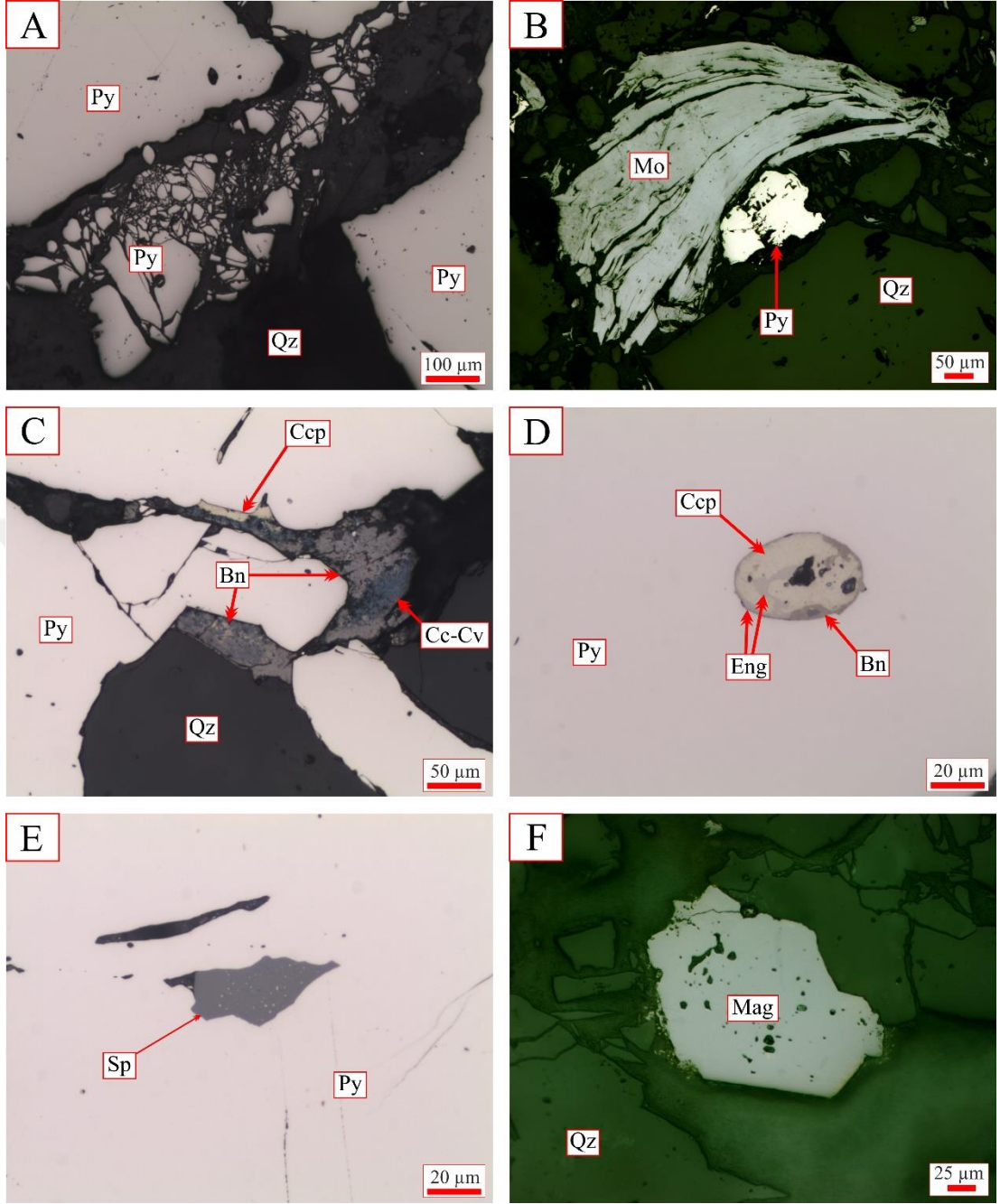
Şekil 4.2 Soğucak Mo-Cu porfiri cevherleşmesine ait sondaj örnekleri (Kişisel arşiv, 2014)

Pembemsi-kahverengi renkli bornit genellikle küçük yuvarlak toplanımlar halinde kırık-çatlaklarda bulunmaktadır (Şekil 4.3C). Daha az oranda gözlenen enarjit ise daha açık pembe rengi ile karakteristik olup, bornit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.3D).

Kalkopirit parajenezde en az bulunan bakır mineralidir. Genellikle piritin boşluklarında gözlenmekte ve pirit ornatmaktadır. Enarjit ve bornit ise kalkopiriti yaygın olarak ornatmaktadır (Şekil 4.3D). Yer yer sadece noktalar halinde bornitin içinde kalıntı kalkopiritler gözlenmektedir.

Benzer şekilde kalkopirit eksolüsyonları içeren sfalerit, sadece piritin boşluklarında bulunmaktadır (Şekil 4.3E).

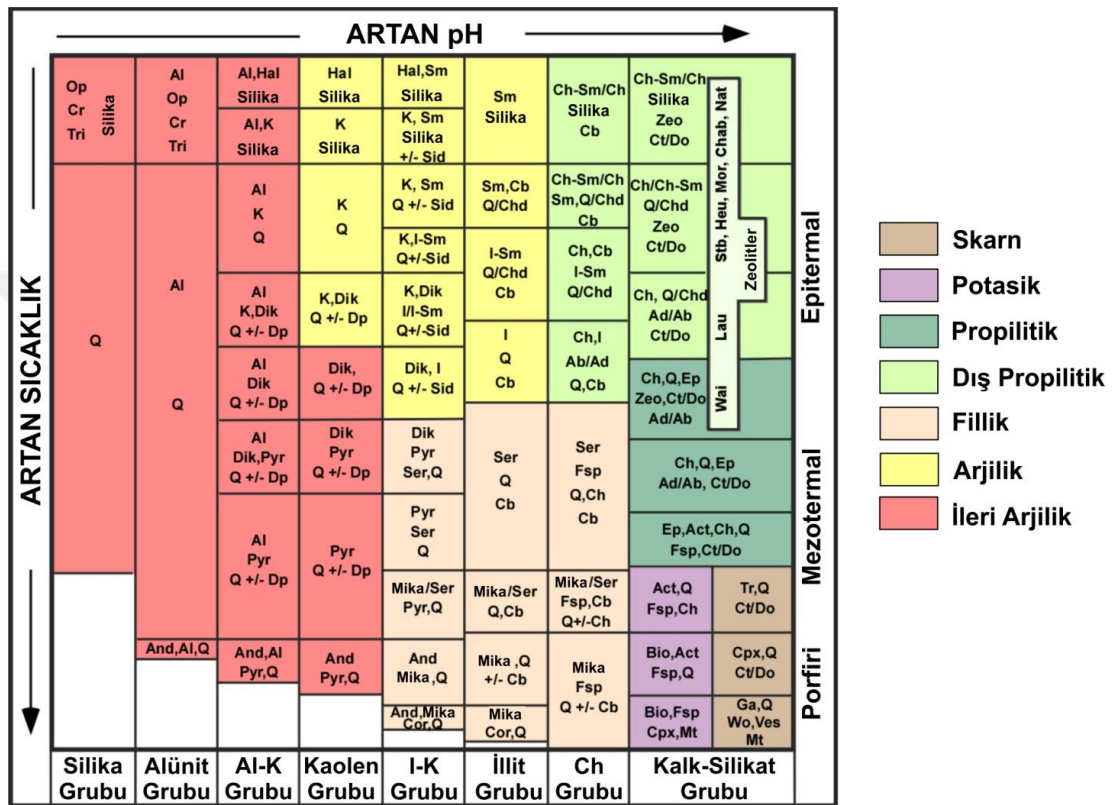
Süperjen alterasyonu temsil eden kalkozin-kovellin, parajenezde bulunan tüm bakır minerallerini ornatmaktadır (Şekil 4.3C). Manyetit ise eser oranda ve erken evreyi temsil eden öz şekilli taneler halinde gözlenmektedir (Şekil 4.3F).



Şekil 4.3 Soğucak porfirisine ait sondaj karotlarından hazırlanan parlak kesit mikrofotografaları (// nikol görünüm). A) Kuvars damarı içinde breşleşmiş piritler. B) Yassılaştırmış kıvrımlanmış molibdenit oluşumları. C) Piritin kırık ve çatlaklara yerleşmiş bornitin kalkopiriti ornatması ve kalkozin-kovelline dönüşümleri. D) Kalkopiritin enarjit tarafından ornatılması. E) Az oranda gözlenen kalkopirit eksolüsyonlu sfalerit. F) Özşekli manyetit kristali. Kısaltmalar: Bn-Bornit, Eng-Enarjit, Ccp-Kalkopirit, Cc-Cv-Kalkozin-Kovellin, Mag-Manyetit, Mo-Molibdenit, Py-Pirit, Sp-Sfalerit, Qz-Kuvars

4.1.1.1 Soğucak Mo-Cu Porfiri Alterasyon Zonlanması

Soğucak porfirisinde gözlenen alterasyon zonlanmaları, Corbett ve Leach (1998)'e ait hidrotermal sistemlerde alterasyon mineralojisi çizelgesinde yer alan alterasyon birlikteliklerinden yararlanılarak saptanmıştır (Şekil 4.4).



Şekil 4.4 Hidrotermal sistemlerde yaygın gözlenen alterasyon mineralojisi ve birliktelikleri (Corbett ve Leach, 1998). Kısaltmalar: Ab-Albit, Ad-Adularya, Al-Alünit, And-Andaluzit, Bio-Biyotit, Cb-Karbonat (Ca, Mg, Mn, Fe), Ch-Klorit, Chab-Şabazit, Chd-Kalsedon, Ch-Sm-Klorit-Smektit, Cor-Korendum, Cpx-Klinopiroksen, Cr-Kristobalit, Ct-Kalsit, Do-Dolomit, Dik-Dikit, Dp-Diyaspor, Ep-Epidot, Fsp-Feldispat, Ga-Granat, Hal-Halloysit, Heu-Hölandit, I-İllit, I-Sm-İllit-Smektit, K-Kaolinit, Ksp-Potasyum Feldispat, Lau-Laumontit, Mor-Mordenit, Nat-Natrolit, Op-Opalin Silika, Pyr-Pirofillit, Q-Kuvars, Ser-Serizit, Sid-Siderit, Sm-Smektit, Stb-Stilbit, Tr-Tremolit, Tri-Tridimit, Ves-Vezüvyenit, Wai-Vairakit, Wo-Vollastonit, Zeo-Zeolit

4.1.1.1.1 Propilitik Alterasyon. Propilitik alterasyon sisteme H₂O, CO₂ ve lokal olarak S eklenmesi ile karakterize edilen bir alterasyondur. Bu alterasyonun gelişiminde H⁺ iyon metasomatizmasının önemli bir katkısı yoktur.

Propilitik alterasyon mineral topluluğu başlıca epidot, klorit, karbonatlar, albit, K-feldispat ve piritten oluşmaktadır. Altere olan kayaçların türüne göre, serizit, Fe-oksitler, montmorillonit ve zeolit yaygın olarak bu topluluğun içinde yer alabilmektedir (Corbett ve Leach, 1998).

Zeolit grubu minerallerin iyi belirlenmiş basınç ve sıcaklık duraylılık alanları, bu mineralleri sıcaklık ve derinlik tayininde anahtar mineral konumuna getirir. Özellikle, epitermal sistemlerde sıcaklık kaynağına ve yüksek altın değerlerinin elde edildiği kaynama zonununun takibinde önemlidir (Sillitoe ve Hedenquist, 2003).

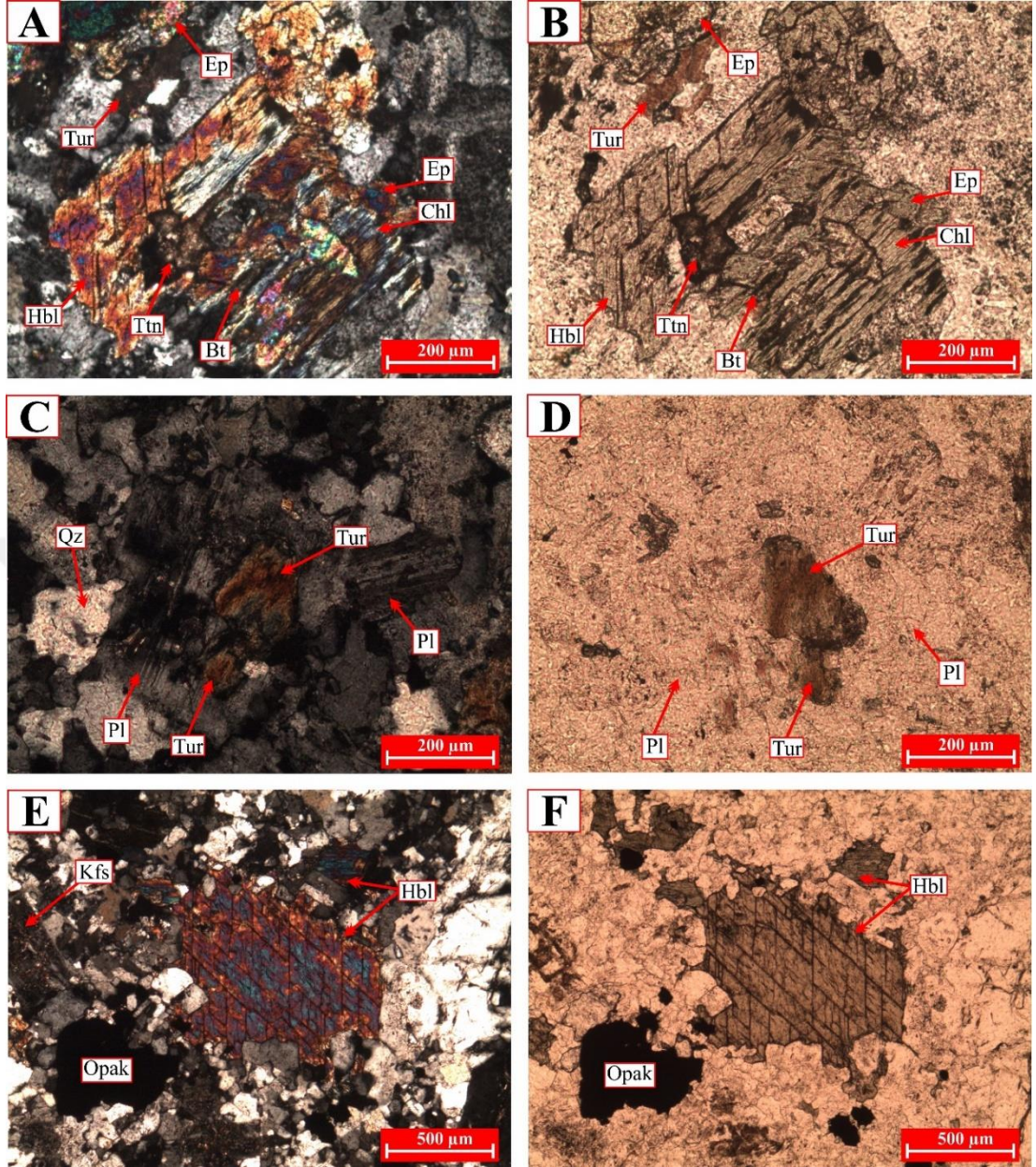
Propilitik alterasyon hidrotermal bir cevherleşmenin merkezine, bir başka deyişle hidrotermal ısı kaynağına doğru daha yaygın ve etkin gelişir (Corbett, 2017).

Çalışma sahasında gözlenen en yaygın alterasyon türüdür. Soğucak sokulumundan alınan örneklerden SP-2, SP-8, SP-9, SP-10, AC-13, AC-14 nolu örnekler propilitik alterasyon mineral parajenezi sunmaktadır (Şekil 4.1).

Sokulumun güneybatı sınırında, Fe-skarn cevherleşmesine yakın olan SP-2 nolu örnek, kontak zona yakın ve konumu nedeniyle epidot ve titanit açısından zengindir (Şekil 4.5A-B). Epidotun ve titanitin bolluğu olasılıkla karbonatlı yan kaya ile etkileşim sonucu, yan kayadan alınan kalsiyum ile ilişkili olabilir.

Epidot dışında alterasyon minerali olarak klorit ve turmalin yaygın gözlenen diğer alterasyon mineralleridir (Şekil 4.5C-D). Ayrıca, örnek içinde hornblendler yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.5E-F).

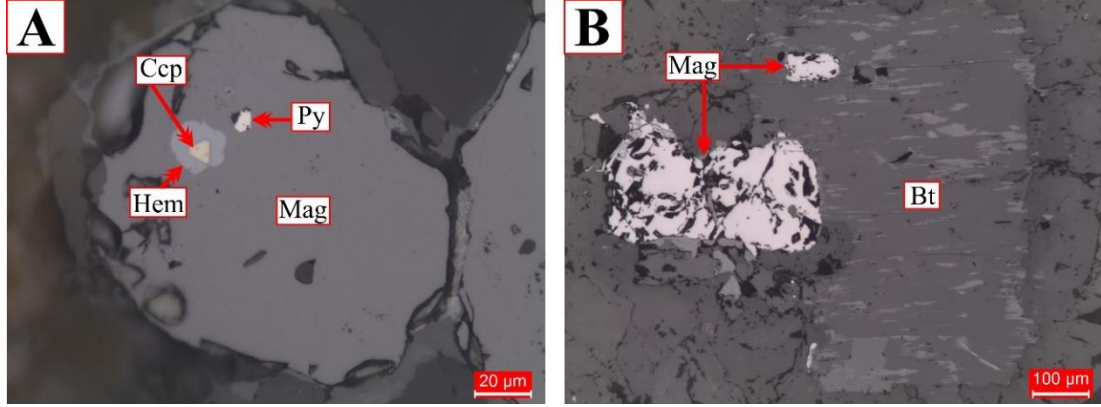
Alterasyon sonucu başka minerallere kısmen dönüşmemiş kalıntı biyotitler yaygındır. Plajiyoklaslar çoğunlukla altere olmuş halde gözlenmektedir. Plajiyoklaslarda baskın olarak serizitleşme ve daha az oranda epidotlaşma yaygındır. Plajiyoklas miktarı K-feldispatlara oranla çok daha fazladır (Şekil 4.5).



Şekil 4.5 SP-2 örneğine ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Alterasyon sonucu epidot, klorit, titanit ve turmalin oluşumları. C ve D, + ve // nikol görünüm) Kuvars ve plajiyoklas matriks içinde gözlenen turmalin oluşumları. E ve F, + ve // nikol görünüm) Yaygın gözlenen hornblendler, K-feldispatlar ve opak mineral oluşumları. Kısaltmalar: Chl-Klorit, Ep-Epidot, Hbl-Hornblend, Kfs-K-feldispat, Pl-Plajiyoklas, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars

Opak mineral olarak manyetit, pirit ve daha az oranda kalkopirit gözlenmektedir. Manyetit ve kalkopiritlerde hematitleşme yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.6A). Manyetitler daha çok kloritleşmeye uğramış biyotitlerle ilişkili olmakla beraber biyotitleri ornatmaktadır (Şekil 4.6B).

Mineralojik bileşiminden dolayı, potasik alterasyonun dış zonunda gelişen iç propilitik alterasyon zonunu temsil ettiği düşünülmektedir (Corbett, 2017).



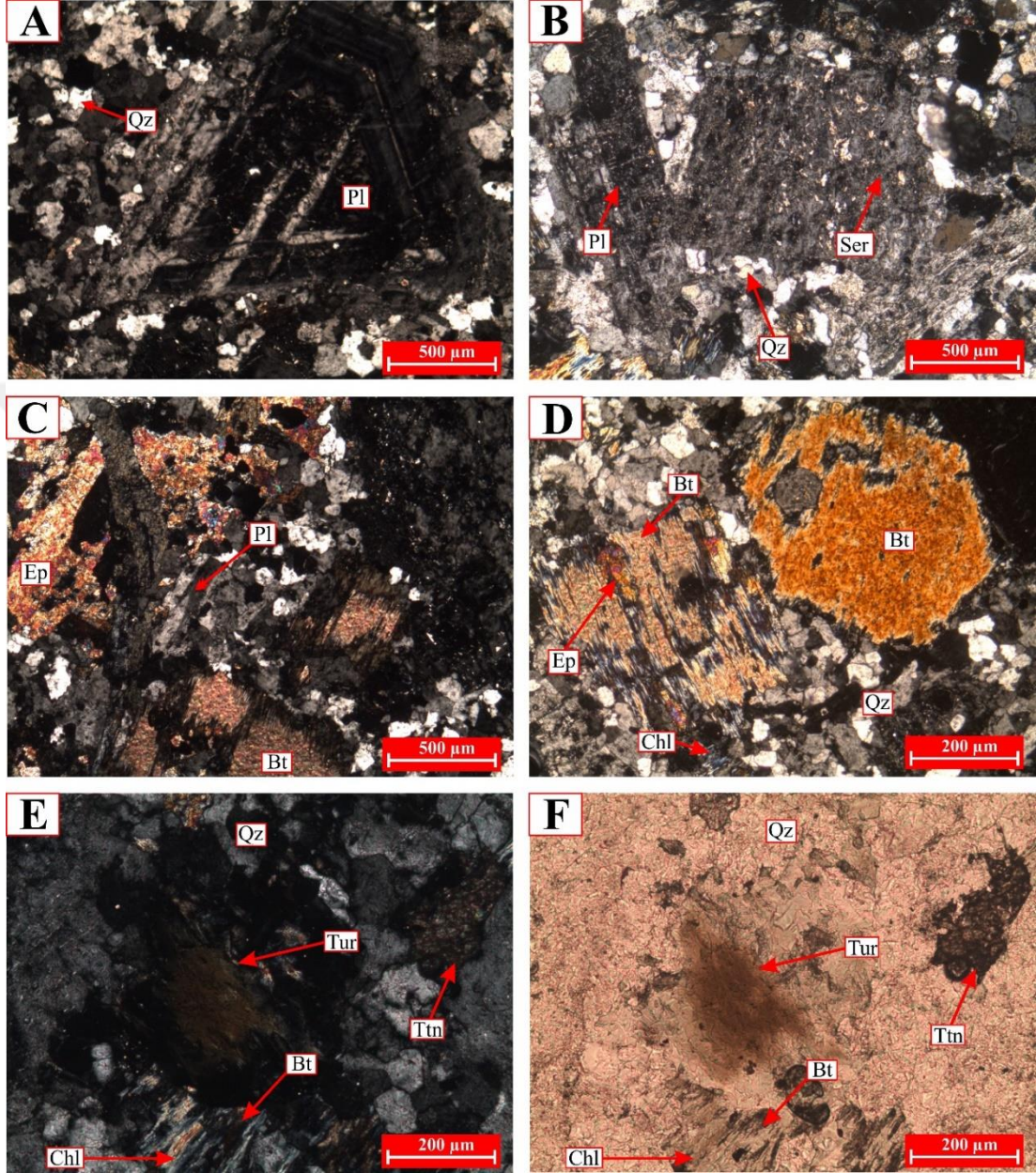
Şekil 4.6 SP-2 örneğine ait parlak kesit mikrofotografaları. A , // nikol görünüm) Örnekte gözlenen manyetit ve daha az oranda bulunan pirit ve kalkopirit. Manyetit ve kalkopirit yer yer hematite (Hem) dönüşmektedir. B, // nikol görünüm) Biotit ile ilişkili manyetitler. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Ccp-Kalkopirit, Hem-Hematit, Mag-Manyetit, Py-Pirit

Soğucak porfiri sokulumun merkezine yakın bir zonda yer alan SP-8 ve SP-14 nolu örneklerde, tane boyu 0,5 cm'ye varan iri fenokristaller gözlenmektedir. Başlıca biyotit, klorit, turmalin, hornblend gibi ferromagnezyen mineraller açısından zengin bir örnek olmakla beraber, az miktarda titanit ve klinopiroksen saptanmıştır (Şekil 4.7). Örnekler içinde birincil ferromagnezyen mineralleri ornatın ikincil alterasyon mineral topluluğu başlıca klorit, epidot, turmalin ve titanitten oluşmaktadır (Şekil 4.7).

Plajiyoklas içeriği açısından zengin olup, daha az oranda K-feldispat içermektedir. Plajiyoklas fenokristalleri zonlu yapılar ve polisentetik ikizlenmeler sunmaktadır (Şekil 4.7A). Zonlanma ile bağlantılı olarak plajiyoklaslarda serizit ve epidota dönüşüm yaygındır (Şekil 4.7B).

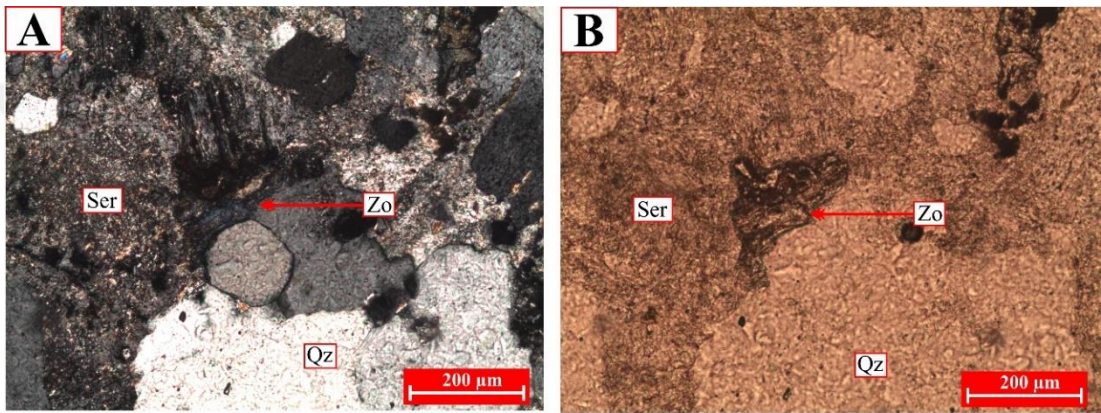
Biyotitler yer yer veya tamamen klorit ve epidota dönüşmüş olup kalıntı biyotitlere rastlanılmaktadır (Şekil 4.7C-F). Ayrıca olasılıkla hidrotermal alterasyon ürünü biyotitler de parajenezde yer almaktadır (Şekil 4.7D). Turmalin ve titanit diğer yaygın gözlenen alterasyon mineralleridir (Şekil 4.7E-F). Opak mineral olarak manyetit, pirit,

kalkopirit ve yer yer manyetitlerin dönüşümü sonucu hematit oluşumları gözlenmektedir.



Şekil 4.7 SP-8 ve SP-14 nolu örneklere ait ince kesit mikrofotografaları. A, + nikel görünüm) Kayaçta gözlenen plajiyoklas fenokristalleri. B, + ve // nikel görünüm) Plajiyoklaslarda gözlenen serizitleşmeler. C ve D, + nikel görünüm) Hidrotermal alterasyon ürünü biyotitler epidot ve klorit dönüşümleri. E ve F, + ve // nikel görünüm) Kayaçta gözlenen turmalin ve titanit oluşumları. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Pl-Plajiyoklas, Ser-Serüzit, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars

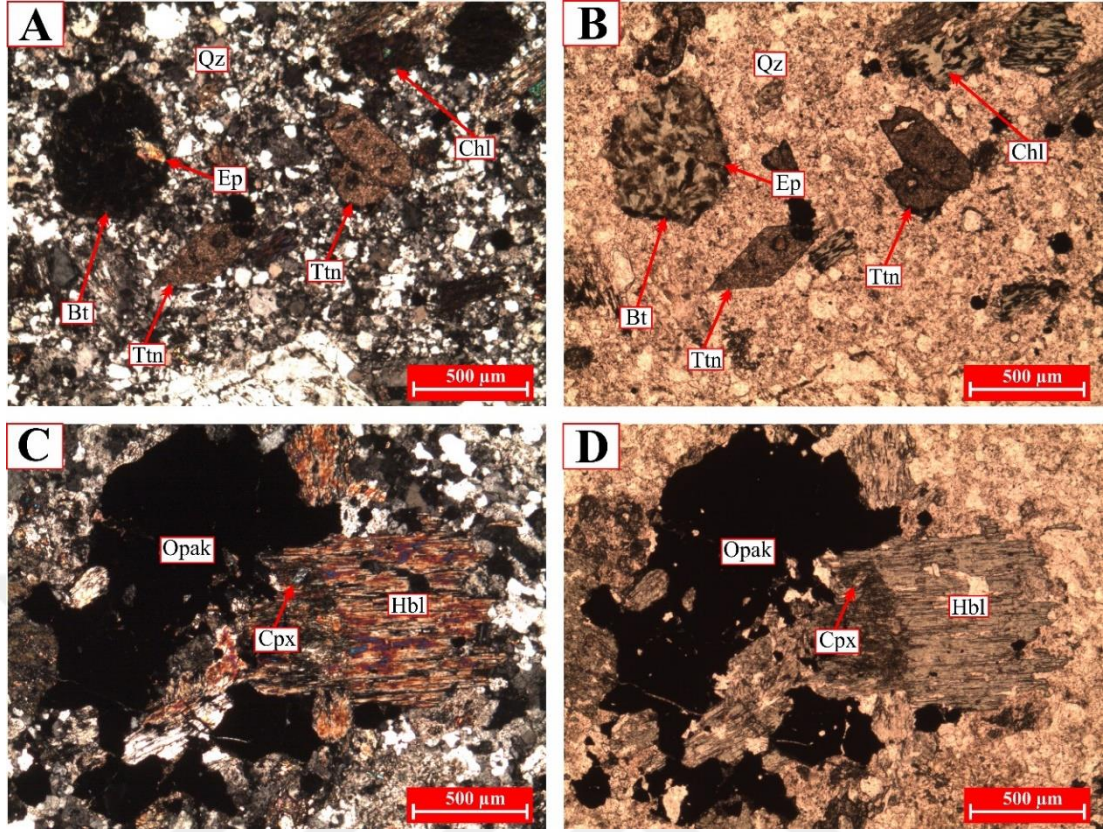
Soğucak sokulumunun kuzeyinde yer alan SP-10 ve SP-9 nolu örneklerde porfiritik doku gözlenmektedir. Sokulumun merkezine göre (SP-14 ve SP-8), daha az oranda ferromagnezyen mineral içermektedirler. Genel olarak, 0,4 cm'ye varan fenokristaller ve bu fenokristallerin mikrokristallen tanelerinden oluşan bir matriks gözlenmektedir. İri fenokristallerin çoğunluğunu plajiyoklas ve K-feldispatlardan oluşmaktadır. Plajiyoklas içeriği açısından zengin olup daha az oranda K-feldispat içermektedir. Plajiyoklaslar şiddetli şekilde altere olmuştur. Serizitleşme ve zoisit (Şekil 4.8A-B) oluşumları plajiyoklaslarda en yaygın gözlenen alterasyondur.



Şekil 4.8 SP-9 örneğine ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Feldispatlarda gözlenen serizit ve zoisit oluşumları. Kısaltmalar: Ser-Serizit, Zo-Zoisit, Qz-Kuvars

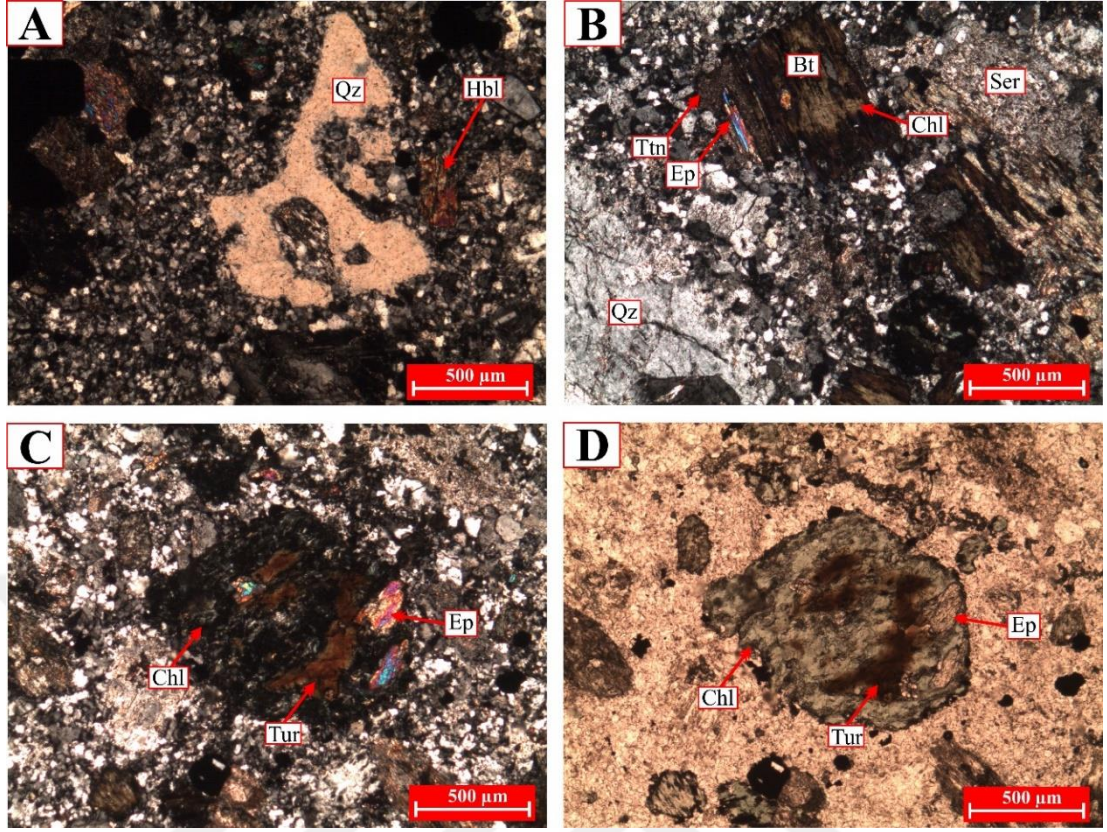
Bu zonda (SP-9 ve SP-10) başlıca biyotit, klorit, turmalin ve hornblend ferromagnezyen mineralleri bulunmaktadır. Az miktarda ise klinopiroksen ve titanit içermektedir. Örnek içinde birincil ferromagnezyen mineralleri ornatın ikincil alterasyon mineral topluluğu başlıca klorit, epidot, zoisit, ± turmalin, ± titanit ve ± manyetitten oluşmaktadır (Şekil 4.9).

Kloritleşme etkin olup biyotitler neredeyse tamamen klorite dönüşmüştür (Şekil 4.9A-B). Daha az oranda biyotitlerde epidotlaşma da gözlenmektedir. Opak mineral olarak manyetit, pirit, hematit ve kalkopirit gözlenmekte ve hornblendler ile birliktelik göstermektedir (Şekil 4.9C-D).



Şekil 4.9 SP-10 nolu örneğe ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Kayaçta yaygın olarak gözlenen titanit ve biyotitlerin alterasyonu sonucu oluşan yeşil renkli pleokroizmaya sahip kloritler. C ve D, // ve + nikol görünüm) Manyetit oluşumları ve az oranda gözlenen hornblend ve klinopiroksen. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Hbl-Hornblend, Ttn-Titanit, Qz-Kuvars

Soğucak sokulumunun daha taze yüzleklerinden alınan AC-13 ve AC-14 nolu örnekler porfiritik doku sunmaktadır. Kayacın matrisi çoğunlukla mikrokristalen kuvarsa zengindir. Kuvars fenokristalleri körfez yapıları sunmaktadır (Şekil 4.10A). Fenokristalleri oluşturan diğer mineraller daha küçük boyutlarda matris içinde yer alır (Şekil 4.10A-B). Plajiyoklas fenokristalleri K-feldispatlara göre daha fazla oranda bileşimde yer almaktadır. Feldispatlarda yaygın olarak serizitleşme gözlenmektedir. Biyotitler yer yer veya tamamen klorit ve epidota dönüşmüştür (Şekil 4.10C-D). Ancak kloritler epidotlara oranla oldukça daha fazla miktardadır. Titanit genellikle birincil aksesuar mineral olarak bileşimde bulunmaktadır (Şekil 4.10B). Ancak, biyotitlerin klorite dönüşümü sırasında titanit de alterasyon ürünü klorite eşlik etmektedir (Şekil 4.10A-B).

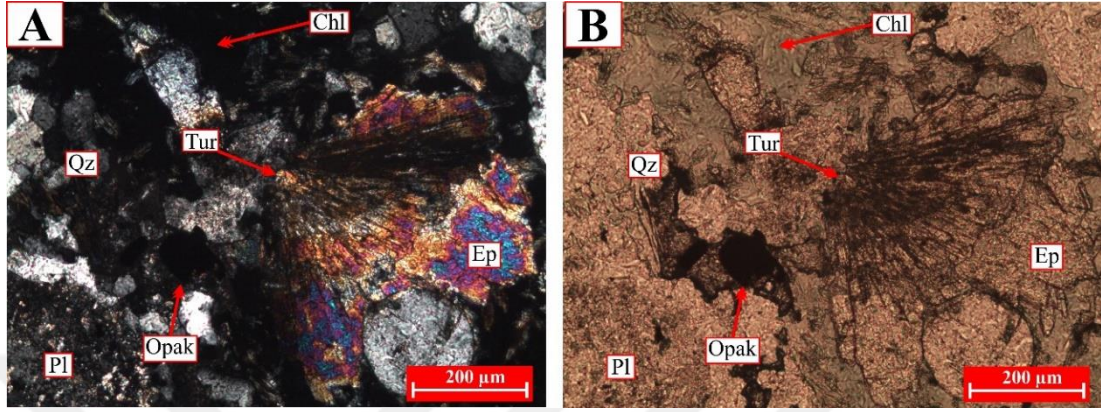


Şekil 4.10 AC-13 ve AC-14 örneklerine ait ince kesit mikrofotografaları. A, + nicol görünüm) Kuvarslarda gözlenen körfez dokusu. B, + nicol görünüm) Biotitlerin klorit ve epidota dönüşümleri ve feldispatların serizitleşmesi. C ve D, + ve // nicol görünüm) Epidot-klorit-turmalin oluşumları. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Hbl-Hornblend, Pl-Plajiyoklas, Ser-Serizit, Ttn-Titanit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars

Alterasyon mineralleri içinde turmalinde yer yer gözlenmektedir (Şekil 4.11A-B). Turmalinler epidotla yakın ilişkili olup, epidotun turmaline dönüştüğü düşünülmektedir (Şekil 4.11A-B). Opak mineral olarak manyetit bulunmakla beraber, pirit ve kalkopirit gözlenmektedir.

4.1.1.1.2 Fillik Alterasyon. Fillik veya serizitik alterasyon kuvars-serizit-pirit (Qz-Ser-Py) topluluğu ile karakterize edilir. Bu alterasyon ile ilişkili mineral fazları başlıca K-feldispat, kaolinit, kalsit, biyotit, rutil, anhidrit ve apatittir. Bu alterasyon, artan K-feldispat ve biyotit oranına bağlı olarak “Potasik”, artan kil minerallerine bağlı olarak “Arjilik” alterasyona geçiş sunmaktadır (Guilbert ve Park, 1986). Serizitik alterasyon esasen H, OH, K ve S katılımı ile feldispatın duraylılığını kaybetmesine bağlı olarak kuvars, beyaz mika, pirit ve bir miktar kalkopiritin oluşumu ile gerçekleşir. Başlıca

pirit ve daha az oranda kalkopiritten oluşan sülfid mineral içeriği %20'lere ulaşabilir. Ayrıca magnezyum varlığında klorit aksesuar bir faz olarak alterasyon topluluğuna katılabilir (Guilbert ve Park, 1986).

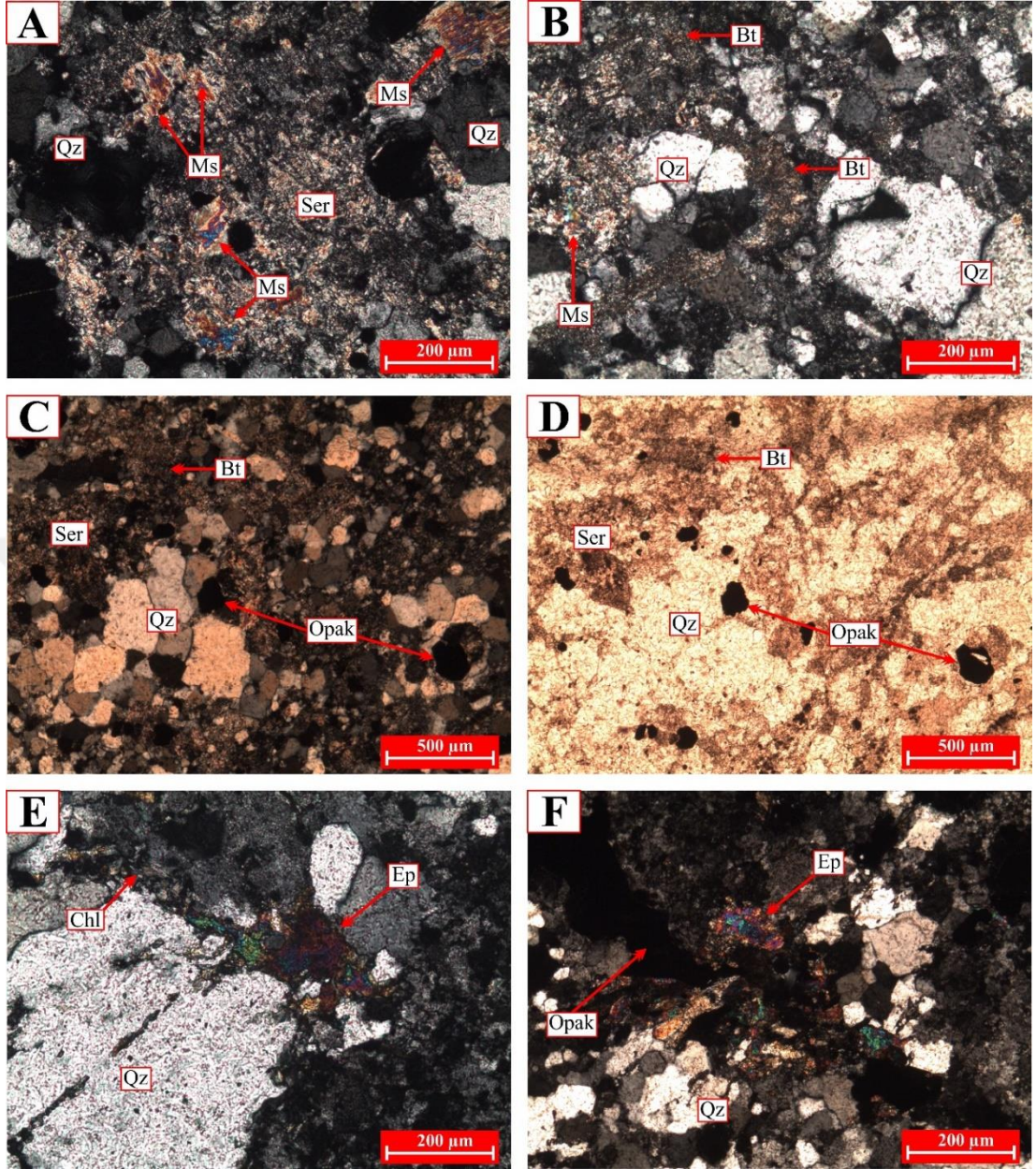


Şekil 4.11 AC-13 örneğine ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Epidotların turmaline (Tur) dönüşümleri. Kısaltmalar: Chl-Klorit, Ep-Epidot, Pl-Plajiyoklas, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars

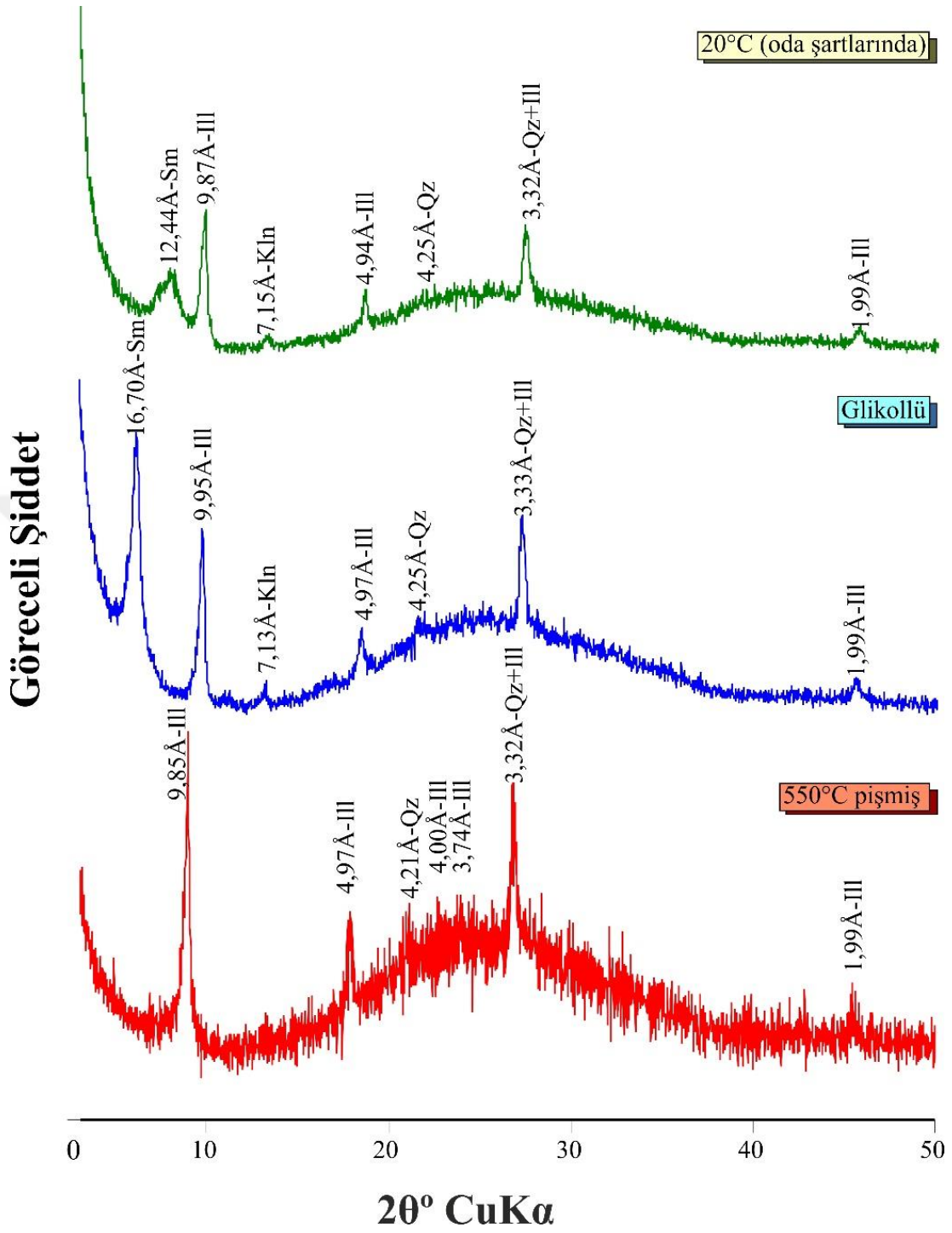
Çalışma alanında en az gözlenen alterasyon türüdür. Soğucak sokulumundan alınan örneklerden SP-5, SP-6 ve SP-7 nolu örnekler fillik alterasyon mineral topluluğu sunmaktadır.

Örneklerde yapılan mineralojik-petrografik incelemeler sonucu, yoğun olarak saçınımlar halinde opak mineraller, silisleşme ve serizitleşme+killeşme gözlenmiş olup (Şekil 4.12A-D), matriksin baskın oranda kuvars, serizit ve çok daha az oranda biyotit içerdiği saptanmıştır (Şekil 4.12C-D).

Saçınım halde gözlenen opak minerallerle beraber klorit ve epidot oluşumları da yaygın gözlenmektedir (Şekil 4.12E-F). SP-6 nolu örneğe ait XRD desenlerinde, baskın olarak illit oluşumlarına daha az oranda kaolinit ve smektit killeri eşlik etmektedir (Şekil 4.13). Opak mineral olarak pirit, manyetit, mangan mineralleri ve az miktarda kalkopirit gözlenmektedir.



Şekil 4.12 SP-5 ve SP-6 nolu örneklere ait ince kesit mikrofotografaları. A,B ve C, + nikol görünüm ve D, // nikol görünüm) Kuvars-muskovit, killeşmeler ve daha az oranda gözlenen biyotit. C ve E, + nikol görünüm) Kırık çatlaklarda gözlenen opaklar ile birlikte epidot ve klorit oluşumları. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Ms-Muskovit, Ser-Serizit, Qz-Kuvars



Şekil 4.13 SP-6 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Kısaltmalar: Ill-Illit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars

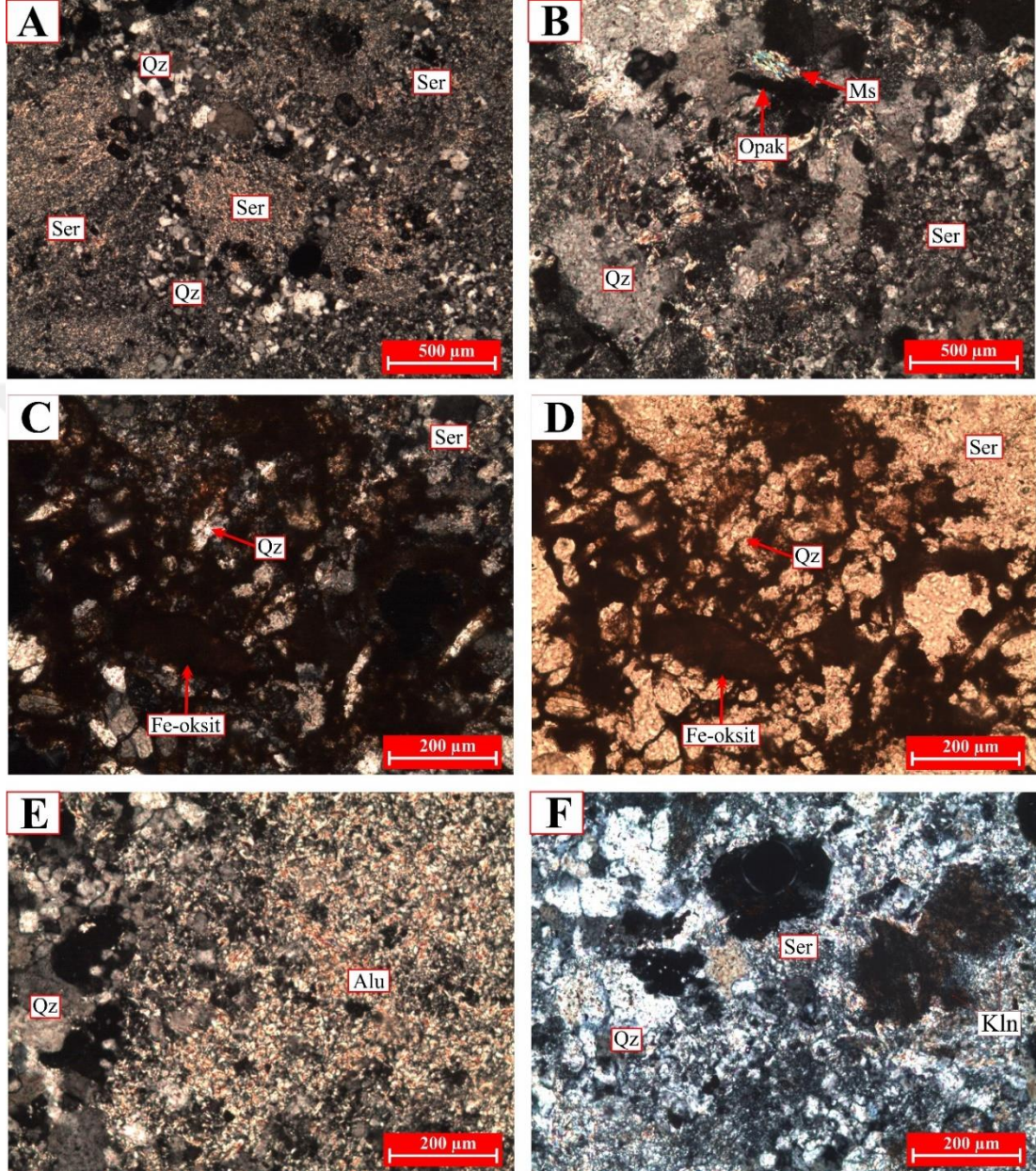
4.1.1.1.3 Arjilik Alterasyon. Yoğun H^+ metasomatizmasına ve asit yıkamasına bağlı olarak 100 ila 300°C sıcaklık aralığında gelişen bir kil alterasyonudur (Pirajno, 2009; Dilles ve John, 2021). Bu alterasyon içe doğru fillik alterasyona geçiş sunarken, dışa

doğru propilitik alterasyona geçiş sunmaktadır. Magmatik hidrotermal sistemlerde şiddetli asit yıkamasına bağlı olarak gelişen arjilik alterasyonu, epitermal cevherleşmeler için önemli bir kılavuzdur (Pirajno, 2019). Arjilik alterasyon orta ve ileri olmak üzere iki alt alterasyon türüne ayrılır (Corbett ve Leach, 1998). Orta Arjilik alterasyon parajenezini esas olarak oluşturan illit, smektit ve kaolinit killeri, porfiri bileşiminde yer alan minerallerden plajiyoklasların zayıf ornatımı sonucu gelişir. Klorit grubu mineraller ise mafik silikatlardan hornblend ve biyotitin ornatımı sonucu oluşur (Walker, 1993; Dilles ve John, 2021). Bu sırada, K-feldispat altere olmadan kalabildiği gibi K, Ca, Mg, Na ise tamamen yıkanmamaktadır (Pirajno, 2009). Porfiri sistemlerin üstünde en asidik koşullarda gelişen ileri arjilik alterasyonu pirofillit ve lokal alünit oluşumları karakterize olmaktadır. Daha üst seviyelere doğru, yüksek sülfidasyon epitermal zonlarında alünit ve kaolinit-dikit killeri içermektedir (Sillitoe, 2010). Yoğun asit atağına bağlı gelişen ileri arjilik alterasyon, feldispatların ve mafik fazların yıkılıp alkali katyonların neredeyse tamamen yıkanmasıyla oluşur.

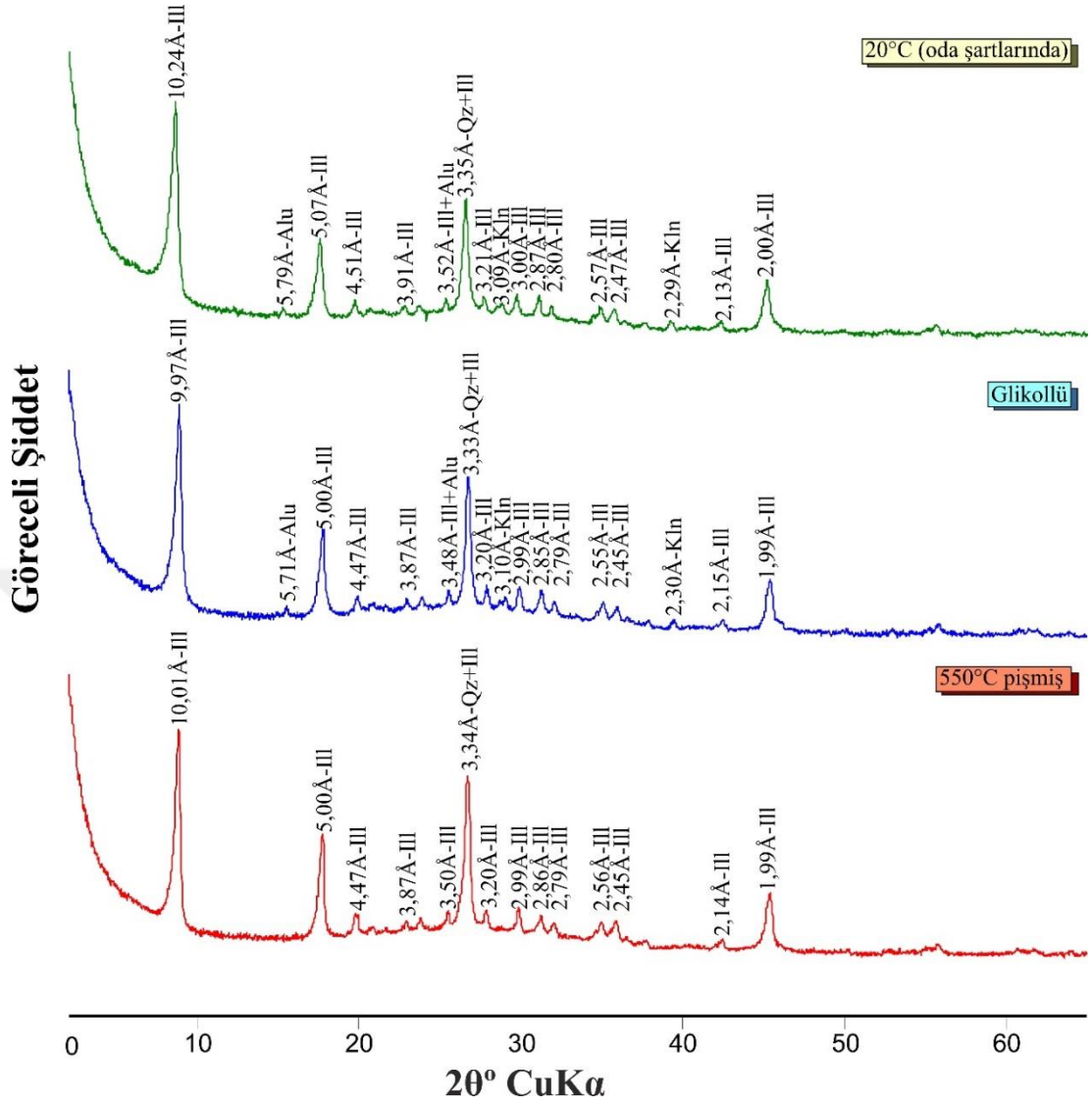
Kil alterasyon parajenezine ek olarak, sülfidler, topaz, turmalin ve amorf kil grubunda bu alterasyona ait mineral topluluğu içinde yer alabilir (Pirajno, 2009). Sülfid mineralleri olarak kovellin, dijenit ve enarjit (yüksek sülfür/metal oranı) parajenezde yer alabilir. Guilbert and Park, (1986) bu alterasyon için 300°C ve üzeri sıcaklıklarda pirofillit veya pirofillit-andaluzit birlikteliğinin, daha düşük sıcaklıklarda kaolinit veya dikitin duraylı olduğunu belirtir. Serizit, diyaspor, kaolinit, rutil, anhidrit, korendon, zunyit, dürmortierit ve kloritoid bu mineral topluluğu içindeki minerallere daha az oranda eşlik eder. İleri arjilik alterasyon porfiri sistemlerde, hidrotermal baz ve değerli metal damarlarının iç bölümlerinde ve en tipik olarak yüksek sülfidasyon sistemlerde gözlenir (Pirajno, 2009).

Soğucak sokulumundan alınan örneklerden SP-15, SP-16, SP-17, SP-18 nolu örnekler arjilik alterasyona ait mineral parajenezi sunmaktadır. Örneklerin matriksini yaygın olarak kuvars oluşturmaktadır (Şekil 4.14). Matriksteki plajiyoklaslar neredeyse tamamen serizitleşmiş ve killeşmiştir (Şekil 4.14A-B). Demir oksit yer yer gözlenmekle beraber yer yer muskovit oluşumları da saptanmıştır (Şekil 4.14C-D). SP-15 nolu örnekte yapılan mikroskopi (Şekil 4.14E-F) ve XRD çalışmalarında (Şekil

4.15), arjilik alterasyon parajenezinde en bol bulunan illit ($\pm$ kaolinit) ile birlikte alünit oluşumları da gözlenmektedir.



Şekil 4.14 Arjilik alterasyon zonuna ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + nikol görünüm) Yaygın olarak kuvars matrisi içinde gözlenen serizit-muskovit oluşumları. C ve D, + ve // nikol görünüm) Yer yer matrisinde gözlenen Fe-oksitler. E ve F, + nikol görünüm) SP-15 nolu örnekte gözlenen kuvars matrisi içinde gözlenen alünit ve kaolinit oluşumları. Kısaltmalar: Alu-Alünit, Ms-Muskovit, Ser-Serizit

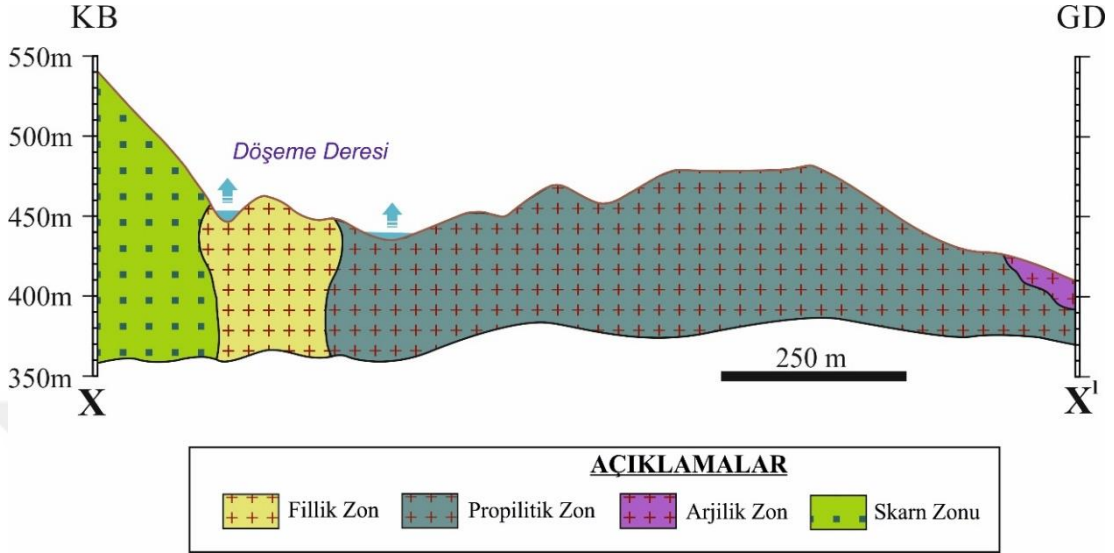


Şekil 4.15 SP-15 nolu örnekte gözlenen illit-alünit-kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Kısaltmalar: Alu-Alünit, Ill-İllit, Kln-Kaolinit, Qz-Kuars

Alünitleşmeler düşük pH ortamları temsil etmesine rağmen, petrografik incelemelerde yaygın olarak gözlenen killeşmeler (kaolinitleşme) bu asidik hidrotermal akışkanların nötrleşmeye başladığını göstermektedir (Corbett ve Leach, 1998). Killeşmeye eşlik eden daha az orandaki kloritleşmeler ise bu zonun ileri-ortaç arjilik alterasyondan dış propilitik alterasyona bir geçiş olduğuna işaret etmektedir (Corbett, 2017).

Yukarıda anlatılan mineraloji-petrografi, arazi gözlemleri ve killeri üzerinde gerçekleştirilen XRD çalışmaları sonucunda, Soğucak bölgesinde alterasyon zonları

ayrıt edilmiştir. Bölgeye ait ayrıntılı alterasyon haritası Şekil 4.1’de ve X-X^I hattına ait enine kesiti Şekil 4.16’da verilmiştir.

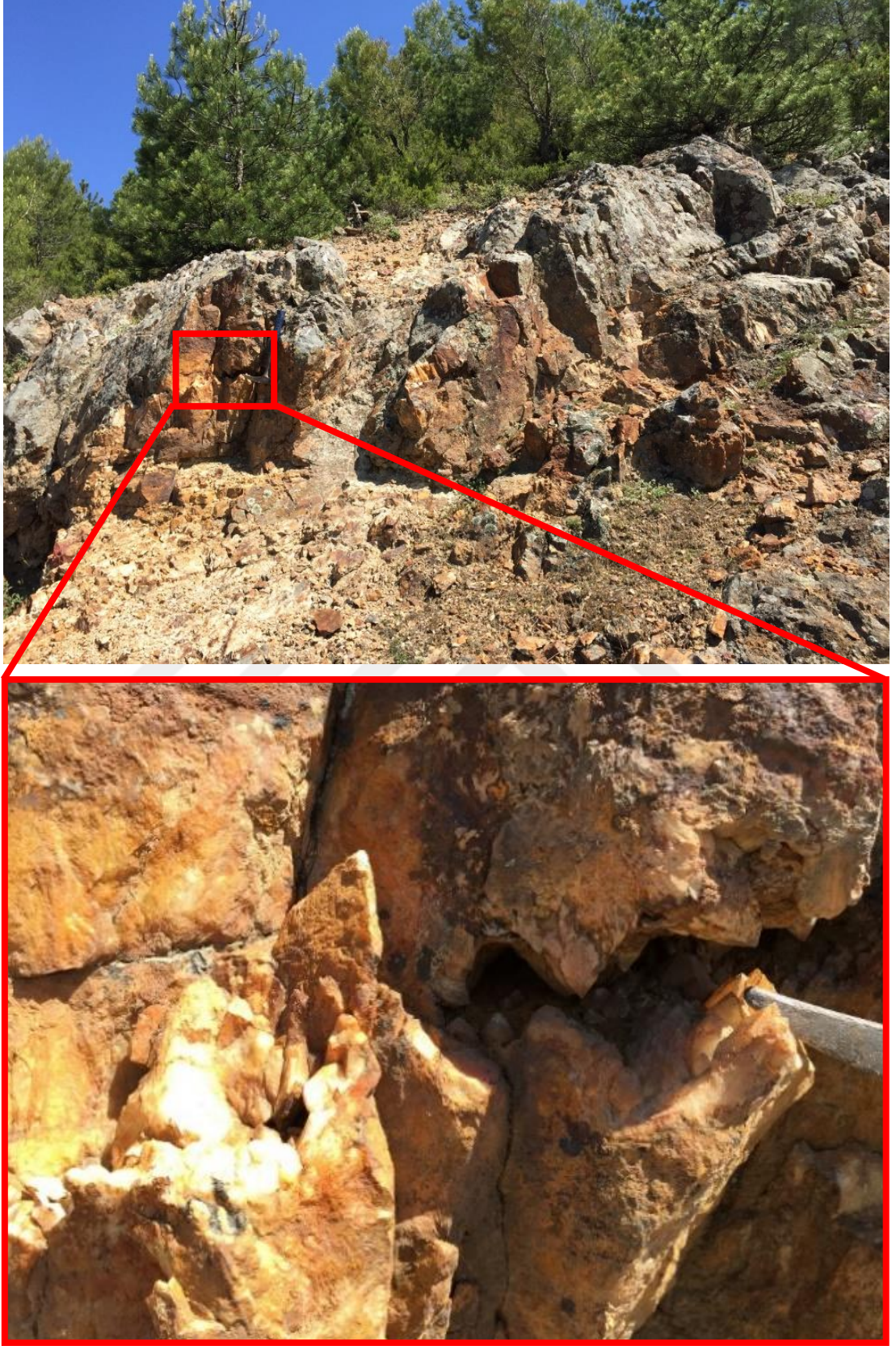


Şekil 4.16 Soğucak sokulunda gözlenen alterasyon zonlanma haritasına ait enine kesiti

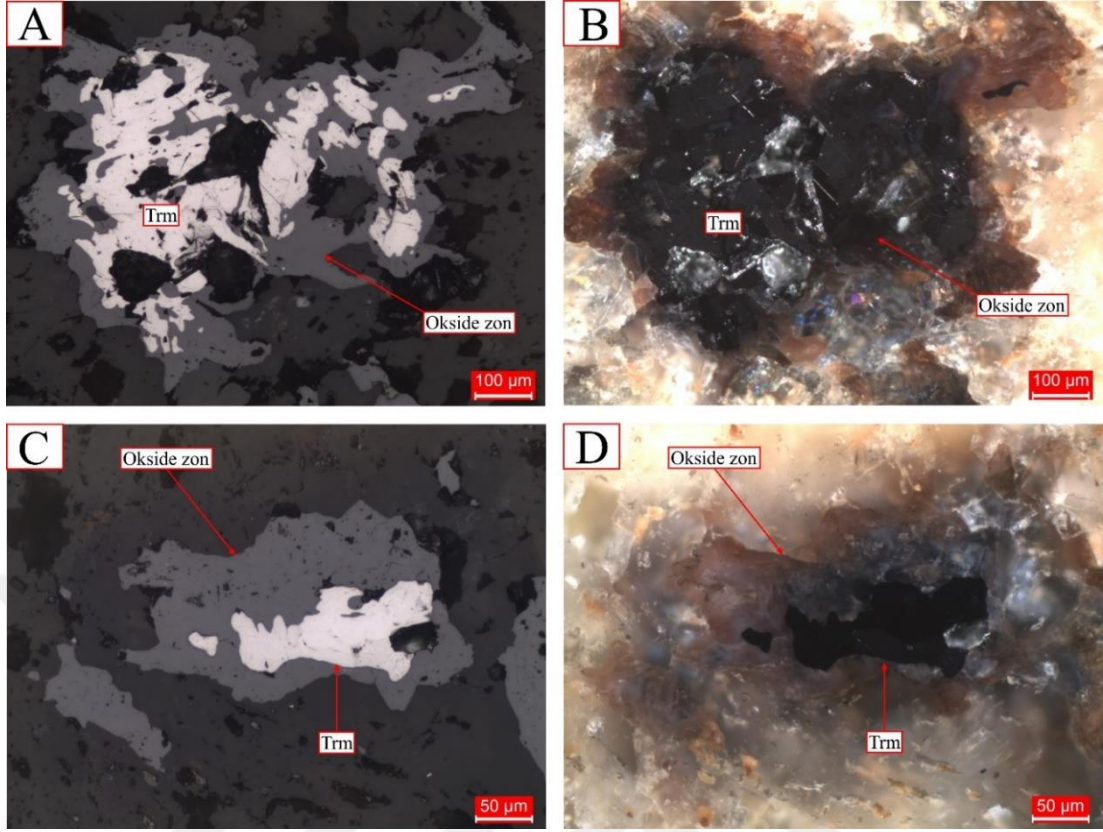
4.1.2 Taztepe Bölgesi

Taztepe bölgesi, Soğucak porfirisinin doğusunda bulunmakta ve yoğun/şiddetli bir alterasyon sergilemektedir (Şekil 2.3). Gerçekleştirilen arazi çalışmaları sonucunda, Nilüfer birimine ait şist-fillitler içinde ve Taztepe ile Soğucak sokulumu arasındaki geçiş bölgesinde üç adet damar bulunmuştur. Bu damarların konumu K50-60B/90 olarak ölçülmüştür (Şekil 4.17). Yaklaşık 7 cm'ye varan çok iri kuvars kristalleri içermekte ve daha az oranda kalkopirit-malakit-Fe-oksit oluşumları gözlenmektedir.

Taztepe'nin en güney ucunda, kuvars damarlarından yaklaşık 100 m uzaklıkta K15D/45GD konumlu aplitik bir damar bulunmuştur. Yapılan parlak kesit incelemelerinde, saçınımlar halinde yüksek parlaklığa sahip çelik grisi renkli tetradimit ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) ve dışında okside bir zon gözlenmiştir (Şekil 4.18). Tetradimit dışında başka herhangi bir cevher minerali gözlenmemektedir. Tellur, selenyum ve kükürtlü bizmut mineral türleri yaygın olarak altın, bakır-altın ve polimetallik cevherli magmatik ve hidrotermal yataklarda bulunmaktadır (Cook, Ciobanu, Wagner ve Stanley, 2007).



Şekil 4.17 Taztepe GD'sında iri kuvars ve kalkopirit-malakit-Fe-oksit içeren damar (Kişisel arşiv, 2015)



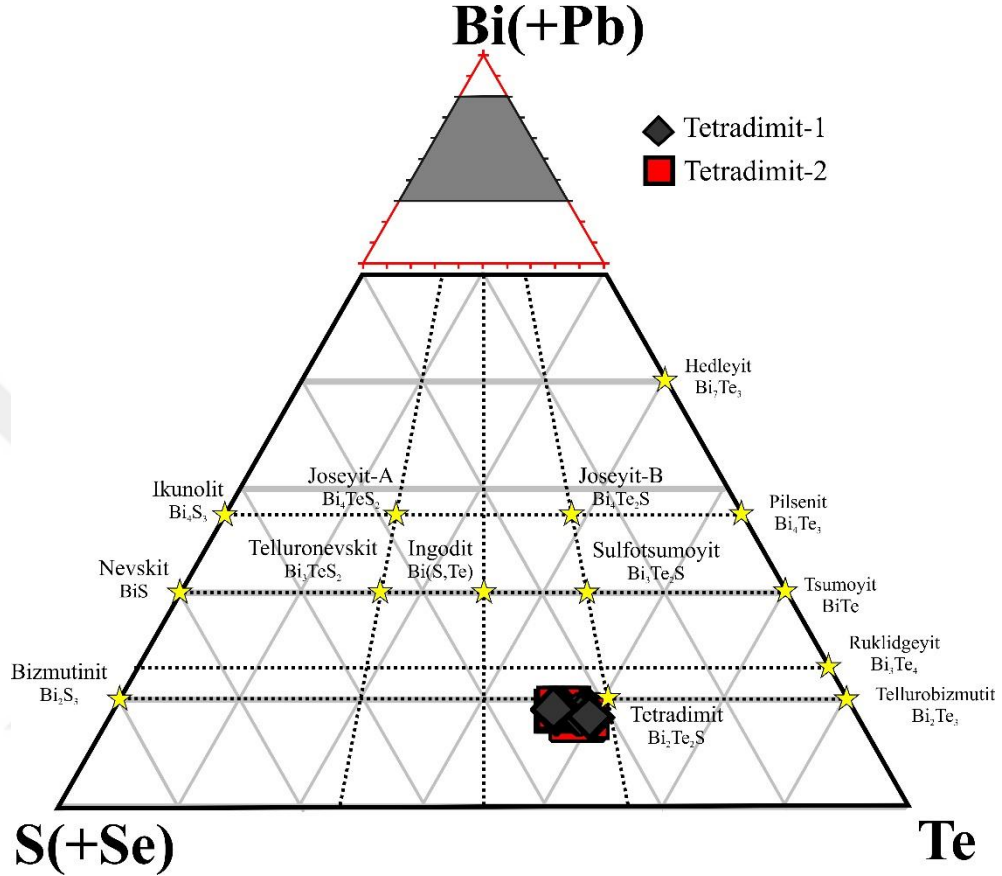
Şekil 4.18 Taztepe'nin güneyindeki aplitik damar içinde gözlenen tetradimit (Trm) ve okside zon (A ve C, // nikol; B ve D, + nikol görünüm).

İki adet tetradimit tanesi üzerinde yapılan mikroprob çalışmaları, Bi ve Te içeriği, sırasıyla 51,73 ila 56,29 wt.% ve 32,42 ila 35,36 wt.% aralığında değişmektedir. Mineral bileşiminde yer alan diğer önemli elementlerden Se içeriği 0,72 ila 1,4 wt.% ve Pb içeriği 0,15 ila 5,87 wt.% aralığında değişmektedir.

Tablo 4.1 Taztepe'nin güneyindeki aplitik damar içinde gözlenen tetradimitin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)

Mineral	N		Mn	Fe	Sb	Zn	As	S	Cd	Te	Pb	Ag	Se	Bi	Total
Tetradimit-1	13	Min			0,18			4,65		32,42	0,17		0,72	51,73	97,02
		Mak	d.l.a.	d.l.a.	0,48	d.l.a.	d.l.a.	5,35	d.l.a.	35,36	5,87	d.l.a.	0,85	55,97	98,94
		Ort			0,26			5,01		33,93	3,26		0,78	53,94	97,95
		Mineral Formülü	Bi_{1,75-1,90}Pb_{0,01-0,20}Sb_{0,01-0,03}Te_{1,79-1,97}Se_{0,06-0,08}Si_{1,03-1,18}												
Tetradimit-2	15	Min			0,12			4,52		32,69	0,15		1,07	51,74	97,02
		Mak	d.l.a.	d.l.a.	0,38	d.l.a.		5,24	d.l.a.	35,05	5,66	d.l.a.	1,4	56,29	100,22
		Ort			0,22			4,81		33,94	2,72		1,26	54,28	97,99
		Mineral Formülü	Bi_{1,76-1,90}Pb_{0,01-0,19}Sb_{0,01-0,02}Te_{1,81-1,95}Se_{0,10-0,13}Si_{1,00-1,14}												

Bizmut içerikli minerallerin Bi(+Pb)-S(+Se)-Te sınıflama diyagramına düşürüldüğünde (Cook ve diğer., 2007), bu minerallerin bileşimsel olarak tetradimit türünde oldukları görülmektedir (Şekil 4.19).

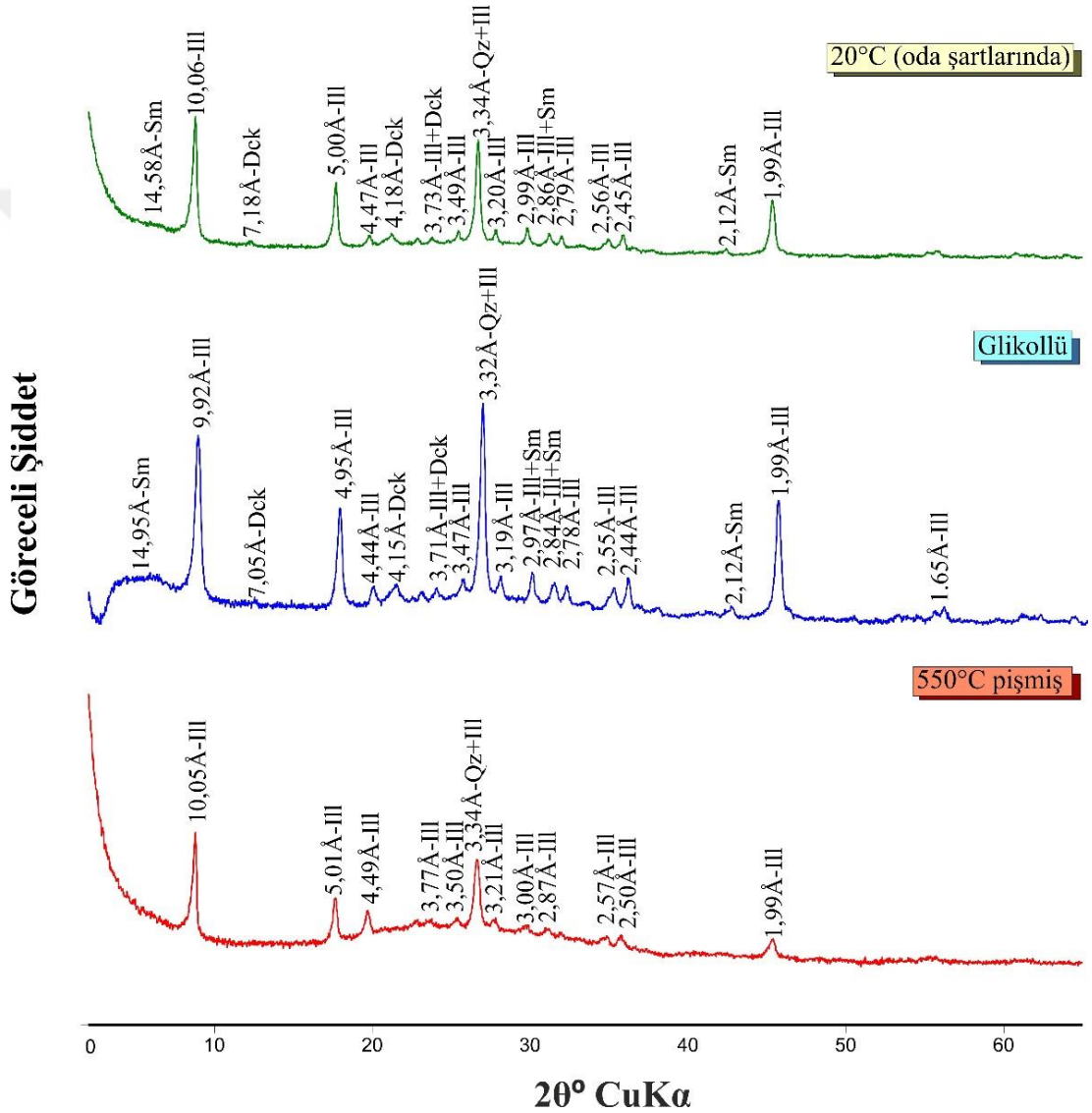


Şekil 4.19 Bizmut içerikli minerallerin Bi(+Pb)-S(+Se)-Te sınıflama diyagramı (Cook ve diğer., 2007)

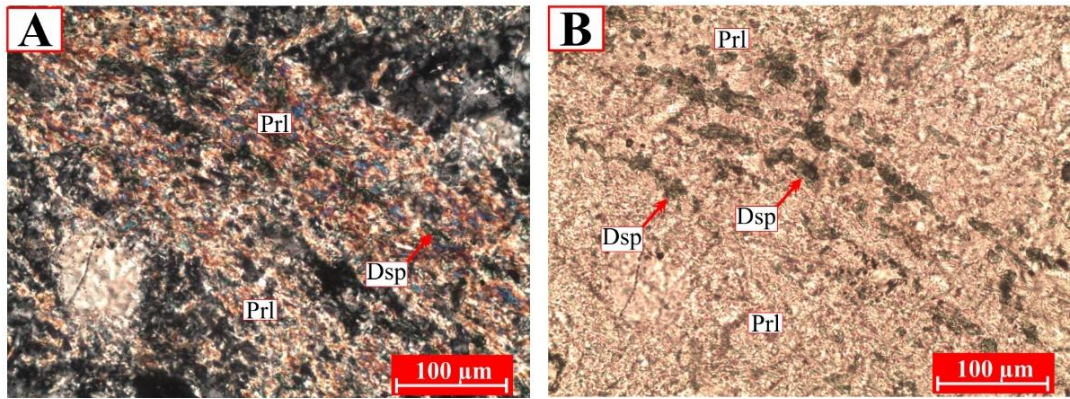
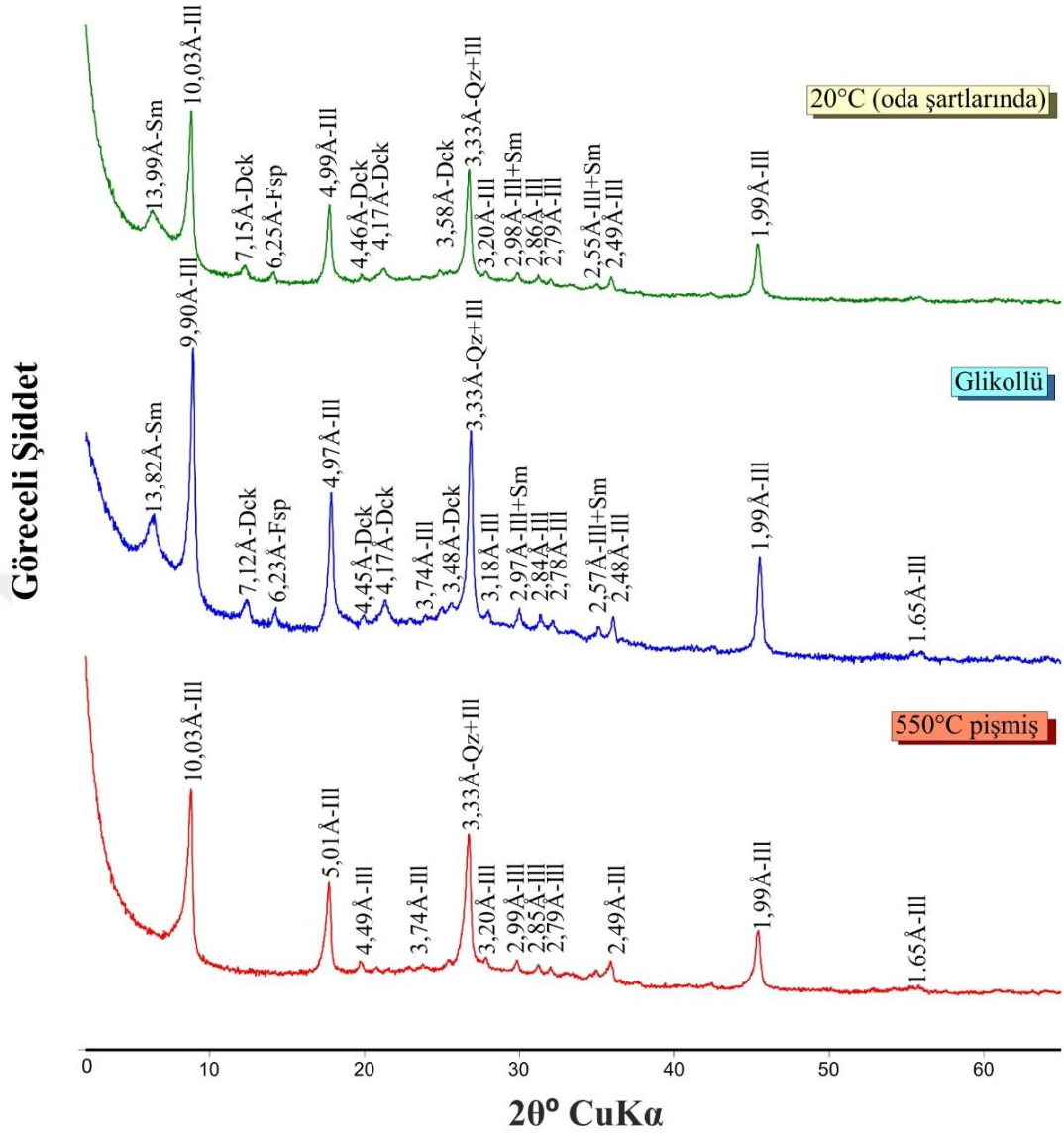
4.1.2.1 Taztepe Alterasyon Zonu

Taztepe bölgesinin, yüzeyde yüzlek vermeyen ve derinde bulunan bir sokulumdan ayrılan SO₂ ve HCl (ve/veya H₂SO₄) içerikli magmatik buharın yoğunlaşmasıyla gelişen ileri arjilik alterasyon özelliği sunduğu düşünülmektedir. Tipik olarak kuvars, alünit, kaolinit, dikit mineralleri gözlenirken, daha derin seviyelerde pirofillit ve diaspör gibi mineraller ile temsil edilen karmaşık bir alterasyon gözlenmektedir (Şekil 4.20, Şekil 4.21, Şekil 4.22, Şekil 4.23, Şekil 4.24, Şekil 4.25 ve Şekil 4.26). Bu alterasyonda pirofillit ve diaspör göreceli yüksek sıcaklıklarda (yaklaşık olarak 280°C'nin üzerinde) duraylı olup, porfiri ile ilişkili bir alterasyon varlığının

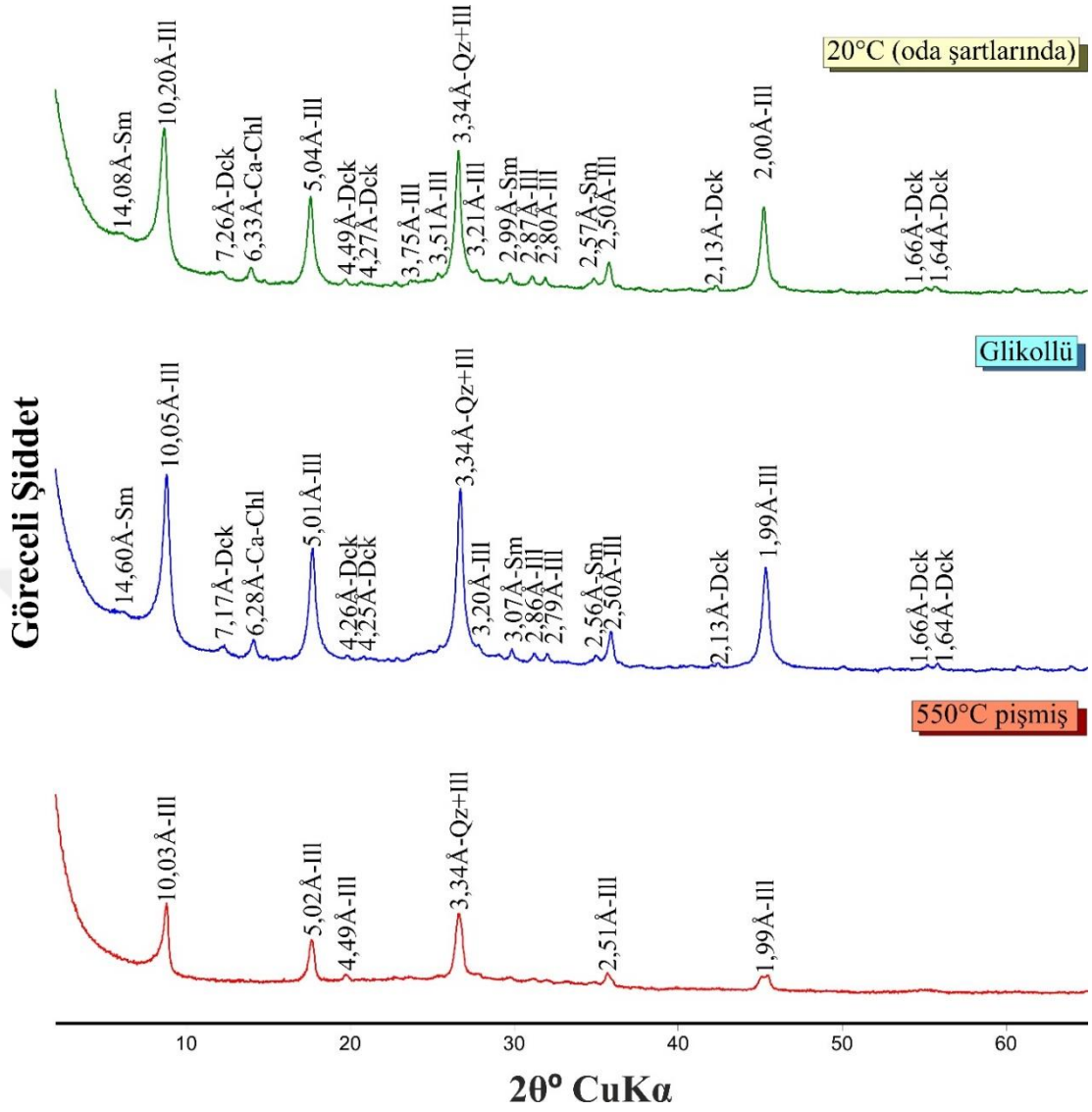
göstergesidir (Pirajno, 2009). Ayrıca, Pirofilit ve diyasporun varlığı, eski bir epitermal sistemde gelişmiş arjilik alterasyon zonunun düşük dereceli metamorfizmasına bağlı olarak gelişebilir (Martini, 1988). Buna karşın, daha düşük sıcaklıklarda ve daha sık koşullarda Na ve K alünit (veya jarosit) duraylı kalmaktadır. Daha derinlerde porfiri sokuluma doğru geçişlerde kuvars-serizit ve kuvars-turmalin ile temsil edilen daha yüksek sıcaklık ürünü alterasyon zonları sistemde yer almaktadır.



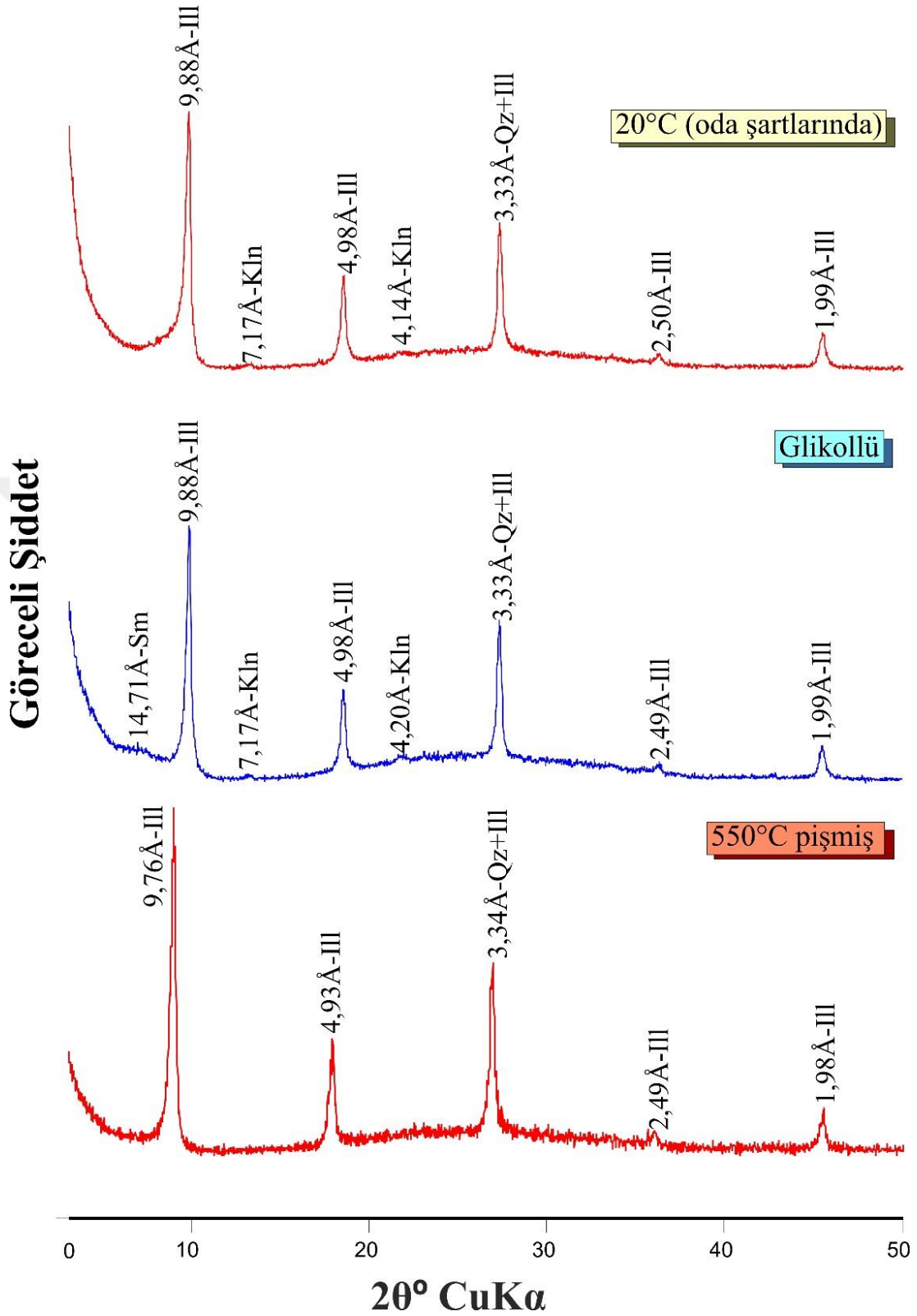
Şekil 4.20 TT-2 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-kuvars±dikit kil fraksiyonu pikleri. Kısaltmalar: Dck-Dikit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars



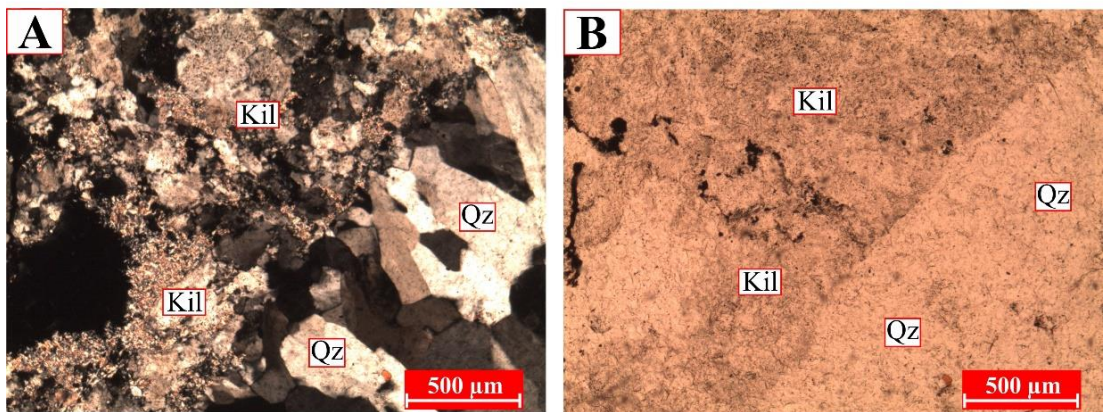
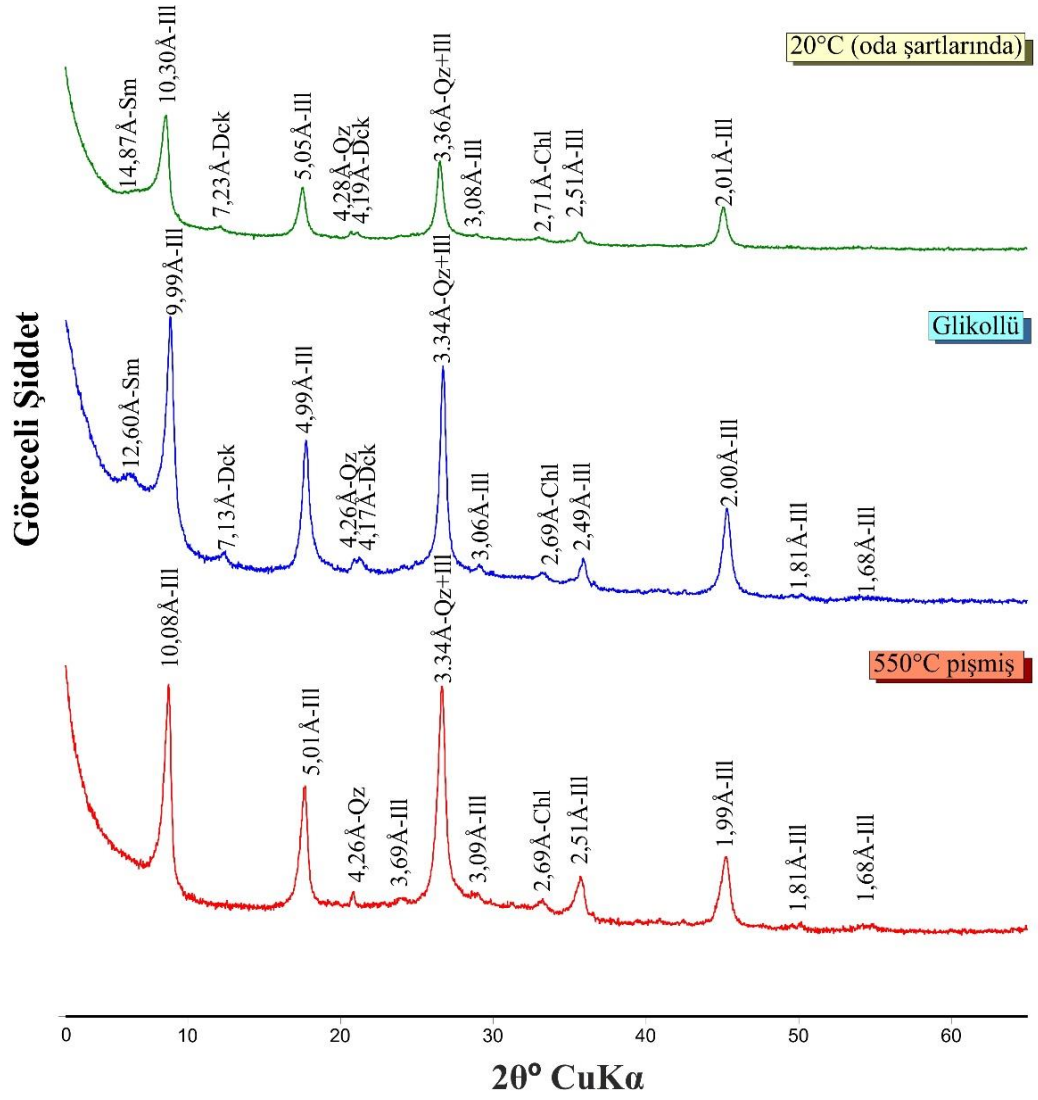
Şekil 4.21 TT-4 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-dikit-kuvars-feldispat kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen pirofillit ve diyaspor oluşumları (A ve B, + ve // nikol görünüm). Kısaltmalar: Dck-Dikit, Dsp-Diyaspor, Ill-İllit, Prl-Pirofillit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars



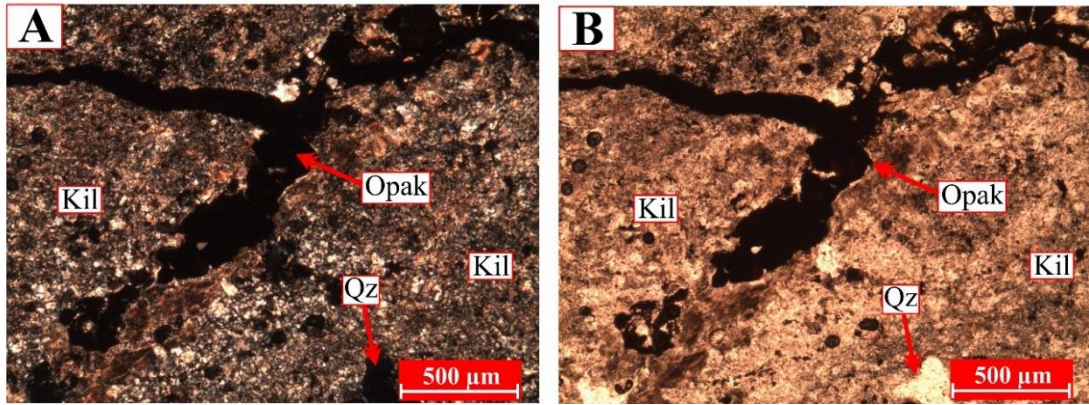
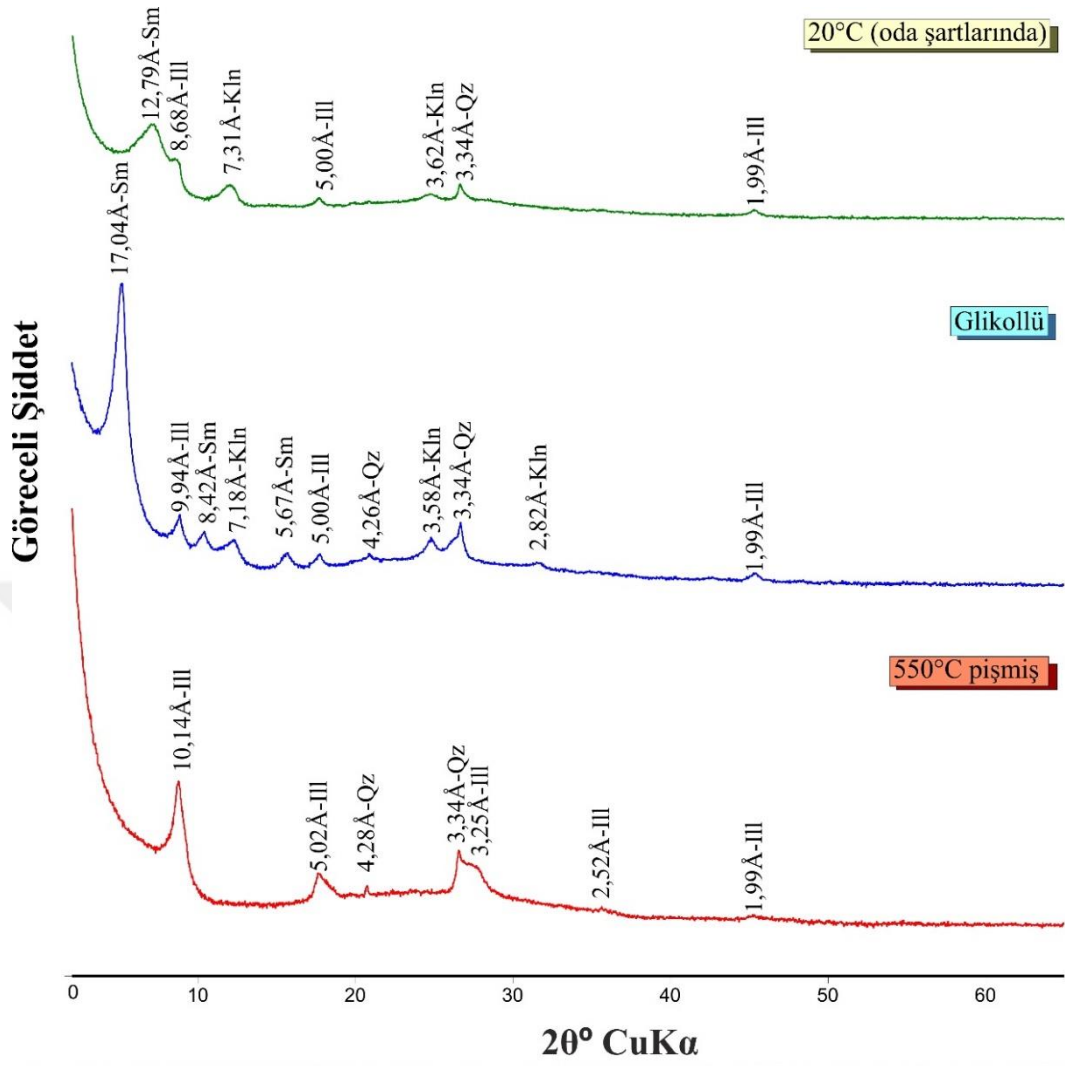
Şekil 4.22 TT-5 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-dikit-kuars-Ca-klorit kil fraksiyonu pikleri.
Kısaltmalar: Ca-Chl-Ca-Klorit, Dck-Dikit, III-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuars



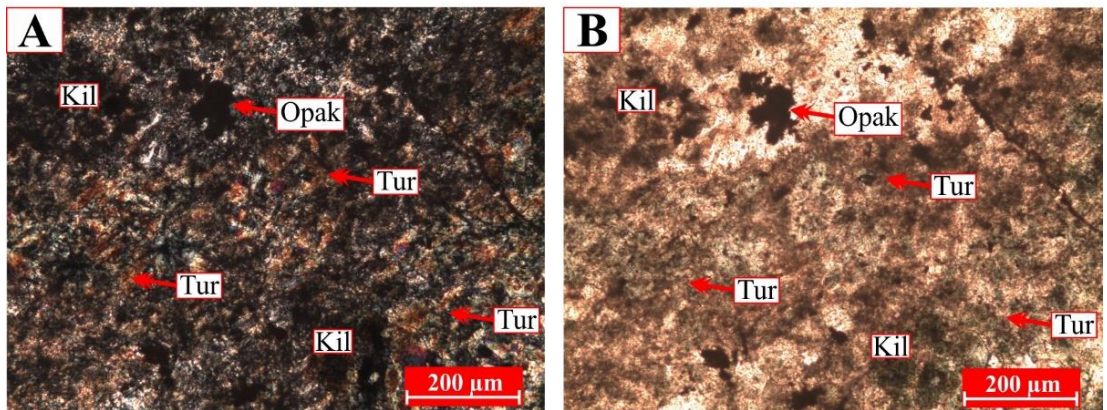
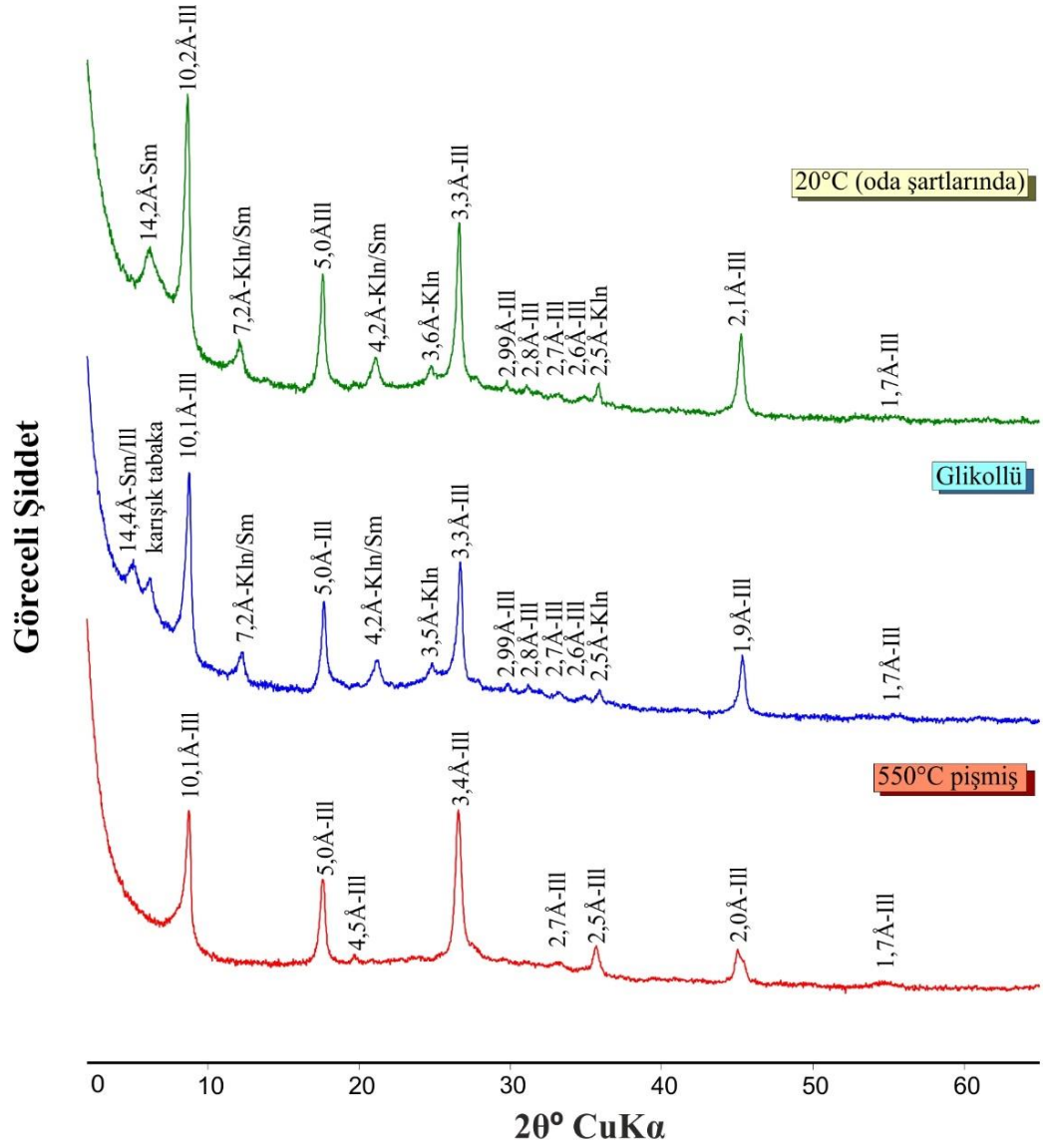
Şekil 4.23 TT-9 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-kaolinit-kuars kil fraksiyonu pikleri. Kısaltmalar: Kln-Kaolinit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuars



Şekil 4.24 TT-10 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-dikit-klorit-kuvars kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen killeşmeler (A ve B, + ve // nikol görünüm). Kısaltmalar: Chl-Klorit, Dck-Dikit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars



Şekil 4.25 TT-12 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-kaolinit-kuars kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen killeşmeler ve opak oluşumları (A ve B, + ve // nikol görünüm). Kısaltmalar: Kln-Kaolinit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Qz-Kuars



Şekil 4.26 TT-16 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen killeşmeler, turmalin ve opak oluşumları (A ve B, + ve // nikol görünüm). Kısaltmalar: Kln-Kaolinit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars

4.1.3 Soğucak Fe ($\pm$ Cu) Skarn Cevherleşmesi

Soğucak köyünün batısında yer alan skarn alterasyon zonlanması ve Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesi Soğucak porfiri sokulumu ile Karakaya Formasyonu'na ait Nilüfer ve Hodul birimleri arasındaki kontak zonda bulunmaktadır (Şekil 4.1). Hodul birimine ait kırıntılı kayaçlar içinde karbonat içeriği yüksek olan mercek ve ara katmanlar sokulum kayasından itibaren cevher içerikli skarn gövdelerine dönüşmüştür (Şekil 4.27). Demir ve daha az oranda bakır minerallerinden oluşan skarn cevherleşmesi toplamda 50 metre genişliğinde iki farklı lokasyonda gözlenmektedir.



Şekil 4.27 Granat ve piroksen kalksilikat parajenezi içinde yoğun manyetit içerikli skarn cevherleşmesi (Kişisel arşiv, 2016)

Soğucak sokulumu içindeki endoskarn zonu genişliği 2 metreyi aşmayan sınırlı bir alanda gözlenmektedir. Bu zon piroksen, epidot, klorit ve az oranda saçınımlar halinde kalkopirit ve pirit içermektedir. Sokulum kayasından yan kayaca doğru egzoskarn zonda, sıcaklığın yüksek olduğu prograd alterasyon sonucu kırıntılı kayaçların içinde

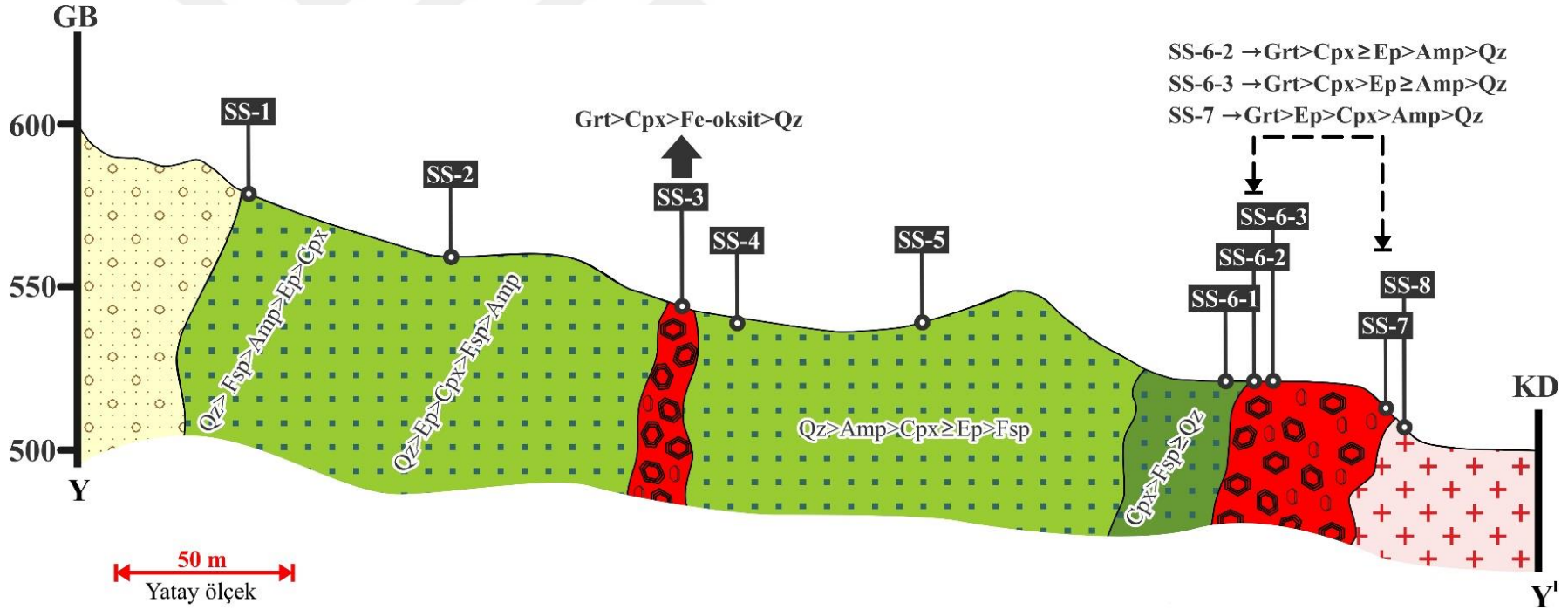
yer alan karbonatlı düzeylerde yoğun miktarda granat ve daha az oranda piroksenden oluşan kalsilikat parajenezi bulunmaktadır. Bu zon, skarn tipi demir cevherleşmesinin bulunduğu ana cevherli skarn zonuna karşılık gelmektedir.

Skarn zonlanmasının retrograt alterasyonu amfibol, epidot ve plajiyoklas mineralleri ile temsil edilmektedir. Soğucak sokulumundan batıya doğru gidildikçe, Hodul birimine ait pelitik kayaların kalsilikat hornfelse dönüştüğü distal skarn zona geçilmektedir (Şekil 4.28). Skarn'da gözlenen bu kalsilikat parajenezine dayanarak, Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesi kalsik skarn tipi olarak sınıflandırılmıştır (Meinert, 1992).

4.1.3.1 Skarn Mineralojisi

Soğucak skarn zonlanmasından alınan örnekler üzerinde detaylı mineralojik ve petrografik incelemeler gerçekleştirilmiştir.

Soğucak sokulumunun kontak zonuna en uzakta yer alan SS-1 ve SS-2 nolu örnekler, Hodul birimine ait pelitik kayaların hornfelse dönüştüğü en dış skarn zonunu temsil etmektedir. Bu distal zon başlıca kuvars, plajiyoklas, ortoklas, piroksen, amfibol ve epidot, daha az oranda titanit ve apatit içermektedir. Prograt evrenin başlangıç evresi ortoklas ile temsil edilmektedir. Konak kayanın nispeten yüksek kil içeriğine sahip seviyeler, kontak metasomatizma sonucu plajiyoklasa dönüşmüştür. Yer yer hornfels bantlarına koştut oluşumlar şeklinde killi düzeyler bulunmakta ve konak kayadaki kilce zengin bu seviyeler tümüyle metasomatizma işlevlerinden etkilenmediğini göstermektedir (Şekil 4.29A-B). Piroksenler özşekilli-yarı özşekilli olup, kristal tane boyutları maksimum 500 mikron boyutlarına ulaşmaktadır. Prograt evrede, klinopiroksenle birliktelik gösteren ve az oranlarda gözlenen özşekilli-yarı özşekilli titanit kristallerinin tane boyutları 150-200 mikron arasında değişmektedir (Şekil 4.29C-D). Retrograt evreyi temsil eden amfibol ve epidot mineralleri az oranda ve ince kristaller halinde bulunmaktadır (Şekil 4.29E-F). Apatit parajenez içinde aksesuar mineral olarak yer almakta ve genellikle kuvarsın boşluklarında özşekilli-yarı özşekilli kristaller halinde bulunmaktadır.



AÇIKLAMALAR

Oligosen
Triyas

Soğucak Porfiri Sokulumu

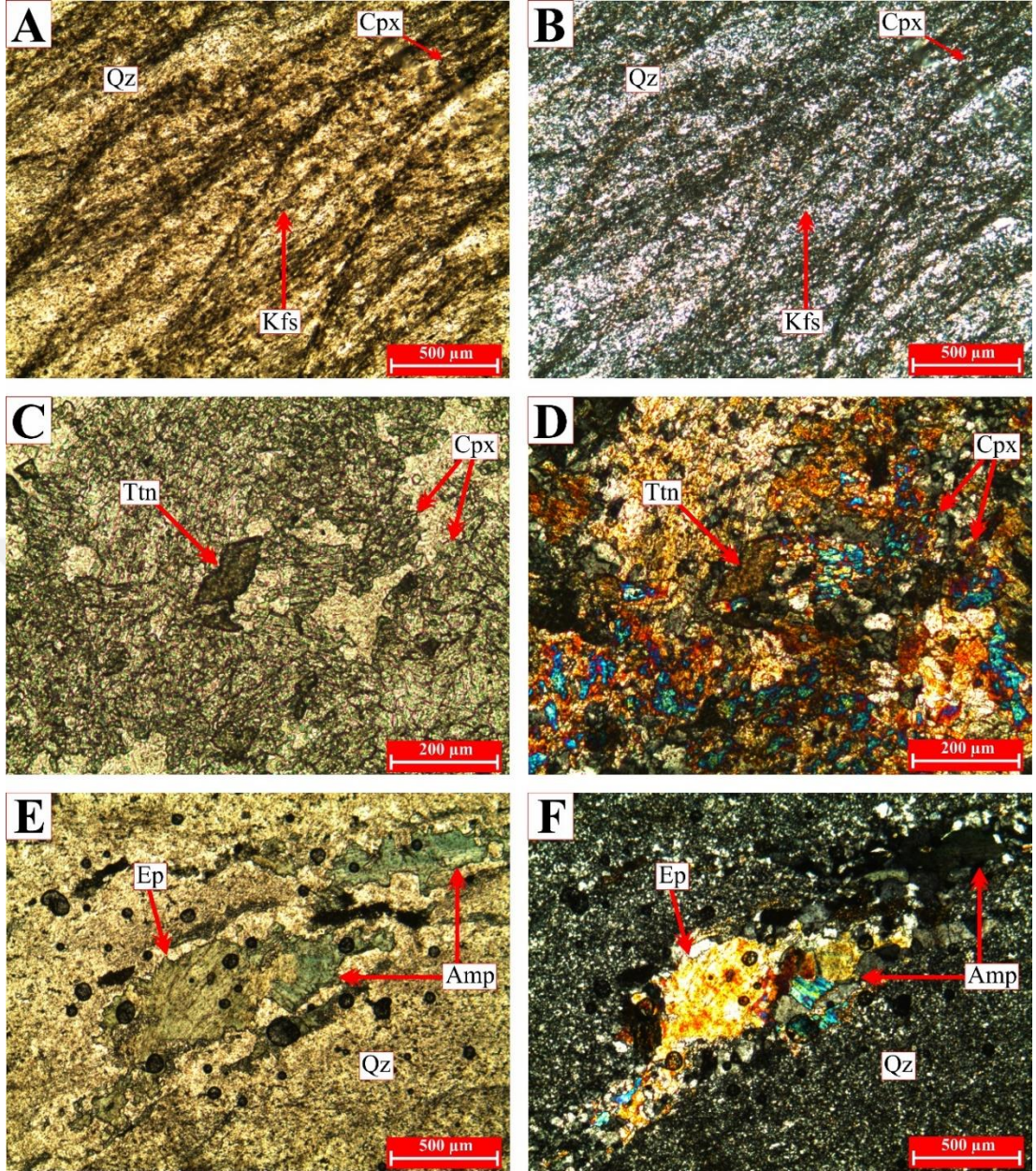
Metakumtaşı/Kırıntılı Seri (Hodul Birimi)

Kalk-Silikat Zon

Cevher içerikli Skarn Zonu

● Örnek lokasyonu

Şekil 4.28 Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesi ve ilişkili kalksilikat skarn zonlanmasına ait Y-Y' enine jeolojik kesit. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Fsp-Feldispat, Grt-Granat, Qz-Kuvars



Şekil 4.29 SS-1 ve SS-2 nolu örneklere ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, // ve + nikol görünüm) Hornfels bantlarına koştut oluşan kil seviyeleri. C ve D, // ve + nikol görünüm) Klinopiroksenlerle birliktelik gösteren titanit. E ve F, // ve + nikol görünüm) Retrograd evrede yaygın gözlenen amfibol ve epidot oluşumları. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Kfs-K-feldispat, Ttn-Titanit, Qz-Kuvars

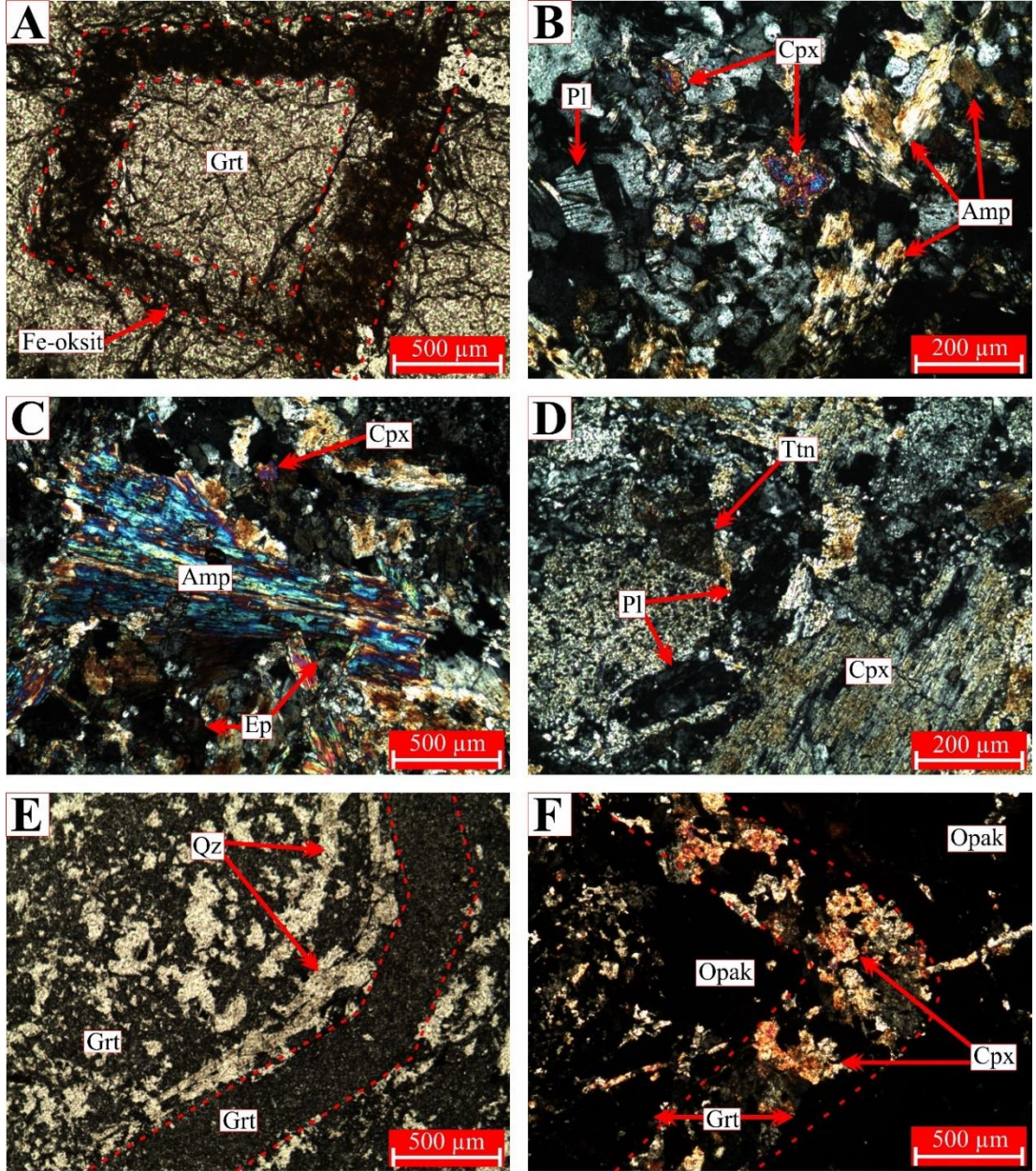
Cevherli skarn zonundan alınan SS-3 nolu örnek, bol miktarda özşekilli ve tane boyları 0,7 mm'ye kadar varan koyu kahverengi granat içermektedir. Optik olarak izotrop karakterde olup, önce oluşmuş poiklitik merkez zonu ve daha sonrasında oluşmuş belirgin şekilde kenar zonları içermektedir. Granat taneleri yaygın olarak

kırıklı-çatlaklı ve bazı zonları retrograt evrede Fe oksitlere dönüşmüştür (Şekil 4.30A). Genellikle klinopiroksenlerin çevresini kuşatmış olarak bulunan granatlar, yer yer klinopiroksenlerin boşluk ya da çatlakları boyunca ornatmaktadır.

Soğucak sokulumuna daha yakın hornfels zonundan alınan SS-4 ve SS-5 nolu örnekler, benzer mineral parajenezi ve dokular sunmaktadır. Hornfels kayasının, en dıştaki zonuna göre daha açık renkli ve yer yer bantlı yapılar sunması rağmen, genel olarak masif bir görünüme sahiptir. Kuvars içeriği yüksek ve azalan oranlarda amfibol, klinopiroksen, feldispat ve epidot içermektedir (Şekil 4.30B). Prograt evre, klinopiroksen ve daha az oranda zonlu plajiyoklaslar ile temsil edilmektedir. Retrograt evrede, klinopiroksenler çoğunlukla epidot ve amfibole dönüşmüştür (Şekil 4.30C). Kayaç içinde yer yer kuvars ve daha az miktarda epidot tarafından doldurulmuş ince damarcıklar bulunmaktadır.

Ana skarn cevherleşmesinin gözlendiği kontak zona en yakın bölge, SS-6-1 nolu hornfels örneği ile temsil etmektedir. Kayaç koyu yeşil renkli, masif ve yüksek dayanıma sahiptir. Baskın olarak piroksen ve daha az oranda feldispat ve kuvars içermektedir (Şekil 4.30D). Öz-yarı özşekilli titanit ise parajenezde daha az oranda yer almaktadır. Sokulumun kontağında yer alan ana Soğucak Skarn Fe ($\pm$ Cu) cevherleşmesini temsil eden SS-6-2, SS-6-3 ve SS-7 nolu örnekler cevher mineralleri açısından zenginleşmiştir.

Bu zonda yaygın olarak koyu kahverengi, tane boyları 1,5 mm'ye kadar varan iri ve özşekilli granatlar bulunmaktadır. Optik olarak izotrop karakterde olup, SS-3 zonuna benzer şekilde, önce oluşmuş poiklitik merkez zonlu ve daha sonrasında belirgin şekilde oluşmuş kenar zonları içermektedir. Piroksen ve daha az oranda kuvars genellikle granatların kristal büyüme zonlarını çevrelemekte ve kırık-çatlakları boyunca ornatmaktadır (Şekil 4.30E-4F). Retrograt evrede, granat taneleri kırık ve çatlakları boyunca epidot, Fe-oksit ve amfibole dönüşmektedir.



Şekil 4.30 Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesindeki kalsilikat alterasyonuna ait ince kesit mikrofotografaları. A, // nikol görünüm) Retrograt evrede granat zonlarında gözlenen Fe-oksit oluşumları. B ve C, + nikol görünüm) Klinopiroksenlerin amfibol ve epidot tarafından ornatılması ve daha az oranda gözlenen plajiyoklas. D, + nikol görünüm) Yaygın olarak gözlenen klinopiroksen ve daha az oranda gözlenen titanit, plajiyoklas oluşumları. E, // nikol görünüm) Granat zonlarında gözlenen kuvars oluşumları. F, + nikol görünüm) Granatların büyüme zonları boyunca klinopiroksen tarafından ornatımı. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Pl-Plajiyoklas Ttn-Titanit, Qz-Kuvars

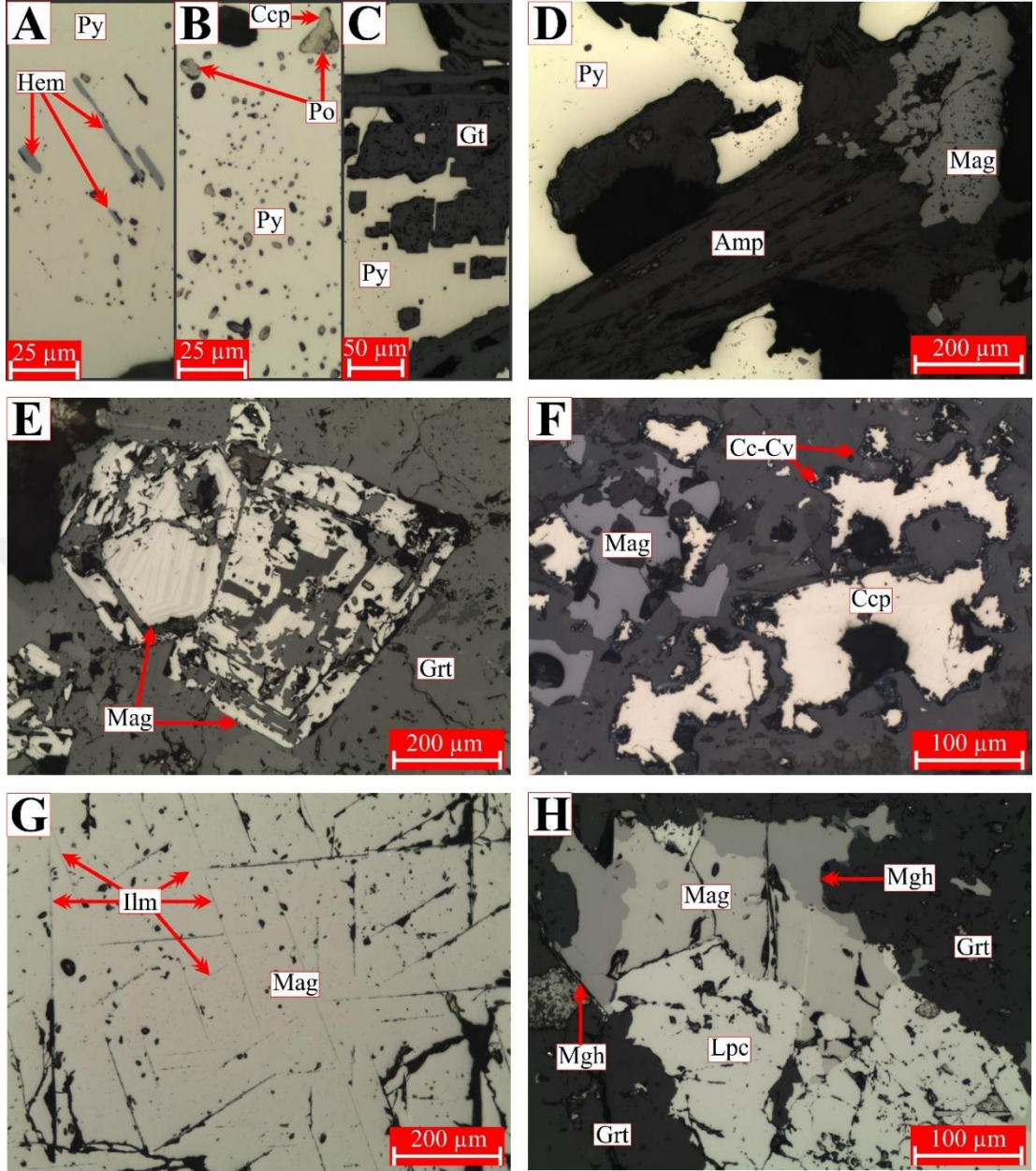
4.1.3.2 Skarn Cevher Petrografisi

Soğucak skarn zonlanmasının en dışında yer alan hornfelse ait SS-1 ve SS-2 nolu örneklerde maksimum 2 mm boyutlarına ulaşan ve saçınımlar şeklinde öz-yarı özşekilli pirit taneleri gözlenmektedir. Bu taneler yer yer yuvarlak şekilli kalkopirit kapanımları ve hematit iğnecikleri içermektedir (Şekil 4.31A).

Sokulumun en uzağında yer alan cevherli skarn zonundan alınan SS-3 nolu örnekte ana cevher mineralleri başlıca pirit ve manyetittir. Manyetit skarn cevherleşmesinin en erken evresini temsil etmektedir. Daha geç evreyi temsil eden yarı özşekilli-özşekilsiz pirit, manyetit tanelerini ornatmış ve kırık/çatlaklarından itibaren yerleşmiştir. Kalkopirit ve daha az miktarda pirotin, piritler içinde kapanımlar olarak gözlenmekte (Şekil 4.31B) ve manyetiti ornatmaktadır. Cevherleşmenin bazı kesimlerinde, piritin içinde düzenli dizimler sunan özşekilli pirotin taneleri retrograt evrede götite dönüşmüştür (Şekil 4.31C).

Cevherli skarn zonundan sokulumu doğru tekrar gözlenen hornfels (SS-4 ve SS-5 nolu örnekler), sokulumdan daha uzakta yer alan hornfelse göre daha fazla oranda kalkopirit içermektedir. Erken evre özşekilli piritler yaygın olarak saçınımlar halinde gözlenirken, yer yer maksimum 1 mm kalınlığa sahip ince damarcıkları halinde de gözlenmektedir. Geç evre oluşum olan kalkopiritler piritleri çevrelemektedir. Daha az oranda ise piritler içerisinde pirotin oluşumları gözlenmektedir. Sokulumun kantağında yer alan ana cevherli skarna yaklaştıkça, hornfels (SS-6-1 örneği) içinde kalkopirit miktarı azalmaktadır. Bu zonda kalınlıkları 100 mikronu aşmayan ince taneli pirit ve manyetit damarcıkları bulunmaktadır. Pirit damarcıklarının dış çeperlerinde, çatlaklara ve boşluklara yerleşiminden dolayı elek dokuları gözlenmektedir.

Soğucak sokulumunun kantağında yer alan esas Soğucak skarn cevherleşmesinin en dış zonundan alınan SS-6-2 örnekte, baskın olarak silikatların üzerine gelişmiş öz ve yarı özşekilli pirit ve manyetit bulunmaktadır. İri pirit taneleri maksimum 5 mm boyutlarına ulaşmakta ve yaygın olarak kalkopirit-pirotin kapanımları içermektedir.



Şekil 4.31 Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesine ait parlak kesit mikrofotografaları (// nikol görünüm). A) Piritlerdeki hematit iğnecikleri ve kalkopirit kapanımları. B) Piritin içinde kalkopiritle birlikte pirotin. C) Dizimler sunan pirotin tanelerinin götite dönüşmesi. D) Erken evre piritlerin kırık-çatlaklarına geç evre manyetit yerleşimleri. E) Kalksilikatların üzerine gelişen zonlu manyetitler. F) Saçınımlar halinde kalkopirit. G) Manyetitlerde ilmenit lamelleri. H) Manyetitin lepidokrosit ve maghemit tarafından ornatılması. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Ccp-Kalkopirit, Cc-Cv-Kalkozin-Kovellin, Grt-Granat, Gt-Götit, Hem-Hematit, Ilm-İlmenit, Lpc-Lepidokrosit, Mag-Manyetit, Mgh-Maghemit, Po-Pirotin, Py-Pirit

Erken evreyi temsil eden pirit tanelerinin kırık-çatlaklarına geç evre manyetit yerleşmiş ve yer yer pirit tanelerini çevrelemiştir. Bu geç evre manyetitler ince taneli,

düzensiz sicim şekilli ve taneli toplanımlar halinde gözlenmektedir. Retrograt evrede, manyetitlerin dilinimleri boyunca kısmen hematite dönüşmesinden dolayı martitleşme dokuları görülmektedir. Daha az oranda ise silikatların öz şekillerini alan kalkopirit bulunmaktadır. Sokuluma doğru, SS-6-2 zonunun ~5 m ilerisinden alınan SS-6-3 nolu örnekte, manyetit oranı artmaktadır. SS-6-2 zonunda gözlenen ve kırık çatlakları dolduran geç evre manyetitler (Şekil 4.31D), bu zonda granatların ve diğer kalksilikatların üzerine gelişerek zonlu dokular sunmaktadır (Şekil 4.31E). Diğer cevherli skarn zonlara benzer şekilde (SS-3 ve SS-6-2), pirit taneleri içinde yaygın olarak kalkopirit ve pirotin kapanımları gözlenmektedir.

Soğucak sokulumunun kontağında yer alan egzoskarn Fe ($\pm$ Cu) cevherleşmesi SS-7 nolu örnek ile temsil edilmektedir. Cevherleşme herhangi bir yönlenme sunmamakta ve skarn kontağında masif kütleler halinde ya da skarn içinde saçınım olarak gözlenmektedir. Bu zonun cevher parajenezi başlıca manyetit, pirit, kalkopirit, ilmenit, maghemit ve lepidokrosit minerallerinden oluşmaktadır. Manyetitler, yaklaşık 5 mm kalınlıklara ulaşan damarcıklar halinde ve kalksilikatların boşluklarına yerleşmiş olarak gözlenmektedir (Şekil 4.31F). Yaygın olarak 3 yönde mükemmel ilmenit lamelleri içermektedirler (Şekil 4.31G). Titanomanyetitlerin retrograt evrede alterasyonu sonucu, ilk olarak lepidokrosite ve daha düşük sıcaklık oksidasyon sonucu ferromanyetik Fe-oksit olan maghemite dönüşümleri gözlenmektedir (Şekil 4.31H). Ayrıca bu evrede, manyetitler yer yer hematit tarafından ornatılarak martitleşme dokusu sunmaktadır.

Granatların zonları boyunca öz-yarı özşekilli manyetitler, piritler tarafından çevrelenmiş ve yer yer ornatılmıştır. Benzer şekilde amfiboller de piritler tarafından çevrelenmiştir. Saçınımlar halinde gözlenen kalkopirit daha geç evreyi temsil etmektedir. Süperjen alterasyona bağlı olarak piritler kenar, köşe ve çatlakları boyunca götite dönüşürken, kalkopiritler kalkozin-kovelline dönüşmektedir (Şekil 4.31F).

Soğucak bölgesindeki skarn ve cevher minerallerinden oluşan parajenez ve süksesyon ilişkisi Şekil 4.32’de verilmiştir.

EVRE MİNERAL	SKARNLAŞMA EVRELERİ		SÜPERJEN EVRE
	PROGRAT	RETROGRAT	
Klinopiroksen			
Granat			
Feldispat			
Apatit			
Titanit			
Amfibol			
Epidot			
Turmalin			
Kuvars			
Manyetit			
İlmenit			
Hematit			
Lepidokrosit			
Maghemit			
Pirit			
Götüt			
Kalkopirit			
Pirotin			
Kalkozin- Kovellin			

4.32 Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesine ait parajenez ve süksesyon tablosu

4.1.3.3 Soğucak Skarnına ait Mineral Kimyası Çalışmaları

Skarn tipi oluşumlar plütonların oksidasyon durumu, kristal boyutu, dokusu, yerleşim derinliği ve oluştuğu tektonik ortam ile direk ilgilidir (Meinert, 1992). Sığ

yerleşimli göreceli bazik-ortaç bileşimli sokulumlar ile ilişkili skarn sistemlerinin sokulum kontağından uzun mesafeler boyunca hareket edebilen (infiltrasyon yapabilen) akışkanlar ile ilişkili olduğu bilinmektedir. Buna karşın derin yerleşimli geniş yayılım sunan asidik sokulumlar, yüksek sıcaklık ve basınç koşulları altında düşük permeabiliteye bağlı olarak göreceli dar skarn zonları oluşturmaktadır (Meinert, 1992; Megaw, 1998). Soğucak porfiri sokulumu gerek porfiritik dokuya sahip olması, gerekse göreceli geniş skarn zonu nedeniyle sık yerleşimli skarn sistemlere bir örnek oluşturmaktadır.

Skarn zonunu oluşturan kalsiyum-silikat parajenezi gerek skarn zonu, gerekse ilişkili cevher minerallerinin oluşum koşulları hakkında önemli bilgiler vermektedir. Skarn tipi yataklarda genel bir eğilim olarak, plüton ve karbonatlı kaya kontağındaki genel zonlanma deseni plütona yakın zonlarda (proksimal) su içermeyen yüksek sıcaklık kalsiyum ($\pm$ magnezyum) silikatlar (granat, klinopiroksen vb.), kontağa uzak zonlarda (distal) düşük sıcaklıkta gelişen ve hidroksil içerikli kalsiyum ($\pm$ magnezyum) silikatlar (amfibol, epidot vb.) şeklindedir (Kwak, 1986). Skarn oluşumu sırasında ortamın redoks koşulları plüton ve/veya yan kayaç protolitin kimyası ile ilişkili olup, skarn zonuna ait kalsilikatların mineral kimyası ile ortaya çıkartılabilir (Meinert, Diple ve Nicolescu, 2005). Esasen plütonların kimyasal bileşimi, yerleşim derinliği, yan kaya bileşimi ve geçirimsizliği skarn parajenez ve zonlanmasını kontrol eden ana faktörlerdir.

Skarn oluşumunun fiziko-kimyasal koşullarını ve zonlanmasını ortaya koymak amacıyla Soğucak skarn zonunu oluşturan kalsiyum-silikat parajenezini oluşturan prograd evre minerallerinden granat ve klinopiroksen, retrograd evre minerallerinden amfibol ve epidot grubu mineraller üzerinde ayrıntılı mineral kimyası çalışmaları yapılmıştır.

Skarn zonunun sırasıyla prograd evresine ait granat ve piroksen grubu mineraller ve retrograd evreye ait amfibol ve epidot grubu mineraller üzerindeki mineral kimyası çalışmalarına ait sonuçlar Tablo 4.2, Tablo 4.3, Tablo 4.4, Tablo 4.5'te verilmiştir.

Tablo 4.2 Soğucak skarnına ait granatların mineral kimyası sonuçları

Örnek No	SS-3/1 (N=9)			SS-3/2 (N=15)			SS-3/3 (N=28)			SS-3/4 (N=16)			SS-3/5 (N=15)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	35,89	36,66	36,29	35,67	36,52	36,18	35,40	36,70	36,24	36,10	37,40	36,71	35,87	36,68	36,15
TiO ₂	0,00	0,19	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,02	0,00	0,15	0,06	0,00	0,07	0,005
Al ₂ O ₃	7,11	9,00	7,88	3,80	7,96	5,67	4,26	9,38	7,60	6,25	11,32	9,32	6,10	9,22	7,38
FeO	18,38	19,82	19,17	19,49	24,15	21,93	17,44	23,42	19,64	14,53	20,86	17,35	17,44	21,27	19,86
MnO	0,93	1,23	1,06	0,54	1,01	0,82	0,69	1,17	0,89	0,69	1,16	0,97	0,78	0,98	0,89
MgO	0,00	0,08	0,04	0,00	0,07	0,02	0,00	0,08	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,003
CaO	32,22	33,15	32,69	32,19	32,90	32,50	30,83	32,78	32,40	32,48	33,91	33,01	32,12	33,29	32,57
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	96,15	98,73	97,21	96,56	97,82	97,12	96,01	97,97	96,84	96,54	98,20	97,43	96,23	97,79	96,86
24 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar															
Mg	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn	0,13	0,18	0,16	0,08	0,15	0,12	0,11	0,17	0,13	0,10	0,17	0,14	0,12	0,14	0,13
Ca	6,01	6,12	6,06	6,02	6,28	6,13	5,72	6,21	6,04	5,90	6,20	6,03	6,04	6,17	6,09
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	2,61	2,89	2,78	2,81	3,62	3,23	2,50	3,53	2,86	2,03	3,05	2,48	2,51	3,14	2,90
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,002	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	6,22	6,34	6,28	6,30	6,43	6,37	6,21	6,40	6,31	6,21	6,35	6,26	6,23	6,36	6,30
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	1,47	1,80	1,61	0,80	1,62	1,17	0,91	1,89	1,56	1,30	2,22	1,87	1,27	1,87	1,52
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
Alm(%)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,47	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Prp(%)	0,00	0,33	0,18	0,00	0,29	0,08	0,00	0,33	0,12	0,00	0,17	0,01	0,00	0,16	0,01
Sps(%)	2,16	2,87	2,50	1,29	2,39	1,95	1,67	2,75	2,13	1,63	2,74	2,28	1,86	2,31	2,12
Grs(%)	32,90	39,44	35,61	17,89	35,66	26,11	20,07	42,04	34,42	29,47	51,02	41,93	28,25	41,68	33,60
And(%)	57,67	64,41	61,71	61,95	80,65	71,86	55,45	78,26	63,24	46,86	68,90	55,78	56,13	69,89	64,26
Uva(%)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tablo 4.2 devamı

Örnek No	SS-3/6 (N=16)			SS-6-2/1 (N=21)			SS-6-2/2 (N=12)			SS-6-3 (N=42)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	33,10	36,11	34,87	35,53	37,43	36,19	35,21	37,21	36,50	35,29	39,65	37,08
TiO ₂	0,00	0,08	0,01	0,06	1,71	1,01	0,13	1,60	1,08	0,00	0,67	0,24
Al ₂ O ₃	4,56	8,53	6,44	5,76	13,72	9,62	5,21	12,08	9,56	5,86	16,12	11,99
FeO	18,43	23,33	21,07	12,14	21,34	16,11	12,41	22,97	16,11	10,13	21,77	14,24
MnO	0,62	1,93	0,92	0,83	1,72	1,17	0,87	1,80	1,17	0,84	2,60	1,71
MgO	0,00	0,04	0,01	0,00	0,12	0,06	0,04	0,11	0,07	0,00	0,18	0,07
CaO	30,96	32,49	31,75	31,66	33,15	32,63	30,91	33,52	32,88	30,47	33,10	32,40
Na ₂ O	0,00	0,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,02	0,00	0,25	0,06	0,00	0,07	0,002
Toplam	93,29	96,72	95,08	96,06	98,28	96,83	96,46	98,10	97,41	94,55	100,51	97,73
<i>24 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar</i>												
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,00	0,04	0,02
Mn	0,10	0,30	0,14	0,12	0,24	0,17	0,13	0,27	0,17	0,13	0,37	0,24
Ca	5,97	6,33	6,11	5,80	6,14	5,97	5,86	6,18	5,98	5,47	6,16	5,79
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,03
Fe ³⁺	2,71	3,65	3,17	1,67	3,15	2,31	1,72	3,43	2,30	1,15	3,21	1,96
Na	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si	6,19	6,34	6,26	6,12	6,31	6,18	6,10	6,31	6,20	6,07	6,37	6,19
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	1,00	1,77	1,36	1,20	2,65	1,93	1,10	2,36	1,90	1,22	3,06	2,35
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,22	0,13	0,02	0,20	0,14	0,00	0,08	0,03
Alm(%)	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,56	0,57
Prp(%)	0,0	0,2	0,0	0,00	0,49	0,27	0,17	0,46	0,27	0,00	0,74	0,29
Sps(%)	1,5	4,7	2,2	1,97	3,95	2,74	2,06	4,39	2,73	1,99	6,19	3,96
Grs(%)	21,0	38,5	29,4	26,46	58,73	42,86	22,77	53,31	42,61	26,90	65,80	51,40
And(%)	59,0	77,3	68,3	37,15	71,32	54,06	43,13	72,40	54,22	25,30	70,90	43,77
Uva(%)	0,0	0,0	0,0	0,00	0,51	0,07	0,00	0,74	0,16	0,00	0,20	0,005

Tablo 4.3 Soğucak skarnına ait klinopiroksenlerin mineral kimyası sonuçları

Örnek No	SS-1 (N=6)			SS-2/1 (N=14)			SS-2/2 (N=15)			SS-2/3 (N=7)			SS-2/4 (N=8)			SS-2/5 (N=9)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	53,04	53,87	53,35	51,86	53,12	52,50	50,56	54,13	52,52	51,47	53,20	52,64	52,14	53,75	52,76	51,13	52,76	52,19
TiO ₂	0,00	0,05	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00	0,54	0,08	0,00	0,06	0,02	0,00	0,05	0,03	0,00	0,27	0,08
Al ₂ O ₃	0,22	0,34	0,28	0,14	0,65	0,32	0,09	0,81	0,37	0,13	1,21	0,51	0,34	1,08	0,50	0,31	1,64	0,73
Cr ₂ O ₃	0,01	0,15	0,09	0,00	0,06	0,02	0,00	0,06	0,03	0,03	0,28	0,14	0,02	0,22	0,12	0,00	0,24	0,13
FeO	3,00	4,48	3,56	5,97	9,21	7,71	5,37	9,15	7,71	5,27	9,50	7,02	7,41	8,99	7,94	7,68	10,45	8,71
MnO	0,62	1,22	0,75	0,35	1,36	0,72	0,42	0,95	0,58	0,39	0,74	0,59	0,34	0,87	0,47	0,37	0,51	0,43
MgO	14,90	16,30	15,74	12,33	13,75	13,25	12,06	16,54	13,52	11,89	14,40	13,51	12,56	13,57	13,14	10,96	13,42	12,43
CaO	24,68	24,94	24,87	23,50	24,74	24,37	22,10	25,12	24,23	23,73	24,79	24,30	23,97	24,49	24,18	23,32	24,68	24,15
Na ₂ O	0,10	0,19	0,14	0,09	0,29	0,20	0,08	0,37	0,20	0,11	0,40	0,23	0,18	0,48	0,27	0,16	0,46	0,27
Toplam	98,18	99,19	98,77	98,32	99,77	99,09	98,34	99,88	99,25	98,43	99,81	98,96	98,67	101,29	99,40	98,61	99,87	99,12
6 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar																		
Si	1,98	1,99	1,99	1,98	1,99	1,98	1,92	2,00	1,98	1,97	2,00	1,98	1,98	1,99	1,99	1,96	1,99	1,98
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,00	0,04	0,02	0,01	0,05	0,02	0,02	0,05	0,02	0,01	0,07	0,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe	0,09	0,14	0,11	0,19	0,29	0,24	0,17	0,29	0,24	0,17	0,30	0,22	0,23	0,28	0,25	0,24	0,34	0,28
Mn	0,02	0,04	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01
Mg	0,83	0,90	0,87	0,70	0,77	0,75	0,68	0,91	0,76	0,68	0,80	0,76	0,71	0,75	0,74	0,63	0,75	0,70
Ca	0,98	1,00	0,99	0,96	1,00	0,99	0,87	1,00	0,98	0,97	1,00	0,98	0,95	0,99	0,98	0,96	1,00	0,98
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02
%Diyopsit	82,29	88,82	86,66	69,37	76,69	73,67	69,17	82,95	74,24	68,17	80,83	75,94	70,15	75,26	73,55	64,20	74,79	70,74
%Hedenberjit	9,17	13,88	11,01	18,94	29,07	24,04	15,11	28,94	23,95	16,78	30,56	22,18	23,24	28,17	24,95	24,01	34,34	27,87
%Yohansenit	1,93	3,83	2,33	1,11	4,37	2,29	1,36	2,97	1,81	1,27	2,39	1,88	1,11	2,75	1,50	1,18	1,67	1,39

Tablo 4.3 devamı

Örnek No	SS-5/1 (N=9)			SS-5/2 (N=4)			SS-6-1/1 (N=17)			SS-6-1/2 (N=13)			SS-6-1/3 (N=17)			SS-8 (N=13)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	52,77	54,29	53,53	53,17	53,76	53,53	50,22	52,33	51,39	49,61	53,52	51,23	49,89	51,14	50,79	51,21	52,62	51,76
TiO ₂	0,08	0,15	0,12	0,05	0,08	0,07	0,00	0,40	0,10	0,00	0,18	0,07	0,03	0,33	0,12	0,05	0,19	0,14
Al ₂ O ₃	0,41	1,16	0,78	0,35	0,81	0,52	0,17	2,82	0,92	0,22	3,96	1,07	0,29	1,80	1,10	0,47	1,24	1,02
Cr ₂ O ₃	0,03	0,24	0,11	0,04	0,09	0,07	0,00	0,12	0,04	0,00	0,14	0,03	0,00	0,12	0,04	0,00	0,04	0,01
FeO	2,82	4,81	4,04	3,47	5,54	4,46	9,30	11,63	10,57	9,04	11,05	10,03	8,60	11,05	10,06	8,42	9,42	9,01
MnO	0,23	0,33	0,28	0,26	0,37	0,32	0,73	1,04	0,91	0,65	0,96	0,82	0,51	1,04	0,83	0,58	0,76	0,69
MgO	15,30	16,31	15,73	15,06	16,30	15,80	10,66	11,82	11,13	10,31	12,13	11,38	10,76	12,32	11,41	13,29	13,81	13,57
CaO	23,69	24,60	24,22	23,42	24,49	23,99	22,29	24,50	24,16	23,47	24,19	23,95	23,17	24,26	23,95	21,75	22,80	22,22
Na ₂ O	0,18	0,28	0,24	0,18	0,23	0,21	0,03	0,20	0,12	0,05	0,21	0,14	0,10	0,24	0,16	0,31	0,46	0,41
Toplam	98,64	99,30	99,03	98,79	99,36	98,96	98,14	99,95	99,34	98,10	100,75	98,74	98,05	98,90	98,47	98,20	99,52	98,83
6 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar																		
Si	1,97	2,00	1,98	1,98	1,99	1,99	1,94	1,99	1,97	1,91	2,00	1,97	1,92	1,98	1,96	1,95	1,98	1,96
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	0,02	0,05	0,03	0,02	0,04	0,02	0,01	0,13	0,04	0,01	0,18	0,05	0,01	0,08	0,05	0,02	0,06	0,05
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,09	0,15	0,13	0,11	0,17	0,14	0,29	0,37	0,34	0,29	0,36	0,32	0,27	0,36	0,32	0,27	0,30	0,29
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Mg	0,85	0,90	0,87	0,84	0,90	0,87	0,61	0,67	0,63	0,59	0,69	0,65	0,62	0,70	0,66	0,75	0,78	0,77
Ca	0,94	0,97	0,96	0,93	0,97	0,95	0,92	1,00	0,99	0,96	1,00	0,98	0,96	1,00	0,99	0,89	0,93	0,90
Na	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03
%Diyopsit	84,21	90,50	86,67	82,00	88,60	85,50	60,04	67,64	63,32	62,01	69,04	65,11	62,01	70,50	65,12	70,30	72,80	71,36
%Hedenberjit	8.78	14.79	12.47	10.60	16.92	13.52	29.86	36.64	33.75	28.86	35.20	32.22	27.72	34.90	32.20	25.06	27.95	26.58
%Yohansenit	0.73	1.03	0.86	0.80	1.12	0.98	2.35	3.36	2.93	2.10	3.09	2.68	1.67	3.33	2.68	1.74	2.25	2.07

Tablo 4.4 Soğucak skarnına ait amfibollerin mineral kimyası sonuçları

Örnek No	SS-1/1 (N=6)			SS-1/2 (N=5)			SS-1/3 (N=6)			SS-1/4 (N=9)			SS-1/5 (N=7)			SS-1/6 (N=4)			SS-5/1 (N=6)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	52,84	57,18	54,57	51,84	55,28	53,66	51,73	56,46	53,51	54,98	56,39	55,79	53,03	55,42	54,43	54,57	55,84	55,17	51,29	56,96	53,73
TiO ₂	0,00	0,07	0,02	0,00	0,08	0,03	0,00	0,09	0,03	0,00	0,08	0,03	0,00	0,06	0,02	0,00	0,06	0,02	0,00	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	1,29	2,42	1,73	0,43	3,10	1,27	2,09	13,56	4,54	1,15	2,42	1,54	1,16	6,13	2,82	0,99	3,36	1,92	0,50	2,76	2,05
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,07	0,00	0,10	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01
FeO	8,14	10,77	9,90	3,22	11,01	6,02	3,80	12,16	8,09	3,77	6,79	5,55	5,05	10,04	8,08	6,01	8,73	6,95	4,71	15,29	11,07
MnO	0,24	0,54	0,42	0,46	0,73	0,59	0,19	1,98	0,62	0,51	0,82	0,59	0,37	0,86	0,58	0,44	0,62	0,52	0,43	0,74	0,61
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	16,66	19,58	17,62	15,19	18,47	16,34	10,01	18,07	14,94	18,77	21,14	19,86	13,78	19,77	17,80	17,65	19,66	18,93	13,30	21,49	16,46
CaO	12,52	12,88	12,72	13,51	25,20	19,85	10,75	21,02	14,62	13,26	14,56	13,49	10,87	15,10	12,82	12,54	13,85	13,22	12,27	13,22	12,71
Na ₂ O	0,15	0,29	0,21	0,08	0,38	0,18	0,19	4,20	1,12	0,11	0,18	0,15	0,14	0,33	0,21	0,11	0,86	0,33	0,05	0,31	0,21
K ₂ O	0,00	0,07	0,05	0,00	0,13	0,04	0,04	0,18	0,10	0,04	0,08	0,05	0,04	2,76	0,52	0,04	0,09	0,06	0,04	0,15	0,09
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,05	0,01
Toplam	96,03	99,84	97,24	96,63	99,57	98,05	96,14	99,65	97,63	96,30	97,55	97,08	96,44	99,39	97,28	96,31	98,18	97,12	96,26	97,46	96,99
23 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar																					
Si	7,69	7,87	7,79	7,53	7,83	7,66	7,54	7,74	7,62	7,79	7,88	7,84	7,62	7,81	7,73	7,74	7,84	7,80	7,64	7,92	7,75
Al _{toplamlar}	0,22	0,42	0,29	0,07	0,53	0,22	0,35	2,15	0,74	0,19	0,40	0,26	0,19	1,01	0,47	0,17	0,55	0,32	0,08	0,48	0,35
A ^{IV}	0,13	0,31	0,21	0,17	0,47	0,34	0,26	0,46	0,38	0,12	0,21	0,16	0,19	0,38	0,27	0,16	0,26	0,20	0,08	0,36	0,25
IV _{Sum}	8,06	8,11	8,09	7,67	8,06	7,88	8,04	9,73	8,36	8,02	8,20	8,09	8,00	8,76	8,20	8,01	8,29	8,11	8,00	8,16	8,10
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ^{VI}	0,06	0,11	0,09	-0,33	0,06	-0,12	0,04	1,73	0,36	0,02	0,20	0,09	0,00	0,76	0,20	0,01	0,29	0,11	0,00	0,16	0,10
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Fe	0,94	1,31	1,18	0,39	1,34	0,72	0,45	1,48	0,97	0,44	0,80	0,65	0,59	1,21	0,96	0,70	1,05	0,82	0,55	1,90	1,35
Mn	0,03	0,07	0,05	0,06	0,09	0,07	0,02	0,24	0,07	0,06	0,10	0,07	0,04	0,10	0,07	0,05	0,08	0,06	0,05	0,09	0,07
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	3,62	4,01	3,75	3,29	3,90	3,48	2,00	3,88	3,19	3,97	4,40	4,16	2,87	4,15	3,77	3,78	4,17	3,99	2,95	4,45	3,53
Ca	1,87	1,99	1,95	2,05	3,82	3,04	1,55	3,17	2,23	1,99	2,21	2,03	1,63	2,28	1,95	1,87	2,13	2,00	1,94	1,99	1,96
Na	0,04	0,08	0,06	0,02	0,11	0,05	0,05	1,09	0,30	0,03	0,05	0,04	0,04	0,09	0,06	0,03	0,23	0,09	0,01	0,09	0,06
K	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,49	0,09	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00

Tablo 4.4 devamı

Örnek No	SS-5/2 (N=7)			SS-5/3 (N=10)			SS-5/4 (N=13)			SS-5/5 (N=12)			SS-5/6 (N=12)			SS-5/7 (N=6)			SS-6-2/1 (N=9)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	53,28	55,88	54,58	53,35	55,07	54,37	53,30	55,69	54,61	54,30	57,32	55,50	54,10	56,30	54,84	54,39	55,32	54,81	50,76	53,49	52,49
TiO ₂	0,00	0,06	0,02	0,00	0,12	0,06	0,00	0,13	0,06	0,12	0,24	0,19	0,03	0,24	0,19	0,15	0,23	0,19	0,00	0,07	0,02
Al ₂ O ₃	0,88	2,49	1,41	1,68	3,00	2,38	1,00	3,23	1,99	1,77	4,10	2,35	0,88	2,30	2,02	1,64	2,01	1,87	0,83	1,89	1,29
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,01	0,00	0,09	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	6,81	13,69	9,81	8,11	10,75	8,82	7,40	13,53	9,37	4,68	6,70	5,35	4,83	8,74	5,77	4,70	5,75	5,31	13,85	24,85	16,98
MnO	0,33	0,66	0,51	0,35	2,24	0,60	0,30	0,77	0,42	0,14	0,24	0,19	0,15	0,47	0,21	0,15	0,23	0,19	0,48	3,70	1,55
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,20
MgO	14,79	19,25	17,30	16,35	18,23	17,62	14,85	18,50	17,34	19,37	21,26	20,43	18,03	20,90	20,12	20,06	21,14	20,61	7,57	14,94	12,16
CaO	12,21	13,02	12,70	12,31	13,00	12,61	12,10	13,19	12,63	12,46	13,10	12,86	12,65	13,00	12,85	12,73	12,97	12,85	11,08	12,61	12,01
Na ₂ O	0,14	0,27	0,19	0,18	0,30	0,24	0,09	0,32	0,23	0,24	0,50	0,35	0,13	0,41	0,32	0,30	0,34	0,31	0,12	0,25	0,17
K ₂ O	0,02	0,11	0,05	0,00	0,14	0,07	0,00	0,14	0,08	0,12	0,23	0,19	0,05	0,41	0,21	0,12	0,24	0,18	0,00	0,07	0,04
Cl	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,06	0,04	0,00	0,05	0,02	0,00	0,04	0,00
Toplam	96,23	97,02	96,56	96,04	97,56	96,76	96,17	97,22	96,74	96,69	100,2	97,44	96,12	98,13	96,57	96,06	96,83	96,36	96,17	97,42	96,91
23 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar																					
Si	7,73	7,93	7,85	7,66	7,87	7,77	7,76	7,91	7,82	7,58	7,88	7,75	7,68	7,88	7,75	7,71	7,77	7,75	7,74	7,99	7,83
Al _{toplam}	0,15	0,43	0,24	0,28	0,50	0,40	0,17	0,54	0,34	0,29	0,67	0,39	0,15	0,39	0,34	0,27	0,34	0,31	0,15	0,34	0,23
A ^{IIIV}	0,07	0,27	0,15	0,13	0,34	0,23	0,09	0,24	0,18	0,12	0,42	0,25	0,12	0,32	0,25	0,23	0,29	0,25	0,01	0,26	0,17
IV _{Sum}	8,07	8,16	8,09	8,10	8,30	8,17	8,07	8,31	8,15	8,06	8,34	8,13	8,03	8,19	8,09	8,03	8,08	8,06	7,97	8,14	8,06
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00
Al ^{VI}	0,07	0,16	0,09	0,10	0,30	0,17	0,07	0,31	0,15	0,06	0,34	0,13	0,03	0,19	0,09	0,03	0,08	0,06	0,03	0,14	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,81	1,68	1,18	0,97	1,31	1,05	0,88	1,65	1,12	0,55	0,76	0,62	0,57	1,05	0,68	0,55	0,68	0,63	1,71	3,20	2,12
Mn	0,04	0,08	0,06	0,04	0,27	0,07	0,04	0,10	0,05	0,02	0,03	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02	0,03	0,02	0,06	0,47	0,20
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02
Mg	3,24	4,08	3,71	3,54	3,86	3,75	3,23	3,93	3,70	3,98	4,42	4,25	3,86	4,41	4,24	4,25	4,44	4,34	1,74	3,30	2,70
Ca	1,92	1,98	1,96	1,87	1,97	1,93	1,88	2,01	1,94	1,82	1,97	1,92	1,92	1,99	1,95	1,92	1,96	1,95	1,78	2,00	1,92
Na	0,04	0,08	0,05	0,05	0,08	0,07	0,02	0,09	0,06	0,06	0,14	0,10	0,04	0,11	0,09	0,08	0,09	0,09	0,03	0,07	0,05
K	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,07	0,04	0,02	0,04	0,03	0,00	0,01	0,01
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00

Tablo 4.4 devamı

Örnek No	SS-6-2/2 (N=4)			SS-6-2/3 (N=4)			SS-6-2/4 (N=9)			SS-6-2/5 (N=5)			SS-6-3/1 (N=4)			SS-6-3/2 (N=5)			SS-6-3/3 (N=7)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	49,65	52,24	51,08	49,60	51,91	50,69	51,79	53,58	52,79	51,33	53,81	52,60	52,36	53,76	53,33	54,05	54,66	54,30	52,29	54,57	53,48
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,05	0,00	0,09	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,01
Al ₂ O ₃	1,02	3,32	2,25	1,45	4,41	2,76	0,93	2,11	1,57	0,72	1,55	1,08	1,01	1,75	1,42	0,63	0,86	0,78	0,69	2,85	1,44
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	18,04	22,41	20,36	16,62	23,78	20,59	14,68	17,87	16,15	16,19	18,53	17,09	12,52	15,38	13,55	12,48	13,18	12,70	11,85	15,08	13,52
MnO	0,49	1,07	0,68	0,62	1,01	0,79	0,85	1,25	1,08	1,09	1,92	1,39	1,09	1,56	1,24	1,14	1,36	1,26	0,98	1,57	1,32
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,04	0,00	0,23	0,04	0,00	0,34	0,12	0,00	0,09	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	9,04	11,85	10,20	6,90	12,69	9,55	12,03	14,22	13,09	11,00	13,24	12,30	13,02	15,27	14,56	15,01	15,70	15,42	13,14	16,07	14,80
CaO	11,75	12,28	11,98	9,87	12,34	11,41	11,86	12,67	12,28	12,13	12,54	12,26	12,59	12,67	12,62	12,64	12,87	12,73	12,16	12,71	12,43
Na ₂ O	0,13	0,30	0,20	0,19	0,40	0,27	0,11	0,27	0,19	0,09	0,18	0,13	0,15	0,20	0,18	0,09	0,14	0,11	0,11	0,26	0,19
K ₂ O	0,03	0,10	0,08	0,05	0,18	0,10	0,00	0,07	0,03	0,00	0,05	0,02	0,04	0,08	0,06	0,00	0,03	0,01	0,03	0,09	0,07
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,06	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01
Toplam	96,50	97,28	96,83	96,07	96,52	96,30	96,54	98,91	97,25	96,01	97,80	97,00	96,40	97,34	96,98	96,95	97,57	97,32	96,32	99,51	97,26
23 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar																					
Si	7,56	7,85	7,73	7,63	7,90	7,72	7,70	7,88	7,80	7,78	7,95	7,84	7,76	7,87	7,81	7,85	7,93	7,88	7,69	7,89	7,81
Al _{toplam}	0,18	0,60	0,40	0,26	0,80	0,50	0,16	0,37	0,27	0,13	0,27	0,19	0,17	0,31	0,25	0,11	0,15	0,13	0,12	0,48	0,25
A ^{IV}	0,15	0,44	0,27	0,10	0,37	0,28	0,12	0,30	0,20	0,22	0,05	0,16	0,13	0,24	0,19	0,07	0,15	0,12	0,11	0,31	0,19
IV _{Sum}	8,02	8,20	8,13	8,06	8,46	8,22	8,00	8,12	8,07	7,90	8,22	8,03	8,05	8,07	8,06	7,99	8,03	8,02	8,01	8,16	8,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ^{VI}	0,02	0,20	0,13	0,06	0,46	0,22	0,00	0,12	0,07	-0,10	0,22	0,03	0,05	0,07	0,06	-0,01	0,03	0,02	0,01	0,16	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	2,26	2,86	2,58	2,08	3,07	2,62	1,81	2,23	2,00	2,00	2,36	2,13	1,53	1,91	1,66	1,51	1,60	1,54	1,43	1,88	1,65
Mn	0,06	0,14	0,09	0,08	0,13	0,10	0,11	0,16	0,14	0,14	0,25	0,18	0,14	0,20	0,15	0,14	0,17	0,15	0,12	0,20	0,16
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,05	2,65	2,30	1,59	2,84	2,16	2,67	3,13	2,88	2,50	2,92	2,73	2,88	3,33	3,18	3,24	3,40	3,34	2,92	3,46	3,22
Ca	1,90	1,97	1,94	1,63	1,98	1,86	1,89	2,00	1,94	1,92	1,98	1,96	1,96	2,00	1,98	1,96	2,00	1,98	1,86	1,99	1,94
Na	0,04	0,09	0,06	0,06	0,12	0,08	0,03	0,08	0,06	0,03	0,05	0,04	0,04	0,06	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,07	0,05
K	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00

Tablo 4.4 devamı

Örnek No	SS-7/1 (N=8)			SS-7/2 (N=8)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	51,60	53,72	52,56	50,48	53,36	51,88
TiO ₂	0,05	0,46	0,20	0,10	0,15	0,13
Al ₂ O ₃	0,92	2,30	1,55	0,98	2,64	1,87
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	13,09	19,37	17,05	16,06	21,99	19,36
MnO	0,67	2,39	1,16	0,78	1,29	1,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	10,86	14,86	12,20	8,72	13,50	10,64
CaO	11,79	12,28	12,02	11,71	12,60	11,97
Na ₂ O	0,17	0,37	0,24	0,14	0,45	0,29
K ₂ O	0,00	0,09	0,06	0,03	0,14	0,08
Cl	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,00
Toplam	96,28	98,19	97,04	96,46	97,86	97,23
23 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar						
Si	7,72	7,88	7,81	7,68	7,93	7,78
Al _{toplam}	0,16	0,40	0,27	0,17	0,47	0,33
A ^{IV}	0,12	0,28	0,19	0,07	0,32	0,22
IVSum	8,04	8,13	8,08	8,01	8,25	8,11
Ti	0,01	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01
Al ^{VI}	0,04	0,13	0,08	0,01	0,25	0,11
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	1,60	2,44	2,12	1,97	2,80	2,43
Mn	0,08	0,30	0,15	0,10	0,16	0,13
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,44	3,25	2,70	1,98	2,96	2,38
Ca	1,86	1,96	1,91	1,90	1,98	1,92
Na	0,05	0,11	0,07	0,04	0,13	0,09
K	0,00	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00

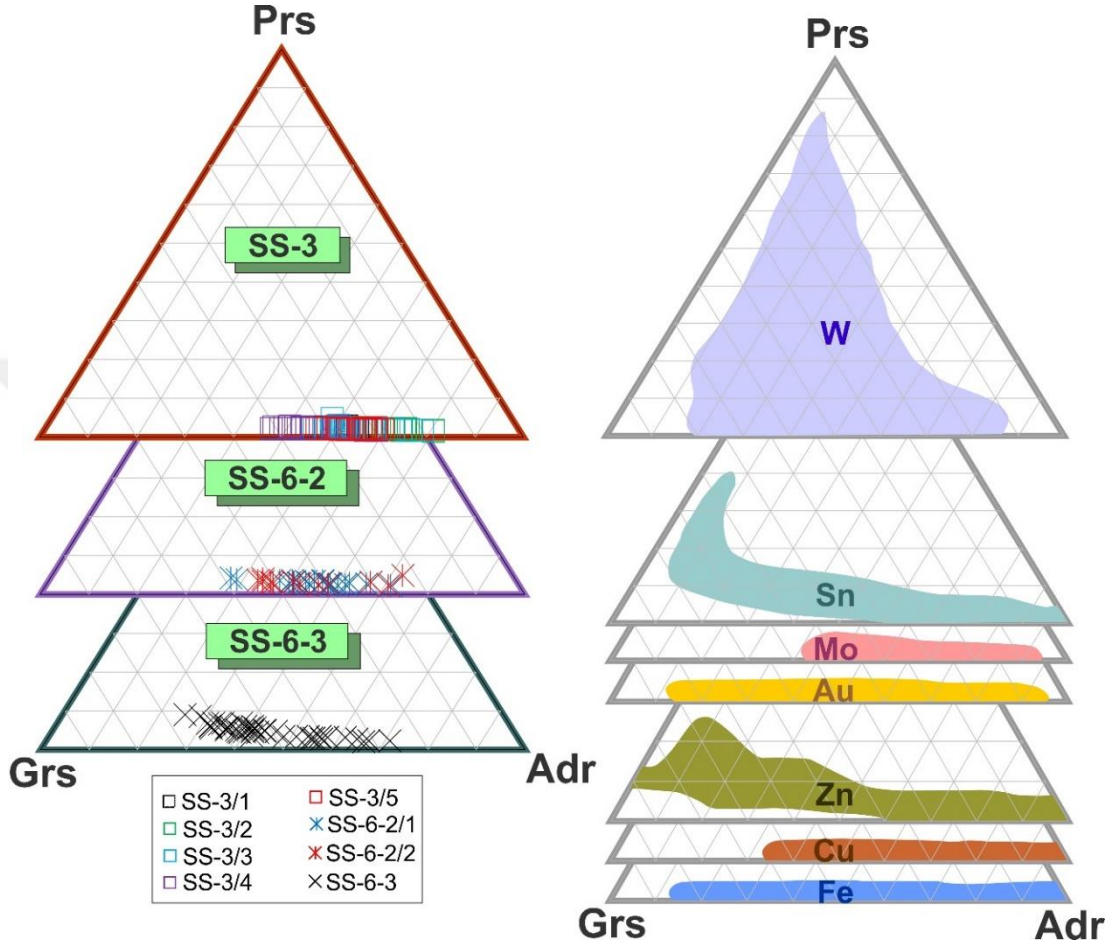
132

Örnek No	SS-1 (N=3)			SS-1/2 (N=7)			SS-1/3 (N=23)			SS-2 (N=42)			SS-2/2 (N=11)			SS-3 (N=7)			SS-3/2 (N=13)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	37,14	38,24	37,71	36,91	38,13	37,52	36,40	37,82	37,23	35,89	37,84	36,84	36,72	37,40	37,06	36,38	38,36	37,21	36,67	37,91	36,98
TiO ₂	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,02	0,00	0,12	0,06	0,00	2,19	0,11	0,00	0,14	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	24,71	26,99	25,51	24,21	27,96	26,35	24,18	28,48	25,91	21,73	27,21	24,04	22,97	25,52	24,25	21,39	23,22	22,23	21,43	25,80	23,04
FeO	8,05	10,18	9,44	6,71	10,72	8,30	5,67	10,80	8,70	7,01	13,50	10,86	9,08	12,23	10,55	12,48	14,09	13,47	9,04	14,44	12,49
MgO	0,00	0,03	0,01	0,00	0,19	0,05	0,00	0,13	0,04	0,00	0,15	0,02	0,03	0,08	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,02
MnO	0,10	0,14	0,12	0,00	0,79	0,19	0,00	0,98	0,37	0,00	1,53	0,37	0,11	0,88	0,23	0,00	0,30	0,14	0,00	1,62	0,31
CaO	23,27	23,39	23,34	22,63	24,12	23,38	22,70	23,90	23,27	21,75	23,41	22,83	22,11	23,62	23,23	21,65	23,01	22,34	21,31	23,75	22,81
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,26	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
K ₂ O	0,04	0,18	0,09	0,00	0,17	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	0,15	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	95,51	96,83	96,23	94,87	96,68	95,84	94,34	96,29	95,58	93,90	96,43	95,08	94,84	96,03	95,41	94,80	96,06	95,55	95,01	96,59	95,66
12,5 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar																					
Si	3,04	3,10	3,07	3,00	3,08	3,05	3,01	3,07	3,04	3,03	3,11	3,06	3,04	3,10	3,07	3,06	3,19	3,12	3,04	3,11	3,08
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,14	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,38	2,56	2,45	2,37	2,63	2,52	2,35	2,68	2,50	2,18	2,60	2,36	2,26	2,47	2,37	2,12	2,29	2,20	2,13	2,46	2,26
Fe	0,54	0,70	0,64	0,45	0,74	0,57	0,38	0,74	0,60	0,48	0,96	0,76	0,62	0,86	0,73	0,87	0,99	0,94	0,61	1,02	0,87
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,06	0,01	0,00	0,07	0,03	0,00	0,11	0,03	0,01	0,06	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,11	0,02
Ca	2,02	2,06	2,04	1,97	2,09	2,03	1,98	2,09	2,04	1,93	2,10	2,04	1,97	2,09	2,06	1,94	2,07	2,01	1,90	2,08	2,04
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tablo 4.5 devamı

Ornek No	SS-5 (N=13)			SS-5/2 (N=8)			SS-5/3 (N=4)			SS-6-2 (N=11)			SS-6-3 (N=21)			SS-7 (N=16)			SS-8 (N=5)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	36,26	37,38	36,90	36,34	37,28	36,75	36,61	37,97	37,22	36,05	37,03	36,49	36,70	38,43	37,29	36,44	37,85	37,38	36,66	37,20	36,82
TiO ₂	0,00	0,29	0,07	0,00	0,08	0,04	0,02	0,10	0,05	0,00	0,30	0,05	0,00	0,09	0,03	0,00	0,09	0,02	0,05	0,38	0,21
Al ₂ O ₃	21,01	24,49	22,52	22,52	24,47	23,61	21,60	25,80	24,36	19,76	21,62	20,93	21,25	24,74	22,76	21,72	24,76	22,98	21,83	22,61	22,24
FeO	10,55	14,59	12,79	10,40	13,29	11,57	8,04	12,81	9,95	14,25	15,90	14,95	10,70	14,90	12,91	10,72	14,38	12,89	12,17	13,87	12,82
MgO	0,00	0,09	0,02	0,00	0,09	0,03	0,04	0,48	0,22	0,00	0,03	0,01	0,00	0,09	0,01	0,00	0,48	0,10	0,00	0,09	0,04
MnO	0,00	0,23	0,12	0,12	0,29	0,20	0,14	0,85	0,45	0,00	0,57	0,23	0,13	0,53	0,24	0,00	0,77	0,23	0,17	0,27	0,22
CaO	22,68	23,03	22,89	22,59	23,22	22,82	21,78	23,13	22,56	21,92	23,12	22,53	21,70	23,41	22,89	21,99	23,35	22,85	22,62	23,17	22,79
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,00	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,06	0,01	0,00	0,14	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	94,43	95,94	95,32	94,34	95,67	95,08	94,59	95,36	94,82	94,45	96,31	95,20	94,83	97,43	96,15	94,38	96,86	96,46	94,56	95,97	95,14
12,5 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar																					
Si	3,06	3,13	3,09	3,06	3,08	3,07	3,05	3,15	3,09	3,09	3,14	3,10	3,07	3,16	3,10	3,06	3,11	3,09	3,08	3,12	3,10
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
Al	2,10	2,38	2,22	2,23	2,39	2,32	2,15	2,48	2,38	2,01	2,15	2,10	2,10	2,39	2,23	2,14	2,37	2,24	2,16	2,24	2,20
Fe	0,73	1,03	0,90	0,72	0,93	0,81	0,55	0,90	0,69	1,01	1,15	1,06	0,73	1,04	0,90	0,73	1,00	0,89	0,86	0,97	0,90
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,01	0,00
Mn	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,06	0,03	0,00	0,04	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,05	0,02	0,01	0,02	0,02
Ca	2,03	2,08	2,06	2,02	2,07	2,04	1,97	2,06	2,00	1,99	2,11	2,05	1,91	2,10	2,04	1,95	2,08	2,03	2,04	2,09	2,05
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

4.1.3.3.1 *Granat Grubu*. Granat grubu kalsilikatlarla ait mineral kimyası çalışmaları, skarn zonundan alınan SS-3 ve SS-6 nolu örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir (Tablo 4.2 ve Şekil 4.33).



Şekil 4.33 Soğucak skarn zonundaki granat bileşimlerinden hazırlanan Grs-Adr-Prs üçgen diyagramları (solda) ve başlıca skarn tiplerine ait granat bileşimlerinin Grs-Adr-Prs üçgen diyagramlarında dağılımları (sağda) (Einaudi, Meinert ve Newberry, 1981; Meinert, 1983). Kısaltmalar: Grs-Grosular, Adr-Andradit, Prs-Pyralspit

Plütonun kantağında yer alan skarn zonunu (proksimal zon) SS-6 nolu örnekler temsil etmektedir. Bu zon, piritçe baskın skarn (SS-6-2) ve manyetitçe baskın skarn (SS-6-3) zonları olmak üzere iki bölümden oluşmaktadır. Plüton kantağından yaklaşık 300 metre uzaklıkta yer alan skarn zonundan ise SS-3 nolu örnek alınmıştır.

Proksimal zonda, piritçe baskın skarn zonuna (SS-6-2) ait analizler daha dar bir alanda (Grs₂₃₋₅₉Adr₃₇₋₇₂Prs₂₋₅) dağılım sunarken, manyetitçe baskın skarn zonu (SS-6-3) pyralspit uç bileşenini de kapsayacak şekilde daha geniş (Grs₂₇₋₆₆Adr₂₉₋₇₁Prs₂₋₇) bir bileşimsel alanda yayılım sunmaktadır (Şekil 4.33). Her iki skarn zonuna ait granatlar yaygın olarak optik zonlanma (sektör, konsantrik ve kompleks zonlanma desenleri) gösterirler. Bu nedenle, göreceli olarak daha geniş bir bileşimsel aralıkta yayılım sunmaktadırlar.

Manyetitçe baskın skarn zonuna ait granatına ait çekirdek zonundan dış kenar zonlarına doğru sistematik mikroprob analizleri yapılmıştır. Çekirdek zonunda grosular ve pyralspit uç bileşenince zenginleşme belirgin iken, kenar zonlara doğru andradit uç bileşenince zenginleştiği görülmektedir. Bu örnekte, granat oluşumunun grosular bileşimince zengin bir çekirdekten başlıyor olması, başlangıçta göreceli indirgen koşulların baskın olması ile açıklanabilir. Aynı granat kristalinin kenar zonlarına doğru Fe⁺⁺⁺ içeriği açısından zengin okside koşulları yansıtan andradit uç bileşenince zenginleşmesi, redoks koşullarının değiştiğini ve göreceli daha okside koşulların egemen olduğunu gösterir (Sato, 1980; Meinert ve diğer., 2005). SS-6 nolu örnekte yapılan cevher mikroskobisi gözlemlerinde, mineral kimyası çalışmalarını destekler yönde sonuçlar elde edilmiştir. Cevher parajenezinde piritin ilk oluşan cevher minerali olması başlangıçta koşulların indirgen olması ile açıklanabilir. Daha sonra, piritleri kenar, köşe ve çatlakları boyunca ornatılan manyetitlerin oluşumu, koşulların okside koşullara doğru değiştiğini göstermektedir. Bu gözlem, cevher mikroskobisi çalışmalarının mineral kimyası çalışmaları ile uyumlu olduğunu göstermektedir.

Plütondan uzakta bulunan skarn zonuna (SS-3) ait granatların mineral kimyası, proksimal skarn zonuna göre daha farklıdır. Bu zona ait granatlar andradit uç bileşenine daha yakın ve daha dar bir alanda yayılım sunmaktadır (Şekil 4.33). Bu zonda yapılan cevher petrografisi çalışmaları, erken evrede oluşan manyetitlerin daha geç evrede gelişen piritler tarafından ornatıldığı görülmektedir.

Nakano (1998)'nin çalışmalarına göre, skarn tipi yataklardaki metal içeriğinin granat ve piroksenlerin Mn/Fe oranı ile ilişkili olduklarını öne sürmektedir. Buna göre, Soğucak skarnında analizi yapılan granatların Mn/Fe oranı 0,02 ila 0,26 arasında değişmekte ve ortalama 0,07 olup, Fe-Cu skarnlar ile ilişkili olduğu görülmektedir.

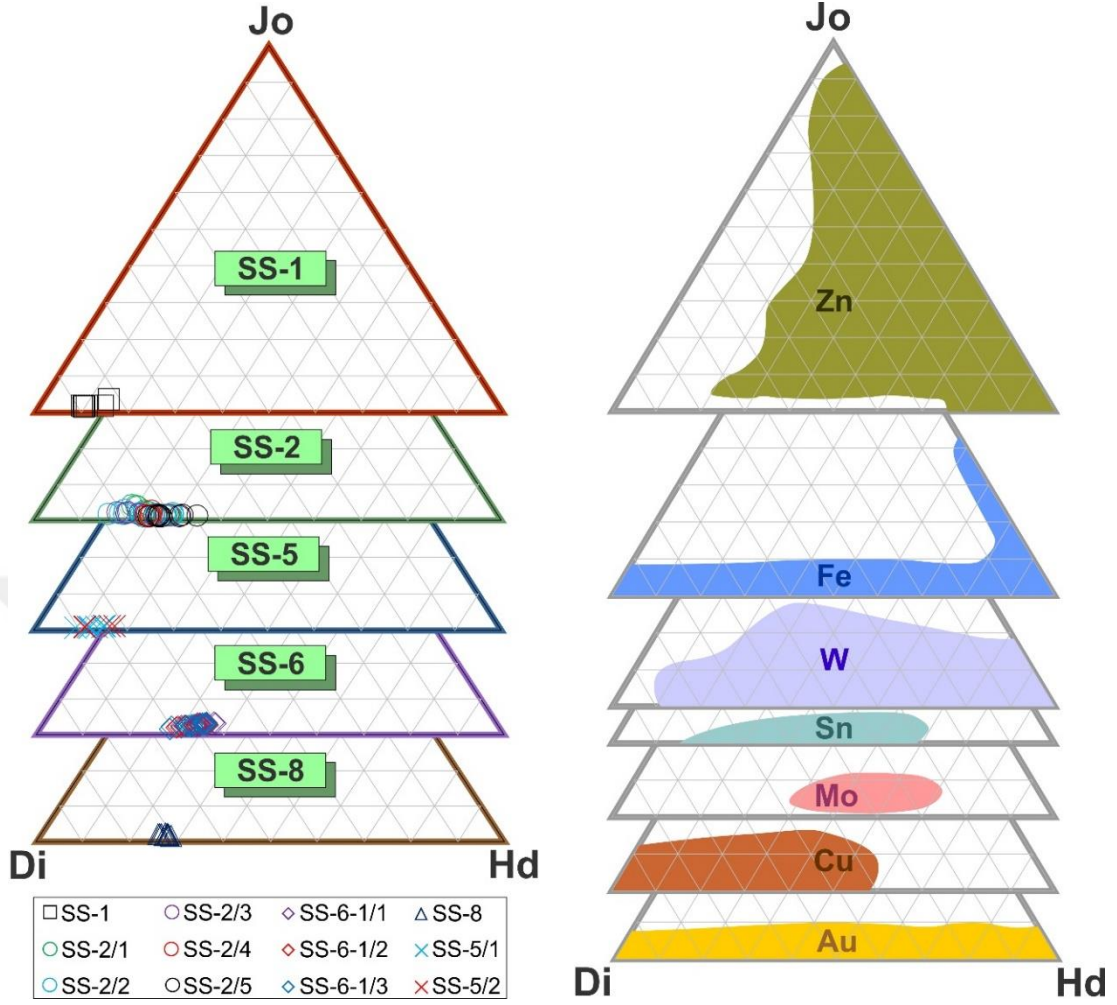
4.1.3.3.2 Piroksen Grubu. Piroksen grubu kalsilikatlara ait mineral kimyası çalışmaları, plütondan başlayarak skarn zonu ve farklı hornfels türü kayalar içine alacak şekilde farklı fasiyesteki kayalar üzerinde gerçekleştirilmiştir (Tablo 4.3 ve Şekil 4.34).

Soğucak skarn cevherleşmesindeki endoskarn zon, SS-8 nolu örnek ile temsil edilmektedir. Bu zona ait klinopiroksenlerin dar bir bileşim aralığında ($Di_{71-73}Hd_{25-28}Jo_{1.7-2}$) dağılım sunduğu belirlenmiştir (Şekil 4.34).

Plüton kontağından uzaklaştığımızda sırasıyla SS-6-1, SS-5, SS-2 ve SS-1 nolu örnekler egzoskarn ve hornfels zonlarını karakterize etmektedir. Proksimal demirce zengin skarn zonuna (SS-6-2, SS-6-3 ve SS-7) yakın piroksence zengin hornfelsinden SS-6-1 nolu örnek alınmıştır (Şekil 4.28). Hornfelse ait klinopiroksenlerin bileşimleri $Di_{60-71}Hd_{28-37}Jo_{2-3}$ aralığında yer almaktadır (Şekil 4.34). Manganez içeriği diğer minerallere göre göreceli yüksek olup, Yohansenit içeriği % 3'e kadar çıkmaktadır. Kontakta biraz daha uzakta (25 m) yer alan SS-5 nolu örnek, % 82 ila 90 arasında değişen en yüksek diyopsit bileşenine sahiptir. Bu piroksenler olasılıkla dolomitik karbonat katkısı içeren bir protolitten türemiştir (Şekil 4.34).

Kontaktan yaklaşık 500 metre uzakta yer alan ve saçınım piritler içeren SS-2 nolu hornfels örneğine ait klinopiroksenler $Di_{64-83}Hd_{15-34}Jo_{1-4}$ bileşimine sahiptir (Şekil 4.34).

Kontaktan en uzakta yer alan hornfelsten alınan SS-1 nolu örnek ise dar bir bileşimsel aralığa sahip $Di_{82-88}Hd_{9-14}Jo_{2-4}$ klinopiroksenler ile karakterize edilmektedir (Şekil 4.34).

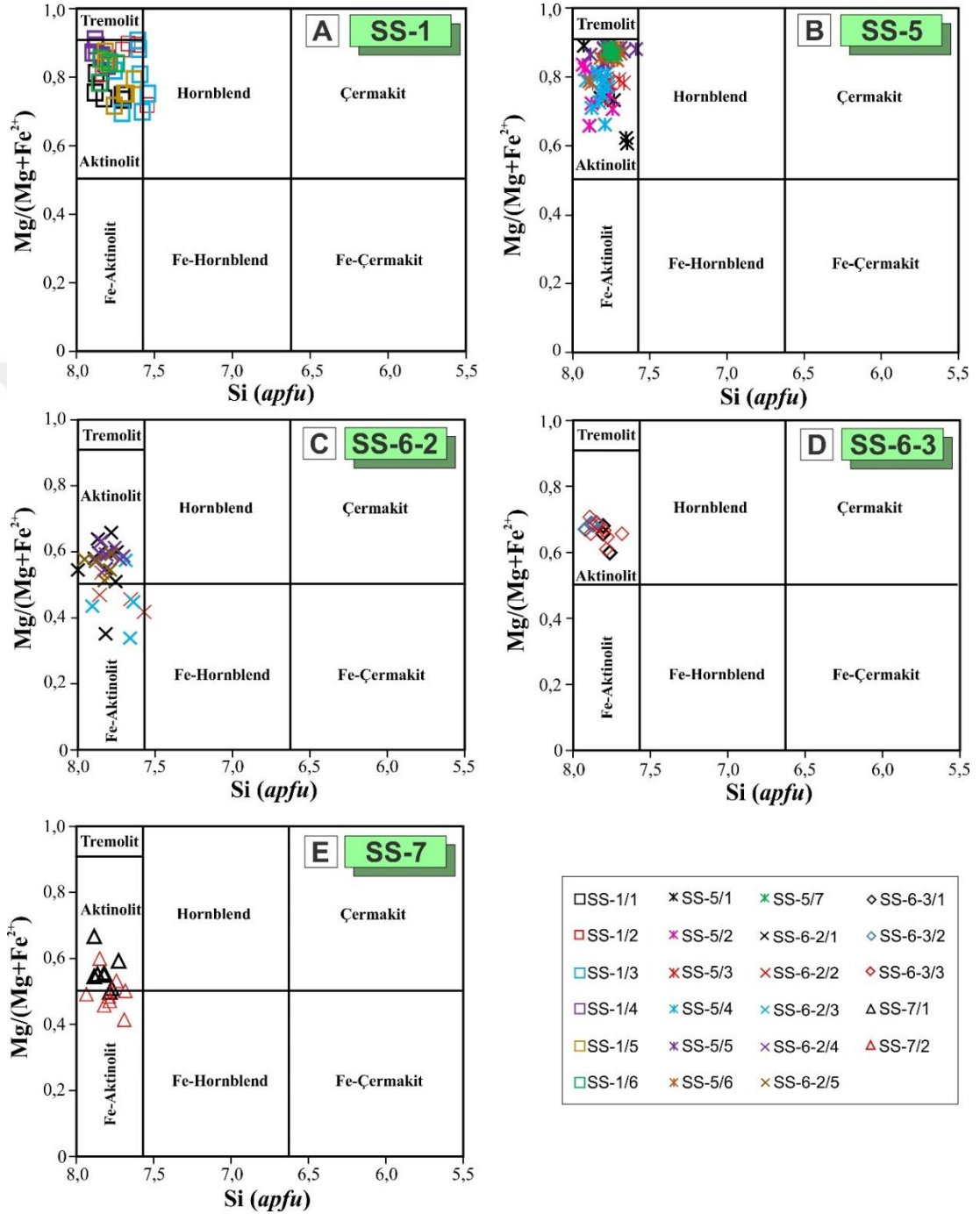


Şekil 4.34 Soğucak skarn zonundaki piroksen bileşimlerinden hazırlanan Di-Hd-Jo üçgen diyagramları (solda) ve başlıca skarn tiplerine ait granat bileşimlerinin Di-Hd-Jo üçgen diyagramlarında dağılımları (sağda) (Einaudi ve diğer., 1981; Meinert, 1983). Kısaltmalar: Di-Diyopsit, Hd-Hedenberjit, Jo-Yohansenit

4.1.3.3.3 Amfibol Grubu. Amfibol mineral kimyasındaki çeşitlilik, başlıca Ca, Al, Na, Fe, Mg, Mn ve Na gibi elementlerin konsantrasyonundaki değişim ile denetlenir. Soğucak skarn zonu amfibollerinin bileşimleri Cu, Mo, Fe skarnlarındaki amfibol bileşimlerine uygun olarak tremolit-aktinolit bileşim aralığında yer almaktadır (Tablo 4.4 ve Şekil 4.35).

Erken evrede, kontak metamorfizma ile ilişkili olan kalksilikat hornfels zonundan alınan SS-1 nolu örneğe ait amfiboller, hornfelsi oluşturan ince taneli kristallerden oluşmaktadır. Bu zon Mg (ve Ca) açısından zengin olup, bileşimsel amfibol

diyagramında aktinolit bölgesinin tremolite yakın kesimler yoğunlaşmaktadır (Şekil 4.35A).



Şekil 4.35 Soğucak skarn zonundaki amfibol minerallerinin (A-E) bileşimlerine göre sınıflaması (Leake ve diğer., 1997)

Plütona biraz daha yakın bir konumda olan, cevher içeriği düşük hornfels zonundan alınan SS-5 nolu örneğe ait amfibollerin kristal boyutlarında artış gözlenmektedir. Bu zondaki amfibollerin mineral kimyası, SS-1 nolu örneğe benzer şekilde, bileşimsel amfibol diyagramında aktinolit bölgesinin tremolite yakın kesimlerde yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 4.35B).

Plütona biraz daha yaklaştığımızda karşılaştığımız, pirit içerikli cevherli skarn zonundan alınan SS-6-2 nolu örnekte amfibollerin demirce zenginleştiği gözlenmektedir (Şekil 4.35C). Demir içeriğindeki bu artışa bağlı olarak, amfiboller aktinolit ile Fe-aktinolit sınırına yaklaşmakta ve Fe-aktinolit bölümüne doğru kimyasal değişim eğilimi sunarlar. Plütona en yakın konumda bulunan SS-6-3 ve SS-7 nolu örnekler, SS-6'ya benzer göreceli yüksek demir içerikli bir bileşim sunar (Şekil 4.35D-E).

4.1.3.3.4 Epidot Grubu. Epidot grubu mineral kimyası çalışmaları, plüton kontağından distal zonlara doğru sırasıyla SS-1, SS-2, SS-3, SS-4, SS-5, SS-6 ve SS-7 nolu örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir (Tablo 4.5 ve Şekil 4.28).

Plütona en uzak konumda bulunan ve cevher içeriği ihmal edilebilir bir zondan alınan SS-1 nolu örnekte üç farklı epidot tanesi üzerinde gerçekleştirilen ölçümlerin ortalama Al_2O_3 değerleri 25,5, 25,9 ve 26,4 wt.% olarak saptanmıştır. Aynı örnekte ortalama FeO değerlerine bakıldığında bunların 8,3, 8,7 ve 9,4 wt.% olarak ölçüldüğü görülmektedir. Ortalama TiO_2 değerleri ise 0,01, 0,02 ve 0,06 wt.% olarak ölçülmüştür. Ortalama CaO değerleri, 23,3, 23,4 ve 23,3 wt.% olarak ölçülmüştür. Plütondan uzakta olan diğer bir örnek SS-2'ye ait epidotlar SS-1'dekilere benzer değerler sunmaktadır. SS-2'de yer alan epidotlarda Al_2O_3 değerleri bir miktar azalmıştır (ortalama 24,0 ve 24,3 wt.%).

Kontağa daha yakın ve demir cevherleşmesi açısından önemli olan SS-3 nolu örnekte iki ayrı epidot tanesi üzerinde mineral kimyası çalışmaları gerçekleştirilmiş olup, analiz sonuçları SS-1'e göre farklılık sunmaktadır. Ortalama FeO değerler 12,49 ve 13,47 wt.% olarak ölçülmüştür. Bu değerler, demir cevheri içeren örneğe ait

epidotlarda da demir açısından bir zenginleşme olduğunu açıkça göstermektedir. Ortalama TiO_2 değerleri ise 0-0,01 wt.% aralığında değişmektedir. Ortalama Al_2O_3 değerleri SS-1'e göre bir miktar düşük olup, 22,2 ve 23,0 wt.% olarak ölçülmüştür. Ortalama CaO değerleri 22,3 ve 22,9 wt.% olup, SS-1'deki epidotlara göre küçük bir oranda azalma sunmaktadır.

Başlıca pirit ve daha az oranda kalkopirit içeren kalksilikat hornfels ait SS-5 nolu örneğe ait üç ayrı epidot tanesi üzerinde mineral kimyası çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Ortalama Al_2O_3 değerleri 22,5, 23,6 ve 24,4 wt.% olarak ölçülmüştür. Bu değer kontağa en uzak olan örneğe (SS-1) göre daha düşük, kontağa yakın skarn örneğine göre daha yüksektir. Ortalama TiO_2 değerlerin 0,04, 0,05 ve 0,07 wt.% olarak ölçülmesi, kontağa yaklaştıkça Ti değerlerinde bir artış olduğunu göstermektedir. Demir oksit değerlerinin ortalaması 10,0, 11,6 ve 12,8 wt.% olarak saptanmıştır. Demir içeriğinin düşük olmasına bağlı olarak, epidotlardaki Fe içeriği cevherli örneklerle kıyaslandığında biraz düşüktür.

Kontağa biraz daha yakın olan ve demir cevheri içeriği yüksek olan SS-6 nolu örnekten seçilen iki epidot tanesi üzerinde mineral kimyası çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu iki epidota ait ortalama FeO değerleri 12,9 ve 15,0 wt.% olarak saptanmıştır. Bu değerler skarn zonu epidotlarında analiz edilen en yüksek FeO değerleridir. Kalsiyum oksit değerleri ortalama 22,5 ve 22,9 wt.% olup, SS-1 nolu örnekteki epidotlara göre küçük bir oranda azalma göstermektedir. Titan oksit değerleri ortalama 0,03 ve 0,05 wt.% olarak ölçülmüş olup, kontağa yaklaştıkça Ti değerlerinde bir artış olduğunu göstermektedir.

Skarn tipi oluşumların plütona en yakın örneği olan SS-7, yüksek Fe içeriğine sahip epidotlar içermektedir. Epidotların ortalama FeO değerleri %12,9 wt.% olarak saptanmıştır. Bu değer, cevher içeriği yüksek SS-3 ve SS-6'dan elde edilen değerlerle benzerlik sunar. Ortalama Al_2O_3 değerleri SS-1'e göre bir miktar düşük olup, 23,0 wt.% olarak ölçülmüştür. Bu değer SS-3 ve SS-6'dan elde edilen değerlere benzerlik sunar.

Endoskarn zonundan alınan S-8 nolu örnek, diğer örneklerle göre Ti açısından en zengin epidotlara sahiptir. Bu zondaki epidottan ortalama 0,21 wt.% TiO_2 içeriği analiz edilmiştir. Ortalama 12,8 wt.% FeO içeriği ile göreceli yüksek FeO değerler arasında yer almaktadır. Kontağa en uzak olan kalksilikat hornfels örneğine göre alüminyumca daha düşük (ortalama 22,24 wt.% Al_2O_3) değerler sunmaktadır.

4.1.4 Soğucak Bölgesi Cevher Jeokimyası

Soğucak bölgesinde yer alan Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesi ve porfiritik sokulum arasında meydana gelen cevher kütle transferini anlamak için porfiritik alterasyon (n=5) ve cevherli skarn zonlarından (n=3) toplam 8 adet jeokimyasal analiz gerçekleştirilmiştir. Soğucak skarn cevherleşmesi ve porfiri alterasyon örneklerine ait kimyasal analiz sonuçları Tablo 4.6 ve 4.7’de verilmiştir. Bölgedeki porfiri alterasyonu ve skarn cevherleşmesine neden olan hidrotermal akışkanın sokulumdan itibaren meydana gelen bileşimsel değişimini ve yan kayaç ile etkileşimini incelemek amacıyla Soğucak sokulumuna ait taze kayaç örnekleri ile karşılaştırılma yapılmıştır.

Elde edilen jeokimyasal veriler ışığında, Soğucak porfiritik sokulumunun yüzeyindeki farklı bölümlerinden alınan örneklerin Fe içeriği birbirilerine yakın olup 2,26 ila 3,91 wt. % arasında değişmektedir (Şekil 4.36). En düşük Fe değeri (0,72 %) sokulum içindeki kuvars damarından elde edilmiştir.

Sokulumun kontağında yer alan cevherli skarn zonunda (SS-7) Fe içeriği 20,8 % (FeO=26,76 %) olarak elde edilmiştir. Sokulum kontağından uzaklaştıkça, Fe içeriğinin 18,05 %’e (FeO=23,22 %) skarn zonunun dış bölümünde (SS-6-2) düştüğü gözlenmektedir. Sokulum kontağından en uzakta yer alan diğer cevherli skarn zonda (SS-3) ise Fe içeriği artmakta ve 19,4 %’e (FeO=24,96 %) ulaşmaktadır.

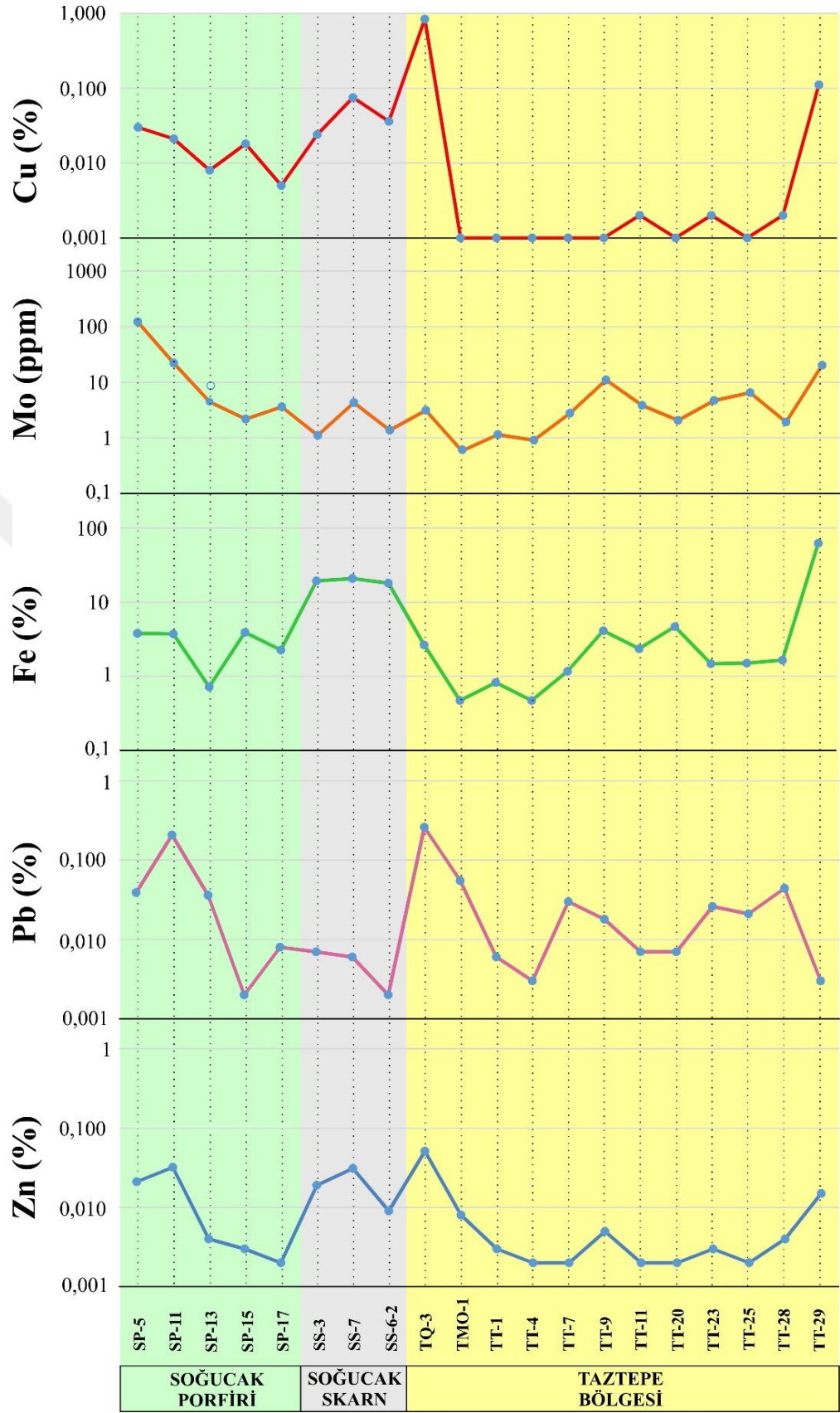
Tablo 4.6 Soğucak porfiri alterasyonu ve skarnına ait jeokimyasal analiz sonuçları

Bölge		SOĞUCAK PORFİRİ					SOĞUCAK SKARN		
Örnek No		SP-5	SP-11	SP-13	SP-15	SP-17	SS-3	SS-7	SS-6-2
Au	ppm	0,013	0,043	0,025	0,007	0,014	0,014	0,031	0,02
Ag	ppm	0,77	7,12	26,3	0,14	0,12	0,39	0,68	1,17
As	ppm	4,1	143	8,4	24,7	16	142	7,9	19
Cd	ppm	0,31	2,78	0,18	0,12	0,05	0,86	0,89	0,25
Co	ppm	17,7	5,4	0,8	21,4	8,6	28,4	36,6	91,9
Cu	%	0,03	0,021	0,008	0,018	0,005	0,024	0,075	0,036
Fe	%	3,79	3,74	0,72	3,91	2,26	19,4	20,8	18,05
Mn	ppm	138	115	107	362	52	2820	378	2390
Mo	ppm	122	22	4,43	2,17	3,6	1,11	4,3	1,37
Ni	%	0,002	0,001	<0,001	0,003	0,001	0,001	0,003	0,016
Pb	%	0,039	0,207	0,036	0,002	0,008	0,007	0,006	0,002
Zn	%	0,021	0,032	0,004	0,003	0,002	0,019	0,031	0,009
Al	%	0,81	0,6	0,04	0,97	0,68	0,75	0,39	1,12
B	ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	ppm	10	70	20	10	60	10	10	10
Be	ppm	0,1	0,29	0,06	0,22	0,17	0,11	0,44	0,24
Bi	ppm	1,55	102,5	709	0,83	2,92	2,55	0,5	1,64
Ca	%	0,21	0,51	0,02	1,06	0,01	13,55	0,39	5,76
Ce	ppm	16,5	20,8	1,24	10,45	55,5	8,32	10,7	1,72
Cr	ppm	29	11	36	21	3	6	41	26
Cs	ppm	1,62	0,64	0,27	1,22	4,36	0,19	0,6	0,15
Ga	ppm	3,93	2,02	0,3	4,42	1,43	14,8	4,19	7,39
Ge	ppm	0,05	0,12	<0,05	0,08	<0,05	0,64	0,2	0,48
Hf	ppm	0,06	0,06	<0,02	0,13	0,04	0,05	0,11	0,42
Hg	ppm	0,01	0,01	0,1	0,01	0,04	0,01	0,04	0,04
In	ppm	0,011	0,019	0,008	0,019	0,019	2,16	0,092	0,794
K	%	0,04	0,07	0,02	0,05	0,18	0,01	0,01	0,01
La	ppm	8,4	13,2	0,6	4,3	30,2	1,8	4,4	0,7
Li	ppm	6,4	0,7	0,7	6,2	2,7	0,4	2	1
Mg	%	0,5	0,01	<0,01	0,56	0,17	0,01	0,14	0,03
Na	%	0,03	0,01	<0,01	0,14	<0,01	<0,01	0,04	<0,01
Nb	ppm	0,22	0,85	<0,05	0,22	<0,05	0,18	0,16	0,54
Ni	ppm	23,4	3,4	2,8	29,3	4,9	17,4	27,8	163
P	ppm	430	430	20	1030	270	370	110	230
Rb	ppm	2,9	3,9	1,8	2,1	9,2	0,2	0,8	0,2
Re	ppm	0,45	0,002	0,001	0,007	0,007	0,003	0,028	0,037
S	%	1,88	0,21	0,02	0,79	2,08	2,94	0,9	8,03
Sb	ppm	0,3	5,19	2,91	1,45	0,52	1,15	0,44	0,38
Sc	ppm	3,2	1,7	0,2	5	0,6	1,1	4,1	9,4
Se	ppm	2,5	7,7	4,7	0,8	1,4	4,7	1,9	12
Sn	ppm	1	0,6	0,4	1	0,3	57,5	2,7	21,6
Sr	ppm	8,9	82,2	1	36,1	14,4	1,9	13,1	3,3
Ta	ppm	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
Te	ppm	0,04	2,95	4,76	0,05	0,23	0,56	0,04	0,52
Th	ppm	5,8	12	0,3	0,4	25,3	0,3	1,1	0,5
Ti	%	0,118	0,051	<0,005	0,273	<0,005	0,007	0,126	0,124
Tl	ppm	0,04	0,05	0,04	0,03	0,27	<0,02	0,04	<0,02
U	ppm	1,09	4,36	0,05	0,16	2,34	0,97	1,58	0,97
V	ppm	48	15	1	159	6	12	190	73
W	ppm	0,75	0,85	71,6	0,68	0,25	11,15	0,31	1,66
Y	ppm	8,42	2,96	0,34	9,23	3,85	3,27	3,59	10,6
Zr	ppm	1	1,3	<0,5	2,5	1	1,8	2,6	17,7

Tablo 4.7 Soğucak porfiri alterasyonu ve skarnına ait NTE değerleri

Bölge	Soğucak Porfiri Alterasyonu					Soğucak Skarnı		
Örnek No	SP-5	SP-11	SP-13	SP-15	SP-17	SS-3	SS-6-2	SS-7
ppm								
La	15,60	34,50	0,90	10,20	59,60	4,90	1,70	13,50
Ce	28,70	53,80	1,70	25,20	101,50	13,00	3,50	30,10
Pr	3,28	5,32	0,19	3,86	10,30	2,18	0,81	3,78
Nd	11,90	18,90	0,80	19,00	37,80	10,10	7,50	13,80
Sm	2,17	3,29	0,16	6,11	6,61	1,77	4,52	2,81
Eu	0,78	0,90	0,05	1,65	1,26	1,93	2,67	0,48
Gd	2,19	2,48	0,15	7,53	4,77	1,17	5,23	2,16
b	0,36	0,31	0,02	1,26	0,64	0,12	0,78	0,30
Dy	1,95	1,81	0,18	8,55	3,56	0,78	4,58	1,98
Ho	0,42	0,34	0,04	1,72	0,64	0,17	0,84	0,41
Er	1,23	1,02	0,11	4,80	1,99	0,54	2,15	1,18
Tm	0,17	0,12	0,01	0,68	0,31	0,08	0,27	0,16
Yb	1,20	0,94	0,12	4,69	1,75	0,59	1,75	1,25
Lu	0,20	0,13	0,01	0,72	0,26	0,09	0,27	0,18
ΣNTE	70,15	123,86	4,44	95,97	230,99	37,42	36,57	72,09
ΣHNTE	64,62	119,19	3,95	73,55	221,84	35,05	25,93	66,63
ΣANTE	5,53	4,67	0,485	22,42	9,15	2,37	10,64	5,46
HNTE/ANTE	11,69	25,52	8,14	3,28	24,24	14,79	2,44	12,20
Ce/Ce*	0,98	0,97	1,01	0,98	1,00	0,98	0,73	1,03
Eu/Eu*	1,09	0,96	0,99	0,74	0,69	4,10	1,68	0,60
(La/Yb) _n	9,32	26,33	5,38	1,56	24,43	5,96	0,70	7,75
(Tb/Yb) _n	1,36	1,50	0,76	1,22	1,66	0,92	2,03	1,09

Bu zonlara ait kükürt içeriği incelendiğinde; kontak zonda en düşük değer gözlenirken (0,9 %), aynı zonun dış bölümüne doğru bu değer yükselmekte (8,0 %) ve sokulundan uzakta yer alan diğer cevherli skarn zonda tekrar düşmektedir (2,94 %) (Tablo 4.6). Demir ve kükürt içeriğinde gözlenen bu değişimler, skarn cevherleşmesinde farklı oranlarda bulunan cevher mineral parajenezinden kaynaklanmaktadır. Cevher mikroskobisi çalışmalarında da gözlendiği üzere, kontak zonda demirin büyük bir bölümünün pirit ile ilişkili olmadığı ve ana cevher mineralinin manyetit olduğu saptanmıştır. Dış zona doğru parajenezinde pirit oranı artmakta ve demirin büyük bir bölümünün pirit ile ilişkili olduğu gözlenmektedir. En dıştaki diğer cevherli zonda ise demirin büyük bir bölümünün manyetit ve hematit, götit gibi süperjen demir oksitlerle ilişkili olduğu gözlenmekte ve daha az oranda piritte bağlıdır. Benzer şekilde, manyetit ve ilmenit gibi oksitli fazlarda zenginleşen V değerleri (Meinert, 1995) proksimal zondan (190 ve 73 ppm) distal zona doğru (12 ppm) azaldığı görülmektedir.



Şekil 4.36 Soğucak porfiri, skarn ve Taztepe bölgelerinde Cu, Mo, Fe, Pb ve Zn değerlerinin değişimleri

I tip ve kalk-alkali porfiritik sokulumlara bağlı gelişen skarn cevherleşmeleri için diğer önemli bir element olan bakır, 0,036 ila 0,005 % (ortalama 0,27 %, N=8) değerleri arasında değişmektedir. Altere porfiritik örneklerde en yüksek bakır değeri 0,03 % olup, Soğucak porfiri ile skarn kontağına yakın bölümde (SP-5) gözlenmektedir (Şekil 4.36). Proksimal cevherli skarn zonunda en yüksek bakır değeri (0,075 %) elde edilirken, sokulumdan uzaklaştıkça bakır değerlerinde düşüş görölmektedir (sırasıyla 0,036 ve 0,024 %). Skarn parajanezinde bakır minerali olarak sadece kalkopirit oluşumları gözlenmekte olup, jeokimyasal verilere uygun şekilde proksimal zondan distal zona doğru kalkopirit oranı azalmaktadır.

Diğer önemli elementlerden molibden 122 ila 1,11 ppm (ortalama 20,12 ppm, N=8) arasında değişmektedir. Bakır içeriği yüksek olan kontağa yakın porfiri örneğinde (SP-5) molibden içeriği de yüksek olup, 122 ppm'e kadar yükselmiştir. Proksimal cevherli skarn zondan (4,3 ppm) dış zona doğru (1,11 ppm) molibden değerleri düşüş göstermektedir (Şekil 7).

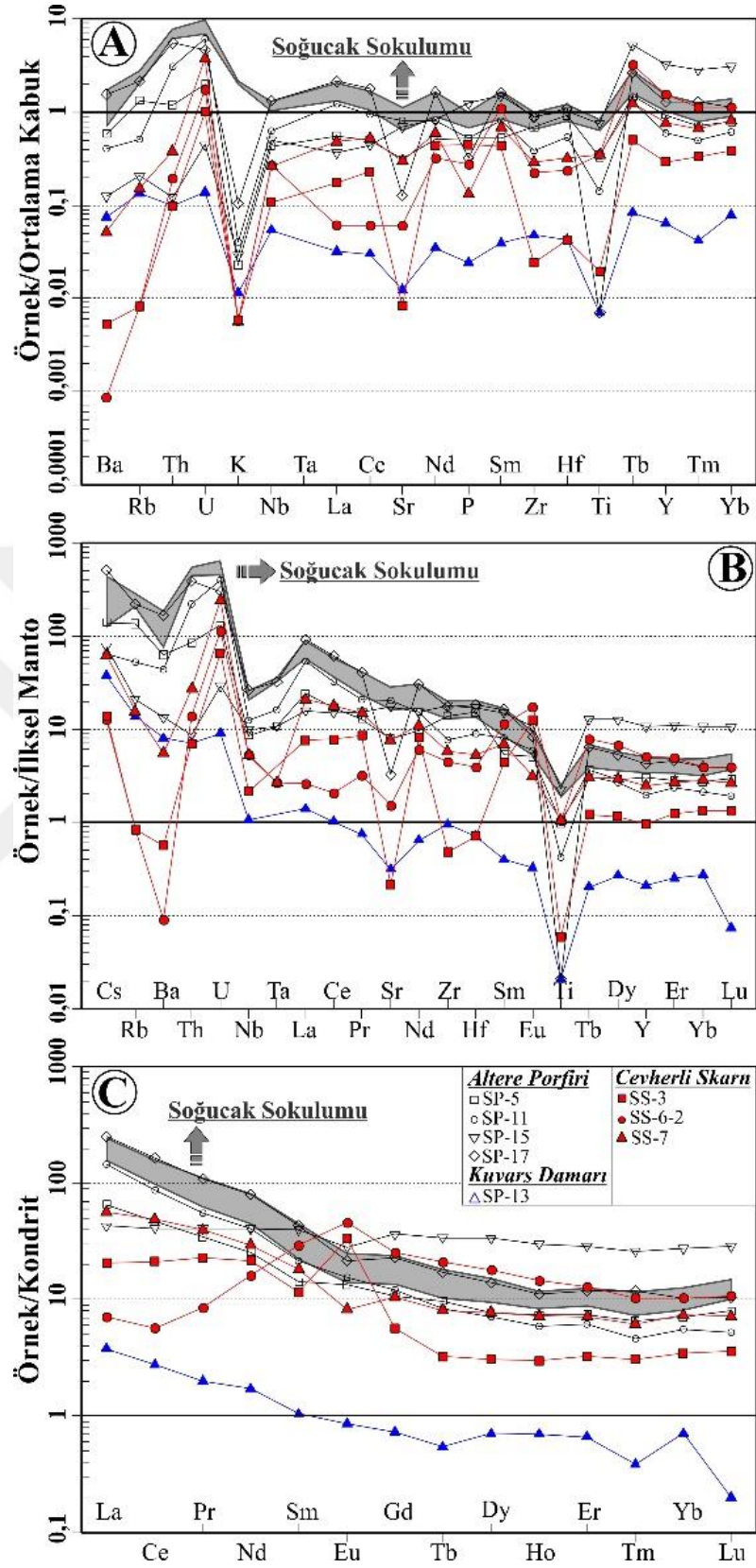
Soğucak Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesi ile ilişkili olabilecek uyumlu elementlerden Ni, Co ve Cr değerleri, proksimal skarn zonda erken evre oluşum silikat minerallerinin bünyesine dahil olmalarından dolayı yüksek değerlere ulaşırken, altere porfiri ve distal zonda daha düşük değerlerde bulunmaktadır. Tam aksine, altere porfiri ve distal skarn zon P ve As bakımından göreceli olarak zenginleşme gösterir (Tablo 4.6).

Granitoid sokulumlara bağlı plüton içi ve skarn tip cevherleşmeler oluşturabilecek diğer elementlerden W (0,25 ila 71,6 ppm arasında, ortalama 10,91 ppm, N=8), Sn (0,3 ila 57,5 ppm arasında, ortalama 10,64, N=8), Pb (0,002 ila 0,207 wt.% arasında, ortalama 0,04 wt.%, N=8) ve Zn (0,002 ila 0,032 wt.% arasında, ortalama 0,02 wt.%, N=8) ekonomik değerlerin altındadır. Kıymetli metallere altın 0,007 ila 0,043 ppm (ortalama 0,02 ppm, N=8) arasında değişen düşük değerlerde saptanmıştır. Gümüş değerleri altın ile karşılaştırıldığında, 0,12 ila 26,3 ppm (ortalama 4,59 ppm, N=8) arasında değişen daha geniş bir aralık sunmakta olup, daha yüksek değerlere ulaşmaktadır.

Ortalama kabuğa ve ilksel mantoya göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarda (Şekil 4.37A-B), Soğucak sokulumu kıtasal yay sistemlerine uygun olarak LILE zenginleşmesi ve HFSE tüketilmesi sunmaktadır. Soğucak altere porfiri örnekleri kısmen tüketilmeler sunarken, Fe ($\pm$ Cu) skarn cevherleşmesi ve kuvars damarı iz elementler açısından daha fazla tüketilmiştir. Kalsik Fe skarnlarda yaygın olarak gözlenen düşük Rb değerleri (Meinert, 1995), Soğucak Fe skarnında da gözlenmektedir (0,5 ila 9,3 ppm arasında).

Altere porfiri örnekleri skarna göre Ba, Rb, U, K, La, Ce, Sr zengileşme sunarken, kuvars damarına ait iz element içeriklerinin altere porfiri ve skarna (Ba, Rb ve K hariç) göre kısmen azaldığı gözlenmektedir. Skarn kendi içinde değerlendirildiğinde, proksimal skarn zonu (SS-6 ve SS-7) distal skarn zonuna göre Ba, Sr, Zr, Hf, Y ve Ti açısından zenginleşme deseni sunarken, P açısından kısmen tüketilmiştir. Soğucak skarnı üzerinde mineral kimyası çalışmalarında, granat açısından baskın distal skarn zonda (SS-3) andradit uç bileşenince zengin granatlar gözlenmiştir. Andradit uç bileşenince zengin olan granatlarda Zr, Y, Nb gibi yüksek alan enerjili elementler açısından fakirleşmektedir. Diğer yandan, proksimal zondaki Ti zenginleşmeleri, baskın olarak titanit ($\pm$ titanomanyetit) oluşumuna bağlıdır.

İlksel mantoya göre normalize edilmiş iz-element örümcek diyagramında (Şekil 4.37B), Sokuluma benzer şekilde, altere porfiri ve skarn zonu Nb, Ta ve Ti açısından tüketilmeler sunmaktadır. Esas cevherleşmenin gözlendiği kontağa en yakın skarn zonunda retrograd metasomatik alterasyon sonucu Nb ve Zr elementlerince tüketilmiştir (Jiang, Wang, Zu ve Zhao, 2005). Diğer yandan, altere porfiri ve skarnında gözlenen yüksek U değerleri bölgedeki cevherleşme esnasında yüksek oksijen fugasitesi ile uyumlu görülmektedir (Smith, Henderson, Jeffries, Long ve Williams, 2004; Zhang ve diğer., 2018). Özellikle, kuvars damarında gözlenen düşük U değerler, Soğucak porfiri ve skarn cevherleşmelerini oluşturan hidrotermal sistemin geç fazı olarak değerlendirilebilir.



Şekil 4.37 Soğucak porfiri alterasyonu ve skarn cevherleşmesine ait (A) NTE değerlerinin ortalama kabuk (Weaver ve Tamey, 1984), (B) ilksel manto (McDonough ve Sun, 1995) ve (C) kondrite göre normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) örümcek diyagramları

Hidrotermal akışkandaki nadir toprak element (NTE) dağılımı, kaya ve akışkan arasında meydana gelen NTE ayrışması ile kontrol edilmektedir (Henderson, 1984). Kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramında (Şekil 4.37C), Soğucak sokulumuna ait taze örnekler karakteristik dalma-batma ile ilişkili magmalara benzer NTE deseni sunmaktadır. Negatif Eu anomalisine sahip sokulum, hafif nadir toprak elementlerince (HNTE) zenginleşme ve nispeten düz bir ağır nadir toprak element (ANTE) deseni sunmaktadır. Sokulumun alterasyon zonlarından alınan örnekler pluton ile uyumlu NTE desenleri (SP-15 hariç) sergilemektedir. Arjilik alterasyon zonundan alınan SP-15 nolu örnek, sokulum ve diğer porfiri alterasyonlarına kıyasla HNTE açısından hidrotermal alterasyon işlevlerine uyumlu olarak tüketilmiştir. Ancak, ANTE açısından diğer tüm zonlara ve sokuluma göre daha çok zenginleştiği görülmektedir. Porfiri alterasyonun erken evresinde ve yüksek sıcaklıklarda magmatik akışkanın serbest kalması sonucu HNTE giderek tüketilen bir desen sunmaktadır. Bu koşullar altında, ANTE sıvı içinde çözünür kompleksler oluşturabilecekleri anyonların varlığı (F^- , CO_3^{2-}) ile hareketli durumdadır (Taylor ve Fryer, 1980) Bu nedenle, SP-15 zonda ilerleyen/artan arjilik alterasyon yoğunluğu ile düşen sıcaklığa bağlı olarak ANTE'nin zenginleştiği düşünülmektedir. Kuvars damarına ait örnek (SP-13) ise hidrotermal alterasyon süresince tüm NTE'nin tüketilmesi sonucu en geç evreyi temsil etmektedir.

Soğucak skarn cevherleşmesinin 3 farklı lokasyonuna ait toplam nadir toprak element değerleri 36,57 ila 72,09 ppm arasında değişmektedir (Tablo 4.7). Skarn cevherleşmesinin sokuluma en yakın zonundan (SS-7) en dıştaki zonuna (SS-3) doğru NTE bolluklarının azaldığı gözlenmektedir. Sokulumun NTE desenine benzer şekilde, HNTE değerleri zenginleşme ve ANTE değerleri tüketilme sunmaktadır. Ancak, SS-6 nolu örneğin alındığı cevherleşme zonu HNTE açısından tüketilme ve ANTE açısından zenginleşmektedir. Diğer yandan, kantağa yakın skarn cevherleşme zonu negatif Eu anomalisi ($Eu/Eu^*=0,60$) sunarken, kontakta daha uzakta bulunan diğer iki cevherleşme zonu ise pozitif Eu anomalisi ($Eu/Eu^*=1,68$ ve $4,10$) sunmaktadır. Bu iki zonda gözlenen pozitif Eu anomalisi, kafes difüzyonu ve akışkan infiltrasyonu sonucu oluşmuş andraditçe baskın zonlu granatlar ile ilişkilidir (Whitney ve Olmsted, 1998). Özellikle, sokuluma yakın SS-6-2 zonunda göreceli olarak gözlenen yüksek

ANTE desenlerinin, mineral parajenezinde yüksek oranda bulunan iri taneli granatlardan kaynaklanmaktadır.

4.1.4.1 Soğucak Bölgesi ile Taztepe Bölgesinin Karşılaştırması

Taztepe bölgesindeki alterasyon zonundan (n=10), Cu içerikli kuvars damarından (n=1) ve Bi-Te içerikli aplitik damardan (n=1) toplam 12 adet jeokimyasal analiz gerçekleştirilmiştir (Tablo 4.8 ve Tablo 4.9). Taztepe’de gözlenen altere ve cevherli sisteminin Soğucak porfiritik sokulumu ile zamansal ve konumsal olarak ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Taztepe bölgesindeki damar sistemi parajenezi, genel olarak düşük baz metal ve sülfid içeriğine sahiptir (Şekil 4.36). Bu parajeneze bağlı olarak, başlıca Au, Ag, Te, Se, Bi gibi değerli metaller açısından anomali veren değerler saptanmıştır. Alınan örneklerin altın değerleri 0,005-0,154 ppm aralığında (ortalama 0,043 ppm, n=12) değişmektedir (Tablo 4.8).

Gümüş değerleri 0,07 ila 68 ppm aralığında (ortalama 8,05 ppm, n=12) değişmektedir. Soğucak porfiri sokulumundan seçilen beş adet örnek içinde 7,12 ve 26,3 ppm gibi yüksek değerler (ortalama 6,89 ppm) porfiri içinde gümüş açısından zenginleşmeler olabileceğini göstermektedir.

Soğucak sokulumunun doğu kontağına yakın yerleşmiş olan ve K15D doğrultulu aplitik dayk içinde saçınımlar halinde saptanan tetradimit gibi bizmut ve tellüryum içerikli mineral oluşumları sokulumun yüksek bizmut ve tellüryum içeriği ile uyumlu bir bulgudur (Tablo 4.8). Se ve Te gibi elementler, porfiritik sokulumdan alınan örneklerde düşük değerlerde saptanmıştır.

Tablo 4.8 Taztepe bölgesine ait jeokimyasal analiz sonuçları

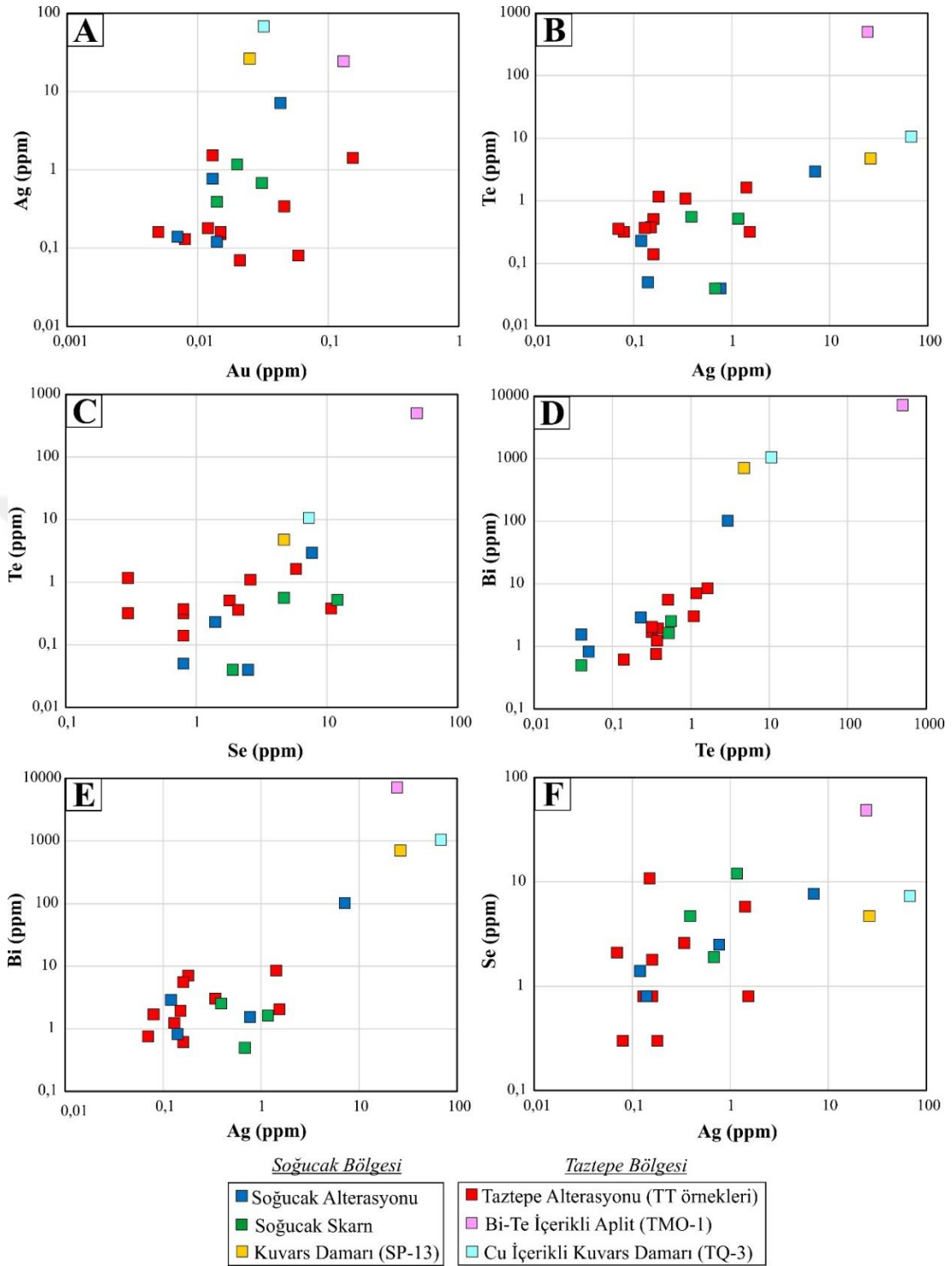
Bölge	TAZTEPE BÖLGESİ											
Örnek No	TQ-3	TMO-1	TT-1	TT-4	TT-7	TT-9	TT-11	TT-20	TT-23	TT-25	TT-28	TT-29
Au ppm	0,032	0,131	0,012	0,059	0,005	0,021	0,046	0,015	0,013	0,008	0,015	0,154
Ag ppm	68	24,4	0,18	0,08	0,16	0,07	0,34	0,15	1,53	0,13	0,16	1,42
As ppm	81	14	15,8	5,7	4,3	32,1	28,1	5,6	14,9	12,2	15,9	97,5
Cd ppm	0,65	1,08	0,08	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,02	0,16
Co ppm	3,1	0,8	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,1	0,4	0,2	0,2	3,3
Cu %	0,84	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,111
Fe %	2,64	0,47	0,82	0,47	1,17	4,11	2,35	4,67	1,48	1,5	1,65	62,5
Mn ppm	70	92	95	17	46	39	42	25	45	28	21	541
Mo ppm	3,12	0,58	1,14	0,91	2,78	11	3,83	2,06	4,67	6,54	1,93	20,3
Ni %	0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	0,002
Pb %	0,26	0,055	0,006	0,003	0,03	0,018	0,007	0,007	0,026	0,021	0,044	0,003
Zn %	0,051	0,008	0,003	0,002	0,002	0,005	0,002	0,002	0,003	0,002	0,004	0,015
Al %	0,05	0,27	0,23	0,29	0,05	0,19	0,14	0,32	0,34	0,24	0,32	0,35
B ppm	<10	<10	<10	20	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba ppm	10	20	30	20	10	30	10	20	30	150	80	20
Be ppm	1,52	0,23	0,08	0,11	<0,05	0,06	<0,05	0,1	0,25	0,28	0,19	0,26
Bi ppm	1050	7220	7,1	1,7	5,62	0,76	3,05	1,94	2,07	1,24	0,62	8,57
Ca %	0,02	0,28	0,06	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03
Ce ppm	2,28	3,36	3,49	67,7	1,61	4,38	9,8	4,63	30,5	26,7	27,1	2,3
Cr ppm	15	10	10	8	27	28	23	15	24	21	11	11
Cs ppm	0,27	0,39	0,08	0,13	0,07	0,36	0,51	0,2	2,06	0,82	0,17	0,31
Ga ppm	0,49	0,99	1,33	0,96	0,27	2,55	1,68	1,99	1,55	1,14	1,35	16,6
Ge ppm	0,17	0,29	<0,05	0,06	<0,05	<0,05	0,05	0,08	<0,05	<0,05	<0,05	0,84
Hf ppm	<0,02	0,09	<0,02	0,02	<0,02	0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Hg ppm	0,44	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,02	0,02	0,02	<0,01	0,01	0,07	0,07
In ppm	0,124	0,012	0,03	0,005	0,02	0,013	0,029	0,04	0,044	0,053	0,055	0,328
K %	<0,01	0,12	0,13	0,16	0,02	0,1	0,05	0,15	0,15	0,12	0,19	0,01
La ppm	1,1	2	2,1	34,4	1,1	2,5	5,2	2,7	16	15,2	14	1,4
Li ppm	0,7	0,3	0,2	0,2	1	0,7	0,6	0,4	1	0,5	0,3	0,4
Mg %	0,01	0,02	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04
Na %	<0,01	0,05	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Nb ppm	0,06	0,52	0,06	0,07	0,05	0,07	0,07	0,09	0,05	0,05	0,05	0,16
Ni ppm	8,3	2,6	0,7	0,5	1,1	0,9	0,9	0,6	1,7	1,3	0,7	13,9
P ppm	50	710	70	60	60	250	110	100	160	240	190	200
Rb ppm	0,4	6,4	5	6,6	0,8	6,1	3,5	6,6	10,6	7,5	8,2	0,8
Re ppm	<0,001	0,002	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	0,001
S %	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,07
Sb ppm	5	3,72	2,25	0,69	3,51	2,58	22	0,9	6,53	5,16	1,96	0,65
Sc ppm	0,2	0,4	0,4	0,3	0,1	0,9	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	1,6
Se ppm	7,3	48,7	0,3	0,3	1,8	2,1	2,6	10,8	0,8	0,8	0,8	5,8
Sn ppm	0,2	3	1,4	1,5	<0,2	0,8	0,3	0,7	0,3	0,2	0,6	5,1
Sr ppm	0,7	6,4	3,7	2,9	2,3	2,2	3,1	2,5	8,9	7,6	6,6	3,9
Ta ppm	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Te ppm	10,6	>500	1,17	0,32	0,51	0,36	1,09	0,38	0,32	0,37	0,14	1,63
Th ppm	<0,2	0,8	1,8	4,7	0,3	2,3	2,2	4,2	2,9	3,6	4,4	1,9
Ti %	<0,005	0,056	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,008
Tl ppm	<0,02	0,08	0,19	0,17	<0,02	0,11	0,06	0,13	0,17	0,12	0,19	0,05
U ppm	0,55	0,68	0,21	0,14	<0,05	0,25	0,16	0,16	0,17	0,12	0,18	1,38
V ppm	6	6	2	1	2	23	5	8	7	4	5	97
W ppm	36,8	0,37	0,05	0,09	0,05	0,08	0,05	0,11	0,37	0,43	0,49	0,05
Y ppm	6,95	9,55	0,76	1,21	0,12	0,53	0,71	0,62	0,96	0,96	0,77	0,99
Zr ppm	<0,5	1,4	<0,5	0,7	<0,5	1	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Tablo 4.9 Taztepe bölgesine ait NTE değerleri

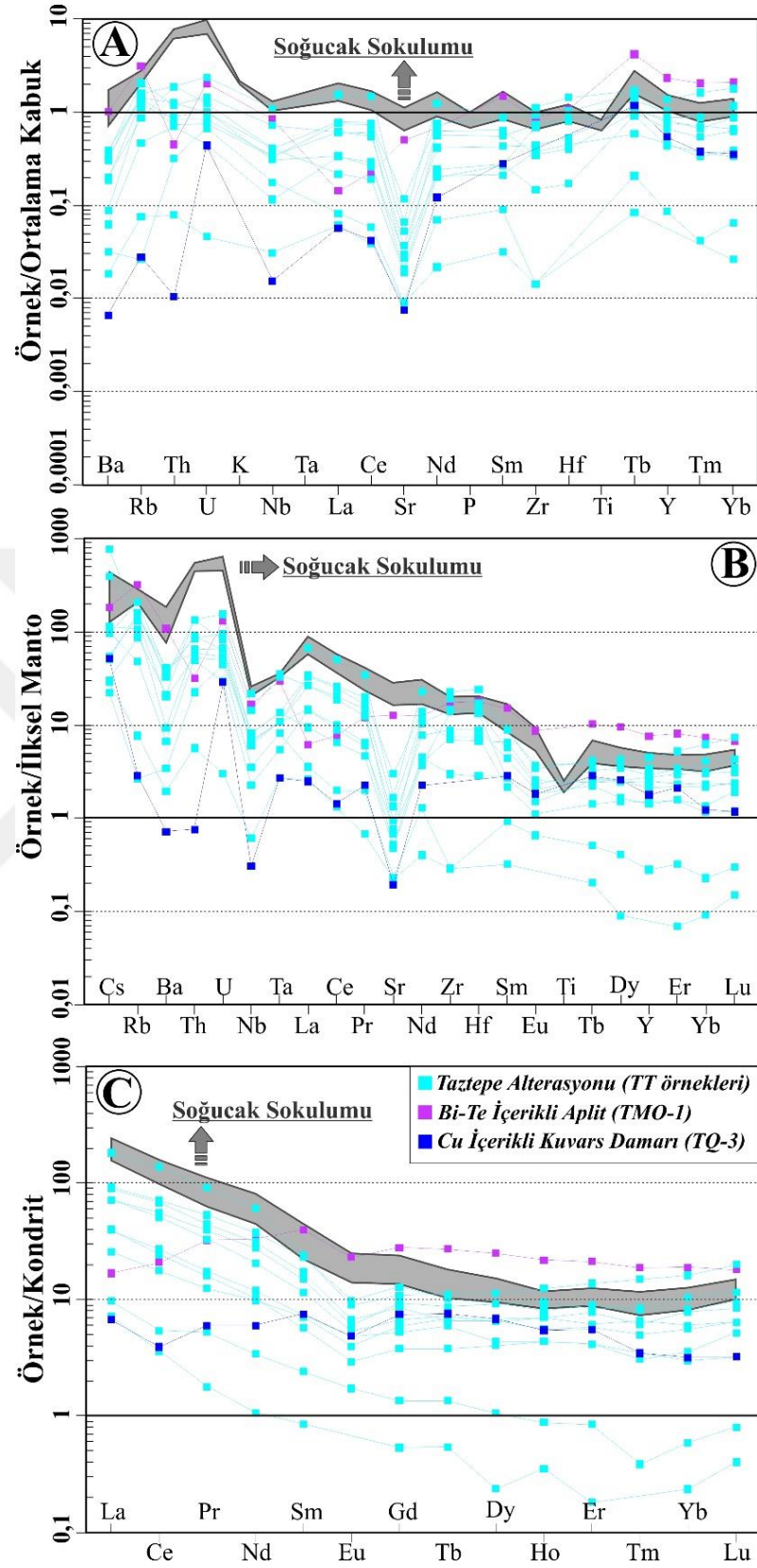
Bölge	Taztepe Bölgesi											
Örnek No	TMO-1	TQ-3	TT-1	TT-4	TT-7	TT-9	TT-11	TT-20	TT-23	TT-25	TT-28	TT-29
ppm												
La	4,00	1,60	22,10	43,20	1,70	9,50	9,30	6,10	21,30	17,10	17,10	2,30
Ce	12,70	2,40	43,70	84,60	2,20	14,90	16,60	10,80	41,40	31,30	34,10	3,30
Pr	3,09	0,57	5,05	8,71	0,17	1,52	1,66	1,18	4,23	3,14	3,75	0,50
Nd	15,60	2,80	17,50	28,60	0,50	4,80	5,60	4,60	14,60	9,60	13,00	1,60
Sm	6,08	1,15	3,55	3,65	0,13	0,87	1,13	1,09	2,63	1,77	2,29	0,37
Eu	1,34	0,28	0,57	0,52	0,02	0,17	0,28	0,23	0,39	0,31	0,35	0,10
Gd	5,77	1,54	2,65	2,25	0,11	0,78	1,08	1,23	1,78	1,37	1,93	0,28
Tb	1,01	0,28	0,38	0,41	0,02	0,14	0,22	0,25	0,24	0,27	0,32	0,05
Dy	6,35	1,73	2,34	2,85	0,06	1,02	1,11	1,73	1,65	1,64	2,33	0,27
Ho	1,25	0,31	0,46	0,71	0,02	0,25	0,25	0,40	0,32	0,40	0,54	0,05
Er	3,52	0,92	1,49	2,28	0,03	0,69	0,69	1,29	0,96	1,02	1,40	0,14
Tm	0,49	0,09	0,21	0,39	<0,01	0,08	0,09	0,16	0,13	0,17	0,22	0,01
Yb	3,22	0,54	1,40	2,75	0,04	0,60	0,51	1,33	0,95	1,02	1,78	0,10
Lu	0,45	0,08	0,24	0,50	0,01	0,13	0,08	0,21	0,16	0,16	0,29	0,02
ΣNTE	64,87	14,29	101,64	181,42	5,01	35,45	38,60	30,60	90,74	69,27	79,40	9,09
ΣHNTE	48,58	10,34	95,12	171,53	4,83	32,54	35,65	25,23	86,33	64,59	72,52	8,45
ΣANTE	16,29	3,95	6,52	9,89	0,18	2,91	2,95	5,37	4,41	4,68	6,88	0,64
HNTE/ANTE	2,98	2,62	14,59	17,34	26,81	11,18	12,08	4,70	19,58	13,80	10,54	13,20
Ce/Ce*	0,89	0,62	1,01	1,07	1,00	0,96	1,04	0,99	1,07	1,05	1,04	0,75
Eu/Eu*	0,69	0,64	0,57	0,55	0,38	0,63	0,77	0,61	0,55	0,61	0,51	0,95
(La/Yb) _n	0,89	2,13	11,32	11,27	30,49	11,36	13,08	3,29	16,08	12,03	6,89	16,50
(Tb/Yb) _n	1,43	2,36	1,23	0,68	2,27	1,06	1,96	0,85	1,15	1,20	0,82	2,27

Soğucak, Taztepe epitermal ile porfiri ve skarn tipi cevherleşmelerde birlikte bulunan elementler arasındaki ilişki Log-Log XY diyagramlarında gösterilmiştir (Şekil 4.38). Au-Ag, Ag-Te, Te-Se, Te-Bi, Ag-Bi ve Ag-Se arasında orta-güçlü pozitif korelasyon saptanmıştır.

Ortalama kabuğa, ilksel manto ve kondrite göre normalize edilmiş örümcek diyagramlarda (Şekil 4.39), Taztepe bölgesindeki alterasyon zonları ve kuvar damarı Soğucak bölgesinde gözlenen dağılım desenleri ile benzerlik sunmaktadır. Bi-Te içerikli aplitik damar, HNTE açısından hidrotermal alterasyon işlevlerine uyumlu olarak tüketilmiştir. Ancak, ANTE açısından diğer zonlara ve sokuluma göre daha çok zenginleştiği görülmektedir. Aplitik damarda, derinde bulunan sokulum kayacından itibaren düşen sıcaklığa bağlı olarak ANTE'nin zenginleştiği düşünülmektedir (Şekil 4.39C).



Şekil 4.38 Soğucak porfiri, skarn ve Taztepe bölgelerindeki (A) Ag-Au, (B) Te-Ag, (C) Te-Se, (D) Bi-Te, (E) Bi-Ag ve (F) Se-Ag ikili değişim diyagramları



Şekil 4.39 Taztepe bölgesine ait (A) NTE değerlerinin ortalama kabuk (Weaver ve Tamey, 1984), (B) ilksel manto (McDonough ve Sun, 1995) ve (C) kondrite göre normalize edilmiş (Sun ve McDonough, 1989) örümcek diyagramları

4.2 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au Cevherleşmesi

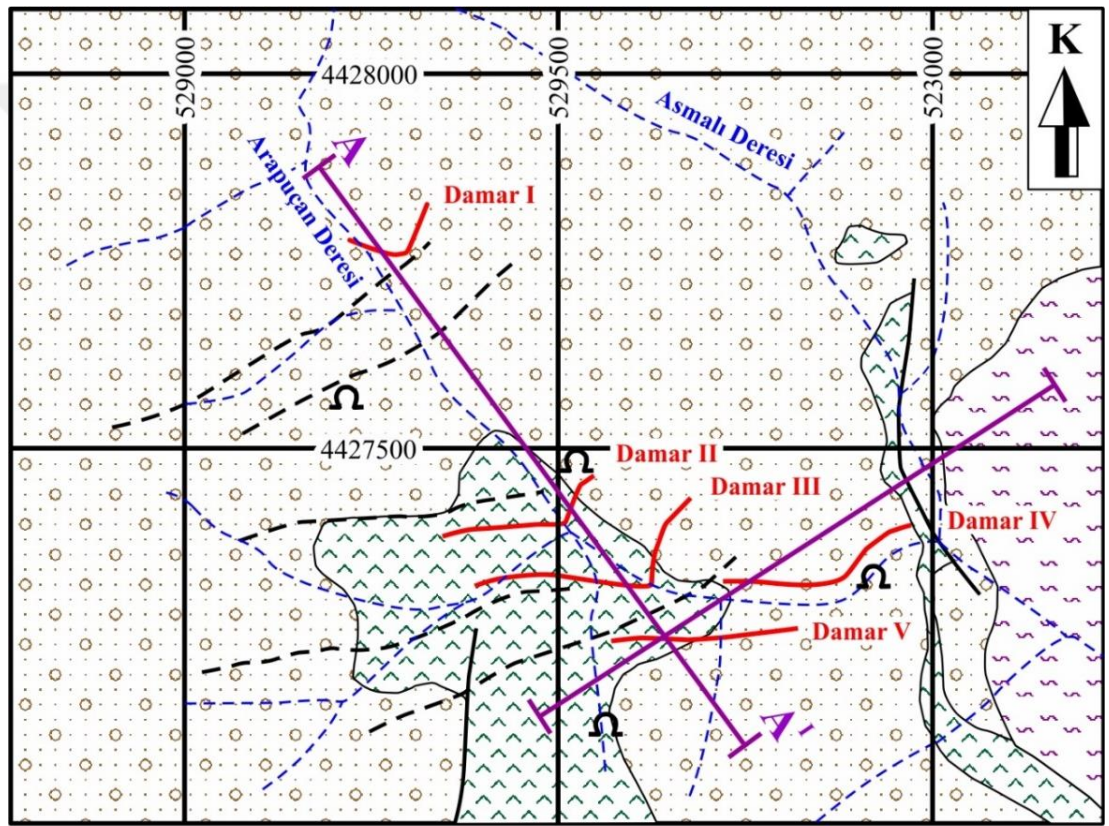
Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesi, Biga Yarımadası içinde Çanakkale ilinin Yenice ilçesine bağlı Çakır Köyü'nün yaklaşık 5 km kuzeydoğusunda yer almaktadır. Arapuçandere cevherleşmesinde ilk çalışma MTA tarafından 1970 yılında başlatılmıştır. Bu proje kapsamında, sahadaki toplam mümkün rezerv ilk olarak 84,000 ton cevher olarak tespit edilmiş olup (Yücelay, 1971), devam edilen saha çalışmaları sonucunda 16,4 % Pb, 12,1 % Zn, 2,2 % Cu, ortalama 4 g/t Au ve ortalama 260 g/t Ag tenöre sahip 4,0 Mt toplam cevher rezervi hesaplanmıştır (MTA, 1993a, 1993b). Maden işletme müdürü ile yapılan sözlü görüşmelerde, cevherleşmenin üst kotları (308 m) maksimum 20 g/t Au içeriğine sahipken, alt kotlara doğru (120 m katında doğru) maksimum 4 g/t Au içeriği gözlenmektedir.

Arapuçandere sahasında I, II, III, IV ve V olmak üzere toplam 5 adet damar bulunmaktadır (Şekil 4.40 ve Şekil 4.41). Sahada ilk maden işletme çalışmaları 1980'li yılların başından beri zaman zaman kesintiye uğrayarak devam etmiş, fakat I-II-III nolu damarlar ekonomikliğini yitirmesinden dolayı kapatılmışlardır. Günümüzde sadece IV ve V nolu damarlar Nesco Madencilik A.Ş. tarafından aktif olarak işletilmektedir. Buradan çıkarılan tüvenan cevher, 90 km uzaklıkta bulunan Balıkesir-İvrindi cevher zenginleştirme tesisinde işlenerek kurşun, çinko ve bakır konsantresi elde edilmektedir.

Arapuçandere yatağı, Kuzey Anadolu Fay (KAF)'ının GB' ya dönüş zonuna yakın ve Gönen-Yenice Fay'ının kuzeyinde yer almaktadır. İnceleme alanındaki Hodul birimine ait diyabaz ve kumtaşlarında gözlenen faylar iki ana doğrultuya sahiptir. Bunlardan KD-GB doğrultulu olan fay sistemi KAF ile ilişkili olup en yaygın görülen kırık doğrultusudur. Bu fayların karakterleri normal ve doğrultu atımlı sağ yönlüdür. Yücelay (1971), cevherli fay ve damarlardan yaptığı ölçümler sonucunda kontur ve stereografik iz-düşüm diyagramlarından K74D/48GD ve K82D/90 doğrultu-eğimleri elde etmiştir.

4.2.1 Damarların Dokusal Özellikleri ve Cevher Petrografisi

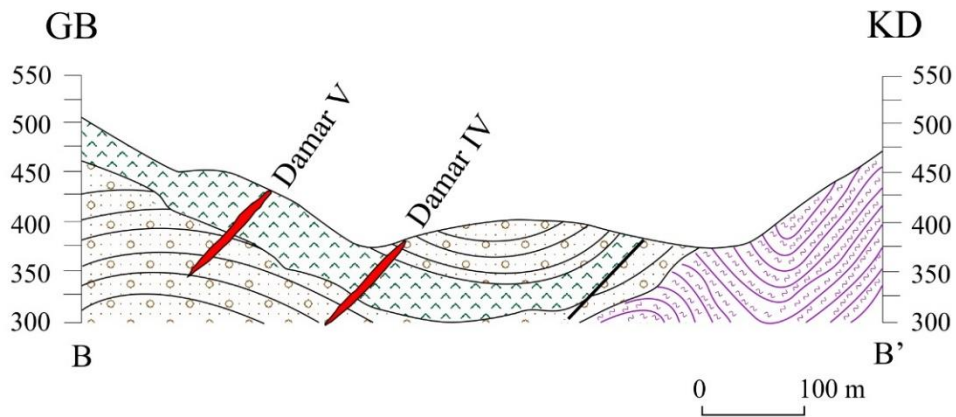
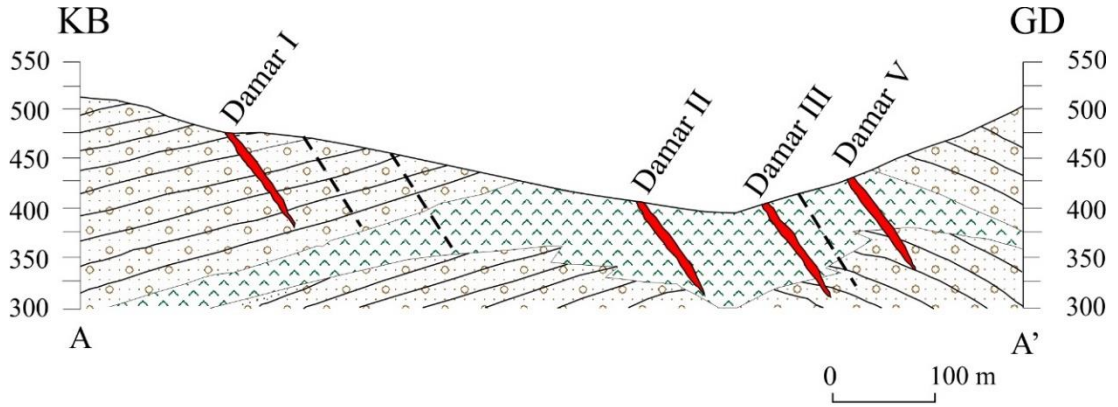
Arapuçandere maden yatağının günümüzde işletilen IV ve V nolu damarlarına ait 308, 275, 240, 200, 160 ve 120 m (deniz seviyesi üzerinde) kotlarında açılmış 6 farklı galeri katı bulunmaktadır. Bu kotlara ait kat haritaları Arapuçandere Madeni'nde işletme müdürü olan İsmail Hakkı Akçay kanalıyla elde edilmiştir. Maden yatağı, hem yüzeyden 120 m katına doğru düşey yönde, hem de katlara ait galeriler kendi içlerinde yanal yönde örneklenmiştir.



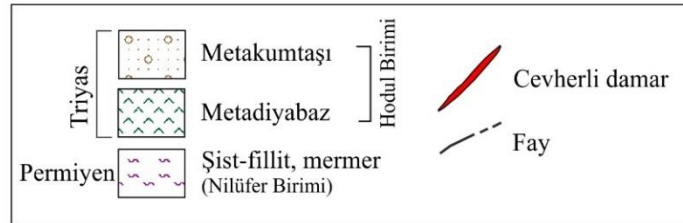
AÇIKLAMALAR

Triyas		Metakumtaşı	Hodul Birimi		Cevherli damar		Tepe
		Metadiyabaz			Fay		Dere
Permian		Şist-fillit, mermer (Nilüfer Birimi)			Maden girişi		Kesit izi

Şekil 4.40 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesinin yer aldığı çalışma alanının jeoloji haritası. (Yücelay, 1971 ve Bozkaya ve diğer. 2008'den değiştirilerek)



AÇIKLAMALAR



Şekil 4.41 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au sahasına jeoloji haritasından elde edilen enine jeolojik kesitler (Bozkaya ve diğer. 2008'den değiştirilerek)

Arapuçandere maden sahasındaki IV ve V nolu damarlar birbirine paralel, yaklaşık D-B uzanımlı ve yüzeye yakın kısımlarda 70-80° G eğimlidir. Ancak, alt katlarda/kotlarda damarların eğimleri azalarak (yaklaşık 40-50° G) 120 m kotunda birleştikleri gözlenmektedir. Cevher alımı yapılan katlar, yaklaşık olarak 200 m uzunlukta ve damar kalınlıkları minimum 65 cm ile maksimum 17 m arasında değişmektedir.

Cevherleşmenin üst katları Pb-Zn açısından zengin ve gang minerali olarak kuvars içermektedir. Alt katlara doğru Cu oranında artış gözlenmekte ve özellikle 200 m katından itibaren baskın olarak kalsit içeriklidir.

4.2.1.1 360 m Kotu (Yüzey)

Arapuçandere cevherleşmesinin en üst kotu 360 metre seviyesinde gözlenen IV nolu damara ait yüzlek ayrıntılı olarak incelenmiş ve kendi içerisinde zonlara ayrılmıştır (Şekil 4.42). Cevherleşme, Hodul birimine ait diyabaz içinde ağsal düzensiz damarcıklar (stokvörk) ve K80B/78GB konumuna sahip damar olarak yerleşmiştir.

Stokvörk cevherleşmesi yoğun olarak silisleşme sunmakta ve baskın olarak galen ile daha az oranda sfalerit içermektedir (Şekil 4.42A). Yer yer bazı kısımlar yüzeysel ayrışma sonucu kırmızı-sarı renkli minium-masikot-litharjit gibi Pb-oksitlere dönüşmüştür.

Damarda üzerinde yapılan incelemeler sonucu, damar kendi içinde zonlara ayrılmıştır (Şekil 4.42):

- Kuvars klastları içeren yoğun killi+limonitli+Pb-oksitli 60 cm kalınlığındaki taban zonu (Şekil 4.42B)
- Hematit+limonit+silis içeren 20 cm kalınlığındaki taban zonu (Şekil 4.42C)
- Yoğun hematit+limonitli içeren ~20 cm kalınlığındaki taban zonu (Şekil 4.42D)
- Ana cevherleşmeyi içeren 65 cm kalınlığındaki kuvars damarı (Şekil 4.42E)
- Silisleşmiş matriksin kovuklarında saçınımlar halinde ve baskın olarak özşekilli galen ve daha az oranda sfalerit ve pirit içeren tavan zonu (Şekil 4.42F)

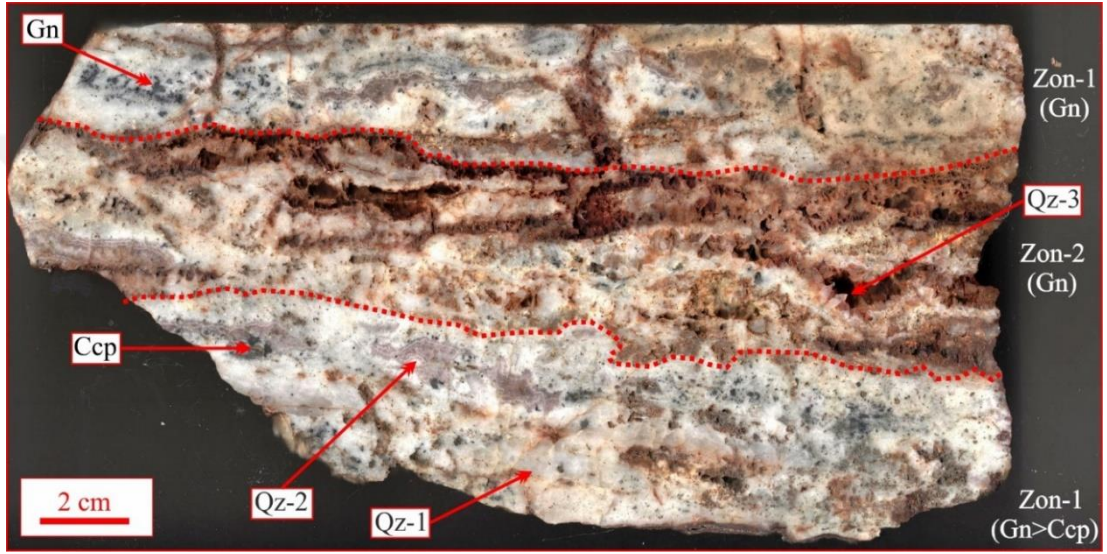


Şekil 4.42 Arapuçandere cevherleşmesinin IV nolu damarına ait yüzey mostrasında (360 m kotu) gözlenen damar zonlanması ve stokvörk cevherleşme (Kişisel arşiv, 2014)

Yüzeydeki IV nolu damarın (360 m kotu) esas cevherleşme zonundan (E zonu) alınan örnekte yapılan incelemeler sonucu, cevherleşme boşluk dolgusu olarak hidrotermal akışkanlarla kırık-çatlaklar boyunca yerleşmiş damar doku ve yapıları gözlenmektedir (Şekil 4.43).

Örnek üzerinde yapılan makroskobik gözlemler sonucu, parajenezde yer alan cevher mineralleri ile birlikte gang mineralleri düzenli bir zonlanma ve bantlı yapı

sunmaktadır. Ana damar alt ve üst kontaklarından merkeze doğru (Zon-1) kolloform-krastriform bantlardan yapıları iki farklı evreyi temsil eden kuvars (Qz-1 ve Qz-2) ile birlikte baskın olarak galen ve daha az oranda kalkopirit içeren cevher minerallerinin araldanmasından oluşmaktadır. Damarın iç kısmı (Zon-2) ise kovuk ve tarak yapısını oluşturan özşekilli kuvars (Qz-3) ve saçınımlar halinde cevher minerallerinden (baskın olarak galen) oluşmaktadır. Bu damar örneği belirgin bir şekilde kontakta merkeze doğru yollu ve bakışimli yapı sunmaktadır (Şekil 4.43).

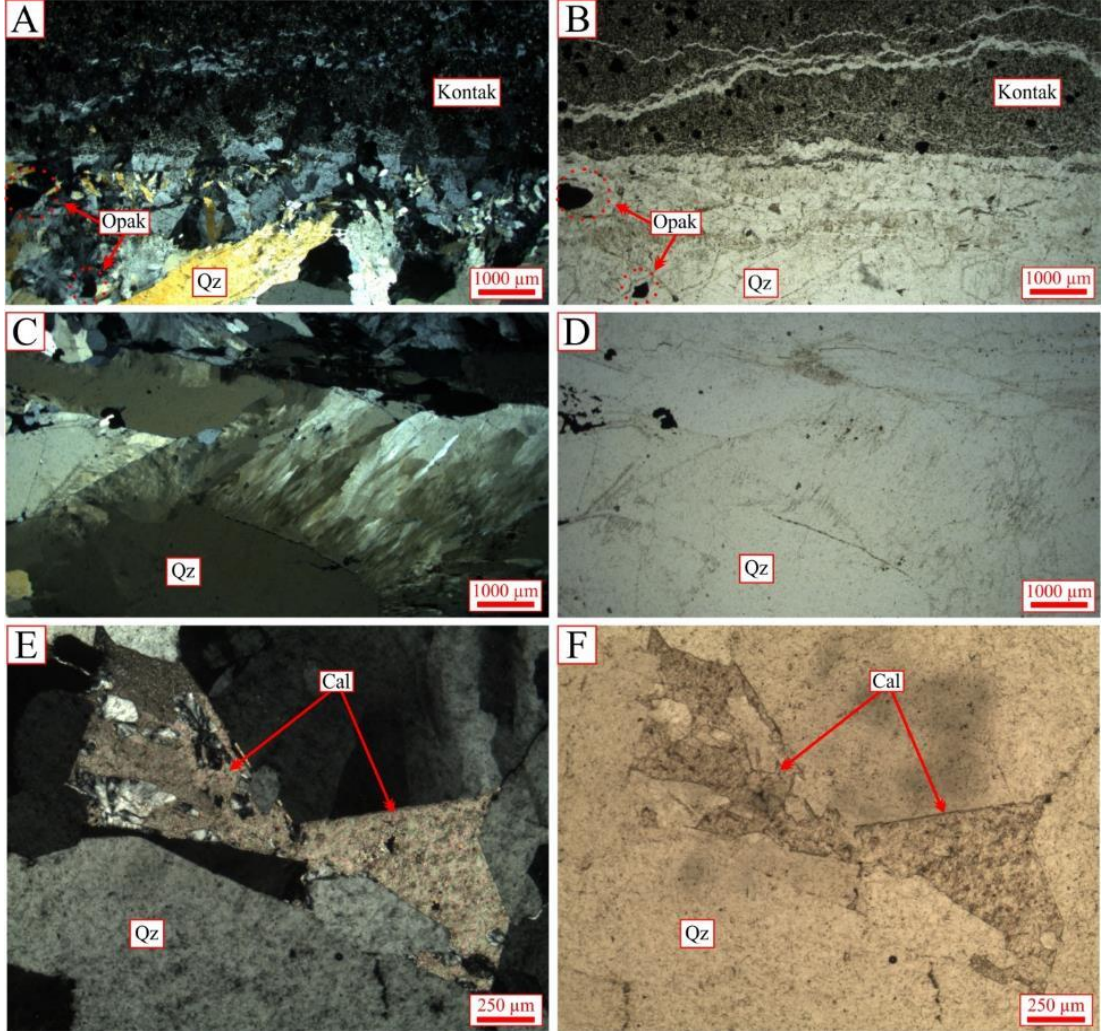


Şekil 4.43 Cevherleşmenin yüzeyinden (360 m kotu) alınan yollu-bakışimli damar örneğinin makroskobik görüntüsü (Kişisel arşiv, 2014). Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Qz-Kuvars

4.2.1.2 308 m Galeri Katı

Cevherleşmenin 308 m kotunda yer alan galeri katının IV nolu damarından 308-V4-1 ve 308-V4-2, V nolu damarından ise 308-V5-3 olmak üzere toplam 3 adet örnek alınmış ve incelenmiştir (Şekil 4.44). Her iki damarın ortalama kalınlıkları 2,20 m ve galerinin batısına doğru inceldikleri gözlenmektedir.

kuvars kristallerinin boşluklarında geç evre rombik kalsit oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.45E-F)



Şekil 4.45 Cevherleşmenin 308 m kotundaki IV. damara ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Yapboz dokusu. C ve D, + ve // nikol görünüm) İri taneli kuvars kristallerindeki tüysü doku. E ve F, + ve // nikol görünüm) İri kristalli kuvars kristallerinin boşluklarında gelişen rombik kalsit oluşumları. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Qz-Kuvars

IV. damara ait parlak kesitlerde gerçekleştirilen mikroskopi incelemelerinde, bolluk sırasına göre galen, kalkopirit, sfalerit, pirit, dijenit, kalkozin-kovellin ve serüzit mineralleri gözlenmiştir (Şekil 4.46). Gang minerali olarak sadece kuvars gözlenmektedir.

Cevherleşmenin erken evresini temsil eden pirit öz-yarı özşekli ve saçınımlar halinde gözlenmektedir (Şekil 4.46A). Pirit taneleri kalkopirit ve galen tarafından çevrelenmiş ve ornatılmıştır. Geç evreyi temsil eden piritler (Py-II) konsantrik yapıli küresel toplanımlar halinde gözlenmektedir (Şekil 4.46A).

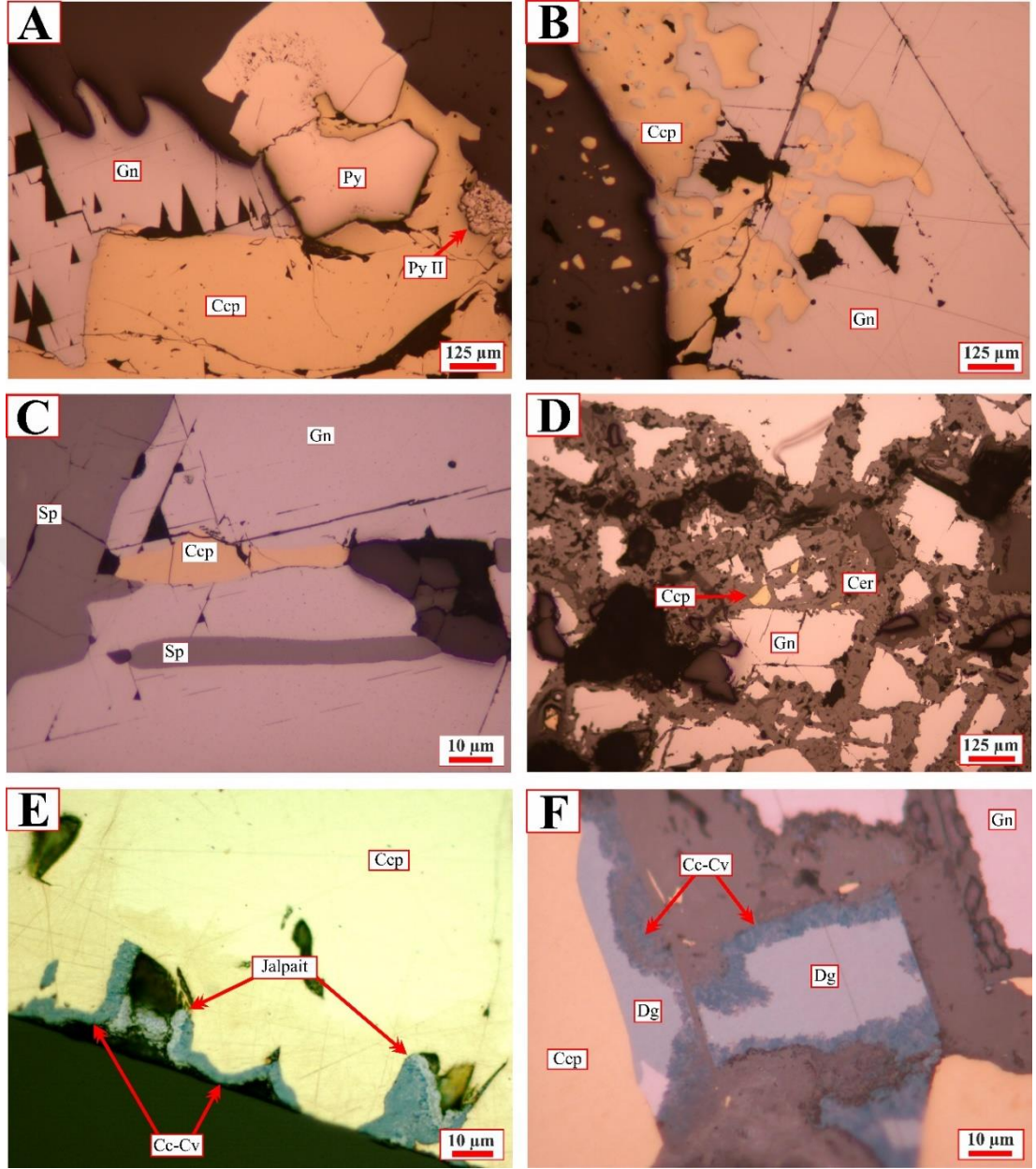
Galen, yaygın olarak kalkopirit tarafından ornatılmış ve kalkopiritin içinde kalıntılar halinde özşekilsiz olarak gözlenmektedir (Şekil 4.46B). Yer yer galen tane sınırları boyunca bulutumsu kemirilme dokusuyla serüzite dönüşmüştür (Şekil 4.46C). Galen ve kalkopirit, cevherleşmenin en geç evresini temsil eden ve minor oranda gözlenen sfalerit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.46D).

Kalkopiritlerle ilişkili Ag-Cu sülfidlerden jalpait mineralleri yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.46E). Yüzeye yakın olan bu katta, meteorik suların cevher ile etkileşimi sonucu (süperjen alterasyon) yaygın olarak ikincil kalkozin oluşumları gözlenmiştir. Kalkozin özellikle galen ve kalkopirit tane sınırları boyunca girintiler-çıkıntılar şeklinde gözlenmektedir (Şekil 4.46E).

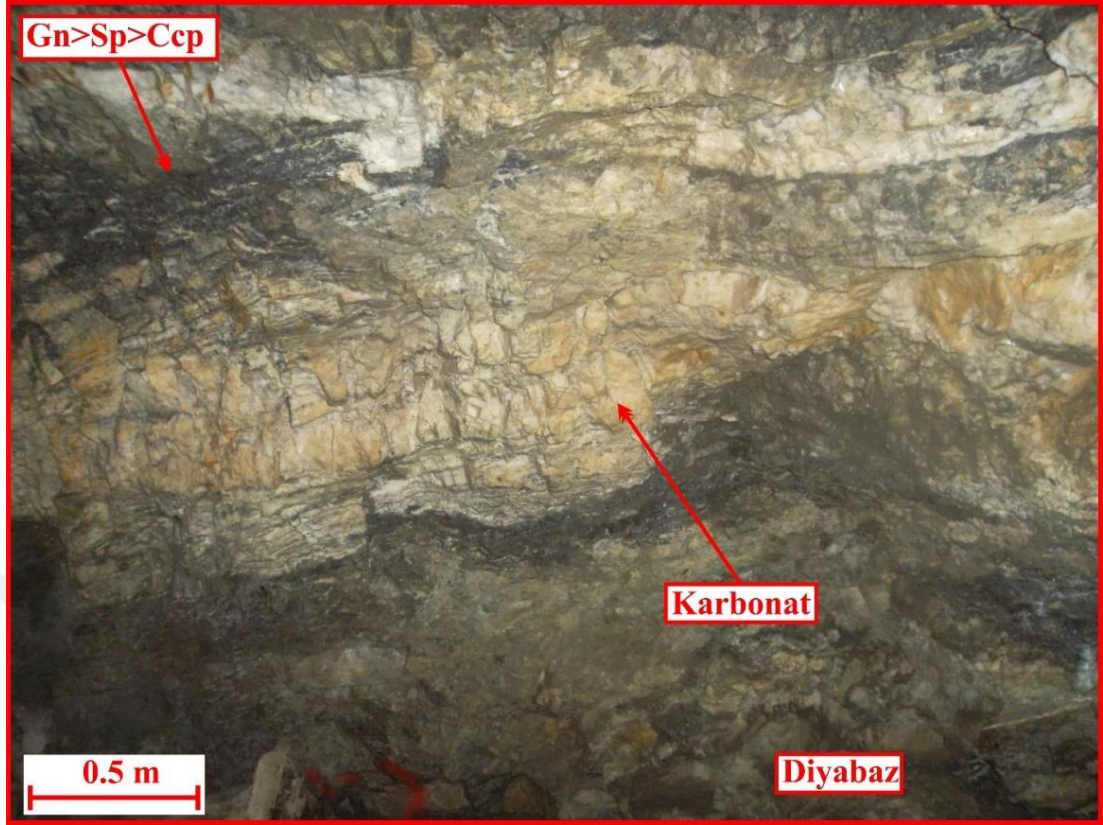
Daha az oranda mavimsi gri renkli zayıf anizotropi gösteren dijenit oluşumları görülmektedir (Şekil 4.46F).

4.2.1.2.2 V. Damar. Cevherleşmesinin 308 galeri katının V. damarı, IV. damardan farklı olarak yoğun kalsit içermektedir (Şekil 4.47).

Bu lokasyondan alınan örneklerde yapılan makroskobik incelemeler sonucu, özşekli cevher tane boyları 1 ila 5 mm aralığında değişmekte ve bolluk sırasına göre galen, kalkopirit, sfalerit mineralleri masif bir yapı sunmaktadır. Örneklerde, yer yer belirgin hatlar boyunca iri kristalli (<1cm) kolloform-krastiform dokular ve özşekli kalsit ile cevher minerallerinden oluşan breşik dokular bulunmaktadır.



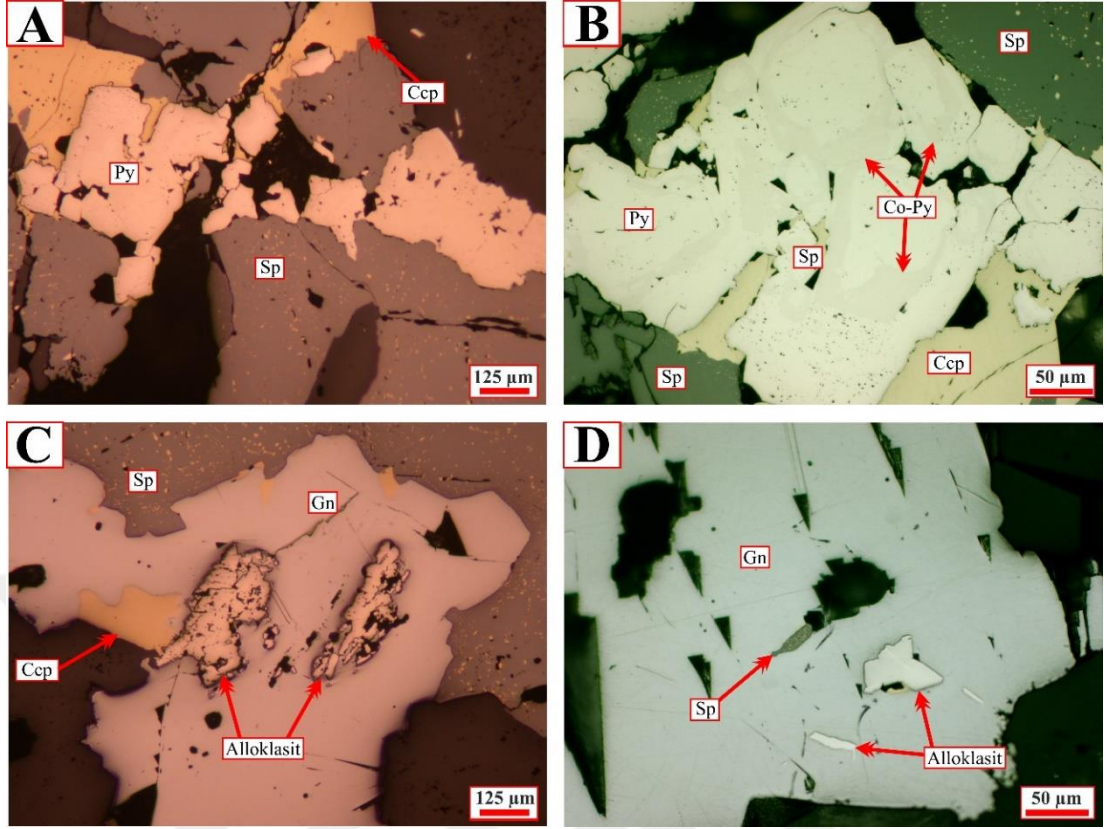
Şekil 4.46 Cevherleşmenin 308 m kotundaki IV. damara ait parlak kesit mikrofotografaları (+ nikol görünüm). A) Cevherleşmede erken evre piritlerin galen ve kalkopirit tarafından çevrenmesi ve küresel toplanımlar halinde gözlenen geç evre pirit (Py-II). B) Kalkopiritin galeni ornatması sonucu gelişen iskeletik doku. C) Cevherleşmenin geç evresinde oluşan sfaleritin, galen ve kalkopiriti ornatması. D) Galenin ayrışması sonucu gelişen serüzit. E) Kalkopirit ile ilişkili jalpait minerali ve süperjen alterasyon sonucu kalkozin-kovellin tarafından ornatılmaları. F) Süperjen alterasyon sonucu daha az oranda gözlenen dijenit. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cer-Serüzit, Cv-Kovellin, Dg-Dijenit, Gn-Galen, Sp-Sfalerit



Şekil 4.47 Cevherleşmenin 308 m kotundaki V. damara ait karbonatça baskın baz metal cevherleşmesi (Kişisel arşiv, 2014). Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Sp-Sfalerit

Örneğin masif/som cevher içeren kısmından hazırlanan parlak kesitte, bolluk sırasına göre başlıca galen, sfalerit, kalkopirit ve pirit bulunmaktadır (Şekil 4.48). Erken evreyi temsil eden piritler öz-yarı özşekilli olarak gözlenmektedir (Şekil 4.48A-B). Kesitin bazı bölümlerinde, pirit bileşimlerinde kobalt içeriğinin artması (kobaltoan-pirit) ile açık pembemsi tonlarda zonlanma desenleri gözlenmektedir (Şekil 4.48B). Erken evreye ait ince taneli sülfarsenid minerallerinden alloklasit, özşekilli saçınımlar ve dentritik büyümeler halinde gözlenmektedir. Galen, yaygın olarak kalkopirit ve sfalerit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.48).

Cevherleşmenin en geç evresini temsil eden sfalerit kalkopirit eksolüsyonları içermektedir (Şekil 4.48) ve yaygın olarak saçınımlar halinde veya kristal büyüme zonlarına yerleşmiştir. Bu katta, V. damar IV. damara oranla parajenezinde daha fazla miktarda sfalerit içermektedir.

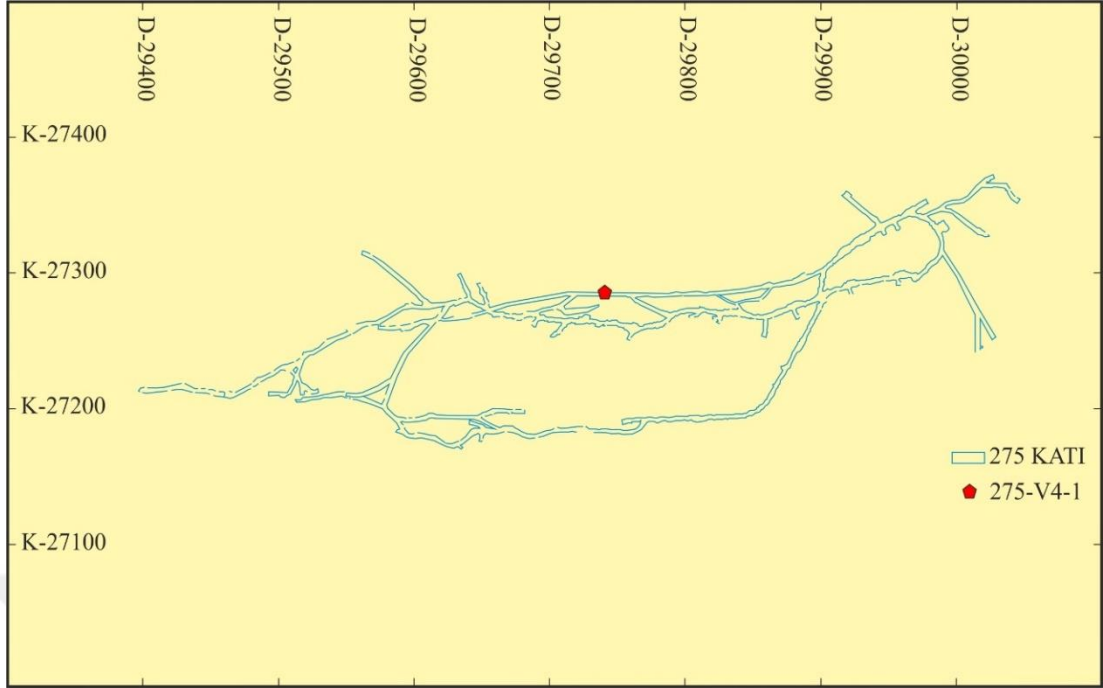


Şekil 4.48 Cevherleşmenin 308 m kotundaki V. damara ait parlak kesit mikrofotografı (+ nikol görünüm). A) Cevherleşmede az oranda gözlenen erken evre piritlerin kalkopirit, sfalerit ve galen tarafından çevrenmesi. B) Piritlerde kobalt içeriğinin artması sonucu gözlenen zonlanmalar. C ve D) Erken evreye ait ince taneli ve yarı özşekilli alloklasit oluşumları. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit

4.2.1.3 275 m Galeri Katı

Cevherleşmenin 275 m kotunda yer alan galeri katının IV. damarından 1 adet örnek alınmış ve incelenmiştir (Şekil 4.49). Örnek kendi içinde üstten alta doğru doku, mineral bileşimi, tane boyu ve minerallerin bolluklarına göre 5 zona ayrılmıştır (Şekil 4.50).

Zon-1, mikrokristalin kuvars ve körfez dokusu sunan kuvars ile birlikte ardalanmalar sunan cevher mineralleri (baskın olarak galen) içermektedir. Bu yapıların etrafı ince taneli piritler tarafından sarılmaktadır. Zon-1 ve Zon-2 sınırı, kolloform-kraftiform dokulu kuvars-sülfid bantları ile ayrılmaktadır.



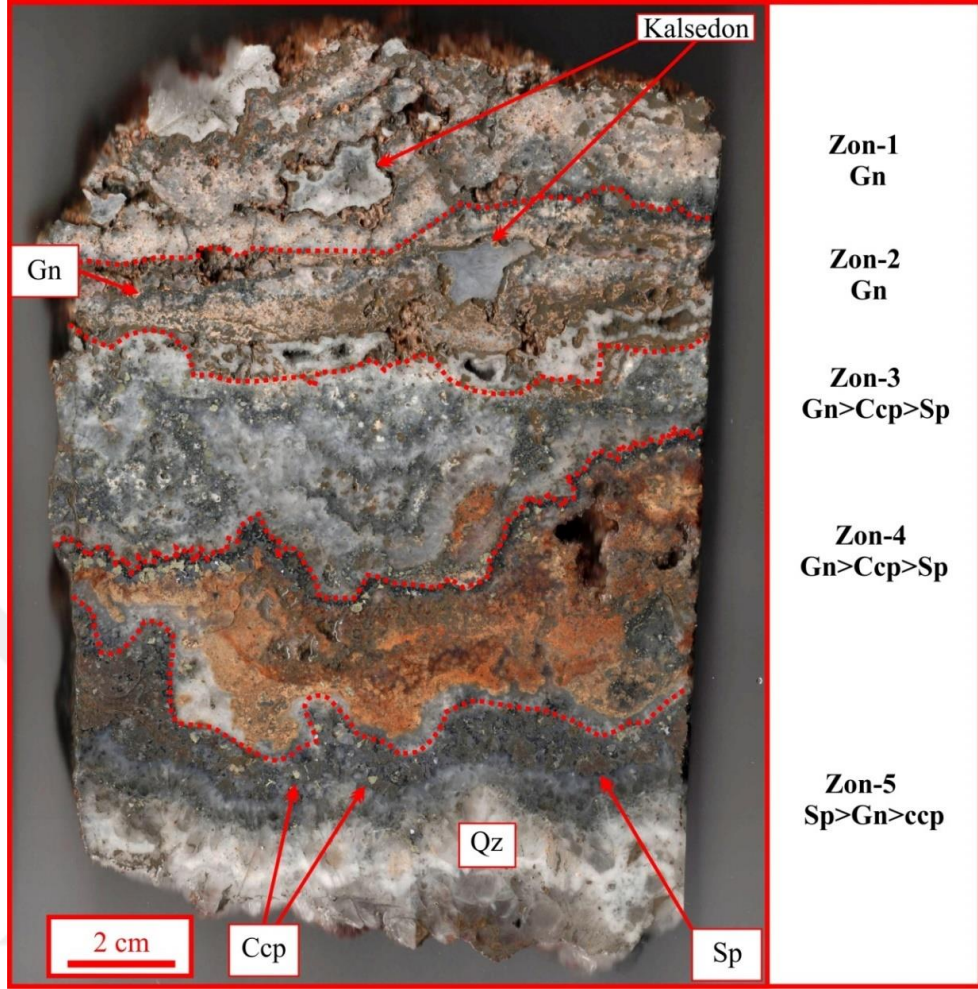
Şekil 4.49 Cevherleşmenin 275 m kotuna ait kat ve örnek lokasyon haritası

Zon-2’de de benzer şekilde, mikrokristalen kalsedonik kuvarslar körfez yapısı sunmaktadır (Şekil 4.50). Zon-1’den farklı olarak, bu zonda gang ve cevher mineralleri daha ince taneli gözlenmektedir.

Zon-3, koyu renkli sfalerit ve galen bantları ile açık-gri renkli ve daha ince taneli kuvars-sülfid bantlar ile ardalanmalı olarak kolloform-krastiform doku sunmaktadır (Şekil 4.50). Ayrıca zonun merkezinde bu ardalanmadan oluşan kokard doku gözlenmektedir.

Zon-4’te kuvars-sülfid ardalanması dışında, oksitlerde zonlanmaya eşlik ederek kolloform-krastiform dokuyu oluşturmaktadır (Şekil 4.50).

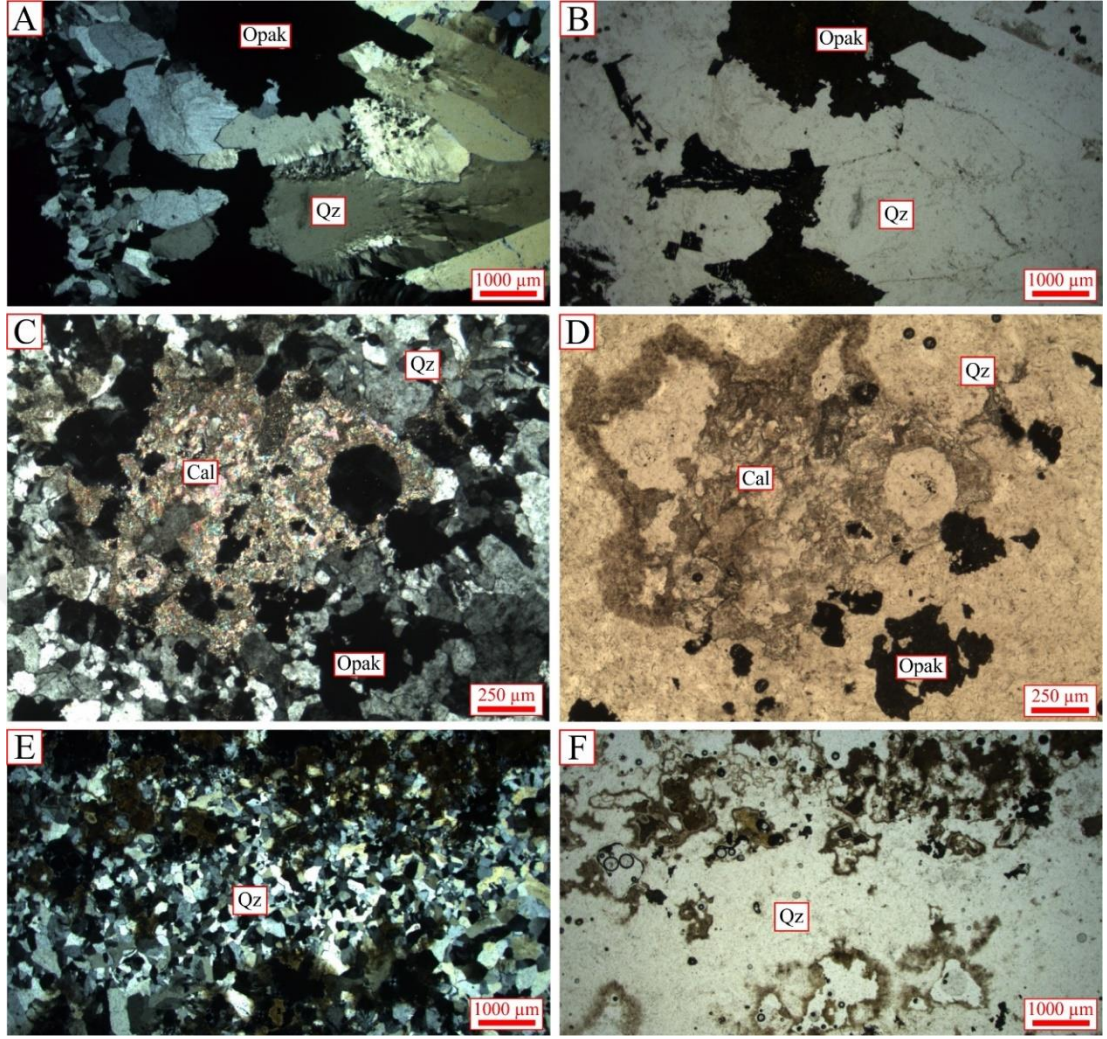
Zon-5’te daha iri taneli kuvars, kuvars-sülfid ve kuvars-karbonatın ardalanması ile oluşan kolloform-krastiform doku gözlenmektedir. Bu zonda cevher mineralleri bolluk sırasına göre galen, sfalerit ve kalkopirit bulunmaktadır (Şekil 4.50).



Şekil 4.50 Cevherleşmenin 275 m kotundaki IV. damara ait 275-V4-1 nolu el örneğinin makroskobik görüntüsü. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Sp-Sfalerit, Qz-Kuvars

El örneğinin farklı zonlarından hazırlanan 3 adet ince kesitte yapılan mikroskobik gözlemler sonucu;

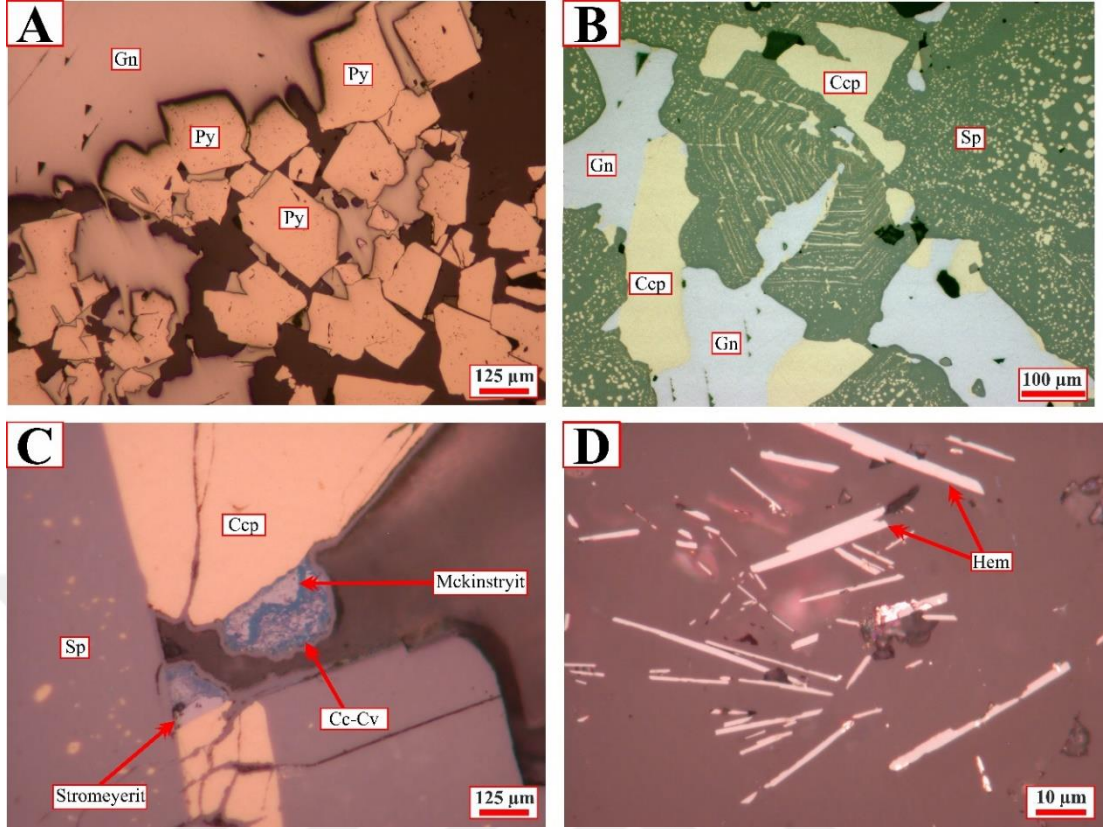
- Zon-1 ve Zon-2'ye ait iri kuvars kristallerinde baskın olarak tüysü doku, yer yer ince taneli yalancı iğnemsî kuvars dokusu gözlenmekte ve cevher minerallerinin bu iri kristallere ait sınır boşluklarına yerleştiği görülmektedir (Şekil 4.51A-B).
- Zon-3'te baskın olarak zonlu ve yapboz/mozaik doku ve yer yer kuvars kristallerinin üzerinde gelişen geç evre karbonat fazını işaret eden kalsit oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.51C-D).
- Zon-4'te ise kolloform-krastriform dokunun ritmik ardalanmalı sınırları boyunca killeşmeler ve oksitlenmeler gözlenmektedir (Şekil 4.51E-F).



Şekil 4.51 Cevherleşmenin 275 m kotundaki IV. damara ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) İri taneli kuvars kristallerindeki tüysü doku. C ve D, + ve // nikol görünüm) Kuvars kristallerinin üzerine gelişen kalsit oluşumları. E ve D, + ve // nikol görünüm) kolloform-krastriform kuvars dokusunun ritmik aralanmalı sınırları boyunca gelişen killeşme ve oksitlenme. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Qz-Kuvars

Cevherleşmenin daha yoğun olduğu Zon-5'ten hazırlanan parlak kesit üzerinde yapılan incelemeler sonucunda, bolluk sırasına göre sfalerit, galen, kalkopirit, hematit, kalkozin-kovellin ve dijenit gözlenmektedir (Şekil 4.52).

Üst kotta da gözlemlendiği üzere, pirit cevherleşmenin erken evresini temsil etmektedir. Pirit taneleri öz-yarı özşekilli ve tane boyutları maksimum 200 mikrona erişmektedir. Piritler, yaygın olarak galen tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.52A).



Şekil 4.52 Cevherleşmenin 275 m kotundaki IV. damara ait parlak kesit mikrofotografaları (+ nikol görünüm) A) Cevherleşmede az oranda gözlenen erken evre piritlerin galen tarafından çevrelenmesi. B) Sfaleritlerde gözlenen kalkopirit eksolüsyonları. C) Kalkopirit ile ilişkili stromeyerit ve mckinstryit ve süperjen alterasyon sonucu kalkozin-kovellin tarafından ornatımları. D) Spekülar hematit iğnecikleri. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Hem-Hematit, Sp-Sfalerit

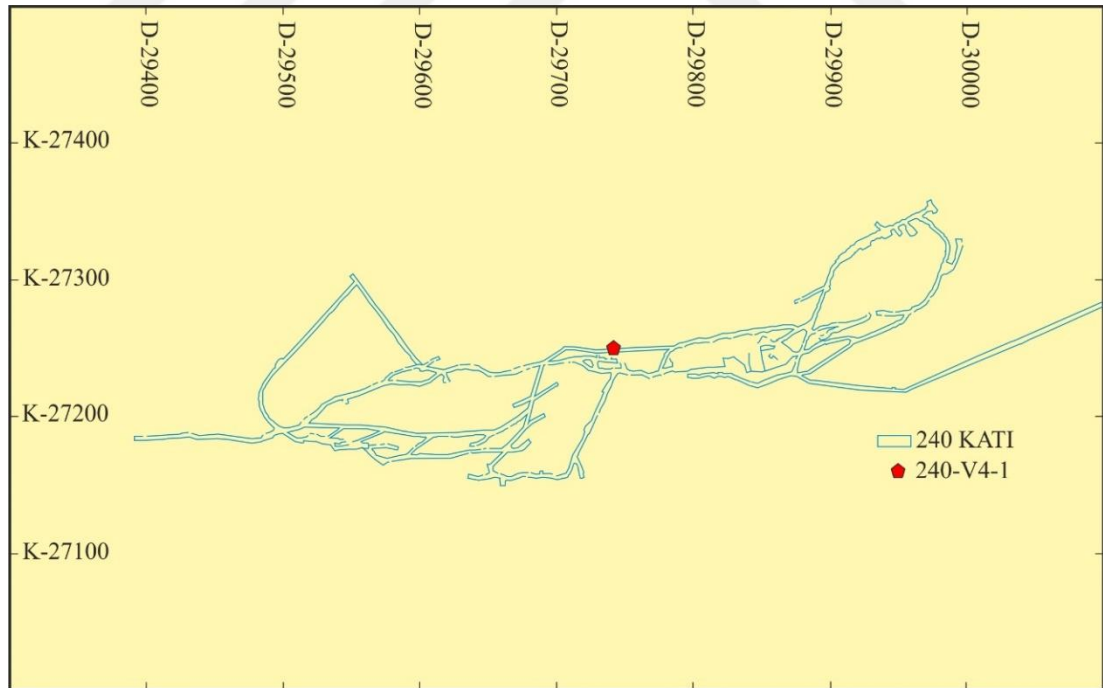
Galen, kalkopirit ve sfalerit tarafından ornatılmaktadır. Kalkopiritte cevherleşmenin geç evresini temsil eden sfalerit tarafından ornatılmıştır. Sfalerit yaygın olarak kristal büyüme zonlarında kalkopirit eksolüsyonları içermektedir (Şekil 4.52B). Kalkopiritlerle ilişkili Ag-Cu sülfidlerden stromeyerit ve mckinstryit mineralleri yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.52C). Süperjen alterasyon sonucu, ana cevher minerallerinin ve Ag-sülfidlerin tane sınırları boyunca ikincil kalkozin-kovellin oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.52C).

Cevherleşmenin üst galeri katından (308 m) farklı olarak, bu katta spekülar hematit gözlenmektedir. Hematit kristalleri genellikle çubuksu ve iğne şekilli olup, ışınsal toplanımlar sunmaktadır (Şekil 4.52D).

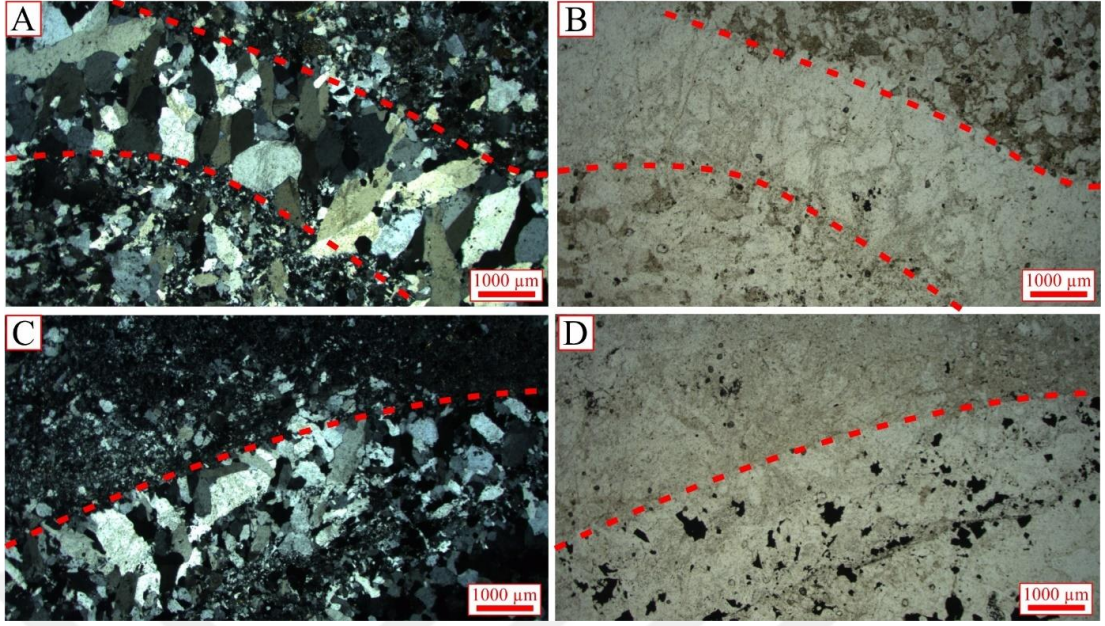
4.2.1.4 240 m Galeri Katı

Cevherleşmenin 240 m kotunda yer alan galeri katının IV. damarından 1 adet örnek alınmış ve incelenmiştir (Şekil 4.53). Cevherleşmede yapılan makro gözlemler sonucu en yaygın gözlenen cevher minerali galendir. Cevherleşmeye eşlik eden gang minerali ise kuvarstır. Örnekler üzerinde yapılan makro incelemeler sonucunda 2 farklı kuvars evresi gözlenmektedir. Erken evreye ait kuvars breşleri, iri taneli kuvars ve saçınım haldeki sülfidler tarafından çevrelenmektedir. Bu iri taneli kuvarslar yer yer tarak dokusu sunmaktadır. Bu zondaki cevher mineralleri bolluk sırasına göre galen, sfalerit ve kalkopirittir.

İnce kesitler üzerinde yapılan mikroskopi çalışmalarında, ince ve iri taneli geç evre kuvars kristallerinin kolloform-krastiform doku sunduğu gözlenmektedir (Şekil 4.54A-B). Erken evre kuvarslar çok ince taneli gözlenirken, iri taneli kuvars kristalleri daha geç evreyi temsil etmektedir (Şekil 4.54C-D).



Şekil 4.53 Cevherleşmenin 240 m kotuna ait kat ve örnek lokasyon haritası



Şekil 4.54 Cevherleşmenin 240 m kotundaki IV. damara ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) İri ve ince taneli geç evre kuvars kristallerden oluşan kolloform-krastiform doku. C ve D, + ve // nikol görünüm) Erken evre (çok ince taneli) ve geç evre (iri taneli) kuvars arasında gözlenen sınır

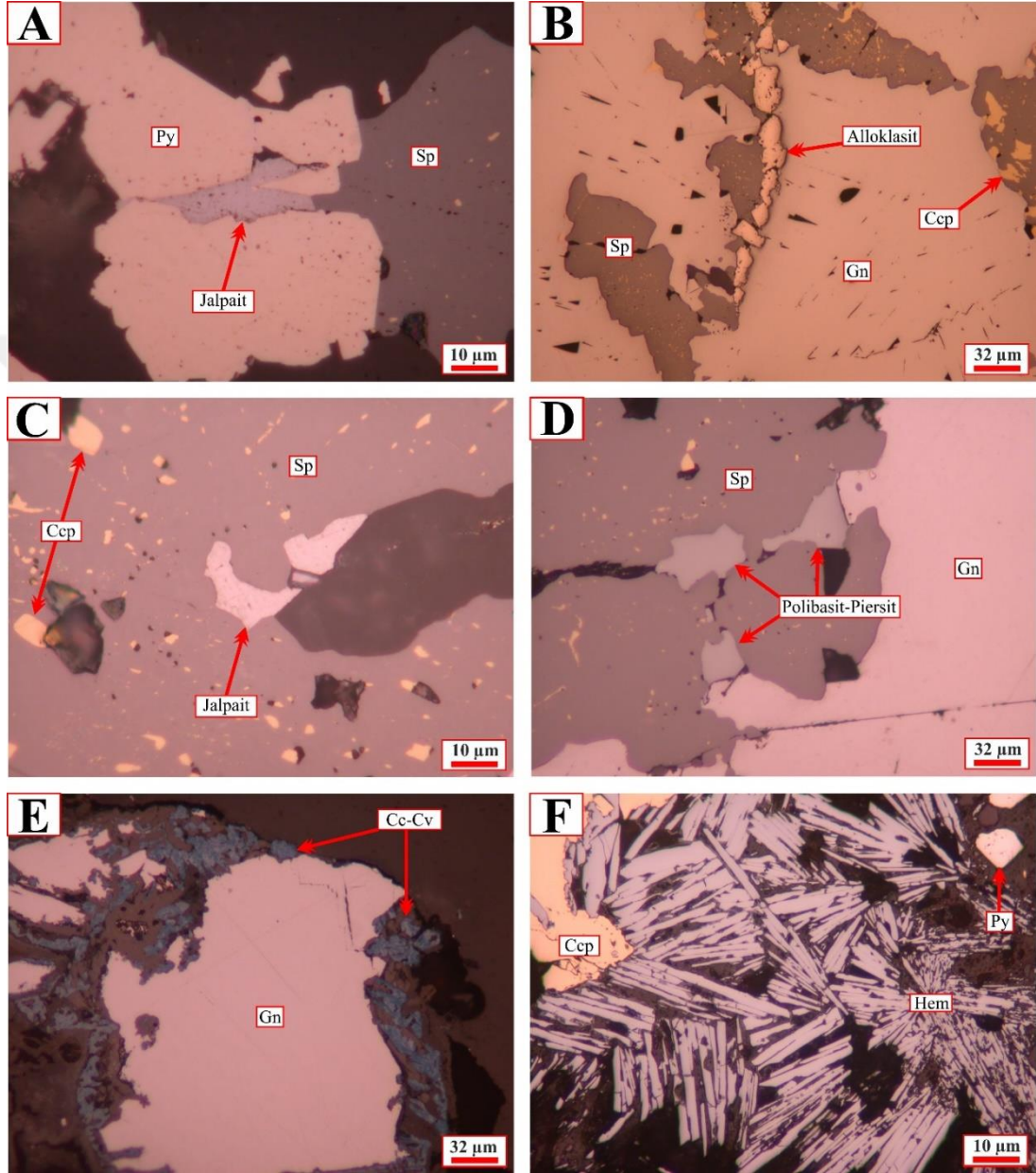
Bu kattan parlak kesitler üzerinde yapılan incelemeler sonucu, bolluk sırasına göre galen, kalkopirit, sfalerit, pirit, alloklasit, hematit, kalkozin-kovellin, jalpait ve polibasit-piersit gözlenmektedir.

Öz-yarı özşekilli ve maksimum 100 mikron tane boyutlarına erişen piritler erken evreyi temsil ederken (Şekil 4.55A), daha ince taneli ve yarı özşekilli alloklasitler ince taneli ve çizgisel uzanımlar sunmaktadır (Şekil 4.55B) Piritler yaygın olarak baz metal sülfidler ve hematit tarafından ornatılmaktadır.

Galen, sfalerit ve kalkopirit tarafından ornatılmakta ve tane kenarlarında süperjen alterasyon sonucu kalkozin-kovellin oluşumları gözlenmektedir. Geç evrede oluşan sfalerit yaygın olarak kalkopirit eksolüsyonları içermektedir (Şekil 4.55B-D). Diğer katlarda da gözlendiği üzere, sfalerit tüm sülfid minerallerini ornatmaktadır.

Cevherleşmenin bu katında yaygın olarak geç evre Ag-Cu minerali jalpait (Şekil 4.55A ve Şekil 4.55C) ve gümüş sülfotuzları piersit-polibasit (Şekil 4.55D)

gözlenmektedir. Jalpait açık grimsi tonlarda ve yaygın olarak geç evrede piritin boşluklarına yerleşmiştir (Şekil 4.55A). Açık yeşilimsi tonlarda polibasit-piersit ise sfalerit ile ilişkili olarak kırık ve çatlaklarda gözlenmektedir (Şekil 4.55D).

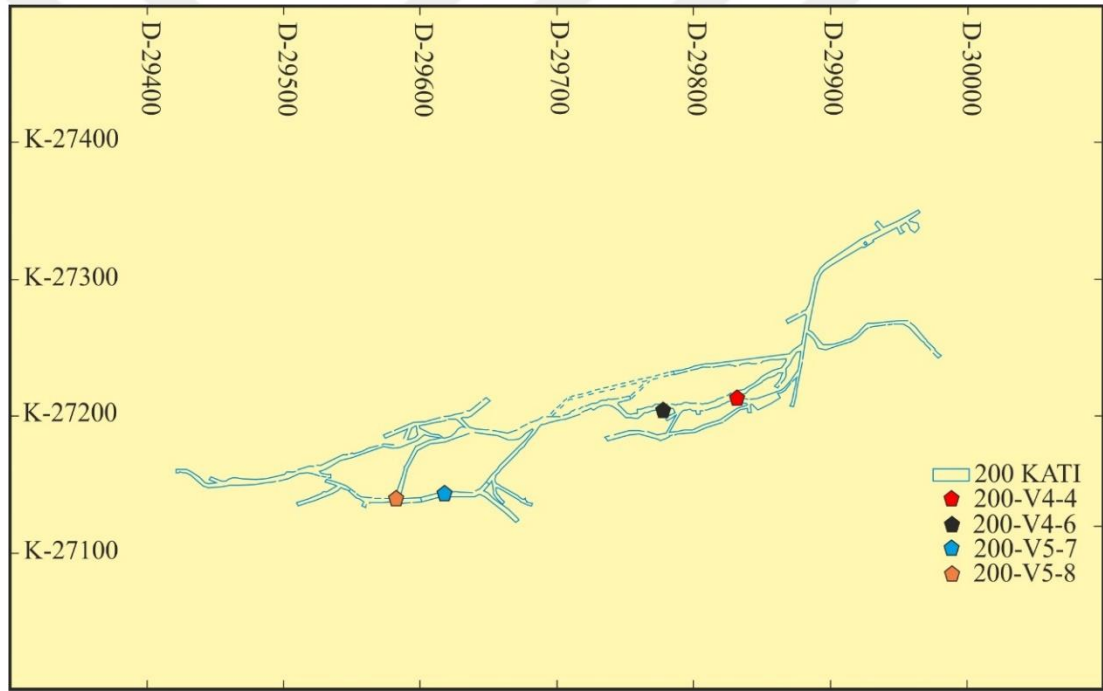


Şekil 4.55 Cevherleşmenin 200 m kotundaki IV. damara ait parlak kesit mikrofotografı (+ nikol görünüm) A) Erken evreyi temsil eden öz-yarı özşekilli pirit taneleri ve boşluklarına yerleşmiş jalpait. B)) Kalkopirit eksölüsyonları içeren geç evre sfaleritin galeni ornatımı ve çizgisel dizilimler sunan alloklasit taneleri. C) Sfalerit ile ilişkili geç evre jalpait oluşumları. D) Sfalerit ile ilişkili polibasit-piersit oluşumları. E) Galen etrafında süperjen alterasyon sonucu oluşan ikincil kalkozin-kovellin. F) Bol oranda gözlenen spekülär hematit iğnecikleri. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Hem-Hematit, Py-Pirit, Sp-Sfalerit

Süperjen alterasyon etkisi ile çoğu sülfid tanelerinin kenar zonlarında ve kırık-çatlakları boyunca kalkozin ve kovellin oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.55E). Örnekte bol miktarda çubuksu ve iğne şekilli spekülar hematit gözlenmektedir. Yer yer erken evre piritleri ornatmaktadır (Şekil 4.55F).

4.2.1.5 200 m Galeri Katı

Cevherleşmenin 200 m kotunda yer alan galeri katının IV. damarından 200-V4-4, 200-V4-6 ve V. damarından ise 200-V5-7 ve 200-V5-8 olmak üzere toplam 5 adet örnek alınmış ve incelenmiştir (Şekil 4.56).



Şekil 4.56 Cevherleşmenin 200 m kotuna ait kat ve örnek lokasyon haritası

4.2.1.5.1 IV. Damar. Örnekler üzerinde yapılan makro gözlemler sonucu, masif dokulu bir cevherleşme gözlenmekte ve en yaygın cevher minerali galendir. Galen çoğunlukla özşekilli ve tane boyu maksimum 2 cm'ye ulaşmaktadır. Damarın batısına doğru (200-V4-6) sfalerit oranında biraz artış gözlenmektedir. Cevherleşmede gang minerali olarak kalsit yaygın olarak gözlenirken, daha az oranla kuvars bulunmaktadır.

Örneklerden hazırlanan parlak kesitler üzerinde yapılan mikroskopi gözlemlerinde, bolluk sırasına göre galen, kalkopirit, sfalerit, pirit, arjantit, polibasit-piersit ve kalkozin-kovellin mineralleri bulunmaktadır. Cevherleşmenin erken evresini temsil eden pirit öz-yarı özşekilli ve maksimum tane boyları 2 mm'ye erişmektedir (Şekil 4.57A). Kesitin bazı bölümlerinde daha ince taneli piritler küresel toplanımlar sergilemektedir (Şekil 4.57A). Pirit, parajenezde bulunan diğer tüm sülfid mineralleri tarafından ornatılmaktadır.

Baskın cevher minerali olan galen, yaygın olarak kalkopirit ve sfalerit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.57B). Kalkopirit ise cevherleşmenin geç evresinde oluşmuş sfalerit tarafından ornatılmaktadır.

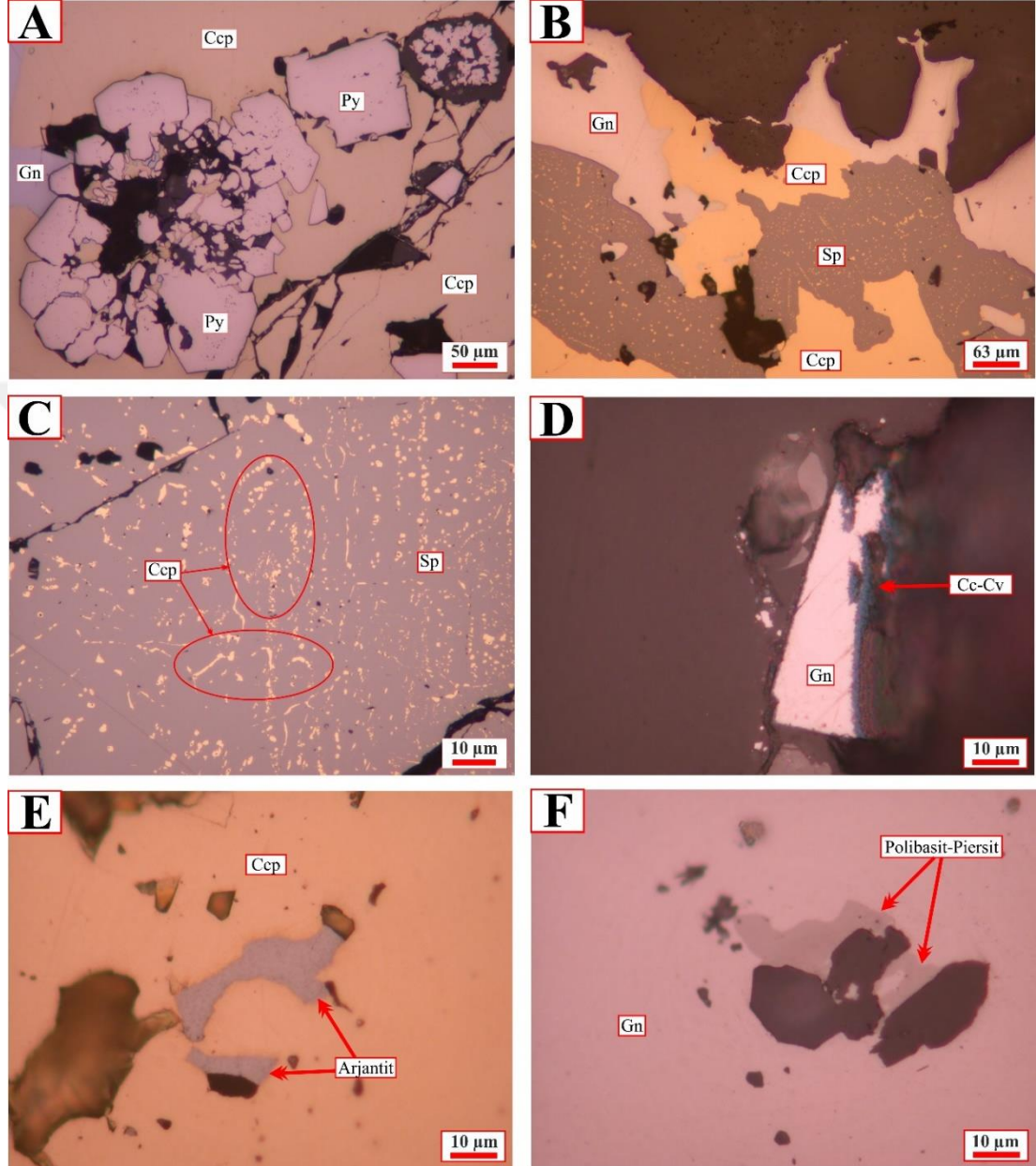
Sfalerit yaygın olarak düzenli ve yönlenmeli dizilimler sunan kalkopirit eksolüsyonları içermektedir (Şekil 4.57C). Örnekte, yer yer çok az oranda süperjen alterasyon sonucu ikincil oluşumlar halinde kalkozin-kovellin gözlenmektedir (Şekil 4.57D).

Önceki kotlardan farklı olarak, genellikle kalkopiritin kırık ve çatlaklarında geç evrede yerleşmiş arjantit gümüş mineralleri gözlenmektedir (Şekil 4.57E). Benzer şekilde, galen tanelerini ornatın gümüş sülfotuzları polibasit-piersit oluşumları içermektedir (Şekil 4.57F).

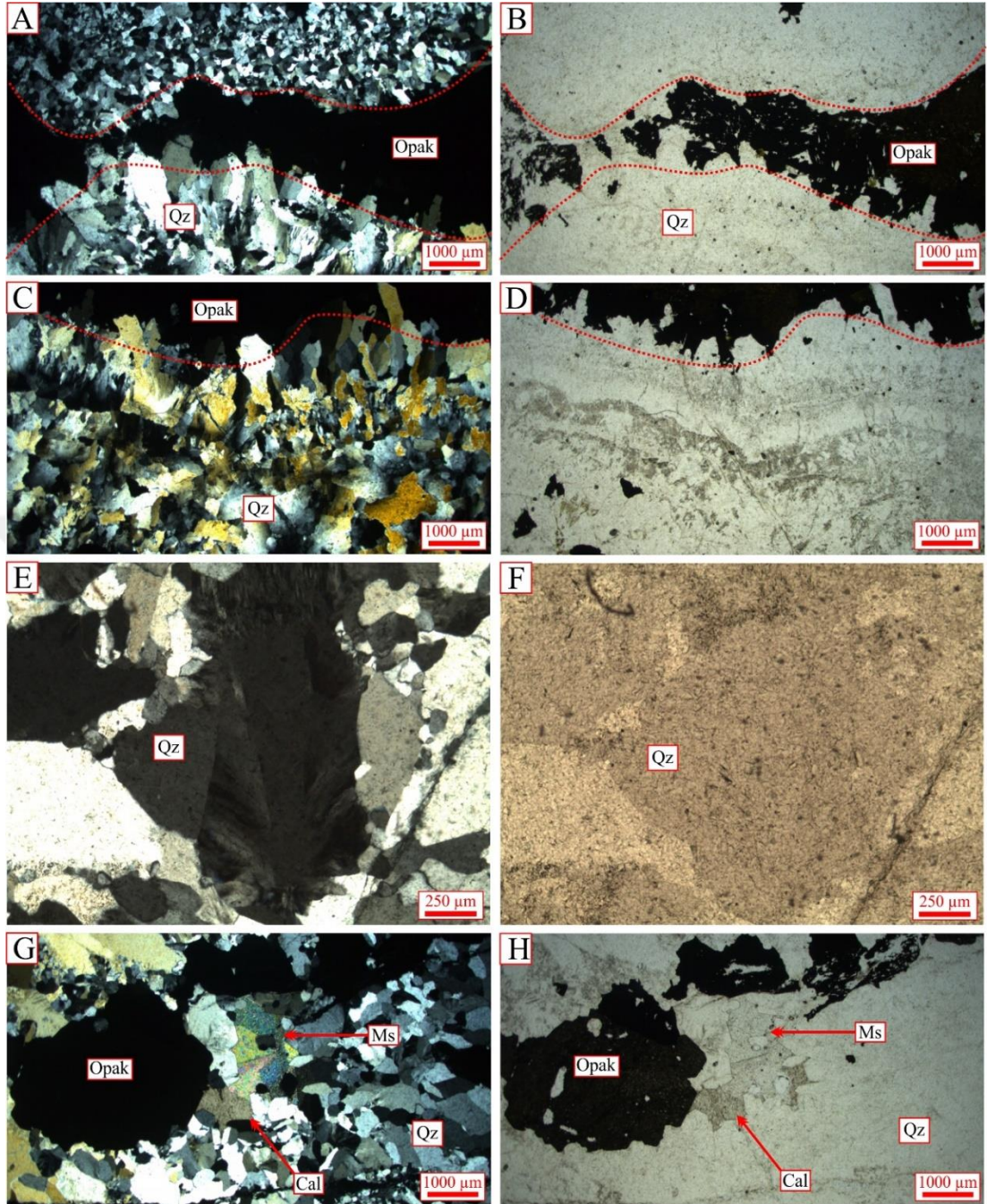
4.2.1.5.2 V. *Damar*. Galeriden alınan örnekler üzerinde yapılan makro incelemelerde, cevherleşmenin genelinde kolloform-krastiform doku hakimdir. Örnek, bolluk sırasına göre galen, sfalerit, kalkopirit ve pirit parajenezine sahiptir. Sülfid bantları ile birlikte daha düşük oranda kuvars aralanmasından oluşmaktadır.

El örneklerinden hazırlanan ince kesitlerde, makro olarak da net gözlenebilen kolloform-krastiform doku bulunmaktadır (Şekil 4.58A-B). Kolloform-krastiform dokuyu oluşturan kuvars kristalleri, ince taneliden kaba taneliye doğru geçiş sunmaktadır (Şekil 4.58A-B). İri kuvars kristallerinde tüysü ve yalancı iğnemsî

dokular (Şekil 4.58C-F) ve yer yer kuvars boşluklarına yerleşmiş muskovit ve kalsit oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.58G-H).



Şekil 4.57 Cevherleşmenin 200 m kotundaki IV. damara ait parlak kesit mikrofotografaları (+ nikol görünüm). A) Yer yer küresel toplanımlar sunan piritler. B) Geç evre sfaleritin galen ve kalkopirit ornatması. C) Sfaleritte gözlenen yönlenmeli kalkopirit eksolüsyonları. D) Galenin süperjen alterasyon sonucu kalkozin-kovelline (Cc-Cv) dönüşümü. E) İlk olarak bu kotta gözlenen ve kalkopirit (Ccp) boşluklarına yerleşmiş arjantit gümüş minerali. F) Galeni ornatın polibasit-piersit gümüş sülfotuzları. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit



Şekil 4.58 Cevherleşmenin 200 m kotundaki V. damara ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B , + ve // nikol görünüm) Sırasıyla iri taneli kuvars, cevherli ve ince taneli kuvars zonlarının oluşturduğu kolloform-krastiform doku. C ve D , + ve // nikol görünüm) İri taneli kuvars kristallerinde gözlenen tüysü doku. E ve F, // ve + nikol görünüm) Yalancı iğnemsî dokuya sahip kuvars kristali. G ve H, // ve + nikol görünüm) Kuvarsların boşluklarında gözlenen muskovit ve kalsit. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Ms-Muskovit, Qz-Kuvars

Örneklerden hazırlanan parlak kesitler üzerinde yapılan mikroskopi gözlemlerinde, Parajenez bolluk sırasına göre galen, kalkopirit, sfalerit, pirit, kuvars, hematit, manyetit, polibasit-piersit, sülfarsenid ve altın minerallerinden oluşmaktadır.

Erken evreyi temsil eden öz-yarı özşekilli piritlerin tane boyları maksimum ~150 mikrondur (Şekil 4.59A). Kesitlerin bazı bölümlerinde, geç evre piritler (Py-II) konsantrik yapıli küresel toplanımlar halinde gözlenmektedir (Şekil 4.59B). Diğer katlarda da gözlendiğı üzere, piritler kalkopirit ve galen tarafından çevrelenmiştir.

İnce taneli ve çizgisel dizilimler sunan sülfarsenidler, minerallerin kırık-çatlakları boyunca dolgu olarak yerleştiğı görülmektedir (Şekil 4.59A).

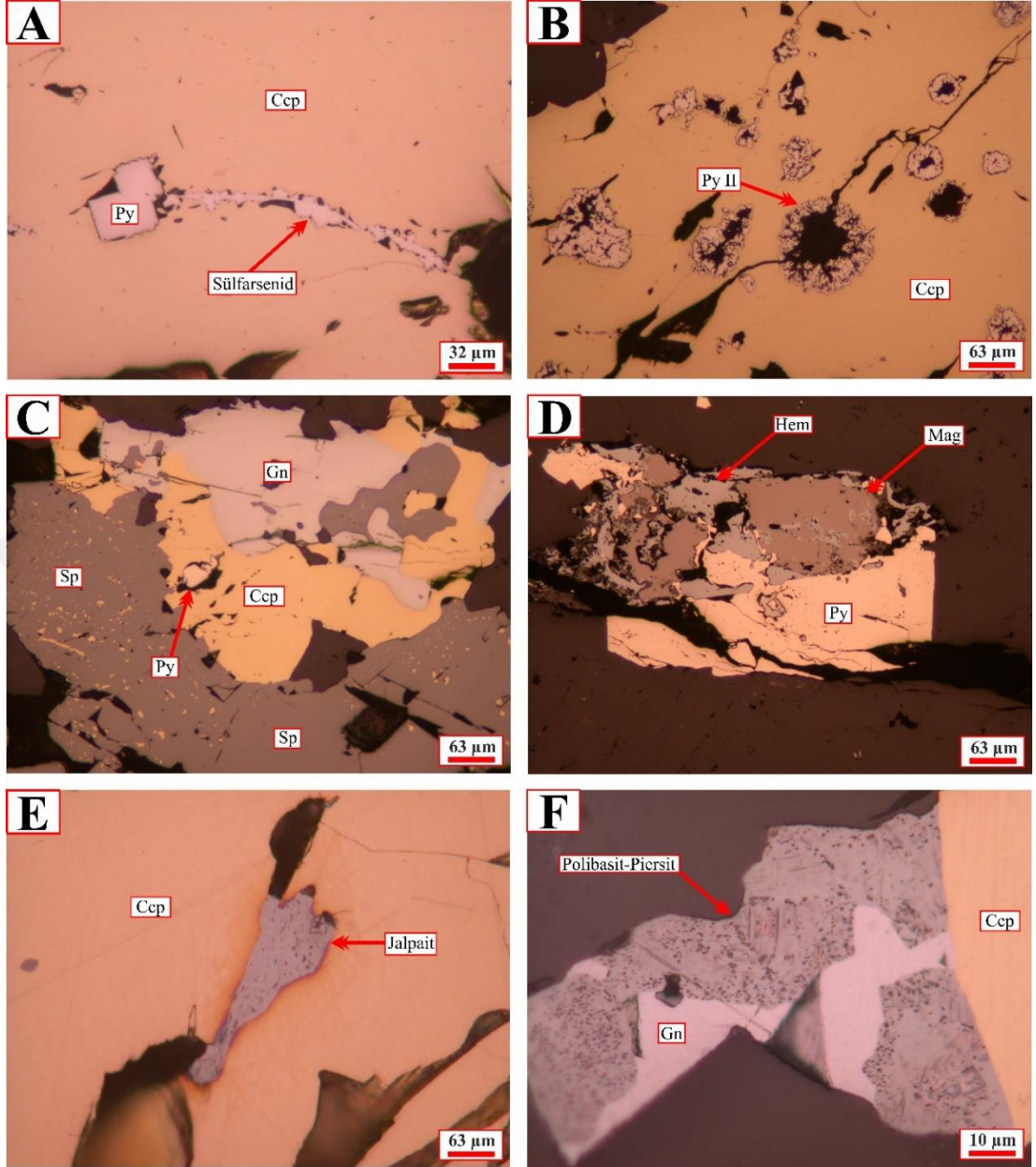
İri taneli galenler yaygın olarak kalkopirit ve sfalerit tarafından ornatılmıştır (Şekil 4.59C). Daha geç evreyi temsil eden ve yaygın kalkopirit eksolüsyonları içeren sfalerit ise tüm sülfid minerallerini ornatmaktadır (Şekil 4.59C).

Üst kottardan farklı olarak, hematit ve manyetit gözlenmektedir. Kesitlerin bazı bölümlerinde, manyetit tanelerinin hematite dönüşümleri gözlenmekte ve her iki mineral yaygın olarak piriti ornatmaktadır (Şekil 4.59D).

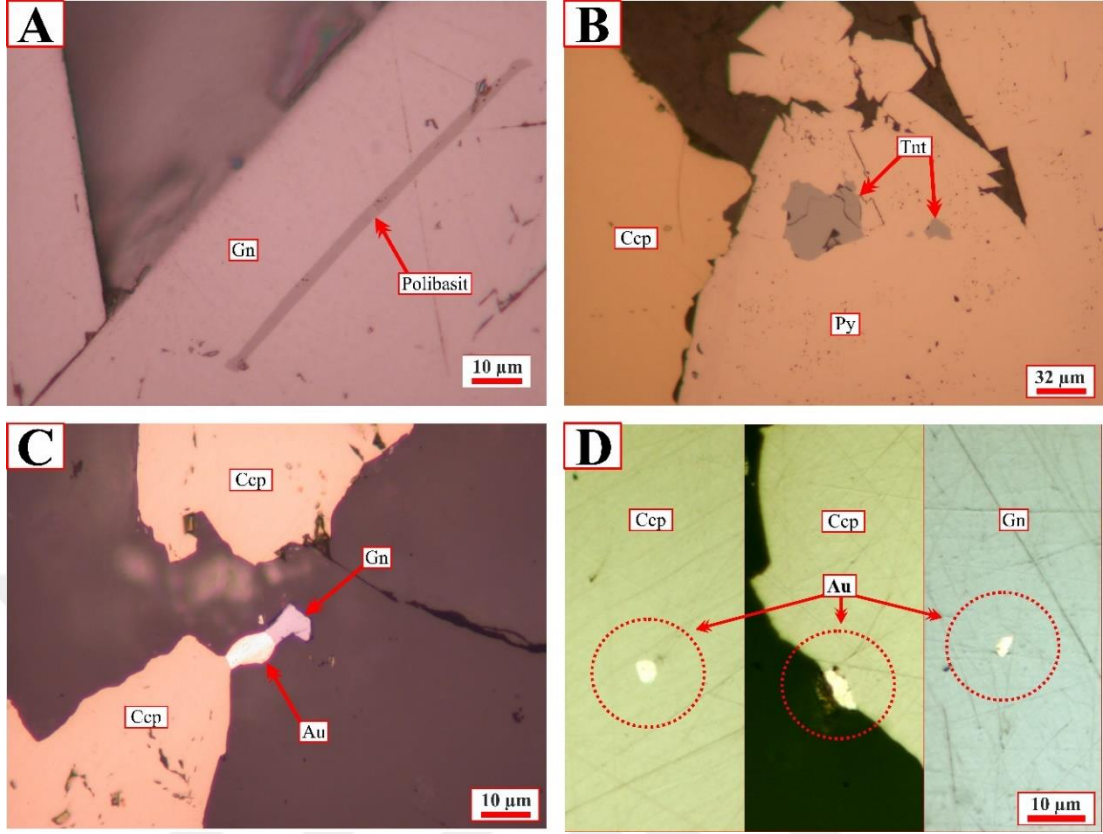
Bu kottaki V. damar, yüksek miktarda gözlenen gümüş ve altın mineralleri ile diğer bölgelerden ayrılmaktadır.

Kalkopirit ile ilişkili olarak Ag-Cu minerali Jalpait oluşumları bulunmaktadır (Şekil 4.59E). Polibasit-piersit ise yaygın olarak galenin sınırları boyunca kemirilmeler halinde geç evre oluşumu olarak gözlenmektedir (Şekil 4.59F). Galen tanelerinin dilimleri boyunca tenantit oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.60A). Daha az oranda piritin kovuklarında da tenanti bulunmaktadır (Şekil 4.60B).

Altın, kalkopirit tane sınırlarında ve galen içinde 7 mikrona varan ince taneler halinde bulunmaktadır (Şekil 4.60C-D).



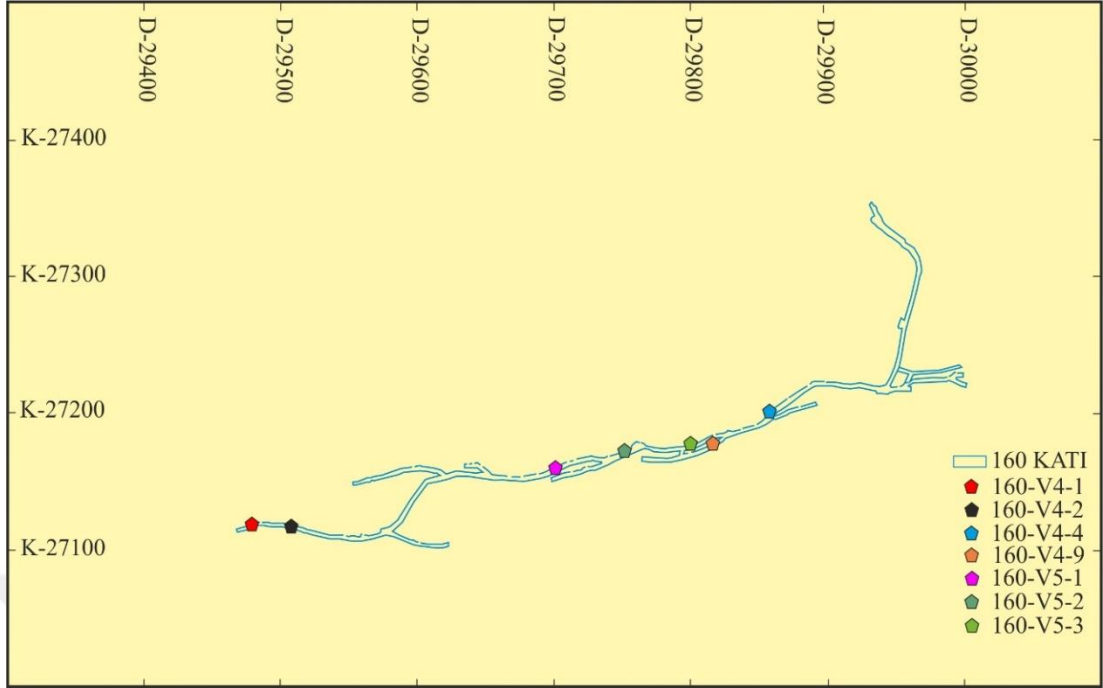
Şekil 4.59 Cevherleşmenin 200 m kotundaki V. damara ait parlak kesit mikrofotografaları (+ nikol görünüm). A) Özşekli erken evre piritlerin kalkopirit tarafından sarılması ve çizgisel dizilim sunan sülfarsenidler. B) Piritlerin konsantrik yapıli küresel toplanımlar halinde gözlenmesi. C) Galen ve kalkopiritin geç evre sfalerit tarafından ornatılması. D) Manyetit tanelerinin hematite dönüşümleri ve erken evre pirit tanelerinin ornatılması. E) Kalkopirit ile ilişkili jalpait. F) Galenin polibasit-piersit tarafından ornatılması. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Hem-Hematit, Mag-Manyetit, Py-Pirit, Sp-Sfalerit



Şekil 4.60 Cevherleşmenin 200 m kotundaki V. damara ait parlak kesit mikrofotografaları (+ nikol görünüm). A) Galenin dilinimleri boyunca gözlenen tenantit oluşumları. B) Piritin kovuklarına yerleşen tenantit taneleri. C-D) Kalkopirit ve galen ile ilişkili ince taneli altın oluşumları. C ve D, // ve + nikol görünüm) Geç evre gümüş sülfotuzu polibasitin galeni ornatması. Kısaltmalar: Au-Altın, Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Py-Pirit

4.2.1.6 160 m Galeri Katı

Cevherleşmenin 160 m kotunda yer alan galeri katının IV. damarından 160-V4-1, 160-V4-2, 160-V4-4, 160-V4-9 ve V. damarından ise 160-V5-1, 160-V5-2 ve 160-V5-3 olmak üzere toplam 3 adet örnek alınmış ve incelenmiştir (Şekil 4.61). Bu kottaki damarlar birbirine çok yaklaşımakta ve iki damar arasındaki mesafe 5 metreye kadar düşmektedir. Yeni açılan 120 m kotuna ait galeri katında bu iki damarın birleştiği gözlenmiştir.



Şekil 4.61 Cevherleşmenin 160 m kotuna ait kat ve örnek lokasyon haritası

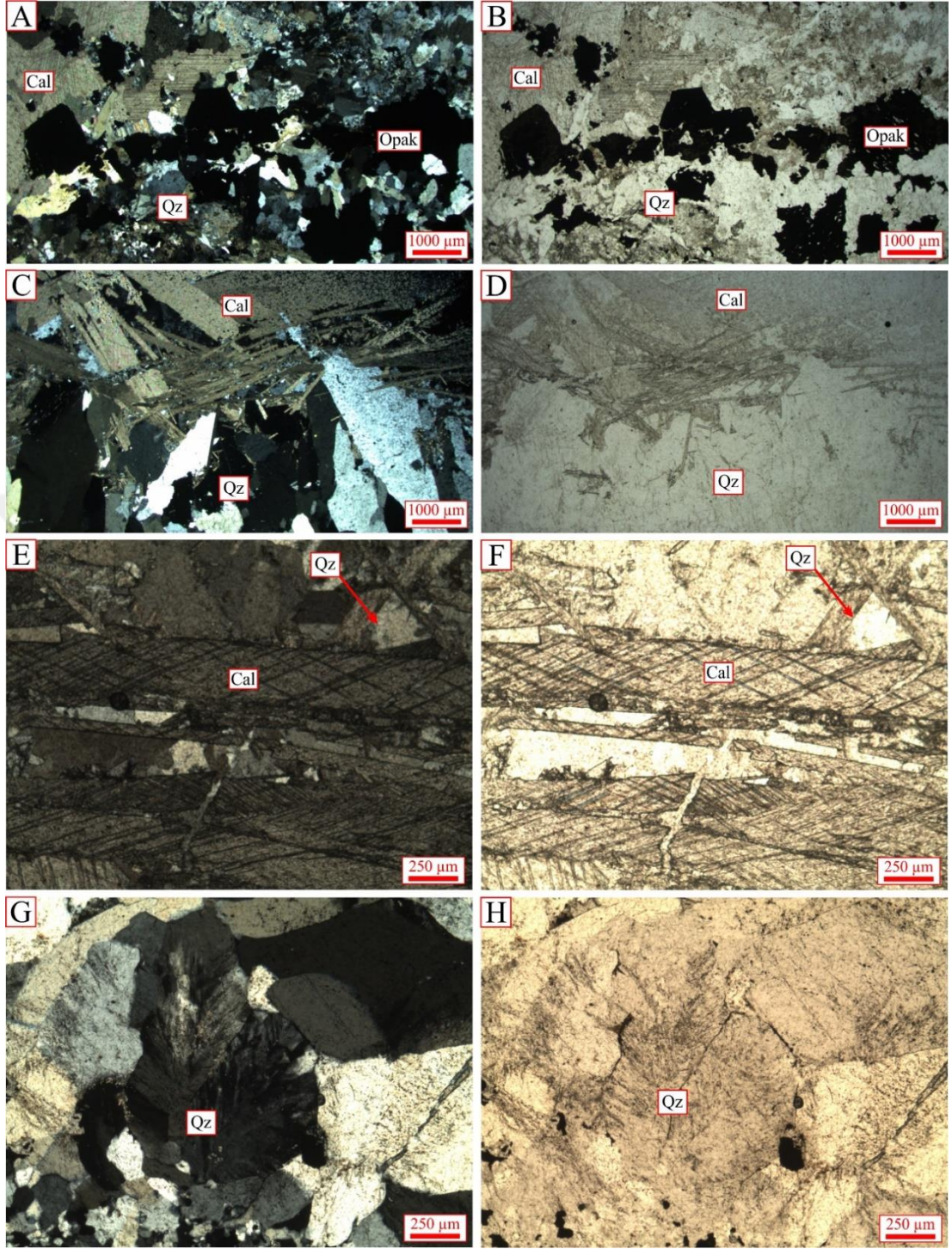
4.2.1.6.1 IV. *Damar*. Galeriden alınan örnekler üzerinde yapılan makro gözlemlerde parajenezde en yaygın bulunan cevher minerali galendir. Üst kotlara göre, bu katta kalkopirit, fahlerz ve sfalerit miktarında artış görülmektedir (Şekil 4.62). Piritler maksimum 2 mm'yi aşmayan tane boylarında parajenezde düşük oranlarda yer almaktadır.

Gang minerali olarak ise baskın kalsit ve çok az miktarda kuvars gözlenmektedir. Kalsitler çoğunlukla özşekilli ve maksimum 5 cm'e varan tane boylarına sahiptir. Cevherleşme, kalsit ve iri kristalli sülfid minerallerden yapıli bantların ardalanmasıyla kolloform-krastiform doku sunmaktadır.



Şekil 4.62 160 kotunda yer alan galerinin IV. damarında gözlenen galen-sfalerit-kalkopirit ve kalsit içerikli cevherleşme (Kişisel arşiv, 2014)

İnce kesitlerde yapılan mikroskopi incelemelerinde, makro olarak da net gözlenebilen kolloform-krastiform doku gözlenmektedir (Şekil 4.63A-B). Yaygın olarak kaynama zonuna işaret eden bıçak sırtı dokulu kalsit kristalleri, mozaik dokulu kuvars kristallerinin üzerine gelişen geç evre iri taneli karbonat fazı ve tüysü dokular gözlenmektedir (Şekil 4.63C ve D).



Şekil 4.63 Cevherleşmenin 160 m kotundaki IV. damara ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B , + ve // nikol görünüm) Kalsit-Kuvars-Cevherli zonların oluşturduğu kolloform-kraftiform doku. C-E ve D-F, + ve // nikol görünüm) Kaynamayı işaret eden kalsitlerdeki bıçak sırtı dokusu. G ve H, // ve + nikol görünüm) Kuvarlarda gözlenen tüysü doku. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Qz-Kuvars

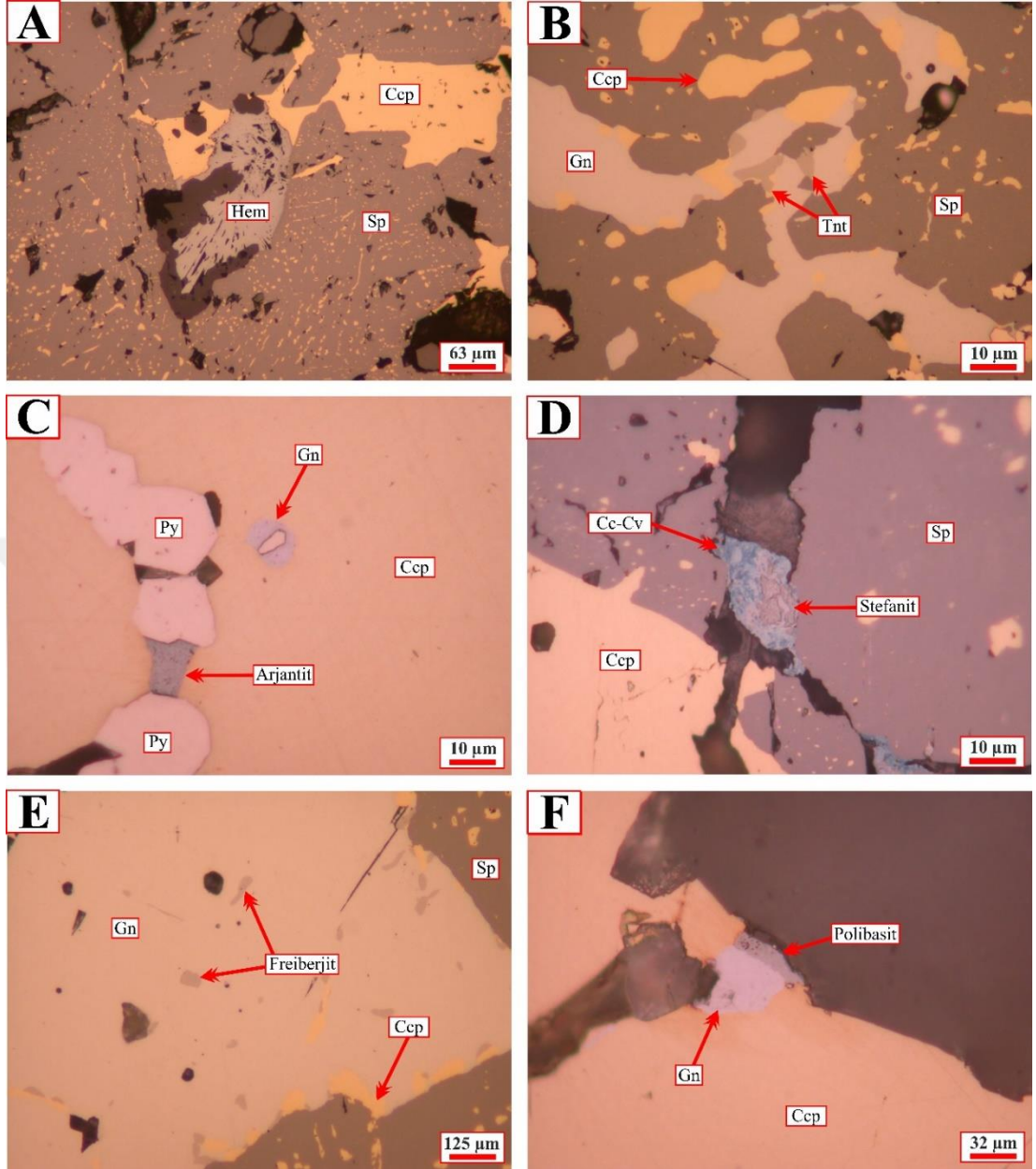
Cevherleşmeye ait parlak kesitlerde yapılan mikroskopi incelemelerinde, bolluk sırasına göre galen, kalkopirit, sfalerit, pirit, fahlerz grubu tenantit, gümüş mineralleri, kalkozin-kovellin, hematit ve arsenopirit gözlenmektedir (Şekil 4.64).

Cevherleşmenin erken evresini temsil eden piritler öz-yarı özşekilli ve maksimum 180 mikron tane boylarına ulaşmaktadır. Pirit taneleri parajenezdeki diğer sülfidler tarafından çevrelenirken, yer yer hematit tarafından ornatılmaktadır.

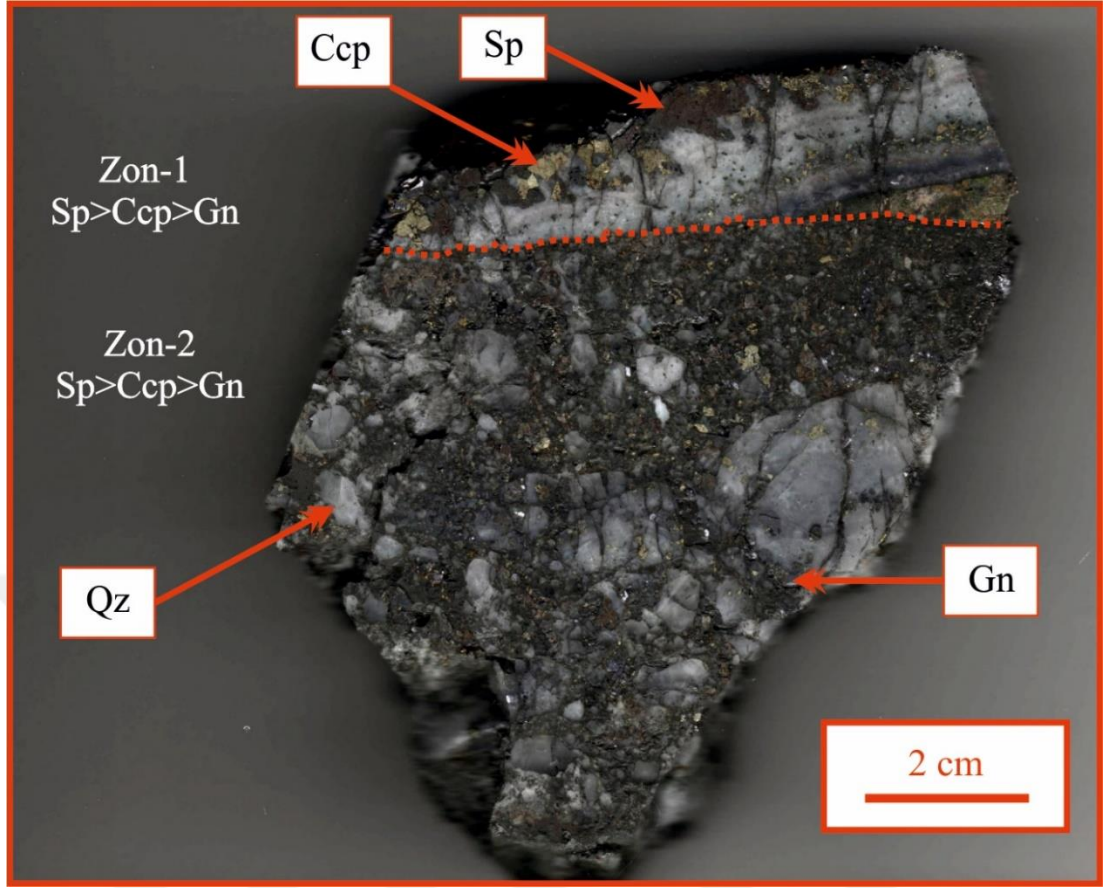
Yaygın olarak gözlenen galen, kalkopirit ve sfalerit tarafından ornatılmaktadır. Kalkopirit cevherleşmede gözlenen en yaygın bakır mineralidir (Şekil 4.64A-F). Geç evrede oluşan sfalerit yoğun olarak kalkopirit eksolüsyonları içermekte ve parajenezdeki diğer sülfid minerallerini ornatmaktadır (Şekil 4.64A-B). Az miktarda süperjen alterasyon sonucu oluşan kalkozin-kovellin gözlenmektedir (Şekil 4.64D). Diğer yaygın gözlenen cevher minerali hematit, çubuksu ve iğne şekilli olup kalkopirit ve geç evre sfaleriti ornatmaktadır (Şekil 4.64A).

Cevherleşmenin bu katında çok yüksek miktarlarda fahlerz grubu tenantit gözlenmektedir. Tenantit, saçınımlar halinde galen ile ilişkili olarak gözlenmektedir (Şekil 4.64B). Minerallerin boşluklarına yerleşmiş daha geç evreyi temsil eden arjantit ve stefanit gümüş mineralleri gözlenmektedir (Şekil 4.64C-D). Gümüş sülfotuzlarından polibasit ve daha az oranda freiberjit galen tanelerinin içinde ve sınırlarında gözlenmektedir (Şekil 4.64E-F).

4.2.1.6.2 V. *Damar*. Örnek dokusal olarak incelendiğinde 2 farklı zona ayrılmaktadır (Şekil 4.65). Zon-1, kuvars-sülfid aralanması ile kolloform-krastriform doku sunmaktadır. Zon-2, Zon-1'e ait klast parçalarını içererek breşik doku sunmaktadır. Bu zonda baskın olarak sfalerit, kalkopirit, galen ve pirit mineralleri gözlenmektedir. Cevher minerallerinin ortalama tane boyu 2 mm'yi aşmamaktadır.



Şekil 4.64 Cevherleşmenin 160 m kotundaki IV. damara ait parlak kesit mikrofotografaları (+ nikol görünüm). Sfaleritlerde kalkopirit eksolüsyonları ve sülfid minerallerinin hematit tarafından ornatımı. B) Galenle ilişkili tenanti oluşumları. C) Mineral boşluklarına yerleşen arjantit. D) Mineral boşluklarında stefanitin kalkozin-koveline dönüşümü. E) Galenle ilişkili freiberjit oluşumları. F) Galenle ilişkili polibasit oluşumları. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit, Tnt-Tenantit



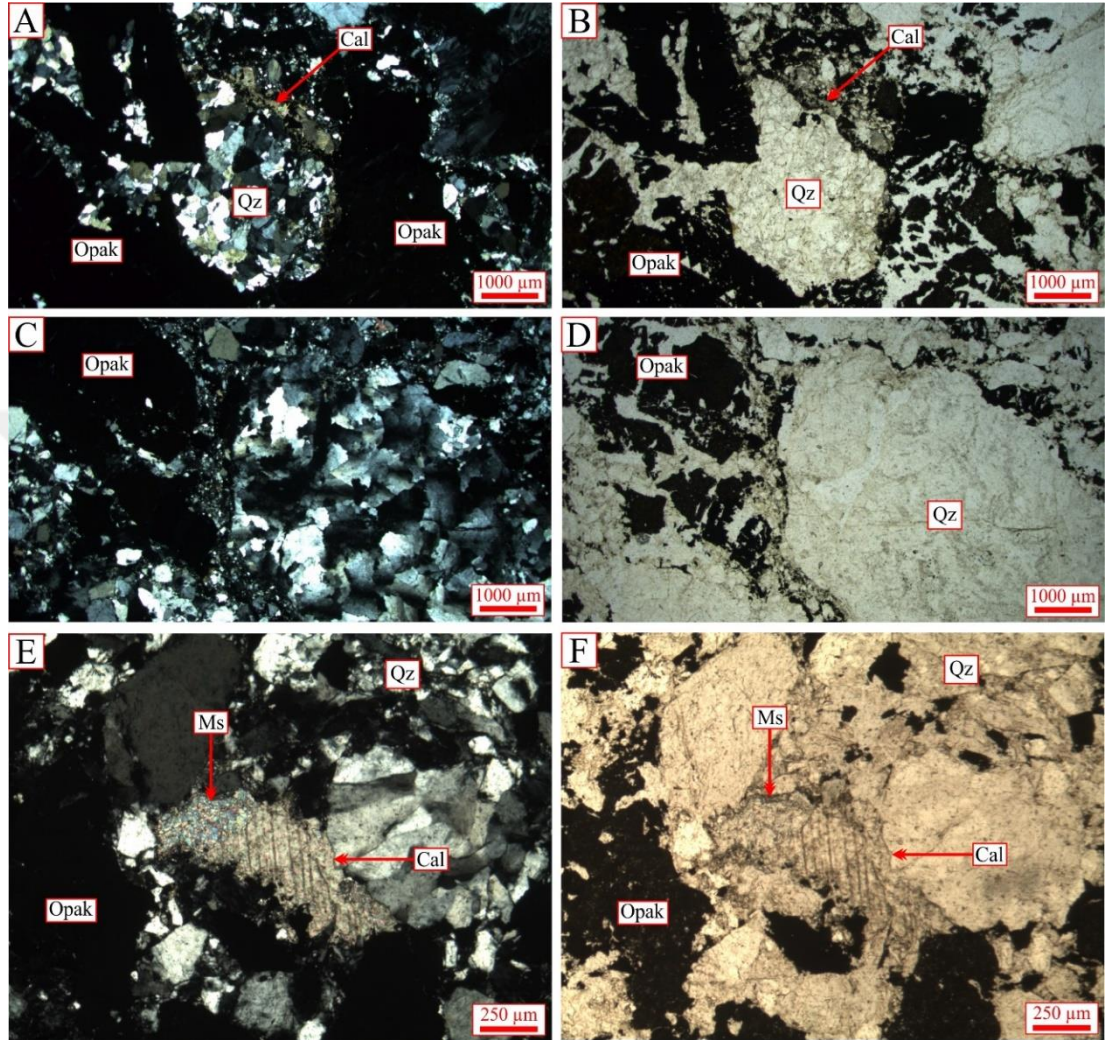
Şekil 4.65 Cevherleşmenin 160 m kotundaki V. damara ait el örneğinin (160-V5-2) makroskobik görüntüsü. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Sp-Sfalerit, Qz-Kuars

Bu örnekten (160-V5-2) hazırlanan ince kesitler üzerinde yapılan mikrokobik incelemelerinde, Zon-2'deki breşik dokunun klastları sülfid mineralleri tarafından çevrelendiği görülmektedir (Şekil 4.66). Yer yer kuvars tanelerinin çevrelerinde geç evre kalsit ve muskovit oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.66E-F).

Cevherleşmeye ait parlak kesitlerde yapılan mikroskobi incelemelerinde, bolluk sırasına göre kalkopirit, sfalerit, galen, pirit, tetraedrit, manyetit, hematit, altın ve gümüş mineralleri ve tetraedrite parajenezi oluşturmaktadır (Şekil 4.67). Diğer katlara göre, 160 katının V. damarı çok yoğun olarak tetraedrit içermektedir (Şekil 4.67A).

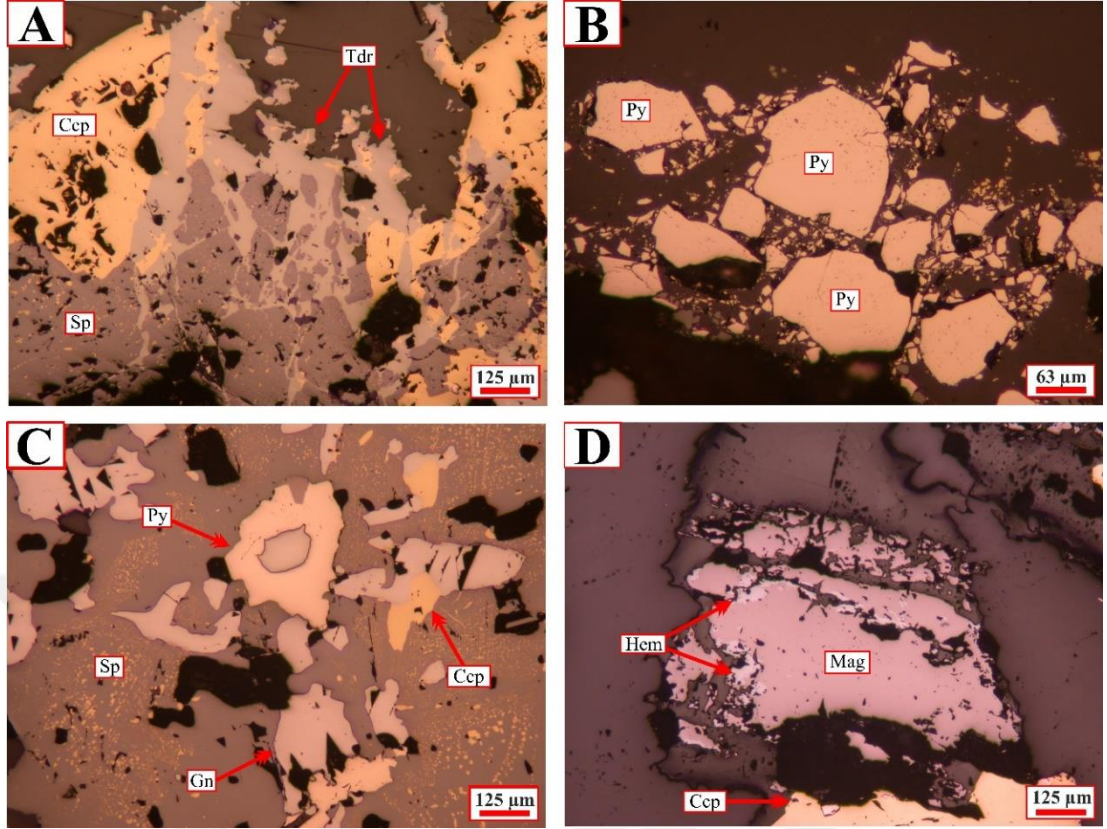
Erken evreyi temsil eden pirit taneleri öz-yarı özşekilli ve maksimum tane boyları 200 mikrondur. Kesitlerin bazı bölümlerinde, pirit tanelerinin boşlukları galen

tarafından doldurulmuş ve ornatılmıştır. Yer yer kuvars matriks içinde breşleşmiş pirit taneleri de gözlenmektedir (Şekil 4.67B).



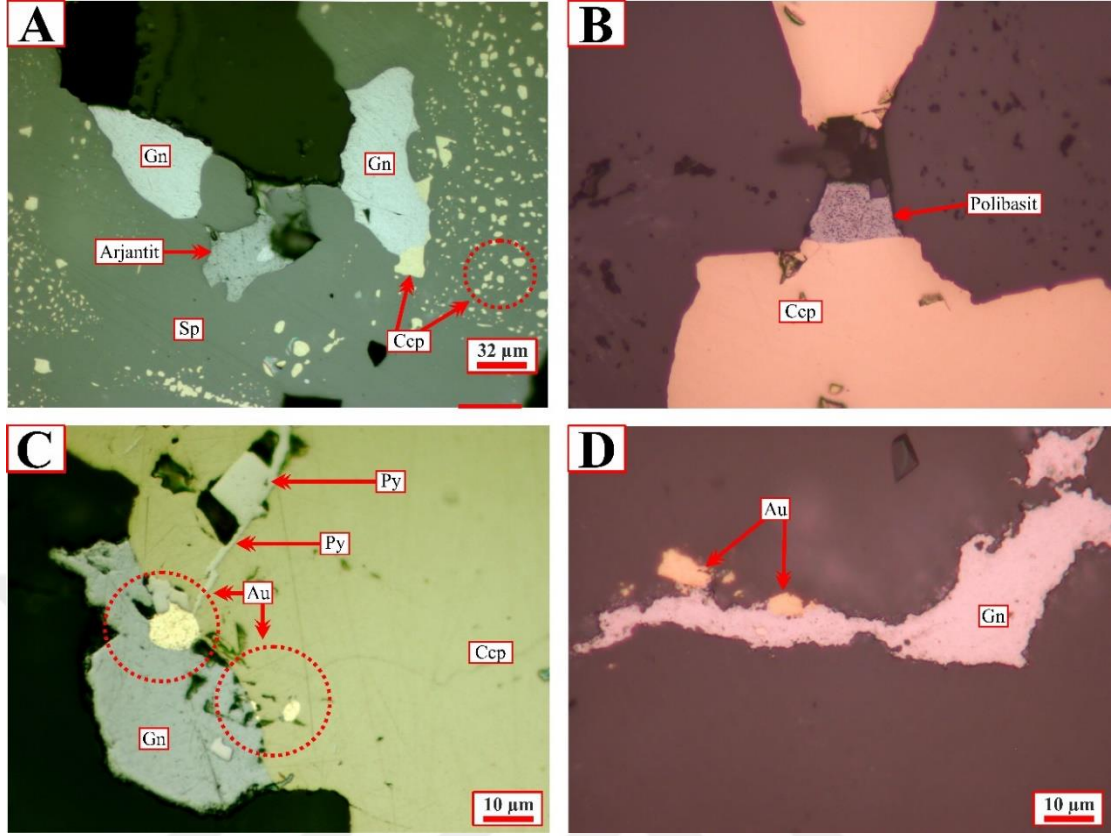
Şekil 4.66 Cevherleşmenin 160 m kotundaki V. damara ait ince kesit mikrofotografaları. A-C ve B-D, + ve // nikol görünüm) Kuvars klastlarının sülfid mineralleri tarafından çevrenmesi. E ve F, + ve // nikol görünüm) Kuvars tanelerinin çevrelerinde geç evre kalsit ve muskovit oluşumları.

Galen, kalkopirit ve sfalerit tarafından ornatılmakta ve kalkopirit ise sfalerit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.67C). Cevherleşmede yer alan tüm sülfid mineralleri, parajenezde bol miktarda bulunan fahlerz grubu tetraedrit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.67A). Yer yer iri taneli manyetitler gözlenmekte ve kristal sınırları boyunca kısmen hematite dönüşmüştür (Şekil 4.67D).



Şekil 4.67 Cevherleşmenin 160 m kotundaki V. damara ait parlak kesit mikrofotografaları (+ nikol görünüm). A) Sfalerit ve kalkopiritin fahlerz grubu olan tetraedrit tarafından ornatılması. B) Kuvars matriks içinde breşleşmiş pirit (Py) taneleri. C) Galenin kalkopirit ve sfalerit tarafından ornatılması. D) Manyetitin hematite dönüşümü. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Hem-Hematit, Mag-Manyetit, Py-Pirit, Sp-Sfalerit

Bu katta, kalkopirit kovuk-kırıklarına yerleşen, yer yer piriti çevreleyen ve galeni ornatan arjantit, stefanit ve polibasit oluşumları yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4.68A-B). Benzer şekilde, diğer katlara göre çok daha yüksek miktarda altın taneleri bulunmaktadır. Altın, galen ve kalkopirit ile ilişkili görülmektedir (Şekil 4.68C-D).

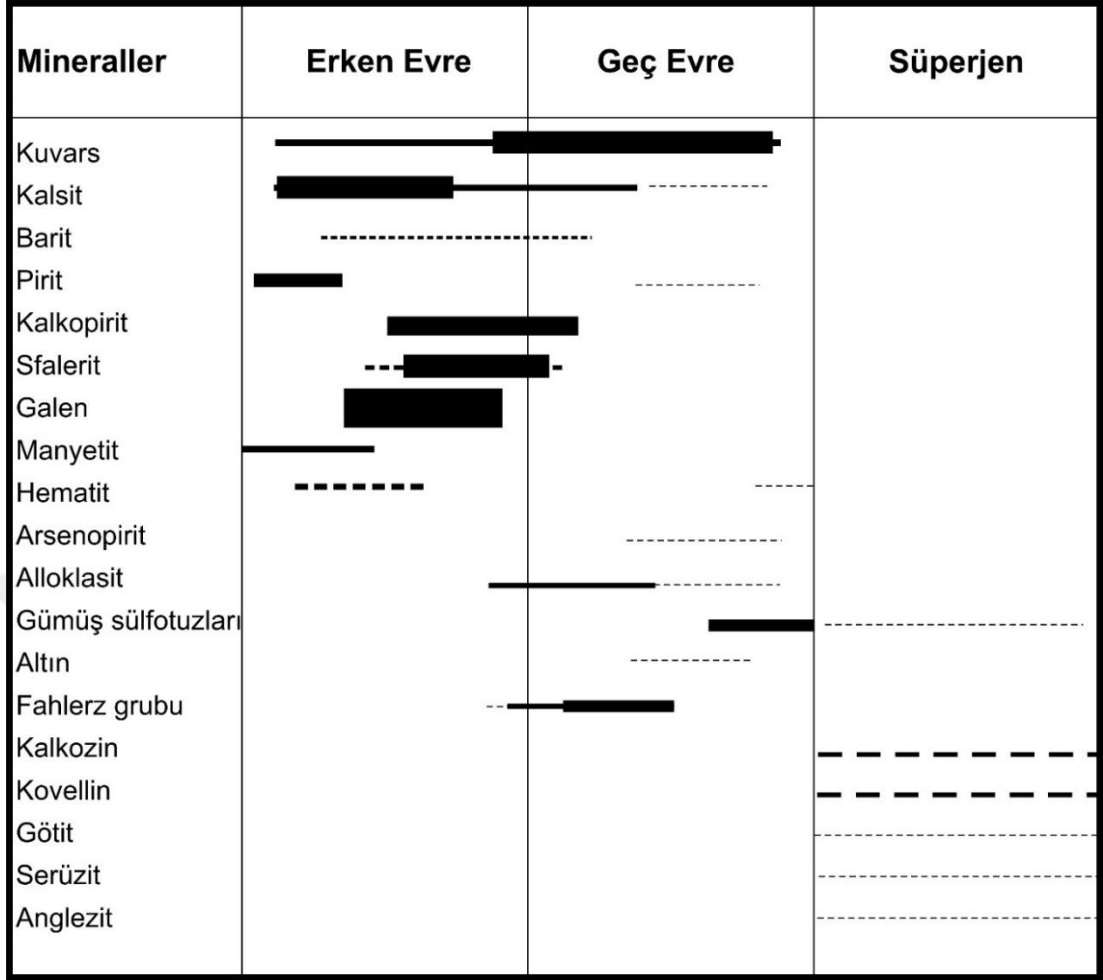


Şekil 4.68 Cevherleşmenin 160 m kotundaki V. damara ait parlak kesit mikrofotografı (+ nikol görünüm). A) Sfaleritin kovuğuna yerleşen ve ornatılan arjantit. B) Kalkopiritin polibasit tarafından ornatılması. C) Galen ve kalkopirit ile ilişkili altın taneleri. D) Galen tanelerinin tane sınırında gözlenen altın oluşumları. Kısaltmalar: Au-Altın, Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit

Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au epitermal cevherleşmesine ait parajenez ve ilişkili olduğu cevher mineralleri arasındaki süksesyon ilişkisi Şekil 4.69'da verilmiştir.

4.2.2 Arapuçandere Cevherleşmesine ait Mineral Kimyası Çalışmaları

Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Au±Ag cevherleşmesinde gerçekleştirilen cevher petrografisi incelemeleri sonucunda, her kata ait parlak kesitler üzerinde mineraller işaretlenerek mineral kimyası (mikroprob) çalışmaları yapılmıştır.



Şekil 4.69 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesine ait parajenez ve süksesyon tablosu

Piritlerin As içeriği cevherleşmenin üst katlarında maksimum 1,15 wt.% değerlerine ulaşırken, alt katlarda ise deteksiyon limitinin altında kaldığı görülmektedir (Tablo 10). Cevherleşmenin hemen hemen her katında piritlerde maksimum 0,86 wt.% değerine ulaşan Cu içeriği gözlenmektedir.

Cevherleşmenin 308 katında piritlerde zonlu büyümeler gözlenmiş olup, yapılan kimyasal analizler sonucunda bu zonların yüksek Co (maksimum 6,59 wt.%) içeriğine sahip kobaltoan-pirit oldukları tespit edilmiştir (Tablo 4.11). Aynı zonların Ni içeriği de ölçülmüş olup, değerler deteksiyon limitinin altında gelmiştir. Piritlerdeki yüksek Co içeriği, yüksek sıcaklık hidrotermal akışkan kökenine işaret etmektedir (Giri, Pandit ve Rao, 2018).

Tablo 4.10 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen piritlerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)

Örnek No	N		S	Fe	Cu	Zn	As	Total
308-V4-1	19	Min	51,54	46,46	0,00	d.l.a.	0,00	98,80
		Mak	52,37	48,20	0,35		0,41	100,46
		Ort	52,02	47,44	0,02		0,13	99,84
Mineral Formülü		(Fe _{1,02-1,04} Cu _{0,00-0,01})(S _{1,95-1,98} As _{0,00-0,01})						
308-V5-3	9	Min	50,92	45,54	d.l.a.	d.l.a.	0,00	98,15
		Mak	52,36	47,88			1,15	100,68
		Ort	51,74	47,20			0,36	99,77
Mineral Formülü		(Fe _{1,01-1,04})(S _{1,95-1,98} As _{0,00-0,02})						
275-V4-1	8	Min	51,83	46,75	d.l.a.	d.l.a.	0,00	99,91
		Mak	52,97	47,95			1,12	101,16
		Ort	52,54	47,41			0,23	100,46
Mineral Formülü		(Fe _{1,02-1,03})(S _{1,96-1,98} As _{0,00-0,02})						
240-V4-1	20	Min	50,93	44,44	d.l.a.	0,00	0,00	98,47
		Mak	56,30	47,59		1,80	1,07	102,75
		Ort	52,50	46,54		0,45	0,20	99,93
Mineral Formülü		(Fe _{0,94-1,04} Zn _{0,00-0,03})(S _{1,95-2,05} As _{0,00-0,02})						
200-V4-4	12	Min	51,36	46,00	0,00	d.l.a.	d.l.a.	99,53
		Mak	53,10	48,02	0,86			101,59
		Ort	52,31	47,43	0,12			100,54
Mineral Formülü		(Fe _{1,01-1,04} Cu _{0,00-0,02})(S _{1,96-1,98})						
200-V5-7	14	Min	51,64	46,85	0,00	d.l.a.	d.l.a.	99,27
		Mak	52,18	48,11	0,39			101,34
		Ort	51,96	47,60	0,11			100,17
Mineral Formülü		(Fe _{1,02-1,04} Cu _{0,00-0,01})(S _{1,95-1,98})						
160-V4-9	10	Min	52,17	47,34	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	99,80
		Mak	52,79	48,58				101,38
		Ort	52,44	47,89				100,67
Mineral Formülü		(Fe _{1,02-1,04})(S _{1,96-1,97})						
160-V5-2	15	Min	50,47	46,23	0,00	d.l.a.	d.l.a.	99,28
		Mak	52,32	47,42	0,31			101,41
		Ort	51,23	46,92	0,05			100,14
Mineral Formülü		(Fe _{1,01-1,04} Cu _{0,00-0,01})(S _{1,94-1,99} As _{0,00-0,04})						

Tablo 4.11. Arapuçandere cevherleşmesinin 308 katında gözlenen pirit ve kobaltoan-piritin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)

Örnek No	Mineral	N		S	Fe	Co	As	Total	
308-V5-3	Pirit-2	14	Min	52,06	45,81	d.l.a.	0,00	98,78	
			Mak	52,95	48,50		0,32	101,50	
			Ort	52,42	47,42		0,06	100,38	
	Mineral Formülü		(Fe _{1,00-1,04})(S _{1,96-2,00} As _{0,00-0,01})						
	Kobaltoan Pirit	21	Min	51,31	39,51	4,15	0,00	97,45	
			Mak	52,66	42,02	6,59	1,73	99,52	
			Ort	52,13	40,64	5,47	0,09	98,78	
	Mineral Formülü		(Fe _{0,87-0,92} Co _{0,09-0,14})(S _{1,97-2,00} As _{0,00-0,03})						

Sfaleritlerin demir içeriği epitermal yatakların sınıflamasında yaygın olarak kullanılmaktadır (Shikazono, 1974; Watanabe ve Soeda, 1981; Shikazono, 2003; Einaudi, Hedenquist ve İnan, 2003). Ortaç sülfidasyon Pb-Zn-Cu epitermal yataklarda

sfaleritin FeS içeriği yaygın olarak 1 ila 20 mol% arasında değişmektedir. Au-Ag damar tipi yataklarda ise Fe içeriği genellikle 1 mol%'den düşüktür. Bu değerlendirmeye uygun olarak, farklı katlara ait sfaleritler üzerinde yapılan mineral kimyası çalışmaları sonucunda (Tablo 4.12), sfaleritlerin FeS içeriği maksimum 10,33 mol% değerlerine ulaşmaktadır. Katlar arasında Fe içeriği ile ilgili herhangi bir zonlanma gözlenmemektedir. Diğer yandan, sfaleritlerin Cd içeriği genellikle düşük olmasına rağmen, altın minerallerinin gözlendiği 200 katında, sfaleritlerde Cd içeriğinin 2,79 wt. % değerlerine ulaştığı görülmektedir.

Cevherleşmenin her katında gözlenen galen, epitermal cevherleşmelerde gümüş için konak mineral olduğu düşünülmektedir (Tablo 4.13). Galenlerde yapılan mikroprob ölçümleri sonucunda, sadece 308 katına ait galen içerisinde maksimum 1,24 wt. % ulaşan Ag gözlenmiştir. Galenin aksine, fahlerz ve gümüş sülfotuzları, Arapuçandere cevherleşmesinin yüksek Ag içeriğinden sorumlu ana minerallerdir.

Sulfarsenid mineralleri özşekilli saçınımlar ve dentritik büyümeler halinde gözlenmektedir. Mineral kimyası analizleri sonuçlarında (Tablo 4.14); As içerikleri maksimum 45,63 wt.%, Fe içerikleri maksimum 34,87 wt.% ve Co içeriklerinin 33,48 wt.% değerlerine ulaştığı görülmektedir.

Sulfarsenidlerin bileşimleri kullanılarak FeAsS-CoAsS-NiAsS üçgen diyagram sınıflamasına düşürüldüklerinde (Şekil 4.70); V nolu damarın 308 ve 160 katlarında alloklasit bileşiminde, IV nolu damarın 160 katında ölçülen mineralin ise arsenopirit bileşimsel özelliğine sahip olduğu görülmektedir. Arsenopirit ~300 °C oluşum sıcaklığı gösterirken, alloklasit ~275 ila 425 °C arasında değişen sıcaklık aralığına düşmektedir.

Tablo 4.12 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen sfaleritlerin mineral kimyası sonuçları ve mol oranları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)

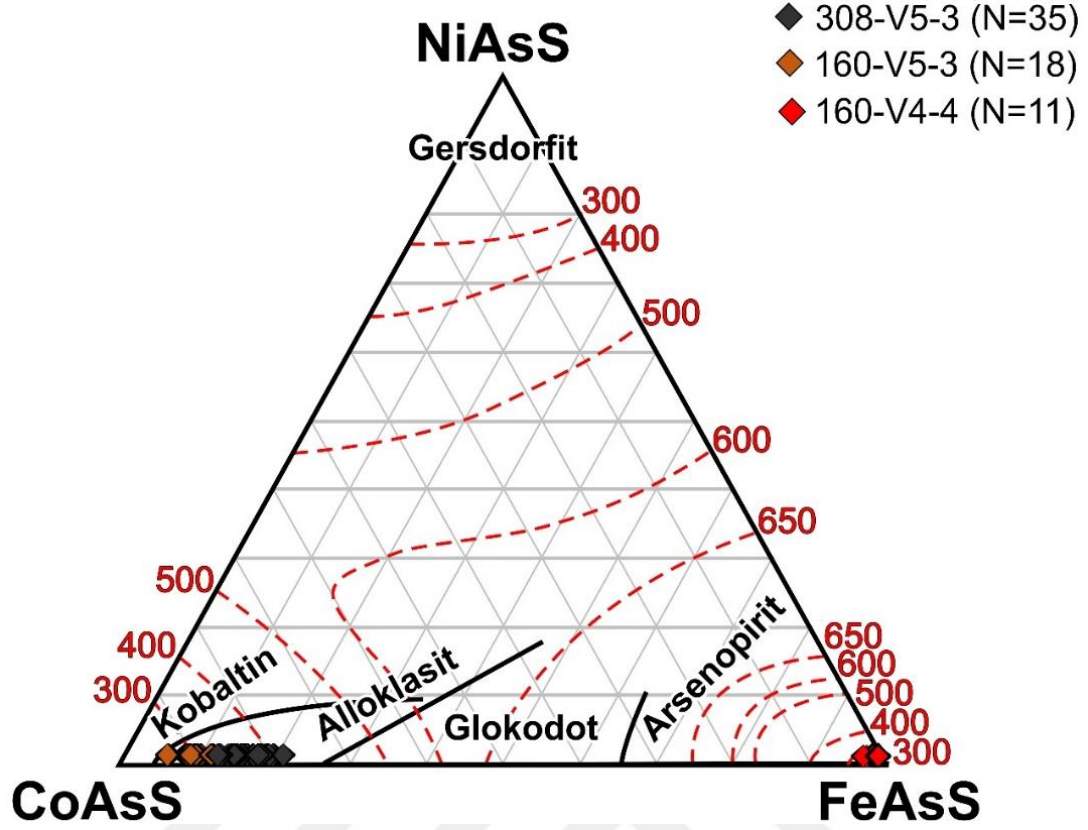
Örnek No	N		S	Mn	Fe	Cu	Zn	Cd	Total	ZnS	FeS	CdS	MnS
308-V4-2	8	Min	32,45	0,00	1,74	0,76	62,00	0,22	98,48	95,61	3,14	0,20	0,07
		Mak	33,20	0,12	2,22	1,37	63,29	0,55	99,53	96,29	4,01	0,49	0,22
		Ort	32,90	0,04	2,00	0,95	62,51	0,39	98,78	95,93	3,58	0,34	0,14
Mineral Formülü			(Zn _{0,93-0,95} Fe _{0,03-0,04} Cu _{0,01-0,02})(S _{1,00-1,02})										
308-V5-3	16	Min	32,55	0,11	1,97	0,00	59,95	0,16	98,71	89,30	3,44	0,14	0,20
		Mak	33,09	0,24	5,80	0,24	64,43	0,35	100,46	96,10	10,11	0,30	0,42
		Ort	32,80	0,18	4,19	0,04	62,22	0,25	99,68	92,20	7,27	0,22	0,31
Mineral Formülü			(Zn _{0,89-0,96} Fe _{0,03-0,10})(S _{0,99-1,00})										
275-V4-1	10	Min	32,85	0,00	1,29	0,00	64,13	0,17	99,50	95,95	2,24	0,15	0,12
		Mak	33,05	0,17	2,06	0,64	65,98	0,36	100,76	97,32	3,61	0,31	0,30
		Ort	32,96	0,08	1,53	0,13	65,16	0,26	100,12	96,92	2,67	0,22	0,18
Mineral Formülü			(Zn _{0,95-0,98} Fe _{0,02-0,04} Cu _{0,00-0,01})(S _{0,99-1,00})										
240-V4-1	9	Min	32,81	0,00	1,82	0,00	61,40	0,19	98,52	89,18	3,23	0,16	0,05
		Mak	33,11	0,21	3,00	0,92	64,41	0,34	99,97	96,22	10,33	0,30	0,37
		Ort	32,93	0,12	2,14	0,33	63,57	0,28	99,36	95,03	4,51	0,25	0,22
Mineral Formülü			(Zn _{0,92-0,96} Fe _{0,03-0,05} Cu _{0,00-0,01})(S _{1,00-1,01})										
200-V4-6	6	Min	32,55	0,00	2,36	1,10	61,70	0,34	98,68	94,13	4,18	0,30	0,05
		Mak	32,78	0,09	3,00	1,58	63,04	0,39	99,66	95,35	5,36	0,35	0,18
		Ort	32,66	0,03	2,62	1,29	62,26	0,37	99,24	94,85	4,68	0,33	0,14
Mineral Formülü			(Zn _{0,92-0,94} Fe _{0,04-0,05} Cu _{0,02})(S _{0,99-1,00})										
200-V5-7	10	Min	32,81	d.l.a.	0,28	0,00	61,65	1,82	97,57	96,65	0,51	1,64	0,00
		Mak	33,27		0,45	0,26	63,54	2,79	99,08	97,79	0,82	2,52	0,13
		Ort	33,03		0,36	0,03	62,58	2,36	98,36	97,18	0,65	2,14	0,04
Mineral Formülü			(Zn _{0,94-0,96} Fe _{0,00-0,01} Cd _{0,02})(S _{1,02-1,03})										
160-V4-9	16	Min	32,67	0,11	1,42	0,00	62,94	0,17	98,37	93,47	2,48	0,15	0,20
		Mak	33,27	0,18	3,49	0,25	64,92	0,28	99,90	97,04	6,07	0,25	0,32
		Ort	32,92	0,14	2,26	0,02	63,74	0,24	99,31	95,58	3,96	0,21	0,25
Mineral Formülü			(Zn _{0,94-0,97} Fe _{0,02-0,06})(S _{1,00-1,01})										
160-V5-2	11	Min	32,51	0,11	1,78	0,44	56,98	0,22	98,53	89,57	3,17	0,20	0,21
		Mak	33,06	0,24	5,44	3,64	63,55	0,36	100,24	96,24	10,01	0,32	0,44
		Ort	32,72	0,20	2,94	1,44	61,46	0,27	99,04	94,10	5,29	0,24	0,37
Mineral Formülü			(Zn _{0,85-0,96} Fe _{0,03-0,10} Cu _{0,01-0,06})(S _{0,99-1,01})										

Tablo 4.13 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen galenlerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)

Örnek No	N		S	Se	Ag	Pb	Total
308-V4-1	4	Min	15,01	0,17	1,02	81,37	97,65
		Mak	15,27	0,26	1,24	82,51	99,16
		Ort	15,17	0,22	1,14	82,03	98,56
Mineral Formülü		(Pb _{0,89-0,90} Ag _{0,02-0,03})(S _{1,06-1,07} Se _{0,00-0,01})					
308-V5-3	13	Min	12,75	d.l.a.	d.l.a.	85,35	98,29
		Mak	13,30			86,85	99,75
		Ort	12,96			86,13	99,08
Mineral Formülü		(Pb _{0,99-1,02})(S _{0,98-1,00})					
275-V4-1	15	Min	13,05	d.l.a.	d.l.a.	85,18	98,38
		Mak	13,33			87,26	100,39
		Ort	13,20			86,50	99,70
Mineral Formülü		(Pb _{1,00-1,02})(S _{0,98-1,00})					
240-V4-1	15	Min	13,11	d.l.a.	d.l.a.	83,80	97,08
		Mak	13,37			87,38	100,60
		Ort	13,24			85,83	99,07
Mineral Formülü		(Pb _{0,99-1,01})(S _{0,99-1,01})					
200-V4-6	12	Min	12,41	0,20	0,31	82,85	96,18
		Mak	12,91	0,26	0,56	85,21	98,52
		Ort	12,58	0,24	0,43	84,23	97,48
Mineral Formülü		(Pb _{0,99-1,02} Ag _{0,01})(S _{0,97-0,99} Se _{0,01})					
200-V5-8	12	Min	12,87	d.l.a.	d.l.a.	83,85	96,83
		Mak	13,14			86,52	99,56
		Ort	13,04			85,25	98,29
Mineral Formülü		(Pb _{0,99-1,01})(S _{0,99-1,01})					
160-V4-9	12	Min	12,70	d.l.a.	d.l.a.	84,16	97,01
		Mak	13,09			86,73	99,61
		Ort	12,92			85,77	98,69
Mineral Formülü		(Pb _{1,01-1,03})(S _{0,97-0,99})					
160-V5-2	11	Min	12,99	d.l.a.	d.l.a.	85,41	98,56
		Mak	13,30			87,26	100,25
		Ort	13,16			86,21	99,37
Mineral Formülü		(Pb _{1,00-1,02})(S _{0,98-1,00})					

Tablo 4.14 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen sulfarsenidlerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)

Örnek No	N		S	Fe	Co	Cu	Zn	As	Se	Total
308-V5-3	35	Min	19,73	4,28	28,25	d.l.a.	d.l.a.	38,58	d.l.a.	96,93
		Mak	23,18	7,22	31,33			43,11		99,05
		Ort	21,38	5,66	29,75			41,19		97,99
Alloklasit			(Co _{0,79-0,87} Fe _{0,13-0,21})(As _{0,83-0,97})(S _{1,04-1,17})							
160-V5-3	18	Min	20,55	2,03	29,76	d.l.a.	d.l.a.	37,45	d.l.a.	96,59
		Mak	23,50	5,62	33,48			42,49		99,39
		Ort	21,50	3,56	31,88			41,13		98,07
Alloklasit			(Co _{0,82-0,93} Fe _{0,06-0,16})(As _{0,81-0,94})(S _{1,06-1,19})							
160-V4-4	11	Min	15,39	30,31	0,00	0,00	2,16	42,98	0,07	96,48
		Mak	16,72	34,87	1,49	0,36	8,94	45,63	0,30	100,60
		Ort	15,92	33,00	0,33	0,18	3,92	44,37	0,20	97,93
Arsenopirit			(Fe _{0,93-1,06} Co _{0,00-0,04} Cu _{0,00-0,01})(As _{0,95-1,05})(S _{0,83-0,89} Se _{0,00-0,01})							



Şekil 4.70 Sulfarsenid minerallerinin bileşimsel sınıflaması için kullanılan FeAsS-CoAsS-NiAsS üçgen diyagramı (Gammon, 1966; Petruk, Harris ve Stewart, 1971)

Arapuçandere cevherleşmesinde yapılan petrografik ve mineral kimyası çalışmaları sonucunda farklı bileşimsel özelliklere sahip gümüş, gümüş sülfotuzları ve gümüş içeriği yüksek fahlerz mineralleri tespit edilmiştir (Tablo 4.15 ve Şekil 4.71).

Cevherleşmenin IV. damarı incelendiğinde, 308, 275 ve 240 katlarında (üst kotlarda) yüksek Ag içeriğine sahip jalpait ve stromeyerit-mckinstryit Ag-Cu sülfid mineralleri bulunmuştur. Jalpaitlerde Ag içeriği 65,01 ila 76,61 wt.% aralığında değişirken, stromeyerit-mckinstryit 37,64 ila 53,45 wt.% aralığında değişen düşük Ag içeriğine sahiptirler. Bu Ag-Cu kompleks sülfidler, düşük sıcaklıklarda ornatım sonucu ve cevherleşmenin gümüş-altın-bakır içeriğinin yüksek olduğu bölümlerde oluşmaktadırlar (Foley, Caddey, Byington ve Vardiman, 1993). Cevherleşmenin V. damarına ait bu kotlarda herhangi bir gümüş oluşumu gözlenmemektedir.

Gümüş ve gümüş içeriği yüksek mineraller, cevherleşmenin her iki damarına ait orta (200 katı) ve alt (160 katı) kotlarda yaygın olarak gözlenmekte olup, başlıca arjantit, freiberjit, arjantit, polibasit-piersit, stefanit ve gümüş içeriği yüksek tetraedrit-tenantit minerallerini içermektedir.

Üst kotlardan farklı olarak cevherleşmenin her iki damarın alt kotlarında (160), yüksek gümüş içeriğine sahip (maksimum 86,31 wt.%) arjantitler gözlenmektedir. Diğer yandan, Sb içeriği maksimum 11,31 wt.% değerine ulaşan gümüş minerali stefanit gözlenmektedir. Bu gümüş mineralleri hidrotermal yataklarda geç evre oluşumları temsil etmektedir.

Diğer geç evre oluşumu temsil eden ve yaygın gözlenen polibasit-piersit gümüş sülfotuzlarının gümüş içerikleri 65,64 ila 75,06 wt.% arasında değişmektedir. Antimuan ve bakır oranları, sırasıyla, 1,99 ila 7,07 wt.% ve 1,14 ila 8,61 arasında değişmektedir. Mineral kimyası analiz sonuçları polibasit ile piersit arasında değişen katı çözelti özelliği sunmaktadır.

Freiberjit sadece IV. damarın 160 kotunda gözlenmekte olup, Ag içeriği 44,02 ila 53,39 wt.%, Sb içeriği 9,24 ila 13,54 wt.% ve Cu içeriği 3,51 ila 5,37 wt.% arasında değişmektedir.

Tetraedrit-tenantit ise en yaygın gözlenen gümüş içerikli fazdır. Cevherleşmenin V. damarının 200 kotunda tenantit bileşimine daha yakın fahlerz minerali, yüksek oranda gümüş içeriğine (12,29 ila 16,12 wt.% arasında değişen Ag) sahiptir. Ancak, 160 kotunda uzamsal olarak değişime uğrayarak gümüş içeriğinde azalma (0,90 ila 1,48 wt.% arasında değişen Ag) ve tetraedrit bileşimine yaklaştığı görülmektedir (Şekil 4.72).

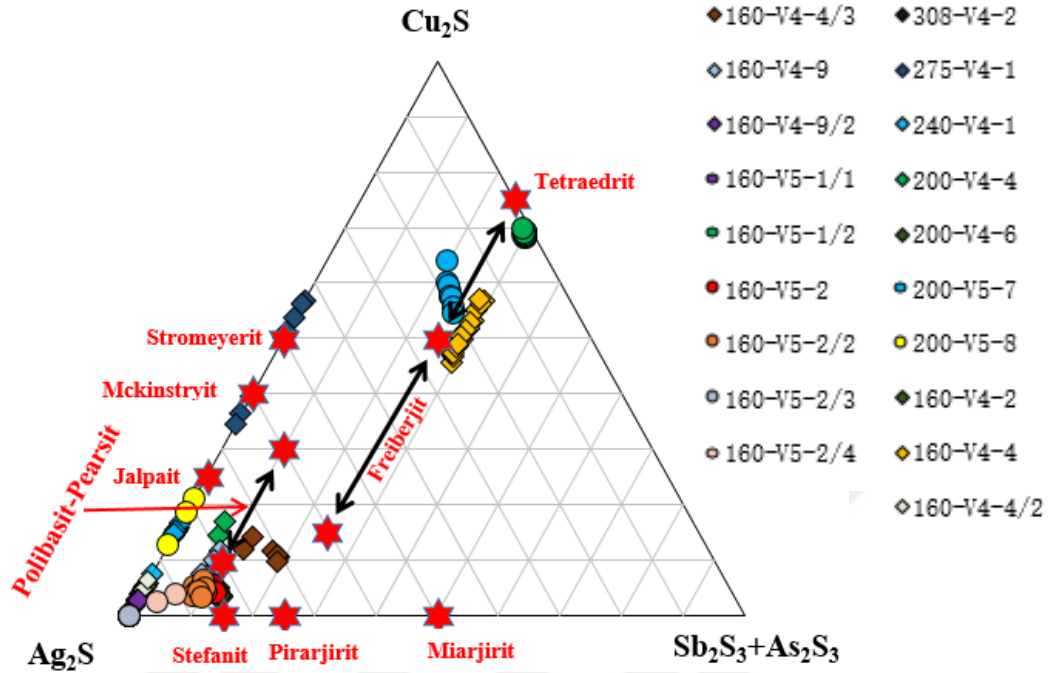
Tablo 4.15 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen fahlerz ve gümüş minerallerinin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)

Örnek No	N		Sb	S	Mn	Fe	Cu	Zn	As	Se	Ag	Cd	Te	Pb	Total	
308-V4-2	10	Min	d.l.a.	16,37	d.l.a.	0,53	7,04	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	71,14	0,31	d.l.a.	d.l.a.	96,52	
		Mak		17,27		0,86	7,91				73,29	0,46			98,20	
		Ort		16,72		0,71	7,50				72,15	0,39			97,47	
Jalpait				Formülü		(Ag _{2,97-3,09})(Cu _{0,50-0,56} Fe _{0,04-0,07} Cd _{0,01-0,02})(S _{2,32-2,41})										
275-V4-1	8	Min	d.l.a.	21,71	d.l.a.	0,57	12,96	1,40	d.l.a.	d.l.a.	0,36	37,64	0,00	d.l.a.	d.l.a.,	95,56
		Mak		27,03		3,14	29,30	16,98			0,75	53,45	0,29			100,16
		Ort		24,70		1,25	23,03	5,90			0,56	42,00	0,12			97,55
Stromeyerit-Mckinstryit				Formülü		(Ag _{0,62-0,95})(Cu _{0,38-0,82} Fe _{0,02-0,11} Zn _{0,04-0,49})(S _{1,30-1,49} Se _{0,01-0,02})										
240-V4-1	5	Min	d.l.a.	17,00	d.l.a.	1,12	3,59	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	65,01	0,35	0,00	d.l.a.	d.l.a.	97,49
		Mak		20,11		4,06	8,86				76,61	0,44	0,13			99,63
		Ort		18,70		2,51	6,99				69,80	0,40	0,03			98,42
Jalpait				Formülü		(Ag _{2,55-3,23})(Cu _{0,26-0,59} Fe _{0,09-0,31} Cd _{0,01-0,02})(S _{2,41-2,63})										
200-V4-4	2	N1	6,81	13,98	d.l.a.	1,00	7,35	d.l.a.	0,28	d.l.a.	67,48	0,49	d.l.a.	d.l.a.	97,39	
		N2	6,49	14,16		0,84	8,61				65,64	0,34			96,30	
		Ortalama	6,65	14,07		0,92	7,98				66,56	0,42			96,85	
Polibasit-Piersit				Formülü		(Ag _{14,01-14,41} Cu _{2,66-3,12} Fe _{0,35-0,41} Cd _{0,07-0,10})(Sb _{1,23-1,29} As _{0,07-0,09})(S _{10,03-10,16})										
200-V4-6	11	Min	d.l.a.	11,53	d.l.a.	0,36	0,86	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	76,05	0,32	0,00	d.l.a.	d.l.a.	95,71
		Mak		18,81		2,86	2,86				83,31	0,55	0,19			101,43
		Ort		15,32		0,88	2,00				79,81	0,45	0,04			98,49
Arjantit				Formülü		(Ag _{1,57-1,98} Cu _{0,04-0,11} Fe _{0,01-0,12} Cd _{0,01})(S _{0,94-1,31})										
200-V5-7	9	Min	7,54	25,54	d.l.a.	9,81	25,82	0,00	5,65	d.l.a.	12,29	0,29	d.l.a.	d.l.a.	96,07	
		Mak	9,98	27,95		15,59	28,38	0,43	7,97		16,12	0,56			98,24	
		Ort	9,12	26,72		12,34	27,05	0,18	6,95		14,75	0,44			97,54	
Tetraedrit-Tenantit				Formülü		(Cu _{6,83-7,00} Fe _{2,95-4,37} Ag _{1,78-2,51} Zn _{0,00-0,11} Cd _{0,04-0,08})(As _{1,18-1,77} Sb _{0,97-1,38})(S _{13,38-13,65})										
200-V5-8	3	Min	d.l.a.	15,28	d.l.a.	2,08	5,85	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	61,57	0,37	d.l.a.	d.l.a.	96,47	
		Mak		20,71		6,44	9,65				71,37	0,47			98,83	
		Ort		18,62		3,64	8,35				66,98	0,43			98,02	
Jalpait				Formülü		(Ag _{2,15-2,68})(Cu _{0,40-0,68} Fe _{0,17-0,47} Cd _{0,01-0,02})(S _{2,30-2,98})										

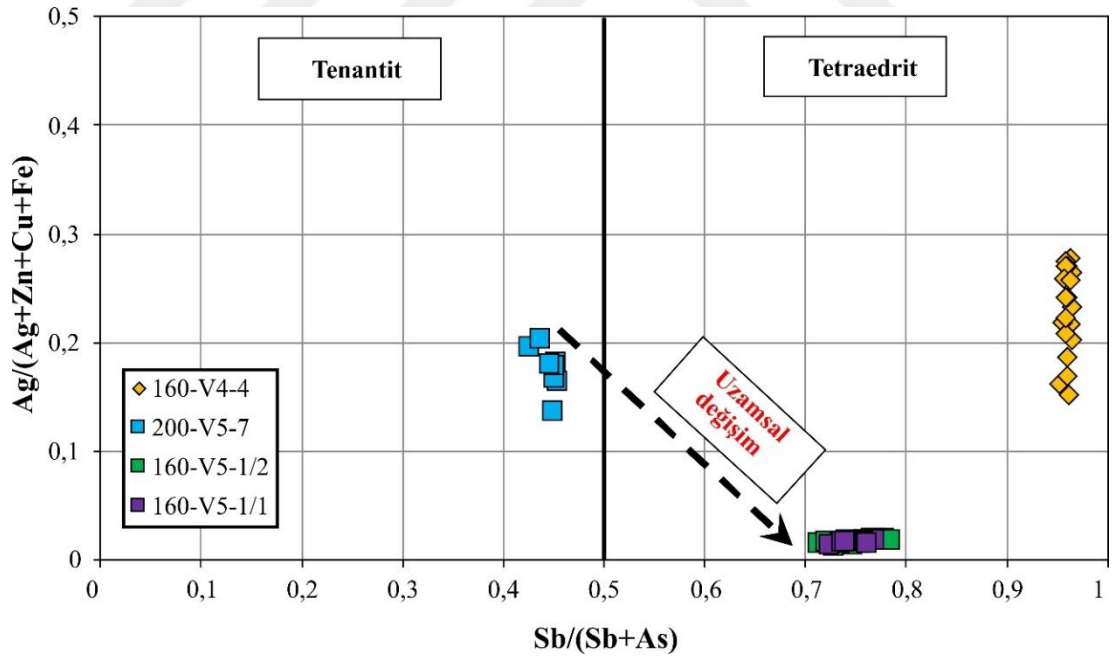
Örnek No	N		Sb	S	Mn	Fe	Cu	Zn	As	Se	Ag	Cd	Te	Pb	Total
160-V4-2	11	Min	8,96	16,07	d.l.a.	0,32	1,32	1,80	0,17	d.l.a.	63,37	0,28	d.l.a.	d.l.a.	97,11
		Mak	11,31	18,29		0,68	2,41	2,44	0,28		71,19	0,48			101,77
		Ort	10,39	17,66		0,46	2,02	2,06	0,23		66,56	0,37			99,72
Stefanit			Formülü			(Ag _{4,45-5,01})(Sb _{0,56-0,71} Cu _{0,16-0,29} Zn _{0,20-0,28} Fe _{0,04-0,09} Cd _{0,03-0,03})(S _{3,81-4,29})									
160-V4-4	20	Min	23,49	23,79	0,00	3,08	21,31	3,51	0,57	d.l.a.	11,10	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	96,82
		Mak	26,16	25,30	0,24	4,31	27,74	6,94	0,82		19,65				101,21
		Ort	25,46	24,46	0,16	3,56	24,31	4,11	0,66		16,30				99,01
Tetraedrit-Tenantit			Formülü			(Cu _{6,02-7,57} Fe _{0,99-1,37} Ag _{1,79-3,27} Zn _{0,95-1,84} Mn _{0,00-0,08})(As _{0,14-0,19} Sb _{3,35-3,75})(S _{13,20-13,67})									
160-V4-4/2	2	Min	d.l.a.	15,91	d.l.a.	0,41	2,22	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	77,20	0,54	d.l.a.	d.l.a.	96,28
		Mak		16,09		0,45	3,00				75,95	0,58			96,07
		Ort		16,00		0,43	2,61				76,58	0,56			96,18
Arjantit			Formülü			(Ag _{1,67-1,70} Cu _{0,08-0,11} Fe _{0,02} Cd _{0,01})(S _{1,18-1,19})									
160-V4-4/3	6	Min	9,24	17,57	d.l.a.	d.l.a.	3,51	0,00	0,11	d.l.a.	44,02	0,21	d.l.a.	13,72	96,21
		Mak	13,54	18,32			5,37	0,63	0,28		53,89	0,41		20,52	100,98
		Ort	12,00	18,09			4,44	0,11	0,20		47,26	0,32		16,49	98,89
Freiberjit			Formülü			(Ag _{9,67-11,21} Cu _{1,31-1,93} Pb _{1,49-2,35} Zn _{0,00-0,22})(As _{0,03-0,09} Sb _{1,74-2,58})(S _{12,60-13,26})									
160-V4-9	8	Min	1,99	13,53	d.l.a.	0,25	3,75	d.l.a.	0,94	0,07	69,07	0,32	d.l.a.	d.l.a.	96,73
		Mak	7,07	15,34		0,47	5,97		5,32	0,14	72,89	0,52			99,89
		Ort	5,03	14,50		0,34	4,74		2,43	0,11	70,58	0,42			98,14
Polibasit-Piersit			Formülü			(Ag _{14,50-15,73} Cu _{1,39-2,11} Fe _{0,10-0,19} Cd _{0,07-0,10})(Sb _{0,37-1,33} As _{0,30-1,59})(S _{9,93-10,79} Se _{0,02-0,04})									
160-V4-9/2	2	N1	d.l.a.	11,35	d.l.a.	1,41	1,47	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	86,92	0,54	d.l.a.	d.l.a.	101,69
		N2		12,52		1,42	1,47				86,17	0,65			102,23
		Ort		11,94		1,42	1,47				86,55	0,60			101,96
Arjantit			Formülü			(Ag _{1,93-1,99} Cu _{0,06} Fe _{0,06} Cd _{0,01})(S _{0,88-0,94})									
160-V5-1/1	10	Min	22,10	25,35	d.l.a.	0,85	35,74	6,16	4,19	0,00	0,98	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	96,79
		Mak	22,92	25,93		1,03	36,82	6,57	5,16	0,09	1,40				98,85
		Ort	22,59	25,66		0,95	36,32	6,41	4,59	0,04	1,21				97,77
Tetraedrit-Tenantit			Formülü			(Cu _{9,42-9,54} Fe _{0,25-0,31} Ag _{0,15-0,22} Zn _{1,58-1,67})(As _{0,94-1,14} Sb _{2,99-3,15})(S _{13,19-13,35} Se _{0,00-0,02})									

Tablo 4.15 devamı

Örnek No	N		Sb	S	Mn	Fe	Cu	Zn	As	Se	Ag	Cd	Te	Pb	Total
160-V5-1/2	13	Min	21,71	25,80	d.l.a.	0,78	35,74	6,34	4,03	0,00	0,90	0,00	d.l.a.	d.l.a.	97,34
		Mak	23,87	26,36		1,01	37,27	6,80	5,37	0,06	1,43	0,00			99,48
		Ort	22,59	26,03		0,90	36,51	6,53	4,72	0,02	1,19	0,00			98,49
Tetraedrit-Tenantit				Formülü		(Cu _{9,34-9,59} Fe _{0,23-0,30} Ag _{0,14-0,22} Zn _{1,59-1,69})(As _{0,89-1,17} Sb _{2,92-3,25})(S _{13,25-13,49} Se _{0,00-0,01})									
160-V5-2	4	Min	3,95	14,66	d.l.a.	0,16	1,96	0,00	1,27	d.l.a.	67,79	0,38	d.l.a.	d.l.a.	96,03
		Mak	7,78	16,61		0,38	2,72	0,48	4,16		70,72	0,47			97,46
		Ort	5,04	15,47		0,28	2,27	0,30	3,23		69,75	0,43			96,76
Stefanit				Formülü		(Ag _{4,89-5,33})(Sb _{0,26-0,52} Cu _{0,24-0,34} Zn _{0,00-0,06} Fe _{0,02-0,05} Cd _{0,03} As _{0,14-0,43})(S _{3,71-4,03})									
160-V5-2/2	7	Min	2,71	13,89	d.l.a.	0,27	1,63	d.l.a.	2,26	d.l.a.	71,63	0,37	d.l.a.	d.l.a.	97,50
		Mak	5,00	15,61		1,24	3,17		3,49		75,06	0,53			98,68
		Ort	4,09	14,67		0,49	2,31		2,78		73,39	0,45			98,17
Polibasit-Piersit				Formülü		(Ag _{14,85-16,30} Cu _{0,59-1,12} Fe _{0,11-0,50} Cd _{0,08-0,11})(Sb _{0,50-0,94} As _{0,71-1,06})(S _{10,10-97,79})									
160-V5-2/3	10	Min	d.l.a.	12,15	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	2,76	d.l.a.	d.l.a.	80,41	0,38	d.l.a.	d.l.a.	98,71
		Mak		15,11				3,69			85,48	0,64			101,01
		Ort		14,04				3,01			82,90	0,47			100,43
Arjantit				Formülü		(Ag _{1,78-1,95} Zn _{0,10-0,14} Cd _{0,01})(S _{0,93-1,10})									
160-V5-2/4	2	N1	4,86	15,95	d.l.a.	1,64	1,87	d.l.a.	0,15	d.l.a.	73,70	0,43	d.l.a.	d.l.a.	98,60
		N2	2,38	17,77		2,29	1,14		0,33		73,26	0,36			97,53
		Ort	3,62	16,86		1,97	1,51		0,24		73,48	0,40			98,07
Polibasit-Piersit				Formülü		(Ag _{14,93-15,42} Cu _{0,39-0,66} Fe _{0,66-0,90} Cd _{0,07-0,09})(Sb _{0,43-0,90} As _{0,05-0,10})(S _{11,22-12,18})									



Şekil 4.71 Gümüş içerikli minerallerin Ag-Cu-Sb-As içeriğine göre üçgen sınıflama diyagramı



Şekil 4.72 Fahlerz grubu minerallerinin bileşimsel özelliklerine göre sınıflama diyagramı

Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarına ait 200 ve 160 kotunda altın mineralleri bulunmuştur (Tablo 4.15). Altın tanelerinin çok ince olmasından dolayı, mineral kimyası analiz sonuçlarında konak mineraline bağlı olarak Cu, Pb, S gibi

elemental kirlenmeler gözlenmektedir. Genel olarak, mineral kimyası analiz sonuçları incelendiğinde, altın 8,43 ila 26,57 wt.% arasında değişen Ag içeriğinden dolayı bileşimsel olarak elektrom olarak tanımlanmıştır.

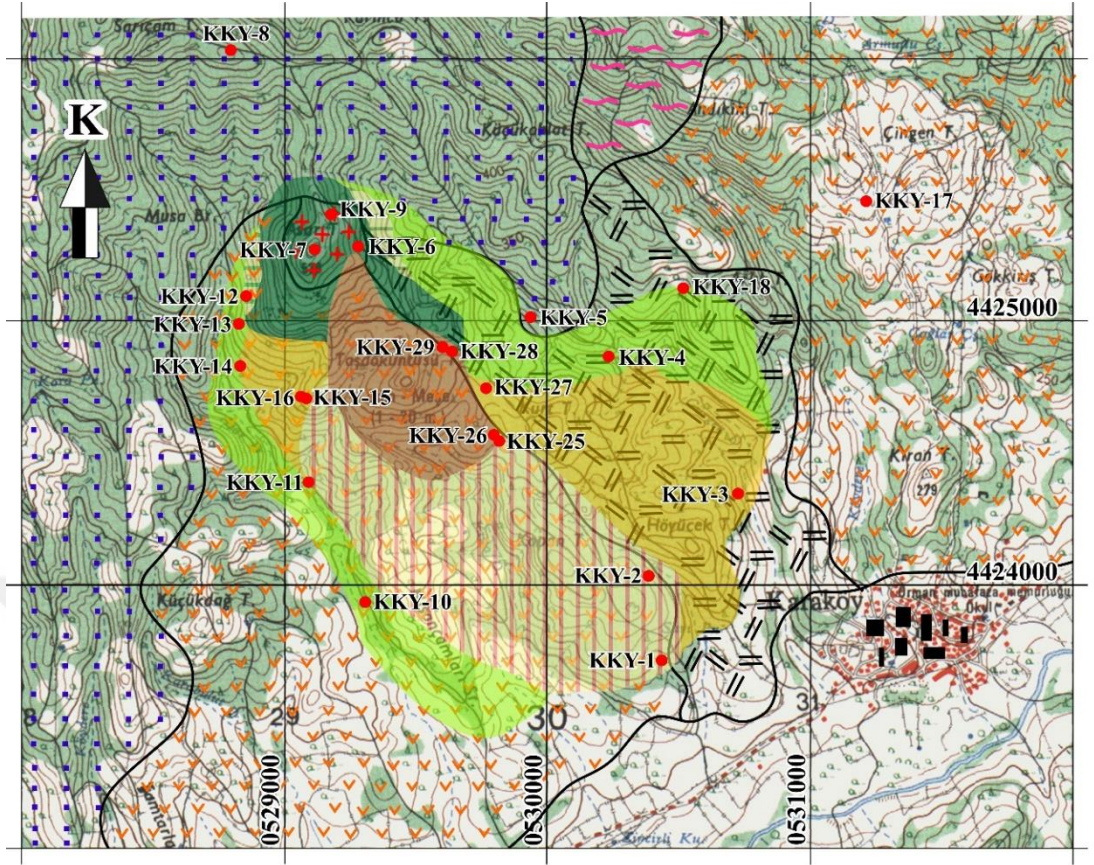
Tablo 4.16 Arapuçandere cevherleşmesinde gözlenen altın tanelerinin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)

Örnek No	Konak Mineral	N		S	Fe	Cu	Ag	Cd	Au	Bi	Pb	Total
200-V5-7/1	Kalkopirit	2	N1	0,51	0,91	1,25	25,74	0,00	69,95	0,29	d.l.a.	98,65
			N2	0,58	0,92	1,29	26,57	0,23	64,19	0,00		93,78
			Ort	0,55	0,92	1,27	26,16	0,12	67,07	0,15		96,22
200-V5-7/2	Kalkopirit	7	Min	5,19	4,87	4,24	25,03	0,00	55,09	0,00	d.l.a.	96,56
			Mak	6,61	5,99	5,43	26,44	0,29	57,15	0,34		99,57
			Ort	5,92	5,41	4,88	25,76	0,18	55,85	0,09		98,10
200-V5-7/3	Kalkopirit	12	Min	18,72	16,70	14,68	8,43	0,00	26,24	d.l.a.	0,00	97,87
			Mak	23,79	20,74	18,67	12,11	0,18	37,92		4,70	100,50
			Ort	20,32	17,89	15,87	10,76	0,02	33,73		0,59	99,18
160-V5-3/1	Galen-Pirit	6	Min	13,19	8,85	7,77	20,35	0,00	30,05	d.l.a.	1,02	96,84
			Mak	17,28	12,33	10,70	25,26	0,18	40,93		6,14	101,60
			Ort	15,81	11,12	9,65	22,56	0,11	36,17		3,34	98,75
160-V5-3/2	Kalkopirit	5	Min	7,76	5,62	4,70	18,21	0,00	46,78	0,00	d.l.a.	99,78
			Mak	14,76	10,45	9,22	22,18	0,15	60,09	0,24		101,81
			Ort	10,29	7,53	6,28	20,88	0,06	55,72	0,09		100,84

Arapuçandere cevherleşmesine ait cevher jeokimyası sonuçları, alt başlıklarda anlatılan diğer baz metal içerikli cevherleşmelerle karşılaştırılmalı olarak ileri bölümlerde verilecektir.

4.3 Karaköy Bölgesi

Karaköy bölgesinin batı bölümünde volkanik kayalar yüzlek verirken, doğuya doğru volkaniklerin piroklastik kayalarla örtüldüğü saptanmıştır. Bölgede yüzlek veren volkanik kayalar farklı derecelerde altere olmuş ve başlıca andezitik daha az oranda dasitik bileşime sahip kayalardır. Temeldeki Hodul birimine ait kırıntılı kayaların Hallaçlar volkanitleri ile yaptığı dokanaklar revize edilirken, altere volkanik kayalar ve piroklastik kayaların dokanakları da ayırt edilmeye çalışılmıştır. Bu çalışmalar sırasında yoğun alterasyona uğramış andezitik-dasitik volkanik kayaların içinde kuvars damarı saptanmış olup, damar çevresinde gelişen alterasyon haritalanmıştır (Şekil 4.73).



ACIKLAMALAR

	Tuf	Hallaçlar Volkanikleri		Dış Propilitik		Fillik-Arjilik geçişi
	Volkanikler			İç-Dış Propilitik geçişi		Fillik
	Granodiyorit	Karakaya Kompleksi		İç Propilitik		Dokanak
	Hodul Birimi			Arjilik		Karaköy Yerleşim yeri
	Nilüfer Birimi					

Şekil 4.73 Karaköy bölgesinin jeoloji ve alterasyon zonlanma haritası. Çalışma alanından alınan örneklerin lokasyonları harita üzerinde gösterilmiştir

4.3.1 Karaköy Sokulumu

Çalışma alanındaki Karaköy Köyü'ün kuzeybatısında (Şekil 2.7) Asar Tepe'de yer alan ve yaklaşık 150 m²'lik bir alanda sınırlı yüzlek veren Karaköy sokulumu, Karaköy civarında hidrotermal cevherleşmeler için potansiyel bir kaynak kaya olarak görülmektedir (Şekil 4.73).

Sokulum, subvolkanik bir fasiyese işaret eden porfiritik dokuda gözlenmektedir. Sokulumda ait kayaç yapıcı mineraller oldukça alterasyondan etkilenmiş, ancak sokulumu çevreleyen volkaniklerde daha şiddetli bir alterasyon gözlenmektedir.

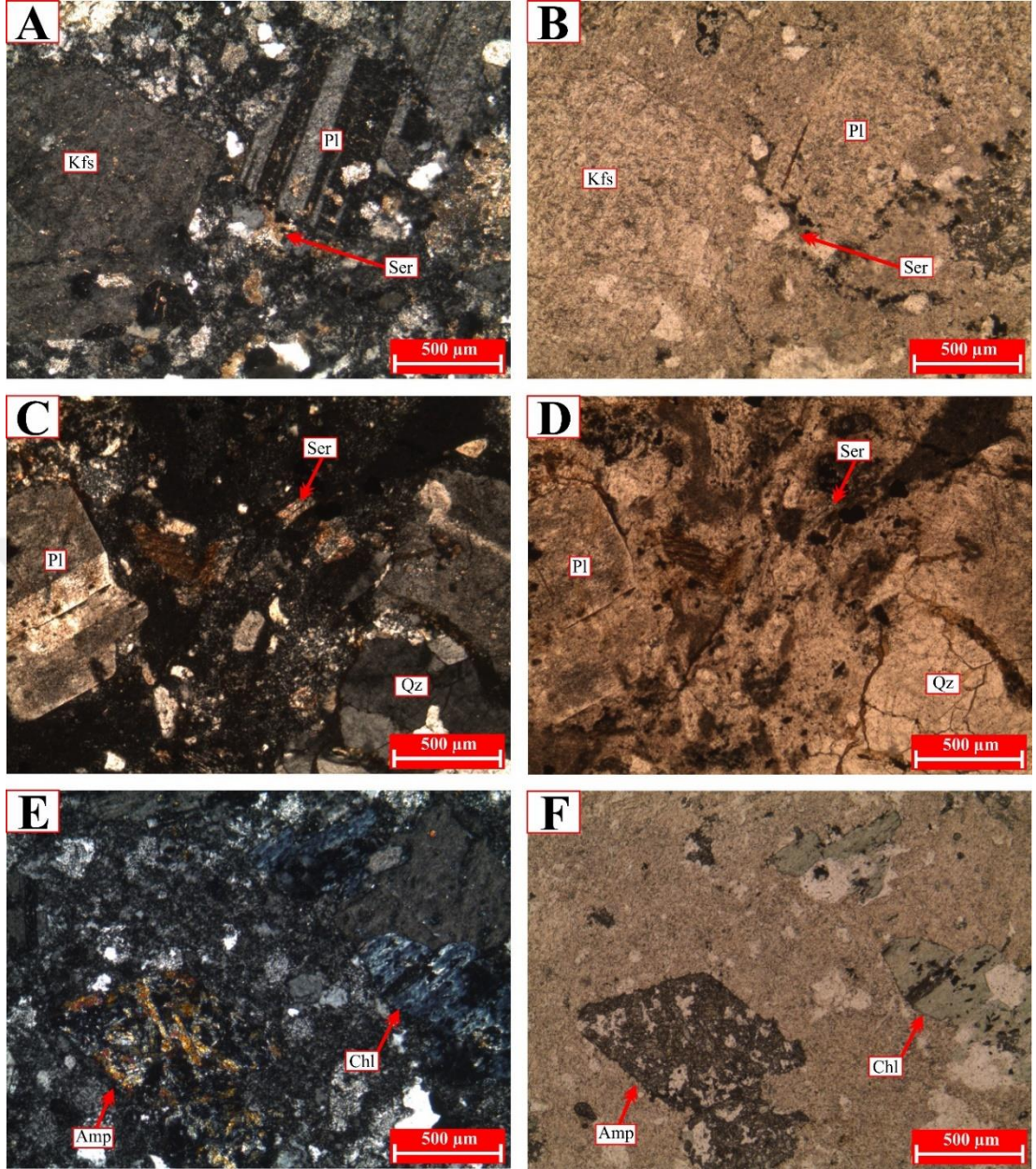
Sokulumda gözlenen başlıca kayaç yapıcı mineraller bolluk sırasına göre plajiyoklas, K-feldispat, amfibol ve daha az oranda biyotittir (Şekil 4.74). Feldispat fenokristalleri maksimum 2-3 mm boyutlarında olup, yaygın olarak killeşme, serizitleşme ve karbonatlaşma gözlenmektedir (Şekil 4.74A-D). Daha az oranda gözlenen amfibol fenokristalleri şiddetli alterasyona uğramış ve yer yer epidota ve klorite dönüşen amfibollerin sadece özşekilli kristalleri görülmektedir (Şekil 4.74E-F).

Matriks kuvars açısından zengin olup, parajanezde bulunan diğer kayaç yapıcı minerallerin mikrokristalen tanelerini içermektedir. Matrikste yoğun olarak killeşme, serizitleşme ve kloritleşme gözlenmektedir (Şekil 4.75). Az oranda gözlenen opak mineraller silisleşmenin yoğun olduğu kesimlerde bulunmaktadır (Şekil 4.75E-F).

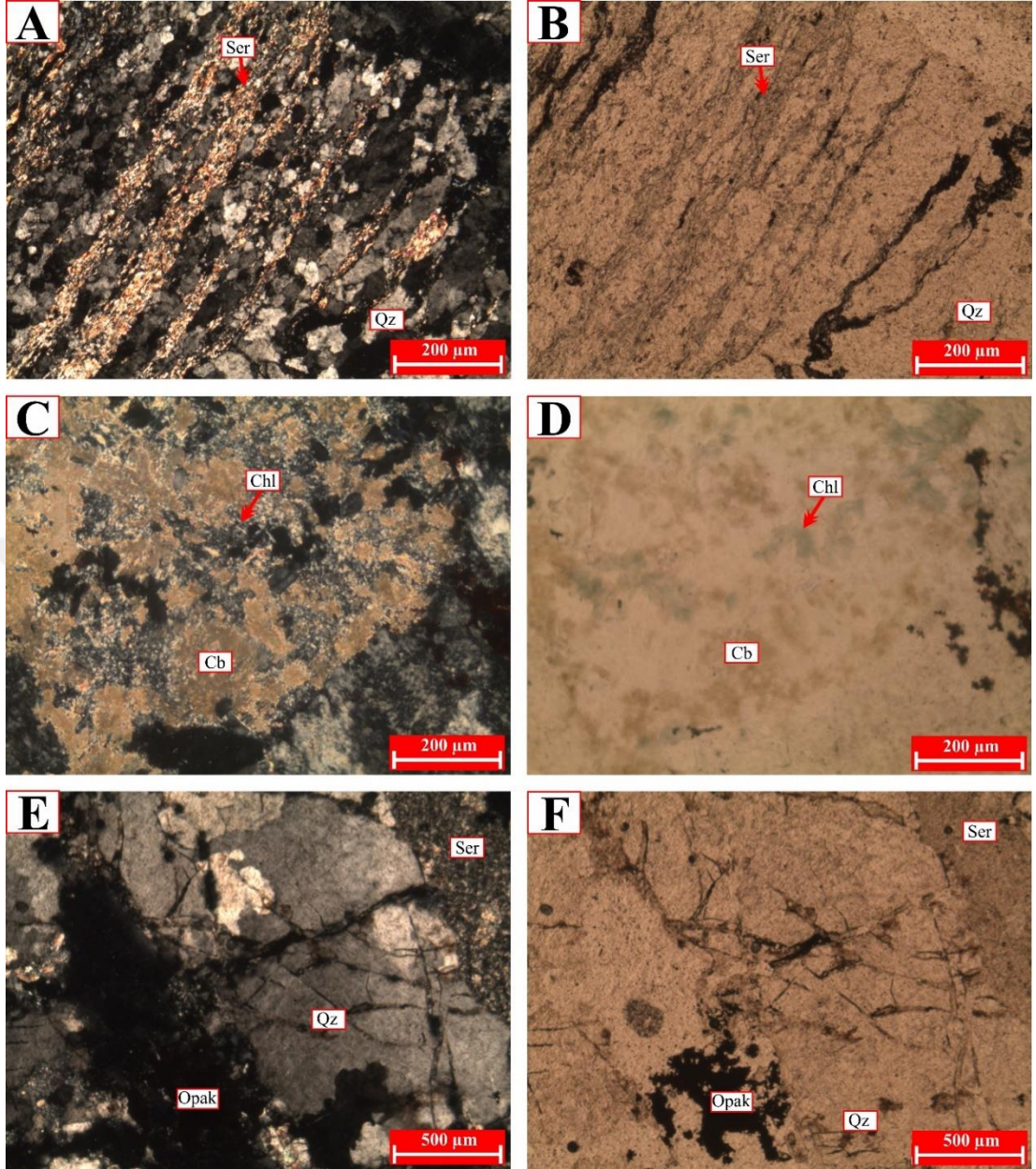
4.3.2 Karaköy Alterasyon Zonlanması

Alterasyon zonlanmasının ortaya çıkarılması, alınan örneklerin mineralojik-petrografik çalışmaları ile XRD çalışmaları sonucunda saptanan alterasyon mineral topluluklarının yorumlanmasını kapsamaktadır. Alterasyon zonlanmalarını ayırt edebilmek için altere kayadan santrifüj ile ayırt edilen kil mineralleri üzerinde XRD çekimleri yapılmıştır.

Alterasyon mineral topluluklarının sınıflandırılması Corbett ve Leach'e (1998) ait sıcaklık-pH diyagramı kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Şekil 4.4).



Şekil 4.74 Karaköy sokulumuna ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, // ve + nikol görünüm) Feldispat fenokristallerinde gözlenen serizitleşmeler. C ve D, // ve + nikol görünüm) Plajiyoklaslarda ve matriksin yoğun olarak killeşmesi. E ve F, // ve + nikol görünüm) Özşekli amfibollerin kloritleşmesi. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Chl-Klorit, Kfs-K-feldispat, Pl-Plajiyoklas, Ser-Serizit, Qz-Kuvars



Şekil 4.75 Karaköy sokulumuna ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, // ve + nikol görünüm) Matrikste gözlenen silisleşme ve serizitleşme. C ve D, // ve + nikol görünüm) Matrikste gözlenen karbonatlaşma ve kloritleşme. E ve F, // ve + nikol görünüm) Kuvars ile birlikte az oranda gözlenen opak oluşumları. Kısaltmalar: Cb-Karbonat, Chl-Klorit, Ser-Serizit, Qz-Kuvars

Uzanımı KB-GD sırt boyunca, kuzeyden güneye doğru sırasıyla iç propilitik, fillik, arjilik ve dış propilitik alterasyonlar gözlenmektedir. Bu alterasyonların bazıları geç evrede diğerlerinin üzerine geliştiği (overprint) için alterasyonlar arasında geçişler saptanmıştır.

Fillik ve arjilik alterasyonları en yakın ilişkili alterasyon zonlarıdır. Bu alterasyonlardan fillik alterasyonu erken evrede oluşmuş olup, üzerine daha sonraki evrelerde arjilik alterasyonu gelişmiştir. Fillik alterasyon, kuzeyde Taş Döküntüsü Tepe'si çevresinde başlayarak güneye doğru sırt boyunca ilerlemekte ve arjilik alterasyona geçiş sunmaktadır.

Fillik alterasyon başlıca serizit ($\pm$ kuvars, $\pm$ pirit) ve daha az oranda klorit ve karbonat içermektedir. Serizitleşmeler yaygın olarak birincil kayaç yapıcı minerallerden plajiyoklas ve K-feldispatların alterasyonu sonucu gelişmiştir. Serizit, her lokasyonda kloritle birlikte aynı alterasyon topluluğunda olmadığı için “serizit-klorit alterasyonu” olarak adlandırılmamıştır (Corbett, 2017).

Arjilik alterasyon, fillik alterasyonun üzerine gelişen kil mineralleri ile temsil edilmektedir. Arjilik alterasyonuna ait smektit oluşumları hemen hemen çoğu örnekte gözlenen en yaygın kil mineralidir. Smektit, örneklerin büyük çoğunluğunda illit ile birlikte bulunmakta ve bazı örneklerde illit-smektit ile birlikte kaolinit oluşumları da gözlenmektedir. İleri arjilik alterasyon, sahanın sınırlı bir bölümünde arjilik alterasyonun üzerine gelişmiştir. Başlıca alünit, jarosit ve diyaspore topluluğunun varlığı ile arjilik alterasyondan ayrılmaktadır. Ayrıca, yükselen magmatik uçucular yan kayaçla reaksiyona girerek akışkanların daha asidik olmalarını sağlamış ve Karaköy'de cevhersiz kuvars damarlarının gelişimine neden olmuştur (Corbett, 2017).

Sahada en yaygın gözlenen propilitik alterasyon, volkanik ve sokulum kayaçlarının ilksel mineralojik bileşiminde bulunan çoğunlukla biyotit ve hornblend, daha az oranda plajiyoklasların kloritleşmesi sonucu gelişmiştir. Epidotun baskın olduğu propilitik alterasyon, sıcaklığın göreceli olarak yükseldiği iç propilitik zona karşılık gelmektedir (Corbett, 2017). Epidotun baskın olduğu iç propilitik alterasyonun üzerine daha düşük sıcaklıklarda ve daha düşük pH'da illit ve smektit oluşumları olasılıkla dış propilitik zonun gelişmesini sağlamıştır. İç propilitik alterasyonda, epidot ile birlikte klorit ve karbonat oluşumları da gözlenmektedir.

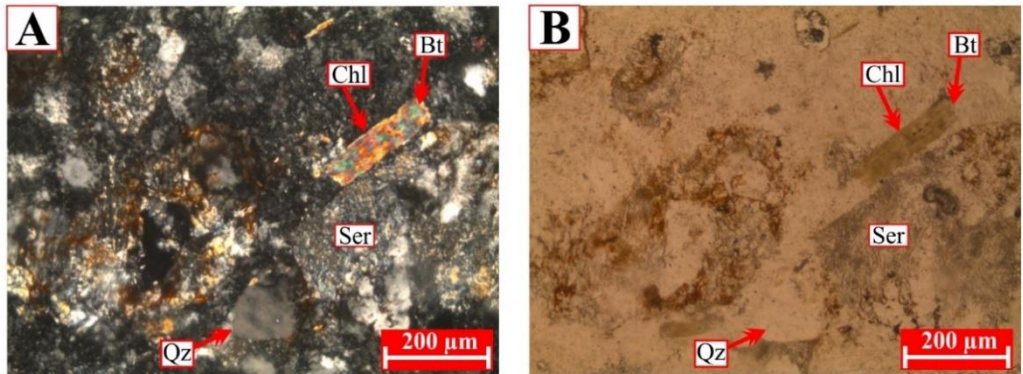
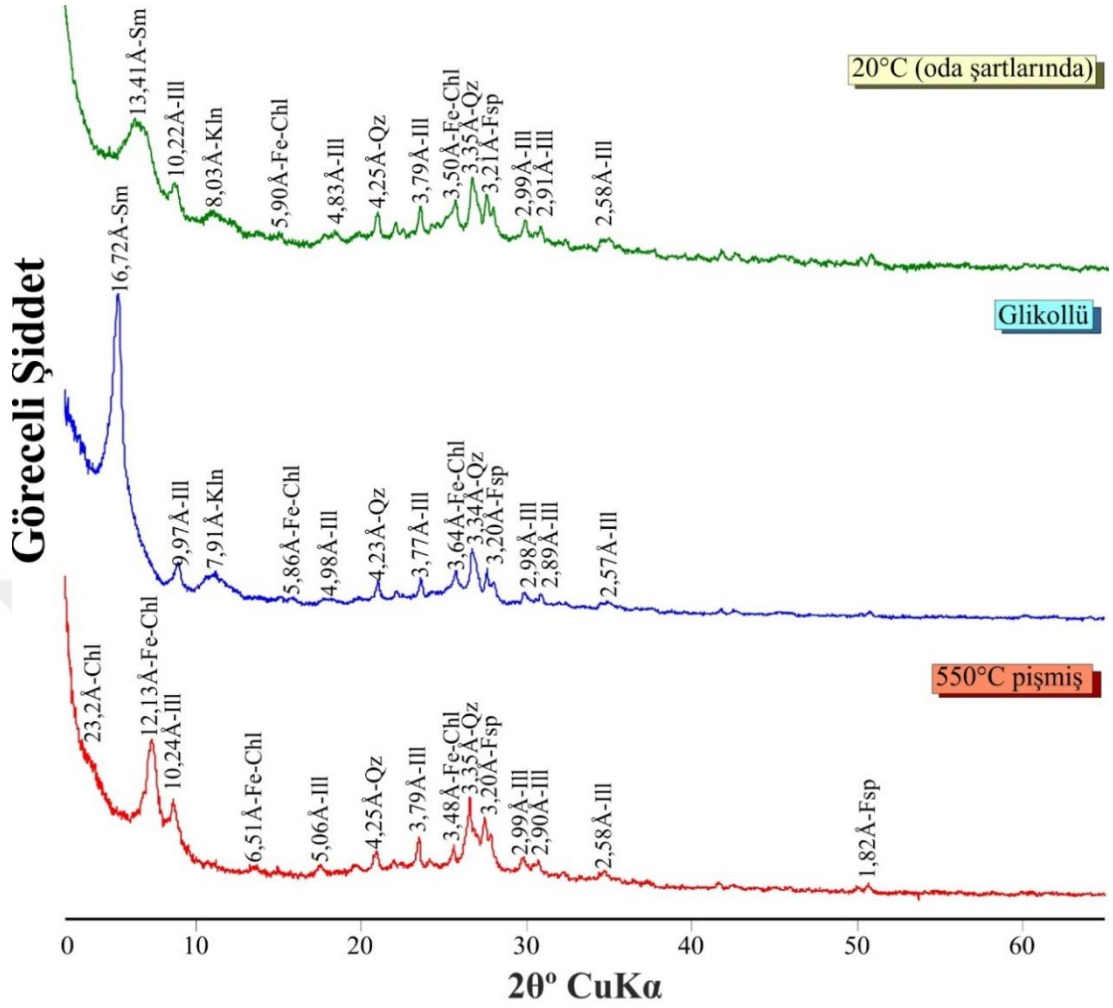
4.3.2.1 Propilitik Alterasyon

Karaköy bölgesinden alınan KKY-6, KKY-7 ve KKY-9 nolu örneklerde gözlenen alterasyon mineral topluluğuna göre iç-propilitik alterasyon zonu olarak ayrıtlanmıştır.

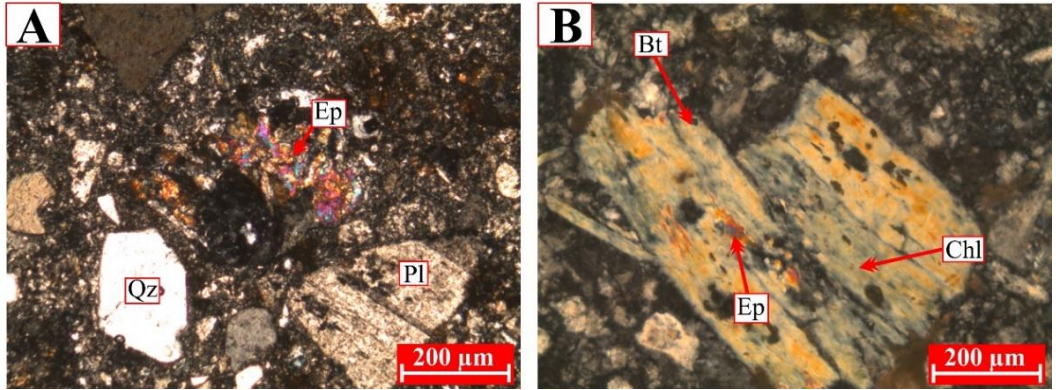
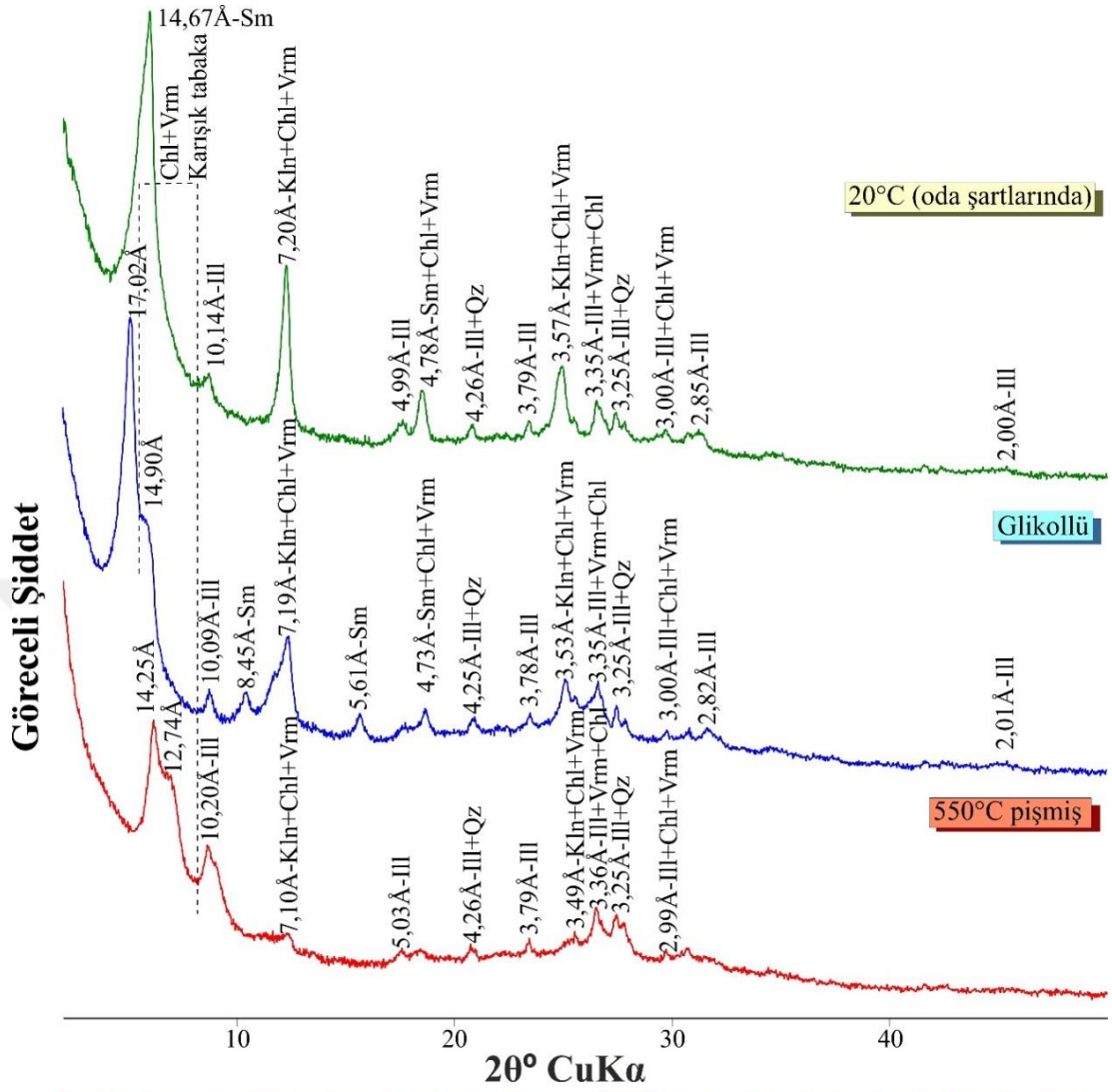
Sokulumun yoğun altere bölümden alınan KKY-7 nolu örnek, başlıca plajiyoklas, hornblend, biyotit, alkali feldispat ve kuvars fenokristallerini içermektedir. Plajiyoklaslarda en yaygın gözlenen alterasyon epidotlaşma ve serizitleşmedir. Biyotitler kısmen veya tamamen klorite dönüşmüştür (Şekil 4.76A-B). Matrikste yer yer kloritleşmeler gözlenmektedir. Feldispatlarda killeşme ve kristal sınırlarında demir oksit oluşumları bulunmaktadır. Örnekte gerçekleştirilen XRD analizleri sonucunda, başlıca simektit, illit, klorit ve kaolinit kil mineralleri saptanmıştır (Şekil 4.76).

Sokulumun kuzey dokanağından alınan KKY-9 nolu örnek başlıca alkali feldispat, plajiyoklas, biyotit, kuvars ve daha az oranda hornblend fenokristalleri içermektedir (Şekil 164). Plajiyoklaslarda yaygın olarak epidotlaşma ve daha az oranda kloritleşmeler gözlenmektedir (Şekil 4.76A). Biyotitler kısmen veya tamamen kloritleşmiştir (Şekil 4.77B). Kısmen opak oluşumlar bulunmaktadır. Örnekte gerçekleştirilen XRD analizleri sonucunda, başlıca klorit-vermikülit karışık tabaka, simektit, kaolinit ve illit kil mineralleri saptanmıştır (Şekil 4.77).

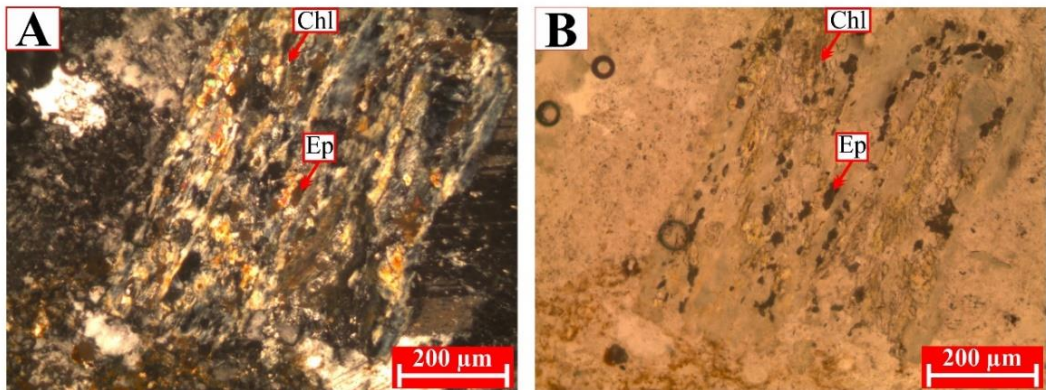
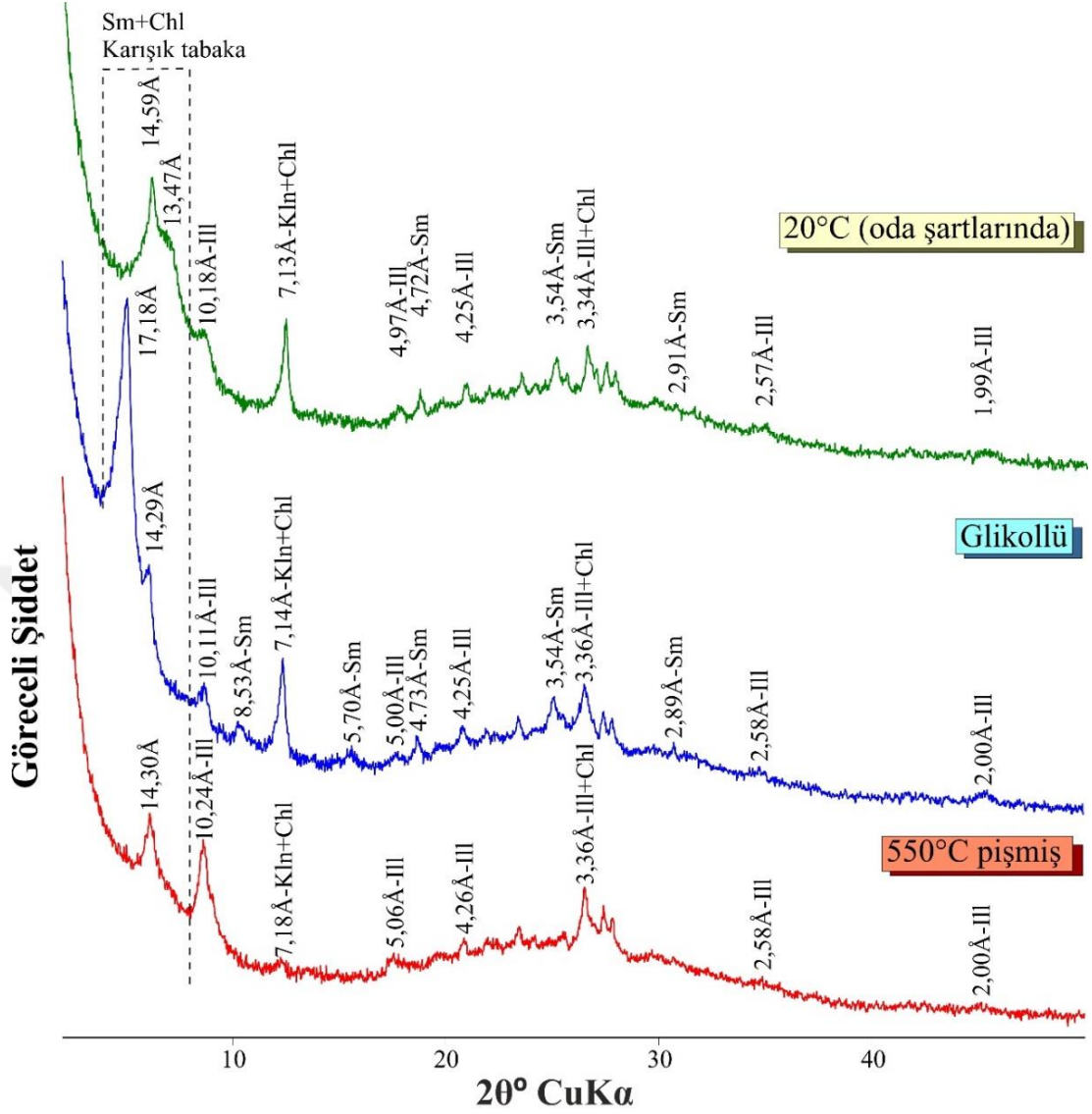
Dış propilitik alterasyon geçiş zonuna yakın bir bölgeden alınan KKY-6 nolu örneğe ait ince kesit incelemelerinde, plajiyoklaslarda epidotlaşma, biyotitlerde ise epidotlaşma ve kloritleşme görülmektedir. Matriksi oluşturan iri taneli kuvarslar ile birlikte opak ve demir-oksit oluşumları bulunmaktadır. Epidot miktarı klorite oranla daha yüksektir. Örnekte gerçekleştirilen XRD analizleri sonucunda, simektit-klorit karışık tabaka, illit ve kaolinit kil mineralleri saptanmıştır (Şekil 4.78).



Şekil 4.76 KKY-7 nolu örnekte gözlenen simektit, illit, klorit ve kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + ve // nikol görünüm) biyotit fenokristallerinde gözlenen kloritleşmeler. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Fsp-Feldispat, Ill-Illit, Ser-Serizit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars



Şekil 4.77 KKY-9 nolu örnekte gözlenen klorit–vermikülit karışık tabaka, simektit, kaolinit ve illit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) plajiyoklaslarda epidotlaşma ve biyotitlerde kloritleşme ve epidotlaşmalar. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Ill-İllit, Kln-Kaolinit, Pl-Plajiyoklas, Ser-Serizit, Sm-Smektit, Qz-Kuvars, Vrm-Vermikülit



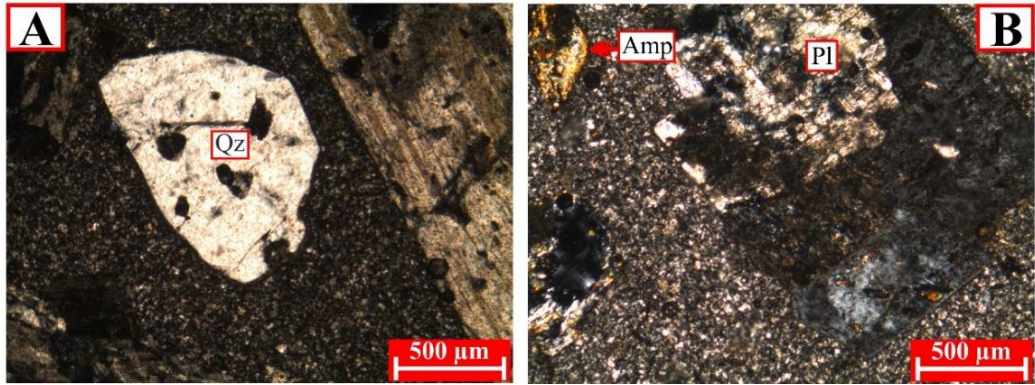
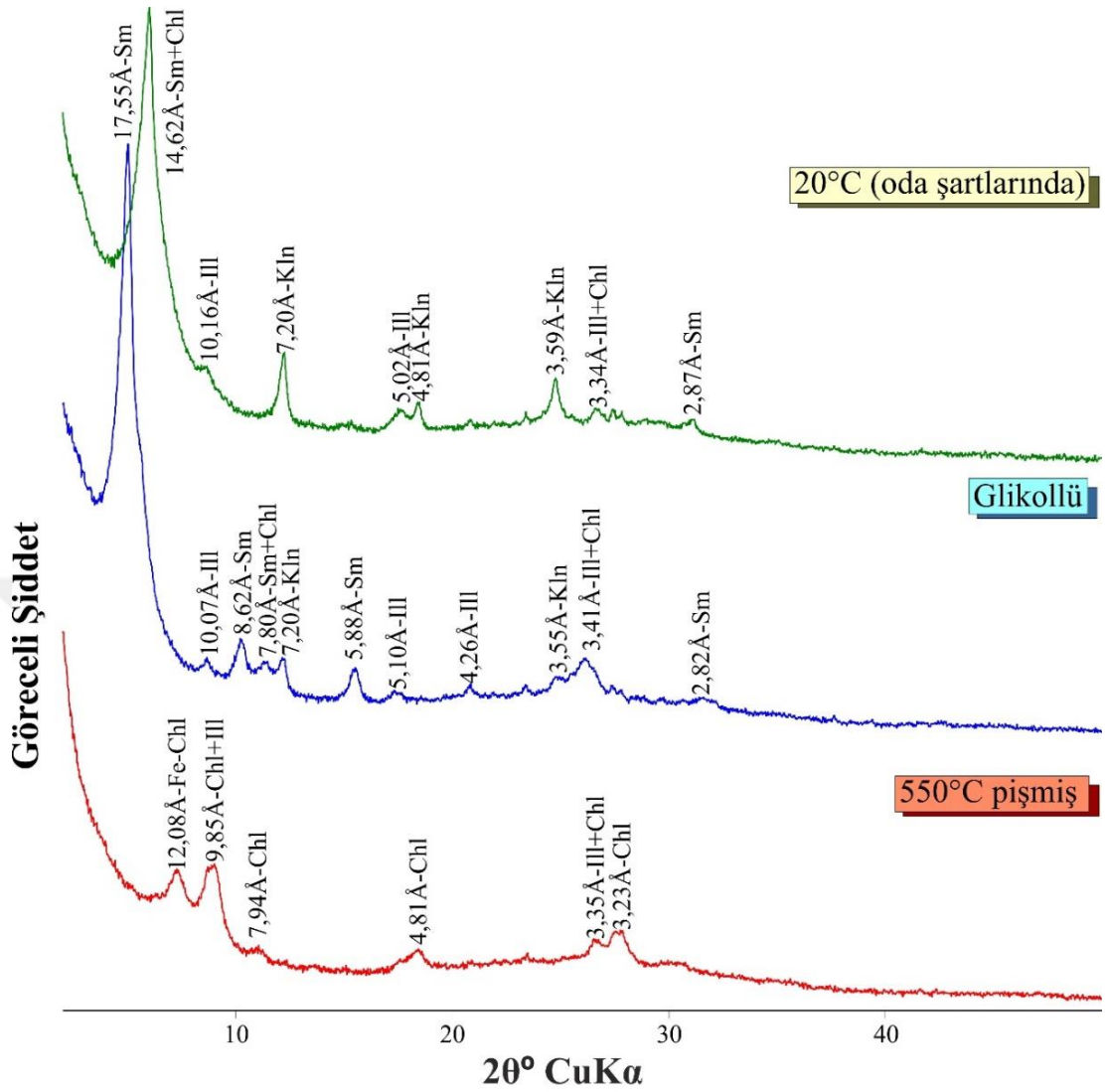
Şekil 4.78 KKY-6 nolu örnekte gözlenen illit-smektit-klorit-kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + ve // nikol görünüm) biyotitlerde epidotlaşma ve kloritleşme. Kısaltmalar: Chl-Klorit, Ep-Epidot, Ill-İllit, Kln-Kaolinit, Sm-Smektit

Andezitik bileşimli bir volkanik kayadan alınan KKY-12 nolu örnek porfiritik doku sunmaktadır. Kayaçın fenokristalleri başlıca K-feldispat ve plajiyoklastır. Feldispat grubu mineraller dışında, hornblend, biyotit gibi ferromagnezyen mineraller ve kuvars daha az oranda bileşimde bulunmaktadır (Şekil 4.79A-B). Alterasyon mineralleri olarak başlıca epidot ve klorit saptanmıştır. Plajiyoklastlar ve hornblendler epidota dönüşürken, biyotitler klorite dönüşmüştür. Örnekte gerçekleştirilen XRD çalışmaları sonucunda, kil mineralleri olarak başlıca simektit-klorit karışık tabakaları, illit ve az miktarda kaolinit saptanmıştır (Şekil 4.79). Örnek, iç propilitikten dış propilitik alterasyona geçiş özelliği sunmaktadır.

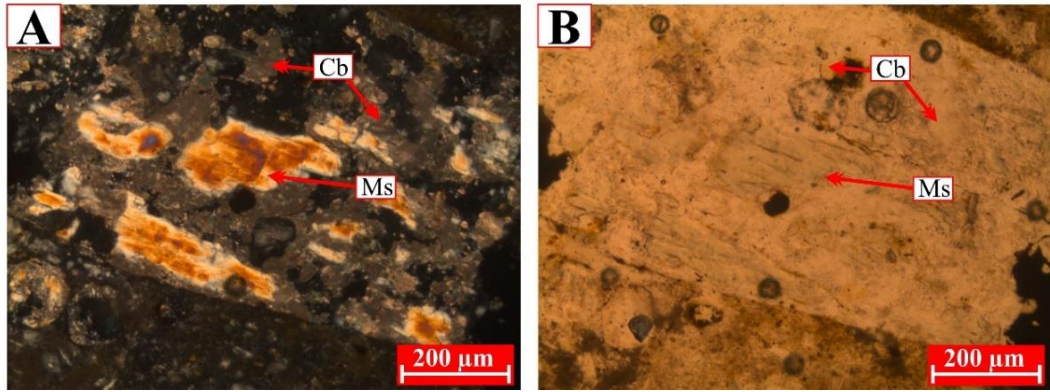
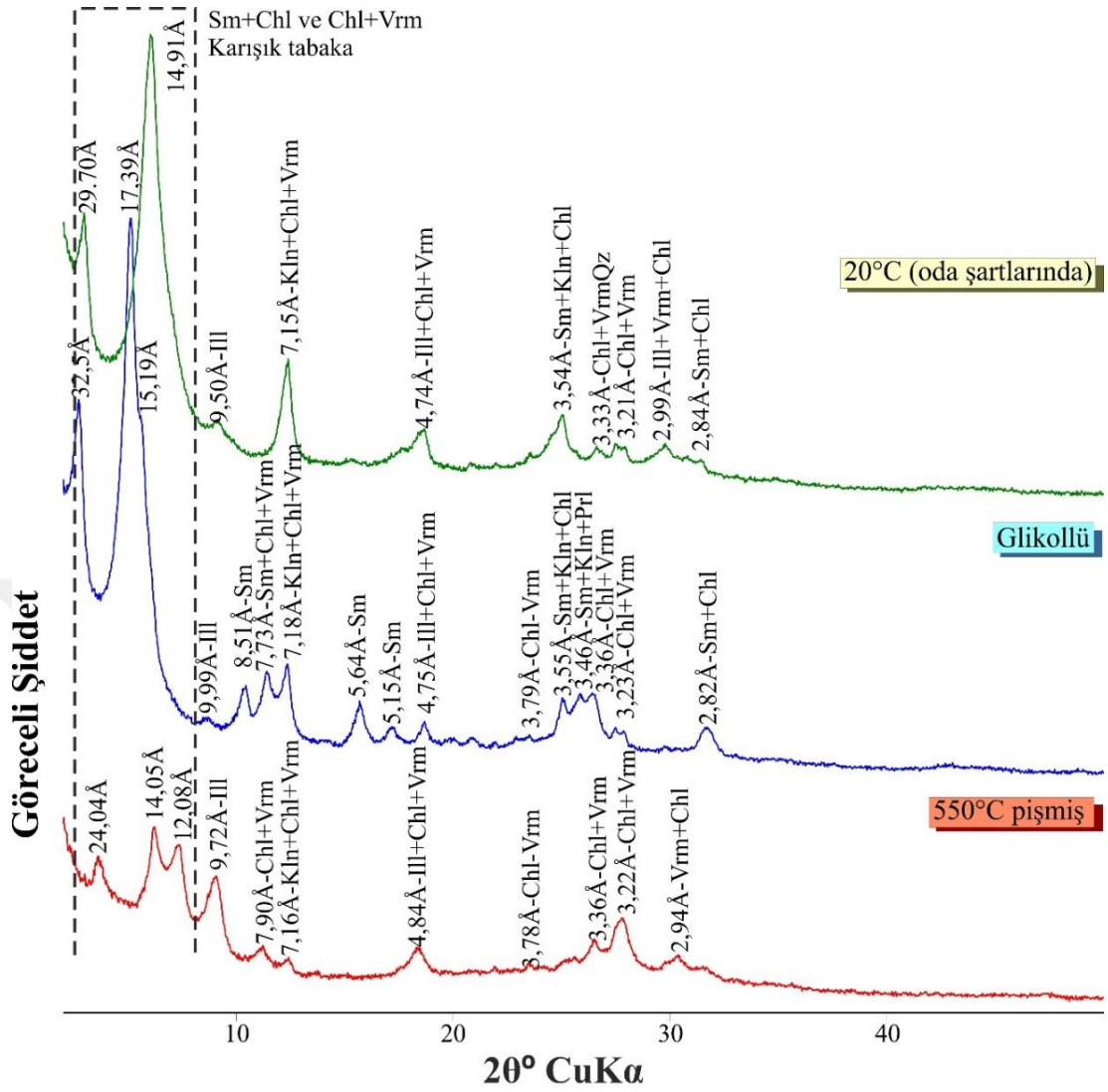
Karaköy bölgesinden alınan KKY-10 ve KKY-13 nolu örnekler dış propilitik alterasyonu temsil eden mineral topluluğu sergilemektedir.

Dış propilitik alterasyon özelliği sunan KKY-10 nolu örnek, alterasyondan daha az etkilenmiş porfiritik dokulu andezitik bir volkanik kayaktan alınmıştır. Başlıca plajiyoklas, biyotit, hornblend, K-feldispat ve kuvars fenokristallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklas en yaygın gözlenen fenokristaldır. Amfibol, feldispat ve yer yer minör oranda bulunan piroksenlerde yaygın olarak kloritleşme ve karbonatlaşma (Şekil 4.80A-B) görülmektedir. Biyotitlerde kloritleşme ve demir oksit oluşumları yaygındır. Örnekte gerçekleştirilen XRD çalışmaları sonucunda, kil mineralleri olarak başlıca simektit-klorit ve klorit-vermikülit karışık tabakaları, kaolinit, illit ve vermikülit saptanmıştır (Şekil 4.80).

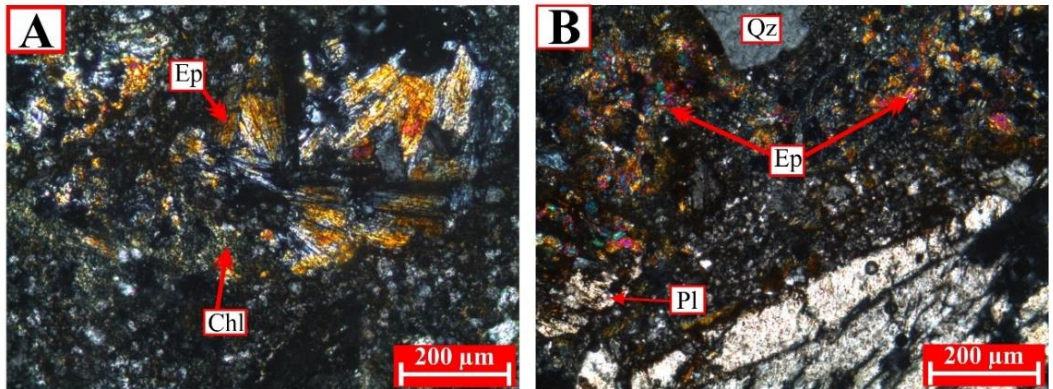
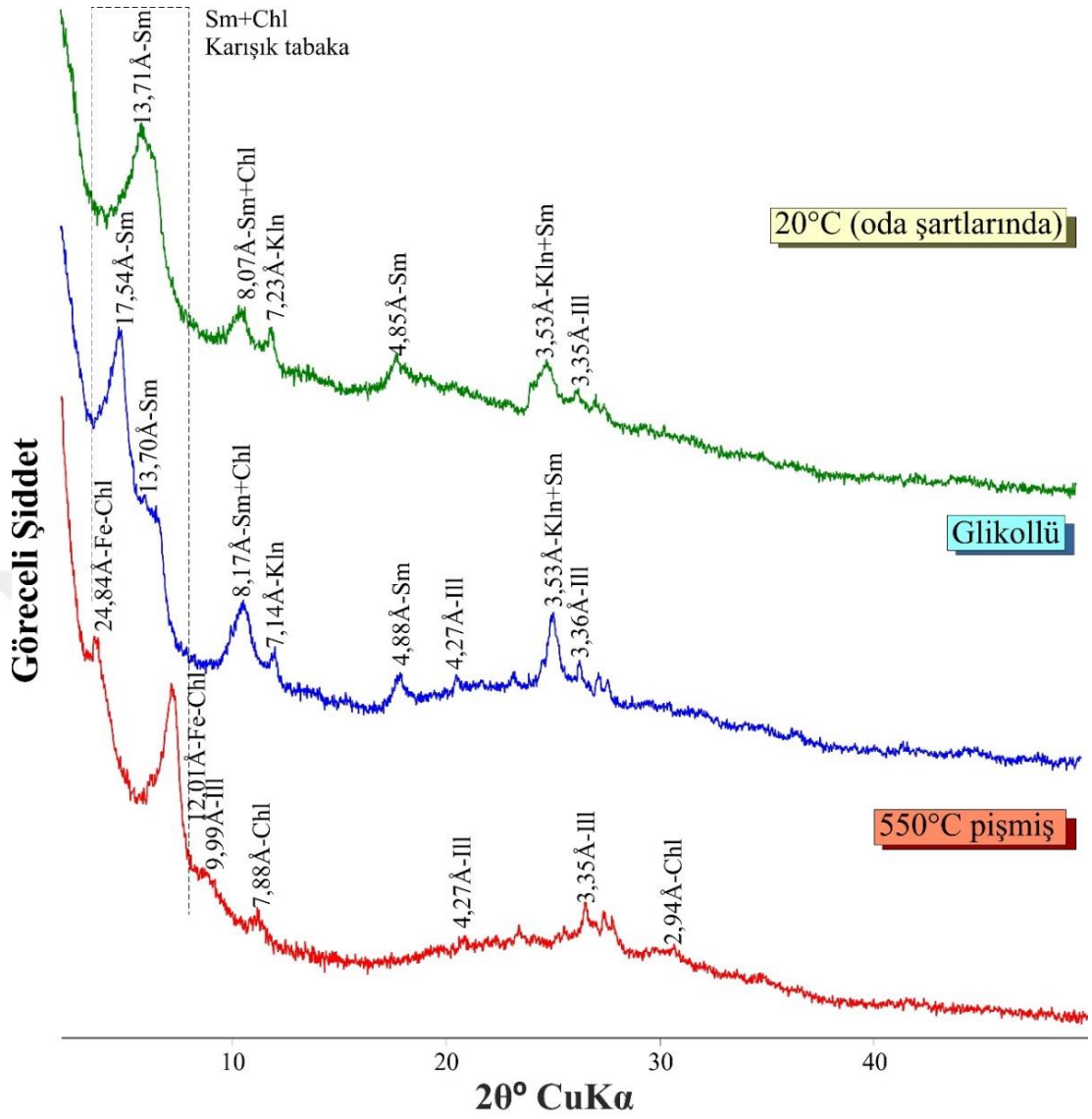
Benzer şekilde, KKY-13 nolu örnek alterasyondan az etkilenmiş andezitik bileşimli bir volkanik kayaktır. Porfiritik dokulu kayaç başlıca plajiyoklas, biyotit, hornblend, K-feldispat ve kuvars fenokristallerinden oluşmaktadır. Plajiyoklas fenokristalleri epidot ve daha az oranda klorite dönüşmüştür (Şekil 4.81A-B). Yer yer biyotit ve feldispatlarda kloritleşmeler gözlenmektedir. Örnekte gerçekleştirilen XRD çalışmaları sonucunda, kil mineralleri olarak simektit-klorit karışık tabakaları, illit ve kaolinit saptanmıştır (Şekil 4.81).



Şekil 4.79 KKY-12 nolu örnekte gözlenen simektit-klorit karışık tabakaları ve illit-kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) kuvars plajiyoklas ve amfibol fenokristalleri. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Chl-Klorit, Ill-İllit, Kln-Kaolinit, Pl-Plajiyoklas, Sm-Smektit



Şekil 4.80 KKY-10 nolu örnekte gözlenen simektit-klorit ve klorit-vermikülit karışık tabakaları, kaolinit-illit-vermikülit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + ve // nikel görünüm) feldispatlarda gözlenen karbonatlaşmalar. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Cb-Karbonat, Chl-Klorit, Kln-Kaolinit, Ill-İllit, Sm-Smektit, Vrm-Vermikülit



Şekil 4.81 KKY-13 olu örnekte gözlenen simektit-illit karışık tabaka ve kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) plajiyoklaslarda gözlenen epidotlaşma ve kloritleşme. Kısaltmalar: Chl-Klorit, Ep-Epidot, Kln-Kaolinit, Ill-İllit, Pl-Plajiyoklas, Sm-Smektit, Qz-Kuvars

4.3.2.2 Fillik Alterasyon

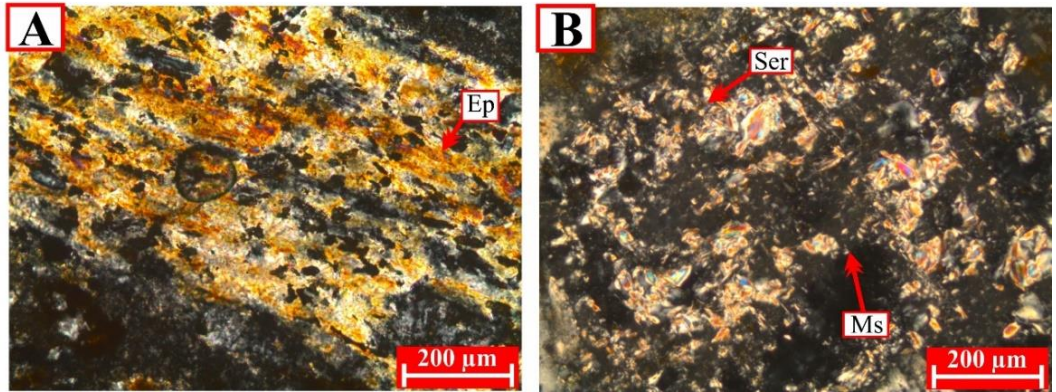
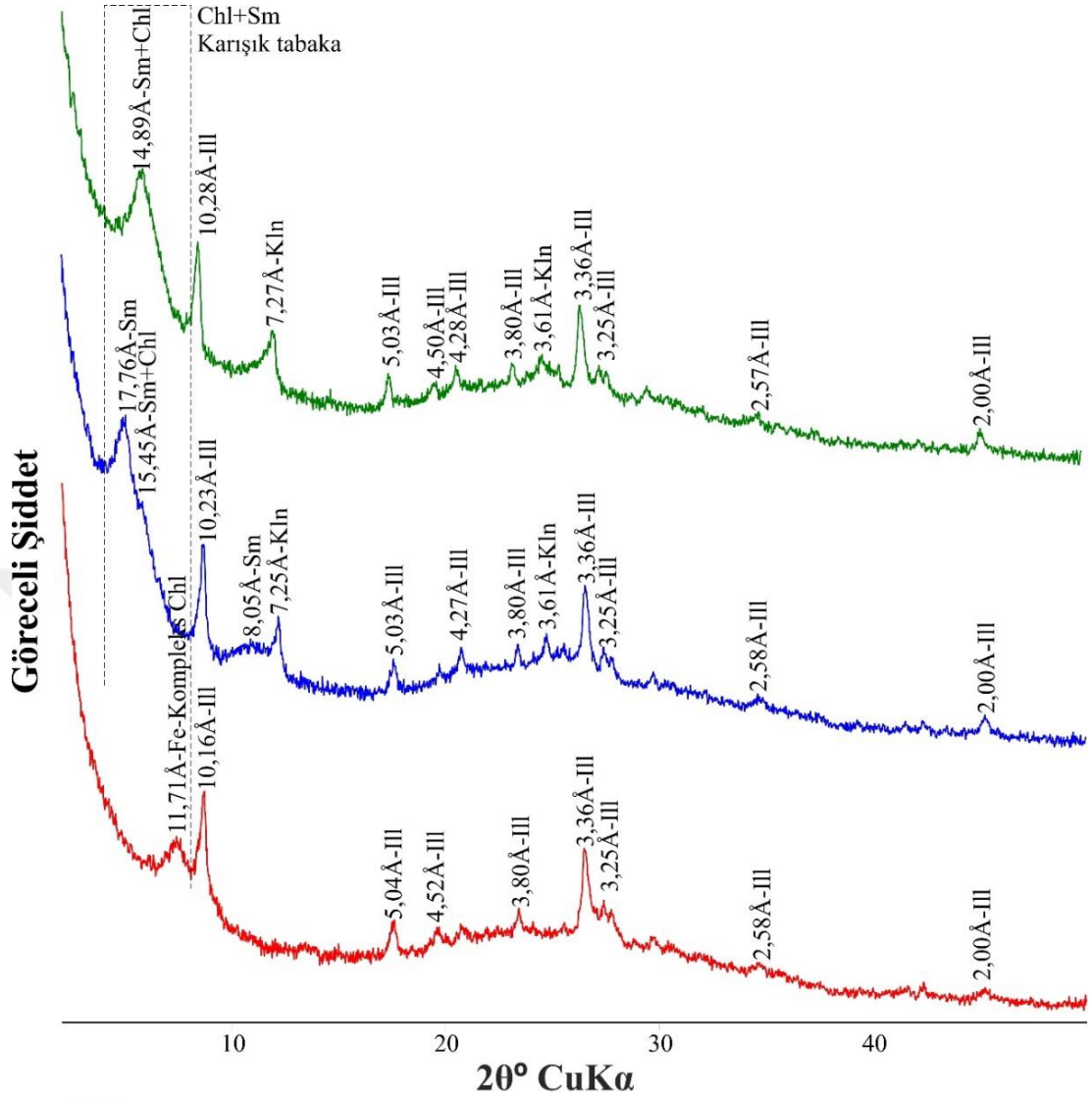
Karaköy bölgesinden alınan KKY-26 ve KKY-28 nolu örnekler fillik alterasyonu temsil eden mineral topluluğu sergilemektedir.

Dasitik bileşimli bir volkanik kayaktan alınan KKY-26 nolu örnek, porfiritik dokulu ve başlıca K-feldispat, plajiyoklas, biyotit ve kuvars fenokristallerinden oluşmaktadır. Biyotitler kısmen veya tamamen klorite ve epidota dönüşmüştür (Şekil 4.82A). Feldispatlarda serizitleşme yaygın olup, kayaç içindeki en baskın alterasyon türüdür (Şekil 4.82B). Plajiyoklaslarda yer yer az oranda epidotlaşma gözlenmektedir. Matrikste en yaygın gözlenen alterasyon kloritleşmedir. Yer yer süperjen alterasyona bağlı olarak demir oksit oluşumları gözlenmektedir. Örnekte gerçekleştirilen XRD çalışmaları sonucunda, simektit-klorit karışık tabakaları ve kaolinit kil mineralleri saptanmıştır (Şekil 4.82).

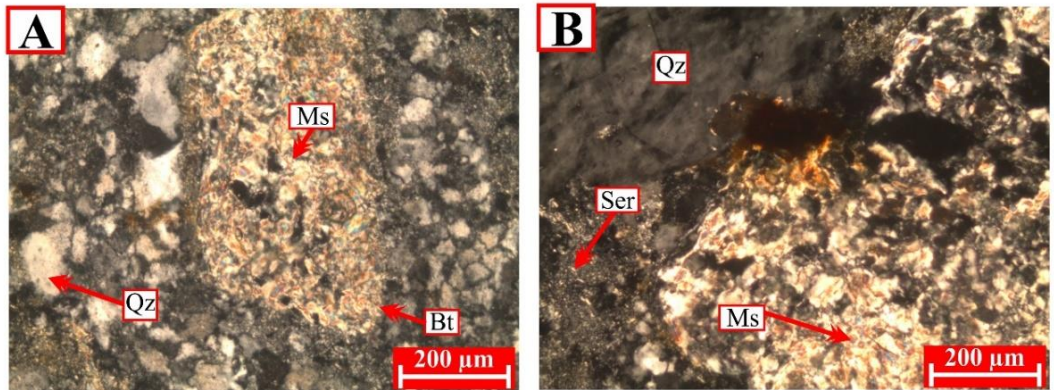
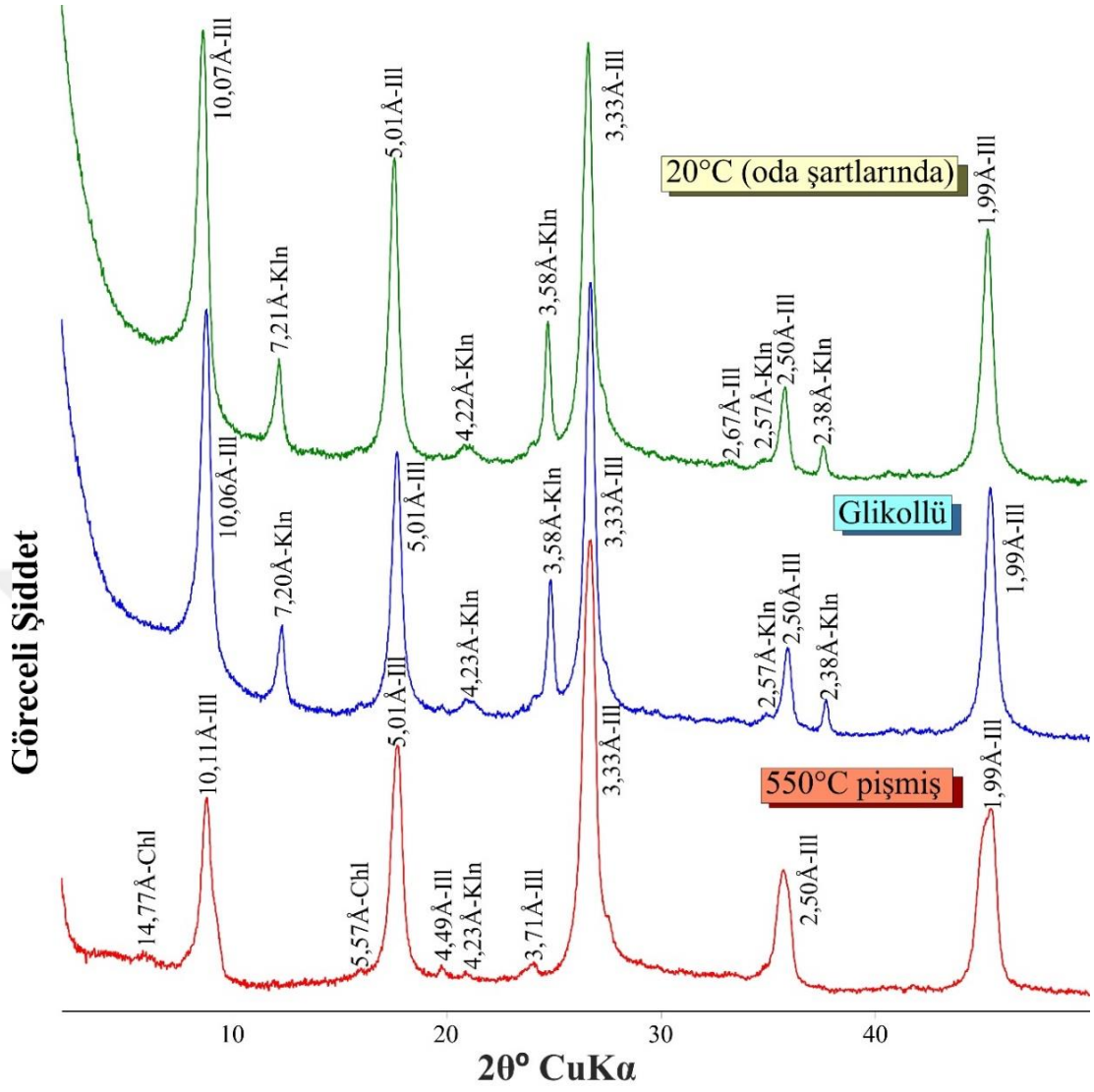
Bir önceki örneğe (KKY-26) yakın bir lokasyondan alınan ve dasitik bileşim sergileyen KKY-28 nolu örnek, porfiritik dokulu ve başlıca plajiyoklas, biyotit, alkali feldispat ve kuvars fenokristallerinden oluşmaktadır. Benzer şekilde, en yaygın gözlenen alterasyon feldispatların serizitleşmesidir (Şekil 4.83A-B). Biyotitler tamamen klorite dönüşmüş ve sadece özşekilli taneleri bulunmaktadır. Opak mineral içeriği oldukça düşüktür. Yer yer süperjen alterasyona bağlı olarak demir oksit oluşumları gözlenmektedir. Matriks içinde ince taneli kuvarslar (silisleşme) yaygındır (Şekil 4.83A-B). Ayrıca matrikste yüksek oranda kloritleşmelerde gözlenmektedir. Örnekte gerçekleştirilen XRD çalışmaları sonucunda, klorit ve illit-kaolinit kil mineralleri saptanmıştır (Şekil 4.83).

4.3.2.3 Arjilik Alterasyon

Karaköy bölgesinden alınan KKY-14 ve KKY-11 nolu örnekler arjilik alterasyonu temsil eden mineral topluluğu sergilemektedir.



Şekil 4.82 KKY-26 nolu örnekte gözlenen simektit-klorit karışık tabakalarına ve kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) biyotitlerde epidotlaşma ve plajiyoklaslarda serizitleşme. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Ep-Epidot, Kln-Kaolinit, Ms-Muskovit, Ill-İllit, Ser-Serizit, Sm-Smektit



Şekil 4.83 KKY-28 nolu örnekte gözlenen illit-kaolinit- klorit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) silisleşme, biyotit ve plajiyoklaslarda serizitleşme. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Kln-Kaolinit, Ms-Muskovit, Ill-İllit, Ser-Serizit, Qz-Kuvars

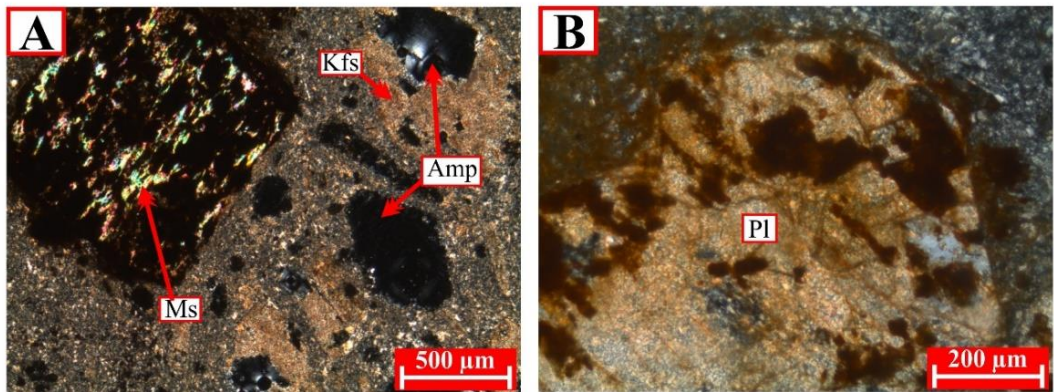
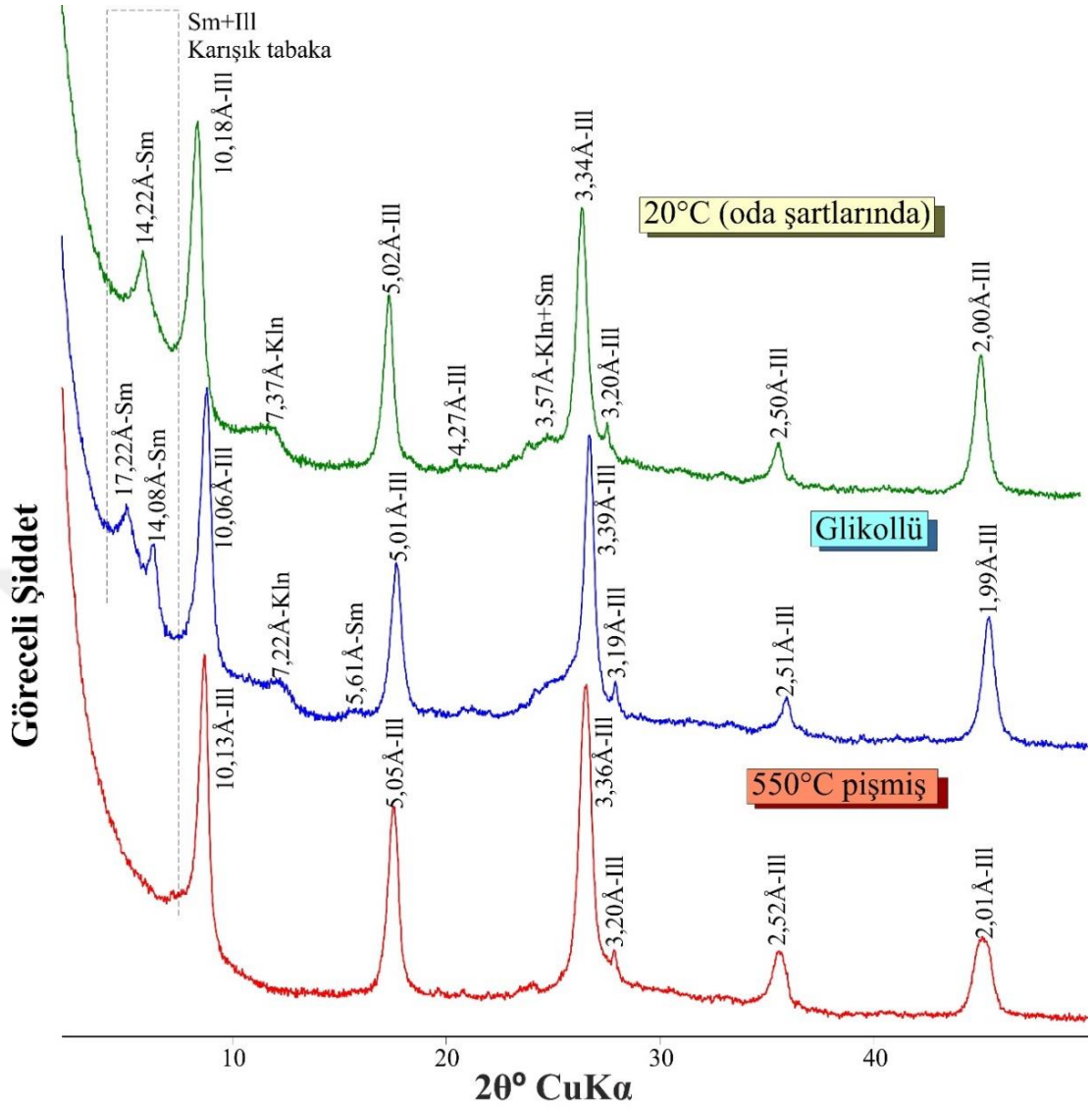
Andezitik bileşimli bir volkanik kayaktan alınan KKY-14 nolu, örnek başlıca plajiyoklas, amfibol, alkali feldispat ve biyotit fenokristallerinden oluşan porfiritik bir dokuya sahiptir. K-feldispatlarda ve plajiyoklaslarda en yaygın gelişen alterasyon serizitleşme ve killeşme olarak saptanmıştır. Biyotitlerde yer yer muskovitleşme gözlenmektedir (Şekil 4.84A). Amfibollerde ileri derece alterasyon sonucu killeşmeler saptanmıştır (Şekil 4.84A). Killere dönüşen amfibollerin yıkanarak ortamdan uzaklaşması sonucu ise kesitte amfibol özşekillerine sahip boşluklar bulunmaktadır. Örnekte gerçekleştirilen XRD çalışmaları sonucunda, simektit-illit karışık tabakaları ve kaolinit kil mineralleri saptanmıştır (Şekil 4.84).

İleri arjilik alterasyon mineral topluluğuna sahip KKY-11 nolu örnek, porfiritik dokulu andezitik bir kayaktan alınmıştır. Etkin gelişen alterasyona bağlı olarak, ilksel minerallerinin ayırt edilmesi oldukça zordur. Silisleşme ve killeşme etkin olarak gelişmiştir. Saçınım halde opak mineraller gözlenmektedir. Özellikle, feldispatlarda yaygın olarak serizitleşme ve killeşme gözlenmektedir (Şekil 4.85). Biyotitlerde ise muskovitleşme gözlenmektedir. Amfibollerde yaygın olarak serizitleşme ve killeşme gözlenmektedir. Örnekte gerçekleştirilen XRD çalışmaları sonucunda, illit, klorit, diyaspor, alünit ve jarosit saptanmıştır (Şekil 4.85).

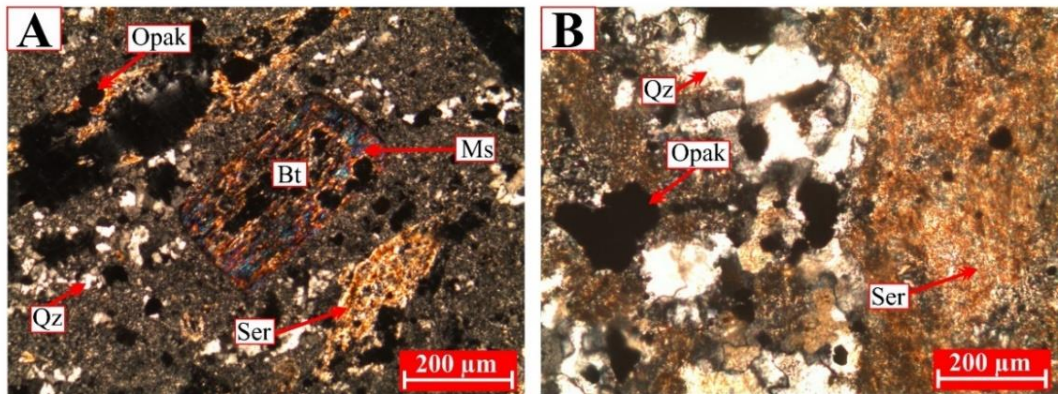
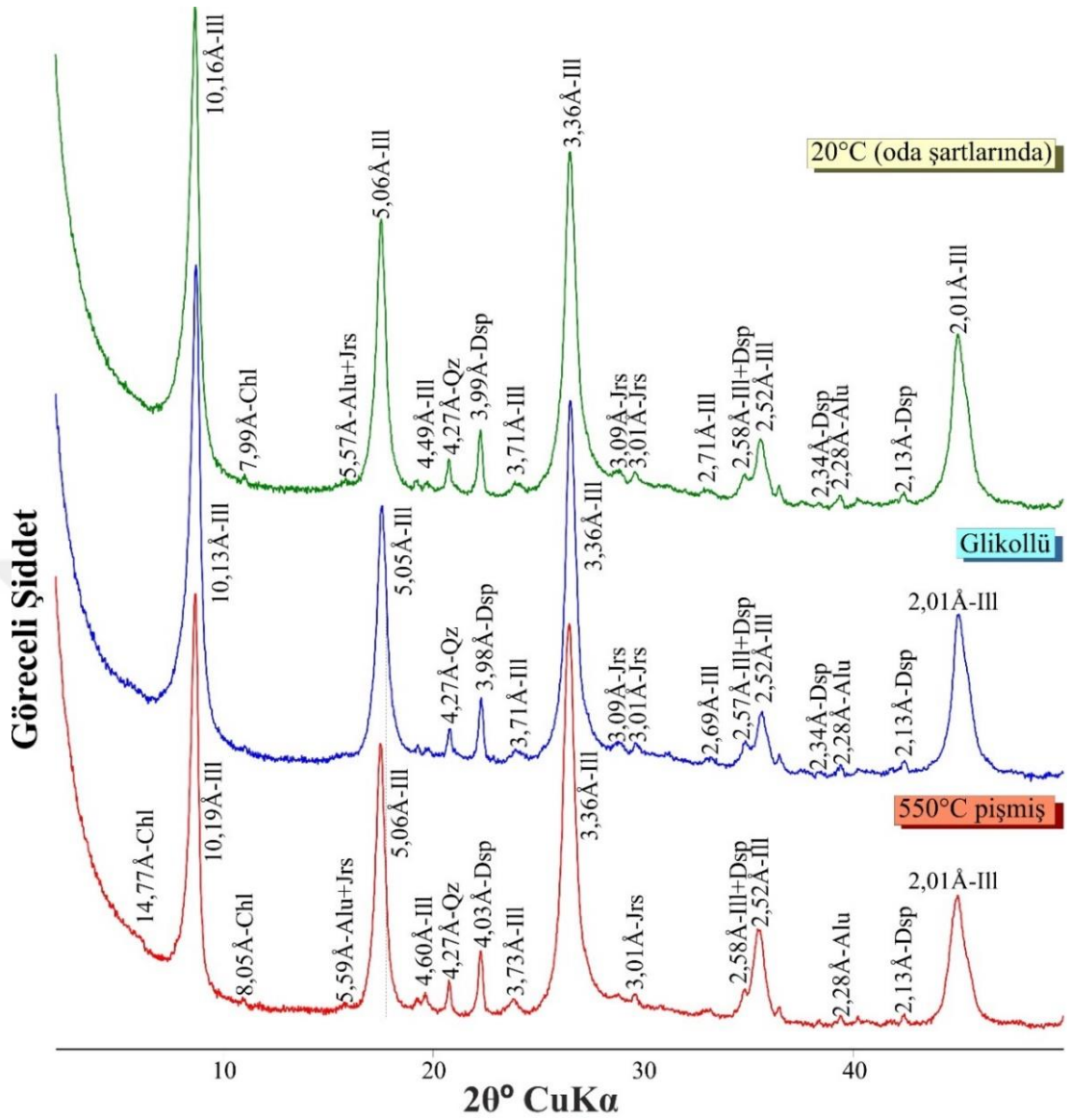
4.4 Sofular Bölgesi

4.4.1 Sofular Mo Cevherleşmesi

Sofular köyünün güneyinde gözlenen Mo cevherleşmesi K25D/90 doğrultu ve eğimli aplitik damar içinde yer almaktadır (Şekil 2.3). Aplitik damarın arazide görünür uzunluğu 8 m ve genişliği ise yaklaşık 1 m'dir. Atılgan (1977), cevherleşmenin hidrotermal olarak pegmatit içindeki zayıflık zonlarına yerleştiğini belirtmiştir. Molibdenit tanecikleri kayaç içerisinde saçınımlar halinde gözlenmektedir (Şekil 4.86). Molibdenit dışında herhangi bir cevher minerali gözlenmemektedir.



Şekil 4.84 KKY-14 nolu örnekte gözlenen simektit-illit karışık tabakaları ve kaolinit kil fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) biyotitlerde muskovitleşme, amfibollerin killeşerek yıkanması ve plajiyoklaslarda gözlenen serizitleşme ve demir oksit oluşumları. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Ill-İllit, Kln-Kaolinit, Kfs-K-feldispat, Ms-Muskovit, Pl-Plajiyoklas, Sm-Smektit



Şekil 4.85 KKY-11 nolu örnekte gözlenen illit-klorit-diyaspor-alünit-jarosite mineral fraksiyonu pikleri. Petrografi çalışmaları sonucu gözlenen (A ve B, + nikol görünüm) biyotitlerde muskovitleşme, plajiyoklaslarda serizitleşmeler. Kısaltmalar: Alu-Alünit, Bt-Biyotit, Chl-Klorit, Dsp-Diyaspor, Ill-İllit, Jrs-Jarosit, Ms-Muskovit, Pl-Plajiyoklas, Ser-Serizit, Qz-Kuars



Şekil 4.86 Sofular Mo cevherleşmesinde saçınımlar halinde gözlenen ince taneli molibdenitler. Kısaltmalar: Mo-Molibdenit

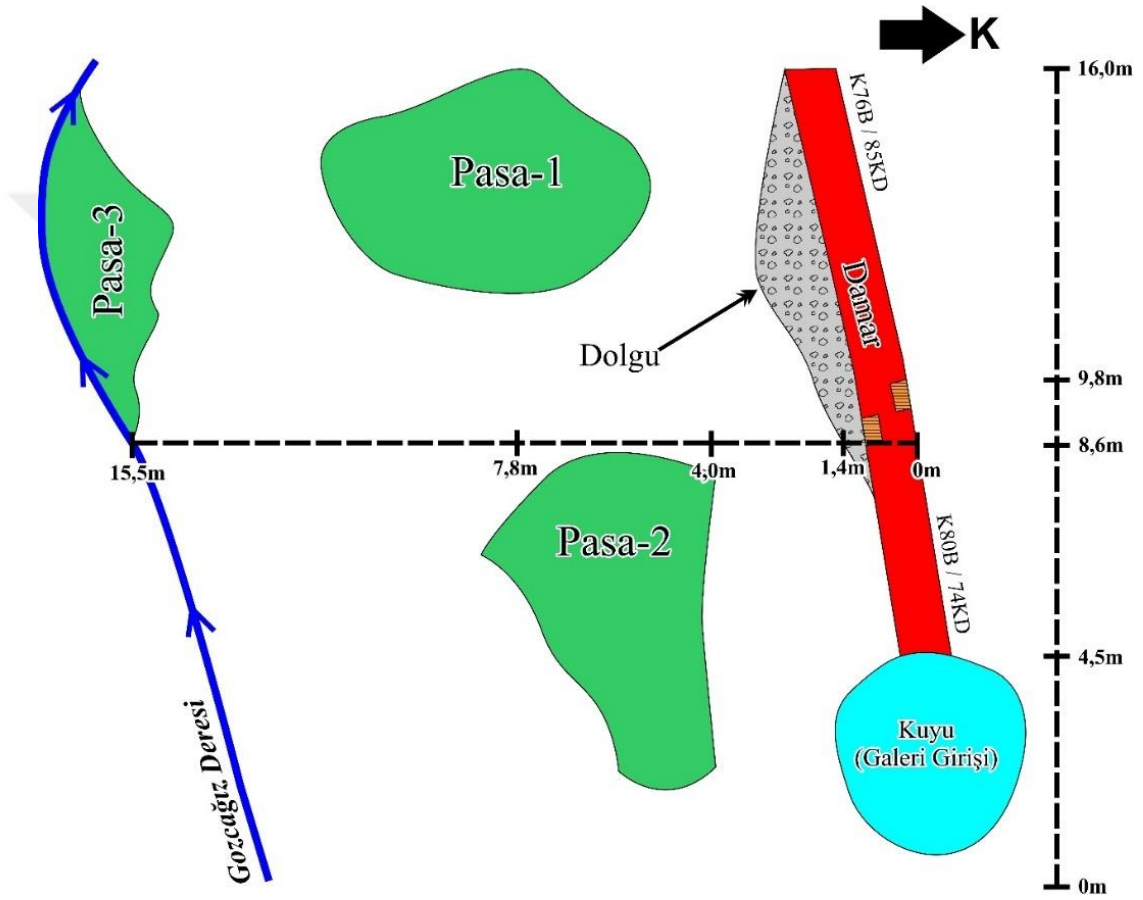
4.4.2 Tepetarla Pb-Zn Cevherleşmesi

Bu cevherleşme Sofular köyünün güneydoğusunda, KD-GB uzanımlı iki parçalı sokulumun arasında kalan Nilüfer birimine ait şistler içinde yer almaktadır (Şekil 2.3). Cevherleşme yaklaşık 5 metrelik L şeklinde açılan bir yarmada görülmekte ve üst düzeyleri bol altere ve kaolinize olmuştur. Ayrıca yüzeysel oksidasyon sonucu minium ve masikot gibi kırmızı renkli kurşun oksitler ve serüzit oluşumları gözlenmektedir. Cevherleşme yoğun miktarda galen ve daha az oranda ise sfalerit ve kalkopirit içeren küçük yumrular halinde gözlenmektedir. Gang minerali olarak yaklaşık 2 mm boyutlarında kuvars içermektedir.

4.4.3 Kozcağız-I Pb-Zn-Cu Cevherleşmesi

Kozcağız deresinin içinde ve Sofular köyünün yaklaşık 1 ve 2 km doğusunda 2 adet Pb-Zn-Cu cevherleşmesi yer almaktadır (Şekil 2.3). Bu cevherleşmeler Hodul birimine ait kırıntılı kayaçların içinde bulunmaktadır. Her iki cevherleşmeden de 1970'li yıllarda gelişi güzel cevher alımı gerçekleşmiş ve günümüzde galeri girişleri su ile dolmuştur. Özellikle Sofular köyünün 1 km doğusunda bulunan Kozcağız-I Pb-Cu-Zn cevherleşmesinden 15 m derinliğe kadar kuyu açılmış ve 22 m kuzeye doğru gidilerek

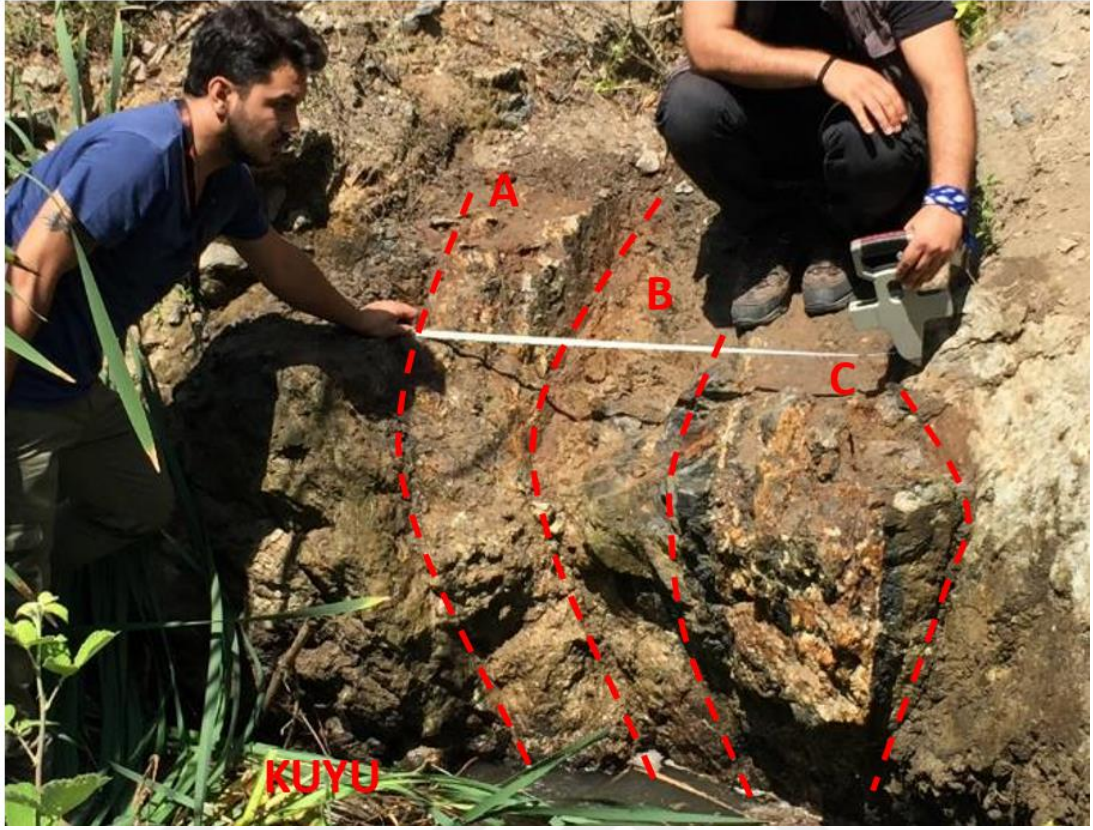
zengin cevher alındığı, Sofular köyü halkı tarafından sözlü olarak ifade edilmiştir. Damarın güney ucu Kozcağzı deresinden geçen bir fayla kesilmektedir. Kozcağzı-I Pb-Cu-Zn cevherleşmesi, damar tipi bir cevherleşmedir ve konumu K76-80B/85-74KD'dur (Şekil 4.87). Damarın görünür uzunluğu 13 m, kalınlığı ise 1 m'dir. Damar sistematik olarak örneklenmiş ve ek olarak 3 farklı pasadan örnekleme çalışmaları yapılmıştır.



Şekil 4.87 Kozcağzı-I Pb-Cu-Zn cevherleşmesinin kroki görüntüsü

Cevherleşmede makro olarak galen, sfalerit, kalkopirit, pirit ve gang minerali olarak kuvars ve kalsit (pasalarda) gözlenmektedir. Yaygın olarak cevher minerallerinin oksitleri de bulunmaktadır. Damar tipi cevherleşme parajenezine göre A-B-C olmak üzere 3 ayrı zona ayrılmıştır (Şekil 4.88):

- A zonu= Kuvars baskın+aşırı oksitli galen ve kalkopirit zonu (30cm)
- B zonu= Yüksek oranda sfalerit içerikli zon (25cm)
- C zonu= Cevherli breşik zon (45cm)

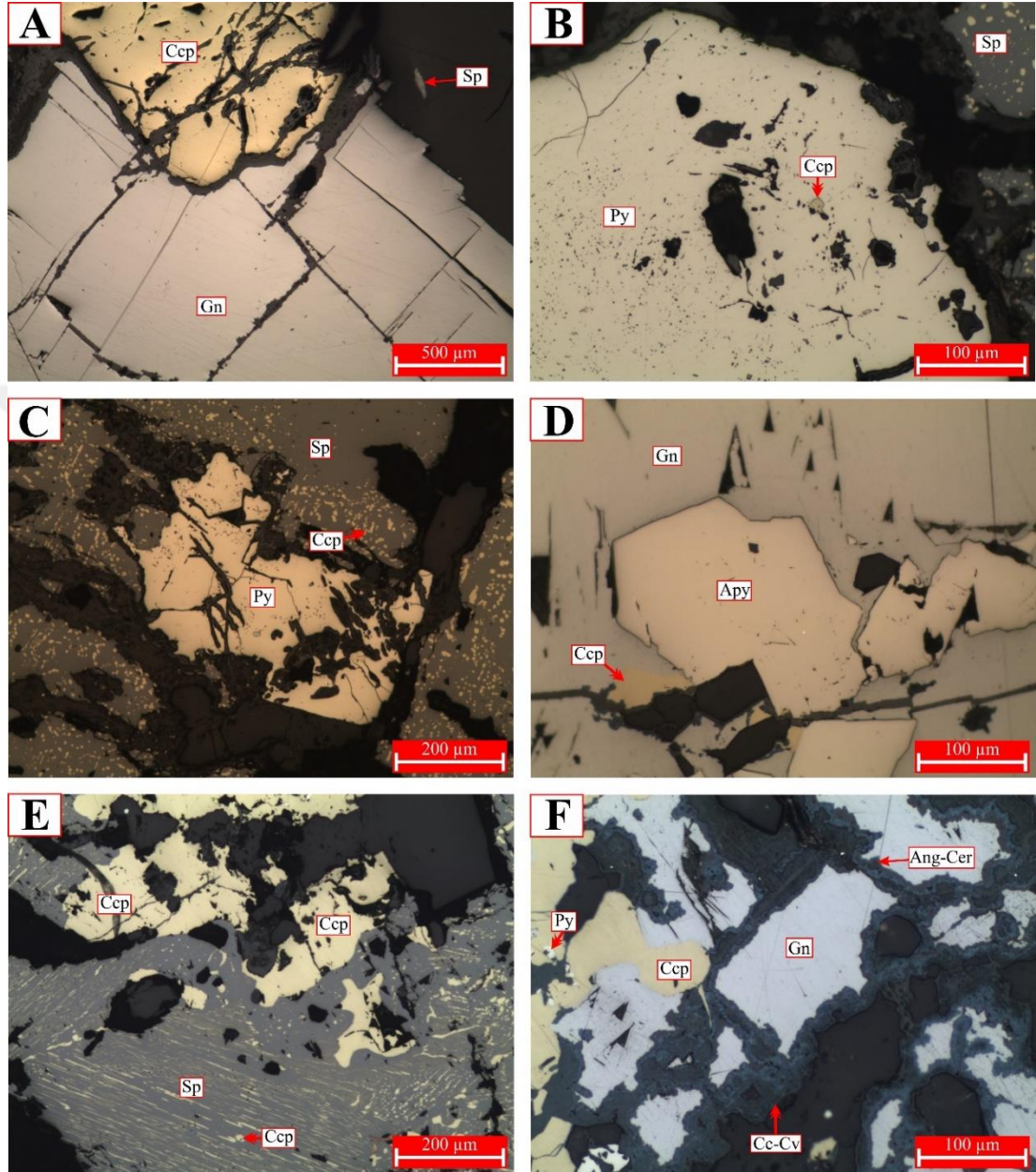


Şekil 4.88 Kozcağız-I Pb-Cu-Zn cevherleşmesine ait damarda gözlenen A-B-C zonlanmaları (Kişisel arşiv, 2015)

Damarın A zonunda yapılan mikroskopi çalışmalarında, bolluk sırasına göre galen, sfalerit ve kalkopirit cevher parajenezini oluşturmaktadır. Galen cevherleşmenin erken evresini temsil etmekte ve 1 cm'ye varan oldukça iri tane boyutlarında gözlenmektedir. Galenin yoğun olarak ayrışmaya uğramış ve tane sınırları boyunca konsantrik/ritmik oluşumlar ve kemirilmeler halinde anglezit ve serüzite dönüşmektedir. Galen, daha geç evrede oluşmuş kalkopirit ve sfalerit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.89A). Sfalerit ise yoğun kalkopirit eksolüsyonları içermekte ve kalkopirit ile eş oluşumlu olarak görülmektedir.

Damarın B zonunda, sfalerit miktarı artmakta ve iri pirit taneleri gözlenmektedir. Çoğunlukla öz şekilli gözlenen piritler maksimum 750 mikron tane boyutuna ulaşmakta ve cevherleşmenin en erken evresini temsil etmektedir. İri pirit tanelerinin boşluklarına yerleşmiş kalkopirit ve sfalerit oluşumları gözlenmektedir (Şekil 4.89B).

A zonuna benzer şekilde, iri ve öz şekilli galen tanelerinde yaygın olarak serüzit ve anglezite dönüşümler görülmektedir.



Şekil 4.89 Kozcağız-I cevherleşmesine ait parlak kesit mikrofotografaları (+ nikol görünüm). A) Galenin kalkopirit tarafından ornatılması. B) Piritlerin boşluklarına yerleşen kalkopirit. C) Kalkopirit eksolüsyonları içeren geç evre sfaleritin piriti ornatması. D) Erken evre arsenopiritlerin galen tarafından çevrelenmesi. E) Sfalerit içinde sistematik kalkopirit oluşumları. F) Galenin ayrışması sonucu oluşan konsantrik serüzit-anglezit ve süperjen kalkozin-kovellin. Kısaltmalar: Ang-Anglezit, Apy-Arsenopirit, Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cer-Serüzit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit

Damarın breşik zonunda (C zonu), A ve B zonlarına benzer parajenez ve süksesyon özellikleri gözlenmektedir. Diğer zonlardan farklı olarak, sfalerit daha yoğun kalkopirit eksolüsyonları içermektedir (Şekil 4.89C). Galenin ayrışması sonucu gelişen serüzit ve anglezit ve süperjen kalkozin-kovellin kolloform oluşumlar olarak gözlenmektedir.

Cevher alımının yapıldığı eski kuyunun 4 m batısından (damarın doğrultusu boyunca) D ve E olmak üzere 2 adet örnek alınmıştır. Her iki örnek üzerinde yapılan petrografik incelemeler sonucu, cevher parajenezi bolluk sırasına göre galen, sfalerit, kalkopirit, pirit ve arsenopiritten oluşmaktadır.

Erken evre minerali olan arsenopiritler, genellikle özşekilli ve tane boyutları maksimum 330 mikrona varan kristaller halinde gözlenmektedir. Arsenopirit taneleri galen, sfalerit ve kalkopirit tarafından çevrelenmiş yer yer az oranda ornatılmıştır (Şekil 4.89D).

Sfalerit, kalkopirit ile eş oluşumlu olup, kristal büyüme zonları boyunca sistematik olarak kalkopirit eksolüsyonları içermektedir (Şekil 4.89E). Damarın bu zonunda çok daha yoğun bir ayrışma gözlenmektedir. Galen tanelerinde, klivaj ve kristal sınırları boyunca oksidasyon sonucu iskeletik dokular meydana gelmiştir (Şekil 4.89F).

Kozcağız-I cevherleşmesinde yer alan cevher minerallerine ait parajenez ve süksesyon özellikleri Şekil 4.90’da verilmiştir.

4.4.3.1 Kozcağız-I Cevherleşmesine ait Mineral Kimyası Çalışmaları

Kozcağız-I Pb-Zn-Cu cevherleşmesinde gerçekleştirilen cevher petrografisi incelemeleri sonucunda, her zona ait parlak kesitler üzerinde mineraller işaretlenerek mineral kimyası (mikroprob) çalışmaları gerçekleştirilmiştir (Tablo 4.17 ve Tablo 4.18).

EVRE MİNERAL	CEVHERLEŞME EVRELERİ					SÜPERJEN EVRE
	ERKEN	GEÇ	ERKEN	GEÇ	ERKEN	
Arsenopirit	■	■				
Pirit	■	■				
Kalkopirit			■	■	■	
Sfalerit				■	■	
Galen			■	■		
Kalkozin						■
Kovellin						■
Kuvars	■	■	■	■	■	
Serüzit						■
Anglezit						■

Şekil 4.90 Kozcağız-I Pb-Zn-Cu cevherleşmesine ait parajenez ve süksesyon ilişkisi

Kozcağız-I cevherleşmesinin erken evresini temsil eden piritlerin Fe içerikleri D zonuna doğru artış göstermektedir. D zonuna ait piritte maksimum 47,58 wt.% Fe içeriği gözlenirken, E zonunda pirit oluşumu gözlenmemektedir. Sadece A ve C zonuna ait piritlerde Ni içeriği gözlenmekte olup, 0,15 wt.% (A zonu) ile 0,9 wt. % (C zonu) arasında değişmektedir. Ayrıca, Fe içeriği göreceli olarak düşük olan A zonuna ait pirit maksimum 0,50 wt. % Cu ve 0,57 wt. % Zn değerleri sunmaktadır.

Cevherleşmenin her zonunda en yaygın gözlenen sülfid minerali olan galenler üzerinde gerçekleştirilen kimyasal analizler sonucunda, Ag değerleri gözlenmemiştir. Sadece B ve C zonuna ait galenlerde 0,16 ila 0,18 wt. % arasında değişen Sb içeriği tespit edilmiştir.

Tablo 4.17 Kozcağız-I cevherleşmesinde A, B ve C zonlarına ait minerallerin mineral kimyası sonuçları
(N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)

	Mineral	N		Mn	Fe	Cu	Zn	As	S	Cd	Pb	Ni	Sb	Total
SR-VI-A	Pirit	10	Min		45,63	0,00	0,00		53,42			0,00		99,89
			Mak	d.l.a.	46,95	0,50	0,57	d.l.a.	54,48	d.l.a.	d.l.a.	0,15	d.l.a.	101,16
			Ort		46,33	0,34	0,09		53,88			0,03		100,68
			Mineral Formülü											(Fe _{0,98-1,00})(S _{1,99-2,01})
	Kalkopirit	10	Min		29,75	33,00			34,82					98,04
			Mak	d.l.a.	30,43	34,06	d.l.a.	d.l.a.	35,90	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	100,35
			Ort		30,14	33,53			35,30					98,97
			Mineral Formülü											(Cu _{0,96-0,98} Fe _{0,98-1,01})(S _{2,02-2,04})
	Sfalerit	15	Min	0,15	2,17		63,60		32,57	0,16				99,19
			Mak	0,23	2,43	d.l.a.	65,06	d.l.a.	33,84	0,36	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	101,31
			Ort	0,19	2,30		64,35		33,27	0,27				100,36
			Mineral Formülü											(Zn _{0,94-0,96} Fe _{0,04})(S _{1,00-1,01})
Galen	15	Min						13,31		84,59			98,15	
		Mak	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	13,86	d.l.a.	86,98	d.l.a.	d.l.a.	100,84	
		Ort						13,67		85,84			99,51	
		Mineral Formülü											(Pb _{0,98-0,99})(S _{1,01-1,02})	
SR-VI-B	Sfalerit	16	Min		43,67	0,36			33,17	0,20				99,53
			Mak	d.l.a.	44,35	0,51	d.l.a.	d.l.a.	33,93	0,36	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	100,62
			Ort		43,93	0,45			33,63	0,28				100,12
			Mineral Formülü											(Zn _{0,88-0,93} Fe _{0,06-0,10})(S _{1,00-1,02})
	Pirit	12	Min		46,48				53,70					100,31
			Mak	d.l.a.	47,35	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	54,85	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	101,43
			Ort		46,72				54,19					100,91
			Mineral Formülü											(Fe _{0,98-1,00})(S _{2,00-2,02})
	Galen	13	Min						13,54		84,25		0,00	99,53
			Mak	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	14,02	d.l.a.	86,78	d.l.a.	0,18	100,62
			Ort						13,78		85,63		0,03	100,12
			Mineral Formülü											(Pb _{0,97-0,99})(S _{1,01-1,03})
SR-VI-C	Pirit	11	Min		46,33			0,00	53,15			0,00		100,02
			Mak	d.l.a.	47,07	d.l.a.	d.l.a.	0,13	54,61	d.l.a.	d.l.a.	0,19	d.l.a.	101,18
			Ort		46,63			0,03	53,86			0,05		100,63
			Mineral Formülü											(Fe _{0,98-1,00})(S _{1,99-2,01})
	Sfalerit	14	Min	0,21	5,00		57,00		32,82	0,20				99,70
			Mak	0,35	8,20	d.l.a.	60,80	d.l.a.	33,77	0,34	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	101,1
			Ort	0,29	7,11		58,40		33,38	0,27				100,5
			Mineral Formülü											(Zn _{0,84-0,91} Fe _{0,09-0,14} Mn _{0,00-0,01})(S _{1,00-1,01})
	Galen	14	Min						13,28		83,84		0,00	97,67
			Mak	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	13,74	d.l.a.	86,39	d.l.a.	0,16	99,94
			Ort						13,49		85,27		0,01	98,78
			Mineral Formülü											(Pb _{0,97-1,00})(S _{1,00-1,02})
Kalkopirit	9	Min		29,30	32,89	0,00		34,42					97,71	
		Mak	d.l.a.	29,73	33,96	1,08	d.l.a.	35,01	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	99,23	
		Ort		29,54	33,37	0,62		34,77					98,31	
		Mineral Formülü											(Cu _{0,96-0,99} Fe _{0,97-0,99} Zn _{0,00-0,03})(S _{2,00-2,03})	

Tablo 4.18 Kozcağız-I cevherleşmesinde D ve E zonlarına ait minerallerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında)

	Mineral	N		Mn	Fe	Cu	Zn	As	S	Cd	Pb	Sb	Se	Total
SR-V1-D	Kalkopirit	10	Min		29,34	33,01	0,00		34,64					97,49
			Mak	d.l.a.	30,46	34,22	0,79	d.l.a.	35,54	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	99,35
			Ort		29,81	33,39	0,08		35,13					98,41
	Mineral Formülü				(Cu _{0,96-1,00} Fe _{0,97-1,01} Zn _{0,00-0,02})(S _{2,01-2,04})									
	Sfalerit	13	Min	0,10	3,13	0,00	59,47		32,90					99,66
			Mak	0,18	6,81	0,72	63,83	d.l.a.	33,91	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	101,63
			Ort	0,15	3,77	0,25	62,46		33,44					100,46
	Mineral Formülü				(Zn _{0,87-0,93} Fe _{0,05-0,12})(S _{1,00-1,01})									
	Pirit	12	Min		45,62	0,00		0,00	53,34					99,88
			Mak	d.l.a.	47,58	0,57	d.l.a.	0,12	55,88	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	103,46
			Ort		46,37	0,15		0,02	54,27					100,83
Mineral Formülü				(Fe _{0,97-0,99} Cu _{0,00-0,01})(S _{2,00-2,03})										
Galen	12	Min		0,00	0,00	0,87		13,39		85,23			100,59	
		Mak	d.l.a.	0,35	0,66	2,03	d.l.a.	14,14	d.l.a.	87,64	d.l.a.	d.l.a.	103,31	
		Ort		0,08	0,07	1,37		13,85		86,69			102,06	
Mineral Formülü				(Pb _{0,91-0,99} Zn _{0,03-0,07} Cu _{0,00-0,02} Fe _{0,00-0,01})(S _{0,98-1,01})										
Arsenopirit	10	Min		34,46	0,00	0,87	42,52	20,51		85,23	0,00	0,11	99,31	
		Mak	d.l.a.	35,67	0,24	2,03	44,51	22,24	d.l.a.	87,64	0,22	0,26	101,22	
		Ort		35,02	0,06	1,37	43,67	21,31		86,69	0,03	0,19	100,28	
Mineral Formülü				(Fe _{0,99-1,01} Cu _{0,00-0,01} As _{0,90-0,96})(S _{1,03-1,10} Se _{0,00-0,01})										
Arsenopirit	13	Min		34,2		0	42,5	21,1			0	0,15	99,64	
		Mak	d.l.a.	35,9		0,59	44	22,3	d.l.a.	d.l.a.	0,27	0,3	101,4	
		Ort		35,2		0,13	43,2	21,7			0,05	0,22	100,5	
Mineral Formülü				(Fe _{0,99-1,02} Zn _{0,00-0,01} As _{0,90-0,94})(S _{1,05-1,09} Se _{0,00-0,01})										
Sfalerit	15	Min		3,1	0	53,4		32,1	0				89,22	
		Mak	d.l.a.	4,74	0,71	63	d.l.a.	33,6	0,36	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	101	
		Ort		3,79	0,2	61,2		33,3	0,25				98,74	
Mineral Formülü				(Zn _{0,87-0,93} Fe _{0,05-0,08} Cu _{0,00-0,01})(S _{1,00-1,06})										
Kalkopirit	16	Min		29,2	32,8	0		34,7					97,41	
		Mak	d.l.a.	30,4	33,8	0,63	d.l.a.	35,4	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	99,22	
		Ort		29,8	33,3	0,04		34,9					98,1	
Mineral Formülü				(Cu _{0,95-0,99} Fe _{0,98-1,01} Zn _{0,00-0,02})(S _{2,01-2,05})										
Arsenopirit	11	Min		33,7			44,7	19,8				0	99,26	
		Mak	d.l.a.	34,6	d.l.a.	d.l.a.	46,2	20,8	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	0,28	100,9	
		Ort		34,3			45,3	20,3				0,21	100,1	
Mineral Formülü				(Fe _{0,98-1,01} As _{0,96-1,01})(S _{1,01-1,04} Se _{0,00-0,01})										
Galen	14	Min						13,4		85,2			98,75	
		Mak	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	14,2	d.l.a.	87,3	d.l.a.	d.l.a.	101	
		Ort						13,6		86,2			99,85	
Mineral Formülü				(Pb _{0,97-1,00})(S _{1,00-1,03})										
Arsenopirit	13	Min		35			41,8	20,9				0,14	99,34	
		Mak	d.l.a.	36,1	d.l.a.	d.l.a.	44,4	22,8	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	0,28	101,3	
		Ort		35,5			43	21,9				0,2	100,5	
Mineral Formülü				(Fe _{1,001,02} As _{0,88-0,95})(S _{1,04-1,12} Se _{0,00-0,01})										

Sfaleritlerin FeS mol oranları damar zonlanmasında, A (4,25 % mol oranı) zonundan C (14,22 % mol oranı) zonuna doğru artış göstermektedir (Tablo 4.19). Buna zıt olarak, ZnS mol oranlarında aynı yönde 95,72 % mol oranından 90,71 % mol oranına doğru düşüş gözlenmektedir. Sfaleritlerin demir içeriği göz önüne alındığında ortaç sülfidasyon Pb-Zn-Cu epitermal yataklarına benzerlik sunmaktadır (Shikazono, 1974; Watanabe ve Soeda, 1981; Shikazono, 2003; Einaudi ve diğer., 2003).

Tablo 4.19 Kozcağız-I cevherleşmesindeki sfaleritlere ait mol hesap tablosu (N: ölçüm sayısı)

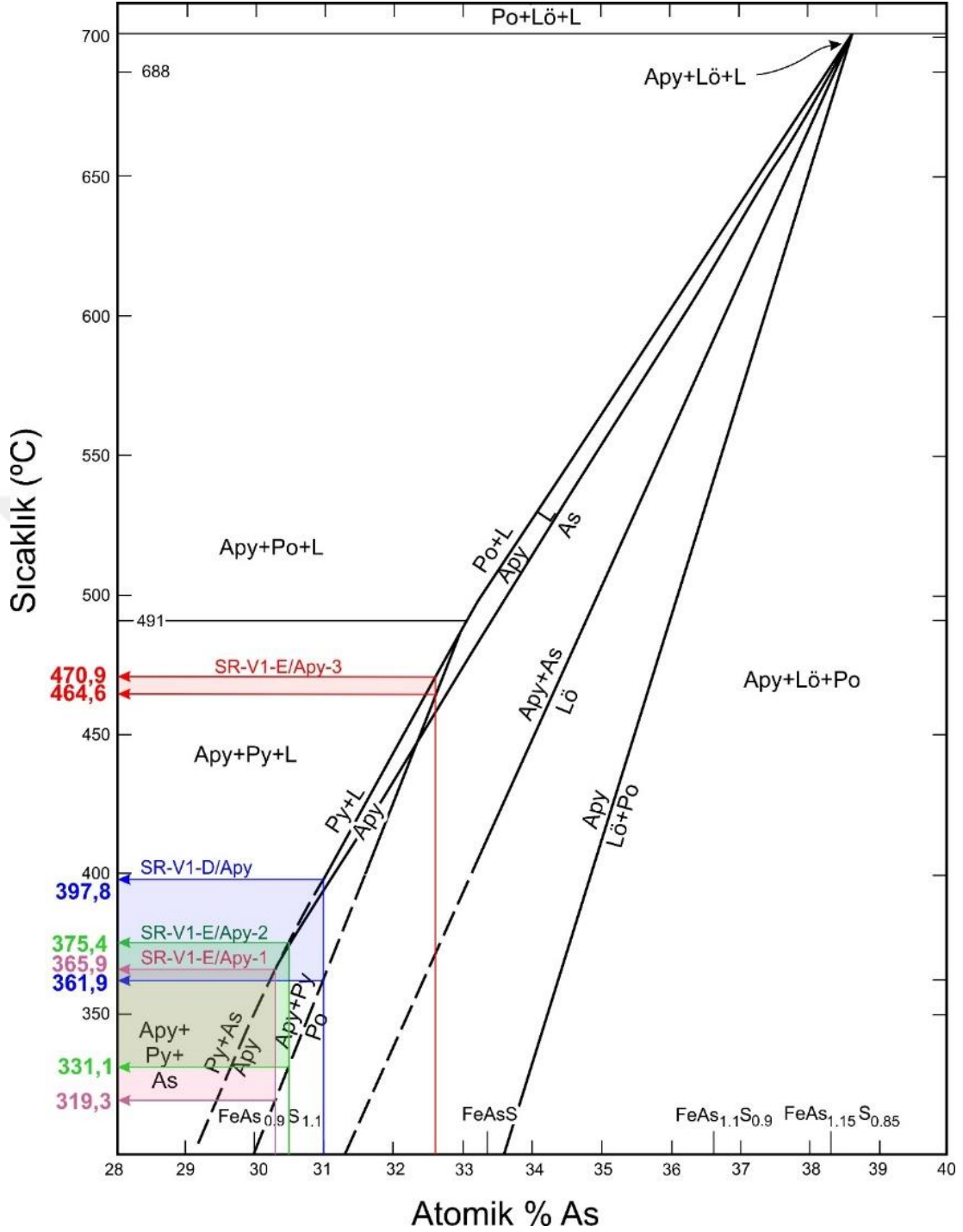
Zon	N		ZnS	FeS	CdS	MnS
SR-V1-A	16	Min	95,14	3,79	0,14	0,26
		Mak	95,72	4,25	0,31	0,41
		Ort	95,45	3,99	0,23	0,33
SR-V1-B	15	Min	89,11	6,27	0,17	0,12
		Mak	93,35	10,26	0,31	0,36
		Ort	90,55	8,95	0,24	0,26
SR-V1-C	14	Min	85,02	8,73	0,17	0,37
		Mak	90,71	14,22	0,29	0,62
		Ort	86,88	12,37	0,23	0,51
SR-V1-D	13	Min	87,71	5,46	0,24	0,18
		Mak	93,97	11,76	0,43	0,32
		Ort	92,83	6,56	0,34	0,26
SR-V1-E	15	Min	91,64	5,45	0,00	0,00
		Mak	94,31	8,36	0,32	0,00
		Ort	93,03	6,74	0,22	0,00

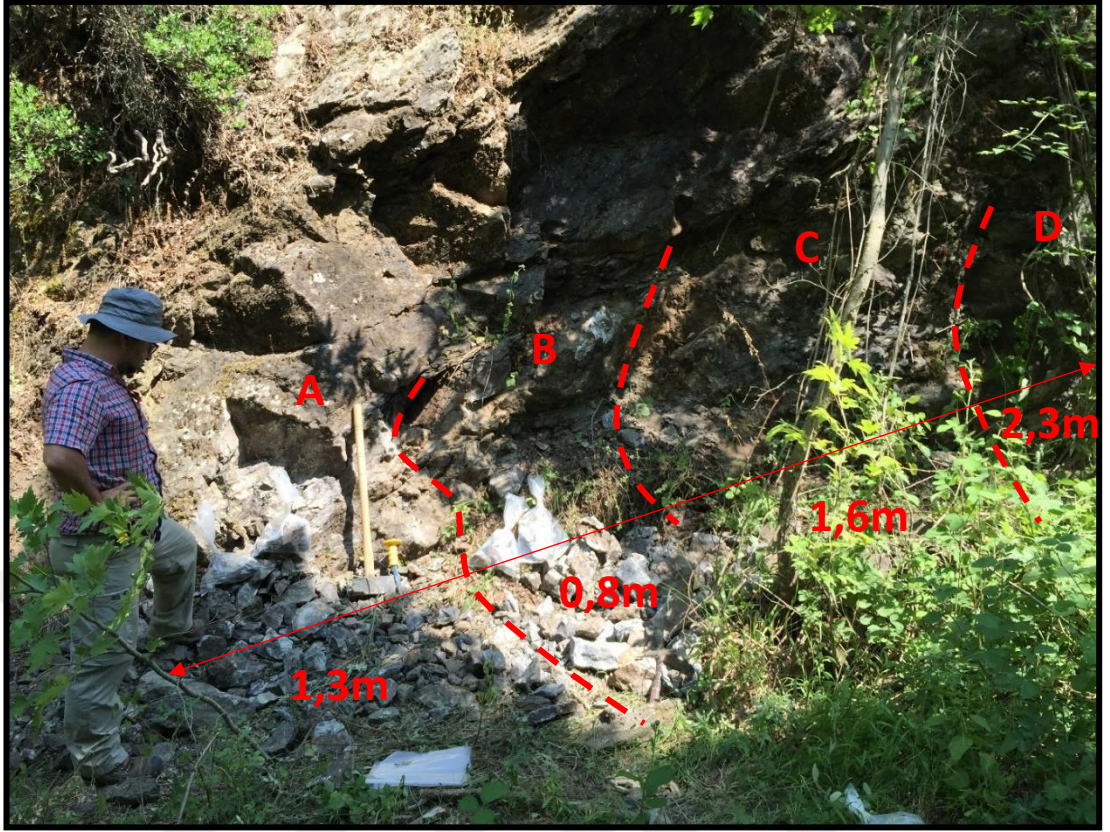
E ve D zonuna ait arsenopiritlerin As atomik oranlarından elde edilen sıcaklıklar, iki evreli oluşum sunmaktadır (Şekil 4.91). E zonunda bulunan arsenopiritlerin ilk oluşum sıcaklıkları 319,3 ila 375,4 °C arasında değişirken, D zonuna ait ikinci evre arsenopirit sıcaklıkları 361,9 ila 397,8 °C arasında değişmekte olup, artış sunmaktadırlar. E zonundan ölçülen 3 nolu arsenopirit, pirit ile duraylı olmadığından dolayı yüksek sıcaklıklar sunmaktadır. Bu sıcaklık değerleri 464,6 ila 470,9 °C değişmekte olup, dikkate alınmamıştır.

4.4.4 Kozcağız-II Pb-Zn Cevherleşmesi

Kozcağız-II Pb-Zn cevherleşmesi, Kozcağız-I cevherleşmesinin 1 km KD’nda distal skarn tip bir cevherleşmedir (Şekil 2.3). Sahada eskiden yapılan madencilik çalışmaları nedeniyle cevherleşmenin konumu kesin olarak görülmemektedir. Ancak önceki çalışmalarda cevherin konumu K70D olarak belirtilmiştir (Atılğan, 1977).

Cevher zonu A, B, C ve D olmak üzere 4 ayrı zona bölünerek sistematik olarak örneklenmiştir (Şekil 4.92). A ve D zonunda galen baskın cevher minerali iken sfalerit az miktarda gözlenmektedir. Gang mineralleri olarak kuvars ve az oranda kalsit bulunmaktadır. B ve C zonlarında ise az oranda galen gözlenmiştir.





Şekil 4.92 Kozcağız-II Pb-Zn cevherleşmesinde gözlenen A,B,C ve D zonlanması (Kişisel arşiv, 2016)

4.4.4.1 Skarn Mineralojisi

Kozcağız-II Pb-Zn cevherleşmesinden alınan SR-S-1 (A zonu), SR-S-2 (B zonu), SR-S-3 (C zonu) ve SR-S-4 (D zonu) nolu örnekler üzerinde yapılan mineralojik ve petrografik incelemeler sonucunda distal skarn zonunun parajenezi belirlenmiştir.

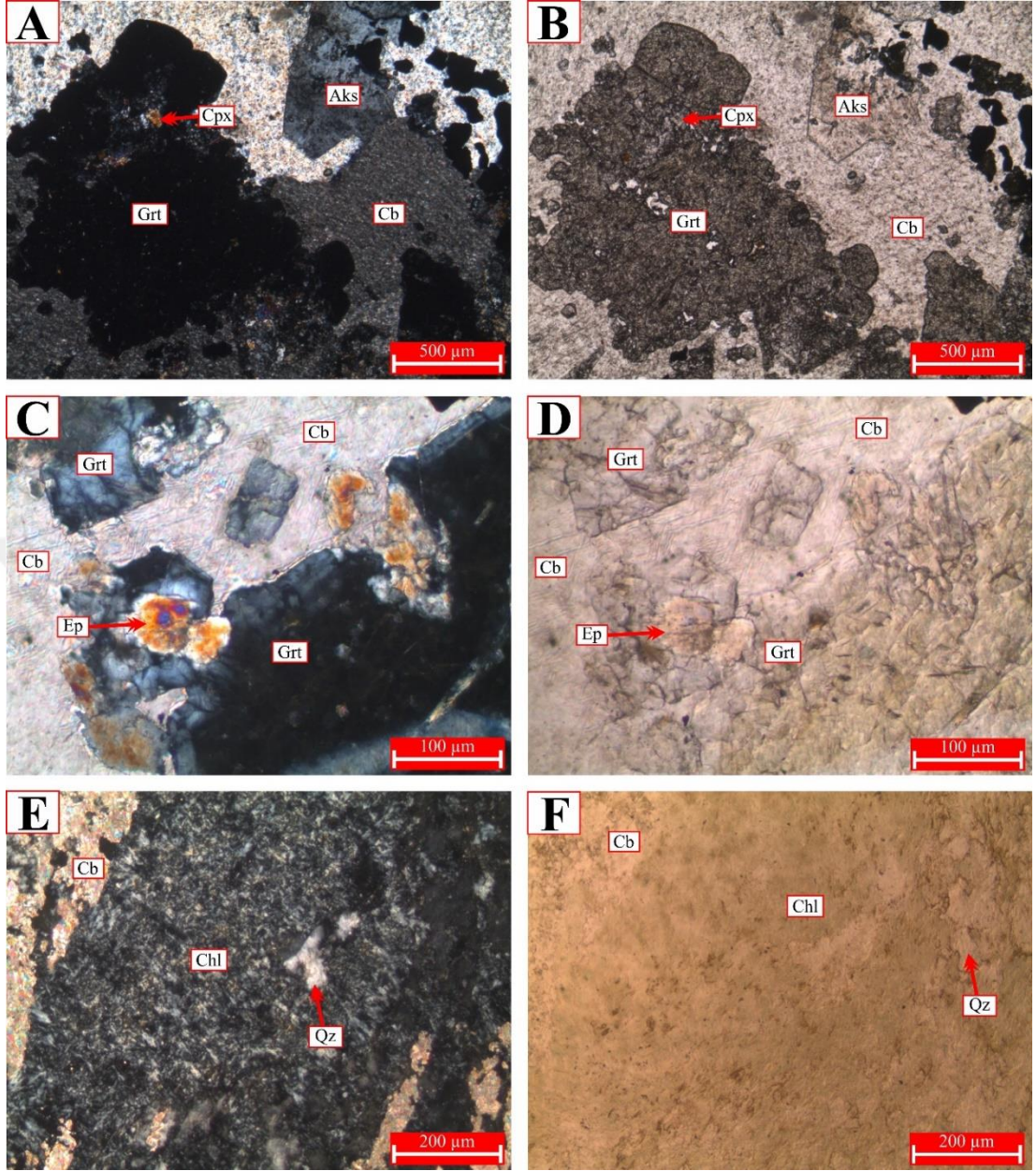
Skarnın A zonu, bolluk sırasına göre başlıca karbonat, kuvars, klinopiroksen, granat, aksinit, opak mineraller, klorit, epidot ve az oranda K-feldispat ve aksinit minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 4.93). Karbonat mineralleri kayacın matriksini oluşturmakta ve öz şekilli erken evre anizotrop granatları çevrelemektedir (Şekil 4.93A-B). Prograd evrede gelişen granatlar, yer yer klinopiroksenler tarafından ornatılmıştır. Retrograd evre koşullarında yaygın olarak epidot ve klorit, çoğunlukla piroksenleri ve daha az oranda granatları ornatmaktadır (Şekil 4.93C-F). Sülfid minerallerinden oluşan opak fazlar parajenezde çeşitli tane boyutlarında

görülmektedir. Geç evrede gelişen ince taneli karbonat fazı, önceki fazların süreksizliklerini doldurmuş ve ornatmıştır.

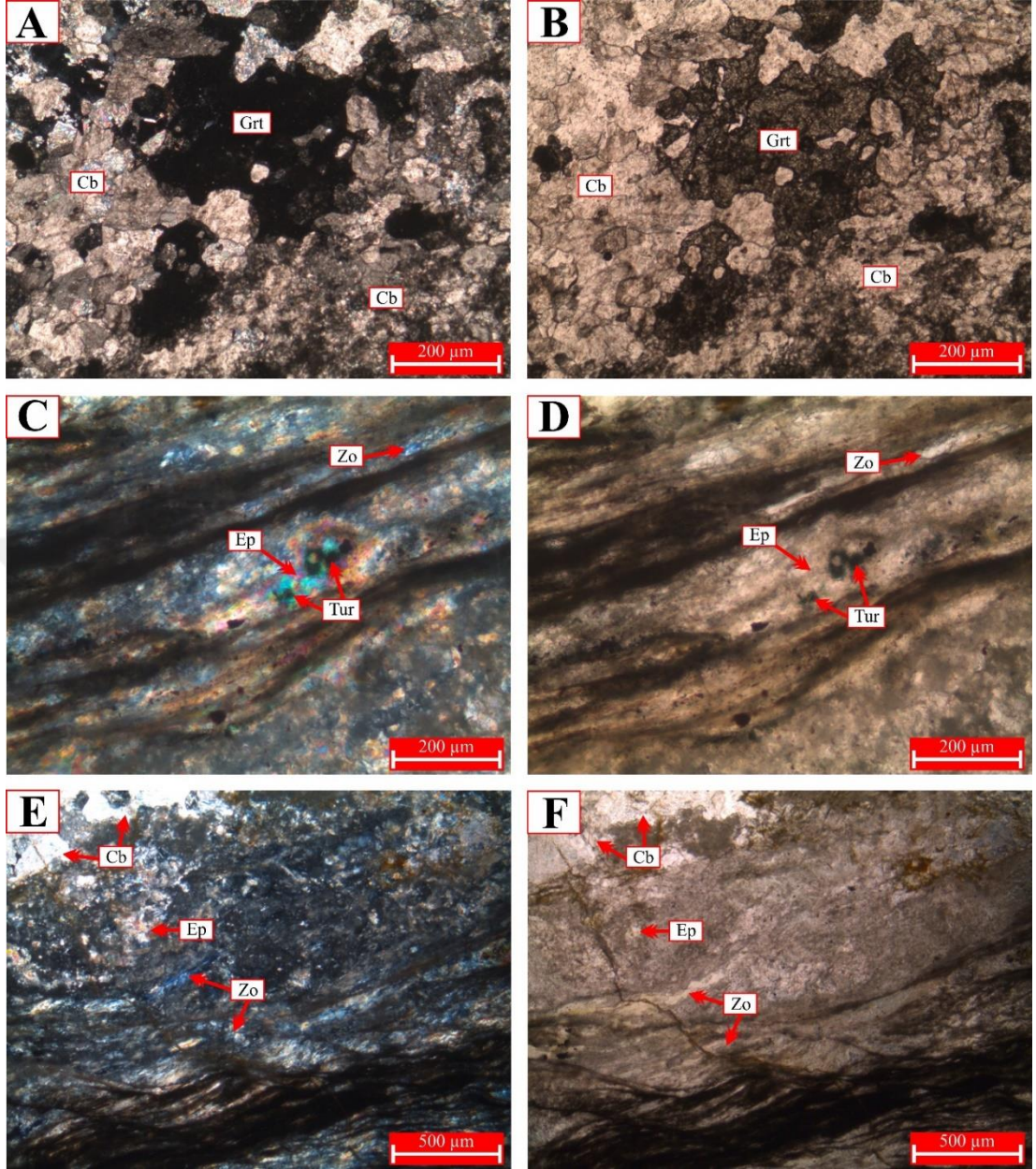
Skarnın B zonu, bolluk sırasına göre başlıca kuvars, opak mineraller, granat, klorit, epidot, plajiyoklas, turmalin ve daha az oranda K-feldispatlardan oluşmaktadır (Şekil 4.94). Prograd evre, izotrop granat ile temsil olmaktadır. Granat, yaygın olarak geç evrede gelişen karbonatlaşmadan etkilenmiş ve kenar, köşe ve çatlakları boyunca ornatılmıştır (Şekil 4.94A-B). Göreceli erken evrede gelişen plajiyoklas, retrograd faza ait epidot ve klorit tarafından ornatılmaktadır.

Skarnın A zonunda bor-silikat olarak gözlenen aksinit yerine, B zonunda başka bir bor-silikat olan turmalin parajenezde yer almaktadır. Turmalin varlığı, ilksel kayacın daha az karbonat içerikli olduğunu ve olasılıkla pelitik olduğuna işaret etmektedir (Şekil 4.94C-D). Pelitik bir protoliti temsil eden serizit-muskovit içerikli bantların arasında zoisit gelişmiştir (Şekil 4.94E-F). Epidotların turmalinler tarafından ornatılması, turmalinin retrograd evrede en son gelişen silikatlardan olduğunu göstermektedir. Zoisitlerin birçoğu plajiyoklas ve epidot sınırlarında etkin olarak oluşmuştur. Opak minerallerin yer yer ince karbonat damarları ile birlikte aynı fazda geldiği görülmektedir (Şekil 4.94C-D). Ayrıca olasılıkla en geç evrede gelişen ve önceki fazları kat eden serizit, klorit ve opak mineraller ile birlikte damarcıklarda yer almaktadır.

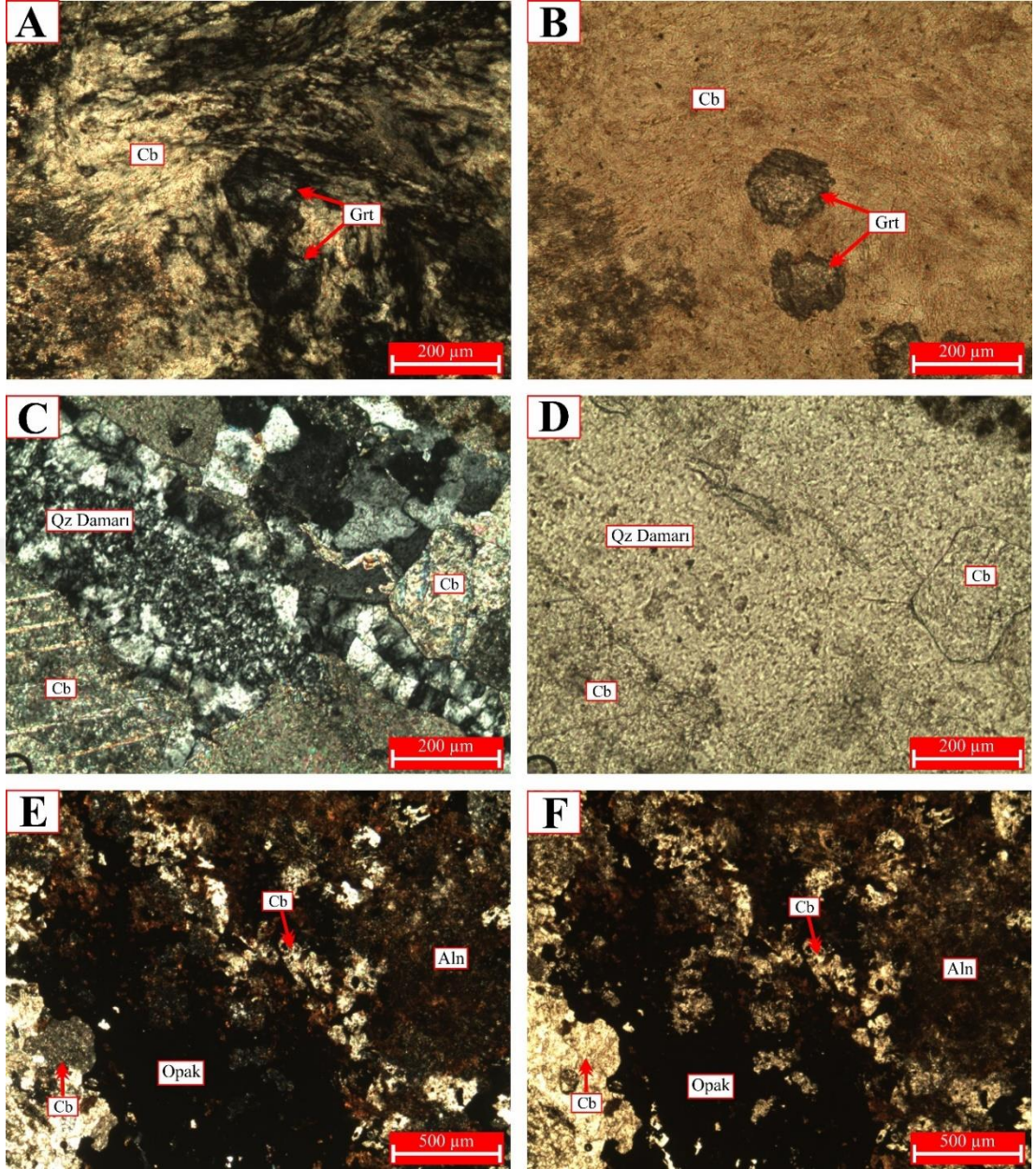
Skarnın C zonu, bolluk sırasına göre başlıca karbonat, kuvars, granat, plajiyoklas, opak mineraller, epidot, allanit, K-feldispat ve serizitten oluşmaktadır (Şekil 4.95). Erken evrede gelişen granat karbonat tarafından ornatılmıştır (Şekil 4.95A-B). Kuvars ve karbonat damarcıkları yoğun bir şekilde kayacı kat etmektedir. En son evreyi temsil eden kuvars, yer yer tarak dokuları sunan damarcıklar halinde karbonatları keserek kat etmektedir (Şekil 4.95C-D). Amfibollerin yaygın olarak geç evre karbonat fazı tarafından ornatıldığı gözlenmektedir. Allanit mineralleri, opak mineraller ile birlikte önceki fazları kat etmektedir (Şekil 4.95E-F). Opak fazlarda oksidasyon gözlenirken, feldispatlarda killeşmeler gözlenmektedir.



Şekil 4.93 Kozcağız-II cevherleşmesinin A zonuna ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) İzotrop ve anizotrop granatların karbonat tarafından çevrelenmesi ve klinopiroksen tarafından ornatılması. C ve D, + ve // nikol görünüm) Anizotrop granatların epidot tarafından ornatılması. E ve F, + ve // nikol görünüm) Retrograd evrede gözlenen kloritleşmeler ve daha az oranda kuvars oluşumu. Kısaltmalar: Aks-Aksinit, Cb-Karbonat, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Qz-Kuvars



Şekil 4.94 Kozcağız-II cevherleşmesinin B zonuna ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Granatların karbonat tarafından ornatımı. C ve D, + ve // nikol görünüm) Epidot ile birlikte turmalin oluşumları. E ve F, + ve // nikol görünüm) Yaygın gözlenen epidot ve zoisit oluşumları. Kısaltmalar: Cb-Karbonat, Ep-Epidot, Grt-Granat, Tur-Turmalin, Zo-Zoisit



Şekil 4.95 Kozcağız-II cevherleşmesinin C zonuna ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Granatların karbonatlar tarafından ornatılması. C ve D, + ve // nikol görünüm) Geç evre kuvars damarcıkları. E ve F, + ve // nikol görünüm) Opaklar ile birlikte allanit oluşumları. Kısaltmalar: Aln-Allanit, Cb-Karbonat, Grt-Granat, Qz-Kuvars

Skarnın D zonu, bolluk sırasına göre başlıca karbonat, turmalin, granat, epidot, amfibol, K-feldispat, klinopiroksen, serizit ve opak içermektedir. Erken evrede gelişen izotrop granatlar, karbonatlar tarafından çevrenmekte ve ornatılmaktadır (Şekil 4.96A-B). Kuvars ve K-feldispatlar genellikle iri fenokristaller halinde gözlenmektedir. En son evreyi temsil eden kuvars damarcıkları yer yer birbirlerini

kesmekte ve sistemde birkaç farklı geç evre faza ait kuvars oluşumuna işaret etmektedir (Şekil 4.96C-D). Bu damarcıkların bazılarında mozaik yapılar gelişmiştir. Amfibol ve klinopiroksenler yaygın olarak epidot tarafından ornatılmaktadır. K-feldispatlarda turmalinleşme (Şekil 4.96E-F) ve kısmi olarak epidotlaşma gözlenmektedir. Bazı bölümlerde, epidotlaşmalar yoğun bir şekilde kümelenmiş ve etrafında turmalin oluşumları bulunmaktadır (Şekil 4.96E-F).

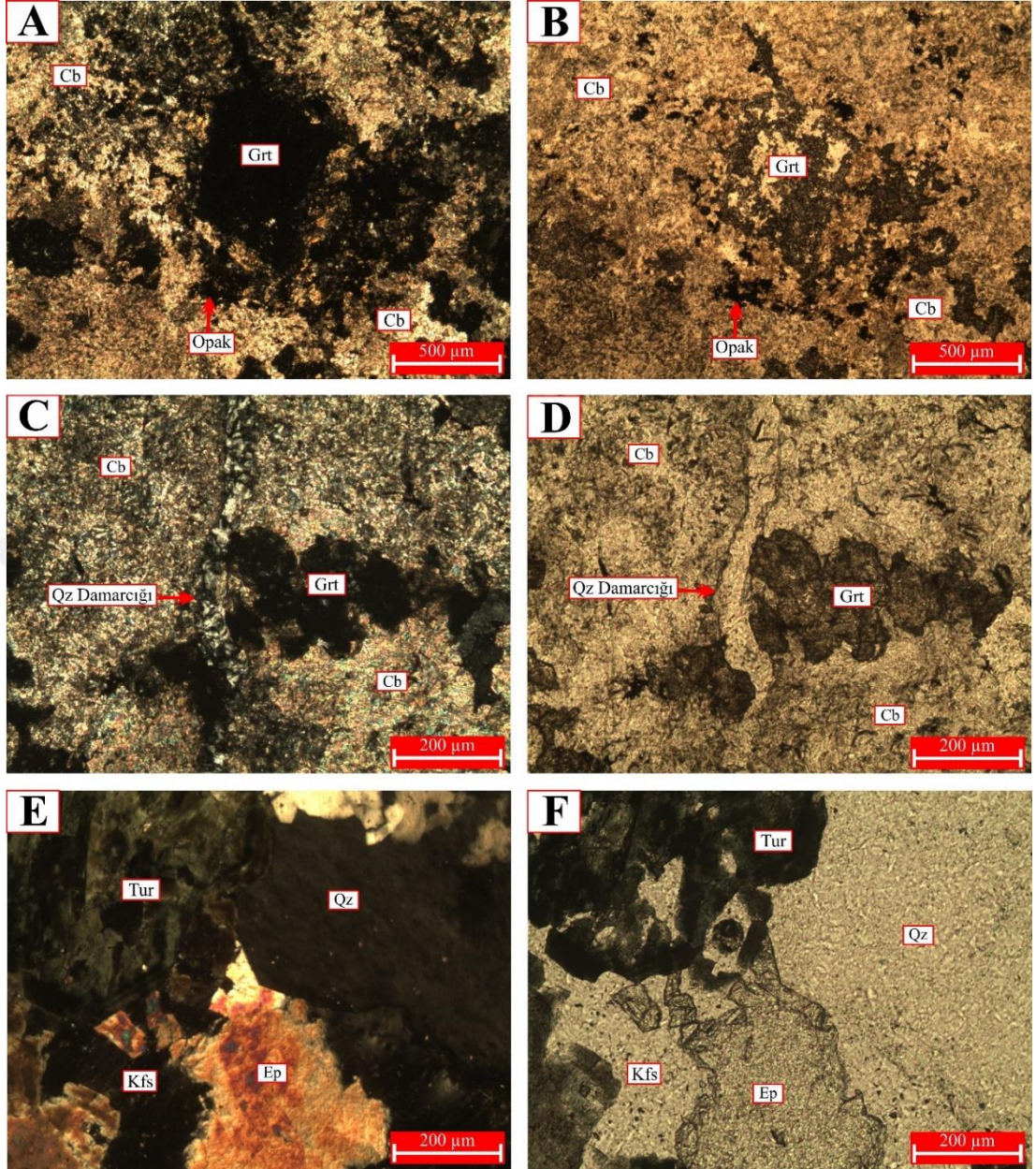
Serizitlerin yoğun olduğu bölgelerde ve kısmen karbonatlarda opak mineraller gözlenmektedir. Diğer zonlar ile kıyaslandığında, granat az oranda gözlenmekte ve yaygın olarak retrograd evreyi temsil eden mineral parajenezine sahiptir.

4.4.4.2 Skarn Cevher Petroğrafisi

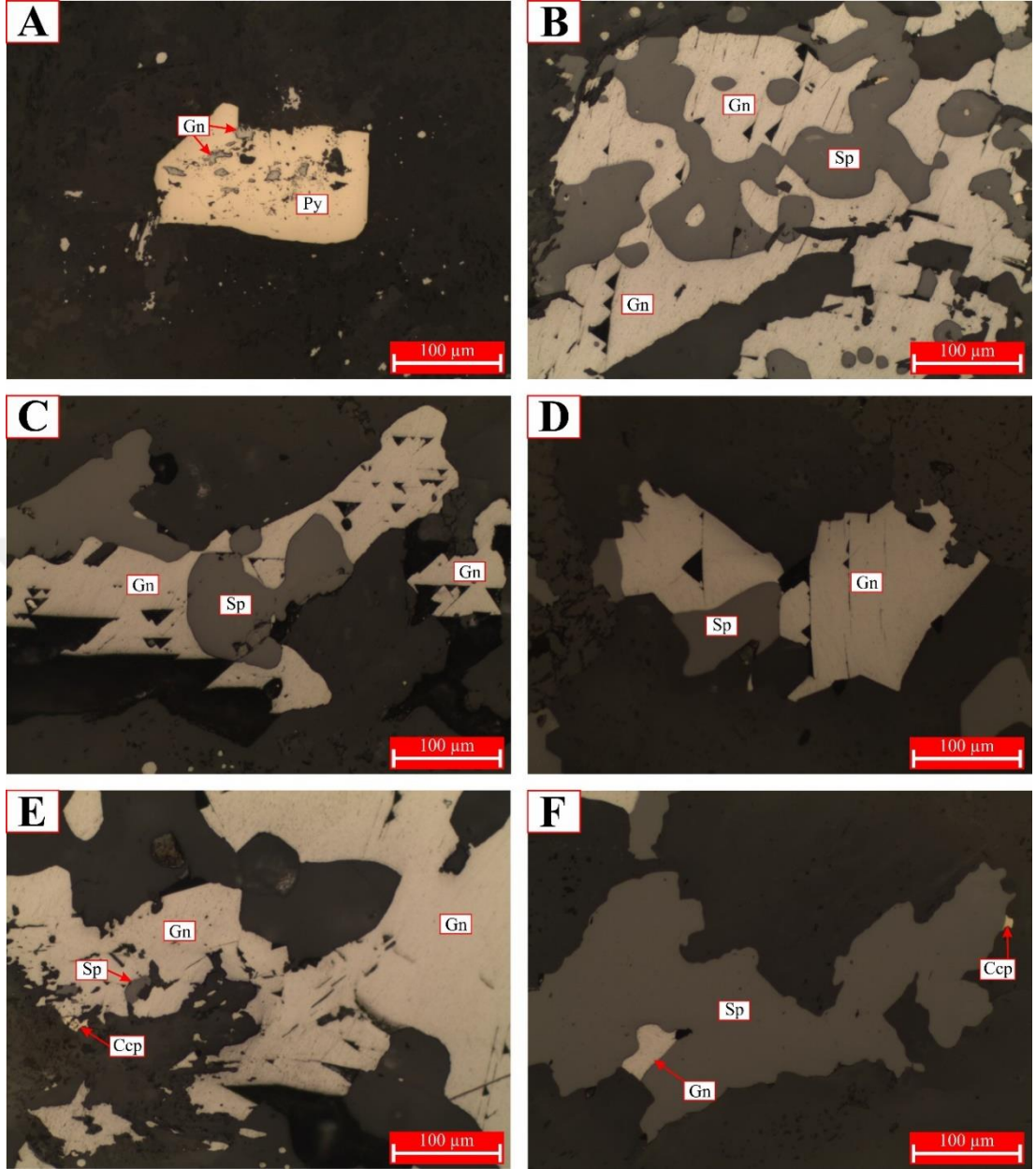
Kozcağız-II Pb-Zn skarn cevherleşmesine ait 4 farklı zondan, cevher parajenezi ve süksesyonu saptamak için örneklerden hazırlanan parlak kesitlerde cevher mikroskobisi çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Skarnda bulunan cevher mineralleri saçınımlar halinde gözlenmektedir.

Skarnın cevher parajenezi bolluk sırasına göre sfalerit, galen ve çok az oranda kalkopirit ve piritten oluşmaktadır (Şekil 4.97). Pirit mineralleri cevherleşmenin en erken evresini temsil etmekte olup, öz ve yarı özşekilli taneler halinde bulunmaktadır. Piritlerin maksimum tane boyutu 230 mikrona kadar ulaşmaktadır. Galen pirit tanelerini çevrelemiş ve yer yer boşluklarına yerleşmiştir (Şekil 4.97A). Galen genellikle karakteristik özelliği olan üçgen yırtıklara sahip ve kısmen öz ve yarı özşekilli kristaller olarak gözlenmektedir. Galen taneleri maksimum 260 mikron boyutuna, sfalerit ise maksimum 210 mikron tane boyutlarına ulaşmaktadır. Galen, granat ve karbonat minerallerinin boşluklarına erken evrede yerleşmiştir.

Sfalerit ise genelde granatları çevrelemektedir. Sfalerit daha erken evre de oluşan galen ve piriti ornatmaktadır (Şekil 4.97B-F). Minör oranda kalkopirit sadece B zonunda gözlenmiştir (Şekil 4.97E-F).



Şekil 4.96 Kozcağız-II cevherleşmesinin D zonuna ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) İzotrop granatların karbonatlar tarafından ornatılması. C ve D, + ve // nikol görünüm) Erken evre izotrop granatların geç evre kuvars damarcıkları tarafından kesilmesi ve karbonatlaşmalar. E ve F, + ve // nikol görünüm) K-feldispatın ve epidotun turmalin tarafından ornatılması. Kısaltmalar: Cb-Karbonat, Ep-Epidot, Grt-Granat, Kfs-K-Feldispat, Tur-Turmalin, Qz-Kuvars



Şekil 4.97 Kozcağız-II cevherleşmesine ait parlak kesit mikrofotografaları (+ nikol görünüm). A) Erken evre piritin boşluklarına yerleşen galen. B-D) Erken evre galenin daha geç evre sfalerit tarafından ornatılması. E ve F) Parajenezde minör oranda gözlenen kalkopirit. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit

Kozcağız-II cevherleşmesinde yer alan distal skarn ve cevher minerallerine ait parajenez ve süksesyon özellikleri Şekil 4.98’de verilmiştir.

EVRE MİNERAL	SKARNLAŞMA EVRELERİ	
	PROGRAT	RETROGRAT
Granat	■	
Klinopiroksen	■	
Amfibol		■
Feldispat	■	
Turmalin		■
Epidot		■
Plajiyoklas		■
Kuvars		■
Aksinit	■	
Allanit		■
Karbonat	■	■
Klorit		■
Pirit		■
Galen		■
Kalkopirit		■
Sfalerit		■

Şekil 4.98 Kozcağız-II Pb-Zn distal skarn cevherleşmesine ait parajenez ve süksesyon ilişkisi

4.4.4.3 Kozcağız-II Cevherleşmesine ait Mineral Kimyası Çalışmaları

Kozcağız skarnına ait prograd evre mineral parajenezi hidroksil içermeyen karakterdeki granat ve piroksenden oluşmaktadır. Retrograd evre başlıca amfibol, epidot, aksinit, turmalin, kloritten oluşan mineral topluluğu ile karakterize edilir. Prograd evreyi temsil eden granat ve piroksen grubu minerallerden, retrograd evreyi temsil eden klorit ve aksinit grubu mineraller üzerinde mineral kimyası çalışmaları

yapılmıştır. Bor-silikat minerali aksinit, geç magmatik aktivite ile ilişkili kontak metasomatik ve hidrotermal sistemlerin önemli gang mineralleri içinde yer almaktadır. Kozcağız skarnında saptanan aksinit grubu minerallerin, mineral kimyası skarn tipi cevherleşmenin oluşum koşullarını yansıtmaları açısından önemlidir.

4.4.4.3.1 Klinopiroksen Grubu. Kozcağız-II distal skarnında yüksek oranda klinopiroksen içeren B (SR-S-2 nolu örnek) ve D (SR-S-4 nolu örnek) zonlarından toplam 40 adet analiz yapılmıştır. Sonuçlar Tablo 4.20’de verilmiştir. B zonundan yapılan analizlerde klinopiroksenlerin bileşimleri $Di_{28-42}Hd_{34-63}Jo_{9-25}$ aralığında olup ortalama $Di_{36}Hd_{44}Jo_{20}$ olarak hesaplanmıştır. D zonundaki örnekten ise üç ayrı bölgesinde bulunan klinopiroksenlerden mikroprob analizleri gerçekleştirilmiştir. İlk bölgedeki klinopiroksen $Di_{25-44}Hd_{31-41}Jo_{22-33}$ bileşim aralığında ve ortalama $Di_{36}Hd_{37}Jo_{27}$ bileşime sahiptir. Örneğin ikinci bölümünde, klinopiroksen bileşiminin $Di_{33-54}Hd_{26-40}Jo_{21-30}$ aralığında ve ortalama $Di_{40}Hd_{33}Jo_{27}$ aralığında olduğu saptanmıştır. Örneğin üçüncü bölümünde, klinopiroksen bileşiminin $Di_{21-49}Hd_{32-46}Jo_{20-34}$ aralığında ve ortalama $Di_{39}Hd_{37}Jo_{24}$ aralığında olduğu belirlenmiştir.

Klinopiroksenler birbirine yakın oranda diyopsit ve hedenberjit bileşimine sahiptir. Bununla beraber, önemli oranda yohansenit bileşiminin varlığı da saptanmıştır. Klinopiroksenlerin bileşimleri, Di-Hd-Jo uç bileşenlerinin bulunduğu üçgen diyagram üzerinde iki farklı eğilim sunmaktadır (Şekil 4.99). Cevher mineralleri açısından zengin olmayan B zonundaki klinopiroksenlerin Jo içeriği, cevher içerikli D zonuna göre daha düşüktür. Diyopsit içeriğindeki tükenmeye bağlı olarak hedenberjit içeriğinde zenginleşme belirgindir.

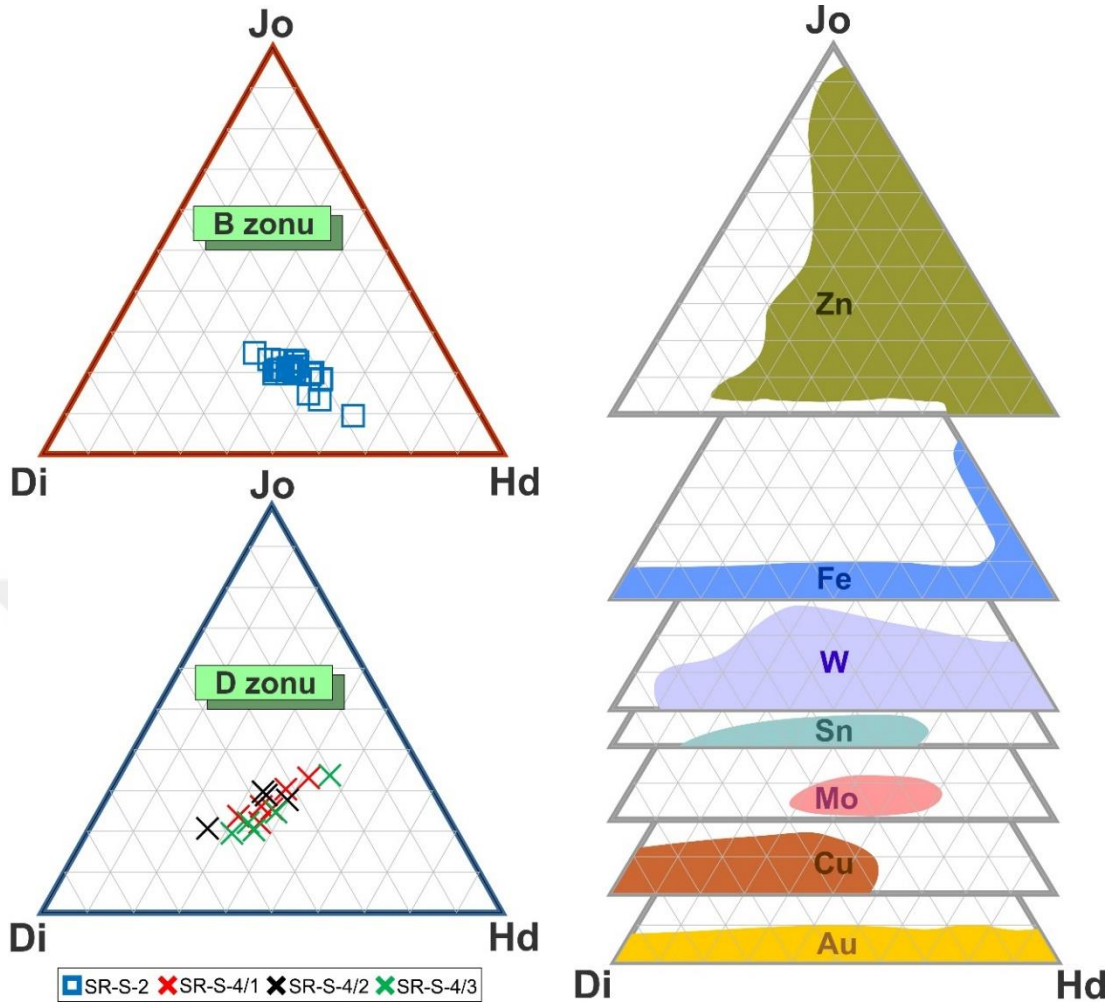
Sokulundan uzaklaştıkça klinopiroksenlerin Fe/Mg oranında yükselme, bir başka deyişle hedenberjit uç bileşenince zenginleşme birçok skarn tipi yatakta saptanmış olan bir mineralojik özelliktir (Meinert ve diğer., 2005). Bunun yanında, Kozcağız-II distal skarnında yohansenit bileşiminde tükenme özellikle hedenberjit bileşimi açısından zenginleşme ile sonuçlanmaktadır.

Tablo 4.20 Kozcağız-II distal skarnına ait klinopiroksenlerin mineral kimyası sonuçları

Örnek No	SR-S-2 (N=25)			SR-S-4/1 (N=6)			SR-S-4/2 (N=4)			SR-S-4/3 (N=5)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	49,50	51,13	50,34	49,06	50,82	50,19	48,57	51,46	49,78	48,62	51,02	50,19
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	0,00	0,05	0,02	0,04	0,28	0,16	0,00	0,40	0,18	0,01	1,01	0,34
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	10,56	18,91	13,70	9,77	12,98	11,39	7,98	12,16	10,21	10,09	13,72	11,36
MnO	2,77	7,68	6,11	6,86	10,33	8,36	6,39	9,20	8,20	6,23	10,07	7,34
MgO	4,73	7,30	6,15	4,48	8,08	6,49	5,66	9,40	6,97	3,47	8,78	6,74
CaO	21,85	24,39	23,78	22,52	24,29	23,71	23,58	24,79	24,17	23,08	24,57	23,78
Na ₂ O	0,00	0,08	0,02	0,00	0,13	0,06	0,04	0,12	0,06	0,05	0,20	0,09
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	98,32	101,14	100,12	98,87	101,27	100,35	97,70	100,39	99,57	99,43	100,48	99,85
6 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar												
Si	1,96	1,99	1,98	1,96	1,97	1,96	1,92	1,97	1,95	1,94	2,01	1,97
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,05	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,02	0,07	0,04	0,05	0,09	0,07	0,05	0,15	0,09	0,02	0,11	0,05
Fe ²⁺	0,28	0,59	0,41	0,24	0,34	0,31	0,21	0,28	0,25	0,22	0,41	0,32
Mn	0,09	0,25	0,20	0,23	0,34	0,28	0,21	0,30	0,27	0,20	0,34	0,24
Mg	0,28	0,42	0,36	0,26	0,47	0,38	0,33	0,54	0,41	0,21	0,50	0,39
Ca	0,93	1,03	1,00	0,97	1,01	0,99	1,00	1,05	1,02	0,97	1,02	1,00
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
%Diyopsit	27,97	41,51	35,51	25,41	45,35	36,81	32,74	53,69	40,11	20,55	48,83	38,84
%Hedenberjit	33,68	62,73	44,41	30,76	41,30	36,25	25,57	39,46	33,02	31,48	45,57	36,95
%Yohansenit	9,31	24,81	20,09	22,30	33,29	26,93	20,74	29,89	26,86	19,69	33,88	24,21

Kozcağız-II skarnında SR-S-4 nolu örnek cevherleşme açısından zengin olan D zonundan alınmıştır (Şekil 4.99). Bu örneğe örneğe ait klinopiroksenlerde yohansenit bileşimi cevher içermeyen SR-S-2 nolu örneğe (B zonu) göre daha yüksektir. Cevher getiren hidrotermal çözelti ile ilişkili olarak oluşan klinopiroksen manganer açısından zengin olup, daha yüksek yohansenit bileşimine sahiptir.

Bu jeokimyasal özellik literatürde yer alan Pb-Zn içerikli distal skarlara ait klinopiroksenlerinin kimyası ile uyumludur (Meinert ve diğer., 2005). Klinopiroksen kimyası, diyopsit bileşimi açısından tükenmeye bağlı olarak hedenberjit ve yohansenit bileşimince zenginleşme ile karakterize edilir. Hedenberjit ve yohansenit bileşimi arasında pozitif bir korelasyon vardır.



Şekil 4.99 Kozcağız-II distal skarn zonundaki piroksen bileşimlerinden hazırlanan Di-Hd-Jo üçgen diyagramları (solda) ve başlıca skarn tiplerine ait granat bileşimlerinin Di-Hd-Jo üçgen diyagramlarında dağılımları (sağda) (Einaudi ve diğer., 1981; Meinert, 1983). Kısaltmalar: Di-Diyopsit, Hd-Hedenberjit, Jo-Yohansenit

4.4.4.3.2 *Granat Grubu*. Kozcağız-II skarnına ait granat grubu mineraller andradit-grosular katı çözelti serisine ait olup spessartin bileşimi en yüksek %9 mol olarak saptanmıştır (Tablo 4.21). Andradit bileşimi yüksek granatlar, baskın olarak cevher içeriği yüksek olan D zonundan alınan SR-S-4 nolu örnekte gözlenmektedir. Buna karşın, cevher içeriği düşük olan granatlarda erken evrede grosular içeriği yüksek olan granatlar baskın iken, geç evreye ait granatların andradit bileşimi açısından zengin olduğu saptanmıştır.

Tablo 4.21 Kozcağız-II distal skarnına ait granatların mineral kimyası sonuçları

[illegible]

Tablo 4.21 devamı

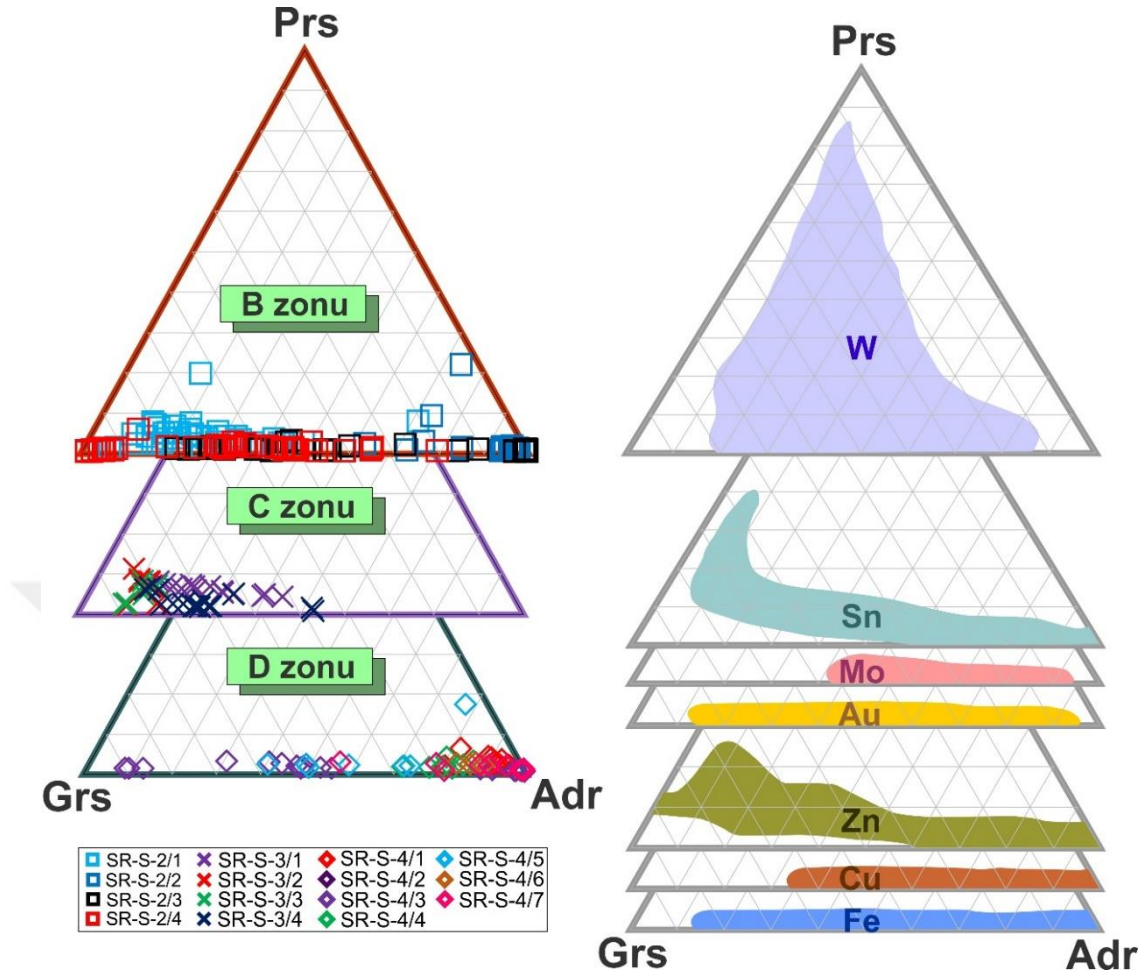
[illegible]

Tablo 4.21 devamı

Örnek No	SR-S-4/5 (N=7)			SR-S-4/6 (N=4)			SR-S-4/7 (N=10)		
	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort	Min	Mak	Ort
SiO ₂	34,74	39,09	36,10	35,20	36,09	35,54	34,74	36,48	35,59
TiO ₂	0,00	0,12	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,01
Al ₂ O ₃	0,98	12,69	7,70	1,75	3,00	2,29	0,00	8,60	2,22
FeO	12,58	21,33	17,68	24,11	25,72	24,87	16,87	28,15	25,20
MnO	0,68	4,32	1,39	0,84	1,10	0,93	0,38	1,28	0,74
MgO	0,00	2,00	0,32	0,11	0,15	0,12	0,00	0,12	0,04
CaO	29,12	35,06	33,84	33,09	33,61	33,41	32,80	34,06	33,32
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Toplam	96,37	97,99	97,07	96,89	97,60	97,15	96,14	97,84	97,13
<i>24 oksijen atomu esas alınarak elde edilen katyonlar</i>									
Mg	0,00	0,53	0,08	0,03	0,04	0,03	0,00	0,03	0,01
Mn	0,10	0,65	0,21	0,13	0,17	0,14	0,06	0,19	0,11
Ca	5,53	6,57	6,28	6,42	6,55	6,47	6,26	6,56	6,46
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	1,75	3,19	2,57	3,64	3,91	3,76	2,42	4,39	3,83
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Si	6,00	6,93	6,26	6,38	6,49	6,43	6,26	6,51	6,44
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	0,20	2,49	1,56	0,38	0,64	0,49	0,00	1,74	0,46
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Alm(%)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Prp(%)	0,00	7,88	1,26	0,44	0,61	0,50	0,00	0,49	0,15
Sps(%)	1,55	9,67	3,11	1,93	2,51	2,14	0,89	2,88	1,72
Grs(%)	5,06	57,12	35,74	8,54	14,51	11,17	0,00	40,56	10,71
And(%)	40,31	77,39	59,89	82,73	89,08	86,19	56,44	98,80	87,42
Uva(%)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Skarnın B zonundaki SR-S-2 nolu örneğe ait granatlardan elde edilen mineral kimyası sonuçları özşekli erken evre granatlarının (Granat I) mineralojik ve optik zonlanma gösterdiği ve merkezlerinin grosular bileşimi açısından zengin olduğunu göstermektedir. Grosular içeriği yüksek olan bölümler ortalama And₂₅ Grs₇₁ ve And₃₁ Grs₆₈ bileşimlerine sahip bölümlerdir (Şekil 4.100). Erken evre özşekli granatlar, geç evre granatları tarafından çevrelenmiş ve ornatılmıştır. Geç evre granatları (Granat II) andradit bileşimi açısından zengindir. Geç evre granatlarında yapılan analizler bunların ortalama And₈₉ Grs₉ bileşimine sahip olduğunu göstermektedir.

Skarnın C zonundaki SR-S-3 nolu örnek spessartin içeriği açısından, Kozcağız-II skarnında en yüksek granatların bulunduğu örnektir. Spessartin içeriğinin yüksek olduğu bu örnekte, baskın granat uç bileşeni grosulardır. Örneğin birinci bölümünde, spessartin içeriği yüksek iki bölümün ortalama granat bileşimi And₁₁Grs₈₂ Sp₇ ve And₂₇ Grs₆₇ Sp₆ olarak saptanmıştır.



Şekil 4.100 Kozcağız-II distal skarn zonundaki granat bileşimlerinden hazırlanan Grs-Adr-Prs üçgen diyagramları (solda) ve başlıca skarn tiplerine ait granat bileşimlerinin Grs-Adr-Prs üçgen diyagramlarında dağılımları (sağda) (Einaudi ve diğer., 1981; Meinert, 1983). Kısaltmalar: Grs-Grosular, Adr-Andradit, Prs-Pyralspit

Cevher içeriği yüksek D zonundan alınan SR-S-4 nolu örneğe ait granatların bileşimleri genel olarak andradit bileşimi açısından zengindir (Şekil 4.100). Örneğin birinci bölümünde analizi gerçekleştirilen granatlar, andradit bileşimi açısından zengin bir olup, ortalama $\text{And}_{91}\text{Grs}_6$ bileşimi ile karakterize edilir. Benzer şekilde, aynı örneğe ait üçüncü bölüm en zengin andradit bileşimine sahip kesimdir ($\text{And}_{97}\text{Grs}_2$).

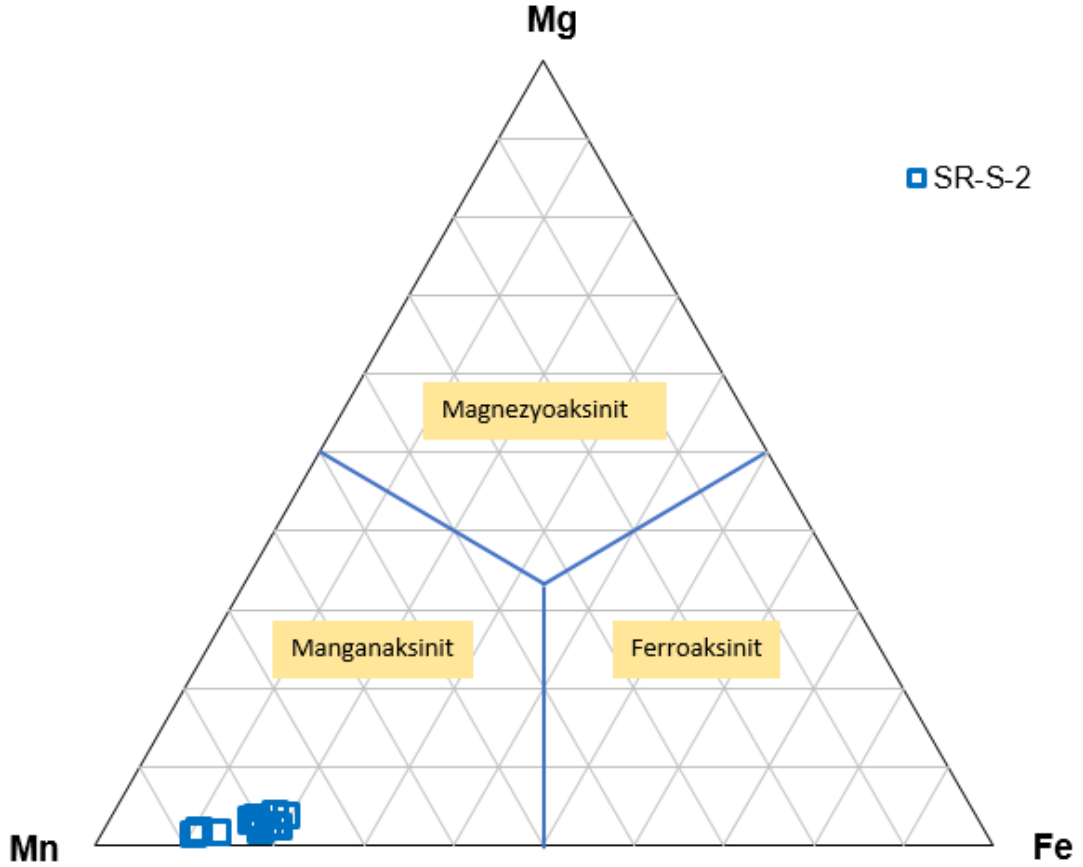
Örnek içinde yer yer grosular içeriği yüksek olan granatların (Grs_{90}) bulunduğu bölümler de vardır. Bu bölümlerde (ikinci bölüm) granatların ortalama bileşimi $\text{And}_{45}\text{Grs}_{53}$ olarak saptanmıştır (Şekil 4.100).

4.4.4.3.3 *Aksinit Grubu.* Aksinit, skarn zonu içinde farklı kimyasal bileşimdeki protolitlere, hidrotermal metasomatik işlevlerin etkinliği ve gerçekleştiği evrelere bağlı olarak farklı parajenezlerde farklı kimyasal özellikler sunmaktadır. Kozcağız-II distal skarnına ait aksinitlerin mikroprob analiz sonuçları Tablo 4.22’de verilmiştir.

Tablo 4.22 Kozcağız-II distal skarnına ait aksinit mineral kimyası sonucu

Örnek No	SR-S-2 (N=15)		
	Min	Mak	Ort
SiO ₂	41,63	42,25	41,95
TiO ₂	0	0,05	0,01
Al ₂ O ₃	16,86	17,87	17,44
FeO	1,59	3,1	2,49
MnO	10,87	13,01	11,96
MgO	0,1	0,3	0,20
CaO	17,58	20,12	18,91
Na ₂ O	0	0,05	0,01
Total	92,62	93,76	92,95
Si	3,97	4,00	3,98
Ti	0,00	0,00	0,00
Al	1,90	2,00	1,95
Fe	0,13	0,25	0,20
Mn	0,87	1,05	0,96
Mg	0,01	0,04	0,03
Ca	1,79	2,04	1,92
Na	0,00	0,01	0,00
%Mn	76,8	88,1	81,0
%Mg	1,2	3,7	2,4
%Fe	10,7	19,8	16,6

Aksinitlerin Fe, Mn, Mg bileşenlerinin bulunduğu üçgen diyagramdaki dağılımı Şekil 4.101’de verilmiştir. Retrograd evrede, prograd evre minerallerden sonra gelişen aksinitler, manganez açısından zengin olup, Fe-Mn-Mg üçlü diyagramında manganaksinit alanı içinde kalmaktadır. Distal skarn sistemlerin göreceli yüksek mangan içeriğini yansıtmaktadır. Bor-silikat minerallerinin bileşimindeki Al, Ca ve Na’un yan kayaçtan bor elementi açısından zengin magmatik hidrotermal sıvılar ile yıkanarak çözüldüğü bilinen bir işlemdir (Meinert ve diğer., 2005). Aksinit oluşumu, magmatik-hidrotermal sistemin bor açısından zengin olduğunu gösteren bir veridir.



Şekil 4.101 Kozcağız-II distal skarnın B zonundaki aksinit bileşimlerinden hazırlanan Mn-Mg-Fe üçgen diyagramı (Filip, Dachs, Tuček, Novák ve Bezdička, 2008)

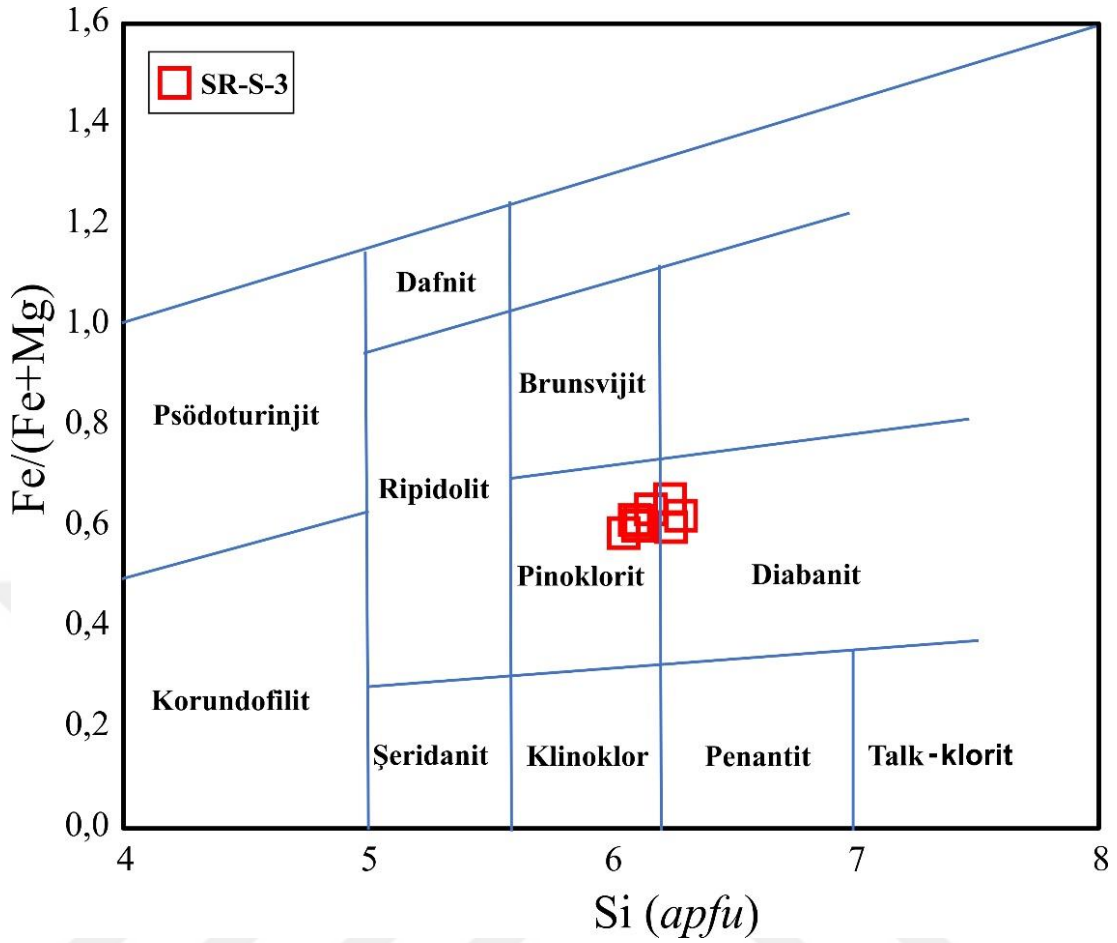
4.4.4.3.4 Klorit Grubu. Klorit, Kozcağız-II skarnında aksinit gibi retrograd evreye ait minerallerindir. Klorit mineral kimyası, spessartin bileşeni açısından en zengin olan granatların bulunduğu C zonundaki SR-S-3 nolu örnek üzerinde çalışılmıştır. Mikroprob analizlerine ait sonuçlar Tablo 4.23’te verilmiştir.

Kloritlerin SiO_2 içerikleri 27,63 ila 29,77 wt.% arasında, Al_2O_3 içerikleri 16,08 ila 17,94 wt.% arasında, FeO içerikleri 25,06 ila 29,26 wt.% arasında, MgO içerikleri 7,73 ila 10,96 wt.% ve MnO içerikleri 2,73 ila 2,96 wt.% arasında değişmektedir. Formüldeki atom sayılarına bağlı olarak hesaplanan $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ oranlarının 0,59-0,63 aralığında ve Si (*apfu*) değerlerinin 6,05-6,29 aralığında dağılım sunmaktadır.

Tablo 4.23 Kozcağız-II distal skarnına ait klorit mineral kimyası sonucu

Örnek	SR-S-3							
#	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	28,77	27,63	29,72	27,24	28,8	27,28	29,37	29,21
TiO ₂	0	0,05	0	0,05	0,04	0	0	0
Al ₂ O ₃	16,52	16,08	16,34	16,66	17,94	16,09	17,6	17,43
FeO	29,26	28,13	28,48	26	27,62	27,11	25,06	29,23
MnO	2,86	2,86	2,81	2,73	2,76	2,76	2,96	2,92
MgO	10,9	9,14	9,77	7,73	10,96	9,71	9,44	10,4
CaO	0,94	0,85	1,74	0,78	0,7	1,17	2,52	1,19
Na ₂ O	0,06	0,06	0,05	0,05	0,09	0,05	0	0,07
K ₂ O	0,04	0	0	0,05	0,03	0,05	0	0,03
ZnO	0,4	0,43	0,38	0,34	0,35	0,35	0,26	0,49
Cl	0	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0
Toplam	89,75	85,26	89,34	81,66	89,33	84,6	87,25	90,97
28 oksijen atomu esas alınarak mineral formülü								
Si	6,11	6,17	6,29	6,24	6,05	6,12	6,25	6,10
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Al ^{IV}	1,89	1,83	1,71	1,76	1,95	1,88	1,75	1,90
Al ^{VI}	2,26	2,42	2,39	2,80	2,53	2,40	2,70	2,41
Fe	5,20	5,25	5,04	4,98	4,86	5,09	4,46	5,10
Mn	0,51	0,54	0,50	0,53	0,49	0,52	0,53	0,52
Mg	3,45	3,04	3,08	2,64	3,43	3,25	2,99	3,24
Zn	0,06	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,04	0,08
Ca	0,21	0,20	0,39	0,19	0,16	0,28	0,57	0,27
Na	0,05	0,05	0,04	0,04	0,07	0,04	0,00	0,06
K	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00	0,02
Cl	0,00	0,02	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00
Toplam	19,78	19,61	19,55	19,31	19,65	19,69	19,33	19,68
Tet,	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Oct,	11,78	11,61	11,55	11,31	11,65	11,69	11,33	11,68
Si/Al	1,47	1,45	1,53	1,37	1,35	1,43	1,40	1,41
Mg/(Mg+Fe)	0,40	0,37	0,38	0,35	0,41	0,39	0,40	0,39
Fe/(Fe+Mg)	0,60	0,63	0,62	0,65	0,59	0,61	0,60	0,61
Al/(Al+Mg+Fe)	0,32	0,34	0,34	0,37	0,35	0,34	0,37	0,34
Al ^{IV} düzeltilmiş	1,87	1,81	1,69	1,73	1,93	1,86	1,73	1,88
T °C	215,9	209,9	196,9	201,3	222,1	215,0	201,4	217,1

Deer ve diğer. (1962) tarafından oluşturulan Fe/Fe+Mg–Si diyagramında (Şekil 4.102), pinoklorit ile diabanit alanları arasında dağılım sunduğu saptanmıştır. Retrograd evreyi temsil eden kloritlerin oluşum sıcaklığı 197 ila 222 °C aralığında saptanmıştır. Prograd skarn oluşumu sırasında okside ortamı temsil eden andradit ve diyopsit gibi kalsiyum-silikatların kristallenmesini izleyen retrograd evrede, oksijen fugasitesi düşer ve sülfür S^{-2} 'ye indirgenir (Meinert ve diğer., 2005). Bu ortam sülfür minerallerinin kristallenmesi için uygun bir ortam oluşturur. Düşük pH ve indirgen ortam, bu tür bir distal zonda oluşan demir içeriği yüksek kloritlerin oluşumu için elverişli bir ortamı yansıtmaktadır.



Şekil 4.102 Kozcağız-II distal skarnın C zonuna ait SR-S-3 nolu örnekte bulunan kloritin, klorit grubu minerallerin sınıflama diyagramındaki dağılımı (Deer ve diğer., 1962)

4.5 Diğer Cevherleşmeler

Önceki çalışmalarda (Yenigün, 1978; 1980; Öngen, 1982) bölgede yer alan plütonların kontaklarında gelişen kontak metamorfizma ve skarn zonlarından söz edilmektedir. Çalışma alanındaki skarnlar, ağırlıklı olarak granat skarn, granat-piroksen skarn ve granat-epidot skarn parajenezine sahiptir. Bölgede yüzlek veren farklı plütonların (Namazgah, Nevruz-Çakıroba vb.) yakın (proksimal) kontaklarında granat-piroksen skarn eşliğinde demir cevherleşmelerinin varlığı arazide belirlenmiştir.

Doktora kapsamında yapılan arazi çalışmalarında saptanan proksimal skarnlar başlıca Nevruz Köyü kuzeyinde ve Soğucak Köyü batısında “Fe skarn” olarak

gözlenirken, Çakıroba köyü yakınlarında “Alandere Pb-Cu-Zn distal skarn” olarak gözlenmektedir. Skarn oluşumları baskın olarak, sokulumlar ile Hodul birimi içinde yer alan Permien yaşlı olistolitlerin kontak zonlarında gelişmektedir.

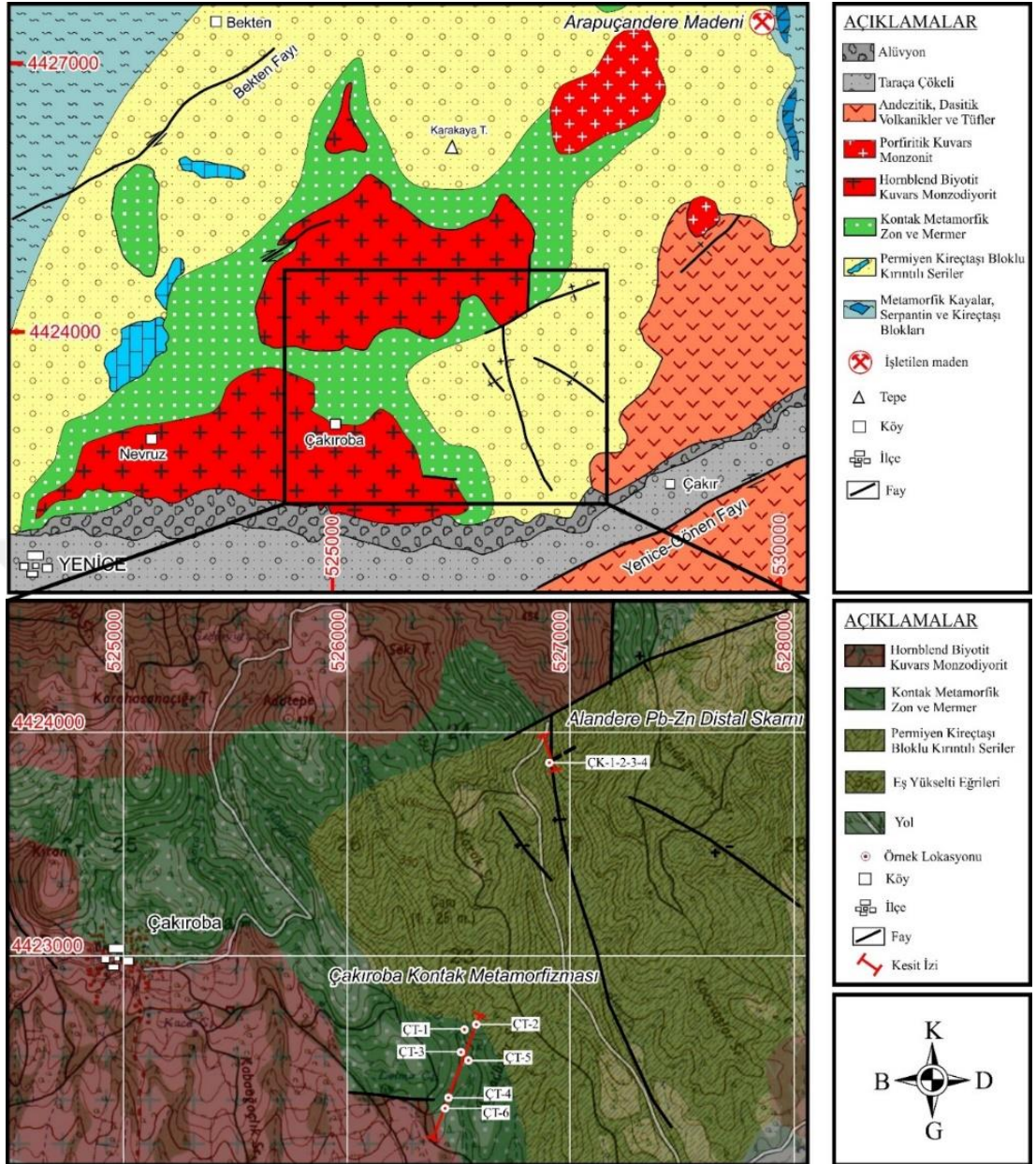
4.5.1 Çakıroba Skarn Zonlanması

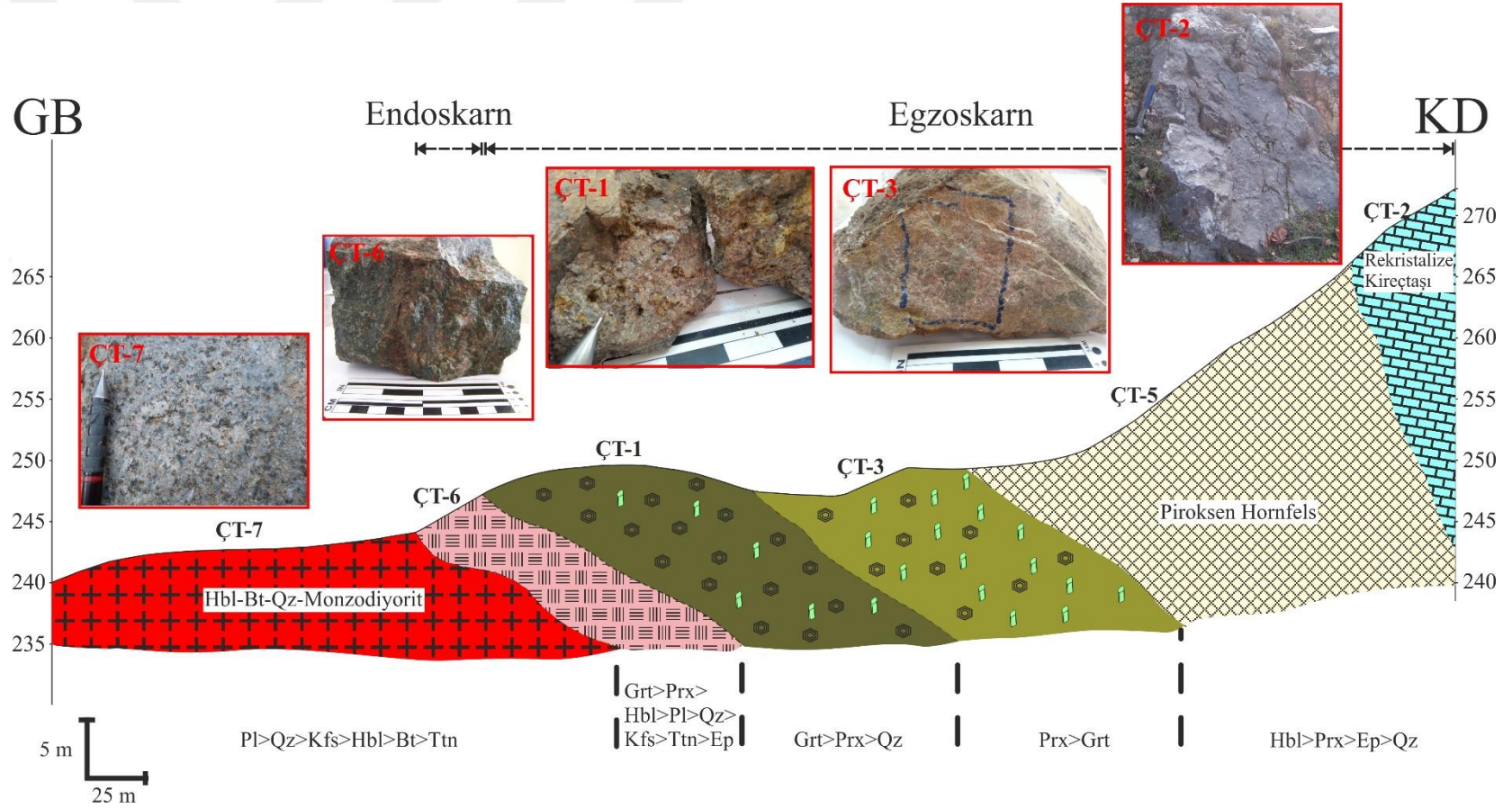
Yenice ilçesinin kuş uçuşu yaklaşık 7 km KD’sunda, Çakıroba köyünün 2 km doğu kesiminde yer almaktadır (Şekil 4.103). Bu bölgedeki skarn zonu, Nevruz-Çakıroba granitoidi ve Hodul birimindeki olistolit olarak bulunan karbonatlı kayalar arasında kontak metasomatik zon içinde gelişmiştir.

Hornblend biyotit kuvars monzodiyorit bileşimli kayacın kenar zonları boyunca, ileri derecede ayrışma ve alterasyon görülmüştür. Granitoidin batısında ve doğusunda, granitoid ile Hodul birimi içerisindeki rekristalize kireçtaşı ve mermer olistolitleri arasındaki ilişkiler net olarak izlenmektedir (Şekil 4.104).

Granitoid kaynaklı magmatik hidrotermal akışkanlar, granitoid ile karbonatlı kayalar arasında kontak metasomatizma etkisiyle skarn zonları oluşturmuştur. Ayrıca sokulumların çevresindeki yan kayalarda artan sıcaklık ve basınç etkisiyle hornfels gelişmiştir. Bu kontak zonlarının metasomatizma derecesi piroksen hornfelse kadar ulaşır (Şekil 4.104).

Nevruz-Çakıroba sokulumunun kenar zonundan alınan örneklerde yapılan ince kesit çalışmaları sonucunda, endoskarn ve egzoskarn zonlarına ait veriler gözlenmiştir (Şekil 4.103 ve Şekil 4.104).





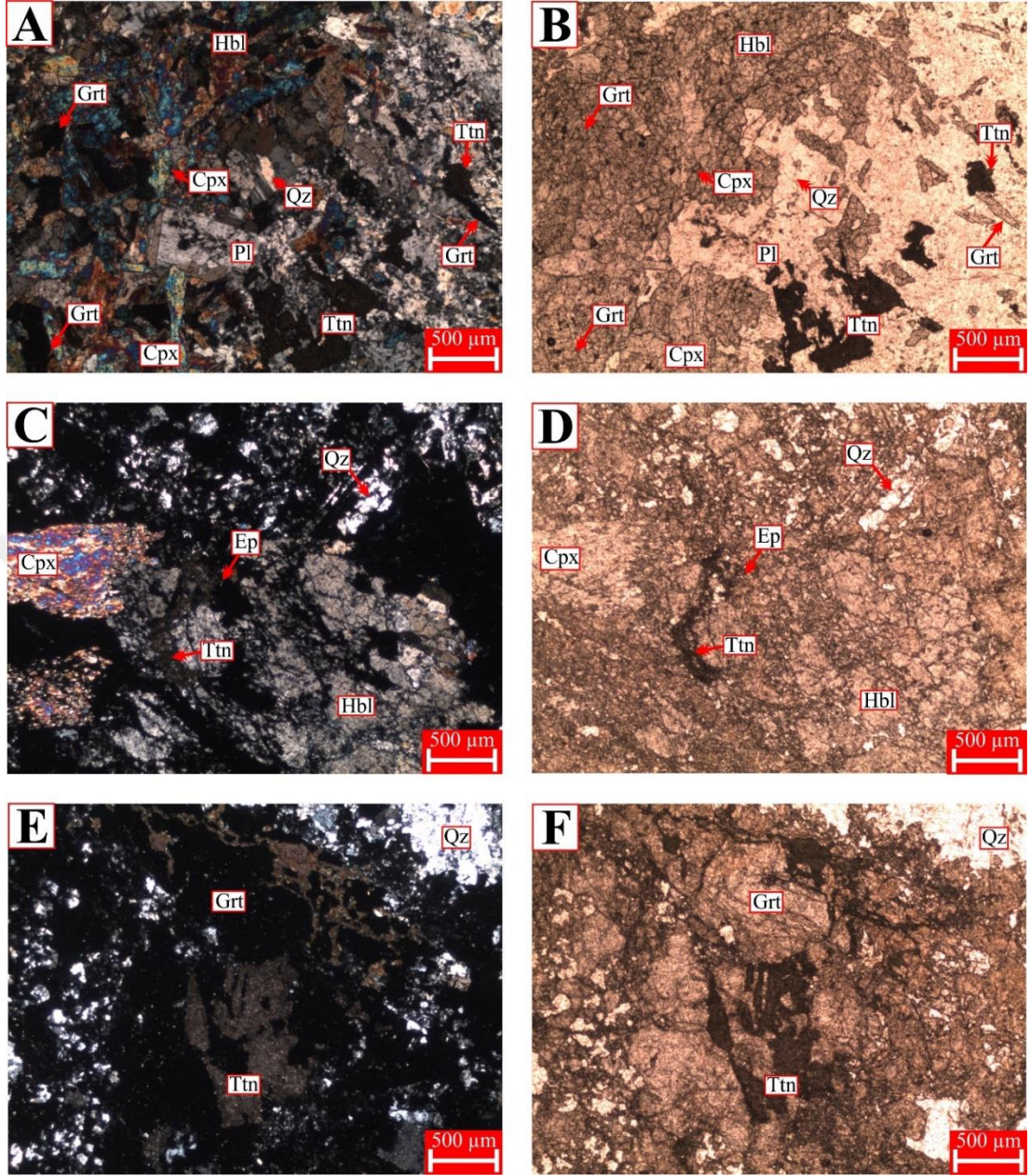
Şekil 4.104 Petrografi çalışmaları sonucu oluşturulmuş, Çakıroba skarn zonlanmasını gösteren enine kesit. Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Ep-Epidot, Grt-Granat, Hbl-Hornblend, Kfs-K-feldispat, Pl-Plajiyoklas, Prx-Piroksen, Ttn-Titanit, Qz-Kuvars

Endoskarn zonunda (ÇT-6 nolu örnek), ilksel kayaçtaki biyotitlerin bozunması ile artan K^+ miktarı ve uçucu bileşen içeren magmatik akışkanlar (örneğin, Cl) asit sıvıların oluşumunu destekler (Orville, 1963). Böylece endoskarn zonundaki düşen sıcaklığa bağlı Na'lu plajiyoklasların asit akışkanlar ile etkileşimi K-feldispatların gelişimini sağlamıştır. K-feldispatlar, bozunan diğer minerallerin oluşturduğu boşluklarda düzensiz olarak yerleşir.

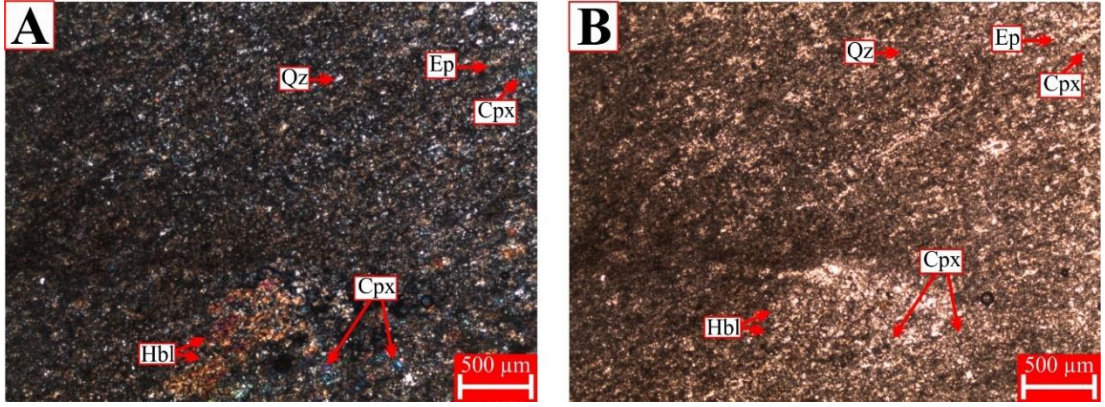
Endoskarn zonundan gerçekleştirilen mikroskopi incelemeleri sonucunda, hornblendlerin klinopiroksenlere dönüşümü gözlenmekte (Şekil 4.105A-B) ve sokulum kayacından yan kayaca doğru silis göçü nedeniyle göreceli olarak kuvars miktarı azalmıştır. Endoskarn zonundaki kayaçlarda bozunan minerallerin oluşturduğu boşluklarda gelişen ikincil kuvars kristal sınırlarında düzensiz oluşumlar gözlenmektedir. Geç fazda metasomatik bozunmalar sonucu epidot oluşumu gerçekleşmiştir (Şekil 4.105C-D). İlksel kayaçtaki manyetitlerin bozuşmasıyla birlikte özşekilli kristaller halinde titanit miktarında artışı gözlenmektedir (Şekil 4.105E ve F). Ayrıca, granatın varlığı endoskarndan egzoskarna geçişi ifade etmekte olup, bu zonun hibrit bir zon olduğu söylenebilir (Şekil 4.105).

Egzoskarn zonundan ÇT-1 ve ÇT-3 nolu örnekler alınmıştır (Şekil 4.104). Makro incelemeler sonucunda, proksimal zondaki skarn zonunun (ÇT-1) %90'ından fazlası granattan oluşmaktadır. Alınan örneklerde ve bölgedeki yüzleklerde, granat miktarı sokulumdan uzaklaştıkça azalırken, piroksen miktarı artmaktadır. Ancak distal zonlarda, piroksenlerin üzerine granatların geliştiği gözlenmektedir. Piroksenleri kesen granat damarlarının maksimum kalınlığı 3 cm'ye varmaktadır (Şekil 4.104).

Hornfels bölümünden alınan ÇT-5 nolu örnekte yapılan ince kesitte, bolluk sırasına göre hornblend, piroksen, epidot ve kuvars mineralleri içerdiği gözlenmektedir. Hornfelsik dokuya sahip bu kayaç kontak metamorfizma fasiyesinin, piroksen hornfels alt fasiyesine aittir (Şekil 4.106A-B).



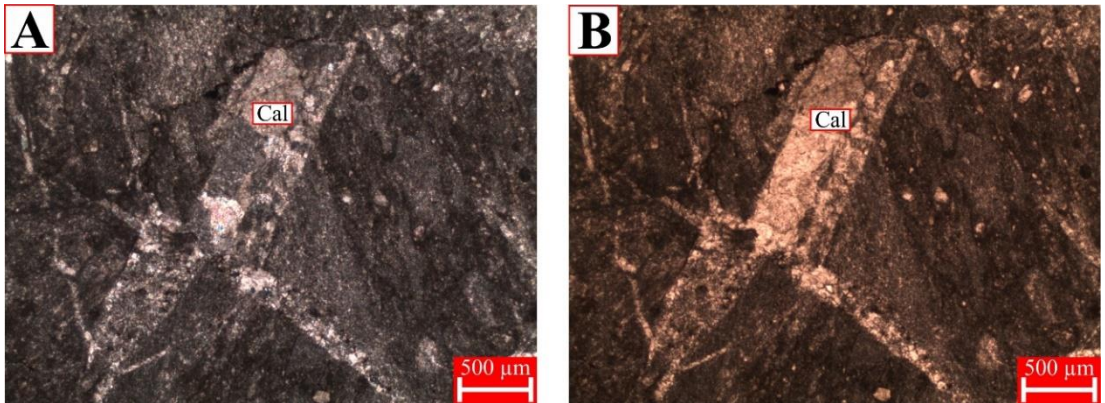
Şekil 4.105 Çakıroba skarnının endoskarn zonuna ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Granatların kuvars tarafından ornatımı ve hornblendin klinopiroksene dönüşümü. C ve D, + ve // nikol görünüm) Granatların, epidot ve kuvars mineralleri tarafından ornatımı. E ve F, + ve // nikol görünüm) Granatların, piroksenlere dönüşümü ve geç evrede oluşan titanit. Kısaltmalar: Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Hbl-Hornblend, Pl-Plajiyoklas, Ttn-Titanit, Qz-Kuvars



Şekil 4.106 Hornfels zonuna ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Hornfelsik doku. Kısaltmalar: Ep-Epidot, Hbl-Hornblend, Cpx-Klinopiroksen, Qz-Kuvars.

Kireçtaşından alınan ÇT-2 nolu örnekte gerçekleştirilen incelemeler sonucu, tümüyle rekristalize olan bu kireçtaşı ilksel dokusuna ait izler taşımamaktadır. Spar kalsit çatlak dolguları ve yamaları sonradan gelişmiştir. İlksel dokudan kalıntı makaslama çatlakları, bu kayacın oluşumundan sonra gelişen yönlü basınçlar altında kaldığını göstermektedir.

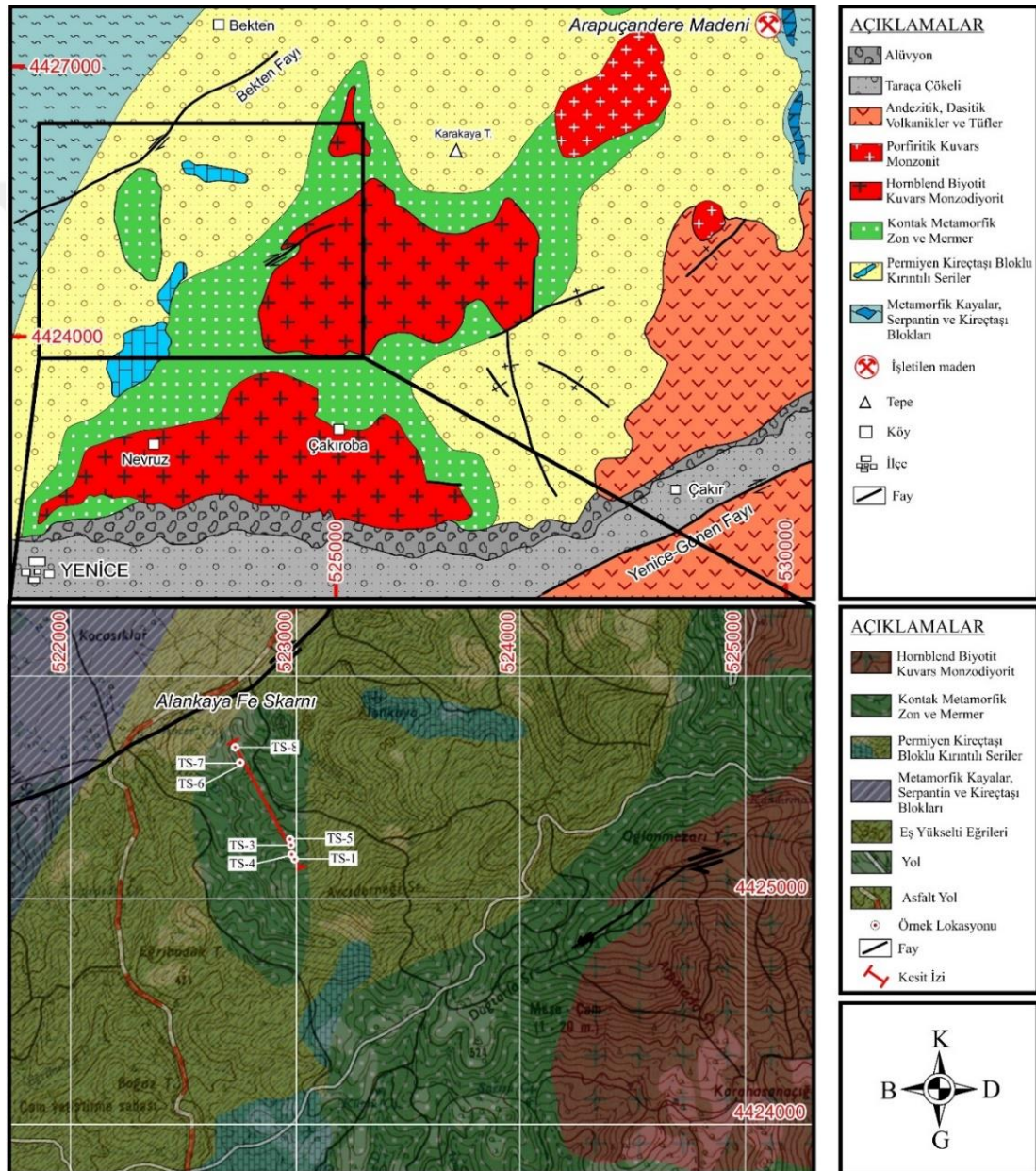
Dokusal olarak, yersel mikrit, yersel mikrospar ve spar mozaikten oluşan bu kayaçta yer yer dolomitleşme yönlü basıncın etkisi ile gelişmiştir(Şekil 4.107A-B). Ayrıca skarnın etkileri de dokusal özelliklerin izlerini tamamen silmiştir.



Şekil 4.107 Kireçtaşına ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Spar mozaik doku ve kalsitlerdeki stilolitik eklemlerin mikroskop altında görünümü. Kısaltmalar: Cal-Kalsit

4.5.2 Alankaya Skarn Cevherleşmesi

Nevruz köyünün kuş uçuşu 2,5 km kuzeyinde, Alankaya mevkiinin 1 km GD'sunda yer almaktadır (Şekil 4.108). Bu bölgede granitoid yüzlek vermemesine rağmen kontak metamorfik etkiler, kalk silikat oluşumları ve skarn cevherleşmeleri izlenmiştir.



Şekil 4.108 Nevruz Köyü'nün kuzeyinde yer alan Alankaya Fe skarn cevherleşmesine ait jeoloji haritası ve alınan örneklerin lokasyonları

Alankaya skarn cevherleşmesinde yapılan arazi ve petrografi çalışmaları sonucu skarnlaşmaya neden olan sokulumun çok derinde olmadığı düşünülmektedir (Şekil 4.109). Skarnlaşma, Hodul birimi içindeki rekristalize kireçtaşları seviyelerinin ve mermer olistolitlerinin kontak metasomatizması sonucu gelişmiştir. Nevruz ve Çakıroba sokulumları çevresinde sıcaklık-basınç etkisiyle yan kayaçlarda kontak metasomatik zon oluşumları geniş alanlarda gözlenmektedir. Alankaya skarn cevherleşmesinde hornblend hornfels türü kayaçlar gözlenmektedir.

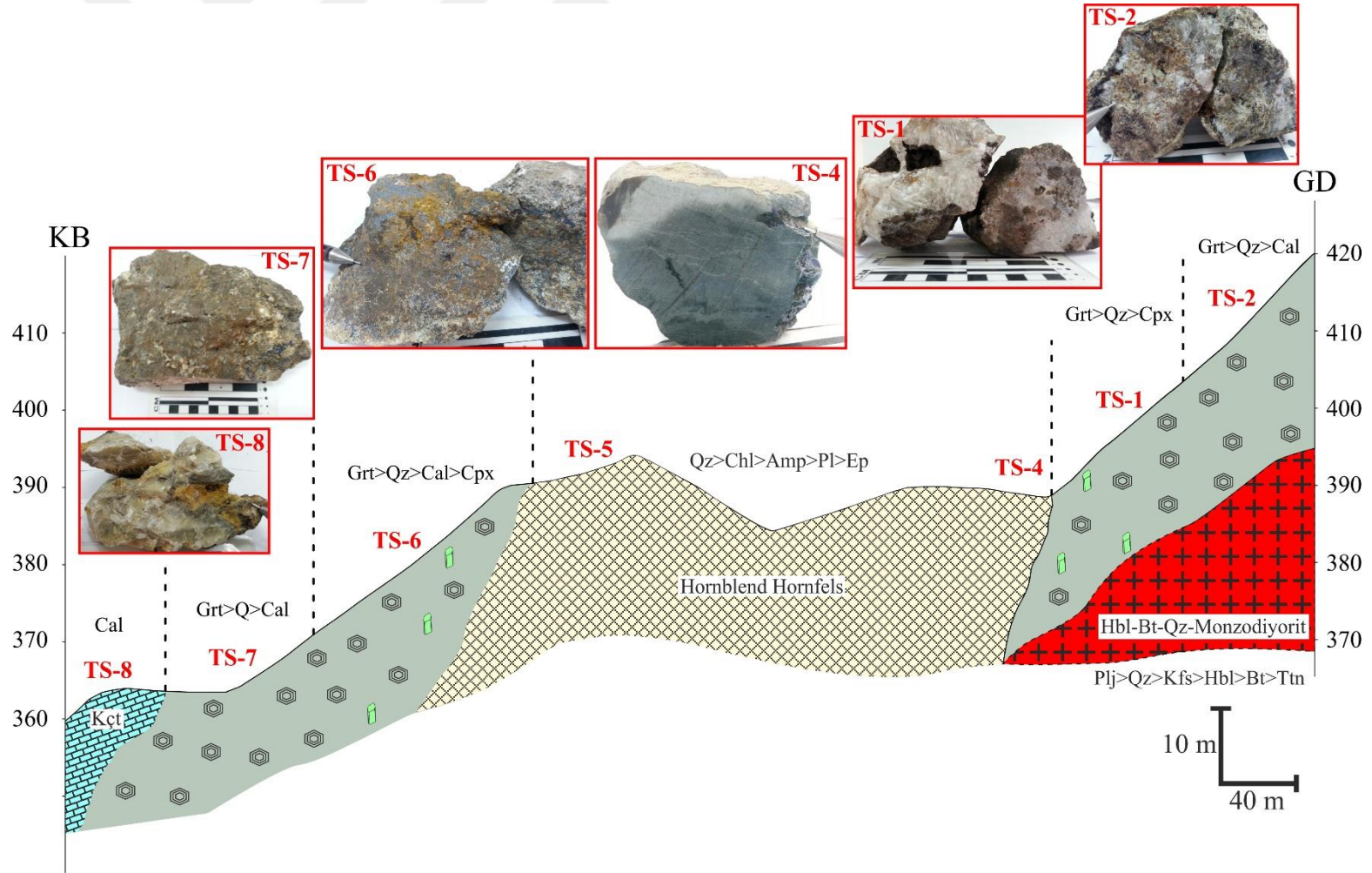
4.5.2.1 Skarn Mineralojisi

Alankaya skarn zonundaki hornfelsten alınan TS-4 nolu örnekten hazırlanan ince kesitte, bolluk sırasına göre hornblend, kuvars ve epidot minerallerini içerdiği gözlenir. Hornfelsik doku tam olarak izlenemese de, kayaç hornblend hornfels olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.110A-B).

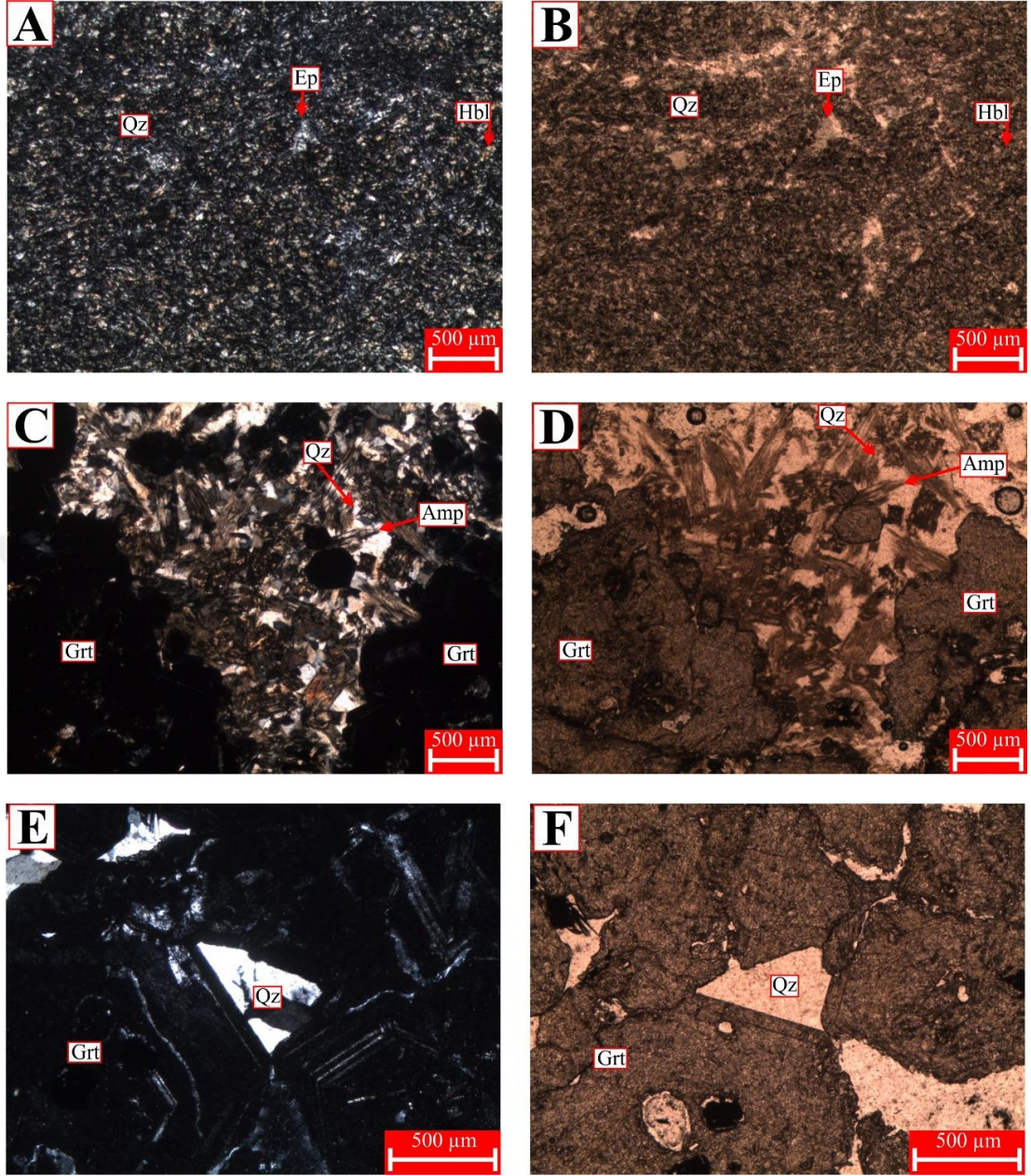
Alankaya skarn zonlarından alınan örnekler üzerinde yapılan makro gözlemlerde, manyetit, granat, kuvars, amfibol, piroksen ve kalsit gözlenmiştir. Örneklerden hazırlanan ince kesitler üzerinde yapılan mikroskopi çalışmaları sonucunda, granatlar yer yer büyüme zonları boyunca bileşimsel zonlanma görülmektedir (Şekil 4.110C-F). Granatların tane sınırlarında çubuksu amfiboller bulunmaktadır (Şekil 4.110C-D).

Kuvarslar genellikle prizmatik özşekilli ve zonlu yapılar sunmaktadır (Şekil 4.111A-B). Kesitlerde granat ve kuvars birlikteliği belirgin bir şekilde gözlenmektedir. Ortama yoğun silis gelimi nedeniyle, granatlar kuvars tarafından ornatılmakta ve yer yer sadece kuvarstan oluşan kalıntı granat tanelerinin özşekilleri gözlenmektedir (Şekil 4.111C-D). Bu durum, şiddetli bir retrograd alterasyonun gelişimi ile açıklanabilir.

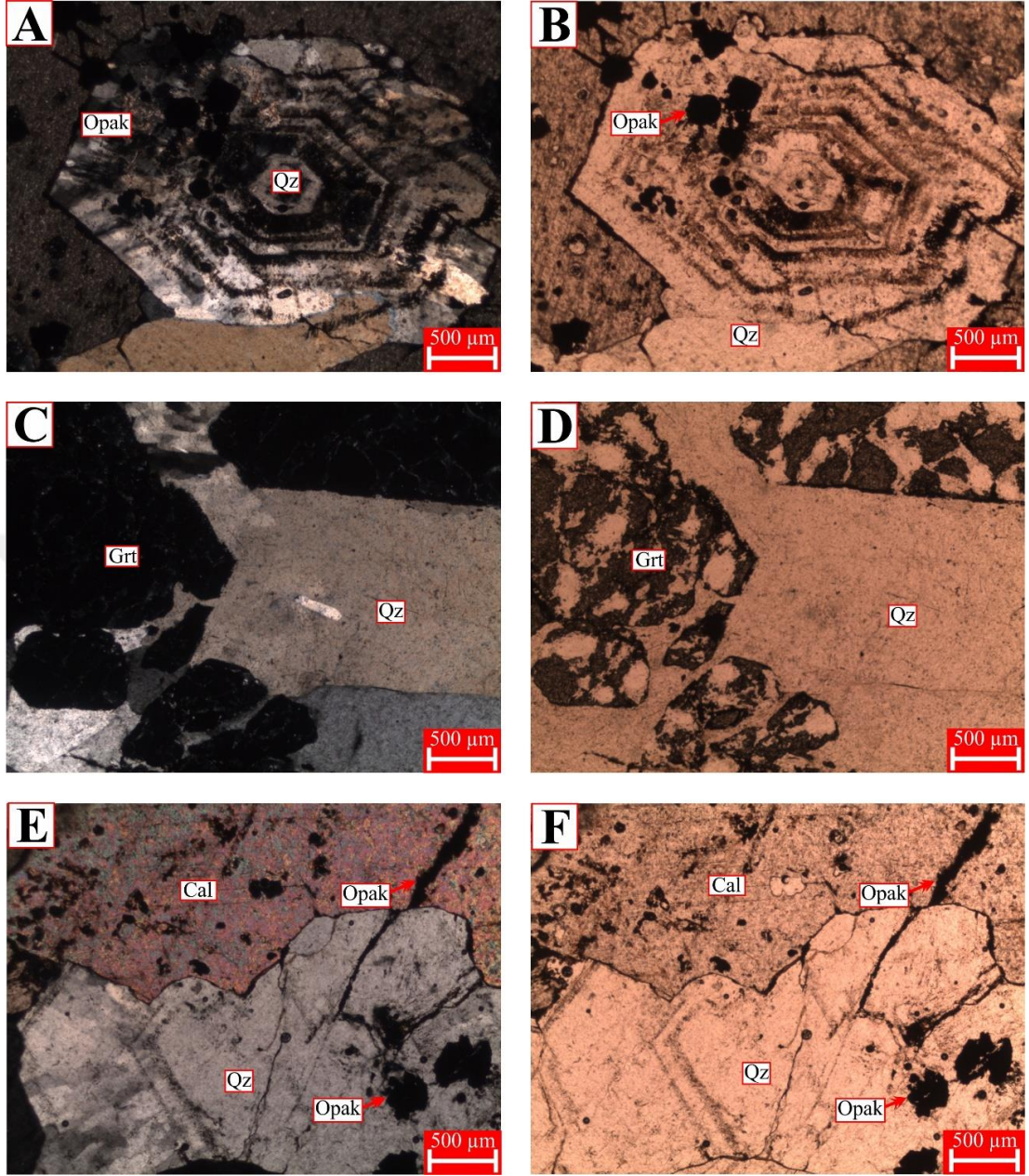
Retrograd evrenin ilerleyen aşamalarında, kalsit/karbonat oluşumları kuvarsın ve diğer skarn minerallerini çevrelemekte ve kırık/çatlaklarına yerleşmiştir (Şekil 4.111E-F). Skarn cevherleşmesi retrograd evrede saçınımlar halinde skarn mineralleri üzerine gelişmiştir (Şekil 4.111E-F).



Şekil 4.109 Petrografi çalışmaları sonucu oluşturulmuş, Alankaya skarn zonlanmasını gösteren enine jeolojik kesit (Kişisel arşiv, 2014). Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Bt-Biyotit, Cal-Kalsit, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Hbl-Hornblend, Kçt-Kireçtaşı, Kfs-K-feldispat, Plj-Plajiyoklas, Qz-Kuvars, Ttn-Titanit



Şekil 4.110 Alankaya skarnına ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Hornfelsik dokunun mikroskop altında görünümü. C ve D, + ve // nikol görünüm) Granat minerallerinin tane sınırları boyunca gelişen amfibol çubukları. E ve F, + ve // nikol görünüm) Granat minerallerinde bileşimsel zonlanma ve geç evre kuvars oluşumu. Kısaltmalar: Amp-Amfibol, Ep-Epidot, Grt-Granat, Hbl-Hornblend, Qz-Kuvars



Şekil 4.111 Alankaya skarnına ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + ve // nikol görünüm) Prizmatik ve zonlu kuvarsların görünümü. C ve D, + ve // nikol görünüm) Granat minerallerinin kuvars tarafından ornatımı. B ve D, // nikol görünümü) Geç evrede kalsit ve cevher gelişimi. Kısaltmalar: Cal-Kalsit, Grt-Granat, Qz-Kuvars

Alankaya skarn zonunun bazı örneklerinde, granatların boşluklarına veya granatların büyüme zonlarına yerleşmiş kuvars kristalleri gözlenmektedir. Bazı araştırmacılar tarafından skarn zonunda gözlenen zonlu kristal yapısına sahip granatları inceleyerek akışkan evrimi ve skarn oluşum mekanizmasının tespit edilebileceği savunulmuştur (Jamtveit, 1991; Jamtveit, Wogelius ve Fraser, 1993;

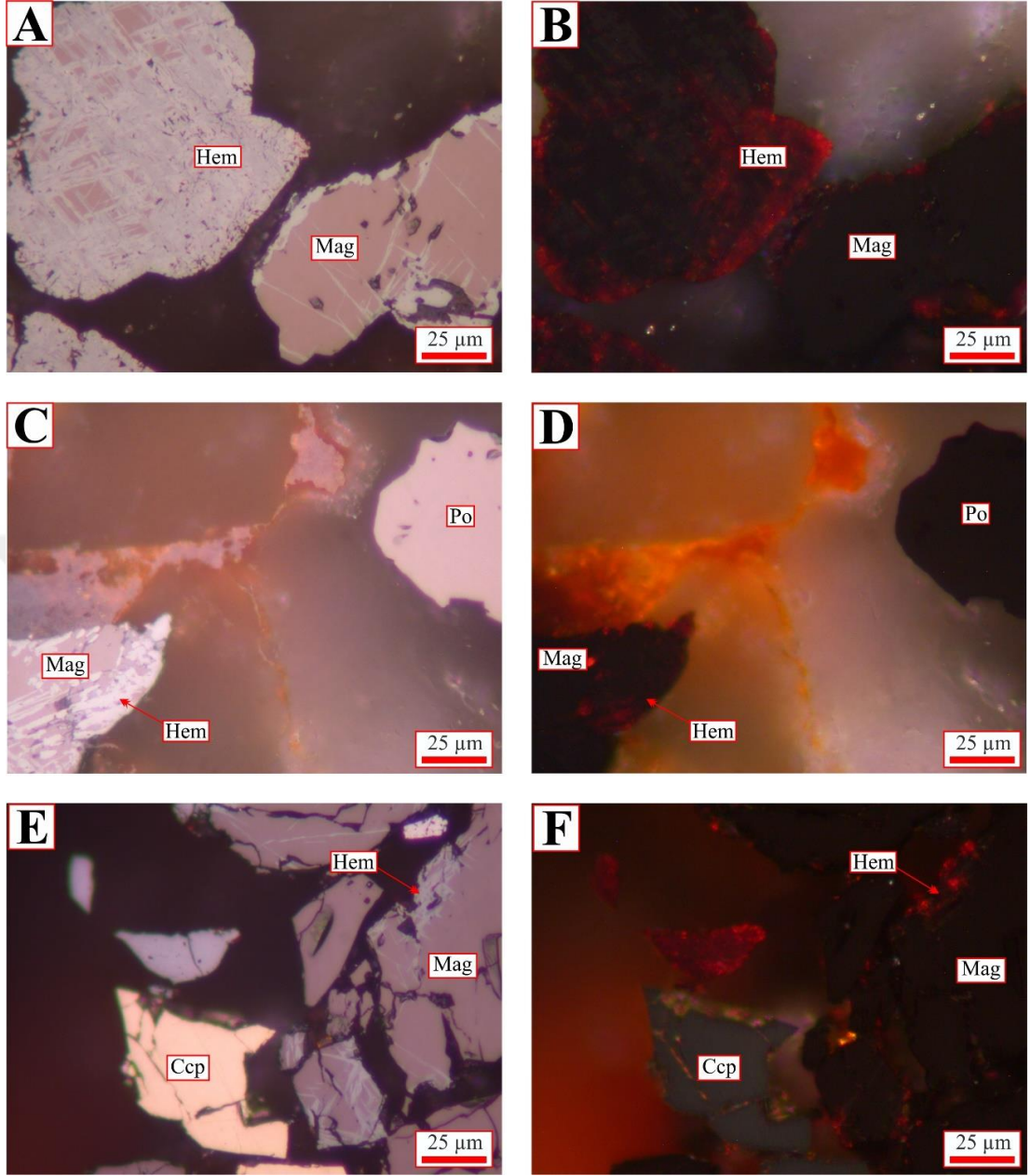
Jamtveit ve Hervig, 1994; Clechenko ve Valley 2003; Ciobanu ve Cook, 2004). Skarn sistemlerinde zonlanma oluşumunun, süzülen akışkanlar ile çok döngülü bir hidrotermal sistemden kaynaklandığı düşünülmektedir (Yardley, Rochelle, Barnicoat ve Lloyd, 1991; Crowe, Riciputi, Bezenek ve Ignatiev, 2001; Park ve diğer., 2017). Tekrarlanan basınç salınımı döngüleri (fO_2 artışı, geçirgenlik ve sıcaklık) ve denge durumu (fO_2 azalması ve geçirgenlik) nedeniyle iç içe büyüme dokuları oluşmaktadır (Keankeo ve Hermann, 2002).

Granat zonlarındaki bu büyüme bantlarının Fe^{+3}/Al oranlarındaki dalgalanmaları yansıttığı birçok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Jamtveit ve Hervig, 1994; Clechenko ve Valley 2003; Ciobanu ve Cook, 2004). Granatların çekirdekten kenar zonlara doğru And/Grs ve Grs/And oranlarındaki artış ve azalışların oksitlenme derecesi fO_2 ile ilişkili olduğu vurgulanmıştır (Abu El-Enen, Okrusch ve Will, 2004). And/Grs oranı artarken fO_2 derecesinin de arttığı, Grs/And oranı artarken $f(O_2)$ derecesinin düştüğü ortaya konulmuştur.

4.5.2.2 Skarn Cevher Petrografisi

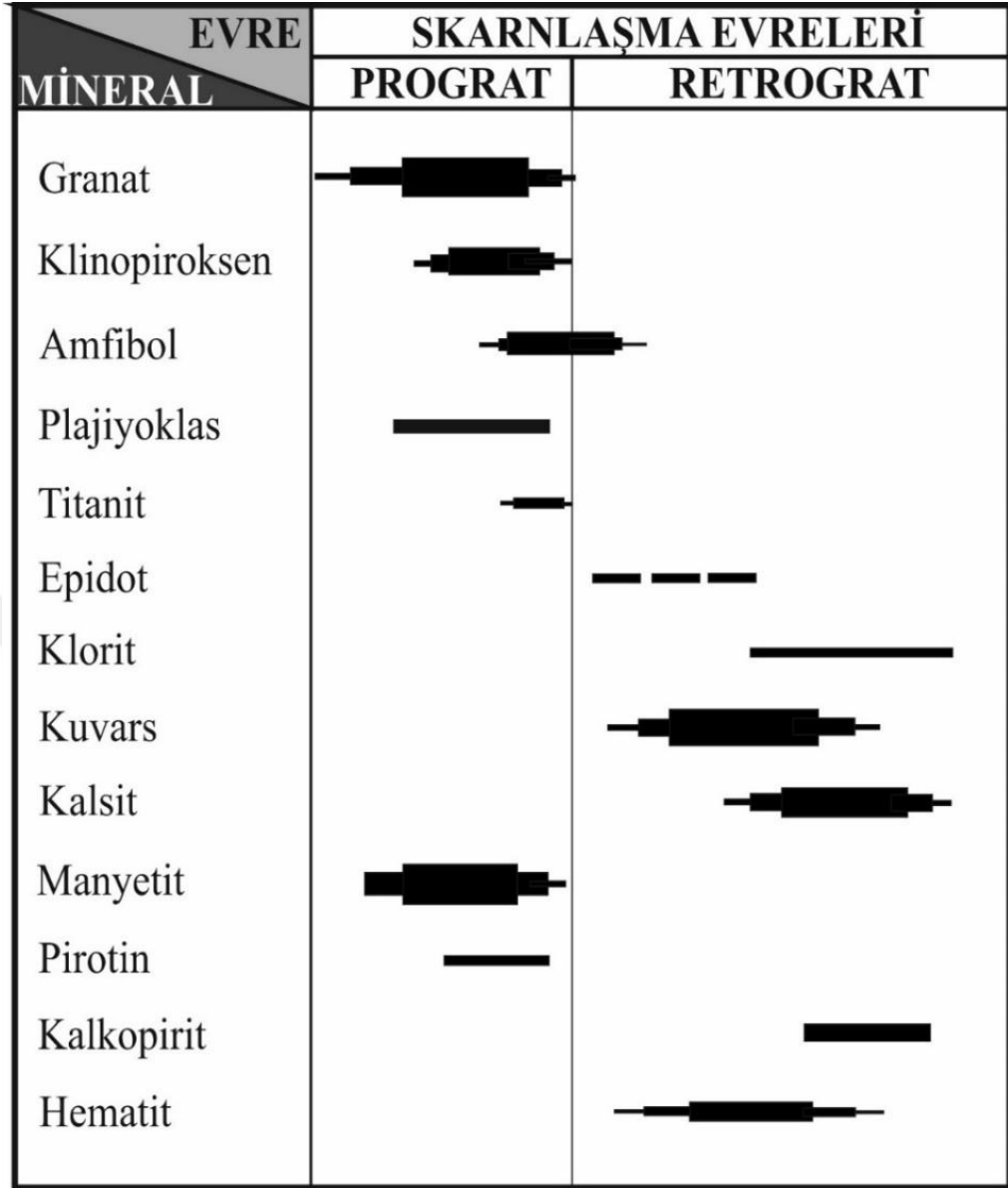
Alankaya skarn cevherleşmesinden alınan örneklerle ait parlak kesit incelemelerinde, bolluk sırasına göre manyetit, hematit, kalkopirit ve pirotinden oluşan cevher parajenezi gözlenmektedir. Manyetitler tek nikolde pembemsi renkli olup, yaygın olarak özşekilli taneler halinde bulunur. Manyetitlerde tane sınırları ve kristal çatlakları boyunca martitleşme gözlenmektedir (Şekil 4.112A-B).

Minör oranda gözlenen pirotin mineralleri sarımsı pembe renkli olup, diğer mineraller ile ilişki incelendiğinde herhangi bir ornatım dokusu gözlemlenmemektedir (Şekil 4.112C-D). Az oranda gözlenen kalkopiritler ise, sarı renkli olarak gözlenmektedir (Şekil 4.112E-F). Süksesyon için hematitlerin, manyetitlerden sonra oluştuğu söylenebilmektedir. Örneklerde pirotinin varlığı, ısı kaynağına yakın bir zon olduğunu desteklemektedir.



Şekil 4.112 Alankaya skarnına ait parlak kesit mikrofotografaları. A ve B, // ve + nikol görünüm) Manyetitlerin kristal sınırları ve çatlakları boyunca martitleşmesi/hematite dönüşümü. C ve D, // ve + nikol görünüm), Manyetitlerde gözlenen martitleşme ve pirotin minerali. E ve F, // ve + nikol görünüm) Kalkopirit, manyetit ve hematit birlikteliği. Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Hem-Hematit, Mag-Manyetit, Po-Pirotin

Alankaya cevherleşmesinde yer alan skarn ve cevher minerallerine ait parajenez ve süksesyon özellikleri Şekil 4.113'te verilmiştir.



Şekil 4.113 Alankaya Fe skarnına ait parajenez ve süksesyon ilişkisi

4.5.3 Alandere Pb-Zn±Cu Distal Skarn Cevherleşmesi

Çakıroba köyünün kuş uçuşu 2 km KD'sunda, Çardak Tepe'nin yaklaşık 1 km güneyinde Alandere Pb-Zn±Cu distal skarn cevherleşmesi yer almaktadır (Şekil 4.103). Bu bölgede granit yüzlek vermemektedir. En yakın granitoid yüzleği, cevherleşmenin yaklaşık 100 m kuzeyinde bulunan Çakıroba sokulumudur. Sokulum çevresindeki yan kayaçlarda artan sıcaklık ve basınç nedeniyle kontak metasomatizma etkileri gözlenmektedir. Bu alanda hornblend hornfels türü kayaçlar yüzlek vermektedir. Alandere'de ve civarında bulunan KD-GB ve KB-GD yönlü kırık

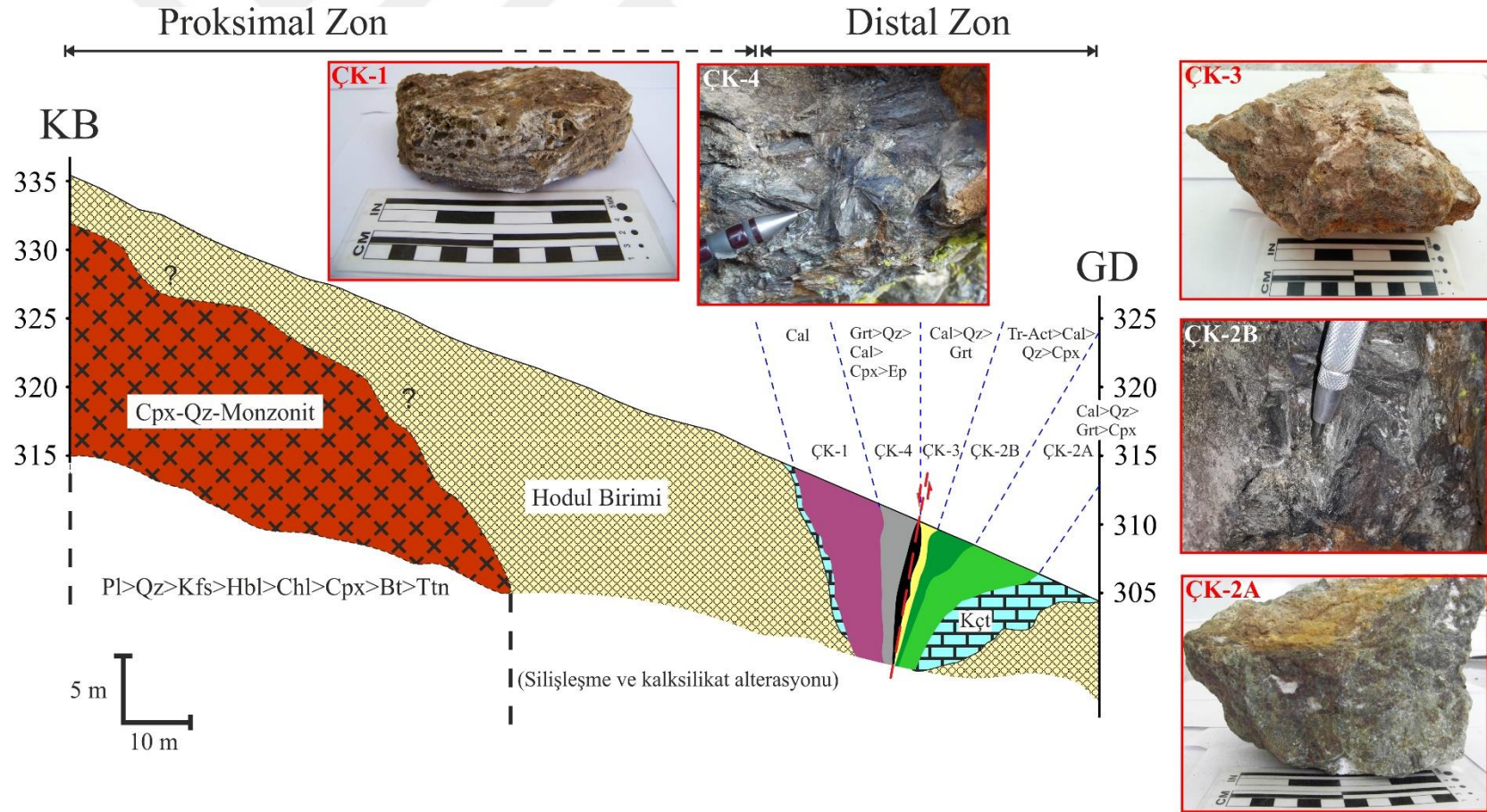
sistemler, hidrotermal sıvıların hareketi için önemli göç yollarını oluşturmuştur. Alandere cevherleşmesi K45-55D doğrultulu kırık sistemi boyunca yerleşmiş, 85KB eğimli ve Pb-Zn±Cu ornatım türü zonlu damar tipi olarak saptanmıştır (Şekil 4.114).

Arazi çalışmalarında gözlenen başlıca cevher mineralleri galen, sfalerit, pirit, kalkopirit ve hematittir. Arazide alınan örnek noktaları, fotoğrafları ve cevherleşme zonları kroki halinde Şekil 4.115'te verilmiştir. Alandere'nin akış yönüne göre solundaki yüzlekte düzenli bir şekilde, damarın kenarından merkezine doğru bazı minerallerin arttığı, bazılarının ise azaldığı gözlenmektedir (Şekil 4.114). Bu durum bir zonlanmanın varlığına işaret etmektedir. Damarın tabanından tavanına, yani kuzeye doğru gelişen mineral birlikteliğine göre ayrılan zonlardan sistematik örnekleme yapılmıştır. Cevherleşme esnasındaki magmatik-hidrotermal süreçleri anlamak için Alandere Pb-Zn±Cu damarının geometrisi, mineralojik zonlanması ve cevher parajenezi büyük bir öneme sahiptir. Damar sisteminde oluşan kalsilikat parajenez, kırıklar boyunca cevher mineralleri ile sıcaklığa bağlı olarak zonlu yapılar oluşturmuştur.

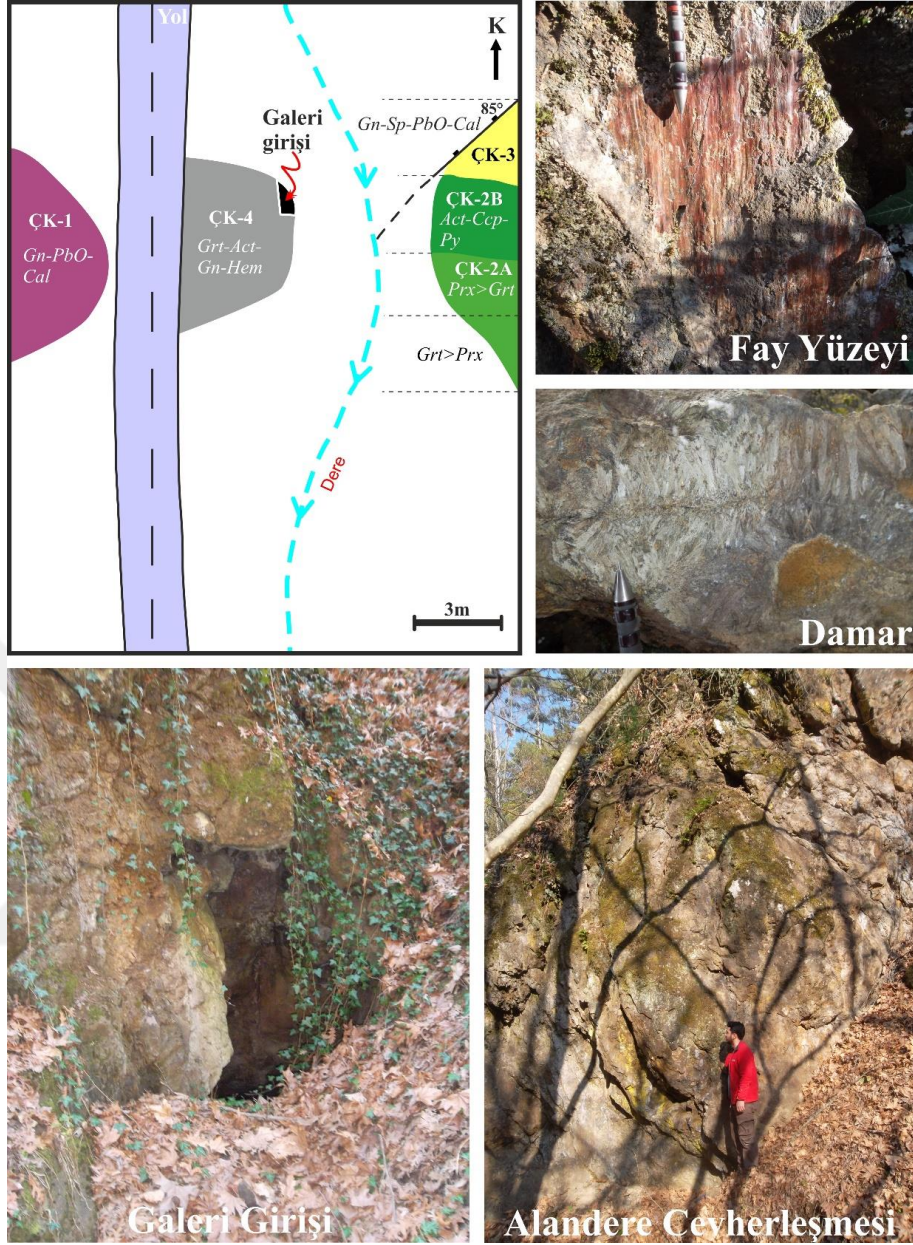
4.5.3.1 Skarn Mineralojisi

Damarın tabanından alınan ÇK-2A nolu örnekte yapılan makro gözlemlerde granatların piroksenlere göre oranının daha fazla olduğu gözlenirken, ÇK-2B nolu örnekte granatların oranı piroksenlere göre azaldığı görülmüştür. ÇK-2A nolu örnekte, granatlar ve tremolit-aktinolit kalsit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.116). Bu durum retrograd alterasyonun geliştiğini gösterir. Matrikste ise yaygın olarak kuvars bulunmaktadır.

ÇK-2B nolu örnekte cevherleşmenin skarn minerallerinin üzerinde geliştiği görülmektedir (Şekil 4.116A-B). Granatların varlığı bu zonda gözlenmemekte ve tremolit-aktinolit yoğun olarak kloritleşmiş ve karbonatlaşmıştır (Şekil 4.116C-F). Kalsit ve kuvarsın bol miktarda bulunması retrograd evreyi temsil etmektedir. Ayrıca minör oranda klinopiroksen gözlenmektedir (Şekil 4.116E-F).



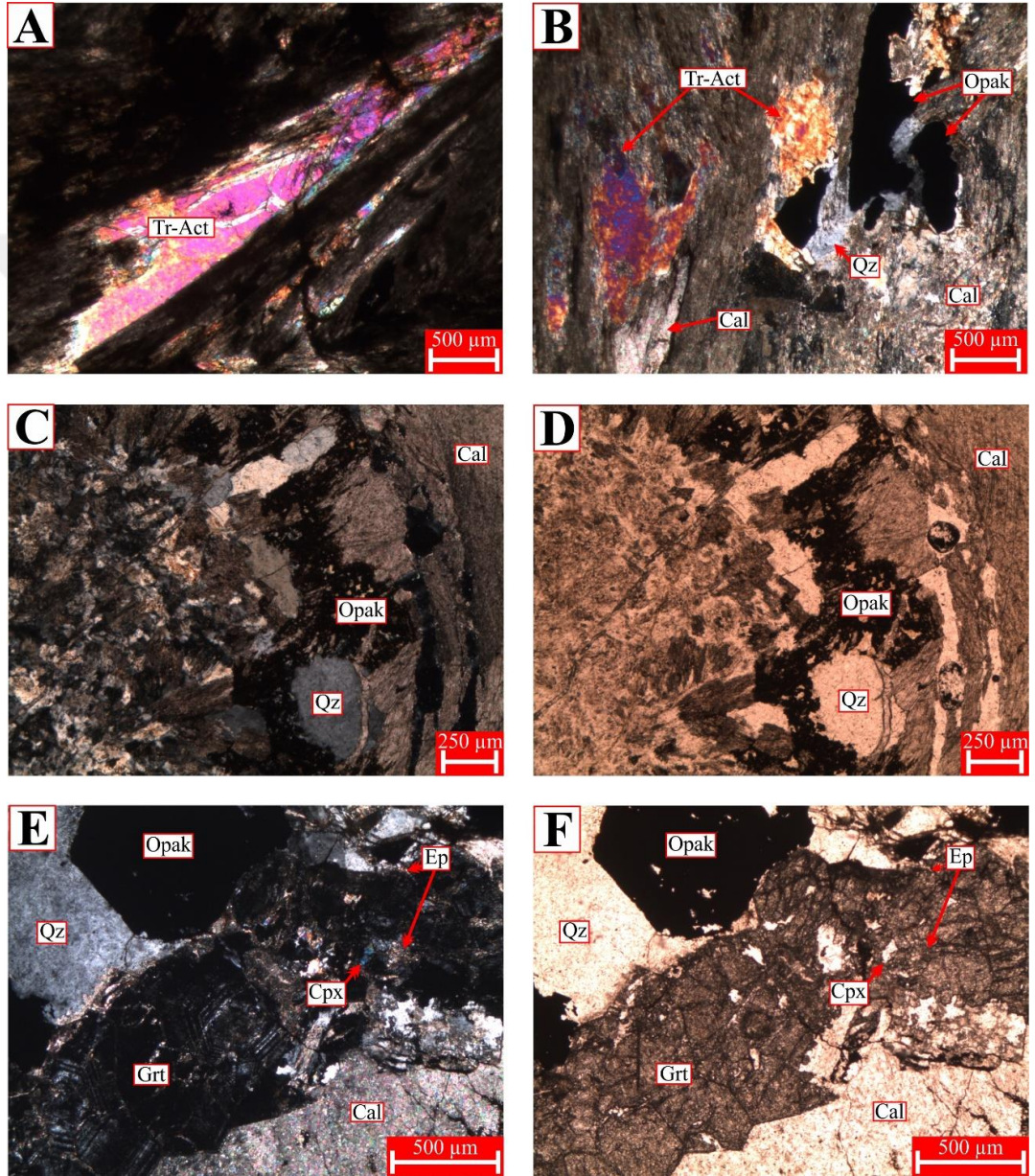
Şekil 4.114 Petrografi çalışmaları sonucu oluşturulmuş Alandere Skarn zonlanmasına ait enine jeolojik kesit ve alınan örneklerin lokasyonları (Kişisel arşiv, 2014).
Kısaltmalar: Bt-Biyotit, Cal-Kalsit, Chl-Klorit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Hbl-Hornblend, Kfs-K-feldispat, Pl-Plajiyoklas, Qz-Kuvars, Ttn-Titanit



Şekil 4.115 Alandere distal zonda gelişmiş Pb-Zn±Cu damar cevherleşmesinin bulunduğu alanın krokisi ve ilişkili arazi fotoğrafları (Kişisel arşiv, 2014). Kısaltmalar: Act-Aktinolit, Cal-Kalsit, Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Grt-Granat, Hem-Hematit, Prx-Piroksen, Sp-Sfalerit

ÇK-3 örneğinden yapılan incelemelerde, ÇK-2A ve ÇK-2B örneklerine benzer şekilde, matrikste erken evre kuvars yer alırken, karbonat ornatımı matriksin üzerine gelişmiştir. Karbonatın ortama geldiği retrograd evrede opak minerallerin geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4.116). Derenin akış yönüne göre sağda bulunan yüzlekte yapılan makro gözlemlerde, galen, granat, tremolit-aktinolit ve hematit mineralleri gözlenmiştir. Bu zondan alınan ÇK-4 nolu örnekten yapılan ince kesit çalışmaları

sonucu, ÇK-2A ve ÇK-2B örneklerindeki gözlenen retrograd evrede gelişen kalsit oluşumları, bu zonda da yaygın olarak gözlenmektedir. Anizotropik granatlardaki bantların bulunması, granatların piroksen, kalsit, epidot ve yer yer kuvars tarafından ornatılması ve ayrıca kırıklarına yerleşmesi retrograd evreyi temsil etmektedir (Şekil 4.116E-F).



Şekil 4.116 Alandere distal skarnına ait ince kesit mikrofotografaları. A ve B, + nikol görünüm) Tremolit-Aktinolitlerin kalsit-klorit tarafından ornatımı ve opak oluşumlar. C ve D, // ve + nikol görünüm) Granat kalsit tarafından ornatımı ve silisleşmeler. E ve F, // ve + nikol görünüm) Granat üzerine gelişen klinopiroksen, epidot ve kalsit ornatımları. Kısaltmalar: Act-Aktinolit, Cal-Kalsit, Cpx-Klinopiroksen, Ep-Epidot, Grt-Granat, Qz-Kuvars, Tr-Tremolit

Yukarıda gözlemlere dayanılarak, cevherleşme kaynağının retrograd evreye ait hidrotermal akışkanlar olduğu düşünülmektedir. Cevher minerallerinin düzensiz olarak tüm skarn minerallerin üzerine gelişmesi de bunu desteklemektedir.

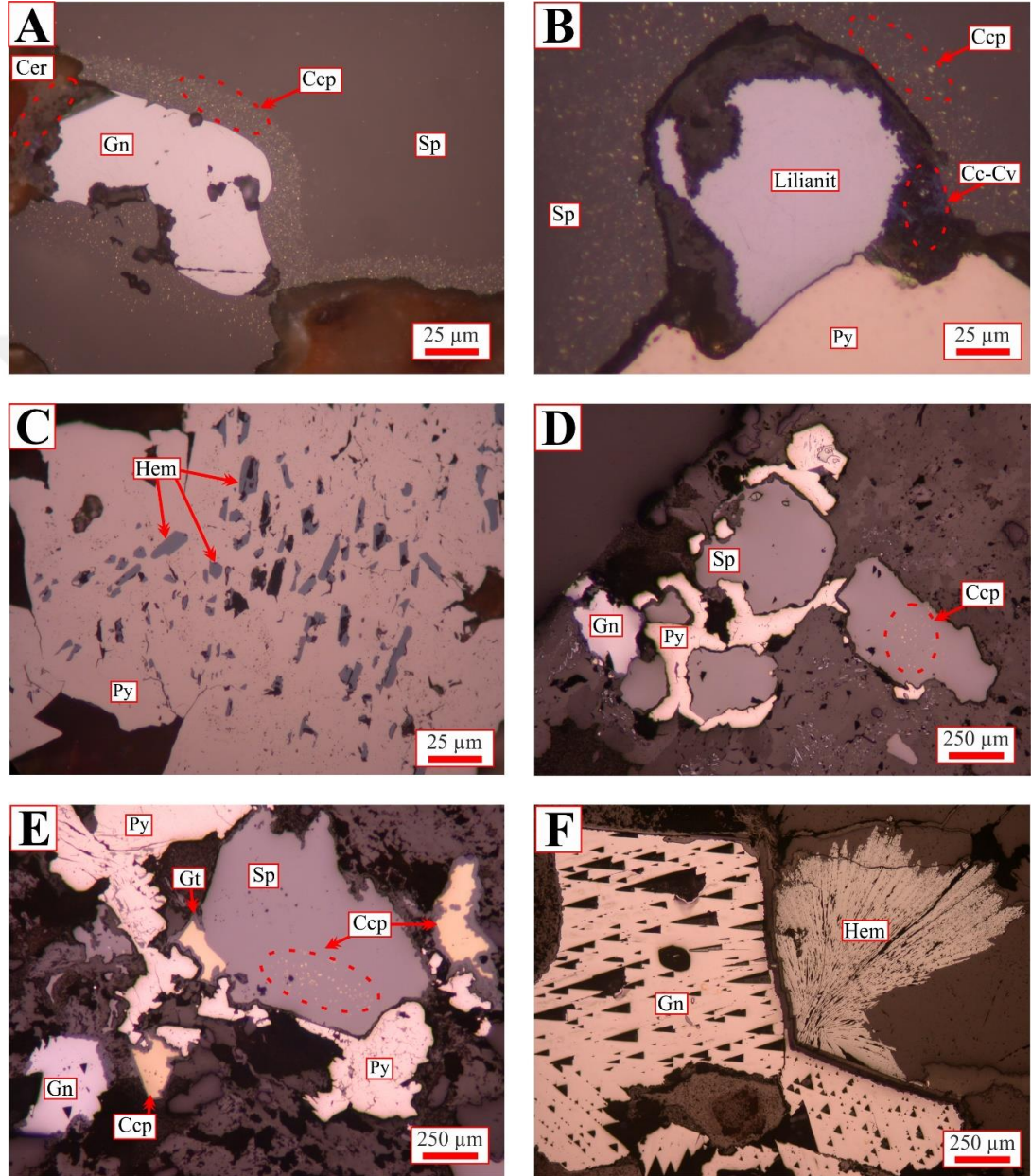
4.5.3.2 Skarn Cevher Petrografisi

Alandere Pb-Zn±Cu distal skarn cevherleşmesinden ÇK-2B, ÇK-3 ve ÇK-4 nolu örnekler üzerinde cevher petrografisi çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Cevherleşmenin ÇK-2B nolu örneğinde kalkopirit, hematit, götit, pirit cevher parajenezi gözlenmektedir. Kalkopirit tek nikolde sarı, hematitler açık gri, götit yeşilimsi gri, piritler ise saman sarısı renklerde görülmektedir. Kalkopiritlerin tane sınırları ve kırık zonları boyunca götite dönüştüğü gözlenmektedir. Pirit, olasılıkla kalkopiritten önce gelişmiştir. Pirit ve kalkopirit, tabanda bulunan skarn mineralleri tremolit-aktinolit ve kuvarsın üzerine geliştiği gözlenmektedir.

Cevherleşmeni yoğun olduğu ÇK-3 nolu örnekte galen, pirit, kalkopirit, sfalerit, lilianit, hematit, götit ve kalkozin-kovellin cevher parajenezi. Galen, pirit hariç diğer tüm cevher minerallerinden önce oluştuğu tespit edilmiş (Şekil 4.117A) ve grimsi krem renkli lilianit minerali ile eş oluşumlu gözlenmektedir (Şekil 4.117B). Ayrıca galenlerin sınırları boyunca serüztileşmesi (Şekil 4.117A), piritlerde ise iğnemiş şekillerde hematit ornatımları gözlenmektedir (Şekil 4.117C). Kesitin bazı bölgelerinde, galen ve lilianitin kalkozin-kovellin tarafından tane sınırları boyunca ornatımı gözlenmektedir. Kalkopirit eksolüsyonları içeren sfalerit, galenin tane sınırları boyunca ornatmaktadır (Şekil 4.117D-E). Bu nedenle, sfaleritlerin galenlerden sonra oluştuğu kesin olarak söylenebilmektedir. Kalkopirit kolloform yapılı götit tarafından ornatılmaktadır (Şekil 4.117E).

Eski galeri girişinden alınan ÇK-4 nolu örnek ise galen, pirit, kalkopirit, sfalerit, hematit ve götit cevher parajenezi sunmaktadır. Yer yer galenleri ornatın götit oluşumları gözlenmektedir. Ayrıca götitin kalkopiritleri tane sınırları boyunca sardığı gözlenirken, galenlerin tane sınırları boyunca serüztileşmeler bulunmaktadır. Hematit, ışınsal formları sebebiyle spekülär hematit olarak görülmektedir (Şekil 4.117E).

Damarcıklar halinde gözlenen diğer sülfid mineralleri tarafından çevrelenmiş ve yaygın olarak götit tarafından ornatılmıştır. Kalkopirit ve sfalerit, galeni ornatarak daha geç evreyi temsil etmektedir.



Şekil 4.117 Alandere Pb-Zn±Cu distal skarn cevherleşmesine ait parlak kesit mikrofotografaları (+ nikol görünüm). A) Kalkopirit eksolüsyonları içeren sfaleritin galen üzerine gelişimi ve galenlerin serüzite dönüşümü. B) Galen ile eş oluşumlu lilianit ve kristal sınırlarında gözlenen süperjen kalkozin-kovellin oluşumları. C) Pirit minerallerinin hematit tarafından ornatılması. D) Pirit ve galenin sfalerit tarafından ornatılması. E) Kalkopiritlerin kolloform yapıda götite dönüşümleri. Galenlerde gözlenen üçgen yırtıklar ve speküler hematit. Kısaltmalar: Cc-Kalkozin, Ccp-Kalkopirit, Cer-Serüzit, Cv-Kovellin, Gn-Galen, Gt-Götit, Hem-Hematit, Py-Pirit, Sp-Sfalerit

Alandere Pb-Zn±Cu distal skarn cevherleşmesinde yer alan minerallere ait parajenez ve süksesyon ilişkisi Şekil 4.118’de verilmiştir.

EVRE MINERAL	SKARNLAŞMA EVRELERİ		SÜPERJEN EVRE
	PROGRAT	RETROGRAT	
Granat	■		
Klinopiroksen	■		
Amfibol	■		
Epidot		■	
Klorit		■	
Kuvars		■	
Kalsit		■	
Sfalerit		■	
Pirit		■	
Kalkopirit		■	
Hematit		■	
Götit			■
Galen		■	
Lilianit		■	
Kalkozin-Kovellin			■
Serüzit			■

Şekil 4.118 Alandere Pb-Zn-Cu distal skarn cevherleşmesine ait parajenez ve süksesyon ilişkisi

4.5.3.3 Alandere Distal Skarn Cevherleşmesine ait Mineral Kimyası Çalışmaları

Alandere Pb-Zn±Cu distal skarn cevherleşmesinde gerçekleştirilen cevher petrografisi incelemeleri sonucunda, her zona ait parlak kesitler üzerinde mineraller işaretlenerek mineral kimyası çalışmaları yapılmıştır (Tablo 4.24).

Piritlerde değişken As içerikleri gözlenmekte olup, maksimum As içeriği (1,95 wt. %) K-3 nolu zonda gözlenmektedir. Alandere cevherleşmesindeki K-2 nolu zon dışında, diğer zonlarda yaygın olarak sfalerit gözlenmektedir.

Sfaleritlerin FeS içeriği K-1 ve K-3 nolu zonlarda yaklaşık aynı oranlarda (2,03 ila 2,65 % mol FeS) gözlenirken, K-4 nolu zonda FeS içeriği artış (3,15 ila 4,76 % mol FeS) sunmaktadır (Tablo 4.24 ve şekil 4.119).

Galenin Ag içeriği diğer zonlarda düşük gözlenmesine rağmen, K-2 nolu zonda Ag içeriği 1,64 wt.% ve Se içeriği 1,61 wt. % değerlerine kadar çıkmaktadır.

Mikroskopi çalışmalarında (K-2A ve K-3 örneğinde) galen ile büyük petrografik benzerlikler sunan ve Bi içerikli lilianit mineralinden ölçümler yapılmıştır. Lilianitin Pb içeriği 42,87 ila 52,67 wt.% arasında, Bi içeriği 30,78 ila 36,21 wt.% arasında, Ag içeriği 1,51 ila 2,02 wt.%, Te içeriği 0 ila 0,41 wt.% ve Se içeriği 0,19 ila 0,29 wt.% arasında arasında arasında arasında değişmektedir. İlk olarak, Bursa-Uludağ volfram cevherleşmesinde Tolun (1955) ve Wjjkerslooth (1955) tarafından Kosalit-Lilianit aralığında bir Pb-Bi slfotuz olarak tanımlanmıştır (şekil 4.120).

Bu mineralin kontak metasomatik yatalara özgü olması ile birlikte cevherleşmenin geometrisi, cevher parajenezi ve zonlu kalsilikat parajenezi (Meinert, 1997), Alandere cevherleşmesinin distal skarn tipte bir cevherleşme olduğunu desteklemektedir.

Cevherleşmenin sadece 3 nolu zonunda sulfarsenid mineralleri gözlenmekte olup, Co içeriği 29,69 ila 35,25 wt. % aralığında değişmektedir. FeAsS-CoAsS-NiAsS sulfarsenid sınıflama diyagramına düşürüldüğünde, bu mineraller bileşimsel olarak alloklasit türü olarak tespit edilmiştir (şekil 4.121). Yine aynı diyagram incelendiğinde, alloklasit mineralleri yaklaşık 250 ila 425 C arasında değişen sıcaklık aralıkları vermektedir.

Tablo 4.24 Alandere cevherleşmesinde gözlenen minerallerin mineral kimyası sonuçları (N: ölçüm sayısı, d.l.a.: deteksiyon limiti altında). Kısaltmalar: Ccp-Kalkopirit, Gn-Galen, Py-Pirit, Sp-Sfalerit

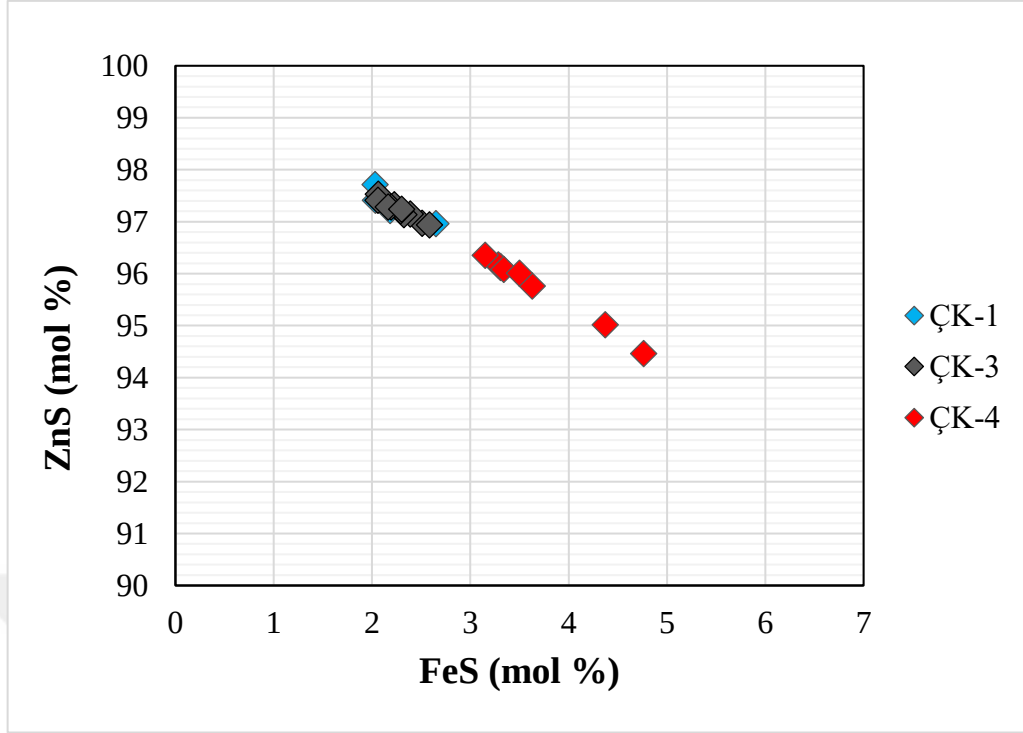
Mineral	N		Mn	Fe	Cu	Zn	As	S	Cd	Te	Pb	Ag	Se	Bi	Total	
ÇK-1	Gn	8	Min		33,01			13,18		0,00	85,72				99,32	
			Mak	d.l.a.	d.l.a.	34,22	d.l.a.	d.l.a.	13,67	d.l.a.	0,19	87,06	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	100,55
			Ort			33,39			13,47		0,02	86,46				99,95
	Mineral Formülü			Pb _{0,98-1,01} So _{0,99-1,00}												
	Py	2	Min		3,13			0,00	52,75							100,42
			Mak	d.l.a.	6,81	d.l.a.	d.l.a.	0,23	52,99	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	101,15
			Ort		3,77			0,12	52,87							100,79
	Mineral Formülü			Fe _{1,02} Si _{1,97-1,98}												
	Sp	4	Min	0,00	1,10	0,52	61,27		32,37	0,28						96,85
			Mak	0,11	1,43	1,18	63,30	d.l.a.	32,91	0,45	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	98,73
			Ort	0,06	1,22	0,89	62,38		32,68	0,39						97,61
Mineral Formülü			Zn _{0,88-0,96} Fe _{0,02-0,06} Cu _{0,01-0,05} Si _{1,00-1,02}													
ÇK-2A	Lilantit	10	Min					14,92		0,00	42,87	1,51	0,19	30,78	96,23	
			Mak	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	15,88	d.l.a.	0,41	52,67	2,02	0,29	36,21	100,11	
			Ort					15,59		0,15	45,38	1,77	0,25	34,67	97,80	
	Mineral Formülü			(Pb _{4,67-5,75} Ag _{0,32-0,42} Bi _{3,33-3,86} (Se _{0,05-0,08} Te _{0,00-0,07} Si _{10,53-11,09}))												
	Gn	4	Min		0,49	0,00		13,43			82,51	0,62	0,13		99,31	
			Mak	d.l.a.	0,74	1,73	d.l.a.	13,72	d.l.a.	d.l.a.	83,62	0,83	0,21	d.l.a.	101,22	
			Ort		0,64	1,22		13,53			83,03	0,77	0,16		100,28	
	Mineral Formülü			(Pb _{0,91-0,96} Ag _{0,01-0,02} Cu _{0,00-0,06} Fe _{0,02-0,03})(Se _{0,00-0,01} So _{0,97-1,00})												
	Ccp	12	Min		30,42	32,64		33,09								96,96
			Mak	d.l.a.	31,42	33,08	d.l.a.	34,61	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.		98,95
			Ort		31,05	32,92		34,08								98,05
Mineral Formülü			Cu _{0,96-0,98} Fe _{1,02-1,06} Si _{1,96-2,00}													
ÇK-2B	Gn	7	Min		0,00	0,00		12,37			81,94	1,01	1,53		98,13	
			Mak	d.l.a.	0,22	0,85	d.l.a.	12,99	d.l.a.	d.l.a.	84,06	1,64	1,61	d.l.a.	100,60	
			Ort		0,12	0,41		12,81			83,06	1,31	1,57		99,29	
	Mineral Formülü			(Pb _{0,93-0,97} Ag _{0,02-0,04} Cu _{0,00-0,03} Fe _{0,00-0,01})(Se _{0,05} So _{0,93-0,96})												
	Ccp	8	Min		30,55	32,91		34,47			0,00				98,23	
			Mak	d.l.a.	31,44	34,18	d.l.a.	34,87	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	0,24	d.l.a.	d.l.a.	99,79	
			Ort		31,11	33,26		34,67				0,03			99,07	
	Mineral Formülü			Cu _{0,96-0,99} Fe _{1,02-1,04} Si _{1,98-2,01}												
ÇK-3	Py	8	Min		47,22			0,00	51,37						100,00	
			Mak	d.l.a.	48,32	d.l.a.	d.l.a.	1,95	52,88	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	101,06	
			Ort		47,83			0,57	52,24						100,64	
	Mineral Formülü			Fe _{1,03-1,04} (As _{0,00-0,03} Si _{1,94-1,97})												
	Sp	11	Min	0,10	1,18	0,00	64,66		32,35	0,20						99,39
			Mak	0,18	1,49	0,46	65,82	d.l.a.	33,11	0,33	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	100,31
			Ort	0,15	1,31	0,04	65,26		32,74	0,25						99,76
	Mineral Formülü			Zn _{0,96-0,98} Fe _{0,02-0,03} Cu _{0,00-0,01} So _{0,99-1,00}												
	Py	5	Min	0,00	46,28		0,26	0,00	50,33							98,32
			Mak	0,17	47,85	d.l.a.	0,70	1,45	52,89	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	101,14
			Ort	0,06	47,23		0,37	0,49	51,71							99,86
Mineral Formülü			Fe _{1,02-1,03} Zn _{0,00-0,01} (As _{0,00-0,02} Si _{1,94-1,97})													
Gn	7	Min				0,00	13,21			83,81	0,00				97,50	
		Mak	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	0,55	13,50	d.l.a.	d.l.a.	87,33	0,43	d.l.a.	d.l.a.		100,97	
		Ort				0,08	13,33			85,57	0,25				99,23	
Mineral Formülü			(Pb _{0,98-1,00} Ag _{0,00-0,01} Zn _{0,00-0,02})So _{0,98-1,01}													

Tablo 4.24 devamı

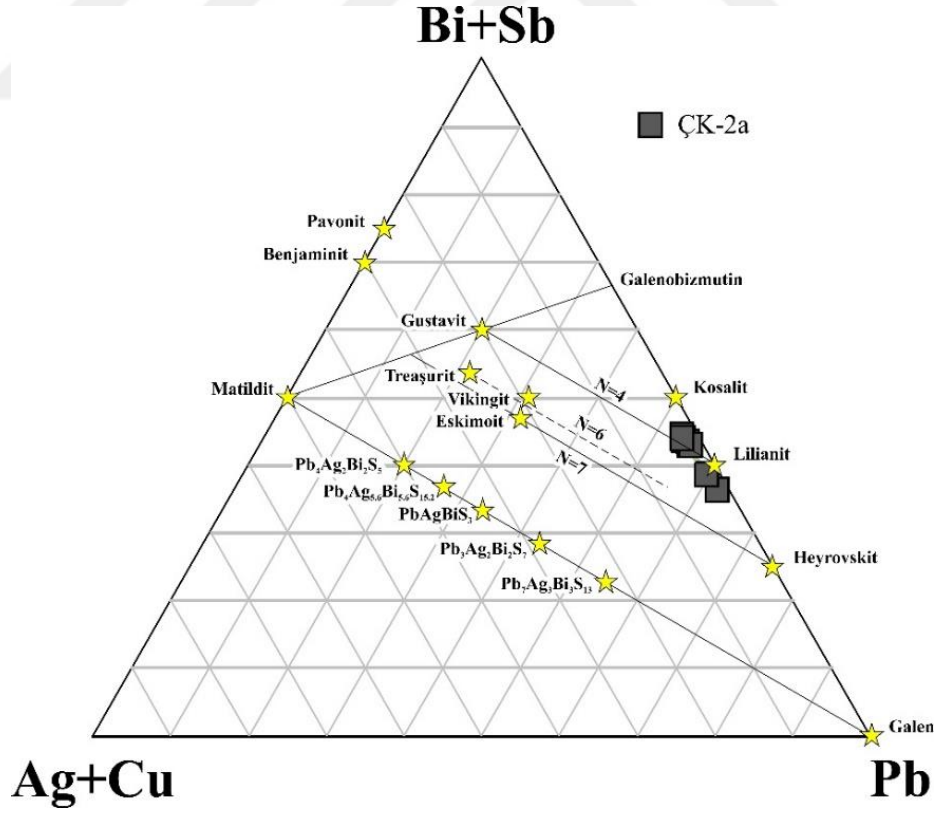
Mineral	N		Mn	Fe	Cu	Zn	As	S	Cd	Te	Pb	Se	Co	Total
CK-4	Py	6	Min	47,81			0,00	51,52						100,12
			Mak	48,34	d.l.a.	d.l.a.	0,39	52,87	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	101,03
			Ort	48,08			0,12	52,44						100,65
	Mineral Formülü		Fe_{1,03-1,05}(As_{0,00-0,01}S_{1,95-1,97})											
	Gn	9	Min				13,07			85,32				98,75
			Mak	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	13,56	d.l.a.	d.l.a.	87,09	d.l.a.	d.l.a.		100,40
			Ort				13,34			86,36				99,70
	Mineral Formülü		Pb_{0,99-1,01}S_{0,99-1,01}											
	Alloklasit	11	Min	0,00	1,61		35,69	21,40		0,00		0,00	30,07	97,02
			Mak	0,12	6,04	d.l.a.	41,50	25,81	d.l.a.	0,24	d.l.a.	0,28	35,25	101,20
			Ort	0,01	3,78		39,23	23,36		0,06		0,19	32,79	99,41
	Mineral Formülü		(Co_{0,81-0,95}Fe_{0,05-0,17})As_{0,73-0,90}S_{1,11-1,25}											
	Ccp	8	Min	30,51	32,66			34,06						97,24
			Mak	d.l.a.	30,97	33,70	d.l.a.	34,58	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	99,19
			Ort		30,75	33,07		34,38						98,21
	Mineral Formülü		Cu_{0,97-0,98}Fe_{1,02-1,03}S_{1,99-2,01}											
	Sp	9	Min	0,13	1,83		63,15		32,27	0,25			0,00	98,87
			Mak	0,27	2,72	d.l.a.	65,83	d.l.a.	32,93	0,37	d.l.a.	d.l.a.	0,20	100,78
			Ort	0,17	2,10		64,91		32,69	0,33			0,10	100,30
	Mineral Formülü		(Zn_{0,95-0,98}Fe_{0,03-0,05})S_{0,98-1,00}											
	Py	3	Min	47,12			0,48	51,76						99,63
			Mak	d.l.a.	47,47	d.l.a.	0,75	52,11	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	d.l.a.	100,31
			Ort		47,34		0,65	51,95						99,94
	Mineral Formülü		Fe_{1,03}(As_{0,01}S_{1,96})											
	Alloklasit	6	Min	3,38			30,17	25,34		0,00		0,15	29,69	99,22
			Mak	d.l.a.	8,92	d.l.a.	35,94	29,46	d.l.a.	0,51	d.l.a.	0,23	34,63	100,39
			Ort		7,02		32,40	28,01		0,19		0,19	31,94	99,75
	Mineral Formülü		(Co_{0,77-0,92}Fe_{0,09-0,24})As_{0,60-0,75}S_{1,23-1,37}											

Tablo 4.25 Alandere cevherleşmesinde gözlenen sfaleritlerin hesaplanmış mol oranları

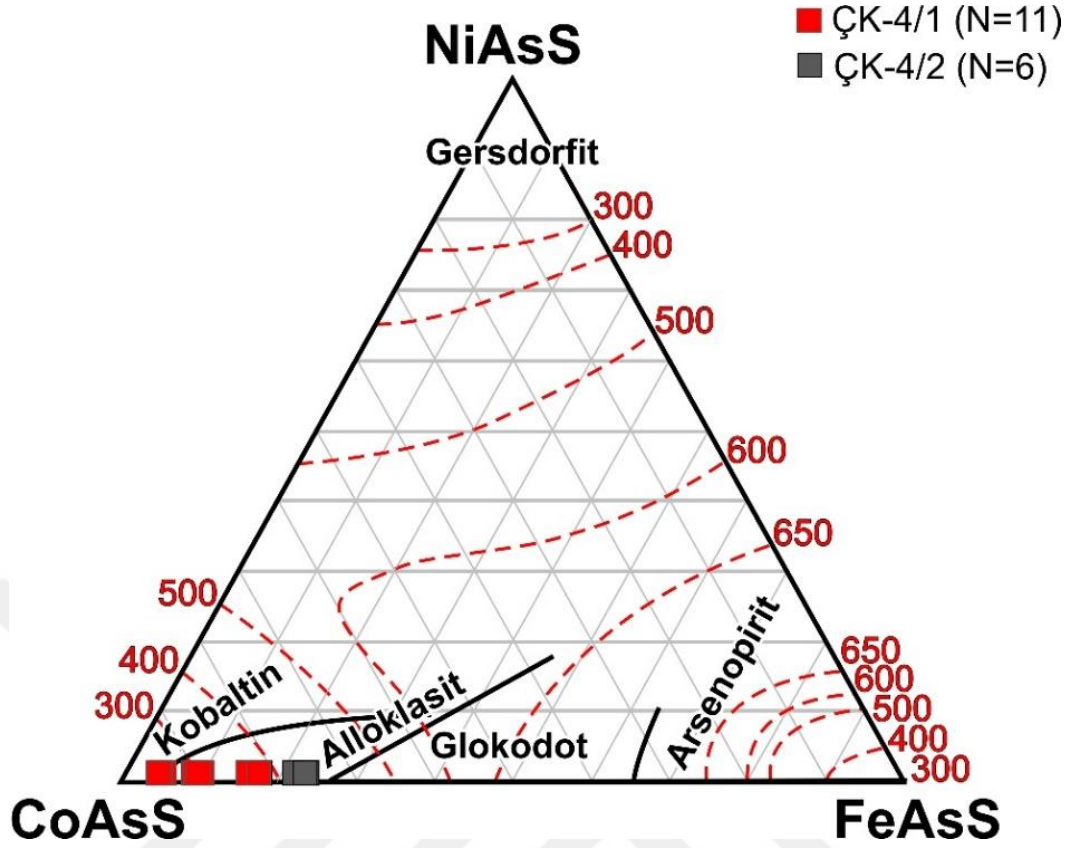
Örnek No		ZnS	FeS	CdS	MnS
ÇK-1	Min	96,96	2,03	0,26	0,00
	Mak	97,71	2,65	0,40	0,20
	Ort	97,32	2,23	0,35	0,10
ÇK-3	Min	96,93	2,06	0,17	0,18
	Mak	97,53	2,58	0,29	0,32
	Ort	97,22	2,28	0,22	0,27
ÇK-4	Min	94,46	3,15	0,21	0,23
	Mak	96,35	4,76	0,32	0,48
	Ort	95,79	3,63	0,28	0,30



Şekil 4.119 Alandere cevherleşmesine ait sfaleritlerde gözlenen FeS-ZnS oranı değişim diyagramı



Şekil 4.120 Alandere cevherleşmesine ait Lillianit mineralinin bileşimsel sınıflaması için kullanılan Bi-Sb-Ag-Cu-Pb üçgen diyagramı (Cook ve Ciobanu, 2004)



Şekil 4.121 Alandere cevherleşmesine ait sulfarsenid minerallerinin bileşimsel sınıflaması için kullanılan FeAsS-CoAsS-NiAsS üçgen diyagramı (Petruck ve diğer., 1971; Gammon, 1966)

4.6 Arapuçandere, Sofular ve Skarnların Cevher Jeokimyası

Yenice yöresinde epitermal ve skarn cevherleşmelerden toplam 16 adet jeokimyasal analiz gerçekleştirilmiştir. Arapuçandere, Sofular-Cu, Kozcağız-I, Kozcağız-II, Alandere ve Alankaya cevherleşmelerinden alınan örneklere ait jeokimyasal analiz sonuçları Tablo 4.26 ve 4.27’de verilmiştir.

Elde edilen jeokimyasal veriler ışığında, Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesinin yanal ve düşey yönde farklı bölümlerinden alınan örneklerin Pb içeriği birbirilerine yakın olup 12,1 ila 20 % arasında değişmektedir. En düşük Pb değeri (1,2 %) yüzeydeki IV. damardan elde edilmiştir. Cevherleşmenin Zn içeriği üst kotlarda 24,7 % değerlerine ulaşırken, alt kotlara doğru düşmekte ve en düşük Zn değeri 3,3 % olarak görülmektedir (Şekil 4.122A). Diğer yandan, 0,8 ila 5,6 % aralığında değişen Cu değerleri üst kotlardan alt kotlara doğru artan bir trend sunmaktadır (Şekil 4.122B).

Tablo 4.26 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesine ait jeokimyasal analiz sonuçları

Bölge		Arapuçandere						
Örnek No		160-V4-4	160-V5-2	200-V5-7	240-V4-1	275-V4-1	308-V5-3	KA2-V4
Au	ppm	0,141	0,196	1,255	0,327	0,099	2,03	4,74
Ag	ppm	772	148	156	300	85,8	298	14,4
As	ppm	70,4	51,5	17,3	135,5	51,6	329	71
Cd	ppm	596	540	643	565	134,5	1100	47,2
Co	ppm	196,5	151	92,1	281	146,5	429	13,8
Cu	%	4,65	2,74	5,57	0,942	2,2	0,827	0,68
Fe	%	5,61	4,02	5,95	4,23	8,54	3,81	3,81
Mn	ppm	759	594	475	2260	16150	1240	1110
Mo	ppm	0,7	0,95	0,9	0,84	1,5	6,9	1,35
Ni	%	<0,001	0,001	<0,001	0,002	0,008	0,003	0,001
Pb	%	20	15,7	20	20	12,05	20	1,205
Zn	%	13,75	12,5	15,05	12,75	3,3	24,7	1,035
Al	%	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,08
B	ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ba	ppm	<10	10	<10	10	10	<10	30
Be	ppm	<0,05	0,07	<0,05	0,81	3,6	0,37	2,03
Bi	ppm	804	39,4	24,3	126	31,6	225	1,41
Ca	%	0,18	0,69	0,38	0,08	0,53	0,04	0,07
Ce	ppm	0,24	0,83	0,13	13,9	2,47	0,38	1,92
Cr	ppm	3	9	6	6	11	5	14
Cs	ppm	0,09	0,26	0,1	0,2	0,22	0,15	0,18
Ga	ppm	2,98	0,86	0,81	1,31	1,95	3,97	0,45
Ge	ppm	1,14	0,09	0,47	0,12	0,64	0,38	<0,05
Hf	ppm	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Hg	ppm	0,43	0,45	0,23	0,33	0,08	1,16	0,25
In	ppm	0,505	0,068	0,029	0,105	0,135	0,139	0,006
K	%	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
La	ppm	0,2	0,4	<0,2	7,6	1,4	0,2	0,7
Li	ppm	0,6	0,5	0,3	0,5	0,8	0,6	0,6
Mg	%	0,01	0,01	0,01	0,02	0,07	0,01	0,01
Na	%	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Nb	ppm	0,05	0,05	0,05	<0,05	0,05	0,05	<0,05
Ni	ppm	1,7	5,3	2,6	19,8	79,8	23,5	9,5
P	ppm	<10	20	<10	10	30	10	30
Rb	ppm	0,1	0,7	0,2	0,4	0,4	0,4	0,2
Re	ppm	0,001	<0,001	0,001	<0,001	0,001	0,006	<0,001
S	%	8,51	>10,0	6,56	7,6	6,41	6,6	1,67
Sb	ppm	244	83,5	73,1	221	48,6	162	8,86
Sc	ppm	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Se	ppm	148,5	38,7	46,5	51,8	250	59,5	5,6
Sn	ppm	0,8	0,7	0,5	0,8	0,8	0,5	0,8
Sr	ppm	2	5	2,1	0,8	3	0,6	1,7
Ta	ppm	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Te	ppm	2,53	5,95	38,5	0,82	1,57	0,81	0,64
Th	ppm	<0,2	<0,2	<0,2	0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Ti	%	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Tl	ppm	0,37	0,23	0,23	0,28	0,1	0,33	<0,02
U	ppm	<0,05	<0,05	<0,05	0,11	0,24	<0,05	0,4
V	ppm	<1	2	<1	2	<1	<1	2
W	ppm	4,76	0,99	4,77	6,79	49,1	30,2	1,55
Y	ppm	0,14	1,03	0,22	2,91	13,35	0,88	3,45
Zr	ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Tablo 4.27 Sofular bölgesi ve skarlara ait jeokimyasal analiz sonuçları

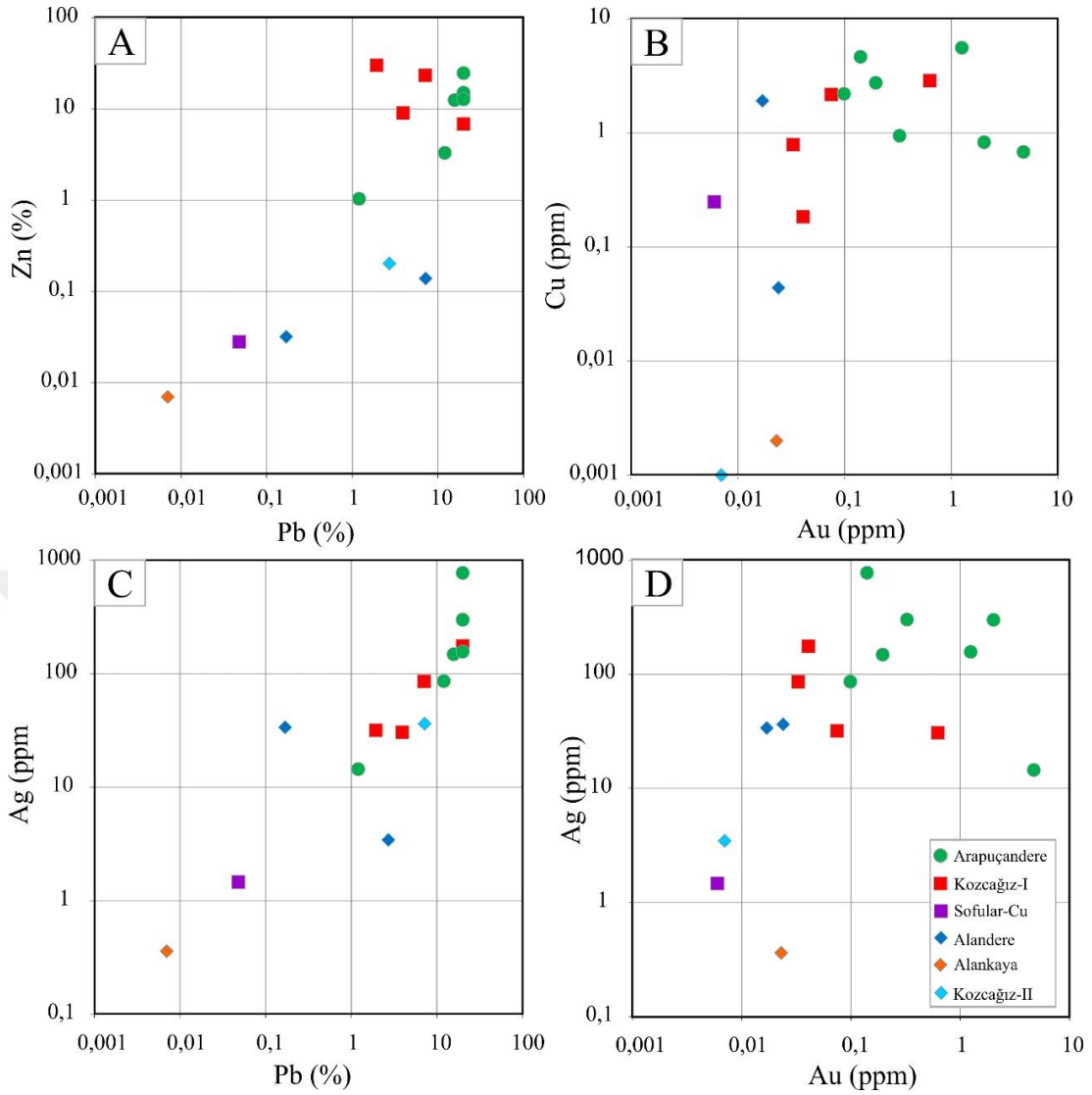
Bölge		Skarn			Sofular Bölgesi					
		Alandere		Alankaya	Kozcağız-I	Kozcağız-I				Sofular-Cu
Örnek No		ÇK-2A	ÇK-4	TS-7	SR-S-4	SR-V1-A	SR-V1-B	SR-V1-C	SR-V1-E	SG-4
Au	ppm	0,017	0,024	0,023	0,007	0,041	0,033	0,075	0,628	0,006
Ag	ppm	33,7	36,3	0,36	3,44	175	85,3	31,7	30,5	1,46
As	ppm	122	141	27	25,3	24,9	84,5	745	8810	1,2
Cd	ppm	1,82	8,11	0,16	6,57	369	1200	1400	354	0,96
Co	ppm	85	113	5	7,1	104	11,5	151,5	49,9	9,3
Cu	%	1,915	0,044	0,002	0,001	0,184	0,787	2,17	2,87	0,249
Fe	%	7,41	7,14	27,1	4,7	0,82	4,12	5,79	7,69	2,4
Mn	ppm	21100	23900	3360	30000	398	874	1460	1020	376
Mo	ppm	0,64	0,45	1,19	0,5	11,15	3,81	5,49	39,4	68,1
Ni	%	0,001	<0,001	0,001	<0,001	<0,001	0,001	0,001	0,001	<0,001
Pb	%	0,169	7,17	0,007	2,71	20	7,11	1,935	3,93	0,048
Zn	%	0,032	0,139	0,007	0,203	6,84	23,3	30	9,03	0,028
Al	%	0,13	0,16	0,15	0,41	0,04	0,45	0,19	1,15	0,94
B	ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	<10	<10
Ba	ppm	10	<10	<10	10	<10	10	10	20	20
Be	ppm	5,33	2,89	0,19	1,29	0,05	0,15	0,41	0,39	0,29
Bi	ppm	882	53,2	11,7	1,44	160	0,84	0,86	0,68	1,01
Ca	%	14,1	9,41	11,35	17,65	0,04	0,09	0,05	0,26	0,16
Ce	ppm	0,31	0,21	2,81	4,83	1,32	7,38	7,46	11,4	41,2
Cr	ppm	2	4	3	5	6	14	8	19	16
Cs	ppm	1,91	15,8	0,1	0,98	0,11	0,86	0,3	0,69	0,73
Ga	ppm	2,75	4,39	2,84	4,82	0,58	4,72	4,14	4,42	5,22
Ge	ppm	0,16	0,52	0,31	0,17	0,11	0,16	0,26	0,12	<0,05
Hf	ppm	<0,02	<0,02	<0,02	0,06	<0,02	0,05	<0,02	0,06	0,06
Hg	ppm	0,02	0,03	0,01	0,12	0,53	0,62	0,77	0,34	0,01
In	ppm	0,048	0,017	0,132	0,015	0,044	0,232	0,351	0,119	0,08
K	%	0,03	0,02	0,01	<0,01	0,01	0,05	0,02	0,05	0,12
La	ppm	0,2	<0,2	1,3	2,8	0,9	3,8	3,6	5,7	23,5
Li	ppm	2,1	5,7	0,4	3,1	0,5	10,2	3,1	26,2	17,5
Mg	%	0,87	0,7	0,1	0,3	0,01	0,15	0,05	0,28	0,66
Na	%	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02
Nb	ppm	0,05	<0,05	0,05	0,08	0,05	0,09	0,05	0,05	0,07
Ni	ppm	11,4	2	6,1	8	1,3	6,7	4,5	11,5	6
P	ppm	50	20	110	340	10	80	20	100	440
Rb	ppm	0,9	5,2	0,5	0,5	0,8	5	1,4	4	12,6
Re	ppm	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	0,002	<0,001	0,001	0,002	<0,001
S	%	1,5	1,21	<0,01	0,49	8,18	>10,0	8,73	8,86	0,14
Sb	ppm	1,3	12,6	0,97	6,64	94,1	77,4	21,4	22,8	0,33
Sc	ppm	0,2	0,2	0,3	1,2	0,1	1	1,1	1,6	2,7
Se	ppm	11,7	27,9	0,2	1,5	55,4	18,2	49	15,4	1,1
Sn	ppm	<0,2	0,2	12,2	<0,2	0,2	3,6	2,4	0,8	0,5
Sr	ppm	249	136,5	38	422	11,1	21,9	7,4	20,6	18,6
Ta	ppm	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Te	ppm	3,51	4,64	5,38	0,46	21,9	0,18	0,24	0,39	0,05
Th	ppm	0,3	<0,2	<0,2	0,5	<0,2	2,2	0,5	2	36
Ti	%	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,008
Tl	ppm	0,07	0,34	<0,02	0,07	0,52	0,2	0,06	0,09	0,08
U	ppm	0,3	0,32	0,58	0,64	0,11	0,28	0,88	0,24	9,14
V	ppm	3	1	6	7	1	6	4	14	34
W	ppm	0,63	38,4	1,68	5,38	0,07	0,09	0,16	0,1	0,15
Y	ppm	0,43	0,55	3,19	14,8	0,71	2,04	7,63	4,17	6,95
Zr	ppm	0,5	<0,5	<0,5	2,3	<0,5	0,8	<0,5	1	1

Arapuçadere cevherleşmesinde, kıymetli metallere altın 0,141 ila 4,74 ppm arasında değişen değerlerde saptanmıştır. Gümüş değerleri altın ile karşılaştırıldığında,

85,8 ila 772 ppm arasında değişen daha geniş bir aralık sunmakta olup, daha yüksek değerlere ulaşmaktadır. Mikroskobi çalışmalarında da gözlendiği üzere, galen ile ilişkili olan gümüş mineralleri, jeokimyasal olarakta yüksek Pb değerlerinin gözlendiği kotlarda yüksek Ag değerleri saptanmıştır (şekil 4.122C). Ayrıca, yüksek Ag değerleri çoğunlukla alt kotlarda gözlenirken, yüksek Au değerleri ise ř kotlardan saptanmıştır (şekil 4.122D).

Sofular sokulumu içinde gözlenen plüton içi Cu cevherleşmesinde 0,25 % Cu, 0,05 % Pb, 0,03 % Zn, 68,1 ppm Mo, 1,46 ppm Ag, 0,006 ppm Au değerleri saptanmıştır. Sofular bölgesindeki Kozcağız deresinde bulunan baz metal epitermal cevherleşmesi (Kozcağız-I), Arapandere cevherleşmesine göre daha yüksek Zn içeriğine sahiptir (şekil 4.122A). Baz metal içeriği başlıca 1,94 ila 20 % arasında değişen Pb, 6,84 ila 30 % Zn ve 0,18 ila 2,87 % arasında değişen Cu olarak saptanmıştır (şekil 4.122A-B). Cevherleşmede yapılan petrografi incelemelerinde herhangi bir altın ve gümüş minerali gözlenmemesine rağmen, 0,033 ila 0,628 ppm arasında değişen Au değerleri ve 30,5 ila 175 ppm arasında değişen Ag değerleri saptanmıştır (şekil 4.122D). Kozcağız-II distal skarn cevherleşmesi 2,71 % Pb ve 0,203 % Zn içeriğine sahip olup, çok düşük olan 0,001 % Cu değerine sahiptir. Altın değeri (0,007 ppm) ekonomik seviyelerde değildir. Ancak, Pb ile doğru orantılı olarak 3,44 ppm Ag değeri saptanmıştır (şekil 4.122C).

Çalışma alanındaki diğer bir distal skarn olan Alandere cevherleşmesinde ait 2 örnekte gerçekleştirilen jeokimyasal analizler sonucu 0,169-7,17 % Pb, 0,044-1,915 % Cu ve 0,032-0,139 % Zn baz metal içeriği saptanmıştır. Altın içeriği 0,017-0,024 ppm olup, gümüş içeriği 33,7-36,3 ppm değerleri ile Pb içeriği ile doğru orantılıdır (şekil 4.122C). Diğer bölgelerden farklı olarak, 53,2-882 ppm Bi içeriği gözlenmektedir. Mikroprob alışmaları ile saptanan Lilianit mineralinin Bi içeriği ile uyumludur. Alankaya skarn cevherleşmesinde ise baz metal ve Au içeriği çok düşük olup, Fe içeriği 27,1 % değerinde saptanmıştır. Gümüş içeriği ise 3,44 ppm değerindedir (şekil 4.122C).



Şekil 4.122 Arapuçandere, Sofular-Cu, Kozcağız-I, Kozcağız-II, Alandere ve Alankaya cevherleşmelerine ait jeokimyasal analizlerden hazırlanan (A) Zn-Pb, (B) Cu-Au, (C) Ag-Pb ve (D) Ag-Au ikili değişim diyagramları

4.7 Cevherleşmelerin Re-Os Yaşları

Re-Os yaş tayini metodu, özellikle Mo içeren hidrotermal maden yataklarının yaş tayini için kullanılabilen bir yöntem olarak öne çıkmaktadır. Bu metod, çok düşük bir hata payı ile (<0,2 %) molibdenitten direkt olarak yaş tayini yapmamıza olanak sağlamaktadır. Molibdenitten yapılan yaş tayinleri, mineralin porfiri ile ilişkili hidrotermal sistem içinde olduğu erken (yüksek T °C) veya geç fazlara (düşük T °C) ait kristallenme yaşını vermektedir (Stein ve diğer., 2001). Bu yöntem, Durham

Üniversitesi (İngiltere) laboratuvarında molibdenit minerali üzerinde uygulanmıştır. Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesinden 6 adet pirit seti hazırlanıp, Re-Os yaş tayini için laboratuvara gönderilmiştir. Ancak, piritlerdeki düşük Re ve Os içeriğinden dolayı yaş verisi elde edilememiştir.

Soğucak sokulumu içindeki stokvörk (ağsal) Mo-Cu cevherleşmesinden alınan TZD-27 nolu örnek üzerinde Re-Os yaş çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Stokvörk cevherleşmede, yaklaşık kalınlıkları 1 cm olan kuvars damarcıklar içindeki ince taneli molibdenitlerden $128,81 \pm 0,65$ ppm ^{187}Re ve $54,49 \pm 0,25$ ppb ^{187}Os konsantrasyonu elde edilmiştir. Bu değerler sonucunda, cevherleşmeye ait molibdenitlerin oluşum yaşı $25,39 \pm 0,1$ My olarak elde edilmiştir (Tablo 4.28). Bu yaş Oligosen döneminin Şattiyen evresine karşılık gelmektedir.

Sofular Mo cevherleşmesine ait KKY-20 nolu örnek üzerinde Re-Os yaş çalışmaları gerçekleştirilmiştir. İnce taneli molibdenitlerden $42,43 \pm 0,22$ ppm ^{187}Re ve $18,21 \pm 0,09$ ppb ^{187}Os konsantrasyonu elde edilmiştir. Bu değerler sonucunda cevherleşmeye ait molibdenitlerin oluşum yaşı $25,76 \pm 0,1$ My olarak elde edilmiştir. Bu yaş verisi, Soğucak bölgesinde bulunan Mo porfiri sistemi ile aynı sonucu vermekte olup, Oligosen döneminin Şattiyen evresine karşılık gelmektedir.

Tablo 4.28 Soğucak Mo-Cu ve Sofular Mo cevherleşmelerindeki molibdenitlerden elde edilen Re-Os yaşları

Cevherleşme	Ağırlık (g)	Re (ppm)	2 σ	^{187}Re (ppm)	2 σ	^{187}Os (ppb)	2 σ	Yaş	2 σ
Soğucak Mo-Cu	0,010	204,94	1,03	128,81	0,65	54,49	0,25	25,39	0,10
Sofular Mo	0,010	67,51	0,35	42,43	0,22	18,21	0,09	25,76	0,11

BÖLÜM BEŞ

SIVI KAPANIM ÇALIŞMALARI

Mikrotermometrik ölçümler Leica DM LP mikroskop (50 x büyütme kadar) üzerine monte edilmiş Linkam THMSG600 model ısıtma/soğutma tablası kullanılarak Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde gerçekleştirilmiştir. Sıvı kapanım çalışmaları için her iki yüzü parlatılmış ve yaklaşık olarak 100 µm kalınlıklara sahip kesitler hazırlanmıştır. Isıtma ve soğutma sıcaklıkları 600 ila -196 °C arasında değişmektedir. Tablanın hassasiyeti, ısıtma için $\pm 0,2$ °C ve soğutma için $\pm 0,1$ °C olarak elektronik kalibrasyonlar ile tespit edilmiştir.

Mikrotermometrik ölçümlerden önce, yüksek yakın-kızılötesi (NIR) hassasiyetli Hamamatsu tipi C11440-22CU kamera ile donatılmış bir mikroskop altında sıvı kapanım topluluklarının dağılımı, şekli, boyutu ve faz değişiklikleri dikkatlice belirlenmiştir. Isıtma-soğutma evreleri ve sıvı kapanım toplulukları Roedder (1984) ve Goldstein (2003)'in yorum ve kriterleri esas alınarak seçilmiştir.

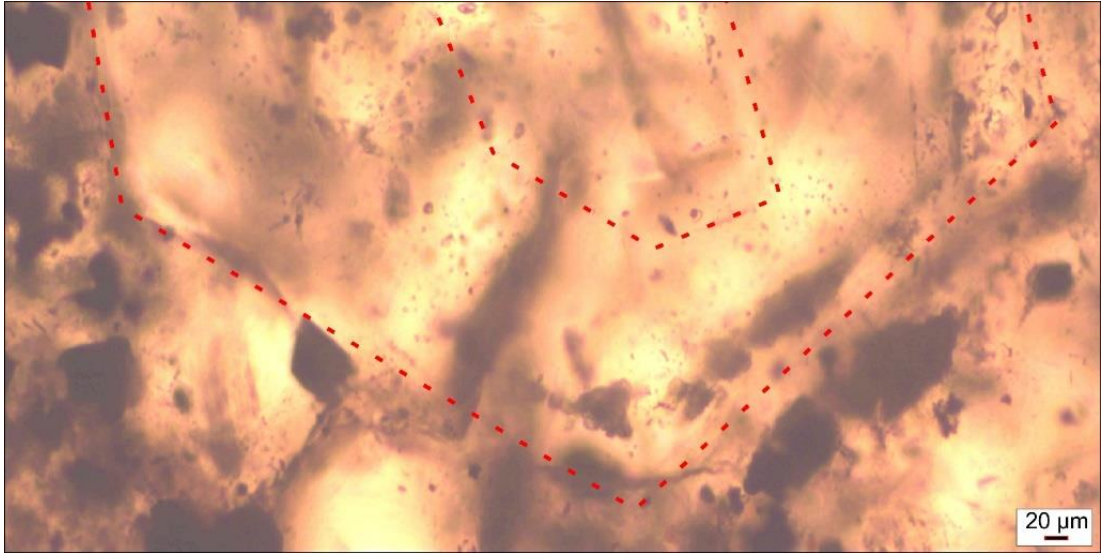
Sıvı kapanımlar üzerinde ilk ergime sıcaklığı (T_{mf}), son buz ergime sıcaklığı (T_{mice}) ve homojenleşme sıcaklığı (T_h) ölçümleri yapılmıştır. Homojenleşme sıcaklığı sıvı ve gazın kapanlandığı en düşük sıcaklık olup, kaynama verisi gözlenmiyorsa, bu sıcaklık değeri üzerinde sıvının kapanlandığı gerçek derinlik dikkate alınarak basınç düzeltmesinin yapılması gerekir (Roedder, 1979; Roedder ve Bodnar, 1980). Ancak, epitermal ortamlar yüzeye yakın kesimlerde oluşmasından dolayı, kaynama verisi gözlenmese dahi basınç düzeltmesi ihmal edilebilir (Bodnar, Reynolds ve Kuehn, 1985). Bu nedenle, tez kapsamında analizleri gerçekleştirilen Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au, Kozcağız-I Pb-Zn-Cu, Tepetarla Pb-Zn cevherleşmelerinin ve Soğucak-Taztepe-Karaköy'deki kuvars damarlarının epitermal ortamda oluşmalarından dolayı sıvı kapanım ölçüm sonuçlarında basınç düzeltmesi yapılmamıştır.

5.1 Mikrotermometri Analizleri

5.1.1 Arapuçandere Cevherleşmesi

Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesinin aktif olarak işletilmekte olan IV. ve V. damarlarına ait farklı galeri kotlarını temsil eden örnekler üzerinde ölçümler yapılmıştır. Başlıca, 308-V4-2, 200-V4-4, 160-V4-9 ve 120-V4-1 nolu örnekler IV nolu damarının 4 farklı kotundan alınmış olup, 308-V5-3, 200-V5-8 ve 160-V5-3 nolu örnekler ise V nolu damarın 3 farklı kotundan alınmıştır. Arapuçandere bölgesindeki damarların sıcaklık ve tuzluluk değişimlerini gözlemlemek amacıyla, madenin kuzeybatısında yüzlek veren ve günümüzde aktif olarak işletilmeyen I. ve II. damarlara ait ARP-2 ve ARP-3 nolu örnekler (sırasıyla) üzerinde de ölçümler gerçekleştirilmiştir.

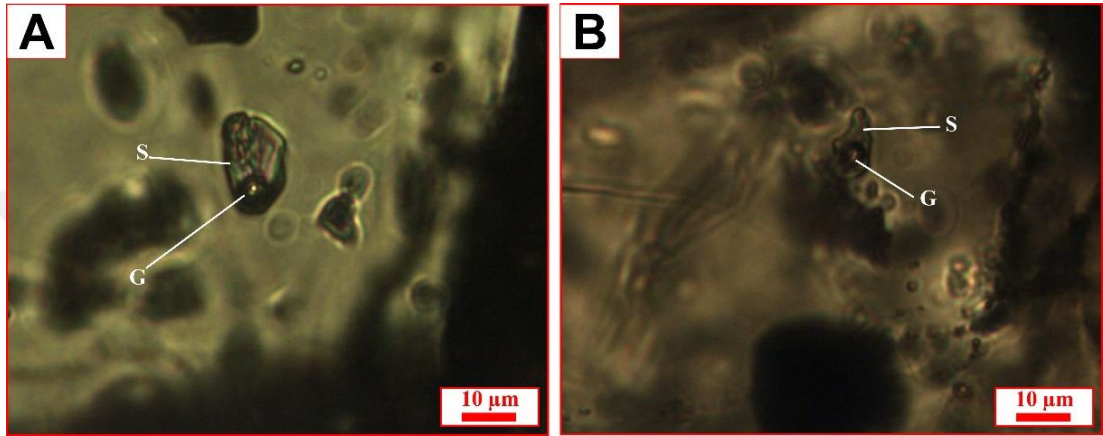
Sıvı kapanım ölçümleri, baz metal cevherleşmesi ile doğrudan ilişkili kuvars mineralleri üzerinde yapılmıştır. Tüm ölçümler, kuvars kristallerinin büyüme zonlarında ve yer yer kristallerin içinde gelişigüzel dağılmış birincil kapanımlar üzerinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.1).



Şekil 5.1 Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Ag±Au cevherleşmesinin IV. damarından alınan örnekte gözlenen kuvars kristalinin büyüme zonlarındaki birincil sıvı kapanım topluluğu

5.1.1.1 Arapuçandere V. Damara ait Sıvı Kapanım Ölçümleri

5.1.1.1.1 308-V5-3 Nolu Örnek. Damarın en üst kotu olan 308 m galeri katına ait kuvars kristallerinde genellikle elipsoidik, açık renkli, sıvıca- ve gazca-zengin iki fazlı sıvı kapanımlar gözlenmektedir. Kapanımlar çoğunlukla küçük boyutlarda olup, 3 ila 25 μm arasında değişmektedir (Şekil 5.2).



Şekil 5.2 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 308-V5-3 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen küçük boyutlarda, elipsoidik, açık renkli, baskın olarak sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Kuvars kristalinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 5.1’de verilmiştir. Ölçülen ötektik sıcaklıklar -55 ila -44 °C arasında değişmekte olup, $\text{H}_2\text{O-KCl-CaCl}_2\text{-MgCl}_2$ içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldıklarını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994).

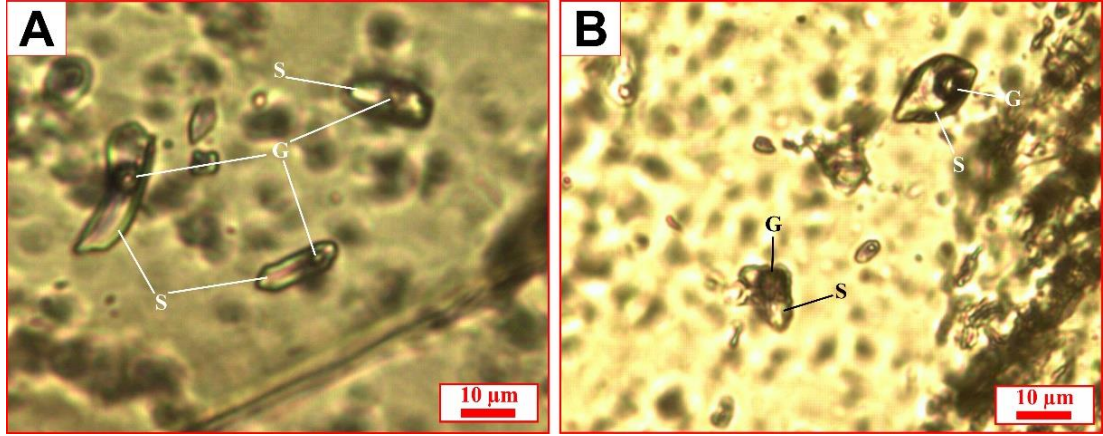
Son buz ergime sıcaklıkları -8,6 ila -0,5 °C aralığında gözlenmektedir. Bu değerler 0,9 ila 12,4 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine denk gelmekte olup, ortalama 6,7 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerindedir. Cevherleşmenin 308 galeri katındaki en yüksek homojenleşme sıcaklığı, V. damara ait bu örnekten ölçülmüştür. Ölçülen homojenleşme sıcaklıkları 162,9 ila 341,9 °C arasında değişmektedir (ortalama 257,6 °C sıcaklık).

Tablo 5.1 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 308-V5-3 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

308-V5-3	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-8,5	-53	280,1	12,3
2	-7,5	-47	267,5	11,1
3	-7,9	-50	281,0	11,6
4	-8,6	-49	274,5	12,4
5	-5,7	-47	217,3	8,8
6	-4,4	-47	201,2	7,0
7	-3,5	-50,2	206,1	5,7
8	-4,7	-47	209,9	7,4
9	-3,4	-	242,4	5,6
10	-5,8	-	268,6	8,9
11	-6,8	-44	279,1	10,2
12	-4,8	-48	266,4	7,6
13	-1,2	-	290,5	2,1
14	-1,2	-	311,4	2,1
15	-4,3	-	266,2	6,9
16	-1,4	-	162,9	2,4
17	-3,3	-52,5	288,4	5,4
18	-1,1	-52,4	271,1	1,9
19	-3,5	-46,7	341,6	5,7
20	-3,1	-48	287,9	5,1
21	-0,5	-55	222,0	0,9
22	-	-	242,0	-
23	-	-	245,9	-
Ortalama	-4,3	-49,1	257,6	6,7
Medyan	-4,3	-48,0	267,5	6,9

5.1.1.1.2 200-V5-8 Nolu Örnek. Damarın 200 m galeri katına ait kuvars kristallerinde genellikle çubuksu, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı sıvı kapanımlar gözlenmektedir. Kapanımların boyutları 5 µm ile 40 µm arasında değişmektedir (Şekil 5.3).

Kuvars kristalinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 5.2’de verilmiştir. Ötektik değerler, V. damarın 308 galeri katında gözlenen sıcaklıklara benzerlik sunmaktadır. Ölçülen ötektik sıcaklıklar -54,5 ila -42 °C arasında değişmekte olup, H₂O-KCl-CaCl₂-MgCl₂ içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldıklarını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994). Son buz ergime sıcaklıkları -5,3 ila -0,2 °C aralığında gözlenmektedir. Bu değerler 0,4 ila 8,3 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine denk gelmekte olup, ortalama 3,9 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerindedir. Ölçülen homojenleşme sıcaklıkları 194,5 ila 354 °C arasında değişmektedir (ortalama 270,5 °C sıcaklık).



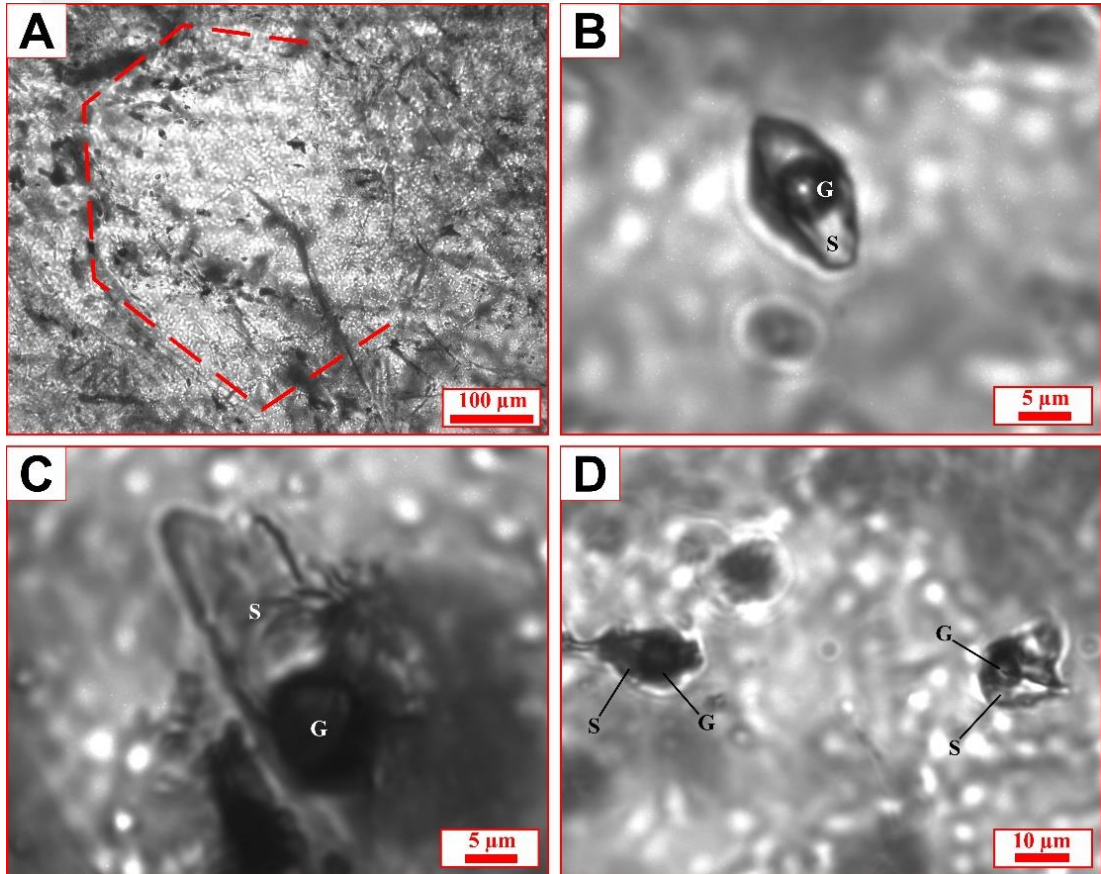
Şekil 5.3 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 200-V5-8 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen çubuksu, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Tablo 5.2 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 200-V5-8 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

200-V5-8	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-3,9	-54,5	283,5	6,3
2	-	-42	250,9	-
3	-3,9	-45,8	271,8	6,3
4	-2,4	-42	251,5	4,0
5	-1,4	-	243,1	2,4
6	-1,4	-	203,9	2,4
7	-3,5	-44	280,4	5,7
8	-3,1	-	307,7	5,1
9	-3,8	-52	275,5	6,2
10	-0,2	-	289,5	0,4
11	-0,4	-44,6	289,2	0,7
12	-0,5	-	255,8	0,9
13	-0,5	-	253,4	0,9
14	-1	-	275,4	1,7
15	-0,5	-	194,5	0,9
16	-0,5	-	221,5	0,9
17	-2,1	-	261,2	3,5
18	-2,3	-	274,6	3,9
19	-3,6	-46,9	302,7	5,9
20	-3,2	-42	290,9	5,3
21	-5,3	-46,5	275,2	8,3
22	-3,7	-	354	6,0
23	-4,3	-	280,5	6,9
24	-3,2	-	305,5	5,3
Ortalama	-2,4	-46,0	270,5	3,9
Medyan	-2,4	-45,2	275,3	4,0

5.1.1.1.3 160-V5-3 Nolu Örnek. Damarının en alt kotunu temsil eden ve 160 galeri katına ait kuvars kristallerinde genellikle çubuksu, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı sıvı kapanımlar gözlenmektedir. Ancak kapanımların gaz/sıvı oranları değişkenlik sunmakta ve yer yer eşit (1:1) gaz/sıvı oranlarına ulaşmaktadır. Damara ait en büyük

kapanımlar bu katta gözlenmekte olup, boyutları 11 ila 50 μm arasında değişmektedir (Şekil 5.4). Kuvars kristalinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 5.3'te verilmiştir. Ötektik değerler, V. damarın 308 ve 200 galeri katında gözlenen sıcaklıklara göre daha düşüktür. Ölçülen ötektik sıcaklıklar -45 ila -30 $^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte olup, baskın olarak $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ ve daha az oranda $\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}-\text{CaCl}_2$ içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldıklarını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994). Son buz ergime sıcaklıkları $-0,2$ ila $-5,3$ $^{\circ}\text{C}$ aralığında gözlenmektedir. Bu değerler $0,4$ ila $8,3$ wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine denk gelmekte olup, ortalama $3,9$ wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerindedir. Ölçülen homojenleşme sıcaklıkları $270,5$ ila $343,3$ $^{\circ}\text{C}$ arasında değişmektedir (ortalama $295,1$ $^{\circ}\text{C}$ sıcaklık).



Şekil 5.4 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 160-V5-3 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen sıvı kapanımlar. A) Büyüme zonundaki çubuksu, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar. B-C) İri boyutlarda gözlenen sıvı kapanımlar. D) Değişken sıvı/gaz oranlarına sahip sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Tablo 5.3 Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarındaki 160-V5-3 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

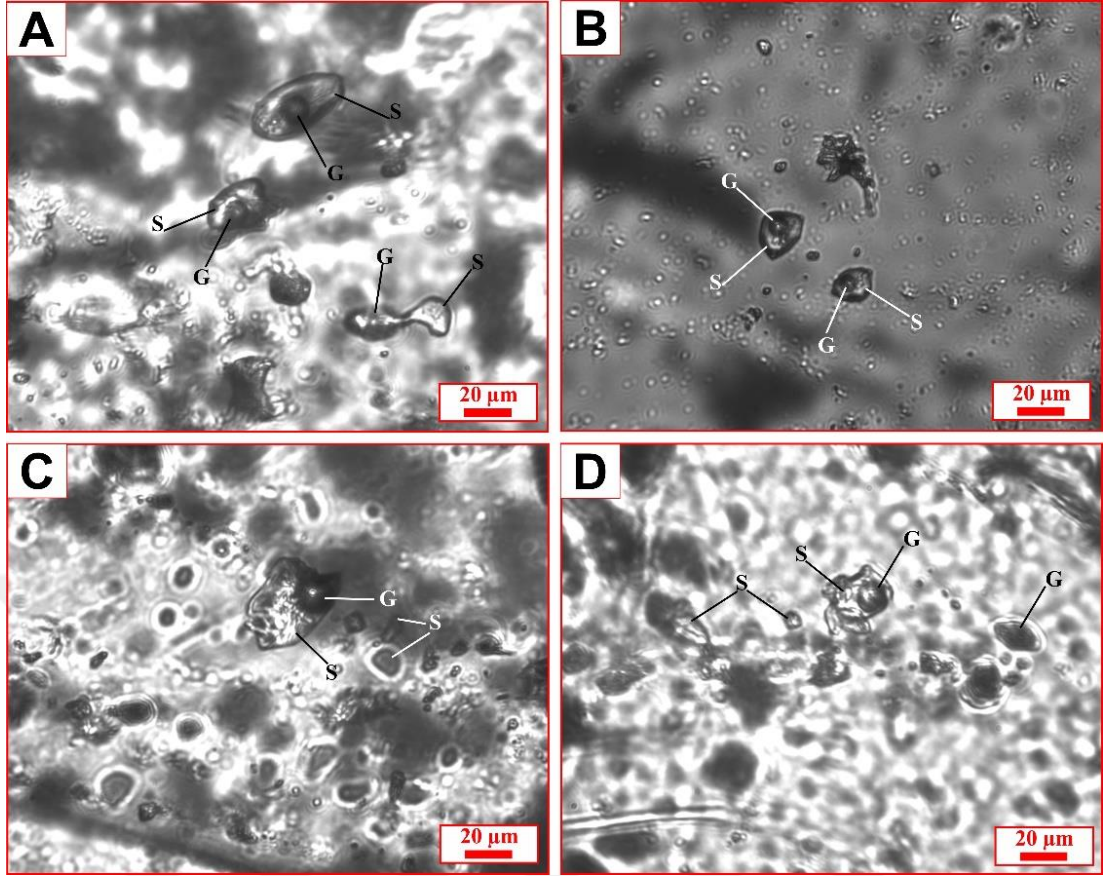
160-V5-3	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-2,6	-42	274,5	4,3
2	-1,8	-45	305,3	3,1
3	-	-	301	-
4	-3	44	316,2	5,0
5	-	-	343,3	-
6	-2,5	-32	279,9	4,2
7	-2,5	-38	294	4,2
8	-2,4	-30	314,5	4,0
9	-3	-43	295,6	5,0
10	-2,3	-38	317,1	3,9
11	-1,7	-33	282,3	2,9
12	-1,7	-30	280,7	2,9
13	-1,6	-39	270,5	2,7
14	-1,6	-34	283,1	2,7
15	-1,5	-33	288,8	2,6
16	-1,6	38	285,4	2,7
17	-1,7	-40	284,7	2,9
Ortalama	-2,1	-26,3	295,1	3,5
Medyan	-1,8	-34,0	288,8	3,1

5.1.1.2 Arapuçandere IV. Damara ait Sıvı Kapanım Ölçümleri

5.1.1.2.1 308-V4-2 Nolu Örnek. Damarın 308 m galeri katına ait kuvars kristallerinde gözlenen sıvı kapanımlar özşekilsiz ve elipsoidik şekilli, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar olup (Şekil 5.5A-B), yer yer sadece gaz veya sıvı içeren monofaz kapanımlar da gözlenmektedir (Şekil 5.5C-D).

Kuvars kristalinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 5.4'te verilmiştir. Ölçülen ötektik sıcaklıklar -36,7 ila -58 °C arasında değişmekte olup, H₂O-NaCl-KCl-CaCl₂-MgCl₂ içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldıklarını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994).

Son buz ergime sıcaklıkları -12,8 ila -0,1 °C aralığında gözlenmektedir. Bu değerler 0,2 ila 16,7 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine denk gelmekte olup, ortalama 9,5 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerindedir. Homojenleşme sıcaklıkları 248,8 ila 306,6 °C arasında değişmektedir (ortalama 280,3 °C sıcaklık).

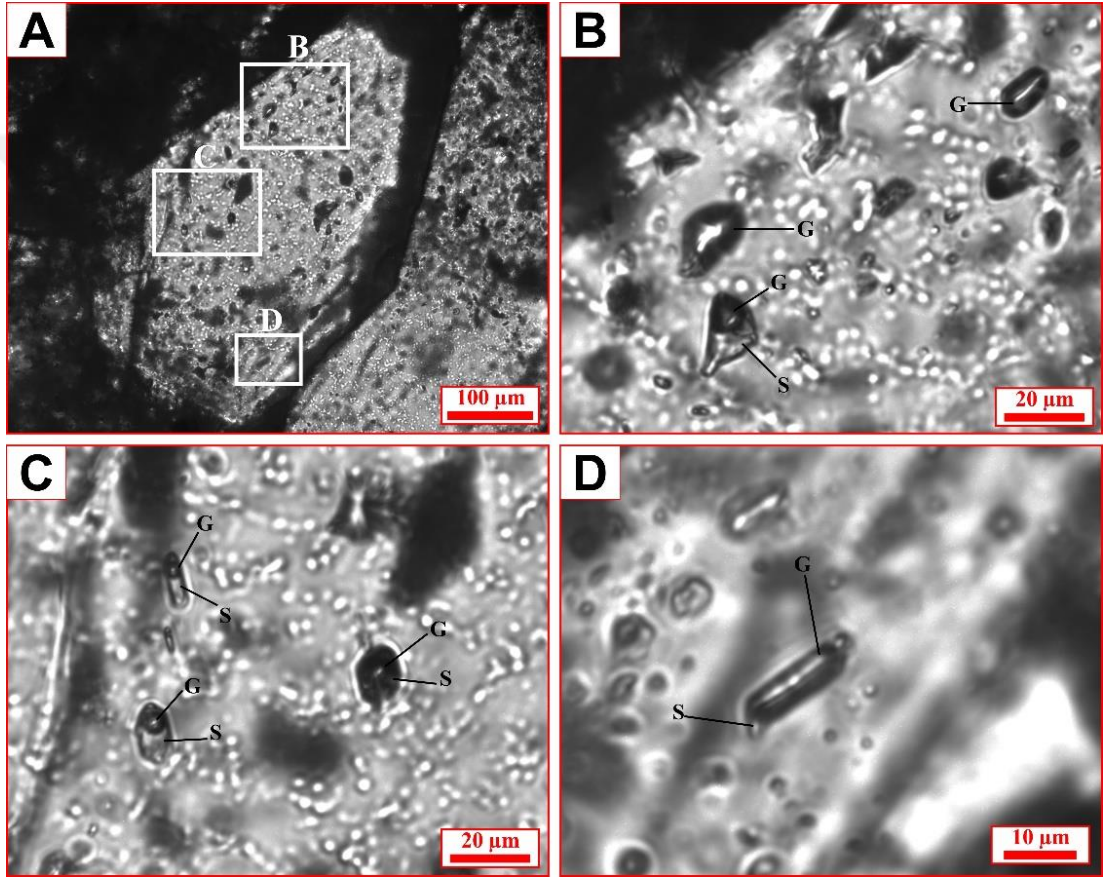


Şekil 5.5 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 308-V4-2 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen çubuksu, elipsoidik, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar (A-B) ve daha az oranda gözlenen sadece gaz ve sıvı içeren monofaz kapanımlar (C-D). Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Tablo 5.4 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 308-V4-2 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

308-V4-2	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-9,8	-48	299	13,7
2	-10,3	-42,6	297,2	14,3
3	-8,4	-58	295	12,2
4	-0,4	-43	260,5	0,7
5	-0,4	-	248,8	0,7
6	-0,1	-55	297,1	0,2
7	-5,5	-41,6	291	8,5
8	-3,8	-36,7	306,6	6,2
9	-5,7	-42,2	274,4	8,8
10	-5,5	-44	282,5	8,5
11	-5,5	-45,5	263,4	8,5
12	-5,8	-46,8	284,7	8,9
13	-3,2	-45	289,8	5,3
14	-13	-45	264,2	16,9
15	-12,8	-51,5	269,3	16,7
16	-11,5	-47,4	269,3	15,5
17	-11,2	-51,8	272,9	15,2
Ortalama	-6,6	-46,5	280,3	9,5
Medyan	-5,7	-45,3	282,5	8,8

5.1.1.2.2 200-V4-4 Nolu Örnek. Damarın 200 m galeri katına ait kuvars kristallerinde gözlenen sıvı kapanımlar yaygın olarak açık renkli, çubuksu ve özşekli olarak gözlenmektedir (Şekil 5.6). Daha az oranda ise özşekilsiz ve elipsoidal kapanımlar bulunmaktadır (Şekil 5.6B-C). Diğer katlardan farklı olarak, bol miktarda sıvıca ve gazca zengin iki fazlı kapanımlar ve sadece gaz içerikli monofaz kapanımlar bulunmaktadır. Kapanımların boyutları benzer olup, 11 ila 30 µm arasında değişmektedir.



Şekil 5.6 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 200-V4-4 nolu örneğe ait kuvars kristalinde (A) gözlenen çubuksu, elipsoidal, açık renkli sıvıca ve gazca zengin iki fazlı kapanımlar (B-C-D) ve sadece gaz içeren monofaz kapanımlar (B). Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Kuvars kristalinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 4.5'te verilmiştir. Sıvıca ve gazca zengin iki fazlı kapanımlarda yapılan ölçümler sonucunda ötektik, homojenleşme sıcaklıklarında ve tuzluluk değerlerinde herhangi bir farklılık gözlenmemiştir. Ölçülen ötektik sıcaklıklar -36 ila -53 °C arasında değişmekte olup, H₂O-NaCl-KCl-CaCl₂-MgCl₂ içerikli cevher oluşturan

hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldıklarını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994). Son buz ergime sıcaklıkları -7,2 ila -0,6 °C aralığında gözlenmektedir. Bu değerler 1,1 ila 10,7 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine denk gelmekte olup, ortalama 5,4 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğeri sunmaktadır. Arapuçandere cevherleşmesine ait en yüksek homojenleşme sıcaklıkları bu örnekten ölçülmüştür. Homojenleşme sıcaklıkları 292,1 ila 377,5 °C arasında değişmektedir (ortalama 322,5 °C sıcaklık).

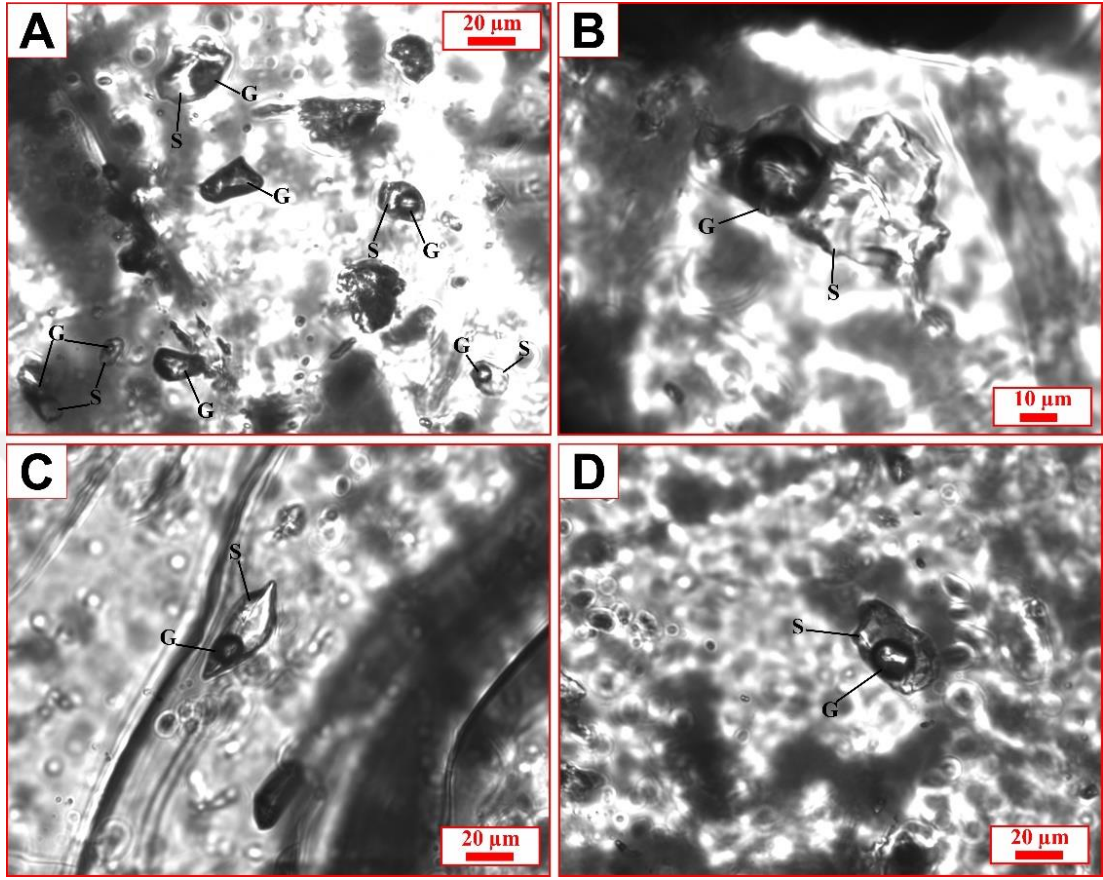
Tablo 5.5 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 200-V4-4 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

200-V4-4	T _{mice}	T _{mfirst}	T _h	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-3,3	-53	324,4	5,4
2	-2,8	-39	295,9	4,6
3	-2	-37	292,1	3,4
4	-2,6	-36	377,5	4,3
5	-7,2	-49	306,4	10,7
6	-7,2	-50	310,1	10,7
7	-5,5	-48	296	8,5
8	-4,9		371,9	7,7
9	-1,9	-39	296,5	3,2
10	-3,1		294	5,1
11	-0,6	-37	308,5	1,1
12	-0,6	-37	307,3	1,1
13	-3,1	-40	364,6	5,1
14	-2,9	-40	369,1	4,8
Ortalama	-3,4	-42,1	322,5	5,4
Medyan	-3,0	-39,5	307,9	5,0

5.1.1.2.3 160-V4-9 Nolu Örnek. Damarın 160 m galeri katına ait kuvars kristallerinde genellikle özşekilsiz ve elipsoidik, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı ve sadece gaz içeren monofaz kapanımlar gözlenmektedir. Kapanımların boyutları genellikle iri boyutlarda olup 35 ila 55 µm arasında değişmektedir (Şekil 5.7).

Kuvars kristalinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 5.7’de verilmiştir. Ölçülen ötektik sıcaklıklar -51,3 ila -30,3 °C arasında değişmekte olup, H₂O-NaCl-CaCl₂-MgCl₂ içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldıklarını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994). Son buz ergime sıcaklıkları -0,2 ila -8,7 °C aralığında gözlenmektedir. Bu değerler 0,4 ila 12,5 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine denk gelmekte olup, ortalama 5,2 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerindedir. Ölçülen

homojenleşme sıcaklıkları 286,6 ila 351,4 °C arasında değişmektedir (ortalama 303,0 °C sıcaklık).

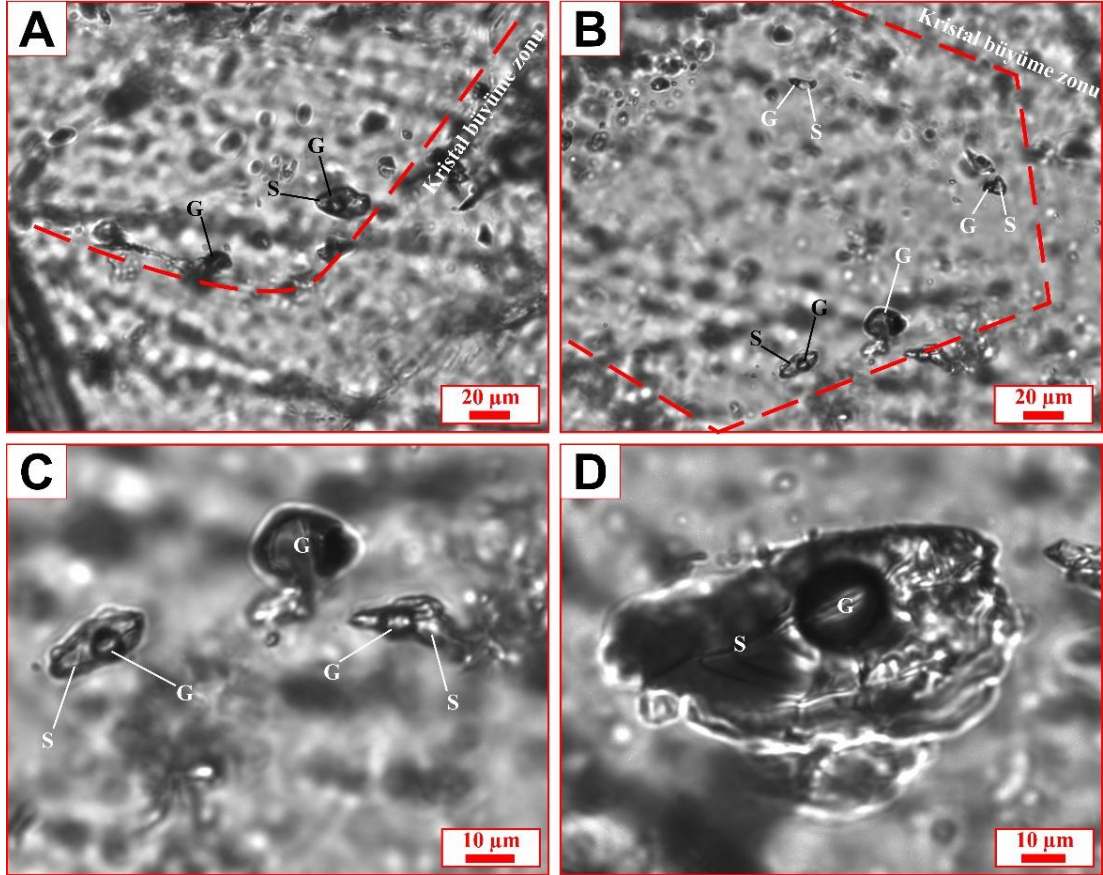


Şekil 5.7 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 160-V4-9 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen özşekilsiz ve elipsoidik şekilli, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı ve sadece gaz ve sıvı içeren monofaz sıvı kapanımlar (A-C). Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Tablo 5.6 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 160-V4-9 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

160-V4-9	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-0,6	-31,5	309,3	1,1
2	-0,9	-32	313,9	1,6
3	-1,3	-34,4	314,2	2,2
4	-0,7	-38,2	323,7	1,2
5	-8	-40	292,3	11,7
6	-0,2	-51,3	351,4	0,4
7	-5,1	-42,5	291	8,0
8	-6,9	-39,1	270	10,4
9	-4,7	-36,3	293,1	7,4
10	-0,5	-30,3	286,6	0,9
11	-8,7	-40	287,9	12,5
Ortalama	-3,4	-37,8	303,0	5,2
Medyan	-1,3	-38,2	293,1	2,2

5.1.1.2.4 120-V4-1 Nolu Örnek. Damarın en alt kotunu temsil eden 120 m galeri katına ait kuvars kristallerinde yarı özşekilli ve elipsoidik, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı ve sadece gaz içeren monofaz kapanımlar gözlenmektedir. Kapanımların boyutları 11 ila 70 μm arasında değişmektedir (Şekil 5.8).



Şekil 5.8 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 120-V4-1 nolu örneğe ait kuvars kristallerinin büyüme zonlarında gözlenen özşekilsiz ve elipsoidik şekilli, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı ve sadece gaz ve sıvı içeren monofaz sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Kuvars kristalinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 5.7’de verilmiştir. Ölçülen tüm ötektik, homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk dar bir aralık sunmaktadır. Ötektik sıcaklık değerleri -43 ila -32 $^{\circ}\text{C}$ arasında değişmekte olup, baskın olarak $\text{H}_2\text{O-KCl-CaCl}_2$ ve daha az oranda $\text{H}_2\text{O-NaCl-MgCl}_2$ içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldıklarını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994).

Son buz ergime sıcaklıkları -3,2 ila -2,4 °C aralığında gözlenmektedir. Bu değerler 4,0 ila 5,3 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine denk gelmekte olup, ortalama 5,2 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerindedir. Ölçülen homojenleşme sıcaklıkları 282,2 ila 338 °C arasında değişmektedir (ortalama 299,3 °C sıcaklık).

Tablo 5.7 Arapuçandere cevherleşmesinin IV. damarındaki 120-V4-1 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

120-V4-1	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-3,2	-39	283,5	5,3
2	-3,2	-38	290,1	5,3
3	-2,8	-43	300,3	4,6
4	-	-	302,8	-
5	-2,7	-41	300	4,5
6	-2,8	-39	307,6	4,6
7	-2,4	-39	317,6	4,0
8	-2,9	-41	338	4,8
9	-2,9	-40	296,8	4,8
10	-3,1	-43	290,1	5,1
11	-3,2	-32	283	5,3
12	-2,9	-39	282,2	4,8
13	-3,1	-40	298,8	5,1
14	-3,2	-39	300	5,3
Ortalama	-3,0	-39,5	299,3	4,9
Medyan	-2,9	-39,0	299,4	4,8

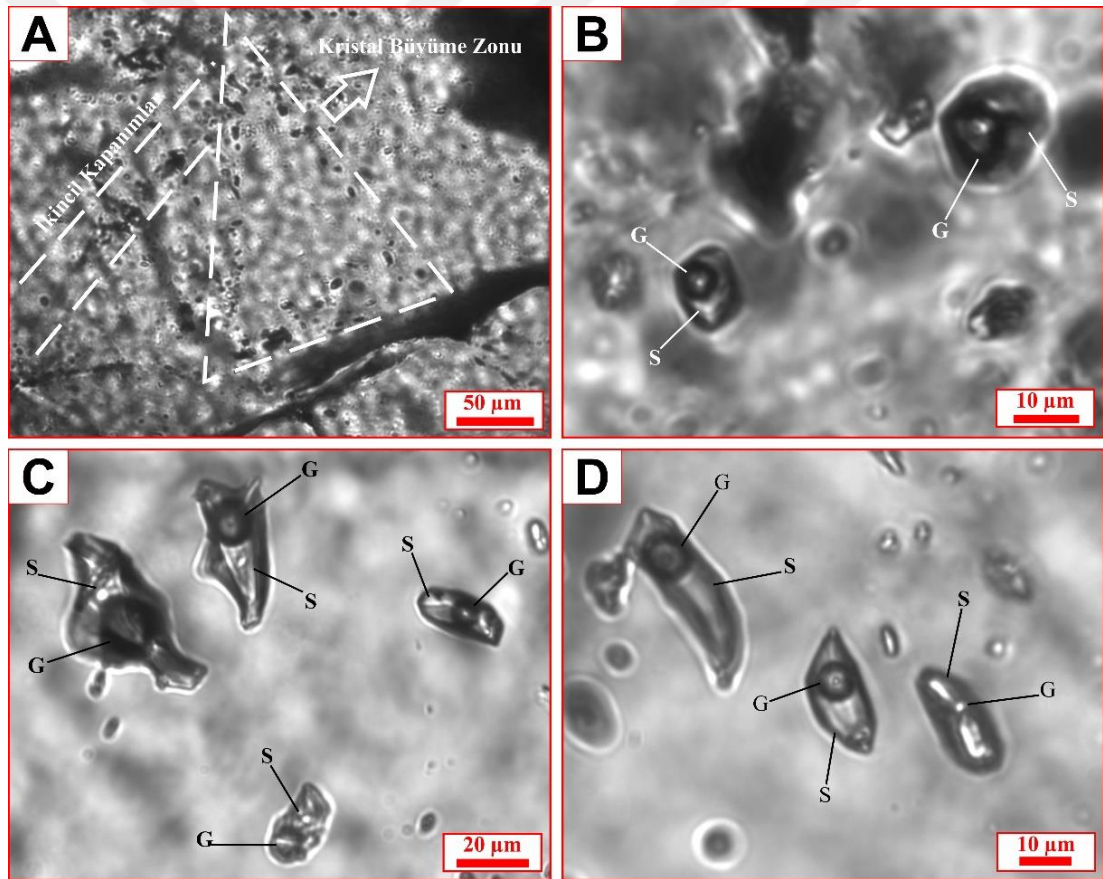
5.1.1.3 Arapuçandere I. ve II. Damarlara ait Sıvı Kapanım Ölçümleri

Arapuçandere cevherleşmesinin aktif olarak işletilmeyen I. ve II. damarlara ait ARP-2 ve ARP-3 nolu (sırasıyla) örnekleri üzerinde sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Madenin kuzeybatısında yer alan bu iki damara ait sıvı kapanımlar yaygın olarak çubuksu, elipsoidik ve yarı özşekilli, açık renkli ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımlardır. Arapuçandere'deki I. damara ait kapanımlar daha küçük boyutlarda olup (Şekil 5.9A-B), madene yakın olan II nolu damara ait kapanımlar genellikle iri boyutlarda gözlenmektedir (Şekil 5.9C-D).

Kuvars kristalinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 5.8 ve Tablo 5.9'da verilmiştir. I. damar, II. damara göre daha yüksek ötektik, homojenleşme sıcaklıkları ve tuzluluk değerleri sunmaktadır. Cevherleşmenin I. damarında ötektik sıcaklık değerleri -48 ila -38 °C arasında değişirken, II. damara ait değerler -38 ila -31 °C arasında değişmektedir. Bu değerler, I. damarın H₂O-KCl-CaCl₂ içerikli ve II. damarın H₂O-NaCl-MgCl₂ içerikli cevher oluşturan hidrotermal

akışkanlar sisteminde yer aldığını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994).

Son buz ergime sıcaklıklarının I. damarda düşük tuzluluk değerlerde olduğu gözlenmiştir. Bu damara ait son buz ergime sıcaklıkları -4,2 ila -1,2 °C aralığında değişmektedir. Bu değerler 2,1 ila 6,7 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine denk gelmekte olup, ortalama 4,2 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerindedir. Ancak, II. damar -0,6 ila -1,0 °C aralığında (1,1 ila 1,7 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerlilik) değişen çok daha düşük son buz ergime sıcaklıkları sunmaktadır. Bu damar ortalama 1,4 wt. % NaCl tuzluluk eşdeğerliliğine sahiptir.



Şekil 5.9 Arapuçandere cevherleşmesindeki I. damara ait ARP-2 (A-B) ve II. damara ait ARP-3 (C-D) örneklerinde gözlenen kuvars kristal büyüme zonlarında bulunan çubuksu, elipsoidik ve yarı özsekilli, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Tablo 5.8 Arapuçandere cevherleşmesinin I. damarındaki ARP-2 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

ARP-2	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-2,6	-38	279,5	4,3
2	-1,4	-42	276,5	2,4
3	-1,2	-44	291,7	2,1
4	-3	-40	327,0	5,0
5	-1,4	-43	291,8	2,4
6	-2,9	-46	268,3	4,8
7	-4,2	-48	262,6	6,7
8	-1,2	-44	261,5	2,1
9	-2,6	-46	267,4	4,3
10	-3,5	-39	273,3	5,7
11	-4	-	268,1	6,4
12	-2,6	-43	262,9	4,3
Ortalama	-2,6	-43	277,6	4,2
Medyan	-2,6	-43	270,8	4,3

Tablo 5.9 Arapuçandere cevherleşmesinin I. damarındaki ARP-3 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

ARP-3	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-0,9	-37	282,5	1,6
2	-0,9	-37	282,9	1,6
3	-0,9	-38	282,0	1,6
4	-0,9	-35	279,1	1,6
5	-1	-37	267,8	1,7
6	-0,7	-38	279,9	1,2
7	-0,7	-36	278,5	1,2
8	-0,7	-37	279,9	1,2
9	-0,7	-34	279,5	1,2
10	-0,8	-35	274,3	1,4
11	-0,7	-32	283,6	1,2
12	-0,7	-36	281,2	1,2
13	-0,9	-35	268,7	1,6
14	-0,6	-31	272,6	1,1
15	-0,8	-32	280,1	1,4
16	-0,8	-33	276,0	1,4
Ortalama	-0,8	-35,2	278	1,4
Medyan	-0,8	-35,5	279,7	1,4

En yüksek homojenleşme sıcaklığı olan 327 °C sıcaklık, I. damardan ölçülmüştür. Bu damarda minimum ve ortalama homojenleşme sıcaklıkları, sırasıyla, 261,5 ve 277,6 °C olarak ölçülmüştür. Arapuçandere'deki II. damardan ise 267,8 ila 283,6 °C aralığında değişen (ortalama 278 °C sıcaklık) daha düşük homojenleşme sıcaklıkları ölçülmüştür. Ancak, her iki damara ait ortalama sıcaklıklar neredeyse aynı homojenleşme sıcaklığını işaret etmektedir.

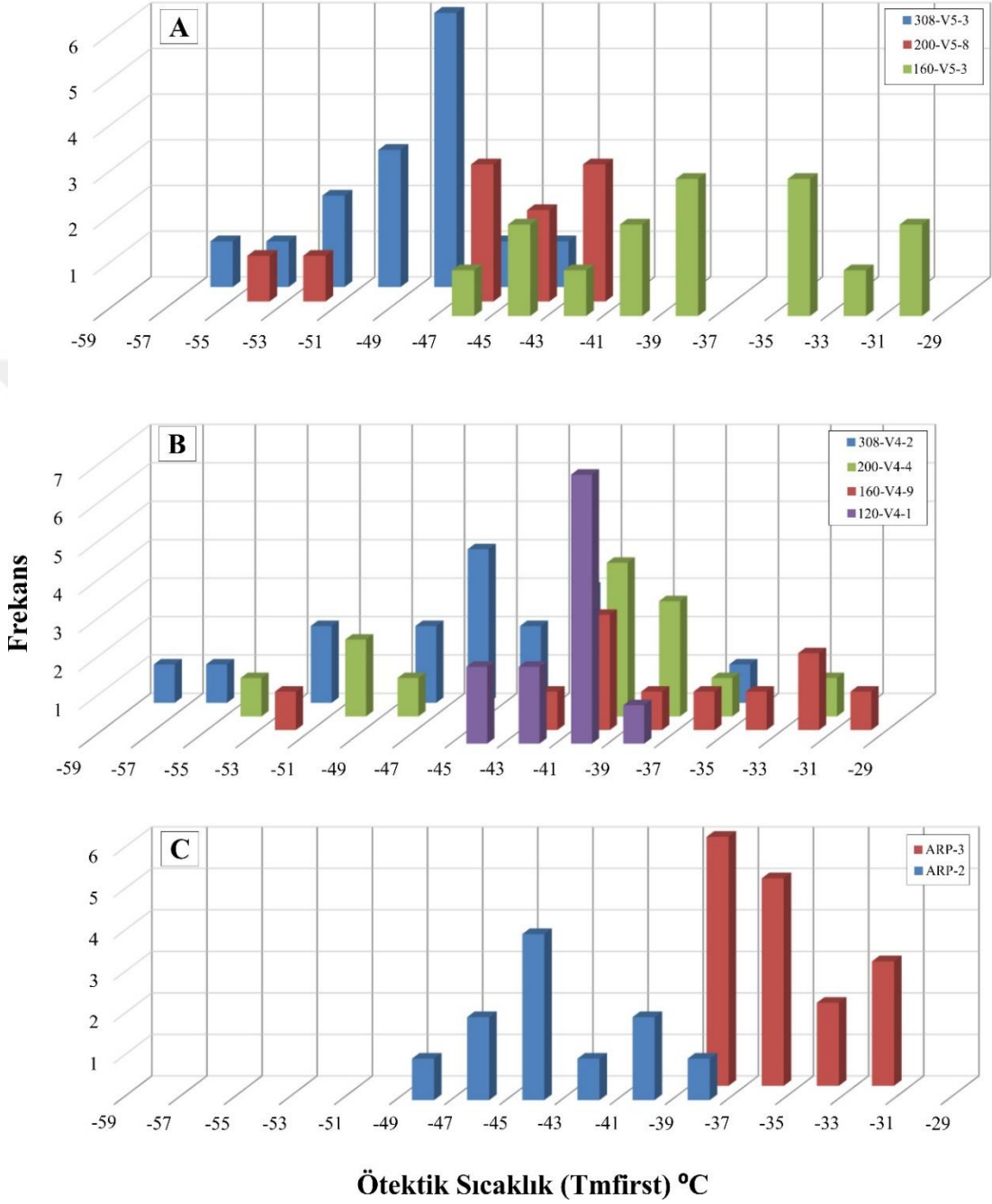
5.1.1.4 Bulguların Genel Değerlendirmesi

Arapuçandere damar sistemindeki baz metal cevherleşmesi (galen-sfalerit-kalkopirit) ile doğrudan ilişkili kuvars mineralleri üzerinde gerçekleştirilen sıvı kapanım çalışmaları sonucunda -30 ila -58 °C arasında değişen geniş bir ötektik sıcaklık aralığı gözlenmektedir (Şekil 5.10). Özellikle -55 ila -52 °C arası değişen ötektik sıcaklık değerleri NaCl-CaCl₂-H₂O tuzluluk sistemini ve 29,4 % CaCl₂ varlığına işaret etmektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994). Cevherleşmedeki V. ve IV. damarlarının üst ve orta katlarında (308 ve 200 m kotları) gözlenen düşük ötektik sıcaklıklar, CaCl₂ içeriğine sahip hidrotermal akışkanlar ile daha yüksek sıcaklıklara sahip (-30 °C'ye ulaşan sıcaklıklar) NaCl-MgCl₂-H₂O içerikli diğer hidrotermal akışkanların cevherleşmeden sorumlu olduğunu göstermektedir. Diğer yandan, her iki damarın alt katlarında (160 ve 120 m kotları) cevherleşmenin baskın NaCl-MgCl₂-H₂O bileşenli hidrotermal akışkanlardan meydana geldiğini göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994). Diğer yandan, bu damarların kuzeybatısında yer alan I. damardan II. damara doğru bir zonlanma deseni sunmaktadır. Bu zonlanma deseni, CaCl₂-H₂O içerikli hidrotermal akışkanların NaCl-MgCl₂-H₂O içerikli hidrotermal akışkanlara doğru değişimi şeklindedir. Özellikle, IV. damara daha yakın olan II. damarda, baskın hidrotermal akışkanların NaCl-MgCl₂-H₂O içerikli olduğu görülmektedir (Şekil 5.10).

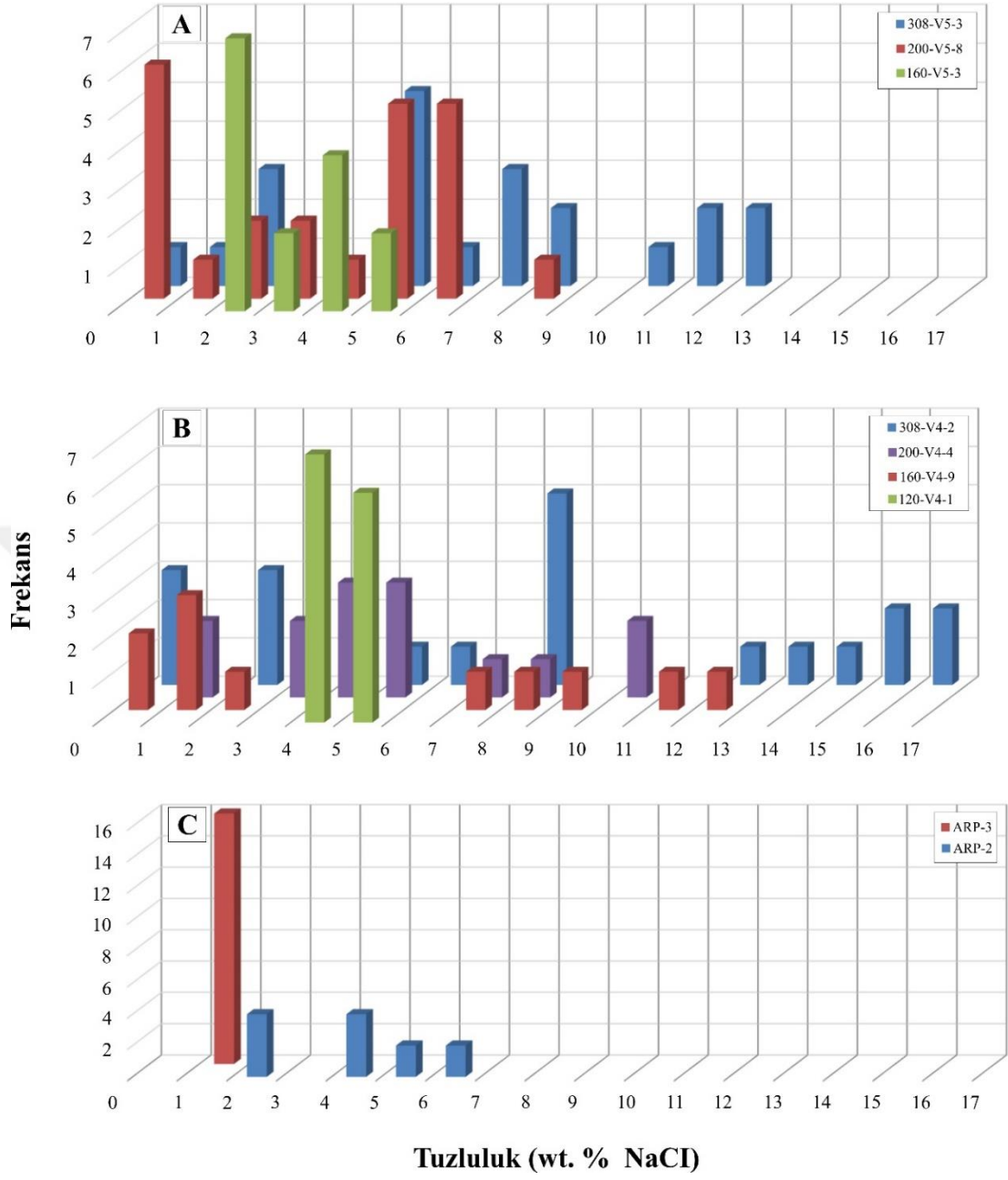
Cevherleşmenin V. ve IV. damarlarının üst kotlarında (300 ve 200 m) 16,9 wt. % NaCl'e kadar varan geniş bir tuzluluk aralığı gözlenirken, alt kotlara doğru tuzluluk değerlerindeki bu geniş aralık daralmakta ve düşmektedir (Şekil 5.11). Diğer yandan, I. damarda 7 wt. % NaCl'e varan düşük tuzluluk değerleri gözlenmektedir. Ancak, II. damarda tuzluluklar 1 ila 2 wt. % NaCl arasında değişmekte olup, düşük ve dar bir tuzluluk aralığı sunmaktadır.

Damarlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları da benzer şekilde zonlanma sunmaktadır. IV, II ve I nolu damarlar yüksek homojenleşme sıcaklıklarına sahipken, V nolu damar daha düşük homojenleşme sıcaklıklarına sahiptir (Şekil 5.12). Özellikle,

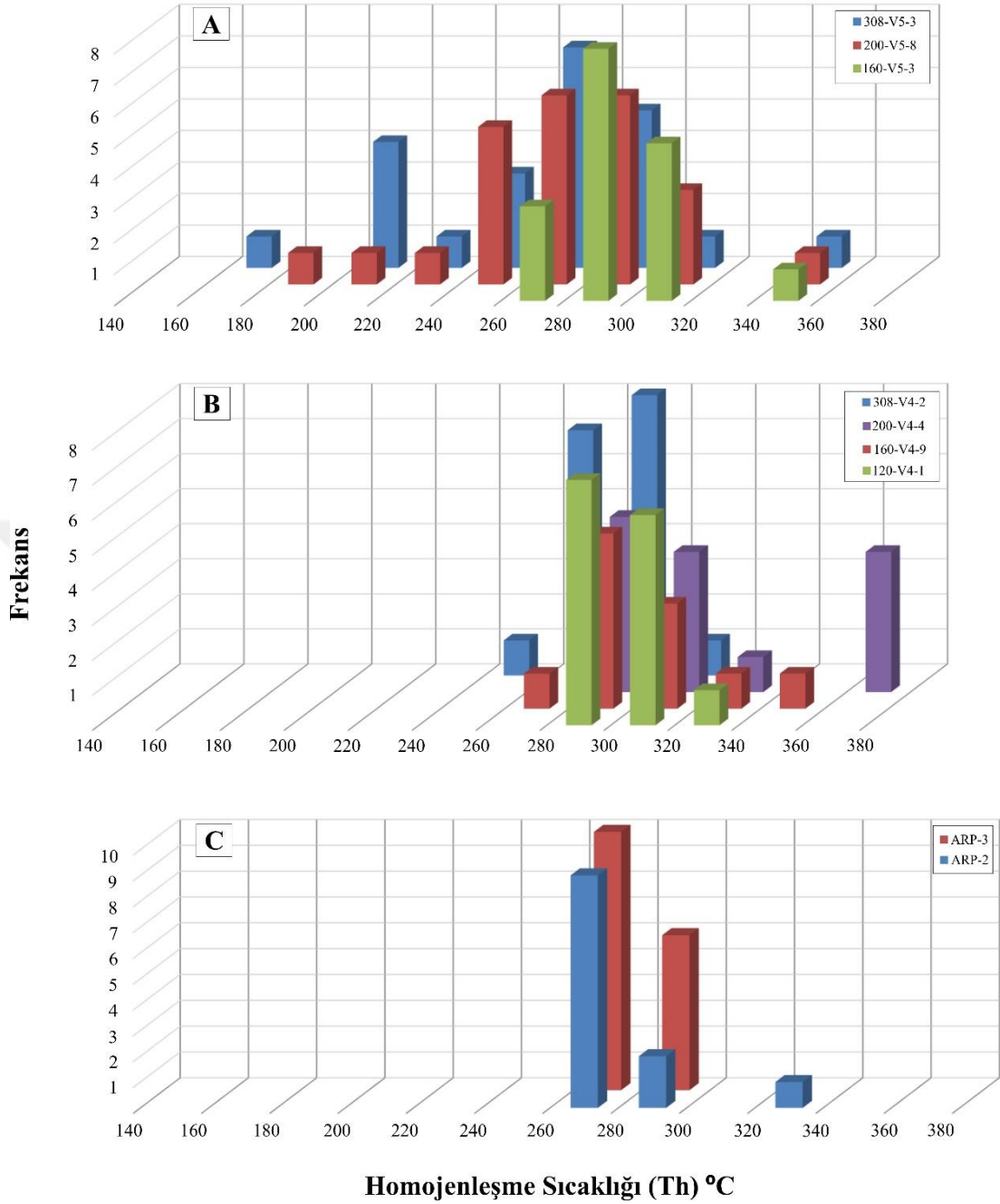
IV nolu damarın 200 m kotundan en yüksek homojenleşme sıcaklığı (377,5 °C) ölçülmüştür.



Şekil 5.10 Arapuçandere maden yatağında yer alan V. (A), IV. (B), II. ve I. (C) damarlara ait ötektik sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları



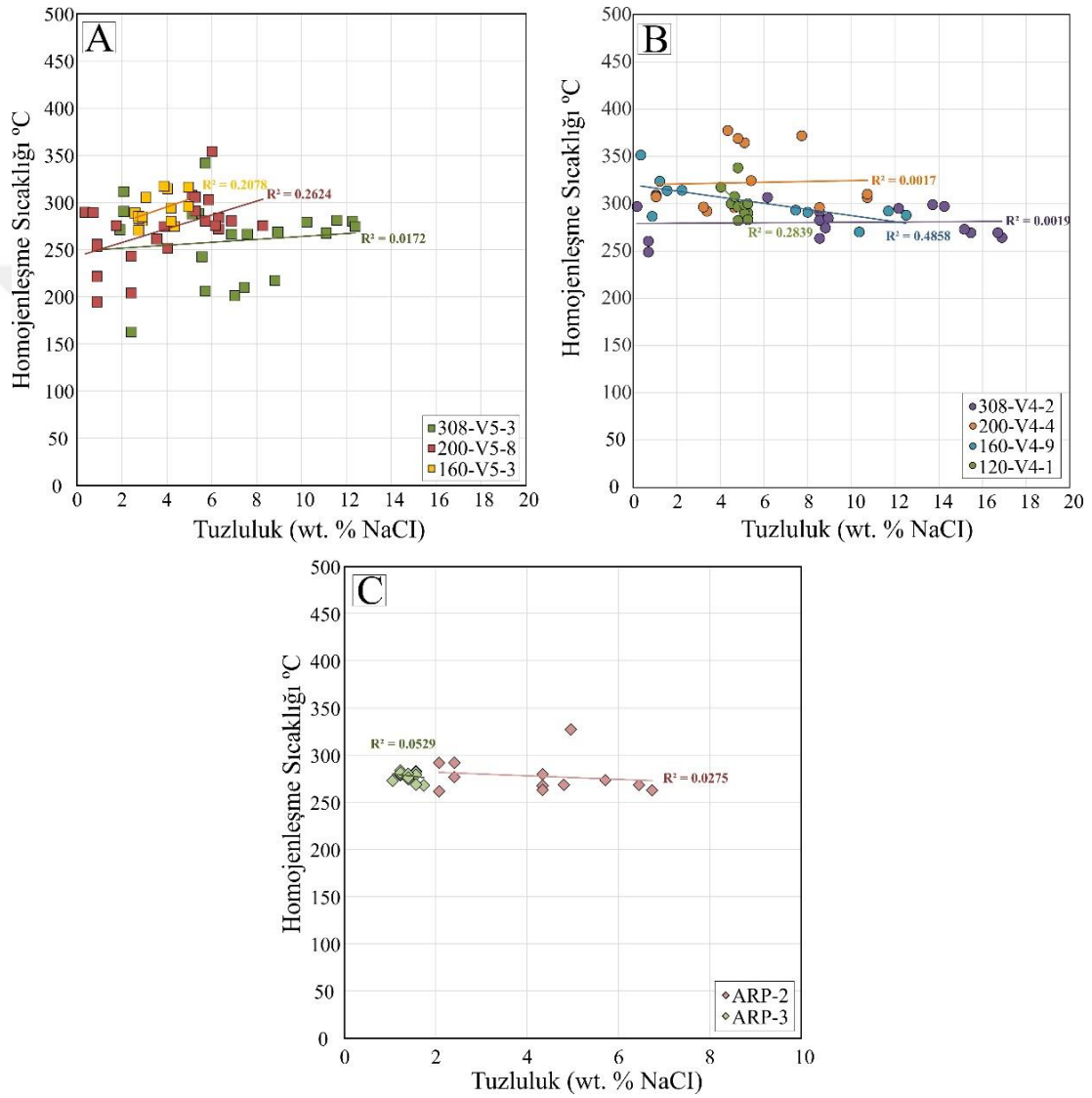
Şekil 5.11 Arapuçandere maden yatağında yer alan V. (A), IV. (B), II. ve I. (C) damarlara ait tuzluluk (wt. % NaCl) değerlerinin frekans diyagramları



Şekil 5.12 Arapuçandere maden yatağında yer alan V. (A), IV. (B), II. ve I. (C) damarlara ait homojenleşme sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları

Homojenleşme ve tuzluluk diyagramı göz önüne alındığında, Wilkinson (2001)'a göre bu değerler kaynama ve izotermal karışım yönelimleri sunmaktadır (Şekil 5.13). V. damarın 308 m kotu, IV. damarın 308 ve 200 m kotları izotermal karışım özelliği sunmaktadır. Diğer yandan, her iki damara ait alt kotlar (160 ve 120 m) daha çok kaynama yönelimi sunmaktadır (Şekil 5.13A-B). Özellikle, IV. damarın 120 m kotu

belirgin şekilde kaynama yönelimi göstermektedir. Petrografi çalışmalarında gözlenen sıvıca ve gazca zengin kapanımlar, bu kotlardaki kaynama koşullarını desteklemektedir. Cevherleşmenin I. damarına ait değerler (ARP-2) izotermal karışım yönelimine sahipken, II. damarına ait değerler (ARP-3) herhangi bir karışım veya kaynama özelliği sunmamaktadır (Şekil 5.13C).



Şekil 5.13 Arapuçandere maden yatağında yer alan V. (A), IV. (B), II. ve I. (C) damarlara ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramları

5.1.2 Kozcağız-I Cevherleşmesi

Kozcağız-I Pb-Zn-Cu cevherleşmesine ait damar kendi içinde 5 farklı zona bölünerek örnekleme çalışmaları yapılmıştır. Damarın farklı bölümlerinden alınan SR-

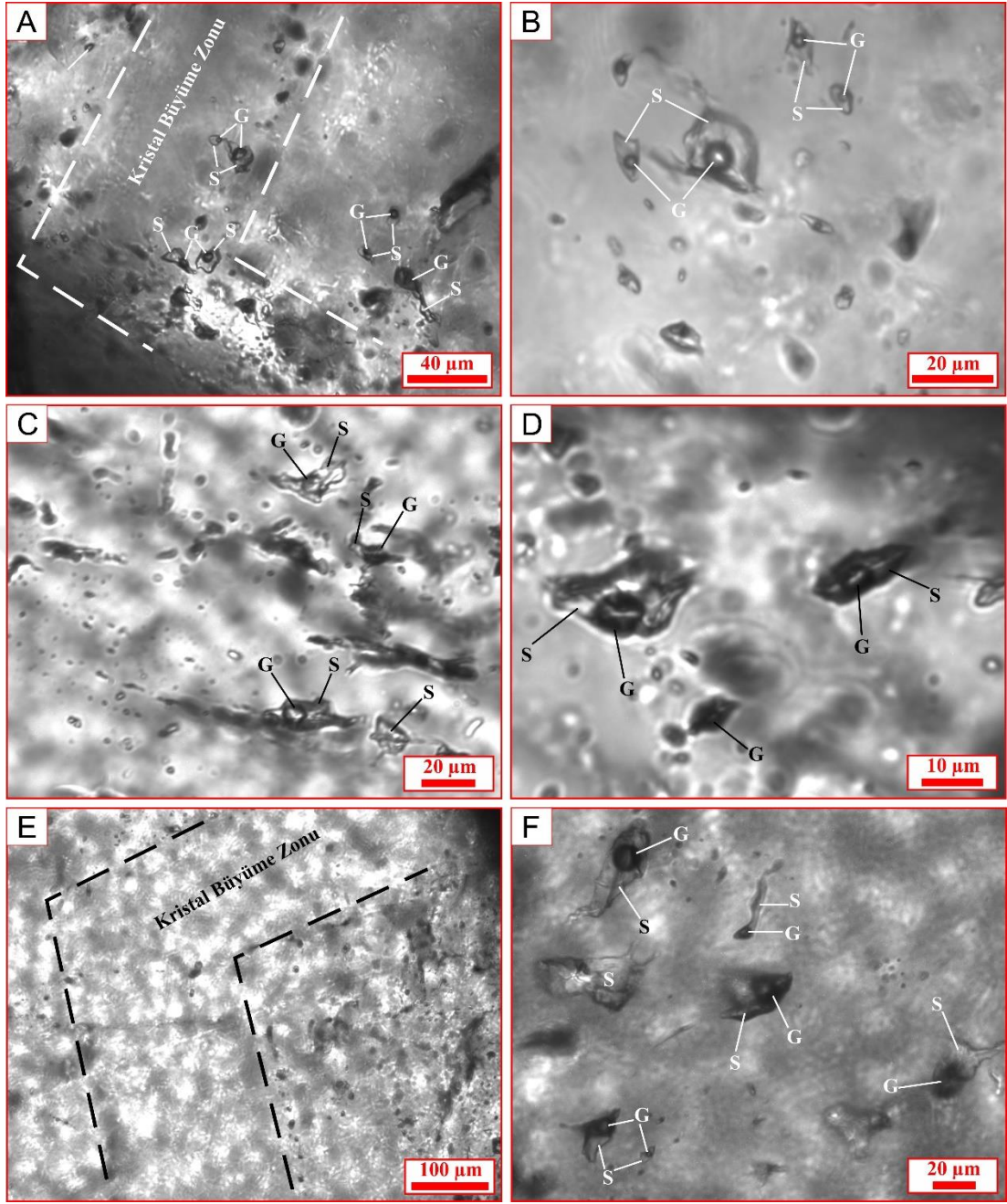
V1-A, SR-V1-C ve SR-V1-D örnekleri üzerinde ölçümler gerçekleştirilmiştir. Sıvı kapanım ölçümleri, doğrudan baz metal cevherleşmesi (galen, sfalerit ve kalkopirit) ile ilişkili kuvars mineralleri içinde yer alan kapanımlardan yapılmıştır. Tüm ölçümler, kuvars kristallerinin büyüme zonlarında ve içinde saçınım halinde gözlenen birincil kapanımlar üzerinde gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.14).

Örneklerde yapılan mikroskopi incelemeleri sonucunda, 3 kuvars örneği içinde yer alan sıvı kapanımlar arasında herhangi bir petrografik farklılık gözlenmemiştir. Sıvı kapanımlar genellikle özşekilsiz ve daha az oranda elipsoidik şekilli, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımlardır. Kapanımlar genellikle orta boyutlarda olup, boyutları 3 ila 100 μm arasında değişmektedir (Şekil 5.14).

Sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 5.10, Tablo 5.11 ve Tablo 5.12’de verilmiştir. Ötektik sıcaklıklar A zonundan C zonuna doğru bileşimsel olarak değişim sunmaktadır (Şekil 5.15).

Damarın cevherli ve okside kenar zonunu temsil SR-V1-A örneğine ait ötektik sıcaklıklar -54 ila -42°C arasında değişmekte olup, H_2O -NaCl-KCl- CaCl_2 içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldığını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994).

Damarın breşik cevherli zonunu temsil eden SR-V1-C örneği, -42 ila -30 °C arasında değişen daha yüksek ötektik sıcaklıklar ölçülmüştür (Şekil 5.15). Bu değerler baskın olarak H_2O -NaCl- MgCl_2 içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlara işaret etmektedir. Damarın KB’sından alınan ve cevherli zona ait SR-V1-D örneği ise -54 ila -29°C arasında değişen çok geniş bir ötektik sıcaklık aralığı sunmaktadır. Bu ötektik sıcaklıklar H_2O -NaCl-KCl- CaCl_2 - MgCl_2 içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldığını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994).



Şekil 5.14 Kozcağız-I cevherleşmesine ait SR-V1-A (A ve B), SR-V1-C (C ve D) ve SR-V1-D (E ve F) nolu örneklerdeki kuvars kristallerinde gözlenen negatif ve elipsoidal şekilli, açık renkli, sıvıca-zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Tablo 5.10 Kozcağız I cevherleşmesinden alınan damarındaki SR-V1-A nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

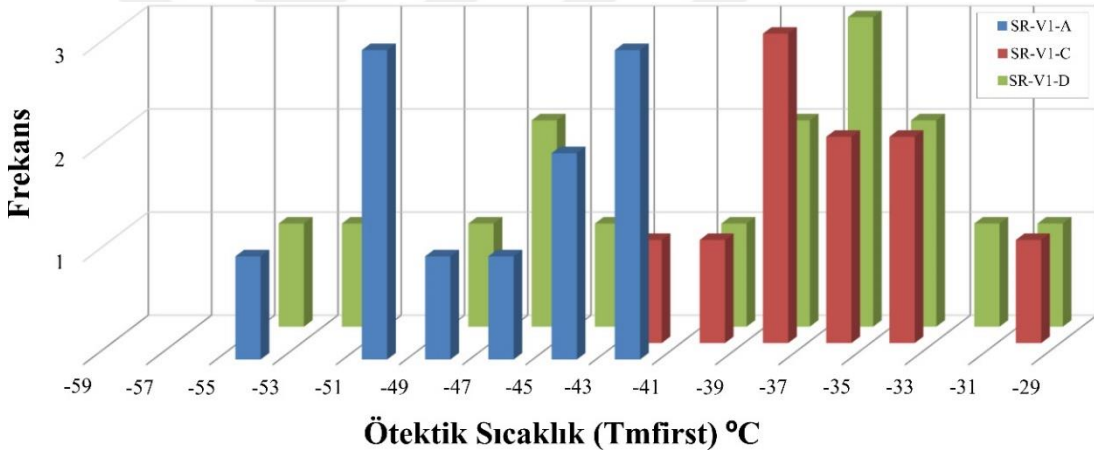
SR-V1-A	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-0,5	-47,0	256,1	0,9
2	-0,8	-	267,8	1,4
3	-	-	263,3	-
4	-	-	261,2	-
5	-	-	254,8	-
6	-0,7	-43,0	273,7	1,2
7	-	-	285,5	-
8	-0,9	-42,0	273	1,6
9	-	-	233,1	-
10	-	-	265,1	-
11	-1,1	-42,0	260,1	1,9
12	-0,7	-42,0	261	1,2
13	-0,5	-	-	0,9
14	-0,5	-	-	0,9
15	-0,9	-49,0	-	1,6
16	-1,1	-	-	1,9
17	-0,5	-49,0	-	0,9
18	-0,6	-54,0	-	1,1
19	-0,5	-50,0	253,8	0,9
20	-0,8	-	269,5	1,4
21	-	-	298,8	-
22	-0,6	-	262,2	1,1
23	-	-	259,9	-
24	-0,5	-44,0	247,1	-
25	-	-	262,5	-
26	-0,8	-45,0	271,8	1,4
27	-0,7	-	261,2	1,2
28	-0,9	-	286,7	1,6
Ortalama	-0,7	-46,1	264,9	1,3
Medyan	-0,7	-45,0	262,4	1,2

Tablo 5.11 Kozcağız I cevherleşmesinden alınan damarındaki SR-V1-C nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

SR-V1-C	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-1,1	-39,0	291,8	1,9
2	-1,1	-38,0	283,6	1,9
3	-1,4	-37,0	308,5	2,4
4	-1,7	-38,0	296,3	2,9
5	-1,6	-42,0	287,7	2,7
6	-1,3	-	275	2,2
7	-1,2	-33,0	295,6	2,1
8	-0,9	-36,0	286,9	1,6
9	-1,1	-30,0	285,4	1,9
10	-1	-33,0	280	1,7
11	-0,9	-	278	1,6
12	-1	-	284,2	1,7
13	-	-	289,1	-
14	-1	-36,0	299,5	1,7
15	-0,9	-	275,3	1,6
Ortalama	-1,1	-35,4	282,2	2,0
Medyan	-1,1	-36,0	286,2	1,9

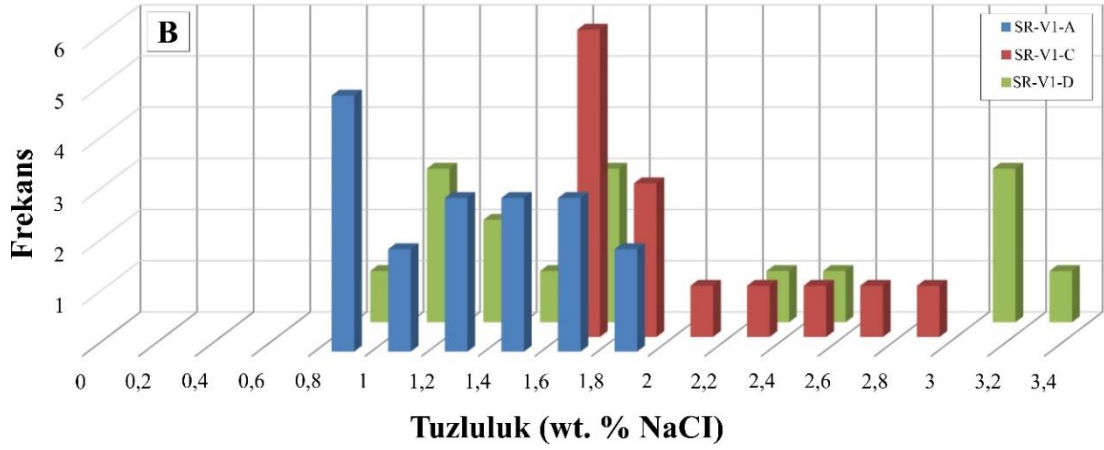
Tablo 5.12 Kozcağız I cevherleşmesinden alınan damarındaki SR-V1-D nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

SR-V1-D	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-0,7	-44,0	296,8	1,2
2	-0,6	-39,0	291,2	1,1
3	-0,7	-35,0	291,5	1,2
4	-0,8	-34,0	287,5	1,4
5	-	-	297,4	-
6	-9,6	-48,0	301,7	13,5
7	-1,3	-46,0	329,3	2,2
8	-1,4	-37,0	284,1	2,4
9	-9,5	-54,0	284,4	13,4
10	-9,6	-51,0	290,9	13,5
11	-0,6	-35,0	310,7	1,1
12	-0,5	-28,0	306,1	0,9
13	-0,6	-36,0	300,1	1,1
14	-10	-46,0	290	13,9
15	-0,9	-38,0	294,4	1,6
16	-0,9	-32,0	296	1,6
17	-1	-34,0	287,7	1,7
Ortalama	-3,0	-39,8	296,5	4,5
Medyan	-0,9	-37,5	294,4	1,6



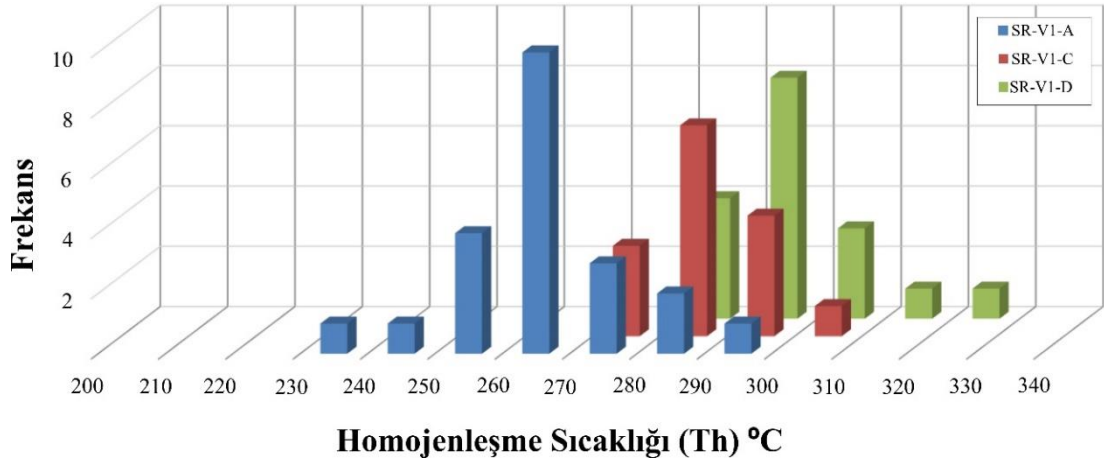
Şekil 5.15 Kozcağız-I Pb-Zn-Cu damarından alınan SR-V1-A, SR-V1-C ve SR-V1-D örneklerine ait ötektik sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları

Son buz ergime sıcaklıkları, A zonundan ile C zonuna çok az oranda bir artış göstermektedir (Şekil 5.16). A zonunda maksimum 1,9 wt. % NaCl tuzluluk gözlenirken, C zonunda 2,9 wt. % NaCl tuzluluğa ulaşmaktadır. Ancak, D zonunda çok daha yüksek ve geniş bir aralığa sahip tuzluluklar elde edilmiştir. Bu zon ait tuzluluk değerleri 0,9 ila 13,9 wt. % NaCl arasında değişmekte ve ortalama 4,5 wt. % NaCl tuzluluğa sahiptir.



Şekil 5.16 Kozcağız-I Pb-Zn-Cu damarından alınan SR-V1-A, SR-V1-C ve SR-V1-D örneklerine ait tuzluluk değerlerinin frekans diyagramları

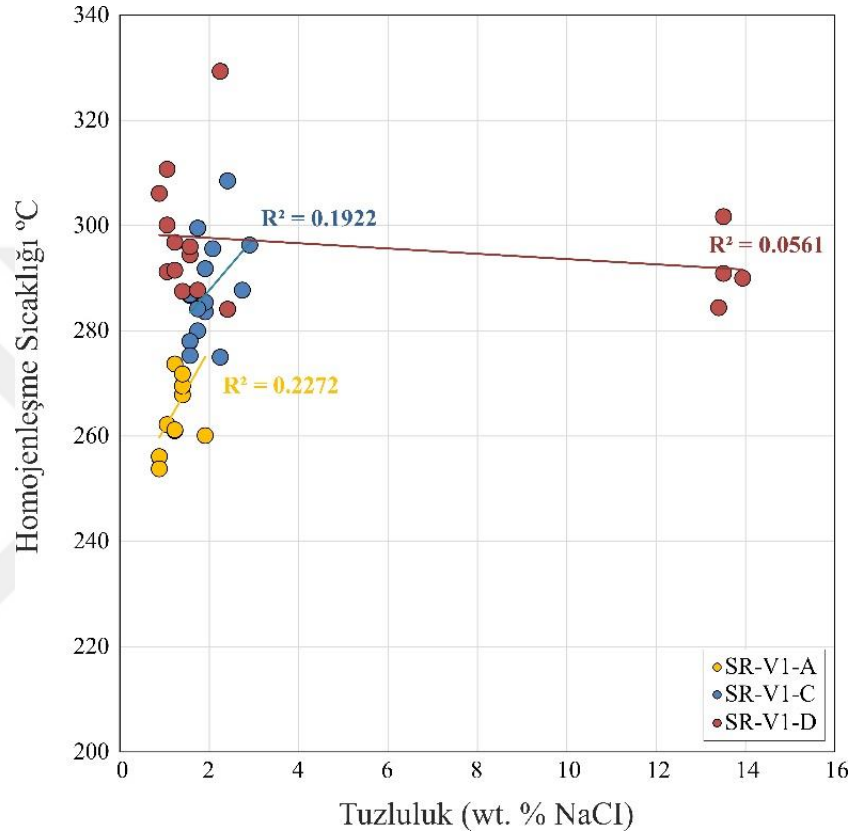
Damardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları belirgin bir şekilde zonlanma sunmaktadır. D zonu en yüksek homojenleşme sıcaklıklarına sahipken, C zonundan A zonuna doğru sıcaklıklar düşmektedir (Şekil 5.17). Ortalama homojenleşme sıcaklıkları, D zonunda 296,5 °C (maksimum 329,3 °C), C zonunda 287,8 °C (maksimum 308,5 °C) ve A zonunda 264,9 °C (maksimum 298,8 °C) olarak gözlenmektedir.



Şekil 5.17 Kozcağız-I Pb-Zn-Cu damarından alınan SR-V1-A, SR-V1-C ve SR-V1-D örneklerine ait homojenleşme sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları

Homojenleşme-tuzluluk diyagramı gözönüne alındığında (5.18), A ve B zonu dar bir alanda tuzluluk değerleri sunarken, Wilkinson (2001)'a göre düşük tuzluluğa sahip ve CO₂ içerikli kaynama yönelimleri göstermektedir. Ancak, ölçümler esnasında

kapanımlarda CO₂ varlığına işaret eden herhangi bir gaz değişimi veya oluşumu gözlenmemiştir. D zonundan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları yakın değerlerde olmasına rağmen, iki farklı tuzluluk kümelenmesi görülmektedir. Bu durum, benzer sıcaklıklara ve farklı tuzluluklara sahip iki ayrı cevher oluşturan hidrotermal akışkanlara işaret etmektedir (Wilkinson, 2001).



Şekil 5.18 Kozcağız-I Pb-Zn-Cu damarından alınan SR-V1-A, SR-V1-C ve SR-V1-D örneklerine ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı

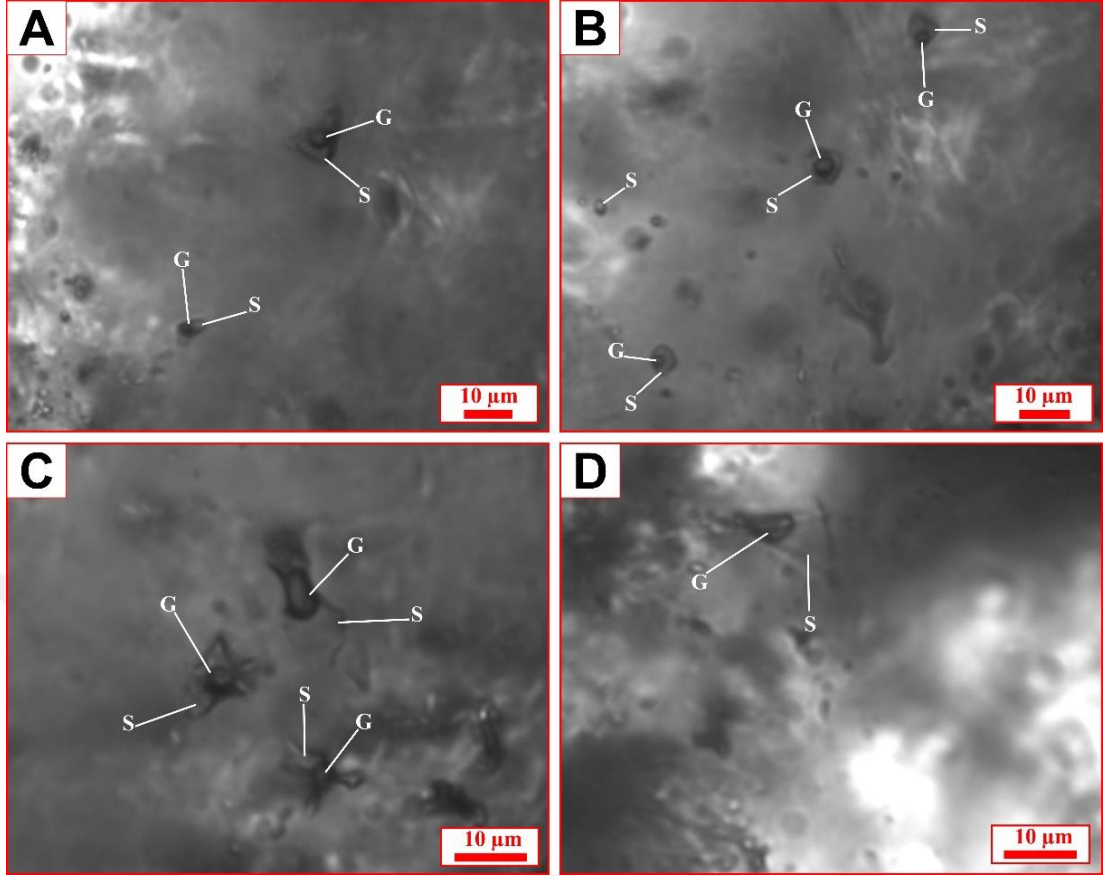
5.1.3 Tepetarla Pb-Zn ve Sofular Cu Cevherleşmeleri

Sofular köyünün GD'sunda yer alan Tepetarla Pb-Zn cevherleşmesi Nilüfer birimine ait şistler içinde ve çok küçük bir alanda yüzlek vermektedir. Bu cevherleşmeye ait KKY-19 nolu örnek üzerinde sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Ölçümler, galen ile ilişkili ve maksimum 2 mm boyutlara ulaşan kuvars kristalleri içinde yer alan kapanımlar üzerinde gerçekleştirilmiştir. Kapanımlar, kuvars kristallerinin içinde saçınımlar halinde gözlenen birincil kapanımlar üzerinde

gerçekleştirilmiştir. Petrografik incelemeler sonucunda, sıvı kapanımlar özşekilsiz, daha az oranda yarı özşekli, açık renkli, sıvıca zengin iki fazlı kapanımlar olarak gözlenmektedir. Kapanımların boyutları genellikle küçük olup, 5 ila 25 µm arasında değişmektedir (Şekil 5.19A-C). Sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 5.13'te verilmiştir.

Ötektik sıcaklıklar bileşimsel olarak geniş bir aralık sunmaktadır (Şekil 5.20A). Ölçülen değerler -52 ila -34 °C arasında değişmekte olup, H₂O-NaCl-KCl-CaCl₂-MgCl₂ içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldığını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994). Ancak, ötektik sıcaklıkların -49 ila -45 °C arasında yoğunlaşması (Şekil 5.20A), baskın hidrotermal akışkan içeriğinin CaCl₂ olduğu görülmektedir. Son buz ergime sıcaklıkları dar bir aralık sunmakta ve -2,4 ila -5,1 °C arasında değişmektedir. Bu sıcaklıklar 4,0 ila 8,0 wt. % NaCl arasında değişen tuzluluk değerlerine karşılık gelmekte olup, cevherleşme ortalama 5,2 wt. % NaCl tuzluluğa sahiptir (Şekil 5.20B). Kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları 245,9 ila 333,4 °C arasında değişmekte ve ortalama 279,9 °C sıcaklık elde edilmiştir (Şekil 5.20C). Homojenleşme-tuzluluk diyagramında (Şekil 5.21), tuzluluk değerlerindeki farklılıklar ve dar bir aralık sunan homojenleşme sıcaklıkları, benzer sıcaklıklara sahip iki farklı hidrotermal akışkanın karışımına işaret etmektedir (Wilkinson, 2001).

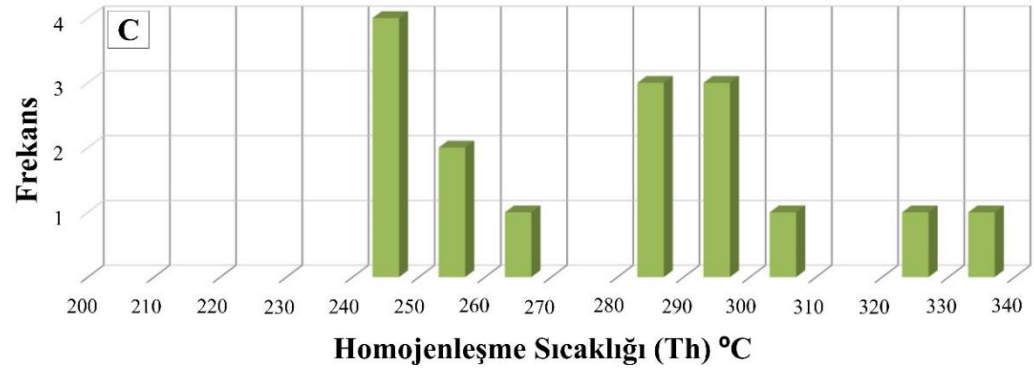
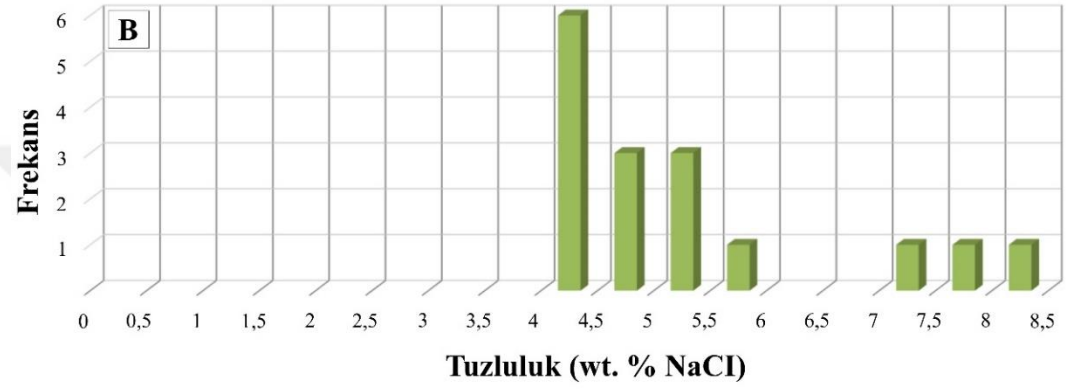
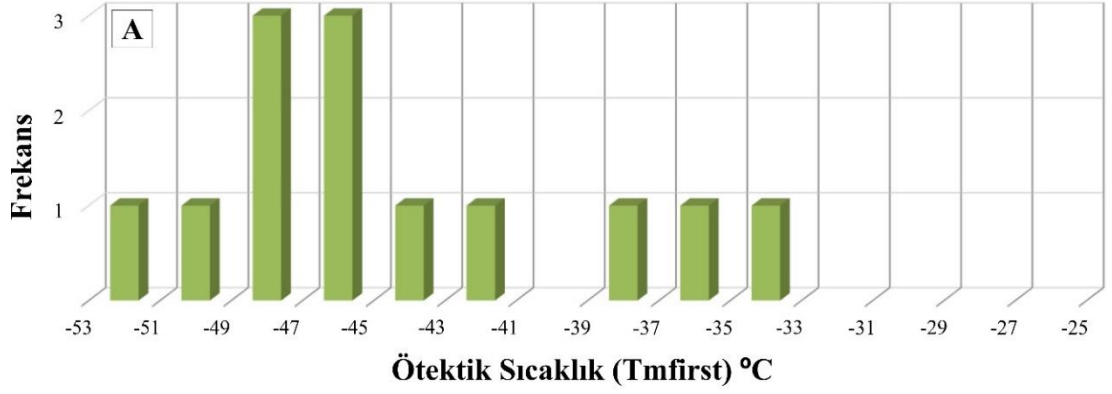
Sofular sokulumunun içinde yer alan kalkopirit ve ikincil bakır mineralleri (Kalkozin-kovellin, malakit) içeren kuvars damarcıklarından sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu damarcıklar çok ince taneli kuvars kristallerinden oluşmasından dolayı, uzun petrografik incelemeler sonucunda sadece bir tane özşekilsiz, açık renkli ve sıvıca zengin iki fazlı kapanım bulunmuştur (Şekil 5.19D). Bu kapanımın ötektik sıcaklığı -37 °C olarak ölçülmüştür. Bu değer H₂O-KCl- MgCl₂ içerikli cevher oluşturan bir hidrotermal akışkana işaret etmektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994). Son buz ergime sıcaklığı -0,5 °C olarak gözlenmiş olup, 0,9 wt. % NaCl tuzluluğa karşılık gelmektedir. Homojenleşme sıcaklığı ise 369,9 °C olarak ölçülmüştür.



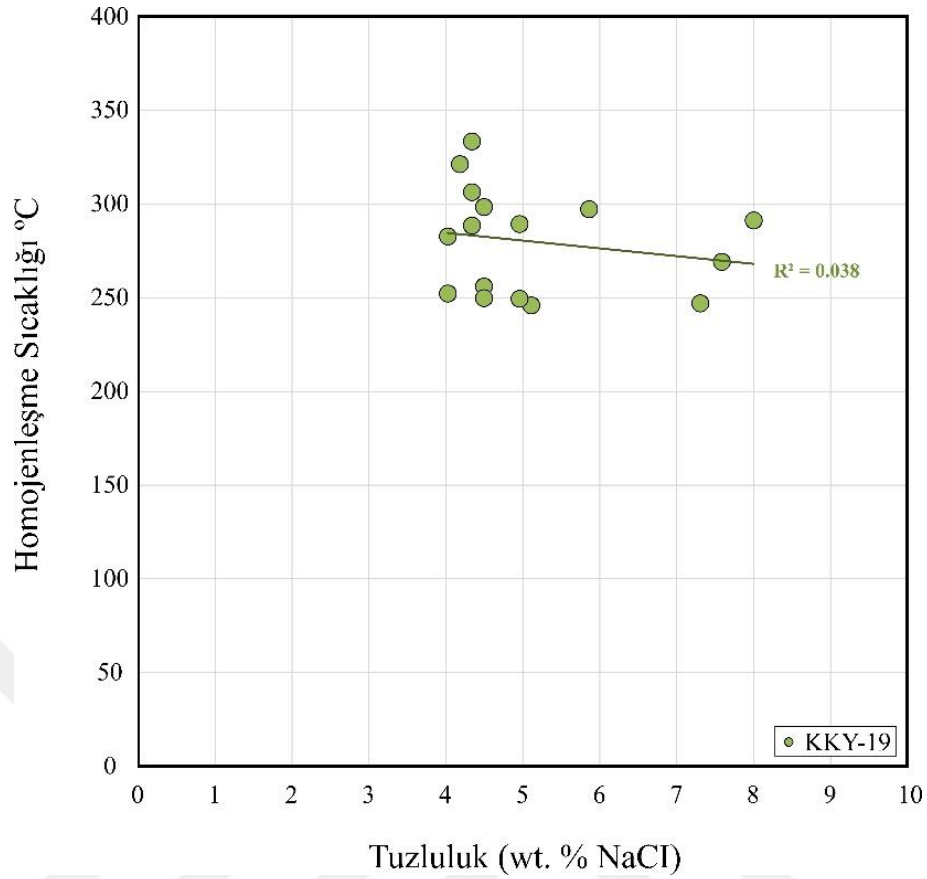
Şekil 5.19 Tepetarlar Pb-Zn (A-C) ve Sofular Cu (D) cevherleşmelerindeki kuvars kristallerinde gözlenen yarı özşekilli ve özşekilsiz, açık renkli, sıvıca-zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Tablo 5.13 Tepetarlar cevherleşmesinden alınan damarındaki KKY-19 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

KKY-19	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-2,6	-	288,5	4,3
2	-5,1	-52,0	291,2	8,0
3	-2,7	-	298,4	4,5
4	-2,6	-45,0	306,3	4,3
5	-4,6	-48,0	247,0	7,3
6	-4,8	-49,0	269,1	7,6
7	-2,5	-38,0	321,3	4,2
8	-3,6	-48,0	297,2	5,9
9	-2,6	-34,0	333,4	4,3
10	-3,1	-	245,9	5,1
11	-3,0	-46,0	249,4	5,0
12	-2,7	-47,0	255,9	4,5
13	-2,7	-46,0	249,8	4,5
14	-2,4	-43,0	252,2	4,0
15	-2,4	-41,0	282,7	4,0
16	-3,0	-	288,5	4,3
Ortalama	-3,2	-44,1	279,9	5,2
Medyan	-2,7	-46,0	285,6	4,5



Şekil 5.20 Tepetarla Pb-Zn cevherleşmesinden alınan KKY-19 nolu örneğe ait ötektik (A), tuzluluk (B) ve homojenleşme sıcaklık (C) değerlerinin frekans diyagramları



Şekil 5.21 Tepetarla Pb-Zn cevherleşmesinden alınan KKY-19 örneğine ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı

5.1.4 Diğer Epitermal Kuvars Damarları

Çalışma alanında yer alan Karaköy, Soğucak ve Taztepe alanları kuvars damarları ve stokvörkler (ağsal) içermekte olup, bu üç alanda sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda, Soğucak alterasyon zonundaki stokvörk tipi kuvars oluşumlarından alınan SP-13 nolu örnek, Taztepe bölgesindeki stokvörk tipi kuvars oluşumlarından alınan TT-7 nolu örnek, Karaköy alterasyon zonundaki kuvars damarından alınan KKY-16 nolu örnek ve Soğucak-Taztepe bölgesinde geniş yüzlekler sunan 3 adet kuvars damarından alınan TQ-1, TQ-2 ve TQ-3 nolu örnekler üzerinde çalışılmıştır.

Tüm ölçümler, kuvars kristallerinin büyüme zonlarında gözlenen birincil kapanımlar üzerinde gerçekleştirilmiştir.

5.1.4.1 Soğucak, Taztepe ve Karaköy Alterasyonlarına ait Kuvars Damar/Damarcıkları

Soğucak bölgesindeki stokvörk kuvars oluşumlarında nadir sıvı kapanım gözlenmekte olup, genellikle orta-küçük boyutlarda (maksimum 30 μm), özşekilsiz ve sıvıca zengin iki fazlı kapanımlardır (Şekil 5.22A-B).

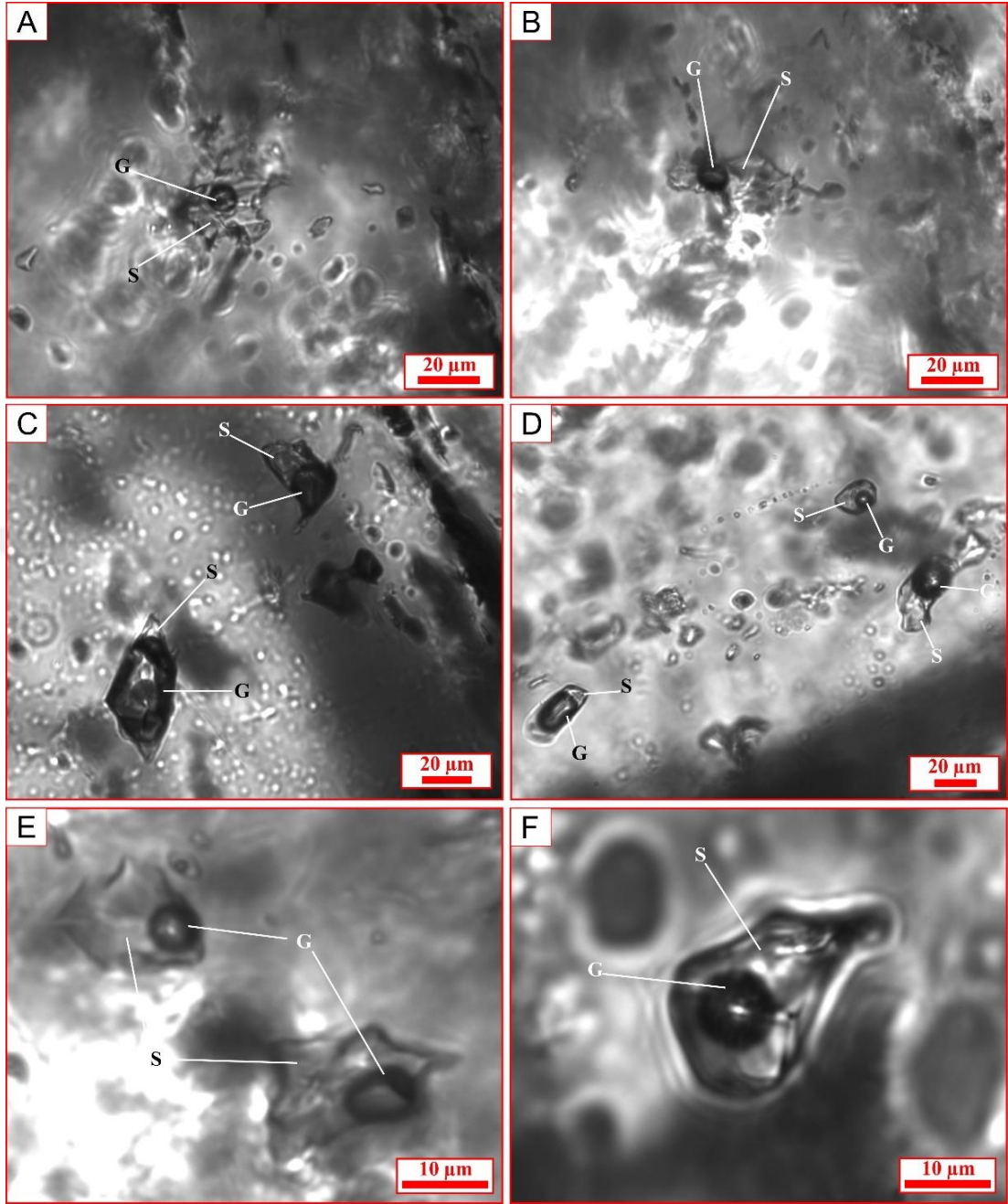
Taztepe bölgesine ait TT-7 nolu örnekte gözlenen kapanımlar genellikle iri boyutlarda ve 12 ila 38 μm arasında değişmektedir. Kapanımlar çubuksu, elipsoidik, öz-yarı özşekilli, açık renkli olarak gözlenmektedir (Şekil 5.22C-D). Kristallerin büyüme zonlarında birlikte gözlenen sıvıca ve gazca zengin iki fazlı kapanımlar kaynamaya işaret etmektedir (Roedder, 1984; Bodnar ve diğer., 1985).

Karaköy kuvars damarındaki sıvı kapanımlar çoğunlukla iri (maksimum 50 μm) boyutlarda, yarı özşekilli-özşekilsiz, açık renkli ve sıvıca zengin iki fazlıdır (Şekil 5.22E-F).

Sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 14, 15 ve 16'da verilmiştir. Soğucak alterasyonunu temsil eden SP-13 nolu örneğe ait kapanımlarda ötektik sıcaklık ölçümleri birçok kez tekrar edilmesine rağmen, net sıcaklık değerleri gözlenememiştir.

Taztepe bölgesine ait TT-7 nolu örnekten -38,0 ila -31,0 $^{\circ}\text{C}$ arasında değişen yüksek ötektik sıcaklıklar ölçülmüştür (Şekil 5.23). Kuvars damarlarının H_2O -NaCl-KCl-MgCl₂ içerikli cevher oluşturan akışkanlar sisteminde yer aldığını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994).

Karaköy alterasyonunda yer alan kuvars damarındaki kapanımlardan -45,0 $^{\circ}\text{C}$ (N=2) ve -41,5 $^{\circ}\text{C}$ (N=1) ötektik sıcaklıkları ölçülmüştür (Şekil 5.23). Bu sıcaklık değerleri, Karaköy'deki hidrotermal akışkanların H_2O -NaCl-CaCl₂ içerikli akışkan sisteminde yer aldığını göstermektedir (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994).



Şekil 5.22 A-B) SP-13 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen özşekilsiz, açık renkli, sıvıca-zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. C-D) TT-7 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen çubuksu-tüpsü ve öz-yarı özşekilli, açık renkli, sıvıca ve gazca zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. E-F) KKY-16 nolu örneğe ait kuvars kristallerinde gözlenen yarı özşekilli, açık renkli, sıvıca-zengin iki fazlı sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Tablo 5.14 Soğucak alterasyon zonundan alınan kuvars damarındaki SP-13 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

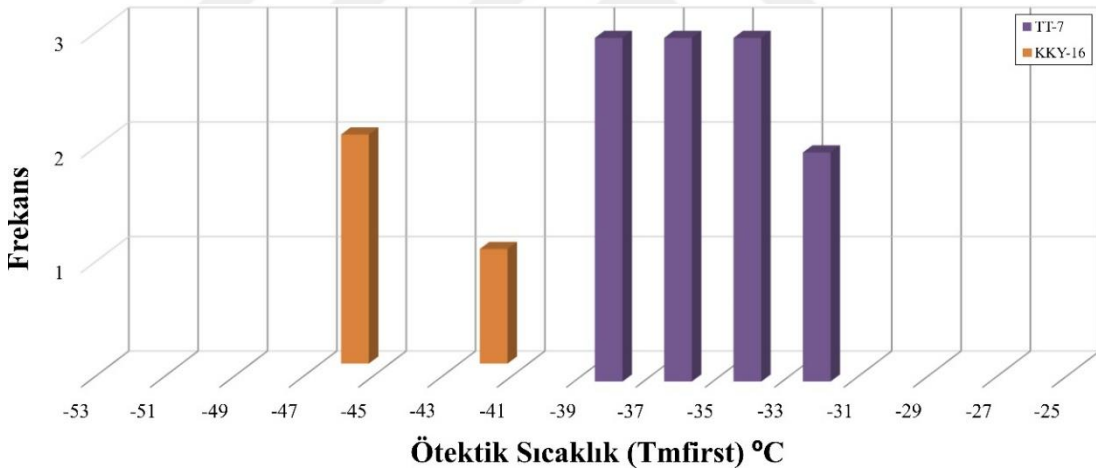
SP-13	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-	-	228,9	-
2	-	-	144,8	-
3	-0,2	-	144,3	0,4
4	-1,2	-	274,9	2,1
5	-2,1	-	286,0	3,5
Ortalama	-1,2	-	215,8	2,0
Medyan	-1,2	-	228,9	2,1

Tablo 5.15 Karaköy alterasyon zonundan alınan kuvars damarındaki KKY-16 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

KKY-16	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-1,6	-45,0	253,1	2,7
2	-1,2	-	260,5	2,1
3	-0,8	-	-	1,4
4	-	-	240,0	-
5	-0,5	-	244,3	0,9
6	-1,2	-	221,2	2,1
7	-0,8	-	229,4	1,4
8	-0,8	-	232,3	1,4
9	-1,1	-	215,0	1,9
10	-	-	215,0	-
11	-	-	221,7	-
12	-	-	264,3	-
13	-	-	253,7	-
14	-	-	251,3	-
15	-0,3	-45,0	254,6	0,5
16	-	-	258,9	-
17	-0,4	-	276,7	0,7
18	-0,3	-	-	0,5
19	-0,5	-	262,5	0,9
20	-0,5	-41,5	267,5	0,9
21	-0,6	-	256,9	1,1
22	-0,5	-	261,1	0,9
Ortalama	-0,7	-43,8	247,0	1,3
Medyan	-0,6	-45,0	253,4	1,1

Tablo 5.16 Taztepe alterasyon zonundan alınan kuvars damarındaki TT-17 nolu örneğe ait kuvars kristallerindeki sıvı kapanım ölçüm sonuçları

TT-7	T _{mice}	T _{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-1,0	-33,0	239,1	1,7
2	-0,5	-34,0	229,3	0,9
3	-0,9	-37,0	231,5	1,6
4	-0,5	-	231,5	0,9
5	-0,5	-	244,8	0,9
6	-0,5	-36,0	185,9	0,9
7	-0,5	-35,0	238,9	0,9
8	-0,1	-33,0	242,3	0,2
9	-0,4	-31,0	234,9	0,7
10	-	-	218,6	-
11	-	-	213,5	-
12	-	-	205,0	-
13	-	-	267,0	-
14	-	-	267,5	-
15	-0,9	-37,0	267,6	1,6
16	-0,8	-31,0	265,5	1,4
17	-0,9	-38,0	261,5	1,6
18	-0,7	-36,0	268,5	1,2
Ortalama	-0,6	-34,6	239,6	1,1
Medyan	-0,5	-35,0	239,0	0,9

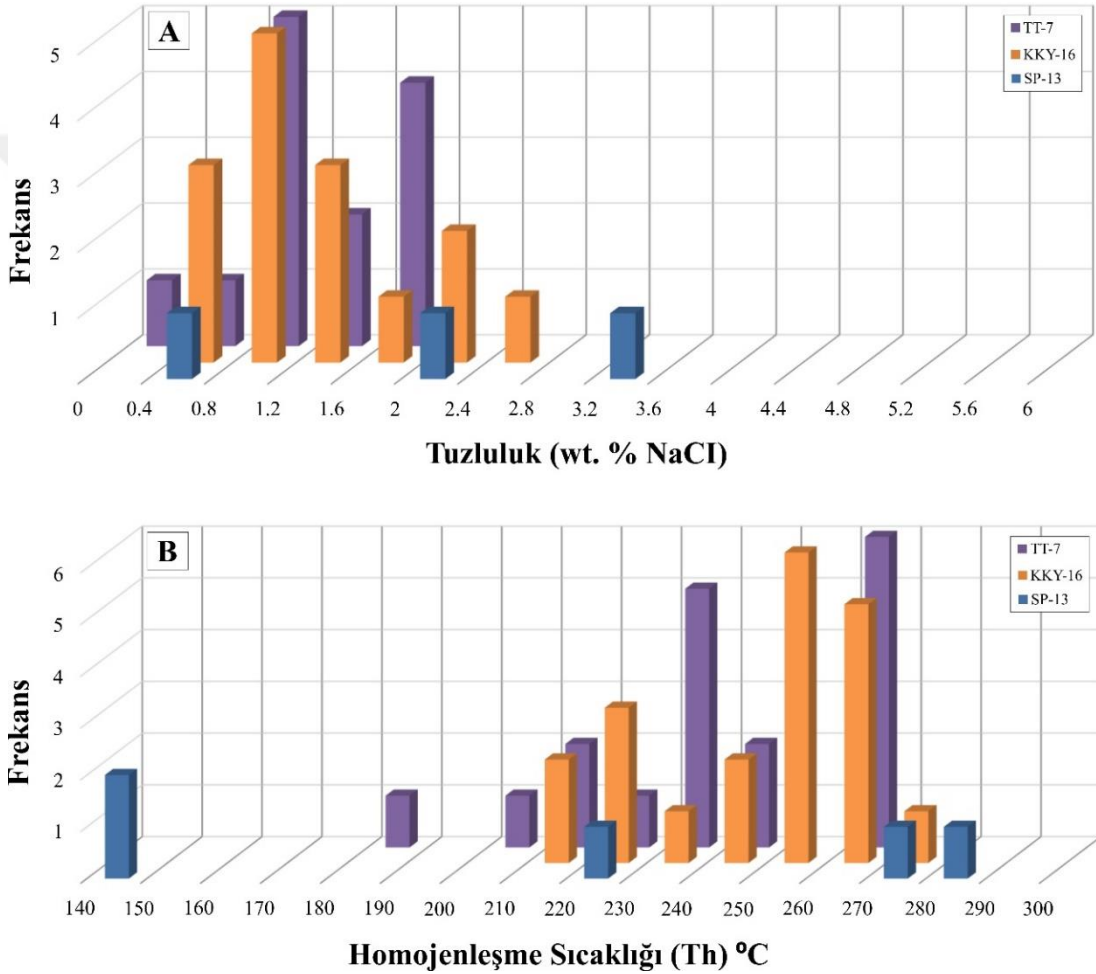


Şekil 5.23 Taztepe ve Karaköy alterasyon zonlarında yer alan kuvars damar ve damarcıklarına ait ötektik sıcaklık değerlerinin frekans diyagramları

Soğucak, Taztepe ve Karaköy'e ait örneklerden (sırasıyla SP-13, TT-7 ve KKY-16) ölçülen son buz ergime sıcaklıkları ve homojenleşme sıcaklıkları yakın değerlerde gözlenmektedir. En yüksek son buz ergime sıcaklığı (-2,1 °C sıcaklık) Soğucak'a ait SP-13 nolu örnekten ölçülmüştür. Taztepe ve Karaköy'e ait örneklerde ölçülen ortalama son buz ergime sıcaklıkları, sırasıyla, -0,6 ve -0,7 °C'dir.

Damar/damarcıklara ait tuzluluk değerleri 0,2 ila 3,5 wt. % NaCl arasında değişmekte olup, dar bir tuzluluk aralığı sunmaktadır (Şekil 5.24A).

Kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları 185,9 ila 286,9 °C arasında yoğunlaşmaktadır (Şekil 5.24B). Ancak, Soğucak'a ait örnekte gözlenen iki adet kapanımdan 144 °C sıcaklık elde edilmiştir. Ortalama homojenleşme sıcaklıkları Taztepe'de 239,6 °C ve Karaköy'de 247,0 °C olarak görülmektedir.

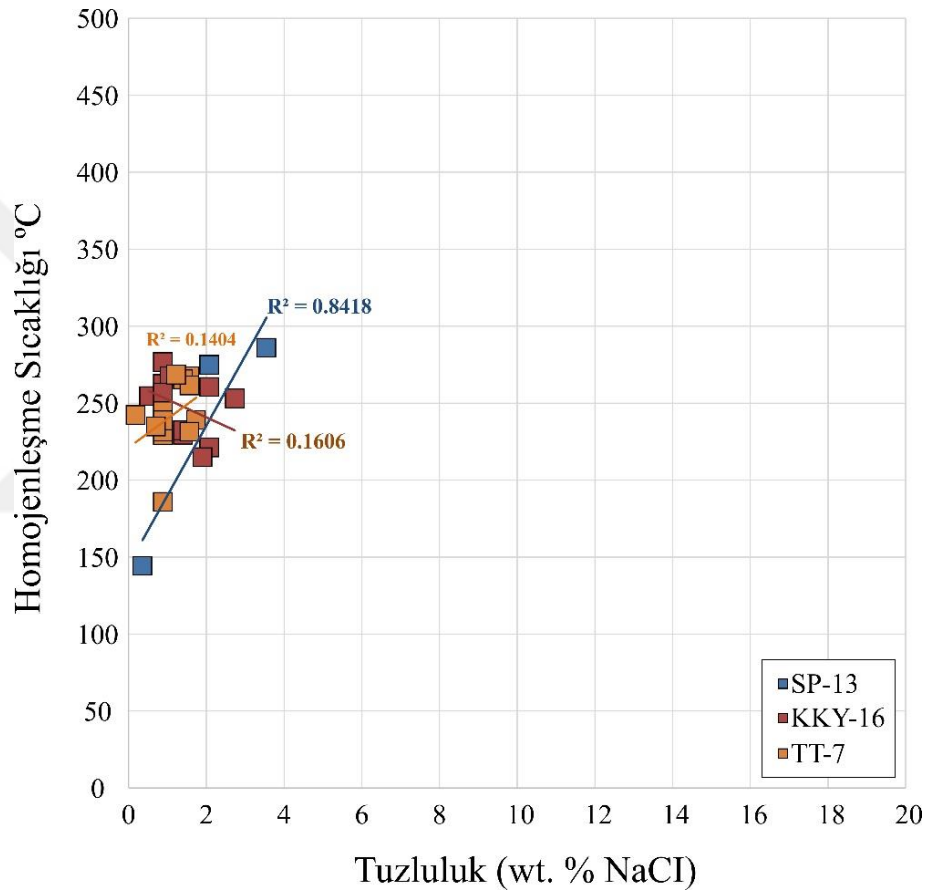


Şekil 5.24 Soğucak, Taztepe ve Karaköy alterasyon zonlarında yer alan kuvars damar ve damarcıklarına ait tuzluluk (A) ve homojenleşme sıcaklık (B) değerlerinin frekans diyagramları

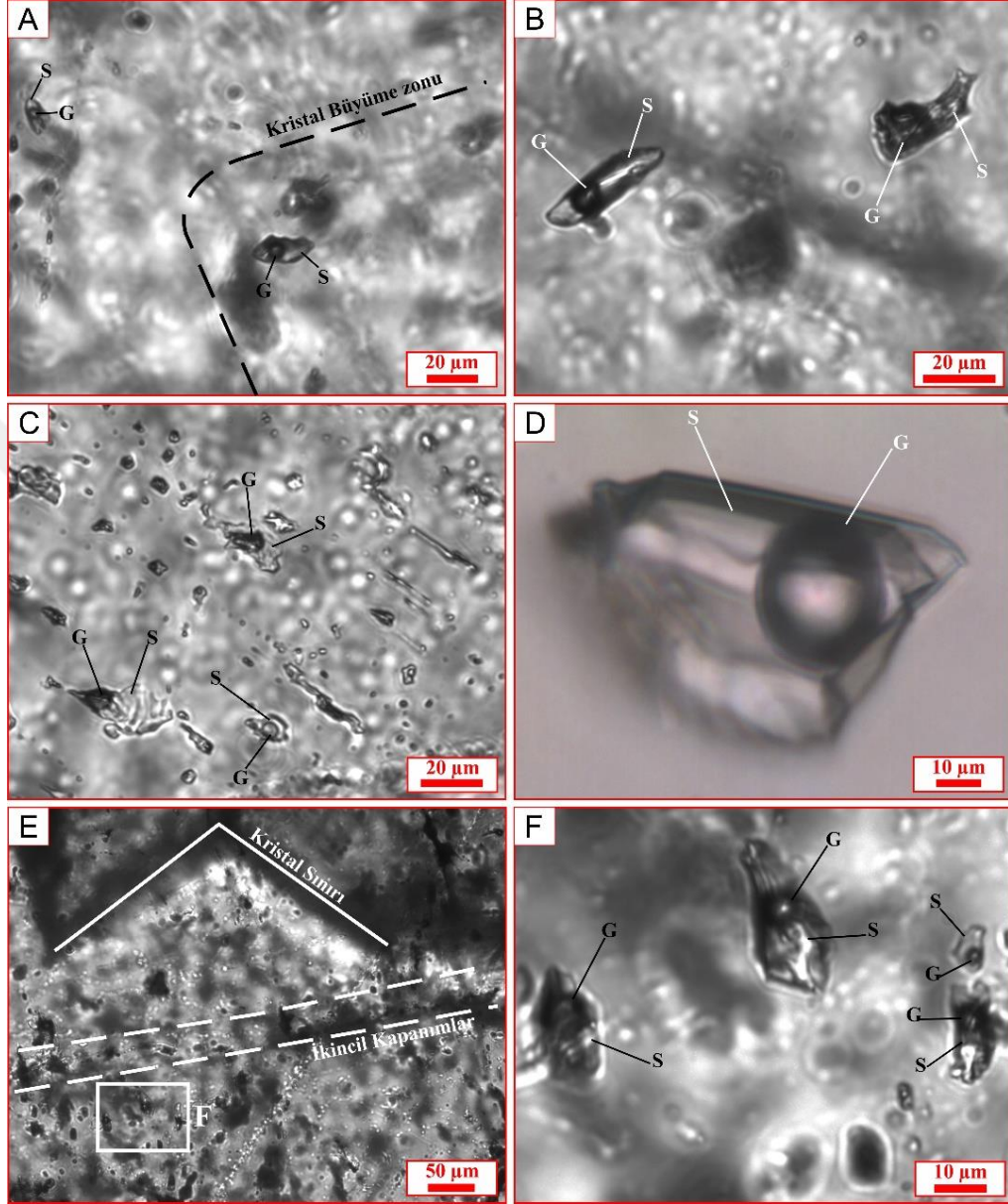
Homojenleşme-tuzluluk diyagramı göz önüne alındığında (Şekil 5.25), Soğucak (SP-13) bölgesinde düşük tuzluluğa sahip CO₂ içerikli kaynama yönelimleri gözlenmektedir (Wilkinson, 2001). Ancak, ölçümler esnasında kapanımlarda CO₂

varlığına işaret eden herhangi bir gaz değişimi veya oluşumu gözlenmemiştir. Karaköy bölgesi ise belirgin bir şekilde kaynama yönelimi sunmaktadır.

Diğer yandan, Taztepe bölgesi hidrotermal akışkanların yüzey suları ile seyrelmesi yönünde bir eğilim sunmaktadır. Ayrıca, TT-7 kesiti üzerinde yapılan petrografik incelemelerde gözlenen aynı sıvı kapanım topluluğuna ait sıvıca ve gazca zengin iki fazlı sıvı kapanımlar, bölgede kaynamanın varlığına da işaret etmektedir.



kapanımlar bulunmaktadır (Şekil 5.26). Sadece TQ-1 örneğinde yaklaşık 1:1 sıvı/gaz oranına sahip sıvı kapanımlar görülmektedir (Şekil 5.26B).



Şekil 5.26 Soğucak ve Taztepe bölgeleri arasında yer alan TQ-1 (A-B), TQ-2 (C-D) ve TQ-3 (E-F) nolu kuvars damarlarında gözlenen çubuksu-tüpsü ve öz-yarı özşekilli, açık renkli, sıvıca zengin ve daha az oranda 1:1 sıvı/gaz oranına sahip (B) iki fazlı sıvı kapanımlar. Kısaltmalar: G-Gaz, S-Sıvı

Sıvı kapanımlar, iri kuvars kristallerinin büyüme zonlarında yer almakta, genellikle çubuksu, elipsoidik ve yarı özşekilli olarak gözlenmektedir. Sıvı kapanım ölçümlerinden elde edilen değerler Tablo 5.17, Tablo 5.18 ve Tablo 5.19’da verilmiştir.

Tablo 5.17 Taztepe-Soğucak bölgesi arasında yer alan TQ-1 kuvars damarında gözlenen sıvı kapanımlara ait ölçüm sonuçları

TQ-1	T_{mice}	T_{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-0,9	-33,0	261,5	1,6
2	-0,2	-33,0	265,7	0,4
3	-0,9	-34,0	263,0	1,6
4	-0,8	-30,0	267,0	1,4
5	-0,6	-28,0	296,6	1,1
6	-1,0	-33,0	261,2	1,7
7	-0,9	-	253,5	1,6
8	-0,8	-38,0	258,7	1,4
9	-0,9	-31,0	250,0	1,6
10	-0,5	-	254,9	0,9
11	-0,6	-33,0	257,5	1,1
12	-0,4	-35,0	264,5	0,7
13	-0,4	-36,0	270,9	0,7
Ortalama	-0,7	-33,1	263,5	1,2
Medyan	-0,8	-33,0	261,5	1,4

Tablo 5.18 Taztepe-Soğucak bölgesi arasında yer alan TQ-2 kuvars damarında gözlenen sıvı kapanımlara ait ölçüm sonuçları

TQ-2	T_{mice}	T_{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-2,5	-48,8	269,1	4,2
2	-2,2	-50,5	277,5	3,7
3	-3,5	-	273,0	5,7
4	-	-	277,6	-
5	-	-	273,4	-
6	-	-	280,5	-
7	-	-	287,8	-
8	-	-	261,0	-
9	-0,7	-48,0	283,3	1,2
10	-	-	273,7	-
11	-	-	278,5	-
12	-	-	289,9	-
Ortalama	-2,2	-49,1	277,1	3,7
Medyan	-2,4	-48,8	277,6	3,9

Tablo 5.19 Taztepe-Soğucak bölgesi arasında yer alan TQ-3 kuvars damarında gözlenen sıvı kapanımlara ait ölçüm sonuçları

TQ-3	T_{mice}	T_{mfirst}	Th	wt. % NaCl Tuzluluk
1	-1,3	-31,0	264,8	2,2
2	-1,2	-33,0	260,9	2,1
3	-1	-	261,0	1,7
4	-1,7	-36,0	279,3	2,9
5	-1,5	-39,0	268,1	2,6
6	-0,9	-26,0	270,2	1,6
7	-0,9	-25,0	255,5	1,6
8	-1,3	-28,0	271,9	2,2
9	-1,3	-34,0	274,5	2,2
10	-1	-26,0	257,9	1,7
11	-1,2	-35,0	247,5	2,1
12	-1	-37,0	278,3	1,7
13	-1,1	-	273,4	1,9
14	-0,8	-26,0	267,8	1,4
15	-	-	266,0	-
Ortalama	-1,2	-31,3	266,5	2,0
Medyan	-1,2	-32,0	267,8	2,0

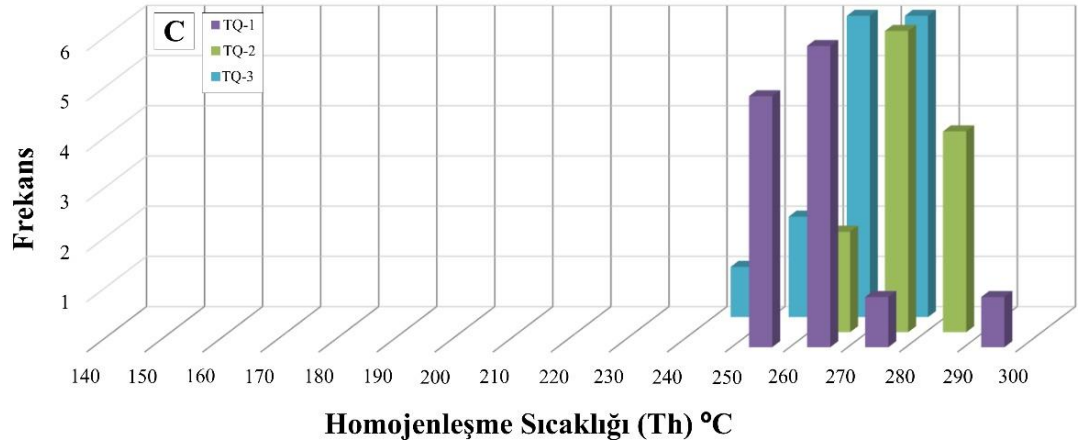
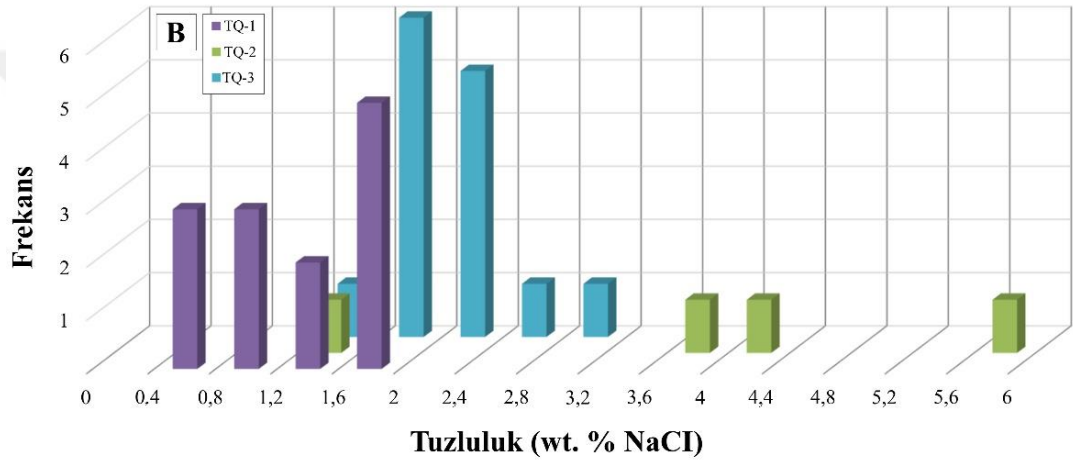
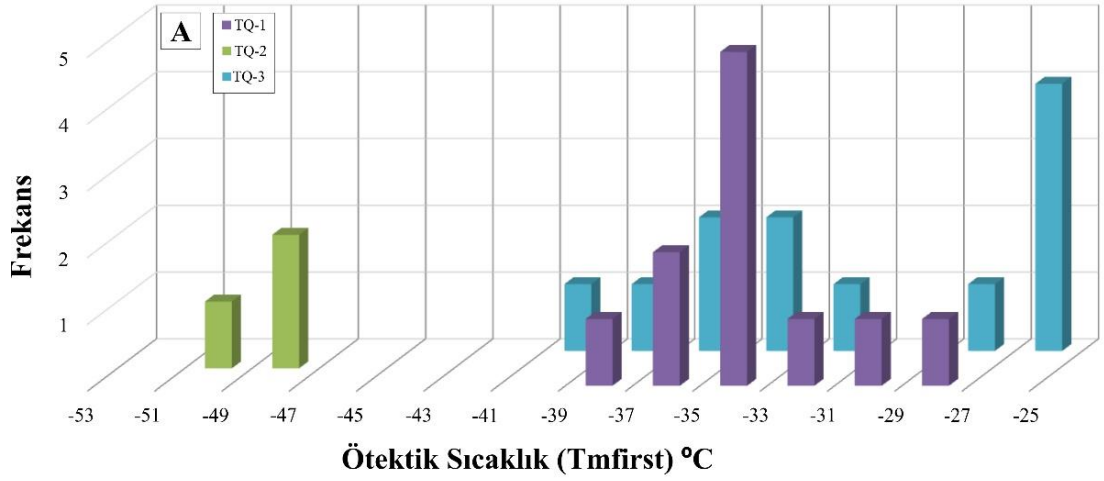
Soğucak ve Taztepe bölgeleri arasında yer alan TQ-2 nolu damardan $-50,5^{\circ}\text{C}$ ($N=1$) ve -48°C ($N=2$) ötektik sıcaklıkları ölçülmüştür. Ancak, TQ-1 ve TQ-3 nolu damarlardan -39 ila -25°C arasında değişen daha yüksek ötektik sıcaklıklar gözlenmiştir (Şekil 5.27A). Bu damar sistemlerinden, TQ-2 nolu damar $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ içerikli iken, TQ-1 ve TQ-3 damarları $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{MgCl}_2$ içerikli hidrotermal akışkanlar sisteminde yer almaktadır (Crawford, 1981; Goldstein ve Reynolds, 1994).

Son buz ergime sıcaklıkları TQ-1 damarından TQ-3 damarına doğru ($-1,0^{\circ}\text{C}$ 'den $-1,7^{\circ}\text{C}$ 'ye) azalış göstermektedir (Şekil 5.27B). TQ-2 damarında $-3,5$ ila $-0,7^{\circ}\text{C}$ arasında değişen daha geniş son buz ergime sıcaklık aralığı gözlenmektedir. Benzer şekilde, en yüksek tuzluluk değeri ($5,7$ wt. % NaCl) TQ-2 damarından ölçülmüştür. Homojenleşme sıcaklıkları ise tüm damarlarda benzer aralıklarda olup, $247,5$ ila $296,6^{\circ}\text{C}$ sıcaklıklar arasında değişmektedir (Şekil 5.27C). Damarların ortalama homojenleşme sıcaklıkları ise $263,5^{\circ}\text{C}$ (TQ-1), $277,1^{\circ}\text{C}$ (TQ-2) ve $266,5^{\circ}\text{C}$ (TQ-3)'dir.

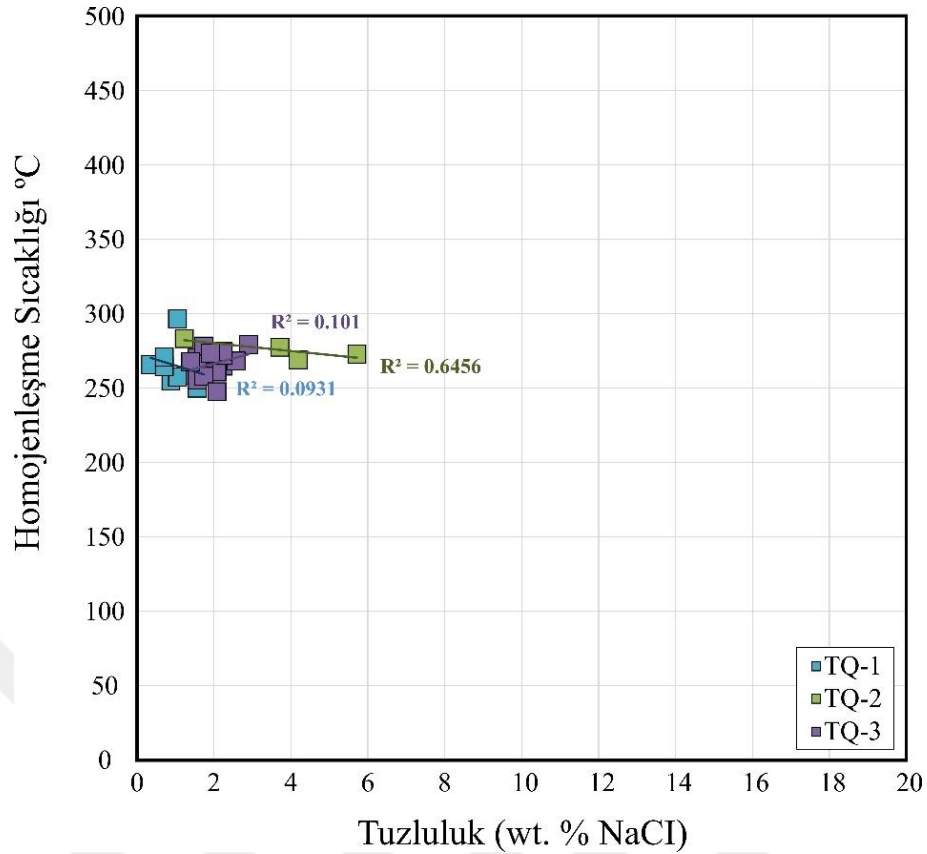
Homojenleşme-tuzluluk diyagramı göz önüne alındığında (Şekil 5.28), TQ-1 ve TQ-3 nolu örnekler için değerler çok dar bir alanda kümelenme sunmaktadır. TQ-2 nolu damar ise eş ısıli hidrotermal akışkanların karışımı yönünde bir eğilim sunmaktadır (Wilkinson, 2001).

5.2 Raman Spektroskopisi Çalışmaları

Sıvı kapanım çalışmalarının tamamlanmasının ardından sıvı kapanımlarda yer alan sıvı ve gaz bileşenlerini saptamak amacıyla raman spektroskopisi çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Ölçümler esnasında yukarıda belirtilen cihazın x100LWD objektifi ile gözlem ve analiz yapılmıştır. Bu yöntem, sıvı kapanım analizleri için çok yönlü ve kapanıma zarar vermeden uygulanan bir tekniktir.



Şekil 5.27 Soğucak ve Taztepe ve bölgeleri arasında yer alan TQ-1, TQ-2 ve TQ-3 kuvars damarlarına ait ötektik (A), tuzluluk (B) ve homojenleşme sıcaklık (C) değerlerinin frekans diyagramları

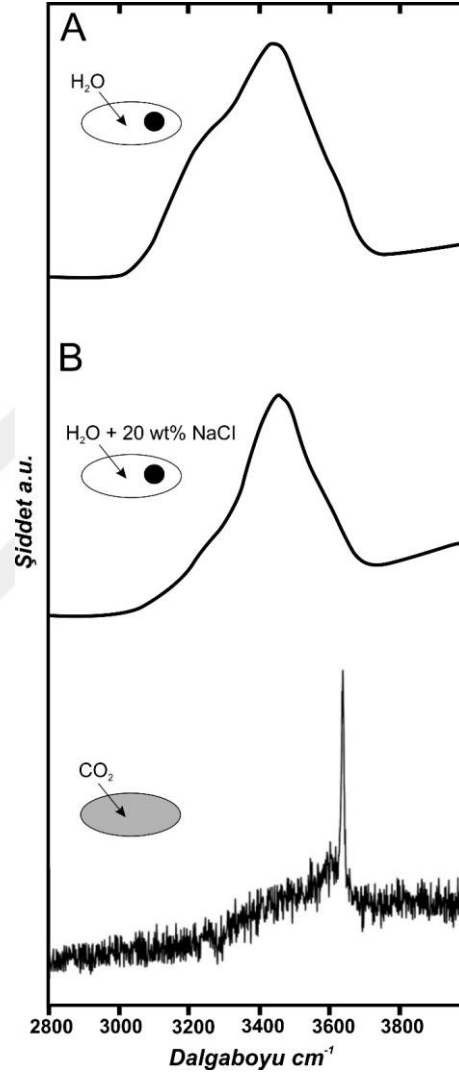


Şekil 5.28 Soğucak ve Taztepe ve bölgeleri arasında yer alan TQ-1, TQ-2 ve TQ-3 kuvars damarlarına ait ölçümlerin gösterildiği homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı

Raman spektroskopisi, yüklü bir kaynaktan gelen elektromanyetik radyasyonun moleküler titreşimlerle olan etkileşimini titreşimsel bir kayma olarak kaydeder (Hurai, Monika, Slobodnik ve Thomas, 2012). Yaklaşık H_2O-CO_2-NaCl sisteminde bulunan akışkanlar (Şekil 5.29), hidrotermal cevher yatakları da dahil olmak üzere birçok farklı jeolojik ortamlarda yaygındır (Roedder, 1984; Bodnar, 1995; Frezzotti, Tecce ve Casagli, 2012). Kapanımlardaki sıvının poliatomik iyonların tanımlanmasından katı, sıvı ve gaz bileşenlerinin kalitatif olarak belirlenmesine kadar çok geniş bir uygulama aralığına sahiptir (Hurai, Monika, Slobodnik ve Thomas, 2015).

Raman spektroskopisi, katı, sıvı ve gaz bileşenlerinin niteliksel tespitinden solüsyondaki poliatomik iyonların tanımlanmasına kadar uzanan çok geniş bir uygulama alanına sahip, sıvı kapanım analizi için çok yönlü tahribatsız bir tekniktir (Frezzotti ve diğer., 2012). Frezzotti ve diğer. (2012) tarafından yapılan araştırma, raman ölçümleri sonucunda oluşan geniş veya dar su piklerinin kapanımlardaki

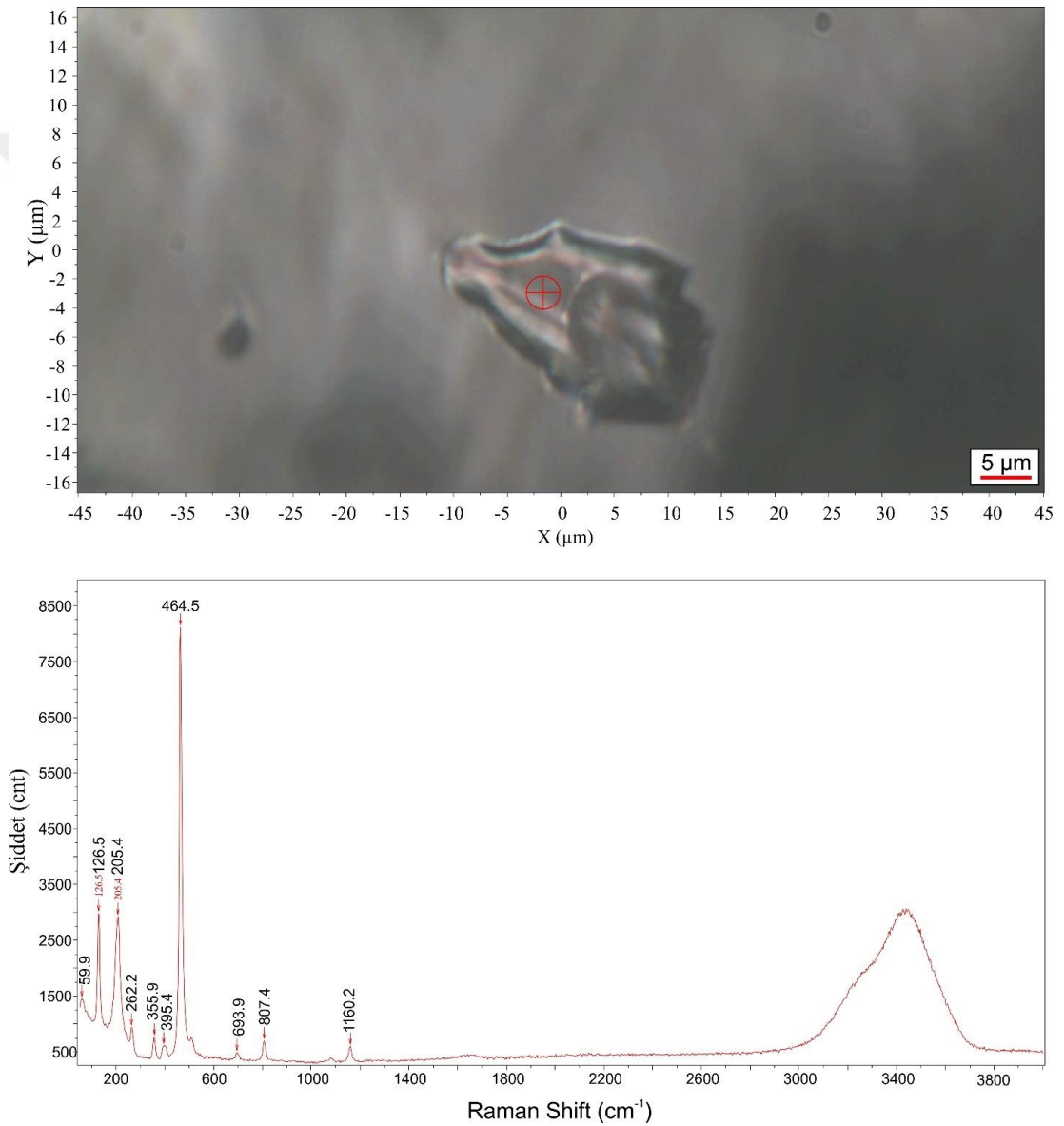
tuzluluk farklılıklarını belirlemek için kullanılabileceğini göstermiştir (Şekil 5.29). Tez kapsamında, Arapuçandere cevherleşmesinin farklı seviyelerinden ölçülen sıvı kapanımlarda tuzluluk değişiminin karakterize edilmesi için raman spektroskopisi başarıyla kullanılmıştır.



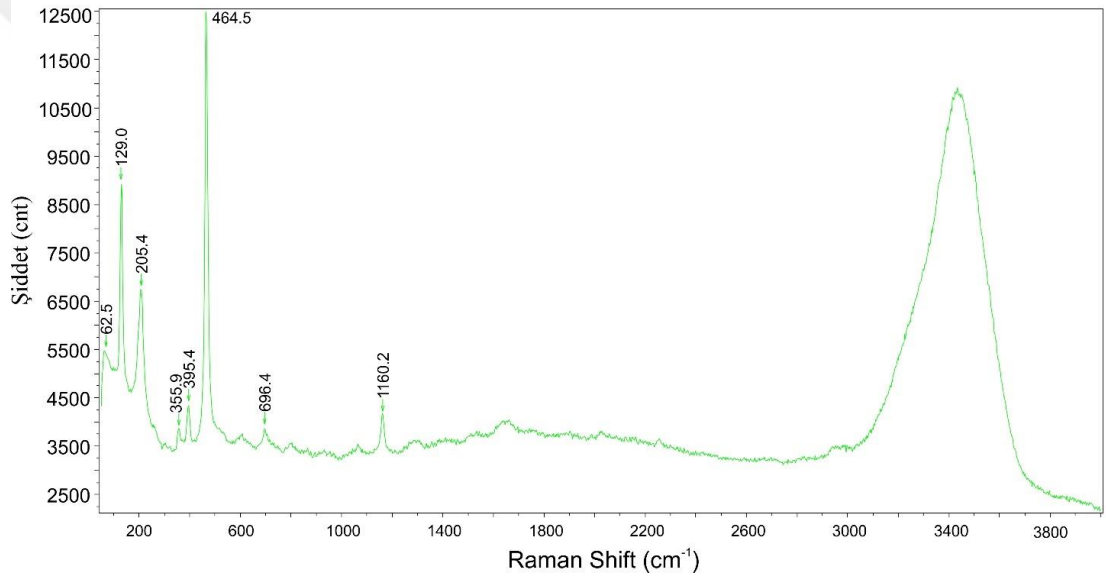
Şekil 5.29 Su içeren sıvı kapanımlara ait Raman spektrumları (Frezzotti ve diğer. 2012’den alınmıştır). Bu üç farklı spektrum A) düşük tuzluluk (<1 wt. % NaCl) sıvı su, B) yüksek tuzluluk (20 wt. % NaCl) sıvı su ve C) CO_2 açısından zengin sıvı kapanım içindeki optiksel olarak gözlenmeyen su piklerini göstermektedir

Spektrumlar incelendiğinde, cevherleşme katlarının tümünde düşük (Şekil 5.30) ve yüksek (Şekil 5.31) tuzlulukları temsil eden su pikleri görülmektedir. Bu veriler, sıvı kapanım ölçümlerinde de gözlenen farklı tuzluluk (0 ila ~17 wt. % NaCl) değerlerini

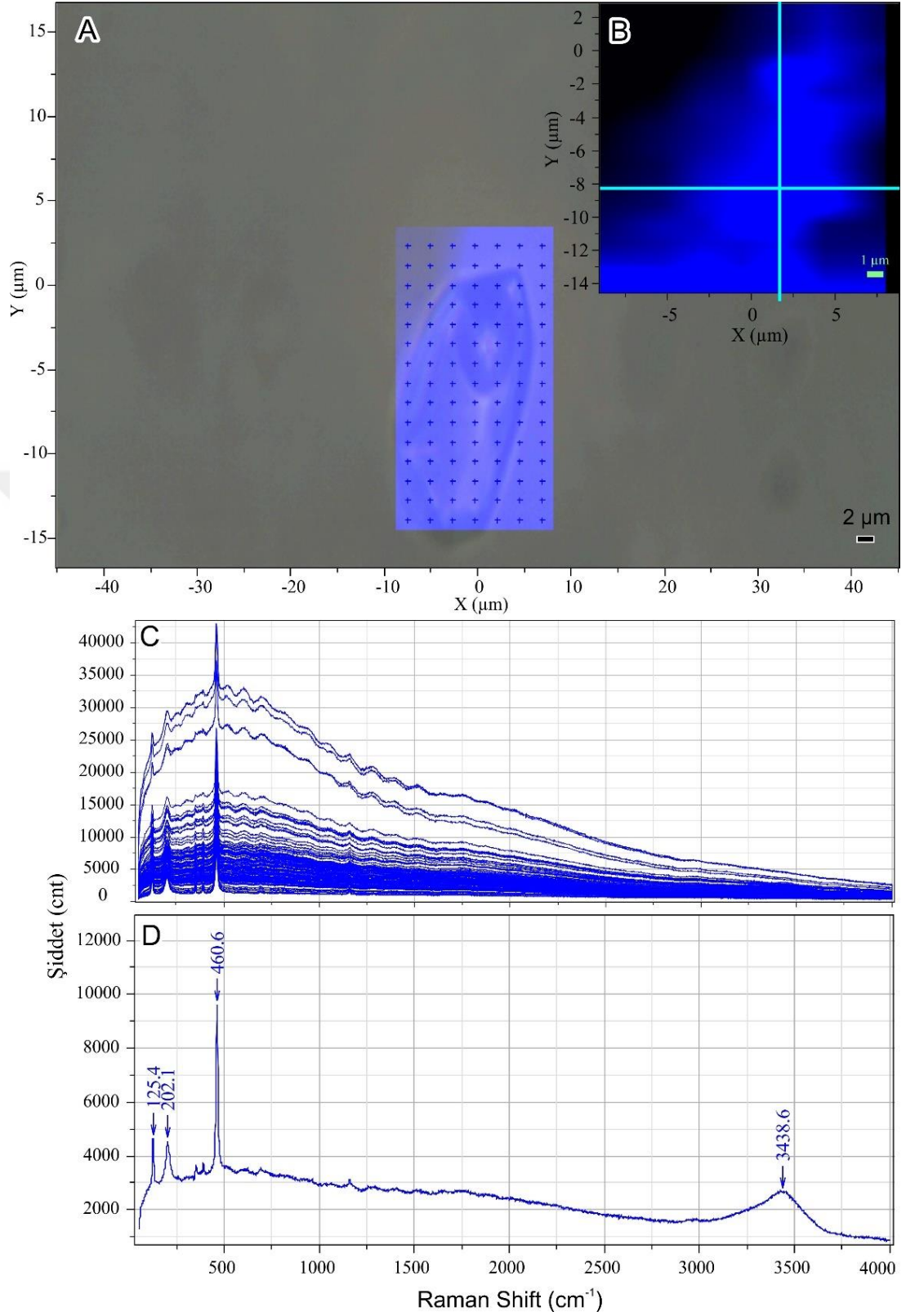
desteklemektedir. Ayrıca, yazılım kontrollü motorize XY kademesi ile donatılmış mikroskop sistemi kullanılarak çok-fazlı sıvı kapanımlarında gaz fazının belirlenmesi için çok kullanışlı bir yöntem olan raman haritalaması gerçekleştirilmiştir (Şekil 5.32). Ancak, ölçülen kapanımlarda CO₂, CH₄ ve diğer gazlara ait herhangi bir değer veya pik gözlenmemiştir. Benzer şekilde, sıvı kapanım çalışmalarında da (ısıtma-soğutma evrelerinde) ölçülen tüm kapanımlarda bu gazların varlığına işaret eden bir herhangi değişim kaydedilmemiştir.



Şekil 5.30 Arapuçandere cevherleşmesinin 160 katına ait ve düşük tuzluluk değerleri (<1 wt. % NaCl) veren sıvı kapanım üzerinde gerçekleştirilen temsili raman spektroskopisi çalışması



Şekil 5.31 Arapuçandere cevherleşmesinin 160 katına ait ve yüksek tuzluluk değerleri (~12 wt. % NaCl) veren sıvı kapanım üzerinde gerçekleştirilen temsili raman spektroskopisi çalışması



Şekil 5.32 Raman spektroskopisi çalışmalarında yazılım kontrollü motorize XY kademesi ile temsili haritalama çalışması. Arapuçandere cevherleşmesinin 380 katında gerçekleştirilen haritalama çalışmasında; A) yöntemin uygulandığı sıvı kapanımın mikroskop görüntüsü, B) oluşan haritalama görüntüsü, C) tüm analiz değerleri ve D) haritalamada (B) belirlenen bir noktanın spektrumu

BÖLÜM ALTI

İZOTOP ÇALIŞMALARI

Bu çalışma kapsamında yapılan izotop analizlerinin başlıca sebebi, cevherleşmelerin çeşitli türlerindeki izotopik bileşimleri saptamak ve cevherleşmeler ile magmatik kayalar arasındaki olası ilişkiyi incelemektir. Özellikle farklı tiplerdeki cevherleşmelere ve granitoidlere ait izotopik bileşimler, magmatik-hidrotermal sistemlerde meydana gelen izotopik varyasyonları ve zonlanmaları anlayabilmek için önemli bir araçtır. Böylelikle, epitermal-skarn-porfiri yataklar ile bölgedeki magmatik kayalar arasındaki bağlantılar açığa çıkarılmıştır.

6.1 Sr-Nd İzotop Jeokimyası

Çalışma sahasında örneklenen magmatik ve volkanik kayalara ait tüm kaya Sr-Nd izotopik bileşimleri Tablo 6.1’de verilmiştir. Magmatik kayaların ölçülen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değerleri 0,707327 ile 0,708438 arasında değişmekte olup, bu her iki minimum ve maksimum izotop değerlerinin de Soğucak porfirisine aittir (Şekil 6.1A). Sahanın iki farklı bölgesinden alınan Hallaçlar volkanitlerine ait örnekler magmatik kayalara benzer Sr izotop değerler (0,707201 ile 0,707220 arasında değişen) sergilemektedir (Şekil 6.1A). Hodul birimine ait diyabaz kayacıdan alınan örnek ise 0,707589 Sr izotop değerine sahiptir. Magmatik kayaların hesaplanmış ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ izotop değerleri ise 0,707074 ile 0,708008 (Soğucak porfiri) arasında değişmektedir (Şekil 6.1B).

Magmatik kayaların $\epsilon\text{Sr}_{(i)}$ değerleri ise 32,32 ile 45,56 arasında değişmektedir. Soğucak porfirinin alterasyon zonlarına ait örnekler yüksek Sr izotop değerlerine sahiptir. Yüksek Sr izotopik değerler, alterasyona neden olan akışkanların dolaşımı esnasında yan kayaç ile etkileşiminden veya farklı hidrotermal akışkanlar ile karışımından kaynaklanmış olabilir (Savard, Chi, Sami, William-Johns ve Leigh, 2000; Feng ve diğer., 2021). Ancak, bölgedeki sokulumlar genel olarak yüksek ilksel Sr izotop oranları ile karakterize olmaktadır (Aysal, 2015).

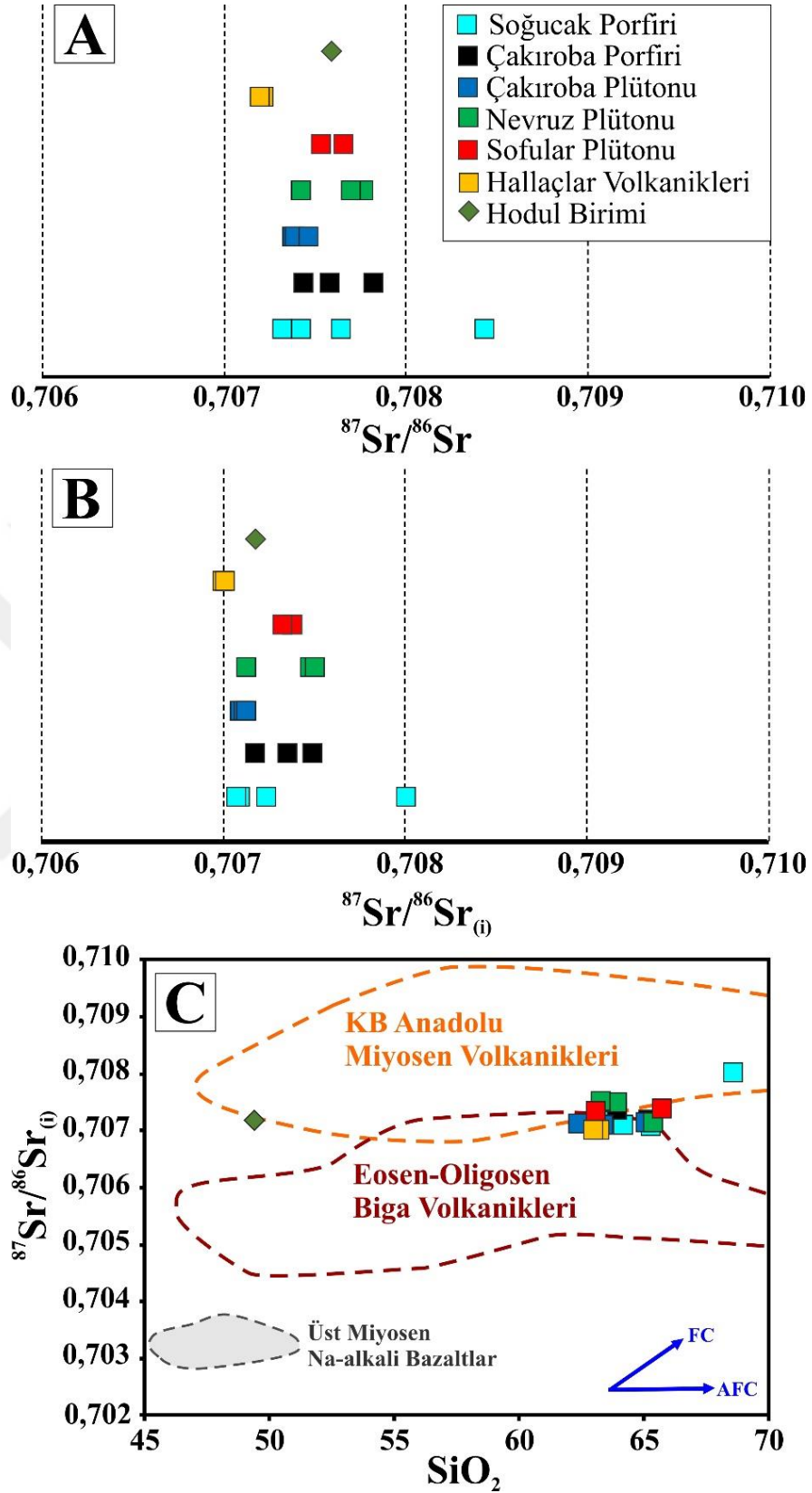
Nevruz plütönu ve Çakıroba porfiri de gözlenen göreceli daha yüksek ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ izotopik değerler, metasomatize mantodan ve kabuktan türeyen felsik ergiyik gibi Rb'ca zengin bir kaynaktan meydana gelen bir girişten kaynaklanabilir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopik bileşim ile SiO_2 diyagramı incelendiğinde (Şekil 6.1C), Biga Yarımadası'ndaki Eosen-Oligosen yaşlı volkaniklerle Yenice yöresindeki sokulumlar benzerlik sunmaktadır. Ayrıca, sokulumların düşük SiO_2 'li magmatik asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşme süreçlerinden evrimleştiği görülmektedir (Aysal, 2015; Ersoy ve diğer., 2017a).

Diğer yandan, magmatik kayalar 0,512454 (Nevruz plütönu) ile 0,512504 (Soğucak porfiri) arasında değişen çok dar bir $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotopik bileşim aralığı sergilemektedir (Şekil 6.2A). Benzer şekilde, 0,512434 ile 0,512486 arasında değişen dar bir hesaplanmış ilksel $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ izotopik değerlere sahiptirler (Şekil 6.2B). Çalışma alanındaki Hallaçlar volkanitleri de sokulumlara benzer $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512479-0,512501) ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ (0,512457-0,512484) izotopik bileşimlere sahiptir. Hodul birimine ait diyabaz örneği (KKY-4) ise 0,513013 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ve 0,512715 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ izotopik değerleri ile farklı bir bileşim sunmaktadır. Magmatik kayalara ait $\epsilon\text{Nd}_{(i)}$ değerleri ise -2,27 ile -3,34 aralıkları arasında değişmektedir.

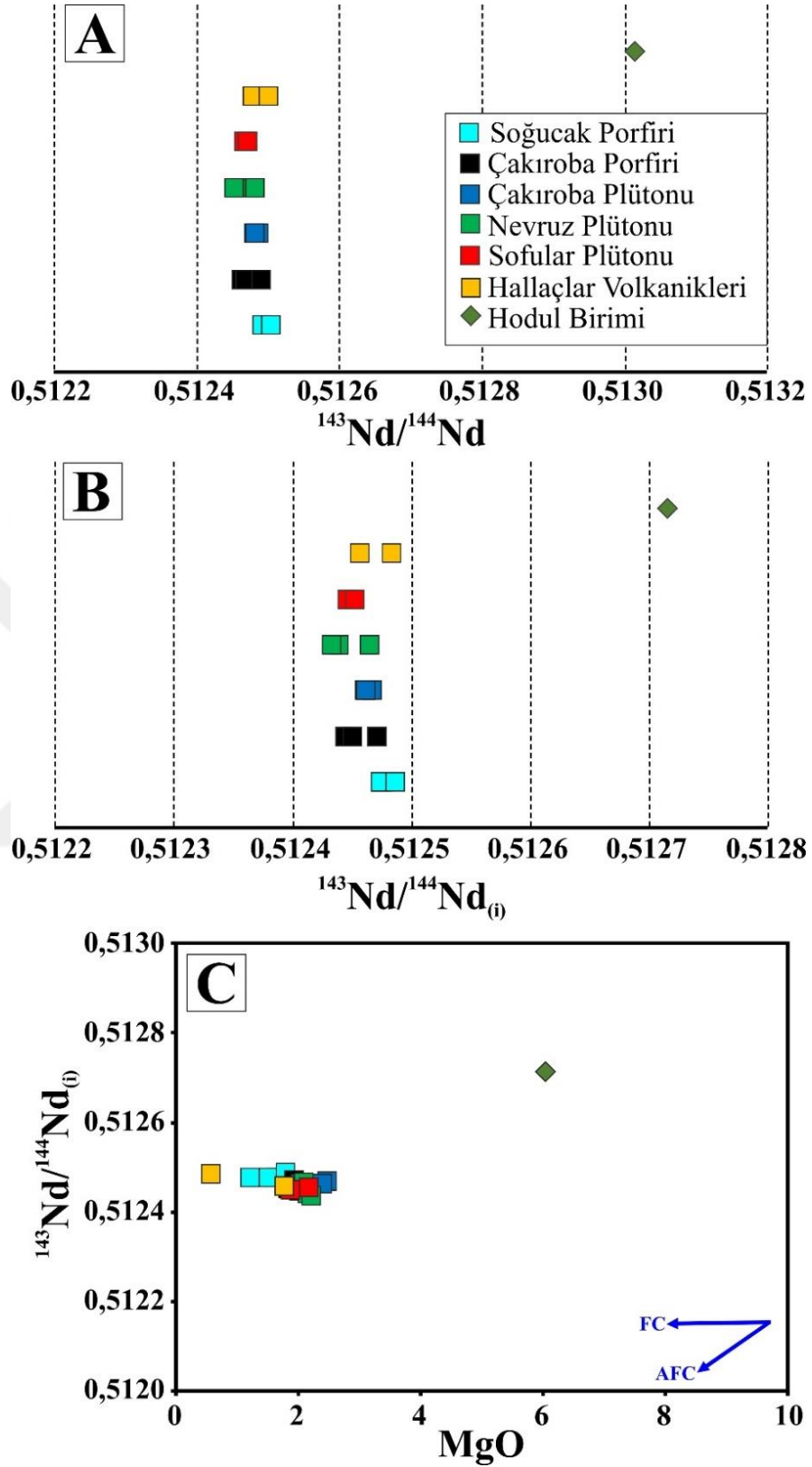
Magmatik kayaların $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ izotopik bileşimleri ile MgO bileşimleri kıyaslandığında (Şekil 6.2C), ortaç-MgO içerikli ve düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ içerikli oldukları ve yakın değerlerde olmaları benzer kökenden geldiklerini göstermektedir. Ayrıca, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diyagramı (Şekil 6.3) incelendiğinde, diyabaz örneği hariç, bölgedeki tüm magmatik ve volkanik kayalar Batı Anadolu Oligo-Miyosen kalkalkali magmatik kayaları ile aynı alana düşmektedir (Güleç, 1991; Ercan ve diğer., 1995; Aldanmaz ve diğer., 2000; Altunkaynak ve Genç, 2008; Karacık ve diğer., 2008; Erkül ve Erkül, 2013; Ersoy ve Palmer, 2013; Aysal, 2015; Ersoy ve diğer., 2017a).

Tablo 6.1 Çalışma alanındaki magmatik ve volkanik kayalara ait Sr-Nd izotopik bileşimleri ve ilişkili parametreler

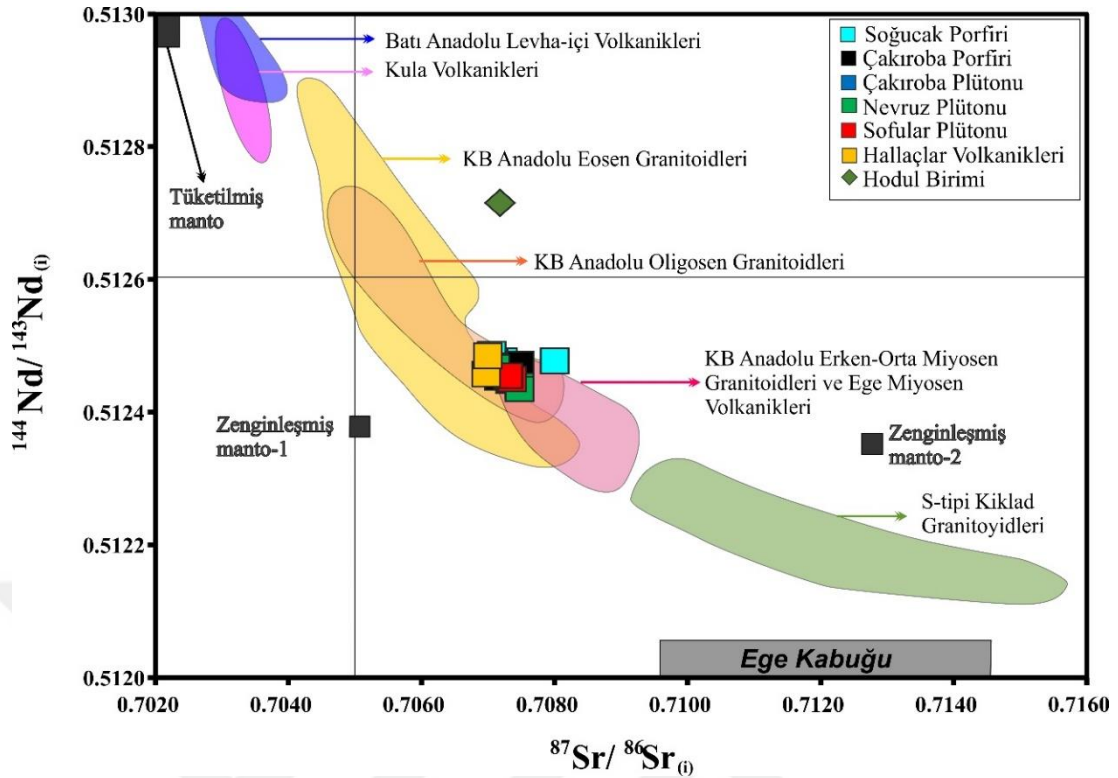
Örnek No	Lokasyon	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$	$\epsilon\text{Sr}_{(i)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(i)}$
AC-13	Soğucak Porfiri	0,707644	0,512497	0,1099	1,0443	0,707238	0,512477	34,64	-2,46
AC-14		0,707430	0,512492	0,0984	0,8690	0,707092	0,512475	32,57	-2,50
SP-1		0,708438	0,512493	0,0997	1,1063	0,708008	0,512475	45,56	-2,49
SP-2		0,707327	0,512504	0,0990	0,6501	0,707074	0,512486	32,32	-2,27
AC-5	Çakıroba Porfiri	0,707582	0,512463	0,1030	0,5947	0,707354	0,512445	36,29	-3,09
AC-6		0,707441	0,512469	0,1046	0,6921	0,707176	0,512451	33,76	-2,97
AC-7		0,707822	0,512491	0,1109	0,8569	0,707494	0,512471	38,27	-2,57
AC-10	Çakıroba Plütonu	0,707382	0,512487	0,1142	0,7441	0,707096	0,512467	32,62	-2,65
AC-11		0,707392	0,512481	0,1105	0,7176	0,707116	0,512461	32,91	-2,77
AC-12		0,707470	0,512483	0,1143	0,8904	0,707128	0,512463	33,07	-2,74
AC-4B	Nevruz Plütonu	0,707767	0,512457	0,1048	0,7759	0,707483	0,512439	38,11	-3,23
AC-8		0,707428	0,512483	0,1025	0,8105	0,707131	0,512466	33,12	-2,72
AC-9		0,707704	0,512454	0,1178	0,5439	0,707505	0,512434	38,42	-3,34
KA-1	Hallaçlar	0,707220	0,512479	0,1320	0,6168	0,707001	0,512457	31,28	-2,91
SCV-1	Volkanitleri	0,707201	0,512501	0,1052	0,5321	0,707012	0,512484	31,43	-2,38
KKY-4	Hodul Birimi	0,707589	0,513013	0,2009	0,1286	0,707174	0,512715	34,09	7,20



Şekil 6.1 Çalışma alanındaki magmatik ve volkanik kayalara ait $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (A) ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (B) izotopik varyasyon diyagramları ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ - SiO_2 (wt.%) diyagramı (C). Kısaltmalar: FC-Fraksiyonel kristalleşme, AFC-Asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşme



Şekil 6.2 Çalışma alanındaki magmatik ve volkanik kayalara ait $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (A) ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ (B) izotopik varyasyon diyagramları ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ - MgO (wt.%) diyagramı (C). Kısaltmalar: FC-Fraksiyonel kristalleşme, AFC-Asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşme



Şekil 6.3 Çalışma alanında yer alan magmatik ve volkanik kayalara ait $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ diyagramı. Tanımlanmış alanlar Güleç (1991), Ercan ve diğer. (1995), Aldanmaz ve diğer. (2000), Altunkaynak ve Genç (2008), Karacık ve diğer. (2008), Erkül ve Erkül (2013) ve Aysal (2015)'den düzenlenmiştir

6.2 Pb izotop Jeokimyası

Yenice yöresindeki porfiri-epitermal-skarn cevherleşmelerinden seçilen galen, kalkopirit, manyetit ve pirit mineralleri üzerinde Pb izotop çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Ayrıca, cevherleşmelerdeki hidrotermal kurşunun magmatik kayalar içindeki olası kökeni saptamak için magmatik ve volkanik kayalardan da tüm kayaç Pb izotop analizleri yapılmıştır. Bu çalışma kapsamında magmatik (13 adet) ve volkanik (3 adet) kayalardan, Arapuçandere (16 adet), Alandere (3 adet), Alankaya (1 adet), Tepetarla (1 adet), Kozcağız-I (3 adet), Kozcağız-II (1 adet) ve Soğucak skarnı (2 adet) cevherleşmelerinden toplam 43 adet ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb izotop ölçümleri gerçekleştirilmiştir (Tablo 6.2 ve Tablo 6.3).

Tablo 6.2 Çalışma alanındaki magmatik ve volkanik kayalara ait tüm kaya kurşun izotop sonuçları

Lokasyon	Örnek No	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
	AC-13	18,8412	15,7037	39,0012
Soğucak	AC-14	18,8654	15,7020	39,0023
Porfiri	SP-1	18,8669	15,7041	38,9984
	SP-2	18,8612	15,7015	39,0045
Çakıroba	AC-5	18,8513	15,7029	39,0033
Porfiri	AC-6	18,8456	15,7005	38,9930
	AC-7	18,9192	15,7046	39,0544
Çakıroba	AC-10	18,8442	15,6991	39,0121
Plütonu	AC-11	18,9000	15,7023	39,0665
	AC-12	18,8371	15,6990	39,0216
Nevruz	AC-4B	18,8375	15,7013	39,0155
Plütonu	AC-8	18,8526	15,7020	39,0202
	AC-9	18,8621	15,7023	39,0336
Sofular	SG-1	18,8714	15,7022	39,0222
Plütonu	SG-2	18,8332	15,7015	39,0071
Hallaçlar	KA-1	18,8330	15,7024	39,0012
Volkanitleri	SCV-1	18,8245	15,7015	39,0010
Hodul Birimi	KKY-4	18,7426	15,6786	38,8882

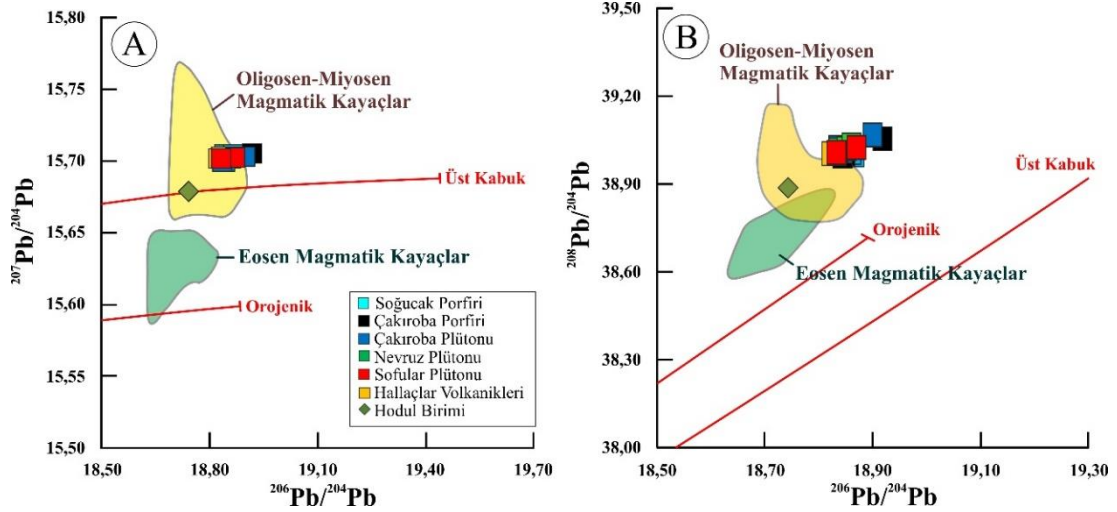
Magmatik ve volkanik kayaların tüm kaya Pb izotoplarından oluşturulan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramı incelendiğinde (Şekil 6.4A-B), Soğucak Porfiri ve Nevruz Plütonu birbirlerine çok yakın değerlerde olduğu ve dar Pb izotopik aralıklara sahip oldukları gözlenmektedir. Çakıroba'ya ait porfiri ve plüton Pb değerleri de benzer değerlere sahip olmalarına rağmen daha geniş Pb izotopik aralıklara sahiptir.

Hallaçlar volkanitlerine ait Pb izotopik değerler Yenice yöresindeki sokulumlara benzer Pb izotopik aralıklar sergilemektedir. Ancak, Hodul birimine ait diyabaz örneği, Senozoyik volkanizmasından çok daha düşük Pb izotopik değerlere sahiptir. Bu tez kapsamında analizleri gerçekleştirilen tüm magmatik ve volkanik kayalar, Zartman ve Doe (1981)'nin plumbotektonik modelindeki üst kabuk evrim eğrisinin üzerinde gözlenmektedir (Şekil 6.4A-B).

Tablo 6.3 Cevherleşmelere ait galen, pirit, kalkopirit ve manyetit kurşun izotop sonuçları

Cevherleşme	Mineral	Örnek No	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Arapuçandere	galen	KA-4	18,7679	15,6911	38,9411
	galen	160-V4-1	18,7675	15,6924	38,9459
	galen	160-V4-2	18,7758	15,6983	38,9658
	galen	160-V4-4	18,7723	15,6954	38,9552
	galen	160-V4-9	18,7721	15,6942	38,9514
	galen	160-V5-1	18,7626	15,6932	38,9343
	galen	160-V5-2	18,7701	15,6925	38,9455
	galen	160-V5-3	18,7693	15,6925	38,9460
	galen	200-V4-4	18,7703	15,6926	38,9468
	galen	200-V5-7	18,7776	15,6992	38,9698
	galen	200-V5-8	18,7765	15,6966	38,9608
	galen	240-V4-1	18,7763	15,6994	38,9700
	galen	275-V4-1	18,7666	15,6913	38,9420
	galen	308-1-V4	18,7732	15,6948	38,9547
	galen	308-2-V4	18,7690	15,6909	38,9421
	galen	308-3-V5	18,7697	15,6913	38,9418
Kozcağız-I	galen	SR-V1-A	18,7744	15,6948	38,9550
	galen	SR-V1-B	18,7655	15,6919	38,9450
	galen	SR-V1-E	18,7708	15,6961	38,9584
Kozcağız-II	galen	SR-S-4(2)	18,7699	15,6918	38,9445
Alandere	galen	ÇK-1	18,7761	15,6957	38,9572
	kalkopirit	ÇK-3	18,7751	15,6953	38,9569
	galen	ÇK-4	18,7717	15,6930	38,9479
Tepetarla	galen	KKY-19	18,7698	15,6916	38,9436
Soğucak Skarnı	pirit	SS-3	18,7704	15,6912	38,9434
	pirit	SS-6-2	18,7691	15,6919	38,9418
Alankaya	manyetit	TS-3	18,7690	15,6886	38,9305

Çalışma alanındaki magmatik kayaçların yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları ile düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranları normal dalma-batma ile oluşan magmalarla uyumluluk göstermekte ve muhtemelen direk kıtasal malzemenin dalması ile gerçekleşen bir kirlenmeye işaret etmektedir (Ersoy ve Palmer, 2013).

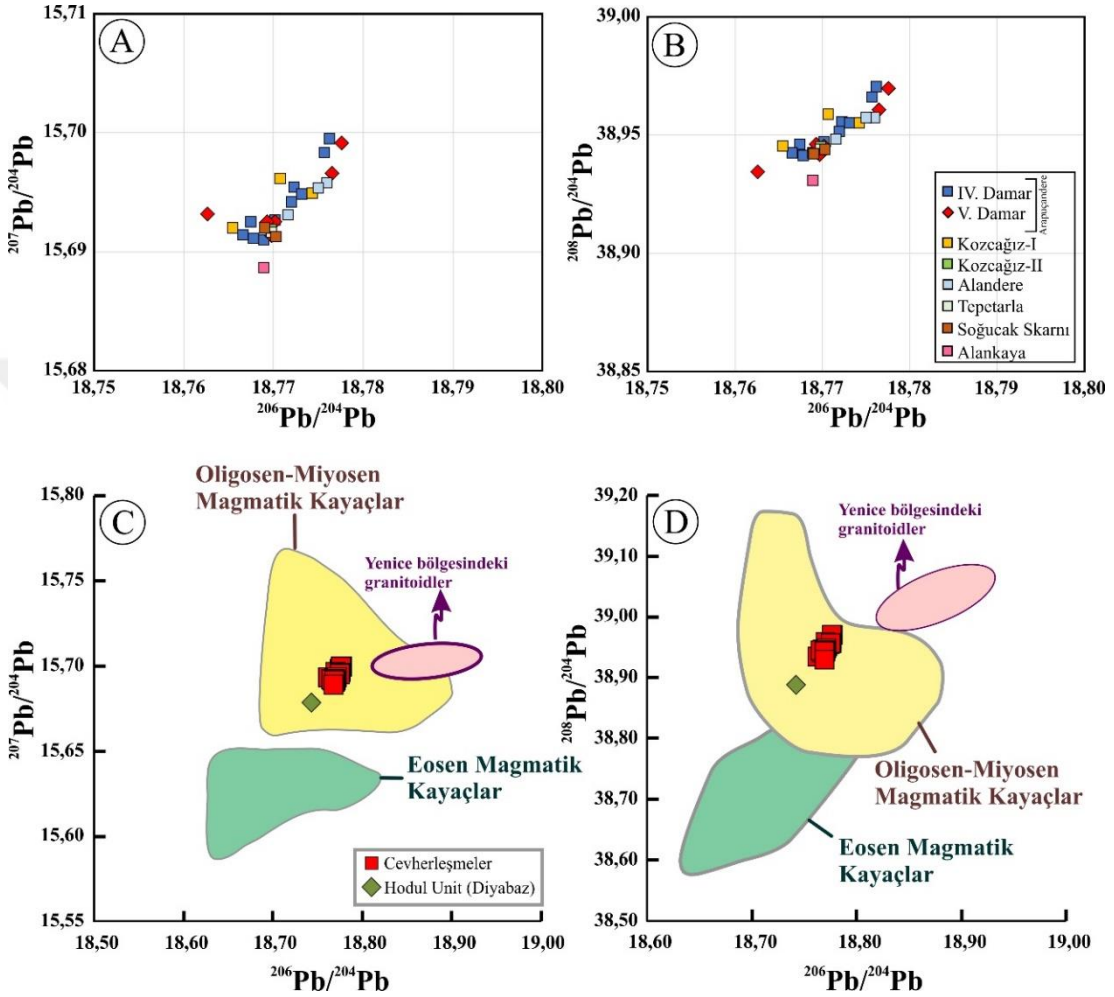


Şekil 6.4 Çalışma alanındaki magmatik ve volkanik kayalara ait tüm kaya Pb izotoplarından oluşturulan (A) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve (B) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramları. Magmatik kayalara ait alanlar Marchev ve diğer. (2004), Chakrabarti, Basu ve Ghatak (2012), Altunkaynak ve Dilek (2013), Gülmez, Genç, Keskin ve Tüysüz (2013) ve Ersoy ve Palmer (2013)'den derlenmiştir. Plumbotektonik modele ait üst kabuk ve orojenik eğriler Zartman ve Doe (1981)'den alınmıştır

Cevherleşmelere ait Pb değerleri çok dar bir alana düşmektedir. Genel olarak, cevherleşmelere ait $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri sırasıyla 18,7626 ila 18,7776, 15,6886 ila 15,6994 ve 38,9305 ila 38,9700 arasında değişen nispeten homojen Pb izotop bileşimleri sergilemektedir (Tablo 6.3). Arapuçandere cevherleşmesinde, IV. ve V. damaralarına ait galen örnekleri 18,7626 ila 18,7776 arasında değişen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri, 15,6909 ila 15,6994 arasında değişen $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri ve 38,9343 ila 38,9700 arasında değişen $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri ile çok benzer Pb izotop oranlarına sahiptir (Şekil 6.5A-B). Alankaya cevherleşmesi hariç, bölgedeki diğer tüm cevherleşmeler Arapuçandere yatağında gözlenen Pb izotop oranları aralığında yer almaktadır.

Kozcağız-II ve Tepetarla'da gözlenen Pb-Zn cevherleşmeleri neredeyse tamamen aynı Pb izotopik değerlere sahiptir. Benzer şekilde, Soğucak sokulumunun kenar fasiyesinde yer alan Fe-skarn bu iki cevherleşmelerle benzerlik sunmaktadır. Ancak, diğer Fe-skarn cevherleşmesi olan Alankaya hepsinden farklı olarak düşük Pb izotopik değerlere sahiptir (Şekil 6.5A-B). Çalışma alanındaki kayalar ile cevherleşmeler ait Pb izotop oranları kıyaslandığında (Şekil 6.5C-D), benzer Pb izotopik bileşimlere sahip oldukları gözlenmektedir. Çok küçük bir alanda kümelenmiş olan kurşun izotop

değerleri, önceki çalışmalarda belirlenmiş Oligosen yaşlı magmatik kayaların kurşun izotop alanları içerisinde kalmaktadır (Marchev ve diğer., 2004; Chakrabarti ve diğer., 2011; Gülmez ve diğer., 2013; Ersoy ve Palmer, 2013).



Şekil 6.5 Çalışma alanındaki cevherleşmelere ait tüm kaya Pb izotoplarından oluşturulan (A-C) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve (B-D) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramları. Magmatik kayalara ait alanlar Marchev ve diğer. (2004), Chakrabarti ve diğer. (2012), Altunkaynak ve Dilek (2013), Gülmez ve diğer. (2013) ve Ersoy ve Palmer (2013)'den derlenmiştir

6.3 Oksijen ve Hidrojen İzotop Jeokimyası

Duraylı izotop çalışmaları hidrotermal akışkanların kökenini, evrimini, doğasını ve bu sıvıların yan kayaç ile olan etkileşimlerinin evrimini anlayabilmek için faydalı veriler sağlamaktadır (Taylor, 1979). Oksijen en bol bulunan elementtir. Hidrojen ise su molekülünde oksijene eşlik etmektedir. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve D/H oranları (D, hidrojen ağır

izotopu olan döteryum) hidrotermal akışkanların kökenini ve doğasını temsil eden etkili indikatörlerdir (Taylor, 1979; Faure, 1986). Duraylı izotop analizleri sonucunda elde edilen izotopik değerler seçilen bir standartta göre rapor edilir. Genellikle standart olarak, hidrojen ve oksijenin $\delta^{18}\text{O}=0$ ve $\delta\text{D}=0$ olduğu ön görülen standart ortalama okyanus suyuna (SMOW) göre analizler gerçekleştirilmektedir. δ ile ifade edilen izotopik bileşim, “ $\delta=(R_{\text{örnek}}/R_{\text{standart}}-1) \times 1000$ ” formülü ile bulunmaktadır. Formülde yer alan R değeri $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ve D/H izotop oranlarına karşılık gelmektedir. Böylece, pozitif veya negatif değerler standart ile ilgili olarak zenginleşmeyi veya azalmayı göstermektedir (Taylor, 1979).

Çalışma alanında yer alan Sofular, Soğucak-Taztepe, Karaköy bölgelerinden ve Arapuçandere maden sahasında yer alan I-II-IV-V nolu damarlara ait kuvars (20 adet) ve kil (5 adet) minerallerinden oluşan toplam 25 adet örneğin oksijen ve hidrojen izotop analizleri gerçekleştirilmiştir.

Cevherleşmelere ve alterasyonlara ait kuvars ve kil minerallerindeki oksijen ve hidrojen izotopik bileşimler standart ortalama okyanus suyuna (Standart Mean Oceanic Water-SMOW) göre analiz edilmiştir. Hidrotermal çözeltileri oluşturan akışkanın oksijen ve hidrojen izotopik bileşimlerini hesaplamak için denge halindeki suyun izotopsal ayırılma faktörünü belirleyen $1000 \ln \alpha$ formülü ile hesaplanarak $\delta\text{O}_{\text{H}_2\text{O-kil}}$ ve $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-kil}}$ değerleri elde edilmiştir.

Kuvars örneklerine ait hidrojen izotop sonuçları, kristallerde doğrudan hidrotermal çözeltilere ait olmasından dolayı herhangi bir hesaplama işlemi yapılmamıştır. Kuvars örnekleri için oksijen izotopik ayırılma faktörü ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$) sıvı kapanımlardan elde edilen ortalama homojenleşme sıcaklıkları esas alınarak, Clayton, O’Neil ve Mayeda (1972)’nin geliştirmiş olduğu denklem kullanılarak hesaplanmıştır.

Karaköy ve Taztepe-Soğucak bölgelerine ait illit, dikit, alünit, smektit ve kaolinit minerallerinden oluşan örneklerin oksijen ve hidrojen izotopik ayırılma faktörünü ($\delta^{18}\text{O}_{\text{kil}}$ ve $\delta\text{D}_{\text{kil}}$) hesaplamak için sıvı kapanımlardan elde edilen ortalama homojenleşme sıcaklıkları esas alınarak Sheppard ve Gilg (1996)’in killer için

geliştirmiş olduğu denklem kullanılmıştır. Oksijen ve hidrojen izotop analizleri sonucunda elde edilen değerler Tablo 6.4 ve 6.5'te verilmiştir.

Arapuçandere cevherleşmesi belirgin bir şekilde δO_{H_2O} değerlerinde izotopik zonlanma deseni sunmaktadır (Şekil 6.6). Cevherleşmenin I. ve II. damarlarına ait yüzey örnekleri -1,0 ve -1,7 ‰ (sırasıyla) δO_{H_2O} izotopik değerlere sahiptir. Günümüzde aktif olarak işletilen IV. ve V. damarların yüzeye yakın 308 m katından alınan örnekler daha düşük (sırasıyla, -2,6 ve -3,7 ‰) δO_{H_2O} izotopik değerlere sahiptir. Benzer olarak, IV. damara ait δD_{H_2O} izotopik değerler -2,6 ila 0,9 ‰ arasında değişmekte ve yüzeye yakın katlardan (308 ve 275 m) alt katlara doğru (240, 200, 160 ve 120 m) artan bir δD_{H_2O} izotopik zonlanma deseni sunmaktadır. Cevherleşmenin V. damarına ait δO_{H_2O} değerleri -3,7 ila -4,2 ‰ arasında değişmekte olup, dar bir δO_{H_2O} aralığı sunmaktadır (Şekil 6.6).

Tablo 6.4 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait oksijen izotop değerleri

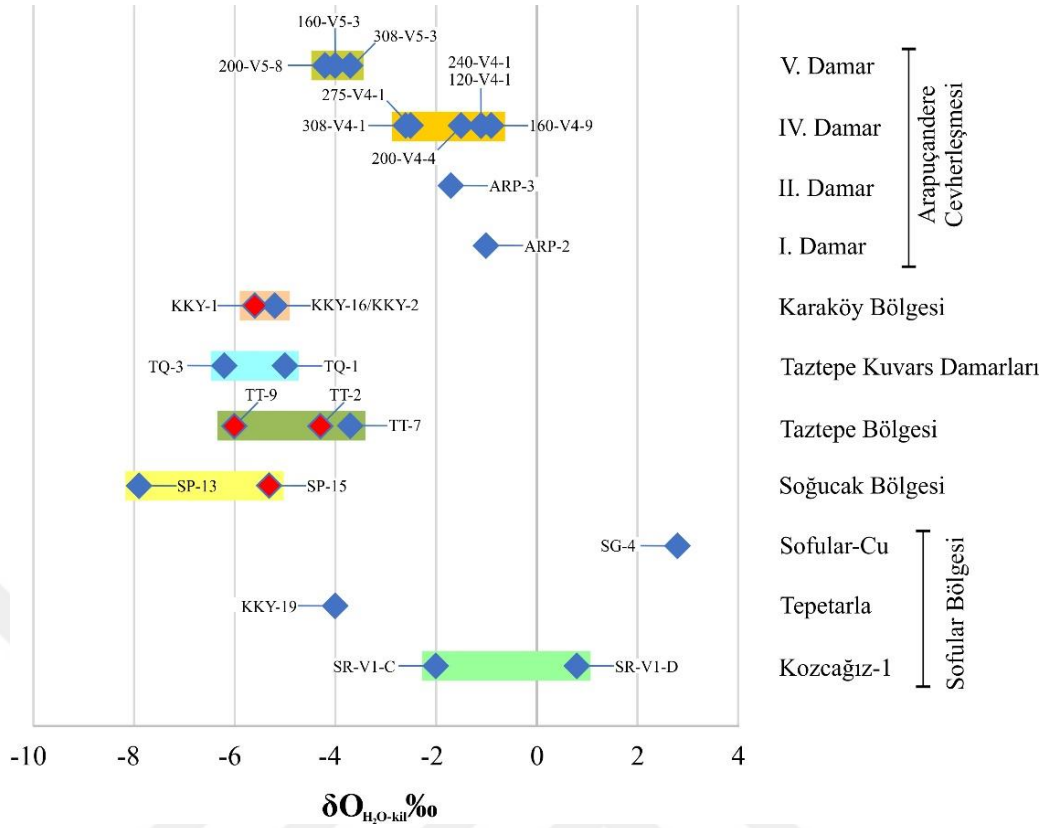
Lokasyon		Örnek No	Sıcaklık	$\delta O_{SMOW}‰$	1000lnn	$\delta O_{H_2O-kil}‰$
Sofular Bölgesi	Kozcağız-I	SR-V1-C	282,2	5,6	7,6	-2,0
		SR-V1-D	296,5	7,8	7	0,8
	Tepetarla	KKY-19	279,9	3,7	7,7	-4,0
	Sofular-Cu	SG-4	369,9	7,6	4,8	2,8
Soğucak Bölgesi	Soğucak Porfiri	SP-13	215,8	2,8	10,7	-7,9
		SP-15	215,8	5,4	10,7	-5,3
	Taztepe Bölgesi	TT-2	239,6	5,2	9,5	-4,3
		TT-7	239,6	5,8	9,5	-3,7
		TT-9	239,6	3,5	9,5	-6,0
	Kuvars Damarı-1	TQ1	263,5	3,3	8,3	-5,0
	Kuvars Damarı-3	TQ3	266,5	2,0	8,2	-6,2
Karaköy Bölgesi	Porfiri	KKY-1	247,0	3,5	9,1	-5,6
		KKY-2	247,0	3,9	9,1	-5,2
	Kuvars Damarı	KKY-16B	247,0	3,9	9,1	-5,2
Arapuçandere Cevherleşmesi	I. Damar	ARP-2	277,6	6,7	7,7	-1,0
	II. Damar	ARP-3	278,0	6,0	7,7	-1,7
	IV. Damar	308-V4-1	280,3	5,0	7,6	-2,6
		275-V4-1	280,3	5,1	7,6	-2,5
		240-V4-1	322,5	5,0	6,1	-1,1
		200-V4-4	322,5	4,6	6,1	-1,5
		160-V4-9	303,0	5,9	6,8	-0,9
		120-V4-1	299,3	5,8	6,9	-1,1
	V. Damar	308-V5-3	257,6	4,9	8,6	-3,7
		200-V5-8	270,5	3,8	8,0	-4,2
		160-V5-3	295,1	3,1	7,1	-4,0

Tablo 6.5 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait hidrojen izotop değerleri

Lokasyon		Örnek No	Sıcaklık	δD_{SMOW} ‰	δD_{kil} ‰	1000ln p	δD_{H_2O-kil} ‰
Sofular Bölgesi	Kozcağız-I	SR-V1-C	282,2	-56			
		SR-V1-D	296,5	-67			
	Tepetarla	KKY-19	279,9	-62			
	Sofular-Cu	SG-4	369,9	-66			
Soğucak Bölgesi	Soğucak Porfiri	SP-13	215,8	-70			
		SP-15	215,8		-88	-16,9	-71,5
	Taztepe Bölgesi	TT-2	239,6		-90	-16,1	-74,4
		TT-7	239,6	-81			
		TT-9	239,6		-92	-16,1	-76,0
	Kuvars Damarı-1	TQ1	263,5	-61			
	Kuvars Damarı-3	TQ3	266,5	-74			
Karaköy Bölgesi	Porfiri	KKY-1	247,0		-85	-15,8	-69,3
		KKY-2	247,0		-73	-15,8	-56,9
	Kuvars Damarı	KKY-16B	247,0	-60			
Arapuçandere Cevherleşmesi	I. Damar	ARP-2	277,6	-76			
	II. Damar	ARP-3	278,0	-86			
	IV. Damar	308-V4-1	280,3	-88			
		275-V4-1	280,3	-84			
		240-V4-1	322,5	-79			
		200-V4-4	322,5	-70			
		160-V4-9	303,0	-90			
		120-V4-1	299,3	-58			
		308-V5-3	257,6	-73			
	V. Damar	200-V5-8	270,5	-50			
		160-V5-3	295,1	-72			

Karaköy bölgesindeki fillik-arjilik alterasyon zonundan alınan KKY-1 ve KKY-2 nolu kil örneklerine ait δO_{kil} izotopik değerler -5,6 ve -5,2 ‰ (sırasıyla) olup, dar bir izotopik δO_{kil} aralığı sunmaktadır (Şekil 6.6). Alterasyon zonlarının içinde gözlenen kuvars damarından (KKY-16B) elde edilen -5,2 ‰ δO_{H_2O} değeri, killere ait δO_{kil} değerlerine benzer bir δO_{H_2O} izotopik değere sahiptir.

Yenice yöresindeki en düşük δO_{H_2O} izotopik değer, Soğucak alterasyon zonunda yer alan kuvars damarcığına ait SP-13 örneğinden (-7,9 ‰) elde edilmiştir (Şekil 6.6). Soğucak bölgesindeki propilitik alterasyon zonunu temsil eden ve baskın olarak illit, çok daha az oranda alünit-kaolinit içerikli SP-15 nolu kil örneği kuvarstan elde edilen δO_{H_2O} izotopik değere yakın bir δO_{kil} izotopik değere (-5,3 ‰) sahiptir.



Şekil 6.6 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelerine ait δO_{H_2O-Kil} değerlerini gösteren diyagram. Kırmızı semboller killere ait δO_{kil} değerlerini, mavi semboller kuvarsa ait δO_{H_2O} değerlerini temsil etmektedir

Taztepe bölgesine ait TT-2 ve TT-9 nolu iki adet kil örneği -4,3 ve -6,0 ‰ δO_{kil} izotopik değerlere sahiptir. Baskın olarak illit ve çok daha az oranda smektit-dikit-kaolinit içerikli TT-2 ve TT-9 nolu örnekler, Soğucak bölgesindeki kil örneğinden (SP-15) elde edilen δO_{kil} değerine benzerlik göstermektedir. Aynı bölgenin ağsal kuvars damarcıklarından (TT-7) elde edilen -3,7 ‰ δO_{H_2O} izotopik değer, TT-2 nolu kil örneğinden elde edilen δO_{kil} değeri ile yakındır. Taztepe ve Soğucak bölgeleri arasında yer alan TQ-1 ve TQ-3 nolu kuvars damarlarına ait -5,0 ve -6,2 ‰ δO_{H_2O} izotopik değerler (sırasıyla) dar bir aralık sunmakta ve TT-7 ile SP-13 nolu örneklerle ait δO_{H_2O} izotopik değer aralığı içinde yer almaktadır.

Yenice yöresindeki en yüksek 2,8 ‰ δO_{H_2O} izotopik değer, Sofular bölgesinde yer alan Sofular-Cu cevherleşmesine ait kuvarslardan elde edilmiştir (Şekil 6.6). Sofular bölgesindeki en düşük δO_{H_2O} izotopik değer Tepetarla cevherleşmesine ait kuvarslarda (-4,0 ‰) analiz edilmiştir. Aynı bölgede yer alan Kozcağız-I cevherleşmesine ait iki

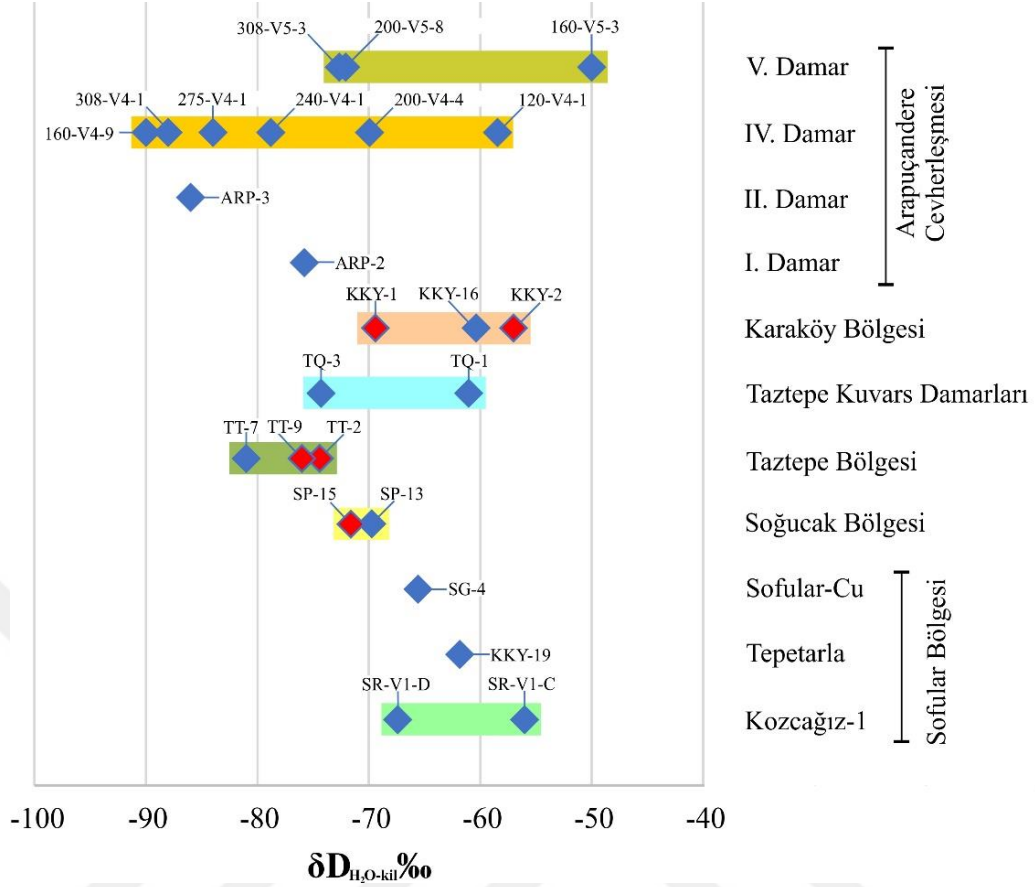
adet kuvars örneğinden (SR-V1-C ve SR-V1-D) 0,8 ve -2,0‰ δO_{H_2O} izotopik değerler elde edilmiştir. Bu değerler, Sofular-Cu ve Tepetarla cevherleşmelerine ait δO_{H_2O} izotopik değer aralığı içinde yer almaktadır (Şekil 6.6).

Arapuçandere cevherleşmesinin I. (ARP-2) ve II. (ARP-3) damarlarına ait yüzey örnekleri ile IV. damarın en üst kotunu temsil eden 308-V4-1 nolu örnek kıyaslandığında, II. damardan IV. damara doğru azalan (sırasıyla -76 ‰, -86 ‰ ve -88 ‰) δD_{H_2O} izotopik bir zonlanma deseni sunmaktadır (Şekil 6.7). Benzer olarak, IV. damarın katlarından (308 m'den 120 m kotuna doğru) elde edilen δD_{H_2O} izotopik değerler kendi içlerinde de bir zonlanma göstermektedir. Bu damar üst kottan alt kota doğru, -88 ila -58 ‰ arasında değişmekte ve δD_{H_2O} izotopik değerlerinde bir artış gözlenmektedir. Galerinin 160 kotundan alınan 160-V4-9 nolu örnek ise katlar arasında en düşük (-90 ‰) δD_{H_2O} izotopik değeri ile bu zonlanma desenine uymamaktadır.

Arapuçandere cevherleşmesinin V. damarı farklı δD_{H_2O} izotopik değerler sunmakta olup, bu değerler -50 ila -73 ‰ arasında değişmektedir. Damarın üst kotlarına ait 308-V5-3 ve 200-V5-8 nolu örnekler, diğer damarların üst kotlarına ait zonlanma desenine uymamakta ve en düşük (-73 ‰) δD_{H_2O} izotopik değerine sahiptir. Damarın üst ve alt kotları arasında da net bir zonlanma gözlenmemektedir.

Karaköy bölgesindeki fillik-arjilik alterasyona ait KKY-1 ve KKY-2 nolu örneklerle ait killerden elde edilen δD_{kil} izotopik değerler sırasıyla -69,3 ve -56,9 ‰ değerlerine sahiptir. Genel olarak bakıldığında dar bir δD_{kil} aralığı sunmaktadır. Alterasyon zonlarının içinde bulunan kuvars damarından elde edilen -60 ‰ δD_{H_2O} izotopik değeri, killere ait δD_{kil} izotopik bileşim aralığı içinde kalmaktadır.

Soğucak porfirisinin doğusunda gözlenen kuvars damarına ait SP-13 nolu örneğin δD_{H_2O} izotopik değeri -70 ‰ olarak elde edilmiştir. Propilitik alterasyon zonuna ait SP-15 nolu örnek, kuvarstan elde edilen δD_{H_2O} izotopik değere çok yakın δD_{kil} değeri (-71,5 ‰) vermektedir.



Şekil 6.7 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelerine ait δD_{H_2O-Kil} değerlerini gösteren diyagram. Kırmızı semboller killere ait δD_{kil} değerlerini, mavi semboller kuvarsa ait δD_{H_2O} değerlerini temsil etmektedir

Soğucak porfirisinin doğusunda yer alan Taztepe bölgesine ait TT-2 ve TT-9 nolu iki adet kil örneği -74,4 ve -76,6 ‰ δD_{kil} izotopik değerlere sahiptir. Bu değerler, Soğucak bölgesinde elde edilen kilde görülen δD_{kil} izotopik değerine yakındır. Aynı bölgenin ağsal kuvars damarcıklarından (TT-7) elde edilen -81 ‰ δD_{H_2O} izotopik değer, göreceli olarak killerden az daha düşüktür. Soğucak ve Taztepe arasında gözlenen ve konum olarak yaklaşık 15 m uzaklık mesafesi olan kuvars damarlarından 3 nolu damar (TQ-3) killerin δD_{kil} izotopik değerleri ile büyük benzerlik sunarken (-74 ‰), 1 nolu damar daha yüksek (-61 ‰) δD_{H_2O} izotopik değere sahiptir (Şekil 6.7). Son olarak, Sofular bölgesinde yer alan cevherleşmelerdeki kuvars minerallerinden elde δD_{H_2O} izotopik değerler -67 ila -56 ‰ arasında değişmektedir. Bu maksimum ve minimum değerler Kozcağız-I cevherleşmesinden elde edilmiştir. Sofular-Cu (-66‰) ve Tepetarla (-62‰) cevherleşmeleri, Kozcağız-I’den elde edilen δD_{H_2O} izotopik değer aralığında yer almaktadır (Şekil 6.7).

6.4 Kükürt İzotop Jeokimyası

Sülfür minerallerinin ve/veya sulu kükürt türlerinin fazlar arası tercihli olarak ayrışma sonucu S izotopik fraksiyonlaşması gerçekleşmektedir (Seal, 2006). Bu durum, ilişkili bileşiklerin izotopik kompozisyonunda varyasyonlara neden olmakta ve oluşum kökeni hakkında önemli veriler sağlamaktadır. Varyasyonlar, sıcaklık farklılıklarından veya daha da önemlisi sülfür üzerine etki eden yükseltgenme ve indirgenme tepkimelerinden kaynaklanmaktadır. Yükseltgen ve indirgen reaksiyonlar, yüksek sıcaklıkta magmatik koşullarda, orta sıcaklıklarda hidrotermal sistemlerde ve düşük sıcaklıklarda sedimanter diyajenez gibi koşullarda meydana gelmektedir. Yüksek sıcaklıklarda reaksiyonlar denge koşullarında meydana gelirken, düşük sıcaklıklarda gerçekleşen reaksiyonlarda denge görülmemektedir (Seal, 2006). Yenice yöresinde yer alan Sofular, Soğucak bölgelerinden, Alandere distal skarn ve Arapuçandere maden sahasındaki I-IV-V damarlara ait galen, sfalerit, kalkopirit ve pirit minerallerinden toplam 25 adet kükürt izotop analizi gerçekleştirilmiştir. Kükürt izotop analizleri sonucunda elde edilen değerler Tablo 6.6'da verilmiştir.

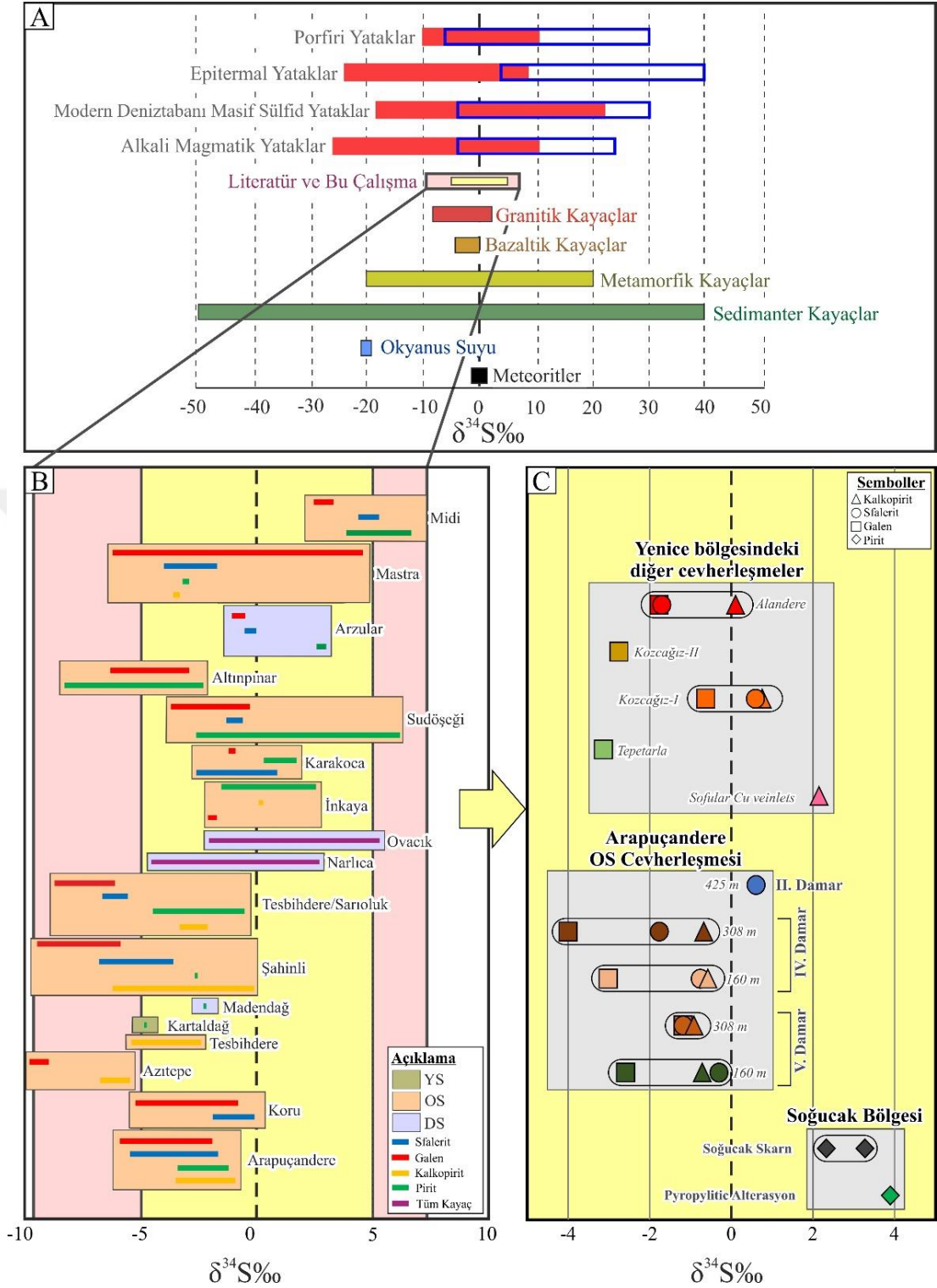
Sülfidlerin genel $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -4,0 ila 3,9 ‰ arasında değişmekte (Şekil 6.8) ve dikkat çekiçi bir şekilde 0 ± 5 ‰ tipik magmatik kayalar temsil eden aralık etrafında kümelenmektedir (Chaussidon, Albarede ve Sheppard, 1989; Labidi, Cartigny ve Jackson, 2015; Hutchison, Finch ve Boyce, 2020). En yüksek +3,9 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ değeri, Soğucak porfirinin iç piropilitik zonundan alınan pirit örneğinden elde edilmiştir. Soğucak skarnından alınan 2 adet masif pirit örneğinin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri +2,3 ila 3,33 ‰ arasında değişmektedir.

Arapuçandere cevherleşmesindeki sülfidlerin ortalama $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -4,0 ila 0,3 ‰ arasında değişmekte olup, II. damardaki sfalerit örneğinden sadece +0,6‰ pozitif $\delta^{34}\text{S}$ değeri gözlenirken, IV. ve V. damarlardaki galen, sfalerit ve kalkopirit örnekleri sırasıyla -4,0 ila -1,2 ‰, -1,8 ila -0,3 ‰ ve -0,9 ila -0,6 ‰ arasında değişen negatif $\delta^{34}\text{S}$ değer aralığı sergilemektedir. Genel olarak, Arapuçandere cevherleşmesi dar ve homojen bir $\delta^{34}\text{S}$ değer aralığına sahiptir (Şekil 6.8).

Tablo 6.6 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait $\delta^{34}\text{S}\%$ değerleri ve hesaplanmış sülfidlerle dengede $\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}\text{-}\delta^{34}\text{S}$ değerleri

Cevherleşme	Örnek No	$\delta^{34}\text{S}\text{-Sülfid } (\%)$				$\delta^{34}\text{S}\text{-H}_2\text{S } (\%)^a$				Sıcaklık ^b (°C)
		Galen	Sfalerit	Kalkopirit	Pirit	Galen	Sfalerit	Kalkopirit	Pirit	
Arapuçandere	II. Damar	ARP-3		0,6		0,3				
	IV. Damar	160-V4-9	-3,0	-0,8	-0,6	-1,1	-1,1	-0,4		295,9
		308-V4-1	-4,0	-1,8	-0,7	-1,9	-2,1	-0,5		297,8
	V. Damar	160-V5-3	-2,6	-0,3	-0,7	-0,6	-0,6	-0,6		292,3
		308-V5-3	-1,2	-1,2	-0,9	1,1	-1,5	-0,7		Dengede değil
Alandere	ÇK-2			0,1				0,2 to 0,3		
	ÇK-4	-1,8	-1,7			-0,5 to 0,5	-2,1 to -1,9			Dengede değil
Sofular-Cu	SG-4			2,2				2,3		
Tepetarla	KKY-19	-3,1				-1,1				
Kozcağız-I	SR-V1-A	-0,6	0,6	0,8		1,6	0,2	0,9		Dengede değil
Kozcağız-II	SR-S-4	-2,7								
Soğucak Porfiri	SP-2				3,9				2,2	
Soğucak Skarn	SS-3				3,3				2,7	
	SS-6-3				2,3				1,7	

^a Ohmoto ve Rye (1979)'un denklemlerinden hesaplanan sülfidlerle dengede $\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}\text{-}\delta^{34}\text{S}$ değerleri^b Ohmoto ve Rye (1979)'un dengeli izotopik fraksiyonlaşma faktörleri esas alınarak hesaplanmış sfalerit-galen çifti sıcaklık değerleri



Bölgedeki diğer cevherleşmelere ait sülfidler -3,2 ile 2,2 ‰ arasında değişen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine sahiptir (Şekil 6.8). Sofular sokulumunda yer alan plüton içi bakırca zengin kuvars damarı 2,2 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ değerine sahiptir. Kozcağız-I epitermal damarından alınan sülfidlerden galen -0,6 ‰, sfalerit 0,6 ‰ ve kalkopirit 0,8 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile sınırlı bir kükürt izotopik bileşim çeşitliliği sergilemektedir. Kozcağız-II distal skarn ve Tepetarla epitermal cevherleşmelerinden analizleri gerçekleştirilen 2 adet galen örneği sırasıyla -2,7 ve -3,1 ‰ $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile benzer negatif kükürt izotop bileşimlerine sahiptir. Bölgenin güneyinde yer alan Alandere distal skarnındaki sülfidlerden -1,8 ila 0,1 ‰ arasında değişen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri elde edilmiştir (Şekil 6.8). Yenice yöresindeki birçok farklı cevherleşmeden elde edilen sülfidlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, önceki çalışmalardan derlenen Biga Yarımadası'ndaki epitermal yataklara ait $\delta^{34}\text{S}$ değer aralığı içinde yer almaktadır (Şekil 6.8).

6.5 Demir İzotop Jeokimyası

Hafif izotoplar olan H, C, O ve S maden yataklarının kökenini izlemek amacıyla birçok çalışmada kullanılmış ve halen kullanılmaktadır. Bununla beraber bu elementler metalojenik olmayıp, farklı tektonik yerleşimlerde bulunan magmatik hidrotermal sistemlerde farklı değerler sunmaları nedeniyle metallerin gerçek kökeni hakkında sınırlı bilgi vermektedirler (Yao ve diğer., 2016; Zhu, Zhang, Zhao ve He, 2016; Wang ve diğer., 2017; Mathur ve Wang, 2019). Metallerin duraylı izotopları (Cu, Fe, Mg, Cr, Zn ve Mo gibi) kökene yönelik daha ayrıntılı bilgiler vermektedir.

Demir izotopları duraylı izotoplar olup, birçok mineralin kristal kafes yapısına girebilmesi nedeniyle, farklı jeolojik problemlerin çözülmesinde kullanılabilmektedir. Demir izotopları, 90'lı yıllardan itibaren maden yatakları ile ilgili problemlerin çözümünde kullanılmaya başlanmıştır (Johnson, Beard, Beukes, Klein ve O'Leary, 2003; Dauphas ve diğer., 2004; Markl, Wagner ve Blanckenburg, 2006a; Whitehouse ve Fedo, 2007; Li, Zhu ve Tang, 2008a; Li, Zhu, Tang ve Li, 2008b; Yan, Zhu, Tang ve Zhu, 2010)

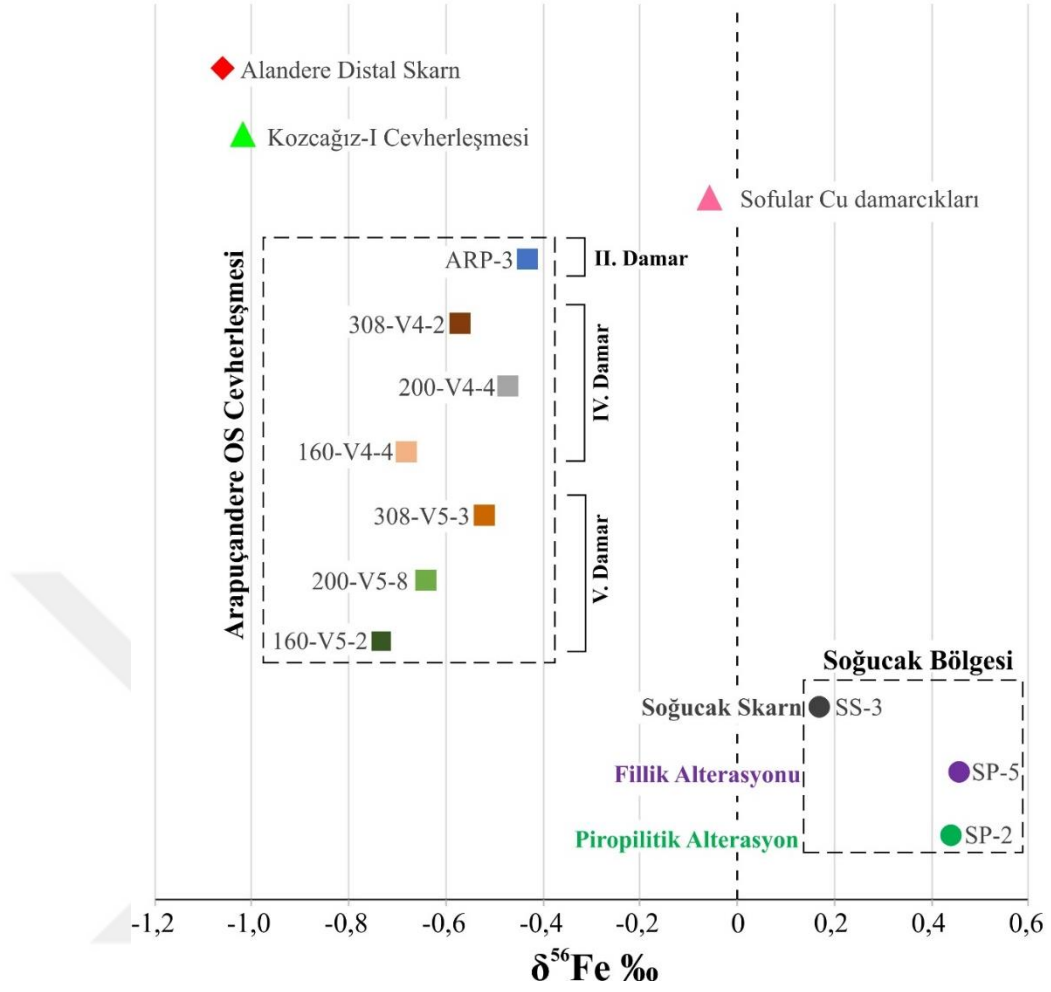
Yenice yöresindeki cevherleşmelere ait pirit ve kalkopirit minerallerinden toplam 13 adet demir izotop analizi gerçekleştirilmiştir. Demir izotop analizleri sonucunda elde edilen değerler Tablo 6.7’de verilmiştir.

Soğucak porfiri alterasyonu ve skarn, çalışma alanındaki en yüksek $\delta^{56}\text{Fe}$ değerlerine sahip olup, iç piropilitik ve fillik alterasyon zonlarından gelen saçınım pirit örnekleri sırasıyla +0,44 ve +0,46 ‰ $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri gözlenirken, Soğucak skarnından alınan masif pirit örneği +0.17 ‰ $\delta^{56}\text{Fe}$ değerine sahiptir (Şekil 6.9).

Arapuçandere'den alınan örnekler -0,73 ila -0,43 ‰ arasında değişen dar bir $\delta^{56}\text{Fe}$ aralığı sergilemektedir (Şekil 6.9). Arapuçandere madeninin kuzeyinde bulunan II. damarından alınan yüzey örneğinde en yüksek -0,43 ‰ $\delta^{56}\text{Fe}$ değeri elde edilmiştir. Cevherleşmenin IV. damarındaki $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri en alt kotta -0,68 ‰ ila en üst kotta -0,57 ‰ arasında değişmekte ve orta kattan alınan örnek ise damardaki en yüksek -0,47 ‰ $\delta^{56}\text{Fe}$ değerine sahiptir. Cevherleşmenin V. damarının en alt kotu damardaki en düşük -0,73 ‰ $\delta^{56}\text{Fe}$ değerine sahipken, orta ve üst kotlardan alınan örneklerden sırasıyla -0,64 ‰ ve -0,52 ‰ $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri elde edilmiştir.

Tablo 6.7 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait $\delta^{56}\text{Fe}$ ve $\delta^{57}\text{Fe}$ analiz sonuçları

Cevherleşme	Örnek No	Mineral	$\delta^{57}\text{Fe}$ ‰	$\delta^{56}\text{Fe}$ ‰	
<u>Arapuçandere Maden Yatağı</u>	II. Damar	ARP-3	Pirit	-0,63	-0,43
	IV. Damar	160-V4-4	Pirit	-0,99	-0,68
		200-V4-4	Pirit	-0,71	-0,47
		308-V4-2	Pirit	-0,86	-0,57
	V. Damar	160-V5-2	Pirit	-1,04	-0,73
		200-V5-8	Pirit	-0,93	-0,64
		308-V5-3	Pirit	-0,75	-0,52
	Alandere	ÇK-2	Kalkopirit	-1,41	-1,06
Sofular Cu	SG-4	Kalkopirit	-0,07	-0,06	
Kozcağız-I	SR-V1-C	Kalkopirit	-1,41	-1,02	
Soğucak Porfiri	SP-2	Pirit	0,71	0,44	
	SP-5	Pirit	0,66	0,46	
Soğucak Skarn	SS-3	Pirit	0,23	0,17	



Şekil 6.9 Çalışma alanındaki cevherleşmelere ait pirit ve kalkopirit minerallerindeki $\delta^{56}\text{Fe}$ izotop değişimleri

Bölgedeki diğer cevherleşmelerin $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri incelendiğinde (Şekil 6.9), Sofular sokulumunda yer alan plüton için Cu cevherleşmesine ait -0,06 ‰ değeri, Soğucak skarnı ile Arapuçandere cevherleşmesine ait damarların $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri arasında yer almaktadır. Son olarak, Alandere distal skarn (-1,06 ‰) ve Kozcağız-I epitermal (-1,02 ‰) cevherleşmelerinden bölgedeki en düşük $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri elde edilmiştir (Şekil 6.9).

6.6 Bakır İzotop Jeokimyası

Son yıllarda, maden yatakları üzerinde yapılan çalışmalarda yaygın olarak kullanılan izotoplar içinde bakır izotopları önemli bir yere sahip olmuştur (Graham, Pearson, Jakson, Griffin ve Reilly, 2004; Larson ve diğer., 2003; Li, Jackson ve

Pearson, 2010; Markl, Lahaye ve Schwinn, 2006b; Mathur ve diğer., 2009, 2013; Braxton ve Mathur., 2011; Yao ve diğer., 2016; Wu, Zheng, Wang, Chang ve Tan, 2017). Magmatik hidrotermal sistemlerde bakır izotop fraksiyonlaşmasının ortaya çıkarılması için granitoidlerle ilişkili magmatik hidrotermal sistemler uygun bir ortam olarak kabul edilmektedir (Maher ve Larson, 2007).

Bakır izotopları, cevher oluşturan metallerin taşınması ve kökeninin açıklığa kavuşturulması konusunda önemli bir araç olarak görülmektedir. Ortaç sülfidasyondan düşük sülfidasyona doğru gelişen redoks değişimleri sırasında, bakır izotoplarında saptanan önemli fraksiyonlaşmalar ve farklı tipteki bakır yataklarının ayırtlanmasında önemli bir yöntem olarak ön plana çıkmaktadır (Jiang ve diğer., 2002; Zhu ve diğer., 2002; Fernandez ve Borrok 2009).

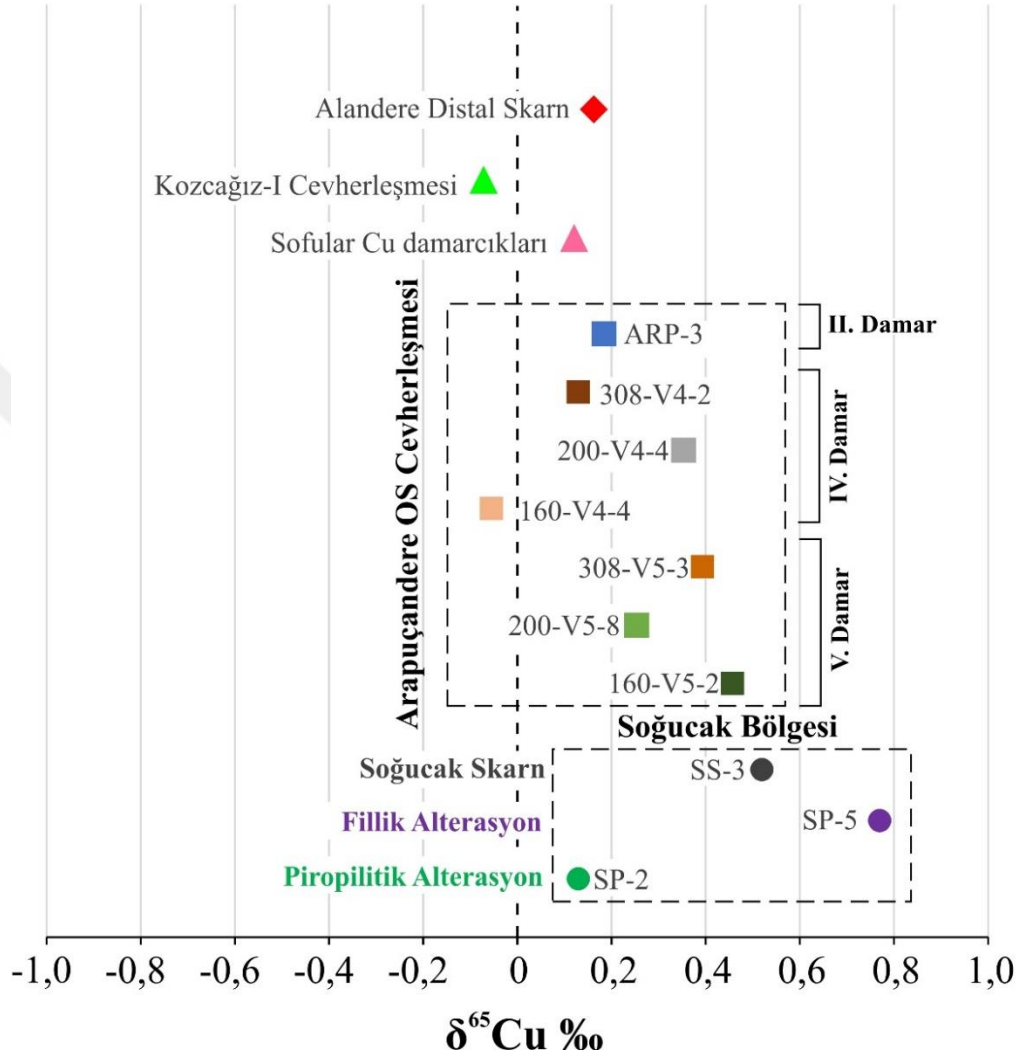
Yenice yöresindeki cevherleşmelere ait pirit ve kalkopirit minerallerinden toplam 13 adet bakır izotop analizi gerçekleştirilmiştir. Bakır izotop analizleri sonucunda elde edilen değerler Tablo 6.8’de verilmiştir.

Tablo 6.8 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait $\delta^{65}\text{Cu}$ analiz sonuçları

Cevherleşme	Örnek No	Mineral	$\delta^{65}\text{Cu}$ ‰	
Arapuçandere Maden Yatağı	II. Damar	ARP-3	Kalkopirit	0,18
	IV. Damar	160-V4-4	Kalkopirit	-0,05
		200-V4-4	Kalkopirit	0,35
		308-V4-2	Kalkopirit	0,13
	V. Damar	160-V5-2	Kalkopirit	0,46
		200-V5-8	Kalkopirit	0,25
		308-V5-3	Kalkopirit	0,39
	Alandere	ÇK-2	Kalkopirit	0,16
Sofular Cu	SG-4	Kalkopirit	0,12	
Kozcağız-I	SR-V1-C	Kalkopirit	-0,07	
Soğucak Porfiri	SP-2	Pirit	0,13	
	SP-5	Pirit	0,77	
Soğucak Skarn	SS-3	Pirit	0,52	

Yenice yöresindeki cevherleşmelerden analiz edilen pirit ve kalkopirit minerallerinin $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri -0,07 ila +0,77 ‰ aralığında yer almaktadır (Şekil

6.10). Genellikle 0 ‰ civarında olan Cu izotopik bileşimler, düşük sıcaklık redoks işlemlerinden (süperjen) etkilenmeyen cevherleşme sistemleri için tipiktir (Mathur ve diğer., 2009).



Şekil 6.10 Çalışma alanındaki cevherleşmelere ait pirit ve kalkopirit minerallerindeki $\delta^{65}\text{Cu}$ izotop değişimleri

Soğucak porfirinin iç piropilitik ve fillik alterasyon zonlarından alınan iki pirit örneği sırasıyla +0,13 ila +0,77 ‰ arasında geniş bir $\delta^{65}\text{Cu}$ aralığı sergilemektedir (Şekil 6.10). Soğucak skarnından alınan pirit örneği (+0,52 ‰), alterasyona ait $\delta^{65}\text{Cu}$ aralığının ortasında bir değere sahiptir.

Arapuçandere yatağındaki II., IV. ve V. damarlarından alınan örneklerin $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri -0,05 ila +0,46 ‰ (ortalama +0,25 ‰) arasında değişmektedir (Şekil 6.10).

Maden sahasındaki II. damardan alınan yüzey örneğinde +0,18 ‰ $\delta^{65}\text{Cu}$ değeri elde edilmiştir. Cevherleşmenin IV. damarının en üst kotundan +0,13 ‰, orta kotundan +0,35 ‰ ve en alt kotundan -0,05 $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri elde edilmiştir. Buna karşılık, V. damarda en yüksek $\delta^{65}\text{Cu}$ değeri cevherleşmenin alt kotunda (+0,46 ‰) gözlenirken, orta ve üst kotlardan alınan örneklerde sırasıyla +0,25 ve +0,39 ‰ $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri elde edilmiştir (Şekil 6.10).

Yenice yöresindeki diğer cevherleşmelerden alınan kalkopirit örneklerinin $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri Kozcağız-I epitermal cevherleşmesi için -0,07 ‰, plüton içi Sofular Cu cevherleşmesi için +0,12 ‰ ve Alandere distal skarnı için +0,16 ‰'dir (Şekil 6.10).



BÖLÜM YEDİ

TARTIŞMA

Biga Yarımadası elliden fazla işletilmekte olan değerli ve baz metal yatak (Koru, Tesbihdere, Balya, Arapuçandere, Kalkım-Handeresi) ve işletme aşamasına gelen porfiri ve epitermal cevherleşmeler (Kartaldağ, Kestanelik, Çataltepe, Kirazlı, Ağı Dağı, TV Tower) nedeniyle Türkiye'nin ve dünyanın önemli metalojenik provenslerinden biridir (Yiğit, 2012; Oyman, 2019; Kuşcu ve diğer., 2019). Bu alanda porfiri ve epitermal sistemler, Eosen'den Miyosen'e kadar uzanan geniş bir zaman aralığında yerleşen plütonlarla ilişkilidir (Richards, 2015; Sánchez ve diğer., 2016; Menant ve diğer., 2018; Kuşcu ve diğer., 2019). Bölgenin toplam altın rezervi yaklaşık olarak 10 milyon ons olarak ön görülmektedir (Yiğit, 2009). Bölge gerek sütur zonları ile ayırt edilen farklı mikro kıta parçalarından oluşması, gerekse bu sütur zonlarını bir araya getiren sıkışma tektoniği ve izleyen evrede gelişen açılma tektoniği nedeniyle magmatik hidrotermal sistemlerin oluşumu için gerekli olan tüm magmatik ve yapısal gerekliliklere sahiptir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve diğer., 1990; Richards, 2015). İki binli yılların başına kadar bu metalojenik provensin önemi yeteri kadar iyi anlaşılamamış olup, ancak bu tarihten sonra modern jeolojik yöntemler kullanılarak yapılan çalışmalar bilimsel literatürde yer almaya başlamıştır (Bozkaya ve Gökçe 2001,; Bozkaya ve diğer., 2008; Bozkaya, 2009; Yılmaz, Oyman, Sönmez, Arehart ve Billor, 2010; Bozkaya, 2011; Bozkaya ve Banks, 2015; Çiçek, Oyman, Özgenç ve Akbulut, 2012; Yiğit 2012; Çiçek, 2013; Çiçek ve Oyman 2016; Kuşcu ve diğer., 2019; Akıska, Demirela, Sayılı, 2013; Akıska, 2020). Maden yataklarının kökeni ile ilgili çözülmesi gereken başlıca problemlerden bazıları metallerin ve bunları getiren hidrotermal çözeltilerin kökeni, özellikleri ve magmatizma ile zamansal ve mekansal ilişkileri olarak sayılabilir.

Biga Yarımadası'nın doğusunda, Yenice ilçesi kuzeyinde yaklaşık 70 km²'lik bir alanı kaplayan çalışma alanında işletilmekte olan tek yatak Arapuçandere epitermal Pb-Zn-Cu±Ag±Au yatağıdır. Bu çalışma kapsamında yeni mineralojik, mikrotermometrik, jeokimyasal ve izotopik veriler elde edilerek Arapuçandere cevherleşmesini oluşturan hidrotermal çözeltinin fizikokimyasal ve kökensel

özellikleri tüm yönleri ile açıklığa kavuşturulmuştur. Çalışma alanında Arapuçandere dışında işletilen bir yatak bulunmamaktadır. Sahada bulunan diğer cevherleşmeler üzerinde üç boyutta örnekleme yapılarak yeni potansiyel cevherleşmeler saptanmış ve bu potansiyel cevherleşmelerin temel mineralojik, mikrotermometrik, kökensel ve jeokimyasal özellikleri ortaya konmuştur.

Saha çalışmaları sırasında, eski MTA haritalarında “cevher zuhuru” olarak belirtilen yüzlekler bulunarak bu cevherleşmeler üzerinde oldukça detaylı mineralojik, petrografik ve jeokimyasal çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bu cevherleşmeleri Alandere, Alankaya, Kozcağız-I, Kozcağız-II ve Sofular cevherleşmeleri olarak sayabiliriz. Tez kapsamında eldeki mevcut jeolojik haritaların revizyonunu yapmak ve tüm alanın maden potansiyelini ortaya koymak amacıyla yapılan saha çalışmaları sırasında, Soğucak, Taztepe ve Karaköy bölgeleri gibi literatürde olmayan cevherleşme odakları bulunmuş ve bu cevherleşme odakları detaylı olarak çalışılarak literatüre kazandırılmıştır. Arapuçandere dışında, Soğucak-Taztepe, Sofular ve Karaköy porfiri-epitermal sistemleri, Alandere distal skarnı, Kozcağız-II distal skarnı ve Kozcağız-I epitermal sistemleri üzerinde detaylı olarak çalışılmış olan değerli metal içerikli cevherleşmelerdir.

7.1 Biga Yarımadası Magmatizması ile İlişkili Maden Yataklarının Jeodinamik Ortamı

Paleotetis ve Neotetis okyanus havzaları, sırasıyla Paleozoyik ve Mezozoyik’te kuzeydeki Laurentia/Laurasia kıtasal kütleleri ile güneydeki Gondvana arasında oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Paleotetis okyanus havzasının ilk kez orta Paleozoyik’te açılmış olduğu üzerine genel bir fikir birliği vardır (Stampfli ve Borel, 2004; Moix ve diğer., 2008). Daha sonra Laurentia ve Gondvana arasındaki yakınsama nedeni ile ilerleyerek yok olduğu ve sonuçta Geç-Paleozoyik’te süper kıta Pangea oluşumu ile sonuçlandığı kabul edilmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Stampfli ve Borel (2004), Geç Triyas’ta Paleotetis’in sadece küçük kalıntılarının kaldığını göstermiştir. Bu zaman aralığında, Neotetis okyanus havzası, Permien-Erken Triyas

aralığında Kimeriyen kıtasal parçalarının Gondvana'nın kuzeyinden ayrılması ile oluşmaya başlamıştır.

Günümüz Türkiye, İran ve Çin'in çekirdeğini oluşturan bu kıtasal parçalar, Paleotetis kapandığında kuzeye doğru itilerek sonunda Geç Triyas-Erken Jurasik'te Laurasia'nın güney kenarına eklenmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Birçok araştırmacı, kıtasal parçaların çarpışmalar ile birbirine eklenerek birleşmelerinin Kretase'de başladığını belirtmektedir (Şengör ve Yılmaz 1981; Dilek ve Moores, 1990; Okay ve diğer., 1996; Okay ve Tüysüz, 1999). Neotetis orojeni Alplerden başlayarak Karpat-Balkanları, Türkiye, İran üzerinden Pakistan, Tibet ve Hindistan'a uzanan 12000 km²'lik bir alana yayılmaktadır (Richards, 2015; Menant ve diğer., 2018; Kuşcu ve diğer., 2019). Batı Anadolu'daki birçok maden yatağı, Eosen'den itibaren başlayan genişlemeli yay-ardı bir ortamda metamorfik domların (Rodop, Kazdağ, Menderes) yükselmesi ile bu domların içinde veya yakınında oluşmuştur (Menant ve diğer., 2018).

Neotetis'in kuzey kollarından Vardar ve İzmir-Ankara havzaları Geç Kretase-Paleosen'de tamamen kapanması sonucu Batı Anadolu'da çarpışma sonrası Senozoyik magmatizması başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Yılmaz ve diğer., 2001; Okay, Tansel ve Tüysüz, 2001). Kalk-alkali ile şoşonitik karakterli bu volkanizma 43 ile 15 My arasında (Orta Eosen ile Orta Miyosen arasında) gerçekleşmiştir. Manto kökenli orojenik magmatik evre için önerilen jeodinamik olaylar; (1) dalma-batma ve ardından dalan dilimin geri çekilmesi (roll-back), (2) dalan dilimin geri çekilmesi veya bu durum gerçekleşmeden çarpışma sonrası genişleme, (3) dalan dilimin kopması (slab break-off) ve (4) levha kopması veya katmanlara ayrılmasıdır (delamination) (Fytikas ve diğer., 1984; Genç, 1998; Aldanmaz ve diğer., 2000; Yılmaz ve diğer., 2001; Marchev ve diğer., 2004; 2010; 2013; Altunkaynak ve Genç, 2008; Karacık ve diğer., 2008; Georgiev ve diğer., 2009; Okay ve Satır, 2000; Altunkaynak ve diğer., 2012a; 2012b; Bonev, Spikings, Moritz, Marchev ve Colligns, 2013; Akal, 2013; Gülmez ve diğer., 2013; Ersoy ve Palmer, 2013; Black ve diğer., 2013; Ersoy, Palmer, Uysal ve Gündoğan, 2014; Aysal, 2015; Kasapoğlu ve diğer., 2016; Ersoy ve diğer., 2017a).

Birçok araştırmacı Oligo-Miyosen magmatik aktivitesini kabuk kopması veya levha kopmasının (delamination) çarpışma sonrası genişleme ile ilişkili olduğunu ve metamorfik çekirdek komplekslerinin yüzeylemesi ile magmatik aktiviteye neden olduğunu önermiştir (Karacık ve Yılmaz, 1998; Genç, 1998; Aldanmaz ve diğer., 2000; Altunkaynak ve diğer., 2012a). Vardar suture zonu boyunca gerçekleşen Geç Kretase-Paleosen çarpışması ardından Rodop, Trakya ve Biga bölgelerindeki jeodinamik rejim kabuksal birikim, dalmanın güneybatıya doğru göçmesi ve ilişkili genişleme işlevlerini içermektedir (Ersoy ve diğer., 2017a ve referanslar içinde). Geç Kretase-Eosen'de, Avrasya kenarı boyunca birkaç kıta bloğunun yitimi ve yığılması meydana gelmiş ve üstteki levhada sıkışma tektoniği gerçekleşmiştir. Bu durum magmatik-hidrotermal aktivitede ani bir düşüşe neden olmuştur (Menant ve diğer., 2018). Bu evrede Paleosen yaşlı herhangi bir cevherleşme görülmemektedir. Menant ve diğer. (2018), mantoda sulu kısmi ergimenin ve metal hareketliliğinin dalan malzemenin değişmesi (okyanus kıtasal litosfere) ile önlendiğini ve bu nedenle kısır bir dönemin gerçekleştiğini belirtmektedir. Geç Eosen'den beri yitimin güneye doğru devam eden geri çekilmesi, magmatik-hidrotermal aktivitenin göçmesi ile sonuçlanmıştır (Pe-Piper ve Piper, 2006; Dilek ve Altunkaynak, 2009; Ersoy ve diğer., 2017a; Menant ve diğer., 2018; Kuşcu ve diğer., 2019).

Vardar okyanusu boyunca yitim, tek bir dalma levhası üzerinde manto-kabuk ayrışması ile üstteki kıta bloklarının (Pelagonian zonu) yığılmasıyla güneybatıya doğru göçerken (van Hinsbergen, Hafkenscheid, Spakman, Meulenkamp ve Wortel, 2005; Jolivet ve Brun, 2010), İzmir-Ankara okyanusunun dalan okyanusal litosferi kopmuş ve Tavşanlı Zonu'nun yüzeylemesine neden olmuştur (Okay ve diğer., 2001). Ege'nin batısında yitimin güneye doğru göçü, doğudaki levha kırılmasını takip etmiştir. Afyon zonu daha sonra Anatolid-Torid platformunun iç bindirmesinin bir sonucu olarak en son Kretase'de yüksek basınç metamorfizmasına uğramıştır (Candan, Çetinkaplan, Oberhänsli, Rimmelé ve Akal, 2005). Erken Eosen boyunca, batıdaki tek yitim zonu üzerinde kabuksal yığılma ve güneye doğru göç Rodop-Trakya-Biga bölgeleri boyunca yay-ardı genişleme yaratmıştır. Bu evrede, Rodop'un genişleme ile eş zamanlı plütonları sıyrılma faylarının taban yüzeyine yerleşmiş ve Trakya havzası meydana gelmiştir (Bonev ve diğer., 2013; Dinter, 1998; Peytcheva ve diğer., 2004).

Erken Eosen’de, İzmir-Ankara okyanusunun dalan levhasının doğuda kırılması astenosferik yükselmeye neden olmuştur (Ersoy ve diğer., 2017a). Kikladların ve en batıdaki Menderes Masifi’nin Eosen yüksek basınç metamorfizması (Candan, Dora, Oberhänsli, Oelsner ve Durr, 1997; Ring ve Layer, 2003) Pindos Okyanusu’nun kapanmasına atfedilmiştir. Erken Eosen’de, Biga Yarımadası’nda tektonizma sonrası Karabiga ve Dikmen plütonları yerleşmiş (Beccaletto, Bonev, Bosch ve Bruguiet, 2007; Yiğit, 2012) ve Çakırlı ve Dikmen bölgelerinde porfiri Cu-Au-(Mo) cevherleşmeleri oluşmuştur (Yiğit, 2012).

Orta-Geç Eosen boyunca, Menderes Masifi gömülmüş ve Barroviyen metamorfizmasına uğramıştır (Schmidt, Pourteau, Candan, ve Oberhansli, 2015). Biga Yarımadası’nın kuzey bölümünde, Kartaldağ ve Kuşçayırı yüksek sülfidasyon epitermal sistemlerle ilişkili Orta-Geç Eosen döneminde Kapıdağ, Yeniköy ve Kuşçayırı plütonları yerleşmiştir (Yiğit, 2012). Geç Eosen’de Ege bölgesinin batısındaki yitimin güneybatıya göçü, Rodop-Trakya-Biga bölgelerinde yay-gerisinde genişlemeli tektoniğin derecesinde artışa ve kabuksal incelmeye yol açmıştır (Brun ve Sokoutis, 2012). Eosen’den Erken Miyosen’e doğru magmatizmanın jeokimyasal ve izotopik özellikleri ve yaş ilişkileri giderek artan kabuk kirlenmesi ve azalan dalma-batma özelliği sergilemektedir (Altunkaynak ve Genç, 2008). Sonuç olarak, Orta Eosen’den Geç Oligosen’e kadar geniş ölçüde “orojenik” volkanik aktivite ve genişleme ile eş zamanlı plütonlar yerleşmiştir (Ersoy ve diğer., 2017a).

Erken Oligosen zamanında, Avcılar ve Alanköy plütonları gibi seyrek ve küçük boyutlarda sokulumlar yerleşmiştir (Yiğit, 2012). Bu evrede, Alanköy stoğu ile ilişkili porfiri tip ve Kirazlı’da yüksek sülfidasyon Au-Ag epitermal sistemi ve Aritas düşük sülfidasyon Au epitermal cevherleşmeleri oluşmuştur (Yiğit, 2012; Sánchez ve diğer., 2016). Geç Oligosen’de Kazdağ Masifi’i yüzeylemeye başlamış ve Erken Miyosen boyunca devam etmiştir (Cavazza ve diğer., 2009). Geç Oligosen boyunca, tez kapsamında da incelenen Yenice’deki plütonların içinde bulunduğu ve kalk-alkalinden yüksek K kalk-alkaline değişen Evciler, Eybek, Kestanbol ve Ilıca plütonları yerleşmiştir (Altunkaynak ve diğer., 2012a; Black ve diğer., 2013; Aysal, 2015) (Şekil 7.1). Biga Yarımadası’nda Geç Oligosen döneminde Kazdağ masifinin kuzey

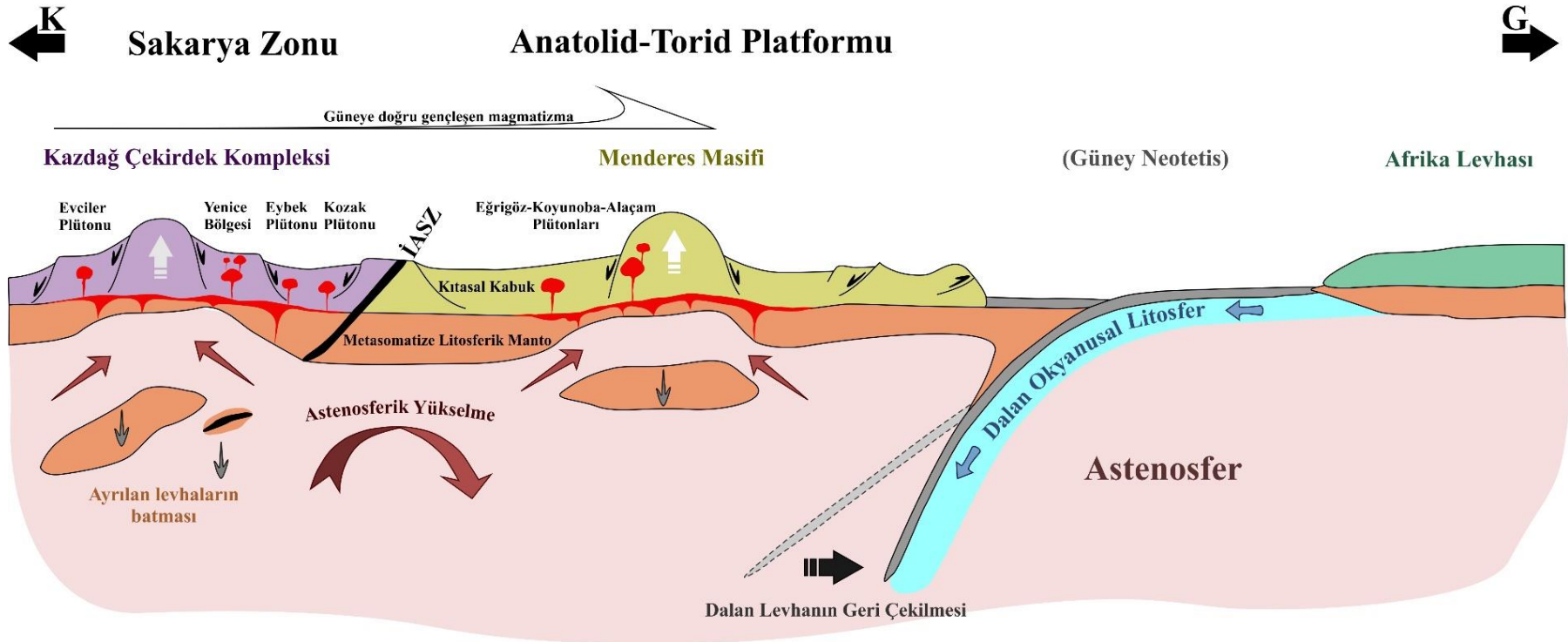
kanadında Evciler plütunu ile ilişkili Halilağa Cu-Au porfiri cevherleşmesi ve güney kanadında Eybek plütunu ile ilişkili Tepeoba Cu-Mo-Au porfiri cevherleşmesi oluşmuştur (Murakami, Watanabe ve Stein, 2005; Bonev, Beccalotto, Robyr, ve Monié, 2009; Sánchez ve diğer., 2016). Bu evreye ait bölgedeki diğer önemli cevherleşmeler ise Ağı Dağı ve Alanköy Au-Ag yüksek sülfidasyon epitermal cevherleşmesi ve Balya Pb-Zn-Cu-Ag-Au epitermal-skarn cevherleşmesidir (Yiğit, 2012). Ege'nin batı bölümünde 45 My'dan Geç Miyosen'e kadar devam eden ve transfer fayı ile sınırlanmış saat yönünde dönme hareketi, bölgedeki magmatizmanın güneybatıya doğru gençleşerek göç etmesine neden olmuştur (Brun ve Sokoutis, 2012; Ersoy ve Palmer, 2013; Ersoy ve diğer., 2017a).

Miyosen'de yitimin hızlanan güneye doğru geri çekilmesi ve Batı Anadolu'nun altındaki dilimin yırtılması sonucu yay-ardı havza yoğun bir gerilmeye maruz kalmıştır. Biga Yarımadası'nda, Erken Miyosen döneminde magmatizma Edremit'in güneyine Kozak Sıradağları'na (Kozak plütunu) göç etmiş (Oyman, 2010; Black ve diğer., 2013) ve Avcılar, Küçükdere ve Ovacık gibi önemli düşük sülfidasyon Au-Ag epitermal cevherleşmelerinin ve damar sistemlerinin oluşumuna neden olmuştur (Yılmaz ve diğer., 2007; Yiğit, 2012; Sánchez ve diğer., 2016). Genişlemenin ileri aşamalarının bir sonucu olarak, Geç Miyosen'de sodik yay-ardı bazaltlardan oluşan bir seri magmatik evre gerçekleşmiştir (Agostini ve diğer., 2010). En genç epitermal oluşumlar Ege Adaları'nda bulunan Pliyosen-Pleyistosen yaşlı ortaç sülfidasyon sistemlerdir (Menant ve diğer., 2018).

7.2 Yenice Kuzeyi Sokulum Kayaçlarının Kökeni ve Cevher Getirme Potansiyeli

Dünyadaki farklı yaşlı çarpışma ile yaşıt, çarpışma sonrası ve dalma-batma ilişkili cevherleşme sistemlerinde magma ve metaller esas olarak üst mantodan türerken, dalma-batma esnasında ve sonrasındaki tektonomagmatik olaylar sırasında gelişen litosferik işlevler ve daha karmaşık olarak derin kabuksal işlevler üst kabuğa ulaşan magmanın bileşimini ve metal yüklenmesini esas olarak kontrol eder (Richards, 2015). Bu farklı işlevlerin magma bileşiminde ne ölçüde etkili olduğu mineral kimyası, radyojenik ve duraylı izotop çalışmaları ile ayırt edilebilmektedir.

Yiten Levhanın Güneye Atılması ve Yay-Ardı Genişleme ile İlişkili Magmatizma (Geç Oligosen-Erken Miyosen)



Şekil 7.1 Geç Oligosen-Erken Miyosen’ndeki Batı Anadolu’nun jeodinamik modeli ve çalışma alanındaki granitoidlerin konumu (Altunkaynak ve diğer., 2012a, Black ve diğer., 2013, Ersoy ve Palmer, 2013, Aysal, 2015, Sánchez ve diğer., 2016’dan değiştirilerek)

Alt kabukta indirgen litolojiler olmadığı sürece dalma-batma ile değişen kaynak kayaya bağlı bölümsel ergiyikler, sulu ve okside olacaktır (Sato, 2012; Tomkins, Rebryna, Weinberg ve Schaefer, 2012). Bu nedenle, bölümsel ergiyikler üst kabuksal yerleşim üzerinde magmatik hidrotermal maden yatakları oluşturma potansiyeline sahip olacaktır. Öte yandan, mantodan türemiş sulu bazaltik magma ile üst levha kabuğu arasındaki etkileşim, göreceli olarak homojen andezitik bileşimli yay magmatizmasının gelişimine neden olur. Alt kabukla ilişkili ergime, asimilasyon-özümleme, birikim ve homojenleşme işlevleri (Hildreth ve Moorbath, 1988; Dufek ve Bergantz, 2005; Annen, Blundy ve Sparks, 2006) global ölçekte benzer Cu±Mo±Au porfiri ve ilişkili yüksek sülfidasyon epitermal yataklar oluşmasına neden olurlar (Gustafson ve Hunt, 1975; Mitchell, 1992; Tosdal ve Richards, 2001; Candela ve Piccoli, 2005; Richards, 2009; Sillitoe, 2010).

Dalma-batma ile zenginleşmiş astenosferik manto dışında dalma-batma etkisi ile değişen alt kabuk (Chiaradia, Merino ve Spikings, 2009; Richards, 2009), kıta altı litosferik manto (Jiang, Jiang, Ling ve Dai, 2006; Mair, Farmer, Groves, Hart ve Goldfarb, 2011), levhayı altlayan yay bazaltları ile oluşan juvenil alt kabuk (Shafiei, Haschke ve Shahabpour, 2009) gibi ortamlar porfiri ve ilişkili epitermal sistemler için potansiyel kaynaklardır.

Aysal (2015) Biga Yarımadası'ndaki plütonları, Neo-tektonik çizgilere bağlı olarak Kuzey Kazdağ Plütonları, Güney Kazdağ Plütonları, Yenice Güneyi Plütonları ve Yenice Kuzeyi Plütonları adı altında dört ana grupta toplamıştır. Bu gruplar içinde çalışma alanı içinde yer alan Yenice Kuzeyi Plütonları'dır. Doktora sahası içinde yer alan Yenice Kuzeyi Plütonları'ndan Nevruz, Çakıroba, Sofular Plütonları ve porfiritik dokulu yarı derinlik sokulumları olarak Soğucak ve Çakıroba, Sakarya zonunun temel kayaları içine sokulmuşlardır. Aysal (2015) silisli plütonlar üzerinde yaptığı jeokimya (Sr-Nd, tüm kayaç ve mineral kimyası analizleri) çalışmalarına dayanarak, bu plütonların ilksel magmalarının dalan dilimden salınan sıvılar ile metasomatize olmuş kıta altı litosferik mantodan türediğini ortaya koymuştur. Altunkaynak ve diğer. (2012a), Oligo-Miyosen plütonlarının aktif kıtasal kenar yerleşiminden ziyade çarpışma sonrası yerleşime bağlı olarak geliştiğini savunur. Araştırmacılar, Afrika'ya

ait litosferin, Anatolid-Torid ve Kiklat kuşağı güneyinden Helenik yay boyunca Avrasya altına dalmasının yaklaşık 12 My önce başladığını, dolayısıyla o dönemde aktif bir dalma-batma olmadığından Eosen ile Orta Miyosen arası magmatizmanın aktif bir dalma batma ile ilişkisi olmadığını öne sürer.

Bu çalışmada, Yenice'nin kuzeyindeki granitoid kayaçların metaluminalı karakter sunduğu ve Biotit+Amfibol±Piroksen alanında yer aldığı saptanmıştır. Granitoid bileşiminde yer alan birincil sulu silikatların (biyotit, amfibol) bolluğu, dalma-batma ile değişen kaynak kayadan türeyen bölümsel ergiyiklerin sulu ve okside olduğunu ve bu nedenle üst kabuksal yerleşim üzerinde magmatik hidrotermal maden yatakları oluşturma potansiyeline sahip olduğunu gösterir (Sillitoe, 2010; Sun ve diğer., 2013; 2015; Richards, 2015). Bölgedeki granitoidler I-tipi, magnezyen, kalkalkali karakterli ve tipik bir çarpışma sonrası yay-ardı genişleme ile ilişkili sokulumlardır. Buna ek olarak tüm kaya jeokimyası, Sr-Nd izotop çalışmalarıyla da kanıtlandığı gibi, magmanın fraksiyonel kristallenmesi ve asimilasyonu işlevlerinin süreçte etkin olduğunu ortaya konmuştur.

Birçok çalışma, feldispat, biyotit ve amfibol gibi kayaç yapıcı minerallerin kimyasal bileşimlerinin, magmatik-hidrotermal sistemlerin fizikokimyasal özellikleri hakkında önemli bilgiler sağlayabileceğini göstermiştir (Munoz, 1984; Candela, 1989; Williamson ve diğer., 2016; Zarasvandi ve diğer., 2019, Müller ve Groves, 2019). Silika magmanın su içeriğinde meydana gelen herhangi bir değişim plajiyoklasların An% içeriğini önemli derecede etkilemektedir (Hattori ve Sato, 1996). Biotit ve amfibol bileşimleri, bölgedeki lokal magmaların kıtasal yay ortamında yüksek oksijen fugasitesine (QFM-HM) sahip olduklarını göstermektedir (Ridolfi ve diğer., 2010; Sun ve diğer., 2013). Kökensel olarak, çoğu okside porfiri Cu sokulumlara I tipi granitoidler (manyetit serisi) eşlik etmektedir (Sillitoe, 2010). Bu nedenle, ana magmada yüksek oranda bakırın aktarılması için yüksek oksijen fugasitesi gereklidir. Mineral kimyası çalışmaları sonucu granitoidlerdeki biyotitlerin Mg açısından zengin oldukları saptanmıştır. Magmatik sistemlerde oksijen fugasitesi yükseldikçe ergiyikteki Fe^{3+}/Fe^{2+} oranı yükselmekte ve ortamda giderek azalan Fe^{2+} yerine Mg^{2+} mafik minerallerin yapısında girmektedir (Wones ve Eugster, 1965). Mafik

minerallerdeki yüksek #Mg, magmaların yüksek fO_2 özelliğini yansıtmaktadır (Babazadeh ve diğer., 2019). Diğer yandan, porfiri sistemlerde, biyotitlerdeki halojen içeriği (F ve Cl) magma evrimi, magmatik-hidrotermal sistemlerde metal kompleks türleri ve metal eriyiklerinin taşınması açısından büyük bir öneme sahiptir (Holland, 1972; Richards ve diğer., 1991; Candela, 1997; Müller ve Groves, 2019; Zarasvandi ve diğer., 2020). Bu çalışma kapsamında incelenen biyotitler göreceli olarak yüksek F ve düşük Cl içeriğine sahip ve genel olarak cevherli porfiri grubuna yer almaktadır (Müller ve Groves, 2019). Ayrıca, amfibollerde gözlenen yüksek H_2O_{melt} içeriği, yay ile ilişkili magmaların sık yerleşimini ve cevherleşme potansiyeli yüksek olan hidrotermal sistemlere işaret etmektedir (Zarasvandi ve diğer., 2019).

7.3 Plütonların Yerleşimi ve İlişkili Magmatik Hidrotermal Sistemlerin Zamansal İlişkisi

Çalışma alanında yüzlek vermiş yarı derinlik ve derinlik kayalarından ayırt edilen 19 zirkon tanesi üzerinde toplam 25 adet in-situ (ince kesit üzerinden) iyon mikroprob zirkon jeotermometresi çalışması yapılmıştır. Sonuç olarak $25,8 \pm 1,6$ ila $27,4 \pm 1,8$ My (Üst Oligosen/Şatiyen) arası dar bir alanda dağılım sunan yaşlar saptanmıştır. Aysal (2015), çalışmasında Yapaztepe olarak adlandırdığı Çakıroba porfiri sokulumundan $25,03 \pm 0,31$ My ve Nevruz-Çakıroba stoğundan $23,85 \pm 0,60$ My U-Pb zirkon kristallenme yaşları elde etmiştir. Bu tez kapsamında, Çakıroba porfiri sokulumundan $27,0 \pm 1,0$ My U-Pb zirkon kristallenme yaşı elde edilmiştir. Nevruz-Çakıroba stoğu ise güneyde Nevruz plütonu ve kuzeyde Çakıroba plütonu olmak üzere iki ayrı bölgeye bölünerek, sırasıyla $25,8 \pm 1,6$ My ve $27,1 \pm 1,2$ My U-Pb zirkon kristallenme yaşları elde edilmiştir. Önceki çalışmalarda Nevruz-Çakıroba stoğuna ait hornblend, biyotit ve tüm kayaç K-Ar ve Ar-Ar yaş analizleri gerçekleştirilmiş olup, $25,6 \pm 1,3$ ila $18,8 \pm 1,3$ My arasında değişen soğuma yaşları elde edilmiştir (Delaloye ve Bingöl, 2000; Karacık ve diğer., 2008; Aysal, 2015). Aysal (2015), Soğucak stoğu olarak gruplandığı Sofular sokulumu, Soğucak ve Çakıroba porfirilerinden $23,7 \pm 1,5$ ila $22,8 \pm 0,4$ My arasında değişen soğuma yaşları elde etmiştir.

Bölgedeki sokulum kayaçlarının yaşları ile bu plütonlarla ilişkili cevherleşmelerin yaşları arasında bir karşılaştırma yapmak bu çalışma için büyük bir öneme sahiptir. Bu bağlamda, saha çalışmaları sırasında plütonlarla ilişkili cevherleşmelerden alınan örneklerden direk ve kesin yaş veren Re-Os yaş tayini metodu molibdenitler üzerinde uygulanmıştır (Stein ve diğer., 2001). Soğucak porfiri sokulumunu kat eden stokvörk kuvars ile ilişkili ince taneli molibdenitlerden ve Sofular sokulumunun aplitik kayaçları içinde yer alan saçınım halindeki molibdenitler örneklenmiştir. Bu örnekler üzerinde gerçekleştirilen Re-Os jeokronoloji çalışmalarında elde edilen yaşlar Soğucak molibdeniti için $25,39 \pm 0,1$ My ve Sofular molibdeniti için $25,76 \pm 0,11$ My olarak belirlenmiştir. Molibdenitlerden elde edilen cevherleşme yaşları ile sokulumlardan elde edilen kristallenme ve önceki çalışmalardan derlenen soğuma yaşları, çalışma alanındaki cevherleşmelerin sokulumların soğuması esnasında geliştiğini göstermektedir.

Bölgedeki magmatik-hidrotermal sistem, Geç Eosen sonu ve Oligosen yaşlı DKD yönelimli magmatik yay, yarım grabenler ve Kazdağ metamorfik çekirdek kompleksinin yüzeylemesini kapsayan tektonik faz (~35-23 My) ile ilişkilidir (Sánchez ve diğer., 2016). Bayramiç-Çan yarı grabeni içinde yer alan volkanik kayaçlar ve çalışma alanında yer alan Hallaçlar volkanikleri de bu faz ile ilişkilidir. Bu fazın ilk ürünü olan plütonik sokulumlara Avcılar plütonu ($29,94 \pm 0,37$ My; Beccaletto ve Steiner, 2005) ve Alanköy stoğu ($32,7 \pm 0,7$ My; Yiğit, 2012) verilebilir. Biga Yarımadasının orta ve güneyinde DKD yönelimli, bileşimleri kalk-alkaliden yüksek K kalk-alkaliye değişen Geç Oligosen yaşlı plütonlar (Evciler, Eybek, Kestanbol, Yenice, Ilıca vb.) bu fazın tipik ürünleridir. Çalışma alanında yüzlek vermiş yarı derinlik ve derinlik kayaçlarından (Nevruz, Çakıroba, Soğucak ve Sofular) elde edilen yaşlar ($25,8 \pm 1,6$ ila $27,4 \pm 1,8$ My) genişlemeli tektonizma ile ilişkili olduklarını ortaya koymaktadır (Şekil 7.1).

Genişlemeli tektonik ortamda yüzeyleyen metamorfik domlar, kabukta hidrotermal akışkan sirkülasyonlarına neden olarak jeotermal gradyan yükselmesine neden olmaktadır (Menant ve diğer., 2018). Bu esnada, temelde birçok yüksek açılı normal faylar oluşurken, kabuksal ölçekte ise kesişen düşük açılı sıyrılma faylar meydana

gelerek cevherli akışkanları kanalizasyon için yollar sağlamaktadır (Sánchez ve diğer., 2016; Menant, Jolivet ve Vrielynck, 2016; Melfos ve Voudouris, 2017; Menant ve diğer., 2018). Biga Yarımadası'nda Kazdağ çekirdek kompleksinin yüzeylemesi üst kabukta metal transferine ve çökelimine neden olmuştur. Biga metalonejlik kuşağı içinde yer alan porfiri sistemlerden yayınlanmış yaşlar yaklaşık 27,4 ila 24,8 My arasında değişmekte olup, magmatik aktivitenin güneye doğru göçüşü ile uyumluluk göstermektedir (Kuşcu ve diğer., 2019 ve referanslar içinde).

7.3.1 Sr-Nd-Pb İzotoplar

Granitoidlere ait başlangıç $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ değerleri 0,707074 ila 0,708008 arasında değişirken, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri 0,707327 ila 0,708438 arasında değişir. Soğucak porfirisi yüksek ve düşük başlangıç $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ değerleri ile karakterize olmaktadır. Granitoidlerdeki $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ değerleri 0,512434 (Nevruz plüton) ila 0,512486 (Soğucak porfiri) arasında bir aralıkta dağılım sunduğu saptanmıştır.

Çalışma alanının doğu kesiminde gözlenen Hallaçlar volkaniklerinden alınan iki temsili örnek üzerinde de sokulum kayalar ile karşılaştırmak amacıyla Sr-Nd izotop çalışması yapılmıştır. Bu volkaniklerden de benzer Sr-Nd izotop değerleri elde edilmiştir. Bu değerlere baktığımızda $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerlerinin 0,707201 ila 0,707220 aralığında, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ değerlerinin ise 0,512479 ila 0,512501 aralığında değiştiği saptanmıştır.

Dar bir alanda yayılım sunan granitoid ve volkanik kayalardan elde edilen tüm kayaç Sr-Nd izotopik bileşenleri incelendiğinde granitoidlerin aynı kökene sahip olduğu ve alt ve üst kabuksal malzeme ile etkileşim sunduğu görülmektedir (Güleç, 1991; Ercan ve diğer., 1995; Aldanmaz ve diğer., 2000; Altunkaynak ve Genç, 2008; Karacık ve diğer., 2008; Erkül ve Erkül, 2013; Ersoy ve Palmer, 2013; Aysal, 2015; Ersoy ve diğer., 2017a). Buna ek olarak izotopik sonuçlar granitoidlerin oluşumunda başlıca etkili olan mekanizmaların magmatik asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme olduğunu kanıtlamaktadır. Bu çalışma kapsamında, radyojenik izotop çalışmaları ile elde edilen yaşlar, magmatik asimilasyon ve fraksiyonel kristallenme olaylarının,

geniş ölçekli litosferik incelmenin gözlemlendiği Geç Oligosen dönemine karşılık geldiğini ortaya koymaktadır.

Granitoid ve volkanik kayaçların Pb izotop analizleri sınırlı bir izotopik bileşim aralığı sunmaktadır. Bu örneklerin içinde Çakıroba plütünü ve kuzeyindeki porfiri izotopik bileşim açısından nispeten geniş bir bileşim aralığına sahiptir. Bu sonuçlar Çakıroba plütünü ve kuzeyindeki porfirinin aynı kökene sahip olduğunu ortaya koymaktadır. Sokulumların $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ile $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ değerleri, çok küçük bir alanda kümelenmekte ve Batı Anadolu'daki Biga Oligosen yaşlı magmatik kayaçların kurşun izotopik alanına düşmektedir (Marchev ve diğer., 2004; Gülmez ve diğer., 2013; Ersoy ve Palmer, 2013).

Batı Anadolu'da Eosen'den Miyosen'e doğru magmatik kayaçların Sr izotopik bileşimlerinde artış ve Nd izotopik bileşimlerinde ise azalış gözlenmektedir (Altunkaynak ve Genç, 2008; Agostini ve diğer., 2010; Altunkaynak ve diğer., 2012a, 2012b; Ersoy ve Palmer, 2013; Aysal, 2015). Genel olarak gözlenen bu trend, magma bileşiminde azalan metasomatize olmuş litosferik mantonun etkisi ve artan eski kristalen temelin etkisi olarak yorumlanmaktadır. Diğer yandan, Ersoy ve Palmer (2013)'e göre bu eğilim üst kabuksal kirlenme işlevleri dışında, magmatik kaynaktan zamanla meydana gelen zenginleşme ile ilişkilidir. Çalışma alanındaki magmatik kayaçların yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları ile düşük $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ izotop oranları, Eosen'den Oligosen'e doğru manto kaynağında meydana gelen jeokimyasal zenginleşmeye de işaret etmektedir. Alt kabuk ergimesini içeren kabuk hibridizasyon süreçlerinde, magmaların mantodan türeyen mafik ergiyikler ile karışımı ve sonrasında asimilasyon ve fraksiyonel kristalizasyonun yüksek K'lı kalk-alkali magmatik kayaçların oluşumunda önemli bir rol oynamıştır (Ersoy ve Palmer, 2013).

Arapuçandere cevherleşmesinin yakın çevresinde bulunan Karakaya Kompleksi'ne ait kırıntılı kayaçların bulunduğu Hodul birimi içinde yer alan diyabazlardan alınan bir örnekten yapılan Sr-Nd ve Pb izotop çalışmaları, çalışma alanındaki hem sokulum ve volkanik kayaçlardan hem de cevherleşmelerden oldukça farklı değerler sunmaktadır.

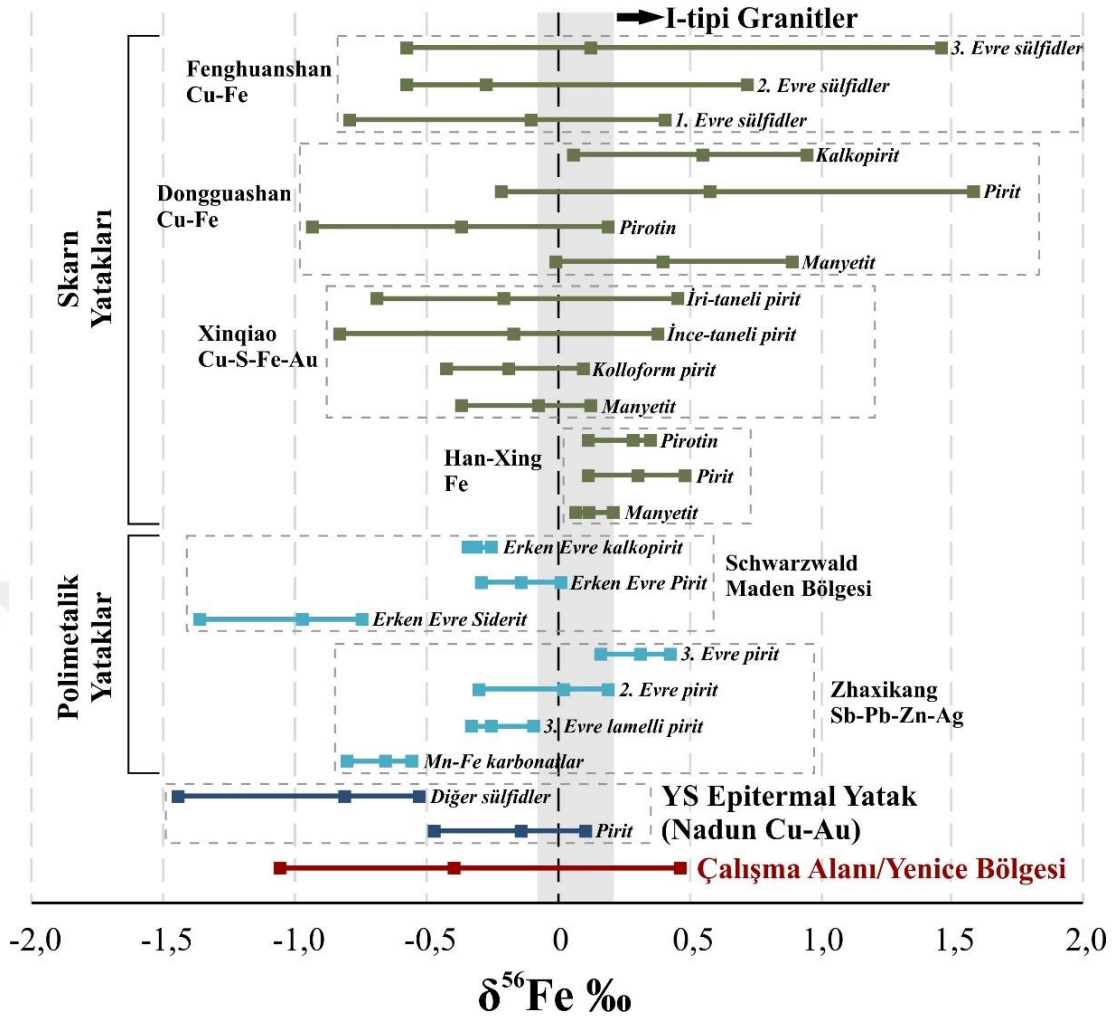
7.4 Cevherleşmelerdeki Metallerin Kökeni ve Zonlanması

7.4.1 Demir (Fe) İzotopik Zonlanma

Çalışma alanındaki cevherleşmelerden ve alterasyon zonlarından alınan pirit ve kalkopirit örneklerine ait $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri -1,06 ila +0,46 ‰ arasında değişmektedir (Tablo 6.7). Erken evre plüton içi ve skarn zonundaki piritler, epitermal koşullarda oluşan piritlerden daha farklı demir izotop bileşimleri sergilemektedir. Soğucak bölgesindeki skarn ve porfiri alterasyon zonlarına ait piritler ($\delta^{56}\text{Fe} > 0$ ‰), Arapuçandere ve Yenice yöresindeki diğer cevherleşmelere ait pirit ve kalkopiritlere ($\delta^{56}\text{Fe} < 0$ ‰) göre nispeten daha ağır $\delta^{56}\text{Fe}$ değerlerine sahiptir (Çiçek ve Oyman, 2019a; Çiçek, Oyman ve Palmer, 2020) (Şekil 6.9).

Soğucak skarnın erken evresinde oluşan pirit (SS-3 nolu örnek), I-tipi granitlerde gözlenen $\delta^{56}\text{Fe}$ değerlerine (-0,08 ila +0,21 ‰) benzer şekilde +0,17 ‰ $\delta^{56}\text{Fe}$ değerine sahiptir (Foden, Sossi ve Wawryk, 2015) (Şekil 7.2). Soğucak porfiri alterasyonuna ait piritler kıyaslandığında, iç piropilitik zon (SP-2 nolu örnek) ve fillik zon (SP-5 nolu örnek) sırasıyla +0,44 ‰ ve +0,46 ‰ benzer $\delta^{56}\text{Fe}$ değerlerine sahiptir. Bu gözlem, soğuyan magma odasından çıkan ve cevherleşmeye neden olan akışkanın daha ağır Fe izotop oranlarına doğru evrimleştiğini göstermektedir. Son yıllarda yapılan çalışmalarda, silisik kor kayaçlardaki izotopik fraksiyonlaşmanın en önemli nedeninin fraksiyonel kristallenme olduğu ortaya konmuştur (Dauphas ve diğer., 2014; Foden ve diğer., 2015).

Granitoid kayaçların demir izotop bileşimleri incelendiğinde, özellikle silisyum içeriği yüksek olan granitoidlerden ($\text{SiO}_2 > 71\%$) elde edilen ^{56}Fe ve ^{57}Fe değerlerinin mafik yeryuvarı bileşiminden daha ağır olduğu görülmektedir (Heimann, Beard ve Johnson, 2008). Bazı etkin diferansiyasyona uğramış granitlerin ^{56}Fe değerleri +0,1 ila +0,38 ‰ arasında değişmektedir (Poitrasson ve Freydier, 2005).



Şekil 7.2 Çalışma kapsamında incelenen bölgelere ait pirit ve kalkopirit minerallerindeki $\delta^{56}\text{Fe}$ izotop değişimleri. Gri alan, I-tipi granitlerin Fe izotopik bileşimlerine karşılık gelmektedir (Foden ve diğer., 2015). Çeşitli hidrotermal maden yataklarına ait Fe izotop verileri: Tibet’te Nadun Cu-Au yatağı (Li ve diğer., 2016) ve Zhaxikang Sb-Pb-Zn-Ag yatağı (Wang ve diğer., 2017), Almanya’da Schwarzwald maden bölgesi (Markl ve diğer., 2006a), Çin’de Han-Xing Fe yatağı (Zhu ve diğer., 2016), Xingqiao Cu-S-Fe-Au yatağı (Wang, Zhu, Mao, Li ve Cheng, 2011), Dongguashan ve Fenghuanshan ve Cu-Fe yatakları (Wang, Zhu ve Cheng, 2015)

Schuessler, Schoenberg ve Sigmarsson (2009)’un Hekla Volkanı’nda (İzlanda) yaptığı çalışmada, ağır demir izotoplarının yüksek derece evrimleşmiş (%73 SiO_2 içeriğine ulaşan volkanik kayalar) kayalarda zenginleştiği sonucuna varmışlardır. Piroksenlerin kristalleşmesi esnasında indirgenmiş demir (Fe^{++}) piroksen tarafından alıkonulurken, ^{54}Fe izotopu da piroksen bileşiminde zenginleşir. Kalıntı ergiyik ise ağır demir (^{56}Fe ve ^{57}Fe) izotopları açısından zenginleşmiş olur. Benzer şekilde, intrüzyonda fraksiyonel kristalleşme sırasında hafif Fe izotopları tercihli olarak Fe

içeren silikatlara dahil olmaktadır (Wawryk ve Foden, 2017). Soğucak alterasyon zonlarında gözlenen bu yüksek $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri, Fe-Mg silikatların kristalleşmelerinin ardından, piritlerin ağır Fe izotoplarını yapısına almasından kaynaklanmaktadır. Ayrıca, bu yüksek $\delta^{56}\text{Fe}$ değerler başka bölgelerdeki porfiri tip yataklardan rapor edilen piritlerin Fe izotopik bileşimlerine benzerdir (Li ve diğer., 2018; Zhu ve diğer., 2018; He ve diğer., 2020). Plüton içi piritlerin yanı sıra, skarn zonunda yüksek sıcaklıkta erken evrede oluşan piritlerde bu eğilime uygun olarak kristalleşmiştir. Skarn tipi ortamlarda saptanan minerallere ait demir izotop bileşimleri $^{56}\text{Fe}_{\text{Pirit}} > ^{56}\text{Fe}_{\text{Piroitin}} > ^{56}\text{Fe}_{\text{Manyetit}}$ şeklindedir (Zhu ve diğer., 2016) (Şekil 7.2).

Arapuçandere maden yatağının üç ayrı damarından alınan 7 adet pirit örneği -0,73 ila -0,43 ‰ arasında değişen $\delta^{56}\text{Fe}$ değerlerine sahiptir. Bu değerlerin tümü, I-tipi granitlerde gözlenen $\delta^{56}\text{Fe}$ aralığından daha hafiftir (Şekil 7.2). Cevherleşme sistemlerinde manyetit ve sülfürlerin kristalleşmesi sırasında, minerallerin ve akışkanların $\delta^{56}\text{Fe}$ değerlerini etkileyen birçok çeşitli faktörler vardır. Genel olarak, yüksek silisli magmatik kayalar (>70 wt. % SiO_2) mafik ila orta bileşimli magmatik kayalardan (<70 wt. % SiO_2) daha yüksek $\delta^{56}\text{Fe}$ değerlerine sahiptir (Heimann ve diğer., 2008). Soğucak porfiri alterasyonunda, Fe(II) içeren silikat minerallerinin kristalleşmesi, kalıntı magma ve/veya akışkanın daha ağır $\delta^{56}\text{Fe}$ içerikli olması şeklinde evrimleştirmiştir. Diğer yandan, Soğucak skarn zonunda yüksek Fe^{3+} içerikli manyetitlerin kristalleşmesi ise ağır demir izotoplarının tüketilmesine ve cevher oluşturan hidrotermal akışkanın hafif $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri açısından zenginleşmesine yol açmıştır (Bullen, White, Childs, Vivit ve Schulz, 2001; Johnson ve diğer., 2002; Anbar, Jarzecki ve Spiro, 2005). Arapuçandere yatağında, yeni bir demir izotop fraksiyonlaşma döngüsünün başlamasıyla daha hafif başlangıç $\delta^{56}\text{Fe}$ izotop değerlerine (-0,73 ‰) geri dönüş gerçekleşmiştir. Teorik çalışmalar, denge reaksiyonlarında hem piritin hem de kalkopiritin hidrotermal akışkanlara göre ağır Fe izotopları bakımından zenginleştiğini göstermektedir (Polyakov, Clayton, Horita ve Mineev, 2007; Polyakov ve Soulatnov, 2011). Bununla beraber, kinetik etkiler hidrotermal akışkanlardan daha hafif $\delta^{56}\text{Fe}$ içerikli piritlerin oluşumuna neden olabilmektedir (Butler, Archer, Vance, Oldroyd ve Rickard, 2005; Guilbaud, Butler ve Ellam, 2011). Bu durum, hidrotermal sistemlerde hem mineral çiftleri hem de mineral-

akışkanlar arasında potansiyel izotopik denge eksikliğine yol açan daha karmaşık bir faktördür (Zhu ve diğer., 2016; He ve diğer., 2020).

Kinetik ve denge dışı etkilerin yokluğunda, Arapuçandere'nin alt kotlardaki hafif $\delta^{56}\text{Fe}$ içerikli piritlerin yüksek silisli magmatik bir kaynağa ait akışkanlardan oluştuğunu veya kırıklar (cevherin yerleştiği ekstansiyon çatlakları da dahil) boyunca kaynaktan uzağa göç eden magmatik-hidrotermal akışkanların ağır Fe izotoplarca tüketilmesini yansıtmaktadır. Alternatif bir hipotez ise magmatik-hidrotermal akışkanların hafif Fe izotop bileşimleri içeren yan kayaçlarla etkileşime girmesidir. Örneğin, Grasberg magmatik kompleksinin skarn cevherleşmesinde kalkopirit ve piritin daha hafif $\delta^{56}\text{Fe}$ değerlerine doğru evrimleşmesi, sedimanter kayaçlardan demirin asimilasyonu sonucu gerçekleştiği varsayılmıştır (Graham ve diğer., 2004). Bu durum, kaynak plütondan en çok uzaklaşan ve yan kayaçla daha yoğun etkileşimde bulunan hidrotermal çözeltiden kristallenen piritin daha hafif izotoplarca zenginleşmesi gerektiğini gündeme getirir. Ancak bu görüş, Arapuçandere cevherleşmesinde yüzeye yakın bölümlerde daha ağır izotopların, derinde ise daha hafif izotopların bulunması nedeniyle gerçekçi değildir.

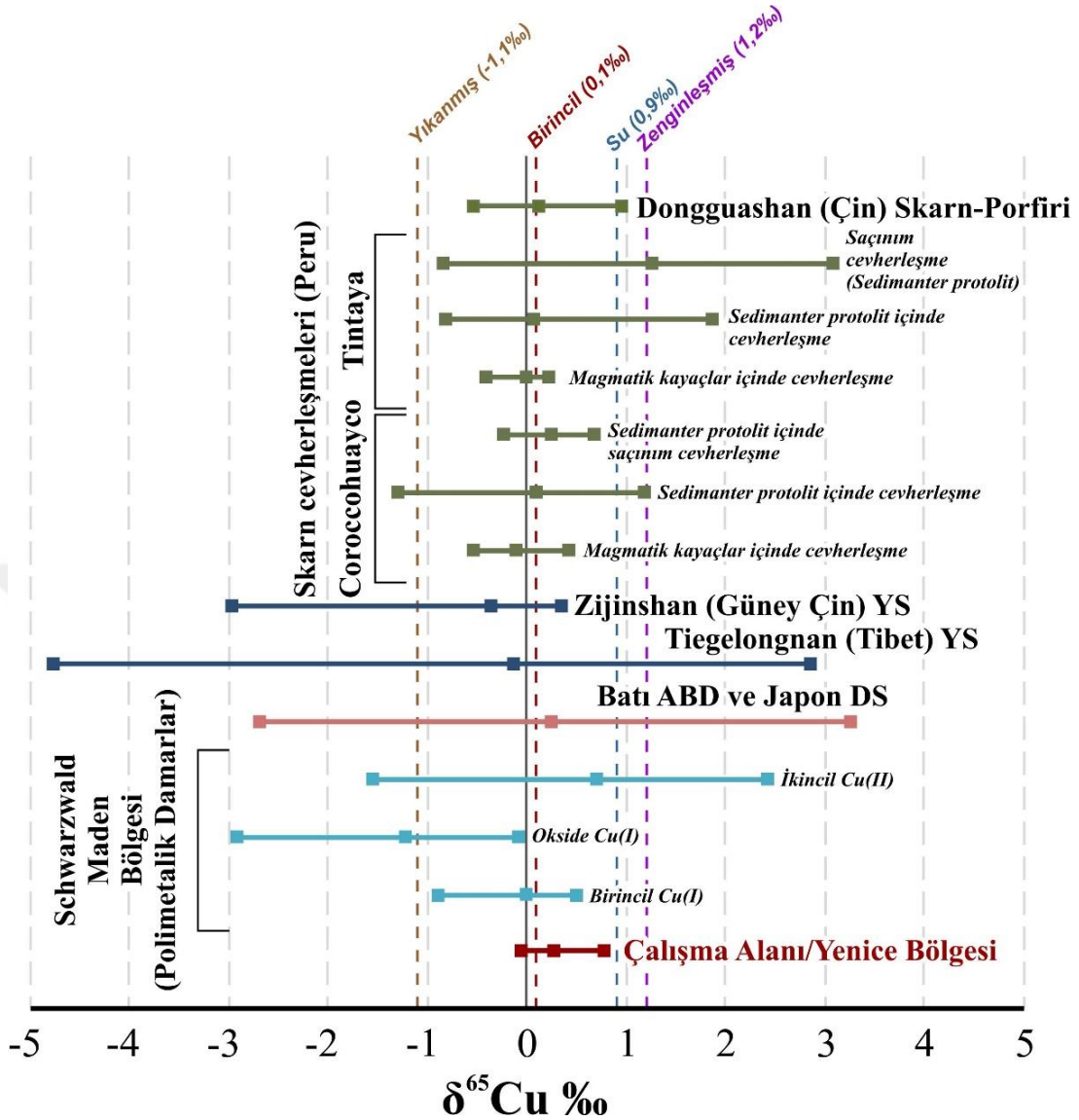
Rayleigh fraksiyonlaşma modeline göre, hidrotermal yol boyunca erken evrede hafif demir izotoplarca zengin piritlerin kristallenmelerine yol açacaktır. Pirit kristallenmeleri devam ettikçe, kalıntı hidrotermal çözelti ise ağır demir izotoplarca zenginleşecektir. Bu fraksiyonlaşma modelinin benzeri, Arapuçandere'de hidrotermal evrede (350°C >) gelişen ve ısı kaynağına yakın derin kökenli erken hidrotermal evre piritlerin daha hafif izotoplarca zenginleştiği, buna karşın ısı kaynağından uzakta olan geç evre piritlerinin daha ağır izotoplarca zenginleştiği görülmektedir. Ancak, cevherleşmenin 200 katında IV. damardan alınan pirit örneği, ağır $\delta^{56}\text{Fe}$ içeriği ile bu modele uymamaktadır. Cevherleşmenin bu zonunda gerçekleştirilen sıvı kapanım ve oksijen-hidrojen izotop çalışmaları, bu bölümde cevherleşmenin oluşumu esnasında kaynamının varlığına işaret etmektedir. Bu nedenle, damarın bu seviyesinde yeniden izotopik bir dengelenme meydana gelmiştir.

7.4.2 Bakır (Cu) İzotopik Zonlanma

Magmatik hidrotermal sistemler ile ilişkili granitoidler, bakır izotop fraksiyonlaşmasının ortaya çıkarılması için uygun bir ortam olarak kabul edilmektedir (Maher ve Larson, 2007). Porfiritik sokulumlarda, birincil yüksek sıcaklık sülfidler ile ikincil düşük sıcaklık sülfidler ve oksitler arasında önemli derecede bakır izotop varyasyonları meydana gelebilmektedir (Maher ve Larson, 2007; Li ve diğer., 2010; Braxton ve Mathur, 2011; Palacios, Rouxel, Reich, Cameron ve Leybourne, 2011; Mathur ve diğer., 2009; 2012; Yao ve diğer., 2016; Mathur ve Wang, 2019) (Şekil 7.3). Bu nedenle, Cu izotop çalışmaları, bakırın magmatik-hidrotermal sistemlerde taşınması ve kristallenmesi gibi zonlanma desenlerini uzamsal ve zamansal olarak ortaya koymaktadır (Larson ve diğer., 2003; Graham ve diğer., 2004).

Magmatik-hidrotermal maden yataklarında, birincil sülfidler başlıca -1 ila +1‰ arasında değişen dar bir $\delta^{65}\text{Cu}$ izotopik aralığa sahiptir (Mathur ve diğer., 2009). Bu tez kapsamında incelenen Yenice yöresindeki sülfidlerin $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri -0,07 ila +0,77‰ arasında değişmekte (Tablo 6.8) ve tipik olarak birincil sülfidlerin bakır izotopik aralığında yer almaktadır (Çiçek ve Oyman, 2019a; Çiçek ve diğer., 2020) (Şekil 7.3).

Yenice yöresindeki granitoidler magnezyen, kalkalkali, metalüminalı ve I-tipi karakterdedir (Aysal, 2015; Çiçek ve diğer., 2017a). Magmatik-hidrotermal sıcaklıklarda (>300 °C), sülfidler ve akışkanlar arasındaki Cu izotop fraksiyonlaşması ihmal edilebilir düzeydedir (Larson ve diğer., 2003; Graham ve diğer., 2004). Nitekim, Soğucak porfiri sokulumunun iç piropilitik alterasyon zonundan elde edilen +0,13 ‰ $\delta^{65}\text{Cu}$ değeri, üst kıta kabuğundaki I-tipi granitlerin ortalama $\delta^{65}\text{Cu}$ değerine (+0,03 ± 0,15 ‰) yakındır (Li, Jackson, Pearson, Alard, Chappell, 2009). Bu alterasyon zonu, Soğucak'ta prograd ve geçişli alterasyon zonu şeklinde geliştiği ve porfirinin alt kotlarına doğru daha derin kesimlerinde potasik alterasyona geçtiği düşünülmektedir (Corbett, 2017). Fillik alterasyon zonundaki +0,77 ‰ $\delta^{65}\text{Cu}$ değeri propilitik alterasyon zonundan oldukça yüksektir.



Şekil 7.3 Çalışma kapsamında incelenen bölgelere ait pirit ve kalkopirit minerallerindeki $\delta^{65}\text{Cu}$ izotop değişimleri. Kesikli çizgiler cevherleşme sistemlerindeki rezervuarlara ait ortalama Cu izotop bileşimlerini göstermektedir (Mathur ve Wang, 2019). Çeşitli hidrotermal maden yataklarına ait Cu izotop verileri: Almanya’da Schwarzwald maden bölgesi (Markl ve diğer., 2006b), Batı ABD ve Japon düşük sülfidasyon yataklar (Saunders, Mathur, Kamenov, Shimizu ve Bruesseke, 2016), Tibet’te Tiegelongnan yüksek sülfidasyon Cu yatağı (Duan ve diğer., 2016), Çin’de Zijinshan yüksek sülfidasyon Cu-Au yatağı (Wu ve diğer., 2017) ve Dongguashan porfiri-skarn Cu-Au yatağı (Wang ve diğer., 2014), Peru’da Coroccohuayco ve Tintaya hipojen skarn cevherleşmesi (Maher ve Larson, 2007)

Porfiri sistemlerde fillik alterasyon zonu; (1) magmatik ve meteorik akışkanların karışması sonucunda, asidik koşullarda hornblend, piroksen ve biyotit gibi mafik minerallerin kuvars-serizit-pirit tarafından ornatımı ile retrograd bir hidrotermal alterasyon olarak (Giggenbach, 1997; Corbett, 2017) veya (2) magmatik-hidrotermal

akışkanların zamanla soğuması sonucu gelişebilir (Hedenquist, Arribas ve Reynolds, 1998; Harris ve Golding, 2002). Bu nedenle, düşük $\delta^{65}\text{Cu}$ değeri esas olarak yüksek sıcaklık iç piropilitk/potasik alterasyonu temsil ederken, daha yüksek $\delta^{65}\text{Cu}$ değeri fillik alterasyona karşılık gelmektedir. Bu gözlem, dünyaki diğer porfiri yataklarda da gözlenen potasik alterasyon zonundan daha uzakta gelişen ve daha yüksek $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri elde edilen fillik ve ileri arjilik alterasyon zonları ile uyumludur (Li ve diğer., 2010; Mathur ve diğer., 2013; Duan ve diğer., 2016; Gregory ve Mathur, 2017).

Bakır izotopik değerlerindeki bu değişimler, magmatik-hidrotermal sistemlerin evrimi boyunca farklı aşamalarda meydana gelen pH koşullarındaki (nötre yakından asidiğe doğru) ve Cu taşınım türlerindeki (CuHS^0 ila CuCl_2^-) değişikliklerden kaynaklanmaktadır (Mathur ve diğer., 2013; Gregory ve Mathur, 2017). Soğucak skarn cevherleşmesi Hodul birimine ait karbonat kayaçları ile Soğucak sokulumu arasındaki dokanakta yer almaktadır. Fillik alterasyona benzer şekilde, skarna ait piritten elde edilen $+0,52\text{‰}$ $\delta^{65}\text{Cu}$ değeri, cevherleşmeye neden olan akışkanların zamanla soğuması sonucu oluşan porfiri-skarn alterasyon evresini temsil etmektedir.

Arapuçandere Pb-Zn-Cu (Ag-Au) epitermal yatağından alınan kalkopirit örnekleri $-0,05$ ila $+0,46\text{‰}$ arasında değişen $\delta^{65}\text{Cu}$ değerlerine sahiptir. Bakır izotoplarından elde edilen sonuçlar göstermektedir ki, cevherleşme sürecinde evrimleşen hidrotermal çözeltilerin fizikokimyasal özellikleri, sisteme ait minerallerin izotopik farklılaşmasına yol açmıştır. Bu nedenle, sistematik olarak örneklenen Arapuçandere hidrotermal sistemi genel bir eğilim olarak derinden yüzeye doğru pozitif $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri sunmaktadır. Genel olarak, Arapuçandere yatağından elde edilen $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri, yüksek sülfidasyon Zijinshan epitermal Cu-Au yatağında (Güney Çin) gözlenen $\delta^{65}\text{Cu}$ değerlerine benzermektedir (Şekil 7.3). Zijinshan epitermal sistemde, birincil (hipojen) mineraller ağırlıklı olarak $-0,49$ ila $+0,39\text{‰}$ arasında değişen dar bir $\delta^{65}\text{Cu}$ aralığına sahip ve artan derinlik ile birlikte azalan $\delta^{65}\text{Cu}$ zonlanma deseni sunmaktadır (Wu ve diğer., 2017). Ancak, Arapuçandere cevherleşmesindeki bu genel $\delta^{65}\text{Cu}$ eğiliminin dışında kalan iki örnek bulunmaktadır. Maden yatağındaki IV. damarın 200 katından ($0,35\text{‰}$) ve V. damarın 160 katından ($0,46\text{‰}$) alınan örnekler üzerinde gerçekleştirilen sıvı kapanım ve O-H izotop çalışmaları, bu bölgelerde

cevherleşme esnasında hidrotermal akışkanlarda kaynama meydana gelmiştir. Yapısal aktivite sonucu yeni oluşan süreksizlikler olasılıkla cevherleşmeyi açık sisteme dönüştürmüş ve buna bağlı olarak gelişen kaynama ise izotopik bir fraksiyonlaşmaya neden olmuştur. Özellikle, kaynama esnasında gerçekleşen faz ayrımı ile ^{65}Cu tercihen buhar fazına bölünmüştür (Yao ve diğer., 2016). Dolayısıyla, bu iki örnek yukarıda belirtilen cevherleşme süreçlerinden etkilenmiştir. Yenice yöresinden alınan yüzey örnekleri -0,07 ila +0,18 ‰ arasında değişen dar bir $\delta^{65}\text{Cu}$ aralığına sahiptir (-0,07 ‰, Kozcağız-I Pb-Zn-Cu damarı; +0,12 ‰, Sofular plüton-İçi Cu damarcıkları; +0,16 ‰ Alandere distal skarn; +0,18 ‰ Arapuçandere II. damar).

Dünyadaki diğer maden yatakları ile karşılaştırma yapıldığında (Şekil 7.3), Mirnejad, Mathur, Einali, Dendas ve Alirezai (2010) ve Duan ve diğer. (2016), İran ve Tibet'te benzer porfiri ve yüksek sülfidasyon epitermal Cu yataklarında (sırasıyla) -6,16 ila +4,82 ‰ ve -4,76 ila +2,84 ‰ arasında değişen geniş $\delta^{65}\text{Cu}$ aralıkları saptamışlardır. Mirnejad ve diğer. (2010), İran'ın Kerman kuşağındaki porfiri bakır yataklarının hipojen, süperjen ve yıkanmış şapka (leached cap) zonlarından aldığı oksit ve sülfid minerallerinde Cu izotopik eğilimlerini göstermiştir. Araştırmacılar, en hafif $\delta^{65}\text{Cu}$ değerlerin yıkanmış şapkadan geldiğini ve en ağır $\delta^{65}\text{Cu}$ değerlerin süperjen minerallerde bulunduğunu ortaya koymuştur. Benzer şekilde, Duan ve diğer. (2016) Tiegelongnan yüksek sülfidasyon epitermal bakır yatağındaki (Tibet) sülfid minerallerinde bakır izotopik bileşimlerini bildirmiş ve bakır izotop değerlerinde derinlikle birlikte artan sistematik bir eğilim saptamıştır. Bu çalışmada (Duan ve diğer., 2016), 7,8 ‰'e varan geniş Cu izotopik varyasyonunun düşük sıcaklık süperjen süreçlerini yansıttığı belirtilmiştir. Oksitleyici koşullar altında, sülfidlerin düşük sıcaklıkta yıkanması ile önemli bir izotop fraksiyonlaşması gerçekleşmiştir. Dolayısıyla, bir diğer olasılık ise izotopik olarak daha ağır kalkopirit değerleri cevherleşmede gelişen süperjen bir sürece işaret etmesidir. Ancak, damar sisteminde gözlenen dar $\delta^{65}\text{Cu}$ değişim aralığı yatak içinde önemli oranda bir süperjen süreç gelişmediğini yansıtmaktadır (Zhu ve diğer., 2002; Mathur ve diğer., 2009; Fernandez ve Borrok, 2009). Soğucak-Arapuçandere magmatik-hidrotermal sistemde, cevherleşme işlevleri esnasında gelişen hidrotermal akışkanların fizikokimyasal özellikleri sülfidlerde bir izotopik fraksiyonlaşmaya yol açmıştır. Cevherleşmelerin

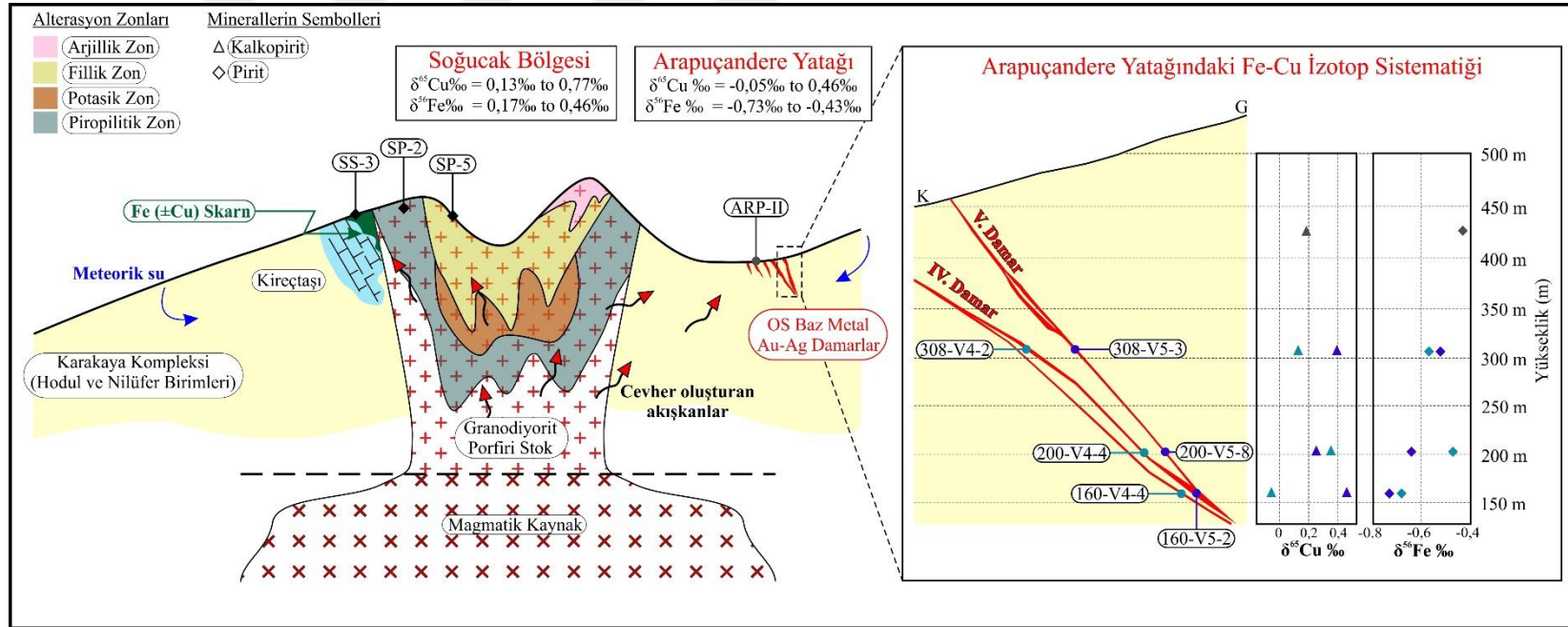
erken evrelerinde kristallenen kalkopirit ve pirit 0‰'a yakın dar bir $\delta^{65}\text{Cu}$ değer aralığına sahipken, akışkan kaynaktan uzaklaştıkça ve sıcaklığın düşmesiyle, sülfidler daha ağır $\delta^{65}\text{Cu}$ değerlerine evrilmektedir.

Genel bir eğilim olarak, Yenice yöresindeki magmatik-hidrotermal sistemde proksimal zondan distal zonlara doğru ağırlaşan bir $\delta^{65}\text{Cu}$ zonlanması meydana gelmiştir (Şekil 7.4). Bu ortamda, kaynaktan cevher oluşturan akışkaların ilerlemesi boyunca pH'da değişiklikler ve aşamalı bir soğuma meydana gelmiştir. Bu nedenle, pirit ve kalkopiritlerdeki Cu izotopik değişiklikler, akışkan ile kristallenen sülfidler arasında gerçekleşen izotopik bir fraksiyonlaşmadan kaynaklanmaktadır.

7.4.3 Kükürt (S) İzotop Bileşimi ve Kökeni

Yenice yöresindeki birçok farklı cevherleşmeden elde edilen sülfidlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -4,0 ile 3,9‰ arasında değişmekte ve önceki çalışmalardan derlenen Biga Yarımadası'ndaki epitermal yatakların $\delta^{34}\text{S}$ değer aralığındadır (Şekil 6.8). Sülfidlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, sülfidler arasındaki dengeli kükürt izotop fraksiyolaşmasına uygun olarak pirit>sfalerit>kalkopirit>galen sırasında azalmaktadır (Sakai, 1968; Bachinski, 1969).

Soğucak porfiri alterasyonu ve skarnı ile Sofular plüton içi Cu damarcıklarından alınan pirit ve kalkopirit örnekleri $\delta^{34}\text{S}$ açısından zenginleşme göstermekte ve Yenice yöresindeki diğer cevherleşmelerden elde edilen sülfidlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinden daha pozitifdir. Granitoid kayaçlar -11 ila 14,5 ‰ (ortalama $1,0 \pm 6,1$ ‰) arasında değişen geniş bir $\delta^{34}\text{S}$ değer aralığına sahipken (Seal, 2006), yüksek oranda heterojen ve -15 ‰'den daha düşük $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine sahip cevher oluşturan akışkanlar tipik olarak tortul kökenlidir (Goldfarb, Newberry, Pickthorn ve Gent, 1991; Wilson, Cooke, Harper ve Deyell, 2007). Dahası, Ishihara ve Sasaki (1989), manyetit serisi ile ilmenit serisi granitoidlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinde farkedilebilir bir ayrım ortaya koymuşlardır. Araştırmacılara göre, 0‰'den büyük $\delta^{34}\text{S}$ değerleri (çoğunlukla 5 ‰ civarında kümelenmekte) manyetit serisi granitoidlerdeki (I-tipi) kükürte karşılık gelirken, 0 ‰'den küçük $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ilmenit serisi granitoidleri (S-tipi) karakterize etmektedir.



Şekil 7.4 Yenice yöresindeki Soğucak ve Arapuçandere cevherleşmelerinin oluşum modelini gösteren şematik kesit (Ölçeksiz). Enine kesit (solda) boyunca ölçülmüş Fe-Cu izotop aralıkları, alterasyon zonları ve cevherleşmeye neden olan akışkanın ilerleme yolu gösterilmiştir. Sağ tarafta gösterilen kesitte ise Arapuçandere'deki IV. Ve V. damarlardan sistematik olarak alınmış örnek lokasyonları ve Fe-Cu izotop eğilimleri gösterilmektedir

Çalışma alanındaki tüm plütonların I-tipi ve manyetit serisi granitoidler olduğu göz önüne alındığında, sülfidlerde gözlenen pozitif $\delta^{34}\text{S}$ değerler magmatik bir kükürt kaynağına işaret etmektedir.

Arapuçandere yatağındaki II., IV. ve V. damarlardan örneklenen sülfidlerin (sfalerit, galen ve kalkopirit) $\delta^{34}\text{S}$ değerleri -4,0 ila 0,6 ‰ arasında değişmektedir. Bu kükürt izotop değerlerinin büyük bir çoğunluğu negatif ve Sofular ile Soğucak bölgesinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerlerinden düşüktür. Yenice yöresinde yapılmış önceki çalışmalarda, sadece Arapuçandere yatağına ait kükürt izotop verileri bulunmaktadır. Orgün ve diğer. (2005) Arapuçandere'de pirit ve galenden ilk kükürt izotop verilerini sağlamış ve kükürt ile metallerin magmatik bir kaynaktan geldiğini belirtmiştir. Daha detaylı çalışmalar (O, H, S ve Pb izotopları ve sıvı kapanım çalışmaları içeren) kükürtün Senozoyik magmatizmasından türediğini ve magmatik-meteorik su karışımı karakterli akışkanların kaynaması sonucu cevher metallerinin çökeldiğini ortaya koymuştur (Bozkaya ve diğer., 2008; Bozkaya, 2011; Bozkaya ve Banks, 2015). Benzer şekilde, bu tez kapsamında Arapuçandere yatağından elde edilen oldukça homojen ve 0 ‰'e yakın $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, damarların oluşumu sırasında temel kayalardan (sedimanter kökenli) herhangi bir kükürt katılımının olmadığını göstermektedir. Yenice yöresindeki kükürt kaynağını daha net bir şekilde sınırlandırmak için bölgedeki diğer cevherleşmelerden alınan sülfidlerin kükürt izotop sistematigi araştırılmıştır. Cevherleşmelerin çoğu negatif $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine sahip olup, Arapuçandere yatağındaki sülfidlerin $\delta^{34}\text{S}$ değerlerine benzemektedir.

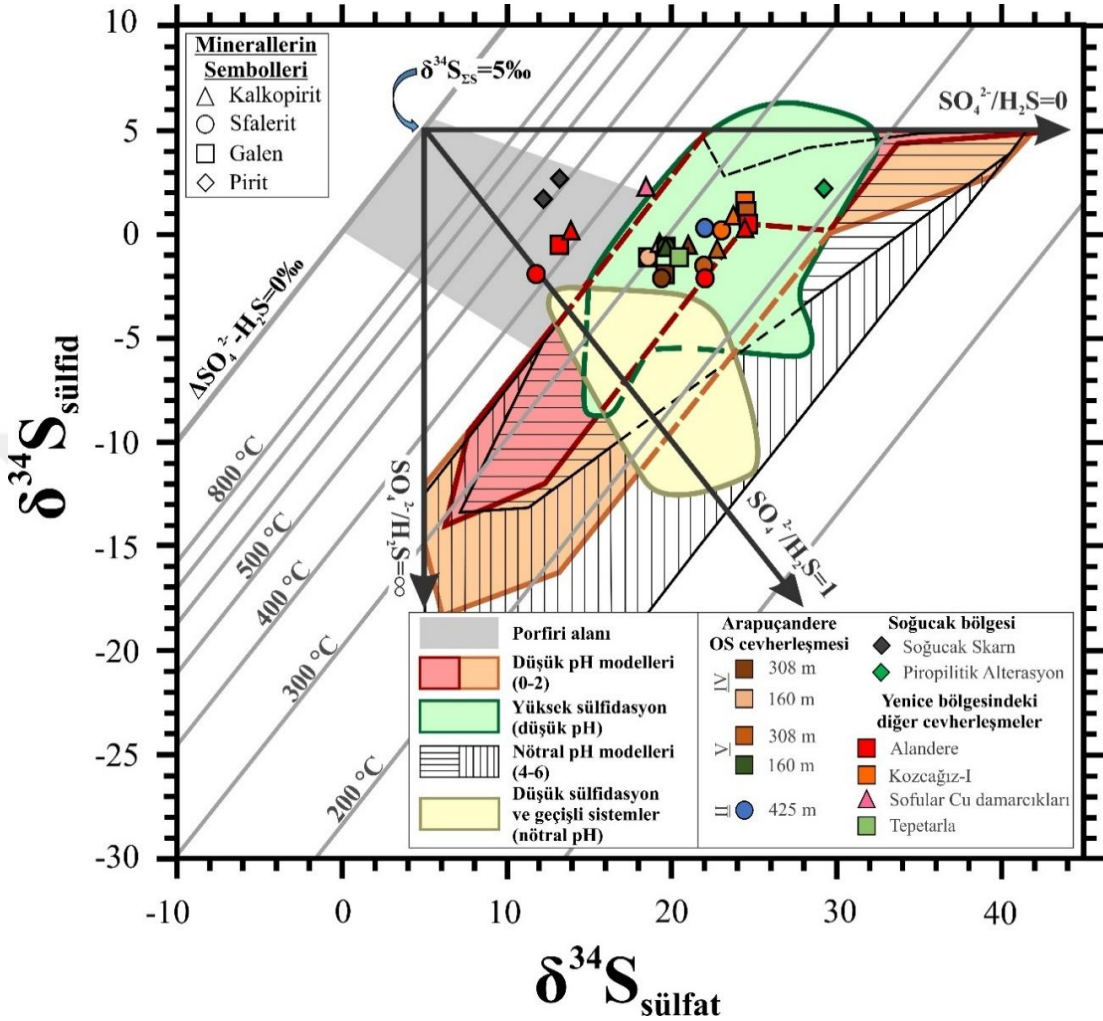
Arapuçandere yatağında gerçekleştirilen cevher petrografisi çalışmaları, cevher oluşum evrelerinde galen ve sfaleritin yer yer eş zamanlı ve benzer koşullarda kristallendiğini ortaya koymaktadır. Bir arada bulunan mineral çiftleri arasındaki denge koşulları varsayılarak (Seal, 2006), Arapuçandere yatağında sfalerit-galen çiftlerinden kükürt izotop jeotermometrisi hesaplanmıştır. Üç farklı zona ait galen-sfalerit çiftinden hesaplanan 292,3 ila 297,8 °C denge sıcaklık aralığı (Tablo 6.6), sıvı kapanım çalışmalarında gözlenen homojenleşme sıcaklıkları ile tutarlılık göstermektedir.

Akışkan kaynağının toplam S izotop değerlerini ($\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$) ve okside-indirgen S türlerinin oranını ($\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$) belirlemek için $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}-\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfide}}$ diyagramları kullanılmaktadır (Fifarek ve Rye, 2005; Rye, 2005; Seal, 2006; Hutchison ve diğer., 2020). Yenice yöresinde sülfat izotop değerleri bulunmamasına rağmen, sülfidlere ait $\delta^{34}\text{S}$ değerler ile sıvı kapanım, mikroprob gibi diğer tekniklerle belirlenen sıcaklıklar kullanılarak bu diyagram çizilebilir (Li ve diğer., 2016). Ohmoto ve Rye (1979) denklemi kullanılarak sülfidlerle dengede olan $\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}$ değerleri hesaplanmıştır (Tablo 6.6). Alandere Pb-Zn-Cu distal skarnı dışında, cevherleşmelerin $\delta^{34}\text{S}-\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}$ değerleri sıvı kapanımlarda ölçülen homojenleşme sıcaklıklarının ortalama değerleri kullanılarak hesaplanmıştır. Alandere Pb-Zn-Cu distal skarnındaki sülfidlerin $\delta^{34}\text{S}-\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}$ değerleri ise sülfarsenidlerin mineral kimya jeotermometrisinden elde edilen en yüksek (450 °C) ve en düşük (250 °C) sıcaklıklar kullanılarak hesaplanmıştır. Cevherleşmelerin dengede $\delta^{34}\text{S}-\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}$ değerleri -2,1 ila 2,7 ‰ arasında değişmektedir. Değerler, H_2S baskın indirgenmiş sistemler ($\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}=0$) ile eşit oranlarda SO_4^{2-} and H_2S sistemler ($\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}=1$) arasındaki alana düşmektedir (Şekil 7.5).

Sofular plüton içi Cu damarcıklarından alınan kalkopirit örneği ve Soğucak Fe±Cu skarndan alınan iki adet pirit örneği porfiri alanında gözlenirken, Alandere Pb-Zn-Cu distal skarndan alından sülfidler (galen, sfalerit ve kalkopirit) porfiri ve yüksek sülfidasyon epitermal alanlarında yer almaktadır. Diğer yandan, Soğucak'ta iç propilitik alterasyonundan alınan pirit ve Arapuçandere, Kozcağız-I, Tepetarla cevherleşmelerinden alınan sülfidler yüksek sülfidasyon epitermal alanı içinde yer almakta ve düşük sülfidasyon ile geçişli/ortaç sülfidasyon epitermal sistemlere doğru H_2S -baskın yatay hattı takip etmektedir. Bu yönelim, cevher oluşturan akışkanların nispeten indirgen koşullar altında H_2S 'ce baskın olduğunu göstermektedir.

I-tipi granitoidler ile ilişkili hidrotermal sistemler, akışkanlarda SO_2 ve H_2S 'in farklı oranlarda olmasından dolayı daha fazla kükürt izotop varyasyonları göstermektedir (Seal, 2006). Bölgedeki cevherleşmelerin oluşumu esnasında hidrotermal akışkanların redoks durumlarında değişim ($\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$) ve aşamalı olarak soğuma gerçekleşmiştir (Giggenbach, 1997; Hutchison ve diğer., 2020). Dolayısıyla

bu değişim, cevherleşme ile lokal magmatizma arasında gelişen cevher oluşum mekanizmasını yansıtmaktadır.



Şekil 7.5 Yenice yöresindeki cevherleşmelere ait $\delta^{34}\text{S}_{\text{sülfat}}-\delta^{34}\text{S}_{\text{sülfid}}$ diyagramı (Fifarek ve Rye, 2005'ten değiştirilerek). Hidrotermal maden yatakları ve pH modellere ait alanlar Hutchison ve diğer. (2020)'den alınmıştır. Gri çizgiler, Ohmoto ve Lasaga (1982)'nin denge fraksiyonlaşma faktörlerinden hesaplanan eşdeğer sıcaklıkları temsil etmektedir

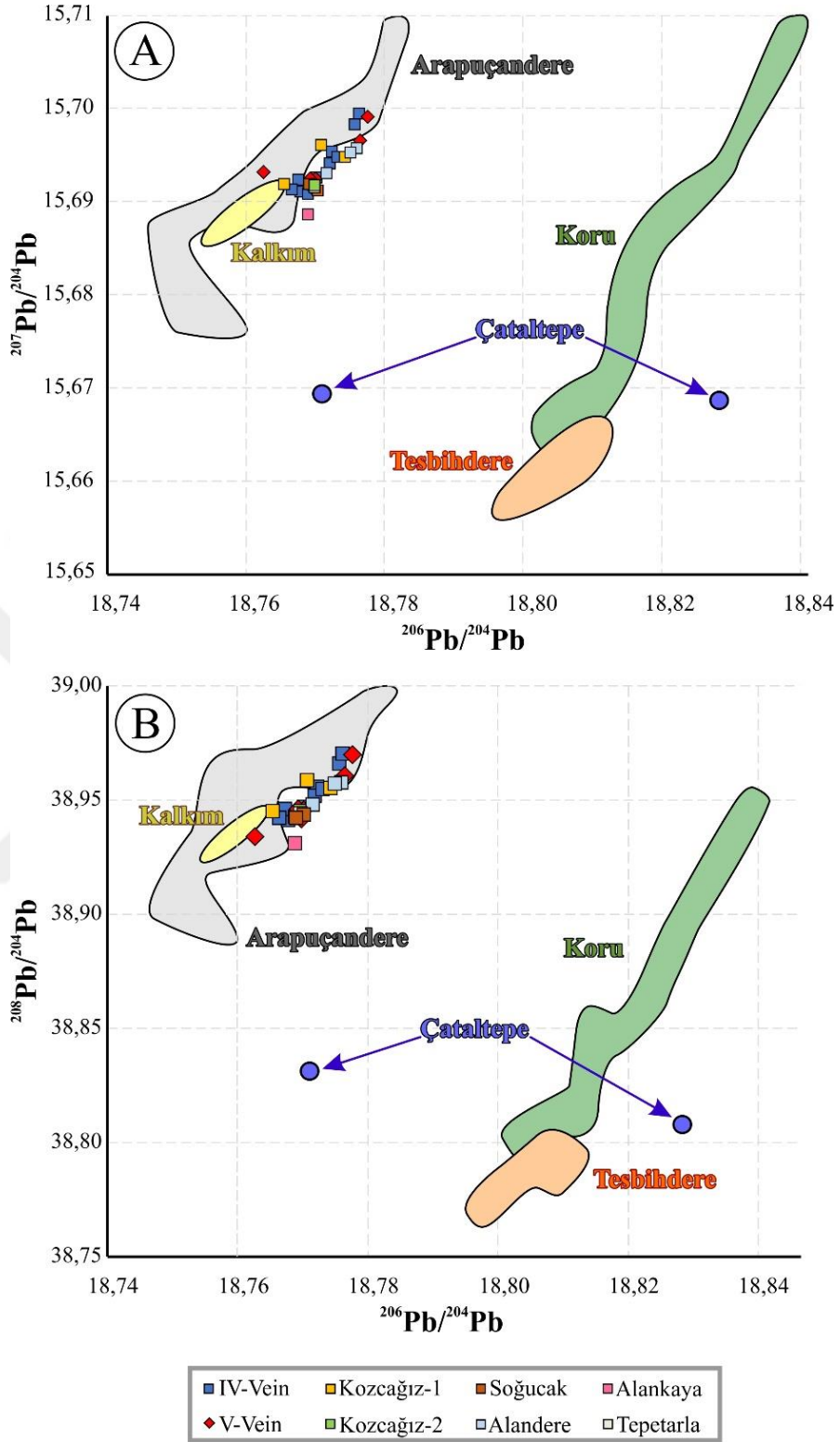
7.4.4 Kurşun (Pb) İzotop Bileşimleri ve Kökeni

Yenice yöresindeki tüm cevherleşmeler, Pb izotop oranlarında sınırlı bir değişim göstermektedir. Alandere distal skarnı dışında, cevherleşmelerin tümü Arapuçandere yatağından elde edilen Pb izotopik değer aralıkları içinde yer almaktadır. Bu çalışma kapsamında elde edilen Pb izotop verileri, literatürde yer alan Arapuçandere (Bozkaya, 2011), Kuru (Bozkaya ve Gökçe, 2009; Çiçek ve Oyman, 2016), Tesbihdere (Çiçek ve

Oyman, 2016), Çataltepe (Demirela, 2011) ve Kalkım (Akıska ve diğer., 2013) yataklarına ait Pb izotop verileri ile birlikte değerlendirilerek, bölgedeki magmatik kayaçların Pb izotop bileşimleri ile karşılaştırılmıştır (Şekil 6.5 ve Şekil 7.6). Tüm Pb izotopik değerler, Ege ile Batı Anadolu'ki Oligo-Miyosen magmatik kayaçlar olarak tanımlanan alan içinde yer almaktadır (Çiçek ve diğer., 2020). Bölgedeki tüm cevher minerallerinden elde edilen Pb izotop oranları üst kabuk evrim eğrisinin üzerindedir (Zartman ve Doe, 1981).

Yenice yöresindeki cevherleşmeler ile Kalkım cevherleşmesine ait Pb izotop değerleri, Bozkaya (2011)'in Arapuçandere cevherleşmesinden elde ettiği Pb izotop değerlerine göre daha kısıtlı bir alanda yer almaktadır (Şekil 7.6). Biga Yarımadası'nda yer alan tüm cevherleşmeler bölgedeki Oligo-Miyosen magmatik kayaçlara ait Pb izotop alanı içinde yer almasına rağmen, Kuru, Tesbihdere ve Çataltepe cevherleşmeleri farklı bir Pb izotop alanı oluşturmaktadır. Bu cevherleşmelerin Yenice ve Kalkım'a göre biraz daha yüksek $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve daha düşük $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop oranları, kurşunun büyük çoğunluğun Oligosen-Miyosen magmatik kayaçlarından türetildiğini, ancak muhtemelen Eosen magmatik kayaçlarından da az miktarda kurşun girdisi olduğunu göstermektedir (Bozkaya ve Gökçe, 2009; Çiçek ve Oyman, 2016).

Bu yorum, Arapuçandere yatağının Pb-izotop model yaşlarının 114 ila 63 My (Erken Kretase-Paleosen) arasında olduğunu hesaplayan ve kurşunun Karakaya Kompleksi'nin Triyas kayaçlarından türetildiğini öne süren Bozkaya (2011)'in yorumuyla çelişmektedir. Ayrıca, Arapuçandere cevherleşmesi ile lokal Oligosen yaşlı granitoidler arasında genetik bir ilişki olmadığını ve granitoid yerleşimlerinin cevher oluşumundan sonra meydana geldiğini öne sürmüştür. Diğer yandan, Akıska ve diğer. (2013), Biga Yarımadası'nın güneydoğusunda bulunan Kalkım Pb-Zn±Cu distal skarn yatağındaki galenlere ait kurşunun esas olarak lokal magmatik aktiviteden türediği sonucuna varmıştır. Aynı araştırmacılar, sahanın temelini oluşturan grafit şistlerden küçük bir miktarda kurşun katkısı olabileceğini de belirtmişlerdir.



Şekil 7.6 Yenice yöresindeki cevherleşmelerden alınan sülfürlere ait Pb izotop değerlerinden oluşturulan (A) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ve (B) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diyagramları. Biga Yarımadası'ndaki diğer cevherleşmelere ait alanlar: Arapuçandere (Bozkaya, 2011), Kuru (Bozkaya ve Gökçe, 2009; Çiçek ve Oyman, 2016), Tesbihdere (Çiçek ve Oyman, 2016), Çataltepe (Demirela, 2011) ve Kalkım (Akıska ve diğer., 2013)

Genel olarak, bu tez kapsamında elde edilen Pb izotop değerleri, Yenice y6resindeki Pb cevherleşmelerinin neredeyse tamamen lokal magmatik aktivitelerden t6retildiğini ve Karakaya Kompleksi'ne ait Nil6fer ve Hodul birimleri gibi temel kayalardan nispeten çok d6ř6k bir oranda kurşun katkısının olduğunu ortaya koymaktadır.

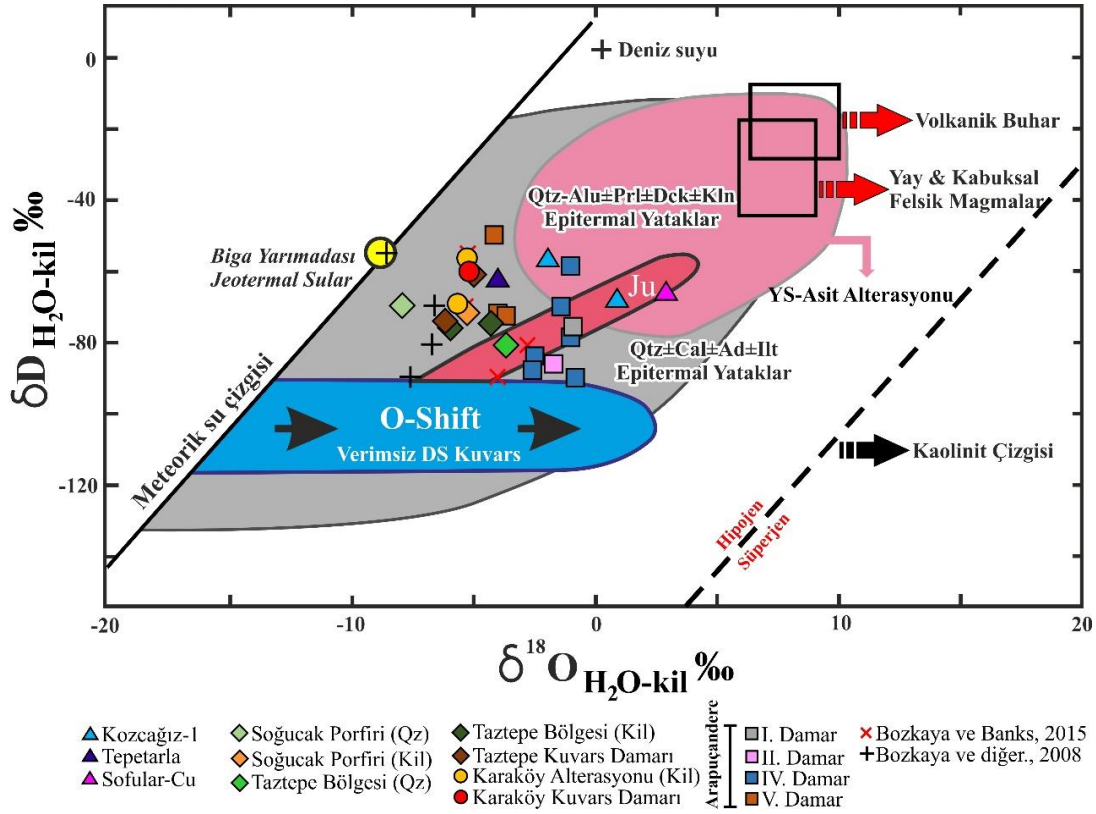
7.5 Hidrotermal Akışkanların K6keni ve Evrimi

7.5.1 Oksijen ve Hidrojen (O ve H) İzotopları

Çalışma alanında başta Arapandere yatağı olmak 6zere incelenen t6m cevherleşmeler 6zerinde hidrotermal 6zeltinin içindeki suyun k6kenini ortaya koymak için O ve H izotop çalışmaları gerçekleştirilmiştir (Taylor, 1979; Faure, 1986). Oksijen ve hidrojen izotop değerleri, cevherleşme ile doğrudan ilişkili kuvars minerallerinin içerdikleri sıvı kapanımlardan elde edilmektedir. Bu sıvı kapanımlar cevherleşmeye neden olan hidrotermal akışkanın 6zelliklerini taşımaktadır. Kil mineralleri ise al6minosilikat minerallerinin (feldispat, mika, amfibol, klinopiroksen vb.) hidrotermal akışkanlar tarafından 6z6nmesi sonucunda alterasyon 6r6n6 olarak oluşur. Bu nedenle, b6lgedeki bu alterasyona neden olan akışkanın oksijen ve hidrojen izotop bileşimlerini kafeslerine alır (Savin ve Epstein, 1970).

Arapandere damar sisteminde yapılan O-H izotop çalışmaları, hem yer altı işletme katlarında yer alan IV. ve V. damarları ve hem de g6n6m6zde işletilmeyen ancak y6zlek veren I. ve II. damarları içermektedir. Damarlardan ayırt edilen kuvars kristallerinde elde edilen oksijen izotop değerlerinden hareket ederek, kuvarsın kristallendiği hidrotermal 6zeltinin oksijen izotop bileşimini hesaplamak için kuvars kristallerinin homojenleşme sıcaklıklarının bilinmesi gerekmektedir. Bu amaçla, V. damarın alt kotlarından 6st kotlarına doğru 160, 200 ve 308 katlarından alınan 6rneklerde yapılan sıvı kapanım çalışmaları sonucunda elde edilen ortalama homojenleşme sıcaklık değerleri sırasıyla 295,1, 270,5 ve 257,6 6C olarak 6l6lm6ştir. Homojenleşme sıcaklıkları kullanılarak hesaplanan $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri, 160, 200 ve 308 katlarından alınan 6rnekler için sırasıyla, -4,0, -4,2 ve -3,7 ‰ olarak hesaplanmıştır.

Bu damarda, artan derinliğe bağlı olarak artan bir sıcaklık gözlenirken, bu artış ile ters orantılı azalan $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri saptanmamıştır (Şekil 7.7). Özellikle, bakır, demir ve hidrojen izotop sonuçlarında da gözlenen olası bir izotopik yeniden dengelenme V. damarın 160 katında görülmektedir.



Şekil 7.7 Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere ait oksijen ve hidrojen izotopik bileşimlerini gösteren diyagram (Taylor, 1979; Sheppard, 1986; Arribas, 1995; Simmons, 1995; Hedenquist, Arribas ve Reynolds, 1998)

Arapuçandere cevherleşmesinin halen işletilmekte olan IV. damarına ait 120, 160, 200 ve 308 işletme katlarından elde edilen homojenleşme sıcaklıkları sırasıyla, 299,3, 303,0, 322,5 ve 280,3 olarak saptanmıştır. Buradan hesaplanan $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri, sırasıyla -1,1, -0,9, -1,5 ve -2,6 ‰'dir. Bu sıcaklıklar, V. damarın aksine, IV. damarda artan derinliğe bağlı olarak artan bir sıcaklığın olmadığına kanıttır. Oksijen izotop değerlerinin hesaplanmasında da kullanılan bu homojenleşme sıcaklık değerleri, IV. damarın daha karmaşık hidrotermal süreçlerin etkisinde kaldığının bir göstergesidir. Deniz seviyesinden yüksekliği 120 ve 160 katlarının üzerinde olan 200 işletme katı, en yüksek homojenleşme sıcaklığının (322,5 °C) ölçüldüğü bölgedir. Bu veriler, daha

derinde yer alan 120 ve 160 işletme katlarına göre daha yüksek sıcaklıktaki sıvıların, 200 katındaki cevherleşme oluşumundan sorumlu olduğunu göstermektedir. Demir ve bakır izotop değerlerinde de gözlemlendiği üzere, IV. damara ait 200 katında izotopik olarak yeniden bir dengelenme söz konusudur.

İlk kez bu çalışma kapsamında, I. ve II. damarlara ait yüzleklerden yapılan örneklemeler hidrotermal çözeltinin hareket yönü ve jeokimyasal evrimi konusunda tamamlayıcı bilgiler vermektedir. Yüzey örneklerinden gerçekleştirilen sıvı kapanım çalışmaları sonucunda, I. ve II. damarlar için sırasıyla ortalama 277,6 ve 278 °C homojenleşme sıcaklıkları elde edilmiştir. Bu sıcaklıklar kullanılarak, I. ve II. damarlar için $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri, -1,0‰ ve -1,7 ‰ olarak hesaplanmıştır. Hidrotermal çözeltiye ait hesaplanmış oksijen izotop sonuçları değerlendirildiğinde, V<IV<II<I sırasıyla negatiften pozitif doğru ayrıştığı belirlenmiştir (Şekil 7.7). Bu ayrışmada, cevher yerleşimi sırasında hidrotermal çözelti bileşiminde sınırlı olsa yan kaya ile etkileşim sonucu değişimler olduğu da göz önünde bulundurulmalıdır. Arapuçandere damar sistemine ait cevherleşmesine ait $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri incelendiğinde, IV. ve V. damarlarda önemli bir izotop bileşim farklılığı görülmektedir. Cevherleşmenin IV. damarı genel bir eğilim olarak, yüzeyden derine doğru negatif $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerlerinden pozitif değerlere doğru evrimleştiği gözlenmektedir. Aynı damarın özellikle yüzeye yakın bölümlerinden (308 ve 275 katları) alınan örneklerde negatif $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri (-80 ila -90 ‰ aralığında) gözlenmektedir (Şekil 7.7).

Pozitif doğru $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri ile negatife doğru dağılım sunan $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ değerleri birlikte değerlendirildiğinde (Şekil 7.7), V. damarın Arapuçandere damar sistemindeki diğer damarlardan farklılık sunduğu görülmektedir. Bu farklılık, V. damarı oluşturan hidrotermal akışkanda çok evreli bir kaynamanın geliştiğini ve sistemde magmatik sıvı ile meteorik sıvı arasında gerçekleşen bir karışıma işaret etmektedir. Benzer şekilde, sıvı kapanımlar üzerinde gerçekleştirilen petrografik ve mikrotermometrik çalışmalar kaynamanın varlığını net olarak göstermektedir. Damara ait sülfid minerallerindeki Fe, Cu ve S izotopik değişimler de kaynama verisini desteklemektedir. Bozkaya ve diğer. (2008) ve Bozkaya ve Banks (2015)' e ait O-H izotopik değerler de, V. damara ait bu değerlere yakındır (Şekil 7.7).

Sistemin derin bölümlerine ait δD_{H_2O-kil} değerlerine bakıldığında, IV. damara ait 160 işletme katından elde edilen değer damara ait diğer örneklerden oldukça farklı olarak negatif bir değere sahiptir. Bu negatif değer, tüm cevherleşmeler içinde en negatif değer olup, aynı örneğe ait pozitif oksijen izotop değeri ile birlikte değerlendirildiğinde en alt işletme katından alınmasına karşın, felsik magmatik kaynaktan en uzakta yer alan örneklerden biri olduğu sonucu ortaya çıkar. Bu veriler kaynama ile ilişkili hidrojen ve oksijen izotop desenleri ile benzerlik sunar (Taylor, 2009). Damarın bu katında yapılan sıvı kapanım çalışmaları ve jeokimyasal analizlerde elde edilen yüksek Ag ($\pm Au$) değerleri, bu örneğin kaynama zonundan alındığını göstermektedir.

Diğer yandan, hesaplanmış $\delta^{18}O_{H_2O-kil}$ karşı δD_{H_2O-kil} diyagramı incelendiğinde (Şekil 7.7), bölgedeki cevherleşmelere ait değerlerin Biga yarımadasına ait güncel jeotermal sulara az oranda benzerlikler sunduğu görülmektedir (Yalçın, 2007). Arapuçandere'deki V. damar, Sofular-Cu ve Kozcağız-I cevherleşmelerine ait değerler meteorik su çizgisinden uzakta yer almakta ve özellikle yüksek sülfidasyon alanına yakın veya alanın içinde gözlenmektedir. Bu bölgelerde, derin dolaşimli meteorik su ve çevresindeki magmatik kayalar arasında etkileşim sonucunda izotopik değişim (su-kaya etkileşimi) meydana gelmiş ve önemli miktarda magmatik suyun katkısı gözlenmektedir (Shikazono, 2003).

7.5.2 Cevherleşmeye Neden Olan Akışkanların Özellikleri

Yenice yöresindeki porfiri, skarn ve epitermal cevherleşmelerinin farklı kesimlerinden alınan sfalerit ve kuvars örnekleri üzerinde sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Özellikle, Arapuçandere maden sahasındaki damar sistemlerinin yüzey ve galeri katlarına ait birçok farklı lokasyonundan örnek alımı yapılarak sistematik bir sıvı kapanım çalışması gerçekleştirilmiştir.

Arapuçandere'ye ait ötektik sıcaklık değerleri -30 ila -58 °C arasında değişen çok geniş bir bileşimsel aralığa sahiptir. Özellikle, -55 ila -52 °C arası değişen ötektik sıcaklık değerleri NaCl-CaCl₂-H₂O tuzluluk sistemini ve 29,4 % CaCl₂ tuz varlığına

işaret etmektedir (Crawford, 1981; Shepherd, Miller, Scrivener ve Darbyshire, 1985; Goldstein ve Reynolds, 1994). Arapuçandere’de, V. ve IV. damarların üst ve orta katlarında (308 ve 200 m kotları) gözlenen düşük ötektik sıcaklıklar, CaCl_2 içeriğine sahip hidrotermal akışkanlar ile daha yüksek sıcaklıklara sahip ($-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ ’ye ulaşan sıcaklıklar) $\text{NaCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ içerikli diğer hidrotermal akışların cevherleşmeden sorumlu olduğunu göstermektedir. Diğer yandan, her iki damarın alt katlarında (160 ve 120 m kotları) cevherleşmenin baskın $\text{NaCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ bileşenli hidrotermal akışkanlardan meydana geldiğini göstermektedir (Crawford, 1981).

Damar sistemlerinin kuzeybatısında I. damardan II. damara doğru bir bileşimsel zonlanma gözlenmektedir. Bu zonlanma, $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ içerikli hidrotermal akışkanlardan $\text{NaCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ içerikli hidrotermal akışkanlara doğru değişim sunmaktadır. Özellikle, IV. damara daha yakın olan II. damarda, baskın hidrotermal akışların $\text{NaCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ içerikli olduğu görülmektedir.

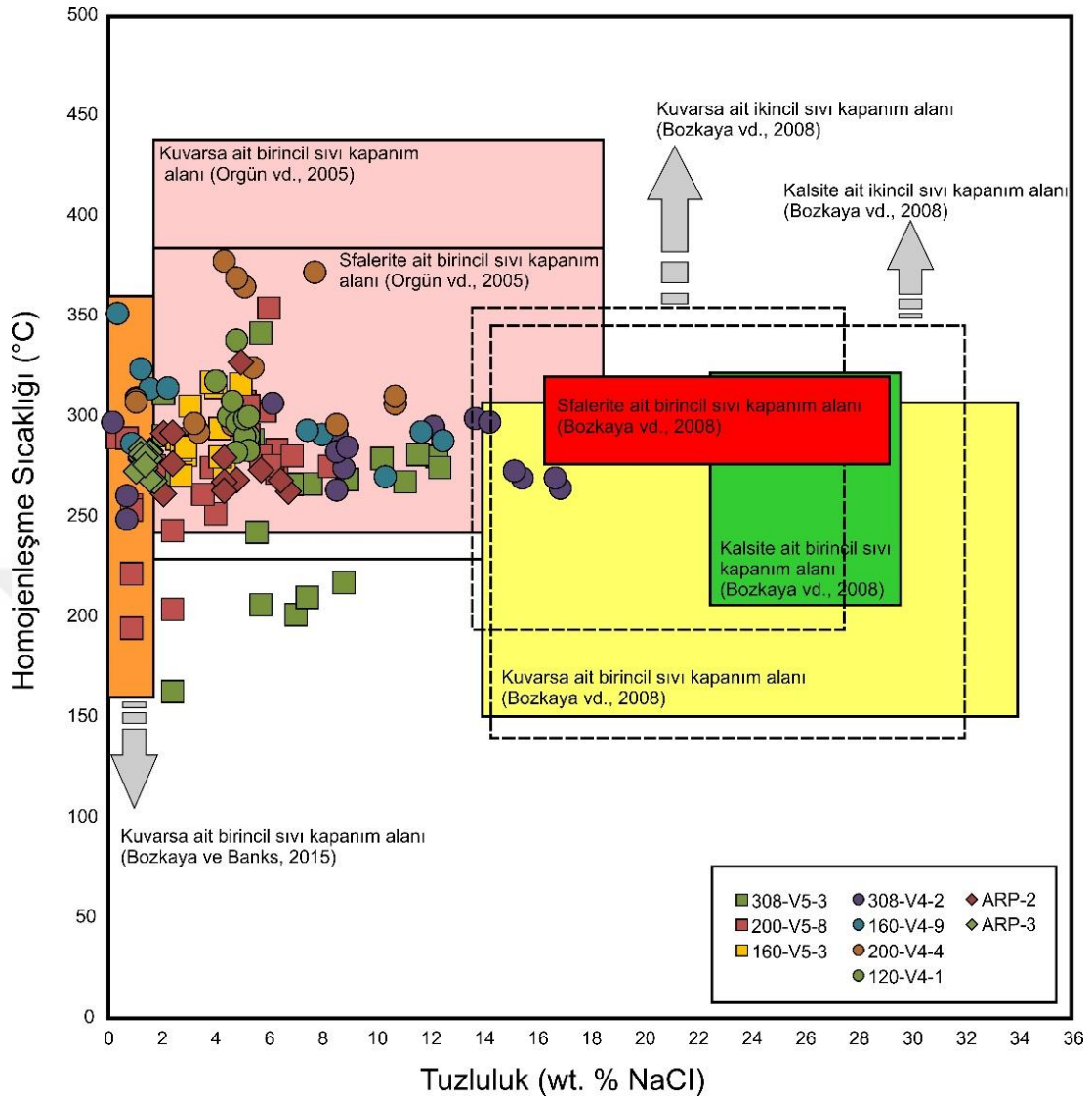
Arapuçandere’deki V. ve IV. damarların üst kotlarında (300 ve 200 m) 16,9 wt. % NaCl ’e varan geniş bir tuzluluk aralığı gözlenirken, alt kotlara doğru tuzluluk değerlerindeki aralık daralmakta ve düşmektedir. Cevherleşmenin I. damarı 7 wt. % NaCl ’e varan düşük tuzluluk değerleri sunmaktadır. Ancak, II. damarda tuzluluklar 1 ila 2 wt. % NaCl arasında değişmekte olup, düşük ve dar tuzluluk aralığı sunmaktadır.

Damarlardan elde edilen homojenleşme sıcaklıkları da benzer şekilde sıcaklık zonlanma deseni sunmaktadır. Cevherleşmenin IV., II. ve I. damarları yüksek homojenleşme sıcaklıklarına sahipken, V. damar daha düşük homojenleşme sıcaklıklarına sahiptir. Özellikle, IV. damarın 200 m kotundan en yüksek homojenleşme sıcaklığı ($377,5^{\circ}\text{C}$) ölçülmüştür. Homojenleşme ve tuzluluk diyagramı göz önüne alındığında, Wilkinson (2001)’a göre bu değerler kaynama ve izotermal karışım yönelimleri sunmaktadır (Şekil 7.8). Cevherleşmede, V. damarın 308 m kotu, IV. damarın 308 ve 200 m kotları izotermal karışım özelliği sunmaktadır. Diğer yandan, her iki damara ait alt kotlarda (160 ve 120 m) daha çok kaynama yönelimi görülmektedir. Özellikle, IV. damarın 120 m kotu belirgin şekilde kaynama yönelimi göstermektedir. Yüzeyde, I. damara ait değerler (ARP-2) izotermal karışım

yönelimine sahipken, II. damara ait değerler (ARP-3) herhangi bir karışım veya kaynama özelliği sunmamaktadır.

Arapuçandere cevherleşmesine ait kalsit, kuvars ve sfalerit mineralleri üzerinde Orgün ve diğer. (2005), Bozkaya ve diğer. (2008) ve Bozkaya ve Banks (2015) tarafından sıvı kapanım çalışmaları gerçekleştirilmiştir (Şekil 7.8). Ancak, bu çalışmalarda ölçüm yapılan örneklerin Arapuçandere cevherleşmesinin hangi damarlarından veya hangi yükseklik kotlarından alındığına dair herhangi açık ve net bir bilgi bulunmamaktadır. Özellikle, cevherleşme üzerinde aynı araştırmacıya ait Bozkaya ve diğer. (2008) ve Bozkaya ve Banks (2015) çalışmaları çok farklı tuzluluk değer aralıkları vermektedir. Bozkaya ve diğer. (2008) çalışmasındaki kuvars minerallerine ait birincil sıvı kapanımların tuzluluk değerleri 14 ila 34 wt. % NaCl aralığında değişen yüksek tuzluluğa sahipken, Bozkaya ve Banks (2015) çalışmasında kuvars minerallerine ait birincil sıvı kapanımların tuzluluk değerleri 0 ila 1,7 wt. % NaCl aralığında değişen çok düşük tuzluluğa sahiptir.

Bu çalışma kapsamında gerçekleştirilen sıvı kapanım çalışmaları sonucunda, Arapuçandere cevherleşmesi geniş bir homojenleşme sıcaklığı aralığı sunmaktadır. En düşük homojenleşme sıcaklıkları V. damarın üst-orta kotlarına ait 308 ve 200 m örneklerinde (sırasıyla 162,9 ve 194,5 °C) gözlenirken, en yüksek homojenleşme sıcaklıkları ise IV. damarın orta-alt kotlarını temsil eden 200 ve 160 m kotlarına ait örneklerde (sırasıyla 375,5 ve 351,4 °C) gözlenmiştir. Elde edilen bu homojenleşme sıcaklıkları, Bozkaya ve diğer. (2008) ve Bozkaya ve Banks (2015)'in çalışmalarındaki sfalerit, kalsit ve kuvarsa ait homojenleşme sıcaklıkları ile birebir uyuşmaktadır. Benzer şekilde, Orgün ve diğer. (2005)'in sfaleritten elde ettikleri sıcaklıklar ile çok yakın benzerlikler gözlenirken, kuvarslarda gözlemledikleri homojenleşme sıcaklıkları biraz daha yüksek değerlerdedir (maksimum 438 °C). Cevherleşmede ölçülen tuzluluk değerleri ile Orgün ve diğer. (2005)'te elde edilen tuzluluk değerleri tamamıyla örtüşmektedir. Ancak, Bozkaya ve diğer. (2008) ve Bozkaya ve Banks (2015) çalışmalarına ait tuzluluk değerleri ile benzerlik göstermemektedir (Şekil 7.8).



Şekil 7.8 Çalışma alanında yer alan Arapuçandere cevherleşmesine ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk diyagramı. Arapuçandere cevherleşmesinde Orgün ve diğer. (2005), Bozkaya ve diğer. (2008) ve Bozkaya ve Banks (2015) tarafından ölçülmüş sıvı kapanım değerlerinin alanları diyagram üzerinde çizilmiştir

Bu sıcaklık ve tuzluluk değerleri “ortaç sülfidasyon epitermal yataklar” ile uyumluluk göstermektedir. Mikrotermometri çalışmalarını desteklemek amacıyla Arapuçandere cevherleşmesinin farklı seviyelerinden seçilen kapanımlar üzerinde yapılan Raman analizlerinde cevherleşme katlarının tümünde düşük ve yüksek tuzlulukları temsil eden su pikleri görülmektedir. Bu veriler, sıvı kapanım ölçümlerinde de gözlenen farklı tuzluluk (0 ila ~17 wt.% NaCl) değerlerini desteklemektedir.

Çalışma alanındaki diğer önemli epitermal cevherleşmesi olan Kozcağız-I'e ait ötektik sıcaklıklar $H_2O-NaCl-KCl-CaCl_2-MgCl_2$ içerikli cevher oluşturan hidrotermal akışkanlar sisteminde yer aldığını göstermektedir (Crawford, 1981; Shepherd ve diğer., 1985; Goldstein ve Reynolds, 1994). Ölçülen son buz ergime sıcaklıkları 0,9 ila 13,9 wt. % NaCl arasında tuzluluk değerlerine karşılık gelmektedir. Homojenleşme sıcaklıkları 233,1 °C ila 329,3 °C arasında değişmektedir. Cevherleşmeye ait bu değerler, Arapuçandere cevherleşmesi ve literatürdeki diğer orta ç sulfidasyon epitermal yatakları ile benzerlik sunmaktadır (Hedenquist ve Henley, 1985; Sillitoe ve Hedenquist, 2003). Cevherleşmenin oluşumu, benzer sıcaklıklara ve farklı tuzluklara sahip iki ayrı hidrotermal akışkandan gerçekleştiği görülmektedir (Wilkinson, 2001).

Çalışma alanında yer alan Karaköy, Soğucak ve Taztepe alanları önemli kuvars damarları ve stokvörkler (ağsal) içermektedir. Taztepe ve Karaköy bölgesinde kuvars damarları ve damarcıklarının (stokvörk) sırasıyla $H_2O-NaCl-KCl-MgCl_2$ ve $H_2O-NaCl-CaCl_2$ içerikli cevher oluşturan akışkanlar sisteminde yer aldığını göstermektedir. Soğucak ve Taztepe bölgeleri arasında yer alana kuvars damarları ise $H_2O-NaCl-KCl-MgCl_2-CaCl_2$ içerikli hidrotermal akışkanlar sisteminde yer almaktadır (Crawford, 1981; Shepherd ve diğer., 1985; Goldstein ve Reynolds, 1994). Genel olarak, homojenleşme sıcaklıkları 200 ila 300 °C aralığında ve tuzluluk değerleri ise 0 ila 6 wt. % arasında değişmektedir. Taztepe bölgesine ait akışkanlar kaynama özelliği sunarken, Soğucak ve Karaköy bölgeleri eş ısıli hidrotermal akışkanların karışımı yönünde bir eğilim sunmaktadır (Wilkinson, 2001). Hidrotermal sıvıların eş ısıli olması, soğuk yüzey suları ile olan karışımın aksine ~6 wt. % NaCl eşdeğerliliği karşılık gelen tuzlu ve seyreltik meteorik sıvıların ve az miktarda da magmatik sıvıların karışımı olarak yorumlanabilmektedir (Wilkinson, 2001).

7.6 Cevherleşmelerin Genel Özellikleri

7.6.1 Arapuçandere $Pb-Zn-Cu \pm Ag \pm Au$ Cevherleşmesi

Arapuçandere cevherleşmesi üzerinde mineralojik, petrografik, mikrotermometrik, izotopik çalışmalar hem yanal hem düşey yönde yapılan örneklemeler ile detaylı

olarak çalışılmıştır. Düşey yönde örnekleme altı farklı işletme katında deniz seviyesinden yüksekliğine göre yüzeyden derine doğru 308, 275, 240, 200, 160 ve 120 m katlarından yapılmıştır.

Arapuçandere cevherleşme ile ilgili bazı çalışmalar literatürde yer almakla beraber (Orgün ve diğer., 2005; Bozkaya ve diğer., 2008; Bozkaya, 2011; Bozkaya ve Banks, 2015), günümüze kadar bu detayda cevher petrografisi ve mineral kimyası çalışmaları yapılmamıştır. Galen, sfalerit, kalkopirit, pirit, manyetit, gümüş sülfotuzları, gümüşçe zengin fahlerz grubu mineraller daha az oranda demir ve kobaltça zengin sülfarsenidlerden ve altından oluşmaktadır. Türkiye'deki epitermal bir cevherleşmede ilk kez bu çalışma kapsamında gümüş sülfotuzları, gümüşçe zengin fahlerz grubu mineraller ve demir ve kobaltça zengin sülfarsenidlerin varlığı ortaya konmuştur (Çiçek, Oyman, Kaliwoda ve Hochleitner, 2017b). Arjantit, jalpait, mckinstryit, stromeyerit, stefanit, polibasit-piersit, freiberjit, gümüşçe zengin tetraedrit-tenantit en yaygın gümüşçe zengin sülfotuzlar olarak saptanmıştır. Bu gümüş mineralleri cevherleşmenin geç fazını temsil ederler ve esasen çatlak dolgusu ve daha önce oluşan sülfidleri kuşatır halde gözlenmektedir. Değişken Au ve Ag içeriğine sahip altın kristalleri dairesel kapanımlar halinde başlıca kalkopirit ve galen içinde gözlenmektedir.

Üretilen Pb-Zn konsantresinde altın ve gümüş içeriği nedeniyle cevher değerinin arttığı Arapuçandere cevherleşmesinde, altın ve gümüş içeren cevher fazların bilimsel olduğu kadar ekonomik değeri de önemlidir. Arapuçandere Pb-Zn-Cu±Au±Ag cevherleşmesinin ortam koşulları ve zaman içinde sistemin oluşum mekanizması hakkında tam bilgi elde etmek amacıyla bazı cevher mineralleri üzerinde mineral kimyası çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda, sistemin alt seviyelerden (160 katı) üst seviyelere (308 katı) mineralojik evrimi ortaya konmuştur.

Piritler bu anlamda sistemin düşey evrimi konusunda önemli ipuçları vermektedir. Piritlerin üst katlara doğru As içeriğinde yükselme (As değeri 1,15 wt. %'lere çıkmakta) saptanmıştır. Üst katlarda üretilen cevherin Au içeriği bakımından zenginleşmesi ile üst katlara doğru piritlerde saptanan arsenik zenginleşmesi arsenik

ve altın arasında bir pozitif korelasyon olduğunu ortaya koyar. Bu olgu düşük-ortaç sülfidasyon Efemçukuru epitermal cevherleşmesinde arsenik içeren piritlerin yüksek altın içermesi (Oyman, Minareci ve Pişkin, 2003) ile uyumluluk sunar.

Üst katlarda jeokimyasal analizlerde görülen yüksek altın değerleri mikroskopta görülememektedir. Bu durum, üst kotlarda altının arsenik ($\pm$ kobalt) içeren piritin kafes sisteminde yer alan (veya çok küçük tane boyutuna sahip) “invisible gold” olarak oluştuğuna işaret etmektedir (Cook ve diğer., 2009; Sung ve diğer., 2009; Zheng, Zhang, Chen, Hollings ve Chen, 2013).

Kobalt içeriğindeki artışa (maksimum 6,59 wt. % Co) bağlı olarak zonlanma gösteren piritlerin, cevherleşmenin üst kotlarında bulunması önemli bir bulgudur. Kobalt içeriğindeki artış, piritlerin kristallenme sıcaklığındaki artışı ile doğru orantılı olduğu düşünülürse (Cook ve Chryssoulis, 1990; Pals, Spry ve Chryssoulis, 2003), sistemin üst bölümlerinde epitermal sınırlar içinde göreceli daha yüksek sıcaklıklarda bir hidrotermal çözeltinin varlığı söz konusudur. Üst kotlarda bu göreceli yüksek sıcaklık sıvı kapanım çalışmalarında da maksimum 341,9 °C’ye kadar çıkan homojenleşme sıcaklıkları ile teyit edilmiştir. Arsenik içeriği yüksek piritlerin yanı sıra sülfarsenid mineralleri olarak, V. damarın 308 ve 160 m kotlarında alloklasit bileşiminde, IV. damarın 160 m kotunda ise arsenopiritlerin varlığı saptanmıştır. Mineral kimyası temelli diyagramlarda, arsenopirit ~300 °C oluşum sıcaklığı gösterirken, alloklasit ~275 ila 425 °C arasında değişen sıcaklık aralığına düşmektedir.

İçerdikleri sfaleritlerin demir içeriğindeki farklılıklara bağlı olarak “Epitermal Yataklar”ın düşük, ortaç ve yüksek sülfidasyon alt başlıkları altında sınıflandırılması yaygın olarak kullanılan mineralojik-jeokimyasal bir yöntemdir (Hedenquist, Arribas ve Gonzales-Urien, 2000; Einaudi ve diğer., 2003; Sillitoe ve Hedenquist, 2003). Farklı katlara ait sfaleritler üzerinde yapılan mineral kimyası çalışmalarından elde edilen FeS mol içeriği genellikle 1’den büyük olup maksimum 10,33 % mol değerlerine ulaşmaktadır. Bu değerler ortaç sülfidasyon epitermal yataklarda sfaleritin FeS içeriği (1 ila 20 mol% FeS arasında değişen) ile uyumludur (Einaudi ve diğer., 2003). Sadece V. damara ait 200 m kotundan alınan sfaleritlerde % mol FeS içeriği

sıfırdan düşüktür. Mineralojik çalışmalar sırasında saptadığımız altın mineralleri, V. damara ait 200 ve 160 m kotlarında bulunmuştur. Göreceli iri taneli altın minerallerinin gözlemlendiği 200 m kotunda, sfaleritlerde Cd içeriğinin 2,79 wt % değerlere ulaştığı görülmektedir. Bu gözlem, Efemçukuru'nda saptanan altın içeriği ile aynı fazda oluşan sfaleritin yüksek Cd içeriği doğru orantılı olması ile uyumludur (Oyman ve diğer., 2003).

Cevherleşmenin her kotunda gözlenen galenlerde yapılan mikroprob ölçümleri sonucunda, sadece 308 m kotuna ait galen içerisinde maksimum 1,24 wt % ulaşan Ag gözlenmiştir. Buda göstermektedir ki, gümüş zenginleşmesi galen dışındaki mineraller ile ilişkilidir. Gümüş ve gümüş içeriği yüksek mineraller, başlıca arjantit, freiberjit, polibasit-piersit, stefanit ve gümüş içeriği yüksek tetraedrit-tenantit mineralleridir. Bu mineraller, cevherleşmenin her iki damarına ait orta (200 m) ve alt (160 m) kotlarında yaygın olarak gözlenmektedir.

7.6.2 Kozcağız-I Pb-Zn-Cu Cevherleşmesi

Kozcağız-I Pb-Cu-Zn cevherleşmesi, Sofular köyünün yaklaşık 1 km kadar doğusunda Hodul birimi içinde yer alan damar tipi bir cevherleşmedir. Gerçek kalınlığı yer yer 1 m'yi aşan damarın doğrultusu boyunca 13 m izlenebilen bir yüzlekte gözlenmekle beraber başta galeriler olmak üzere, 1970'lerden kalan eski işletme kalıntıları doğrultu boyunca devamlılığının bir göstergesi olarak kabul edilebilir.

Sfaleritlerde yapılan mikroprob analizleri Sfaleritlerin FeS mol oranları damar zonlanmasında A (4,25% mol oranı) zonundan C (14,22% mol oranı) zonuna doğru artış göstermektedir. Buna zıt olarak, ZnS mol oranlarında aynı yönde 95,72 % mol oranından 90,71 % mol oranına doğru düşüş gözlenmektedir. Sfaleritlerin demir içeriği göz önüne alındığında, Kozcağız-I ortaç sülfidasyon Pb-Zn-Cu cevherleşmesi, yüksek Ag/Au oranı ve bu oranla uyumlu başlıca galen, sfalerit, pirit, kalkopirit içerikli bir parajenezze sahiptir. Parajenezindeki sfaleritlerin kimyası bu damarın ortaç sülfidasyon epitermal sistem özelliklerine sahip olduğunu göstermektedir (Einaudi ve diğer., 2003).

Kozcağız-I cevherleşmesi ile ilişkili sülfidlerden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, kükürdün magmatik kökenli olduğuna işaret eder (Seal, 2006). Kükürt izotoplarının değerlendirildiği $\delta^{34}\text{S}$ sülfat- $\delta^{34}\text{S}$ sülfid diyagramında, benzer kükürt izotop bileşimi nedeniyle Arapuçandere cevherleşmesi ile yakın bir alanda yer almaktadır. Sofular sokulumu içinde bulunan bakır içeriği yüksek plüton içi damar ise porfiri zonuna yakın bir bölgede yer almaktadır. Bu damardan elde edilen hidrojen izotopları da meteorik su girdisinin varlığına işaret etmektedir. Bu veriler, ısı kaynağından uzakta, düşük sıcaklık ve düşük tuzluluğa sahip olan bu damar sisteminin, meteorik su katkısının yüksek olduğu sistemin üst bölümlerinde yer aldığını göstermektedir. Bu açıdan aşınmanın sınırlı olarak geliştiği bu epitermal sistemin derinlerdeki devamı sondajlarla test edilmelidir.

7.6.3 Kozcağız-II Pb-Zn Cevherleşmesi

Kozcağız-II skarnı Hodul birimi içinde yer alan karbonat içerikli kayaların granitoid kaynaklı magmatik çözeltilerle metasomatizmaya uğraması sonucu gelişen baz metalce zengin distal skarn özellikleri sunan cevher gövdeleridir. Cevherleşme hem yapısal, hem de litolojik kontrolün etkisi altında ilişkili olduğu Sofular plütonu kantağından uzakta gelişmiştir.

Kozcağız-II skarnı başlıca erken evre prograd skarn ve geç evre retrograd skarn oluşumlarına ait geniş bir cevher ve gang parajenezine sahiptir. Baz metal içerikli distal skarna ait cevher mineralleri başlıca galen, sfalerit, pirit ve az oranda kalkopiritten oluşmaktadır. Prograd skarn başlıca farklı bileşimler sunan granat ve piroksen grubu minerallerden oluşmaktadır. Genel olarak tüm klinopiroksenler göreceli yüksek yohansenit uç bileşenine sahiptir. Cevher içeriği düşük zondaki klinopiroksenlerde yohansenit uç bileşeni mol oranı 9 ila 25 (Jo_{9-25}) arasında değişmekte olup ortalaması 20 (Jo_{20})'dir. Buna karşın, cevher içeriği yüksek zona ait klinopiroksenler üç farklı mineral kimyası analizlerinde ortalama Jo_{27} , Jo_{27} ve Jo_{24} değerleri ile daha yüksek mangan içeriğine sahiptir. Kozcağız skarnına ait granat grubu mineraller andradit-grossular katı çözelti serisine ait olup, andradit bileşimi yüksek granatlar baskın olarak cevher içeriği yüksek olan D zonuna (SR-S-4 nolu

örnek) aittir. Spessartin bileşimi en yüksek % 9 mol olarak saptanmıştır. Buna karşın cevher içeriği düşük olan granatların erken evreyi temsil eden çekirdek zonunda grossular içeriği yüksek iken, geç evreyi temsil eden kenar zonlarında granatların andradit bileşimi açısından zengin olduğu saptanmıştır.

Retrograd evreyi temsil eden kalsiyum silikatlardan aksinitin, manganca zengin uç bileşen olan manganaksinit bileşiminde olduğu saptanmıştır. Bir bor-silikat olan aksinitin skarn zonunda gelişimi, Sofular plütununun uyumsuz bir elementi olan bor açısından zengin diferansiyasyona uğramış bir magmadan kaynaklandığının kanıtı olarak kabul edilebilir (Meinert ve diğer., 2005). Retrograd evreyi temsil eden diğer bir mineral olan kloritler, pinoklorit ile diabanit bileşim aralığında yer almaktadır (Deer ve diğer., 1962). Kloritlerin oluşum sıcaklığı 197 ila 222 °C aralığında saptanmıştır. Prograd skarn oluşumu sırasında okside ortamı temsil eden andradit ve diopsit gibi kalsiyum-silikatların kristallenmesini izleyen retrograd evrede oksijen fugasitesi düşer ve sülfür S^{-2} 'ye indirgenir (Meiner ve diğer., 2005). Bu ortam sülfür minerallerinin kristallenmesi için uygun bir ortam oluşturmaktadır.

Plüton kaynaklı hidrotermal çözeltinin göç yolları üzerinde yapılacak sondajlı aramalar cevherleşmenin plütona doğru uzanımını ortaya koyacaktır.

7.6.4 Alandere Pb-Zn±Cu Cevherleşmesi

Kozcağz-II distal skarnına benzer şekilde, Alandere distal skarn cevherleşmesi Hodul birimi içinde yer alan karbonat içerikli kayaçların granitoid kaynaklı magmatik çözeltilerle metasomatizmaya uğraması sonucu gelişmiş ve baz metalce zengin distal skarn özellikleri sunan cevher gövdelerine sahiptir. Cevherleşme hem yapısal, hem de litolojik kontrolün etkisi altında ilişkili olduğu Çakıroba plütunu kontağından uzakta gelişmiştir.

Alandere cevherleşmesi KD doğrultulu kırık sistemleri boyunca yerleşmiş, düşeye yakın eğime sahip Pb-Zn±Cu (Pb>Zn) ve Ag içerikli distal skarn tipi bir cevherleşmedir. Tremolit-aktinolit, kalsit, kuvars, granat ve daha az oranda

klinopiroksen ve epidot başlıca gang mineralleridir. Alandere skarn parajenezindeki amfibol oranı, Kozcağız-II ve diğer demir skarnlara göre oldukça fazladır. Amfiboller genellikle iri taneli (cm boyutunda) radyal kristaller halinde gözlenmektedir. Bu amfibollerin, klinopiroksen psödomorf dokular içermiyor olması olasılıkla karbonatlı kayacın direk olarak ornatılmasından kaynaklanmaktadır. Tremolit-aktinolit türü amfiboller geç evre hidrotermal çözeltilerle yoğun bir şekilde karbonatlaşmış ve yer yer kloritleşme ve silisleşme içermektedir.

Cevherleşme bolluk sırasına göre galen, sfalerit, lilianit, pirit, hematit, sülfarsenid ve kalkopirit cevher minerallerinden oluşmaktadır. Sülfid minerallerinden başlıca pirit ve kalkopiritin amfiboller ve kalsitleri ornattığı gözlenmektedir. Sfalerit mineral kimyası orta ç sülfidasyon yataklarda yer alan sfaleritlerin FeS mol içeriğine benzer olarak % 2,03 ila 4,76 mol arasında değişen FeS içermektedir (Einaudi ve diğer., 2003). Hematit hidrotermal evrede gelişmiş olup birincil sülfid minerallerine eşlik etmektedir. Daha az oranda parajenezde yer alan sülfarsenidlerin mineral kimyaları 250 ila 425 °C arasında değişen oluşum sıcaklıkları vermektedir (Petruk ve diğer., 1971). Kaynaktan uzakta olmaları nedeniyle bu tür skarnlarda meteorik su ve/veya havzadaki yan kayaç kökenli sıvıların etkileri hidrojen izotop bileşimleri ile kanıtlanmıştır (Meinert ve diğer., 2005). Çakıroba plütonu kaynaklı hidrotermal çözeltilerin göç yolları üzerinde yapılacak sondajlı aramalar cevherleşmenin plütone doğru uzanımını ortaya koyacaktır.

7.6.5 Soğucak-Taztepe Porfiri ve Skarn Sistemi

Soğucak porfiritik sokulumu metalüminalı, magnezyen, yüksek K kalk-alkali karakterli, okside I tip bir sokulumdur. Baskın olarak kuvars monzonit, monzogranit bileşimindedir. Yüzeyde kısmen aşınmış olan sokulum üzerinde yapılan mineralojik çalışmalar sonucunda, başlıca fillik, propilitik ve arjilik alterasyonlar ayırt edilmiştir. Oldukça sınırlı olmakla beraber, ileri arjilik alterasyon parajenezinin gözlemlendiği bölümlere de yer yer rastlanmıştır. Sokulum içinde cevher mineralleri saçılım ve daha az oranda damarcıklar halinde bulunmaktadır. Fillik alterasyona eşlik eden cevher mineralleri olarak pirit, manyetit ve daha az oranda kalkopirit gözlenmektedir.

Propilitik alterasyona eşlik eden en yaygın cevher mineralleri manyetit, pirittir. Molibdenit genellikle yassılaşıp/kıvrımlanmış kristaller halinde piritleri çevrelemekte ve yer yer piritin boşluklarına yerleşmiş olarak kuvars damarlarında görülmektedir. Maksimum tane boyları yaklaşık 1 mm'ye kadar ulaşmaktadır. Manyetit erken evreyi temsil eden öz şekilli taneler halinde bulunmaktadır. Sistemin derin bölümlerinde molibdenite eşlik eden kalkopirit ise yaygın olarak bornit ve enarjit tarafından ornatılmaktadır.

Soğucak porfiri sokulumu ile Karakaya Formasyonuna ait Nilüfer ve Hodul birimleri arasında kalan kontakta cevher içeren skarn zonları ayırt edilmiştir (Çiçek ve Oyman, 2019b). Cevher içeriği yüksek skarn oluşumları Karakaya Formasyonu'nun Hodul biriminde difüzyon ve infiltrasyon işlevlerine bağlı seçimli metasomatizma ile gelişmiştir. Bu nedenle Hodul birimi içinde pelitik kayaçlarla ardalanma sunan karbonat içeriği yüksek mercek ve ara katmanlar sokulum kayasından itibaren 50 metreye varan bir alanda cevher içerikli skarn gövdelerine dönüşmüştür. Soğucak skarnının cevherce zengin bölümleri başlıca manyetit, pirit ve çok daha az oranda kalkopirit içeriklidir. Kalsik demir skarnlarda gözlenen karakteristik kalk-silikat mineral parajenezi baskın olarak prograd fazda granat ve klinopiroksen grubu, retrograd fazda amfibol, epidot, plajiyoklas ve kloritten oluşmaktadır. Yüksek demir içerikli prograd evre ve proksimal zonda, başlıca manyetit ve ona eşlik eden kalsiyum silikatlardan klinopiroksen en yaygın mineral fazlarıdır. Granat yer yer anizotrop yer yer izotrop olarak klinopiroksenlere göre daha az oranda cevherleşmeye eşlik etmektedir. Skarn zonu amfibolleri başlıca tremolit-aktinolit bileşimindedir. Granat ve piroksenlerin mineral kimyası sistemin jeokimyasal evrimini yansıtabilecek şekilde zamansal ve mekansal olarak farklılık göstermektedir. Manyetitçe zengin cevherli skarn okside ortamı temsil eden düşük Fe^{2+}/Fe^{3+} oranına sahip diopsit bileşimince zengin klinopiroksen ile temsil edilmektedir ($Di_{60-71}Hd_{28-36}Jo_{2-3}$) (Sato, 1980; Meinert ve diğer., 2005). Cevherli skarnı temsil eden SS6-3 nolu örneğe ait granatlar geniş bir bileşimsel alanda dağılım sunmaktadır ($Grs_{27-66}Adr_{25-71}Prs_{2-8}$). Bu geniş bileşimsel aralığın bir nedeni granatlarda gözlenen kimyasal zonlanmadır. Plüton kontağına yakın demir içeriği yüksek skarn zonunda amfibollerin demir içeriği artmakta ve bileşimi ferro-aktinolit bileşimine doğru kaymaktadır. Epidotlar, amfibollere benzer

şekilde plüton ile olan kontağa yaklaşıldıkça demir içeriği açısından zenginleşmektedir. Ayrıca, plütona yaklaştıkça titanyum içeriğinde de artış gözlenmekte olup, en yüksek titanyum içeriğine sahip olan örnek endoskarn zonundan alınan epidot örneğidir.

Taztepe epitermal damar sistemi, Soğucak porfiritik sokulumunu oluşturan hidrotermal sistemin geç fazı olarak değerlendirilebilir. Taztepe damar sistemi, Soğucak porfiri sokulumunun KD'da yer alan Taztepe yükseltisi üzerinde farklı kotlarda saptanmış kuvars damarlarından oluşmaktadır. Damarlar, Soğucak sokulumuna bağlı hidrotermal çözeltiler tarafından farklı derecelerde silisleşmiş ve alterasyona uğramış Karakaya Formasyonu'nuna ait temel kayalar içinde yer almaktadır. Doğrultuları boyunca en fazla 50 m takip edilebilen damar zonu breşik ve stokvörk cevherleşmelerinde katılımıyla, yer yer 1 m kalınlığa ulaşmaktadır. Damarlar başlıca ince-orta taneli kuvarstan oluşmakta ve yer yer tarak yapısı oluşturan iri kuvars kristalleri de gözlenmektedir. Damar içinde ve silisleşmiş yan kayada sülfid mineral içeriği düşük olup genellikle %5'ten daha düşüktür.

Soğucak plütону ile ilişkili Fe (Cu) skarn yer yer zenginleşen Mo, Bi, Se, Te, Co içerikleri ile I-tip okside bir porfiritik sokulum ile ilişkili olabilecek zenginleşmeler sunmaktadır. Taztepe bölgesinin güneyinde aplitik damar içinde Bi-Te-Se içerikli tetradimit oluşumları bulunmuştur. Bu mineral yaygın olarak ortaç-yüksek sıcaklık Au, Au-Cu ve polimetallik magmatik ve hidrotermal yataklarda gözlenmektedir (Cook ve diğer., 2007). Bu mineralin varlığı derin yerleşimli bir plütondan salınan cevherli magmatik-hidrotermal akışkanlara işaret etmekte ve Taztepe ile derin yerleşimli bir magmatik sistem arasında genetik bir bağlantı olduğunu gösterir. Uçucular açısından zengin magmatik buharın yoğunlaşmasıyla muhtemelen bölgede gözlenen ileri arjilik alterasyonuna neden olmuştur.

7.6.6 Karaköy Bölgesi

Karaköy bölgesi, ilk kez bu çalışma kapsamında saptanan porfiritik dokulu yarı derinlik sokulumuna bağlı olarak gelişen porfiri sistemle ilişkili “yüksek sülfidasyon

epitermal” sistem özelliği gösteren alterasyon zonlanması ile karakteristiktir. Karaköy cevherleşmesi olasılıkla derin yerleşimli kalk-alkalen bir asidik sokuluma bağlı olarak, bu sokulumla ilişkili granodiyorit porfir bileşimli yarı derinlik kayasının kalk-alkalen andezitik-dasitik bileşimli lav ve piroklastiklerden oluşan Hallaçlar volkanikleri içine sokulması ile gelişen alterasyon zonları ile karakterize edilir.

Sahada en yaygın gözlenen propilitik alterasyon, volkanik ve yarı derinlik kayaların ilksel mineralojik bileşimine bağlı olarak klorit, plajiyoklas, karbonat topluluğu ile karakterize olmaktadır. Epidotun baskın olduğu propilitik alterasyon, sıcaklığın göreceli olarak yükseldiği iç propilitik zona karşılık gelmektedir. Granodiyorit porfire yakın bölümlerde, iç propilitik alterasyon yanı sıra fillik alterasyon zonunda saptanmıştır. Epidotun baskın olduğu iç propilitik ve fillik alterasyonun üzerine daha düşük sıcaklıklarda ve daha düşük pH’da gelişen illit, smektit ile temsil edilen arjilik alterasyon gelişmiştir (Corbett, 2017). İleri arjilik alterasyon olasılıkla aşınmış olup, yer yer yamalar şeklinde kalıntıları gözlenmektedir. İleri arjilik alterasyondan sonra gelişen silisik alterasyon cevherleşmeden sorumludur. Karaköy’de kuvars damarları şeklinde tespit edilen silika yapıları üzerinde yapılan jeokimyasal analizler, anomali olarak kabul edilebilecek değerli metal konsantrasyonlarının varlığını göstermektedir. Genel olarak cevherli yüksek sülfidasyon epitermal sistemlerde geç evre mineralizasyonun gerçekleşmesinde rol oynayan sıvılar, erken evre buhar fazın kondensatı sıvıdan farklı olarak ortaç tuzluluktaki hidrotermal akışkanlardır (Sillitoe ve Hedenquist, 2003).

Mineralojik-petrografik ve jeokimyasal veriler cevherleşme odağı olarak değerlendirilebilecek potansiyel bir saha olduğunu göstermektedir ve sondajlı arama programı ile değerlendirilmesi gereken bir bölgedir.

BÖLÜM SEKİZ

SONUÇLAR

Bu tez kapsamında, çalışma saha sınırları içerisinde yer alan başlıca epitermal (Arapuçandere, Kozcağız-I, Tepetarla) ve porfiri-skarn (Kozcağız-II, Alandere, Soğucak, Alankaya) cevherleşmeleri üzerinde jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal çalışmalar tüm yönleri ile uygulanmıştır.

Çalışma alanında yer alan cevherleşmelere neden olan magmatik-hidrotermal sistemler ile ilişkili granitoid kayalar, I-tipi, magnezyen, kalk-alkali, metaluminalı karakterde ve biyotit+amfibol±piroksen alanında yer alan kayalardır. Tipik bir dalma-batma ile ilişkili çarpışma sonrası volkanik yay-ardı granitoidlerinin evrim sürecinde, magmanın fraksiyonel kristallenmesi ve asimilasyonu işlevlerinin etkin olduğu ortaya konmuştur. Granitoid bileşiminde yer alan birincil sulu silikatların (biyotit, amfibol) bolluğu, dalma-batma ile değişen kaynak kayadan türeyen bölümsel eriyiklerin sulu ve okside olduğunu ve bu nedenle üst kabuksal yerleşim üzerinde magmatik hidrotermal maden yatakları oluşturma potansiyeline sahip olduğunu gösterir. Sokulumlara ait minerallerin kimyası genel olarak incelendiğinde, Yenice yöresindeki Çakıroba ve Soğucak porfiri sokulumlar cevherli kalk-alkali okside magmalar ile benzerlikler göstermektedir

Çalışma alanında yüzlek vermiş yarı derinlik ve derinlik kayalardan $25,8 \pm 1,6$ ila $27,4 \pm 1,8$ My (Geç Oligosen/Şattiyen) arasında dar bir alanda dağılım sunan yaşlar saptanmıştır. Cevherleşme yaşları, Soğucak porfiri sokulumu ile ilişkili molibdenit için $25,39 \pm 0,1$ My ve Sofular sokulumu ile ilişkili molibdenit için $25,76 \pm 0,11$ My olarak belirlenmiştir. Çalışma alanındaki porfiri ve skarn sistemler bu sokulumlar ile direk olarak ilişkili iken, epitermal sistemleri oluşturan hidrotermal çözeltinin hareketi genleşme tektoniği ile ilişkili gevrek deformasyon ürünü yapılar ile kontrol edilmektedir. Epijenetik, ortaç-sülfidasyon hidrotermal damar tipi bir cevherleşme olan Arapuçandere cevherleşmesi ve diğer epitermal damarlar, Geç Oligosen/Şattiyen aralığını izleyen evrede güümüzdeki konumlarına yerleşmiştir.

Birçok farklı cevherleşme tipinden alınan sülfidlere ait Cu, Fe, S ve Pb izotop değişimleri, bölgedeki metal kaynağı ve cevher oluşturan akışkanın evrimi hakkında önemli bilgiler vermektedir. Yenice yöresinde, $\delta^{56}\text{Fe}$ ve $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri sırasıyla -1,06 ile +0,46‰ ve -0,07 ile +0,77 ‰ arasında değişmektedir. Dünya çapında tüm I-tipi plütonlar, tipik olarak -0,08 ile 0,21‰ arasında değişen $\delta^{56}\text{Fe}$ değerlerine ve $+0,03 \pm 0,15$ ‰ $\delta^{65}\text{Cu}$ değerine sahiptir. En ağır $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri (+0,44 ve +0,46 ‰) Soğucak porfiri alterasyon zonuna ait piritlerde gözlenmekte ve Arapuçandere ortaç sülfidasyon epitermal yatağı içindeki damarlarına ait pirit örnekler -0,73 ile -0,43 ‰ arasında değişen daha hafif $\delta^{56}\text{Fe}$ değerleri vermektedir. Bölgedeki temel kayalardan herhangi bir Fe asimilasyonu gözlenmemekle birlikte, bu $\delta^{56}\text{Fe}$ aralıkları muhtemelen redoks, Rayleigh ve kinetik etkilerin karmaşık etkileşimini yansıtmaktadır.

Kalkopirit ve pirlere ait $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri, magmatik-hidrotermal sistemlerdeki tipik birincil (hipojen) cevher minerallerinden elde edilen -1 ile +1 ‰ $\delta^{65}\text{Cu}$ aralığında yer almaktadır. Soğucak porfiri sokulumunda, fillik alterasyon zonu (0,77 ‰), potasik (çekirdek) alterasyon zonuna yakın iç propilitik alterasyon zonundan (0,13 ‰) daha yüksek $\delta^{65}\text{Cu}$ değerine sahiptir. Dünyadaki diğer benzer porfiri sistemlerde de potasik/iç piropilitik zondan fillik/ileri arjilik zona doğru artan bir $\delta^{65}\text{Cu}$ zonlanma deseni gözlenmektedir. Arapuçandere yatağındaki kalkopiritlere ait Cu izotop değerleri, magmatik-hidrotermal ortamların proksimal zonundan distal zonlarına doğru bir vektör oluşturacak şekilde, damarların alt kotlarından üst kotlarına doğru giderek artma eğilimindedir.

Yenice yöresindeki cevherleşmelerden elde edilen sülfidlere ait $\delta^{34}\text{S}$ değerleri, magmatik kökenli kükürt ile uyumlu olarak nispeten dar bir kükürt izotop aralığı (-4,0 ila 3,9 ‰ arasında) sergilemektedir. Tüm değerler, Biga Yarımadası'ndaki çeşitli epitermal yataklardan (yüksek-ortaç-düşük sülfidasyon) bildirilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri aralığındadır. Sülfidlerin hesaplanan $\delta^{34}\text{S}-\text{H}_2\text{S}_{\text{aq}}$ değerleri, porfiri ve yüksek sülfidasyon alanlarına düşmekte ve nispeten indirgen koşullar altındaki H_2S 'in baskın olduğu hidrotermal akışkanların taşınması ve kademeli soğuması ile ilişkili bir cevher oluşum mekanizmasına işaret etmektedir. Ayrıca, sülfidler ortak bir kurşun kaynağına işaret eden homojen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izotop bileşimlerine

sahiptir. Tüm Pb izotop değerleri (tüm kayalar da dahil), Biga Yarımadası'ndaki Oligo-Miyosen magmatik kayaların alanı içinde yer alan dar bir aralık sunmaktadır. Bu gözlemler, bu tez kapsamında incelenen tüm cevherleşmelerdeki metallerin ve kükürtün, temel kayalardan önemli bir kirlenme olmaksızın tamamen lokal magmatik kayalardan geldiği hipotezini desteklemektedir.

Özetle, kalk-alkali ve I-tipi magmatizma, Yenice yöresinde Geç Oligosen ile Erken Miyosen arasında önemli bir magmatik-hidrotermal ortamın oluşmasına neden olmuştur. Soğucak porfiri-skarn sisteminin ve ilişkili Arapuçandere ortaç sülfidasyon epitermal yatağının oluşumları, cevherleşmelerden sorumlu akışkanların kademeli soğuması ve redoks durumlarında ($\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$) meydana gelen değişimler sonucu gerçekleşmiştir. Metallerin çökelimi esnasında gelişen akışkanların fizikokimyasal özellikleri, Soğucak-Arapuçandere magmatik-hidrotermal sistemdeki sülfidlerde (pirit ve kalkopirit) Cu ve Fe izotopik fraksiyonlaşmalara neden olmuştur. Soğucak'ta, düşük $\delta^{65}\text{Cu}$ değeri esas olarak derinde yüksek sıcaklık iç piropilitik/potasik alterasyonu karakterize ederken, daha yüksek $\delta^{65}\text{Cu}$ değerleri ise fillik alterasyona ve skarn zonuna karşılık gelmektedir. Diğer yandan, izotopik olarak daha ağır Fe izotop değerleri, Soğucak porfiri ve skarn zonunda pirit ve manyetit bileşimine ağır demir izotoplarının dahil olduğunu göstermektedir. Kalıntı magmatik-hidrotermal akışkanlar ise hafif demir izotoplarınca zenginleşmiştir. Hidrotermal fazda, porfiri sokulum ile ilişkili Arapuçandere yatağına ait damarlarda pirit-kalkopirit kristalleşmesi ile kalıntı akışkan arasında fizikokimyasal koşullar altında Rayleigh tipi fraksiyonlaşma işlevleri nedeniyle Fe ve Cu izotoplarında önemli bir fraksiyonlaşma gerçekleşmiştir. Genel olarak, damarın alt kotlarından üst kotlarına doğru (erken evreden geç evreye doğru) pirit ve kalkopiritin demir ve bakır izotop değerlerinde artış gözlenmektedir. Ancak, cevherleşmenin iki farklı zonundan alınan örneklerde kaynamanın etkisiyle yeniden izotopik dengelenme gerçekleşmiştir.

Sıvı kapanım çalışmaları ile entegre $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ve $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ -kil değerleri, Arapuçandere cevherleşmesinin çok evreli kaynama olayları sonucu oluştuğu ve sistemin hidrotermal çözeltisine ait suyun, magmatik su kaynağı ile meteorik su kaynakları arasında bir karışım olduğu ortaya konmuştur.

Bu tez ile çalışma alanının, Geç Oligosen/Şatiyen yaşı farklı sokulumlar ile ilişkili porfiri, proksimal-distal skarn ve düşük-ortaç sülfidasyon epitermal olmak üzere başlıca Ag-Au-Pb-Zn-Cu-Fe-Sb-As-Te-Bi içeriğine sahip potansiyel cevher odaklarına sahip bir bölge olduğu kanıtlanmıştır.



KAYNAKLAR

- Abdel-Rahman, A. M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541.
- Abu El-Enen, M. M., Okrusch, M. ve Will, T. M. (2004). Contact metamorphism and metasomatism at a dolerite - limestone contact in the Gebel Yelleq area, Northern Sinai, Egypt. *Mineralogy and Petrology*, 81, 135-164.
- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P. ve Tonaolini, S. (2010). On the geodynamics of the Aegean rift. *Tectonophysics*, 488, 7-21.
- Ağdemir, N., Kırkoğlu, M. S., Lehmann, B. ve Tietze, J. (1994). Petrology and alteration geochemistry of the epithermal Balya Pb-Zn-Ag deposit, NW Turkey. *Mineralium Deposita*, 29, 366-371.
- Akal, C. (2013). Coeval shoshonitic-ultrapotassic dyke emplacements within the Kestanol pluton, Ezine-Biga Peninsula (NW Anatolia). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22, 220-238.
- Akbaş, B., Akdeniz, N., Aksay, A., Altun, İ., Balcı, V., Bilginer, E., Bilgiç, T., Duru, M., Ercan, T., Gedik, İ., Günay, Y., Güven, İ. H., Hakyemez, H. Y., Konak, N., Papak, İ., Pehlivan, Ş., Sevin, M., Şenel, M., Tarhan, N., Turhan, N., Türkecan, A., Ulu, Ü., Uğuz, M.F., Yurtsever, A. ve diğerleri (2017). *Türkiye Jeoloji Haritası*. Ankara: MTA.
- Akıska, S. (2020). Crystallization conditions and compositional variations of silicate and sulfide minerals in the Pb-Zn skarn deposits, Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 118 (103322), 1-19.

- Akıska, S., Demirela, G. ve Sayılı, S. I. (2013). Geology, mineralogy and the Pb, S isotope study of the Kalkım Pb-Zn $\pm$ Cu deposits, Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Geosciences*, 58, 379-396.
- Anbar, A. D., Jarzecki, A. A. ve Spiro, T. G. (2005). Theoretical investigation of iron isotope fractionation between $\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6^{3+}$ and $\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6^{2+}$: Implications for iron stable isotope geochemistry. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 69, 825-837.
- Annen, C., Blundy, J. D. ve Sparks, R. S. J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47, 505-539.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y. (1983). Biga Yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. *MTA Dergisi*, 95/96, 1-13.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. ve Mitchel, J. G. (2000). Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Altunkaynak, S. ve Dilek, Y. (2013). Eocene mafic volcanism in northern Anatolia: its causes and mantle sources in the absence of active subduction. *International Geology Review*, 55, 1641-1659.
- Altunkaynak, Ş., Dilek, Y., Genç, C. Ş., Sunal, G., Gertisser, R., Furnes, H., Foland, K. A. ve Yang, J. H. (2012b). Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo-Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey. *Gondwana Research*, 21, 961-986.
- Altunkaynak, Ş. ve Genç, Ş. C. (2008). Petrogenesis and time-progressive evolution of the Cenozoic continental volcanism in the Biga Peninsula, NW Anatolia (Turkey). *Lithos*, 102, 316-340.

- Altunkaynak, Ş., Sunal, G., Aldanmaz, E., Genç, C. Ş., Dilek, Y., Furnes, H., Foland, K. E., Yang, J. ve Yıldız, M. (2012a). Eocene granitic magmatism in NW Anatolia (Turkey) revisited: new implications from comparative zircon SHRIMP U-Pb and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology and isotope geochemistry on magma genesis and emplacement. *Lithos*, 155, 289-309.
- Anderson, J. L. ve Smith, D. R. (1995). Effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-in hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559
- Anıl, M. (1979). *Etude geologique et metallogenique du secteur septentrional de Yenice (Presqu'île de Biga-Turquie)*. Doktora Tezi, Ecole de Geologie, Nancy-France.
- Anıl, M. (1984). Genesis of the Pb-Zn-Cu mineralization and relations with Tertiary volcanism in Yenice area (Arapuçandere-Kurttaş-Sofular and Kalkim-Handeresi). *Chamber of Geological Engineers of Turkey*, 20, 17-30.
- Anıl, M. ve Yaman, S. (1985). Fluid inclusions studies on the Arapuçandere (Yenice-Çanakkale) Pb-Zn mineralizations. *Bulletin of Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University*, 12, 81-91.
- Arribas, A. (1995). Characteristic of high-sulfidation epithermal deposits and their relation magmatic fluid. In magmas, fluids, and deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 23, 419-454.
- Atılğan, I. (1977). The conditions and origin of Biga Peninsula Pb-sulphosalts. *Bulletin of Institute of Earth Sciences of Istanbul University*, 1-2, 53-76.
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H. H., Richards, J. P. ve Jourdan, F. (2013). Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper-gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review*, 55, 1-27.

- Aygen, T. (1956). Etude géologique de la région de Balya. *Publication of the Maden Tetkik Arama Enstitüsü (MTA)*, 11, 1-95.
- Aysal, N. (2005). *Biga (Çanakkale) Doğusunun Mesozoyik-Senozoyik magmatizması ve metamorfizmasının petrolojisi*. Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Aysal, N. (2015). Mineral chemistry, crystallization conditions and geodynamic implications of the Oligo-Miocene granitoids in the Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 105, 68-84.
- Aysal, N., Öngen, S. ve Hanilçi, N. (2006). Karadoru granitoid plütönu yan kayaçlarının petrografisi ve skarn zonunun özellikleri, Yenice-Çanakkale. *İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, 19 (2), 183-194.
- Babazadeh, S., Furman, T., Cottle, J. M., Raeisi, D. ve Lima, I. (2019). Magma chamber evolution of the Ardestan pluton, Central Iran: evidence from mineral chemistry, zircon composition and crystal size distribution. *Mineralogical Magazine*, 83, 763-780.
- Bachinski, D. J. (1969). Bond strength and sulfur isotope fractionation in coexisting sulfides. *Economic Geology*, 64, 56-65.
- Beane, R. E. (1978). Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69, 241-256.
- Beccaleto, L., Bonev, N., Bosch, D. ve Bruguier, O. (2007). Record of a Palaeogene syncollisional extension in the north Aegean region: evidence from the Kemer micaschists (NW Turkey). *Geological Magazine*, 144, 393-400.
- Beccaleto, L. ve Steiner, C. (2005). Evidence of two-stage extensional tectonics from the northern edge of the Edremit graben, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 283-298.

- Bingöl, E. (1968). *Contribution a l'étude geologique de la partie centrale et sud-est du massif de Kazdağ (Turquei)*. Doktora Tezi, Nancy Universitesi, Fransa.
- Bingöl, E., Akyürek, B. ve Korkmazer, B. (1975). Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve Karakaya Formasyonu'nun bazı özellikleri. *Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Tebliğler*, MTA, Ankara, 70-76.
- Black, K. N., Catlos, E. J., Oyman, T. ve Demirbilek, M. (2013) Timing Aegean extension: evidence from in situ U–Pb geochronology and cathodoluminescence imaging of granitoids from NW Turkey. *Lithos*, 180-181, 92-108.
- Blundy, J. D. ve Holland, T. J. B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
- Bodnar, R. J. (1995). Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. Magmas, fluids and ore deposits. *Mineralogical Association of Canada, Short Course*, 23, 139-152.
- Bodnar, R. J., Reynolds, T. J. ve Kuehn, C. A., (1985). Fluid inclusion systematics in epithermal systems. In B. R. Berger, Bethke, P. M. (Ed.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, Society of Economic Geologists. *Reviews in Economic Geology*, 2, 73-98.
- Bonev, N., Beccaletto, L., Robyr, M. ve Monié, P. (2009). Metamorphic and age constraints on the Alekeci shear zone: Implications for the extensional exhumation history of the northern Kazdag massif, NW Turkey. *Lithos*, 113, 331-345.
- Bonev, N., Spikings, R., Moritz, R., Marchev, P. ve Colligns, D. (2013). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the timing of Tertiary crustal extension and its temporal relation to ore forming and magmatic processes in the Eastern Rhodope Massif, Bulgaria. *Lithos*, 180-181, 264-278.

- Bozkaya, G. (2009). Fluid inclusion and stable isotope (O, H and S) evidence for the origin of the Balcılar vein type barite-galena mineralization in Çanakkale, Biga Peninsula, NW Turkey. *Journal of Geochemical Exploration*, 101, 1-8.
- Bozkaya, G. (2011). Sulphur- and lead-isotope geochemistry of the Arapuçandere lead-zinc-copper deposit, Biga Peninsula, Northwest Turkey. *International Geology Review*, 53, 116-129.
- Bozkaya, G. ve Banks, A. D. (2015). Physico-chemical controls on ore deposition in the Arapucandere Pb–Zn–Cu-precious metal deposit, Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 66, 65-81.
- Bozkaya, G. ve Gökçe, A. (2001). Geology, ore petrography and fluid inclusion characteristics of the Koru (Çanakkale) Pb-Zn deposits. *Engineering faculty bulletin of Cumhuriyet University, Earth Science*, 18, 55-70.
- Bozkaya, G., Gökçe, A. ve Grassineau, N. V. (2008). Fluid inclusion and stable isotope characteristics of the Arapuçandere Pb-Zn-Cu deposits, Northwest Turkey. *International Geology Review*, 50, 848-862.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey-a synthesis. *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Bozkurt, E., Holdsworth, B. K., Koçyiğit, A. (1997). Implications of Jurassic chert identified in the Tokat Complex, northern Turkey. *Geological Magazine*, 134, 91-97.
- Bragin, N. Y., Tekin, U. K. ve Özçelik, Y. (2002). Middle Jurassic radiolarians from the Akgöl Formation, central Pontids, northern Turkey. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 10, 609-628.

- Braxton, D. ve Mathur, R. (2011). Exploration applications of copper isotopes in the supergene environment: a case study of the Bayugo porphyry copper-gold Deposit, southern Philippines. *Economic Geology*, 106, 1447-1463.
- Brinkmann, R. (1966). Geotektonische gliederung von west anatolien. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 10, 603-618.
- Brinkmann, R. (1971). Jungpalaiozoikum und alteres Mesozoikum in NW-Anatolien. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA) Bulletin*, 76, 56-67.
- Brun, J. P. ve Sokoutis, D. (2012). 45 Ma of Aegean crust and mantle flow driven by trench retreat. *Geology*, 38, 815-818.
- Burnham, C. W. ve Ohmoto, H. (1980). Late stage process of felsic magmatism. *Society of Mining Geologists of Japan*, 8, 1-11.
- Bullen, T. D., White, A. F., Childs, C. W., Vivit, D. V. ve Schulz, M. S. (2001). Demonstration of significant abiotic iron isotope fractionation in nature. *Geology*, 29, 699-702.
- Butler, I. B., Archer, C., Vance, D., Oldroyd, A. ve Rickard, D. (2005). Fe isotope fractionation on FeS formation in ambient aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 430-442.
- Candan, O., Çetinkaplan, M., Oberhänsli, R., Rimmelé, G. ve Akal, C. (2005). Alpine high-P/low-T metamorphism of the Afyon Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia, Turkey. *Lithos*, 84, 102-124.
- Candan, O., Dora, O. Ö., Oberhänsli, R., Oelsner, F. ve Durr, S. (1997). Blueschist relics in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif and correlations with Samos Island, Cyclades. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 77, 95-99.

- Candela, P. A. (1989). Felsic magmas, volatiles, and metallogenesis. In J. A. Whitney, A. J. Naldrett (Ed.). *Ore deposition associated with Magmas* içinde (223-233). Socorro, NM: Reviews in Economic Geology, Society of Economic Geology.
- Candela, P. A. (1992). Controls on ore metal ratios in granite-related ore systems: An experimental and computational approach. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 317-326.
- Candela, P. A. (1997). A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and ore metals. *Journal of Petrology*, 38, 1619-1633.
- Candela, P. A. ve Holland, H. D. (1986). A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal system: The origin of porphyry-type ore deposits. *Economic Geology*, 81, 1-19.
- Candela, P. A. ve Piccoli, P. M. (2005). Magmatic processes in the development of porphyry type ore systems. In J. W. Hedenquist, J. F. H. Thompson, R. J. Goldfarb, J. P. Richards, (Ed.), *Economic Geology, 100th Anniversary Volume Society of Economic Geologists*, 25-37.
- Cavazza, W., Okay, A. I. ve Zattin, M. (2009). Rapid early-middle Miocene exhumation of the Kazdag Massif (western Anatolia). *International Journal of Earth Sciences*, 98, 1935-1947.
- Chakrabarti, R., Basu, A. R. ve Ghatak, A. (2012). Chemical geodynamics of Western Anatolia. *International Geology Review*, 54, 227-248.
- Chaussidon, M., Albarede, F. ve Sheppard, S. M. F. (1989). Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 92, 144-156.

- Chiaradia, M., Merino, D. ve Spikings, R. (2009). Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru). *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 505-515.
- Ciobanu, C. L. ve Cook, N. J. (2004). Skarn textures and a case study, the Ocna de Fier – Dognecea orefield, Banat, Romania. *Ore Geology Reviews*, 24, 315-370.
- Clayton, R. N. ve Mayeda, T. K. (1963). The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27, 43-52.
- Clayton, R. N., O'Neil, J. R. ve Mayeda, T. (1972). Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, 77, 3057-3067.
- Clechenko, C. C., ve Valley, J. W. (2003). Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro Wollastonite Skarn, Adirondacks Mts, New York: A record of shallow hydrothermal processes preserved in granulite facies terrane. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 771-784.
- Cline, J. S. ve Bodnar, R. J. (1991). Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research*, 96, 8113-8126.
- Cloos, M. (2001). Bubble magma chambers, cupolas, and porphyry copper deposits. *International Geology Review*, 43, 285-311.
- Coltorti, M., Bondamian, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y. ve Powell, W. (2007). Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99, 68-84.

- Cook, N. J. ve Chryssoulis, S. L. (1990). Concentrations of invisible gold in the common sulphides. *Canadian Mineralogist*, 28, 1-16.
- Cook, N. J. ve Ciobanu, C. L. (2004). Bismuth tellurides and sulphosalts from the Larga hydrothermal system, Metaliferi Mts, Romania: Paragenesis and genetic significance. *Mineralogical Magazine*, 68, 301-321.
- Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Pring, A., Skinner, W., Shimizu, M., Danyushevsky, L., Saini-Eidukat, B. ve Melcher, F. (2009). Trace and minor elements in sphalerite: a LA-ICPMS study. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 73 (16), 4761-4791.
- Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Wagner, T. ve Stanley, C. J. (2007). Minerals of the system Bi-Te-Se-S related to the tetradymite archetype: Review of classification and compositional variation. *Canadian Mineralogist*, 45, 665-708.
- Corbett, G. J. (2017). *Epithermal Au-Ag and porphyry Cu-Au exploration* (September 2017 ed.). Short course manual (Yayımlanmamış).
- Corbett, G. J. ve Leach, T. M. (1998). Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization. *Society of Economic Geologists*, 6, 1-238.
- Cox, K. G., Bell, J. D. ve Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks* (1st ed.). London: Chapman & Hall.
- Crawford, M. L. (1981). Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. Fluid Inclusions: Applications to Petrology. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, 6, 75-100.
- Crowe, D. E., Riciputi, L. R., Bezenek, S. ve Ignatiev, A. (2001). Oxygen isotope and trace element zoning in hydrothermal garnets: Windows into large-scale fluid flow behavior. *Geology*, 29, 479-482.

- Çiçek, M. (2013). *Origin and evolution of hydrothermal fluids in Koru and Tesbihdere (Lapseki-Çanakkale) Epithermal Pb-Zn-Cu $\pm$ Ag $\pm$ Au deposits*. Master Thesis, Dokuz Eylül University, İzmir.
- Çiçek, M. ve Oyman, T. (2016). Origin and evolution of hydrothermal fluids in epithermal Pb-Zn-Cu $\pm$ Au $\pm$ Ag deposits at Koru and Tesbihdere mining districts Çanakkale, Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 78, 176-195.
- Çiçek, M. ve Oyman, T. (2019b). Mineralogical and Geochemical characterization of Soğucak (Yenice, Çanakkale) Fe ($\pm$ Cu) Skarn, Biga Peninsula, NW Turkey. *72nd Geological Congress of Turkey with international participation*, Ankara.
- Çiçek, M. ve Oyman, T. (2019a). Copper and Iron Isotope Geochemistry of the Mineralization in the NE of Yenice (Çanakkale-Biga Peninsula), NW Turkey. *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region*, İzmir.
- Çiçek, M., Oyman, T. ve Palmer, M. R. (2020). Variation of Cu, Fe, S and Pb isotopes in sulfides from hydrothermal mineralization from the Yenice region in Çanakkale, Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 136, 104255.
- Çiçek, M., Oyman, T., Kaliwoda, M. ve Hochleitner, R. (2017b). Mineralogy and mineral chemistry of the Arapuçandere Pb-Zn-Cu (Ag-Au) mineralization in the northeast of Yenice (Çanakkale), Biga Peninsula, NW Turkey. *Workshop on Subduction Related Ore Deposits, Karadeniz Technical University, Trabzon-Turkey*.
- Çiçek, M., Oyman, T., Palmer, M. R., Catlos, E. J., Selby, D., Michalik A. ve Cooper, M. J. (2017a). Geochronology and isotope (Sr, Nd and Pb) geochemistry of the Oligocene intrusions and associated hydrothermal mineralization in the northeast of Yenice, NW, Turkey. *Goldschmidt 2017 Kongresi, Paris-Fransa*, 695.

- Çiçek, M., Oyman, T., Ozgenc, I. ve Akbulut, M. (2012). Fluid evolution of the Koru Pb-Zn deposit, Çanakkale (NW-Turkey). *International Earth Science Colloquium on the Aegean Region, IESCA-2012 Abstract Book*, 158.
- Dauphas, N., Roskosz, M., Alp, E., Neuville, D., Hu, M., Sio, C., Tissot, F., Zhao, J., Tissandier, L., Médard, E. ve Cordier, C. (2014). Magma redox and structural controls on iron isotope variations in Earth's mantle and crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 398, 127-140.
- Dauphas, N., van Zuilen, M., Wadhwa, M., Davis, A. M., Marty, B. ve Janney, P. E. (2004). Clues from Fe isotope variations on the origin of Early Archean BIFs from Greenland. *Science*, 306, 2077-2080.
- Dayal, A. (1984). *Çanakkale (Yenice) granitinin petrografisi ve buna bağlı cevherleşmeler*. Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.
- de Albuquerque, C. A. R. (1973). Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 1779-1802.
- Debon, F. ve Le Fort, P. (1983). A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth Sciences*, 73, 135-149.
- Deer, W. A., Howie, R. A. ve Zussman, J. (1962). *Rock-forming minerals (1st ed.)*. London: Longmans.
- Delaloye, M. ve Bingöl, E. (2000). Granitoids from Western and Northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. *International Geology Review*, 42/3, 241-268.
- Demirela, G. 2011. *Geology and genesis of the Çataltepe (Lapseki/Çanakkale) Pb-Zn±Cu±Ag deposit*. PhD Thesis, Ankara University, Ankara.

- Dinter, D. A. (1998). Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: origin of the north Aegean basin. *GSA Bulletin*, 110, 1208-1230.
- Dilek, Y. ve Altunkaynak, S. (2009). Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 311 (1), 213-233.
- Dilek, Y. ve Moores, E. M. (1990). Regional tectonics of the Eastern Mediterranean ophiolites. *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proceedings of the Symposium on Ophiolites and Oceanic Lithosphere, Geological Survey Department Nicosia, Cyprus*, 295-309.
- Dilles, J. H. (1987). The petrology of the Yerington batholith, Nevada: Evidence for the evolution of porphyry copper ore fluids. *Economic Geology*, 82, 1750-1789.
- Dilles, J. H. ve John, D. A. (2021). Porphyry and epithermal mineral deposits. *Encyclopedia of Geology* (2. Baskı) içinde (847-866). Oxford: Elsevier
- Duan, J., Tang, J., Li, Y., Liu, S.A., Wang, Q., Yang, C. ve Wang, Y. (2016). Copper isotopic signature of the Tiegelongnan high-sulfidation copper deposit, Tibet: implications for its origin and mineral exploration. *Mineralium Deposita*, 51, 591-602.
- Dufek, J. ve Bergantz, G. W. (2005). Lower crustal magma genesis and preservation: astochastic framework for the evaluation of basalt–crust interaction. *Journal of Petrology*, 46, 2167-2195.
- Duru, M., Pehlivan, Ş., Okay, A. İ., Şentürk, Y., Kar, H. 2012. Biga Yarımadası'nın Senozoyik öncesi jeolojisi. E. Yüzer, G. Tunay (Ed.), *Biga Yarımadası'nın genel ve ekonomik jeolojisi* içinde (7-75). Ankara: MTA.

- Dymek, R. F. (1983). Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, west Greenland. *American Mineralogist*, 68, 880-899.
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W. ve İnan, E. E. (2003). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal precious metal deposits. In: S. F. Simmons, (Ed.), Sulfidation State of Hydrothermal Fluids. *Society of Economic Geologists, Special Publication*, 10, 285-314.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. ve Şaroğlu, F. (2013). 1/1.250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası. Ankara: MTA.
- Ercan, T., Satır, M., Steinitz, G., Dora, A., Sarıfakıoğlu, E., Adis, C., Walter, H. ve Yıldırım, T. (1995). Biga Yarımadasıyla Gökçeada, Bozcaada ve Tavşan adalarındaki (KB Anadolu) Senozoyik volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, 117, 55-86.
- Ercan, T., Türkecan, A., Guillou, H., Satır, M., Sevin, D. ve Şaroğlu, R. (1998). Marmara Denizi çevresindeki Senozoyik volkanizmasının özellikleri. *MTA Dergisi*, 120, 199-221.
- Erkül, S.T. ve Erkul, F. (2013). Comment on Al-in-Hornblende thermobarometry and Sr-Nd-O-Pb isotopic compositions of Early Miocene Alacam granite in NW Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22, 354-358.
- Ersoy, E. Y., Akal, C., Genç, Ş. C., Candan, O., Palmer, M. R., Prelević, D., Uysal, İ. ve Mertz-Kraus, R. (2017a). U-Pb zircon geochronology of the Paleogene-Neogene volcanism in the NW Anatolia: Its implications for the Late Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *Tectonophysics*, 717, 284-301.

- Ersoy, E. Y. ve Palmer, M. R. (2013). Eocene-Quaternary magmatic activity in the Aegean: implications for mantle metasomatism and magma genesis in an evolving orogeny. *Lithos*, 180-181, 5-24.
- Ersoy, E. Y., Palmer, M. R., Genç, Ş. C., Prelević, D., Akal, C. ve Uysal, İ. (2017b). Chemo-probe into the mantle origin of the NW Anatolia Eocene to Miocene volcanic rocks: Implications for the role of, crustal accretion, subduction, slab roll-back and slab break-off processes in genesis of post-collisional magmatism. *Lithos*, 288-289, 55-71.
- Ersoy, E. Y., Palmer, M. R., Uysal, İ. ve Gündoğan, İ. (2014). Geochemistry and petrology of the Early Miocene lamproites and related volcanic rocks in the Thrace Basin, NW Anatolia. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 283, 143-158.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. ve Newberry, R. J. (1981). Skarn deposits. *Economic Geology*, 75, 317-391.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology* (2nd ed). New York: John Wiley and Sons.
- Feng, C., Liu, S., Chi, G., Bi, X., Hu, R. ve Coulson, I. M. (2021). Zinc, copper, and strontium isotopic variability in the Baiyangping Cu–Pb–Zn–Ag polymetallic ore field, Lanping Basin, Southwest China. *Acta Geochimica*, 40, 557-574.
- Fernandez, A. ve Borrok, D. M. (2009). Fractionation of Cu, Fe, and Zn isotopes during the oxidative weathering of sulfide-rich rocks. *Chemical Geology*, 264, 1-12.
- Fifarek, R. H. ve Rye, R. O. (2005). Stable-isotope geochemistry of the Pierina high sulfidation Au-Ag deposit, Peru: Influence of hydrodynamics on SO_4^{2-} - H_2S sulfur isotopic exchange in magmatic-steam and steam-heated environments. *Chemical Geology*, 215, 253-279.

- Filip, J., Dachs, E., Tuček, J., Novák, M. ve Bezdička, P. (2008). Low-temperature calorimetric and magnetic data for natural end-members of the axinite group. *American Mineralogist*, 93, 548-557.
- Foden, J., Sossi, P. ve Wawryk, C. M. (2015). Fe isotopes and the constrasting petrogenesis of A-, I- and S-type granite. *Lithos*, 212-215, 32-44.
- Foley, N. K., Caddey, S. W., Byington, C. B. ve Vardiman, D. M. (1993). Mineralogy, mineral chemistry and paragenesis of gold, silver, and base metal ores of the North Amethyst vein system, San Juan Mountains, Mineral County, Colorado. *U.S. Geological Survey, Professional Paper*, 1537, 1-48.
- Foster, M. D. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geological Survey*, 354, 1-146.
- Frezzotti, M. L., Tecce, F. ve Casagli, A. (2012). Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1-20.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. ve Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. ve Villari, L. (1984). Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *Geological Society, London, Special Publications*, 17, 687-699.
- Gammon J. B. (1966). Some observations on minerals in the system CoAsS-FeAsS. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 46, 405-431.
- Genç, Ş. C. (1998). Evolution of the Bayramic, magmatic complex, Northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 233-249.

- Genç, Ş. C., Dönmez, M., Akçay, A. E., Altunkaynak, Ş., Eyüpoğlu, M. ve Ilgar, Y. (2012). Biga Yarımadası Tersiyer volkanizmasının stratigrafik, petrografik ve kimyasal özellikleri. E. Yüzer, G. Tunay (Ed.), *Biga Yarımadasının Genel ve Ekonomik Jeolojisi* içinde (122-162). Ankara: MTA.
- Georgiev, S., Marchev, P., Heinrich, C.A., von Quadt, A., Peytcheva, I. ve Manetti, P. (2009). Origin of nepheline-normative high-K ankaramites and the evolution of Eastern Srednogie Arc in SE Europe. *Journal of Petrology*, 50, 1899-1933.
- Georgiev, S., von Quadt, A., Heinrich, C. A., Peytcheva, I. ve Marchev, P. (2012). Time evolution of a rifted continental arc: integrated ID-TIMS and LA-ICPMS study of magmatic zircons from the Eastern Srednogie, Bulgaria. *Lithos*, 154, 53-67.
- Giggenbach, W. F. (1997). The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. In H. L. Bames, (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York: John Wiley and Sons.
- Giret, A., Bonin, B. ve Leger, J. M. (1980). Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Canadian Mineralogist*, 18, 481-495.
- Giri, R. K., Pandit, D. ve Rao, N. V. C. (2018). Cobaltoan Pyrite in a Lamprophyre from the Sidhi Gneissic Complex, Mahakoshal Belt, Central India. *Journal Geological Society of India*, 91, 5-8.
- Goldfarb, R. J., Newberry, R. J., Pickthorn, W. J. ve Gent, C. A. (1991). Oxygen, hydrogen, and sulfur isotope studies in the Juneau gold belt, SouthEastern Alaska - constraints on the origin of hydrothermal fluids. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 86, 66-80.

- Goldstein, R. H. (2003). Petrographic analysis of fluid inclusions. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, Short Course*, 32, 9-53.
- Goldstein, R. H. ve Reynolds, T. J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Society for Sedimentary Geology, Short Course*, 31, 1-199.
- Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A. ve Uysal, S. (2000). A geotraverse across NW Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In E. Bozkurt, J. Winchester, J. A. Piper, (Ed.). *Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding Area* içinde (139-161). London: Geological Society of London.
- Graham, S., Pearson N., Jackson S., Griffin W. ve Reilly, S. (2004). Tracing Cu and Fe from source to porphyry: In situ Determination of Cu and Fe Isotope Ratios in Sulfide from the Grasberg Cu-Au Deposit. *Chemical Geology*, 207, 147-169.
- Gregory, M. J. ve Mathur, R. (2017). Understanding copper isotope behavior in the high temperature magmatic-hydrothermal porphyry environment. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18, 4000-4015.
- Guilbaud, R., Butler, I. B. ve Ellam, R. M. (2011). A biotic pyrite formation produces a large Fe isotope fractionation. *Science*, 332, 1548-1551.
- Guilbert, J. M ve Park, C. F. (1986). *The Geology of Ore Deposits*. San Francisco: Freeman.
- Gustafson, L. B. ve Hunt, J. P. (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador. Chile. *Economic Geology*, 70, 857-912.

- Güleç, N. (1991). Crust-mantle interaction in western Turkey: Implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geological Magazine*, 128, 417-435.
- Gülmez, F., Genç, S. C., Keskin, M. ve Tüysüz, O. 2013. A post-collision slab-breakoff model for the origin of the Middle Eocene magmatic rocks of the Armutlu-Almacık belt, NW Turkey and its regional implications. In A. H. F. Robertson, O. Parlak, U. C. Unlugenc, (Ed), Geological Development of Anatolia and the Easternmost Mediterranean Region. *Geological Society, London, Special Publication*, 372, 107-139.
- Gülmez, F., Genç, Ş. C., Prelevic, D., Tüysüz, O., Karacık, Z., Roden, M. F. ve Billor, Z. (2016). Ultrapotassic volcanism from the waning stage of the Neotethyan subduction: a key study from the Izmir-Ankara-Erzincan Suture Belt, Central Northern Turkey. *Journal of Petrology*, 57, 561-593.
- Hammarstrom, J. M. ve Zen, E. (1986). Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Harris, A. C. ve Golding, S. D. (2002). New evidence of magmatic-fluid-related phyllic alteration: Implications for the genesis of porphyry Cu deposits. *Geology*, 30, 335-338.
- Hattori, K. ve Sato, H. (1996). Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products. *American Mineralogist*, 81, 982-994.
- He, Z., Zhang, X., Deng, X., Hu, H., Li, Y., Yu, H., Archer, C., Li, J. ve Huang, F. (2020). The behavior of Fe and S isotopes in porphyry copper systems: Constraints from the Tongshankou Cu-Mo deposit. Eastern China. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 270, 61-83.

- Hedenquist, J. W., Arribas, A. ve Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Economic Geology*, 13, 245-277.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. ve Reynolds, T. J. (1998). Evolution of an intrusion – centered hydrothermal system: far southeast Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93, 373-404.
- Hedenquist, J. W. ve Henley, R. W. (1985). The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology*, 80, 1379-1406.
- Heimann, A., Beard, B. L., Johnson, C. M. (2008). The role of volatile exsolution and subsolidus fluid/rock interactions in producing high ⁵⁶Fe/⁵⁴Fe ratios in siliceous igneous rocks. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 72, 4379-4396.
- Henry, D. J. ve Guidotti, C. V. (2002). Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87, 375-382.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. ve Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328.
- Hildreth, W. ve Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hoefs, J. (2009). *Stable isotope geochemistry*. Berlin: Springer Verlag.
- Holland, H. D. (1972). Granites, solutions, and base-metals. *Economic Geology*, 67, 281-301.

- Hurai, V., Monika, H., Slobodnik, M. ve Thomas, R. (2015). *Geofluids developments in microthermometry, spectroscopy, thermodynamics and stable isotopes*. Netherlands: Elsevier.
- Hutchison, W., Finch, A. A. ve Boyce, A. J. (2020). The sulfur isotope evolution of magmatic hydrothermal fluids: Insights into ore-forming processes. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 288, 176-198.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W. R. A. (1971). A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Ishihara, S. ve Sasaki, A. 1989. Sulfur isotopic ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith: A reconnaissance study. *Geology*, 12, 788-791.
- Ishizuka, O., Taylor, R. N., Milton, A. J. ve Nesbitt, R. (2003). Fluid-mantle interaction in an intraoceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 211, 221-236.
- Jamtveit, B. (1991). Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnets, Nonlinear behavior in regions of immiscibility. *American Mineralogist*, 76, 1319-1327.
- Jamtveit, B. ve Hervig, R. L. (1994). Constraints on transport and kinetics in hydrothermal systems from zoned garnet crystals. *Science*, 263, 505-508.
- Jamtveit, B., Wogelius, R. A. ve Fraser, D. G. (1993). Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. *Geology*, 21, 113-116.
- Jiang, C. Y. ve An, S. Y. (1984). On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3, 1-9.

- Jiang, S., Woodhead, J., Yu, J., Pan, J., Liao, Q. ve Wu, N. (2002). A reconnaissance of Cu isotopic compositions of hydrothermal vein-type copper deposit Jinman, Yunnan, China. *Chinese Science Bulletin*, 47, 249-251.
- Jiang, S. Y., Wang, R. C., Xu, X. S. ve Zhao, K. D. (2005). Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems. *Physics and Chemistry of the Earth*, 30 (17-18), 1020-1029.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F. ve Dai, B. Z. (2006). Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: Geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 617-633.
- Johnson, C. M., Beard, B. L., Beukes, N. J., Klein, C. ve O'Leary, J. M. (2003). Ancient geochemical cycling in the Earth as inferred from Fe isotope studies of banded iron formations from the Transvaal Craton. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144, 523-547.
- Johnson, C. M., Skulan, J. L., Beard, B. L., Sun, H., Nealson, K. H. ve Braterman, P. S. (2002). Isotopic fractionation between Fe(III) and Fe(II) in aqueous solutions. *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 141-153.
- Jolivet, L. ve Brun, J. P. (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean. *International Journal of Earth Sciences*, 99,109-138.
- Kaaden, G. (1956). Edremit Bölgesinde jeoloji ve maden yatakları incelemeleri. *MTA, Rapor No. 2400* (yayımlanmamış).
- Karacık, Z. ve Yılmaz, Y. (1998). Geology of the ignimbrites and the associated volcanoplutonic complex of the Ezine area, northwestern Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1-4), 251-264.

- Karacık, Z., Yılmaz, Y., Pearce, J. A. ve Ece, Ö. I. (2008). Petrochemistry of the South Marmara granitoids, Northwest Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 97, 1181-1200.
- Kasapoğlu, B., Ersoy, E. Y., Uysal, İ., Palmer, M. R., Zack, T., Koralay, O. E. ve Karlsson, A. (2016). The petrology of Paleogene volcanism in the Central Sakarya, Nallıhan region (NW Anatolia): Implications for the initiation and evolution of post-collisional, slab break-off related magmatic activity. *Lithos*, 246-247, 81-98.
- Kaya, O. ve Mostler, H. (1992). A middle Triassic age for low grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (Izmir), Western Turkey: The first paleontological age assignment and structural-stratigraphic implication. *Newsletter for Stratigraphy*, 26, 1-17.
- Kaya, O., Özkoçak, O. İ. ve Lisenbee, A. (1989). Stratigraphy of the pre Jurassic blocky sedimentary rocks to the south of Bursa, NW Turkey. *Mineral Research and Exploration of Turkey (MTA) Bulletin*, 109, 15-24.
- Kawakatsu, K. ve Yamaguchi, Y. (1987). Successive zoning in amphiboles during progressive oxidation in the Daito-Yokota granitic complex, San-in belt, southwest Japan. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 51, 535-540.
- Keaneko, W. ve Hermann, J. (2002) The oscillatory intergrowth of feldspars in titanian andradite, Little Dromedary, NSW, Australia. *European Journal of Mineralogy*, 14 (2), 379-388.
- Kidder, J. A., Voinot, A., Sullivan, K. V., Chipley, D., Valentino, M., Layton-Matthews, D. ve Leybourne, M. (2020). Improved ion-exchange column chromatography for Cu purification from high-Na matrices and isotopic analysis by MC-ICPMS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 35, 776-783.

- Koçyiğit, A. (1987). Tectono-stratigraphy of the Hasanoglan (Ankara) region: evolution of the Karakaya orogen. *Yerbilimleri*, 14, 269-293.
- Kozur, H., Aydın, M., Demir, O., Yakar, H., Göncüoğlu, M.C. ve Kuru, F. (2000). New stratigraphic and palaeogeographic results from the Palaeozoic and early Mesozoic of the Middle Pontides (northern Turkey) in the Azdavay, Devrekani, Küre and İnebolu areas. Implications for the Carboniferous–Early Cretaceous geodynamic evolution and some related remarks to the Karakaya oceanic rift basin. *Geologica Croatica*, 53, 209-268.
- Kretschmar, U. ve Scott, S. D. (1976). Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canadian Mineralogist*, 14, 86-364.
- Krushensky, R. D. (1976). Neogene calc-alkaline extrusive and intrusive rocks of the Karalar-Yesiller area. *Bulletin of Volcanology* 39, 336-360.
- Kuşcu, İ., Tosdal, R. M. ve Gençalioglu-Kuşcu, G. (2019). Episodic porphyry Cu (-Mo-Au) formation and associated magmatic evolution in Turkish Tethyan collage. *Ore Geology Reviews*, 107, 119-154.
- Kwak, T. A. P. (1986). Fluid inclusions in skarns (carbonate replacement deposits). *Journal of Metamorphic Geology*, 4, 363-384.
- Labidi, J., Cartigny, P. ve Jackson, M. G., (2015). Multiple sulfur isotope composition of oxidized Samoan melts and the implications of a sulfur isotope “mantle array” in chemical geodynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 417, 28-39.
- Lalonde, A. E. ve Bernard, P. (1993). Composition and color of biotite from granites: Two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn interval zone of Wopmay orogen, Northwest Territories. *Canadian Mineralogist*, 31, 203-217.

- Larson, P. B., Maher, K., Ramos, F. C., Chang, Z., Gaspar, M. ve Meinert, L. M. (2003). Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments. *Ore Geology Reviews*, 201, 337-350.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. ve Youzhi, G., (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association. Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
- Leven E. J. ve Okay, A. I. (1996). Foraminifera from the exotic Permo-Carboniferous limestone blocks in the Karakaya Complex, Northwest Turkey. *Rivista Italia a Paleontologia e Stratigrafia*, 102, 139-174.
- Li, J. X., Qin, K. Z., Li, G. M., Evans, N. J., Huang, F. ve Zhao, J. X. (2018). Iron isotope fractionation during magmatic-hydrothermal evolution: A case study from the Duolong porphyry Cu-Au deposit. Tibet. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 238, 1-15.
- Li, J. X., Qin, K. Z., Li, G. M., Evans, N. J., Zhao, J. X., Cao, M. J. ve Huang, F. (2016). The Nadun Cu-Au mineralization, central Tibet: root of a high sulfidation epithermal deposit. *Ore Geology Reviews*, 78, 371-387.
- Li, S. R., Santosh, M., Zhang, H. F., Luo, J. Y., Zhang, J. Q., Li, C. L., Song, J. Y. ve Zhang, X. B. (2014). Metallogeny in response to lithospheric thinning and craton destruction: geochemistry and U–Pb zircon chronology of the Yixingzhai gold deposit, central North China Craton. *Ore Geology Reviews*, 56, 457-471.

- Li, Z. H., Zhu, X. K., ve Tang, S. H. (2008a). Characters of Fe isotopes and rare earth elements of banded iron formations from Anshan-Benxi area: Implications for Fe source. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27 (4), 285-290.
- Li, Z. H., Zhu, X. K., Tang, S. H. ve Li, Y. H. (2008b). Fe isotope fractionation between magnetite and pyrite during green schist-lower amphibolites facies metamorphism. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 27 (4), 291-297.
- Li, W., Jackson, S. E., Pearson, N. J., Alard, O. ve Chappell, B. W. (2009). The Cu isotopic signature of granites from the Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Chemical Geology*, 258, 38-49.
- Li, W., Jackson, S. E. ve Pearson, N. J. (2010). Copper isotopic zonation in the Northparkes porphyry Cu-Au deposit. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 74, 4078-4096.
- Lugmair, G. W. ve Marti, K. (1978). Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution line of the lunar crust and mantle. *Earth Planetary Science Letters*, 39, 349-357.
- Maher, K. C. ve Larson, P. B. (2007). Variation in copper isotope ratios and controls on fractionation in hypogene skarn mineralization at Corocohuayco and Tintaya, Peru. *Economic Geology*, 102, 225-237.
- Mair, J. L., Farmer, G. L., Groves, D. I., Hart, C. J. R. ve Goldfarb, R. J. (2011). Petrogenesis of postcollisional magmatism at Scheelite Dome, Yukon, Canada: evidence for a lithospheric mantle source for magmas associated with intrusion-related gold systems. *Economic Geology*, 106, 451-480.
- Maniar, P. O. ve Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.

- Marchev, P., Georgiev, S., Raicheva, R., Peytcheva, I., von Quadt, A., Ovtcharova, M. ve Bonev, N. (2013). Adakitic magmatism in post-collisional setting: an example from the Early–Middle Eocene Magmatic Belt in Southern Bulgaria and Northern Greece. *Lithos*, 180-181, 159-180.
- Marchev, P., Kibarov, P., Spinkings, R., Ovtcharova, M., Márton, I. ve Moritz, R. (2010). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb geochronology of the Iran Tepe volcanic complex, Eastern Rhodopes. *Geologica Balcanica*, 39, 3-12.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Veselli, O., Chiaradia, M. ve Moritz, R. (2004). Compositional diversity of Eocene–Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: Implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics*, 393, 301-328.
- Markl, G., Lahaye, Y. ve Schwinn, G. (2006b). Copper isotopes as monitors of redox processes in hydrothermal mineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70 (16), 4215-4228.
- Markl, G., Wagner, T. ve Blanckenburg, F. V. (2006a). Iron isotope fractionation during hydrothermal ore deposition and alteration. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 70, 3011-3030.
- Martin, R. F. (2007). Amphiboles in the igneous environment. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 67, 323-358.
- Martini, J. E. J. (1988). As-Zn mineralisation associated with a Proterozoic geothermal system in the Rooiberg Group. *South African Journal of Geology*, 91, 337-345.
- Mathur, R., Jin, L., Prush, V., Paul, J., Ebersole, C., Fornadel, A. ve Brantley, S. (2012). Cu isotopes and concentrations during weathering of black shale of the Marcellus Formation, Huntingdon County, Pennsylvania (USA). *Chemical Geology*, 304-305, 175-184.

- Mathur, R., Munk, L., Nguyen, M., Gregory, M., Annel, H. ve Lang, J. (2013). Modern and paleofluid pathways revealed by Cu isotope compositions in surface waters and ores of the Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit, Alaska. *Economic Geology*, 108, 529-541.
- Mathur, R., Titley, S., Barra, F., Brantley, S., Wilson, M., Phillips, A., Munizaga, F., Maksaev, V., Vervoort, J. ve Hart, G. (2009). Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposit. *Journal of Geochemical Exploration*, 102 (2), 1-6.
- Mathur, R. ve Wang, D. (2019). Transition metal isotopes applied to exploration geochemistry: Insights from Fe, Cu, and Zn. In S. Decr`ee, L. Robb, (Ed.), Ore deposits: Origin, exploration, and exploitation. *Geophysical Monograph Series, American Geophysical Union*, 242, 163-184.
- McDonough, W. F. ve Sun, S. (1995). The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Megaw, P. K. M. (1998). Carbonate-hosted Pb-Zn-Ag-Cu-Au replacement deposits: An exploration perspective. In Mineralized intrusion-related skarn systems. In D. R. Lentz (Ed.), *Mineralogical Association of Canada, Short Course 26*, 337-357.
- Meinert, L. D. (1983). Variability of skarn deposits-Guides to exploration. S. J. Boardman, (Ed.), *Revolution in the Earth Sciences içinde* (301-316). Iowa: Kendall-Hunt Publishing.
- Meinert, L. D. (1992). Skarn and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19,145-162.
- Meinert, L. R. (1995). 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.

- Meinert, L. D. (1997). Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology*, 6, 185-208.
- Meinert, L. D., Diple, G. M. ve Nicolescu, S. (2005). World skarn deposits. *Society of Economic Geologist, Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 299, 3-36.
- Melfos, V. ve Voudouris, P. (2017). Cenozoic metallogeny of Greece and potential for precious, critical and rare metals exploration. *Ore Geology Reviews*, 89, 1030-1057.
- Menant, A., Jolivet, L. ve Vrielynck, B. (2016). Kinematic reconstructions and magmatic evolution illuminating crustal and mantle dynamics of the Eastern Mediterranean region since the late Cretaceous. *Tectonophysics*, 675, 103-140.
- Menant, A., Jolivet, L., Tuduri, J., Loiselet, C., Bertrand, G. ve Guillou-Frottier, L. (2018). 3D subduction dynamics: A first-order parameter of the transition from copper- to gold-rich deposits in the Eastern Mediterranean region. *Ore Geology Reviews*, 94, 118-135.
- Middlemost, E. A. K. (1985). *Magmas and magmatic Rocks* (1st ed.). London: Longman.
- Mirnejad, H., Mathur, R., Einali, M., Dendas, M. ve Alirezaei, S. (2010). A comparative copper isotope study of porphyry copper deposits in Iran. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 10, 413-418.
- Mitchell, A. H. G. (1992). Andesitic arcs, epithermal gold and porphyry-type mineralization the western Pacific and Eastern Europe. *Transactions of the Institution of Mining Metallurgy*, 101, 125-138.
- Moeller, K., Schoenberg, R., Pedersen, R. B., Weiss, D. ve Dong, S. (2012). Calibration of the new certified reference materials ERM-AE633 and ERM-AE647

- for copper and IRMM-3702 for zinc isotope amount ratio determinations. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36, 177-199.
- Moix, P., Beccalotto, L., Kozur, H. W., Hochard, C., Rosselet, F. ve Stampfli, G. M. (2008). A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region. *Tectonophysics*, 451, 7-39.
- MTA. (1993a). Gold and silver inventory of Turkey. *MTA Publication, Rapor No: 198*.
- MTA. (1993b). Lead-zinc inventory of Turkey. *MTA Publication, Rapor No: 199*.
- Munoz, J. L. (1984). F-OH and Cl-OH exchange in mica with application to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13, 469-493.
- Munoz, J. L. (1992). Calculation of HF and HCl fugacities from biotite compositions: Revised equations. *Geological Society of America, Abstract Programs*, 24, A221.
- Munoz, J. L. (2008). Calculation of HF and HCL fugacities from biotite compositions: Revised equations. *Geological Society of America, Abstract Programs*, 24, 221.
- Murakami, H., Watanabe, Y. ve Stein, H. (2005). Re-Os ages for molybdenite from the Tepeoba breccia-centered Cu-Mo-Au deposit, western Turkey: Brecciation-triggered mineralization. In J. Mao, F. Bierlein, *Mineral deposit research: Meeting the global challenge* içinde (805-808), Berlin Heidelberg, Springer.
- Müller, D. ve Groves, D. I. (2019). *Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization* (5th ed.). Cham: Springer.
- Nachit, H., Ibhi, A. B., Abia, El-H., El Hassan, A. ve Ben Ohoud, M. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 1415-1420.

- Nakano, T. (1998). Pyroxene geochemistry as an indicator for skarn metallogenesis in Japan: In mineralized intrusion-related skarn systems. *Mineralogical Association of Canada, Short Course*, 26, 147-167.
- O'Connor, J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey, Professional Paper, USGS*, 79-84.
- Ohmoto, H. ve Lasaga, A. C. (1982). Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 46, 1727-1745.
- Ohmoto, H. ve Rye, R. O. (1979). *Isotopes of sulfur and carbon. Geochemistry of hydrothermal ore deposit*, (2nd ed.). New York: Holt Rinehart and Winston.
- Okay, A. I. ve Göncüoğlu, M. C. (2004). The Karakaya Complex: A review of data and concepts. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 13, 77-95.
- Okay, A. I., Harris, N. B. W. ve Kelley, S. P. (1998). Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in Northwest Turkey. *Tectonophysics*, 285, 275-299.
- Okay, A. I. ve Monié, P. (1997). Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean: Evidence from Triassic eclogite in Northwest Turkey. *Geology*, 25, 595-598.
- Okay, A. I., Monod, O. ve Moni, P. (2002). Triassic blueschists and eclogites from Northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, 64, 155-178.
- Okay, A. I. ve Satır, M. (2000). Coeval plutonism and Metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in Northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137, 495-516.

- Okay, A. I., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R. ve Akyüz, S. (1996). Paleo- and Neo-Tethyan events in Northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In A. Yin, M. T. Harrison, (Ed.). *Tectonics of Asia* (420-441). Cambridge: Cambridge University Press.
- Okay, A. I. ve Siyako, M. (1993). The revised location of the İzmir-Ankara Suture in the region between Balıkesir and İzmir. *Ozan Sungurlu Symposium Proceedings, Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions*, Ankara, 333-355.
- Okay, A. I., Siyako, M. ve Bürkan, K. A. (1990). Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula. *Bulletin of the Turkish Association of Petroleum Geologists*, 2, 83-121.
- Okay, A. I., Siyako, M. ve Bürkan, K. A. (1991). Geology and tectonic evolution of the Biga Peninsula. *Bulletin of the Technical University of Istanbul*, 44, 191-255.
- Okay, A. I., Tansel, İ. ve Tüysüz, O. (2001). Obduction, subduction and collision as reflected in the Upper Cretaceous–Lower Eocene sedimentary record of western Turkey. *Geological Magazine*, 138, 117-142.
- Okay, A. I. ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In B. Durand, L. Jolivet, F. Horváthand, M. Séranne (Ed.). *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen* (475-515). London: Geological Society.
- Oyman, T. (2010). Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe-Cu skarn deposit in Ayvalık, (Balıkesir), Turkey. *Ore Geology Reviews*, 37, 175-201.
- Oyman, T. (2019). Epithermal Deposits of Turkey. In F., Pirajno, C., Ünlü, M., Şahin, (Ed.). *Mineral Resources of Turkey* (159-223). Cham: Springer.

- Oyman, T., Minareci, F. ve Pişkin, Ö. (2003). Efemçukuru B-rich epithermal gold deposit İzmir, Turkey. *Ore Geology Reviews*, 23, 35-53.
- Orville, P. M. (1963). Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. *American Journal of Science*, 261, 201-237.
- Öngen, S. (1982). *Yenice (Çanakkale) Granitoidlerinin ve Yan Kayaçlarının Petrolojisi*. Doçentlik Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Orgün, Y., Gültekin, A. H. ve Önal, A. (2005). Geology, Mineralogy and Fluid Inclusion Data from the Arapucan Pb-Zn-Cu-Ag Deposit, Çanakkale, Turkey. *Journal of Earth Sciences*, 25, 629-642.
- Pagé, L., Hattori, K., De Hoog, J. C. M. ve Okay, A. I. (2016). Halogen (F, Cl, Br, I) behaviour in subducting slabs: A study of lawsonite blueschists in Western Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 442, 133-142.
- Palacios, C., Rouxel, O., Reich, M., Cameron, E. M. ve Leybourne, M. I. (2011). Pleistocene recycling of copper at a porphyry system, Atacama Desert, Chile; Cu isotope evidence. *Mineralium Deposita*, 46, 1-7.
- Pals, D. W., Spry, P. G. ve Chrysosoulis, S. L. (2003). Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: Implications for gold distribution and deposition. *Economic Geology*, 98, 479-493.
- Park, C., Song, Y., Kang, I. M., Shim, J., Chung, D. ve Park, C. S. (2017). Metasomatic changes during periodic fluid flux recorded in grandite garnet from the Weondong W-Skarn deposit, South Korea. *Chemical Geology*, 451, 135-153.
- Parsapoor, A., Khalili, M., Tepley, F. ve Maghami, F. (2015). Mineral chemistry and isotopic composition of magmatic, re-equilibrated and hydrothermal biotites from

- Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (Southeast of Iran). *Ore Geology Reviews*, 66, 200-218.
- Patiño Douce, A. E. (1993). Titanium substitution in biotite: An empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences form biotite stability. *Chemical Geology*, 108, 133-162.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. ve Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pe-Piper, G. ve Piper, D. J. W. (2006). Unique features of the Cenozoic igneous rocks of Greece. In Y. Dilek, S. Pavlides, (Ed.), Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia. *Geological Society of America, Special Paper*, 409, 259-282.
- Peccerillo, A. ve Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
- Petruk, W., Harris, D. C. ve Stewart, J. M. (1971). Characteristics of the arsenides, sulpharsenides, and antimonides. *Canadian Mineralogist*, 11, 49-86.
- Peytcheva, I., von Quadt, A., Ovtcharova, M., Handler, R., Neubauer, F., Salnikova, E., Kostitsyn, Y., Sarov, S. ve Kolcheva, K. (2004). Metagranitoids from the eastern part of the Central Rhodopean Dome (Bulgaria): U–Pb, Rb–Sr and ⁴⁰Ar/³⁹Ar timing of emplacement and exhumation and isotope-geochemical features. *Mineralogy and Petrology*, 82, 1-31.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Perth: Springer.

- Poitrasson, F. ve Freydier, R. (2005). Heavy iron isotope composition of granites determined by high resolution MC-ICP-MS. *Chemical Geology*, 222, 132-147.
- Polyakov, V. B., Clayton, R. N., Horita, J. ve Mineev, S. D., (2007). Equilibrium iron isotope fractionation minerals: Reevaluation from the data of nuclear inelastic resonant X-ray scattering and Mössbauer spectroscopy. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 71, 3833-3846.
- Polyakov, V. B. ve Soultanov, D. M. (2011). New data on equilibrium iron isotope among sulfides: constraints on mechanisms of sulphide formation in hydrothermal and igneous systems. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 75, 1957-1974.
- Raith, J. G. ve Stein, H. J. (2000). Re–Os dating and sulfur isotope composition of molybdenite from tungsten deposits in western Namaqualand, South Africa: Implications for ore genesis and the timing of metamorphism. *Mineralium Deposita*, 35, 741-753.
- Richards, J. P. (2005). Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits. In T. M. Porter (Ed.), *Super porphyry copper & gold deposits: A global perspective*. PGC publishing, Adelaide, 1, 7-25.
- Richards, J. P. (2015). Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70, 323-345.
- Richards, J. P., McCulloch, M. T., Chappell, B. W. ve Kerrich, R. (1991). Sources of metals in the Porgera gold deposit, Papua New Guinea: Evidence from alteration, isotope, and noble metal geochemistry. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 55, 565-580.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. ve Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric

- formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012). Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163, 877-895.
- Ring, U., Glodny, J., Will, T. ve Thomson, S. (2010). The Hellenic subduction system: High-pressure metamorphism, exhumation, normal faulting, and large-scale extension. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 45-76.
- Ring, U. ve LAYER, P. W. (2003). High-pressure metamorphism in the Aegean, eastern Mediterranean: Underplating and exhumation from the Late Cretaceous until the Miocene to recent above the retreating Hellenic subduction zone. *Tectonics*, 22, 1022.
- Robert, J. L. (1976). Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chemical Geology*, 17, 213-227.
- Roedder, E. (1979). Origin and significance of magmatic inclusions. *Bulletin de Mineralogie*, 102, 487-510.
- Roedder, E. (1984). *“Fluid Inclusions” Reviews in Mineralogy*. Washington: Mineralogical Society of America.
- Roedder, E. ve Bodner, R. J. (1980). Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8, 263-301.
- Richards, J. P. (2009). Postsubduction porphyry Cu–Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere. *Geology*, 37, 247-250.

- Ring, U., Glodny, J., Will, T. ve Thomson, S. (2010) The Hellenic subduction system: High-pressure metamorphism, exhumation, normal faulting, and large-scale extension. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 45-76.
- Rye, R. O. (2005). A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical Geology*, 215, 5-36.
- Sakai, H. (1968). Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes. *Geochemical Journal*, 2, 29-49.
- Sánchez, M. G., McClay, K. R., King, A. R. ve Wijbrams J. R. (2016). Cenozoic crustal extension and its relationship to porphyry Cu-Au-(Mo) and epithermal Au-(Ag) mineralization in the Biga Peninsula, Northwestern Turkey. *Society of Economic Geologists*, 19, 113-156.
- Sato, K. (1980). Tungsten skarn deposit of the Fujigatani mine, southwest Japan. *Economic Geology*, 75, 1066-1082.
- Sato, K. (2012). Sedimentary crust and metallogeny of granitoid affinity: Implications from the geotectonic histories of the Circum-Japan Sea region, Central Andes and southEastern Australia. *Resource Geology*, 62, 329-351.
- Saunders, J. A., Mathur, R., Kamenov, G. D., Shimizu, T. ve Brueseke, M. E. (2016). New isotopic evidence bearing on bonanza (Au-Ag) epithermal ore-forming processes. *Mineralium Deposita*, 51, 1-11.
- Savard, M. M., Chi, G. X., Sami, T., William-Johns, A. E. ve Leigh, K. (2000). Fluid inclusion and carbon, oxygen and strontium isotope study of the Polaris Mississippi Valley-type Zn-Pb deposit, Canadian Arctic Archipelago: Implication for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 35, 495-510.

- Savin, S. N. L. ve Epstein, S. (1970). The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 34, 43-64.
- Schmidt, A., Pourteau, A., Candan, O. ve Oberhänsli, R. (2015). Lu–Hf geochronology on cm-sized garnets using microsampling: new constraints on garnet growth rates and duration of metamorphism during continental collision (Menderes Massif, Turkey). *Earth Planetary Science Letters*, 432, 24-35.
- Schuessler, J., Schoenberg, R. ve Sigmarsson, O. (2009). Iron and lithium isotope systematics of the Hekla volcano, Iceland-evidence for Fe isotope fractionation during magma differentiation. *Chemical Geology*, 258, 78-91.
- Seal, R. R. (2006). Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 61, 633-677.
- Shafiei, B., Haschke, M. ve Shahabpour, J. (2009). Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, Southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44 (3), 265-283.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive rocks; Their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits, with a chapter on Meteorites* (2nd ed.). New York: Hafner Publishing Company.
- Shannon, R. D. (1976). Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica*, 32, 751-767.
- Sheppard, S. M. F. (1986). In stable isotopes in high temperature geological processes. *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 16, 83-165.
- Sheppard, S. M. F. ve Gilg, H. A. (1996). Stable isotopic geochemistry of clay minerals. *Clays and clay Minerals*, 22, 1-24.

- Shepherd, T. J., Miller, M. F., Scrivener, R. C. ve Darbyshire, D. P. F. (1985). In High Heat Production (HHP) Granites, Hydrothermal Circulation and Ore Genesis. *Institute of Mining Metallurgy, London*, 345-364.
- Sherafat, S., Yavuz, F., Noorbehesht, I. ve Yıldırım, D. K. (2012). Mineral chemistry of Plio-Quaternary subvolcanic rocks, Southwest Yazd Province, Iran. *International Geology Review*, 54, 1497-1531.
- Shikazono, W. (1974). Physicochemical environment and mechanism of volcanic hydrothermal ore deposition in Japan, with special reference to oxygen fugacity. *University of Tokyo, Journal of Faculty of Science*, 19, 27-56.
- Shikazono, W. (2003). *Geochemical and Tectonic Evolution of Arc-Backarc Hydrothermal Systems. Implication for the Origin of Kuroko and Epithermal Vein-Type Mineralizations and the Global Geochemical Cycle* (1st ed.). London: Elsevier.
- Siahcheshm, K., Calagari, A. A., Abedini, A. ve Lentz, D. R. (2012). Halogen signatures of biotites from the Maher-Abad porphyry copper deposit, Iran: Characterization of volatiles in syn- to post-magmatic hydrothermal fluids. *International Geology Review*, 54, 1353-1368.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Fallick, A. E. ve Cruz, M. J. M. (1998). Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northEastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 457-471.
- Sillitoe, R. H. ve Hedenquist, J. W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. In S. F. Simmons, I. Graham, (Ed.). *Volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth. Society of Economic Geologists, Special Publication*, 10, 315-343.

- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3-41.
- Simmons, S. F. (1995). Magmatic contributions to low-sulfidation epithermal deposits. Magmas, fluids and ore deposits. *Mineralogical Society of Canada, Short Course*, 23, 455-477.
- Siyako, M., Bürkan, K. A. ve Okay, A. I. (1989). Tertiary geology and hydrocarbon potential of the Biga and Gelibolu Peninsula. *Turkish Associations of Petroleum Geologist Bulletin*, 1/3, 183-199.
- Smith, M. P., Henderson, P., Jeffries, T. E. R., Long, J. ve Williams, C. T. (2004). The rare earth elements and uranium in garnets from the Beinn and Dubhaich Aureole, Skye, Scotland, UK: Constraints on processes in a dynamic hydrothermal system. *Journal of Petrology*, 45, 457-484.
- Stampfli, G. M. ve Borel, G. D. (2004). The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain. In W., Cavazza, F., Roure, W., Spakman, G. M., Stampfli, P., Ziegler (Ed.). *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (53–80). Berlin: Springer Verlag.
- Steiger, R. H. ve Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Stein, E. ve Dietl, C. (2001). Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology*, 72, 185-207.
- Stein, H. J., Markey, R. J., Morgan, J. W., Hannah, J. L. ve Schersten, A. (2001). The Remarkable Re-Os Chronometer in Molybdenite: How and Why It Works. *Terra Nova*, 13, 479-486.

- Stein, H. J., Sundblad, K., Markey, R. J., Morgan, J. W. ve Motuza, G. (1998). Re-Os ages for Archean molybdenite and pyrite, Kuittila-Kivisuo, Finland and Proterozoic molybdenite, Kabeliai, Lithuania: testing the chronometer in a metamorphic and metasomatic setting. *Mineralium Deposita*, 33, 329-345.
- Sun, S. ve McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders, M. J. Norry (Ed.). *Magmatism in the Ocean Basins* içinde (313-345). London: Geological Society.
- Sun, W. D., Liang, H. Y., Ling, M. X., Zhan, M. Z., Ding, X., Zhang, H., Yang, X. Y., Li, Y. L., Ireland, T. R., Wei, Q. R. ve Fang, W. M. (2013). The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 103, 263-275.
- Sun, W., Huang, R. F., Li, H., Hu, Y. B., Zhang, C. C., Sun, S. J., Zhang, L. P., Ding, X., Li, C. Y., Zartman, R. E. ve Ling, M. X. (2015). Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, 65, 97-131.
- Sung, Y. H., Brugger, J., Ciobanu, C. L., Pring, A., Skinner, W. ve Nugus, M. (2009). Invisible gold in arsenian pyrite and arsenopyrite from a multistage Archaean gold deposit: Sunrise Dam, Eastern Goldfields Province, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 44, 765-791.
- Şengör, A. M. C., Satır, M. ve Akkök, R. (1984). Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3-7, 693-707.
- Şengör, A. M. C. ve Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.

- Şengün, F., Yiğitbaş, E. ve Tunç, İ. O. (2010). Geology and tectonic emplacement of eclogite and blueschists, Biga Peninsula, Northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Science*, 20, 273-285.
- Taylor. H. P. (1979). *Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. New York: John Wiley & Sons.
- Taylor, P. D. P., Maeck, R. ve De Bièvre, P. (1992). Determination of the absolute isotopic composition and atomic weight of a reference sample of natural iron. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes* 121, 111-125.
- Taylor, R. (2009). *Ore Textures: Recognition and Interpretation*. Berlin: Springer-Verlag.
- Taylor, R. P. ve Fryer, B. J. (1980). Multi-stage hydrothermal alteration in porphyry copper systems in northern Turkey: The temporal interplay of potassic, porphyritic and phyllic fluids. *Canadian Journal of Earth Science*, 17, 901-926.
- Tekeli, O. (1981). Subduction complex of pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey. *Geology*, 9, 68-72.
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H. J. ve Trumbull, R. B. (1997). On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61, 809-834.
- Tolun, R. (1955). A study on the concentration tests and beneficiation of the Uludağ tungsten ore. *Bulletin of MTA*, 1954, 55, 106-128.
- Tomkins, A. G., Rebryna, K. C., Weinberg, R. F. ve Schaefer, B. F. (2012). Magmatic sulfide formation by reduction of oxidized arc basalt. *Journal of Petrology*, 53, 1537-1567.

- Tosdal, R. M. ve Richards, J. P. (2001). Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au deposits. Structural Controls on Ore Genesis. *Reviews in Economic Geology*, 14, 157-181.
- van Hinsbergen, D. J. J., Hafkenscheid, E., Spakman, W., Meulenkamp, J. E. ve Wortel, R. (2005). Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology*, 33, 325-328.
- VillaSeCa, C., Ruiz-Martinez, V. C. ve Pérez-Soba, C. (2017). Magnetic susceptibility of Variscan granite types of the Spanish Central System and the redox state of magma. *Geologica Acta*, 15, 379-394.
- Walker, J. R. (1993). Chlorite polytype geothermometry. *Clay and Clay Minerals*, 41, 260.
- Wang, L., Marks, M. A. W., Keller, J. ve Markl, G. (2014). Halogen variations in alkaline rocks from the Upper Rhine Graben (SW Germany): Insights into F, Cl and Br behavior during magmatic processes. *Chemical Geology*, 380, 133-144.
- Wang, D., Sun, X., Zheng, Y. Y., Wu, S., Xia, S. L., Chang, H. F. ve Yu, M. (2017). Two pulses of mineralization and genesis of the Zhaxikang Sb-Pb-Zn-Ag deposit in southern Tibet: Constraints from Fe-Zn isotopes. *Ore Geology Reviews*, 84, 347-363.
- Wang, Y., Zhu, X. K. ve Cheng, Y. (2015). Fe isotope behaviours during sulfide-dominated skarn-type mineralisation. *Journal of Asian Earth Science*, 103, 374-392.
- Wang, Y., Zhu, X. K., Mao, J. W., Li, Z. H. ve Cheng, Y. B. (2011). Iron isotope fractionation during skarn-type metallogeny: a case study of Xinqiao Cu-S-Fe-Au deposit in the Middle-Lower Yangtze valley. *Ore Geology Reviews*, 43, 194-202.

- Watanabe, M. ve Soeda, A. (1981). Distribution of polytype contents of molybdenite from Japan and possible controlling factor in polytypism. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 141, 258-279.
- Wawryk, C. M. ve Foden, J. D. (2017). Iron-isotope systematics from the Batu Hijau Cu-Au deposit, Sumbawa, Indonesia. *Chemical Geology*, 466, 159-172.
- Weaver, B. ve Tarney, J. (1984). Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 296, 821-825.
- Webster, J. D., Tappen, C. M. ve Mandeville, C. W. (2009). Partitioning behavior of chlorine and fluorine in the system apatite-melt-fluid. II: Felsic silicate systems at 200 MPa. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 73, 559-581.
- Whitehouse, M. J. ve Fedo, C. M. (2007). Microscale heterogeneity of Fe isotopes in N3.71 Ga banded iron formation from the Isua Greenstone Belt, southwest Greenland. *Geology*, 35, 719-722.
- Whitney, J. A. ve Stormer, J. C. (1985). Mineralogy, petrology, and magmatic conditions from the Fish Canyon Tuff, Central San Juan volcanic field, Colorado. *Journal of Petrology*, 26, 726-762.
- Whitney, P. R. ve Olmsted, J. F. (1998). Rare earth element metasomatism in hydrothermal systems: The Willsboro–Lewis wollastonite ores, New York, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 2965-2977.
- Wilkinson, J. J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-272.
- Williamson, B. J., Herrington, R. J. ve Morris, A. (2016). Porphyry copper enrichment linked to excess aluminium in plagioclase. *Nature Geoscience*, 9, 237-241.

- Wilson, A. J., Cooke, D. R., Harper, B. J. ve Deyell, C. L. (2007). Sulfur isotopic zonation in the Cadia district, southEastern Australia: Exploration significance and implications for the genesis of alkalic porphyry gold-copper deposits. *Mineralium Deposita*, 42, 465-487.
- Wjkerslooth, P. D. (1955). Morphological and optical properties of Bursait. *Symposium on Applied Geology in the Near East-Ankara*.
- Wones, D. R. ve Eugster, H. P. (1965). Stability of biotite: experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50, 1228-1272.
- Wu, S., Zheng, Y., Wang, D., Chang, H. ve Tan, M. (2017). Variation of copper isotopes in chalcopyrite from Dabu porphyry Cu-Mo deposit in Tibet and implications for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 90, 14-24.
- Yalçın, T. (2007). Geochemical characterization of the Biga Peninsula thermal waters, NWTurkey. *Aquatic Geochemistry*, 13, 75-93.
- Yan, B., Zhu, X. K., Tang, S. H. ve Zhu, M. Y. (2010). Fe isotopic characteristics of the Neoproterozoic BIF in Guangxi Province and its implications. *Acta Geologica Sinica* 84 (7), 1080-1086.
- Yao, J., Mathur, R., Sun, W., Song, W., Chen, H., Mutti, L., Xiang, X. ve Luo, X. (2016). Fractionation of Cu and Mo isotopes caused by vapor-liquid partitioning, evidence from the Dahutang W-Cu-Mo deposit. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 1725-1739.
- Yardley, B. W. D., Rochelle, C. A., Barnicoat, A. C. ve Lloyd, G. E. (1991). Oscillatory zoning in metamorphic minerals: An indicator of infiltration metasomatism. *Mineralogical Magazine*, 55, 357-365.

- Yavuz, F. (2003). Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: part II- applications using the computer program Mica⁺. *Computers and Geosciences*, 29, 1215-1228.
- Yavuz, F. ve Döner, Z. (2017). WinAmptb: A windows program for calcic amphibole thermobarometry. *Periodico di Mineralogia*, 86, 135-167.
- Yenigün, K. (1978). Çanakkale-Yenice çevresinde gözlenen yeni mineralize zuhurlar prospeksiyonu. *MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 6564* (yayımlanmamış).
- Yenigün, K. 1980. Çanakkale-Yenice-Namazgah, Sameteli, Başkoz, Umurlar, Gümüşler Köyleri çevresi Pb-Zn-Cu cevherleşmeleri etüdları. *MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 6978* (yayımlanmamış).
- Yılmaz, H., Oyman, T., Arehart, G., Çolakoğlu, A. ve Billor, Z. (2007). Low-sulfidation type Au-Ag mineralization at Bergama, Izmir, Turkey. *Ore Geology Reviews*, 32, 81-124.
- Yılmaz, H., Oyman, T., Sönmez, F. N., Arehart, G. B. ve Billor, Z. (2010). Intermediate sulfidation epithermal gold-base metal deposits in Tertiary subaerial volcanic rocks, Şahinli/Tespirdere (Lapseki/Western Turkey). *Ore Geology Reviews*, 37, 236-258.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Karacık, Z. ve Altunkaynak, Ş. (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.
- Yılmaz, Y. ve Karacık, Z. (2001). Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens. *Geodinamica Acta*, 14, 31-43.

- Yiğit, Ö. (2009). Mineral deposits of Turkey in relation to Tethyan Metallogeny: Implications for future mineral exploration. *Economic Geology*, 104, 19-51.
- Yiğit, Ö. (2012). A prospective sector in the Tethyan Metallogenic Belt: Geology and geochronology of mineral deposits in the Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 46, 118-148.
- Yücelay, M. A. (1971). Çanakkale-Yenice, Karaköy-Arapuçandere Pb-Zn-Cu cevherleşmesinin jeolojik çalışması. *MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 4688* (yayımlanmamış).
- Zarasvandi, A., Heidari, M., Raith, J., Rezaei, M. ve Saki A. (2019). Geochemical characteristics of collisional and pre-collisional porphyry copper systems in Kerman Cenozoic Magmatic Arc, Iran: Using plagioclase, biotite and amphibole chemistry. *Lithos*, 326-327, 279-297.
- Zarasvandi, A., Tashi, M., Raith, J. G., Rezaei, M., Mousivand, F. ve Saki, A. (2020). Geochemical discrimination of intrusions in the Choran Cu-Au deposit, Iran, using silicate chemistry. *Journal of Geochemical Exploration*, 217, 106589.
- Zartman, R. E. ve Doe, B. R. (1981). Plumbotectonics-the model. *Tectonophysics*, 75, 135-162.
- Zhang, W. F., Chen, H. Y., Peng, L. H., Zhao, L. D., Lu, W. J., Zhang, Z. J., Yang, J. T. ve Sun, J. (2018). Ore genesis of the Duotoushan Fe-Cu deposit, Eastern Tianshan, NW China: Constraints from ore geology, mineral geochemistry, fluid inclusion and stable isotopes. *Ore Geology Reviews*, 100, 401-421.
- Zheng, Y., Zhang, L., Chen, Y., Hollings, P. ve Chen, H. (2013). Metamorphosed Pb–Zn–(Ag) ores of the Keketale VMS deposit, NW China: evidence from ore textures, fluid inclusions, geochronology and pyrite compositions. *Ore Geology Reviews*, 54, 167-180.

- Zhu, X. K., Guo, Y., Williams, R. J. P., O'Nions, R. K., Matthews, A., Belshaw, N. S., Canters, G. W., DeWaal, E. C., Weser, U., Burgess, B. K. ve Salvato, B. (2002). Mass fractionation processes of transition metal isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 200, 47-62.
- Zhu, B., Zhang, H. F., Zhao, X. M. ve He, Y. S. (2016). Iron isotope fractionation during skarn-type alteration: Implications for metal source in the Han-Xing iron skarn deposit. *Ore Geology Reviews*, 74, 139-150.
- Zhu, Z. Y., Jiang, S. Y., Mathur, R., Cook, N. J., Yang, T., Wang, M., Ma, L. ve Ciobanu, C. L. (2018). Iron isotope behavior during fluid/rock interaction in K-feldspar alteration zone - a model for pyrite in gold deposits from the Jiaodong Peninsula East China. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 222, 94-116.